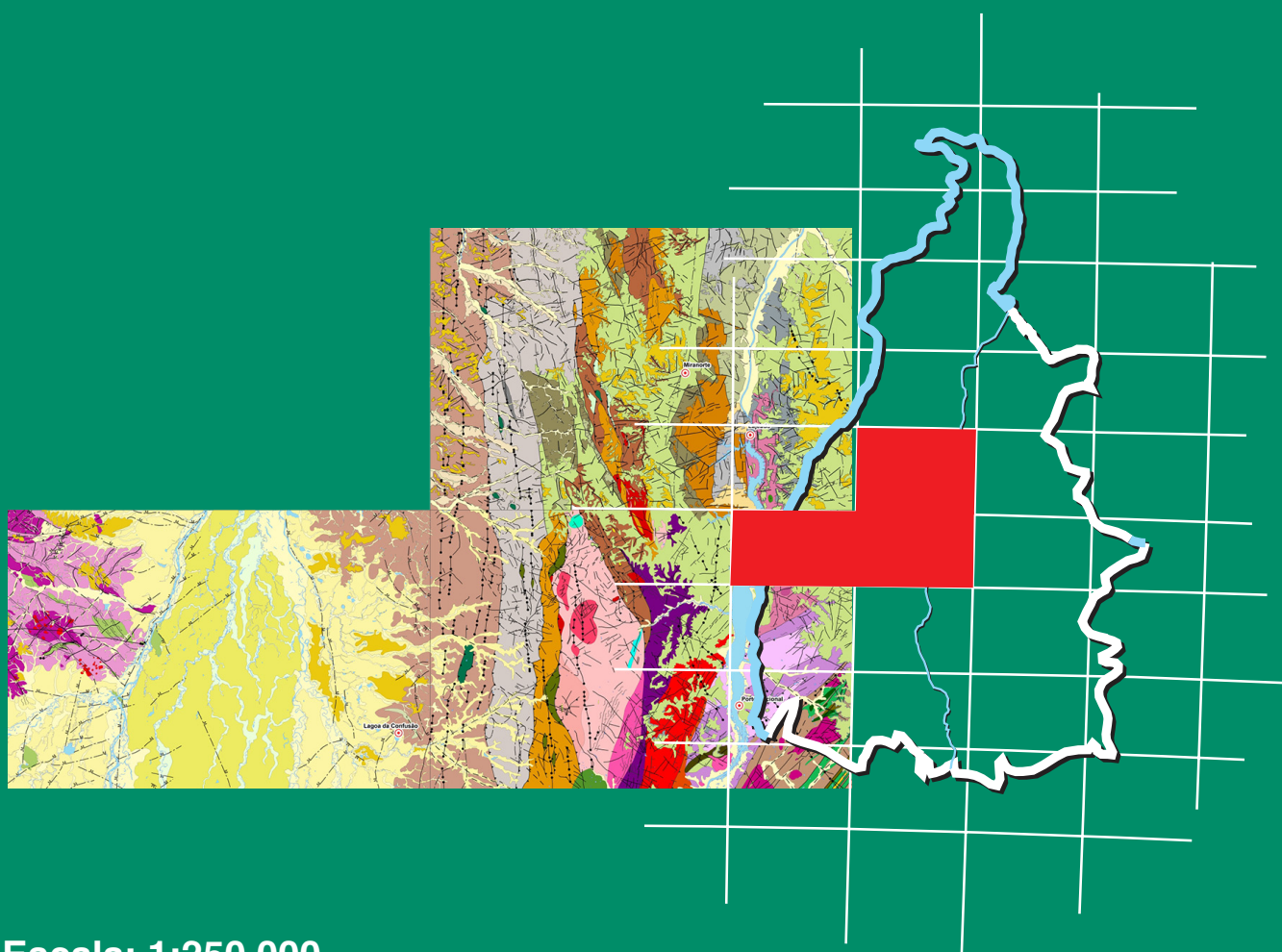


**Programa Geologia do Brasil**  
**Levantamentos Geológicos Básicos**

# **GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS** **DAS FOLHAS MIRACEMA DO NORTE** **SC.22-X-D, PORTO NACIONAL SC.22-Z-B,** **SANTA TERESINHA SC.22-Z-A**



**Escala: 1:250.000**  
**2017**

 **CPRM**  
Serviço Geológico do Brasil

**PROJETO GEOLOGIA DA REGIÃO DE PALMAS**

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**  
**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**  
**SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM**  
DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA

**Programa Geologia do Brasil**

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS**  
**DA REGIÃO DE PALMAS – FOLHAS**  
**MIRACEMA DO NORTE SC.22-X-D**  
**PORTO NACIONAL SC.22-Z-B E**  
**SANTA TERESINHA SC.22-Z-A**

**ESCALA 1:250.000**

**ESTADO DO TOCANTINS**

**Pedro Sérgio Estevam Ribeiro**  
**Cleber Ladeira Alves**



GOIÂNIA  
2017



**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**  
**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**  
**SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM**

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA

**Programa Geologia do Brasil**  
**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA REGIÃO DE PALMAS**

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**  
Fernando Bezerra de Sousa Coelho Filho  
*Ministro de Estado*

**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**  
Vicente Humberto Lôbo Cruz  
*Secretário*

**SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM**  
Eduardo Jorge Ledsham  
*Diretor-Presidente*

José Carlos Garcia Ferreira  
*Diretor de Geologia e Recursos Minerais*

Antônio Carlos Bacelar Nunes  
*Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial*

Esteves Pedro Colnago  
*Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento*

Juliano de Souza Oliveira (interino)  
*Diretor de Administração e Finanças*

Lúcia Travassos da Rosa Costa  
*Chefe do Departamento de Geologia*

Evandro Luiz Klein  
*Chefe do Departamento de Recursos Minerais*

Edilton José dos Santos  
*Chefe da Divisão de Geologia Básica*

Luiz Gustavo Rodrigues Pinto  
*Chefe da Divisão de Sensoriamento Remoto e Geofísica*

Patricia Duringer Jacques  
*Chefe da Divisão de Geoprocessamento*

Marília Santos Salinas Rosário  
*Chefe da Divisão de Cartografia*

Marco Túlio Naves de Carvalho  
*Departamento de Relações Institucionais e Divulgação*

José Márcio Henriques Soares  
*Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação*

**SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA**  
Luiz Fernando Magalhães  
*Superintendente*

Luciana Felício Pereira  
*Gerente de Geologia e Recursos Minerais*

Marcelo Ferreira da Silva e Felipe Rodrigues Martins  
*Supervisor de Projetos*

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**  
**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**  
**SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM**

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE GOIÂNIA

**CRÉDITOS AUTORAIS**

Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Cleber Ladeira Alves

---

**CRÉDITOS DE AUTORIA DO RELATÓRIO**

**1. INTRODUÇÃO**

Edson Gaspar Martins  
Sheila Soraya Alves Knust  
Cleber Ladeira Alves

**2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL**

Cleber Ladeira Alves  
Pedro Sérgio Estevam Ribeiro

**3. ESTRATIGRAFIA**

Cleber Ladeira Alves  
Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Edson Gaspar Martins  
José Luciano Stropper  
Nelson Joaquim Reis  
Sheila Soraya Alves Knust

**4. CARACTERÍSTICAS DEFORMACIONAIS E GEOTECTÔNICAS**

Antônio Augusto Soares Frasca  
Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Cleber Ladeira Alves

**5. GEOQUÍMICA PROSPECTIVA**

Daliane Bandeira Eberhardt  
Pedro Sérgio Estevam Ribeiro

**6. RECURSOS MINERAIS**

Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Cleber Ladeira Alves

**7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES**

Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Cleber Ladeira Alves

**8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

Maria Gasparina de Lima

**GEOFÍSICA**

Marcelo Ferreira da Silva  
Marcus Flávio Nogueira Chiarini

**GEOQUÍMICA**

Daliane Bandeira Eberhardt  
Pedro Sérgio Estevam Ribeiro  
Pedro Soares Ricardo Bispo  
João Rocha de Assis  
Flávio Fernandes Faleiro  
Liliane Viana dos Santos

**PETROGRAFIA**

Frederico Ozanam Raposo  
Cleber Ladeira Alves

**LITOQUÍMICA E PETROLOGIA**

Jaime Estevão Scandolara

**GEOCRONOLOGIA**

Joseneuza Rodrigues Brilhante

**SIG GEOLÓGICO**

Cristiane de Lima Pereira  
Luiz Carlos de Melo  
Valdivino Patrocínio da Silva

**REVISÃO FINAL**

Edilton José dos Santos  
Jaime Estevão Scandolara

**PROJETO GRÁFICO (DIAGRAMAÇÃO) – GERIDE-GO**

Cristiane de Lima Pereira  
Kátia Siqueira Batista

**PROJETO GRÁFICO (PADRÃO CAPA/EMBALAGEM – DIMARK)**

José Márcio Henrique Soares  
Washington José Ferreira Santos

# APRESENTAÇÃO

---

O conhecimento geológico do território brasileiro constitui um instrumento indispensável para o planejamento e a implementação das políticas públicas voltadas para o aproveitamento sustentável dos recursos minerais, petrolíferos e hídricos superficiais e subterrâneos do país e, simultaneamente, fonte de dados imprescindível para o conhecimento do meio físico tendo em vista a execução de políticas de zoneamento ecológico-econômico e de gestão ambiental do território nacional.

É com esta premissa que a Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral do Ministério de Minas e Energia, coloca a disposição da comunidade técnico-científica, dos empresários do setor mineral e da sociedade em geral os resultados alcançados pelo projeto **GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA REGIÃO DE PALMAS - FOLHAS MIRACEMA DO NORTE SC.22-X-D, PORTO NACIONAL SC.22-Z-B E SANTA TERESINHA SC.22-Z-A**, executado pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil através da Superintendência Regional de Goiânia.

Este projeto apresenta o estado da arte do conhecimento geológico e dos recursos minerais na escala 1:250.000 de uma área de 54.000 km<sup>2</sup> abrangendo 30 municípios da porção centro-oeste do estado do Tocantins, incluindo a capital, Palmas e 3 municípios do extremo leste do estado do Mato Grosso.

Na preparação deste produto foram compilados e integrados todos os dados e informações geológicas, tectônicas, geoquímicas e de recursos minerais, disponíveis na região abrangida pela área do projeto. Estes dados foram complementados com a interpretação de sensores remotos e dados aerogeofísicos de alta resolução, seguida de intensa programação de coleta de dados de campo e da elaboração de um texto explicativo. Todas as informações coligidas encontram-se disponibilizadas em um robusto e moderno banco de dados (GEOSGB) da CPRM.

Este produto é mais uma ação do PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL, presente em todas as regiões do país e cujo objetivo é proporcionar o incremento do conhecimento geológico e hidrogeológico do território brasileiro, com suporte do PROGRAMA DE ACELERAÇÃO DO CRESCIMENTO - PAC.

Com mais este lançamento, a CPRM - Serviço Geológico do Brasil, dá continuidade à política governamental de atualizar o conhecimento geológico do país, seja através dos levantamentos geológicos básicos nas escalas 1:250.000 e 1:100.000 e dos levantamentos aerogeofísicos de alta resolução, com linhas de vôo espaçadas de 500m, ou ainda pela integração da geologia e dos recursos minerais em mapas estaduais, nas escalas 1:500.000 e 1:1.000.000, cumprindo seu papel institucional e contribuindo para o conhecimento geológico como uma ferramenta de infraestrutura, de fundamental importância para o desenvolvimento regional, como subsídio básico para a formulação de políticas públicas e embasamento para a tomada de decisão de investimentos.



# RESUMO

---

O Projeto Geologia da Região de Palmas tem caráter institucional e integra o Programa Levantamentos Geológicos do Brasil, desenvolvido pelo Ministério de Minas e Energia através do Serviço Geológico do Brasil - SGB/CPRM, com recursos do Programa de Aceleração do Crescimento - PAC-II. A área do projeto inclui segmentos de quatro importantes domínios geotectônicos: Cráton Amazônico, Província Tocantins e bacias do Parnaíba e Bananal.

O Craton Amazônico está representado na porção oeste da área, na folha Santa Teresinha, por quatro unidades litoestratigráficas: rochas gnáissicas e migmatíticas arqueanas (2820 a 2760 Ma) pertencentes ao Complexo Santana do Araguaia; granitoides de uma série expandida pertencentes a Suíte Intrusiva Vila Rica (1978±4 a 1968±15 Ma) gerados em ambiente de arco de margem continental desenvolvido na borda do terreno Arqueano representado pelo Complexo Santana do Araguaia, com o qual mantém contatos tectônicos e intrusivos; granitos com assinaturas pós-orogênicas, do tipo A, sub-tipo A2 pertencentes a Suíte Intrusiva Rio Dourado (1878±4,3 a 1864±4,6 Ma). Associada a estas rochas, através de contatos tectônicos, ocorre a Sequência Fazenda Santa Fé, unidade vulcanossedimentar com idade máxima de deposição de 1945 Ma. A correlação destas rochas com aquelas das províncias auríferas do Tapajós e Carajás no estado do Pará confere a esta porção do Cráton Amazônico potencial para depósitos auríferos.

A Província Tocantins é composta por um conjunto de unidades litoestratigráficas distribuídas em dois cinturões móveis neoproterozoicos, Araguaia e Brasília, além de seu embasamento paleoproterozoico, formado pelos complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional, Suíte Plutono-vulcânica Ipueiras e Suíte Serrote.

As principais propostas de evolução geológica para a região e conseqüentes implicações metalogenéticas, se relacionam à Província Tocantins, incluindo seu embasamento paleoproterozoico e supracrustais do Orógeno Araguaia e Orógeno Brasília.

Os novos dados relativos ao embasamento do Orógeno Araguaia, obtidos através de análises de afloramentos e aplicação de métodos indiretos, permitiram definir uma expressiva bacia paleoproterozoica de características plataformais com importante contribuição de material pelítico-carbonático, protólito de rochas calcissilicáticas. A presença de uma plataforma carbonática sugere o limite de um bloco continental ou de um mar interno. Às rochas calcissilicáticas estão relacionados indícios e ocorrências de cobre e volfrâmio, que, diante do novo quadro evolutivo, poderão constituir-se em alvos prospectivos. Esta porção da bacia foi cartografada como unidade paraderivada do Complexo Rio dos Mangues. A sedimentação mais profunda desta bacia, predominantemente siliciclástica, está representada por rochas metamórficas como kinzigitos, quartzitos e gonditos, às quais estão relacionados jazimentos (depósitos e indícios) de manganês supergênico. As rochas metassedimentares que compõem esta porção da bacia encontram-se cartografadas como a porção paraderivada do Complexo Porto Nacional. Análise comparativa entre os histogramas elaborados a partir de idades de zircões detríticos das rochas paraderivadas dos complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional, demonstra que estas rochas receberam contribuição de zircões de fontes de mesma idade e, portanto, fazem parte de uma mesma bacia. Os complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional, juntamente as demais unidades do embasamento do Orógeno Araguaia (Suíte Plutono-vulcânica Ipueiras e Suíte Serrote), têm evolução paleoproterozoica dentro de um intervalo de tempo que permite sugerir que fazem parte de uma mesma evolução. Contudo, a reconstituição



da paleogeografia, do ambiente original, torna-se difícil em função dos eventos tectônicos que se sucederam no Mesoproterozoico-Neoproterozoico (*rift* Araguaia) e Neoproterozoico (Evento Transbrasiliano) com aloctonia e deslocamentos tectônicos de grandes magnitudes, gerando uma arquitetura crustal onde rochas de diferentes níveis litosféricos estão justapostas. Outra proposta de mudança sugerida neste projeto tem importantes implicações tectono-estratigráficas e metalogenéticas, ligadas à evolução do Orógeno Araguaia. Os dados de campo e laboratório demonstram que a Unidade Vulcanossedimentar Rio do Coco, originalmente cartografada como sequência do tipo *greenstone belt* de idade Arqueana (BARRADAS, 1980), faz parte da evolução do Orógeno Araguaia como integrante da sequência ofiolítica do Complexo Quatipuru. Datações geocronológicas U-Pb LA-ICP-MS realizadas em zircões de metabasaltos da área tipo da Unidade Rio do Coco indicaram idades entre 930 e 760 Ma, além de zircões herdados arqueanos e paleoproterozoicos.

No domínio das rochas supracrustais do Orógeno Araguaia, admite-se que a fase *rift* responsável pelo início da formação da “Bacia Araguaia” tenha ocorrido entre 1,0 e 0,90 Ga, marcada pelo alojamento dos corpos da Suíte Alcalina Monte Santo-Serra da Estrela, importantes metalocetos ao qual estão relacionadas ocorrências de gemas, principalmente esmeraldas, produto de metassomatismo sódico (albitização) sobre rochas calcissilicáticas encaixantes (Complexo Rio dos Mangues), além de ETR, zirconita e sodalita.

A evolução da fase *rift* da “Bacia Araguaia” é marcada por sedimentação imatura, composta por conglomerados, arenitos ortoquartzíticos a arcossianos e grauvacas que geraram quartzitos, xistos feldspáticos e paragneisses agrupados nas formações Morro do Campo, Canto da Vazante e Xambioá, evoluindo, para uma fase de oceanização, representada pela sequência ofiolítica do Complexo Quatipuru, formada por corpos peridotíticos serpentinizados, metabasaltos e formações ferríferas aos quais estão associados depósitos de cromita podiforme, níquel laterítico e indícios de platina e paládio. A fase final de evolução do aparelho ofiolítico é marcada por um enxame de diques básicos e pela sedimentação clasto-química, representada pelas formações Pequizeiro e Couto Magalhães, portadoras de depósitos de sulfetos polimetálicos (fora da área do projeto), imensos depósitos de quartzo industrial e gemológico associados a veios de quartzo e depósitos de rochas carbonáticas utilizados na agricultura.

Os processos de inversão tectônica e metamorfismo que estruturaram o Orógeno Araguaia são bem marcados por deformação dúctil compressiva-transpressiva, envolvendo empurrões e dobras inversas com vergência para WNW. No período entre 590 e 540 Ma houve a geração de granitos peraluminosos sin a tardi-tectônicos (suítes Aliança e Santa Luzia), gerados em condições de pico metamórfico, tanto pela fusão das rochas metassedimentares do Orógeno Araguaia (Formações Canto da Vazante e Xambioá), quanto de rochas de seu embasamento, representado pelo Complexo Rio dos Mangues. As paragêneses minerais e feições migmatíticas nos micaxistos das Formações Xambioá e Canto da Vazante, indicam que o pico metamórfico alcançou o fácies anfibolito superior no extremo leste do Orógeno Araguaia, gradando para condições de fácies xisto verde baixo a incipiente no seu limite oeste.

A partir do ponto no qual o Lineamento Transbrasiliano, de direção nordeste, trunca as estruturas N-S que controlam as rochas metassedimentares do Orógeno Araguaia, ocorre um grupo de rochas de composição granítica reunidas na Suíte Lajeado (granitos Matança, Aroeira, Palmas e Lajeado), os quais ocorrem associados a rochas máficas reunidas na Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida (intrusivas Morro da Mata e Carreira Comprida) mostrando várias evidências de mistura de magmas. Foram encontradas evidências de uma associação “do tipo AMCG”, entre os granitos e mangeritos da Suíte Lajeado e as rochas máficas da Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida. A área de ocorrência das duas unidades está marcada por forte assinatura magnética e as rochas ácidas e máficas apresentam, em escala de afloramento, contatos lobados, interpenetrativos e gradacionais. Foram identificados cristais de feldspatos “pingados” nos bolsões de rochas máficas, próximos ao contato entre os granitos com

hiperstênio ou olivina e as rochas máficas. Nos granitos observa-se a presença de cristais de feldspato com textura rapakivi e anti-rapakivi. As idades dos granitos e das rochas máficas também são similares, ao redor de 550 Ma. As evidências são sugestivas de um processo de delaminação crustal. As rochas gabro-anortosíticas apresentam potencial para depósitos de bauxita e ilmenomagnetita vanadinífera.

O Orógeno Brasília está representada na porção sudeste da área do projeto pelo Arco Magmático de Goiás. As rochas vulcanossedimentares deste segmento do arco são representadas pela Formação Monte do Carmo (600 Ma). Trata-se de uma sequência formada na base por conglomerados polimíticos sobrepostos por rochas vulcânicas (andesitos, riolitos, tufos e brechas), com intercalações de rochas sedimentares pelíticas, incluindo peperitos, e raras rochas sedimentares químicas. Esta sequência foi afetada pelo Lineamento Transbrasiliano. Os jazimentos de ouro que ocorrem na região de Monte do Carmo, identificados até o momento, não estão alojados em rochas da sequência vulcanossedimentar. O ouro, nesta área, encontra-se em veios de quartzo preenchendo fraturas extensionais de direção NW relacionadas às zonas de cisalhamento brasileiras, de direção NE, nas bordas do batólito do Carmo, pertencente à Suíte Plutono-vulcânica Ipueiras, remobilizado durante o evento brasileiro, provavelmente a partir das rochas vulcanossedimentares da Formação Monte do Carmo.

A cobertura paleozoica da Bacia do Parnaíba, que aflora em vasta extensão da porção leste da área do projeto, é representada por sedimentos fluviais e marinhos depositados em diversos *grábens* na região. Na área mapeada ocorrem as formações: Jaicós (Grupo Serra Grande); Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti (Grupo Canindé) e Piauí (Grupo Balsas) com indícios e ocorrências de ferro, manganês, fosfato, água potável de mesa e água mineral.

A Bacia do Bananal está representada na porção oeste da área do projeto, no interflúvio entre os rios Araguaia e Javaés, por uma cobertura sedimentar recente. Trata-se de uma extensa bacia quaternária (Pleistoceno-Holoceno) formada por depósitos predominantemente arenosos a conglomeráticos de canal fluvial, depósitos siltico-argilosos de planícies de inundação, e terraços aluvionares com fraco a moderado grau de lateritização que constituem a Formação Araguaia.



# ABSTRACT

---

The institutional project Geology of Palmas Region is part of the Geological Surveying Program of Brazil, developed by the Ministry of Mines and Energy through the Brazilian Geological Survey - SGB / CPRM, with resources from the Growth Acceleration Program - PAC-II. The area of the project includes segments of four important geotectonic domains: Amazonian Craton, Tocantins Province and Parnaíba and Bananal basins.

Amazon Craton is represented in the western portion of Santa Teresinha sheet by four lithostratigraphic units: Archaean gneiss and migmatite rocks (2820 to 2760 My) belonging to the Santana do Araguaia Complex; Granitoids from an expanded series belonging to the Vila Rica Intrusive Suite ( $1978 \pm 4$  to  $1968 \pm 15$  My) generated in a continental margin arc environment developed at the edge of the Arqueano terrain represented by the Santana do Araguaia Complex, with which it maintains tectonic and Intrusive contacts; Granites with post-orogenic signatures, type A, subtype A2 belonging to the Rio Dourado Intrusive Suite ( $1878 \pm 4.3$  to  $1864 \pm 4.6$  Ma). Associated with these rocks, through tectonic contacts, occurs the Fazenda Santa Fe Sequence, a vulcanosedimentary unit with maximum deposition age of 1945 My. The correlation of these rocks with those of the Tapajós and Carajás auriferous provinces in the state of Pará confers to this portion of the Amazonian Craton potential for gold deposits.

Tocantins Province is composed of a set of lithostratigraphic units distributed in two neoproterozoic mobile belts, Araguaia and Brasília, in addition to its paleoproterozoic basement, formed by the Rio dos Mangues and Porto Nacional complexes, Ipueiras Plutono-volcanic Suite and Serrote Suite.

The main models of geological evolution for the region and consequent metallogenic implications are related to the Tocantins Province, including its Paleoproterozoic basement and supracrustal rocks of Araguaia and Brasília Orogens.

New data on the basement of the Araguaia Orogen, obtained through analysis of outcrops and application of indirect methods, allowed the definition of an expressive paleoproterozoic platform basin with important contribution of pelitic-carbonate material, protolith of calcissilicatic rocks. Calcissilicatic rocks are related to evidence and occurrences of copper and wolfram, which, in view of the new cartographic framework, may be considered as prospective targets. This portion of the basin was mapped as a paraderivative unit of the Rio dos Mangues Complex. The deepest sedimentation of this basin, predominantly siliciclastic, is represented by metamorphic rocks such as kinzigites, quartzites and gondites, to which supergenic manganese deposits (deposits and indications) are related. The metasedimentary rocks that make up this portion of the basin are mapped as the paraderivative portion of Porto Nacional Complex. Comparative analysis between the histograms elaborated from ages of detrital zircons of paraderivative rocks of Rio dos Mangues and Porto Nacional complexes reveals great similarity between both detrital zircon spectra, implying that they are part of the same basin. Rio dos Mangues and Porto Nacional complexes, together with other units of the basement of Araguaia Orogen (Pluto-volcanic Ipueiras Suite and Serrote Suite), display paleoproterozoic evolution within a time interval that suggests that they are part of the same evolution. However, the reconstruction of the paleogeography, of the original environment, is difficult due to tectonic events that happened in the Mesoproterozoico-Neoproterozoic (Araguaia rift) and Neoproterozoic (Transbrasilian Event) with tectonic displacements of great magnitudes, generating a crustal architecture where rocks of different lithospheric levels are juxtaposed. Another change

suggested in this project has important tectono-stratigraphic and metalogenetic implications, linked to the evolution of Araguaia Orogen. Field and laboratory data show that Rio do Coco Volcano-sedimentary Unit, originally mapped as an Archaean greenstone belt (BARRADAS, 1980), is part of the evolution of the Araguaia Orogen and integrates the ophiolitic Quatipuru Complex. Geochronological data from U-Pb LA-ICP-MS performed in metabasalt's zircons of Rio do Coco Unit type area yielded ages between 930 and 760 My, as well as Archaean and Paleoproterozoic inherited zircons.

In the domain of supracrustal rocks of the Araguaia Orogen, it is assumed that the rift stage responsible for the formation of "Araguaia Basin" occurred between 1.0 and 0.90 Gy, marked by the emplacement of Monte Santo-Serra da Estrela Alcalina Suite, important metalocates to which occurrences of gemstones are related, mainly metasomatic emeralds (albitization on calc-silicatic rocks of Rio dos Mangues Complex), besides ETR, zirconite and sodalite.

The evolution of the rift phase of the "Araguaia Basin" is marked by immature sedimentation, composed of conglomerates, orthoquartzite sandstones to arcose and grauvascas that generated quartzites, feldspathic schists and paragneisses grouped in Morro do Campo, Canto da Vazante and Xambioá formations, evolving to a phase of oceanization, represented by the ophiolitic sequence of the Quatipuru Complex, formed by serpentinized peridotite bodies, metabasalts and iron formations to which deposits of podiform chromite, lateritic nickel and platinum and palladium indications are associated. The final phase of development of the ophiolitic stratigraphy is marked by a swarm of basic dikes and clasto-chemical sedimentation, represented by the Pequizeiro and Couto Magalhães formations, with deposits of polymetallic sulphides (outside the project area), huge deposits of industrial and gemological quartz associated with quartz veins and deposits of carbonate rocks used in agriculture.

The processes of tectonic inversion and metamorphism that structured the Araguaia Orogen are well marked by compressive-transpressive ductile deformation, involving thrust and inverse folds with vergence towards WNW. In the period between 590 and 540 M.y. there was the generation of syn to late-tectonics peraluminous granites (Aliança and Santa Luzia Suites), generated under conditions of metamorphic peak, both by melting of the metasedimentary rocks of the Araguaia Orogen (Canto da Vazante and Xambioá Formations), as well as of rocks of its basement, represented by the Rio dos Mangues Complex. Mineral paragenesis and migmatitic features in the micaschists of Xambioá and Canto da Vazante Formations indicate that the metamorphic peak reached the upper amphibolite facies at the eastern end of the Araguaia Orogen, grading to low greenschist to incipient facies at its western boundary.

From the point at which the Northeast Transbrasilian Lineament truncates the N-S structures that control the metasedimentary rocks of the Araguaia Orogen, outcrops a group of granitic rocks gathered in the Lajeado Suite (Matança, Aroeira, Palmas and Lajeado granites) which are associated with mafic rocks in the Gabro-Anortositic Carreira Comprida Suite (Morro da Mata and Carreira Comprida intrusives) showing several evidence of magma mixing. Evidence of an AMCG association was found between granite and mangerite from the Lajeado Suite and the mafic rocks of the Gabro-Anortositica Carreira Comprida Suite. The area of occurrence of the two units is marked by a strong magnetic signature and the felsic and mafic rocks present, in an outcrop scale, lobed, interpenetrating and gradational contacts. Feldspar crystals were "dropped" in the pockets of mafic rocks, close to the contact between the hyperstene- or olivine-bearing granites and the mafic rocks. In granites the presence of feldspar crystals with rapakivi and anti-rapakivi texture is observed. The ages of the granites and the mafic rocks are also similar, around 550 M.y.. The evidences are suggestive of a process of crustal delamination. Gabro-anorthositic rocks have potential for deposits of bauxite and vanadiniferous ilmenomagnetite.

The Brasília Orogen is represented in the southeast portion of the project area by the Magmatic Arc of Goiás. The volcanosedimentary rocks of this arc segment are represented by the Monte do Carmo Formation (600 M.y.). It is a sequence formed in the base by polymitic conglomerates superimposed by volcanic rocks (andesites, rhyolites, tufts and breccias), with intercalations of pelitic sedimentary rocks (including peperites) and rare chemical sedimentary rocks. This sequence was affected by Transbrasilian Lineament. Gold deposits that occur in the Monte do Carmo region, identified so far, are not hosted in rocks of volcanosedimentary sequence. Gold, in this area, is found in quartz veins filling NW direction extension fractures related to the transbrasilian shear zones, of NE direction, on the edges of Carmo's batholite, belonging to the Pluto-volcanic Ipueiras Suite, which was remobilized during the Brazilian event, probably from the volcanosedimentary rocks of the Monte do Carmo Formation.

The Paleozoic cover of the Parnaíba Basin, which extends over a wide region of the eastern portion of the project area, is represented by fluvial and marine sediments deposited in several grabens in the region. In the mapped area there are the formations: Jaicós (Serra Grande Group); Pimenteiras, Cabeças, Longá and Poti (Canindé Group) and Piauí (Balsas Group) with indications and occurrences of iron, manganese, phosphate, drinking water and mineral water.

The Bananal Basin is represented in the western portion of the project area, at the interfluvium between Araguaia and Javaés rivers, by a recent sedimentary cover. It is an extensive quaternary basin (Pleistocene-Holocene) represented by predominantly sandy to conglomeratic deposits of fluvial channel, silty-clay deposits of flood plains, and alluvial terraces with weak to moderate degree of weathering that constitute the Araguaia Formation.



# SUMÁRIO

---

<b>1 – INTRODUÇÃO</b> .....	<b>21</b>
1.1 - APRESENTAÇÃO.....	21
1.2 - LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO .....	21
1.3 - MÉTODO DE TRABALHO .....	21
1.3.1 - Etapa Preliminar.....	21
1.3.2 - Atividades de Campo e Análises Laboratoriais.....	22
1.3.3 - Etapa Final e Produtos Gerados.....	23
1.4 - ASPECTOS SOCIO-ECONÔMICOS .....	23
1.5 - CLIMA, FÍSIOGRAFIA E GEOMORFOLOGIA.....	25
<b>2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL .....</b>	<b>29</b>
2.1 - CRÁTON AMAZÔNICO .....	30
2.1.1 - Domínio Rio Maria.....	30
2.2 - PROVÍNCIA TOCANTINS.....	31
2.2.1 - Embasamento Paleoproterozoico .....	32
Complexo Granulítico Porto Nacional, Complexo Rio dos Mangues, Suíte Plutonovulcânica Ipueiras e Suíte Serrote.....	32
2.2.2 - Orógeno Araguaia .....	33
2.2.3 - Orógeno Brasília - Arco Magmático de Goiás.....	35
Formação Monte do Carmo .....	35
2.3 - BACIA DO PARANAÍBA.....	35
<b>3 – ESTRATIGRAFIA.....</b>	<b>37</b>
3.1 - CRÁTON AMAZÔNICO .....	37
3.1.1 - Complexo Santana do Araguaia .....	37
3.1.2 - Suíte Intrusiva Vila Rica.....	53
3.1.3 - Sequência Fazenda Santa Fé .....	68
3.1.4 - Suíte Intrusiva Rio Dourado.....	74
3.2 - PROVÍNCIA TOCANTINS.....	77
3.2.1 - Embasamento da Província Tocantins.....	77
3.2.1.1 - Complexo Granulítico Porto Nacional.....	77
Granulitos Ortoderivados .....	79
Granulitos Paraderivados .....	82
Rochas básicas.....	89
Rochas ácidas a intermediárias.....	94
Rochas Paraderivadas .....	101
3.2.1.2 - Complexo Rio dos Mangues .....	110
Unidade Ortoderivada.....	110
Unidade Paraderivada.....	116
3.2.1.3 - Suíte Serrote.....	127
3.2.1.4 - Suíte Plutono-Vulcânica Ipueiras .....	138



3.2.2 - Orógeno Araguaia .....	158
3.2.2.1 - Suíte Alcalina Monte Santo-Serra da Estrela .....	158
3.2.2.2 - Complexo Quatipuru.....	167
Corpos máficos e ultramáficos - Unidade Plutônica .....	169
Unidade Vulcanossedimentar Rio do Coco .....	174
3.2.2.3 - Grupo Baixo Araguaia.....	180
3.2.2.3.1 - Formação Morro do Campo .....	181
3.2.2.3.2 - Formação Canto da Vazante.....	182
3.2.2.3.3 - Formação Xambioá.....	189
3.2.2.3.4 - Formação Pequizeiro .....	193
3.2.2.3.5 - Formação Couto Magalhães.....	197
3.2.2.3.6 - Metamorfismo no Grupo Baixo Araguaia .....	204
3.2.2.3.6 - Dados Geocronológicos no Grupo Baixo Araguaia .....	204
3.2.2.4 - Magmatismo Sin a Tardi-Orogênico.....	205
3.2.2.4.1 - Suíte Aliança .....	205
Granodiorito-Tonalito Aliança.....	207
Tonalito Serra do Tapuio .....	215
3.2.2.4.2 - Suíte Santa Luzia .....	218
3.2.2.5 - Magmatismo Pós-Orogênico/Anorogênico “tipo AMCG” .....	234
3.2.2.5.1 - Suíte Lajeado .....	234
Granito Matança .....	236
Granito Aroeira .....	238
Granito Palmas .....	238
Granito Lajeado.....	239
3.2.2.5.2 - Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida.....	256
3.2.2.6 - Diques Básicos .....	272
3.2.3 - Orógeno Brasília - Arco Magmático de Goiás.....	278
3.2.3.1 - Formação Monte do Carmo .....	278
Fácies de Rochas Metavulcânicas Intermediárias, Máficas e Ultramáficas.....	279
Fácies de Rochas Metavulcânicas Ácidas, Piroclásticas e Epiclásticas.....	286
Fácies de Rochas Metassedimentares .....	294
Fácies de Rochas Plutônicas Máficas .....	298
3.3 - BACIA DO PARNAÍBA .....	307
3.3.1 - Grupo Serra Grande.....	309
3.3.1.1 - Formação Jaicós.....	309
3.3.2 - Grupo Canindé.....	320
3.3.2.1 - Formação Pimenteiras.....	321
3.3.2.2 - Formação Cabeças .....	328
3.3.2.3 - Formação Longá .....	334
3.3.2.4 - Formação Poti .....	339
3.3.3 - Grupo Balsas .....	345
3.3.3.1 - Formação Piauí .....	345
3.4 - COBERTURAS DETRITO-LATERÍTICAS .....	350
3.5 - FORMAÇÃO ARAGUAIA.....	352

3.6 - COBERTURAS RECENTES (QUATERNÁRIO) .....	355
3.6.1 - Coberturas Sedimentares Indiferenciadas.....	355
3.6.2 - Depósitos Aluvionares .....	355
3.6.2.1 - Terraços Sub-Recentes .....	355
3.6.2.2 - Depósitos Aluvionares Recentes .....	355
<b>4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E GEOTECTÔNICA .....</b>	<b>357</b>
4.1 - CRÁTON AMAZÔNICO - PROVÍNCIA CARAJÁS - DOMÍNIO RIO MARIA.....	359
4.1.1 - Domínio Rio Maria.....	359
4.1.1.1 - Crosta Arquena - Paleoproterozoica .....	360
Rochas Ortoderivadas e Paraderivadas Gnáissicas .....	363
4.1.1.2 - Arco Magmático Vila Rica .....	365
4.2 - ORÓGENOS ARAGUAIA E BRASÍLIA .....	366
4.2.4 - Embasamento dos Orógenos Araguaia / Brasília.....	367
4.2.1.1 - Complexo Rio dos Mangues / Complexo Porto Nacional / Suíte Serrote e Suíte Plutono-Vulcânica Ipueiras.....	367
4.2.2 - Supraestrutura Orógeno Araguaia - Domínio Transpressional Inverso .....	372
4.2.3 - Orógenos Araguaia e Brasília - Domínio Transcorrente .....	373
4.3 - DOMÍNIO RÚPTIL - FANEROZOICO.....	375
<b>5 – GEOQUÍMICA PROSPECTIVA.....</b>	<b>377</b>
5.1 - INTRODUÇÃO .....	377
5.2 - MÉTODOS DE TRABALHO .....	377
5.2.1 - Trabalho de Campo .....	377
5.2.2 - Análises Químicas .....	378
5.3 - RESULTADOS OBTIDOS E INTERPRETAÇÕES.....	378
5.3.1 - Concentrado de Bateia .....	378
5.3.2 - Sedimento Ativo de Corrente.....	380
5.3.3 - Mapas Interpretativos das Associações Geoquímicas e Detalhamento de Alvos .....	383
<b>6 – RECURSOS MINERAIS.....</b>	<b>391</b>
6.1 - PANORAMA DA MINERAÇÃO NO BRASIL.....	391
6.2 - JAZIMENTOS MINERAIS .....	396
6.2.2 - Metais .....	396
6.2.2.1 - Cobre .....	396
6.2.2.2 - Ferro .....	398
6.2.2.3 - Manganês.....	401
Área 1.....	404
Área 2.....	404
Área 3.....	406
6.2.2.4 - Níquel Cromo e EGP .....	410
Níquel.....	410
Cromo .....	412
EGP.....	413

6.2.2.5 - Volfrâmio .....	413
6.2.2.6 - Metais Preciosos .....	414
Ouro .....	414
Garimpo da Raiz - PS-R-240 (UTM - 816057/8802574) .....	416
Garimpo do Moia - PS-R-241 (UTM 816798/8798718).....	417
Garimpo sem nome PS-R-243 (UTM 817618/8802881).....	417
Garimpo sem nome - PS-R-245 (820787/8805241) .....	420
Garimpo da Torre PS-R-313 (793379/8814105) .....	421
Garimpo da Bateia - PS-R-316 (coordenadas UTM 817255/8801933) .....	421
Garimpo sem nome PS-R-447 (Coordenadas UTM 817266 - 8812674) .....	422
Mina da Serra Alta - PS-R-442 (Coordenadas UTM 820244/8809607).....	423
Mina do Pontal - PS-R-267 (Coordenadas UTM 764638 - 8804741).....	427
6.2.3 - Não Metálicos .....	428
6.2.3.1 - Água Mineral .....	428
6.2.3.2 - Cálcaro.....	428
6.2.3.3 - Elementos Terras Raras .....	428
6.2.3.4 - Feldspato.....	435
6.2.3.5 - Fósforo.....	438
6.2.3.6 - Grafita .....	438
6.2.3.7 - Material para Construção Civil.....	440
6.2.3.8 - Rochas Ornamentais .....	440
6.2.4 - Pedras Preciosas e Semi-Preciosas.....	447
6.2.4.1 - Água Marinha .....	447
6.2.4.2 - Diamante .....	450
6.2.4.3 - Esmeralda .....	450
6.2.4.4 - Quartzo .....	456
6.2.4.5 - Sodalita.....	460
6.2.4.6 - Zirconita (Zr-Hf).....	460
<b>7 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....</b>	<b>467</b>
7.1 - SÍNTESE DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES .....	467
7.2 - RECOMENDAÇÕES .....	469
<b>8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>471</b>

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS  
DA REGIÃO DE PALMAS - FOLHAS  
MIRACEMA DO NORTE, PORTO  
NACIONAL E SANTA TERESINHA**

---

**ESTADO DO TOCANTINS**



# 1 – INTRODUÇÃO

## 1.1 - APRESENTAÇÃO

O Projeto Geologia e Recursos Minerais da Região de Palmas está inserido no Programa Geologia do Brasil, desenvolvido pelo Serviço Geológico do Brasil – SGB/CPRM, órgão do Ministério de Minas e Energia, através da Superintendência Regional de Goiânia-GO. Este projeto incluiu mapeamento geológico sistemático e levantamento de recursos minerais na escala 1:250.000 de uma área com aproximadamente 54.000 km<sup>2</sup>, abrangendo as folhas Santa Teresinha (SC.22-Z-A), Porto Nacional (SC.22-Z-B) e Miracema do Norte (SC.22-X-D). O projeto foi idealizado para atender à necessidade de atualização dos dados geológicos deste importante segmento do território nacional, com utilização de ferramentas modernas, como por exemplo, levantamentos aerogeofísicos de alta resolução.

A área de abrangência do projeto tem continuidade física com as áreas dos Projetos Noroeste-Nordeste do Mato Grosso (folhas Comandante Fontoura e São José do Xingu) e Sudeste do Tocantins (Folhas Gurupi, Alvorada, Arraias e Dianópolis), totalizando aproximadamente 162.000 km<sup>2</sup>, abrangendo importantes entidades geotectônicas como o Cráton Amazonas, a Província Tocantins e as bacias do Parnaíba e Bananal.

A metodologia de trabalho seguiu o padrão da CPRM em levantamentos geológicos regionais que inclui, na fase pré-campo ou preliminar, levantamento bibliográfico e interpretação de imagens de sensores remotos e aerogeofísica, visando a elaboração do mapa geológico preliminar. Descrição e amostragem de afloramentos, além de prospecção geoquímica de varredura (sedimento de corrente e concentrado de bateia), análises petrográfica, química e geocronológica constituem a fase de campo ou fase intermediária. A organização/ interpretação dos resultados sob a forma de mapa geológico e de recursos minerais com nota explicativa e banco de dados em ambiente SIG constituem a fase pós-campo ou etapa final.

## 1.2 - LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área do projeto, localizada no extremo nordeste do estado do Mato Grosso e centro leste do estado do Tocantins é limitada pelas coordenadas 49°30'/ 51°00'W e 10°00'/11°00'S; 48°00'/49°30'W e

10°00'/11°00' S; e 48°00'/49°30' W e 9°00'/10°00' S. Longitude oeste de Greenwich e latitude sul (Fig. 1.1).

A área pode ser acessada por via aérea através de aeronaves de pequeno e grande porte. Em avião de pequeno porte chega-se à maioria das cidades e grandes fazendas. A cidade de Porto Nacional recebe aeronaves de médio porte e a cidade de Palmas, capital do Estado do Tocantins, recebe aeronaves de grande porte e mantém sistema de linhas de vôo regulares ligando as principais capitais do Brasil. Por via terrestre, o acesso a partir de Goiânia pode ser feito principalmente através da BR-153, percorrendo-se cerca de 760 km até o município de Porto Nacional, no interior da folha homônima, ou cerca de 890 km até a cidade de Miracema do Tocantins, na Folha Miracema do Norte. No interior das folhas os deslocamentos podem ser feitos por inúmeras rodovias estaduais pavimentadas, tais como a TO-342, TO-348, TO-164, TO-010, e através de extensa malha viária composta por estradas asfaltadas e vicinais que servem às inúmeras fazendas da região.

O acesso à porção oeste da Folha Santa Teresinha, no estado do Mato Grosso, pode ser feito de Goiânia pela BR-070 até Barra do Garças-MT e pela BR-158 até o Portal da Amazônia, no município de Confresa (780 km). Deste ponto, para leste, é possível chegar, via MT-432, à cidade de Santa Teresinha, situada na margem esquerda do Rio Araguaia, em frente à Ilha do Bananal. Para alcançar a parte leste da folha, tendo como referencial a cidade de Lagoa da Confusão-TO, atravessa-se o Rio Araguaia de balsa no Porto de Caseara, ao norte da Folha Santa Teresinha. Outra importante via de deslocamento regional, o Rio Tocantins, paralelo à BR-153, atravessa a área no sentido Norte-Sul. Interligando as porções leste e oeste da área, existem três pontes localizadas nas regiões de Palmas, Porto Nacional e Lajeado (hidrelétrica).

## 1.3 - MÉTODO DE TRABALHO

### 1.3.1 - Etapa Preliminar

Aquisição e análise de dados pré-existentes: bibliografia, cartas topográficas, imagens de radar e satélite (Landsat, SRTM, Cbers), fotografias aéreas, mapas geológicos, dados aerogeofísicos (mapas, perfis, etc.) e informações dos bancos e dados da CPRM (geocronológico, geoquímico, litológico e de recursos minerais).



verificação de indícios de mineralizações, etc.). O mapeamento geológico sistemático foi realizado através de perfis transversais às estruturas regionais para definição das unidades litoestratigráficas que compõe os mapas geológicos. Para tanto, utilizaram-se estradas, caminhos/trilhas e drenagens ao longo dos quais foram descritos os afloramentos (rocha, minério, solos), enfatizando os tipos de rochas, estruturas e texturas, aspectos mineralógicos, relações de contato e coleta de amostras para estudos diversos (petrográficos, litoquímicos, geocronológicos, recursos minerais, etc.). Um resumo dos dados de produção, por folha, pode ser visto na tabela 1.1.

A amostragem geoquímica de sedimento de corrente e concentrado de bateia foi realizada pela equipe técnica de geoquímica em locais previamente selecionados.

As análises petrográficas foram realizadas, em sua maioria, por uma empresa terceirizada, e complementadas pelos próprios geólogos responsáveis pelas folhas. As análises químicas multi-elementares em rocha total e em sedimento de corrente e as análises mineralógicas dos concentrados de bateia foram realizadas no laboratório SGS GEOSOL. As análises geocronológicas foram executadas por LA-ICP-MS, pelo método U-Pb em zircão e análises isotópicas de Sm-Nd foram obtidas em espectrômetro de massa por termoionização (Triton) nos laboratórios de Geocronologia das universidades de Brasília e de São Paulo.

### 1.3.3 - Etapa Final e Produtos Gerados

A fase final do projeto envolveu a integração dos dados de campo e de laboratório, resultando na elaboração de um relatório integrado para as folhas Santa Teresinha, Porto Nacional e Miracema do Norte e dos mapas geológicos e de recursos minerais na escala 1:250.000 de cada folha, gerados em ambiente GIS. Os dados coletados foram cadastrados no banco de dados GEOSGB da CPRM e podem ser consultados via internet através do site: <http://geosgb.cprm.gov.br>.

A recente sistemática adotada pela CPRM para a realização dos levantamentos geológicos básicos em fase experimental contempla a disponibilização dos mapas geológicos preliminares em formato PDF com acesso digital, elaborados com base nos dados de campo e alguns dados petrográficos após o primeiro ano de trabalho.

### 1.4 - ASPECTOS SOCIO-ECONÔMICOS

A região do projeto têm suas atividades econômicas fundamentadas na agropecuária, embora a Folha Porto Nacional tenha inequívoca vocação mineral. A figura 1.2 mostra o mapa político-administrativo das folhas estudadas.

Os principais municípios da Folha Santa Teresinha são o município que empresta o nome à folha, situado à margem esquerda do Rio Araguaia (MT) e o município Lagoa da Confusão-TO, localizado

Tabela 1.1 – Dados físicos de produção das folhas Santa Teresinha, Porto Nacional e Miracema do Norte.

FOLHAS		Miracema do Norte	Porto Nacional	Santa Teresinha
Perfil Geológico (Km)		3745	3500	2100
Afloramentos Descritos		332	458	127
Recursos minerais cadastrados		25	82	4
Amostras de rochas coletadas		209	465	93
Amostras de solo		27	63	-
Lâminas petrográficas confeccionadas		82	398	70
Amostras de rocha com análise química		105	346	43
Análises por Raio-x		-	2	-
Análise por MEV		-	2	-
Análises Geocronológicas	U-Pb- LA	2	12	5
	Isócrona Sm-Nd	-	1	-
	Sm-Nd idade modelo	2	17	-
Amostras de Concentrado de Bateia		483	508	117
Amostras de Sedimento de Corrente		483	563	186
Mapeamento Geológico (Km <sup>2</sup> )		18000	18000	18000



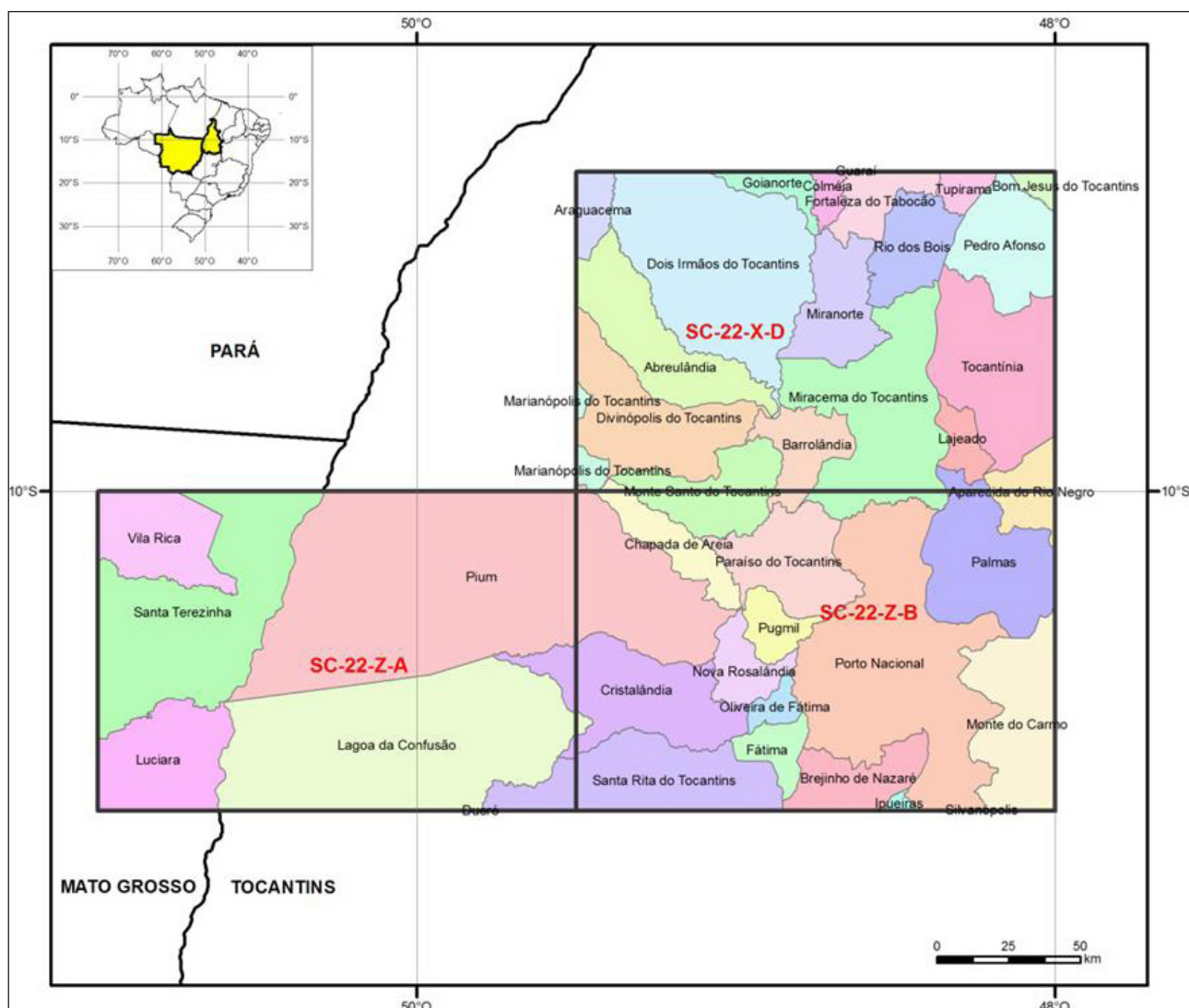


Figura 1.2 – Mapa político-administrativo da área do Projeto Geologia da Região de Palmas.

na margem direita do mesmo rio. O município de Santa Teresinha-MT, segundo o IBGE (2014), tem população residente de 7.500 habitantes com índice de desenvolvimento humano municipal (IDHM, 2010) de 0,609. As atividades econômicas no município resumem-se à pecuária e agricultura incipientes, pesca de subsistência e turismo amador, embora o local seja considerado um paraíso natural regional e logisticamente apresenta forte potencial de desenvolvimento turístico.

O município de Lagoa da Confusão-TO apresenta uma população residente de 10.210 habitantes com Índice de Desenvolvimento Humano Municipal (IDHM, 2010) de 0,627. Praticase pecuária de corte extensiva e agricultura semi-intensiva de alta produtividade, utilizando as várzeas dos rios Araguaia, Javaés e Formoso. Planta-se no período de chuva principalmente arroz. No período seco as lavouras são irrigadas, de maior produtividade e melhor qualidade. Neste período, são plantados principalmente arroz, feijão e melancia. A soja se destaca entre as culturas ali

praticadas devido à alta qualidade dos grãos, que são comercializados como sementes. O turismo também se caracteriza como fonte de renda e possui tendência de crescimento devido à beleza cênica da grande lagoa que empresta o nome ao município.

A Folha Porto Nacional possui vários municípios de destaque no cenário sócio-econômico do estado do Tocantins. Os principais são Palmas (capital do estado), Porto Nacional, Paraíso do Tocantins e Cristalândia. Palmas, cidade com urbanização planejada, se localiza na margem direita do Lago da Hidrelétrica do Lajeado. Segundo o IBGE (2013), Palmas possui população residente de 228.332 habitantes e Índice de Desenvolvimento Humano Municipal (IDHM, 2010) de 0,788. A cidade conta com ampla rede hoteleira e bancária e instituições de ensino superior públicas e privadas. Sua economia urbana está fundamentada no comércio, prestação de serviços, indústria da construção civil, além de turismo que se encontra em franca expansão, devido ao atrativo proporcionado pelo grande lago da hidroelétrica do

Lajeado. Na zona rural desponta a criação de gado de corte e agricultura, sobretudo da soja.

O município de Porto Nacional é considerado como a região do agronegócio no estado do Tocantins, destacando-se a pecuária e agricultura como bases de sua economia. Suporta também bom comércio e prestação de serviços. O Rio Tocantins é considerado sua principal atração natural, fonte de lazer e incremento turístico. A cidade de Porto Nacional que possui boa rede hoteleira e bancária é considerada o centro cultural mais desenvolvido do Estado. Segundo o IBGE, apresenta Índice de Desenvolvimento Humano Municipal (IDHM, 2010) de 0,740 e população residente de 49.146 habitantes.

O município de Paraíso do Tocantins, “cortado” pela BR-153 situa-se a 60 km a oeste de Palmas, numa localização privilegiada e estratégica no contexto geopolítico. Sua economia básica apoia-se na agropecuária, entretanto, agrega valores através do desenvolvimento promissor do parque agroindustrial. Tem rede bancária instalada, rede hoteleira e comércio muito diversificado, principalmente voltado para o suprimento da atividade agropastoril. A educação de nível superior é voltada para área tecnológica e administrativa. Segundo o IBGE, o município de Paraíso do Tocantins possui população residente de 44.417 habitantes e Índice de Desenvolvimento Humano Municipal – 2010, (IDHM, 2010) de 0,764.

O município de Cristalândia é citado neste trabalho em virtude de seu surgimento e história peculiares ligados à produção de cristal de rocha, seguramente uma das regiões com maior produção no Brasil. Em escala de crescimento e organização cita-se a pecuária de corte e agricultura para exportação, sobretudo soja. Segundo o IBGE, Cristalândia possui população residente de 7.234 habitantes, com Índice de Desenvolvimento Humano Municipal – 2010 (IDHM, 2010) de 0,637.

Na Folha Miracema do Norte há vários núcleos urbanos, tais como Miranorte e Miracema do Tocantins. Segundo o IBGE, o primeiro município apresenta Índice de Desenvolvimento Humano Municipal (IDHM, 2010) de 0,662 e população residente de 12.623 habitantes. O segundo possui Índice de Desenvolvimento Humano Municipal (IDHM, 2010) de 0,684 e população residente de 20.684 habitantes. Neste há turismo em estágio inicial com potencial para expansão. A barragem do Lajeado encontra-se à montante da cidade assegurando mais atrativo ao turismo. As atividades de pecuária de corte, agricultura e comércio, bem como prestação de serviços podem ser notadas em toda área da folha, porém ainda em estágio embrionário. No setor agrícola desponta a cultura do abacaxi que apresenta boa produtividade, e

produção suficiente para a exportação interestadual. Além das estradas asfaltadas (estaduais e federais), a área conta com a ferrovia Norte-Sul, importante modal de exportação dos produtos agropecuários e minerais da região.

## 1.5 - CLIMA, FISIOGRAFIA E GEOMORFOLOGIA

O clima da região é do tipo equatorial quente e úmido a semiúmido (IBGE, 2006), com temperatura média máxima de 32°C e mínima próxima a 20°C (ANA/CPRM). As precipitações médias anuais variam em torno de 1.400 a 2.000mm, segundo o Atlas Pluviométrico do Brasil (CPRM, 2009). A figura 1.3 mostra os valores totais anuais e as médias mensais das estações Luciara (Folha Santa Teresinha), Fátima (Folha Porto Nacional) e Miracema (Folha Miracema do Norte). A região possui duas estações bem definidas: uma chuvosa, de novembro a abril, e; outra seca, de junho a setembro, sendo os meses de maio e outubro transicionais.

Em relação aos aspectos geomorfológicos, foi utilizada a classificação de Mamede et al. (1981). Segundo estes autores, nas folhas mapeadas, ocorrem as seguintes unidades geomorfológicas: Planalto Dissecado do Sul do Pará, Planalto Residual do Tocantins, Planalto do Interflúvio Araguaia-Tocantins, Depressão do Araguaia, Depressão do Tocantins e Planície do Bananal (Fig. 1.4).

O Planalto Dissecado do Sul do Pará constitui áreas restritas nas folhas, como relevos residuais, descontínuos de altitudes variando de 500 a 650m, ocasionalmente com 400m nas menores cotas. Formam feições com topos tabulares, a exemplo da Serra da Palestina, na Folha Santa Teresinha, e também formas convexas desenvolvidas sobre litologias variadas. Os solos desenvolvidos nesta unidade são em geral litólicos e podzólicos vermelhos e amarelos e a cobertura vegetal predominante é do tipo ombrófila aberta com ocorrência de savana e cerrado.

O Planalto Residual do Tocantins é representado por feições geomorfológicas como as serras Lajeado, Carmo e Malhada Alta. Ocupa a faixa leste da folha Porto Nacional e Sudeste da folha Miracema do Norte. Consiste de relevos tabulares, pediplanos e também formas convexas, aguçadas, residuais e encostas cuestasiformes com predomínio de altitudes de 500 a 600m. Estas feições são formatadas sobre rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba. Os solos resultantes são argilo-arenosos a areno-argilosos e concrecionários, com cobertura vegetal extensiva tipo cerrado. São relevos em processo de erosão remontante, principalmente, por afluentes da margem direta do Rio Tocantins.

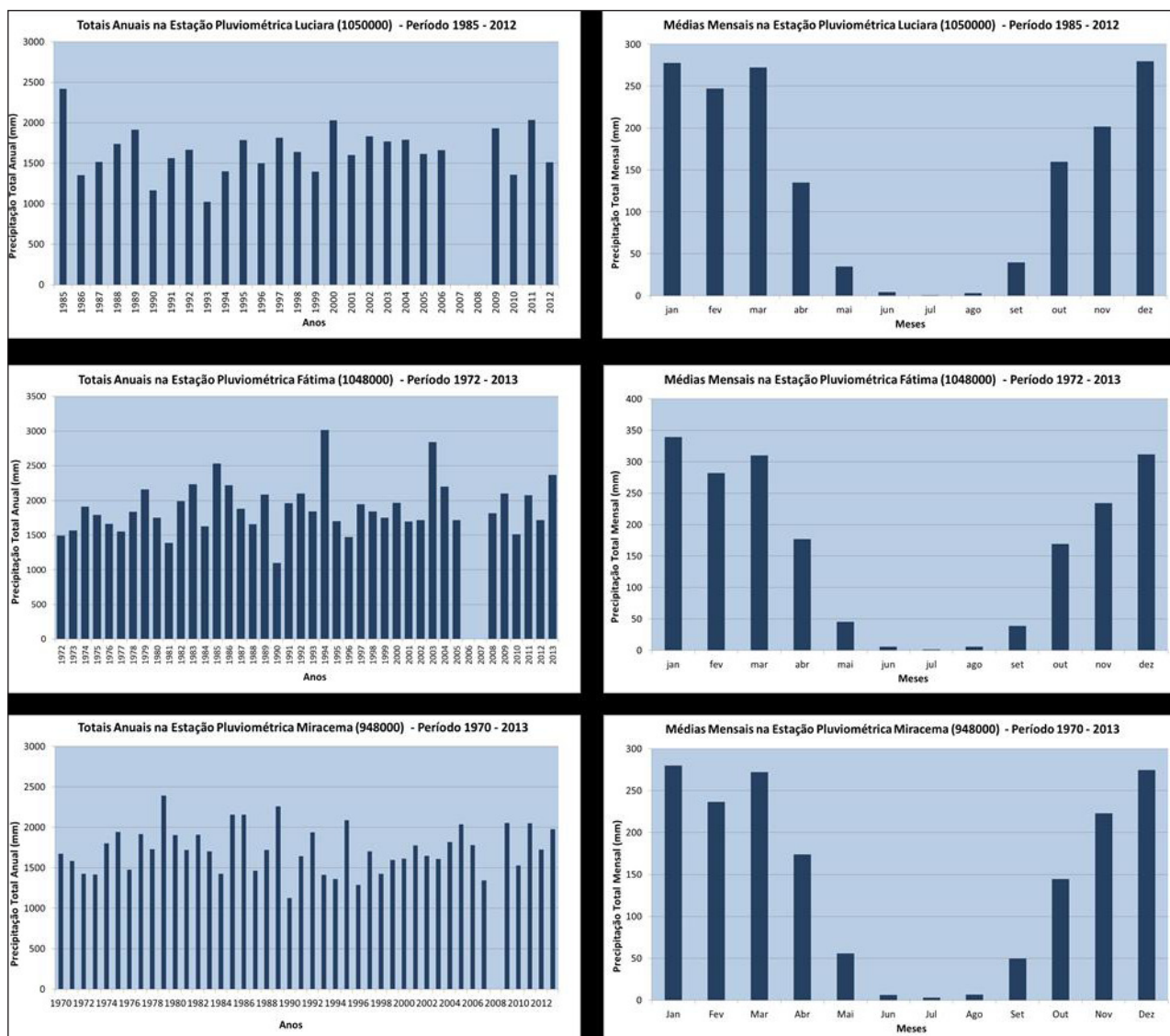


Figura 1.3 – Totais das precipitações pluviométricas anuais e médias mensais das estações Luciara (anos de 1985 a 2012, exceto nos anos de 2007 e 2008), Fátima (1972 a 2013, exceto nos anos de 2006 e 2007) e Miracema (1970 a 2013, exceto no ano de 2008).

O Planalto do Interflúvio Araguaia-Tocantins é um conjunto serrano, representado pelas Serras do Estrondo e do Paraíso, com cotas em torno de 600m, disposto numa faixa N-S de 40km de largura que inicia no centro-norte da Folha Porto Nacional e ultrapassa o limite norte da Folha Miracema do Norte. São relevos tabulares, pediplanos, em processo de retrabalhamento gerando superfícies erosivas com *inselbergs* e testemunhos de formas convexas aguçadas. Localiza-se entre as depressões dos rios Araguaia e Tocantins. São relevos edificados e em retrabalhamento, sobre rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba e metassedimentares do Grupo Baixo Araguaia. Os solos desenvolvidos sobre esses relevos são litólicos e concrecionários. Suportam vegetação de savana arbórea aberta e trechos de cerrado.

Os patamares do interflúvio Araguaia-Tocantins são caracterizados por feições de relevos escalonados em função da disposição sub-horizontal

de camadas pré-cambrianas do Grupo Baixo Araguaia e paleozoicas da Bacia do Parnaíba com altitudes entre 300 e 400m, dispendo-se em uma faixa N-S de cerca de 30km de largura ao longo de toda Folha Porto Nacional e parte sul da Folha Miracema do Norte. Nesta unidade o relevo escalonado tem o *front* dos patamares voltados para oeste, desgastados pelo trabalho erosivo remontante. O relevo atual mostra formas reliquias aguçadas, convexas e também tabulares. Os solos, resultantes da atuação de fatores climáticos sobre esses relevos e rochas são do tipo latossolo vermelho-amarelo e concrecionário, coberto por vegetação tipo savana arbórea aberta e cerrado.

A Depressão do Araguaia ocorre às margens do rio de mesmo nome ocupando a região noroeste da Folha Santa Teresinha e oeste das folhas Porto Nacional e Miracema do Norte, com altitudes variando entre 200 e 250m. É constituída por

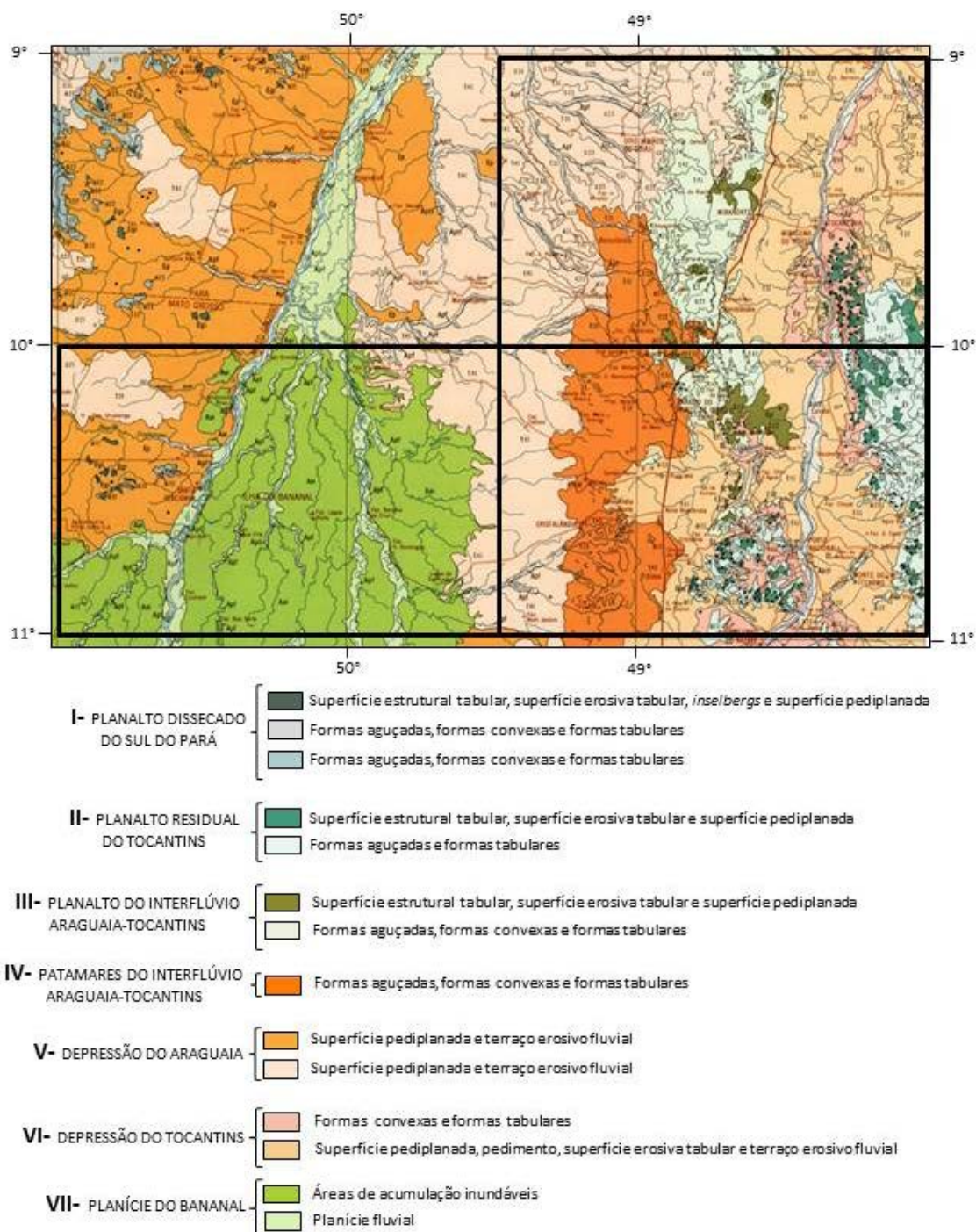


Figura 1.4 – Mapa geomorfológico da região das folhas Santa Teresinha, Porto Nacional e Miracema do Norte (MAMEDE et al. 1981).

formas predominantemente planas, tabulares, desenvolvidas sobre sedimentos da Formação Araguaia e também sobre rochas cristalinas, granito-gnáissicas do Complexo Santana do Araguaia. Os solos são podzólicos vermelho-amarelos e concrecionários, sobre os quais se desenvolveram florestas ombrófilas abertas e savanas.

A Depressão do Tocantins é conceituada por Mamede et al. (1981) como o corredor deprimido do vale do rio Tocantins, caracterizada por relevo homogêneo e com altimetria de 200 a 300m. Esta faixa rebaixada tem sua origem em falhas paralelas

N-S. Predominam os relevos tabulares e blocos residuais de formas aguçadas ou convexas do Planalto Residual do Tocantins. Esta unidade ocupa uma faixa de direção norte sul na porção leste das folhas Porto Nacional e Miracema do Norte. O rio Tocantins percorre de norte a sul as folhas citadas ao longo do qual são observadas inúmeras cachoeiras, corredeiras e ilhas rochosas, além de bancos de areia, terraços fluviais e ilhas aluviais. Os solos presentes são latossolos vermelho-amarelos, arenosos, sobre os quais se desenvolve vegetação tipo savana com ilhas de cerrado.

A Planície do Bananal, na área deste trabalho, ocupa a parte central, de sul à norte na Folha Santa Teresinha, com largura expressiva ao sul, afinando-se no sentido norte. É drenada e colmatada pelos rios Araguaia, Javaés e seus tributários. Nela está incluída grande parte da Ilha do Bananal. Possui altitudes entre 200 e 220m. Nas porções inundáveis os solos

são argilosos, porém relativamente compactos. A cobertura vegetal varia em função do tipo de solo e das inundações sazonais, ocorrendo florestas com espécies de grande porte e savanas nos terraços mais elevados. A vegetação de gramíneas desenvolve-se em canais e lagoas em processo de colmatagem e nos interflúvios onde as inundações são mais prolongadas.

## 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Projeto “Geologia da Região de Palmas”, que inclui levantamento geológico sistemático e prospecção geoquímica regional, foi realizado em uma área de 54.000km<sup>2</sup> na porção central do estado do Tocantins e parte do extremo nordeste do estado de Mato Grosso. A geologia desta região compreende parte de três grandes

compartimentos geotectônicos (Fig. 2.1): Cráton Amazônico, representado pelas rochas arqueanas e paleoproterozoicas do Domínio Rio Maria, Província Tocantins, constituída por faixas móveis neoproterozoicas (Orógeno Brasília e Orógeno Araguaia) e as Bacias Intracratônicas fanerozoicas do Bananal, Parecis e Parnaíba.

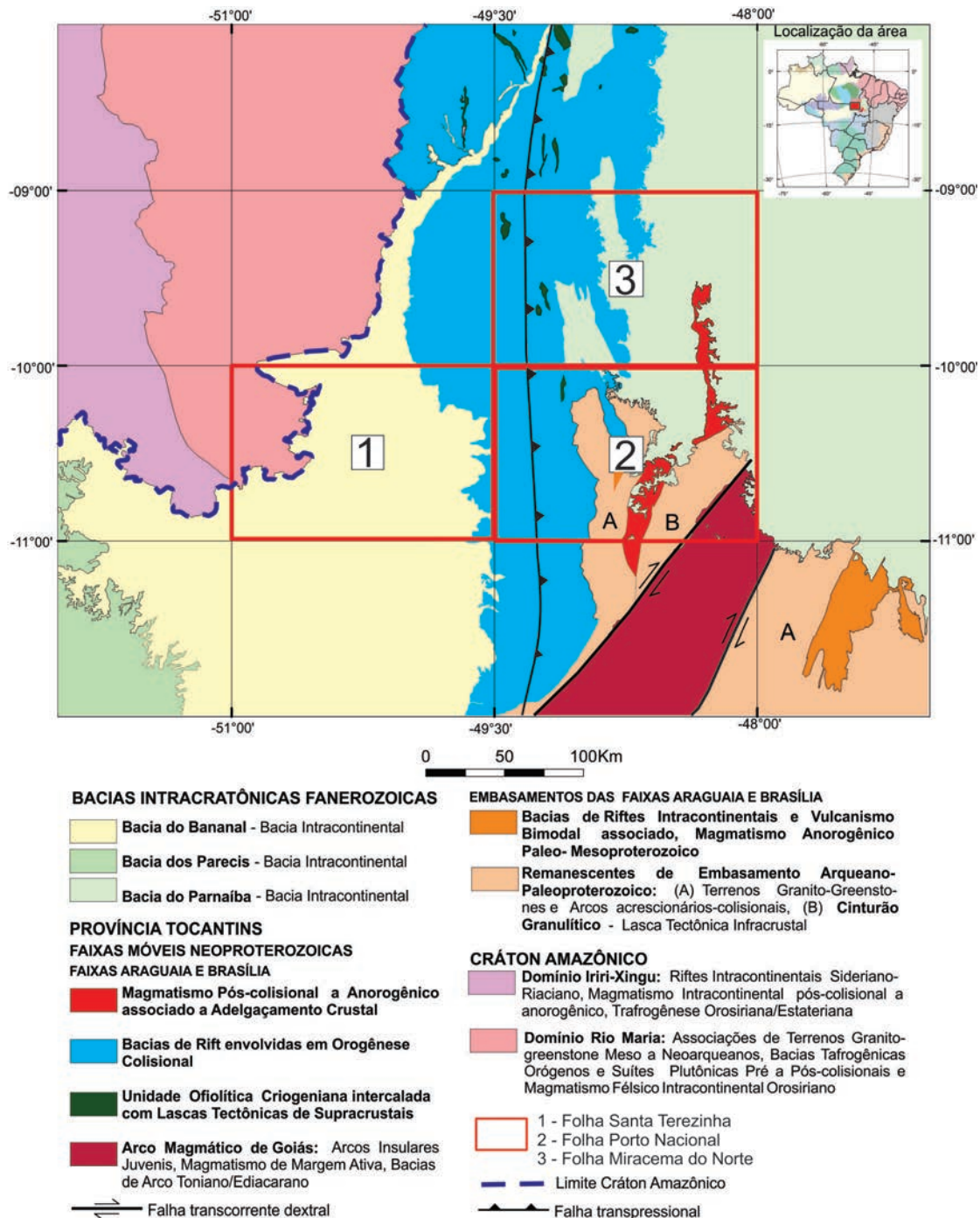


Figura 2.1 – Contexto geotectônico da área do Projeto Geologia da Região de Palmas.

## 2.1 - CRÁTON AMAZÔNICO

### 2.1.1 - Domínio Rio Maria

O Crátom Amazônico localiza-se no limite oeste da Província Tocantins. Está representado predominantemente por rochas arqueanas do Domínio Rio Maria, sul da Província Carajás (SANTOS, 2003; VASQUEZ; ROSA-COSTA, 2008) (Fig. 2.2). O Domínio Rio Maria, constitui terreno granitoide-*greenstone* arqueano, que contém as rochas mais antigas do Crátom Amazônico. Este terreno é composto por associações tectônicas mesoarqueanas de *greenstone belts*, complexos máfico-ultramáficos, granitoides e ortognaisses tipo TTG e granitos de alto K, que evoluíram em

intervalo aproximado entre 3,06 e 2,8 Ga. Os *greenstone belts* mesoarqueanos ocorrem em todo o domínio como faixas orientadas nas direções E-W, NW-SE e NE-SW (rochas supracrustais dos grupos Babaçu, Lagoa Seca, Serra do Inajá, Gradaús, Sapucaia e Tucumã). São constituídos na parte basal por rochas metavulcânicas ultramáficas a máficas de afinidade komatiítica e toleítica, com textura *spinifex* e estruturas *pillow-lavas* reliquias, e no topo, por rochas metavulcânicas ácidas-intermediárias e metassedimentares clásticas e químicas intercaladas.

A associação de granitoides e ortognaisses TTG's mesoarqueanos, representados pelos tonalitos Arco Verde, Caracole Parazônia, trondhjemitos Mogno e Água Fria e granodioritos Rio Maria e Cumaru,

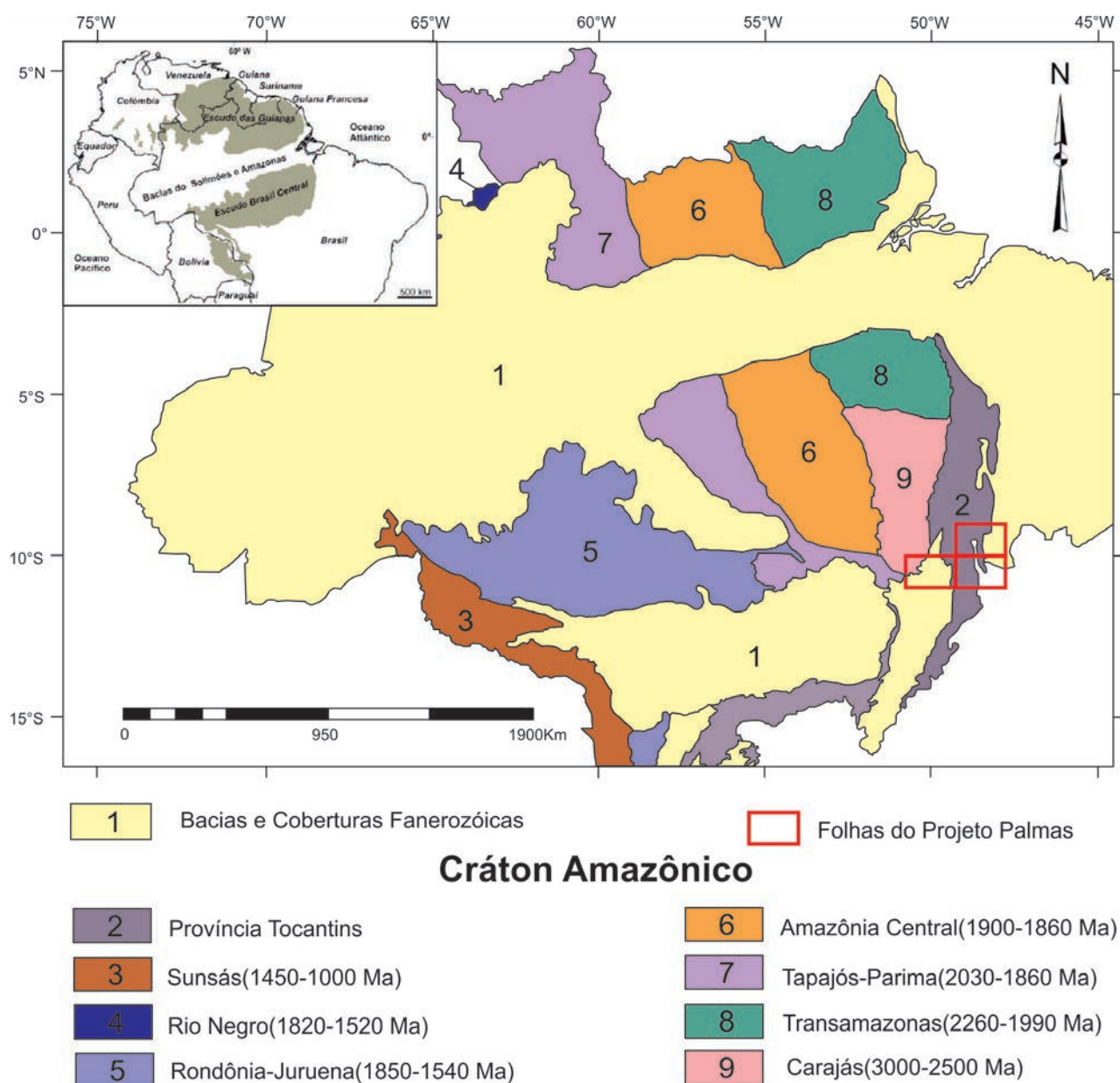


Figura 2.2 – Localização das folhas do Projeto Geologia da Região de Palmas em relação às províncias geocronológicas de Santos (2003) e Vasquez e Rosa-Costa (2008).

predomina na porção norte do Domínio Rio Maria, onde também ocorrem leucogranitos potássicos mesoarqueanos mais evoluídos de afinidade cálcio-alcálica, intrusivos neste domínio (granitos Guarantã, Mata-Surrão e Xinguara). As rochas do extremo sul do Domínio Rio Maria, na área mapeada neste projeto, foram reunidas no Complexo Santana do Araguaia (MACAMBIRA;PINHEIRO;ARMSTRONG, 2007; VASQUEZ;ROSA-COSTA, 2008), que reúne, assim como a porção norte, ortognaisses e leucogranitos de alto potássio, além de granodioritos e tonalitos com idades em torno de 2,8 Ga. Assim como na porção norte do Domínio Rio Maria também ocorrem, associadas às rochas do Complexo Santana do Araguaia, seqüências do tipo *greenstone belt* (Santa Fé e Serra do Mururé), com idades imprecisamente estabelecidas, que variam do Arqueano ao Paleoproterozoico. Granitoides cálcio-alcálicos paleoproterozoicos com características de arco de margem continental da Suíte Intrusiva Vila Rica, Província Tapajós-Parima, intrudem a borda oeste-sudoeste do complexo.

## 2.2 - PROVÍNCIA TOCANTINS

A Província Tocantins (Fig. 2.3), definida por Almeida et al. (1977) e Hasui, Costa e Abreu (1984), constitui uma importante unidade geotectônica localizada na porção central do Brasil, formada pela amalgamação do supercontinente Gondwana no Neoproterozoico. É constituída por núcleos e/ou fragmentos arqueano-paleoproterozoicos margeados pelas faixas móveis Araguaia, Paraguai e Brasília, produto da convergência e colisão de três blocos continentais: Cráton Amazônico a oeste, Cráton São Francisco-Congo a leste e Paranapanema a sul, este último coberto por rochas fanerozóicas da Bacia do Paraná. Na área do Projeto Geologia da Região de Palmas, a Província Tocantins é constituída por núcleos paleoproterozoicos formados pelos complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional, Suíte Plutonovulcânica Ipueiras e Suíte Serrote, na sua porção sul, limitados pelo Orógeno Araguaia, a norte, e por rochas do Arco Magmático de Goiás, Orógeno Brasília, no extremo sudeste da área.

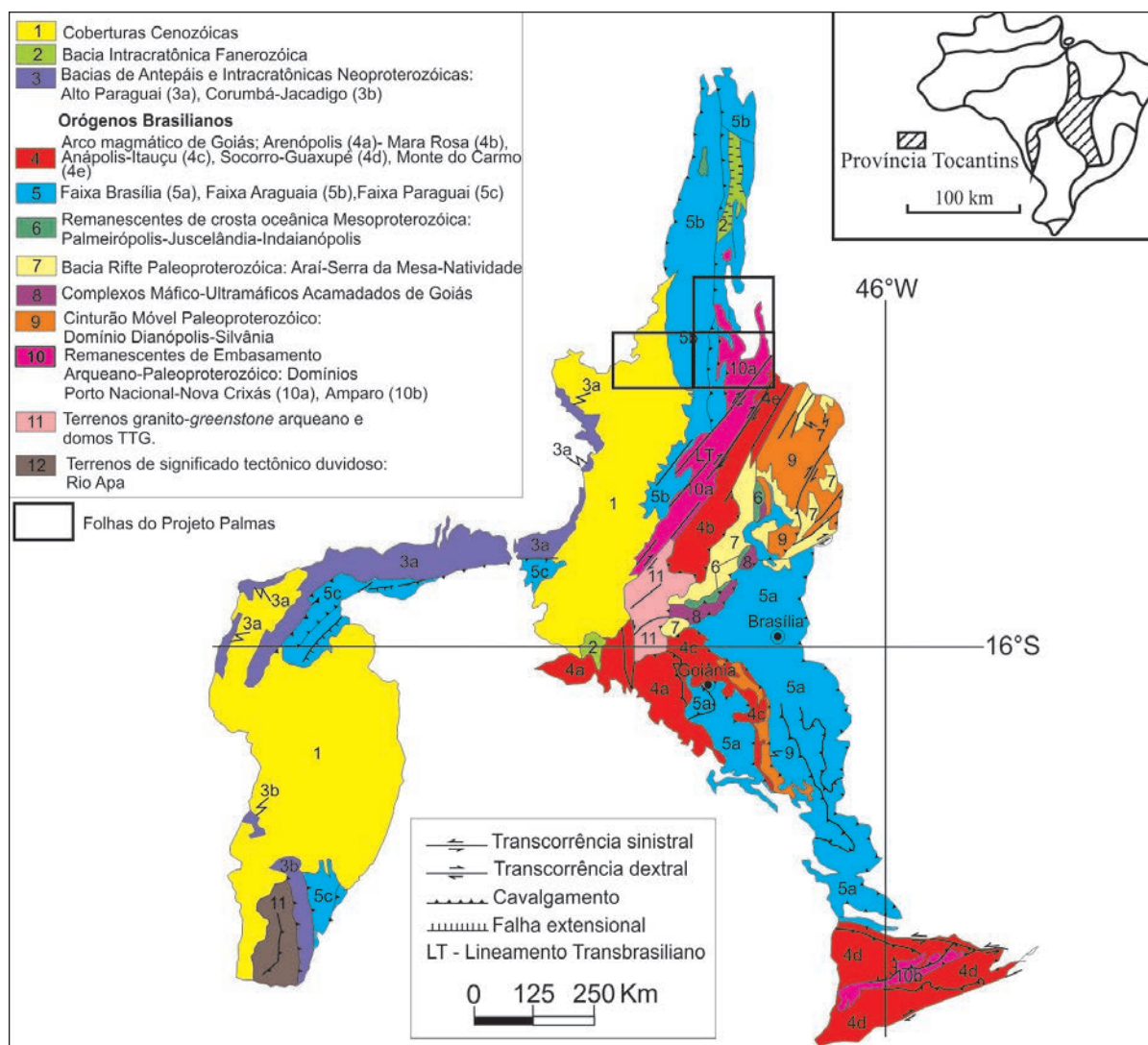


Figura 2.3 – Localização das folhas do Projeto Geologia da Região de Palmas em relação a Província Tocantins.



### 2.2.1 - Embasamento Paleoproterozoico

Complexo Granulítico Porto Nacional, Complexo Rio dos Mangues, Suíte Plutonovulcânica Ipueiras e Suíte Serrote

O Complexo Granulítico Porto Nacional foi definido por Costa et al. (1982) como uma faixa de direção nordeste (N40°E) composta por rochas ortoderivadas de composições máfica a félsica (enderbitos), paragranelitos (kinzigitos) e uma faixa de cataclastos, aflorantes no extremo sul do Orógeno Araguaia (Fig.2.4). Gorayeb, Moura e Barros (2000) denominaram as rochas do Complexo Granulítico Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles de Terreno Metamórfico de Alto Grau de Porto Nacional. Segundo estes autores, o Complexo Granulítico Porto Nacional é constituído por rochas da fácies granulito de pressão média a alta (granulitos máficos, enderbitos, cianita-silimanita-granada-gnaisses e corpos graníticos anatéticos), enquanto a Formação Morro do Aquiles é constituída por rochas da fácies anfíbolito alta de pressão baixa a média (silimanita-andalusita-cordierita gnaisses, grafita xistos, gonditos e anfíbolitos).

Frasca e Araújo (2001) caracterizaram o complexo granulítico como um conjunto deformado e metamorizado em condições de alto grau, segmentado em duas unidades distintas: a primeira, composta por associação ortogranulítica (hornblenda piroxenitos, meta-hornblenda gabronoritos, enderbitos, charnoenderbitos e charnockitos) e a segunda formada por rochas supracrustais incluindo a Formação Morro do Aquiles (gnaisse aluminosos, kinzigitos e gonditos). Estruturalmente, as duas unidades se interligam através de zonas de cisalhamento transcorrentes e imbricações tectônicas. Frasca et al. (2010) constataram semelhanças entre enderbitos do Complexo Porto Nacional com a unidade neoproterozoica Serra do Tapuio, mapeada ao sul na Folha Gurupi, podendo tratar-se da mesma unidade ígnea, a primeira em grau metamórfico mais alto. Confirmada esta correlação, o Complexo Granulítico Porto Nacional teria sido deformado e metamorizado em condições de alto grau no evento Brasileiro.

Gorayeb e Lafon (1996) obtiveram idades Rb-Sr de 2,0 e 2,2 Ga, para o Complexo Porto Nacional, interpretadas como idades mínimas de evento termo-tectônico regional. Gorayeb, Moura e Barros (2000), através de análise pelo método Pb-Pb em zircão, estabeleceram intervalo de 2,12 a 2,15 Ga para a formação dos protólitos magmáticos e 2,10 Ga para o metamorfismo granulítico do Complexo Porto Nacional. Gorayeb e Moura (2002) publicaram

idades modelo  $T_{DM}$  entre 2,4 e 2,55 Ga com valores de  $\epsilon Nd(t)$  de -1,56 e +0,97, interpretadas como idade média de extração mantélica e retrabalhamento crustal para as rochas do complexo.

Durante a execução deste projeto, foi obtida idade de cristalização de 2.170 Ma, através do método U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão, para as rochas ortoderivadas do Complexo Granulítico Porto Nacional.

No limite meridional do Orógeno Araguaia (Fig.2.4) aflora um conjunto de ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, rochas calcissilicáticas e metapsamíticas, agrupadas no Complexo Rio dos Mangues por Costa et al. (1983). Sua seção tipo ocorre no leito do Rio dos Mangues a sudoeste de Palmas. Idades Pb-Pb em zircão entre 2,05 e 2,13 Ga foram obtidas por Moura e Sousa (1996), Arcanjo e Moura (2000), Arcanjo (2002) e Arcanjo, Abreu e Moura (2013) em gnaisse tonalíticos deste complexo. Estes autores sugerem que as rochas do Complexo Rio dos Mangues foram geradas em ambiente de arco magmático acrescionário no período Transamazônico. Os mesmos autores sugerem ainda que o embasamento da porção sul do Orógeno Araguaia pode ser considerado um terreno distinto daquele que constitui o embasamento da porção norte desse cinturão. Dados isotópicos Sm-Nd (ARCANJO, 2002; ARCANJO et al., 2002) com idades modelo  $T_{DM}$  de 2,21 e 2,35 Ga e valores de  $\epsilon Nd(t)$  entre -1,04 e +2,4 permitiram a interpretação de que este segmento crustal foi formado predominantemente por material juvenil de idade paleoproterozoica em ambiente envolvendo crosta oceânica em arcos de ilha com interação de terrenos mais antigos. Frasca e Araújo (2010) e Frasca et al. (2010) definiram o Complexo Rio dos Mangues como associação de ortognaisses tonalíticos, granodioríticos e monzodioríticos, com rochas calcissilicáticas subordinadas, parcialmente migmatizadas e com extensas faixas de proto a ultramilonitos. Ainda de acordo com estes autores, a assinatura litoquímica do Complexo Rio dos Mangues é característica de rochas de arcos magmáticos modernos do tipo Andino ou de margem continental ativa. Fuck et al. (2002) apresentam idades de cristalização U-Pb de 2,13 e 2,14 Ga em zircões de ortognaisses e granitos do Complexo Rio dos Mangues na região de Porto Nacional, a noroeste do Lineamento Transbrasileiro, e idades modelo  $T_{DM}$  em torno de 2,3 Ga com valores de  $\epsilon Nd(t)$  de +1,9 e +3 para estas mesmas rochas.

O batólito granítico Serrote foi cartografado por Cunha et al. (1981) nas proximidades das vilas Campo Maior e Pugmil, como fácies do Complexo Goiano. Costa (1985) refere-se à unidade como Suíte Serrote, com o corpo principal, de dimensão

batolítica, com forma elíptica e eixo maior NNE-SSW de 19 km, na serra homônima, alojado nas rochas do Complexo Rio dos Mangues. Além do batólito principal, as rochas desta unidade afloram como *stocks* de monzogranitos e sienogranitos, granulação fina a grossa, com termos porfiríticos, estrutura foliada milonítica e gnáissica nas bordas (COSTA et al. 1983; FRASCA;ARAÚJO, 2001; ARCANJO, 2002). Idade Pb-Pb em zircão de  $1.851 \pm 41$  Ma, foi obtida em granitoide da Serra do Serrote e publicada por Moura e Sousa (1996). Idades modelo  $T_{DM}$  entre 2,50 e 2,43 Ga e valores de  $\epsilon Nd (T_{1.86Ga})$  entre -6,01 e -5,21 foram fornecidas por Arcanjo (2002). O Granito Serrote foi correlacionado ao Gnaiss Cantão (MOURA;SOUSA, 1996).

Foi obtida idade 2.077 Ma pelo método U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão, interpretada como a idade de cristalização desta unidade. O que permitiu contextualizá-la como parte da evolução dos complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional e Suíte Plutonovulcânica Ipueiras.

Suíte Intrusiva Ipueiras foi a denominação utilizada por Cunha et al. (1981) para sete corpos graníticos e rochas vulcânicas ácidas cogenéticas expostos numa faixa NE-SO estruturada pelo Lineamento Transbrasiliano, tendo como área tipo o granito dos arredores da cidade que empresta o nome à unidade. Segundo estes autores a suíte é composta por rochas graníticas de cor rosa, homogêneas e com textura rapakivi, pós-orogênicas, originalmente descritas como Granito Lajeado e incluídas no Pré-Cambriano indiferenciado por Barbosa et al. (1966). Esta unidade foi caracterizada por Chaves, Gorayeb e Moura (2008) como conjunto com pelo menos quatro plútons graníticos paleoproterozoicos (Areias, Ipueiras, Itália e do Carmo) de caráter subalcalino, peraluminoso, com assinatura geoquímica característica de granitos do tipo A. A Suíte Plutonovulcânica Ipueiras é relacionada à granitogênese de natureza tardi a pós-orogênica do final do ciclo transamazônico, com idades Pb-Pb e U-Pb em intervalo entre 2045 a 2086 Ma (CUNHA et al., 1981; SACHETT;LAFON;KOTSCHOUBEY, 1996; FUCHS et al., 2002; CHAVES;GORAYEB;MOURA, 2008; SABOIA et al., 2010). Idades modelo  $T_{DM}$  entre 2,19 e 2,15 Ga com valores de  $\epsilon Nd (T)$  entre +2,5 e +2,9, foram obtidas por Chaves, Gorayeb e Moura (2008) nos granitos Areias, Ipueiras e Itália.

### 2.2.2 - Orógeno Araguaia

O Orógeno Araguaia é uma unidade geotectônica neoproterozoica da Província Tocantins (ALMEIDA et al., 1981; HASUI;COSTA;ABREU, 1984). Localizado na borda oriental do Cráton

Amazônico, este cinturão representa importante segmento crustal resultado da sucessão de eventos orogênicos que culminou com o supercontinente Gondwana no final do Neoproterozoico. Possui configuração geral submeridiana com extensão aproximada de 1200 km e largura de uma centena de quilômetros (HASUI;COSTA;ABREU, 1984). Sua estruturação e geometria são marcadas pela "mistura" tectônica de rochas, dobras e imbricações tectônicas em diferentes escalas e intensidades, envolvendo inclusive rochas do embasamento (ABREU et al., 1994). Suas rochas apresentam uma variação metamórfica desde xisto verde baixo a incipiente a oeste, até anfíbolito a leste (HASUI et al., 1977; TEIXEIRA, 1984; SOUZA;MORETON, 1995; ALVARENGA et al., 2000). Os primeiros estudos geológicos desta unidade geotectônica foram efetuados por Moraes Rego (1933) e Oliveira e Leonards (1943). O primeiro autor reconheceu um conjunto de rochas de baixo grau metamórfico nas confluências dos rios Tocantins e Araguaia, denominando-o de Série Tocantins.

Barbosa et al. (1966) e Almeida (1967, 1968) denominaram esta unidade geotectônica de Geossinclíneo Paraguai-Araguaia. Almeida (1974) redefiniu-a utilizando o termo Geossutura Tocantins-Araguaia, representando zona de falhas marginais ao Cráton do Guaporé. Posteriormente, Almeida et al. (1976) denominaram a mesma unidade de Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia e HASUI;COSTA;ABREU, (1980), através de estudos geocronológicos, propõe idade Uruçuana e a denominação Faixa de Dobramentos Araguaia. Moura e Gaudette (1993) obtiveram idades de 655 e 635 Ma em granitoides sin a tardi-tectônicos na Faixa Araguaia e sugeriram que o Ciclo Brasileiro foi responsável pela estruturação da mesma. O cinturão é limitado e sobrepõe-se a oeste às rochas arqueanas-paleoproterozoicas do Cráton Amazônico. A norte e a leste é recoberto pelas rochas sedimentares fanerozóicas da Bacia do Parnaíba e a sul e sudeste mostram relação tectônica com as rochas do embasamento paleoproterozoico composto pelos complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional, Suíte Serrote e Suíte Plutonovulcânica Ipueiras (Fig. 2.4).

As manifestações alcalinas representadas pelas rochas das suítes Monte Santo e Serra da Estrela (1000Ma.), provavelmente marcam o início da fragmentação que culminou a formação do Orógeno Araguaia. Segundo Arcanjo e Moura (2000) e Arcanjo (2002) o magmatismo alcalino marcaria episódios extensionais do início da fragmentação do supercontinente Rodínia, e que permitiu a formação da bacia que recebeu as sequências sedimentares, posteriormente deformadas na Orogenia Brasileira.

Moura e Souza (1996) obtiveram idade pelo método Pb-Pb em zircão de  $1006 \pm 86$  Ma para gnaisses sieníticos da intrusão alcalina da Serra da Estrela, interpretada como a idade do evento magmático que gerou esses corpos.

A sequência metassedimentar do Orógeno Araguaia foi reunida por Hasui et al. (1977) no Grupo Baixo Araguaia e por Abreu (1978) no Supergrupo

Baixo Araguaia (Fig.2.4), que por sua vez é dividido, da base para o topo, nos grupos Estrondo, que inclui as formações Morro do Campo e Xambioá, constituindo a zona interna na porção leste do cinturão, onde o grau metamórfico chega a fácies anfibolito alto e, na porção oeste, onde o grau metamórfico diminui, ocorre o Grupo Tocantins, que inclui as formações Pequizeiro e Couto Magalhães.

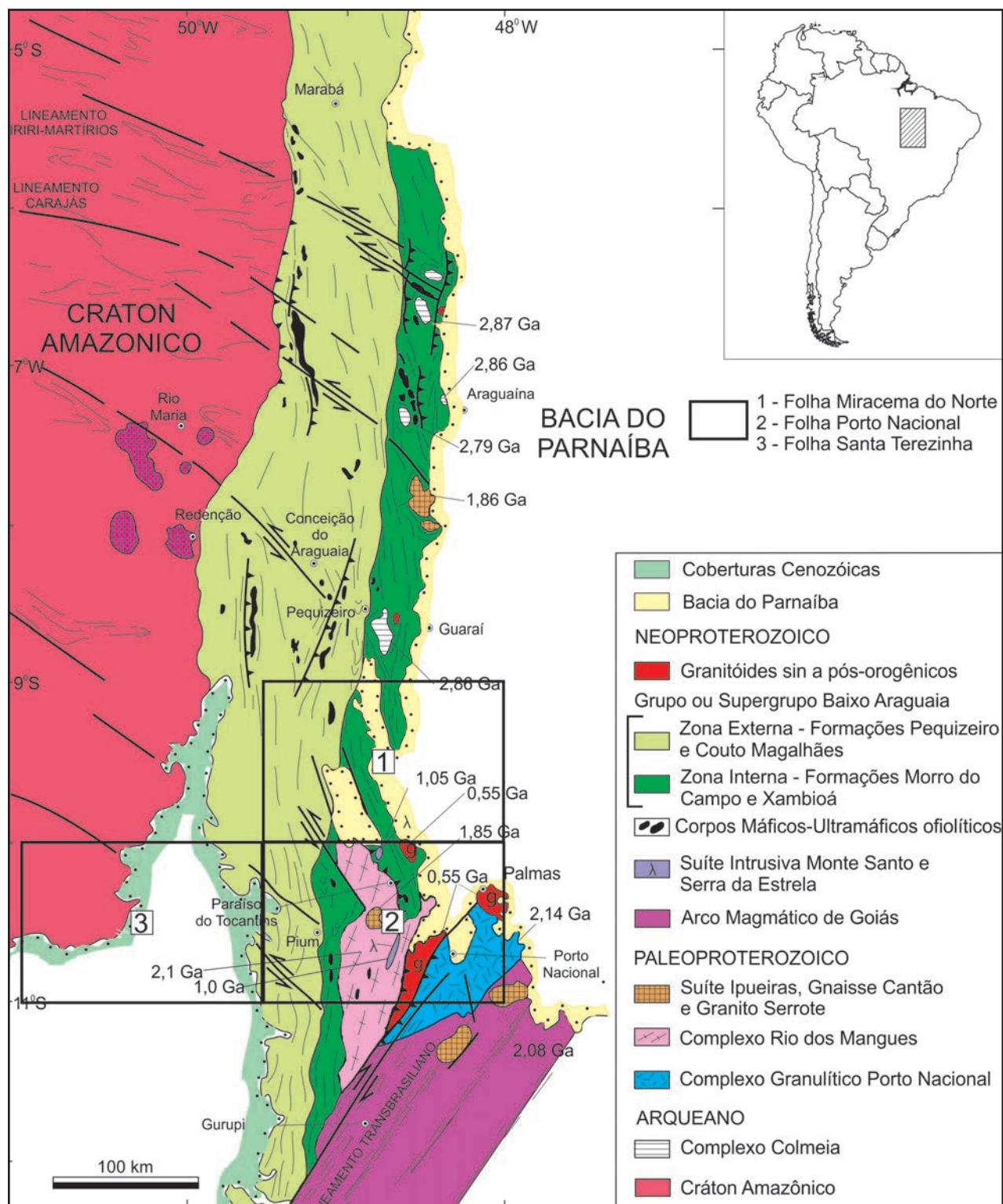


Figura 2.4 – Localização das folhas mapeadas na porção sul do Orógeno Araguaia. Figura modificada de Alvarenga et al. (2000).

Ao longo do Orógeno Araguaia ocorrem corpos de rochas meta-máficas e meta-ultramáficas, incluídas no Complexo Quatipuru, com idade entre 850 e 750 Ma (PAIXÃO;NILSON;DANTAS, 2008), tectonicamente alojados nas rochas metassedimentares (GORAYEB, 1981; KOTSCHOUBEY;HIERONIMUS, 1996; KOTSCHOUBEY;HIERONYMUS;ALBUQUERQUE, 2005). Os maiores corpos alcançam mais de 50 km de comprimento, e dois a cinco quilômetros de largura, orientados paralelamente ao eixo do Orógeno Araguaia.

Alojados principalmente no domínio leste do Orógeno Araguaia, de mais alto grau metamórfico, ocorrem corpos de granitos peraluminosos sin a tardi-colisionais, sob a forma de stocks, diques, lentes e apófises, representados pela Suíte Intrusiva Santa Luzia, Granito Ramal do Lontra e Granodiorito Presidente Kennedy (DALL'AGNOL et al., 1988; MACAMBIRA, 1983; COSTA et al., 1983; LAMARÃO;KOTSCHOUBEY, 1996). Estes autores sugerem que estes granitos foram gerados por processos anatéticos crustais durante o clímax do metamorfismo que envolveu o Grupo Baixo Araguaia. Para a Suíte Intrusiva Santa Luzia e Granito Ramal do Lontra, dados geocronológicos Pb-Pb em zircão obtidos por Moura e Sousa (2002) e Alves (2006) mostram idades de cristalização entre 550 e 560 Ma, respectivamente, relacionados ao magmatismo do final do Neoproterozoico. Idade U-Pb, obtida durante a execução deste projeto, em torno de 550 Ma, confirmam as idades obtidas por aqueles autores.

### 2.2.3 - Orógeno Brasília - Arco Magmático de Goiás

O Arco Magmático de Goiás compreende um extenso terreno neoproterozoica, resultado do fechamento do oceano Goianides (900-530 Ma), durante a aglutinação do Gondwana (PIMENTEL;JOST;FUCK, 2000; PIMENTEL et al., 2004), formado inicialmente como arco oceânico por volta de 890 Ma que evoluiu para arco de margem continental ativa em torno de 670 Ma, culminando com a colisão e formação do Orógeno Brasileiro no final do Neoproterozoico (JUNGES et al., 2008). Este arco é compartimentado em dois segmentos, separados pelo Maciço de Goiás: a norte, o Arco Magmático de Mara Rosa e a sul, o Arco Magmático de Arenópolis (LAUX et al., 2005).

Na área deste projeto, o prolongamento nordeste do Arco Magmático de Goiás recebe a denominação de Formação Monte do Carmo, unidade vulcanossedimentar caracterizada por um vulcanismo subaquático, bimodal de idade U-Pb 600 Ma.

### Formação Monte do Carmo

Cunha et al. (1981) definiu a Formação Monte do Carmo como duas faixas de rochas vulcanossedimentares situadas a sul e a norte da cidade homônima, constituindo a base da Serra do Carmo. O magmatismo máfico que ocorre no vale do Rio Areinhas foi informalmente denominado de Sequência Vulcânica Básica a Intermediária de Areinhas (QUARESMA;KOTSCHOUBEY, 2002). Frasca et al. (2010) caracterizaram a Formação Monte do Carmo como uma sequência metavulcanossedimentar de idade neoproterozoica, ampliando sua área de ocorrência para sul desde a cidade de Monte do Carmo até as proximidades da cidade de Gurupi. Estes mesmos autores obtiveram idade modelo  $T_{DM}$  de 1,18 Ga em rochas máficas desta sequência, associando-a a uma possível sequência de rift neoproterozoico, com evolução para bacia marginal de arco. Sabóia (2010) obteve idade modelo  $T_{DM}$  entre 0,86 e 1,91 Ga e caracterizou a Formação Monte do Carmo como uma sequência vulcanossedimentar bimodal, metamorfisada no fácies xisto-verde, formada em ambiente tectônico intraplaca continental relacionada à formação de um gráben no final do ciclo Brasileiro.

Foram obtidas, neste trabalho, idades de cristalização em torno de 600 Ma pelo método U-Pb (LA-ICP-MS) em zircões de andesitos da Formação Monte do Carmo.

### 2.3 - BACIA DO PARANAÍBA

A Bacia do Parnaíba (Fig.2.5) ocupa uma área de aproximadamente 600.000 km<sup>2</sup> distribuídos em parte dos estados do Maranhão e Piauí, Tocantins, Pará e Ceará (GÓES;FEIJÓ, 1994). Segundo Almeida e Carneiro (2004), esta Bacia desenvolveu-se sobre um embasamento continental no estágio de estabilização da Plataforma Sul-Americana e a sua subsidência está provavelmente ligada às deformações e eventos térmicos pós-orogênicos do Ciclo Brasileiro. Para Silva et al. (2003) esta bacia se desenvolveu sobre os *rifts* precursores cambro-ordovicianos de Jaibaras, Jaguarapi, Cococi/Rio Jucá, São Julião e São Raimundo Nonato sendo, portanto, do tipo IF/IS (fratura interior/depressão interior).

De acordo com Góes e Feijó (1994) e Vaz et al. (2007), a Bacia do Parnaíba reúne cinco super-sequências separadas por discordâncias regionais: (1) Siluriana; (2) Mesodevonianiana-Eocarbonífera; (3) Neocarbonífera-Eotriássica; (4) Jurássica e, (5) Cretácea. Góes (1995) denominou de Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil a área até então denominada de Bacia do Parnaíba e a compartimentou em

quatro bacias distintas: Parnaíba, Alpercatas, Grajaú e Espigão Mestre, conforme figura 2.5. A Bacia do Parnaíba, propriamente dita, inclui as três primeiras sequências depositadas do Siluriano ao Triássico, a Bacia das Alpercatas representa a sequência jurásica e a Bacia do Grajaú representa a sedimentação cretácica da porção noroeste da província, enquanto a Bacia do Espigão Mestre se formou a partir da sedimentação cretácica da porção sul da Província do Meio-Norte.

As supersequências constituem o registro de sucessivas fases de deposição sedimentar intercaladas a períodos de erosão em escala regional. Cada unidade possui evolução condicionada a fatores climáticos e tectônicos. Sendo assim, a Supersequência Siluriana (Grupo Serra Grande) está relacionada à implantação da Bacia do Parnaíba e à geometria de sua área de sedimentação.

A Bacia do Parnaíba se instalou sobre embasamento arqueano-proterozoico retrabalhado pelo evento Brasileiro. Tem sua origem relacionada à abertura de sistemas de riftes formados após o Ciclo Brasileiro ao longo de reativações de zonas de fraqueza do embasamento (CAPUTO et al., 2006). Na região de Miracema do Tocantins, área desse projeto, a bacia faz limites a oeste com a faixa de dobramento Paraguai-Araguaia e a sul com o Maciço de Goiás. Segundo Caputo et al. (2006), muitas das discordâncias atribuídas à Bacia do Parnaíba refletem a atuação das variações do nível do mar e não tectonismos de caráter global, podendo ainda envolver eventos adiastróficos (por exemplo, variações climáticas). Estes autores propuseram a utilização de curvas eustáticas na caracterização dos períodos de regressão e transgressão da bacia, evitando correlações com orogenias alóctones.



Figura 2.5 – Área da Província Sedimentar do Meio-Norte, que inclui a Bacia do Parnaíba (SILVA et al., 2003), modificado de Goés (1995).

## 3 – ESTRATIGRAFIA

O Projeto Geologia da Região de Palmas contemplou o mapeamento geológico e levantamento de recursos minerais de três folhas na escala 1:250.000: Miracema do Norte (SC.22-X-D), Porto Nacional (SC.22-Z-B) e Santa Teresinha (SC.22-Z-A), localizadas na porção central do estado do Tocantins e parte da porção nordeste do estado de Mato Grosso. A região tem geologia complexa, compreendendo parte de três importantes unidades geotectônicas da Plataforma Sul-Americana: Cráton Amazônico no extremo oeste, Província Tocantins, na porção centro-leste, incluindo os orógenos Araguaia e Brasília e parte do embasamento paleoproterozoico, além de rochas sedimentares paleozoicas da Bacia do Parnaíba, na porção leste. Os estudos realizados permitiram um significativo avanço na cartografia geológica e evolução geotectônica da região, que, apesar de razoavelmente estudada, ainda carece de estudos sistemáticos de mapeamento geológico em escala adequada.

O trabalho contemplou a interpretação de imagens de sensores remotos e imagens aerogeofísicas (mapas e perfis), levantamentos de campo e análises laboratoriais (petrográficas, litoquímicas, geocronológicas e geoquímicas), com objetivo de atualizar a cartografia, a caracterização petrológica e a evolução geotectônica da região. Foi realizado, também, levantamento geoquímico (sedimento de corrente e concentrado de bateia) compatível com a escala do mapeamento. O trabalho resultou na disponibilização de três mapas geológicos com os principais jazimentos minerais, um para cada folha, além de nota explicativa integrada.

Neste capítulo, constam as descrições das 41 unidades litoestratigráficas cartografadas, representadas no mapa geológico e legenda das figuras 3.1 e 3.2, respectivamente.

### 3.1 - CRÁTON AMAZÔNICO

#### 3.1.1 - Complexo Santana do Araguaia

As rochas que compõe esta unidade foram inicialmente reunidas no Complexo Xingu por Cunha et al. (1981). Vasquez e Rosa Costa (2008) propuseram a denominação Complexo Santana do Araguaia (CSA) para as rochas granito-gnáissicas migmatizadas

e rochas supracrustais associadas que ocorrem nos arredores da cidade de Santana do Araguaia-PA. Segundo estes autores a unidade consiste de terreno de idade neoarqueana com indícios de retrabalhamento no Evento Transamazônico, o que os levou a excluí-la da Província Carajás, Domínio Rio Maria (SANTOS, 2003) e incluí-la no Domínio Santana do Araguaia, Província Transamazonas. Alves et al. (2010), seguindo a definição de Vasquez e Rosa Costa (2008), mantiveram a denominação e reconheceram como pertencentes ao Complexo Santana do Araguaia (CSA) também as rochas do extremo nordeste do estado de Mato Grosso. Neste trabalho, admite-se que o Complexo Santana do Araguaia pertence efetivamente ao Domínio Rio Maria, conforme o entendimento de Santos (2003), em razão de suas idades de cristalização serem até o momento exclusivamente arqueanas em torno de 2,8 Ga.

Esta unidade está restrita à porção noroeste da Folha Santa Teresinha (Fig. 3.3). Ocorre de forma contínua em relevo aplainado, drenado em sua maior extensão pelo Rio Crisóstomo e seus tributários. Os contatos entre as suas subunidades são aproximados, tendo em vista o relevo arrasado e elevado grau de alteração intempérica das rochas. Com as rochas da Sequência Fazenda Santa Fé os contatos são predominantemente tectônicos através de falhas transcorrentes, enquanto que com as rochas Paleoproterozoicas das suítes Intrusivas Vila Rica e Rio Dourado os contatos são definidos por lineamentos aerogeofísicos e de relevo, ou diretos, nitidamente intrusivos. A leste, sul e sudeste, o complexo é recoberto pelos sedimentos recentes da Formação Araguaia. Suas assinaturas em imagens aerogeofísicas são marcadas pelo suave contraste gamaespectrométrico na imagem ternária RGB em função do Th, que se apresenta relativamente alto e em função do K, que se apresenta relativamente baixo em relação às rochas adjacentes.

Os afloramentos, sob a forma de lajedos, blocos e matacões métricos esparsos (Figs. 3.4 A e 3.4B) mostram rochas com acentuada migmatização (Figs. 3.4 E e F) em transições de metatexitos para diatexitos, muitos deles com restitos de rochas. Relictos do CSA na forma de xenólitos decimétricos (Figs. 3.4 C e D) a métricos, além de *inliers* quilométricos, podem ocorrer com frequência no interior ou nas bordas dos corpos graníticos Paleoproterozoicos da Suíte Intrusiva Vila Rica.

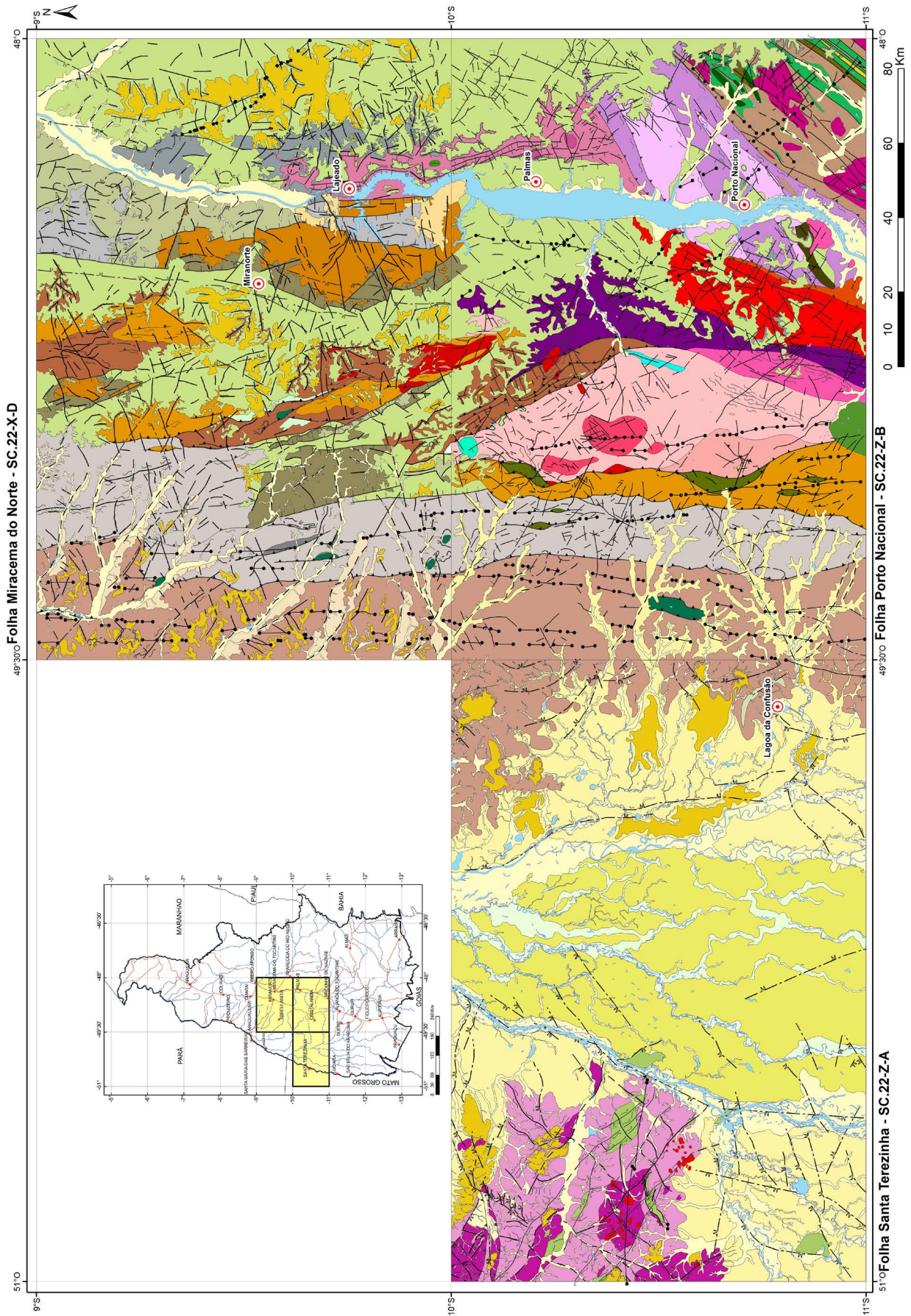


Figura 3.1 – Mapa geológico simplificado das três folhas que compõem a área do Projeto Geologia da Região de Palmas.

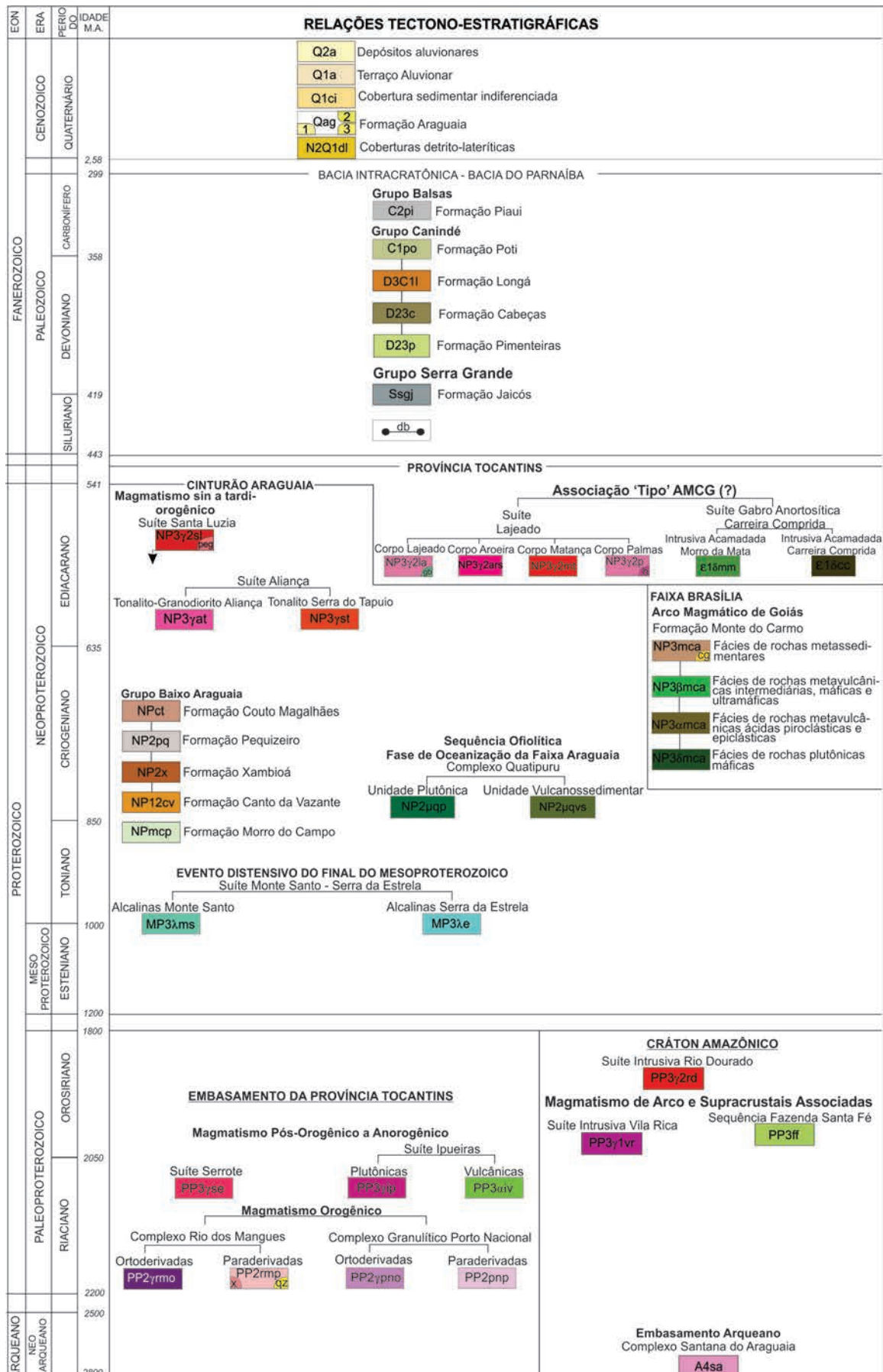


Figura 3.2 – Compartimentação tectono-estratigráfica que acompanha o mapa geológico integrado do Projeto Geologia da Região de Palmas.



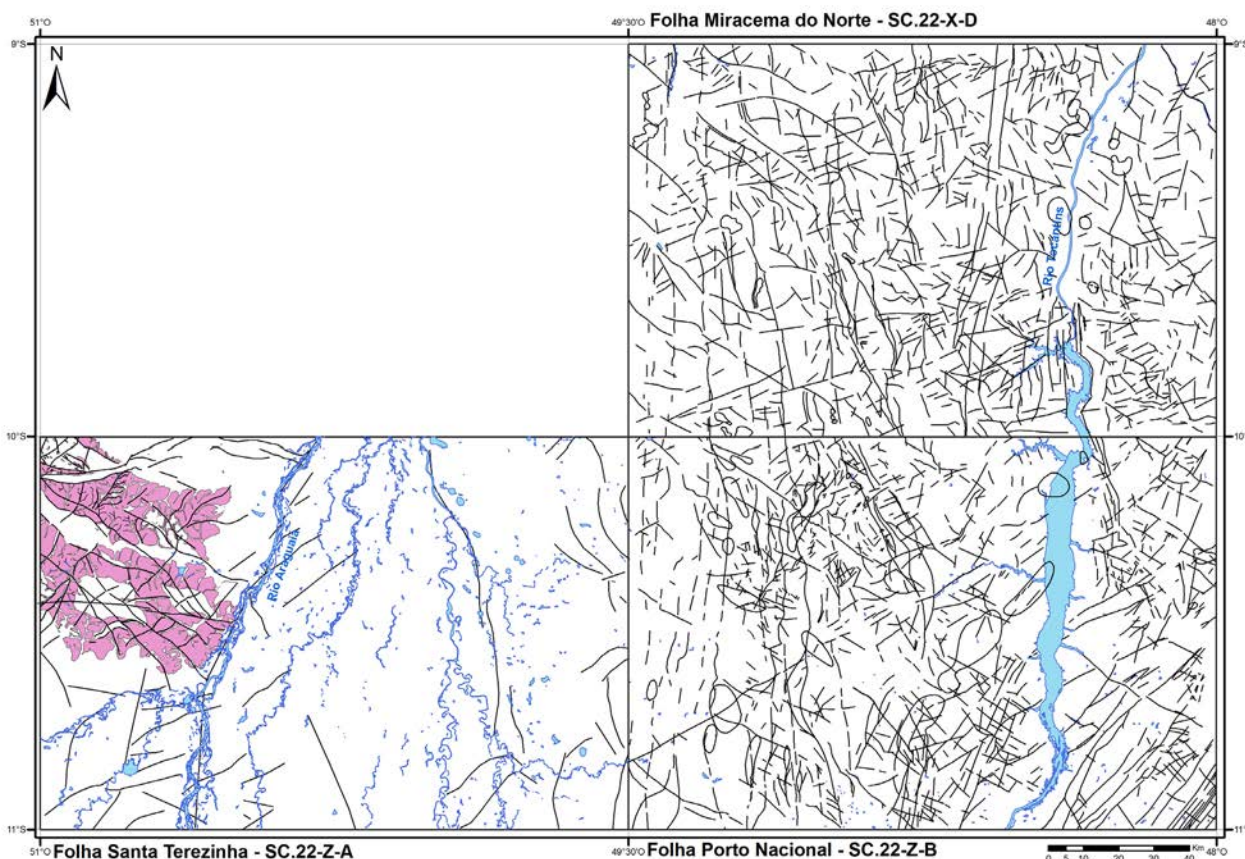


Figura 3.3 – Área de ocorrência do Complexo Santana do Araguaia.

As rochas que formam o CSA no âmbito da Folha Santa Terezinha consistem predominantemente de ortognaisses de composição granodiorítica e tonalítica e localmente gnaisses paraderivados, todos fortemente deformados e por vezes migmatizados.

Os ortognaisses granodioríticos e tonalíticos tem cor cinza e possuem leucossomas graníticos em bandas claras milimétricas a centimétricas, algumas vezes descontínuas (Figs. 3.5 A e B), produtos da migmatização. São rochas de granulação média a grossa, com porções que apresentam intensa cominuição de cristais devido à milonitização. Apresentam texturas granoblástica, protomilonítica e lepidoblástica. Enclaves métricos de migmatitos de composição granodiorítica do CSA são encontrados nas bordas ou no interior dos granitos Paleoproterozoicos da Suíte intrusiva Vila Rica (Fig. 3.5 C).

A foliação milonítica, posterior ao bandamento (Sn), é caracterizada pela orientação dos minerais lamelares (biotita e muscovita). Dobras desarmônicas, além de feições de diatexitos e metatexitos (Fig. 3.5 D) são frequentes. Clastos de quartzo, plagioclásio e microclínio encontram-se envolvidos pela foliação gerada pelos feixes de biotita e muscovita. Alguns cristais maiores foram decritos como porfiroclastos (Fig. 3.5 E). Aglomerados de grãos de quartzo exibem limites tortuosos sugerindo migração de borda de grão, deformação intracristalina como extinção

ondulante, subgranulação e bandas de deformação (Fig. 3.5 F). Os cristais de plagioclásio exibem maclas complexas (albita, periclina e Carlsbad), em parte evanescentes que tendem a acompanhar a direção geral de orientação dos minerais. A muscovita ou mica branca é secundária e provém da alteração da biotita.

Os enclaves máficos, muito comuns em rochas desta unidade, são centimétricos a decamétricos, cinza-esverdeados, granulação fina a média, foliados e boudinados, algumas vezes brechados por percolação de injeções graníticas. São constituídos essencialmente por plagioclásio, hornblenda, clinopiroxênio, ortopiroxênio, biotita e quartzo. Próximo às zonas de cisalhamento ocorrem feições miloníticas marcadas por foliações superimpostas, predominantemente de direção NW, que obliteram totalmente as estruturas pretéritas do CSA. Genericamente os ortognaisses mostram intensidades variáveis de migmatização caracterizadas por bandas estreitas (milimétricas a centimétricas), irregulares e descontínuas formando estruturas estromáticas.

Os ortognaisses de composição granítica são inequigranulares, leucocráticos e mesocráticos, cores cinza a rosa, textura granular média a grossa, com bandamento composicional milimétrico a centimétrico marcante, (Figs. 3.6 A, B e C) intensamente dobrados. São compostos essencialmente

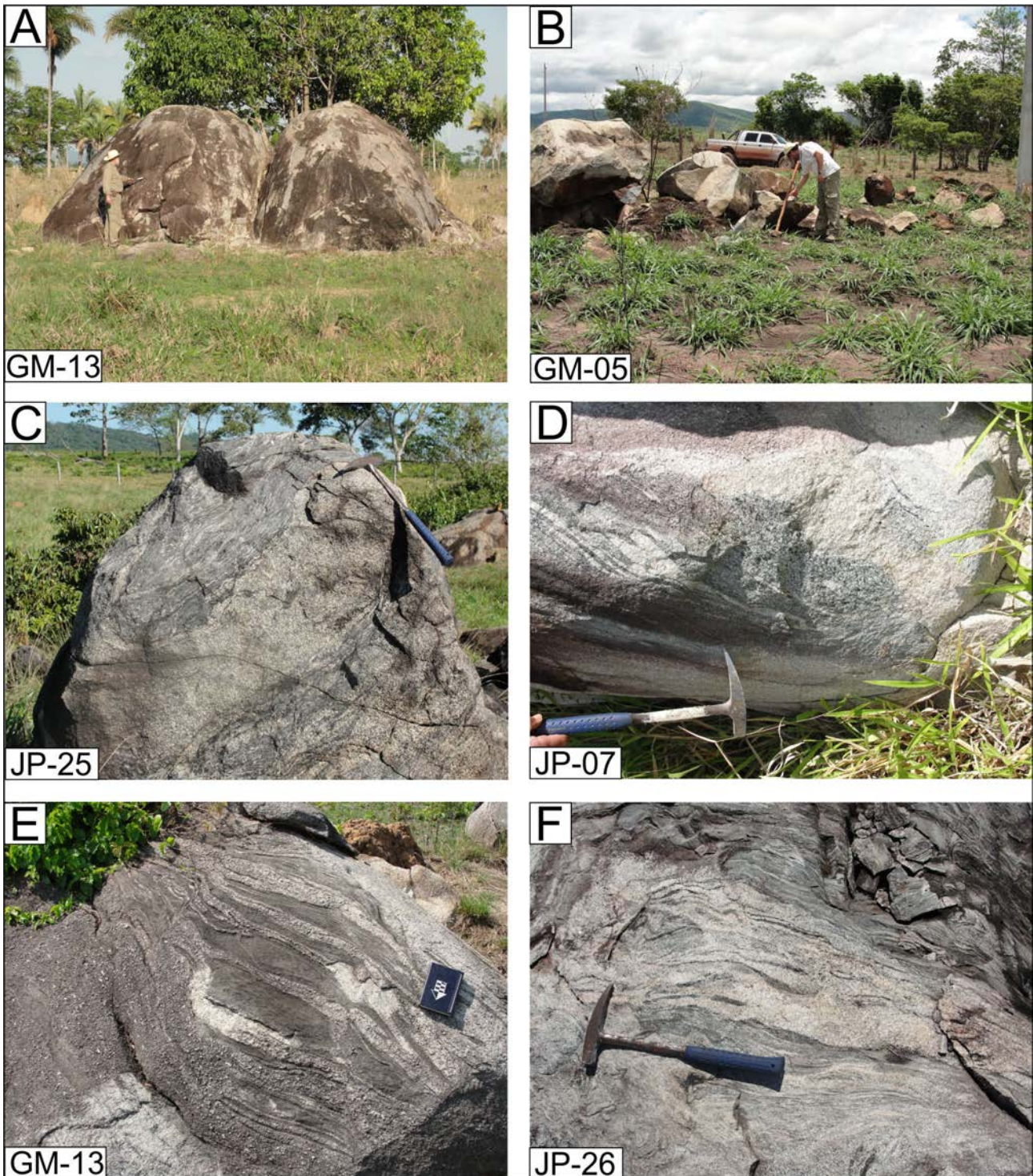


Figura 3.4 – A e B) afloramentos do Complexo Santana do Araguaia sob a forma de lajedos e blocos. C e D) xenólitos de paragnaisses do Complexo Santana do Araguaia nas rochas Paleoproterozoicas da Suíte Intrusiva Vila Rica. E e F) bandamento e feições migmatíticas em ortognaisses do Complexo Santana do Araguaia.

de microclina, quartzo, biotita, e plagioclásio, e secundariamente de clorita, epidoto, sericita e muscovita. Como minerais acessórios ocorrem opacos, apatita, zircão e titanita. Sericita, clorita e epidoto representam processos de retrometamorfismo. Zonas de cisalhamento dúcteis confinadas (Fig. 3.6 D) de direção preferencial NW formadas a partir da nucleação de fraturas pela ação de fluidos hidrotermais também ocorrem nas rochas desta unidade.

Os resultados das análises litoquímicas das rochas do Complexo Santana do Araguaia encontram-se na tabela 3.1. No diagrama ternário da figura 3.7, as rochas graníticas do Complexo Santana do Araguaia ocupam principalmente o campo dos biotita granito (granitóides ricos em K de MOYEN et al., 2003), enquanto os granodioritos e tonalitos ocupam o campo dos sanukitóides ou TTGs enriquecidos.

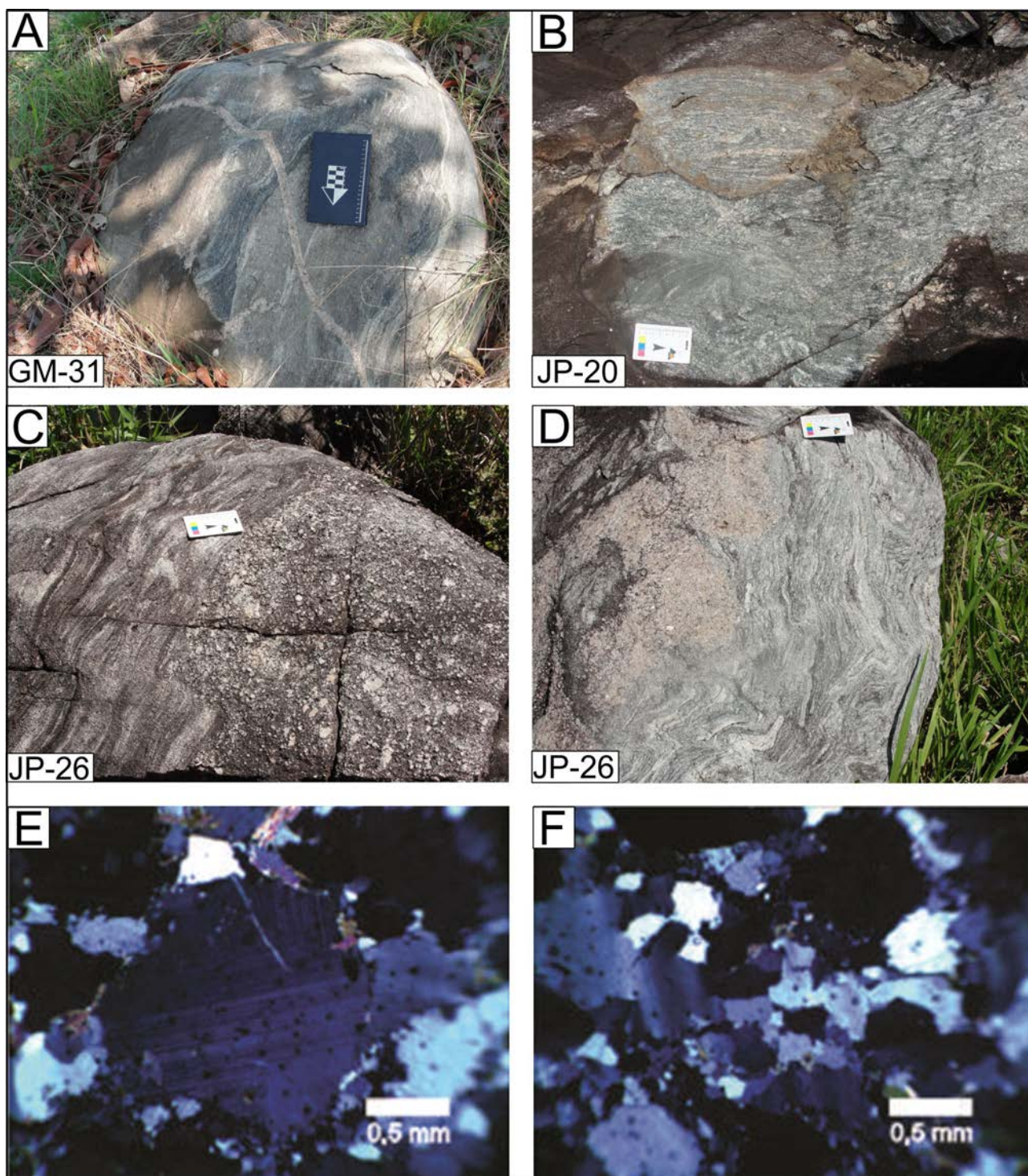


Figura 3.5 – Aspectos macroscópicos e microscópicos dos gnaisses granodioríticos e tonalíticos: A) Gnaiss granodiorítico com bandamento dobrado, cortado por veio granítico. B) Bandamento dobrado e transposto. C) Enclave de ortogneiss tonalítico do Complexo Santana do Araguaia englobado por granodiorito da Suíte Intrusiva Vila Rica. D) Metatexitos e diatexitos com restos de paleossoma. E e F) Porfiroclastos de plagioclásio e feições de deformação intracristalina nos cristais quartzo-feldspáticos dos ortogneisses tonalíticos.

As análises químicas das rochas do Complexo Santana do Araguaia (Tab. 3.1) definem principalmente granitos de alto-K com  $\text{SiO}_2$  variando entre 70 a 76 % em peso, classificados como sienogranitos/monzogranitos e granodioritos/tonalitos ( $\text{SiO}_2$  de 65 a 69 % em peso) no diagrama Q-P de Debon e LeFort (1983) (Fig. 3.8a). No diagrama normativo

do feldspato (Fig. 3.8b), estas rochas estão localizadas nos campos dos granitos e granodioritos, com exceção da amostra GM-29 que cai no campo dos tonalitos. No diagrama multicatiônico R1-R2 de De La Roche (1980) (Fig.3.8c) confirma-se a classificação química do diagrama Q-P com predomínio de rochas de composição granítica, similar aos granitos

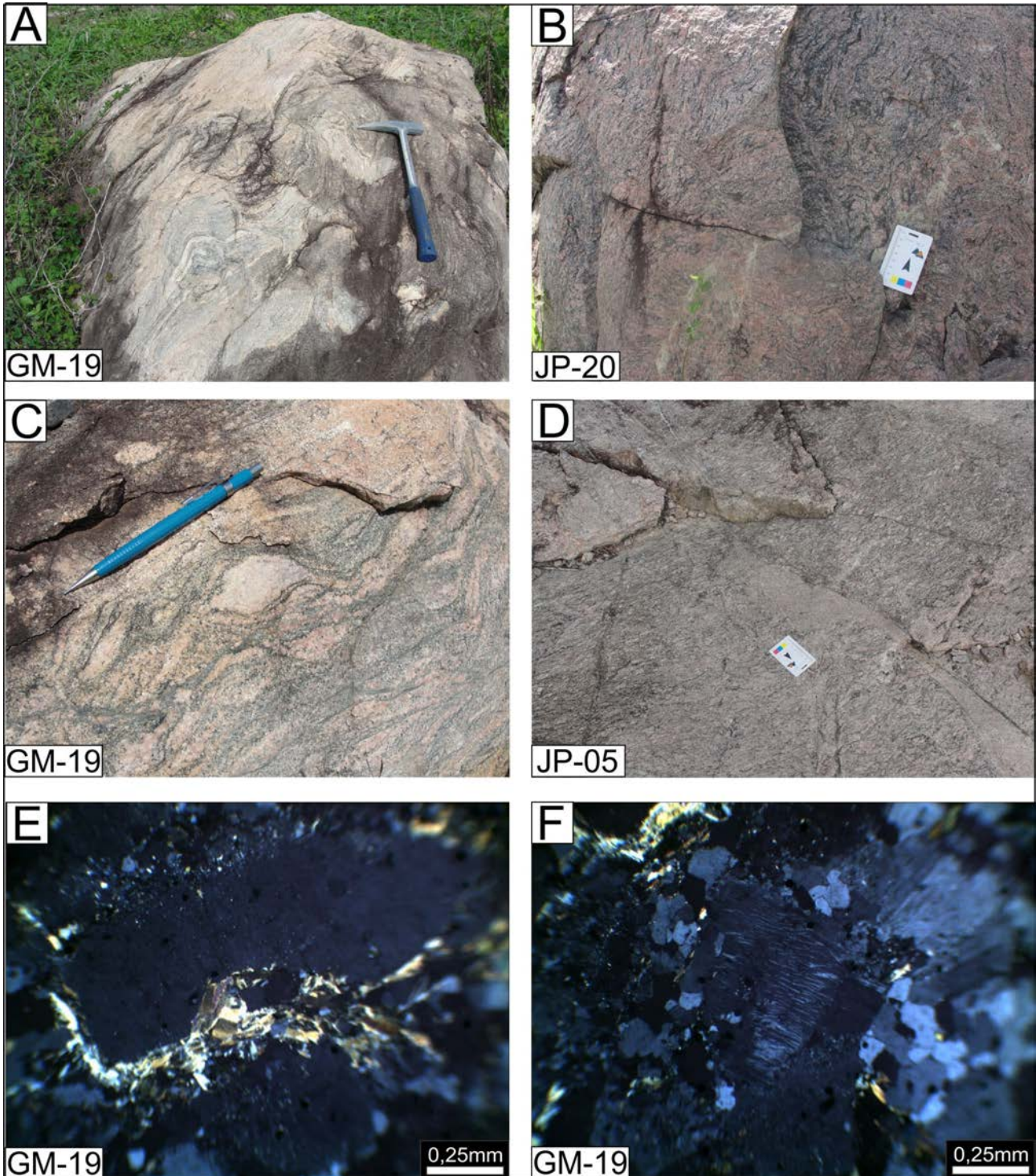


Figura 3.6 – Aspectos macroscópicos e microscópicos dos ortognaisses graníticos do Complexo Santana do Araguaia: A e B) Bandamento composicional dobrado e transposto, C) Migmatitos com mobilizados e feições augen, D) Zonas de cisalhamento e fraturas de direção NNW. E) Fotomicrografia de porfiroclastos de feldspato contornado por finas lamelas de micas. F) Feldspato potássico perítico.

tipo I de arco magmático (assinatura cálcio-alcálica) conforme os diagramas das figuras 3.8 d, e. Relações entre Rb, Y, Nb, Th, La e Yb nos granodioritos/tonalitos e granitos (Figs. 3.9a, b, c) indicam que as rochas intermediárias e ácidas do complexo são similares aos equivalentes ígneos dos arcos Fanerozóicos. Altas razões Th/Yb (>5) correlacionadas com altos valores da razão La/Yb (>10) mostram analo-

gia com rochas intrusivas dos modernos arcos continentais (Fig. 3.9c).

As similaridades geoquímicas entre granitos, granodioritos e tonalitos do Complexo Santana do Araguaia são consistentes nos diagramas das figuras 3.8, 3.9, 3.10 e 3.11a, b, porém as razões Ba/Sr e  $K_2O/Na_2O$  (Fig. 3.11c) mostram maior correlação das rochas intermediárias a ácidas com os TTGs e sa-

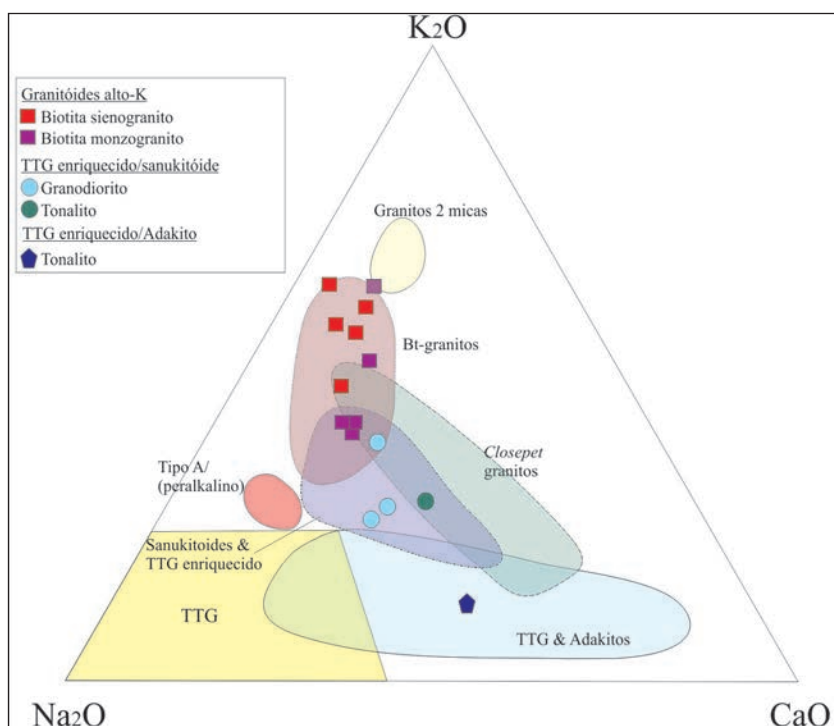


Figura 3.7 – Diagrama ternário  $K_2O-Na_2O-CaO$  (BARKER;ARTH, 1976) para as rochas do Complexo Santana do Araguaia na Folha Santa Teresinha; campos segundo Moyen et al. (2003).

Tabela 3.1 – Composição de elementos maiores, traços, ETR's e elementos de transição das rochas do Complexo Santana do Araguaia na Folha Santa Teresinha.

Amostra	JP-05	GM-05	GM-14	GM-21	GM-34	JP-18	GM-13	GM-16
Rocha	Biotita gnaiss sienogranítico	Biotita gnaiss sienogranítico	Biotita gnaiss sienogranítico	Gnaiss sienogranítico cataclástico	Gnaiss sienogranítico	Biotita Gnaiss Monzogranítico	Biotita Gnaiss Monzogranítico	Biotita Gnaiss Monzogranítico
Tipologia	Bt Granitos	Bt Granitos	Bt Granitos	Bt Granitos	Bt Granitos	Bt Granitos	Bt Granitos	Bt Granitos
SiO <sub>2</sub>	72.20	74.10	73.10	75.70	70.60	72.70	71.20	72.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.70	13.90	13.70	13	15.60	14	14.10	14.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2	1.81	2.37	2.20	2.87	2.51	3.68	1.91
MgO	0.17	0.39	0.31	0.28	0.53	0.40	0.20	0.33
CaO	0.46	1.41	1.09	1.08	0.88	1.56	1.08	1.66
Na <sub>2</sub> O	3.14	3.83	2.81	2.93	3.62	3.19	2.63	3.73
K <sub>2</sub> O	6.01	4.59	5.60	4.89	5.81	4.87	6.13	3.71
TiO <sub>2</sub>	0.15	0.13	0.15	0.13	0.23	0.24	0.16	0.19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.06	0.06	0.06	0.14	0.07	0.07	0.07
MnO	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.05	0.05	0.05
LOI	0.87	0.12	0.25	0.10	0.16	0.23	0.14	1.30
TOTAL	99.80	100.37	99.48	100.40	100.46	99.82	99.44	99.55
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.91	1.20	1.99	1.67	1.60	1.53	2.33	0.99
Mg#	14.41	29.92	20.58	20.14	26.79	24	9.72	25.50
K/Na	2.14	1.34	2.23	1.87	1.80	1.71	2.61	1.11
A/CNK	1.18	1	1.08	1.08	1.13	1.05	1.09	1.09
Ni	8	14	10	10	9	6	7	8
Co	2	3.10	2.10	2.30	2.80	2.70	1.20	2.70

Projeto Geologia da Região de Palmas

Amostra	JP-05	GM-05	GM-14	GM-21	GM-34	JP-18	GM-13	GM-16
Rocha	Biotita gnaissé sienogranítico	Biotita gnaissé sienogranítico	Biotita gnaissé sienogranítico	Gnaissé sienogranítico cataclástico	Gnaissé sienogranítico	Biotita Gnaissé Monzogranítico	Biotita Gnaissé Monzogranítico	Biotita Gnaissé Monzogranítico
Tipologia	Bt Granitos	Bt Granitos	Bt Granitos	Bt Granitos	Bt Granitos	Bt Granitos	Bt Granitos	Bt Granitos
Cr	4	11	8	11	9	6	5	6
Sc	1.30	0.60	0.90	0.80	2.40	2.90	1.10	1.80
V	9	12	8	10	18	22	4	12
Ba	595	788	672.00	587	777	676	326	898
Rb	174	125.50	209.10	110	192.20	140.30	204	138.10
Sr	85.30	285	128.80	216.30	104.20	249.30	65.80	302.70
Nb	4.45	16.79	13.20	4.74	10.15	5.91	5.53	9.31
Ta	0.31	0.05	0.46	0.18	0.47	0.51	0.42	0.05
Cu	4.20	33	4	8	5	4.10	5	4.50
Pb	5.60	6.50	7.50	7.10	6.30	4.70	8.90	3.60
Zn	24	23	22	22	58	44	13	40
Ga	17	16.30	15.50	13.60	21.40	14.30	12.80	15.60
Cs	0.68	1.55	2.13	1.40	1.75	1.53	0.70	2.05
Sn	0.50	2.50	1.70	1.10	1.90	0.90	0.90	1.90
Zr	178.70	115.30	168.90	207.20	168.80	140.10	58.10	121.60
Hf	5.43	4.48	5.78	6.89	5.02	4.30	1.94	3.69
U	8.84	4.19	3.30	3.97	6.08	0.85	19.71	1.39
Th	46.90	20.50	28.90	47.20	26	12	12.10	11.90
Y	10.70	4.11	16.67	10.89	6.70	5.40	6.61	12.37
La	59.30	25.90	69.60	72.70	54.10	38.30	19.80	41.80
Ce	105.50	27.80	118.50	136	97.30	62.80	28	59
Pr	11.35	2.82	14.43	15.05	10.41	6.65	3.18	6.09
Nd	40.50	10.30	48.50	53.80	36.50	24.20	12.10	22.50
Sm	7.50	1.30	6.20	8.20	6.30	3.50	2.60	3.30
Eu	0.55	0.48	0.58	0.84	0.49	0.82	0.30	0.73
Gd	5.40	1.31	6.20	5.11	4.33	2.48	2.03	2.59
Tb	0.68	0.16	0.55	0.60	0.54	0.29	0.34	0.38
Dy	2.78	0.78	3.04	2.46	1.99	1.17	1.46	2.07
Ho	0.40	0.15	0.60	0.44	0.24	0.20	0.26	0.42
Er	0.85	0.40	1.77	1.20	0.50	0.52	0.64	1.22
Tm	0.08	0.06	0.26	0.17	0.04	0.06	0.10	0.18
Yb	0.50	0.40	1.90	1.20	0.30	0.40	0.50	1.30
Lu	0.06	0.05	0.30	0.17	0.05	0.05	0.07	0.16
ΣETR	235.45	71.91	272.43	297.94	213.05	141.44	71.38	141.74
Eu/Eu*	0.26	1.12	0.29	0.40	0.29	0.85	0.40	0.76
(La/Yb) <sub>n</sub>	85.11	46.47	26.29	43.48	129.41	68.71	28.42	23.07
(Yb) <sub>n</sub>	1.01	0.81	3.85	2.43	0.61	0.81	1.01	2.64
Sr/Y	7.97	69.34	7.73	19.86	15.55	46.17	9.95	24.47
La/Yb	118.60	64.75	36.63	60.58	180.33	95.75	39.60	32.15
TZr.sat.C	807.20	755.10	795.40	816.10	794	774.90	707.30	766.80

Amostra	GM-17	GM-19	GM-28	JP-16	GM-30	GM-29	GM-32
Rocha	Biotita Gnaiss Monzogranítico	Biotita Gnaiss Monzogranítico	Biotita Gnaiss granodiorítico	Biotita Gnaiss granodiorítico	Biotita Gnaiss granodiorítico	Gnaiss Tona- lítico	Gnaiss Tonalítico
Tipologia	Bt Granitos	Bt Granitos	Sanukitoides	Sanukitoides	Sanukitoides	Sanukitoides	TTG/TTG Enriquecido
SiO <sub>2</sub>	70.40	72.80	71.50	69	69.30	65	65.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.60	14.80	15	15.10	15.10	17.80	15.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.71	3.28	2.23	4.03	3.85	3.81	4.97
MgO	0.57	0.39	0.67	0.71	1.30	0.77	1.88
CaO	1.84	1.76	2.54	2.28	2.72	4.96	3.71
Na <sub>2</sub> O	3.89	3.68	3.96	3.85	3.82	3.98	3.86
K <sub>2</sub> O	3.95	3.48	2.24	3.82	2.47	1.19	3.03
TiO <sub>2</sub>	0.21	0.22	0.28	0.30	0.27	0.46	0.41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.09	0.07	0.13	0.12	0.16	0.17
MnO	0.07	0.05	0.02	0.06	0.05	0.09	0.07
LOI	0.45	0.11	0.67	0.21	0.57	1.02	0.98
TOTAL	99.78	100.66	99.18	99.49	99.57	99.24	99.88
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	7.84	7.16	6.20	7.67	6.29	5.17	6.89
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.02	0.95	0.57	0.99	0.65	0.30	0.78
Mg#	23.34	19.07	37.31	25.87	40.08	28.59	42.84
K/Na	1.14	1.06	0.63	1.11	0.72	0.33	0.88
A/CNK	1.04	1.14	1.11	1.03	1.09	1.06	0.95
Ni	10	9	10	7	15	14	26
Co	3.70	3.30	4.80	4.70	5.90	4.90	10.10
Cr	12	8	9.80	10	41	46	43
Sc	2.60	2	1.30	1.50	5.60	8.30	2.40
V	23	16	37	38	37	23	54
Ba	694	543	352	1230	517	196	1058
Rb	118.10	137.90	71.40	98.90	76.30	76.90	60.40
Sr	274.40	162.40	140.60	526.10	367.90	434.70	574.60
Nb	6.62	7.35	5.08	3.54	7.88	4.79	5
Ta	0.70	0.50	0.03	0.62	0.84	0.05	0.36
Cu	4.80	3.90	5	5.50	18	7	5
Pb	4.80	5.20	1.50	3.60	4.20	1.80	2.70
Zn	46	41	32	46	36	35	32
Ga	16.50	18.20	16.50	16.20	15.30	19.80	16.10
Cs	1.62	0.90	0.62	1.13	2	3.48	0.87
Sn	0.50	2.50	0.30	0.80	0.60	2.10	0.60
Zr	118.10	138.10	128.10	149.80	115.10	110.60	107.10
Hf	3.74	4.13	3.62	4.51	2.90	2.49	2.87
U	4.12	3.05	1.22	0.53	0.71	1.38	0.72
Th	15.50	17.50	13.10	9.20	1.10	3.70	4.80
W	2.10	1.70	2.80	1.40	0.20	3.40	3.10

Amostra	GM-17	GM-19	GM-28	JP-16	GM-30	GM-29	GM-32
Rocha	Biotita Gnaiss Monzogranítico	Biotita Gnaiss Monzogranítico	Biotita Gnaiss granodiorítico	Biotita Gnaiss granodiorítico	Biotita Gnaiss granodiorítico	Gnaiss Tona- lítico	Gnaiss Tonalítico
Tipologia	Bt Granitos	Bt Granitos	Sanukitoides	Sanukitoides	Sanukitoides	Sanukitoides	TTG/TTG Enriquecido
La	37.70	35.80	35	37.10	12.30	23.60	39.90
Ce	58.30	58	46.20	60.30	11	27.50	53.60
Pr	5.62	6.34	4.97	6.21	1.07	3.01	5.92
Nd	18.40	23.90	19	22.40	4.40	11.50	22.80
Sm	2.70	4.40	3.20	2.90	1.10	2.10	3.80
Eu	0.46	0.60	0.58	0.73	0.86	1.05	0.87
Gd	2.02	3.48	2.56	2.17	1.24	1.99	3.23
Tb	0.29	0.41	0.29	0.26	0.18	0.27	0.38
Dy	1.41	2.07	1.28	1.34	1.29	1.35	1.81
Ho	0.33	0.35	0.17	0.26	0.22	0.24	0.37
Er	0.99	0.94	0.37	0.60	0.77	0.67	1.10
Tm	0.14	0.16	0.05	0.10	0.05	0.09	0.14
Yb	0.90	0.80	0.20	0.60	0.70	0.50	0.90
Lu	0.15	0.11	0.05	0.08	0.08	0.06	0.14
ΣETR	129.41	137.36	113.92	135.05	35.26	73.93	134.96
Eu/Eu*	0.60	0.47	0.62	0.89	2.25	1.57	0.76
(La/Yb) <sub>N</sub>	30.06	32.11	125.58	44.37	12.61	33.87	31.81
(Yb) <sub>N</sub>	1.83	1.62	0.41	1.22	1.42	1.01	1.83
Sr/Y	23.18	16.44	29.98	83.77	48.92	62.46	58.16
La/Yb	41.89	44.75	175	61.83	17.57	47.20	44.33
TZr.sat.C	756.70	780.80	771.60	773.70	757.50	745.60	731.20

LOI = Loss on Ignition (perda ao fogo); Mg# =  $100 \times \text{razão molar MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ ;  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N/(\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N)^{(1/2)}$ ;  $\text{A}/\text{CNK} = \text{razão molar Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ; normalização segundo condrito de Boynton (1984); óxidos em peso % e elementos traço em ppm.

nukitoides do terreno Rio Maria. Os tonalitos exibem moderado conteúdo de SiO<sub>2</sub> (~65% em peso), baixos teores de TiO<sub>2</sub> (0,16-0,19%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (~ 14%), CaO (1,06-1,66%) e MgO (0,20-0,33%). As duas amostras de tonalito mostram valores de Mg# distintos (28 e 42; Tab. 3.1), porém ainda considerados baixos, sugerindo acentuada participação de material crustal na fonte destas rochas.

Os padrões de ETR dos tonalitos (Fig. 3.12a) mostram enriquecimento em ETR leves com (La/Yb)<sub>N</sub> em torno de 30 e fracas anomalias positivas e negativas de Eu (0,86 e 1,57; Tab. 3.1). No diagrama de multielementos com normalização ao Manto Primitivo (SUN; MCDONOUGH, 1989), os tonalitos se caracterizam pela forte depleção em Nb-Ta, P e Ti, comportamento “ambíguo” dos LILEs (Cs e Ba com

valores discrepantes e enriquecimento do K e Sr) e anomalia positiva de Pb.

Os granodioritos se caracterizam pelo alto conteúdo em SiO<sub>2</sub> (69-71% peso) e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (~15%), baixos valores de MgO (0,67-1,30%), TiO<sub>2</sub> (0,27-0,30%) e moderado teor de CaO (2,28-2,78%). Os baixos valores de Mg# indicam a forte ascendência crustal dos granodioritos (Tab. 3.1). Os padrões de ETR dos granodioritos (Fig. 3.12c) mostram que a rocha GM-30 tem comportamento diverso das restantes, com anomalia positiva de Eu e baixo fracionamento [(La/Yb)<sub>N</sub> = 12.6]. No diagrama de multielementos (Fig. 3.12d) a amostra GM-30 também mostra características distintas dos demais granodioritos com depleção em Th, Zr e ETR leves e enriquecimento em ETR pesados.



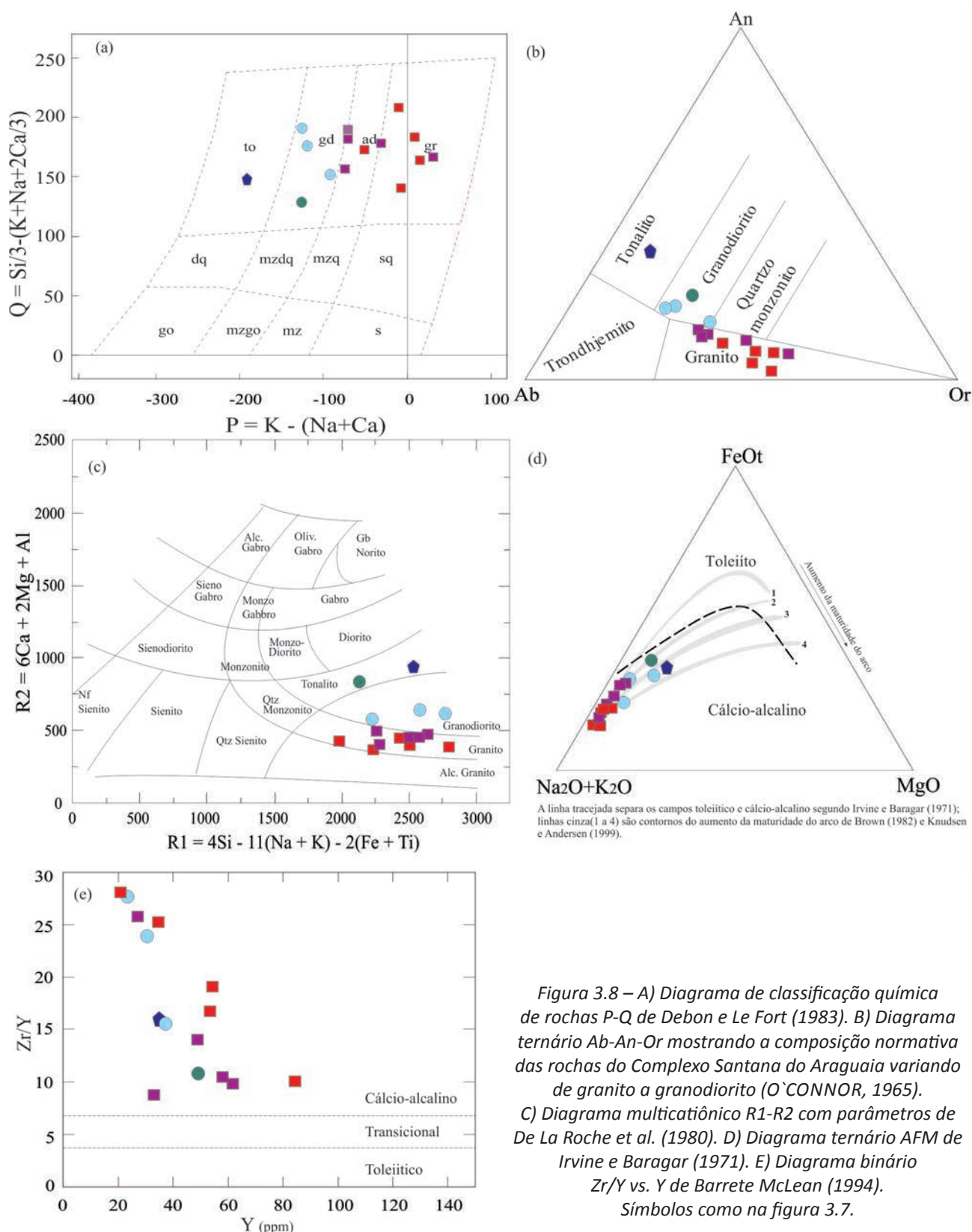


Figura 3.8 – A) Diagrama de classificação química de rochas P-Q de Debon e Le Fort (1983). B) Diagrama ternário Ab-An-Or mostrando a composição normativa das rochas do Complexo Santana do Araguaia variando de granito a granodiorito (O'CONNOR, 1965). C) Diagrama multicatiónico R1-R2 com parâmetros de De La Roche et al. (1980). D) Diagrama ternário AFM de Irvine e Baragar (1971). E) Diagrama binário Zr/Y vs. Y de Barre McLean (1994). Símbolos como na figura 3.7.

Os biotita granitos são fracamente peraluminosos (Fig. 3.10a) com alto a muito alto-K (Fig.3.10b) com alta razão K/Na (>1) (Tab. 3.1) e baixos valores de Mg# (9 a 30). São pobres em Ni (6-10 ppm) e Cr (4-12 ppm) mas ricos em Rb (118-209 ppm) e Th (12-47 ppm).

Nos diagramas das figuras 3.11 a, b ocupam o campo dos granitoides Arqueanos de média razão La/

Yb. No diagrama da figura 3.11 c, parte do conjunto dos granitos do complexo mostram valores de Ba, Sr, K e Na similares aos leucogranitoides potássicos do terreno Rio Maria e aos TTGs transicionais do cráton de Yilgarn e parte tem conteúdos de Sr, Ba, K e Na maiores que os TTGs e sanukitoides do terreno Rio Maria.

No diagrama de ETR normalizado ao condrito de Boynton (1984) os monzogranitos (Fig. 3.12e)

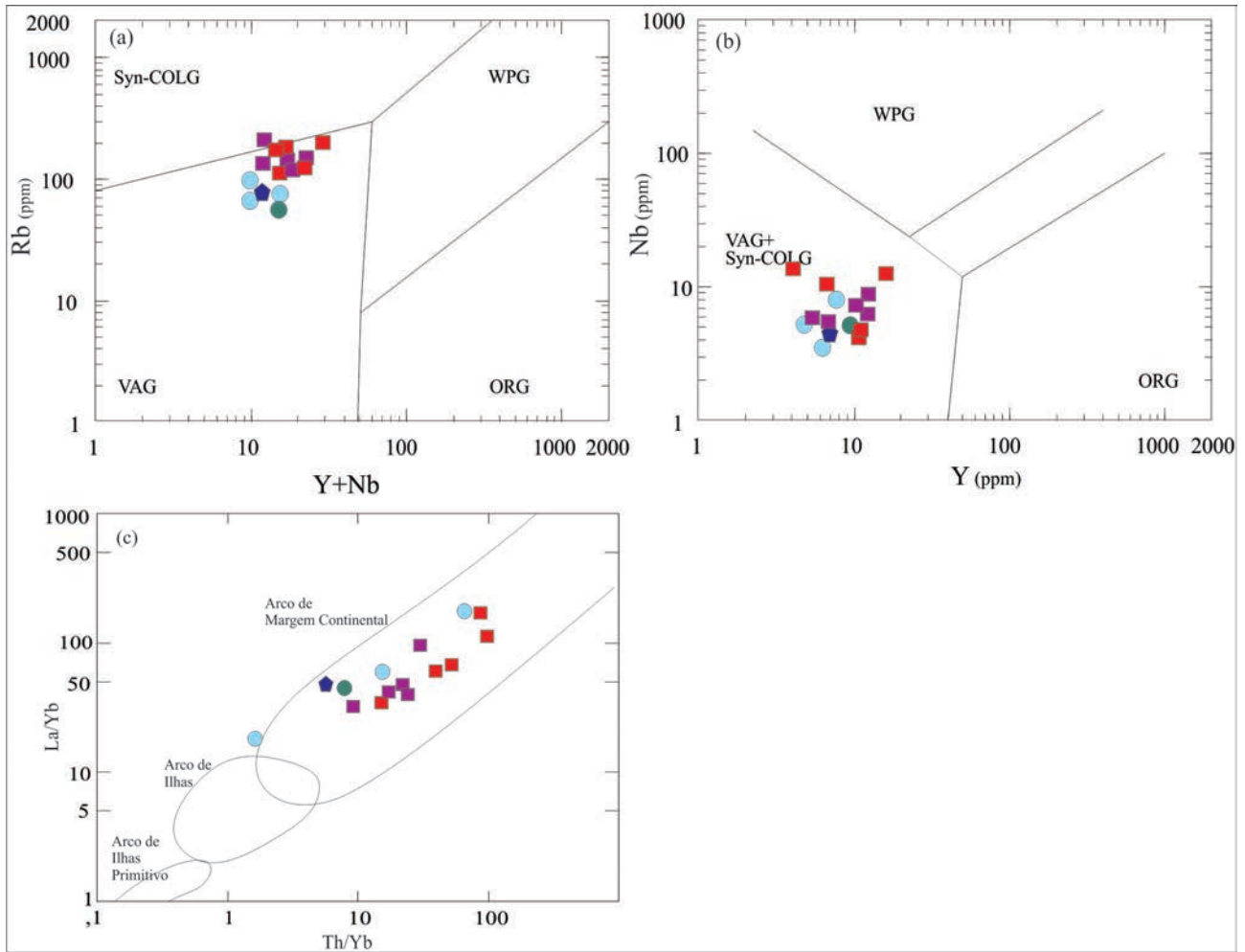


Figura 3.9 – A, B) Composição química das rochas do Complexo Santana do Araguaia nos diagramas de discriminação tectônica de Pearce et al. (1984). C) La/Yb vs. Th/Yb de Condie (1989). Símbolos como na figura 3.7.

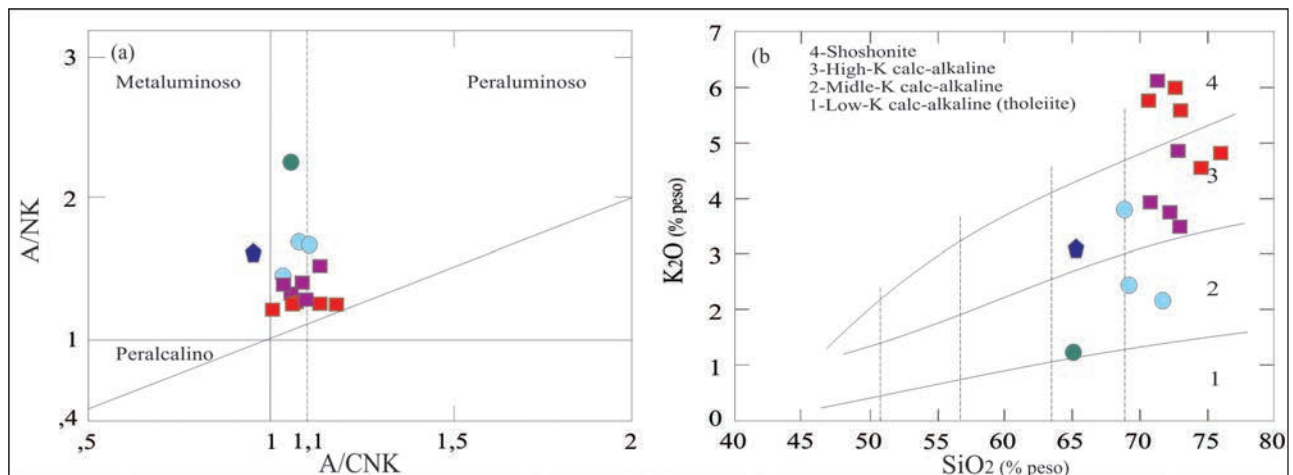


Figura 3.10 – A) Diagrama de Shand (1950) com os índices de saturação em alumina. B) Diagrama de SiO<sub>2</sub> vs. K<sub>2</sub>O de Peccerillo e Taylor (1976). Símbolos como na figura 3.7.

mostram acentuado fracionamento [(La/Yb)<sub>N</sub> = 23-68]], com relativamente menor fracionamento dos ETR pesados [(Gd/Yb)<sub>N</sub> = 1,5-5] em relação aos ETR leves [(La/Sm)<sub>N</sub> = 5-9]], sugerindo enriquecimento crustal; as anomalias negativas de Eu, com valores de Eu/Eu\* variando de 0,40 a 0,85 indicam a

participação variada do plagioclásio na cristalização dos monzogranitos. No diagrama de multielementos, normalizado ao Manto Primitivo de Sun e McDonough (1989), figura 3.12f, os monzogranitos mostram forte depleção em Nb-Ta, P, Ti e ETR pesados, baixos valores de Sr e Ba e enriquecimento em Th, Rb, K, La-

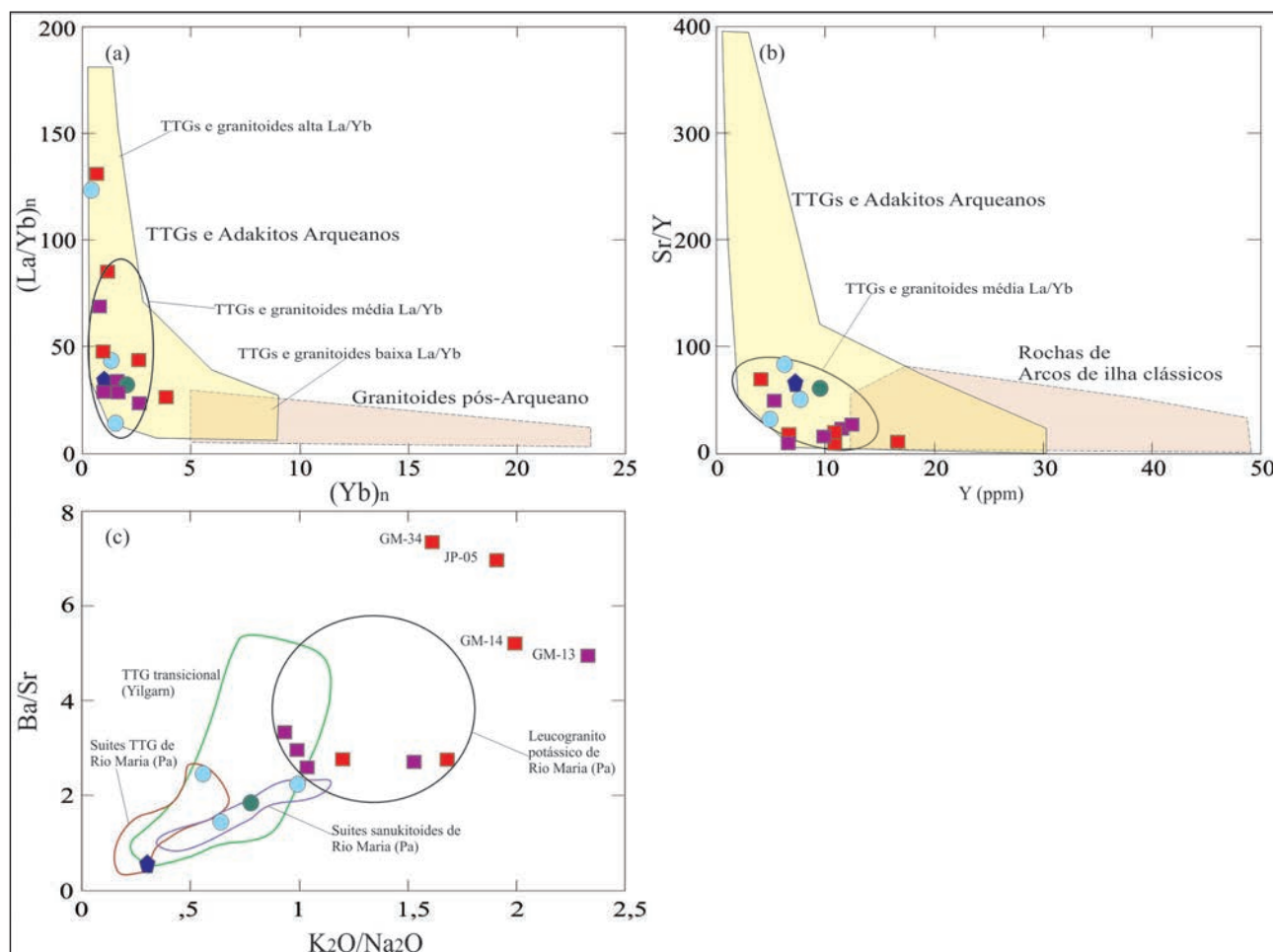


Figura 3.11 – Granitoides pós-Arqueanos e suites plutônicas cálcio-alcálicas: A, B) Diagramas  $(La/Yb)_n$  vs.  $(Yb)_n$  e  $Sr/Y$  vs. Y para discriminar diferentes grupos de granitoides Arqueanos (DEFANT; DRUMMOND, 1990; MARTIN et al., 1983).

B) Diagrama Ba/Sr vs.  $K_2O/Na_2O$  mostrando a distribuição dos granitoides do Complexo Santana do Araguaia e os campos comparativos dos TTGs, sanukitos e granitos alto-K do terreno Rio Maria e dos TTGs transicionais do cráton Yilgarn. Símbolos como na figura 3.7.

Ce e Pb. Os gnaisses sieníticos mostram os mais altos valores de ETR total do complexo (Tab. 3.1); (exceção da amostra GM-05) com altíssimo fracionamento ETR leves x ETR pesados [ $(La/Yb)_N = 26-129$ ], porém com comportamento variável dos ETR pesados onde o fracionamento caracteriza duas populações [ $(Gd/Yb)_N = 2-3$  e  $8-11$ ], sugerindo fontes distintas (Fig. 3.12g). A maior parte das amostras tem anomalia negativa de Eu significativa ( $Eu/Eu^* = 0,26-0,40$ ), mas a amostra GM-05 apresenta fraca anomalia positiva de Eu, sugerindo fracionamento do plagioclásio. O diagrama de multielementos dos sienogranitos (Fig. 3.12f) evidencia a forte depleção em Nb-Ta, P, Ti e Ba, enriquecimento em Rb, Th, U, Sr, Pb e Zr.

São escassos os dados geocronológicos desta unidade no nordeste do estado do Mato Grosso (Tab. 3.2). Tassinari e Basei (1980) definiram idades de resfriamento entre 2070 e 2174 Ma. através do método K-Ar em mineral. Cunha et al. (1981), a partir de análise Rb-Sr em rocha total, obtiveram isócrona de referência com idade aproximada de  $2696 \pm 79$  Ma, obtida com sete pontos alinhados e razão inicial

$Sr^{87}/Sr^{86}$  de  $0,701 \pm 0,002$ . Alves et al. (2010) dataram através do método U-Pb (TIMS) em zircão, biotita-hornblenda gnaiss milonítico cuja idade ficou em torno de  $2828 \pm 21$  Ma.

Foi datada pelo método U-Pb SHIRIMP em zircão, uma amostra de gnaiss granodiorítico (GM-19) com idade de  $2760 \pm 81$  Ma (Fig. 3.13), interpretada como idade de cristalização dos ortognaisses. A tabela 3.3 mostra os dados analíticos desta datação. Idades modelo  $T_{DM}$  entre 2,89 e 2,84 Ga, com valores positivos de  $\epsilon_{Nd(t)}$  entre 1,09 e 1,83 e razões  $^{147}Sm/^{144}Nd$  entre 0,0687 e 0,0857 obtidas por Alves et al. (2010), indicam que as rochas do Complexo Santana do Araguaia são produto de fontes primitivas com breve residência crustal.

Corrêa e Macambira (2014) obtiveram a norte, na região de Santana do Araguaia-PA, idades de cristalização Pb-Pb de 2,8 e 3,06 Ga (Tab. 3.2). As idades U-Pb e  $T_{DM}$  Mesoarqueanas dos ortognaisses possibilitam a correlação do CSA com as rochas do Domínio Rio Maria, Província Carajás (SANTOS, 2003), que teria continuidade desde o sul do Pará até o nordeste

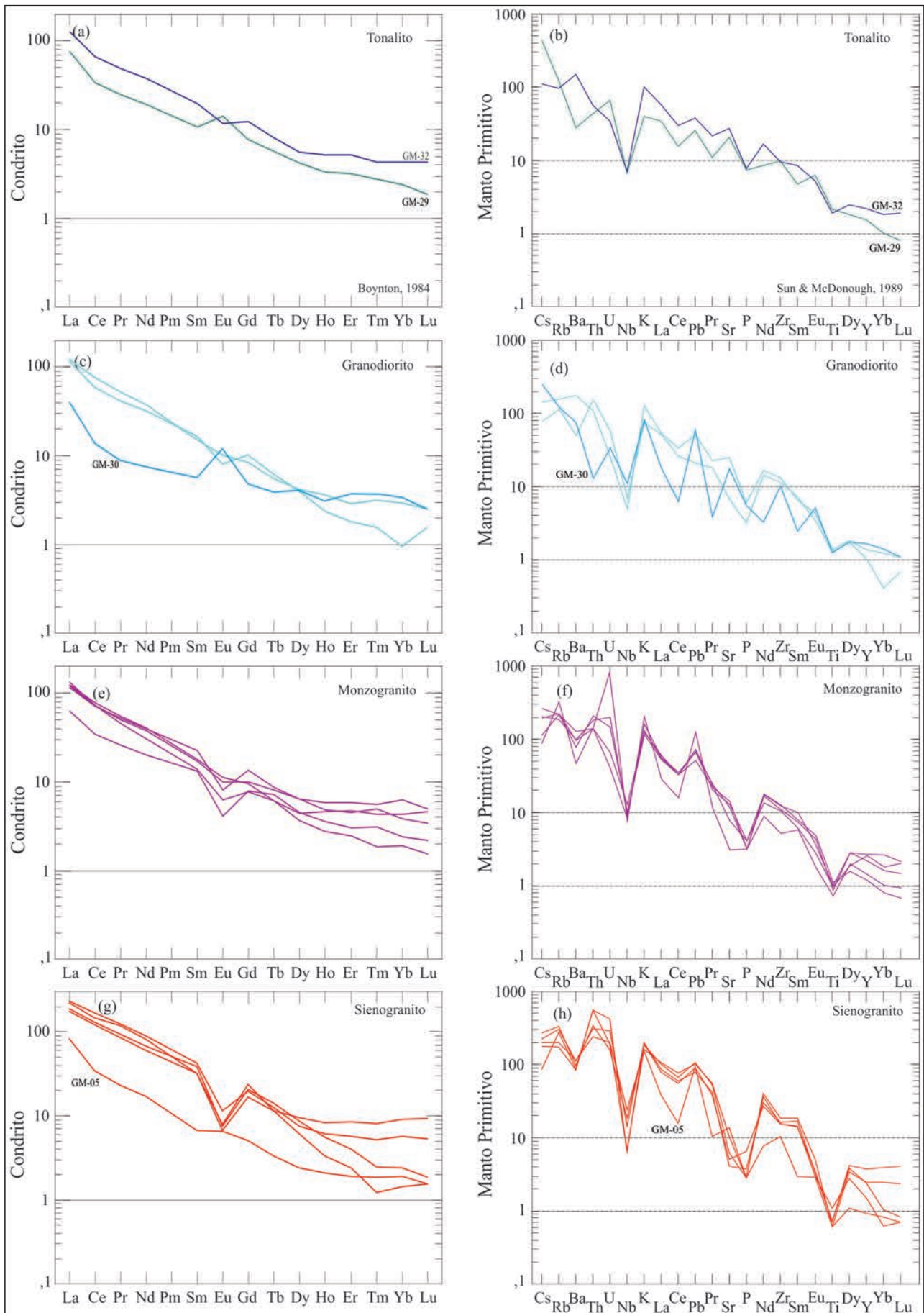


Figura 3.12 – A, C, E, G) Padrões de ETR normalizados ao Condrito de Boynton (1984) para as rochas do Complexo Santana do Araguaia. B, D, F, H) Diagramas de multielementos normalizados ao Manto Primitivo de Sun e McDonough (1989). Escala logarítmica.

do Mato Grosso. Idades Paleoproterozoicas obtidas por Tassinari e Basei (1980) pelo método Rb-Sr, além da idade Pb-Pb em zircão em torno de 2,18 Ga obtida em granitóide (Tonalito Rio Dezoito) na região sul do Pará, podem indicar retrabalhamento no evento Transamazônico, porém os dados são ainda muito escassos nesta região, o que indica a necessidade de mapeamento de maior detalhe, mais datações geo-

cronológicas (idades de cristalização e metamorfismo) e estudos isotópicos e litoquímicos.

As rochas do Complexo Santana do Araguaia foram intrudidas pelos granitos da Suíte Intrusiva Vila Rica, com idades de cristalização entre 1970 e 1990 Ma e idades modelos Sm-Nd variando entre 2,55 e 2,8 Ga, com  $\epsilon_{Nd(t)}$  negativos (entre -4 e -8), o que sugere acentuada participação de fontes crustais

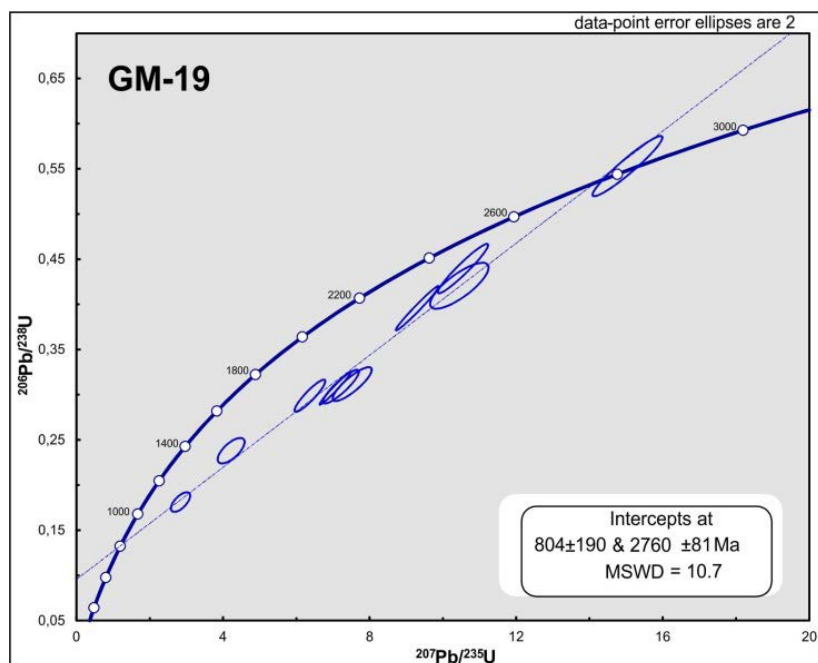


Figura 3.13 – Diagrama concórdia de análise U-Pb LA-ICP-MS em zircão de metagranodiorito do Complexo Santana do Araguaia.

Tabela 3.2 – Idades de cristalização para o Complexo Santana do Araguaia na porção nordeste do Mato Grosso e sul do Pará.

NE do Mato Grosso						
Idade U-Pb	Id_Mod_Sm_Nd	Idade Pb-Pb	Isócrona Rb-Sr	K-Ar	Litologia	Referência
				2070±63 Ma	Granitóide (muscovita)	Tassinari & Basei (1980)
				2174±33 Ma	Granitóide (biotita)	
				2082±51 Ma	Granitóide (anfíbólito)	
-	-	-	2696±79 Ma		Ortognaisse	Cunha et al. (1981)
2828±21 Ma	2,84 Ga	-	-		Bt-ht gnaiss	Alves et al. (2010)
-	2,89 Ga	-	-		Hb-bt gnaiss granodiorítico	
2760±81 Ma		-	-		Metagranodiorito	
Sul do Pará - Região de Santana do Araguaia						
Idade U-Pb	Id_Mod_Sm_Nd	Idade Pb-Pb	Isócrona Rb-Sr		Litologia	Referência
-	-	3066±3 Ma	-		Metagranodiorito	Corrêa & Macambira (2014)
-	-	2852±2 Ma	-		Tonalito	

Tabela 3.3 – Dados geocronológicos da amostra GM-19 do Complexo Santana do Araguaia.

Spot Name	% comm 206	ppm U	ppm Th	232Th /238U	Idades (Ma)										204 corrected										208 corrected									
					204corr 206Pb /238U Age	1s err	208corr 206Pb /238U Age	1s err	207corr 206Pb /238U Age	1s err	204corr 207Pb /206Pb Age	1s err	204corr 208Pb /232Th Age	1s err	% Dis-cordant	Total 238 /206	% err	Total 207 /206	% err	207r /235	% err	206r /238	% err	207r /206r	% err	238/206r	% err	207r /206r	% err	206r /238	% err	207r /206r	% err	238/206r
9.1	1,41	1455	77	0,05	1072,6	24,1	1026,4	25,3	1069,6	24,7	1863	52	1574	446	74	5,44	2,4	125	1,6	2,84	3,8	181	2,4	647	5,55	2,4	111	2,5	2,76	3,5	180	2,4	693	
3.1	2,58	1699	295	0,18	1375,8	30,1	1316,9	32,9	1226,3	37,3	2081	46	7034	224	51	4,08	2,4	150	0,2	4,22	3,6	238	2,4	682	4,83	2,4	024	76,9	0,68	76,9	207	2,4	031	
11.1	1,17	617	50	0,08	1684,9	36,1	1591,4	40,2	1654,3	37,4	2399	19	4680	276	42	3,30	2,4	164	0,3	6,37	2,7	299	2,4	908	3,43	2,4	138	2,8	5,56	3,7	292	2,4	653	
12.1	0,50	1010	187	0,19	1726,3	36,8	1609,6	41,0	1736,5	37,8	2527	8	1314	58	46	3,24	2,4	171	0,2	7,07	2,5	307	2,4	981	3,23	2,4	171	0,2	7,31	2,4	309	2,4	995	
4.1	1,38	430	104	0,25	1734,8	37,5	1616,1	42,6	1714,8	39,6	2554	21	2450	126	47	3,19	2,5	181	0,3	7,22	2,8	309	2,5	889	3,29	2,5	159	2,1	6,66	3,2	304	2,5	756	
14.1	1,27	495	181	0,38	1748,6	37,7	1619,3	43,1	1708,0	40,8	2608	25	2644	118	49	3,16	2,4	185	0,8	7,53	2,9	312	2,5	851	3,31	2,4	154	3,2	6,43	4,0	302	2,4	605	
13.1	0,39	823	101	0,13	2149,2	46,5	2061,7	53,8	2144,3	47,4	2563	8	2564	118	19	2,51	2,5	174	0,3	9,31	2,6	396	2,5	983	2,54	2,5	168	0,6	9,14	2,6	394	2,5	974	
8.1	1,69	217	78	0,37	2262,6	47,3	2176,6	57,0	2259,6	50,3	2656	31	2461	172	17	2,33	2,5	195	0,9	10,45	3,1	420	2,5	793	2,39	2,5	177	1,9	10,21	3,1	418	2,5	797	
10.1	0,58	417	94	0,23	2348,2	50,1	2287,1	60,7	2345,1	51,8	2598	13	2550	113	11	2,26	2,5	179	0,6	10,55	2,7	439	2,5	955	2,28	2,5	172	0,9	10,40	2,7	438	2,5	948	
7.1	0,83	241	95	0,41	2837,2	56,7	2864,3	84,7	2788,6	60,7	2804	13	4117	176	-1	1,79	2,5	205	0,4	15,04	2,6	553	2,5	951	1,86	2,5	179	2,3	13,25	3,4	537	2,5	725	

arqueanas (provavelmente do Complexo Santana do Araguaia) na geração destas rochas. Os granitos da Suíte Intrusiva Vila Rica são cronocorrelatos com os granitoides da Suíte Intrusiva Creporizão na região do Tapajós, indicando uma evolução comum, relacionada ao Arco (ou arcos) Tapajós para estas rochas.

### 3.1.2 - Suíte Intrusiva Vila Rica

Suíte Intrusiva Vila Rica (SIVR), foi a denominação utilizada por Lacerda Filho et al. (2004) para separar do Complexo Xingu um conjunto de granitoides pouco deformados composto por granodioritos, tonalitos e biotita granitos, com xenólitos de gnaisses e migmatitos, hornblenditos, anfíbolitos e metabasaltos.

Barros et al. (2008) obtiveram idades U-Pb em zircão entre 2.0 a 1.96 Ga, e idades modelo  $T_{DM}$  Arqueanas entre 2.6 a 2.9 Ga com  $\epsilon_{Nd}$  negativo para as rochas da suíte. De acordo com Padilha e Barros (2008) a unidade é composta por biotita-monzogranito a biotita-sienogranito e raros quartzo sienitos. Estes autores atribuíram características pós-colisionais para a SIVR durante o período acrescionário da Província Ventuari-Tapajós.

Alves et al. (2010) descrevem a SIVR como uma série magmática expandida composta por termos que variam de dioritos até monzogranitos, os quais ocorrem associados com rochas vulcânicas e vulcanoclásticas pertencentes a Formação Jarina. Estes mesmos autores associam este conjunto plutono-vulcânico a um ambiente de arco de margem continental cuja evolução está relacionada ao período orogenético da Província Tapajós-Parima que ocorreu, segundo Santos et al. (2004) entre 2040 Ma e 1880 Ma.

A SIVR Ocupa uma faixa considerável da porção oeste-noroeste da Folha Santa Teresinha, a norte do Rio Tapirapé (Fig. 3.14), onde está representada por inúmeros batólitos e stocks alongados, acompanhando a estruturação regional de direção NW-SE.

Os corpos desta unidade formam um relevo colinoso, com corpos circulares aflorando na forma de campos de matações, blocos e lajedos, (Figs. 3.15 A e B), algumas vezes alinhados paralelamente a falhas e fraturas de direções NW-SE e E-W. Estes

corpos graníticos apresentam assinatura destacada em mapas aerogamaespectrométricos do canal de K, em relação às rochas adjacentes.

A SIVR é constituída por corpos de dimensões variadas, intrusivos no Complexo Santana do Araguaia. É intrudida por corpos graníticos da Suíte Intrusiva Rio Dourado, tem contatos tectônicos com a Sequência Fazenda Santa Fé, e em sua porção sul encontra-se recoberta parcialmente pelos sedimentos da Formação Araguaia. A unidade é composta predominantemente por monzogranitos e granodioritos, subordinadamente

quartzo dioritos, tonalitos e sienogranitos, conforme pode ser observado no diagrama QAP da figura 3.16. Apresentam grande variedade textural e estrutural, relacionada à variação da intensidade da deformação. Nas zonas de transcorrências (direção NW) é possível verificar uma trama protomilonítica marcada principalmente pela deformação e recristalização do quartzo, e subordinadamente dos feldspatos e micas.

Os termos de composição monzogranítica e granodiorítica são leucocráticos a mesocráticos, de cor cinza com tons esbranquiçados e rosados, tex-

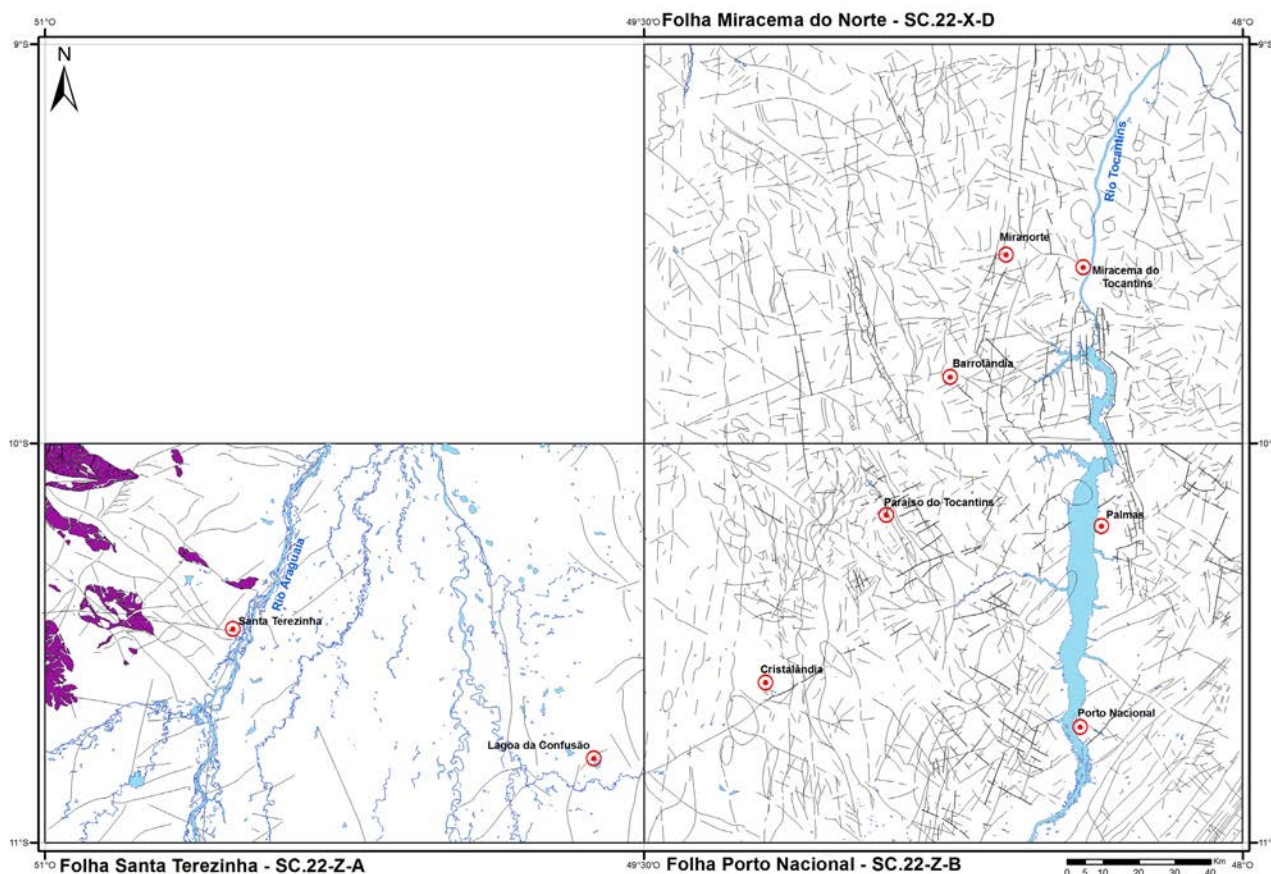


Figura 3.14 – Área de ocorrência da Suíte Intrusiva Vila Rica.

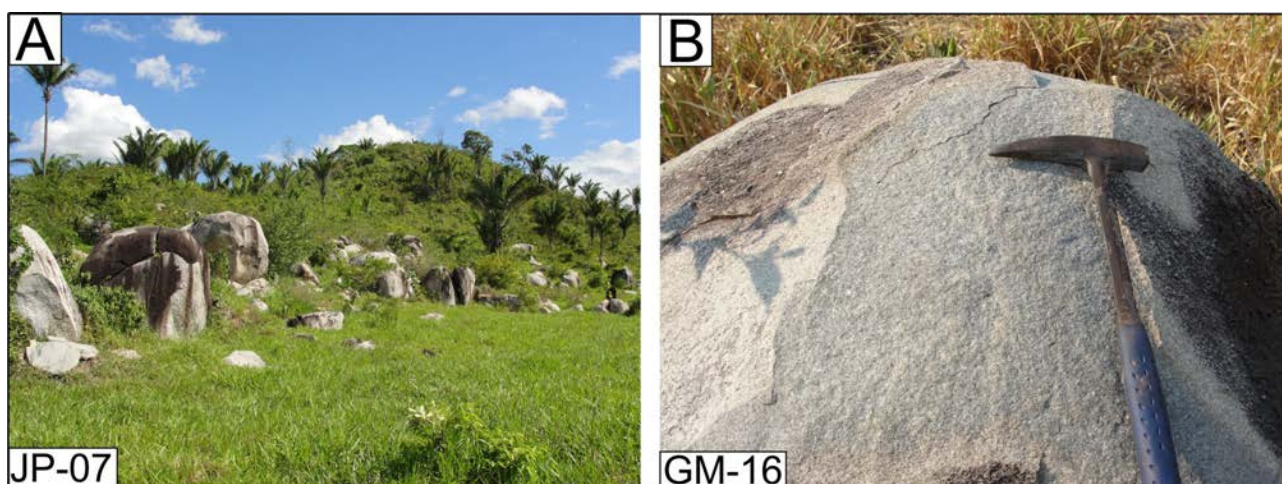


Figura 3.15 – Afloramentos da Suíte Intrusiva Vila Rica sob a forma de matacões e lajedos compondo morros e morrotes em relevo colinoso.

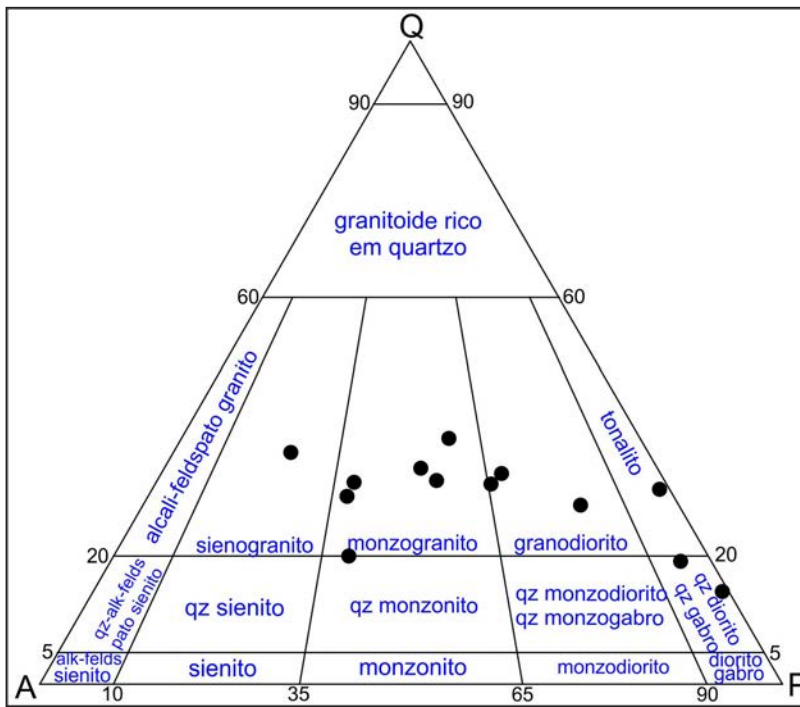


Figura 3.16 – Diagrama de classificação QAP de Streckeisen (1976) para amostras dos granitoides da Suíte Intrusiva Vila Rica.

tura equigranular xenomórfica a hipidiomórfica, de granulação média a grossa, localmente porfiríticos (Figs. 3.17 A, B, C e D). Predominam os termos isótropos, porém há diversos locais onde desenvolvem fraca foliação (Fig. 3.17 E) associada à zonas de cisalhamento dúctil de direção NW-SE, além de feições de recuperação e recristalização resultando em texturas granoblásticas localizadas. Frequentemente em um mesmo afloramento é possível verificar fácies distintas da mesma suíte, com termos monzograníticos englobando porções granodioríticas e quartzo dioríticas em contatos irregulares (Fig. 3.17 F), com uma fase final, representada por diques e veios aplíticos de leucogranito (Figs. 3.17 G e H).

Os minerais essenciais são plagioclásio (20-46%), microclina (20-43%), quartzo (20-35%) e  $\pm$ biotita $\pm$ hornblenda (5-12%) e os acessórios são: opacos, titanita, apatita, zircão e allanita. Epidoto, clorita, carbonato e mica branca ocorrem como minerais secundários. As texturas ígneas principais são geralmente do tipo inequigranular alotriomórfica ou hipidiomórfica (Figs. 3.18 A e B), localmente porfirítica, as quais são superimpostas por feições deformacionais e metamórficas gerando arranjos em mosaico ou granoblásticos (Fig. 3.18 C).

A microclina geralmente é anédrica, com tamanho que varia de submilimétricas até três milímetros, apresenta maclas em grade, algumas vezes deformada ou sem maclas, por vezes pertítica com inclusões de quartzo e plagioclásio. Intercrescimento mirmequítico pode ocorrer no contato da microclina com o plagioclásio. Os cristais de plagioclásio ge-

ralmente são anédricos a subédricos, podem variar de cristais submilimétricos até 5 mm, e apresentar maclas polissintéticas, ora preservadas, ora bastante apagadas. Nos cristais com maclas mais preservadas foi possível determinar a composição do oligoclásio. Estão moderadamente sericitizados ou saussuritizados (Fig. 3.18 D), com transformações para sericita, epidoto e carbonato, e alguns mostram coronas de sericitização indicando zoneamento de mudanças composicionais devido às variações de condições físico-químicas durante a cristalização. Maclas recurvadas são evidências de deformação.

Os cristais de quartzo são submilimétricos, anédricos a subédricos, exibem feições deformacionais de recuperação, do tipo extinção ondulante e subgrãos, além de contatos serrilhados ou retos em aglomerados de textura em mosaico junto com os

feldspatos indicando recristalizações. A biotita forma lamelas subédricas fracamente orientadas ou sem orientação alguma, podendo ainda constituir agregados junto com titanita e allanita (Figs. 3.18 E e F), esta última, junto com apatita e zircão, podem estar inclusos na biotita. Seu pleocroísmo varia de castanho claro a castanho avermelhado ou esverdeado e com frequência são alteradas e transformadas para clorita ou muscovita. Hornblenda ocorre pontualmente (Fig. 3.18 F).

Os tonalitos e quartzo dioritos (Figs. 3.19 A, B e C) são mesocráticos, de coloração cinza escura a esverdeada, isótropos ou com foliação muito fraca, com texturas fanerítica equigranular a heterogranular média ou média a grossa (Fig. 3.19 D). São de ocorrência restrita, constituindo as fácies magmáticas mais precoces na evolução da SIVR, ocorrendo também frequentemente como xenólitos (Fig. 3.19 E) decimétricos a métricos, em contatos sinuosos e irregulares ou em contatos bruscos. Estes tipos litológicos são formados por plagioclásio, quartzo, biotita, hiperstênio, augita e opacos. Titanita, zircão e apatita são acessórios. Em termos de minerais secundários ocorre apenas anfibólio. Os plagioclásios são subédricos e classificados como andesina. Os grãos de quartzo são anédricos e associados a raros grãos de microclina. Mostram maclas retorcidas e evanescentes indicando deformação, sem, entretanto, afetar a textura da rocha. Os máficos observados são biotitas com pleocroísmo bege claro a castanho alaranjado, opacos e piroxênios com cores claras de interferência relativamente baixa.



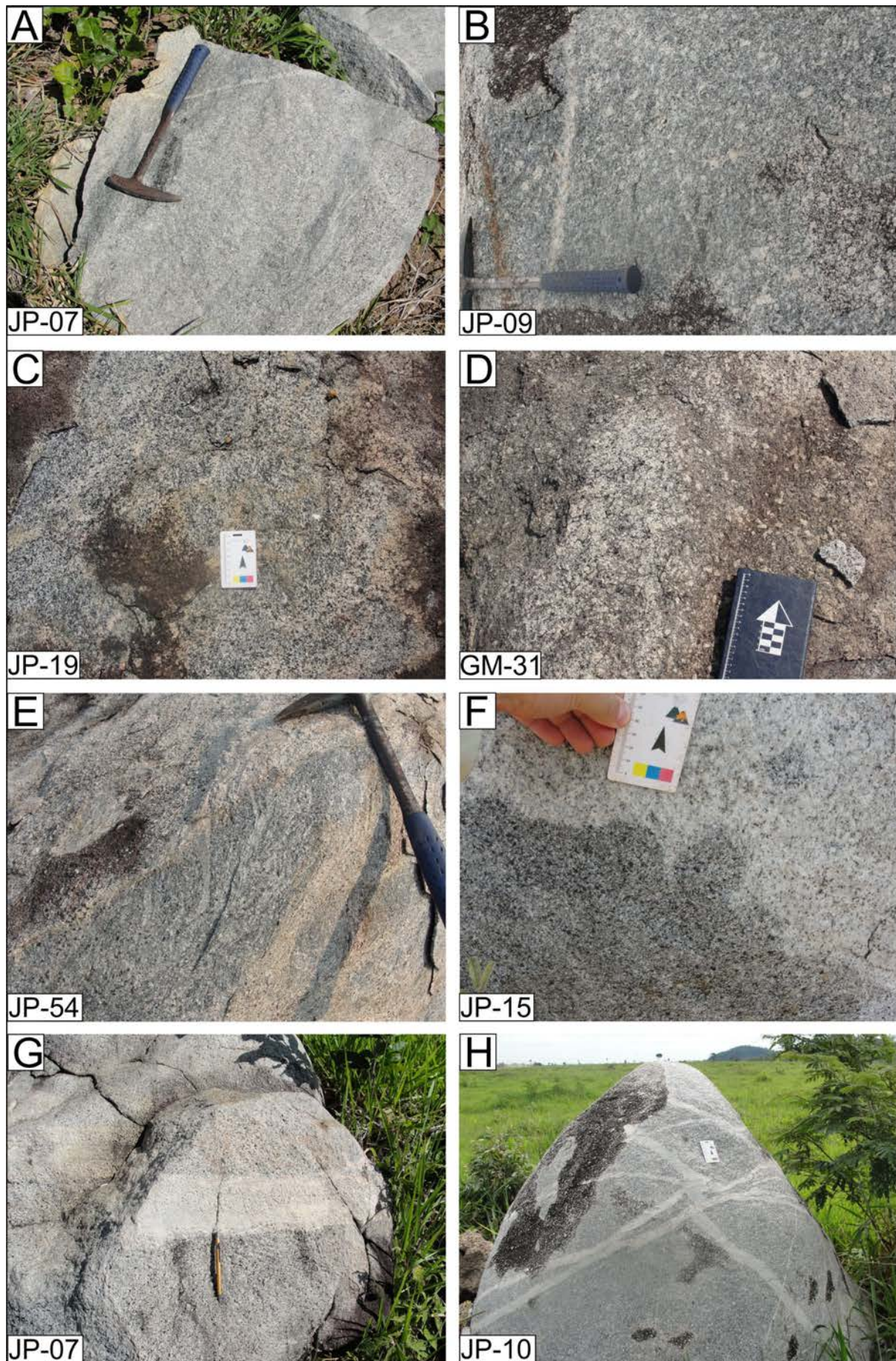


Figura 3.17 – A, B, C e D) Aspectos macroscópicos dos monogranitos e graodioritos, isótopos por levemente foliados, com textura inequigranular a porfírica. E) Foliação sinuosa e descontínua. F) Contatos irregulares e sinuosos entre a fácies granodiorítica e monzogranítica. G e H) Diques e veios aplíticos de leucogranitos tardios.

De ocorrência pontual e caráter tardio, cortando as demais fácies da SIVR, ocorrem os termos sienograníticos que apresentam granulação média a fina e coloração cinza rosada a rosada. Como textura principal destaca-se a granoblástica alotriomórfica. Em análise microscópica tem-se como mineralogia essencial k-feldspato, quartzo

e plagioclásio. Minerais secundários são sericita, muscovita, clorita e epidoto, além de opacos, apatita e zircão como minerais acessórios.

Xenólitos do Complexo Santana do Araguaia são frequentes no interior da Suíte Intrusiva Vila Rica. Os tipos máficos compreendem litotipos como anfibolitos e dioritos, estes últimos podendo ainda

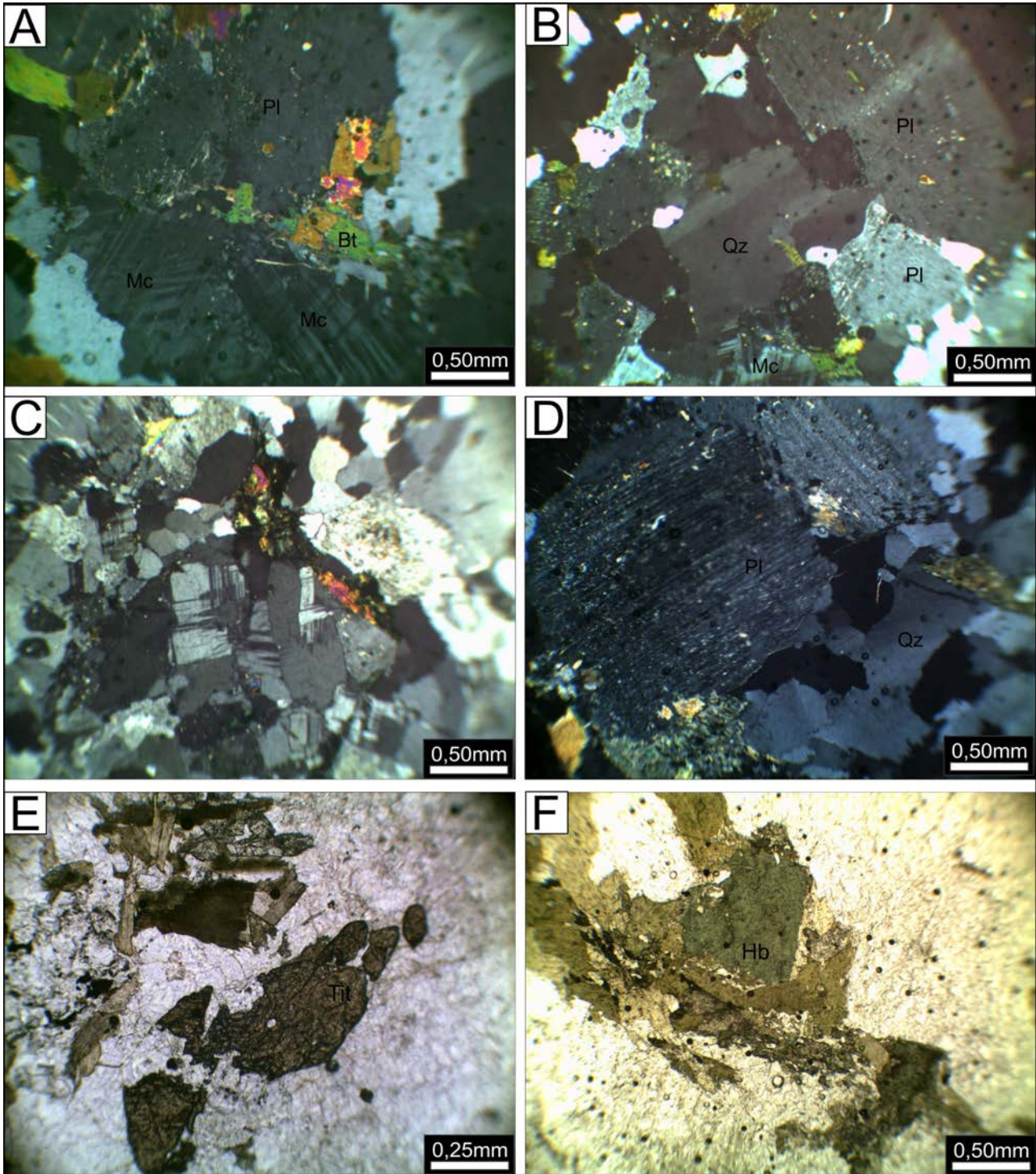


Figura 3.18 – Aspectos microscópicos dos monzogranitos e granodioritos da SIVR: A e B) Textura ígnea inequigranular alotriomórfica ou hipidiomórfica evidenciada pelo arranjo dos cristais de plagioclásio, microclina e quartzo. C) Textura em mosaico ou granoblástica resultado de processos de recristalização superimpostos. D) Cristais tabulares de plagioclásio moderadamente saussuritizados e cristais de quartzo com extinção ondulante e bordas recristalizadas.

E) Cristais de titanita associados a lamelas de biotita bastante comuns nestes granitos.

F) Hornblenda e lamelas orientadas de biotita.

ser interpretados como autólitos de fácies mais precoces da própria SIVR. Muito mais frequentes são os xenólitos félsicos de gnaisses granodioríticos e tonalíticos do Complexo Santana do Araguaia, ou ainda autólitos, de ocorrência mais restrita (Fig. 3.20).

Os resultados das análises litoquímicas da Suíte Intrusiva Vila Rica podem ser vistos na tabela

3.4. No diagrama de classificação química TAS (Fig. 3.21a) as rochas desta suíte distribuem-se nos campos dos quartzo diorito, tonalito, granodiorito e granito, classificação química confirmada no diagrama multicatiônico R1-R2 de De La Roche et al. (1980) (Fig. 3.21b). O diagrama da figura 3.21c, ANK vs. ACNK mostra que as rochas são predominantemente

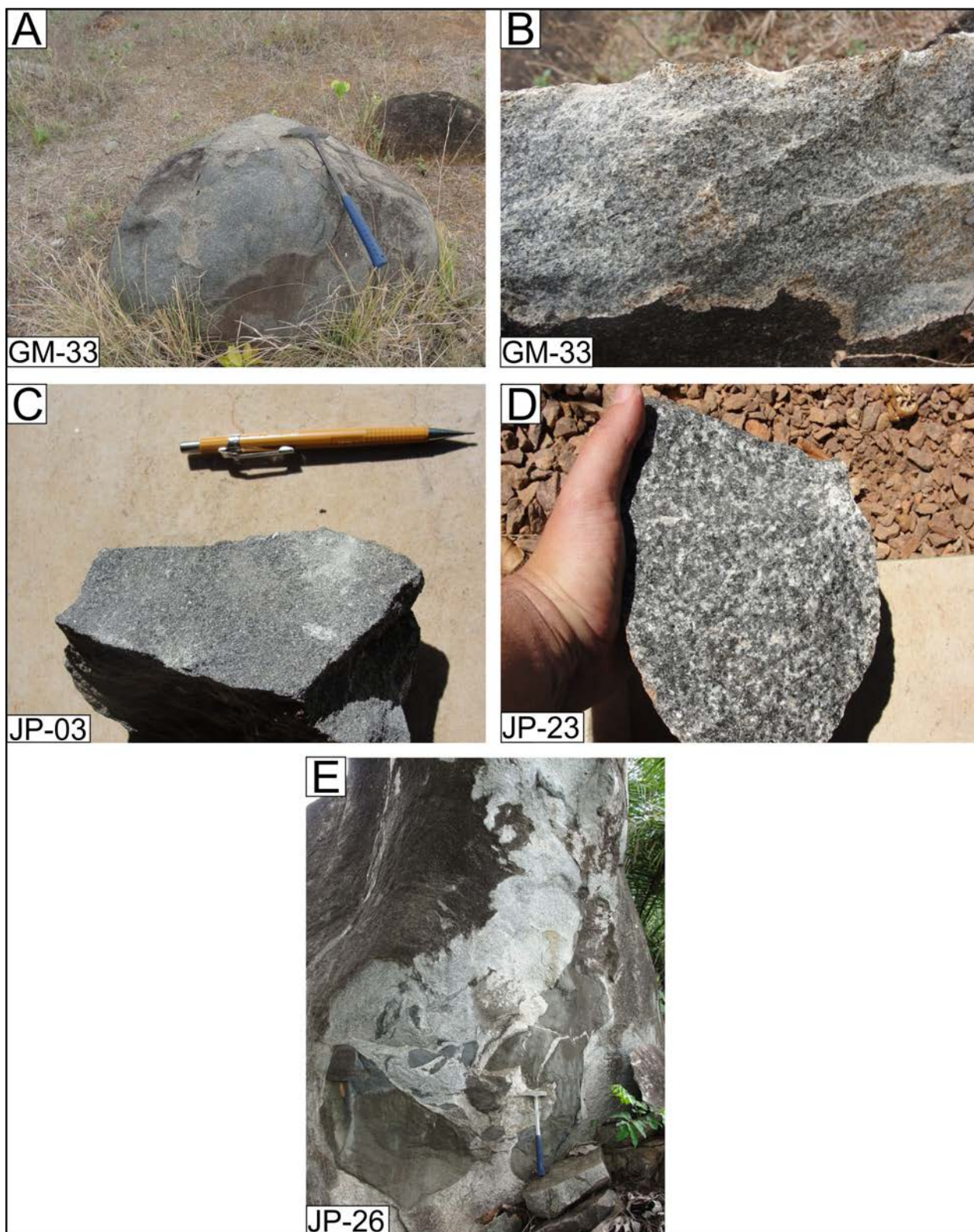


Figura 3.19 – Aspectos macroscópicos dos quartzo dioritos (A, B e C) e tonalitos (D) da Suíte Intrusiva Vila Rica. E) Autólitos angulosos de quartzo diorito englobados por fácies monzogranítica mais tardia.

peraluminosas a fracamente metaluminosas. As rochas plutônicas félsicas da suíte tem composição subcalina (Fig. 3.21a) com a seguinte variação em peso: SiO<sub>2</sub>, 62 a 75%; K<sub>2</sub>O 2 a 6%; Na<sub>2</sub>O 2 e 4% e CaO, 0,8 a 6%. Estes dados mostram que a suíte é composta por rochas de médio a muito alto-K no diagrama de Peccerillo e Taylor (1976) (Fig. 3.21d).

No diagrama AFM da figura 3.22a verifica-se o caráter cálcio-alcálico das rochas da suíte, com assinatura intermediária entre os *trends* ígneos dos arcos das Antilhas Menores, Nova Zelândia, México e Japão. O caráter cálcio-alcálico das rochas em estudo pode ser confirmado no diagrama ternário de Jensen e Pykes (1982) (Fig. 3.22b) e Barker e Arth (1976) adaptado (Fig. 3.22c). A similaridade química das rochas da Suíte Intrusiva Vila Rica com rochas de arcos Cordilheiranos se destaca na figura 3.22d (FROST et al. 2001). O diagrama ternário Ab-An-Or mostra que a composição normativa das rochas da suíte varia de granito a granodiorito (O'CONNOR, 1965) (Fig. 3.22e) e no diagrama da figura 3.22f (SYLVESTER, 1989) salienta-se o caráter mais fracionado dos sienogranitos.

Os padrões de ETR e diagramas de multielementos das rochas da suíte podem ser visualizados

na figura 3.23. Tonalitos e quartzo-dioritos tem valores químicos similares, com ETR total (normalização pelo Condrito de BOYNTON, 1984) variando de 130 a 240 ppm (Tab. 3.4) e expressivo fracionamento ETR leves vs. ETR pesados (La/Yb)<sub>N</sub> = 8 a 43). Em relação às anomalias de Eu, tonalitos e quartzo dioritos mostram moderados comportamentos negativos (Eu/Eu\* = 0,58 a 0,83), porém os tonalitos mostram valores de Eu/Eu\* (Tab. 3.4) fracamente inferiores (anomalia negativa de Eu mais acentuada) sugerindo que o fracionamento do feldspato foi levemente menos significativo para os tonalitos. As fracas anomalias negativas de Eu sugerem que *f*O<sub>2</sub> foi relativamente alta durante a cristalização do magma tanto para tonalitos quanto para quartzo dioritos e que as fontes são similares. No diagrama de multielementos normalizados ao Manto Primitivo (SUN;MCDONNOUGH, 1989) (Fig. 3.23b) tonalitos e quartzo dioritos se caracterizam pelas altas razões LILE/HFSE, pronunciada anomalia negativa de Nb-Ta, depleção em P, Ti, Y, Zr-Hf e ETR pesados, Pb fracamente positivo a fracamente negativo, fraca depleção em Sr e demais LILE's mostrando dispersão. A forte anomalia de Nb-Ta provavelmente registra assinatura de processos petrogenéticos de zonas de sub-

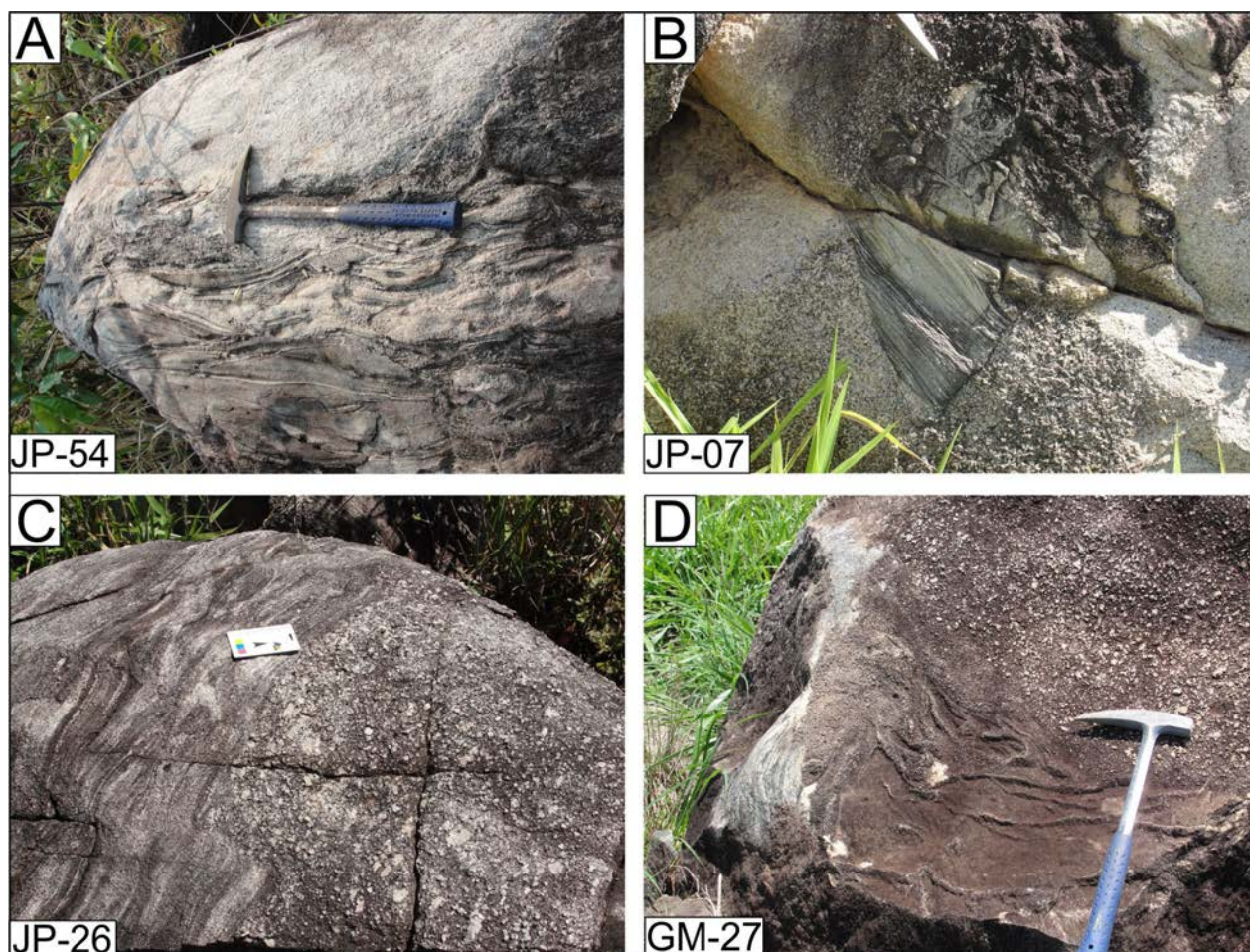


Figura 3.20 – A) Xenólitos de anfibolito parcialmente assimilados. B, C e D) Xenólitos de ortognaisses granodioríticos, angulosos ou com bordas irregulares, englobados pelos granitoides monzograníticos e granodioríticos da Suíte Intrusiva Vila Rica.

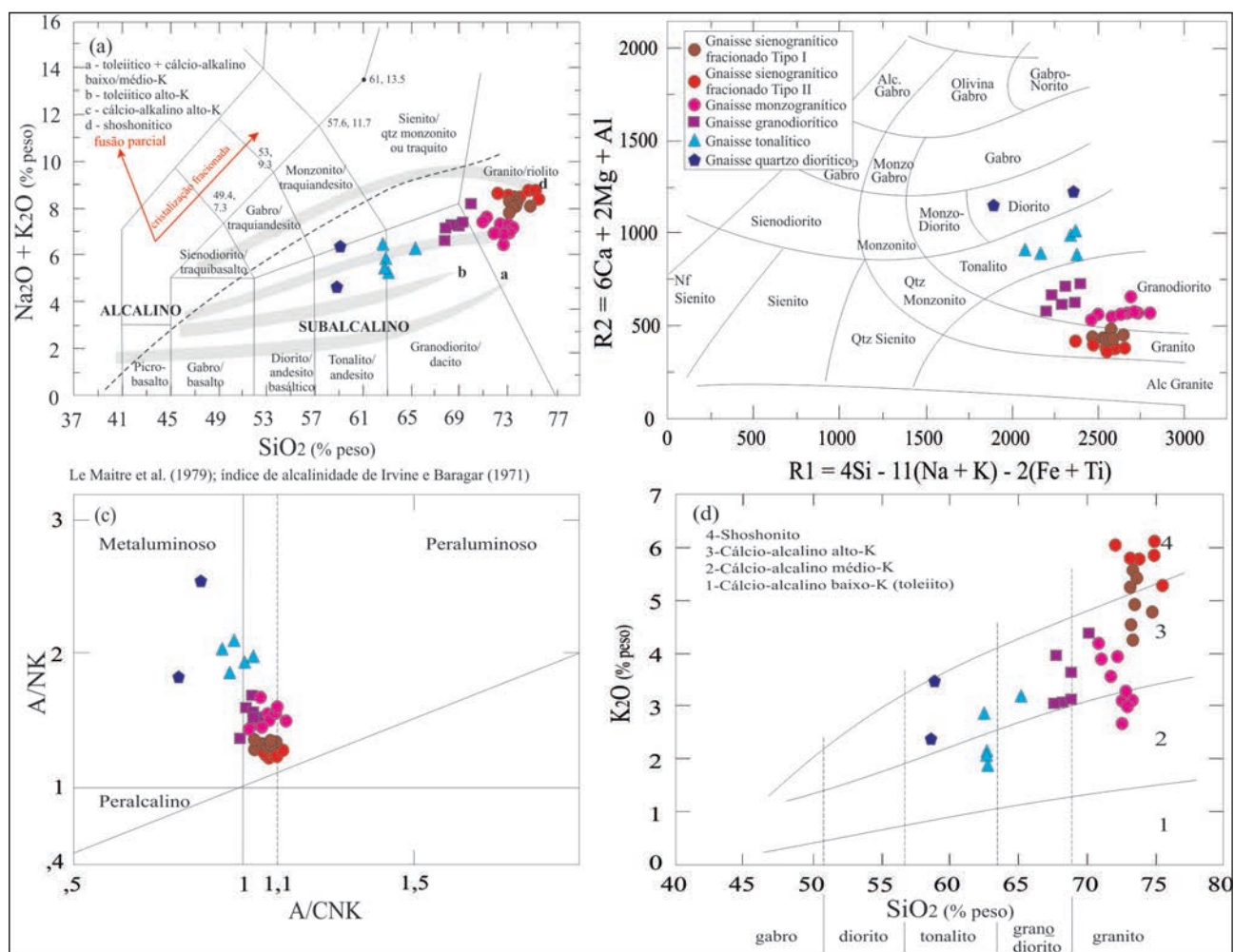


Figura 3.21 – A) Diagrama de classificação química álcalis vs.  $SiO_2$  (TAS) para as rochas da Suíte Intrusiva Vila Rica. B) Diagrama multicatiónico R1-R2 com parâmetros de De La Roche et al. (1980). C) Diagrama molar ANK vs. ACNK e as rochas predominantemente peraluminosas da suíte. D) Diagrama de Peccerillo e Taylor (1976) e as rochas da suíte variando de médio a muito alto-K.

dução em que Nb-Ta não dissolvem em fluidos e fundidos derivados da placa descendente, resultando na sua depleção anômala em magmas de arcos.

Os granodioritos, normalizados ao Condrito de Boynton (1984) dividem-se em dois grupos com pequenas diferenças nos padrões de ETR. As amostras JP-26A e GM-31 (Tab. 3.4 e Fig. 3.23c) são mais enriquecidas em ETR total (164 e 174 ppm) em relação às quatro amostras restantes, mostram menor fracionamento [(La/Yb)<sub>N</sub> = 9,89 e 16,33] e anomalias negativas de Eu mais acentuadas (Eu/Eu\* = 0,55 e 0,63). As demais amostras tem menor teor de ETR total (92 a 158 ppm), são mais fracionadas [(La/Yb)<sub>N</sub> = 20 a 67] e tem anomalias negativas de Eu menos pronunciadas (Eu/Eu\* = 0,68 a 0,92). No diagrama de multielementos normalizado ao Manto Primitivo de Sun e McDonough (1989) (Fig. 3.23d) os dois conjuntos se destacam pela forte anomalia negativa de Nb-Ta, enriquecimento em K, Sr, Ba, Pb e Zr, depleção em P, Ti e ETR pesados. Estas características sugerem que as amostras JP-26A e GM-31 tem relação com fontes magmáticas mais rasas e com maior participação de

material crustal, porém com menor influência do plagioclásio no processo petrogenético.

Os monzogranitos normalizados ao Condrito de Boynton (1984) (Fig. 3.23e) caracterizam-se por amplo intervalo de ETR total (81 a 202 ppm), mostram alto fracionamento (La/Yb)<sub>N</sub> entre 15 e 67) e anomalias de Eu positivas e negativas (Eu/Eu\* = 0,65 a 1,64). No diagrama de multielementos (Fig. 3.23f) destacam-se as fortes anomalias negativas de Nb-Ta, P e Ti, depleção em Y e ETR pesados e enriquecimento em LILE's e Pb. Sienogranitos fracionados Tipo I normalizados ao Condrito de Boynton (1984) (Fig. 3.23 g) tem teores de ETR total entre 137 e 259 ppm, alto fracionamento, (La/Yb)<sub>N</sub> entre 32 e 89 e anomalias de Eu fracamente negativas (Eu/Eu\* = 0,41 a 0,82). No diagrama de multielementos normalizado ao Manto Primitivo de Sun e McDonough (1989) (Fig. 3.23h) destacam-se fortes anomalias negativas Nb-Ta, P, Ti e ETR pesados, enriquecimento em LILE's com exceção do Ba, Sr e Pb. Na figura 3.23g podemos constatar padrões de ETR similares (normalização pelo Condrito de BOYNTON, 1984) para os sienogra-

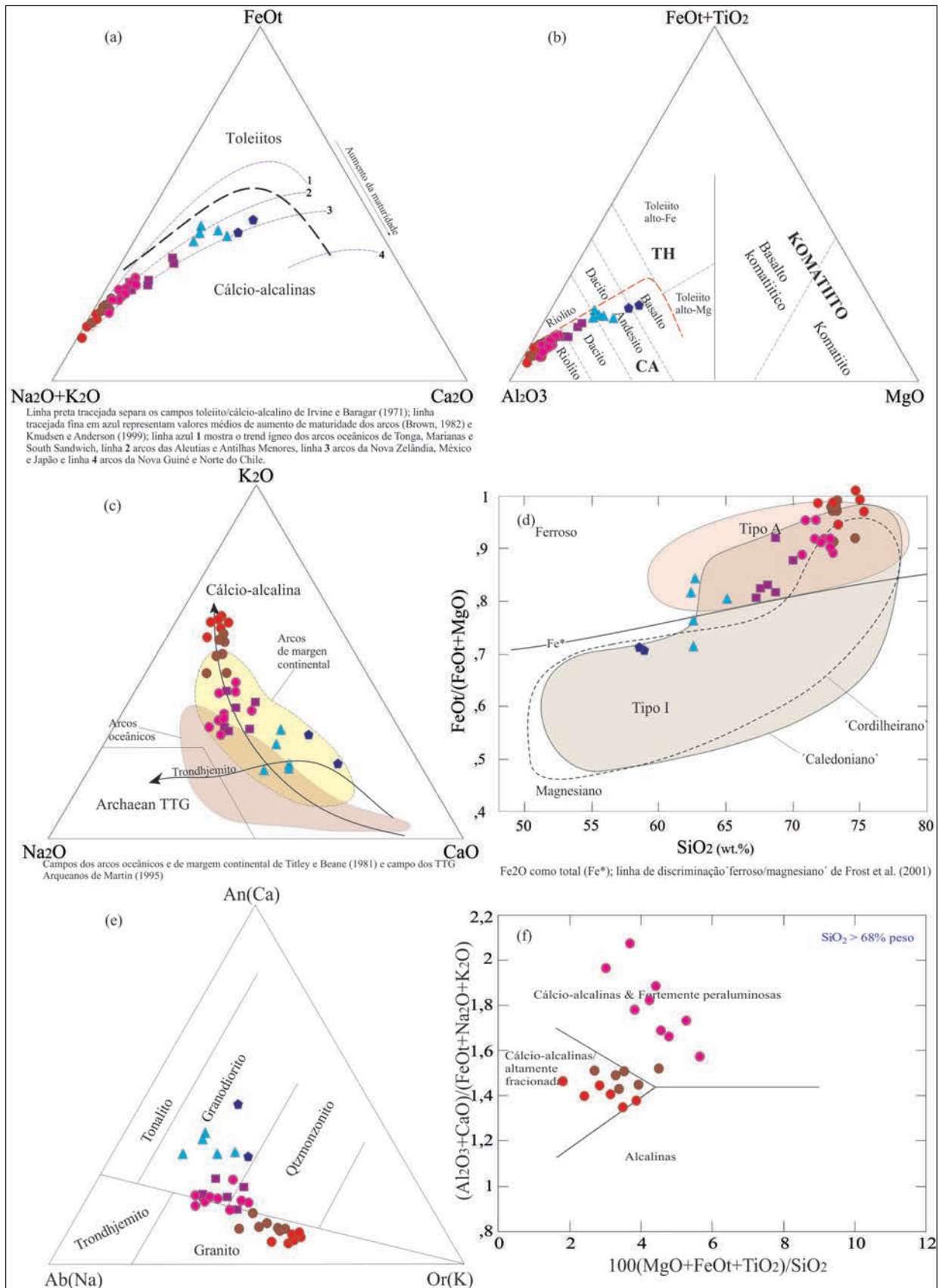


Figura 3.22 – Características geoquímicas das rochas da Suíte Intrusiva Vila Rica: A) Diagrama AFM e o trend cálcio-alcálico da unidade com assinatura de média maturidade. B) Diagrama ternário de Jensen e Pykes (1982) e a confirmação da assinatura cálcio-alcálica da SIVR. C) Diagrama ternário adaptado de Barker e Arth (1976) com os campos das rochas de arco continental e oceânico. D)  $Fe^*/(Fe^*+MgO)$  vs  $SiO_2$  de Frost et al. (2001) e a distribuição das rochas cálcio-alcálicas. E) Diagrama ternário Ab-An-Or mostrando que a composição normativa das rochas da suíte varia de granito a granodiorito (O'Connor, 1965). F) Diagrama de Sylvester (1989) mostrando o caráter fracionado dos sienogranitos. Símbolos como na figura 3.21.

Tabela 3.4 – Composição de elementos maiores, traços, ETR e elementos de transição das rochas da Suíte Intrusiva Vila Rica.

Amostra	GM-22	JP-23	GM-25	JP-29	JP-30	JP-15C	GM-33	JP-07	JP-19A	JP-26A	GM-12	GM-26	GM-31
Rocha	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Quartzo diorito	Quartzo diorito	Grano diorito	Grano diorito	Grano diorito	Grano diorito	Grano diorito	Grano diorito
SiO <sub>2</sub>	62.70	62.70	62.80	62.50	65.20	58.70	59	70.10	68.80	67.60	68.80	68.20	67.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.50	16.20	16.70	16.30	16.10	15.80	15.30	15.10	15.60	15.50	14.90	15.90	15.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.26	6.41	6.94	6.74	5.87	7.95	8.47	3.43	3.31	4.60	3.45	3.68	5.16
MgO	3.12	2.58	1.82	2.05	1.90	4.04	4.37	0.73	0.52	1.48	1.05	1.04	1.51
CaO	4.89	4.93	4.27	4.50	4.23	6.52	5.78	2.28	2.62	3.22	2.59	2.82	3.11
Na <sub>2</sub> O	3.29	3.34	3.93	3.48	2.98	2.21	2.78	3.82	4.16	3.57	3.60	4.22	3.20
K <sub>2</sub> O	2.07	2.02	1.83	2.85	3.19	2.36	3.52	4.37	3.12	3.04	3.63	3.07	3.95
TiO <sub>2</sub>	0.56	0.55	0.83	0.59	0.54	0.71	0.68	0.28	0.22	0.45	0.26	0.33	0.53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.18	0.25	0.24	0.17	0.24	0.27	0.12	0.11	0.14	0.12	0.14	0.25
MnO	0.09	0.08	0.12	0.14	0.09	0.15	0.12	0.06	0.05	0.09	0.05	0.06	0.10
SUM	98.64	98.99	99.49	99.39	100.27	98.68	100.29	100.29	98.51	99.69	98.45	99.46	100.81
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	5.36	5.36	5.76	6.33	6.17	4.57	6.30	8.19	7.28	6.61	7.23	7.29	7.15
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.63	0.60	0.47	0.82	1.07	1.07	1.27	1.14	0.75	0.85	1.01	0.73	1.23
Ni	29	27	17	13	18	31	52	21	8	17	9	26	16
Co	16.10	15.10	10.30	13	11.70	19.40	24.70	5.10	3.20	9.40	5.60	7.20	9.50
Cr	61	41	16	12	40	66	104	8	7	27	30	18	18
Sc	3.30	3.70	16.60	5.50	3.20	3.70	3.90	2	1.20	2.10	2.90	1.40	2.60
V	74	88	70	79	63	99	112	34	24	56	38	37	54
Ba	291	365	748	633	1256	562	658	927	1051	667	738	1224	832
Rb	80.40	74.80	55.10	95.70	79.50	92.90	108.80	117.90	72.70	105	94.80	67.20	137.70
Sr	314.10	381.70	321.80	351	408.90	450	413	420.40	531	321.70	371.20	574.60	300.60
Nb	8.20	7	8.07	5.07	5.46	5.58	6.80	3.83	3.49	9.49	4.25	4.44	10.58
Ta	0.05	0.48	0.24	0.46	0.34	0.27	0.44	0.19	0.54	0.70	0.63	0.04	0.26
Cu	16	16	14	9	17	33	45	11	4	6	9	4	7
Pb	1.80	1.80	1.70	2.20	3	2.30	1.80	3.40	3.40	2.30	4.30	2	4.90
Zn	59	63	109	74	51	73	38	47	41	61	49	44	71
Ga	17.80	18.30	20.10	19.20	15.90	17.90	17.40	16.30	15.10	17.70	14.70	17.20	17.90
Cs	1.23	1.25	2	1.80	1.04	2.85	1.14	1.45	1.09	2.12	1.48	1.37	2.43
Sn	1.50	0.90	0.60	1.70	0.60	0.60	1.10	0.30	0.60	0.90	0.80	0.80	1.70
Zr	158.70	154.30	198.50	156.30	179.80	108.60	174.50	154	119.60	162.70	96.30	148.60	161.90
Hf	4.59	4.26	5.10	4.34	4.82	2.90	4.63	4	3.39	4.75	2.79	3.91	4.66
U	0.98	0.80	0.69	1.67	0.50	0.54	0.79	2.06	0.73	2.21	2.44	1.79	1.92
Th	7.70	13.20	4	5.60	7.30	2.50	4.60	30.80	8.50	6.30	7	7.20	9.60
W	0.90	5.80	1.80	3.70	1.30	1.40	3.20	2.80	4.80	3.20	0.10	2.10	3.40
Y	20.08	17	25.87	24.04	15.49	21.22	18.10	7.98	4.89	25.89	9.19	6.03	24.65
La	27.70	72.80	39.20	29.40	42.30	27.40	39.10	49.60	37.80	38.60	24.70	37.20	47.80
Ce	51.30	101.30	67.70	51.40	70.70	47.40	60.80	67.70	51.20	63.60	36.80	56.30	65.70
Pr	6.17	10.28	8.56	6.78	8.01	6.40	7.20	6.77	5.22	7.18	4.20	5.81	7.63
Nd	25.70	37.10	38.10	31	31.40	28.40	29.70	24.20	18.50	29.30	16.20	19.10	30.30
Sm	5	5.50	7.80	7	4.80	5.50	5.60	3.40	2.50	5.80	3.10	2.60	5.70
Eu	1.11	1.24	2.12	1.32	1.31	1.15	1.18	0.65	0.60	0.99	0.60	0.68	1.13
Gd	4.85	4.57	7.81	6.94	4.51	4.67	4.90	2.48	1.92	5.15	2.38	1.95	5.36
Tb	0.58	0.65	1.02	0.94	0.62	0.64	0.68	0.33	0.23	0.78	0.26	0.22	0.78
Dy	3.28	3.16	5.27	4.89	3.17	3.61	3.45	1.60	1.01	5.13	1.76	1.11	4.31
Ho	0.65	0.60	1.01	0.98	0.63	0.72	0.65	0.30	0.20	1.03	0.28	0.20	0.85
Er	1.91	1.66	2.58	2.83	1.71	2	1.96	0.81	0.47	2.96	0.93	0.71	2.59
Tm	0.25	0.22	0.32	0.37	0.23	0.32	0.25	0.11	0.07	0.41	0.10	0.08	0.33
Yb	1.60	1.20	1.90	2.40	1.50	1.80	1.60	0.70	0.40	2.80	0.90	0.60	2.10
Lu	0.21	0.18	0.24	0.29	0.17	0.24	0.22	0.09	0.03	0.37	0.10	0.09	0.30
ΣETR	130.31	240.46	183.63	146.54	171.06	130.25	157.29	158.74	120.15	164.10	92.31	126.65	174.88
Eu/Eu*	0.69	0.76	0.83	0.58	0.86	0.69	0.69	0.68	0.84	0.55	0.68	0.92	0.63
(La/Yb) <sub>n</sub>	12.42	43.54	14.81	8.79	20.24	10.92	17.54	50.85	67.81	9.89	19.69	44.49	16.33
Sr/Y	15.64	22.45	12.44	14.60	26.40	21.21	22.82	52.68	108.59	12.43	40.39	95.29	12.19
TZr.sat.°C	756.90	759.10	787	757.50	779.20	711	734.20	772.40	755.80	778.10	737	771	774.20

Projeto Geologia da Região de Palmas

Amostra	GM-23	GM-24	GM-31A	JP-09	JP-10	JP-12	JP-21	JP-22	JP-33	JP-02	JP-13	JP-14	JP-15A
Rocha	Monzo granito	Monzo granito	Monzo granito	Monzo granito	Monzo granito	Monzo granito	Monzo granito	Monzo granito	Monzo granito	Sieno granito II	Sieno granito II	Sieno granito II	Sieno granito II
SiO2	72.90	71	70.80	72.90	72.50	73.10	72.50	71.70	72.20	75.40	73.50	73.10	75.10
Al2O3	14.80	15.30	14.20	14.90	14.70	15.10	14.60	15.50	14.30	13.90	13.40	13.70	13.60
Fe2O3	2.54	3.02	3.37	2.74	3.36	1.96	2.90	2.35	3.04	2.03	2.36	2.21	1.34
MgO	0.41	0.35	0.68	0.48	0.55	0.37	0.47	0.28	0.49	0.20	0.30	0.18	0.10
CaO	2.12	1.89	2.22	2.28	2.32	2.26	2.31	3.05	2.28	0.88	0.91	1.12	0.98
Na2O	4.28	3.63	3.21	3.68	3.76	4.01	3.81	3.32	3.30	3.13	2.72	2.77	2.64
K2O	2.96	3.86	4.22	3.23	3.07	3.08	2.57	3.53	3.97	5.27	5.77	5.79	6.11
TiO2	0.14	0.17	0.29	0.15	0.25	0.12	0.17	0.25	0.23	0.11	0.15	0.14	0.05
P2O5	0.05	0.03	0.09	0.06	0.04	0.05	0.08	0.06	0.08	0.08	0.06	0.05	0.03
MnO	0.03	0.03	0.05	0.05	0.07	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04
SUM	100.23	99.28	99.13	100.47	100.62	100.08	99.44	100.08	99.94	101.04	99.21	99.10	99.89
K2O+Na2O	7.24	7.49	7.43	6.91	6.83	7.09	6.38	6.85	7.27	8.40	8.49	8.56	8.75
K2O/Na2O	0.69	1.06	1.31	0.88	0.82	0.77	0.67	1.06	1.20	1.68	2.12	2.09	2.31
Ni	14	20	8	55	16	16	8	7	8.00	9	7	9	4.00
Co	3.60	3.40	4.20	5.90	3.50	2.60	3.70	2.60	3.50	1.60	2	1.80	0.80
Cr	13	9	11	8	9	9	9	7	10.00	7	9	7	4
Sc	1.30	3	1.10	2.40	4.10	1	1.20	3.60	1.80	1	0.90	0.90	0.70
V	15	18	30	19	18	13	24	14	19.00	5	7	7	4
Ba	964	819	811	1000	1017	869	937	1090	801.00	512	643	624	365
Rb	57.70	72.60	106.70	101.30	119.20	81.90	56.10	70	76.70	226	193.60	203.80	195.10
Sr	279	311.50	222.30	411.10	349	437.70	278.10	330.80	302.70	84.20	122	127.60	103.60
Nb	3.65	3.62	4.41	5.55	5.82	6.40	2.34	5.51	1.46	10.76	8.43	9.45	7.92
Ta	0.32	0.23	0.61	0.35	0.40	0.58	0.35	0.46	0.16	0.91	0.59	0.91	0.57
Cu	14	6	4	3.50	5	4.40	4	11	4.80	4.70	8	7	4
Pb	7.80	8.40	6.20	4.10	6.60	6.10	5.60	1.70	5.20	3.20	14.90	7.90	8.20
Zn	29	28	45	36	46	20	39	25	32.00	31	20	21	10
Ga	16.40	16	12.30	13.70	13.80	16	15.50	15.20	14.30	15.70	13.70	14.40	14.40
Cs	0.88	1.16	1.11	1.86	2.63	1.30	0.75	0.45	0.92	2.78	1.52	1.85	2.59
Sn	0.25	0.30	0.70	1.10	0.50	0.20	0.30	0.28	0.30	1.80	1.90	0.80	0.27
Zr	97.10	81.90	87.40	101.30	147.40	65.20	178.30	160.40	143.90	98.10	148.70	140.40	59.30
Hf	2.79	2.60	2.60	2.73	4.20	1.93	5.09	4.26	3.91	3.77	5.22	4.43	2.28
U	1.06	5.14	4.79	1.49	3.39	2.91	2.54	0.69	1.11	2.69	2.91	2.63	11.21
Th	9.50	17.20	6.70	6.70	19.80	14.50	18.30	5.70	4.60	21.90	31.80	27.90	16
W	10.50	9.80	1.50	8.30	1.60	1.10	1.30	1.90	2.40	3	2.10	2.10	1.20
Y	4.59	5.37	12.40	9.40	7.64	5.36	23.04	10	3.07	15.58	12.95	16.13	22.06
La	27	46.70	37.10	43.90	54.80	27.70	42.10	35.80	24.10	46.30	69.40	69.90	25.10
Ce	37.40	55.90	49.40	38.60	91.50	33.50	71.40	51.80	36.30	72.60	118.40	126.90	35.80
Pr	3.83	5.87	5.06	3.84	9.65	3.84	7.69	5.60	3.69	7.45	12.04	13.03	3.97
Nd	14	20.50	18.60	14.30	35.10	13.90	28.20	21	12.90	26.30	41	45.10	14.80
Sm	2.30	3.10	3	2.20	4.40	1.80	5.20	3.30	1.60	4.40	5.80	6.10	3.40
Eu	0.55	0.61	0.56	0.71	0.94	0.59	0.79	1.22	0.70	0.37	0.54	0.64	0.34
Gd	1.87	2.17	2.31	1.74	2.67	1.45	4.89	2.82	1.06	3.73	4.28	4.31	3.44
Tb	0.23	0.28	0.29	0.26	0.29	0.16	0.71	0.38	0.14	0.53	0.51	0.62	0.56
Dy	0.93	1.15	1.91	1.49	1.18	0.89	4	2.09	0.59	3.08	2.47	3.17	3.45
Ho	0.15	0.21	0.37	0.32	0.24	0.17	0.89	0.38	0.11	0.58	0.49	0.62	0.76
Er	0.44	0.61	1.06	0.98	0.93	0.58	2.62	1.21	0.32	1.73	1.48	1.73	2.28
Tm	0.06	0.08	0.10	0.15	0.14	0.07	0.34	0.15	0.04	0.23	0.22	0.29	0.35
Yb	0.40	0.50	1.10	1	1	0.60	2	1	0.30	1.30	1.20	1.90	2.30
Lu	0.04	0.06	0.12	0.16	0.15	0.09	0.28	0.13	0.04	0.20	0.20	0.29	0.35
ΣETR	89.20	137.74	120.98	109.65	202.99	85.34	171.11	126.88	81.89	168.80	258.03	274.60	96.90
Eu/Eu*	0.77	0.72	0.65	1.11	0.84	1.12	0.48	1.22	1.64	0.28	0.33	0.38	0.30
(La/Yb)n	48.44	67.03	24.20	31.50	39.33	33.13	15.11	25.69	57.65	25.56	41.50	26.40	7.83
Sr/Y	60.78	58.01	17.93	43.73	45.68	81.66	12.07	33.08	98.60	5.40	9.42	7.91	4.70
TZr.sat.°C	743.80	735.50	731.90	750.80	780.10	715.40	800.80	784.30	774.60	753.30	785	778	710.60



CPRM - Programa Geologia do Brasil

Amostra	JP-15B	JP-19B	JP-04	JP-08	JP-34	JP-51	JP-52B	JP-54	GM-20
Rocha	Sieno granito II	Sieno granito II	Sieno granito I	Sieno granito I	Sieno granito I	Sieno granito I	Sieno granito I	Sieno granito I	Sieno granito I
SiO2	74.80	72	73.30	73.30	73	74.70	73.40	73.10	73.40
Al2O3	13.70	13.90	14.20	14	14.10	14	14	13.40	13.70
Fe2O3	1.80	2.71	1.86	2.46	2.95	2.35	2.25	2.39	2.75
MgO	0.10	0.22	0.15	0.19	0.50	0.36	0.21	0.20	0.26
CaO	0.79	1.22	1.29	1.35	1.85	1.37	1.25	1.33	1.49
Na2O	2.91	2.65	2.99	3.62	3.26	3.22	2.79	2.91	3.07
K2O	5.84	6.04	5.54	4.29	4.51	4.81	5.45	5.28	4.89
TiO2	0.08	0.18	0.15	0.18	0.22	0.17	0.18	0.12	0.15
P2O5	0.03	0.06	0.06	0.06	0.07	0.05	0.06	0.05	0.05
MnO	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04
SUM	99.98	99.02	99.58	99.50	100.51	101.07	99.63	98.83	99.80
K2O+Na2O	8.75	8.69	8.53	7.91	7.77	8.03	8.24	8.19	7.96
K2O/Na2O	2.01	2.28	1.85	1.19	1.38	1.49	1.95	1.81	1.59
Ni	7	7	17	17	9	9	9	9	11
Co	1	2.30	2.50	2.20	3.60	2.50	2.10	1.90	2.20
Cr	5	8	4	5	8	10	5	7	12
Sc	0.60	1.10	0.70	1.40	2.10	1.10	0.50	2.20	1.50
V	3	11	9	10	25	12	10	10	12
Ba	541	1193	948	1007	714	801	1046	705	606
Rb	192.80	150.70	224.20	135.40	106.50	186.50	167.80	164.50	115.80
Sr	114.20	242.10	180.40	277.60	193.20	150.20	183.70	162.10	149
Nb	6.84	3.99	7.46	7.13	4.37	7.79	6.56	6.31	3.34
Ta	0.39	0.35	0.74	0.46	0.46	0.47	0.59	0.56	0.30
Cu	6.00	5	5	5	5	4.40	4.40	4.40	5
Pb	6.90	8.70	10.90	5	5.90	6.20	6.30	6.10	12.60
Zn	15	29	32	40	32	31	29	27	22
Ga	14.10	13.60	14.60	14.30	13.20	15.70	14.70	14.40	14.30
Cs	1.27	0.84	3.74	2.74	1.12	1.82	3.48	1.63	1.23
Sn	0.40	0.25	0.30	1	0.30	1.40	0.50	0.20	0.30
Zr	103.70	200.80	140.50	124.30	100.90	195.50	174.20	132	149.60
Hf	3.57	6.38	3.93	3.18	3.15	6.45	5.02	3.99	4.76
U	2.09	1.49	3.94	0.99	1.28	5.52	1.36	1.84	2.42
Th	24	21.20	23.60	12	10.20	35.10	19.10	17.30	28.80
W	3	8.90	3.20	1.90	1.20	2.50	1.50	1.90	3.10
Y	27.19	6.32	7.99	9.18	7.49	8.43	8.95	10.02	4.25
La	56	101.70	57.90	40.30	37.40	68.20	72.30	63.10	50
Ce	63.50	174.10	86.50	59.30	58	109.90	120.90	103.20	78
Pr	9.70	16.98	8.18	6.03	5.91	10.38	11.77	10.50	8.09
Nd	37.40	55.40	27.40	21.40	21.80	34.50	40.30	35.40	28.30
Sm	6.80	6.20	3.60	3	3.40	4.70	5.10	5.20	4.10
Eu	0.85	0.67	0.55	0.61	0.76	0.54	0.59	0.64	0.62
Gd	6.34	3.40	2.60	2.30	2.35	3.50	3.47	3.54	2.71
Tb	0.87	0.36	0.31	0.33	0.34	0.47	0.42	0.43	0.26
Dy	4.36	1.43	1.56	1.69	1.57	1.84	1.84	1.98	1.04
Ho	0.88	0.27	0.28	0.35	0.25	0.32	0.38	0.38	0.14
Er	2.45	0.69	0.85	1.06	0.89	0.83	0.87	1.10	0.40
Tm	0.34	0.11	0.11	0.15	0.11	0.11	0.13	0.15	0.05
Yb	1.90	0.80	0.70	0.90	0.80	0.80	0.80	1.00	0.40
Lu	0.29	0.10	0.09	0.11	0.10	0.13	0.13	0.14	0.06
ΣETR	191.68	362.21	190.63	137.53	133.68	236.22	259	226.76	174.17
Eu/Eu*	0.40	0.45	0.55	0.71	0.82	0.41	0.43	0.46	0.57
(La/Yb)n	21.15	91.23	59.36	32.13	33.55	61.18	64.85	45.28	89.70
Sr/Y	4.20	38.31	22.58	30.24	25.79	17.82	20.53	16.18	35.06
TZr.sat.°C	756	807.60	778.10	767.80	746.20	808.30	799.70	770.40	781.70

Valores de normalização pelo condrito de Boynton (1984);  $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$ ; óxidos em % peso; elementos traço em ppm; TZr.sat= temperatura de saturação do zircão usando o geotermômetro de Watson e Harrison (1983).

nitos fracionados tipo II, porém com maior enriquecimento em ETR total, anomalias negativas de Eu mais pronunciadas (Eu/Eu\* de 0,28 a 0,45) além de fracionamento variável. Predomina fracionamento La/Yb<sub>N</sub> de 21 a 41 mas com duas amostras de com-

portamento extremo: JP-15A com fracionamento de 7,83 e JP-19B com fracionamento muito alto (91,23). No diagrama de multielementos normalizado ao Manto Primitivo de Sun e McDonough (1989) (Fig. 3.23h) constata-se menor enriquecimento em LILE's

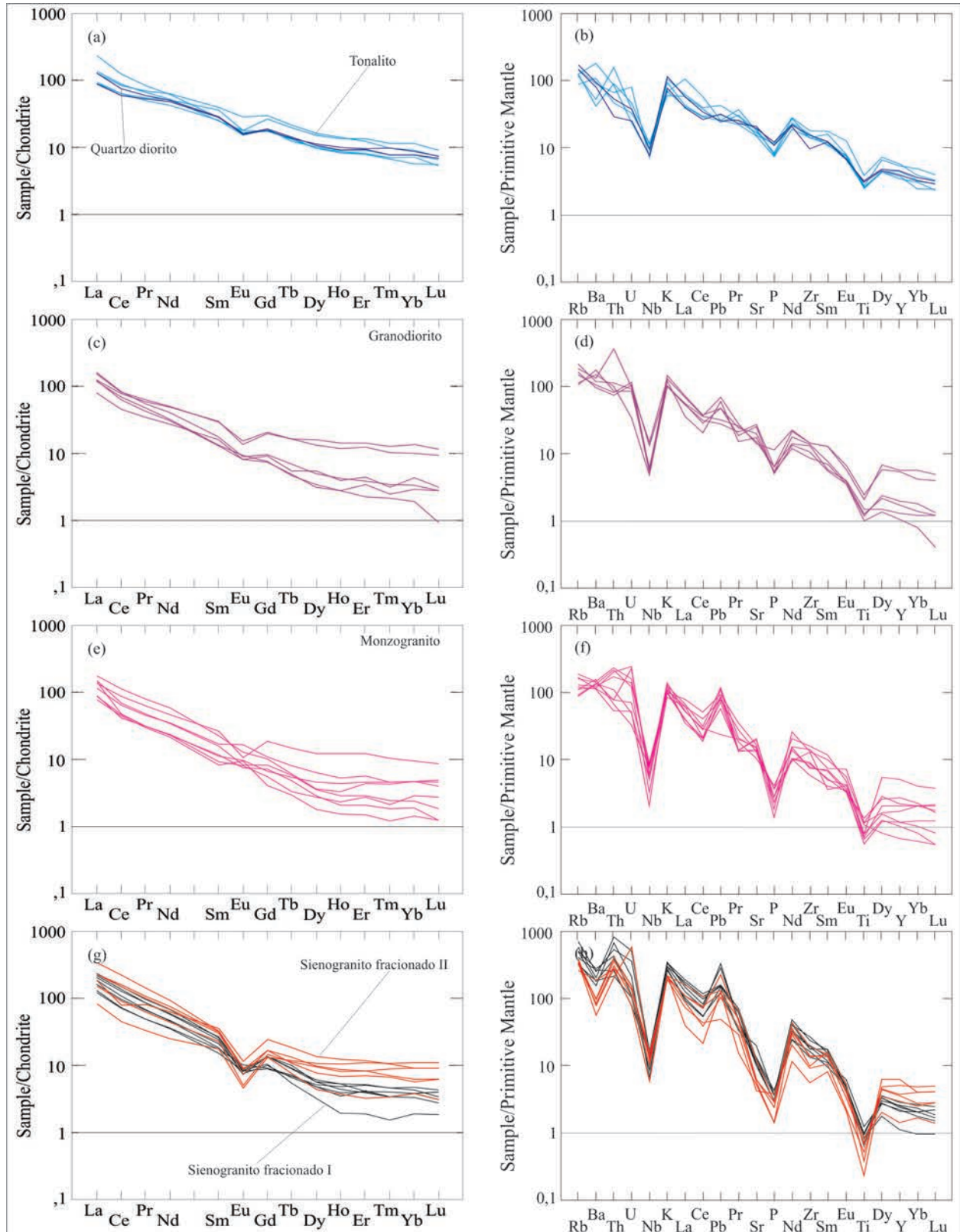


Figura 3.23 – A, C, E, G) Padrões de ETR das rochas da Suíte Vila Rica normalizados ao condrito de Boynton (1984). B, D, F, H) Diagramas de multielementos normalizados ao Manto Primitivo de Sun e McDonough (1989). Escala logarítmica.

em relação ao tipo I, igualmente acentuada anomalia negativa de Nb-Ta, maior depleção de P, Zr-Hf e Ti, porém mais enriquecidas em ETR pesados.

No diagrama de ambientes tectônicos da figura 3.24a as altas razões Th/Yb e Ta/Yb que caracterizam as rochas, sugerem que a Suíte Intrusiva Vila Rica formou-se em ambiente de arco continental com enriquecimento químico em zona de subducção. Os diagramas das figuras 3.24 b, c confirmam a assinatura química de rochas de arco, geradas entre as fases de subducção e colisional.

Foram realizadas duas análises geocronológicas através do método U-Pb SHRIMP em zircões extraídos de granitoides da Suíte Intrusiva Vila Rica. Em biotita monzogranito, amostra GM-26, foi obtida a idade de  $1978.3 \pm 3.8$  Ma e na amostra de sienogranito, ponto JP-14, foi obtida a idade de  $1968 \pm 15$  (Fig. 3.25). Os dados analíticos destas datações podem ser vistos nas tabelas 3.5 e 3.6. Alves et al. (2010) realizou análise geocronológica através do

método Pb-Pb por evaporação de zircão extraído de micromonzogranito, onde foi obtida a idade de  $1968 \pm 2$  Ma, coerente com as idades obtidas neste projeto. Esta amostra também forneceu uma idade  $T_{DM}$  de 2,74 Ga e valor negativo de  $\epsilon_{Nd(1,97)}$  de -7.

Regionalmente, a SIVR pode ser correlacionada à fase orogenética principal da Província Tapajós-Parima, representada pela Orogênese Mundurucus, a qual envolve a evolução dos Arcos Cuiu-Cuiu e Creporizão, que, segundo Santos et al. (2004), teria ocorrido no período entre 2040 e 1957 Ma. Suas idades entre 1978 e 1968 Ma são mais novas que as idades das rochas do Arco Cuiu-Cuiu considerado como arco de ilha e que teria evoluído entre 2040 e 2000 Ma, no entanto coincidem com as idades entre 1990 e 1960 obtidas para a Suíte Intrusiva Creporizão (SIC) na região do Tapajós. As características petrográficas e químicas da SIVR são muito semelhantes as da SIC, ambas são predominantemente monzograníticas e granodioríticas com afinidade cálcio-alcálica de

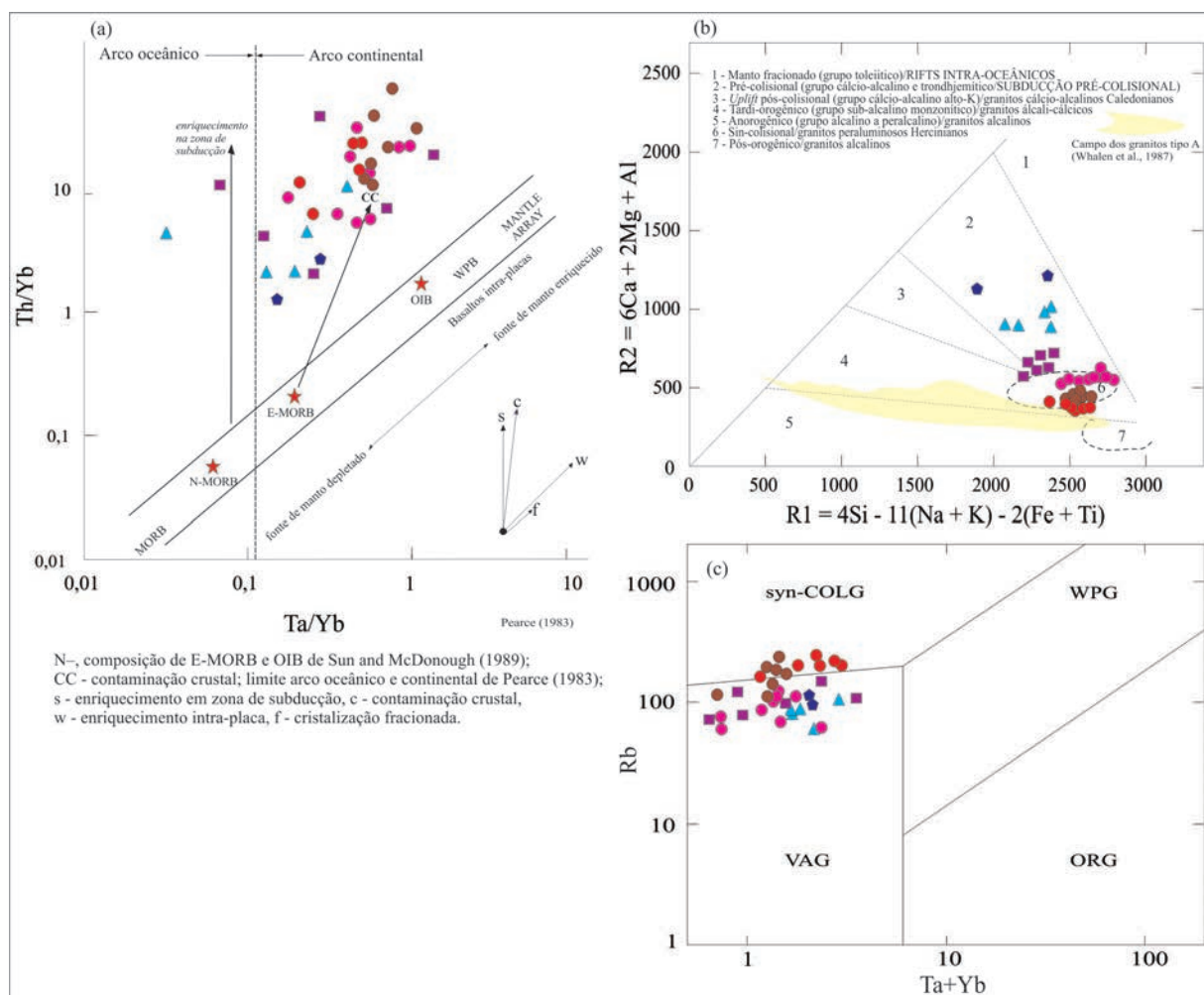


Figura 3.24 – Diagramas aplicados a ambientes tectônicos: A) Diagrama Th/Yb vs. Ta/Yb (PEARCE, 1983) e as rochas estudadas no campo dos granitoides de arco continental. B) Diagrama R1-R2 adaptado para ambientes tectônicos de Batchelor e Bowden (1985), mostrando que os granitos concentram-se no campo sin-colisional enquanto tonalitos e granodioritos sugerem cristalização na fase de subducção. C) Diagrama tectonomagmático para granitoides de Pearce et al. (1984) com a concentração das rochas no campo de arco vulcânico, com gênese relacionada às fases de subducção e colisional. Escala logarítmica em a e c. Símbolos como na figura 3.21.

Tabela 3.5 – Dados geocronológicos da amostra GM-26 da Suíte Intrusiva Vila Rica.

Errors are 1s unless otherwise specified				Idades										204 corrected										208 corrected									
Spot Name	% comm 206	ppm U	ppm Th	232Th /238U	204corr 206Pb /238U Age	1s err	208corr 206Pb /238U Age	1s err	207corr 206Pb /238U Age	1s err	204corr 207Pb /206Pb Age	1s err	204corr 208Pb /232Th Age	1s err	% Dis-corr-dant	238/206r err	207r /206r err	% 207r /235 err	206r /238 err	% 206r /238 err	err corr	238/206r err	207r /206r err	% 207r /235 err	206r /238 err	% 206r /238 err	err corr	238/206r err	207r /206r err	% 207r /235 err	206r /238 err	% 206r /238 err	err corr
1.1	0,08	91	80	0,90	1913,5	48,9	1907,9	55,6	1923,3	54,9	1955	14	1829	59	2	2,89	3,0	,120	0,8	5,71	3,1	,346	3,0	,965	2,87	3,0	,125	0,9	5,97	3,1	,348	3,0	,958
10.1	0,03	261	287	1,14	1964,0	48,9	1961,4	56,2	1969,2	56,7	1982	9	1929	57	1	2,81	2,9	,122	0,5	5,98	2,9	,356	2,9	,985	2,80	2,9	,124	0,5	6,12	2,9	,357	2,9	,983
10.2	0,06	511	110	0,22	1942,3	48,1	1938,3	54,9	1943,4	49,3	1971	7	1905	62	1	2,84	2,9	,121	0,4	5,87	2,9	,352	2,9	,991	2,84	2,9	,121	0,4	5,89	2,9	,352	2,9	,992
11.1	0,10	200	156	0,81	1934,5	48,5	1926,5	55,3	1935,4	53,8	1991	12	1928	62	3	2,86	2,9	,122	0,7	5,91	3,0	,350	2,9	,972	2,86	2,9	,123	0,6	5,92	3,0	,350	2,9	,981
2.2	0,00	566	119	0,22	2041,2	50,1	2050,8	58,7	2037,5	51,4	1982	6	2188	66	-3	2,68	2,9	,122	0,3	6,25	2,9	,373	2,9	,994	2,69	2,9	,120	0,4	6,15	2,9	,372	2,9	,992
3.1	0,02	576	1180	2,12	1955,0	48,2	1952,1	55,2	1952,6	65,7	1975	5	1963	56	1	2,82	2,9	,121	0,3	5,92	2,9	,354	2,9	,994	2,83	2,9	,120	0,3	5,86	2,9	,354	2,9	,993
4.1	0,16	125	253	2,09	1965,4	49,8	1960,4	57,1	1967,1	67,8	2003	15	1961	62	2	2,80	2,9	,123	0,9	6,05	3,1	,356	2,9	,960	2,80	2,9	,124	0,7	6,09	3,0	,357	2,9	,972
5.1	0,07	391	140	0,37	1955,7	49,1	1952,3	56,2	1959,1	51,3	1981	7	1880	58	1	2,82	2,9	,122	0,4	5,95	2,9	,354	2,9	,990	2,82	2,9	,123	0,4	6,03	2,9	,355	2,9	,991
7.2	-0,02	515	111	0,22	2122,1	51,9	2146,6	62,4	2122,8	53,2	1981	6	2091	69	-7	2,57	2,9	,122	0,4	6,54	2,9	,390	2,9	,992	2,56	2,9	,122	0,3	6,56	2,9	,390	2,9	,993

Tabela 3.6 – Dados geocronológicos da amostra JP-14 da Suíte Intrusiva Vila Rica.

Errors are 1s unless otherwise specified				Idades (Ma)										204 corrected										208 corrected									
Spot Name	% comm 206	ppm U	ppm Th	232Th /238U	204corr 206Pb /238U Age	1s err	207corr 206Pb /238U Age	1s err	208corr 206Pb /238U Age	1s err	204corr 207Pb /206Pb Age	1s err	204corr 208Pb /232Th Age	1s err	% Dis-corr-dant	238/206r err	207r /206r err	% 207r /235 err	206r /238 err	% 206r /238 err	err corr	238/206r err	207r /206r err	% 207r /235 err	206r /238 err	% 206r /238 err	err corr	238/206r err	207r /206r err	% 207r /235 err	206r /238 err	% 206r /238 err	err corr
11.1	0,76	187	186	1,03	2041,9	52,0	2053,3	60,9	2055,3	59,6	1995	27	1953	67	-2	2,68	3,0	,123	1,5	6,30	3,3	,373	3,0	,890	2,66	3,0	,128	0,8	6,62	3,1	,375	3,0	,963
2.1	1,09	149	120	0,83	1977,3	56,0	1988,6	64,8	1989,3	62,8	1935	37	1886	81	-2	2,78	3,3	,119	2,0	5,87	3,9	,359	3,3	,847	2,77	3,3	,123	1,1	6,13	3,4	,361	3,3	,952
3.1	1,39	277	304	1,13	1916,5	49,4	1921,3	56,0	1932,4	57,8	1925	64	1830	91	0	2,88	3,0	,118	3,5	5,63	4,6	,346	3,0	,642	2,86	2,9	,124	1,3	5,97	3,2	,349	2,9	,914
5.1	0,88	136	125	0,95	2012,3	52,1	2020,8	60,7	2022,2	59,2	1985	48	1947	78	-1	2,72	3,0	,122	2,6	6,16	4,0	,366	3,0	,748	2,72	3,0	,126	2,0	6,38	3,6	,368	3,0	,831
7.1	3,13	95	53	0,58	1909,0	52,5	1921,6	60,4	1936,5	58,1	1915	110	1612	180	0	2,88	3,2	,117	5,8	5,57	6,9	,345	3,2	,460	2,86	3,1	,127	3,9	6,13	5,0	,350	2,9	,623

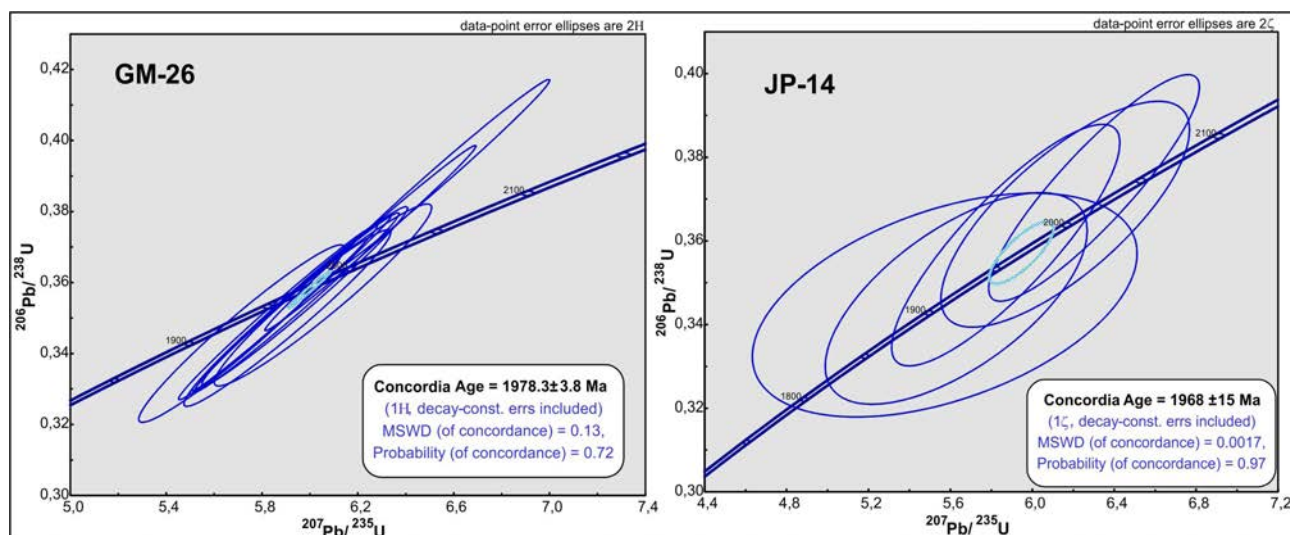


Figura 3.25 – Diagramas concórdia das análises U-Pb LA-ICP-MS, em zircão, mostrando as idades de cristalização entre 1968 e 1978 Ma obtidas em duas amostras de granitos da Suíte Intrusiva Vila Rica.

médio a alto K e estão relacionadas à evolução de um arco magmático tipo margem continental. Também há correlação com as rochas do Granito São Jorge Velho e vulcânicas da Formação Vila Riozinho de idade em torno de 1,98 a 2,0 Ga (LAMARÃO et al., 2002), que ocorrem também na região do Tapajós.

### 3.1.3 - Sequência Fazenda Santa Fé

Unidade criada por Vasquez e Rosa-Costa (2008) para agrupar as rochas metavulcanossedimentares que afloram na porção do extremo sudeste do estado do Pará, sul do Domínio Rio Maria ou Domínio Santana do Araguaia conforme definição dos referidos autores. Ocorre em contato tectônico com os ortognaisses arqueanos do Complexo Santana do Araguaia ou em contatos discordantes e erosivos. Segundo Vasquez e Rosa-Costa (2008), as rochas vulcânicas seriam predominantemente metabasaltos e metatufos dacíticos, enquanto as rochas metassedimentares seriam sericita quartzitos, silimanita quartzitos, micaxistos feldspáticos e menos frequentemente metacalcários dolomíticos, formações ferríferas e ardósias carbonosas.

Na Folha Santa Teresinha ocorrem apenas rochas metassedimentares como quartzitos puros e impuros, biotita-muscovita-quartzo xistos, metarenitos sericíticos e menos frequentemente ardósias carbonosas, formações ferríferas bandadas e gnaisses paraderivados sob a forma de “enclaves”.

Esta unidade ocupa a porção oeste da Folha Santa Teresinha, predominantemente à margem esquerda do Rio Araguaia (Fig. 3.26). Na margem direita do Rio Araguaia foram mapeadas apenas duas ocorrências, uma nas proximidades da cidade de Santa Teresinha e outra na confluência dos rios Tapirapé e Araguaia.

As porções quartzíticas formam cristas alongadas segundo a direção estrutural regional NW-SE, ou dobradas marcando proeminentes lineamentos estruturais, constituindo serras de até 440 metros de altitude, que se alternam com segmentos de relevo arrasado (Fig. 3.27). As porções pelíticas, de ocorrência mais restrita, formam suaves elevações, normalmente na base dos quartzitos. As rochas da SFSF mantêm contatos tectônicos através de falhas transcorrentes com Complexo Santana Araguaia e com os granitoides da Suíte Intrusiva Vila Rica. Na cidade de Santa Teresinha a leste, é possível verificar o contato em discordância angular e litológica entre as rochas da SFSF e os sedimentos da Formação Araguaia.

Ocorrem como lajedos, blocos, em cortes e pisos de estradas (Figs. 3.28 A, B e C) compondo cristas alinhadas e serras.

Os quartzitos em geral, apresentam tonalidades amarelo claro (Fig.3.28 D) a esbranquiçada, granulação média a grossa e são constituídos por quartzo, sericita e muscovita. Os micaxistos são constituídos por quartzo, biotita, muscovita e feldspatos. A mineralogia secundária é composta por clinozoisita e sericita, além de carbonato e óxidos/hidróxidos de ferro. Apresentam crenulações, dobras sobrepostas e tipo chevron. Padrões deformacionais de interferência polifásica são comuns, associada às dobras. A sequência é balizada por zonas de cisalhamentos de direção NW/SE. Os quartzitos apresentam acamamento orientado geralmente segundo N40°-50°E, com mergulhos de 20° a 30° para NW e SE. O fraturamento é intenso, de direção predominante NE marcando o último evento tectônico (Fig. 3.28 C). Veios, vênulas e bolsões de quartzo leitoso são frequentes e multidirecionais.

Em lâmina delgada, observam-se grãos de quartzo muito deformados, com contatos irregulares,

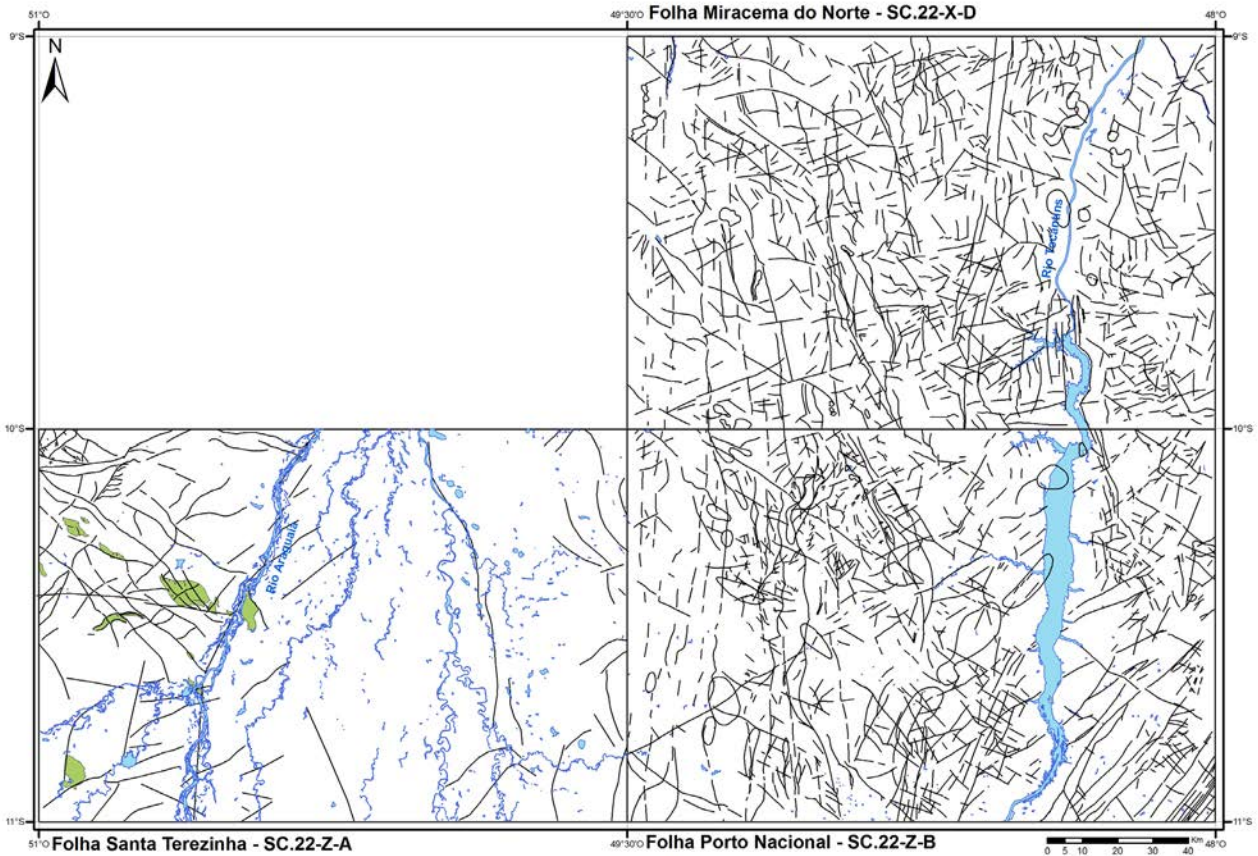


Figura 3.26 – Área de ocorrência da Sequência Fazenda Santa Fé a oeste da Folha Santa Teresinha.

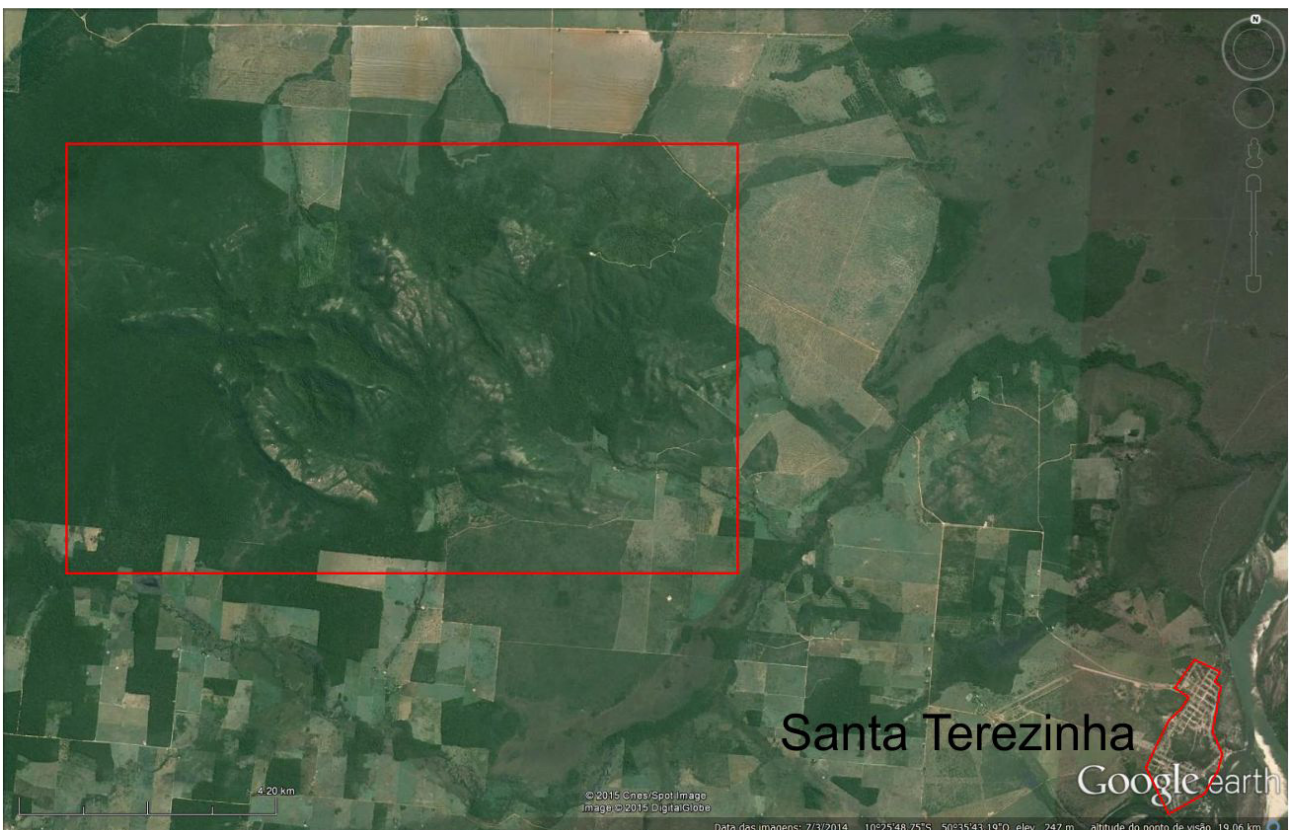


Figura 3.27 – Detalhe da Serra da Palestina sustentada por sericita quartzitos da SFSF a margem direita do Rio Araguaia, oeste da cidade de Santa Teresinha.

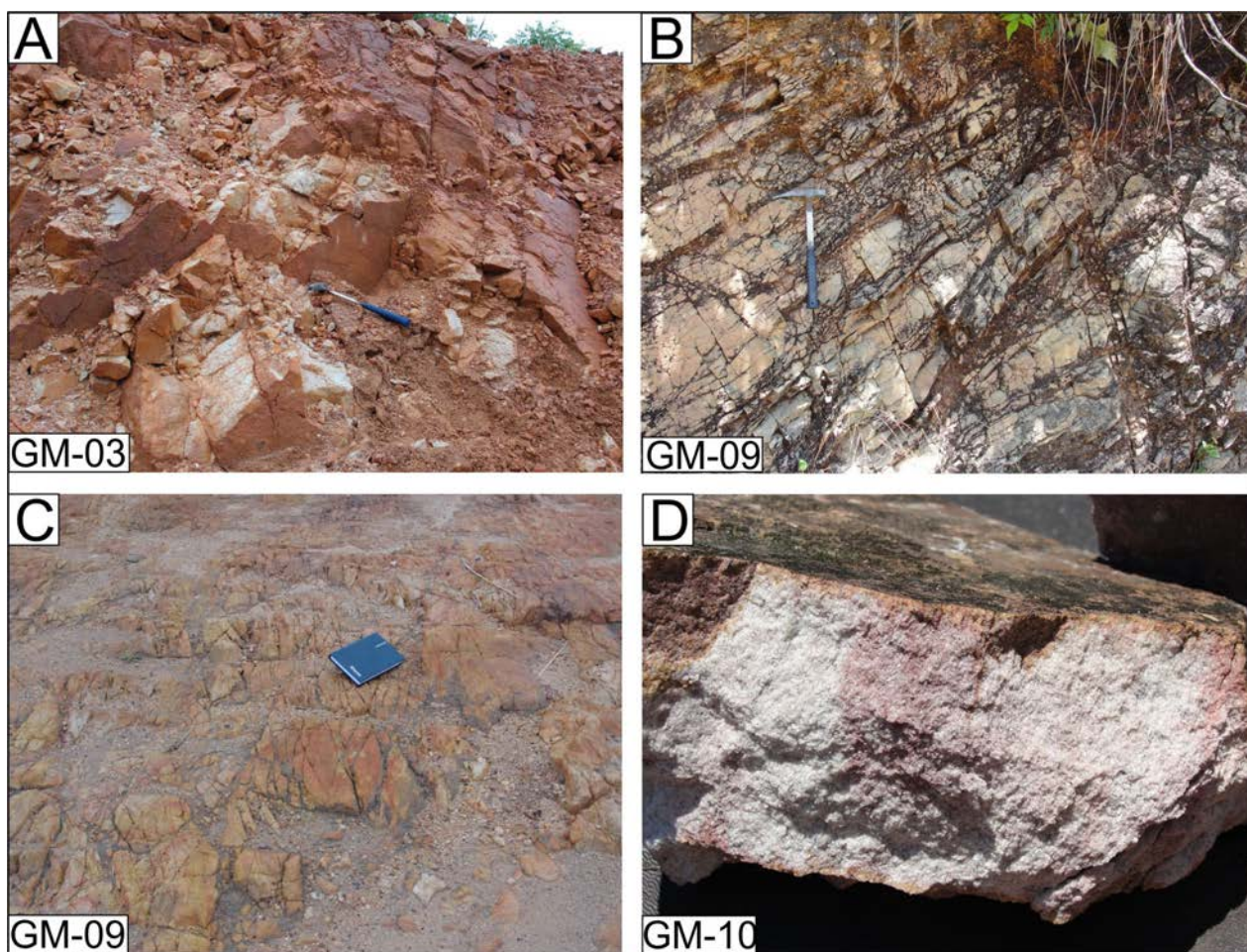


Figura 3.28 – Formas de ocorrência e características macroscópicas dos quartzitos da SFSF: A) Fraturas de alto ângulo. B) Acamadamento  $S_0$  paralelo à foliação  $S_{n+1}$ . C) Fraturas de direção NE-SW em afloramento no piso da estrada. D) Quartzitos puros, esbranquiçados e semi-friáveis.

lobados ou serrilhados e raramente retos. Os grãos são anédricos e alguns mostram, além de extinção ondulante, subgranulação com orientação preferencial e textura tipo *chessboard*. Grãos com subgranulação não apresentam uma única direção indicando que a recuperação das deformações intracristalinas, não atingiu o estágio de altas temperaturas.

A deformação e a recristalização obliteraram quaisquer indícios das feições originais como arredondamento de grãos ou matriz. A mineralogia associada às estruturas verificadas em campo indica que o protólito pode ter sido um quartzito arenoso. Localmente em níveis mais impuros, ocorrem clinozoisita, biotita e carbonato sugerindo uma possível reação metamórfica tipo: Clinozoisita + biotita → Carbonato + muscovita. A recristalização de quartzo e a extinção ondulante, associada à relativa estabilidade da muscovita sugerem que as rochas da SFSF sofreram metamorfismo regional em condições de fácies xisto verde.

A ardósia carbonosa tem cor cinza a cinza escura, granulometria fina, fortemente foliada, porém preserva o acamadamento (Fig. 3.29 A), com dobras parasíticas do tipo “S” e “Z”. O acamadamento

é paralelo à foliação, com direção e mergulho variáveis, indicativo de um possível redobramento. Localmente, ocorrem sob a forma de matacões silicificados, com feições de dissolução e presença de óxidos/hidróxidos de ferro (Fig. 3.29 B). O contato com o quartzito é gradativo, indicado pelo aumento da espessura dos níveis quartzosos, assim como da quantidade de quartzo na ardósia carbonosa. Nas porções mais puras da ardósia, o teor de material carbonoso foi estimado em 30%. Além de quartzo, ocorrem lamelas de micas.

Vasquez e Rosa-Costa (2008), atribuíram idade de mínima de 2,67 Ga baseados em datação do Ortognaisse Rio Campo Alegre, aparentemente intrusivo nesta sequência. Ainda segundo os mesmos autores a idade máxima, baseada em zircão detrítico da Sequência Mururé, considerada contemporânea à SFSF, seria de 2,83 Ga.

Foram realizadas datações pelo método U-Pb LA em zircões detríticos de 2 amostras da SFSF, sendo uma oriunda de afloramento da Serra da Palestina (amostra GM-09) com 52 cristais analisados, e a outra no entorno da cidade de Santa Teresinha afloramento GM-03, com 40 cristais analisados.

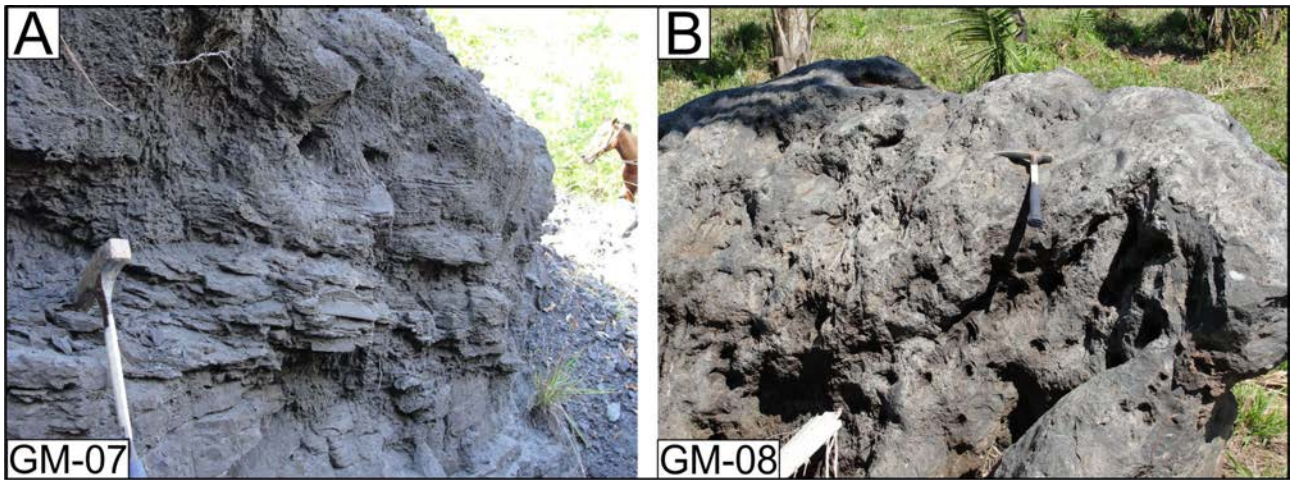


Figura 3.29 – A) Acamadamento  $S_0$  em ardósia carbonosa da SFSF paralelizado à foliação  $S_{n+1}$  de baixo ângulo. B) ardósia carbonosa, parcialmente silicificada, recortada por veios e vênulas de quartzo e óxidos de ferro.

Nas duas amostras, observa-se um amplo predomínio de zircões detriticos com idades entre 2600 Ma e 3000 Ma, um segundo grupo com idades aproximadamente entre 2409 Ma e 2590 Ma, quatro zircões com idades paleoproterozoicas entre 2183 Ma e 2275 Ma (Figs. 3.30 A e B), dois zircões forneceram idades ao redor de 3100 Ma, e um zircão com idade de 1945 Ma. Neste sentido destacamos que a principal área fonte para geração desta sequência sedimentar, são as rochas arqueanas do Complexo Santana do Araguaia, uma vez que o mesmo tem uma vasta área de ocorrência na região e suas idades obtidas até o momento estão aproximadamente entre 2,8 e 3,0 Ga. As idades entre 2450 Ma e 2650 Ma representam rochas ainda não identificadas na região, enquanto as idades paleoproterozoicas entre 2183 a 2275 Ma, há apenas um registro feito por Vasquez e Rosa-Costa (2008) que dataram o Tonalito Rio Dezoito com idade de 2,18 Ga no sul do Pará região de Santana do Araguaia. Com relação aos dois zircões detriticos com idades em torno de 3,1 Ga, Corrêa e Macambira (2014) dataram rochas granodioríticas com esta idade também na região de Santana do Araguaia, sul do Pará. A idade de 1945 Ma representa uma idade máxima de sedimentação para a SFSF posicionando-a no Paleoproterozoico, porém com contribuição marcante de fontes arqueanas na geração destas rochas. As tabelas 3.7 e 3.8 apresentam os dados da datação geocronológica das amostras GM-09 e GM-03.

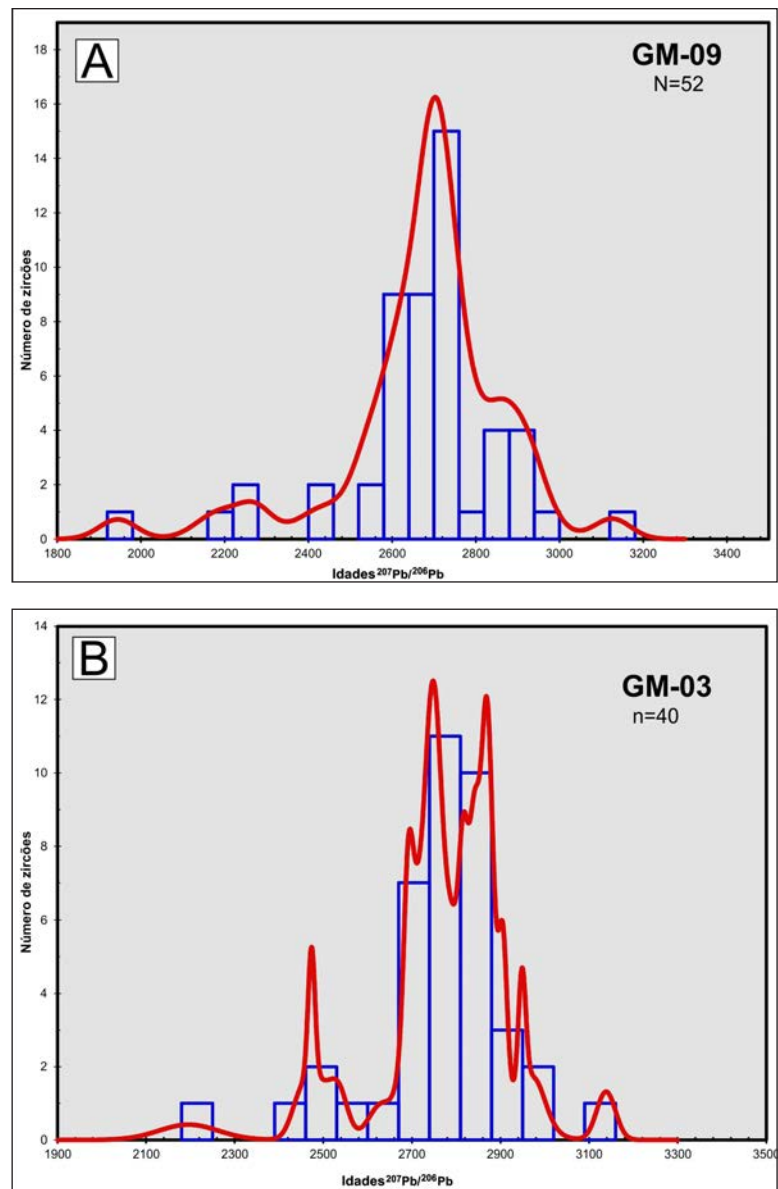


Figura 3.30 – A e B) Histogramas de idades de zircões detriticos da SFSF mostrando as fontes predominantemente arqueanas destas rochas e idade máxima Paleoproterozoica para deposição da bacia.



Tabela 3.7 – Dados das análises geocronológicas de zircões detriticos da amostra GM-09 da Sequência Fazenda Santa Fé.

Grão. spot	f206 (%)	Th U	Idades Aparentes													Conc. (%)		
			206Pb	207Pb	err (%)	207Pb	err (%)	206Pb	err (%)	Rho	207Pb (Ma)	207Pb (Ma)	206Pb (Ma)	206Pb (Ma)	6/8-7/6	6/8-7/5		
			204Pb	206Pb	1sigma	235U	1sigma	238U	1sigma		206Pb		235U		238U			
89-Z65	0,03	0,07	60830	0,119	2,55	4,045	4,40	0,246	3,58	0,82	1945	45	1643	35	1418	45	72,90	86,29
36-Z26	5,77	0,24	312	0,136	3,02	1,256	3,32	0,067	1,37	0,51	2183	52	826	19	417	6	19,09	50,43
83-Z61	2,87	0,38	619	0,140	4,34	1,841	4,52	0,095	1,25	0,31	2225	73	1060	29	588	7	26,42	55,45
55-Z41	2,23	0,38	785	0,144	2,32	2,367	2,52	0,119	0,99	0,43	2275	39	1233	18	726	7	31,93	58,93
23-Z16	0,87	0,10	1901	0,156	3,29	4,878	3,92	0,227	2,13	0,56	2409	55	1798	32	1320	25	54,82	73,42
35-Z25	1,60	0,39	1092	0,160	3,06	2,877	3,66	0,130	2,01	0,57	2458	51	1376	27	789	15	32,12	57,37
25-Z18	2,53	0,30	688	0,167	2,17	2,965	2,69	0,129	1,59	0,63	2526	36	1399	20	782	12	30,94	55,88
87-Z65	1,24	0,36	1389	0,169	2,24	3,548	3,18	0,152	2,25	0,73	2550	37	1538	25	912	19	35,77	59,32
45-Z33	0,07	0,36	20820	0,173	4,38	11,597	4,89	0,485	2,19	0,45	2591	71	2572	45	2549	46	98,40	99,10
54-Z40	0,15	0,23	10610	0,174	2,73	7,261	3,29	0,304	1,85	0,56	2592	45	2144	29	1709	28	65,93	79,70
56-Z42	0,61	0,15	2727	0,174	2,62	5,168	3,28	0,215	1,97	0,61	2600	43	1847	28	1255	22	48,27	67,94
27-Z20	0,07	0,29	21974	0,174	3,71	9,338	3,89	0,388	1,19	0,31	2600	60	2372	35	2115	21	81,33	89,17
90-Z68	0,03	0,25	51397	0,176	4,36	9,444	4,76	0,390	1,91	0,40	2613	71	2382	43	2121	34	81,18	89,05
08-Z06	0,01	0,60	101020	0,176	2,19	10,272	2,40	0,423	0,98	0,41	2617	36	2460	22	2274	19	86,92	92,46
05-Z03	0,02	0,81	57963	0,177	2,87	11,905	3,11	0,488	1,21	0,39	2625	47	2597	29	2562	25	97,59	98,63
86-Z64	0,03	0,50	46380	0,178	4,08	10,431	4,79	0,425	2,53	0,53	2636	66	2474	43	2281	48	86,55	92,22
57-Z43	0,03	0,45	42910	0,178	3,14	11,035	4,64	0,449	3,41	0,74	2638	51	2526	42	2389	68	90,58	94,59
13-Z08	0,80	0,25	2098	0,179	3,02	4,922	4,05	0,200	2,70	0,68	2641	49	1806	34	1174	29	44,44	65,00
68-Z52	0,01	0,59	94340	0,179	3,09	13,053	3,30	0,528	1,14	0,35	2646	50	2684	31	2733	25	103,30	101,86
44-Z32	0,01	0,35	120693	0,181	2,22	11,959	2,64	0,479	1,42	0,54	2663	36	2601	24	2523	30	94,76	97,00
40-Z30	0,57	0,37	2849	0,182	2,79	6,552	3,57	0,262	2,24	0,64	2667	45	2053	31	1499	30	56,19	73,00
09-Z07	0,01	0,31	172923	0,183	2,23	12,505	2,60	0,496	1,33	0,51	2679	36	2643	24	2596	28	96,92	98,23
59-Z45	0,06	0,36	24936	0,183	2,04	8,931	2,39	0,354	1,25	0,52	2680	33	2331	22	1953	21	72,87	83,80
07-Z05	0,01	0,91	200278	0,184	1,93	11,958	2,10	0,472	0,81	0,39	2686	32	2601	19	2493	17	92,81	95,85
58-Z44	0,03	0,35	50185	0,185	2,42	12,188	2,67	0,479	1,14	0,43	2694	39	2619	25	2523	24	93,64	96,33
29-Z22	0,05	0,31	34715	0,185	1,77	4,252	2,95	0,167	2,36	0,80	2697	29	1684	24	994	22	36,87	59,05
26-Z19	0,01	0,33	136442	0,186	2,02	13,397	2,24	0,522	0,97	0,43	2709	33	2708	21	2707	21	99,94	99,97
48-Z36	0,13	0,38	11933	0,187	3,17	7,757	3,53	0,302	1,56	0,44	2712	51	2203	31	1699	23	62,65	77,12
30-Z23	0,02	0,62	75098	0,187	2,26	12,376	2,55	0,481	1,16	0,46	2714	37	2633	24	2530	24	93,20	96,06
04-Z02	0,01	0,68	241811	0,187	1,75	13,573	1,92	0,525	0,79	0,41	2720	29	2720	18	2721	18	100,04	100,02
50-Z38	0,01	0,13	129082	0,188	2,50	13,236	2,89	0,511	1,45	0,50	2722	41	2697	27	2663	32	97,81	98,74
94-Z69	0,01	0,71	111197	0,188	2,85	13,360	3,11	0,515	1,25	0,40	2725	46	2705	29	2680	27	98,35	99,05
77-Z57	0,01	0,99	104908	0,188	2,79	13,392	2,95	0,516	0,96	0,32	2728	45	2708	27	2681	21	98,31	99,02
85-Z63	0,02	0,45	78549	0,188	2,45	12,843	2,60	0,494	0,85	0,33	2728	40	2668	24	2590	18	94,93	97,06
53-Z39	0,01	0,87	171637	0,189	3,53	13,285	3,73	0,509	1,20	0,32	2735	57	2700	35	2654	26	97,05	98,30
19-Z14	0,01	0,18	129525	0,190	1,96	12,534	2,15	0,478	0,88	0,41	2745	32	2645	20	2517	18	91,71	95,16
28-Z21	0,02	0,41	81096	0,191	3,21	13,447	3,42	0,511	1,18	0,34	2749	52	2712	32	2662	26	96,84	98,17
67-Z51	0,02	0,18	60218	0,191	3,36	13,335	3,61	0,507	1,32	0,37	2749	54	2704	34	2643	29	96,16	97,77
15-Z10	0,01	0,44	216880	0,191	3,09	13,696	3,15	0,520	0,61	0,19	2750	50	2729	29	2701	13	98,22	98,97
17-Z12	0,01	0,54	110079	0,191	2,44	9,495	2,76	0,360	1,28	0,46	2753	40	2387	25	1982	22	72,00	83,05
65-Z49	0,02	0,64	67518	0,191	3,99	14,513	4,16	0,550	1,20	0,29	2754	64	2784	39	2825	27	102,57	101,48
34-Z24	0,07	0,43	22418	0,198	2,43	9,766	4,04	0,358	3,22	0,80	2806	39	2413	37	1975	55	70,38	81,85
74-Z55B	0,02	0,12	78039	0,201	2,68	15,489	2,94	0,558	1,20	0,41	2838	43	2846	28	2857	28	100,70	100,41
63-Z47	0,02	0,38	68388	0,203	3,26	12,839	3,59	0,458	1,52	0,42	2851	52	2668	33	2433	31	85,32	91,19
18-Z13	0,01	0,10	176556	0,204	2,03	14,994	2,14	0,534	0,68	0,32	2857	33	2815	20	2756	15	96,48	97,92
38-Z28	0,02	1,47	56705	0,205	4,18	13,695	4,53	0,486	1,74	0,38	2863	66	2729	42	2552	37	89,14	93,51
95-Z70	0,03	0,09	46866	0,209	3,17	14,245	3,57	0,494	1,64	0,46	2898	51	2766	33	2588	35	89,31	93,58
43-Z31	0,02	0,13	59431	0,210	2,40	17,595	2,84	0,609	1,52	0,53	2903	38	2968	27	3065	37	105,61	103,28
24-Z17	0,01	0,61	100537	0,210	2,52	16,270	2,64	0,561	0,81	0,30	2907	40	2893	25	2873	19	98,82	99,30
69-Z53	0,03	0,50	38742	0,214	4,08	17,121	4,39	0,579	1,63	0,37	2939	64	2942	41	2946	38	100,24	100,15
84-Z62	0,01	0,40	146541	0,215	2,47	16,835	2,79	0,567	1,29	0,46	2947	39	2925	26	2895	30	98,24	98,95
49-Z37	0,03	0,17	36190	0,241	2,78	21,274	3,17	0,640	1,51	0,48	3126	44	3151	30	3190	38	102,04	101,24

Tabela 3.8 – Dados das análises geocronológicas de zircões detríticos da amostra GM-03 da Sequência Fazenda Santa Fé.

Grão. spot											Idades Aparentes							
	f206 (%)	Th	206Pb	207Pb	err (%)	207Pb	err (%)	206Pb	err (%)	Rho	207Pb (Ma)	207Pb (Ma)	206Pb (Ma)	206Pb (Ma)	Conc. (%)	Conc. (%)		
	U	204Pb	206Pb	1sigma	235U	1sigma	238U	1sigma		206Pb	235U	238U	238U	6/8-7/6	6/8-7/5			
03-Z01	0,00	0,51	450939	0,201	0,85	16,718	1,18	0,604	0,82	0,66	2832	14	2919	11	3047	20	107,58	104,38
06-Z04	0,01	0,77	92057	0,189	1,14	14,409	2,07	0,552	1,73	0,93	2737	19	2777	19	2832	40	103,47	101,98
08-Z06	0,22	0,30	5973	0,178	1,77	13,582	2,40	0,554	1,62	0,67	2631	29	2721	22	2843	37	108,05	104,49
09-Z07	0,06	0,44	23259	0,197	1,30	15,543	2,12	0,572	1,68	0,78	2802	21	2849	20	2916	39	104,08	102,36
15-Z10	0,11	0,62	13003	0,168	1,24	9,144	4,94	0,396	4,77	0,97	2534	21	2353	44	2149	87	84,80	91,35
20-Z15	0,00	0,51	635683	0,189	1,38	14,521	1,67	0,557	0,94	0,71	2735	23	2784	16	2853	22	104,31	102,46
24-Z17	0,02	0,88	66294	0,190	0,73	14,156	4,20	0,540	4,13	0,98	2742	12	2760	39	2785	93	101,57	100,90
27-Z20	0,00	0,47	278824	0,202	0,64	16,459	1,28	0,591	1,11	0,86	2842	10	2904	12	2994	27	105,33	103,09
28-Z21	0,00	0,33	456776	0,210	0,54	18,292	1,31	0,632	1,19	0,90	2906	9	3005	13	3156	30	108,60	105,01
29-Z22	0,00	0,16	474386	0,160	1,34	10,930	2,70	0,497	2,34	0,87	2452	23	2517	25	2599	50	105,99	103,24
30-Z23	0,05	0,31	26194	0,197	3,11	14,999	4,45	0,554	3,18	0,89	2798	50	2815	42	2840	73	101,52	100,88
34-Z25	0,01	0,27	138316	0,206	0,68	17,628	1,86	0,622	1,74	0,93	2871	11	2970	18	3117	43	108,58	104,97
37-Z28	0,01	0,94	105761	0,185	0,90	12,966	1,64	0,508	1,37	0,83	2699	15	2677	15	2648	30	98,09	98,91
38-Z29	0,01	0,54	89626	0,192	0,72	14,991	1,39	0,567	1,20	0,85	2757	12	2815	13	2896	28	105,02	102,87
43-Z31	0,00	0,55	298272	0,205	0,68	17,343	0,96	0,613	0,68	0,66	2868	11	2954	9	3081	17	107,42	104,31
44-Z32	0,01	0,28	188722	0,184	0,58	13,974	0,87	0,550	0,65	0,70	2691	10	2748	8	2826	15	104,99	102,83
45-Z33	0,00	0,40	415695	0,199	0,57	15,758	1,00	0,575	0,81	0,80	2816	9	2862	9	2928	19	104,00	102,31
46-Z34	0,01	0,46	141376	0,219	1,57	19,589	2,01	0,648	1,27	0,82	2975	25	3071	19	3220	32	108,23	104,85
48-Z36	0,24	0,55	6171	0,162	0,46	9,517	4,20	0,427	4,16	0,99	2474	8	2389	38	2291	80	92,62	95,90
53-Z39	0,01	0,41	153233	0,205	1,01	17,598	1,46	0,623	1,06	0,71	2864	16	2968	14	3124	26	109,05	105,24
54-Z40	0,00	0,38	461867	0,216	0,52	19,259	0,86	0,648	0,69	0,76	2949	8	3055	8	3219	17	109,16	105,37
56-Z42	0,01	0,61	146007	0,243	1,34	23,285	2,25	0,696	1,80	0,92	3138	21	3239	22	3404	47	108,46	105,09
59-Z45	0,31	0,07	4957	0,138	3,95	6,302	4,15	0,332	1,27	0,30	2196	67	2019	36	1850	20	84,24	91,64
60-Z46	0,01	1,05	148682	0,205	1,86	16,809	3,15	0,595	2,54	0,93	2865	30	2924	30	3011	61	105,09	102,96
216-Z70	0,14	0,75	10479	0,188	1,94	12,054	2,23	0,465	1,11	0,50	2725	32	2609	21	2462	23	90,36	94,38
209-Z66	0,01	0,42	140710	0,205	1,74	14,472	1,84	0,511	0,60	0,32	2870	28	2781	17	2660	13	92,67	95,64
203-Z60	0,02	0,25	90980	0,207	1,82	14,685	2,06	0,514	0,96	0,46	2883	29	2795	19	2674	21	92,75	95,68
224-Z76	0,01	0,46	101842	0,195	1,72	13,579	1,84	0,505	0,65	0,35	2786	28	2721	17	2634	14	94,58	96,83
223-Z75	0,04	0,29	30403	0,217	2,86	16,466	3,34	0,550	1,73	0,52	2958	45	2904	31	2827	39	95,58	97,35
220-Z74	0,01	0,71	195851	0,196	1,92	13,893	2,01	0,514	0,60	0,29	2793	31	2742	19	2675	13	95,76	97,52
217-Z71	0,01	0,67	164456	0,204	1,63	14,920	1,75	0,530	0,64	0,36	2859	26	2810	16	2742	14	95,91	97,59
226-Z78	0,01	0,67	173402	0,191	1,87	13,330	1,96	0,507	0,60	0,30	2750	30	2703	18	2642	13	96,09	97,73
204-Z61	0,01	0,98	232656	0,191	1,41	13,385	1,52	0,508	0,55	0,36	2752	23	2707	14	2648	12	96,24	97,82
219-Z73	0,00	0,85	494391	0,187	1,76	12,888	1,84	0,500	0,55	0,29	2714	29	2671	17	2615	12	96,35	97,89
206-Z63	0,13	0,68	10886	0,185	1,27	12,751	1,64	0,501	1,04	0,64	2694	21	2661	15	2619	22	97,20	98,39
214-Z68	0,00	0,62	337141	0,190	2,22	13,421	2,31	0,513	0,62	0,27	2741	36	2710	22	2668	14	97,31	98,44
225-Z77	0,01	0,74	256721	0,196	1,79	14,211	1,87	0,526	0,52	0,27	2792	29	2764	18	2725	12	97,61	98,60
215-Z69	0,01	1,38	191703	0,192	1,89	13,780	1,97	0,521	0,58	0,29	2757	31	2735	19	2704	13	98,06	98,87
208-Z65	0,01	0,65	251677	0,206	1,58	15,534	1,68	0,548	0,56	0,33	2871	25	2849	16	2816	13	98,09	98,87
205-Z62	0,01	0,53	188509	0,164	1,36	10,795	1,61	0,479	0,87	0,54	2492	23	2506	15	2522	18	101,21	100,66

## 3.1.4 - Suíte Intrusiva Rio Dourado

Suíte Intrusiva Rio Dourado (SIRD) foi a denominação introduzida por Cunha et al. (1981) para designar corpos circulares de granitos, granitos gráficos, granitos pórfiros, granitos rapakivi, e microgranitos de cor rosa a rosa avermelhada do tipo A, de tendência alcalina, que, em associação comagmática com as rochas vulcânicas do Grupo Iri constituiria o Supergrupo Uatumã na área da Folha SC.22 Tocantins.

Lacerda Filho et al. (2004) agrupou a esta unidade a Suíte Intrusiva Tarumã (SIT) de Cunha et al. (1981), também constituída por rochas de tendência alcalina. Padilha e Barros (2008) cartografaram na SIRD biotita sienogranito, hornblenda-biotita sienogranito e monzogranito, alguns com textura rapakivi. Alves et al. (2010) admitem que o magmatismo da SIRD marca a transição entre o período pós-orogênico da Província Tapajós-Parima e o período anorogênico relacionado ao magmatismo Uatumã na Província Amazônia Central. Esta unidade faz parte da Província Geocronológica Amazônia Central na concepção de diversos autores, incluindo Tassinari et al. (2000); Santos et al. (2000), Santos (2003), Vasquez e Rosa Costa (2008). A associação espacial da SIRD com rochas máfico-ultramáficas da Suíte Intrusiva Santa Inês pode estar relacionada a processos de *un-*

*derplating*, admitida por Alves et al. (2010) e Barros et al. (2011).

As ocorrências da SIRD são restritas à porção oeste da Folha Santa Teresinha (Fig. 3.31) e na Folha Rio Comandante Fontoura, contígua, a oeste. São principalmente *plugs*, *stocks* e diques, ou seja, pequenos corpos que afloram como matacões e lajedos formando suas colinas a norte da Agropecuária Porto Velho.

As rochas da SIRD são pouco representativas em termos de área, entretanto suas assinaturas nas imagens aerogamaespectrométricas são muito expressivas. É possível destacar um forte contraste no produto ternário RGB, compondo domínios de coloração branca caracterizada por altos valores de Th, U, K. Os corpos são individualizados também pelos canais de cada elemento, separadamente e no canal contagem de total. Os granitoides dessa unidade correm sobre a forma de matacões e lajedos na encosta de morros e morrotes (Fig. 3.32 A). São constituídos por biotita sieno e monzogranito leucocráticos de cor vermelha (Figs. 3.32 B e C), equigranular de granulação média, localmente porfíricos com fenocristais ovóides de feldspato potássico localmente com textura rapakivi (Fig. 3.32 D). Os granitoides geralmente são isótopos, porém há locais afetados por zonas de cisalhamento transcorrente onde as rochas estão deformadas e foliadas, às vezes hidrotermalizadas (Fig. 3.33), com segregação mineral localizada.

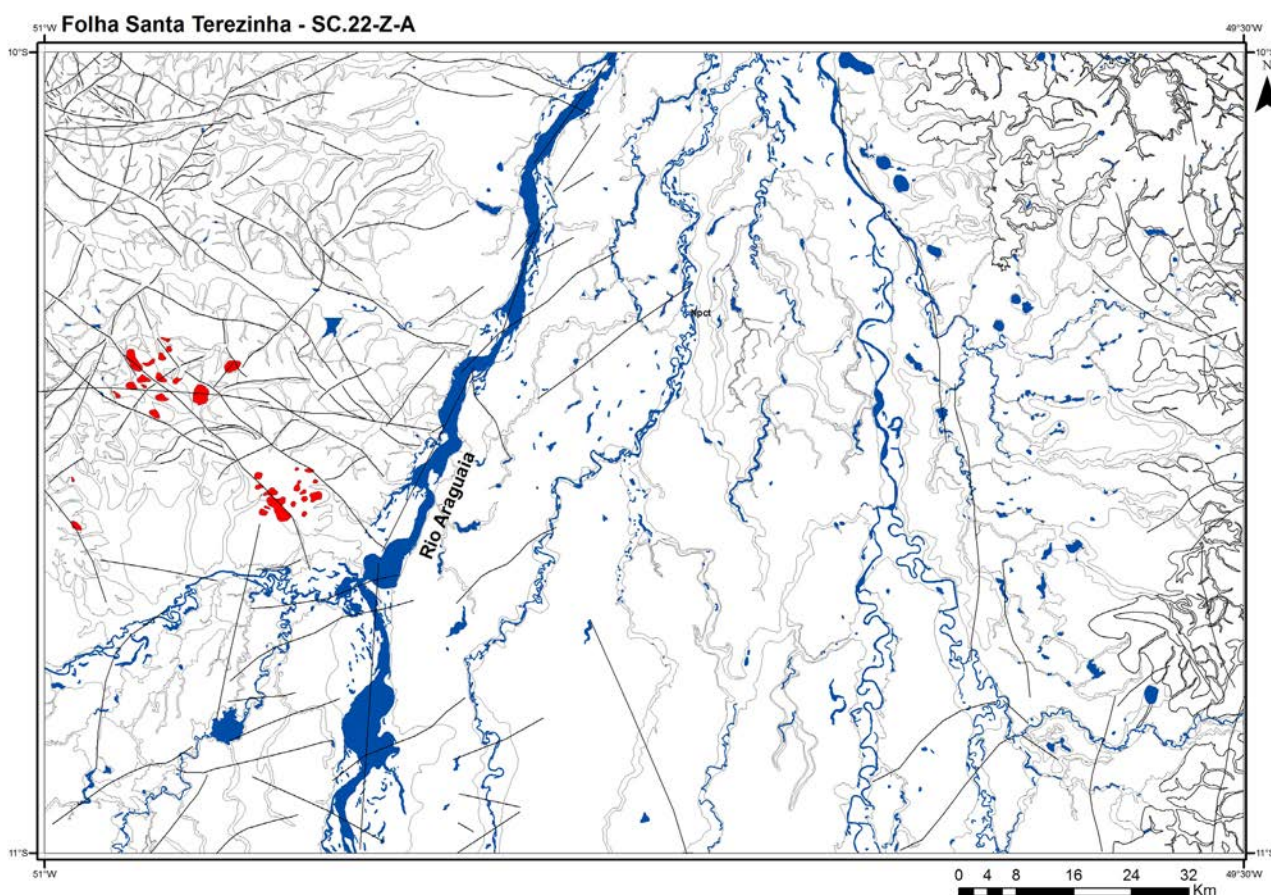


Figura 3.31 – Distribuição dos corpos da Suíte Intrusiva Rio Dourado na Folha Santa Teresinha.

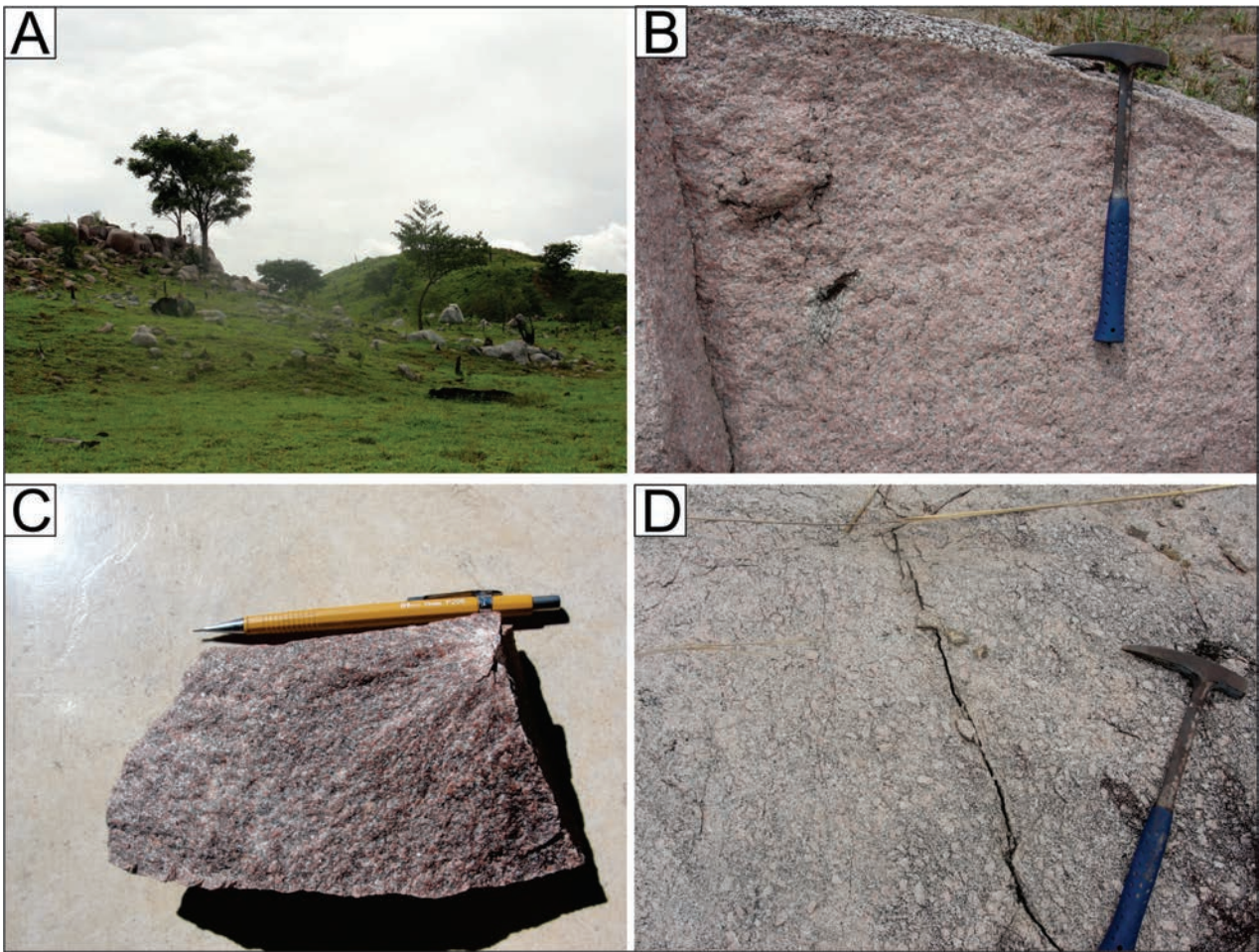


Figura 3.32 – A) Afloramento em matações e blocos em morrote, típico das ocorrências da SIRD. B e C) Aspectos macroscópicos dos sienogranitos da SIRD de coloração avermelhada, isótipos e textura equigranular. D) Fenocristais ovóides de feldspato potássico em monzogranito.



Figura 3.33 – Zona de cisalhamento rúptil afetando sienogranito da SIRD, transformado por alteração hidrotermal.

Na Fazenda Olhos d'Água, na estação JP-15 ocorre sienogranito avermelhado, cortando rochas quartzo dioríticas da Suíte Intrusiva Vila Rica (Figs. 3.34 A e B) englobando xenólitos destes últimos (Figs. 3.34 C e D). Neste local ocorrem monzogranito e sienogranito avermelhados, com textura equigranular alotriomórfica de granulação média, constituídos essencialmente por microclina (38 %), quartzo (30%) plagioclásio de composição de oligoclásio (22%) e biotita (2 a 3%), os acessórios são opacos e zircão. Como minerais secundários ocorrem clorita, muscovita e epidoto, que constituem cerca de 6 % da rocha, indicando um moderado grau de alteração hidrotermal na rocha.

Os cristais de feldspato potássico exibem maclas simples (Carlsbad ou Manebach) e pertitas em chama, estão fraturados e com maclas deformadas (Figs. 3.35 A e B), enquanto o plagioclásio (oligoclásio) encontra-se saussuritizado (Fig. 3.35 C) e raramente mostra maclas polissintéticas. Os cristais de quartzo mostram subgranulação (Fig. 3.35 A) e os aglomerados de biotita, alteradas para mica branca evidenciam reações de substituição (Fig. 3.35 D). Maclas das microclinas retorcidas, subgranulação no quartzo e maclas evanescentes no plagioclásio indicam deformação.

O hidrotermalismo que afeta estas rochas pode estar relacionado a esta fase deformacional.

Sato e Tassinari (1997) obtiveram idades  $T_{DM}$  de 2,62 e 2,69 Ga com  $\epsilon_{Nd}$  negativos para os corpos de granitos desta suíte na região Sudeste do Pará. Idades U-Pb em zircão de  $1889 \pm 11$  Ma foram obtidas por Barros et al. (2005) em granitos do nordeste de Mato Grosso. Barros et al. (2008) obtiveram idade U-Pb (TIMS) de  $1869 \pm 70$  Ma para rocha granítica desta unidade, nos arredores de Confresa-MT. Segundo Padilha e Barros (2008) e Alves et al. (2010) a SIRD é caracterizada como do tipo A, sub-tipo A2, com características pós-orogênicas. Datações realizadas por Alves et al. (2010), na folha Rio Comandante Fontoura, a oeste da folha Santa Teresinha, forneceram idades Pb-Pb em zircão de  $1878 \pm 4,3$  Ma e  $1864 \pm 4,6$  Ma, consideradas idades de cristalização das rochas graníticas. Ainda segundo os autores acima, idades modelo  $T_{DM}$  entre 2,7 e 2,5 Ga, com valor negativo do  $\epsilon_{Nd}(1,88)$  de -7, indicando a participação de crosta Arqueana na origem das rochas plutônicas desta suíte. Segundo as interpretações de Alves et al. (2010), essas idades permitem a correlação da Suíte SIRD com outras suítes contemporâneas do tipo A no Craton Amazônico, como a suíte Maloquinha.

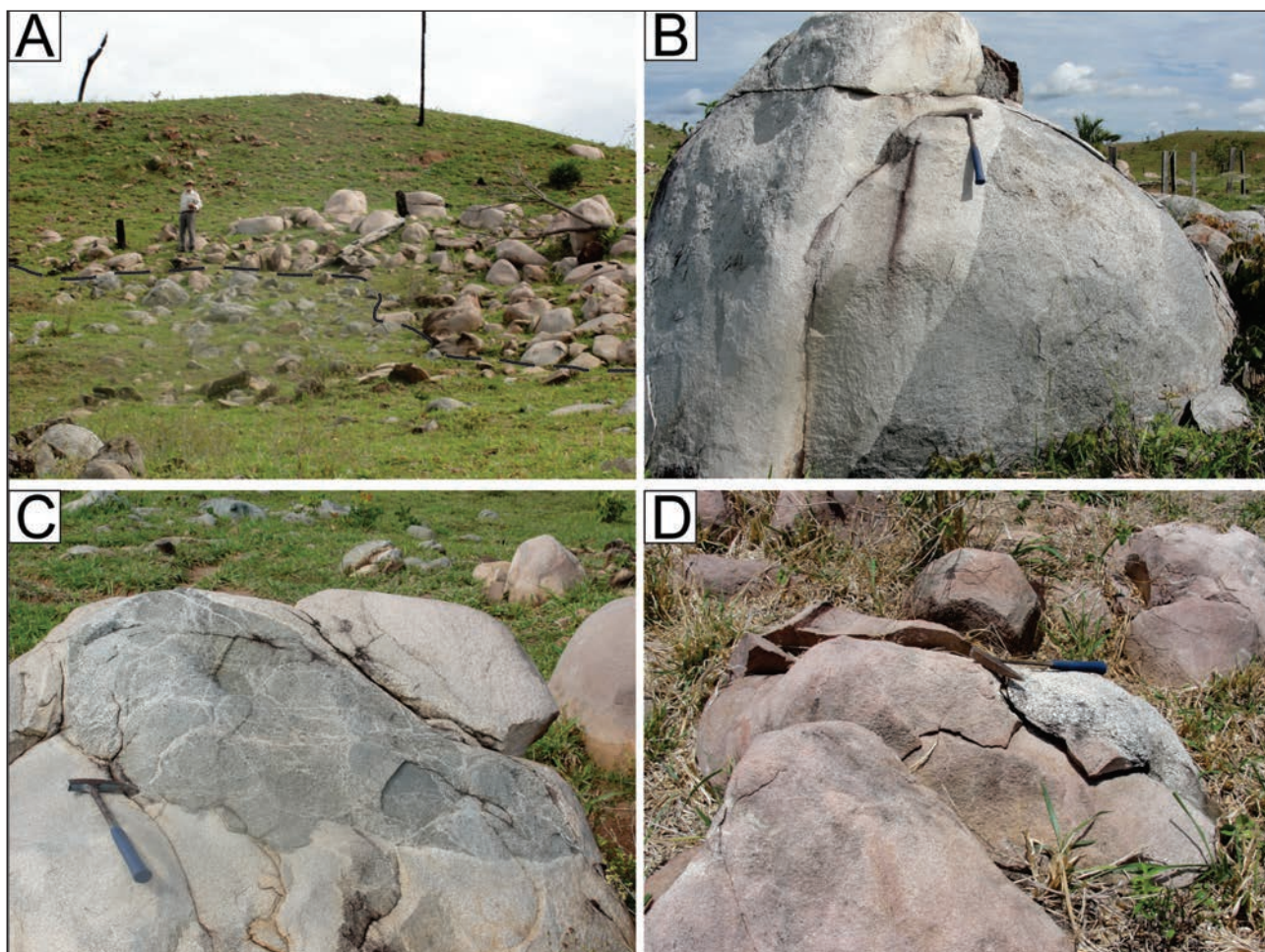


Figura 3.34 – A e B) Aspectos dos afloramentos da Suíte Intrusiva Rio Dourado, cortando rochas quartzo dioríticas da Suíte Intrusiva Vila Rica em contato brusco (acima da linha escura pontilhada em A com detalhe em B). C e D) Xenólitos quartzo dioríticos englobados pelos granitos da SIRD.

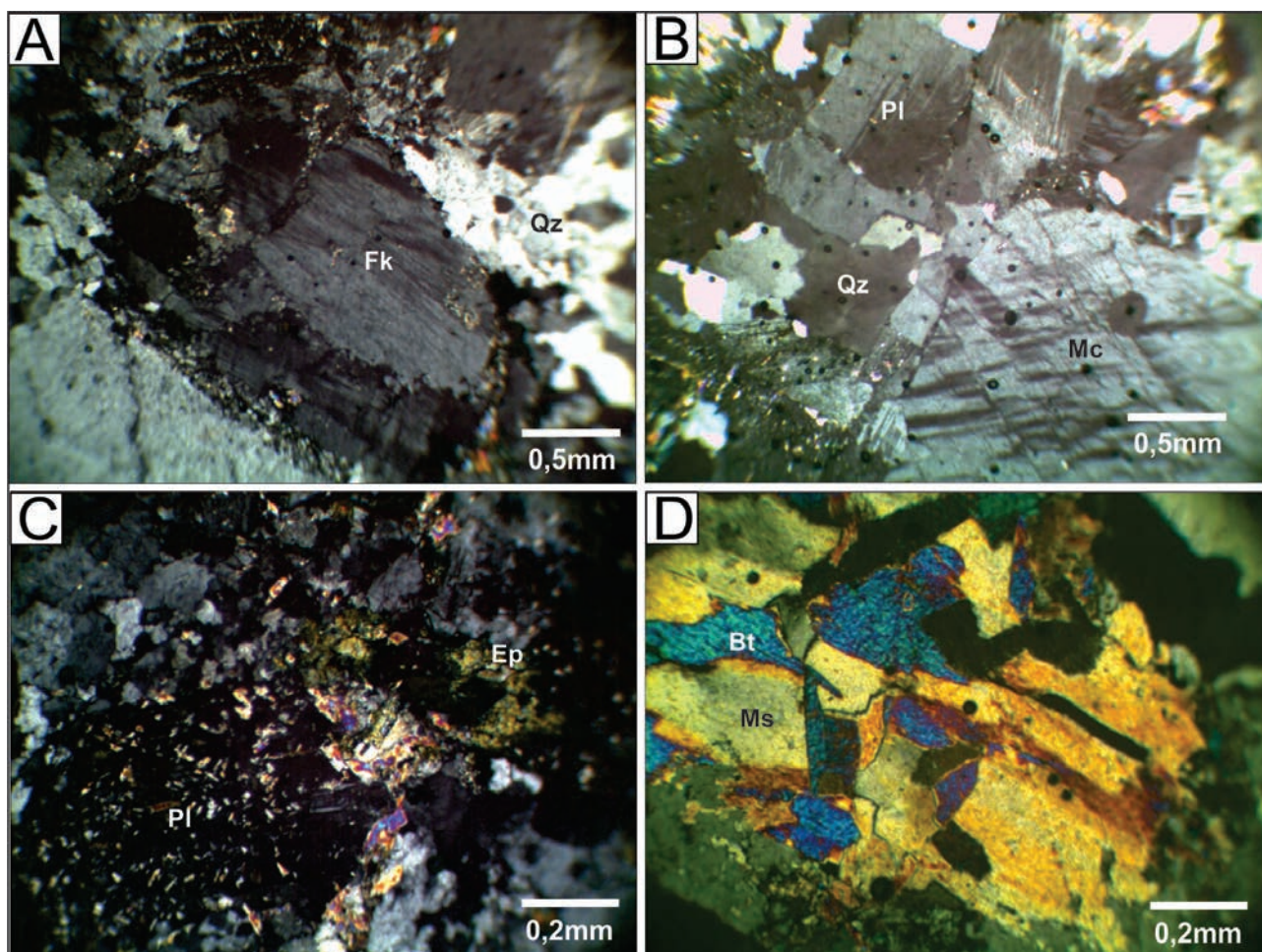


Figura 3.35 – A) Cristais de feldspato potássico e quartzo, moderadamente deformados e recrystalizados. B) Arranjo granular dos cristais de microclina, quartzo e plagioclásio em monzogranito da SIRD. C) Cristais de plagioclásio bastante sericitizados ou saussuritizados. D) Lamelas de biotita transformadas em muscovita.

### 3.2 - PROVÍNCIA TOCANTINS

#### 3.2.1 - Embasamento da Província Tocantins

##### 3.2.1.1 - Complexo Granulítico Porto Nacional

Um dos primeiros trabalhos a propor ordenamento estratigráfico regional, sem, entretanto, individualizar as rochas granulíticas da região de Porto Nacional, deve-se a Barbosa et al. (1973). Cunha et al. (1981) incluíram as rochas granulíticas de textura granoblástica poligonizada da região de Porto Nacional e Monte do Carmo no Complexo Goiano. Sena Costa et al. (1982) utilizaram pela primeira vez a denominação Complexo Porto Nacional para englobar os granulitos máficos, félsicos e hiper-aluninosos, individualizando-os do Complexo Goiano. Gorayeb (1996), manteve a denominação Complexo Porto Nacional de Sena Costa et al. (1982) e dividiu a unidade, baseado em aspectos mineralógicos, texturais, composicionais e transformações minerais, em: 1) rochas ortoderivadas (granulitos ultramáficos, piroxênio granulitos, hornblenda granulitos, granada granulitos e enderbitos), 2) rochas paraderivadas (kinzi-

gitos) e 3) mobilizados de anatexia (leucossoma de kinzigito, charnoenderbitos e trondhjemito).

Em função da escala de trabalho, as rochas desta unidade foram agrupadas e serão descritas em dois grandes grupos: granulitos orto e paraderivados.

O Complexo Granulítico Porto Nacional ocorre na porção sudeste da área do projeto (Fig. 3.36), no extremo sudeste da folha Porto Nacional, como mega sigmoides com direção NE-SW originada a partir de megazonas de cisalhamento transpressionais relacionadas aos Lineamentos Transbrasilianos. Os granulitos ortoderivados e paraderivados intercalam-se em faixas de espessuras quilométricas, orientadas na direção NE-SW (Fig. 3.36).

No mapa aeromagnetométrico de primeira derivada é possível observar a estruturação das rochas desta unidade, evidenciando o formato sigmoidal, com várias sigmóides menores, relacionadas às zonas de cisalhamento transpressionais. (Fig. 3.37). As rochas desse complexo alternam relevos arrasados com morros arredondados. Os melhores afloramentos, sob a forma de blocos e lajeiros, ocorrem nas serras próximas ao contato dos granulitos com os sedimentos da Bacia do Parnaíba, na porção nordeste da unidade.

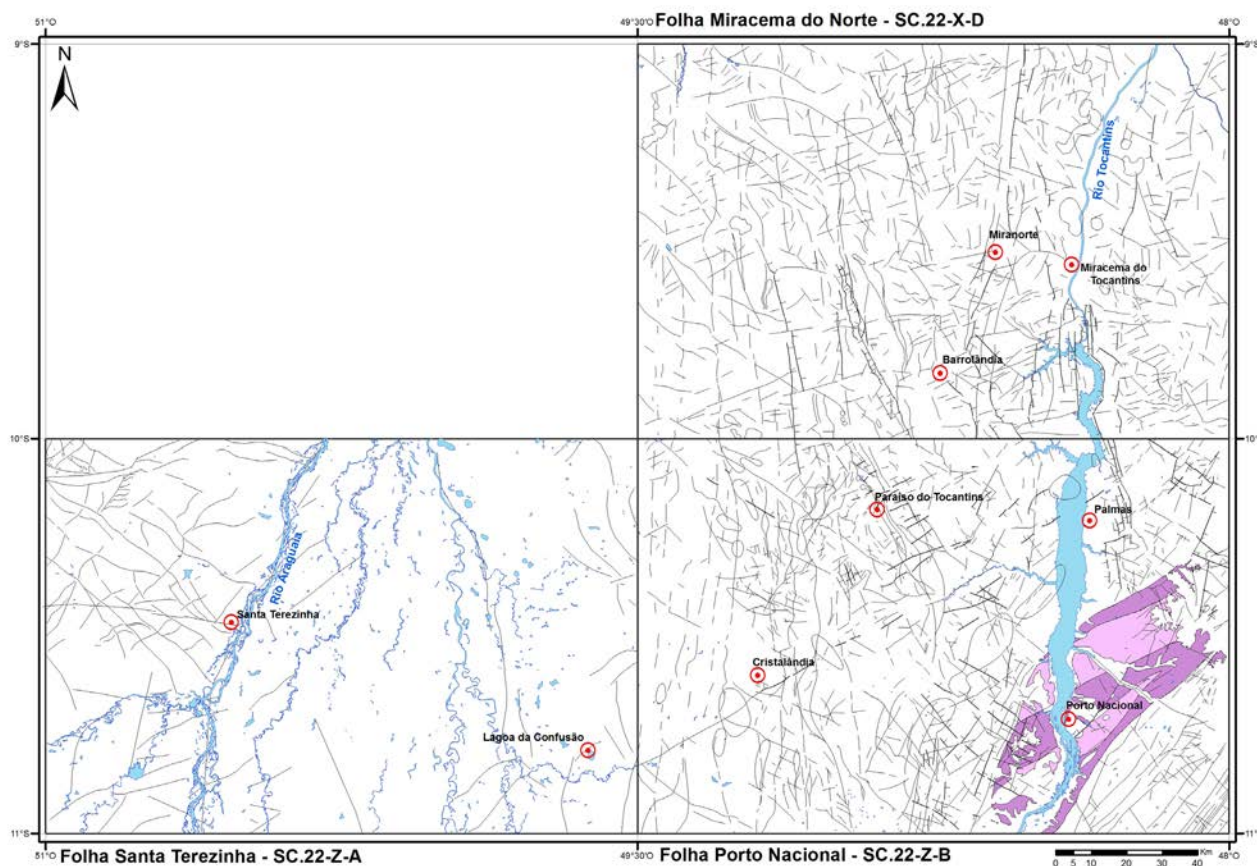


Figura 3.36 – Localização do Complexo Granulítico Porto Nacional.

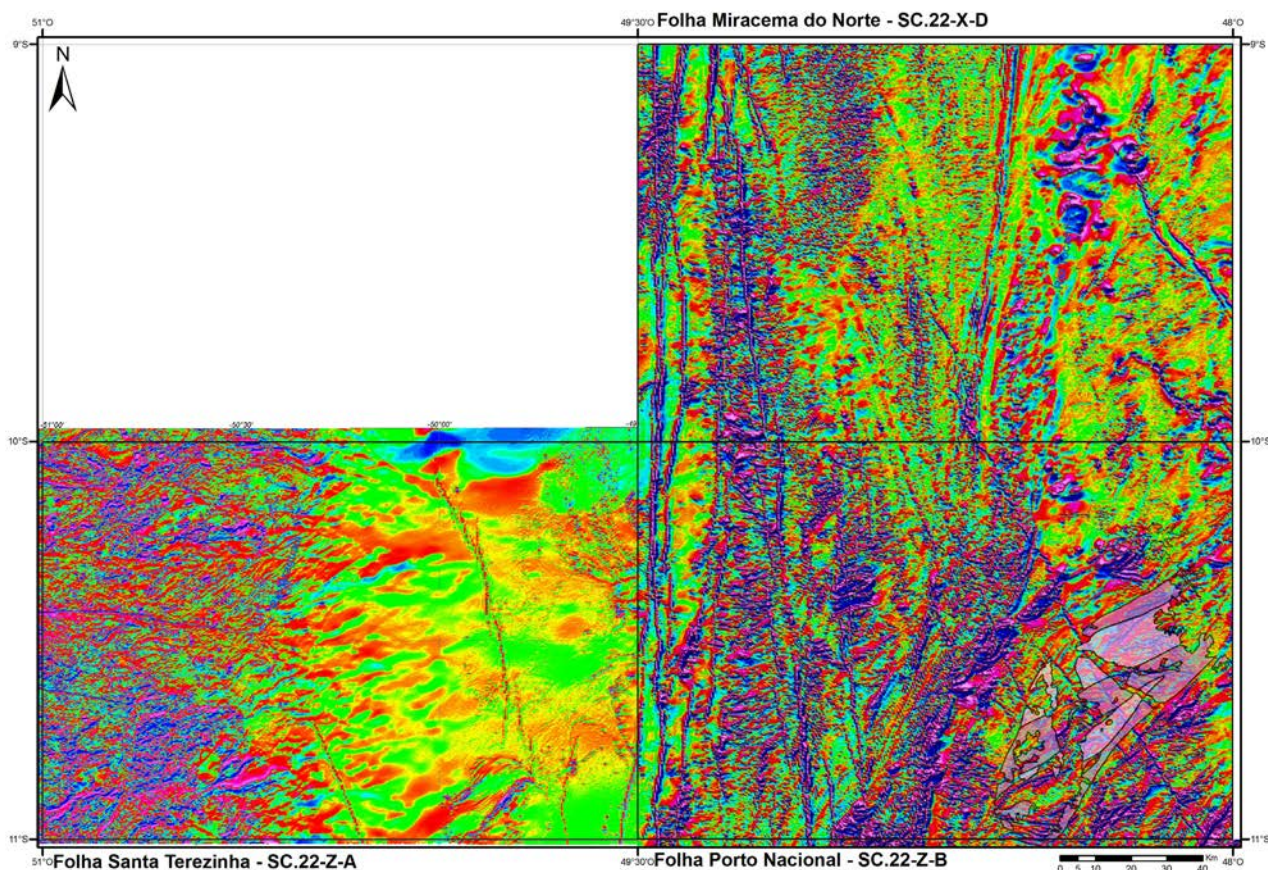


Figura 3.37 – Mapa aeromagnetométrico (primeira derivada), evidenciando a estruturação do Complexo Granulítico Porto Nacional em mega sigmoide.

### Granulitos Ortoderivados

Os granulitos ortoderivados são geralmente maciços com grande variedade textural, cor preta a cinza-escuro ou esverdeada, granulação predominantemente grossa. Os termos bandados, geralmente de composição tonalítica, apresentam as bandas claras compostas de quartzo e feldspato e as bandas escuras compostas de biotita e piroxênio e seus produtos de alteração. Junto às encaixantes ou próximos aos granulitos paraderivados, onde os contatos são por zonas de cisalhamento, estas rochas apresentam-se foliadas e dobradas. A figura 3.38 ilustra as principais feições texturais e estruturais dos granulitos ortoderivados.

Além dos granulitos tonalíticos foram identificados também granada anfíbolito, granada norito, anfíbolito, hiperstênio anfíbolito, clinopiroxênio-ortopiroxênio gabro com granada, piroxênio anfíbolito e tremolita-hornblenda-ortopiroxênio gabro. A figura 3.39 apresenta os gráficos com a distribuição mineralógica dos principais tipos de rochas identificadas.

Os granulitos de composição tonalítica apresentam-se geralmente bandados, com bandas cinza escuras compostas de piroxênio, hornblenda e biotita e bandas claras compostas de quartzo e feldspato. Mostram textura granular orientada, granulação fina a grossa (predominantemente grossa), compostos essencialmente de plagioclásio (54%), quartzo mais feldspato alcalino (27%), biotita (8%), e outros minerais (7%) (Fig.3.39). Destacam-se lamelas de biotita orientadas em feixes ou dispersas e com pleocroísmo bege muito claro a castanho fortemente avermelhado, granada, plagioclásio com macla polissintética (andesina), quartzo e ortopiroxênio (Figs. 3.40 A e B), não raramente associado à granada (Fig.3.40 C), algumas vezes estão uralitizados (Fig.3.40 D). As relações entre biotita, ortopiroxênio e granada são complexas: ora percebe-se a granada transformando-se em biotita (Figs. 3.40 E e F), ora a biotita evolui para ortopiroxênio (Figs. 3.12 G e H), feições sugestivas de oscilação nas condições físico-químicas, provavelmente durante o deslocamento tectônico das rochas para a superfície com variação nas condições metamórficas, ora progressiva, ora regressiva.

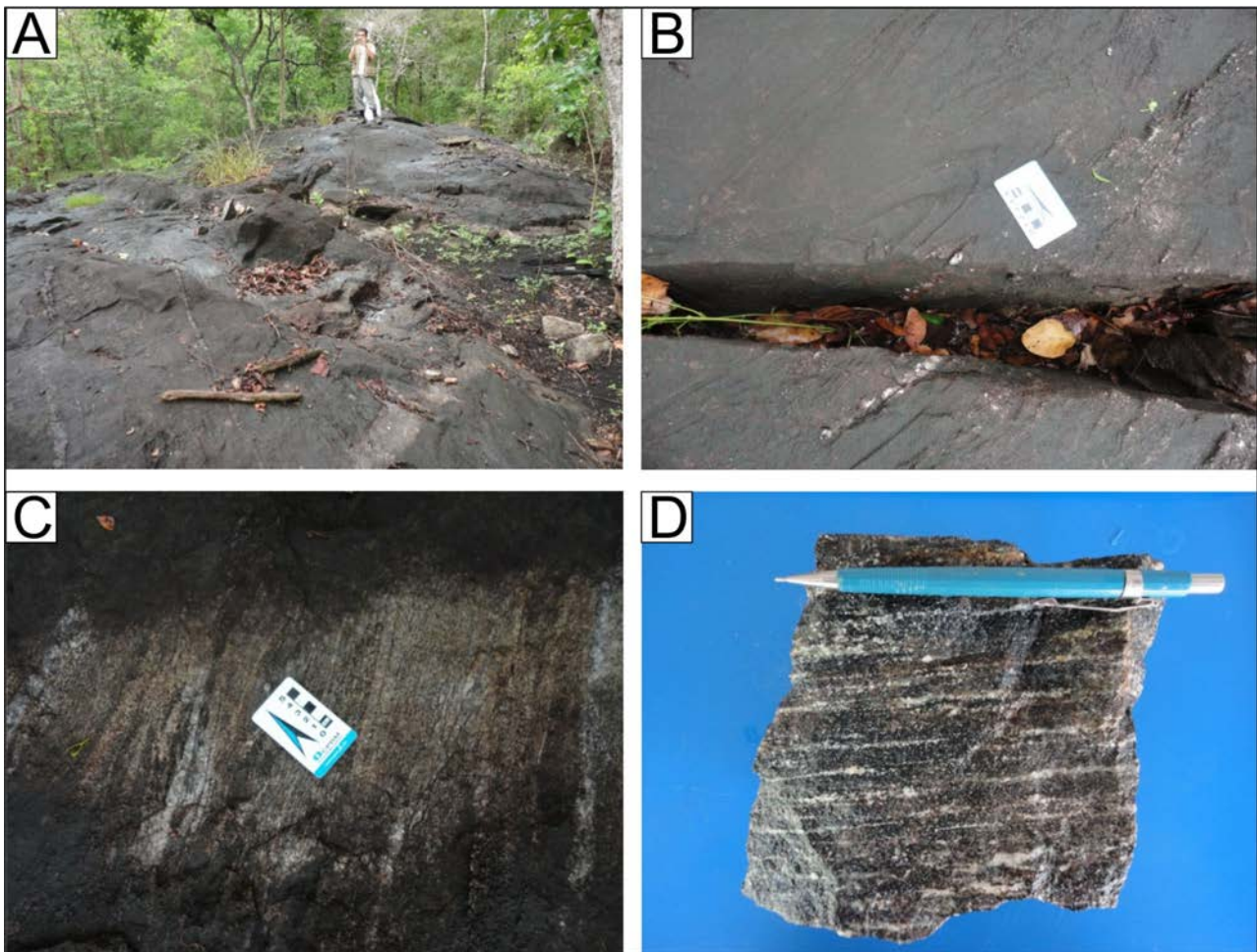


Figura 3.38 – Aspectos de afloramento, texturais e estruturais de granulitos ortoderivados. No caso, um granulito de composição tonalítica: A e B) Afloramento de granulito do Complexo Granulítico Porto Nacional sob a forma de lajeiro. C) O mesmo afloramento, tendo como evidência o aspecto bandado do granulito de composição tonalítica. D) Amostra de mão mostrando detalhe do bandamento do mesmo granulito da foto anterior.



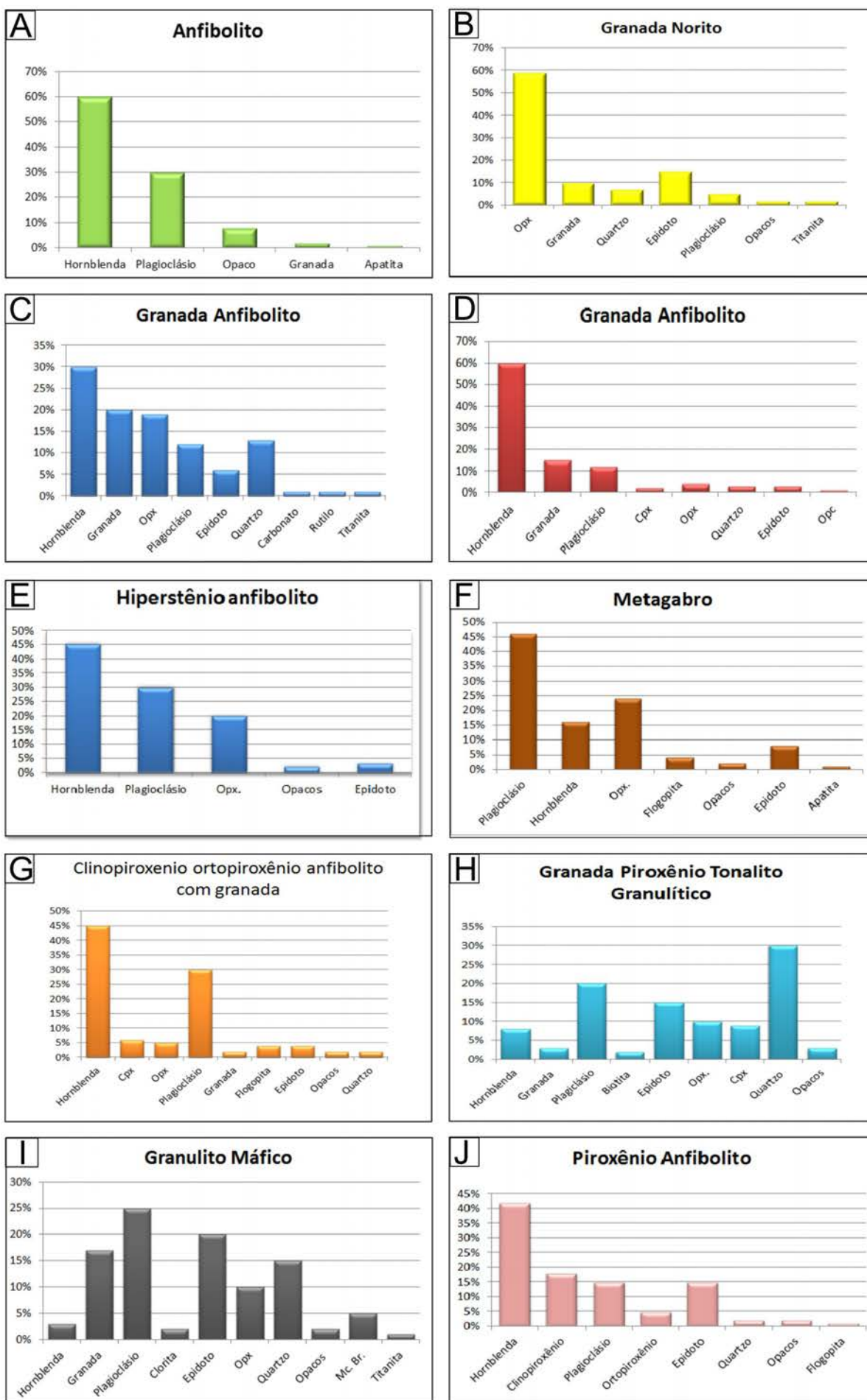


Figura 3.39 – Composição mineralógica dos ortogranulitos.

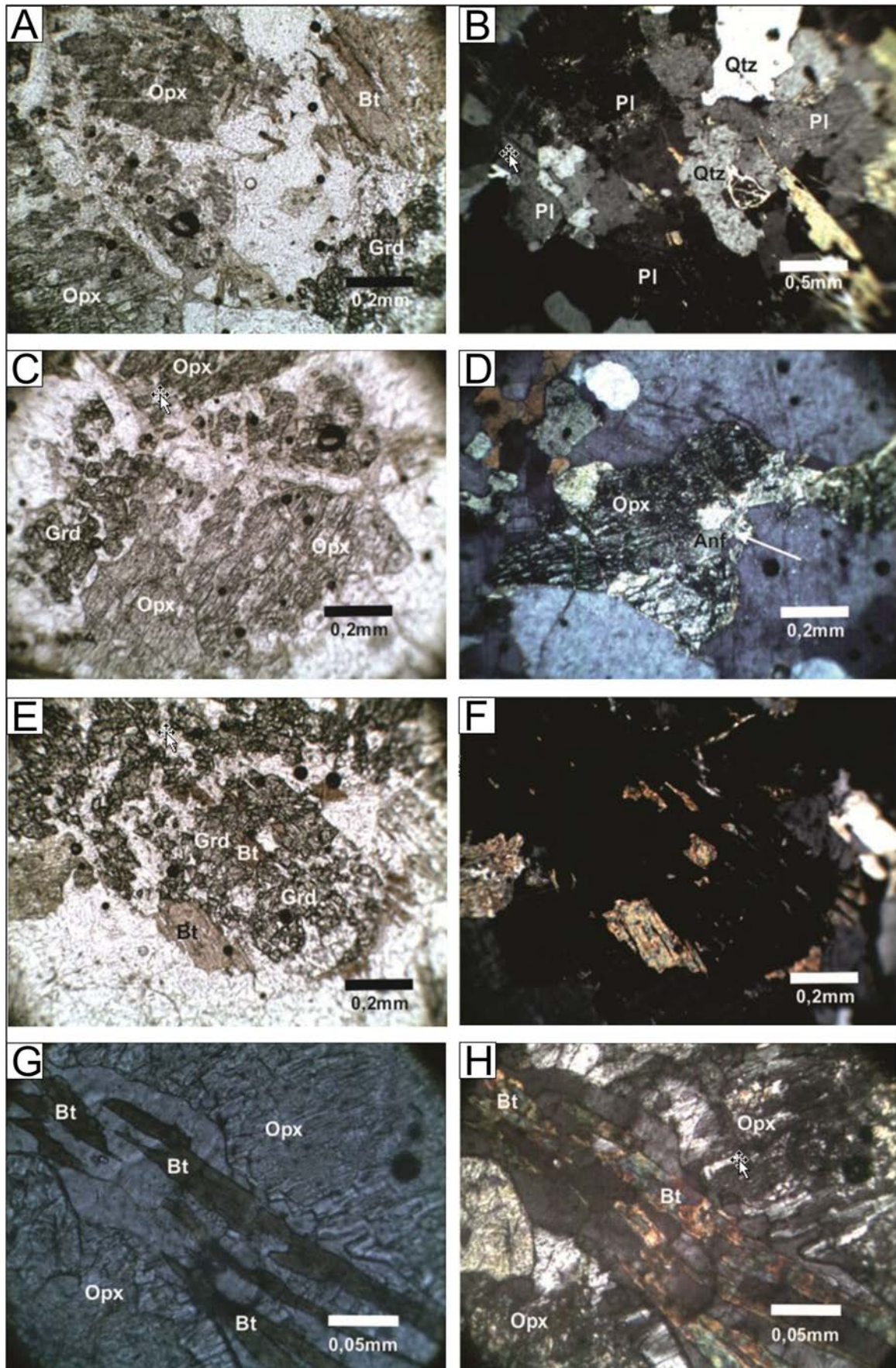


Figura 3.40 – Aspectos microscópicos das texturas, mineralogia e metamorfismo do granulito de composição tonalítica: A) Composição e textura dos granulitos de composição tonalítica. B) Detalhe da orientação dos minerais planares. C) piroxênio associado a granada. D) Piroxênio urutilizado. Transformações decorrentes das variações das condições físico-químicas. E e F) Granada transformada em biotita. G e H) Piroxênio formado possivelmente a partir de recristalização das granadas.

O retrometamorfismo e as transformações hidrotermais estão evidentes na maioria das amostras, originando uma gama variada de tipos litológicos, em função da maior ou menor quantidade dos minerais de alteração. Nas amostras onde ocorrem tremolita e hornblenda, estes minerais, juntamente com o piroxênio, ocorrem sob a forma de agregados. A tremolita é fibrosa, incolor a levemente esverdeada com cor de interferência de amarelo pálido a amarelo alaranjado (Fig. 3.41 A). A hornblenda apresenta cor verde claro, levemente pleocróica, hábito granular e cor de interferência em tons amarelados e alaranjados. O piroxênio possui relevo mais alto do que o anfibólio, é incolor, frequentemente apresenta textura poiquiloblástica e cor de interferência cinza claro a amarelo pálido (Fig. 3.41 B). Os plagioclásios apresentam-se recristalizados em grãos xenomórficos e poligonais, frequentemente inclusos nos piroxênios (Fig. 3.41 C).

O conteúdo em plagioclásio é mais função da composição do protólito do que da intensidade das transformações metamórficas. Estes minerais ocorrem em menor quantidade nas rochas com

maior quantidade de epidoto e granada. Nas transformações sob condições de alta pressão, a instabilização do ortopiroxênio e sua reação com plagioclásio, resultam em diopsídio+granada (Fig. 3.42 A). Contudo, a substituição do piroxênio por anfibólio (Figs. 3.42 B e C) sugere retrogressão para condições da fácies anfibolito superior. A granada forma auréolas ao redor dos plagioclásios e dos piroxênios (Fig. 3.42 D).

As transformações metamórficas também são evidentes nos granulitos máficos de composição gabróide, nos quais o plagioclásio compõe até 45% da rocha. Neste caso, a principal transformação observada foi a substituição dos ortopiroxênios por hornblenda (Figs. 3.43 A e B).

#### Granulitos Paraderivados

As melhores exposições dessas rochas encontram-se na porção nordeste da unidade, próximo ao contato com as rochas da Bacia do Parnaíba, onde podem ser observados grandes lajeiros e blocos à meia encosta da serra. São rochas

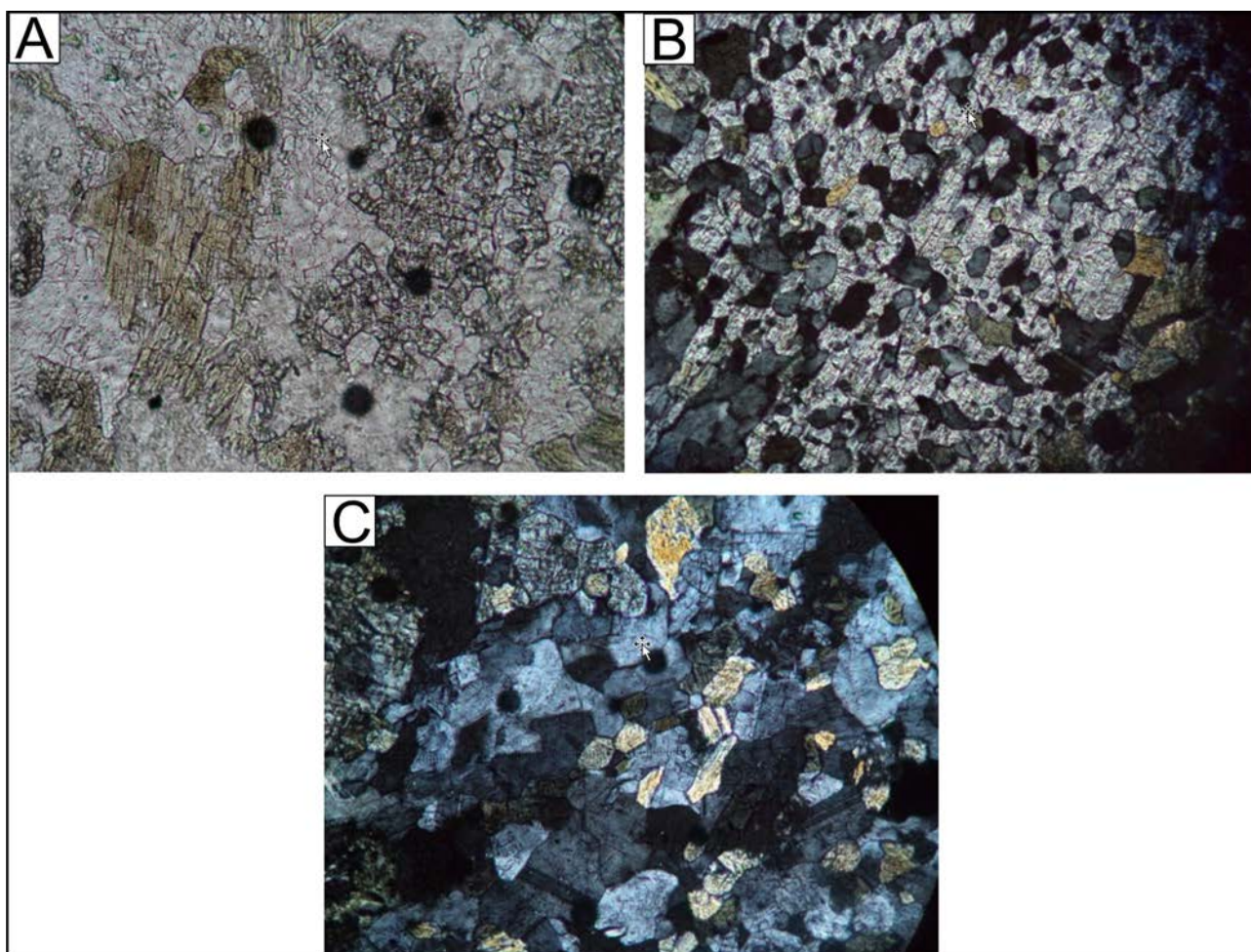


Figura 3.41 – Aspectos dos granulitos e as evidências de metamorfismo: A) Composição mineralógica da rocha com destaque para a tremolita. B) Aspecto do arranjo mineral em tremolita-hornblenda-piroxênio granulito. C) Textura granoblástica poligonal evidenciando o forte processo de recristalização.

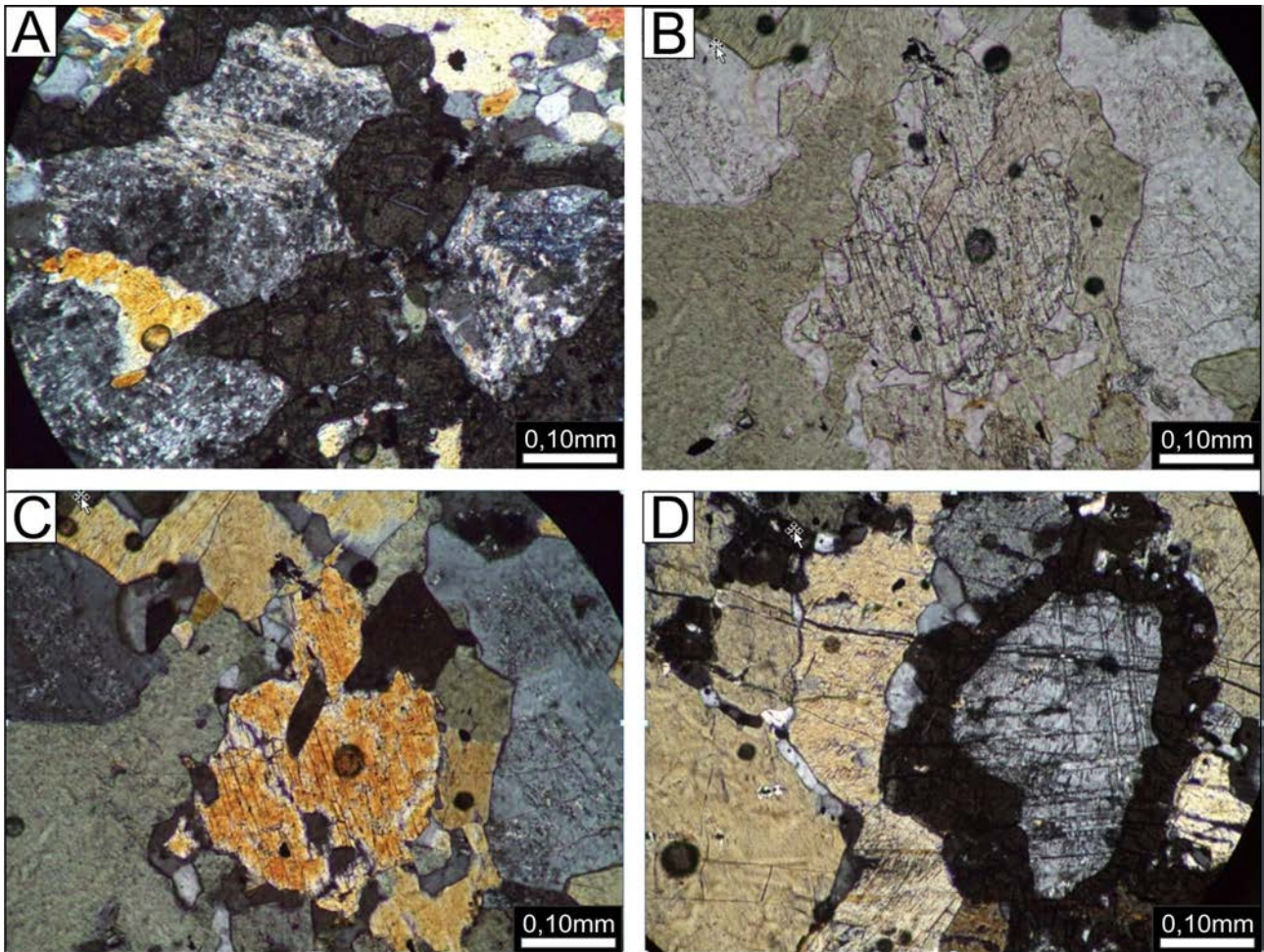


Figura 3.42 – Evidências microscópicas das transformações metamórficas dos granulitos ortoderivados: A) Granada como produto da reação ortopiroxênio+plagioclásio. B e C) Hornblenda substituindo piroxênio restando quartzo. D) Auréolas de granada ao redor de plagioclásio e piroxênio.

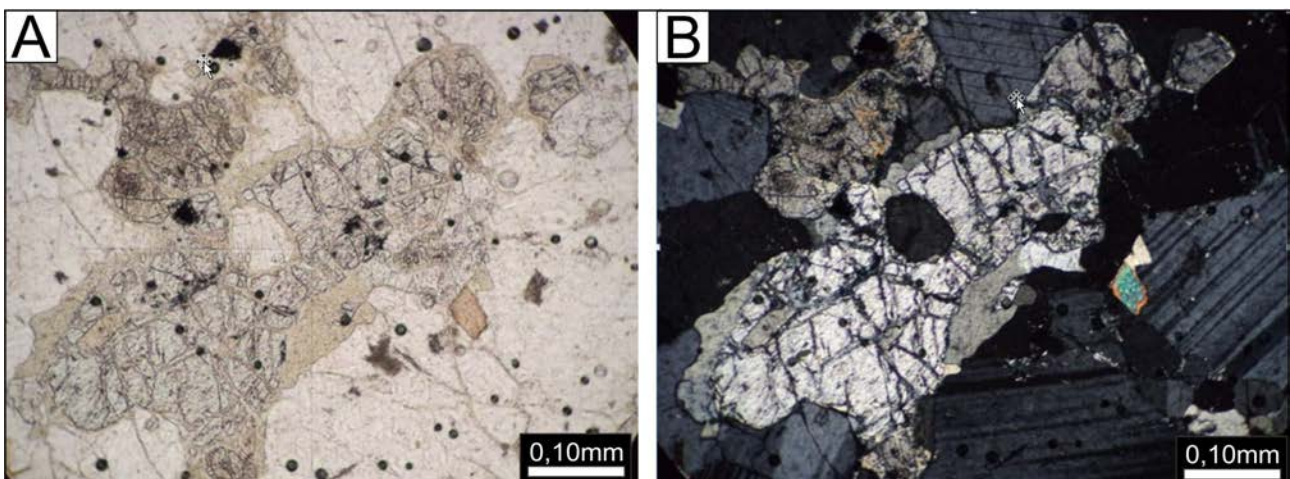


Figura 3.43 – Alterações em gabros granulíticos: A) Ortopiroxênio substituído por hornblenda. B) Ídem foto anterior.

de cor cinza a rosa, granulação média a grossa, com cristais milimétricos a centimétrico de granada vermelha a rosa. Apresentam-se deformadas em regime dúctil, recrystalizadas, foliadas, dobradas e budinadas. Estas rochas foram formadas a partir do metamorfismo de metapelitos, dando origem

principalmente aos granada granulitos, a rocha mais abundante desta subunidade. Anfibolitos e rochas ultramáficas foram interpretadas como produto do metamorfismo de lentes de calcários e dolomitos impuros. A figura 3.44 mostra as principais características dos granulitos paraderivados.

Entre as rochas paraderivadas foram identificados sillimanita-granada gnaisses, granada gnaisses, granada-biotita gnaisses, biotita-granada anfibólio gnaisses, cianita-granada gnaisses, anfibólitos e, subordinadamente rochas calcissilicáticas. As variações mineralógicas dos granada granulitos refletem as variações composicionais dos protólitos ou as transformações metamórficas a que foram submetidos. Desta forma, a composição mineralógica essencial dessas rochas possui a seguinte variação: quartzo (15% a 40%), plagioclásio (8% a 30%), granada (10% a 25%), microclínio (0% a 30%). A cianita pode contribuir com até 7% da composição mineral e é indicativa de alta pressão e o anfibólio, com até 25% da composição mineralógica, reflete provavelmente protólito rico em cálcio, provavelmente

sedimento químico carbonático. Pirita e calcopirita ocorrem localmente disseminadas sob a forma de grãos milimétricos.

Os sillimanita-granada gnaisses são rochas de cor cinza com alguns grãos rosados (granada), granulação média, constituídos essencialmente de quartzo, granada, sillimanita e opacos. Estas rochas são produto do metamorfismo de sedimentos pelíticos e margas. A composição aproximada de uma amostra representativa deste tipo de rocha está expressa na tabela 3.9.

Na amostra examinada as granadas ocorrem em aglomerados e os minerais opacos, possivelmente grafita tem formas aciculares (Figs. 3.45 A e B). Além desses minerais e quartzo, ocorrem raras lamelas de biotita e bolsões de minerais fibrosos, incolores,

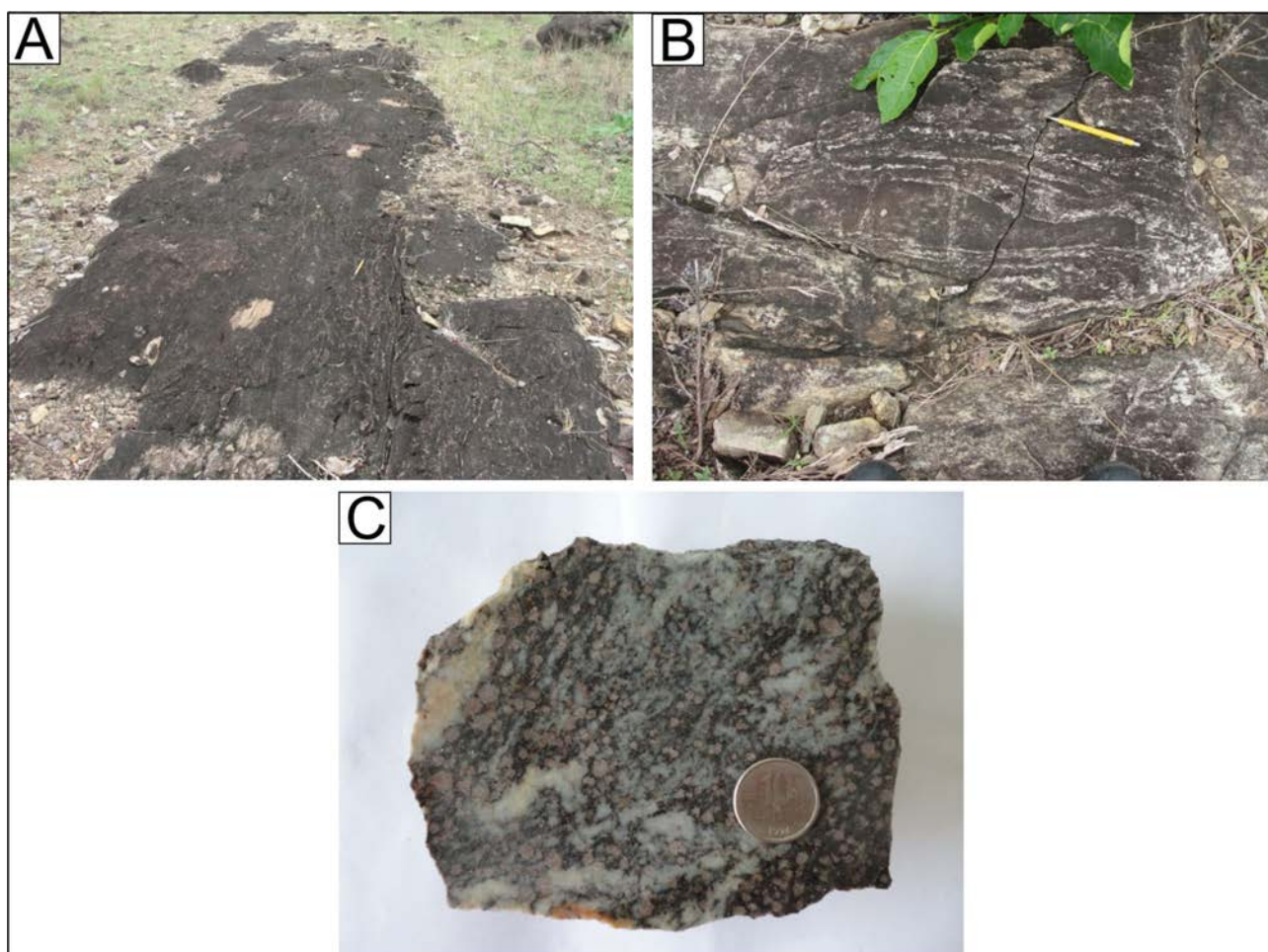


Figura 3.44 – Aspectos dos granulitos paraderivados: A e B) Afloramento na forma de lajeiro. C) granada granulito.

Tabela 3.9 – Constituição mineralógica representativa dos sillimanita granada granulitos.

Quartzo	Microc.	Plagioc.	Granada	Biotita	Mica branca
51,3			32	0,7	2,2
Opacos	Sillimanita	Matriz	Cimento	Vazios	Outros
5,8	8				

relevo alto, possivelmente fibrolita (silimanita) embora as cores de interferência não sejam muito altas (Fig. 3.45 C). A ocorrência de mica branca sugere paragênese em desequilíbrio e o quartzo mostra textura em mosaico (Fig. 3.45 D).

Esta porção do embasamento Paleoproterozóico é composta principalmente por granada granulitos de estrutura gnáissica, produto do metamorfismo de alto grau de sedimentos pelíticos. A tabela 3.10 apresenta sua composição mineralógica típica. Estas rochas apresentam caracteristicamente grande quantidade de pequenos cristais xenomórficos a idiomórficos de granada que se distribuem em agregados associados à biotita e epidoto. A biotita possui hábito lamelar e coloração marrom. Quart-

zo, k-feldspato e plagioclásio estão arranjados em uma textura granoblástica típica, com contatos retilíneos e poligonizados (Fig. 3.46 A). O quartzo é límpido e com extinção ondulante e o K-feldspato apresenta granulação menor que os demais minerais félsicos, e por vezes apresenta geminações em grade. Ocorrem agregados de granada em auréolas que envolvem mineral alterado para carbonato, quartzo e sericita (Fig. 3.46 B). O plagioclásio raramente tem maclas e frequentemente encontra-se saussuritizado (Fig. 3.46 C). Geralmente é possível observar a foliação metamórfica evidenciada tanto pela orientação dos cristais de plagioclásio, quartzo e k-feldspato, quanto por bandas alternadas de minerais máficos e félsicos.

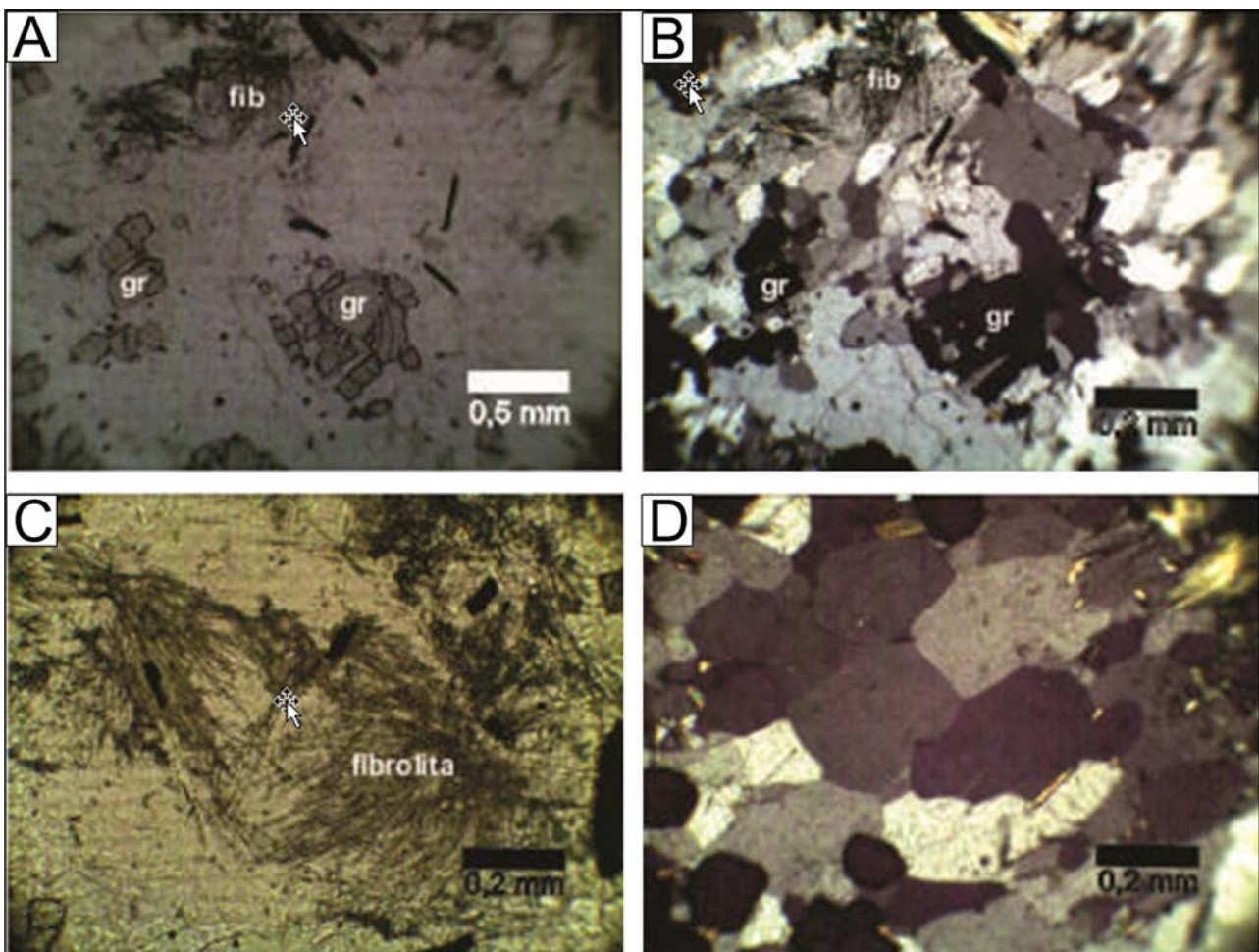


Figura 3.45 – Aspectos microscópicos dos silimanita-granada granulitos: A e B) Granada e grafita. C) Silimanita/fibrolita. D) Quartzo com textura em mosaico.

Tabela 3.10 – composição mineralógica de uma amostra representativa de granada gnaisse.

Quartzo	Plagioclásio	Biotita	K-feldspato	Granada	Carbonato
25	36	10	10	15	2
Opacos	Sericita	Epidoto			
0,5	1	0,5			

Rochas de ocorrência mais restrita foram classificadas petrograficamente em função da variação na quantidade de determinados minerais. Assim, foram identificados cianita-granada gnaiss, biotita-granada-anfibólio gnaiss, além de uma variedade de rochas de composição máfico-ultramáfica “juntamente” com os granulitos paraderivados, sem relações claramente definidas, originadas supostamente do metamorfismo de alto grau de calcários magnesianos.

A tabela 3.11 apresenta a composição de uma amostra representativa dos cianita-granada

gnaiss. A Cianita tem granulação fina e encontra-se associada à biotita e granada. As granadas são bem desenvolvidas, euédricas (Fig. 3.47 A) ou subédricas e com inclusões de plagioclásio (Fig. 3.47 B).

A composição mineral das rochas do Complexo Porto Nacional, sugere que o metamorfismo de fácies granulito se desenvolveu com aumento de pressão (granada+cianita e instabilização do ortopiroxênio), durante processo de subducção em uma possível zona de sutura (?). Durante o transporte das rochas para a superfície, por movimentos tectônicos, provavelmente relacionados aos lineamentos

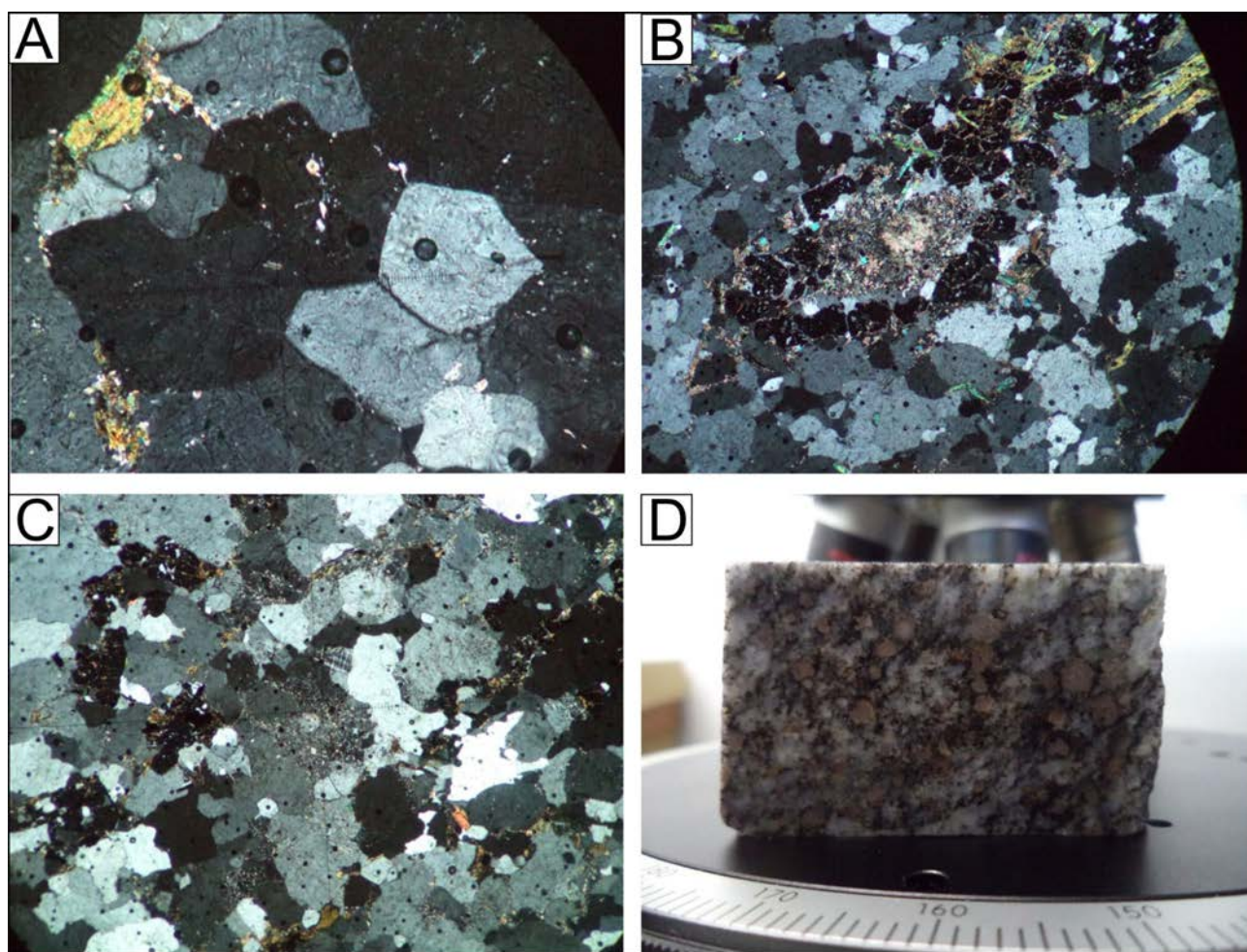


Figura 3.46 – Aspectos microscópico e macroscópico de uma amostra representativa de granada granulito. A) Textura granoblástica poligonal com quartzo e feldspato. B) Auréola de granada bordejando mineral alterado em carbonato, quartzo e sericita. C) Plagioclásios saussuritizados, destacam-se do quartzo e feldspato potássico. D) Granada gnaiss cuja composição está descrita na tabela 3.11.

Tabela 3.11 – Composição mineralógica de amostra representativa de cianita-granada gnaiss.

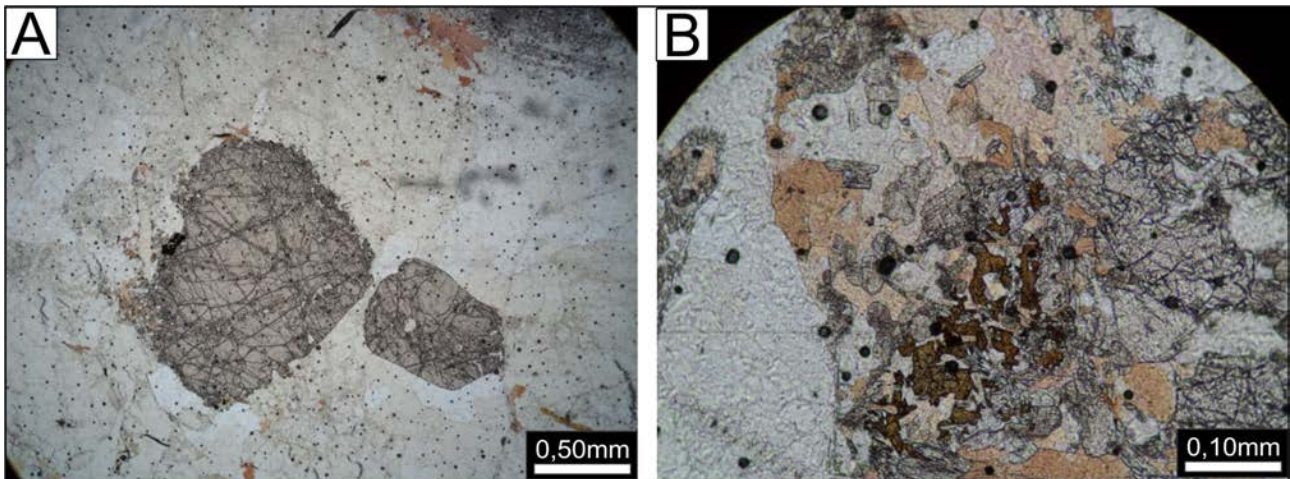
Biotita	Granada	Cianita	Espinélio	Muscovita+Sericita
11%	14%	7%	2%	7%
Quartzo	Plagioclásio	Opacos		
40%	18%	1%		

Brasileiros, as rochas do Complexo Porto Nacional foram submetidas a processo retrometamórfico, atestado pela substituição do piroxênio por anfibólio, por exemplo.

A tabela 3.12 mostra a composição das rochas ricas em anfibólio (até 25%). São rochas maciças, de granulação fina e cor cinza onde o anfibólio tem fraco pleocroísmo em tons de verde, alto relevo e cor de interferência amarela a rosa (Figs. 3.48 A e B) com clivagens típicas nas seções basais. A abundância destes anfibólios sugere metamorfismo de protólito

pelítico-carbonático com possível contribuição de calcários magnesianos.

As biotitas tem pleocroísmo com cores fortemente avermelhadas, provavelmente devido a altos teores de titânio, o que sugere estabilidade do mineral em alto grau ( fácies granulito). O plagioclásio e o quartzo estão cominuídos e concentram-se nas porções félsicas com raros e finos cristais de muscovita. A granada concentra-se principalmente nas zonas com biotita abundante, é anédrica e ocorre sob a forma de massas intersticiais.



3.47 – Aspectos microscópicos dos cianita-granada gnaiss: A) Granada euédrica. B) Associação granada, biotita, cianita e espinélio.

Tabela 3.12 – composição mineralógica de amostra representativa de biotita-granada-anfibólio gnaiss.

Granada	Biotita	Muscovita	Cumingtonita	Quartzo
16%	12%	1%	25%	15%
Plagioclásio	Carbonato			
30%	2%			

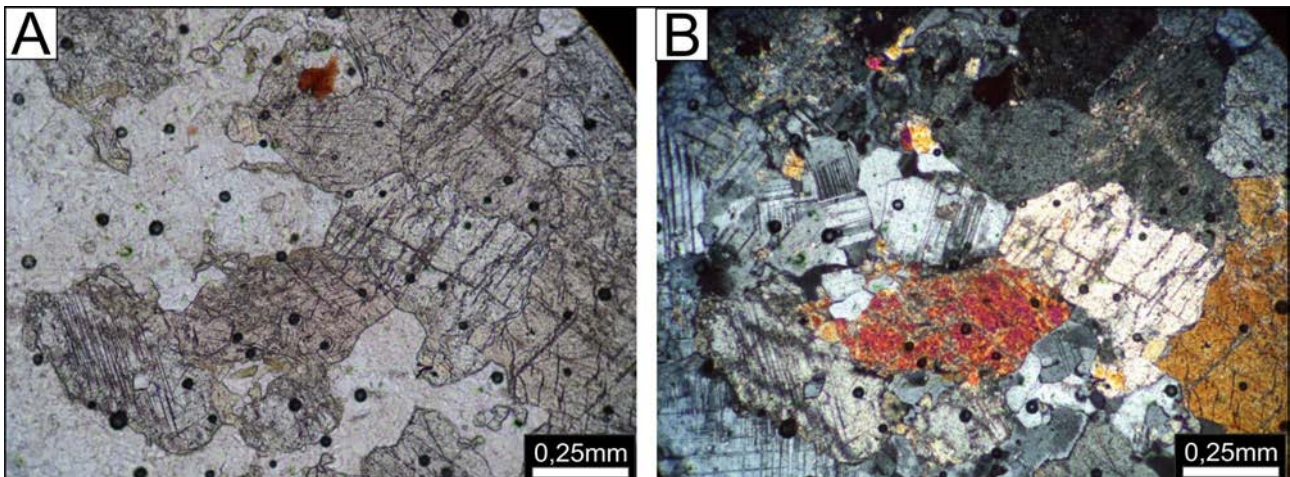


Figura 3.48 – Aspectos microscópicos do biotita-granada anfibólio gnaiss: A e B) Detalhe dos anfibólios em nicóis paralelos e cruzados respectivamente.



Intercaladas com as rochas paraderivadas ocorrem rochas metamórficas de composição máfico-ultramáfica cuja identificação dos protólitos necessitaria de um estudo mais pormenorizado, incluindo química mineral, para a determinação da origem ígnea ou metamórfica do ortopiroxênio. A textura poligonizada (Fig. 3.49A) sugere que estas rochas foram reequilibradas em alto grau. A composição destas rochas varia de metapiroxenitos a metagabros. A tabela 3.13 mostra a composição mineralógica básica destes litótipos. São rochas maciças de cores preta a preta esverdeada com anfibólio levemente esverdeado com fraco pleocroísmo que compõe junto com o piroxênio e o plagioclásio textura granoblástica poligonal (fig 3.49 A). Os piroxênios, sobretudo os ortopiroxênios, estão parcialmente transformados em hornblenda sugerindo instabilização por retrometamorfismo. A transformação do piroxênio em anfibólio produz uma coroa de opacos finos nos anfibólios, provavelmente devido a formação de óxido de ferro a partir do ferro que restou da reação metamórfica (Fig. 3.49 B).

Os granulitos máficos são compostos por ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio ± granada, indicando condições *P-T* mínimas de 850°C e entre 3 a 10 kbar. Os granulitos félsicos apresentam quartzo, feldspatos, ortopiroxênio e granada, estáveis acima de 800°C e pressão entre 1 e 15 kbar

(PATTINSON et al., 2003). Os granulitos aluminosos (paragranulitos) apresentam associações minerais estáveis em temperaturas acima de 900°C, com espinélio, quartzo, ortoclásio, sillimanita e granada. O retrometamorfismo foi responsável pela formação de hornblenda + cianita + biotita e destruição, por vezes completa, da paragênese da fácies granulito. Assim, os dados obtidos mostram que as rochas estudadas apresentam condições *P-T* de fácies granulito, dentro do campo de temperaturas muito altas, pico de aproximadamente 1000°C, definida pela associação espinélio e quartzo e que no resfriamento foi substituída por sillimanita, e granada.

O Complexo Granulítico Porto Nacional está em contato tectônico, através de zonas de cisalhamento transpressionais, com as rochas da Formação Monte do Carmo, a sudeste, com os granitos da Suíte Lajeado, a noroeste e é encoberto pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba, a nordeste em discordância erosiva, angular e temporal. O contato entre os granulitos ortoderivados e paraderivados também são através de zonas de cisalhamento transpressivas.

A litoquímica das rochas do Complexo Porto Nacional foi descrita em conjunto com as rochas do Complexo Rio dos Mangues, tendo em vista que se tratam de unidades cronocorrelatas, possivelmente geradas em um mesmo ambiente geotectônico.

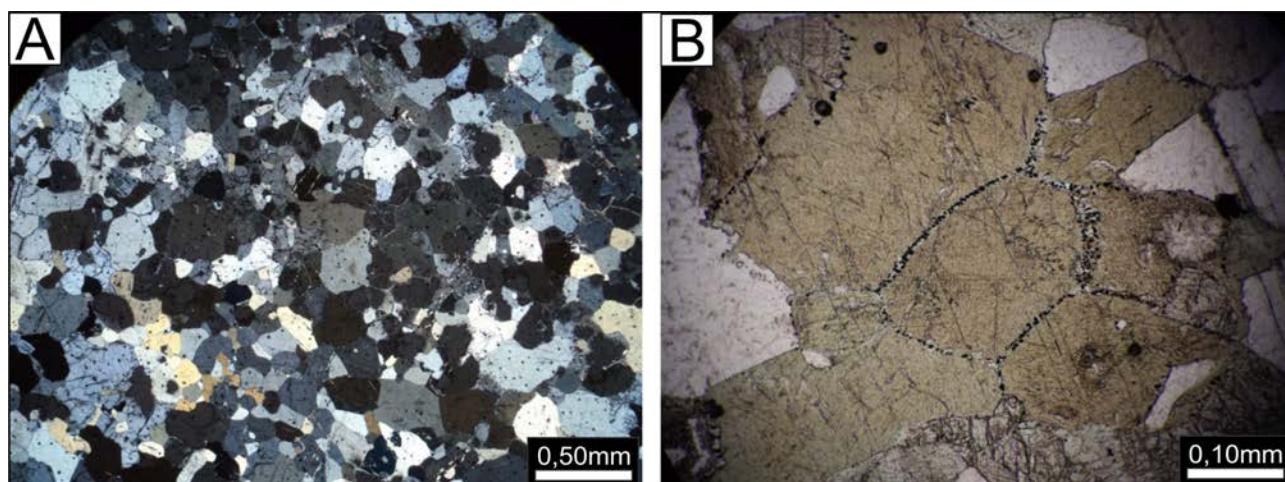


Figura 3.49 – Aspectos microscópicos das rochas de composição máfico-ultramáfica que ocorrem associadas às rochas paraderivadas: A) Textura granoblástica poligonal. B) Hornblenda com coroas de opacos.

Tabela 3.13 – Variação da composição mineralógica das rochas máfico-ultramáficas que ocorrem associadas às paraderivadas do Complexo Porto Nacional.

Hornblenda	Plagioclásio	Ortopiroxênio.	Clinopiroxênio	Biotita	Granada
26% a 55%	15% a 30%	8% a 32%	10% a 25%	0% a 8%	0% a 4%

## Rochas básicas

Os resultados analíticos das amostras de rochas básicas (elementos maiores e elementos traços) encontram-se na tabela 3.14. O diagrama de classificação química (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-SiO<sub>2</sub> (TAS, Fig. 3.50a) mostra que os gabros e gabros dioríticos são predominantemente subalcalinos com baixo TiO<sub>2</sub>, exceção das duas amostras de dique, enquanto no diagrama da figura 3.50b Miyashiro (1974) os gabros caem no campo toleítico enquanto os gabros dioríticos situam-se no limite dos campo toleítico-cálcioalcalino.

No diagrama AFM (IRVINE;BARAGAR, 1971), (Fig. 3.50c) as rochas básicas, exceto os gabros dioríticos, caem no campo toleítico acima da linha que demarca os campos, seguindo o *trend* de enriquecimento do Fe. As análises destas rochas, quando estudadas no diagrama triangular [(Fe-Ti)-Al-Mg da figura 3.50d, de Jensen e Pykes (1982)], distribuem-se no campo dos toleitos alto-Fe, exceto os gabros dioríticos. Embora algumas das rochas analisadas mostrem-se fracamente primitivas, nenhuma delas pode ser considerada representativa de magmas primitivos devido aos baixos valores de Mg# (Tab. 3.14).

Tabela 3.14 – Composição química das rochas básicas do Complexo Porto Nacional e diques associados.

Tipologia	Complexo Porto Nacional										Diques	
	Toleito alto-Fe	Toleito alto-Fe	Toleito alto-Fe	Toleito alto-Fe	Toleito alto-Mg	Toleito alto-Mg	Toleito alto-Fe	Toleito alto-Fe	Toleito alto-Mg	Toleito alto-Fe	Toleito alto-Fe	
Rocha	Gabro norito	Gabro norito	Gabro norito	Gabro-diorito	Gabro-diorito	Gabro-diorito	Gabro	Gabro	Gabro	Micro gabro	Micro gabro	
Amostra	PS-253B	PS-223	PS-462	PS-291	AS-21A	PS-294	PS-293B	PS-292	PS-300	PS-272	AS-21	
SiO <sub>2</sub>	49.44	48.95	49.30	51.03	50.63	50.76	49.53	47.82	49.25	50.92	48.46	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.43	17.66	13.60	16.59	16.33	15.05	17.12	14.22	14.89	15.49	17.22	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.29	14	17	8.87	10.67	11.75	13.80	14.55	13.98	15.78	15.02	
MgO	7.19	5.71	7.17	5.51	7.23	8.31	5.85	7.43	7.93	5.16	6.82	
CaO	12.18	12.39	10.90	8.99	9.41	11.97	11.24	10.58	11.44	9.68	9.23	
Na <sub>2</sub> O	1.32	2.19	1.44	3.45	4	2.52	2.63	2.17	2.42	2.93	2.92	
K <sub>2</sub> O	0.31	0.28	0.23	0.45	0.32	0.84	0.67	0.68	0.55	0.26	0.59	
MnO	0.25	0.21	0.25	0.19	0.15	0.18	0.21	0.22	0.22	0.22	0.20	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.11	0.10	0.09	0.14	0.01	0.06	0.05	0.05	0.23	0.40	
TiO <sub>2</sub>	1.03	0.91	1.23	0.36	0.92	0.60	0.93	0.88	0.95	2.42	2.43	
LOI	1.07	0.29	0.01	0.37	0.79	1.15	1.21	0.75	0.01	0.06	0.36	
Sum	102.62	102.70	101.23	95.90	100.59	103.14	103.25	99.35	101.69	103.15	103.65	
Mg#	48.23	44.69	45.52	55.17	57.31	58.35	45.56	50.29	52.91	39.31	47.36	
Ni	22.40	29.40	31.10	11.70	42.80	50	33.90	46.30	66.40	34	24.80	
Co	17.10	15.30	14.60	10.20	14.40	14.40	15.50	16.90	14	19.20	21.60	
Ba	127	35	69	1121	160	118	117	137	64	87	335	
Nb	2.30	1.97	2.83	1.58	5.29	1.42	4.04	5.50	2.58	9.80	14.33	
Ta	0.17	0.13	0.32	0.04	0.24	0.17	0.22	0.27	0.15	0.68	0.82	
Rb	10.10	4.30	1.80	4.40	1.80	23.90	18.40	25.40	4.60	1	9.90	
Sr	291.90	165	129.40	655.60	613.40	213	132	131.60	117.70	432.60	376.60	
Zr	39.90	31.70	58.20	40.40	30.30	18.70	47.30	44.70	40.40	63.20	197.50	
Hf	1.62	1.45	1.55	0.74	0.97	0.96	1.44	1.30	1.31	2.08	5.16	
Cu	7.70	67.30	14.10	22.50	48.50	58	27.20	61.30	63.90	95.20	30.20	
Pb	0.30	0.40	1.90	1.90	0.90	3.10	1.50	2.80	1.30	1.70	1.90	
Zn	26	23	21	26	22	19	22	24	16	32	34	

	Complexo Porto Nacional										Diques
Tipologia	Toleiiito alto-Fe	Toleiiito alto-Fe	Toleiiito alto-Fe	Toleiiito alto-Fe	Toleiiito alto-Mg	Toleiiito alto-Mg	Toleiiito alto-Fe	Toleiiito alto-Fe	Toleiiito alto-Mg	Toleiiito alto-Fe	Toleiiito alto-Fe
Rocha	Gabro norito	Gabro norito	Gabro norito	Gabro-diorito	Gabro-diorito	Gabro-diorito	Gabro	Gabro	Gabro	Micro gabro	Micro gabro
Amostra	PS-253B	PS-223	PS-462	PS-291	AS-21A	PS-294	PS-293B	PS-292	PS-300	PS-272	AS-21
U	0.06	0.05	0.10	0.05	0.06	0.16	0.11	0.05	9.05	0.05	0.21
Th	0.80	0.70	0.60	0.10	0.50	0.50	0.50	0.10	0.10	1	2
Ga	17.60	18.80	17.60	19	25.80	14	16.80	16.70	18	22	24.30
Cs	0.15	0.11	0.05	0.52	0.05	0.28	0.28	0.46	0.04	0.04	0.15
Y	na	na	25.75	na	na	na	na	na	na	na	na
La	4.80	3.50	6.70	6.80	13.10	2.70	3.10	2.70	4.40	10.50	21.30
Ce	11.70	9.90	12	16.10	34.20	6	8.50	7.30	12.10	25.10	47.40
Pr	1.66	1.24	1.76	1.99	4.92	0.99	1.05	1.07	1.70	3.09	6.26
Nd	7.20	6.70	8.60	9.50	21.70	4.10	6	5.70	7.70	14.80	27.80
Sm	2.20	2.10	2.70	2.40	4.70	1.50	2.10	2.10	2	3.20	7.50
Eu	0.81	0.78	0.98	0.96	1.55	0.66	0.72	0.75	0.91	1.40	2.22
Gd	3.07	3.06	3.64	2.06	4.39	1.90	2.79	2.82	2.84	3.69	7.22
Tb	0.51	0.48	0.62	0.22	0.62	0.37	0.46	0.40	0.45	0.60	1.16
Dy	3.57	3.79	3.95	1.71	3.25	2.25	3.56	3.66	3.69	3.51	7.15
Ho	0.77	0.75	0.84	0.24	0.58	0.48	0.70	0.75	0.64	0.74	1.40
Er	2.28	2.54	2.53	1.06	1.85	1.58	2.40	2.49	2.42	2.10	4.44
Tm	0.34	0.40	0.36	0.17	0.21	0.31	0.31	0.34	0.28	0.30	0.59
Yb	2	2.30	2.30	0.80	1.40	1.60	2.30	2.60	2.10	1.70	3.80
Lu	0.11	0.98	0.34	0.06	0.17	0.22	0.24	0.31	0.26	0.03	0.55
ETRtotal	41.02	38.52	47.32	44.07	92.64	24.66	34.23	32.99	41.49	70.76	138.79
(La/Yb) <sub>n</sub>	1.62	1.03	1.96	5.73	6.31	1.14	0.91	0.70	1.41	4.16	3.78
(La/Sm) <sub>n</sub>	1.37	1.05	1.56	1.78	1.75	1.13	0.93	0.81	1.38	2.06	1.79
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	1.24	1.06	1.28	2.08	2.53	0.96	0.98	0.95	1.09	1.75	1.53
Eu/Eu*	0.95	0.94	0.96	1.32	1.04	1.2	0.91	0.94	1.17	1.25	0.92
Ce/Pb	39	24.75	6.32	8.47	38	1.94	5.67	2.61	9.31	14.76	24.95
Ba/Nb	52.22	17.77	24.38	709.49	30.25	83.10	28.96	24.91	24.81	8.88	23.38
Nb/U	38.33	39.40	28.30	31.60	88.17	8.88	36.73	110	0.29	196	68.24
Nb/Ta	13.53	15.15	8.84	39.50	22.04	8.35	18.36	20.37	17.20	14.41	17.48
Th/Nb	0.35	0.36	0.21	0.06	0.09	0.35	0.12	0.02	0.04	0.10	0.14
Zr/Nb	17.35	16.09	20.57	25.57	5.73	13.17	11.71	8.13	15.66	6.45	13.78
Sr/Nd	40.54	24.63	15.05	69.01	28.27	51.95	22	23.09	15.29	29.23	13.55
Nb/La	0.48	0.56	0.42	0.23	0.40	0.53	1.30	2.04	0.59	0.93	0.67
Th/Yb	0.40	0.30	0.26	0.13	0.36	0.31	0.22	0.04	0.05	0.59	0.53
La/Yb	2.4	1.52	2.91	8.50	9.36	1.69	1.35	1.04	2.10	6.18	5.61
La/Sm	2.18	1.67	2.48	2.83	2.79	1.80	1.48	1.29	2.20	3.28	2.84

Amostras analisadas nos Laboratórios GEOSOL (Belo Horizonte, Brasil); valores de normalização pelo condrito de Boynton (1984);  $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$ ;  $mg\# = 100 * \text{molar MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO})$ ; LOI = perda ao fogo; na = não analisado; óxidos em % peso; elementos traço em ppm.

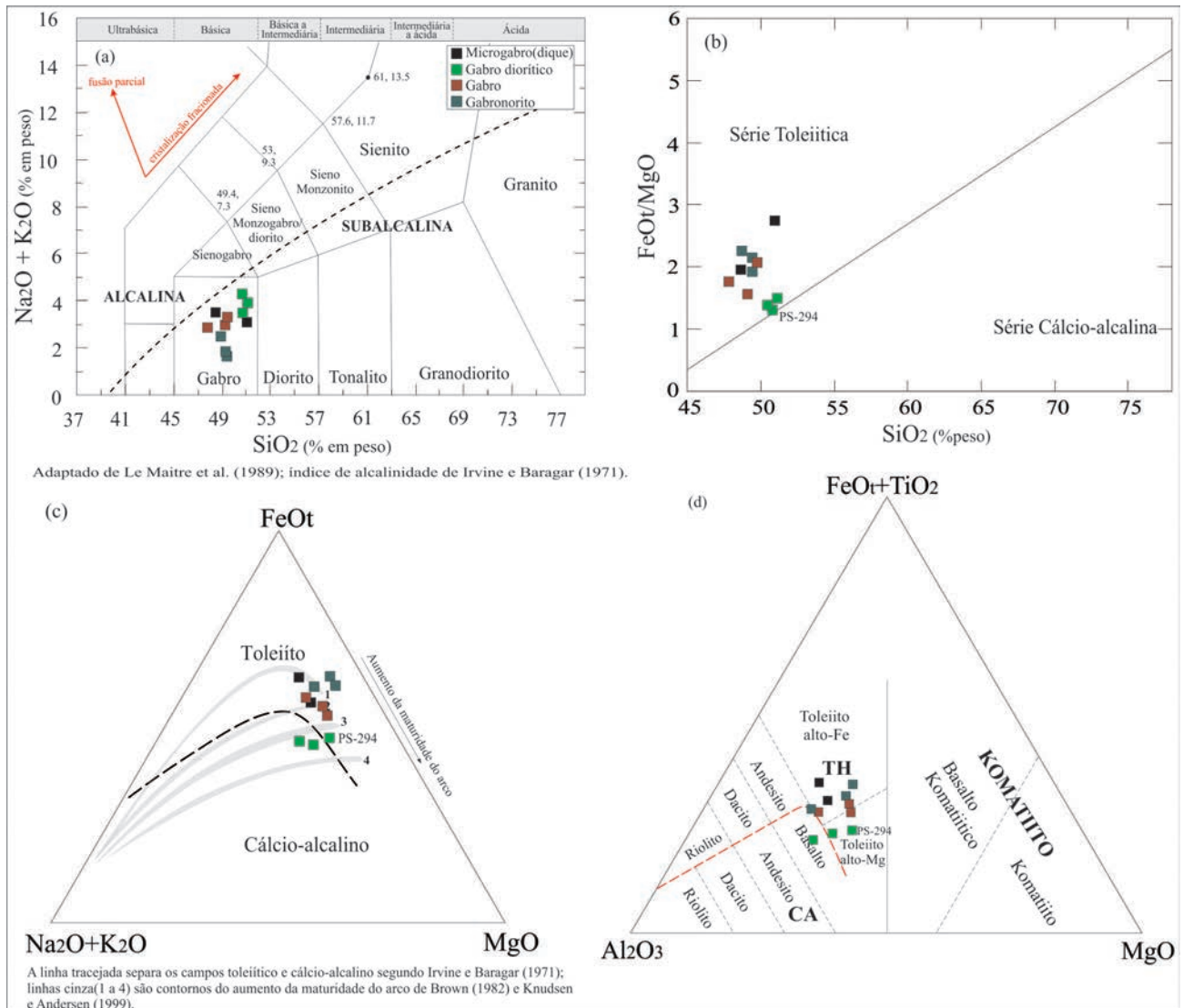


Figura 3.50 – A) Diagrama TAS para as rochas básicas do Complexo Porto Nacional. B) Diagrama binário  $\text{FeO}/\text{MgO}$  vs.  $\text{SiO}_2$ , de Miyashiro (1974) e as amostras entre os campos toleiítico e cálcioalcalino. C) Diagrama ternário AFM para as rochas básicas (IRVINE;BARAGAR, 1971) e trends de maturidade de Brown (1982), Knudsen e Andersen (1999). D) Diagrama triangular  $\text{Fe}+\text{Ti}-\text{Al}-\text{Mg}$  de Jensen e Pykes (1982), e as amostras de gabro e gabronorito no campo dos toleiitos alto Fe e gabrodioritos entre os campos toleiito alto Mg e cálcioalcalino.

Os padrões ETR normalizados ao Condrito de Boynton (1984) são mostrados na figura 3.51 (a, c, e, g). As rochas de diques (Fig.3.51a) mostram fraco enriquecimento em ETR total, fracionamento  $\text{La}/\text{Yb}$  moderado e alto (3,78 e 41,6, Tab. 3.14), anomalia positiva de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,92$  e 1,25; Tab. 3.14), feições típicas de toleiitos intra-placa. No diagrama de multielementos normalizado ao Condrito de Thompson (1982) (Fig.3.51b) destaca-se o característico enriquecimento em Ti, anomalias negativas de Ba, Rb, K e Zr e valores positivos de Nb-Ta, Sr e ETR pesados. As características químicas das rochas de diques acima descritas são similares àquelas dos toleiitos intraplaca da Chapada Diamantina. Na figura 3.51c os padrões de ETR dos gabros dioríticos mostram diferenças: a amostra PS-291 (toleiito alto-Fe/cálcioalcalina) mostra forte empobrecimento em

ETR pesados, fracionamento  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  moderado e anomalia positiva de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 12,32$ ); a amostra AS-21 A tem características de rocha calcioalcalina enquanto a amostra PS-294 compara-se a toleiitos de arco. No diagrama de multielementos (Fig. 3.51d) as três amostras apresentam características químicas diversas com variações importantes nos LILEs e HFSE (Nb-Ta, P, Ti e ETR pesados). Os gabronoritos e gabros mostram padrões ETR similares (Figs. 3.51e, g) compatíveis com toleiitos de arco de ilhas. Nos diagramas de multielementos os gabronoritos (Fig. 3.51f) mostram, em relação aos gabros (Fig. 3.51h), variações menos acentuadas em LILEs, porém enriquecimento em Sr, teores mais depletados em Nb-Ta, enriquecimento em P, Ti, ETR pesados e Y.

Os elementos incompatíveis dão informações importantes a respeito da fonte e da diferenciação

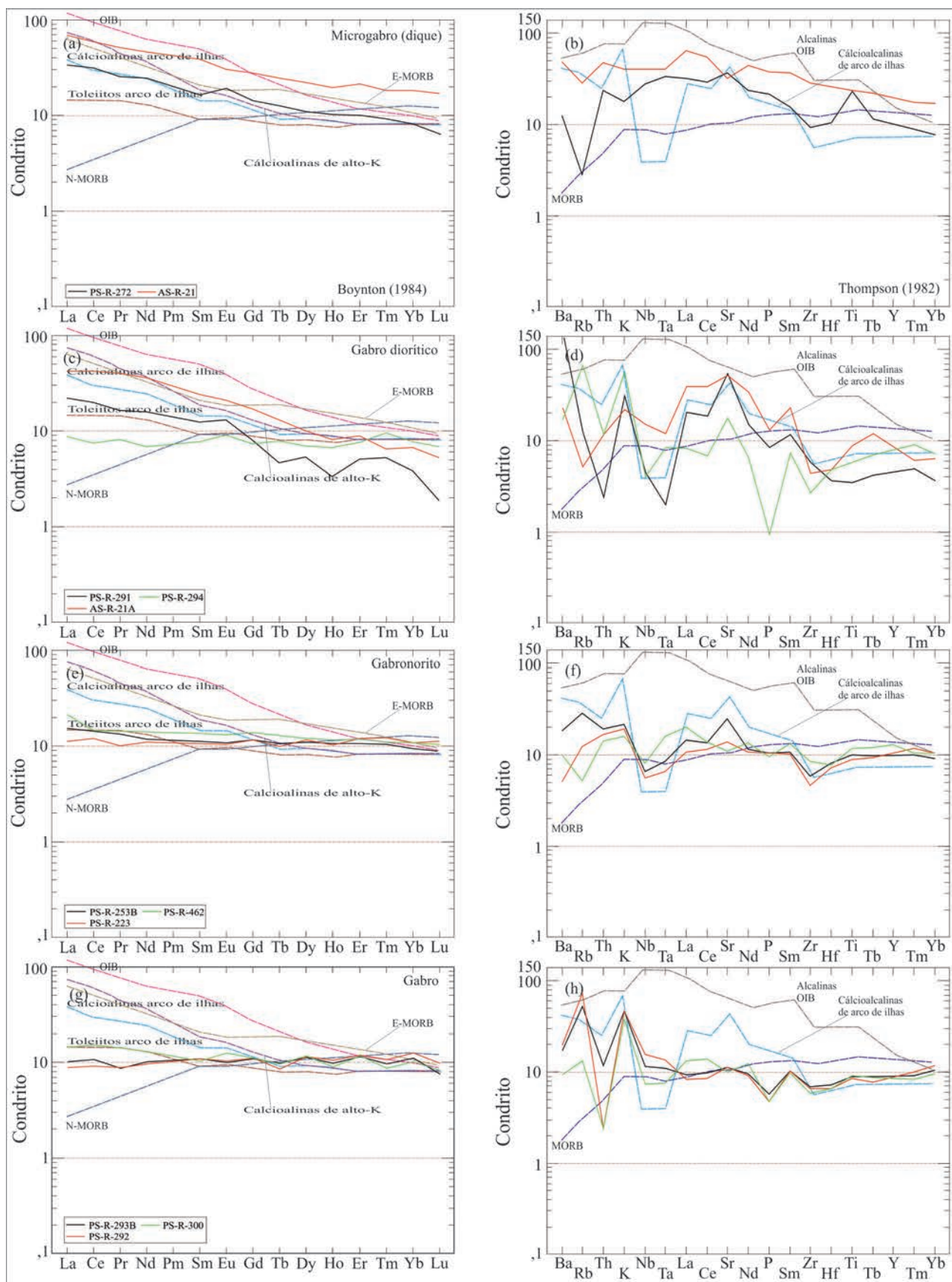


Figura 3.51 – A, C, E, G) Padrões de ETR das rochas básicas normalizadas ao condrito de Boynton (1984). B, D, F, H) Diagramas de multielementos normalizados ao Condrito de Thompson (1982). Escala logarítmica.

magmática. O comportamento do Zr e Ti (Figs. 3.52a, b) em líquidos normais é bastante ilustrativo. Como os dois elementos são incompatíveis, eles não entram no sólido que está sendo fracionado e assim a razão inicial (na fonte) entre eles permanece constante ao longo da cristalização. No diagrama da figura 3.52b (Zr vs. Ti em ppm) foi traçada a linha da razão condrítica ( $Ti/Zr=100$ ). Ao longo desta linha se posicionam as rochas mantélicas "normais", como komatiitos, toleitos de fundo oceânico, etc (SUN; MCDONOUGH, 1989). As amostras de rochas básicas do Complexo Porto Nacional não indicam tal *trend* de diferenciação, sugerindo fontes diversas. Os diagramas da figura 3.52 também servem para mostrar que estas rochas têm valores e relações de elementos incompatíveis característicos de ambientes de arco magmático (exceção das tres amostras de dique).

Os diagramas da figura 3.53 complementam o entendimento dos ambientes tectônicos propostos para as rochas estudadas usando vários discriminantes. Nas figuras 3.53a, b, c (PEARCE, 1982; PEARCE; PEAT, 1995), as razões  $Th/Yb$ ,  $Ta/Yb$ ,  $Nb/Yb$  e  $Ce/Yb$  caracterizam rochas predominantemente toleíticas de arco (continental =  $La/Sm > 1,5$  e oceânico =  $La/Sm < 1,5$ , Tab. 3.14) com pequena alteração química gerada por fluidos na cunha mantélica em ambiente de subducção. Contudo, para rochas máficas do início do Paleoproterozóico até o final do Mesoproterozóico (2200-1000 Ma) os resultados podem indicar heterogeneidade de fontes ou ambiguidades para identificar ambientes tectônicos, da mesma forma que as razões  $Nb/Th$  vs.  $Zr/Nb$  da figura 3.53e. Usando as razões  $Nb/Th$  e  $Zr/Nb$  (Fig. 3.53e) três domínios mantélicos

podem ser identificados (CONDIE, 2003, 2005): manto enriquecido (EM), manto depletado (DM) e manto hidratado (HM). Os resultados analíticos das rochas básicas estudadas (Fig. 3.53e) mostram heterogeneidade de fontes ou ambiguidades na discriminação de ambientes já citadas para razões dos diagramas das figuras 3.53a, b, c. No diagrama da figura 3.53d pode-se discutir a participação de componente de subducção no manto. Ce e Pb mostram coeficientes de distribuição total similares e não afetados pelos processos de cristalização fracionada, mas fracamente afetados pelo grau de fusão parcial do manto (SIMS; DEPAOLO, 1997). Para magmas manto-derivados a razão  $Ce/Pb$  é de 20-30 (HOFMANN et al., 1986). Contudo, baixas razões  $Ce/Pb$  podem ser explicadas pela incorporação de Pb na astenosfera via fluidos em zonas de subducção e valores de  $Ce/Pb < 20$  sugerem forte influência de fluidos relacionados à subducção na astenosfera. A razão  $CaO/TiO_2$  (Fig. 3.53d) aumenta como consequência do aumento do grau de fusão parcial e/ou presença de fluidos (TATSUMI; EGGINS, 1995). A figura 3.53d mostra a região do manto mais afetada por componentes de subducção ( $Ce/Pb < 20$ ). Altos valores  $Ce/Pb$  de duas amostras sugerem processos de enriquecimento que aconteceram provavelmente na litosfera. No mesmo diagrama pode-se constatar aumento na fusão parcial com aumento de fluidos.

Com relação às fontes mantélicas a figura 3.54a mostra claramente que as rochas básicas do Complexo Porto Nacional são produto de fusão de magmas de fontes de composição espinélio lherzolito e na figura 3.54b nota-se que as amostras caem no campo dos fundidos manto derivados com fraco espalhamento para fontes mais enriquecidas.

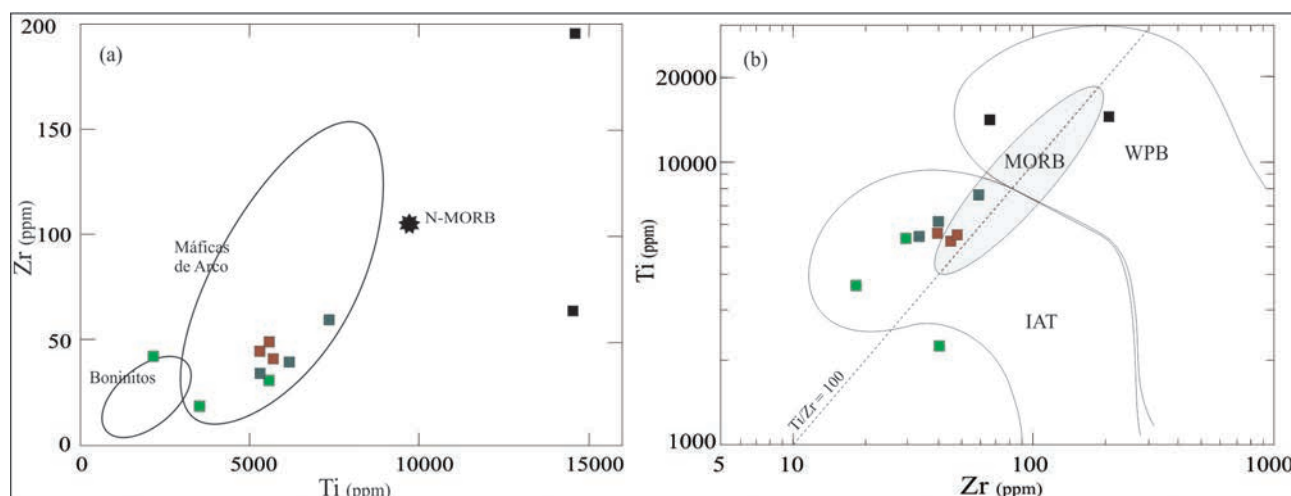


Figura 3.52 – A) Diagrama binário Ti vs. Zr e as amostras no campo das rochas máficas de arco (POLAT et al., 2002). B) Os mesmos elementos são usados por Pearce (1982), onde as rochas caem predominantemente no campo dos toleitos de arco com pequena superposição com toleitos tipo MORB. Razão condrítica  $Ti/Zr=100$ . Símbolos como na figura 3.50.

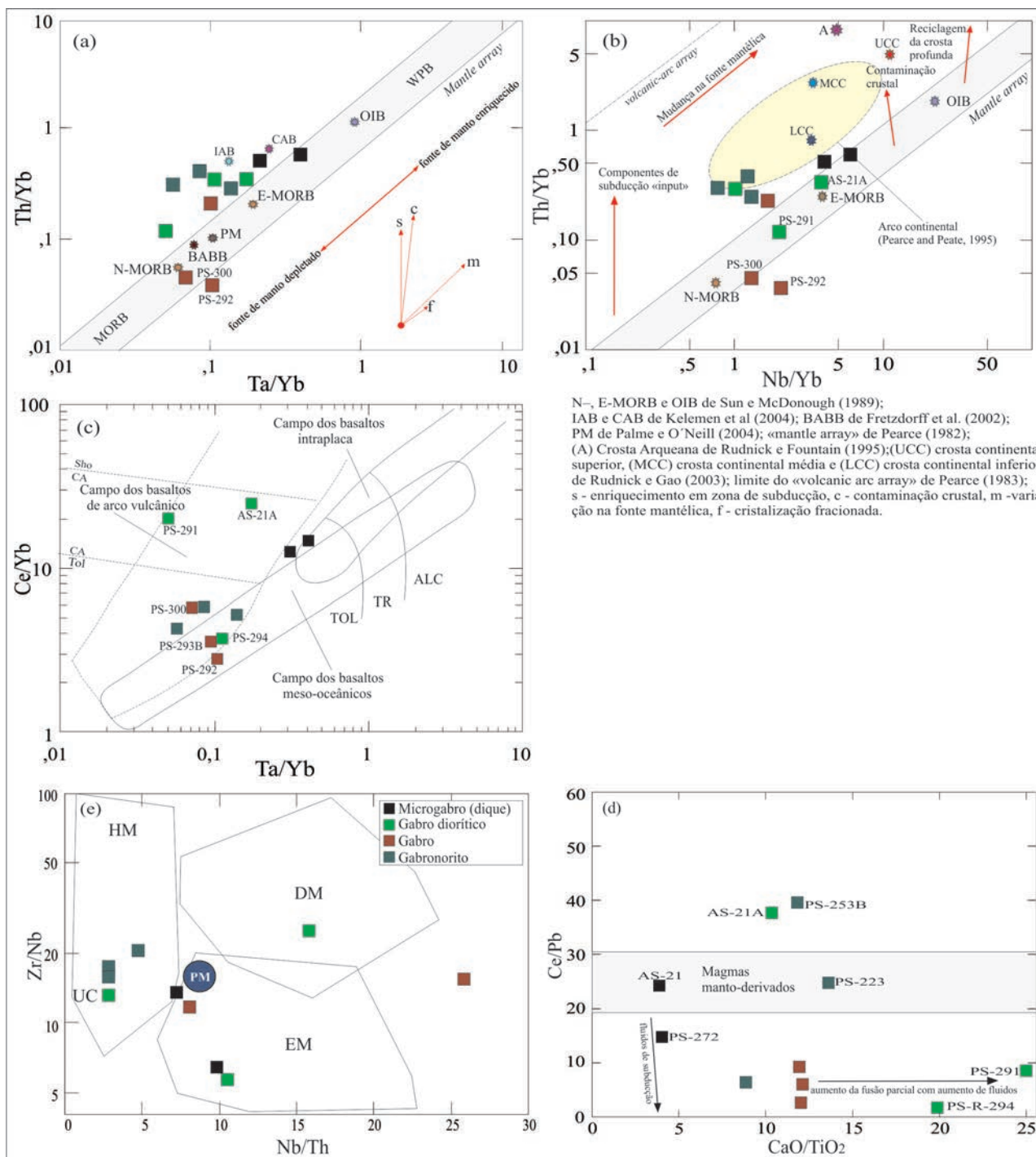


Figura 3.53 – A) Diagrama Th/Yb vs. Ta/Yb de Pearce (1982). B) Th/Yb vs. Nb/Yb de Pearce e Peat (1995). C) Ce/Yb vs. Ta/Yb de Pearce (1982). D) Diagrama CaO/TiO<sub>2</sub> vs. Ce/Pb usado para discutir a possível incorporação de componentes de subducção na cunha mantélica (a área na cor cinza representa o campo dos magmas manto-derivados – Ce/Pb ~ 20-30 de HOFMANN et al., 1986). E) Diagrama Zr/Nb vs. Nb/Th mostrando a distribuição das rochas básicas do Complexo Porto Nacional (Condie, 2015).

### Rochas ácidas a intermediárias

As rochas dos complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues foram metamorizadas em alto grau. Assim, o comportamento dos elementos maiores e traço deve ser assumido com cautela e os efeitos da deformação (ou das deformações) devem ser estudados com maior profundidade. A maioria das amostras dos complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues

têm valores K/Rb abaixo de 400-500, razões típicas de granitoides calcioalcalinos Fanerozóicos (exceção das amostras PS-253 e PS-222). Estas duas amostras, com valores de K/Rb >500, contudo, mostram teores de Zr, Th e La normais para rochas calcioalcalinas de arco e podem refletir sua petrogênese particular muito mais do que alteração, porém merecem destaque seus baixos valores de Rb (<20 ppm), e muito baixos valores de K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (Tab. 3.15). Todas as amostras dos com-

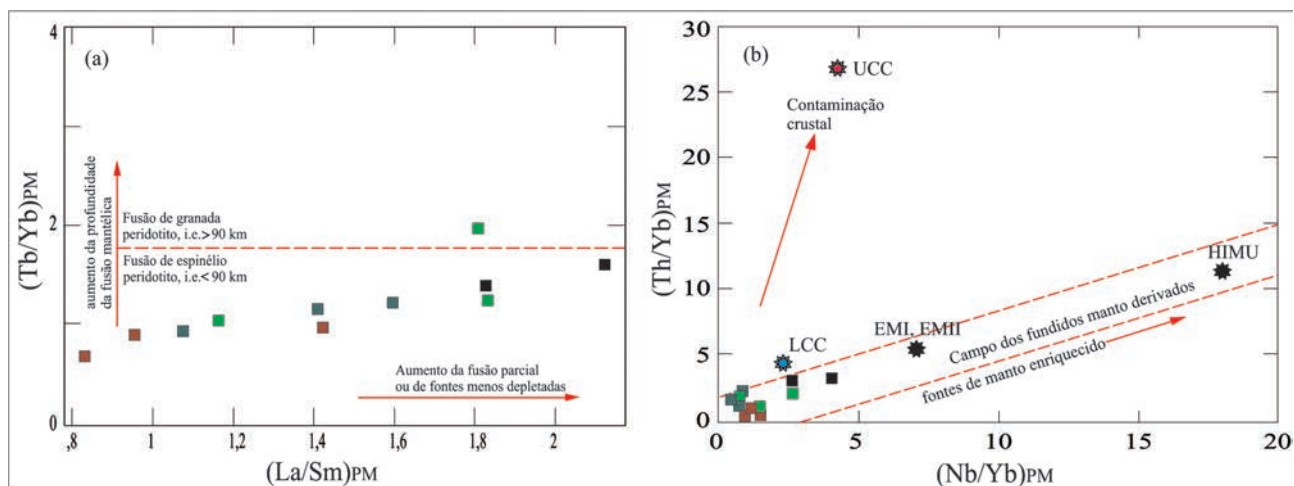


Figura 3.54 – Fontes mantélicas e as rochas básicas do Complexo Porto Nacional: A) Diagrama  $(Tb/Yb)_{PM}$  vs.  $(La/Sm)_{PM}$  e as fontes das rochas básicas. Linha horizontal vermelha e tracejada separando fontes de fusão do manto espinélio peridotítico e granada peridotítico (WANG et al., 2002). B) Diagrama mostrando a variação nas razões  $(Th/Yb)_{PM}$  e  $(Nb/Yb)_{PM}$  para as rochas básicas. Símbolos como na figura 3.53. UCC-crosta continental superior; LCC-crosta continental inferior de Taylor e McLennan (1985); EMI, EMII-manto enriquecido e HIMU (alto  $\mu$ , onde  $\mu = {}^{238}U/{}^{204}Pb$ ) de Condie (2001).

plexos tem baixos valores da razão Rb/Sr (<2), que juntamente com valores altos de Ba não caracterizam evidências de alteração (NELSON, 1999).

Contudo, o diagrama da figura 3.55a (BLEIN et al. 2003) sugere que as condições de fácies granulito podem ter alterado os valores de U e Pb e aberto o sistema. O diagrama da figura 3.55b destaca que as rochas estudadas mostram composições de Th e U compatíveis com o campo da fácies granulito de Rudnick et al. (1985). Apesar desta aparente contradição, consideramos que as evidências químicas, com base na maioria das amostras estudadas, não são conclusivas em relação a mobilidade de elementos, relacionadas a processo de granulitização, em consequência, a abundância de elementos maiores e traços podem ser interpretadas como representativas de processos ígneos.

A tabela 3.15 mostra os valores analíticos das 16 amostras de rochas ácidas a intermediárias dos complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues. São rochas que variam de tonalitos a granitos (Figs. 3.56 a, b), composição subalcalina, peraluminosas a fracamente metaluminosas (Fig. 3.56c) e cálcioalcalinas de médio a muito alto-K (Fig. 3.56d).

Na classificação química que usa o diagrama ternário AFM da figura 3.57a observa-se um único *trend* cálcioalcalino de média maturidade para as rochas dos dois complexos e no diagrama ternário da figura 3.57b confirma-se o caráter químico cálcioalcalino do conjunto de rochas estudado. Com base no diagrama modal de O'Connor (1965) (Fig. 3.57c) as rochas cálcioalcalinas dos complexos estudados se distribuem entre os campos do granito a tonalito. No índice alcalino modificado (MALI; FROST et al. 2011; Fig. 3.57 d) derivado do índice alcalino de Peacock (1931) as amostras distribuem-se principalmente entre os campos alcalicálcico e cálcioalcalino e no diagrama da figura 3.57e podem ser classifi-

cadas como magnesianas (FROST et al., 2001) similares aos granitoides cordilheiranos.

Os padrões de ETR das rochas ácidas a intermediárias normalizados ao Condrito de Boynton (1984) e de multielementos normalizados ao Manto Primitivo de Sun e McDonough (1989) dos dois complexos são apresentados na figura 3.58 e os valores constam da tabela 3.15. Monzogranitos apresentam padrões de ETR similares (Fig. 3.58a), porém no Complexo Porto Nacional mostram-se mais enriquecidos em ETR leves sugerindo maior participação de material crustal na(s) fonte(s). No diagrama de multielementos da figura 3.58b os monzogranitos do Complexo Porto Nacional mostram, em relação aos seus congêneres do Complexo Rio dos Mangues, maior enriquecimento em LILE, La, Ce, Zr-Hf e Pb, depleções similares em Ti, Y e ETR pesados e acentuada anomalia negativa de Nb-Ta comuns.

Granodioritos do Complexo Porto Nacional (Fig. 3.58c) tem teores de ETR total inferiores àqueles do Complexo Rio dos Mangues, anomalias de Eu positivas mostrando o importante papel do fracionamento do plagioclásio na petrogênese destas rochas e depleção acentuada em ETR pesados, denotando fontes distintas e mais profundas. No diagrama de multielementos da figura 3.58d salientam-se os valores de LILE inferiores (exceção do Sr), Pb e Nb-Ta levemente inferiores, P e Ti similares e depleção em ETR pesados (exceção de duas amostras com Y superior). Quartzo monzonitos (Figs. 3.58 e, f) e tonalito (Figs. 3.58 g, h) não constituem populações que permitam comparações. De qualquer forma, os padrões de ETR e multielementos dos granitos e granodioritos dos dois complexos mostram similaridades químicas que permitem incluí-los numa mesma unidade e assinaturas compatíveis com granitoides de modernos compartimentos de arco (PEARCE et al., 1984).



Tabela 3.15 – Composição química das rochas ácidas a intermediárias dos complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues.

Unidade	Complexo Rio dos Mangues						
Rocha	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Quartzo monzonito
Amostra	AS-26	PS-16	PS-88	PS-78	PS-78A	PS-79	PS-80
SiO <sub>2</sub>	74.33	72.92	72.09	63.74	66.63	68.75	63.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.58	14.05	14.06	15.50	13.25	14.89	14.57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.83	3.81	2.61	6.73	4.77	3.07	5.01
MgO	0.64	1.07	0.39	2.52	1.78	0.61	1.23
CaO	1.59	2.18	1.34	3.03	2.78	2.10	2.37
Na <sub>2</sub> O	3.29	2.51	3.23	3.11	2.79	3.93	3.23
K <sub>2</sub> O	4.93	3.28	5.63	3.07	2.48	4.11	4.89
MnO	0.05	0.09	0.06	0.09	0.10	0.06	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.16	0.08	0.19	0.21	0.14	0.37
TiO <sub>2</sub>	0.36	0.65	0.24	0.80	0.57	0.31	0.82
LOI	0.13	0.34	0.60	0.77	0.53	0.19	0.71
TOTAL	102.82	100.06	100.33	99.55	95.89	98.16	96.72
Ni	2.40	31.70	4	41.70	29.10	4.30	9
Co	3.70	13.10	2.50	16.90	12.60	4.50	8.80
Ba	748	419	1024	373	407	1495	1497
Nb	8.94	15.28	10.12	18.17	13.59	6.69	31.13
Ta	0.52	1.17	1.03	1.31	1.34	0.42	2.16
Rb	187.50	119.60	160.70	160.80	109.20	101.50	152.40
Sr	154.60	195.30	227.90	211.70	195.50	511.20	482.80
Zr	187	218.3	180.80	214.40	230.50	184.70	348
Hf	5.74	6.02	5.64	6.08	6.84	5.38	8.95
Cu	2.30	10.50	2.40	7.40	9.30	3.70	8.50
Pb	1.80	3.60	3.50	3.40	3	2.10	4.30
Zn	58	79	28	109	77	35	70
U	2.20	2.95	2.46	1.21	2.41	0.83	2.62
Th	21.10	12.20	25.30	9.10	11.10	9.70	13.20
Ga	23	19.10	18	25	18	19.20	20.20
Cs	1.08	5.34	4.26	3.41	4.81	2	3.10
Y	10.05	13.47	18.95	18.22	9.96	25.17	19.22
La	50	34.20	71.70	32.30	36.60	42.80	81
Ce	109.80	70.20	140.20	63.10	77.10	77.20	158.90
Pr	13.47	8.28	15.31	7.29	8.95	8.05	18.30
Nd	48.80	30.30	51.40	26.50	33.60	26.60	63.20
Sm	8.90	5.40	8	4.50	6.60	3.60	10
Eu	0.64	1.05	1.09	1.09	1.28	1.06	2.18
Gd	5.20	5.08	5.60	3.53	5.86	2.31	6.77
Tb	0.64	0.73	0.77	0.51	0.87	0.31	0.94
Dy	3.1	4.61	3.86	2.36	5.4	1.37	4.93
Ho	0.50	0.92	0.65	0.49	1.03	0.25	0.94
Er	1.58	2.86	1.72	1.36	2.98	0.73	2.39
Tm	0.19	0.49	0.22	0.21	0.47	0.12	0.36
Yb	1.10	2.60	1.40	1.60	2.80	0.70	2.20
Lu	0.10	0.36	0.32	0.29	0.49	0.19	0.38
ETRtotal	240.92	162	298.38	142.77	178.63	163.92	347.56
(La/Yb) <sub>n</sub>	30.65	8.87	34.53	13.61	8.81	41.22	24.82
Eu/Eu*	0.29	0.61	0.50	0.84	0.63	1.12	0.81
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.50	0.91	1.74	0.97	1	1.05	1.51
CaO/Na <sub>2</sub> O	0.48	1.27	0.41	6.18	5.27	0.53	0.73
Ba/Nb	83.67	27.42	101.19	20.53	29.95	223.47	48.09

Projeto Geologia da Região de Palmas

Unidade	Complexo Porto Nacional								
Rocha	Monzo granito	Monzo granito	Monzo granito	Grano diorito	Grano diorito	Grano diorito	Grano diorito	Quartzo monzonito	Quartzo diorito
Amostra	PS-268	PS-270	PS-275	PS-87	PS-253	PS-253A	PS-293	PS-271	PS-222
SiO <sub>2</sub>	68.50	68.79	70.53	65.66	67.90	67.50	67.24	64.69	61.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.79	14.96	15.09	15.75	16.30	15.98	16.56	17.64	18.96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5	3.29	3.19	3.66	3.93	4.12	3.47	4.28	6.54
MgO	0.88	0.69	0.74	1.48	1.25	1.05	1.18	0.77	2.39
CaO	2.10	1.79	1.96	3.57	4.07	3.83	4.47	2.82	5.72
Na <sub>2</sub> O	2.48	3.44	3.47	5.08	4.60	4.68	5.01	5.32	4.87
K <sub>2</sub> O	5.87	4.95	5.25	1.27	0.92	1.42	1.12	2.93	0.93
MnO	0.11	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.02	0.08	0.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.16	0.18	0.11	0.18	0.19	0.13	0.16	0.19
TiO <sub>2</sub>	0.87	0.38	0.43	0.29	0.38	0.35	0.26	0.42	0.71
LOI	0.67	0.23	0.37	0.51	0.71	0.47	0.78	0.10	0.02
TOTAL	101.61	98.74	101.28	97.45	100.31	99.66	100.24	99.21	102.02
Ni	6.70	4.30	4.60	22.80	11.50	5.80	9.70	7.50	13.60
Co	5.50	4.50	4.50	8.90	7.90	5.80	6.90	5.70	8.10
Ba	1682	1561	1615	455	411	513	428	1386	312
Nb	16.34	11.24	18.81	8.87	5.46	9.28	1.89	8.86	6.43
Ta	0.54	0.66	1.68	0.76	0.24	0.42	0.05	0.39	0.46
Rb	202	131.50	161.20	32.60	8.80	29.30	26.90	52.20	19.50
Sr	168.10	349.70	356.80	617.10	405.70	348.50	530.40	572.80	611.10
Zr	669	303.30	306	180.60	189.10	220.30	208.40	281.30	171.90
Hf	16.42	7.63	8.09	5.19	4.54	5.64	4.61	6.67	3.93
Cu	7.40	17.80	12.70	20.20	10.10	9.80	19.70	30.70	5.50
Pb	9	3	3.90	1.20	2	1.10	3	0.70	0.20
Zn	95	48	53	43	45	60	31	58	45
U	1.45	1.57	1.29	0.46	0.20	0.23	0.18	1.15	0.42
Th	68.70	23.70	23.80	6.70	1	0.60	0.10	7.50	1.50
Ga	23.70	21	20.40	22.60	18.60	18.90	18.30	25.20	23.50
Cs	0.37	1.13	1.09	0.21	0.22	0.13	0.26	0.53	0.51
Y	na	na	na	31.61	na	na	na	na	na
La	119.90	90.50	113.80	45.90	22.50	17.40	12.90	42.50	14.30
Ce	269.60	168.50	172.50	78.70	37.20	30.60	22.50	76.50	24.60
Pr	31.10	17.14	21.05	8.05	3.56	3.32	2.09	7.85	2.44
Nd	115.40	56.80	71.90	26.40	11.90	11.80	7.70	27.70	8.40
Sm	16.80	8.30	10.50	3.30	1.60	2.10	1.10	4.30	1.20
Eu	1.39	1.37	1.62	0.82	0.94	0.86	0.63	1.50	1.27
Gd	10.46	4.86	7.35	2.29	1.24	1.67	0.85	2.93	0.81
Tb	1.28	0.56	0.94	0.27	0.16	0.21	0.05	0.45	0.11
Dy	6.54	2.71	4.76	1.2	0.77	1.05	0.5	2.05	0.57
Ho	1.16	0.49	0.90	0.21	0.12	0.19	0.04	0.43	0.09
Er	3.08	1.46	2.48	0.59	0.37	0.50	0.19	1.24	0.29
Tm	0.43	0.16	0.33	0.08	0.06	0.06	0.05	0.19	0.06
Yb	2.70	1.40	1.90	0.50	0.50	0.30	0.20	1.10	0.30
Lu	0.21	0.05	0.12	0.10	0.04	0.05	0.04	0.05	0.59
ETRtotal	573.51	351.59	405.39	167.21	80.19	69.06	48.34	166.74	54.46
(La/Yb) <sub>n</sub>	29.94	43.58	40.38	61.89	30.34	39.10	43.49	26.05	32.14
Eu/Eu*	0.56	0.66	0.32	0.91	2.04	1.40	1.99	1.29	3.94
CaO/Na <sub>2</sub> O	2.37	1.44	1.51	0.70	0.88	0.82	0.89	0.55	1.17
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0.85	0.52	0.56	6.35	5.52	6.10	6.13	0.53	5.80
Ba/Nb	102.94	138.88	85.86	51.30	75.27	55.28	226.46	156.43	48.52

Amostras analisadas nos Laboratórios da GEOSOL (Belo Horizonte, Brasil); valores de normalização pelo condrito de Boynton (1984);  $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$ ; LOI = perda ao fogo; na = não analisado; óxidos em % peso; elementos traço em ppm.

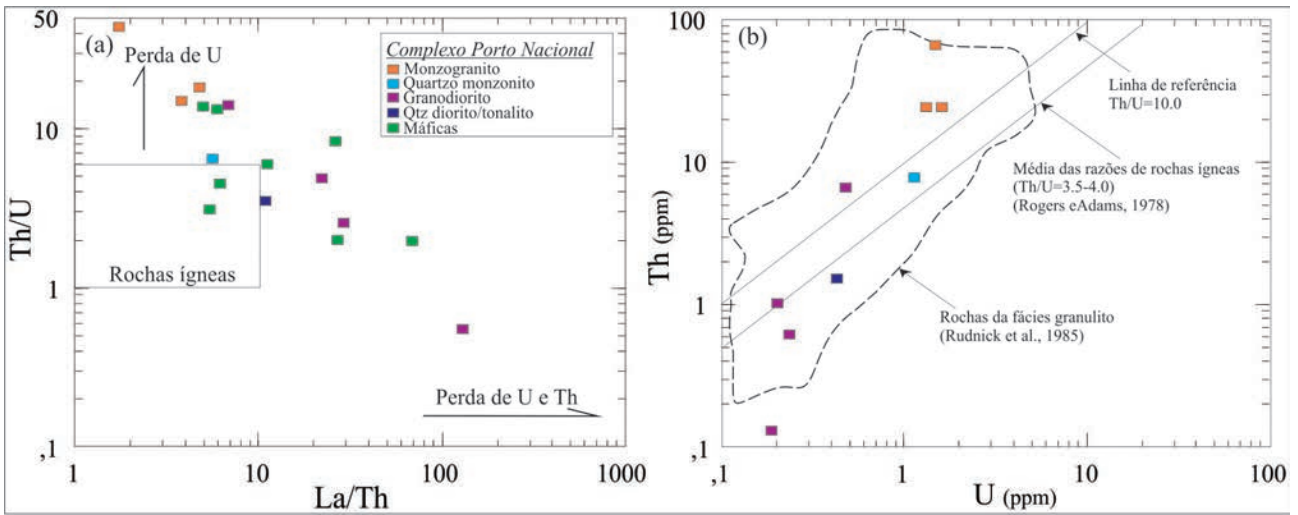


Figura 3.55 – A) Diagrama Th/U vs. La/Th comparando as rochas da fácies granulito dos complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues com o campo das rochas ígneas (BLEIN et al., 2003). B) Distribuição dos ortognaisses estudados, o campo das rochas granulíticas de Rudnick et al. (1985) e a média da razão Th/U das rochas ígneas (ROGERS;ADAMS, 1978).

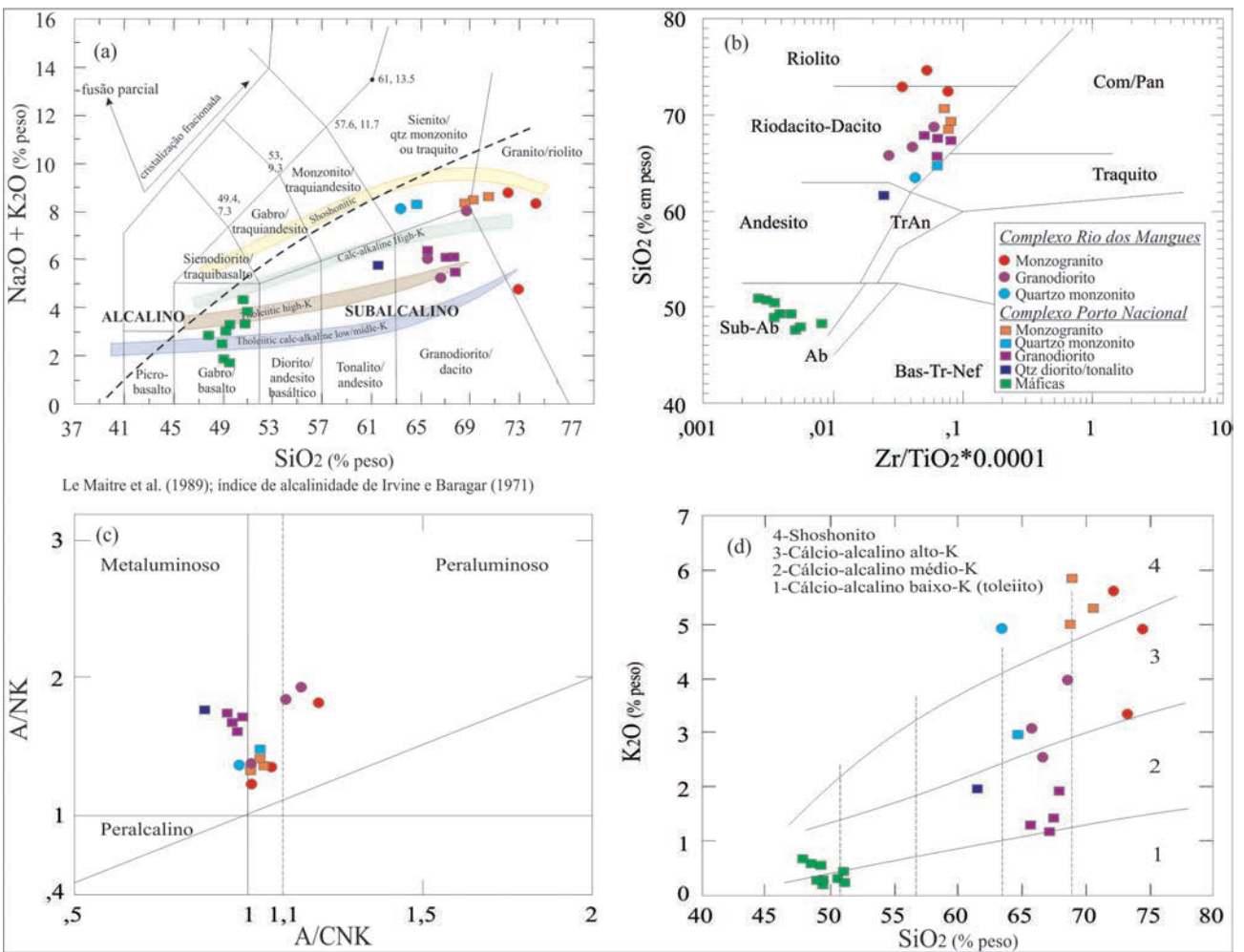


Figura 3.56 – A) Diagrama TAS para as rochas intermediárias ácidas dos complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues. B) Diagrama SiO<sub>2</sub> vs. Zr/TiO<sub>2</sub> de Winchester e Floyd (1977). C) Diagrama de Shand (1943) com destaque para as amostras predominantemente metaluminosas do Complexo Porto Nacional. D) Diagrama de Peccerillo e Taylor (1976). Símbolos como na figura 3.55

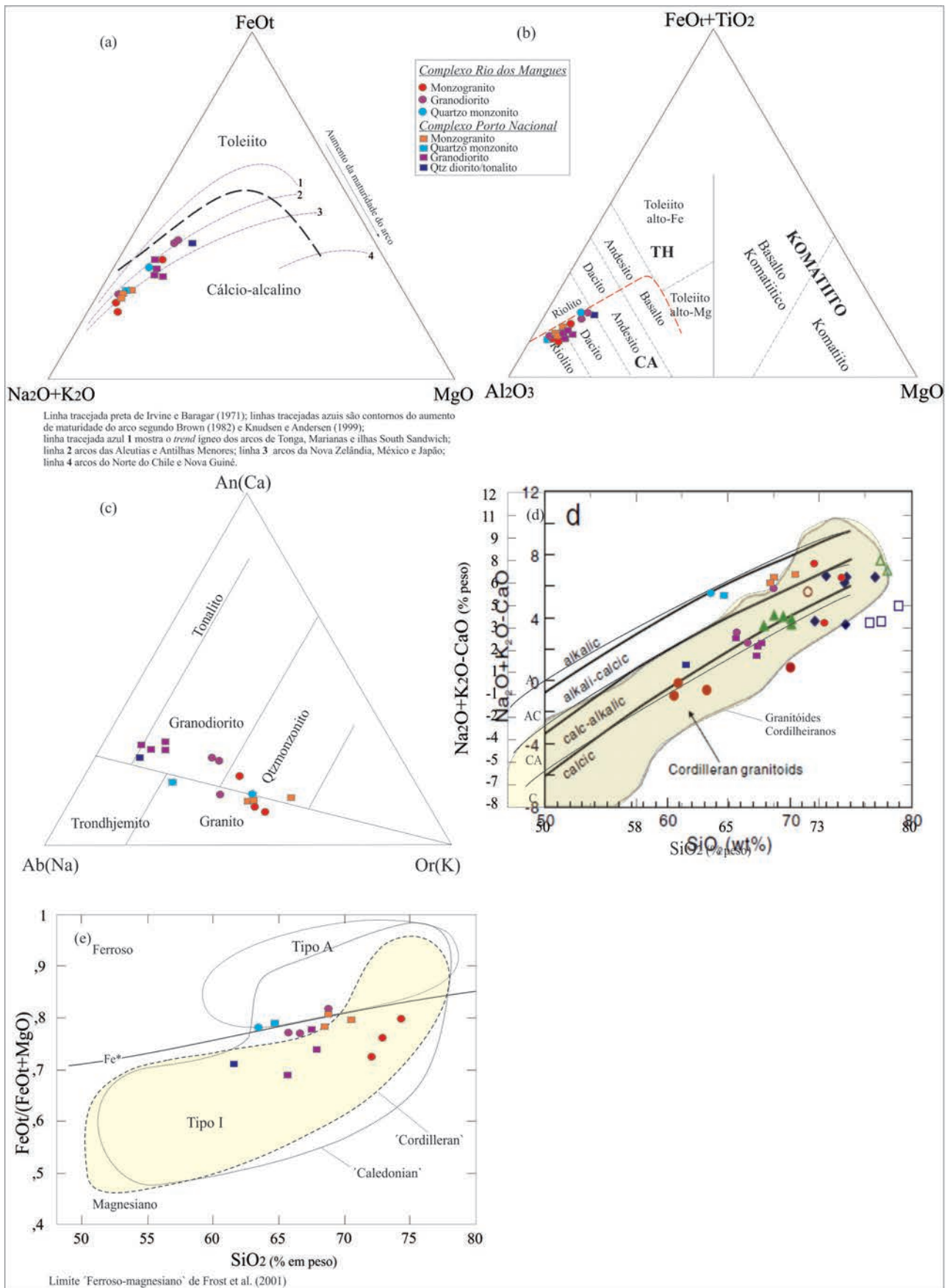


Figura 3.57 – A) Diagrama ternário AFM para as rochas ácidas a intermediárias (IRVINE; BARAGAR, 1971) e trends de maturidade de Brown (1982), Knudsen e Andersen (1999). B) Diagrama triangular Fe+Ti-Al-Mg de Jensen e Pykes (1982), e as amostras no campo cálcioalcalino. C) Diagrama normativo de O'Connor (1965). D) diagrama de Frost et al. (2001), SiO<sub>2</sub> vs. índice alcalino modificado (MALI). E) Diagrama FeOt/(FeOt + MgO) vs. SiO<sub>2</sub> com os campos ferroso e magnesiano e a distribuição dos granitos tipos A e I (FROST et al., 2001).

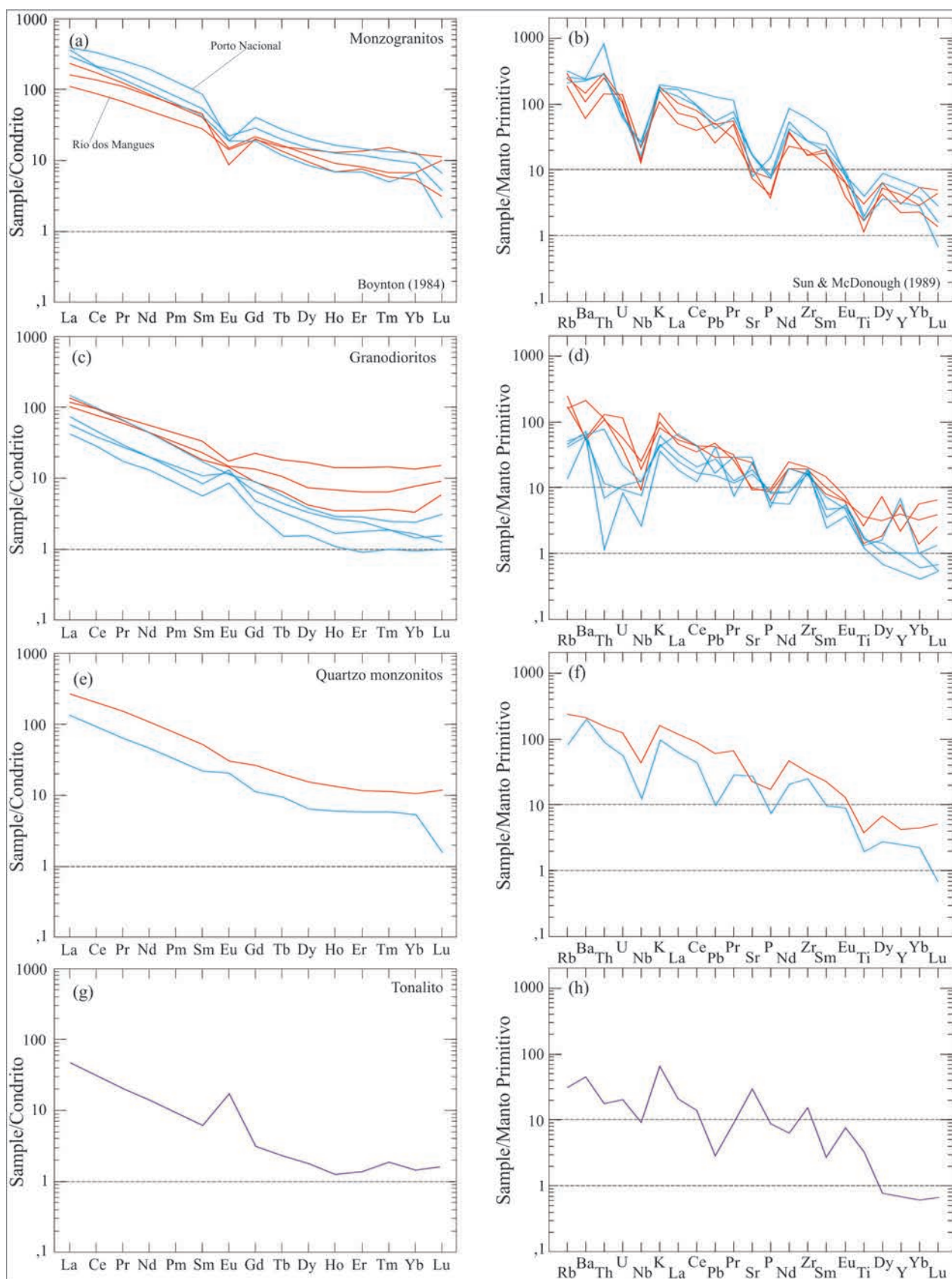


Figura 3.58 – A, C, E, G) Padrões de ETR das rochas normalizadas ao condrito de Boynton (1984). B, D, F, H) Diagramas de multielementos normalizados ao Manto Primitivo de Sun e McDonough (1989). Escala logarítmica.

Nos diagramas de discriminação tectonomagmática da figura 3.59, em (a) as razões La/Yb vs. Th/Yb (CONDIE, 1989) sugerem que as rochas dos complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional foram gera-

das em ambiente de arco continental e no diagrama de Pearce et al. (1984) confirma-se a assinatura de arco dos dois complexos, porém com “time” sin-colisional para as rochas da unidade Rio dos Mangues.

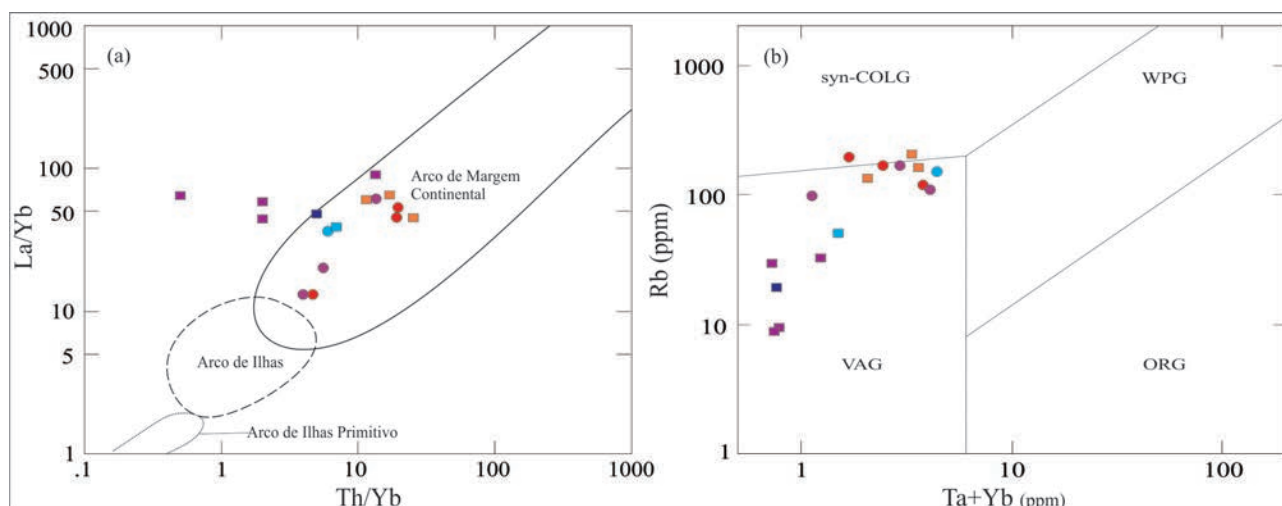


Figura 3.59 – A) Diagrama tectonoestratigráfico para granitoides de Condie (1989). B) Diagrama de ambiente tectônico para granitoides de Pearce et al. (1984). Símbolos como na figura 3.56.

### Rochas Paraderivadas

A composição química e mineralógica das rochas sedimentares clásticas é controlada por vários fatores, incluindo ambiente tectônico, composição da rocha-fonte, intemperismo, erosão, transporte, sedimentação, diagênese e metamorfismo (MCLENNAN et al., 1993; FEDO et al., 1996). A compartimentação tectônica e a composição da rocha-fonte são os principais controladores das rochas sedimentares (DICKINSON;SUCZEK, 1979; DICKINSON et al., 1983; BHATIA, 1983, 1985; BHATIA;CROOK, 1986; ROSER;KORSCH, 1986; MCLENNAN et al., 1993; CULLERS, 2000). Consequentemente, os pesquisadores definiram uma variedade de discriminantes que auxiliam o estudo da proveniência e ambiente tectônico das rochas clásticas usando dados geoquímicos (DICKINSON;SUCZEK, 1979; BHATIA, 1983; ROSER;KORSCH, 1986; MCLENNAN;TAYLOR, 1991; FEDO et al., 1995). As estratégias geoquímicas incluem proveniência dos sedimentos, elementos terras raras e análise U-Pb em zircões detríticos. Os diagramas das figuras 3.60a, b mostram que os protólitos das rochas estudadas têm composição de grauvacas e a figura 3.60c destaca o grau de imaturidade dos protólitos.

Para definir se as rochas estudadas são produtos de materiais sedimentares de primeira geração de história deposicional ou com mais de um ciclo sedimentar, é importante trabalhar com elementos litófilos de grande raio iônico (LILEs), que variam como resposta aos processos de intemperismo diferencial, diagênese e metamorfismo (NESBITT;MARKOVICS, 1980; SUN et al., 2008). Enquanto Rb, Ba e Th tem baixa solubilidade e permanecem como constituintes residuais, K e U são facilmente mobilizados durante os processos acima mencionados. Por exemplo, sob condições oxidantes  $U^{4+}$  é facilmente oxidado para

o  $U^{6+}$  solúvel e podem ser retirados dos sedimentos (MCLENNAN et al., 1990). Os elementos terras raras Ce e Sm mostram comportamento químico similar ao urânio e como resultado, o cálculo das razões destes elementos é útil para discernir a variação composicional e o grau de reciclagem dos sedimentos. As figuras 3.61 a, b mostram correlação linear entre os valores de  $K_2O$  vs. Rb e Ce vs. Sm, o que sugere que as rochas sedimentares estudadas são formadas por sedimentos com uma única história deposicional.

De acordo com os resultados das figuras 3.61 a, b, as amostras evidenciam baixo grau de ciclicidade e esta informação pode ser usada para caracterizar sua proveniência. Al e Ti mostram baixa solubilidade durante o intemperismo e transporte (SCHIEBER, 1992; PAIKARAY et al., 2008) e as razões  $Al_2O_3/TiO_2$  das amostras analisadas nos gnaisses calcissilicáticos dos dois complexos são similares, de 16 a 34 com médias de 22,33 (Tab. 3.16 e Fig. 3.61c) para os do Complexo Rio dos Mangues e 22,19 para o Complexo Porto Nacional. Os gnaisses quartzo feldspáticos mostram valores distintos nos diferentes complexos (Tab. 3.16, Fig.3.61c), porém os seus altos valores sugerem que os sedimentos dos protólitos se originaram de rochas ácidas a intermediárias (PAIKARAY et al., 2008). O diagrama bivalente La/Th–Hf da figura 3.61d também é frequentemente usado para discriminar diferenças de composições das fontes (FLOYD;LEVERIDGE, 1987; GUO et al., 2002; SUN et al., 2008; GUO et al., 2012). Contudo, neste diagrama o espalhamento das amostras sugere grande heterogeneidade de fontes, mas os gnaisses quartzo feldspáticos e granada gnaisses caem em áreas fontes félsicas ou mixtas, uma vez que Th e La são enriquecidos em rochas silícicas.

Análise da figura 3.62 revela através dos diagramas de ETR normalizados ao Condrito de Boynton e de multielementos normalizados ao

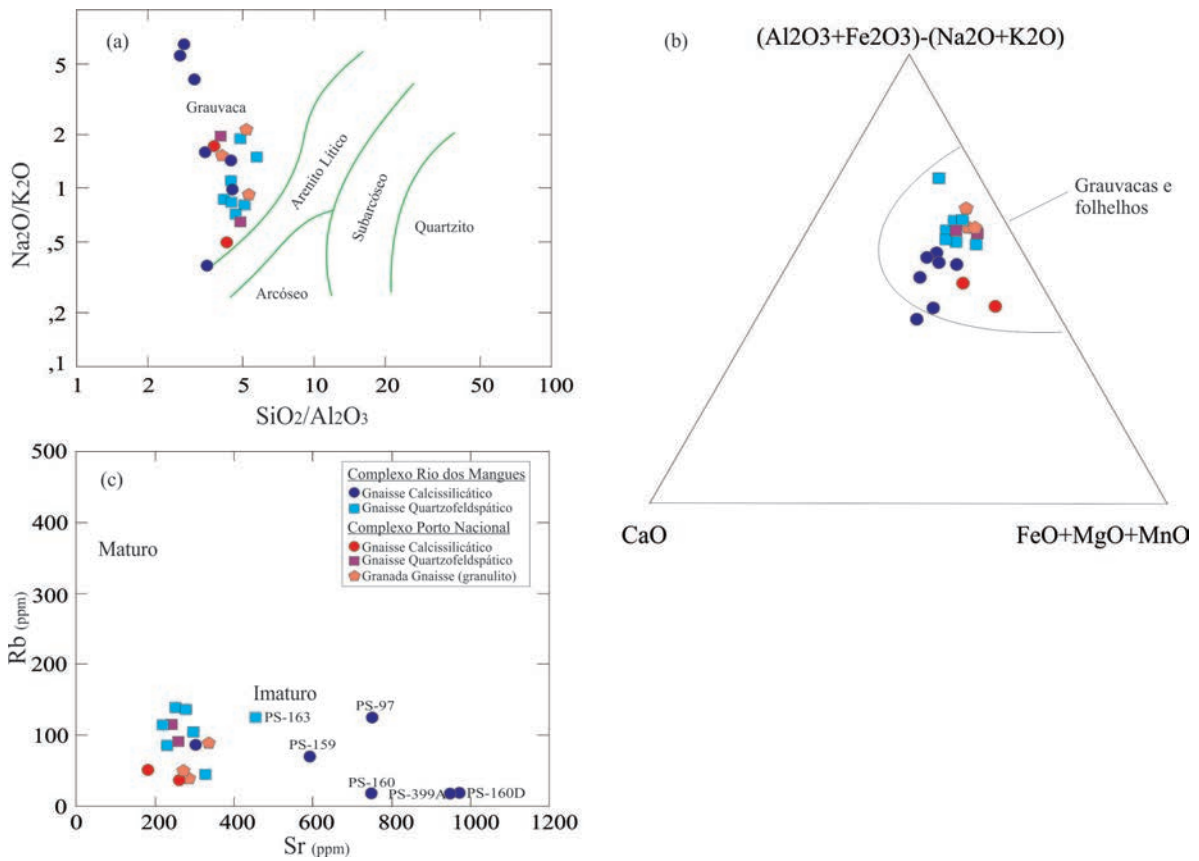


Figura 3.60 – A) Diagrama de discriminação de rochas sedimentares segundo Pettijohn et al. (1972). B) Diagrama ternário de Bhatia (1983) e a definição do protólito das rochas metassedimentares estudadas. C) Diagrama Rb-Sr ilustrando a imaturidade das metagrauvacas.

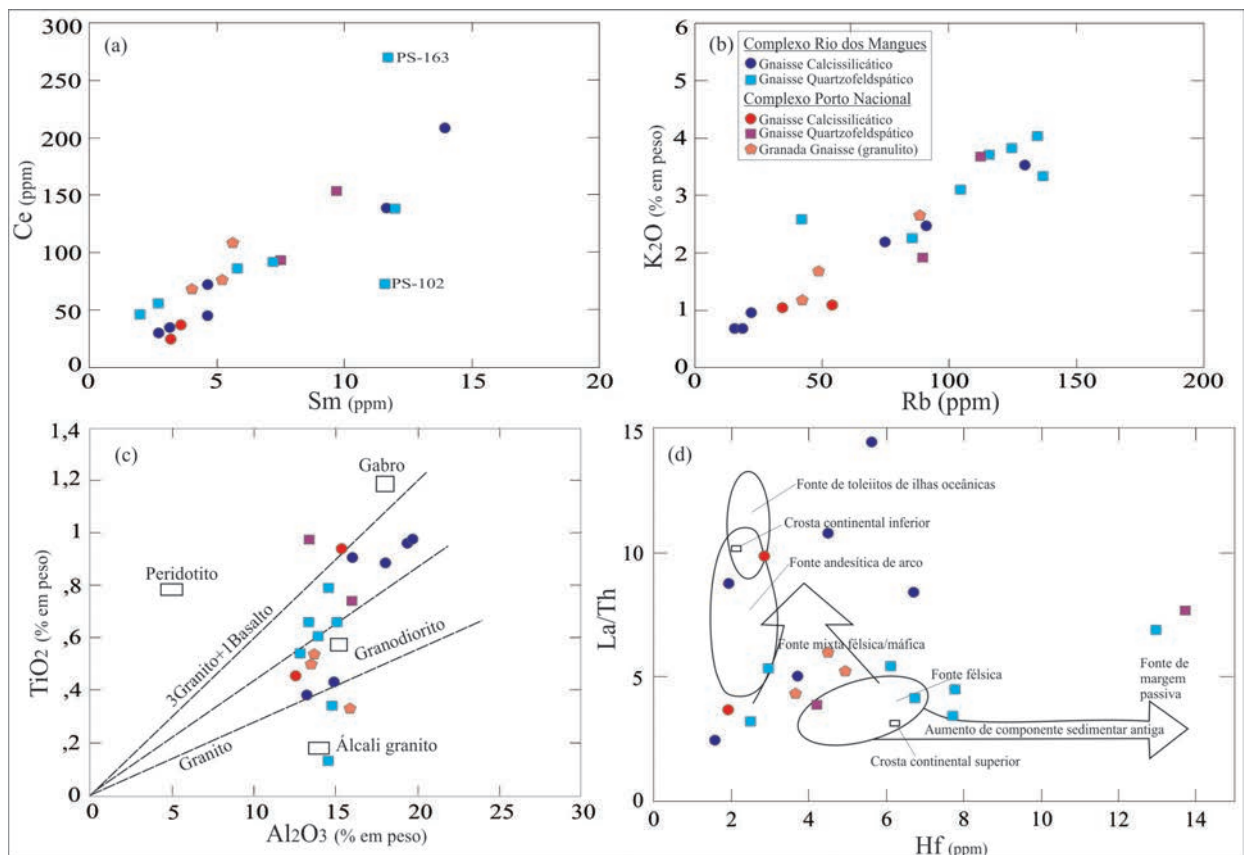


Figura 3.61 – A, B) Diagramas bivalentes de Nesbitt e Markovics (1980). C) Diagrama para fontes de Schiber (1992) e Paikaray et al. (2008). D) Diagrama para discriminação de fonte.

Tabela 3.16 – Composição química das rochas paraderivadas dos complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues.

Unidade	Complexo Rio dos Mangues						
Rocha	Gnaiss calcissilicático	Gnaiss calcissilicático	Gnaiss calcissilicático	Gnaiss calcissilicático	Gnaiss calcissilicático	Gnaiss calcissilicático	Gnaiss calcissilicático
Amostra	PS-58	PS-97	PS-147	PS-159	PS-160	PS-160D	PS-399A
SiO <sub>2</sub>	58.48	67.21	57.20	55.35	56.25	54.76	54.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.21	14.85	16	15.57	18	19.52	19.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.85	5.45	7.34	8.70	7.43	7.56	8.13
FeO	4.36	4.90	6.60	7.82	6.68	6.80	7.31
MgO	4.27	1.70	3.26	2.99	3.80	3.58	3.42
CaO	8.64	6.46	8.11	5.65	7.44	8.50	8.20
Na <sub>2</sub> O	3.59	3.66	2.59	3.62	3.98	4.26	4.07
K <sub>2</sub> O	2.47	3.56	7.27	2.22	0.98	0.69	0.71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.19	0.47	0.98	0.27	0.31	0.34
TiO <sub>2</sub>	0.38	0.43	0.91	1.74	0.89	0.97	0.98
MnO	0.14	0.07	0.12	0.11	0.12	0.11	0.11
LOI	0.29	0.20	0.17	0.20	0.22	0.38	0.25
TOTAL	96.43	103.78	103.44	97.13	99.38	100.64	100.01
Ni	8.50	24.70	21.40	12.10	14.60	8.10	8.30
Co	3.40	6.30	10.60	18.50	11.80	10.40	10
Ba	912	922	2401	1099	483	314	299
Rb	91	129.50	450.10	74.70	22	18.10	16.20
Sr	302.40	751.30	1032.80	589.40	774	962.60	952.20
Cs	1.69	2.12	10.57	0.90	1	0.82	0.64
Nb	11.06	6.36	18.43	26.75	6.68	4.27	3.53
Ta	0.72	0.69	1.55	1.28	0.22	0.21	0.03
Zr	89.70	200.70	292.70	182.60	176.40	63.60	60.40
Hf	2.90	3.69	6.69	5.64	4.45	1.93	1.57
Cu	2.60	19.10	415.90	34.40	7.10	13.60	20.70
Pb	3.40	2.10	3.10	1.20	0.60	0.60	0.70
Zn	28	21	44	81	45	39	42
U	2.22	2.23	4.12	0.71	0.39	0.49	0.23
Th	4.80	7.90	12.90	4.70	2	1.70	4
Ga	19.50	19.70	21.70	22.60	24.30	25.40	24.30
Sn	2.50	0.30	1.50	0.40	0.30	0.30	0.30
Y	na	na	29.08	21.87	11.05	7.06	7.98
La	502.70	40	109.90	68.10	21.90	15	10.10
Ce	42.80	73.20	210.20	136.60	45.80	32	32.20
Pr	89.30	7.95	25.03	16.49	5.95	3.82	4.57
Nd	294.10	28.30	90.70	64.70	23.70	16.90	16.30
Sm	36.10	4.70	14	11.70	4.60	2.80	3.10
Eu	6.12	1.10	3.41	2.60	1.34	1.33	1.27
Gd	19.68	3.86	9.88	8.22	3.74	1.89	2.46
Tb	2.16	0.53	1.08	0.88	0.24	0.25	0.36
Dy	9.45	3.02	6.00	4.83	2.46	1.31	1.55
Ho	1.50	0.69	0.95	0.60	0.32	0.25	0.30
Er	4.26	2.14	2.50	1.63	1	0.68	0.78
Tm	0.49	0.35	0.28	0.09	0.05	0.04	0.07
Yb	3.10	1.80	2.70	1.50	1.20	0.80	0.60
Lu	0.23	0.31	0.06	0.03	0.03	0.03	0.09
ETRtotal	1011.99	167.95	476.69	317.97	112.33	77.10	73.75
(La/Yb) <sub>n</sub>	109.33	14.98	27.44	30.61	12.30	12.64	11.35
Eu/Eu*	0.70	0.79	0.89	0.81	0.99	1.77	1.41
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.43	4.53	3.58	3.55	3.13	2.81	2.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /K <sub>2</sub> O	1.96	1.53	1.01	3.92	7.58	10.96	11.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	34.76	34.53	17.58	8.95	20.22	20.12	20.10



Unidade	Complexo Rio dos Mangues						
Rocha	Gnaiss quartzofeldspático	Gnaiss quartzofeldspático	Gnaiss quartzofeldspático	Gnaiss quartzofeldspático	Gnaiss quartzofeldspático	Gnaiss quartzofeldspático	Gnaiss quartzofeldspático
Amostra	PS-86	PS-86C	PS-102	PS-155	PS-157	PS-158	PS-163
SiO2	65.91	70.93	68	73.41	64.85	67.47	63.46
Al2O3	14.77	14.52	13.34	12.81	13.90	15.08	14.68
Fe2O3	4.33	2.04	5.88	4.38	4.62	5.06	5.84
FeO	3.89	1.83	5.29	3.94	4.15	4.55	5.25
MgO	1.75	0.44	1.94	1.38	0.82	1.00	1.16
CaO	2.89	1.18	2.15	1.86	2.85	2.49	2.99
Na2O	3.31	5.10	2.79	3.51	3.02	3.09	3.31
K2O	3.11	2.59	3.36	2.26	4.07	3.67	3.83
P2O5	0.09	0.05	0.17	0.13	0.17	0.22	0.29
TiO2	0.34	0.13	0.66	0.54	0.61	0.66	0.79
MnO	0.07	0.04	0.08	0.07	0.06	0.05	0.07
LOI	1.17	0.69	0.39	0.13	0.26	0.01	0.15
TOTAL	97.74	97.71	98.76	100.48	95.23	98.80	96.57
Ni	33.60	2.20	34.30	11	5.60	12.70	4.50
Co	10.30	2.10	15.50	6	7.90	8.30	8.50
Ba	921	1028	892	423	1124	920	2768
Rb	104.40	42	136.50	85.40	135.40	114.30	124.70
Sr	296.70	327.60	278.20	230.40	252.80	228.80	454.90
Cs	0.92	0.05	2.31	1.45	2	0.45	0.53
Nb	4.41	3.19	13.81	13.55	9.02	10.34	14.91
Ta	0.25	0.25	0.76	0.68	0.31	0.32	0.53
Zr	98.20	71.10	278.40	280.20	225	244.70	503
Hf	2.96	2.50	7.78	7.71	6.12	6.74	12.97
Cu	26.80	1.90	4.90	7.80	11.10	15.60	11.70
Pb	2.20	1.20	7.10	2.80	1.80	1.50	1.30
Zn	34	14	84	30	61	61	84
U	0.53	0.25	0.90	1.43	0.68	2.12	0.61
Th	6.20	7.10	23.70	13.40	7.80	15.50	20.80
Ga	17.40	17.30	20.20	17.10	20.60	22.50	23.80
Sn	0.30	0.30	3.10	0.70	0.30	0.30	0.30
Y	na	na	na	26.86	14.83	24.23	19.87
La	33.10	22.90	107	45.90	42.40	64.30	144.10
Ce	55.80	47.60	72.70	91.70	87.60	138.20	270.10
Pr	6.09	4.26	22.70	10.56	10.15	15.59	26.04
Nd	20.20	14.10	82.80	35.90	39.50	61.30	90.80
Sm	2.70	2	11.60	7.20	5.80	12	11.70
Eu	0.57	0.50	1.90	0.94	1.50	1.40	3.46
Gd	1.72	1.09	5.66	6.16	4.92	8.75	8.41
Tb	0.27	0.11	0.57	0.62	0.49	0.97	1.08
Dy	1.06	0.38	1.82	4.24	2.97	5.59	4.62
Ho	0.24	0.10	0.33	0.85	0.43	0.73	0.84
Er	0.53	0.13	1	2.85	1.36	2.46	2.15
Tm	0.10	0.03	0.10	0.23	0.12	0.11	0.28
Yb	0.40	0.30	1.00	2.50	1	1.70	1.60
Lu	0.10	0.13	0.24	0.04	0.04	0.04	0.05
ETRtotal	122.88	93.63	309.42	209.69	198.28	313.14	565.23
(La/Yb)n	55.79	51.46	72.14	12.38	28.59	25.50	60.72
Eu/Eu*	0.81	1.04	0.72	0.43	0.86	0.42	1.07
SiO2/Al2O3	4.46	4.88	5.10	5.73	4.67	4.47	4.32
Fe2O3/K2O	1.39	0.79	1.75	1.94	1.14	1.38	1.52
Al2O3/TiO2	43.44	111.69	20.21	23.72	22.79	22.85	18.58

Projeto Geologia da Região de Palmas

Unidade	Complexo Porto Nacional						
Rocha	Gnaiss calcissilicático	Gnaiss calcissilicático	Gnaiss quartzo feldspático	Gnaiss quartzo feldspático	Granada granulito	Granada granulito	Granada granulito
Amostra	PS-303	PS-308	PS-295	PS-309	PS-189	PS-301	PS-304
SiO <sub>2</sub>	56.89	53.69	65.50	64.55	71.10	67.21	71.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.36	12.54	13.39	16.01	13.70	15.86	13.52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.89	9.77	8.62	6.11	6.02	5.12	5.12
FeO	9.79	8.79	7.75	5.49	5.41	4.60	4.60
MgO	6.80	12.22	0.82	1.97	2.48	2.33	2.23
CaO	8.30	6.45	2.44	3.50	2.60	2.11	2.05
Na <sub>2</sub> O	1.75	0.53	2.28	3.61	2.37	2.50	2.44
K <sub>2</sub> O	1.03	1.08	3.66	1.93	1.16	1.69	2.66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.10	0.26	0.25	0.06	0.05	0.06
TiO <sub>2</sub>	0.93	0.45	0.97	0.74	0.54	0.33	0.50
MnO	0.50	0.16	0.10	0.08	0.17	0.10	0.09
LOI	0.44	0.26	0.05	0.01	0.11	0.55	0.48
TOTAL	103.09	97.25	98.09	98.76	100.31	97.85	100.84
Ni	60.10	121.90	6.70	21.30	66.50	62.90	52.90
Co	19.10	18.50	8.40	12	10	11.30	10.10
Ba	721	326	1965	408	333	663	1834
Rb	34.50	54	113.30	89.50	42.80	49	88.50
Sr	256.80	182.30	236.10	252.90	277.20	273.20	334.30
Cs	1.67	3	0.27	2.05	0.26	0.47	0.89
Nb	5.75	3.32	18.97	35.83	4.04	1.84	4.14
Ta	0.24	0.04	0.53	4.48	0.15	0.05	0.10
Zr	135.80	121.70	616.40	189	249.90	171.50	189.40
Hf	2.86	1.92	13.72	4.26	4.94	3.71	4.51
Cu	6.40	31.90	10.90	9.60	11.90	19.30	11.40
Pb	2	3.50	3.90	3.10	1	4.70	3.30
Zn	49	15	89	84	32	56	55
U	0.52	0.46	0.72	2.10	0.87	0.76	0.69
Th	1.10	4.30	9.60	11.20	8	13.70	5.90
Ga	18.50	16.30	26.10	23.20	16.40	22.20	15.60
Sn	1.90	1.40	1.10	16.60	0.60	1.50	2
Y	na	na	na	na	17.36	na	na
La	10.90	15.60	73.20	42.90	42	59	35.40
Ce	26.20	36	152.80	91	76.30	110.90	67.90
Pr	3.32	4.54	17.83	10.45	8.22	11.77	7.10
Nd	14.30	18.20	66.10	40.20	30.90	41.90	25.90
Sm	3.20	3.60	9.80	7.50	5.20	5.60	4
Eu	0.93	0.99	1.61	1.24	1.70	1.31	1.43
Gd	3.67	2.99	6.42	6.23	3.24	3.54	2.57
Tb	0.48	0.30	0.73	0.74	0.44	0.36	0.29
Dy	3.45	1.42	3.52	3.98	3.23	2.61	2.50
Ho	0.69	0.21	0.52	0.68	0.66	0.54	0.43
Er	2.23	0.88	1.57	1.88	2.01	1.91	1.72
Tm	0.30	0.15	0.17	0.26	0.28	0.28	0.27
Yb	2.00	0.80	1.60	1.90	2	2	1.80
Lu	0.19	0.06	0.11	0.33	0.28	0.25	0.28
ETRtotal	71.86	85.74	335.98	209.29	176.46	241.97	151.59
(La/Yb) <sub>n</sub>	3.67	13.15	30.84	15.22	14.16	19.89	13.26
Eu/Eu*	0.83	0.92	0.62	0.55	1.27	0.90	1.36
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.70	4.28	4.89	4.03	5.19	4.24	5.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /K <sub>2</sub> O	10.57	9.05	2.36	3.17	5.19	3.03	1.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	16.52	27.87	13.80	21.64	25.37	48.06	27.04

Amostras analisadas nos Laboratórios da GEOSOL (Belo Horizonte, Brasil); valores de normalização pelo condrito de Boynton (1984);  $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$ ; LOI = perda ao fogo; na = não analisado; óxidos em % peso; elementos traço em ppm.

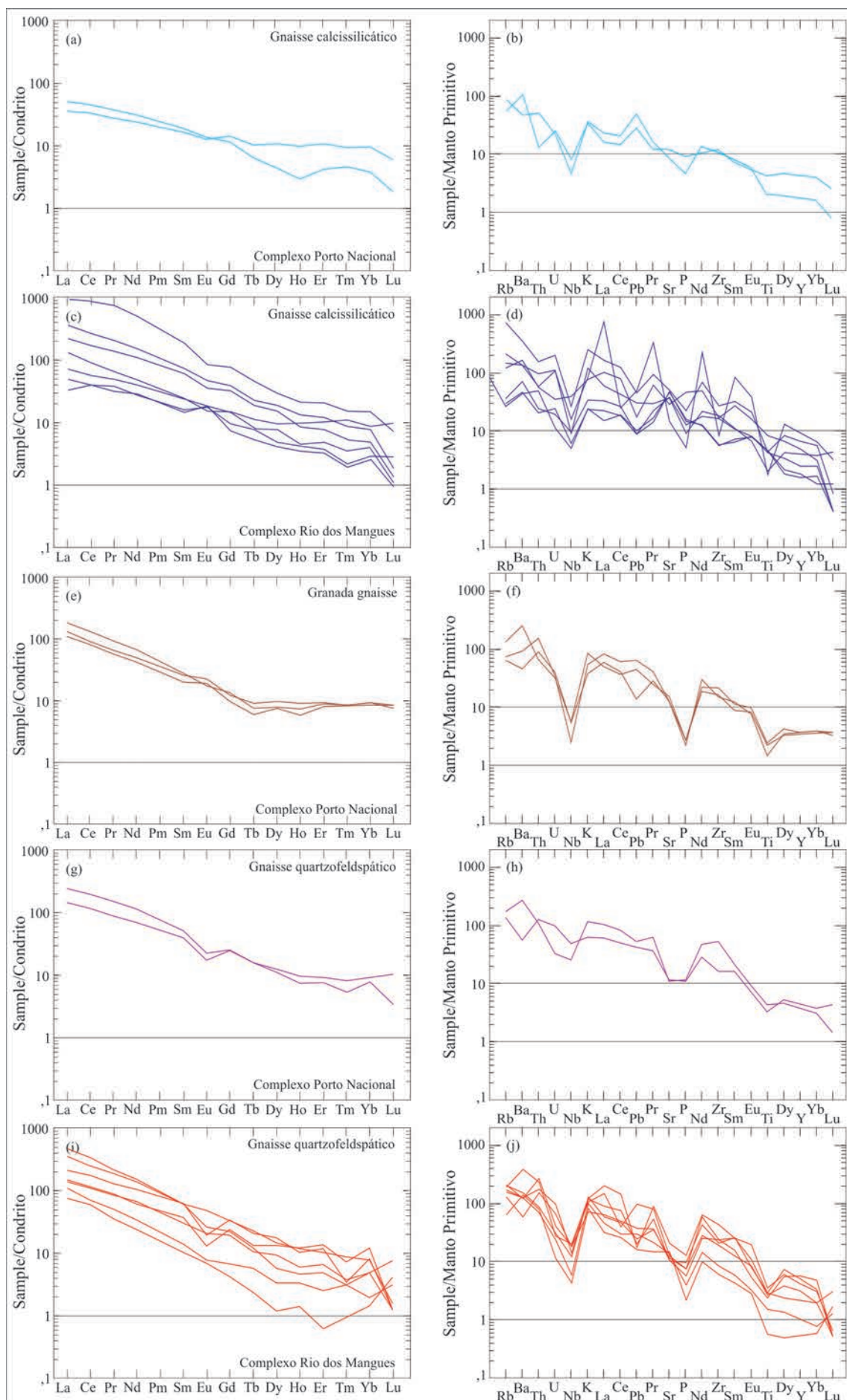


Figura 3.62 – A, C, E, G) Padrões de ETR das rochas normalizadas ao condrito de Boynton (1984). B, D, F, H) diagramas de multielementos normalizados ao Manto Primitivo de Sun e McDonough (1989). Escala logarítmica.

Manto Primitivo de Sun e McDonough que as rochas sedimentares estudadas têm fontes similares nos dois complexos, possivelmente com deposição associada a uma bacia marginal ao arco.

Em relação aos ambientes tectônicos, no diagrama  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  da figura 3.63a, as fontes dos gnaisses quartzo feldspáticos dos dois complexos e os granada granulito concentram-se no campo dos arcos de margem continental ativa ou arcos continentais (Figs. 3.63 c, d) com os protólitos

dos gnaisses calcissilicáticos no campo dos arcos oceânicos. No diagrama  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  da figura 3.63b todas as amostras estão relacionadas com ambientes de arco da mesma forma que no diagrama ternário da figura 3.63e.

Goarayeb et al. (2000) realizaram datações pelo método Pb-Pb em zircões provenientes do Complexo Granulítico Porto Nacional e obtiveram idades de  $2125 \pm 3$  Ma para os granulitos máficos, 2153 Ma,  $2097 \pm 1$  Ma para os enderbitos e idade média  $2100 \pm 2$

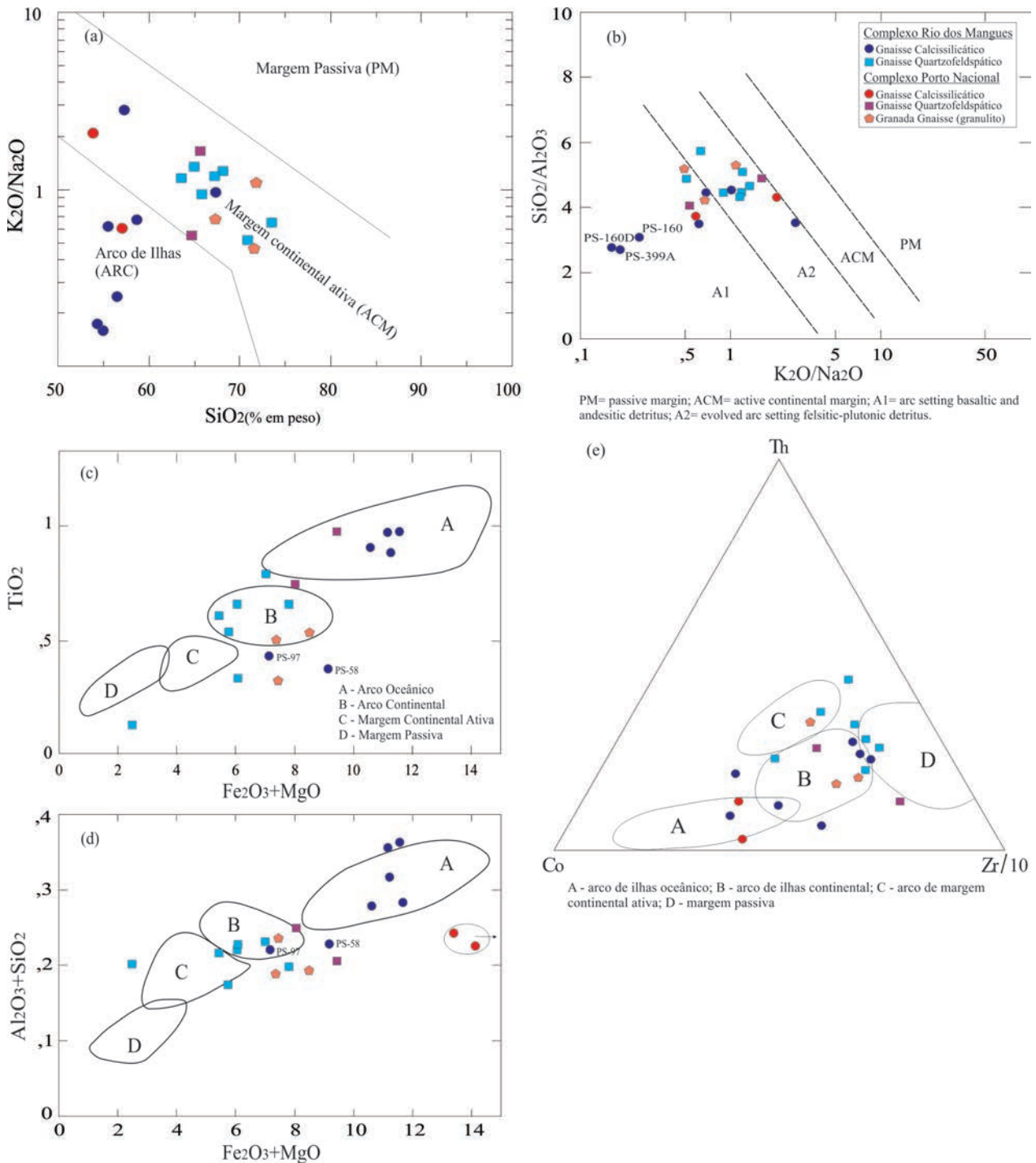


Figura 3.63 – A) Diagrama  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  de Roeser e Korsch (1986). B) Diagrama binário de Roeser e Korsch (1986) e as áreas fonte das rochas estudadas entre os Campos A1 e A2. C e D) Diagramas de discriminação tectônica para as rochas metassedimentares dos complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues de Bhatia (1983). E) Diagrama ternário de ambientes tectônicos de Bhatia e Crook (1986).

Ma para os kinzigitos. As idades dos granulitos máficos e enderbitos foram interpretadas por estes autores como idades de cristalização. Duas análises de zircões pelo método U-Pb (LA-ICP-MS), realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, mostram idades de cristalização em torno de 2084±6 Ma para ortogranulitos (Fig. 3.64B), semelhantes a

algumas idades encontradas por Gorayeb et al. (Op. cit) para os enderbitos e idade 2170±4 Ma (Fig. 3.65 e tab. 3.17), obtida em zircões proveniente de granulito ortoderivado de composição tonalítica que revelou-se a idade mais antiga para as rochas deste Complexo.

Os zircões são bem formados (Fig. 3.66) e sobrecrescidos, provavelmente devido ao metamorfismo.

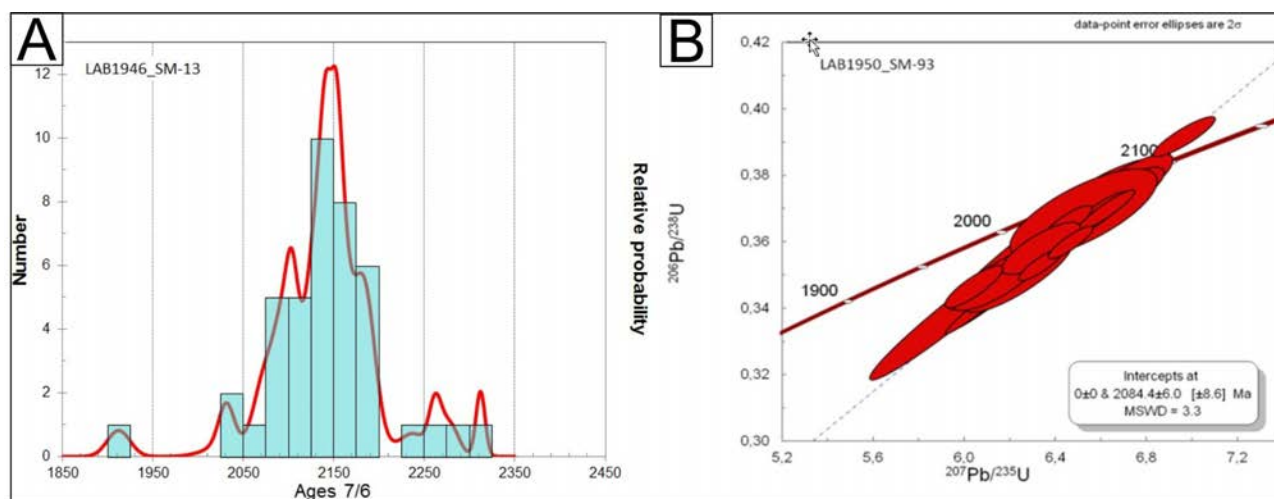


Figura 3.64 – Dados geocronológicos (U-Pb-LA-ICP-MS) para rochas paraderivadas (A) e ortoderivadas (B) do Complexo Granulítico de Porto Nacional.

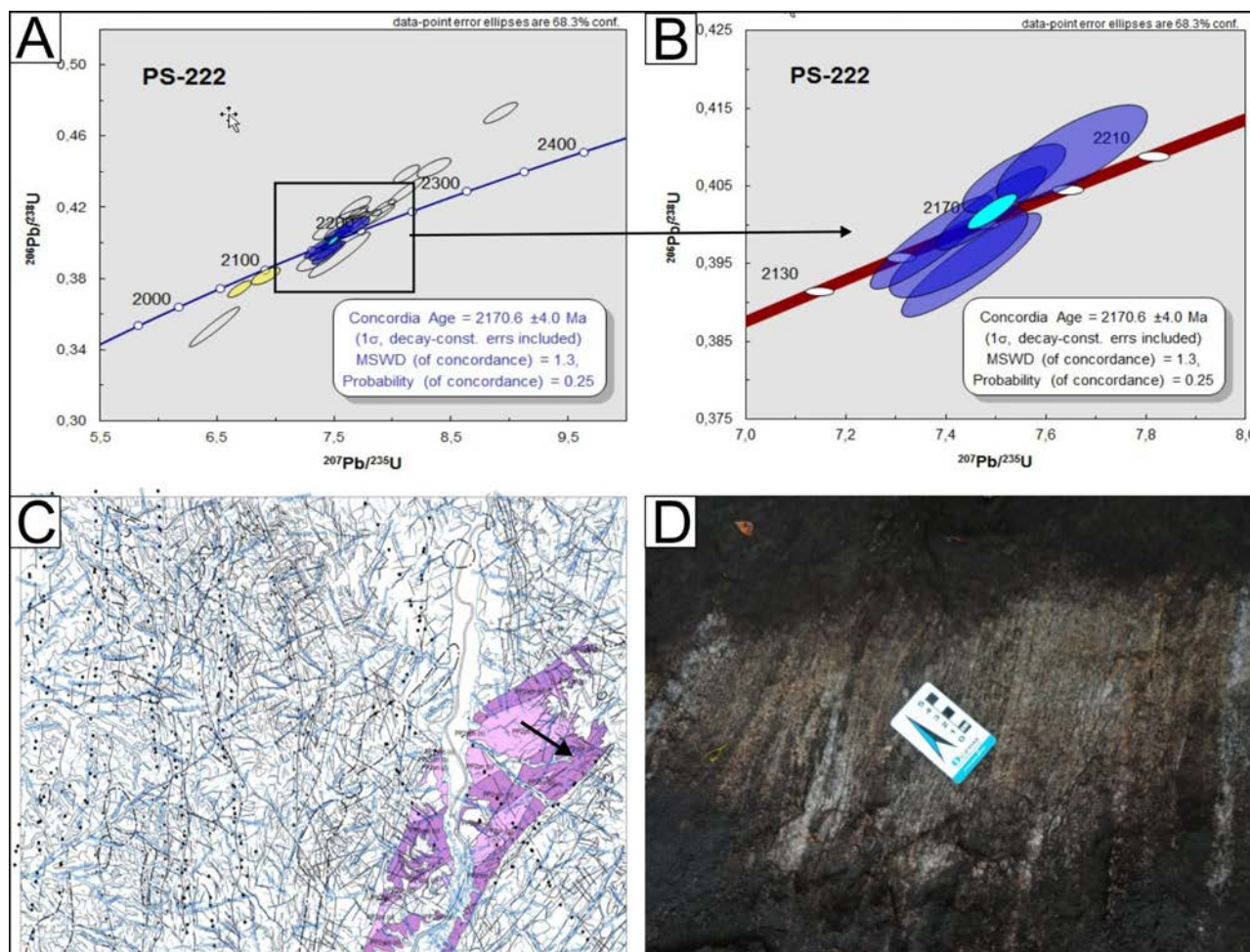


Figura 3.65 – Dados referentes à datação de uma amostra de tonalito granulítico do Complexo Granulítico de Porto Nacional (A e B) Isócronas, (C) localização da amostra e (D) Característica da rocha amostrada.

Tabela 3.17 – Dados analíticos referentes à amostra PS-222 (tonalito granulítico) datado pelo método U-Pb (ICP-LA-MS).

Grão.spot	f206(%)	Th										Idades Aparentes			Conc.(%)		
			206Pb	207Pb	err (%)	207Pb	err (%)	206Pb	err (%)	Rho	207Pb	(Ma)	207Pb	(Ma)		206Pb	(Ma)
			U	204Pb	206Pb	1sigma	235U	1sigma	238U	1sigma		206Pb		235U			238U
04-Z-02	0,00	0,38	331767	0,134	0,47	7,370	1,09	0,398	0,99	0,90	2156	8	2157	10	2159	18	100,17
05-Z-03	0,00	0,31	472989	0,135	0,41	7,491	0,97	0,402	0,88	0,89	2165	7	2172	9	2179	16	100,67
17-Z-13	0,00	0,42	958015	0,137	0,54	7,450	1,24	0,395	1,11	0,89	2187	9	2167	11	2146	20	98,10
18-Z-14	0,00	0,22	381875	0,135	0,55	7,535	0,90	0,406	0,71	0,76	2159	10	2177	8	2197	13	101,77
23-Z-17	0,00	0,31	411175	0,136	0,82	7,652	1,30	0,409	1,01	0,76	2172	14	2191	12	2212	19	101,85
24-Z-18	0,00	0,27	303377	0,136	0,76	7,425	1,23	0,397	0,97	0,77	2174	13	2164	11	2153	18	99,04
03-Z-01	0,00	0,33	836868	0,133	0,61	6,478	2,18	0,353	2,10	0,96	2140	11	2043	19	1948	35	91,03
06-Z-04	0,00	0,37	524067	0,137	0,65	7,882	1,14	0,416	0,93	0,89	2195	11	2218	10	2242	18	102,13
07-Z-05	0,00	0,44	886849	0,137	0,44	7,924	0,85	0,420	0,73	0,83	2188	8	2222	8	2260	14	103,26
08-Z-06	0,00	0,25	300569	0,137	0,44	8,117	1,26	0,429	1,18	0,93	2191	8	2244	11	2302	23	105,06
09-Z-07	0,00	0,17	1160526	0,134	0,39	7,707	0,72	0,417	0,61	0,81	2151	7	2197	7	2247	12	104,44
10-Z-08	0,00	0,05	822619	0,137	0,68	8,924	1,06	0,473	0,82	0,85	2187	12	2330	10	2497	17	114,18
13-Z-09	0,00	0,38	527917	0,137	0,60	7,765	1,19	0,412	1,03	0,85	2184	11	2204	11	2226	19	101,93
14-Z-10	0,00	0,22	326858	0,139	0,78	7,545	2,29	0,393	2,15	0,94	2217	14	2178	21	2138	39	96,45
15-Z-11	0,00	0,31	443789	0,134	0,51	8,119	0,91	0,439	0,75	0,80	2154	9	2244	8	2345	15	108,90
16-Z-12	0,00	0,30	305641	0,133	1,45	7,552	2,03	0,411	1,43	0,86	2143	25	2179	18	2218	27	103,51
19-Z-15	0,00	0,33	321615	0,135	0,55	7,674	1,15	0,411	1,01	0,87	2167	10	2194	10	2222	19	102,50
25-Z-19	0,01	0,27	266101	0,135	0,82	7,580	1,41	0,408	1,14	0,80	2159	14	2182	13	2208	21	102,29
26-Z-20	0,00	0,28	558113	0,137	0,80	8,354	1,15	0,442	0,82	0,75	2190	14	2270	10	2361	16	107,79
28-Z-22	0,00	0,23	335586	0,133	0,64	7,681	1,17	0,420	0,97	0,82	2134	11	2194	10	2260	19	105,91
30-Z-24	0,00	0,31	425328	0,136	1,00	7,341	1,43	0,390	1,02	0,77	2182	17	2154	13	2124	19	97,33

\*Em azul: Dados utilizados no cálculo da Concordia Age

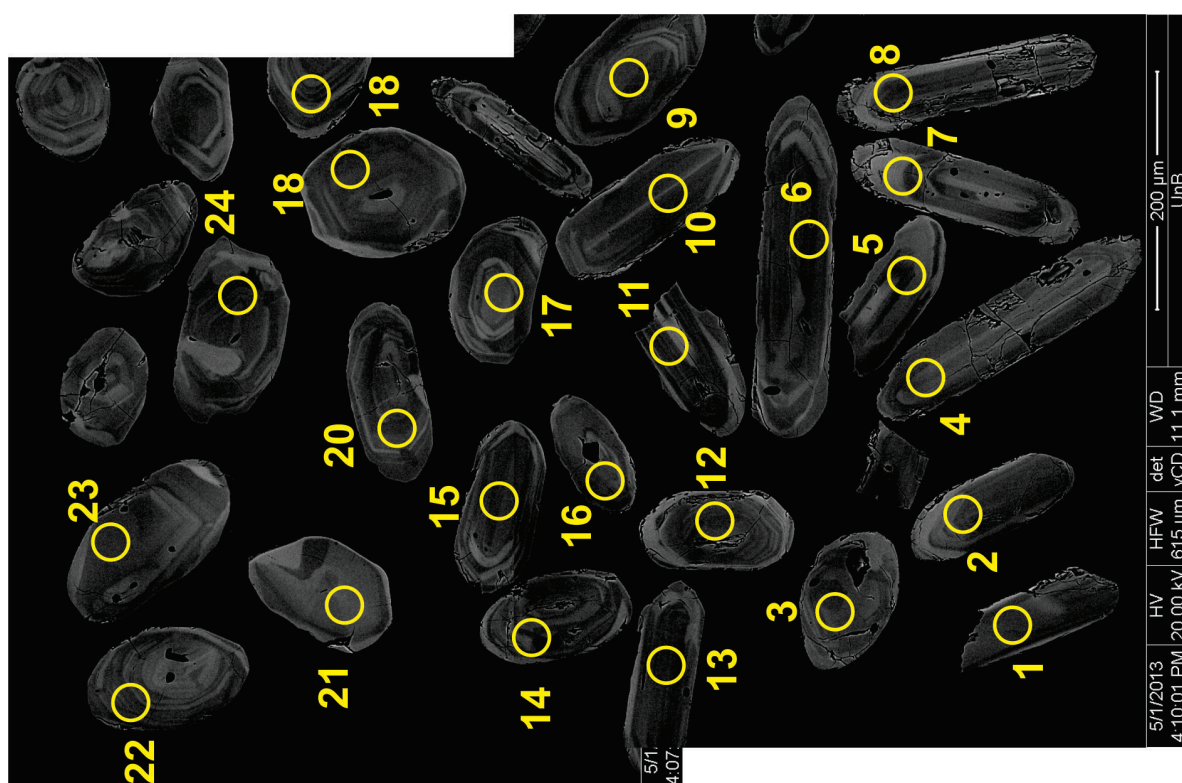


Figura 3.66 – Zircões da amostra PS-222, granulito ortoderivado de composição tonalítica.

O histograma obtido a partir de análises geocronológicas U-Pb (ICP-LA-MS) de zircões de kinzigitos do Complexo Granulítico de Porto Nacional (Fig. 3.64 A) mostra uma variação de idades entre 2250 Ma e 2050 Ma para a porção paraderivada deste Complexo, o que determina a idade máxima para as rochas desta bacia.

### 3.2.1.2 - Complexo Rio dos Mangues

Barbosa et al. (1966) descreveram paragnaisse com intercalações de metabasitos, migmatitos e granitos a leste do rio Araguaia. Cunha et al. (1981) citam a presença de rochas calcissilicáticas ricas em epidoto nas fazendas Sítio do Meio e Boa Vista, localizadas a 4 Km de Paraiso do Norte, na estrada que liga a sede deste município à sede do município de Chapada da Areia e as inserem no Complexo Goiano. A denominação Complexo Rio dos Mangues foi proposta por Costa et al. (1983) para designar um conjunto de rochas metassedimentares com metamáficas ortoderivadas associadas, que ocorre na região de Paraiso do Tocantins. Arcanjo (2002), realizou datações geocronológicas (Pb-Pb em zircão) na região de Paraiso do Tocantins em gnaisses granodiorítico (2066±6 Ma) e tonalítico (2065±3

Ma, 2054±4 Ma e 2127±9). Arcanjo e Moura (2000) dataram as rochas do embasamento do Orógeno Araguaia na região de Paraiso do Tocantins pelo método U-Pb em zircão (TIMS) e as incluíram no Complexo Colméia (gnaisse granodiorítico - 2014±36 Ma e gnaisse calcissilicático - 2083±27 Ma).

As rochas do Complexo Rio dos Mangues estão distribuídas em uma faixa de direção Norte-Sul com largura entre 30 e 40 km na porção central da Folha Porto Nacional (Fig. 3.67).

#### Unidade Ortoderivada

As rochas da Unidade Ortoderivada afloram sob a forma de serras e grandes lajeiros e as exposições mais representativas e de mais fácil acesso encontram-se na estrada que liga as sedes dos municípios de Fátima e Porto Nacional. As figuras 3.68 e 3.69 mostram as principais características texturais e estruturais das rochas desta subunidade. São rochas predominantemente bandadas, dobradas e boudinadas, cor cinza a cinza rosada e granulação predominantemente média, porém termos com foliação definida somente pelo alinhamento de minerais máficos também estão presentes. Inclui biotita-hornblenda gnaisse granítico, biotita

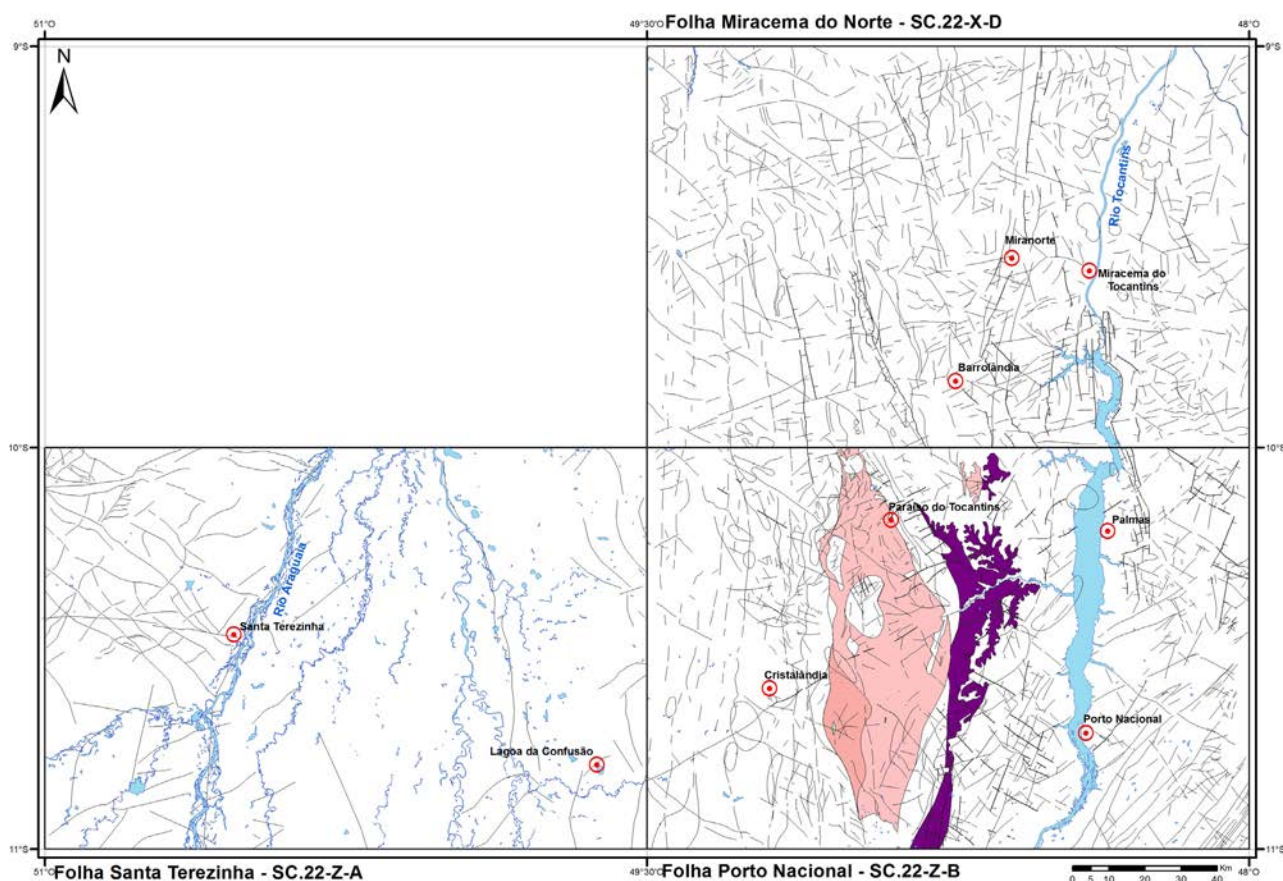


Figura 3.67 – Localização da área de ocorrência do Complexo Rio dos Mangues. Unidade Ortoderivada (lilás) e Unidade Paraderivada (rosa).

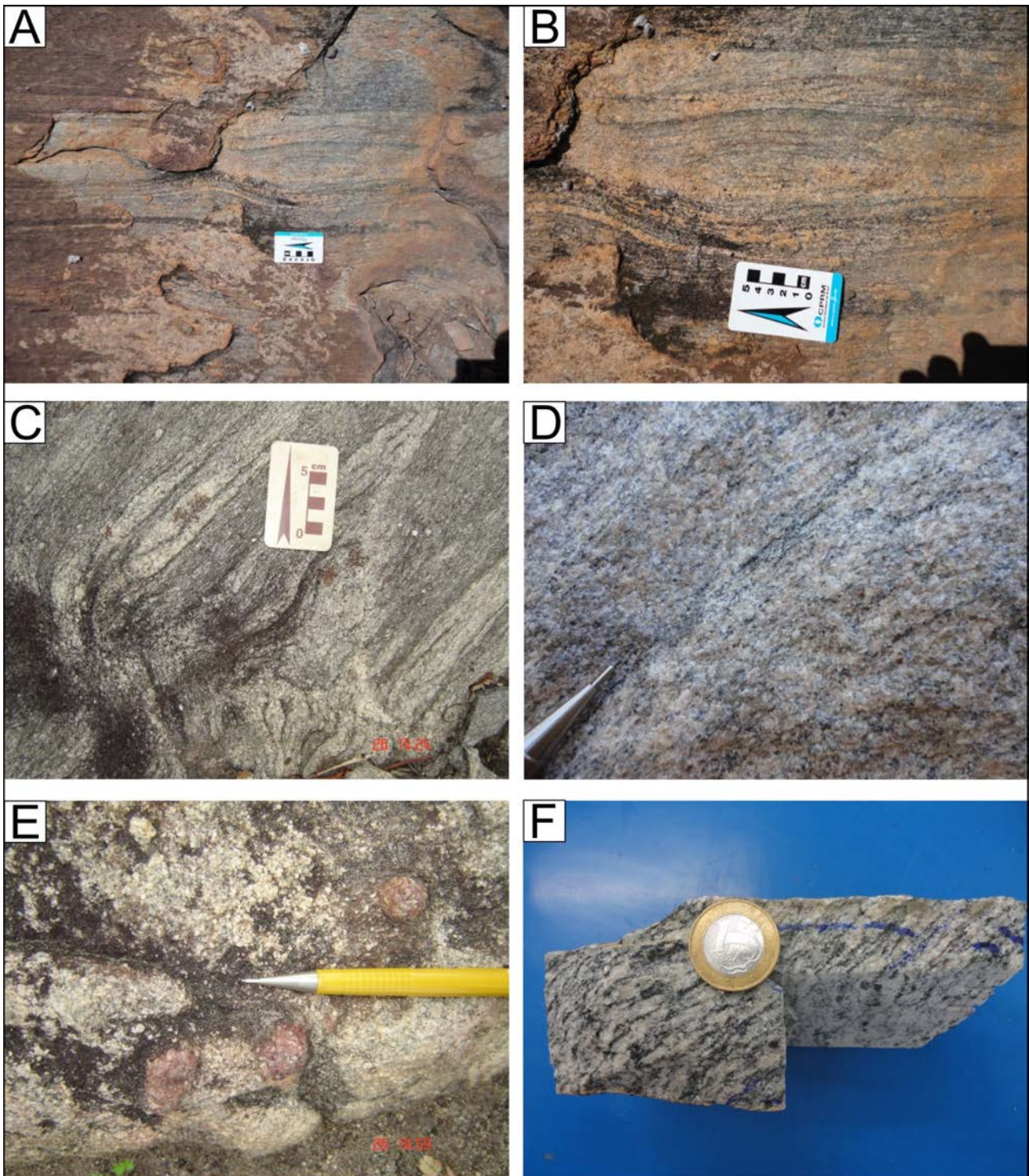


Figura 3.68 – Feições texturais e estruturais das rochas de composição tonalítica a granodiorítica do Complexo Rio dos Mangues - Unidade Ortoderivada: A) Afloramento (em planta) de gnaiss de composição tonalítica evidenciando as feições texturais e estruturais. B) Detalhe da foto anterior com destaque para a estrutura em boudin (obs. feição preservada também em afloramentos do Complexo Granulítico Porto Nacional). C) Feições no mesmo afloramento da foto A. D) No mesmo afloramento um fácies de composição granodiorítica a monzogranítica. E) Outra fácies no mesmo afloramento com a presença de granada. F) Amostra de mão de gnaiss de composição tonalítica, evidenciando a foliação milonítica, com as trilhas de máficos (hornblenda e biotita) intercaladas com níveis de quartzo e feldspato.



sienogranito com anfibólio, monzogranito, gnaiss granodiorítico com allanita, biotita tonalito e biotita gnaiss, metamorfisados em grau anfibolito alto, localmente granulítico.

Nos monzogranitos a deformação define-se pela orientação das lamelas de biotita, o quartzo apresenta-se em “ribbons” com limites irregulares

e lobados (Fig. 3.70 A), o K-feldspato é perítico em fenocristais que alcançam até 7 mm e exibem inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita (Fig. 3.70 B). Microclinio com maclas Carlsbad ou Manebach e em grade e com inclusões semelhantes a pertitas, também ocorre como fenocristais (Fig. 3.70 C). O plagioclásio ocorre em grãos menores com maclas

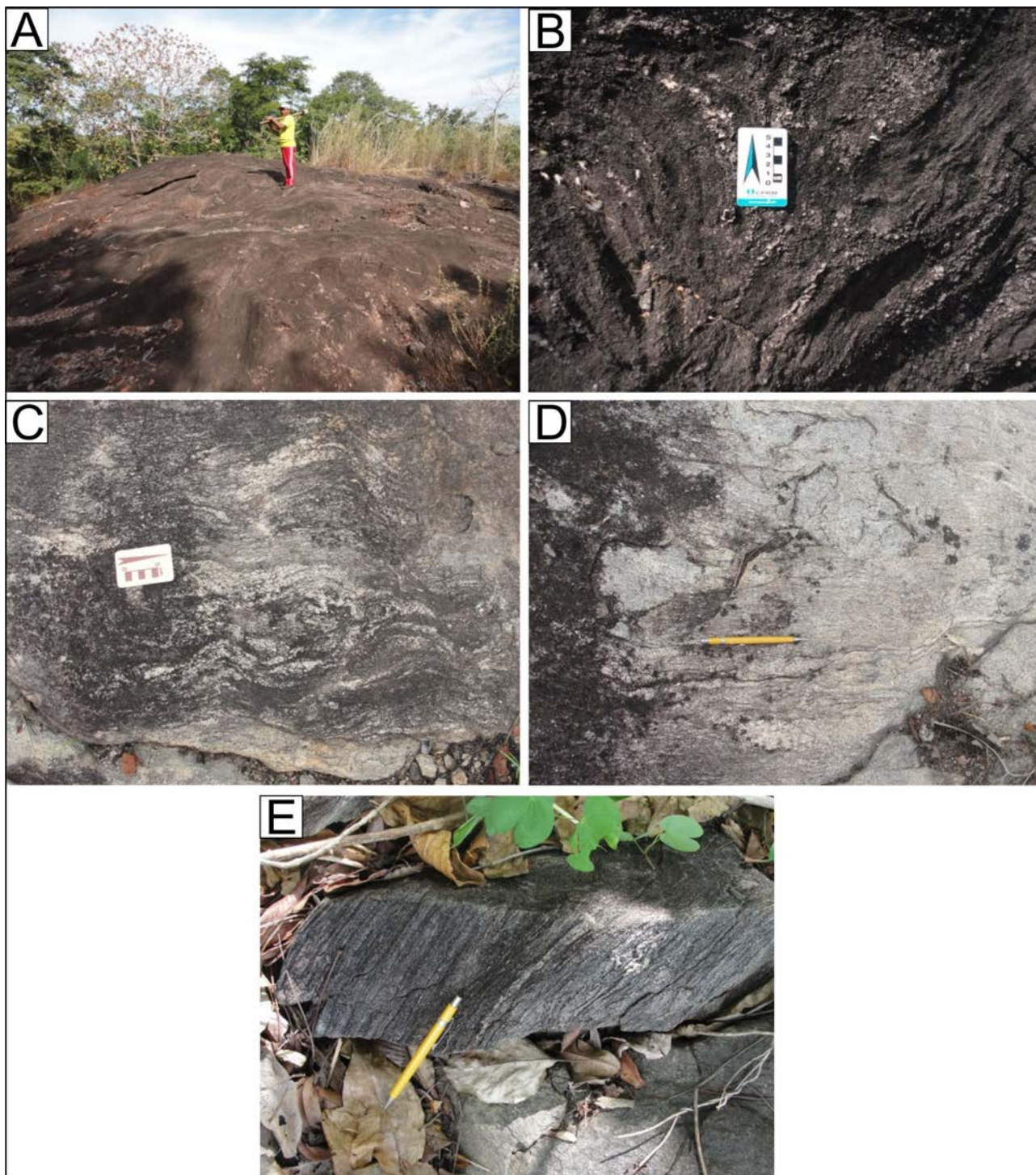


Figura 3.69 – Feições texturais e estruturais das rochas de composição tonalítica a monzogranítica do Complexo Rio dos Mangues - Unidade Ortoderivada: A) Aspecto de um dos afloramentos da Unidade Ortoderivada do Complexo Rio dos Mangues. B) Detalhe do afloramento, evidenciando a deformação dúctil da rocha. C e D) Afloramento em planta - aspecto deformacional de gnaiss de composição monzogranítica. E) Foliação milonítica em gnaiss de composição tonalítica.

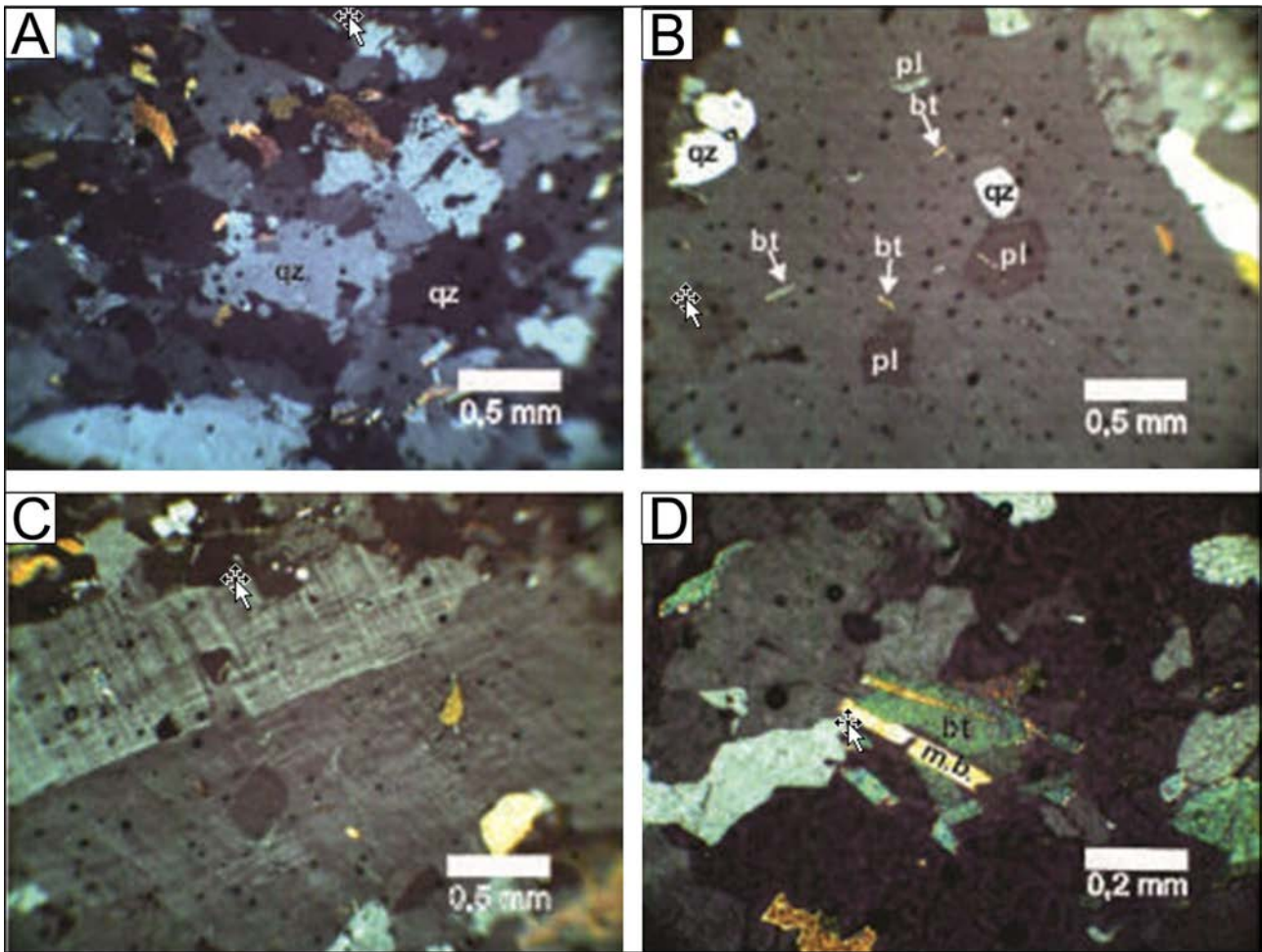


Figura 3.70 – Feições microscópicas de uma amostra representativa dos monzogranitos. A) Grãos de quartzo com limites irregulares e orientação preferencial. B) K-feldspatos peritéticos com inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita. C) Fenocristal de microclina. D) Mica branca produto de alteração da biotita.

evanescentes ou quase extintas e também exibe orientação preferencial. Mica branca associada à biotita é proveniente de alteração desta (Fig. 3.70 D). A subgranulação, em grande parte, desapareceu durante o metamorfismo de alta temperatura. Os fenocristais se formaram antes dos cristais menores e acima da linha dos solidus. Os cristais da matriz se formaram posteriormente, durante a deformação sob temperatura mais baixa. Localmente observam-se mirmequitas.

Nos granitos o mineral máfico predominante é a biotita e os anfibólios alcançam 10% das rochas. Nos termos sienograníticos os máficos mais evidentes são biotita (até 10%) e anfibólio (até 2%) envolvidos em uma clara reação de substituição, sugestiva de processo retrometamórfico (Fig. 3.71 A). A biotita tem pleocroísmo bege a castanho esverdeado e o anfibólio, verde amarelado a verde escuro. O feldspato predominante é a microclina. O quartzo apresenta subgranulação proveniente da deformação (Fig. 3.71 B). Alguns plagioclásios estatisticamente testados pelo método da extinção das maclas mostraram composição albíta/oligoclásio. Os contatos entre os grãos minerais

podem ser consertais e lobulados, indicativos de cristalização simultânea (Fig. 3.71 C). A presença de textura em mosaico e junções tríplexes entre os grãos de quartzo são indicativas de cristalização em estado sólido (Fig. 3.71 D). Isto indica que a rocha passou por outros processos de cristalização metamórfica após a cristalização magmática. Localmente observa-se titanita em reação de consumo com a biotita e opacos (Fig. 3.29 E).

Os tonalitos e granodioritos são rochas de granulação predominantemente média, cor cinza, deformadas em regime dúctil a dúctil rúptil, magnéticas e reagem ao ácido clorídrico. A presença de microclínio (até 16%) nos granodioritos e a grande quantidade de plagioclásio (até 53%) e biotita (até 20%) nos tonalitos são as diferenças mais marcantes e definidoras da classificação dos termos intermediários da série granitóide, no que tange a composição mineralógica.

As principais feições observadas em lâminas estão relacionadas à deformação e metamorfismo. As biotitas encontram-se orientadas em feixes associadas a opacos e muscovita secundária. Exibem

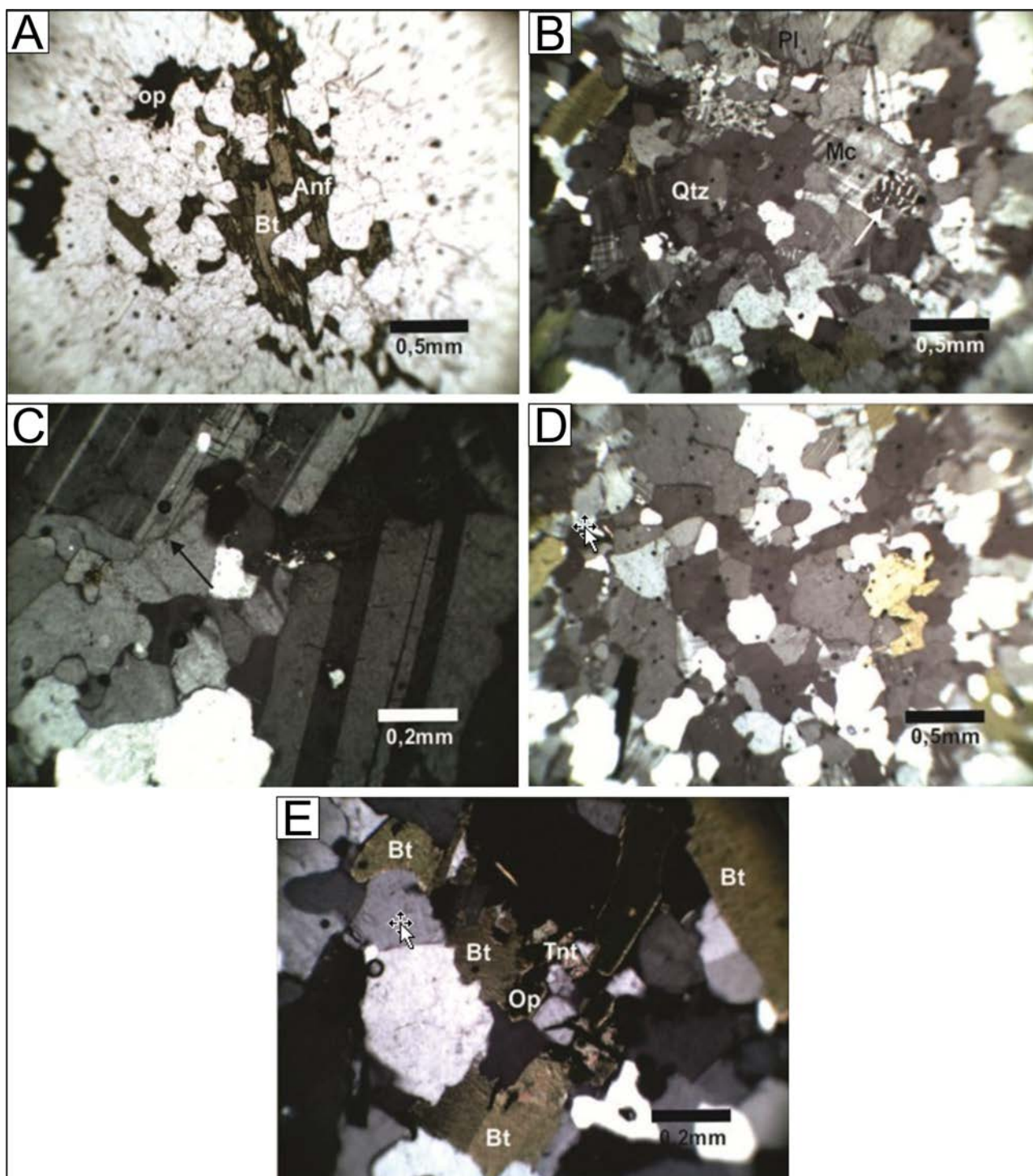


Figura 3.71 – Feições microscópicas de uma amostra representativa dos sienogranitos, com ênfase para os produtos das reações metamórficas e deformação: A) Evidências da reação de substituição anfibólio-biotita. B) Textura mimerquítica em microclina. C) Evidência de contatos consertais. D) Contatos retos gerados pela cristalização em estado sólido no quartzo. E) Biotita em reação de consumo com titanita e opacos.

pleocroísmo bege claro a castanho esverdeado escuro. O quartzo é anédrico e pode ocorrer em formas alongadas com subgranulação com orientação preferencial o que indica um estágio avançado de recuperação de deformação intracristalina (Fig 3.72 A). A microclina e o plagioclásio ocorrem quase sempre alterados em sericita e muscovita. No interior dos plagioclásios ocorre carbonato em fraturas, provavelmente de origem hidrotermal (Fig 3.72 B).

Além dos minerais essenciais, ocorrem cristais de allanita com formas que lembram perovskita (Fig 3.72 C). Os demais termos relacionados à Unidade Ortoderivada estão representados por rochas com estrutura gnáissica e composição granítica cuja variação mineralógica está expressa na tabela 3.18.

São hornblenda-biotita gnaisses cujas características texturais e estruturais se assemelham àquelas dos litótipos descritos anteriormente. A

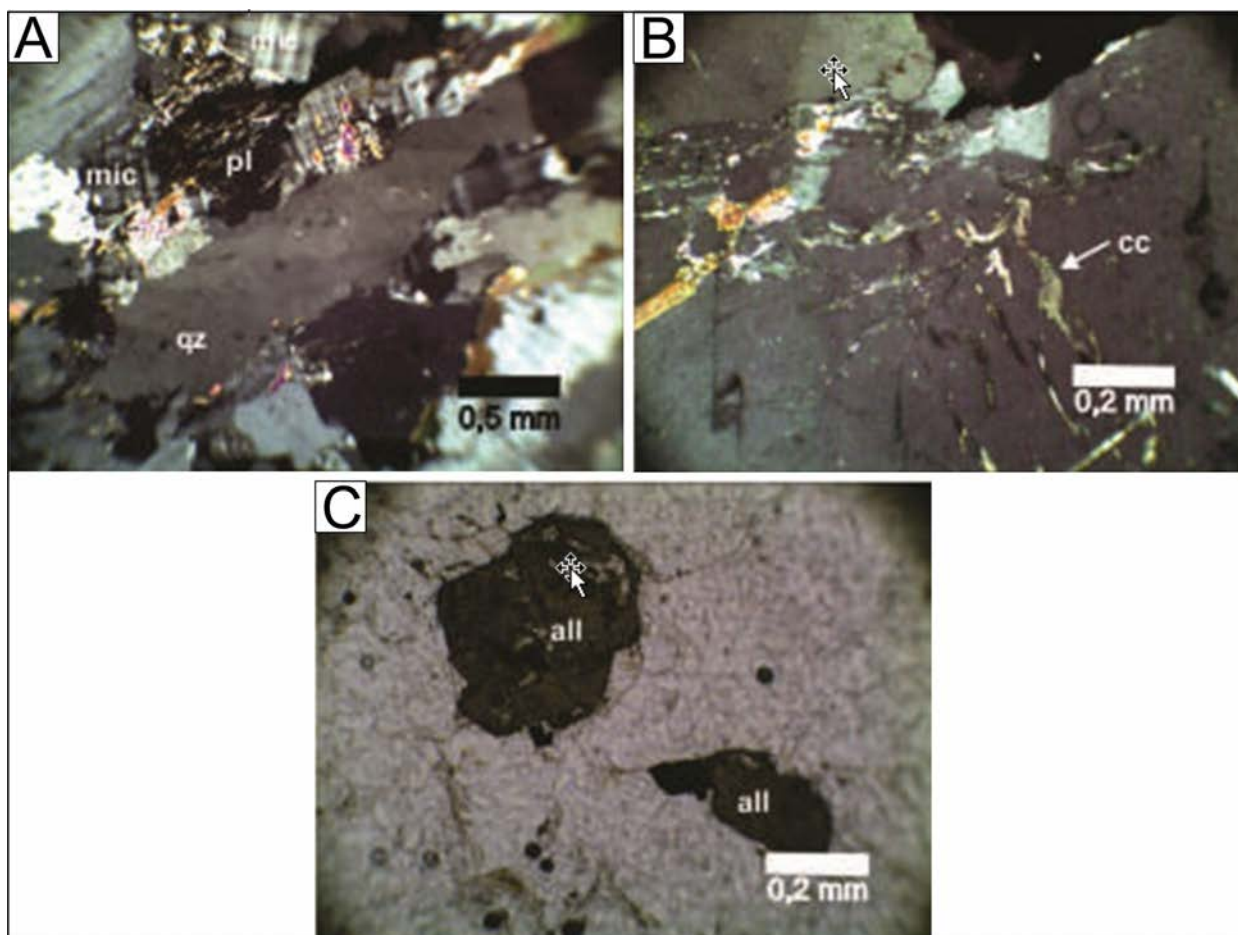


Figura 3.72 – Características microscópicas de uma amostra representativa dos termos de composição intermediária: A) Cristais anédricos de quartzo orientados, evidenciando a deformação da rocha. B) Fraturas preenchidas por calcita, possivelmente provenientes de alteração hidrotermal. C) Cristais de allanita com hábito cristalino que lembra perovskita.

Tabela 3.18 – Variação mineralógica dos granitoides da unidade ortoderivada do Complexo Rio dos Mangues.

Quartzo	K-feldspato	Plagioclásio	Biotita	Muscovita.	Hornblenda
52 -53	10 - 17	Dec-18	Oct-20	0,34	0 - 10
Opacos	Carbonato	Zircão	Apatita		
0,0 – 0,3	0,1 – 0,2	0,08 - 0,1	0,0 - 0,14		

foliação conspícua é marcada pela orientação dos feixes de biotita e cristais de quartzo e plagioclásio (Fig. 3.73 A). Lâminas inteiramente constituídas de grãos de quartzo bastante estirados sugerem veios de quartzo deformados e orientados segundo a foliação principal (Fig. 3.73 B). Feições de alta temperatura observadas nos grãos de quartzo sugerem que a rocha teria atingido a fácies anfibolito de alta temperatura. Distinguem-se anfibólios, frequentemente de aspecto esquelético, pleocroísmo verde amarelado a verde escuro e biotita com pleocroísmo bege amarelado a castanho esverdeado (Fig. 3.73 C). Localmente observam-se estruturas que sugerem restos de dobras intrafoliais dadas pela orientação de biotitas (Fig. 3.73 D).

As rochas do Complexo Rio dos Mangues, juntamente com as rochas do Complexo Granulítico Porto Nacional, Suíte Serrote e Suíte Plutonovulcânica Ipueiras, representam o embasamento Paleoproterozóico regional. As rochas ortoderivadas do Complexo Rio dos Mangues ocorrem em contato por zonas de cisalhamento transpressionais com o Complexo Granulítico Porto Nacional. Ao longo destas discontinuidades, intrudiram os corpos graníticos da Suíte Lajeado (Granito Matança e Palmas e Suíte Aliança - tonalito Serra do Tapuío). Apresentam, também, contatos tectônicos com os micaxistos e gnaisses da Formação Xambioá, são intrudidas pelos granitos da Suíte Santa Luzia e é encobertas pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba, em discordância erosiva, angular e temporal.

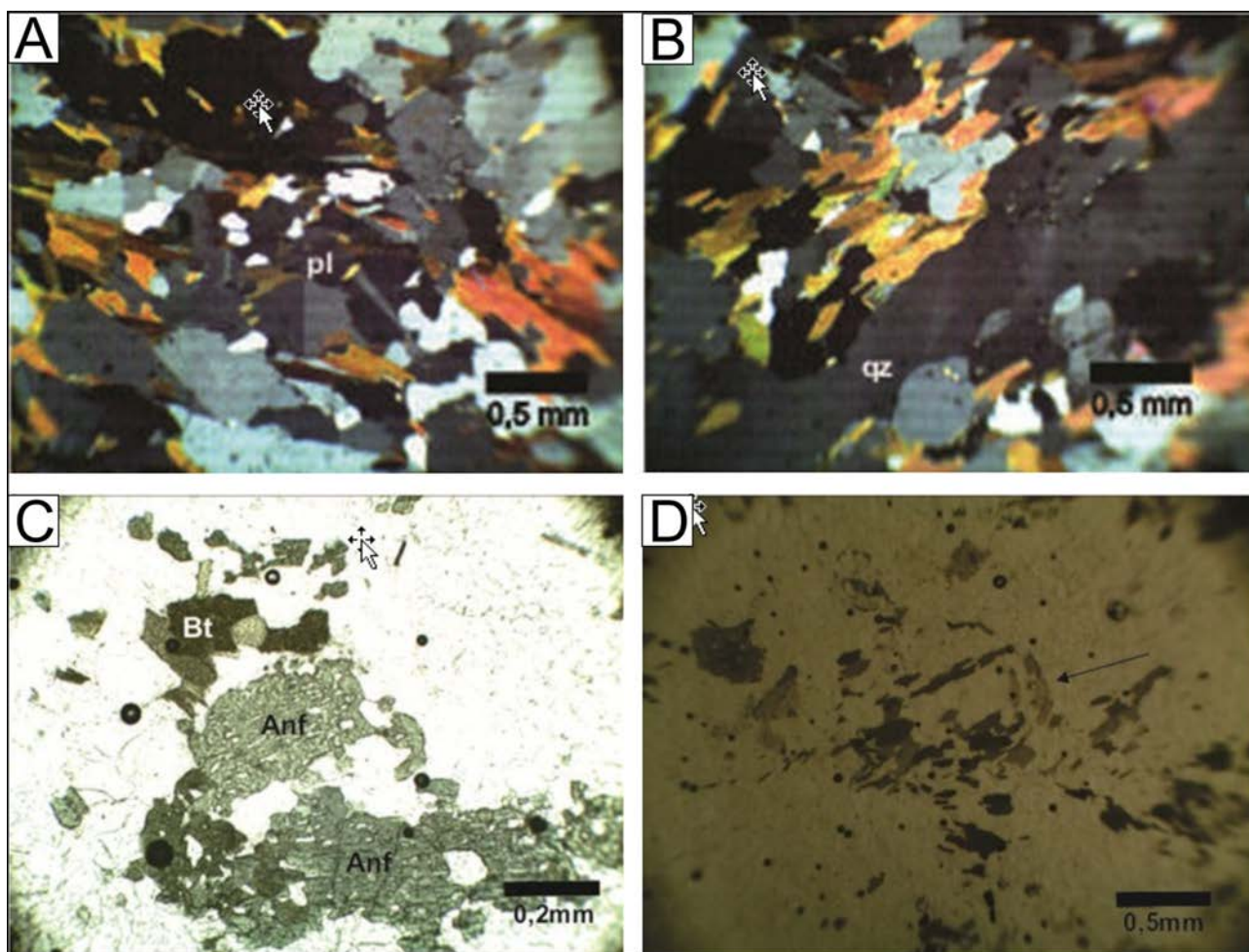


Figura 3.73 – Características microscópicas de uma amostra representativa dos termos de composição granítica. A) Aspecto deformacional evidenciado pela orientação das lamelas de biotita, grãos de quartzo e feldspato (nc). B) Veio de quartzo deformado e orientado segundo a foliação (nc). C) Características dos minerais máficos que compõem a rocha (np). D) Lamelas de biotita levemente orientadas (np).

#### Unidade Paraderivada

Esta subunidade é composta predominantemente por rochas calcissilicáticas originadas pelo metamorfismo de sedimentos clastoquímicos, pelíticos ( $\pm$ granada $\pm$ estauroilita $\pm$ mica  $\pm$  quartzo xistos) e químicos (talco xisto) subordinados. É importante ressaltar que rochas originadas pelo metamorfismo de calcários dolomíticos (talco xistos) quase sempre são confundidas no campo com rochas ígneas ultramáficas. Um exemplo é o que acontece na região de Monte Santo, onde a intrusão alcalina de Monte Santo, datada pelo método U-Pb em um milhão de anos, intrude rochas originadas tanto do metamorfismo de sedimentos clásticos (arenitos), quanto clastoquímicos (calcissilicáticas), quanto químicos (talco xistos).

Os afloramentos das rochas calcissilicáticas normalmente ocorrem sob a forma de blocos em planície arrasada com solos marron-avermelhados, localmente laterizados, ou em cortes de estradas como saprólitos que preservam a estrutura gnáissica da rocha original, facilmente confundível com

gnaisse de composição tonalítica. São gnaisses bandados, formados por bandas compostas por máficos (piroxênio, predominantemente diopsídio e biotita) de cor avermelhada e bandas claras formadas por carbonato e feldspato. Estas rochas foram submetidas a sucessivos processos deformacionais, de difícil reconstituição. Algumas feições como *boudins*, provavelmente são remanescentes das primeiras fases de deformação, à semelhança das estruturas encontradas no Complexo Granulítico de Porto Nacional e denotam que, em estágio deformacional inicial estas rochas foram submetidas a esforços compressionais. Aspectos da topografia e de alguns raros afloramentos podem ser observados na estrada que liga as sedes dos municípios de Pugmil e Porto Nacional e em rodovias vicinais que ligam esta estrada às fazendas da região. Os micaxistos e gnaisses granatíferos afloram sob a forma de serras e lajeiros, contrastando com topografia arrasada da área de ocorrência das calcissilicáticas.

Esta subunidade está em contato através de zonas de cisalhamento transpressionais com os

gnaises da Unidade Ortoderivada, com a Formação Xambioá e com os remanescentes do Complexo Ofiolítico Quatipuru e é intrudida pelos granitoides da Suíte Serrote (2070 Ma), pelas alcalinas de Monte Santo e Serra da Estrela (1000 Ma), pelos granitos da Suíte Aliança (600 Ma), pelos granitoides da Suíte Santa Luzia (530 Ma) e pelas máficas da Suíte Morro

da Mata-Carreira Comprida (530 Ma). A sequência de fotos das figuras 3.74, 3.75 e 3.76 mostram os diversos aspectos das rochas desta subunidade.

Entre as rochas paraderivadas do Complexo Rio dos Mangues foram descritos: quartzo-plagioclásio-hornblenda-diopsídio fels (gnaisse calcissilicático), zoisita-anfibólio xisto, diopsídio-plagioclásio-

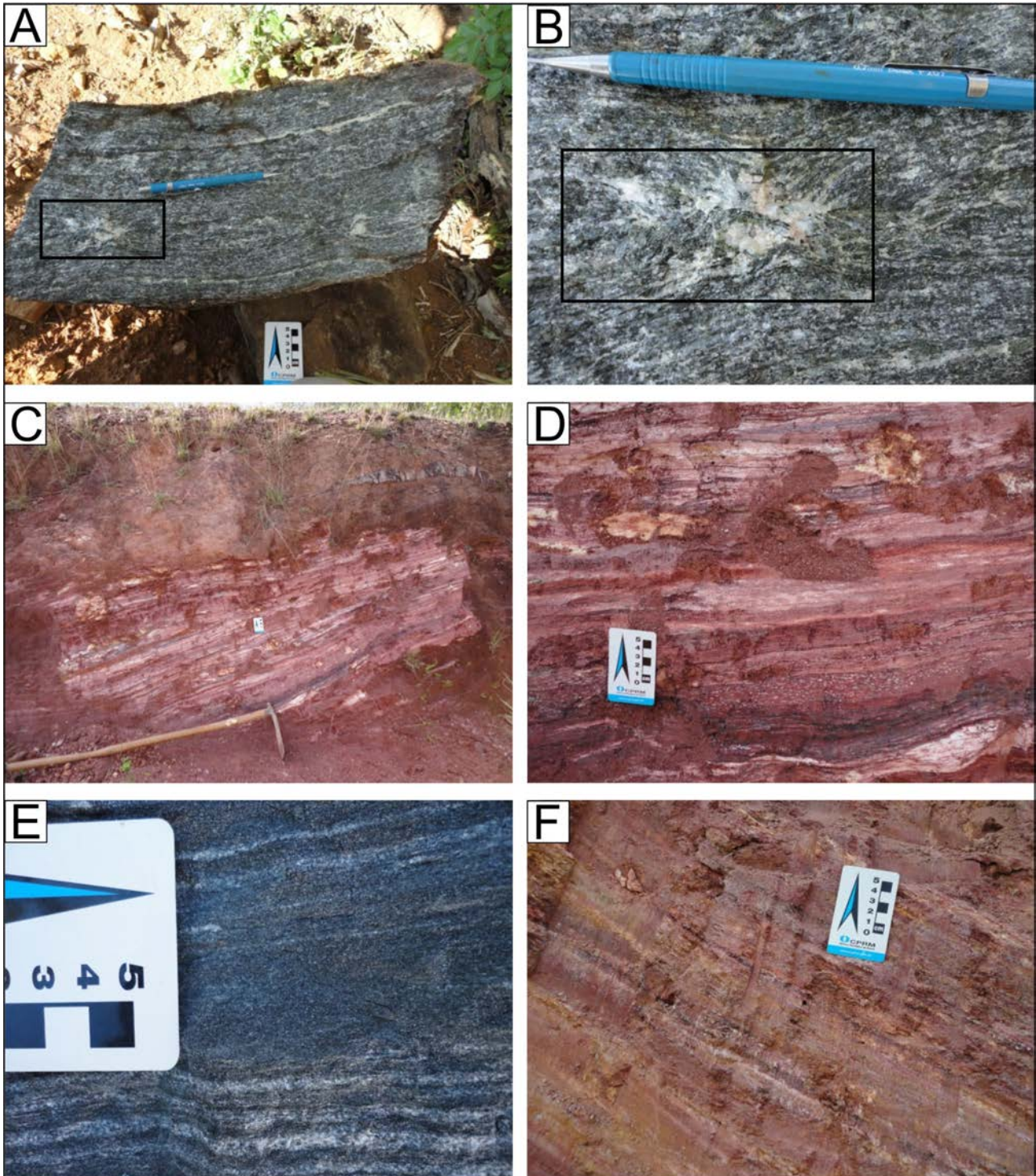


Figura 3.74 – Aspectos das rochas calcissilicáticas: A) Diopsídio-plagioclásio-quartzo-anfibólio fels com titanita, com destaque para a estruturação da rocha e seu bandamento. B) Detalhe da fotografia anterior, com destaque para a acumulação de calcita na zona de estricção do boudin. C e D) Corte de estrada secundária mostrando a mesma rocha das fotos anteriores, evidenciando o grau de intemperismo. E) Outro aspecto da rocha calcissilicática. F) Mesma rocha da fotografia anterior, alterada.

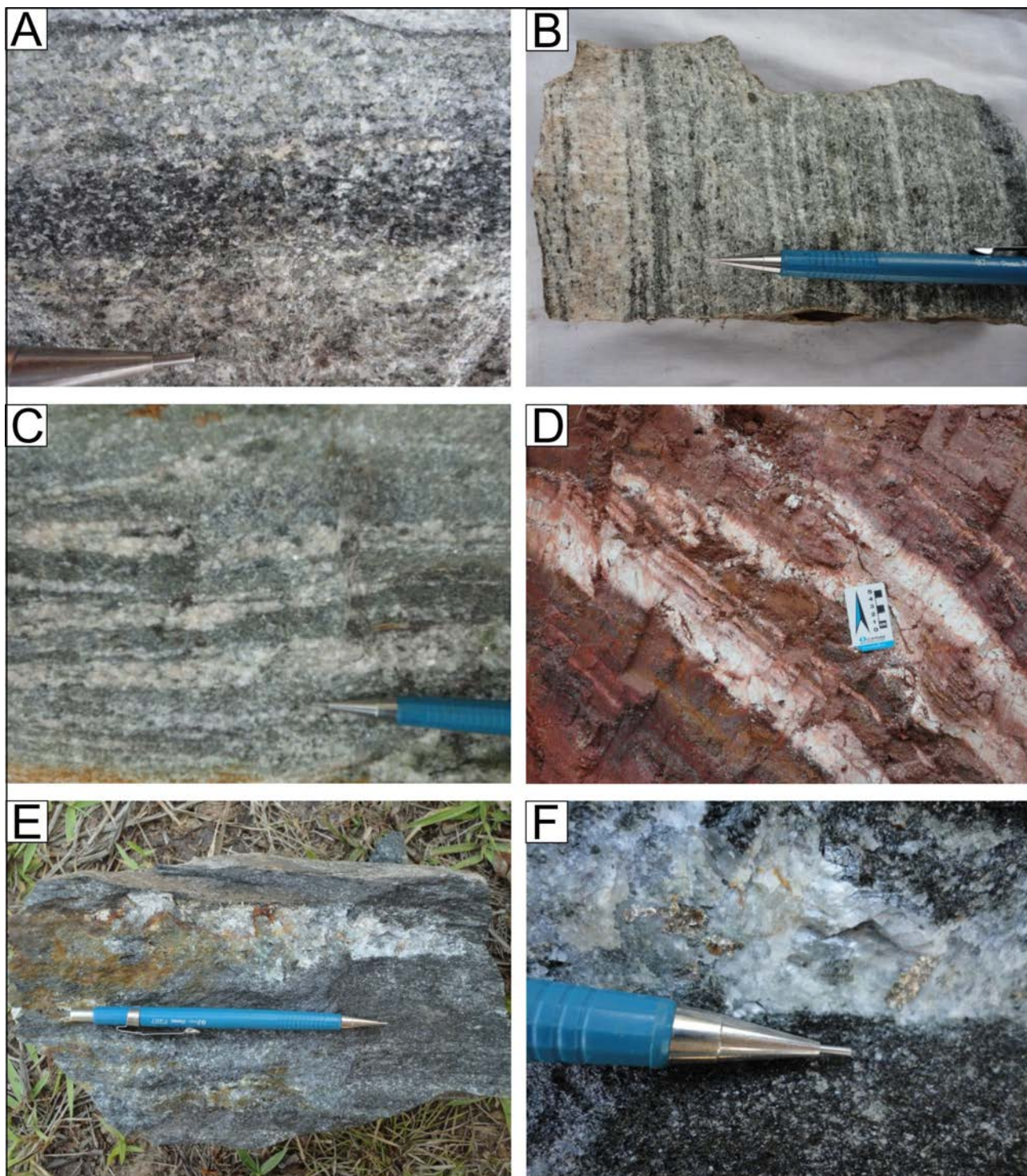


Figura 3.75 – Aspectos das rochas calcissilicáticas: A) Diopsídio-microclinio gnaiss ou microclinio gnaiss calcissilicático. B e C) Aspectos do bandamento nas rochas calcissilicáticas. D) Saprólito da mesma rocha da fotografia anterior, em perfil de alteração, preservando o bandamento original da rocha. E) Diopsídio-plagioclásio-quartzo-anfibólio fels ou rocha calcissilicática com vênula de calcita e sulfeto. F) Detalhe da rocha anterior.

quartzo-anfibólio fels com titanita, diopsídio-microclina gnaiss com quartzo, plagioclásio, anfibólio e titanita (microclina gnaiss calcissilicático), anfibólio-plagioclásio-diopsídio-quartzo fels com titanita e carbonato, anfibolito com titanita e carbonato (hornblenda gnaiss calcissilicático), rocha calcissilicática na fácies anfibolito, diopsídio-cianita-microclina-quartzo fels com calcita e titanita

(rocha calcissilicática quartzosa), rocha calcissilicática com anfibólio e titanita, quartzo-ortopiroxênio-clinopiroxênio-plagioclásio granulito com anfibólio, epidoto e titanita, anfibólio-diopsídio-quartzo fels, estauroлита-quartzo-biotita-granada xisto com clorita e opacos, opaco quartzito ou quartzito ferruginoso de granulação muito fina, talco-tremolita fels com calcita e opacos ou metaultramáficas. Os gráficos

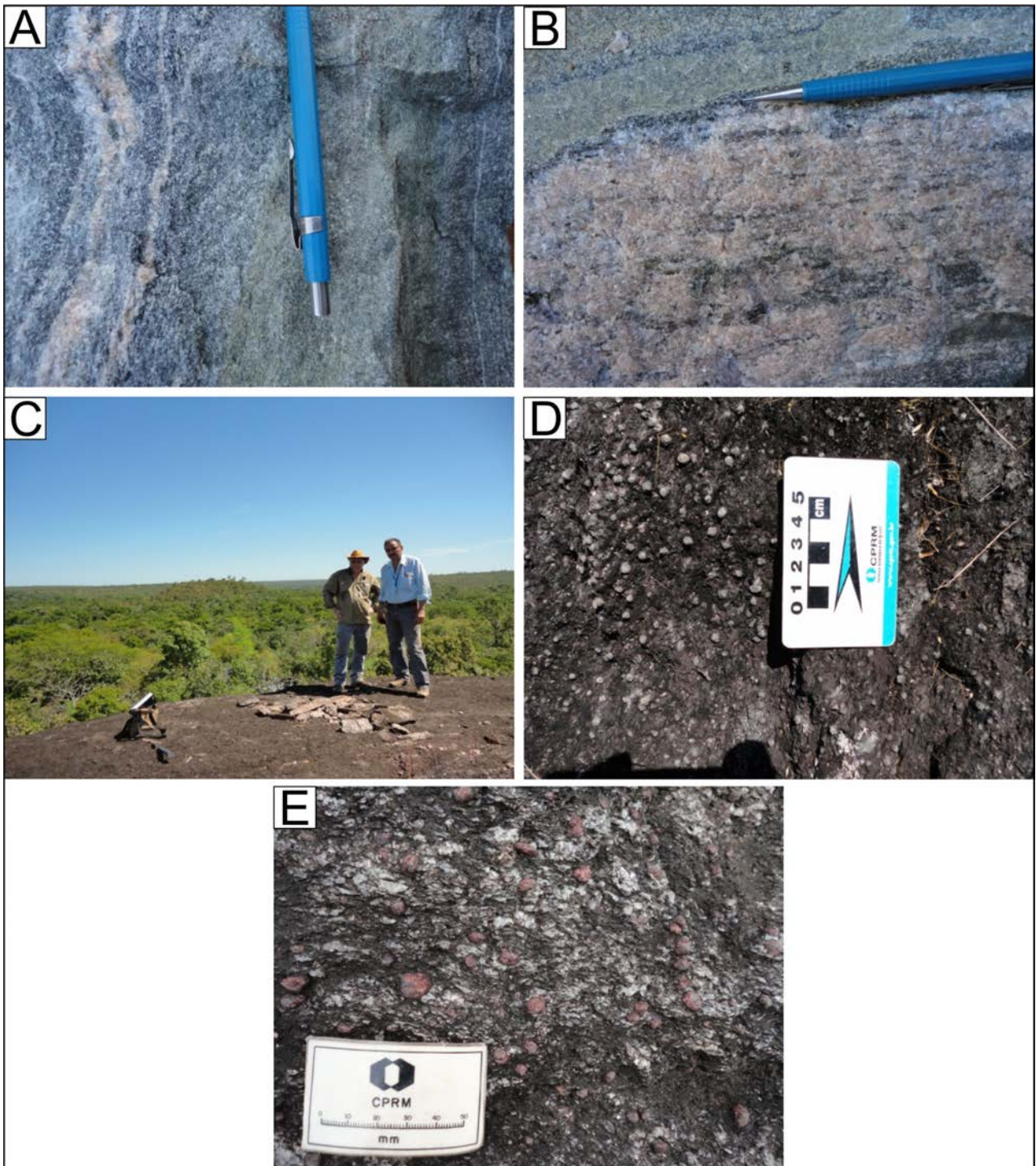


Figura 3.76 – Rochas calcissilicáticas e estauroлита granada micaxistos: A) Rocha calcissilicática formada por bandas esverdeadas de diopsídio, bandas mais claras com feldspato e carbonato e bandas mais escuras com anfibólios e biotita. B) Rocha com as mesmas características da rocha do ponto anterior. C) Alto de uma serra composta de estauroлита granada mica xisto. D) Estauroлита-granada mica xisto. E) Detalhe da fotografia anterior.

da figura 3.77 apresentam a variação mineralógica dos diversos tipos litológicos agrupados dentro da subunidade paraderivada.

Entre os minerais essenciais coloridos destacam-se o diopsídio, de pleocroísmo verde intenso, que geralmente ocorre sob a forma de grãos alongados orientados segundo a foliação, e os anfibólios, que apresentam cor verde intensa e pleocroísmo verde mais claro. Entre os minerais

incolores distinguem-se quartzo, microclina e plagioclásio (Fig. 3.78 A e B). A hornblenda e sua relação com o diopsídio indica claramente uma reação de consumo do anfibólio gerando diopsídio (Fig. 3.78 C). O plagioclásio é oligoclásio e juntamente com anfibólios estão orientados segundo a foliação milonítica (Fig. 3.78 D e E). Localmente observam-se fraturas, parcialmente preenchidas por quartzo e diopsídio, cortando esta foliação (Fig. 3.78 F).



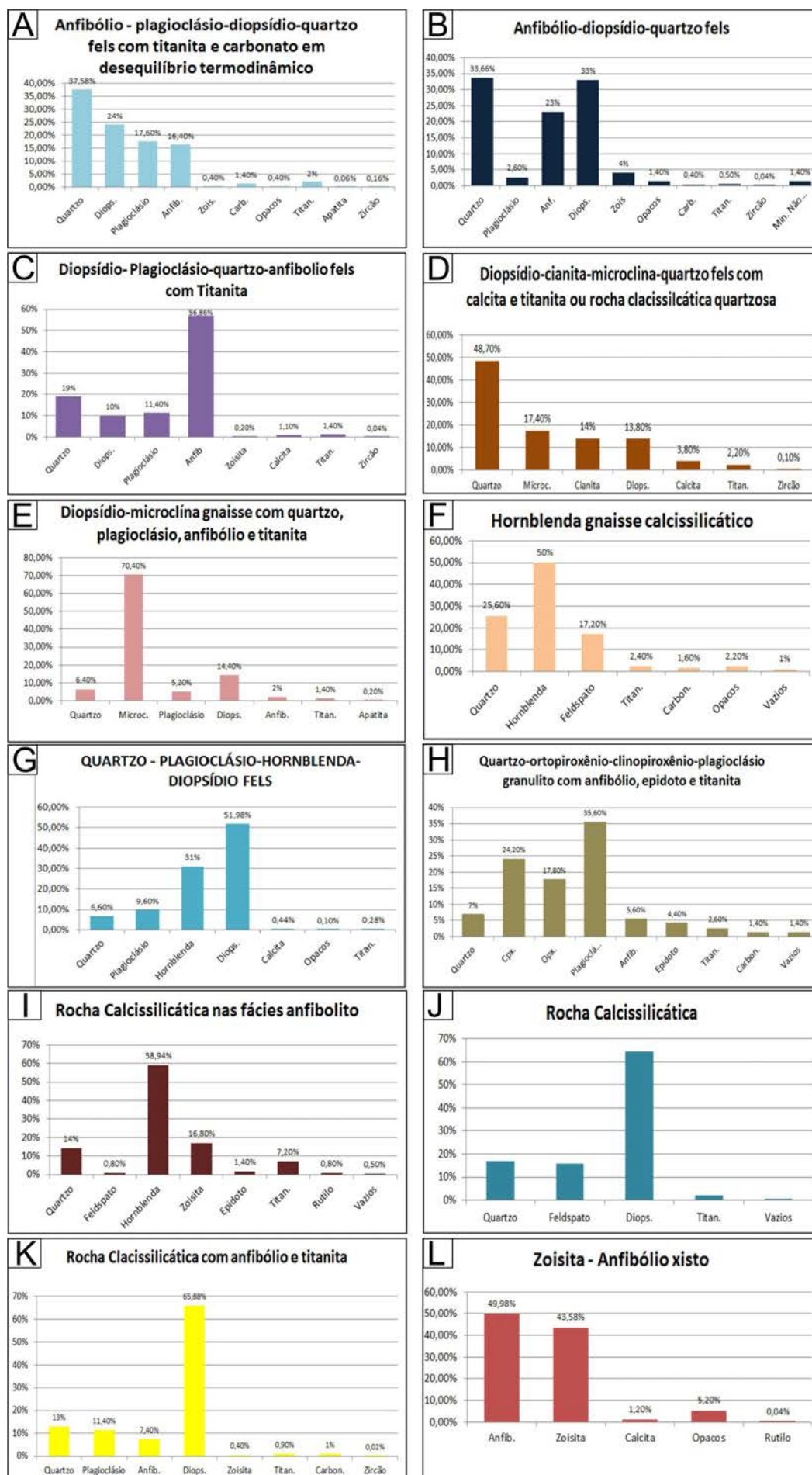


Figura 3.77 – Gráficos com a distribuição dos minerais componentes dos diversos litótipos de rocha calcissilicática.

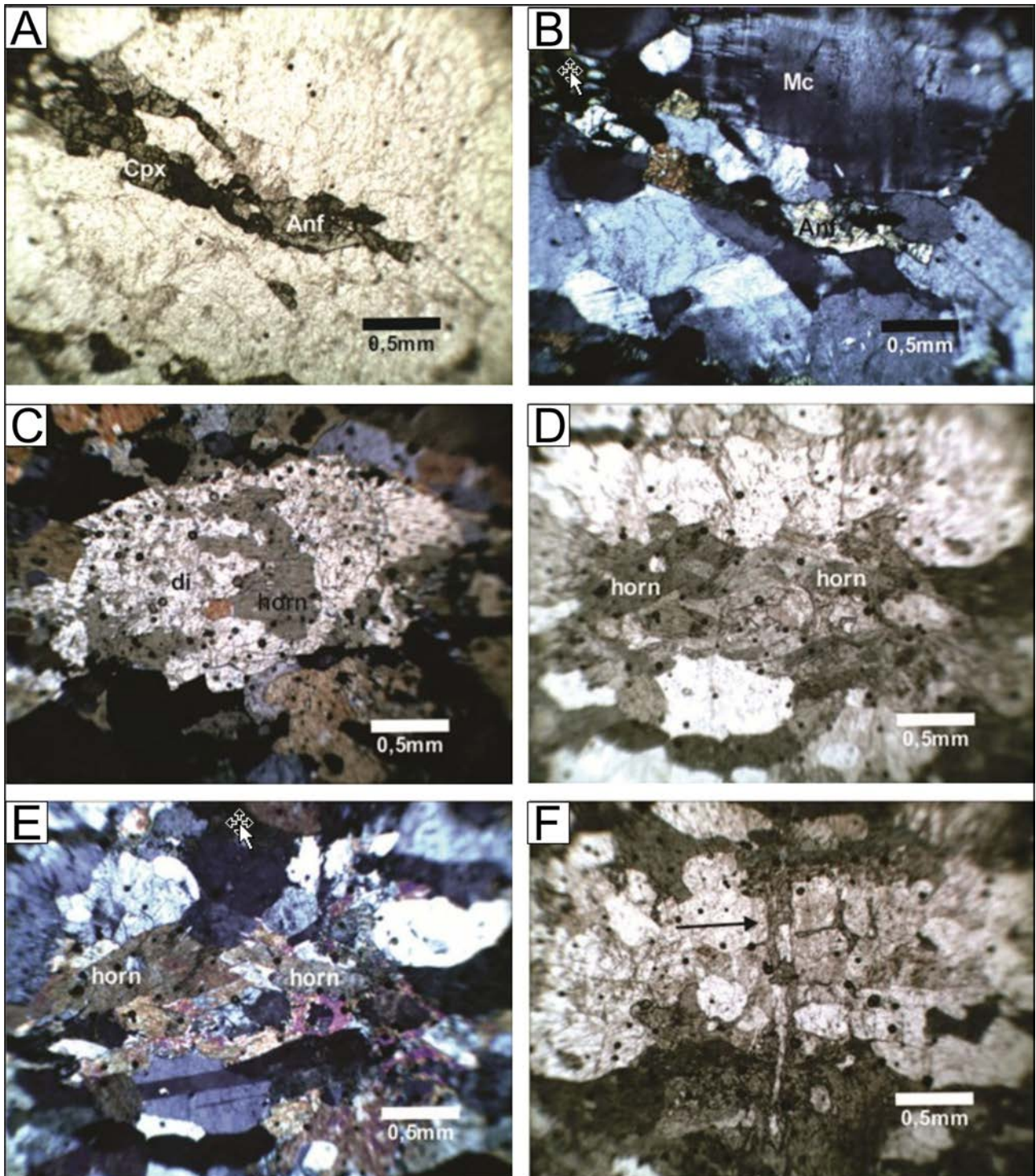


Figura 3.78 – Principais feições encontradas em rochas calcissilicáticas: A) Composição mineralógica essencial de uma amostra de rocha calcissilicática. B) Idem amostra da foto anterior. C) Relação piroxênio-anfibólio. D) Orientação dos anfibólios. E) Mesma foto anterior, mostrando cores de interferência. F) Vênula de quartzo e diopsídio (seta).

A variação na mineralogia dos diversos litótipos descritos está relacionada às variações das condições de metamorfismo, assim como à variação composicional dos protólitos. Diopsídio-cianita-microclina-quartzo fels cuja composição encontra-se na tabela 3.19, pode ter como protólito pelito carbonático metamorfoisado em alto grau. As argilas teriam contribuído para a geração de microclina e

cianita e os carbonatos para a formação de diopsídio e titanita.

A microclina (Fig. 3.79 A) indica a presença significativa de K<sub>2</sub>O no protólito e a cianita (Fig. 3.79 B), ao lado da microclina, é indicativa de reação de alto grau em rochas pelíticas. Neste contexto, a rocha pode ser classificada tanto como rocha calcissilicática como metamarga metamorfoisada em alto grau.

Tabela 3.19 – Composição mineralógica de uma amostra de diopsídio-cianita-microclina-quartzo fels.

Quartzo	Microcovita	Plagioclásio	Cianita	Diopsídio	Calcita
48,7	17,4		14	13,8	3,8
Opacos	Titanita	Apatita	Zircão	Vazios	Outros
	2,2		0,1		

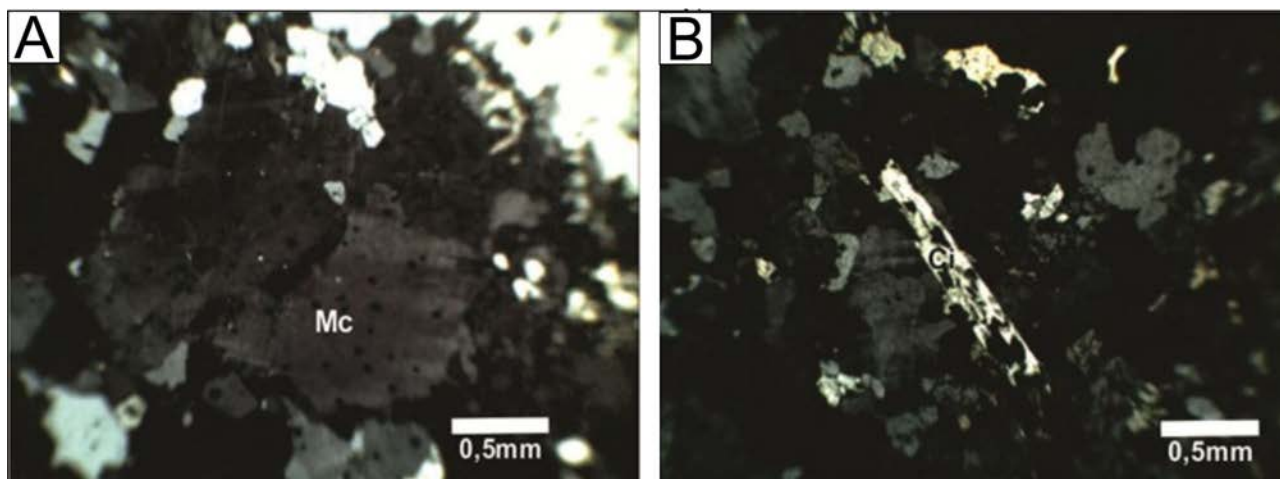


Figura 3.79 – Mineralogia (Microclina e cianita) indicativa do protólito (pelito carbonático) de rocha calcissilicática:  
 A) Cristal de microclina em calcissilicática, indicativa da presença de potássio no protólito. B) Cianita, indicativa de metamorfismo sob alta pressão.

Os metapelitos representados por xistos e gnaisses com granada e estauroлита, ocorrem em faixas descontínuas encaixados nas rochas calcissilicáticas, seguindo a mesma estruturação. Os micaxistos são rochas de granulação grossa com grãos de até 7 mm, cores cinza e avermelhada com minerais escuros nos interstícios. Os grãos mais grossos são granada e estauroлита. Os minerais intersticiais são biotita e quartzo. A tabela 3.20 mostra a composição mineralógica de estauroлита-quartzo-biotita-granada xisto com clorita e opacos, representativa destes litotipos.

Em lâminas, destacam-se grandes poiquiloblastos de granada com inclusões de opacos, quartzo, muscovita e clorita. Os poiquiloblastos são envolvidos por lamelas de biotita com pleocroísmo castanho claro a castanho escuro, clorita quase sem pleocroísmo e com cor de interferência cinza escura e grãos bem recristalizados de quartzo. Ocorrem inclusões de apatita nas lamelas de biotita que constituem uma foliação que envolve os poiquiloblastos de granada. Ocorrem também poiquiloblastos de estauroлита com pleocroísmo bege pálido a bege um pouco mais escuro. Alguns grãos são subédricos a euédricos, outros estão fraturados. Todos mostram inclusões de quartzo, opacos e biotita. Essas inclusões estão orientadas e, às vezes, mostram indícios de textura helicítica (Fig. 3.80 A). Os poiquiloblastos de estauroлита mostram inclusões de biotita. Estas observações sugerem a ordem de cris-

talização. Esses minerais são pré a sindeformacionais. Biotitas foram geradas antes da estauroлита que pela textura helicítica foi gerada durante a deformação e mesmo após o fim dos movimentos (Fig. 3.80 B). As granadas são menos fraturadas e podem ter sido geradas durante e no final da deformação (Fig. 3.80 C). Os grãos de quartzo estão em um estágio avançado de recuperação. Alguns grãos mostram subgrãos, mas a maioria é de grãos límpidos e com limites retos ou um pouco lobulados (Fig. 3.80 D). Entre os grãos de quartzo ocorrem poucos grãos de feldspato (Fig. 3.80 E). A presença da estauroлита indica metamorfismo na fácies anfíbolito inferior. A presença de clorita indica retrometamorfismo em fácies xisto-verde. O protólito pode ter sido um sedimento ferro-aluminoso, grauvaça ou siltito ferruginoso.

De ocorrência mais restrita, mas muito importante para a caracterização do ambiente deposicional, ocorrem, nesta porção da bacia, lentes de quartzito que, juntamente com as rochas carbonáticas, compoariam o ambiente plataformal. Trata-se de uma rocha cinza escura de granulação muito fina, com fraturas esparsas preenchidas por argilas e hidróxidos de ferro e alumínio. Na análise da amostra em lupa binocular (40x), percebem-se algumas superfícies brilhantes que devem ser clivagens de algum mineral, provavelmente ilmenita, além de grande número de grãos, que parecem de quartzo, envoltos em material mais escuro.

Tabela 3.20 – Composição mineralógica de estaurólita-quartzo-biotita-granada xisto com clorita e opacos.

Quartzo	Granada	Estaurólita	Feldspato	Biotita	Muscovita.
17,44	31,14	14,6	1,6	24,8	0,6
Opacos	Clorita	Zircão	Apatita	Vazios	Outros
3,8	5,6	0,08	0,34		

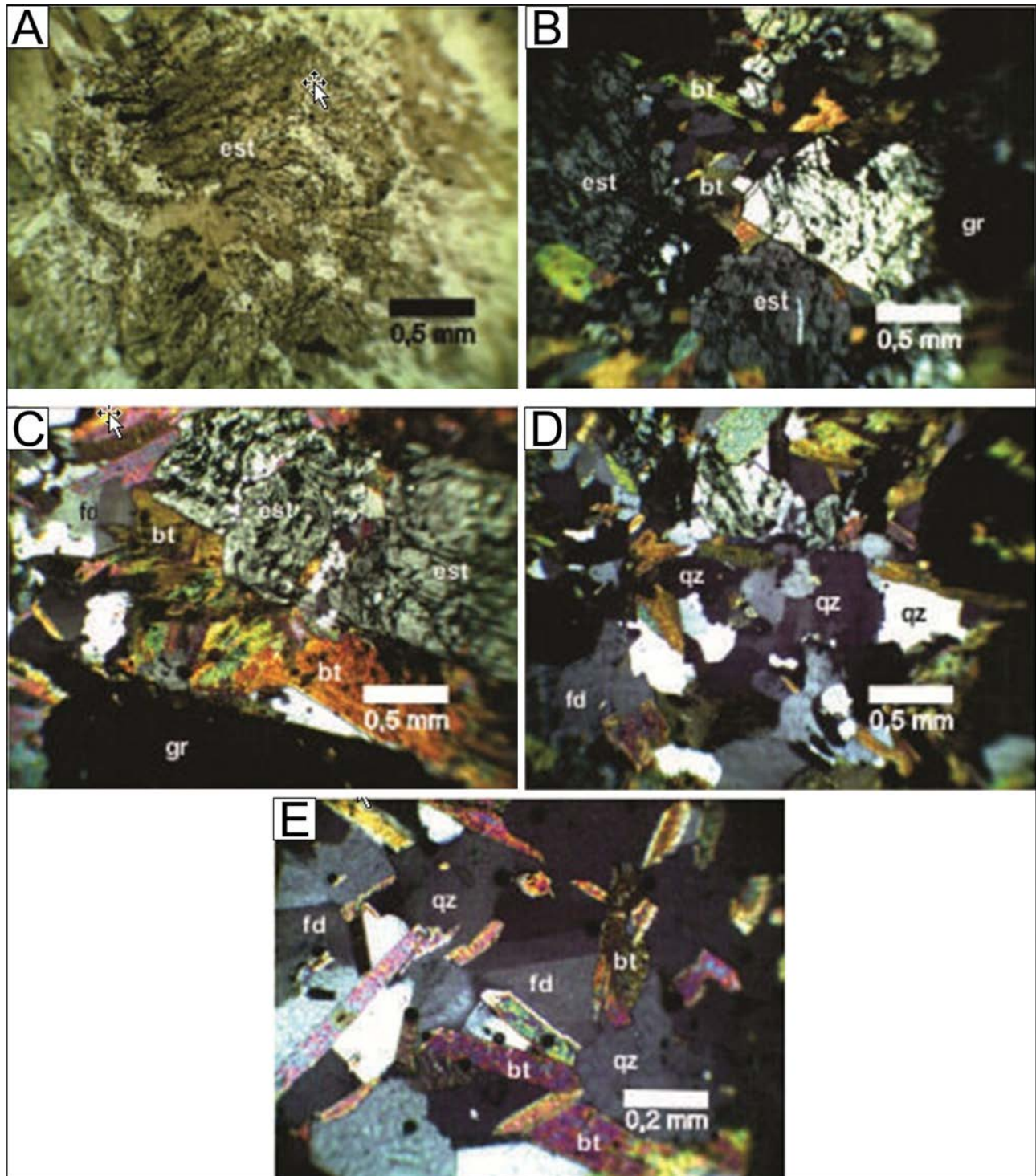


Figura 3.80 – Características mineralógicas de uma amostra representativa de metapelitos: A) Textura da estaurólita. B) Relação entre a biotita e a estaurólita. C) Aspecto das granadas, com pouca ou nenhuma deformação (nc). D) Características dos grãos de quartzo. E) Feldspatos, de ocorrência restrita, entre grãos de quartzo.

Nas fraturas preenchidas por material oxidado ocorrem agregados de filossilicatos que podem ser clorita ou biotita. Além desses minerais, ocorre hidróxido de ferro que deve ter se originado da alteração destes minerais. A rocha cortada por estas fraturas é clara com minerais incolores e de baixo relevo e com inúmeros pontos negros que podem ser opacos (Fig.3.81 A). A cor de interferência dos filossilicatos é amarela dourada. A rocha é constituída predominantemente de diminutos grãos de quartzo (Fig.3.81 B e C), opacos, raríssimos grãos de feldspato, e palhetas dispersas de biotita e ou clorita parcialmente oxidadas, só perceptíveis sob grande aumento. As dimensões máximas dos grãos de quartzo com contatos retos ou côncavo-convexos

não atingem 0,1mm. Portanto, a rocha seria um meta arenito de granulometria areia muito fina. A presença de filossilicatos preenchendo fraturas (biotita e ou clorita) e palhetas dispersas desses filossilicatos na rocha indica um metamorfismo em baixo grau (xisto verde, zona da biotita) ou, o que é mais provável, em função das mineralizações de esmeralda que ocorrem nestes quartzitos, uma alteração hidrotermal, relacionada à Alcalina de Monte Santo. A rocha seria então um metarenito de granulação muito fina ou quartzito muito fino, hidrotermalmente alterado, cuja composição modal é mostrada na tabela 3.21.

As rochas do Complexo Rio dos Mangues estão metamorfisadas no grau anfibolito alto, chegando localmente a granulito.

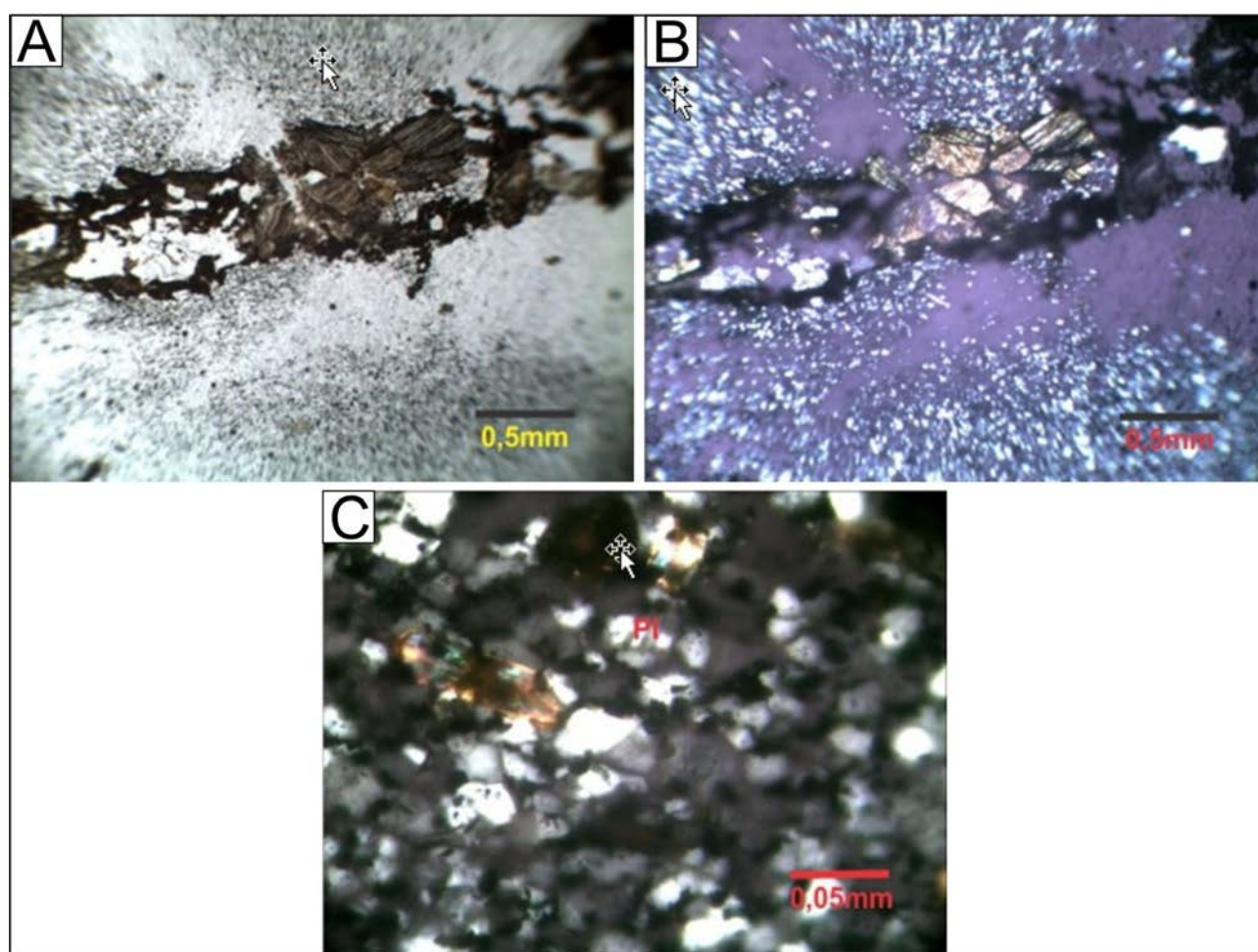


Figura 3.81 – Características microscópicas de uma amostra de metarenito: A) Agregados de clorita e biotita preenchendo fraturas (np). B) A mesma fotomicrografia anterior mostrando as cores de interferência dos filossilicatos e o tamanho dos grãos de quartzo (nc). C) Raros grãos de plagioclásio entre os grãos de quartzo (nc).

Tabela 3.21 – Composição de uma rocha classificada como quartzito ferruginoso de granulação muito fina.

Quartzo	Feldspatos	Biotita/Clorita	Hidroxido de ferro
70,2	1,2	1,4	1,2
opacos	Sericita	Apatita	Zircão
25			

Arcanjo e Moura (2000), dataram rochas do Complexo Rio dos Mangues da região do município de Paraisópolis do Tocantins pelo método Pb-Pb em zircão e obtiveram para os gnaisses granodioríticos idades que variam entre  $2126 \pm 77$  Ma (8 cristais) e  $1891 \pm 73$  Ma (5 cristais), com idade média de  $2014 \pm 36$  Ma. Para os gnaisses calcissilicáticos foram obtidas idades entre  $2200 \pm 26$  Ma (6 cristais) e  $2012 \pm 20$  Ma (11 cristais), com idade média  $2083 \pm 27$ . Esses autores interpretam a idade dos gnaisses granodioríticos como a idade de cristalização, enquanto que para os gnaisses calcissilicáticos a interpretação leva em consideração duas hipóteses: a primeira sugere que estes zircões seriam gerados durante o metamorfismo

e a segunda que estes zircões seriam detríticos. Nesta última hipótese a idade encontrada representaria a idade da fonte dos zircões e indicam a idade máxima da sedimentação da rocha calcissilicática.

Foram realizadas duas datações pelo método U-Pb (ICP-MS-LA) em zircão. As amostras PS-135 e PS-147 são de gnaisses calcissilicáticos da Unidade Paraderivada do Complexo Rio dos Mangues. Os zircões foram extraídos de aproximadamente 50kg de rocha no laboratório de preparação de amostras da CPRM em Goiânia e as análises geocronológicas foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. A localização e feições das amostras analisadas encontram-se na figura 3.82.

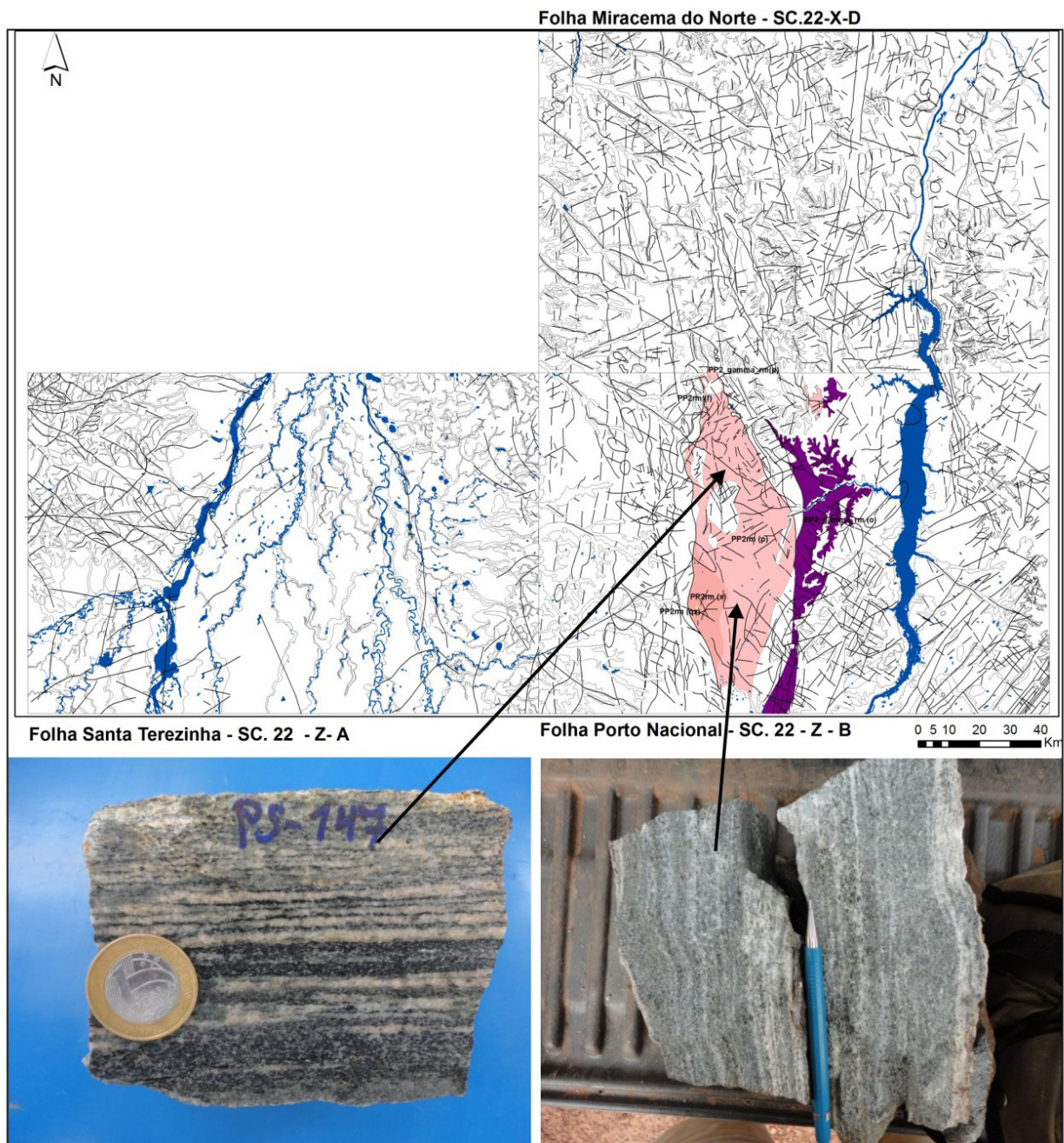


Figura 3.82 – Localização das amostras de gnaisses calcissilicáticos (cor rosa do mapa) datadas pelo método U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão.

Os zircões detriticos datados estão relativamente bem formados e possuem sobrecrescimento. Na amostra PS-135 (Fig.3.83 A e B), foram datados tanto o sobrecrescimento com 530 Ma, interpretado como idade de metamorfismo, como o núcleo com idades que variam entre 2250 Ma e 2000 Ma, interpretado como idade de cristalização das rochas que contribuíram para a formação da bacia, sendo

que a maior contribuição é de zircões de 2100 Ma. Os zircões extraídos da amostra PS-147 (Fig.3.83 C e D) são semelhantes àqueles da amostra PS-135 e também tiveram o núcleo datado entre 2250 e 2000 Ma. e as bordas em  $517 \pm 82$ . Os histogramas obtidos tanto para as rochas paraderivadas do Complexo Granulítico Porto Nacional quanto para as paraderivadas do Complexo Rio dos Mangues,

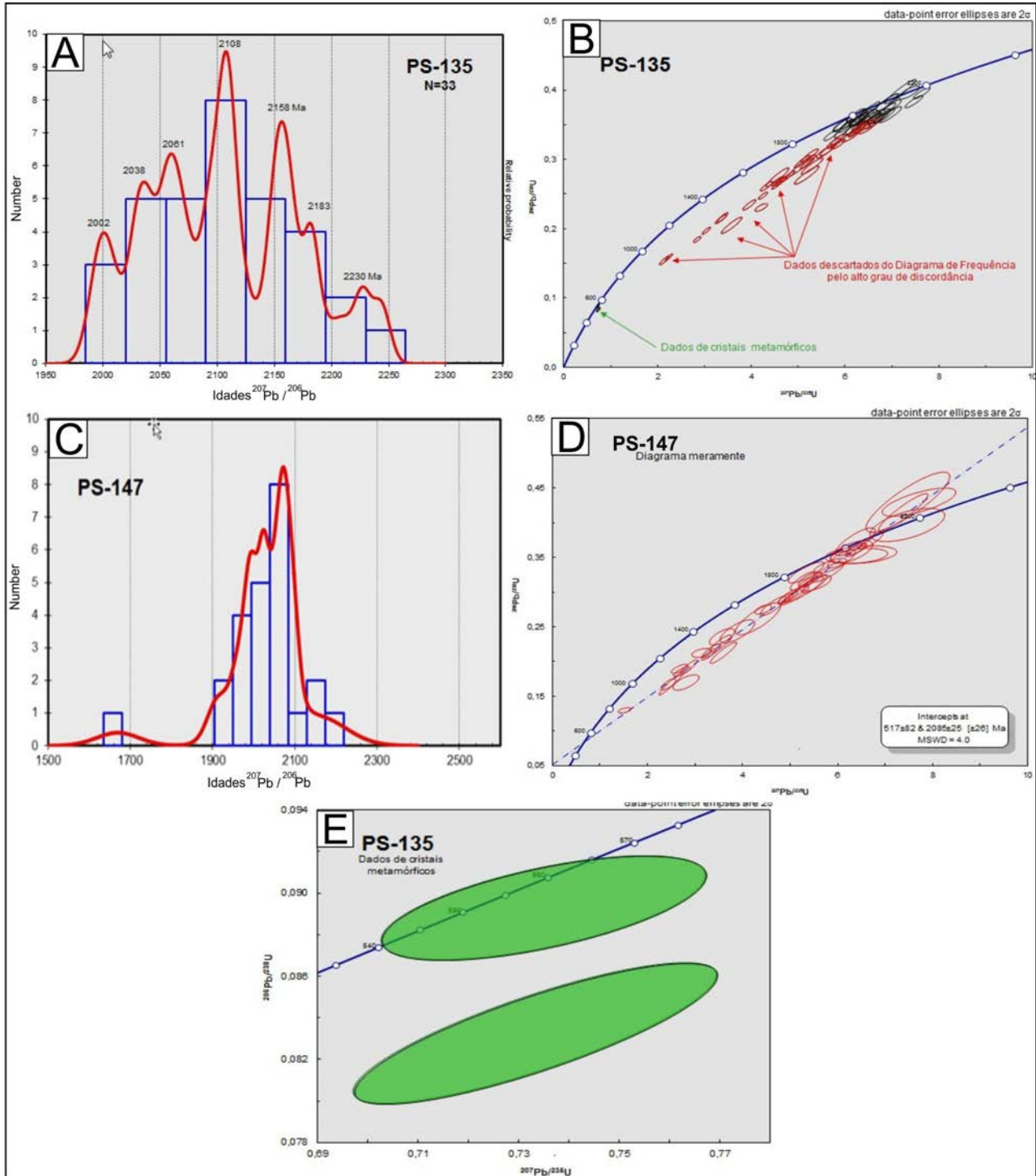


Figura 3.83 – Resultados geocronológicos da porção paraderivada do Complexo Rio dos Mangues, obtidos através do método U-Pb LA-ICP-MS em zircão: A e B) Histograma e diagrama concórdia das idades obtidas em zircões detriticos da amostra PS-135 - gnaiss calcissilicático. C e D) Histograma e diagrama concórdia das idades obtidas em zircões detriticos da amostra PS-147 - gnaiss calcissilicático. E) Diagrama concórdia das idades Neoproterozóicas (metamorfismo), obtidas nas bordas de zircões sobrecrescidos.

apresentam idades das fontes aproximadamente entre 2250 Ma e 2000 Ma, sugerindo que as rochas paraderivadas destes complexos fazem parte da mesma bacia que sofreu uma serie de eventos posteriores que deslocou partes desta bacia.

Em termos de mineralizações foram encontrados indícios de cobre associados às rochas calcissilicáticas “cortadas” por apófises graníticas e indício de tungstênio (300ppm), em veio de carbonato e sulfeto, além de altos valores de ETR em sedimento de corrente de drenagens que cortam esta unidade paraderivada.

### 3.2.1.3 - Suíte Serrote

Costa et al. (1983) denominaram Granito Serrote um corpo de forma alongada, de direção NNE-SSW, com 18 Km de eixo maior e 14 Km de eixo menor formando a Serra do Serrote. Costa (1985) utilizou a denominação Suíte Serrote para mesma unidade e Arcanjo (2002) retoma a denominação Granito Serrote para a unidade. Neste Trabalho será adotada a denominação Suíte Serrote de Costa (1985) para designar um conjunto de corpos graníticos que ocorrem na porção centro-norte da folha Porto Nacional (Fig.3.84), cuja área tipo, e suas melhores exposições, encontram-se na Serra do Serrote. Nos mapas aerogeofísicos, os corpos

desta unidade aparecem com destaque na imagem gamaespectrométrica no canal do K e na imagem magnetométrica do sinal analítico (Fig.3.85).

Na pedra de Pugmil, na Serra do Serrote, ocorrem as melhores variações composicionais, texturais, estruturais e as alterações no contato com as rochas encaixantes. Outros afloramentos sob forma de lajeiros e blocos métricos podem ser observados ao longo da estrada que liga as sedes dos municípios de Pugmil e Pium e ao longo das estradas que ligam o povoado de Novo Horizonte à sede do município de Paraíso do Tocantins. A Suíte Serrote é constituída predominantemente de rochas de cor rósea, subordinadamente cinza e grande variação granulométrica, predominantemente grossa. Algumas fácies desta unidade apresentam radiação quatro vezes superior a radiação média da unidade, atingindo até 400 CPS (cintilômetro SPP-2). Aparentemente há gradação na granulometria, com as porções mais grossas, porfiríticas e pegmatóides no centro dos batólitos e as porções fina a média nas bordas. A deformação é heterogênea e nos locais com maior intensidade deformacional os pórfiros de feldspato potássico estão achatados e orientados segundo a trama milonítica de direção N50-60E. Concentrações de biotita, xenólitos de gnaisses do Complexo Rio dos Mangues, diques máficos, bolsões pegmatóides

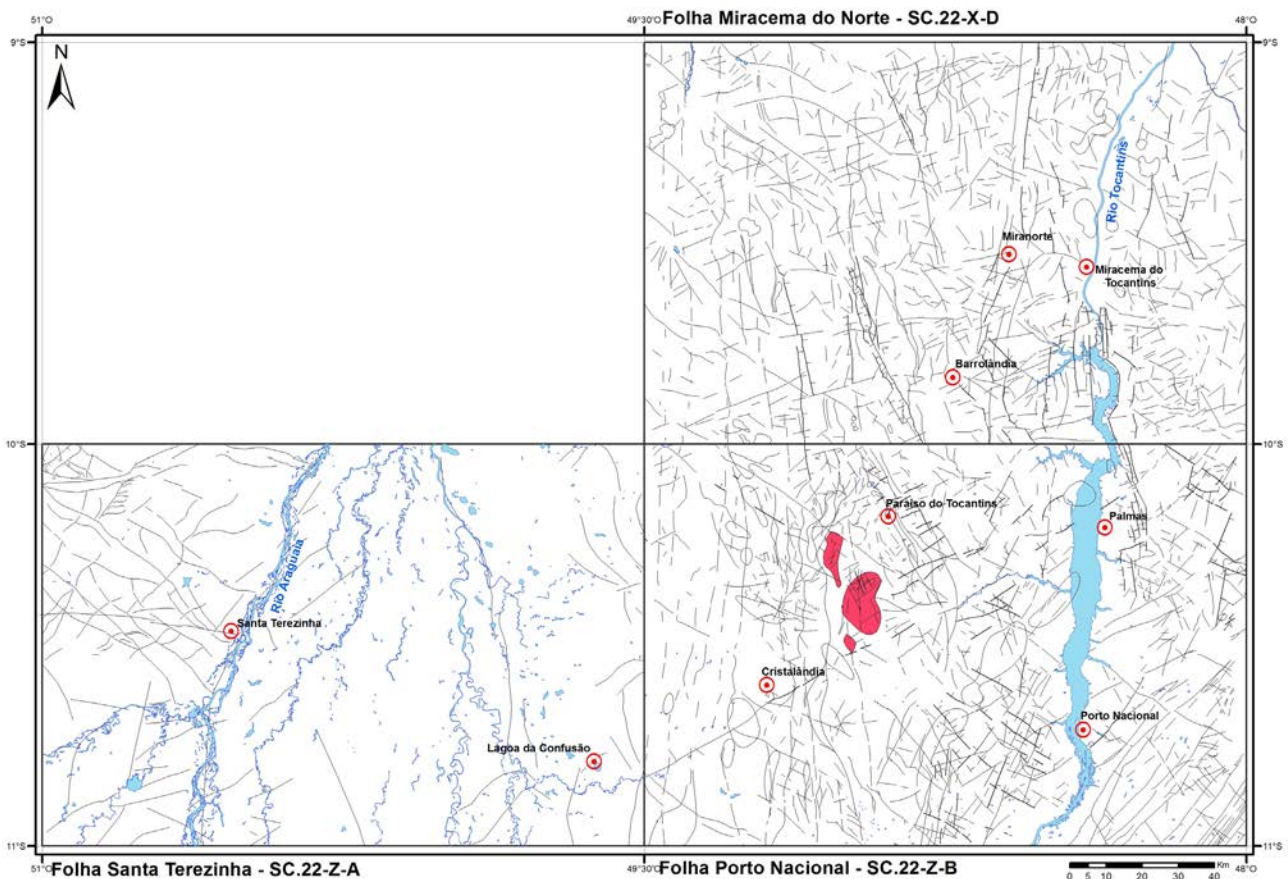


Figura 3.84 – Localização dos corpos da Suíte Serrote.



e diques aplíticos centimétricos a métricos, estes últimos representando o final da cristalização, podem ser observados tanto na pedreira de Pugmil, quanto nas margens da estrada que liga o povoado

de Novo Horizonte à sede do município de Paraíso do Tocantins. As figuras 3.86 a 3.89 apresentam os principais aspectos texturais, estruturais e as alterações desta unidade.

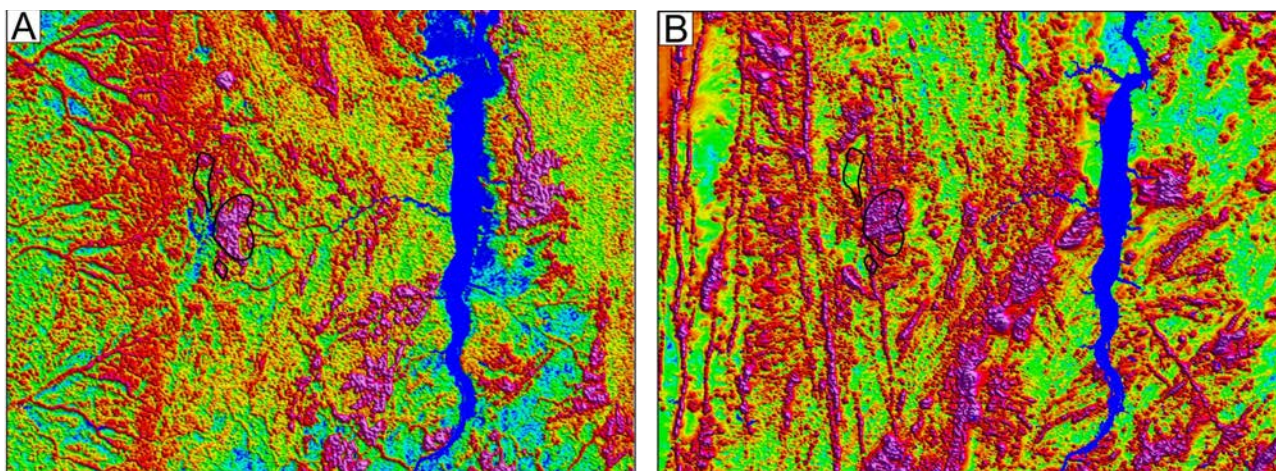


Figura 3.85 – A) Imagem aerogeofísica gamaespectrométrica do canal de potássio. B) Imagem aeromagnetométrica do sinal analítico. Ambas evidenciam a anomalia moderada a forte na área de ocorrência dos corpos da Suíte Serrote. Contorno dos corpos graníticos destacado em preto.



Figura 3.86 – Aspectos dos diversos tipos de afloramento da Suíte Serrote: A) Pedreira de Pugmil na Serra do Serrote, local onde podem ser observadas as melhores exposições da suíte. B) Afloramento em forma de lajeiro, onde podem ser observadas as variações texturais e estruturais das rochas da Suíte Serrote. C) Mesmo afloramento com destaque para o dique pegmatítico tardio. D) fragmentos oriundos das detonações na Pedreira de Pugmil, onde pode ser observado o aspecto homogêneo de algumas porções do granito da Suíte Serrote.

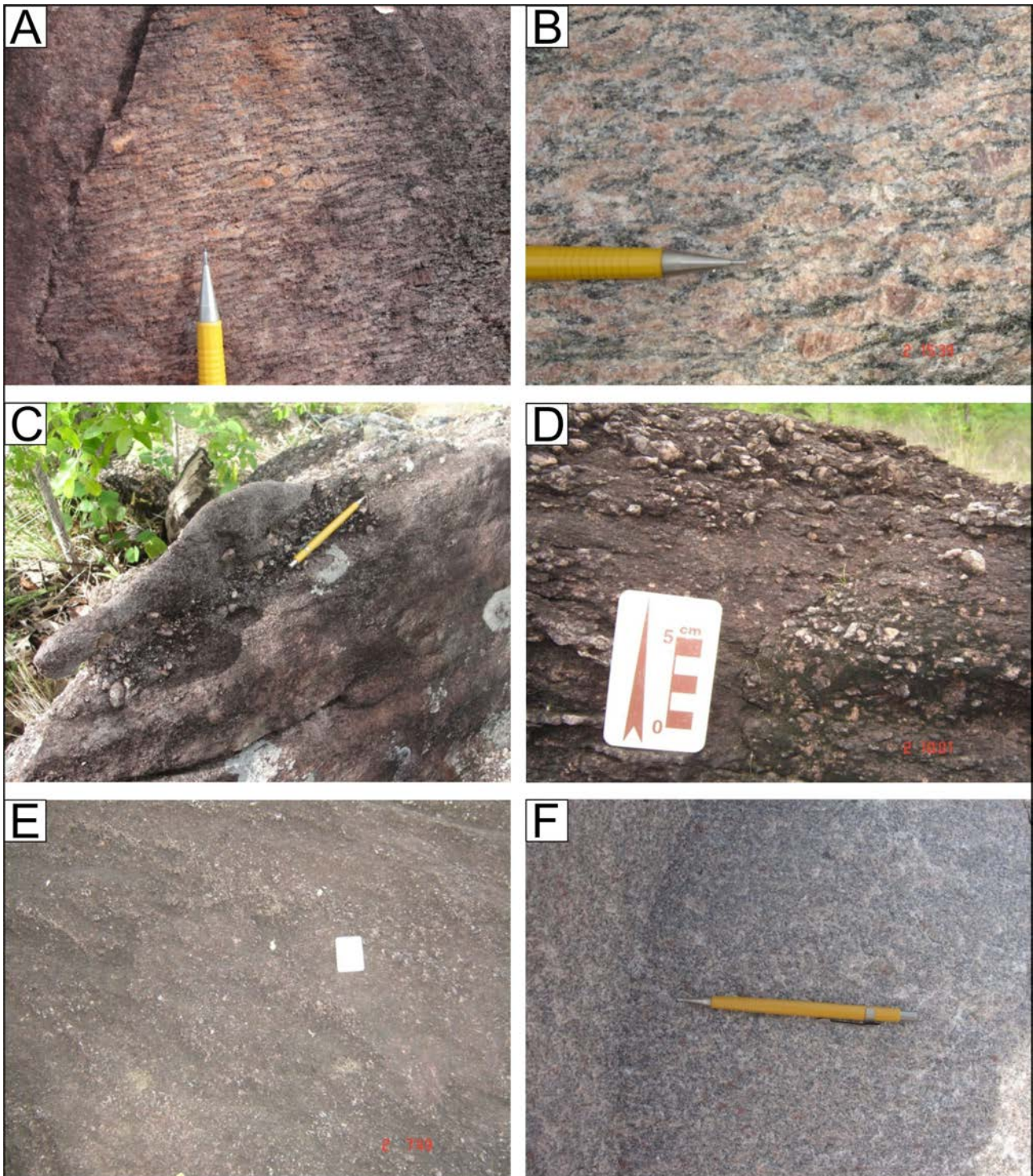


Figura 3.87 – Variações texturais e estruturais das rochas da Suíte Serrote: A) Textura milonítica, com pórfiros de feldspato potássico orientados. B) Detalhe da fotografia anterior. C) Bolsão pegmatítico em granito de granulação média a grossa. D) Aspecto textural do granito de granulação muito grossa a pegmatóide. E) Aspecto do granito de granulação média. F) Aspecto da fácies de granulação fina.

A Suíte Serrote é composta por granitoides leucocráticos (sienogranitos, sienitos, quartzo sienitos e álcali quartzo sienitos) rosados, deformados e metamorfisados, de granulação fina a grossa. São compostos essencialmente de microclina, ortoclásio (somados apresentam composição modal variando de 43 - 67% com média de 57%), quartzo (variando de 3 - 30% com média de 21%) e plagioclásio (5 -26%

com média de 14%). Como minerais secundários ocorrem biotita (1 a 10%, na média 3%) e mica branca (1 a 8% com média de 3%). A mineralogia acessória é composta por opacos, titanita, zircão, allanita, apatita, carbonato e clorita.

Observa-se alteração hidrotermal sericítica de caráter pervasivo e intensidade moderada a fraca. Tal alteração caracteriza-se pela cristalização

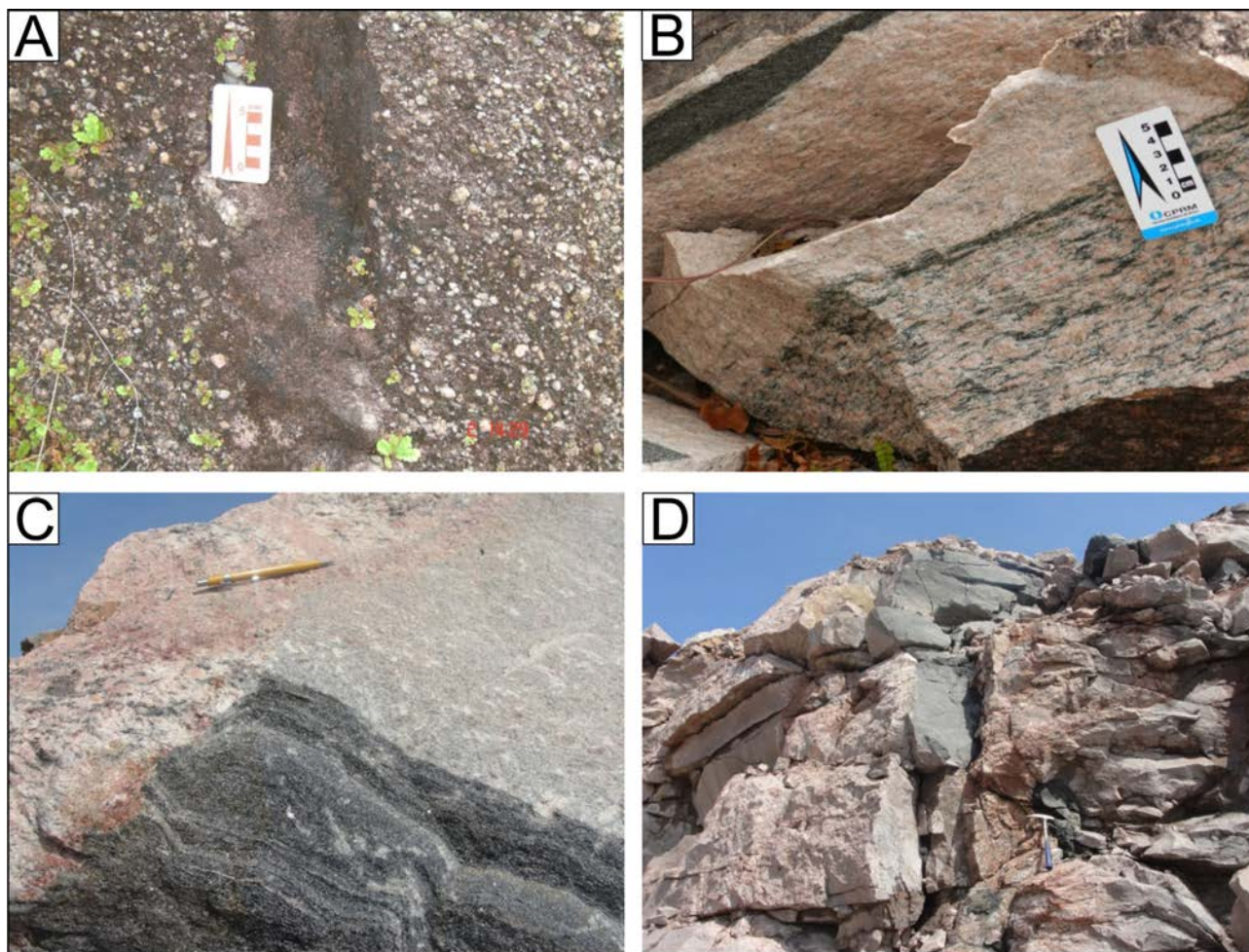


Figura 3.88 – Relações da Suíte Serrote com diferenciados tardios e com as demais unidades com as quais faz contato: A) Dique aplítico cortando granito porfíritico. B) Detalhe do dique de granito fino em contato com granito porfíritico, ambos deformados. C) Xenólito de gnaisse do Complexo Rio dos Mangues, englobado por granito da Suíte Serrote. D) Dique de rocha básica cortando o sienogranito da Suíte Serrote.

de mica branca fina, preferencialmente sobre os cristais de feldspato, tanto plagioclásio quanto ortoclásio e microclina. Além disso, se observou fina venulação de quartzo translúcido, com fina disseminação de pirita. A disseminação também ocorre no granitoide encaixante nos arredores do veio.

O metamorfismo é evidenciado pela foliação e pela recristalização dos minerais, principalmente do quartzo, que apresenta-se estirado em finas lâminas (*ribbons*). Tomando-se como base a coloração da biotita (esverdeada, o que indica temperaturas compatíveis com a fácies xisto verde), e as rochas metassedimentares encaixantes sugere-se que as condições de temperatura e pressão foram compatíveis com metamorfismo da fácies xisto verde. As rochas da suíte foram submetidas à intensa deformação de caráter cisalhante, gerando protomilonitos, milonitos e ultramilonitos.

As principais feições estruturais observadas em lâminas delgadas, consistem em grãos de quart-

zo com limites retos entre grãos de K-feldspato e alguns mostram subgrãos e textura tipo *chessboard* de subgrãos (Fig.3.90 A). Os subgrãos se orientam em SSPO (orientação preferencial de subgrãos). Essas feições indicam recuperação de deformação intracristalina sob média pressão e temperatura em “camadas” com diferentes taxas de *strain*. Entre bandas mais deformadas ocorrem aglomerados de quartzo em mosaico. Grãos menores de microclina tendem a se orientar na mesma direção (Fig.3.90 B). Grãos de titanita associados a opacos e lamelas de biotita também se orientam nesta direção (Fig.3.90 C) constituindo uma foliação que tende a envolver os fenocristais de microclina. Raros grãos de zircão podem ser vistos inclusos em palhetas de biotita. As rochas mais deformadas são constituídas de grãos de quartzo estirados em *ribbons*, em lâminas delgadas de grãos mais límpidos e grãos mais grossos com subgranulação indicando estágio avançado de recuperação de deformação intracristalina e parcialmente recristalizado (Fig.3.90 D).

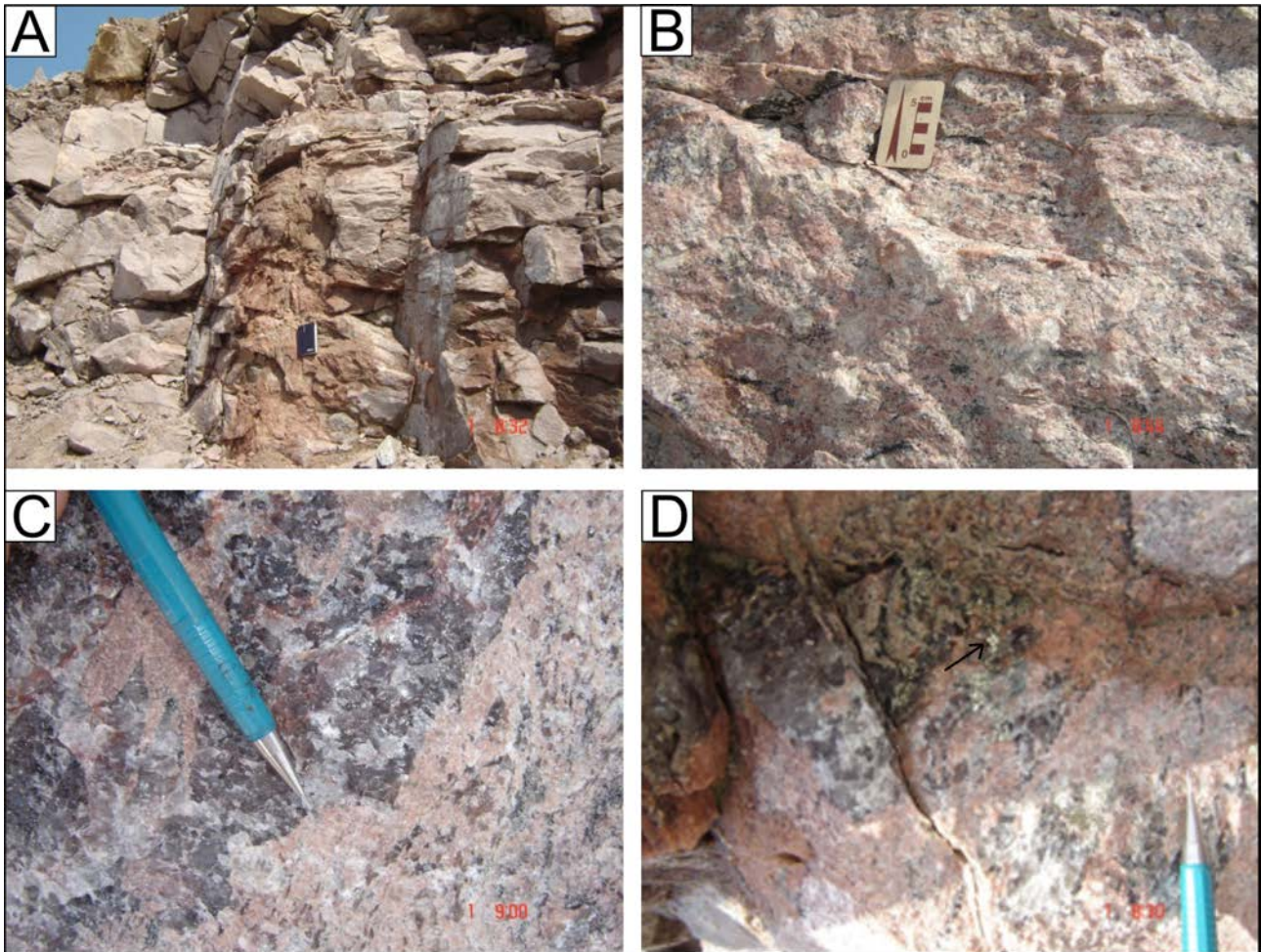


Figura 3.89 – Aspectos da alteração hidrotermal das rochas da Suíte Serrote: A) Afloramento na pedreira de Pugmil, evidenciando sistema de fraturas N70W, através das quais migraram as soluções hidrotermais. B) Aspecto da rocha hidrotermalmente alterada. C) Detalhe da alteração hidrotermal, mostrando a potassificação, seguida da silicificação. D) Detalhe da fase final do processo de alteração hidrotermal, representada pela sulfetação.

Algumas amostras apresentam estrutura milonítica bem pronunciada, dada pelos *ribbons* de quartzo e pelos cristais de feldspato cominuídos pela deformação. K-feldspato, microclina e plagioclásio formam aglomerados de grãos poligonizados e granoblásticos com aspecto de mosaico, intercalados com bandas de quartzo com extinção ondulante e fortemente estirados (Figs. 3.90 E e F).

Em lâminas delgadas, os resultados dos processos de alteração hidrotermal mais proeminentes foram observados nas rochas de composição sienítica da Pedreira de Pugmil que apresentam veios de quartzo com cristais de carbonato, que tanto podem estar em contato com porções da rocha encaixante, como entre os grãos de quartzo que compõe o veio (Fig.3.91 A). Os veios de sulfeto também exibem porções de carbonato (Fig.3.91 B). A alteração hidrotermal é tão intensa que parte da encaixante é englobada pelo veio de quartzo (Fig.3.91 C). Os processos de alteração hidrotermal estão representados ainda pela

alteração dos plagioclásios em carbonato, sugerindo uma forte ação do CO<sub>2</sub> no processo. O carbonato ocupa também parte dos vazios, representando possivelmente a fase final do processo de alteração hidrotermal (Fig.3.91 D). O quartzo é muito raro na encaixante do veio, e a biotita está, em grande parte, transformada em mica branca e clorita.

Quimicamente, as rochas da Suíte Serrote mostram teores de SiO<sub>2</sub> entre 72 e 77% em peso, característica que as define como altamente fracionadas, o que dificulta a sua discriminação, fonte magmática, origem e petrogenese. Diferentes modelos petrogenéticos para estas rochas incluem (i) fusão parcial da crosta com composição que pode ser modificada por graus variados de cristalização fracionada, (ii) cristalização fracionada de hornblenda e clinopiroxênio a partir de magmas máficos a intermediários ou (iii) envolvimento de fluidos residuais ou fases hidrotermais durante os estágios magmáticos finais ou tardios. Além disso, as fontes destes granitoides félsicos são também objeto de

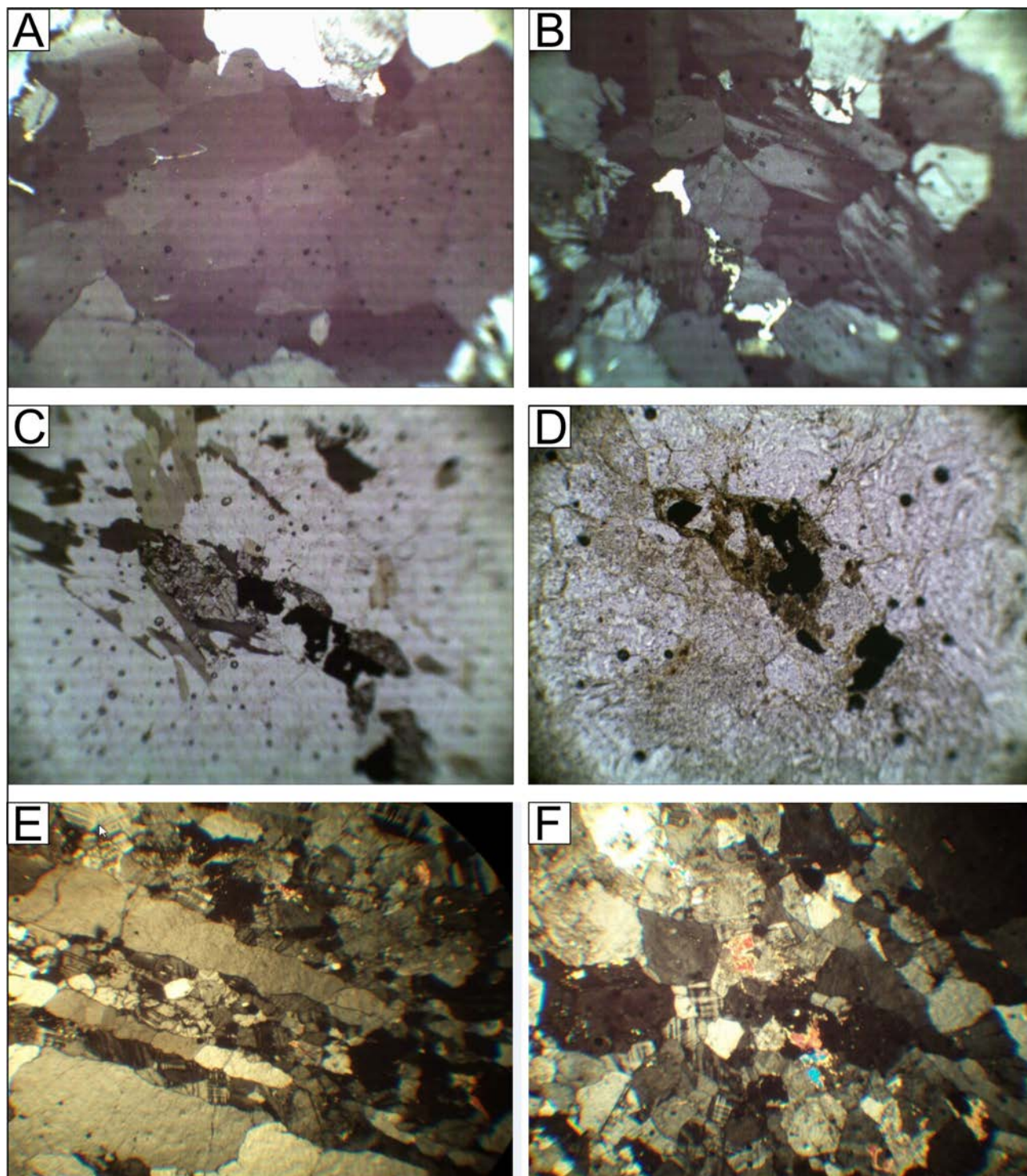


Figura 3.90 – Aspectos da deformação, observáveis em lâmina delgada: A) Orientação dos cristais de quartzo. B) Orientação dos cristais de microclina. C) Orientação dos grãos de titanita, e palhetas de biotita. D) Estágio avançado de deformação. E) Aspecto da estrutura milonítica, bem pronunciada representada por trilhas de minerais orientados. F) Grãos de quartzo e microclina em mosaicos poligonizados.

debates, incluindo rochas sedimentares aluminosas, rochas tonalíticas e “underplate” de materiais manto-derivados em diferentes níveis crustais.

A composição química dos granitoides da Suíte Serrote consta da tabela 3.22. Na figura 3.92a estes granitoides podem ser classificados como álcalifeldspato granito, sienogranito e monzogranito

de Streckeisen e Le Maitre (1979), enquanto no diagrama multicatiônico da figura 3.92b são sieno e monzogranitos. No diagrama normativo de O’Connor (1965) as amostras ocupam o campo do granito e no diagrama ternário de El Bosely e El Sokkary (1975) distribuem-se nos campos dos granitos normais, anômalos e fortemente diferenciados. Teor de álcalis

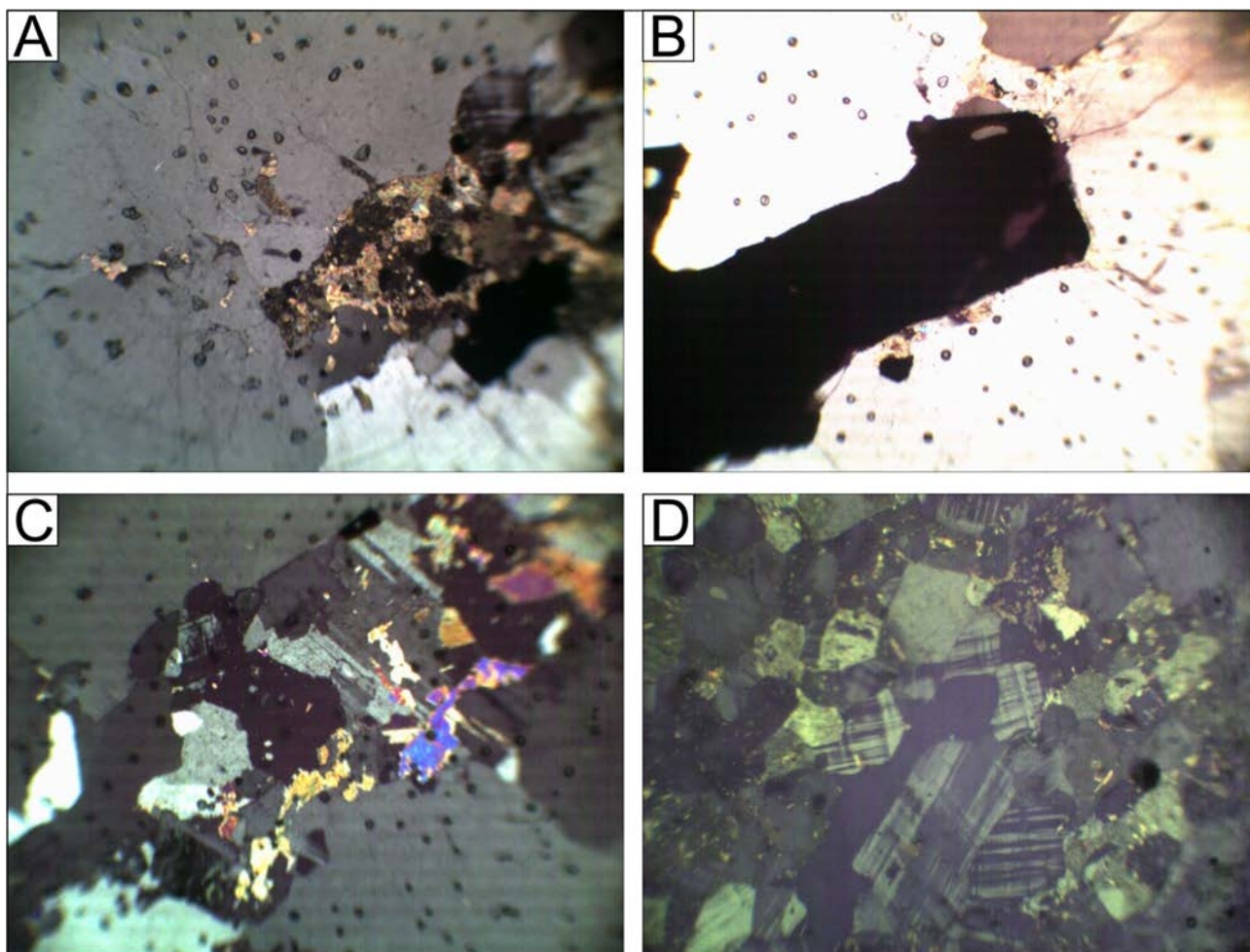


Figura 3.91 – Feições representativas dos processos de alteração hidrotermal em rochas da Suíte Serrote: A) Relações entre veio de quartzo, carbonato e a rocha encaixante. B) Relação entre o sulfeto e o carbonato. C) Alteração dos plagioclásios em carbonato. D) Detalhe dos carbonatos.

vs. SiO<sub>2</sub> no diagrama de Peccerillo e Taylor (1976) no diagrama da figura 3.92e caracteriza os granitos como de alto a muito alto-K, metaluminosos a peraluminosos (Fig.3.92f) e subalcalinos (Fig.3.92 g).

Os padrões de ETR dos álcali-feldspato granito, sienogranito e monzogranito (Figs. 3.93 a, c, e) são similares, com forte fracionamento de ETR leves x ETR pesados com sutil a inexistente anomalia negativa de Eu. Nos diagramas de multielementos (Figs. 3.93 b, d, f) salientam-se as fortes anomalias negativas de Nb-Ta, P e Ti, depleção de Ba no álcali feldspato granito, ETR pesados e Y nos três tipos de rocha. Os granitos fortemente diferenciados mostram padrões de ETR (Fig.3.93g) sugerindo dois grupos, porém ambos com anomalias negativas de Ce, o que pode indicar a participação de sedimentos pelágicos subductados e incorporados ao magma de arco que já apresentam anomalias negativas de Ce na(s) fonte (s) ou, alternativamente, que a(s) fonte(s) mantélicas já possuem anomalias negativas do elemento. As fortes anomalias negativas de Eu podem indicar fracionamento significativo do

plagioclásio ou mesmo plagioclásio pobre em An. O diagrama de multielementos (Fig.3.93h) destaca fortes anomalias negativas de Ba, Nb-Ta, P e Ti e comportamento ambíguo do Pb, Zr, ETR pesados e Y.

Os diagramas tectono-magmáticos das figuras 3.94 a, b sugerem que os granitoides da Suíte Serrote são granitos tipo I da fase sin-colisional da evolução do orógeno, no diagrama da figura 3.94 c, salienta-se sua assinatura predominantemente calcioalcalina, porém no diagrama da figura 3.94 d a composição de Fe/Mg das rochas as posicionam em campo de superposição de granitos tipo I Cordilheiranos e granitos tipo A.

As rochas da Suíte Serrote são intrusivas nos gnaisses do Complexo Rio dos Mangues e são “cortadas” por diques de rochas máficas. Estudos geocronológicos realizados por Moura et al. (2003), resultaram em idade Pb-Pb em zircão de 1851±20. Idades modelos Sm-Nd foram calculadas e resultaram em dois conjuntos de idade: o primeiro que varia entre 2,43 Ga. e 2,5 Ga e o segundo com TDM de 2,63 Ga a 2,58 Ga. Os valores de  $\epsilon_{Nd}$  calculados para

Tabela 3.22 – Análise química das rochas fortemente diferenciadas da Suíte Serrote

Tipologia Amostra	Tipo 1		PS-09 Sieno granito	PS-11 Alcalifeldspato granito	PS-18 Sieno granito	PS-184 Sieno granito	Tipo2		Tipo 3		Tipo 4		PS-113A Monzo granito
	PS-08 Qtz sienito	SiO2					PS-03 Alcalifeldspato granito	PS-13 Qtz sienito	PS-12 Sieno granito	PS-12A Sieno granito	PS-05 Monzo granito	PS-06 Monzo granito	
SiO2	74.63	76.40	76.21	76.40	76.86	73.96	76.59	72.84	73.37	75.36	72.67	73.78	74.62
Al2O3	13.62	13.86	13.20	13.86	13.88	13.46	13.45	14.49	13.54	14.60	13.89	14.31	13.77
Fe2O3	1.42	1.91	0.95	1.91	1.66	1	2.59	2.52	2.74	3.55	2.77	2.50	1.82
MgO	0.08	0.22	0.07	0.22	0.05	0.07	0.23	0.45	0.35	0.44	0.42	0.41	0.31
CaO	0.82	0.77	0.86	0.77	0.46	0.62	0.70	1.14	0.69	0.80	1.44	1.49	1.10
Na2O	2.95	2.34	3.44	2.34	2.54	4.02	3.69	4.63	4.24	4.19	3.90	4.24	3.82
K2O	6.63	5.02	6.56	5.02	6.53	4.97	5.39	5.18	6.11	5	4.33	4.41	4.46
P2O5	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.11	0.04	0.07	0.05	0.06	0.17
TiO2	0.03	0.14	0.04	0.14	0.03	0.05	0.16	0.33	0.36	0.35	0.22	0.25	0.13
MnO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04
LOI	0.26	0.35	0.39	0.35	0.65	0.12	0.01	0.47	0.07	0.27	0.01	0.02	0.44
Sum	100.48	101.05	101.76	101.05	102.69	98.31	102.86	102.21	101.56	104.67	99.74	101.52	100.68
Na2O+K2O	9.58	7.36	10	7.36	9.07	8.99	9.08	9.81	10.35	9.19	8.23	8.65	8.28
K2O/Na2O	2.25	2.15	1.91	2.15	2.57	1.24	1.46	1.12	1.44	1.19	1.11	1.04	1.17
A/CNK	1.007	1.297	0.922	1.297	1.148	1.025	1.020	0.947	0.912	1.061	1.012	0.989	1.050
Índice Alagático	0.883	0.67	0.967	0.67	0.81	0.891	0.885	0.913	1.004	0.843	0.799	0.821	0.807
FeOt/(FeOt+MgO)	0.9411	0.8865	0.9243	0.8865	0.9676	0.9278	0.9102	0.8344	0.8757	0.8789	0.8558	0.8458	0.8408
Ni	1.50	1.40	1.20	1.40	1.70	1.80	1.70	1.20	2	3	2.60	1.40	1.60
Co	0.50	0.80	0.30	0.80	0.40	0.40	1.80	2.20	1.30	2.50	2.60	2.30	1.50
Ba	13	173	156	173	249	98	911	605	1362	1010	1317	1604	1065
Rb	479.10	404.50	677	404.50	371.50	468.90	216.50	201.30	210.70	132.70	76.30	124.40	175.40
Sr	23.70	104.80	53.40	104.80	136.10	33.20	162.60	73.60	164.60	208.30	296.40	288.80	218.20
Nb	2.09	4.65	14.50	4.65	2.04	72.01	26.73	29.98	28.36	15.81	3.13	8.39	9.23
Ta	0.12	0.26	0.74	0.26	0.41	3.63	1.99	1.90	1.68	0.68	0.10	0.52	1.07
Cu	7	6.20	2.50	6.20	1.50	1.20	17.90	2.40	1.40	2.80	1.60	4.50	2
Pb	12.10	5.40	7.60	5.40	3.90	3.10	6.60	4	5.90	9.80	1.50	3.10	6.30
Zr	58.90	98.80	65.70	98.80	128.40	87.80	142.20	272.50	425.90	386.90	179.40	207.50	134.80
Hf	2.44	3.33	4.19	3.33	4.22	5.96	4.76	6.49	9.71	8.22	3.73	4.74	3.72
U	19.96	4.28	8.12	4.28	4.90	21.46	7.99	2.32	0.81	0.72	0.33	1.70	3.05
Th	47.60	52.40	33.40	52.40	72.50	21.30	19.40	16.20	7.70	10.40	3.80	13	14.40
Ga	24.10	17.90	25.70	17.90	19.10	27.80	24.20	21.30	23.10	17.70	15.40	21.90	16.60
Cs	2.82	2.22	5.96	2.22	2	2.47	1.71	0.42	1.47	0.39	0.46	0.70	2.39

Tipologia	Tipo 1		Tipo 1		Tipo 1		Tipo 1		Tipo 2		Tipo 3		Tipo 4		Tipo 4	
Amostra	PS-08	PS-09	PS-11	PS-18	PS-184	PS-03	PS-13	PS-12	PS-12A	PS-05	PS-06	PS-05	PS-06	PS-05	PS-06	PS-113A
Rocha	Qtz sienito	Sieno granito	Álcalifeldspato granito	Sieno granito	Sieno granito	Álcalifeldspato granito	Qtz sienito	Sieno granito	Sieno granito	Monzo granito	Monzo granito	Monzo granito	Monzo granito	Monzo granito	Monzo granito	Monzo granito
La	7.30	107	63.10	37.60	59	47	154.10	74.10	24.80	44	56.30	44	56.30	na	31.30	na
Ce	5.40	102.30	66.70	16.20	48.60	73.80	230.60	155.60	191.90	54.40	95.70	54.40	95.70	na	55.20	na
Pr	1.71	17.07	8.90	5.52	12.17	7.84	18.84	17.74	5.43	7.19	9.46	7.19	9.46	na	5.36	na
Nd	6.90	51.60	27.10	17.10	45.30	25.90	52.30	63.70	15.90	22.80	29	22.80	29	na	17.50	na
Sm	1.40	8.30	3.60	1.90	9.40	3.30	6.70	10.20	2.50	2.80	3.60	2.80	3.60	na	2.50	na
Eu	0.40	0.76	0.55	0.51	0.57	0.80	0.84	1.59	0.51	0.83	0.85	0.83	0.85	na	0.56	na
Gd	2.90	8.87	2.43	1.79	13.06	2.68	4.13	7.47	1.71	2.19	2.20	2.19	2.20	na	1.72	na
Tb	0.52	1.38	0.28	0.26	1.97	0.46	0.66	1.04	0.37	0.25	0.33	0.25	0.33	na	0.26	na
Dy	3.77	9.99	1.76	0.89	12.68	2.66	3.77	6.60	2.32	1.42	1.78	1.42	1.78	na	1.40	na
Ho	0.95	2.49	0.33	0.17	2.72	0.52	0.70	1.33	0.45	0.21	0.28	0.21	0.28	na	0.26	na
Er	3.04	8.35	1.32	0.58	8.80	1.77	2.48	3.73	1.75	0.67	0.76	0.67	0.76	na	0.84	na
Tm	0.52	1.38	0.20	0.07	1.44	0.33	0.52	0.56	0.29	0.12	0.15	0.12	0.15	na	0.15	na
Yb	3.80	8.40	1	0.60	9.30	2	3.10	3.60	1.70	0.70	0.90	0.70	0.90	na	0.90	na
Lu	0.64	1.42	0.13	0.12	0.32	0.30	0.46	0.46	0.25	0.12	0.09	0.12	0.09	na	0.22	na
ETrt	39.25	329.31	177.40	83.31	225.33	169.36	479.20	347.72	249.88	137.70	201.40	137.70	201.40	na	118.17	na
Eu/Eu*	0.61	0.27	0.57	0.85	0.16	0.82	0.49	0.56	0.75	1.02	0.92	1.02	0.92	na	0.83	na
(La/Yb) <sub>n</sub>	1.30	8.59	42.54	42.25	4.28	15.84	33.51	13.88	9.84	42.38	42.17	42.38	42.17	na	23.45	na
(La/Sm) <sub>n</sub>	3.28	8.11	11.03	12.45	3.95	8.96	14.47	4.57	6.24	9.88	9.84	9.88	9.84	na	7.88	na
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	0.62	0.85	1.96	2.41	1.13	1.08	1.08	1.67	0.81	2.52	1.97	2.52	1.97	na	1.54	na
Ga/Al	3.34	3.42	2.44	2.60	3.90	3.40	2.78	2.81	2.29	2.09	2.89	2.09	2.89	2.58	2.28	2.28
K/Rb	114.84	80.41	102.99	145.87	87.96	206.61	213.55	240.65	312.69	470.95	294.19	470.95	294.19	375	211.02	375
TZr.sat.C	704	704.3	768.3	779.4	736.6	775.4	819	858.6	868.9	792.1	801.9	792.1	801.9	787.6	773.3	787.6
TAI/TIC	608.7	652.8	792.4	606	679.5	808.3	866.2	879.1	870.5	834.7	843.4	834.7	843.4	849.4	785.7	849.4
TE 1-3	0.761	0.844	0.861	0.722	0.795	1.017	1.045	1.009	1.659	0.937	1.079	0.937	1.079	na	1.031	na

Amostras analisadas nos Laboratórios GEOSOL (Belo Horizonte, Brasil); valores de normalização pelo condrito de Boynton (1984):  $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N^{(1/2)})$ ;  $A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$ ;  $A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O) M$ ; LOI = perda ao fogo; na = não analisado; óxidos em % peso; elementos traço em ppm.



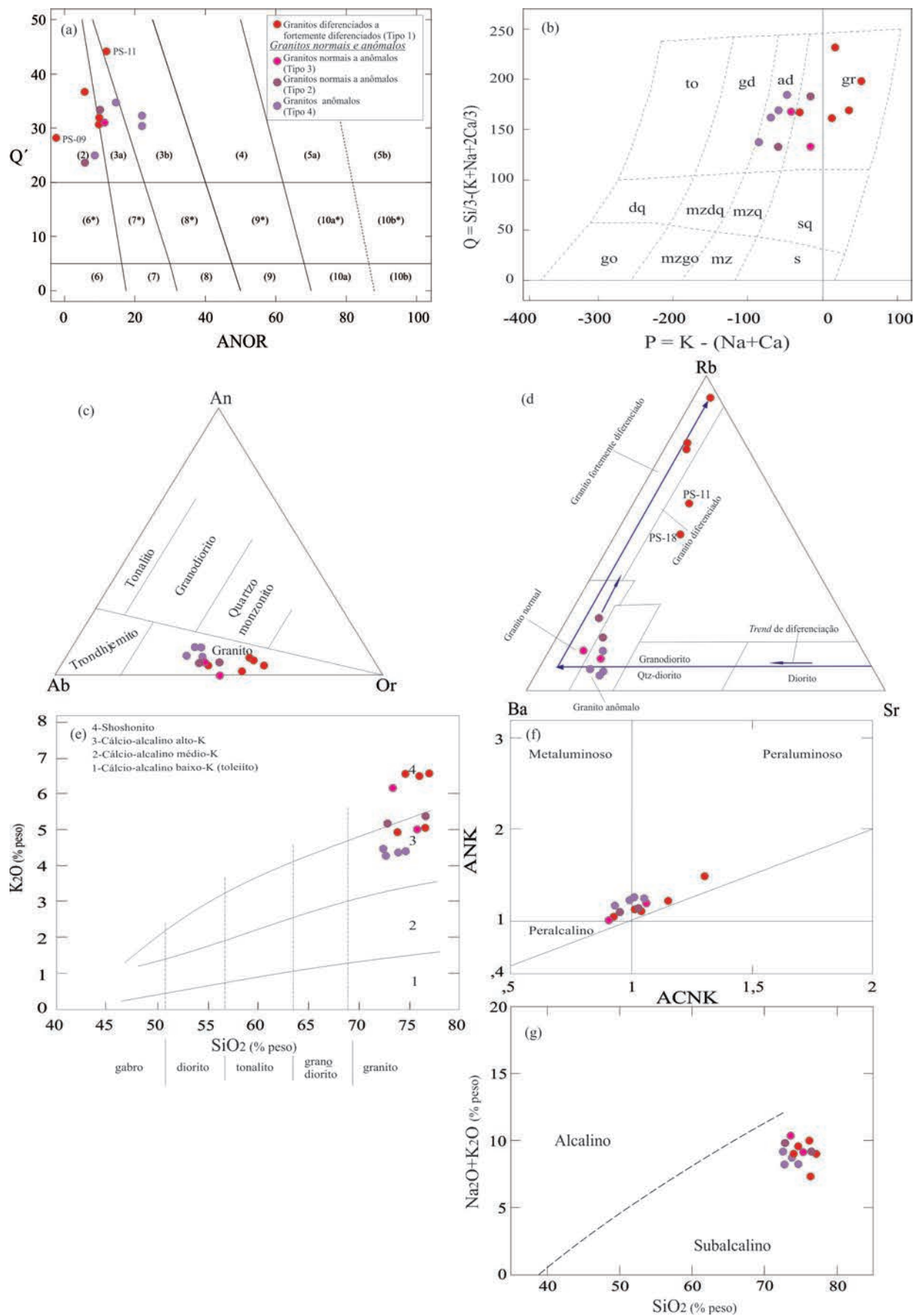


Figura 3.92 – A) Diagrama de classificação química Q vs. Na de Streckeisen e Le Maitre (1979). B) Diagrama multicatiônico de classificação química de rochas P vs. Q de Debon e Le Fort (1983). C) Diagrama normativo de O’Connor (1965). D) diagrama ternário de El Bosely e El Sökkary (1975). E) Diagrama de Peccerillo e Taylor (1976) e a assinatura de alto a muito alto-K. F) Diagrama A/NK [razão molar  $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ ] vs. A/CNK [razão molar  $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ ] para as rochas da Suíte Serrote. G) Diagrama álcalis vs.  $SiO_2$  e o caráter subalcalino das rochas estudadas.

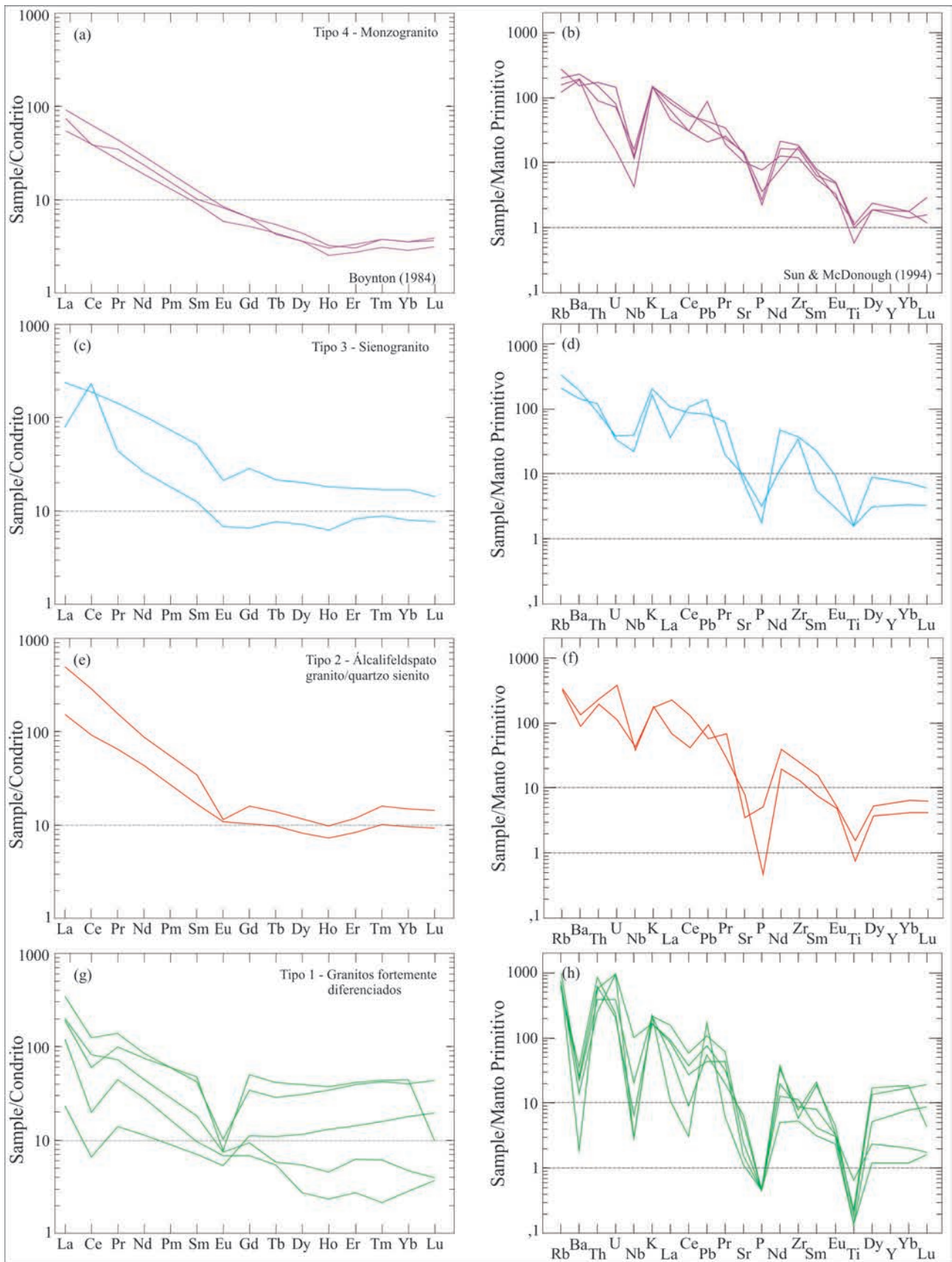


Figura 3.93 – Padrões de ETR com normalização de Boynton (1984) e de multielementos normalizados pelo Manto Primitivo de Sun e McDonough (1989).

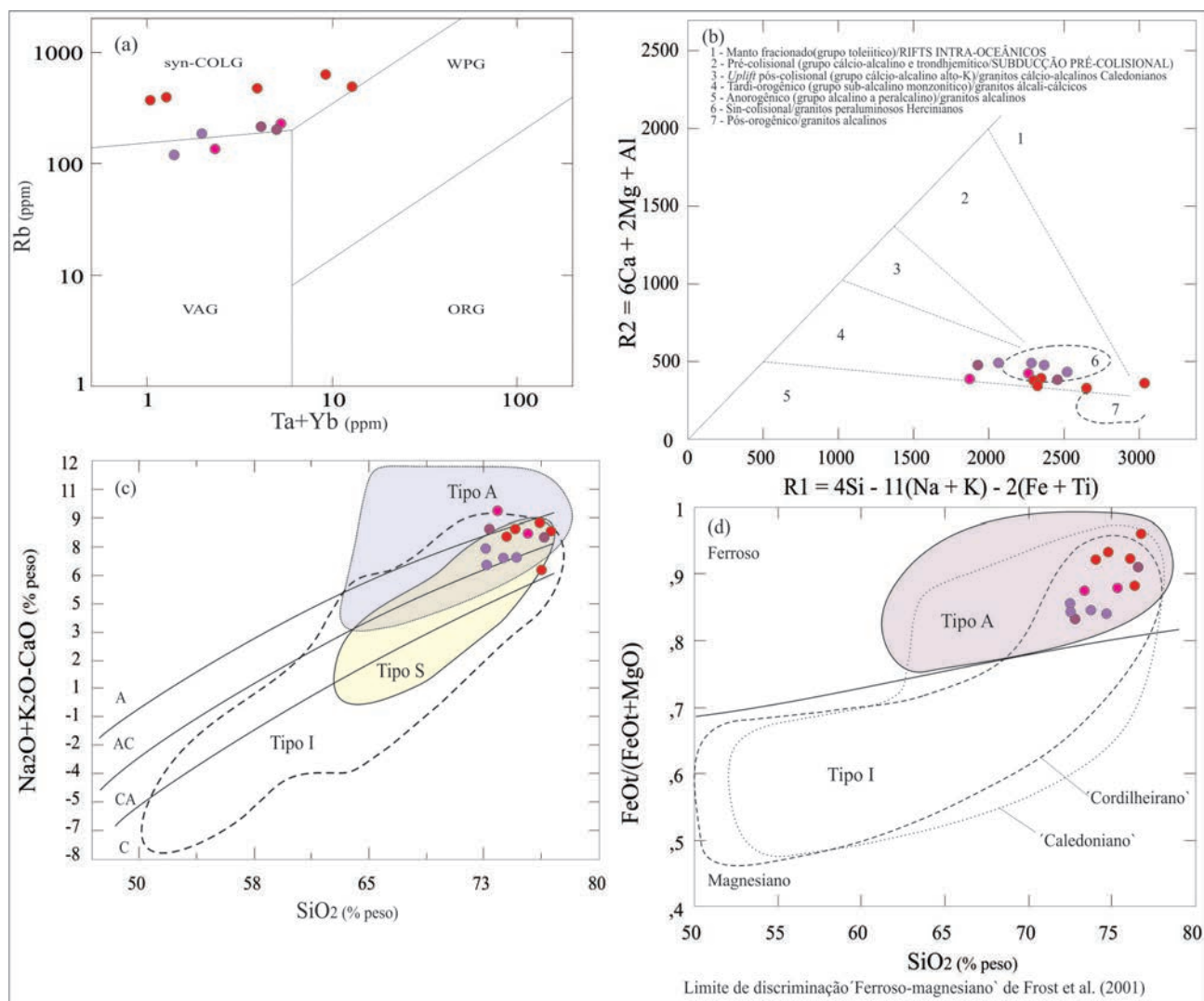


Figura 3.94 – Diagramas de caracterização tectono-magmática e ambientes de geração das rochas da Suíte Serrote: A) Diagrama de Pearce et al. (1984). B) Diagrama R1-R2 adaptado por Batchelor e Bowden (1985). C) Diagrama do índice alcalino modificado (MALI) de Frost et al. (2001). D) Discriminante de granitos A, I e S em diagrama binário  $FeOt/(FeOt+MgO)$  vs.  $SiO_2$  com campo ferroso e magnésiano de Frost et al. (2001). Símbolos como na figura 3.92.

a idade 1,85 Ga variaram entre -5,2 e -6,0. Isócrona Rb-Sr forneceu idade de  $536 \pm 18$  Ma, interpretada como idade de metamorfismo associado à tectônica de estruturação do Orógeno Araguaia. Esta idade de metamorfismo é similar àquelas encontradas por Macambira (1983) pelo método K-Ar que obteve  $565 \pm 20$  Ma em hornblendas extraídas de anfíbolitos e  $553 \pm 16$  Ma para biotitas extraídas de micaxisto na região de Xambioá.

Amostra do batólito principal da Suíte Serrote (Fig.3.95) foi datada pelo método U-Pb em zircão por LA-ICP-MS no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (Figs. 3.96 A e B). Todos os zircões selecionados são muito bem formados e com características de zircões ígneos (Figs. 3.97 A e B). A tabela 3.23 onde constam os dados analíticos e os gráficos das concórdias (Figs. 3.98 A e B) evidenciam a presença de dois conjuntos de idade, um em torno

de 2070 Ma e outro em torno de 2010 Ma. As altas razões Th/U sugerem duas gerações de zircões ígneos produtos de dois pulsos magmáticos.

Em termos de recursos minerais, os granitos da Suíte Serrote apresentam potencial para depósitos de ETR e rocha ornamental.

### 3.2.1.4 - Suíte Plutono-Vulcânica Ipueiras

Granitos desta unidade foram incluídos por Barbosa et al. (1966) no Pré-cambriano Indiferenciado juntamente com os granitos da Suíte Lajeado, sob a denominação genérica de Granito Lajeado, referindo-se aos granitos que ocorrem desde Tocantínia, Lajeado, até Porto Nacional. Cunha et al. (1981) utilizaram a denominação Suíte Intrusiva Ipueiras para designar um conjunto de granitos pós-orogênicos separados das rochas polimetamórficas do embasamento

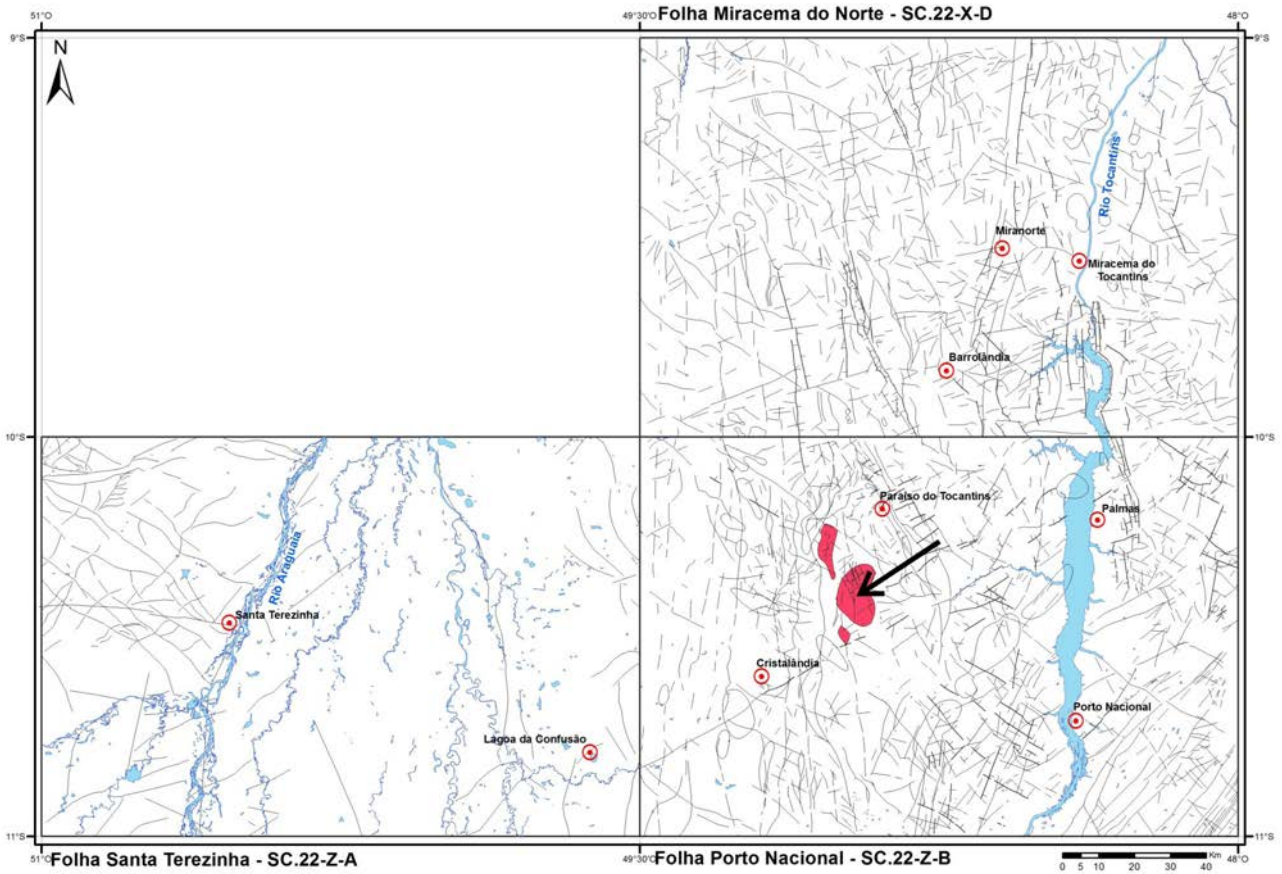


Figura 3.95 – Localização da amostra da Suíte Serrote coletada para análise geocronológica U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão. Pedreira do Pugmil, localizada na estrada que liga a sede do município de Pugmil à sede do município de Pium.

Tabela 3.23 – Dados geocronológicos da amostra PS-R-06 da Suíte Serrote.

Grão. spot	f206 (%)	Th U	206Pb	207Pb	err (%)	207Pb	err (%)	206Pb	err (%)	Rho	Idades Aparentes						Conc. (%)	Conc. (%)		
											207Pb (Ma)		207Pb (Ma)		206Pb (Ma)				6/8-7/6	6/8-7/5
											206Pb	235U	206Pb	235U	206Pb	238U				
14-Z04	0,08	0,37	20157	0,123	0,84	6,237	2,44	0,368	2,29	0,94	2001	15	2010	21	2018	40	100,82	100,41		
15-Z05	0,06	0,46	24975	0,124	0,98	6,170	2,32	0,361	2,10	0,90	2015	17	2000	20	1986	36	98,55	99,28		
16-Z06	0,05	0,74	32588	0,126	0,65	6,348	2,00	0,365	1,89	0,94	2045	12	2025	18	2006	33	98,09	99,05		
19-Z08-2	0,04	0,49	34413	0,124	0,73	6,421	2,04	0,376	1,91	0,93	2014	13	2035	18	2056	34	102,12	101,04		
25-Z11	0,01	0,19	123417	0,123	0,46	6,007	1,35	0,355	1,27	0,94	1998	8	1977	12	1957	21	97,95	98,99		
39-Z22	0,07	0,46	22053	0,124	0,97	6,397	3,11	0,373	2,96	0,95	2019	17	2032	27	2044	52	101,22	100,60		
43-Z24	0,09	0,40	16999	0,125	0,47	6,301	1,81	0,365	1,75	0,97	2031	8	2019	16	2007	30	98,82	99,41		
44-Z25	0,02	0,27	67484	0,123	0,41	6,238	1,24	0,369	1,17	0,94	1994	7	2010	11	2025	20	101,59	100,78		
45-Z26	0,07	0,43	21790	0,124	1,10	6,211	3,83	0,363	3,67	0,96	2018	20	2006	34	1994	63	98,79	99,40		
30-Z16	0,08	0,50	18071	0,128	1,16	6,408	3,93	0,364	3,75	0,96	2065	20	2033	35	2003	65	96,98	98,48		
36-Z19	0,09	0,49	17262	0,128	1,24	6,332	3,27	0,359	3,02	0,92	2068	22	2023	29	1979	51	95,71	97,84		
26-Z12	0,06	0,22	26859	0,128	0,75	6,485	2,07	0,368	1,93	0,93	2069	13	2044	18	2019	33	97,58	98,78		
38-Z21	0,03	0,32	50046	0,128	0,52	6,770	1,41	0,384	1,31	0,93	2069	9	2082	13	2094	24	101,21	100,60		
34-Z17	0,11	0,64	13940	0,128	1,08	6,107	2,97	0,346	2,77	0,93	2070	19	1991	26	1916	46	92,59	96,24		
20-Z09-1	0,02	0,59	74127	0,128	0,52	7,226	1,67	0,409	1,59	0,95	2072	9	2140	15	2211	30	106,74	103,34		
46-Z27	0,15	0,35	10161	0,128	1,17	6,413	3,05	0,363	2,81	0,92	2073	21	2034	27	1996	48	96,28	98,12		
23-Z09-2	0,06	0,33	25097	0,130	0,82	6,436	2,03	0,359	1,86	0,91	2097	14	2037	18	1979	32	94,35	97,12		
35-Z18	0,09	0,50	16578	0,130	1,33	6,632	3,22	0,370	2,93	0,91	2097	23	2064	28	2030	51	96,80	98,37		



Figura 3.96 – A) Pedreira de Pugmil, local de amostragem para análise geocronológica. B) Sienogranito amostrado para extração de zircão.

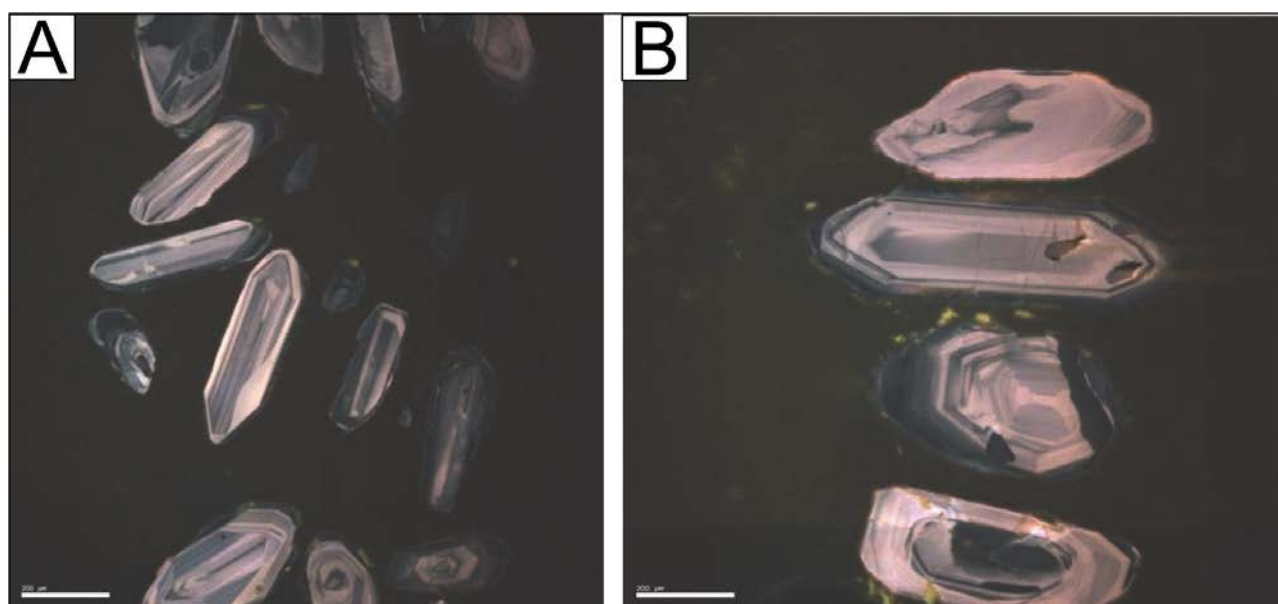


Figura 3.97 – A e B) Exemplos de zircões ígneos bem formados da Suíte Serrote.

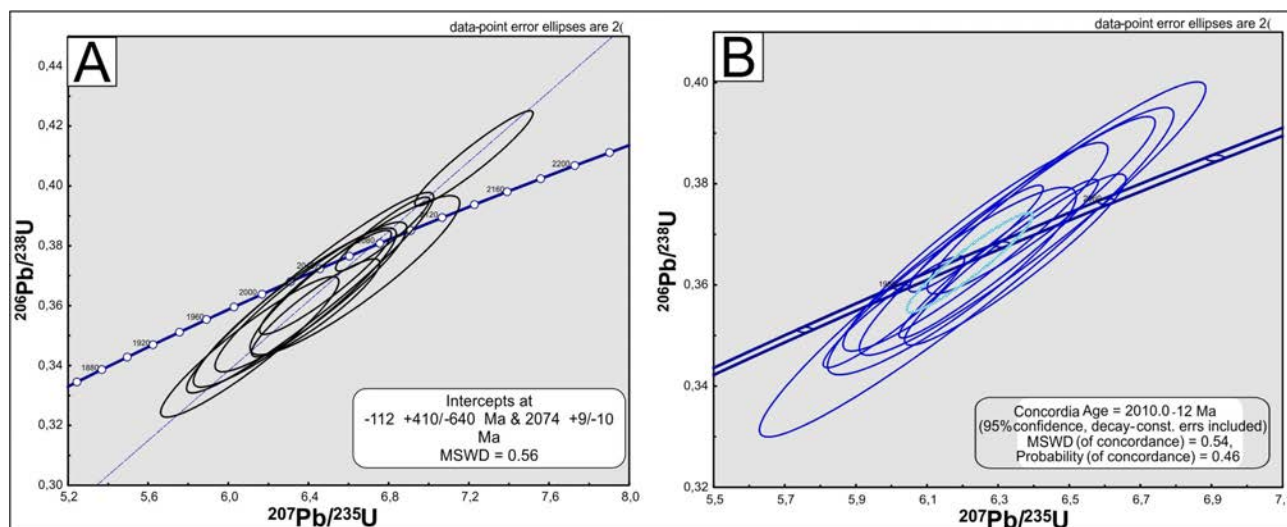


Figura 3.98 – Idades do Sienogranito da Suíte Serrote. A) intercepto em 2070 Ma e B) concordia em 2010 Ma.

com base em aspectos texturais, estruturais e geocronológicos (cristalização  $2069 \pm 74$  Ma pelo método Rb-Sr em rocha total e metamorfismo  $551 \pm 6$  Ma pelo método K-Ar) cartografando 7 corpos. Bezerra et al. (1981), verificaram a ocorrência de rochas vulcânicas, restritas às bordas destes granitos, motivo pelo qual, denominaram o conjunto de Associação Plutonovulcânica Ipueiras. Muitos autores descrevem esta unidade, por vezes confundindo-a com a Suíte Lajeado, como já foi mencionado anteriormente, dentre os quais estão Costa et al. (1982, 1985) e Hasui et al. (1987). As informações mais atualizadas sobre esta unidade podem ser encontradas em Chaves et al. (2008), Saboia (2009) e Frasca et al. (2010). Referências às rochas vulcânicas associadas à Suíte Plutonovulcânica Ipueiras podem ser encontradas em Bezerra et al. (1981), Barradas et al. (1992), Sachett et al. (1996), Queiroz et al. (1999) e Saboia (2009).

Neste trabalho, será utilizada a denominação Suíte Plutonovulcânica Ipueiras para agrupar os granitos do tipo A de idade Paleoproterozóica e as rochas vulcânicas e básicas a eles associadas, que ocorrem na porção sudeste da área do projeto, na folha Porto Nacional.

Os granitos desta suíte apresentam assinatura marcante em mapa aerogamaespectrométrico e recebem denominações locais (Granito Ipueiras,

Granito do Carmo, etc.) porém é possível que se trate de um único batólito, aflorando em janelas erosivas. A figura 3.99 mostra a localização das áreas aflorantes dos granitos e as principais ocorrências de rochas vulcânicas, enquanto a figura 3.100 mostra a assinatura geofísica desta unidade em mapa aerogamaespectrométrico ternário (RGB) e do canal de K. As rochas vulcânicas e granófiros, de ocorrência restrita, assim como as rochas básicas, estão localizados principalmente nas bordas dos corpos Ipueiras e do Carmo. Foram cartografados 6 corpos aflorantes, alinhados segundo a direção NE-SW, acompanhando os lineamentos Transbrasilianos, sendo os de Ipueiras e do Carmo de dimensões batolíticas. Os melhores afloramentos dos granitos desta unidade ocorrem na rodovia TO-050, que liga Porto Nacional à Silvanópolis. Nos arredores da sede do município de Monte do Carmo e na rodovia que liga este município ao município de Ponte Alta, podem ser observados os melhores afloramentos do batólito do Carmo. Os granitos desta unidade afloram sob a forma de grandes lajeiros e blocos métricos, são geralmente isotropos com deformação rúptil a rúptil-dúctil, principalmente nas bordas. As porções porfíricas deformadas assumem aspecto de augen gnaisse. Apresentam feldspatos zonados, com textura rapakivi e possuem cor predominantemente

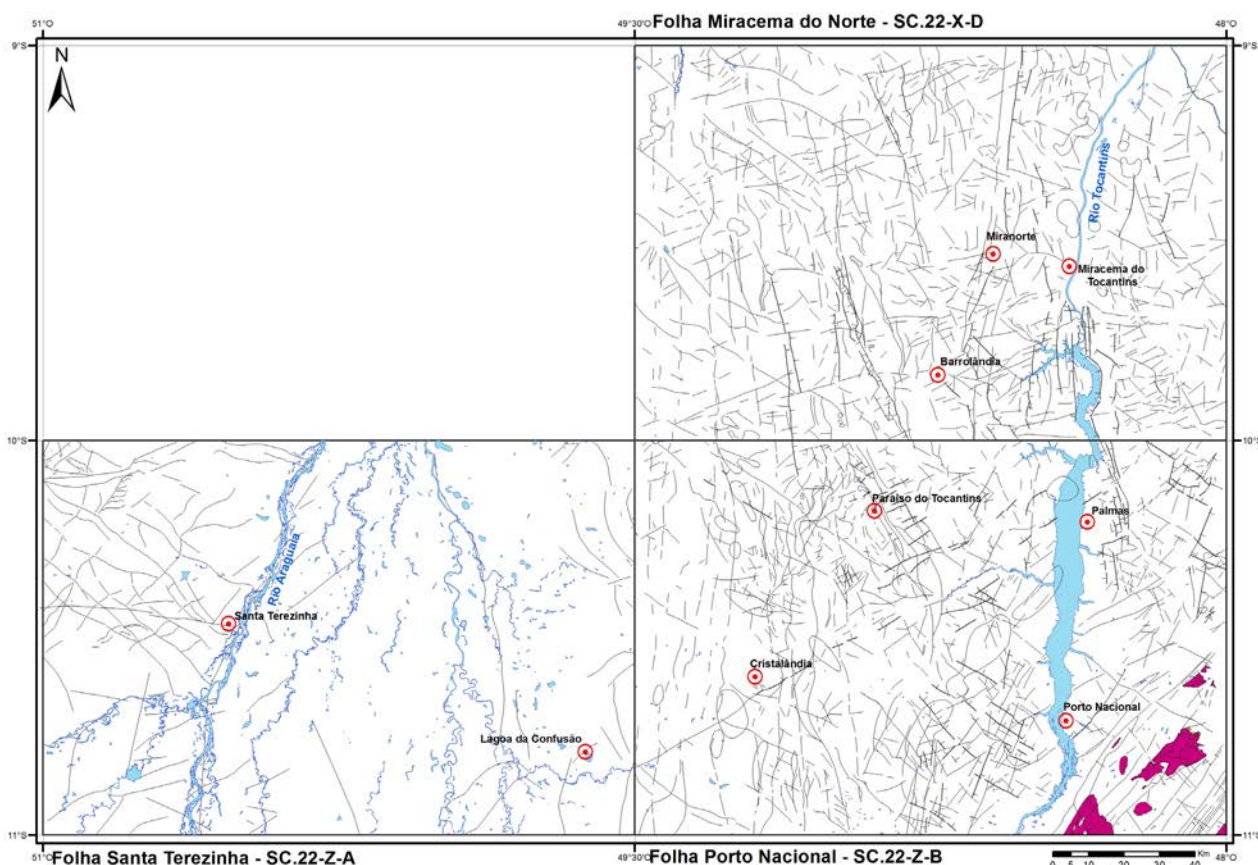


Figura 3.99 – Localização dos corpos da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras no extremo sudeste da área do Projeto, Folha Porto Nacional.

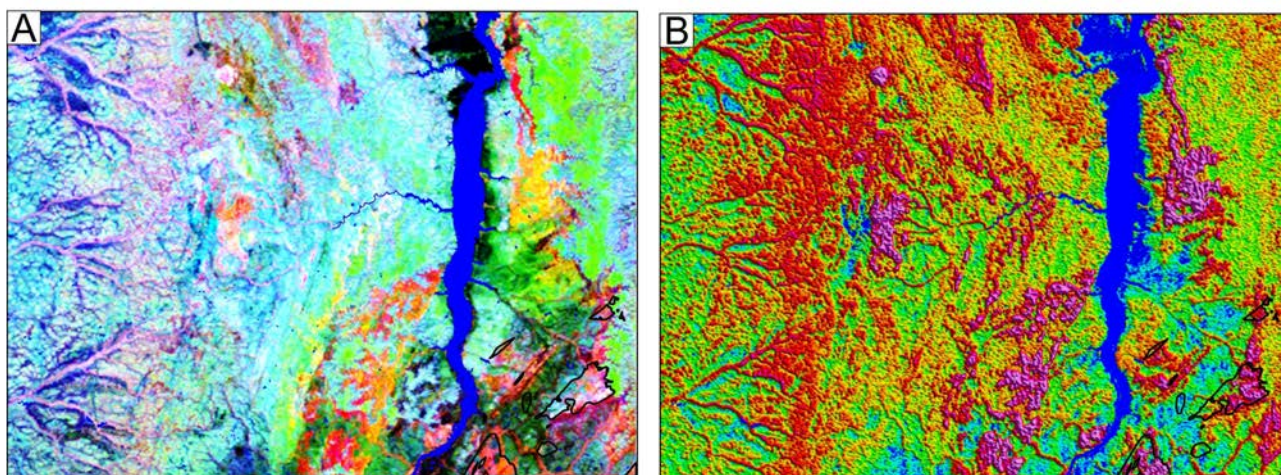


Figura 3.100 – A) Imagem aerogamaespectrométrica do ternário (RGB). B) no canal do K com destaque para as anomalias do canto sudeste da Folha Porto Nacional (tons avermelhados) representando os granitos da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras.

rosa a cinza rosada, granulação predominantemente grossa com termos médios e finos nas bordas. Em função do processo de cuminuição, apresentam granulação muito fina e podem ser confundidos com rocha vulcânica, a exemplo do corpo aflorante no extremo sudeste da folha Porto Nacional que foi intensamente afetado pela tectônica Brasília.

O batólito Ipueiras tem aproximadamente 25 km de comprimento por 15 de largura e somente a parte norte aflora na porção sul da área do projeto, aproximadamente 10 km a sul-sudeste da sede do município de Porto Nacional. A unidade é composta essencialmente por rochas de composição monzogranítica a sienogranítica, rosadas a cinza claro, com tons azulados devido à presença de quartzo azul, granulação predominantemente grossa, textura granular, localmente porfirítica com cristais que mostram textura rapakivi. Possuem relação de mistura de magmas com rochas máficas, com as quais apresentam contatos bruscos ou gradacionais. O granito Ipueiras possui evidências de deformação rúptil a rúptil-dúctil, com orientação do quartzo e feldspato segundo o plano da foliação milonítica.

A área aflorante do Granito do Carmo possui 25 km de comprimento e 10 km de largura máxima. A porção nordeste encontra-se encoberta em discordância pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba: Formação Jaicós do Grupo Serra Grande e Formação Pimenteiros do Grupo Canindé. Suas melhores exposições encontram-se nas encostas da Serra do Carmo, nos arredores da sede do município de Monte do Carmo e na estrada que liga Monte do Carmo a Ponte Alta, onde pode ser observado o contato entre o granito e os sedimentos da Bacia do Parnaíba. Nas bordas do batólito do Carmo, ocorrem granófiros e vulcânicas que se confundem com as rochas vulcânicas da Formação Monte do Carmo. Os granitos da Suíte

Plutonovulcânica Ipueiras são intrusivas no Complexo Rio dos Mangues e no Complexo Granulítico de Porto nacional e juntamente com estes complexos, representam o embasamento das supracrustais da Formação Monte do Carmo e dos sedimento da Bacia do Parnaíba. As demais intrusões cartografadas, apresentam as mesmas características dos granitos Ipueiras e do Carmo. A figura 3.101 mostra as principais feições texturais e estruturais dos granitos da Suíte Vulcano-Plutônica Ipueiras.

As primeiras referências a rochas vulcânicas nesta unidade foram feitas por Bezerra et al. (1981) que agruparam as rochas plutônicas e vulcânicas na Associação Plutonovulcânica Ipueiras. Palermo (1988) descreve riolitos, tufos, tufos de lapilli e aglomerados na porção norte da Serra do Carmo, porém não associa o vulcanismo à granitogênese Ipueiras, optando por associá-lo ao Grupo Natividade. Barradas et al. (1992) obtiveram idades Pb-Pb semelhantes para as rochas plutônicas ( $1986 \pm 49$  Ma) e vulcânicas ( $2024 \pm 103$  Ma), sugerindo que os granitos (anfibólio granitos e granófiros) e as vulcânicas (riolitos, riolacitos, dacitos e tufos riolíticos) formariam conjunto ígneo geneticamente relacionado. Sachett et al. (1996), também com base em geocronologia Pb-Pb, agrupam o granito Ipueiras ( $2045 \pm 34$  Ma) e as rochas vulcânicas ( $2137 \pm 12$  Ma) em mesmo evento ígneo. Queiroz et al. (1999) criaram a denominação informal Suíte Santa Rosa para designar um espesso pacote de rochas vulcânicas ácidas formadas em ambiente de arco vulcânico associando-o a granito intraplaca que denominaram de Granito Lajeado. Quaresma et al. (2001) citam a Suíte Santa Rosa como espesso pacote de rochas vulcânicas (riolitos, riolacitos e dacitos) como a unidade mais antiga da região e utilizam a denominação Suíte Lajeado/Ipueiras para designar plútons graníticos Paleoproterozoicos aflorantes desde Monte do

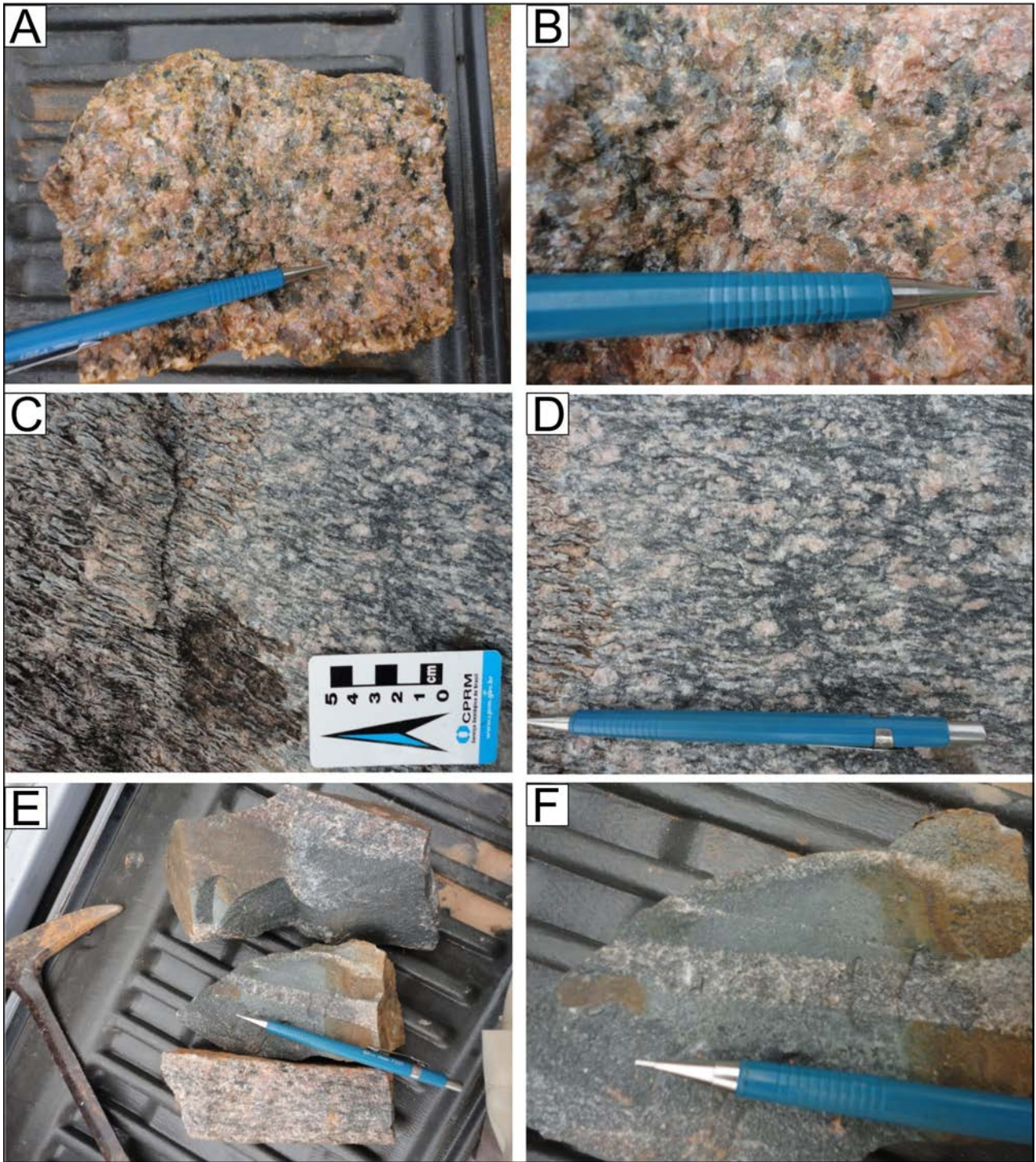


Figura 3.101 – Textura e estrutura dos granitos da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras: A e B) Monzogranitos, rocha predominante na suíte. C) Biotita monzogranito deformado. D) Detalhe da foto anterior. E) Mistura de magma entre rochas da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras. F) Detalhe da foto anterior.

Carmo até Ipueiras. Os estudos mais detalhados a respeito da cogeneticidade entre as rochas vulcânicas e plutônicas desta unidade foram realizados por Saboia (2009) que assume a Suíte Vulcânica Santa Rosa como unidade formal, com área de ocorrência ao norte da cidade de Monte Carmo, associada ao Granito do Carmo. Este autor datou amostra de tufo da Suíte Vulcânica Santa Rosa e de hornblenda biotita granito do Granito do Carmo e conclui que estas rochas foram geradas de fonte Paleoproterozóica com valores posi-

tivos de  $\epsilon_{Nd(T)}$  de +2,3 a +2,9, a partir da fusão de fonte mantélica depletada. A hipótese de uma associação Plutonovulcânica cogenética também é proposta por este autor quando compara os gráficos de ETR e elementos menores das rochas vulcânicas e graníticas.

Pelo resumo bibliográfico, depreende-se que, apesar da falta de pré-requisitos básicos para a formalização de uma unidade estratigráfica, tais como seção tipo bem definida, área de abrangência, relações de contato e contextualização geotectônica,



os dados geocronológicos e litoquímicos, indicam que há possibilidade da existência de uma unidade de rochas vulcânicas em relação cogenética com rochas graníticas. As rochas vulcânicas correm sempre nas bordas dos grandes batólitos formando um conjunto composto por rochas com textura granofírica, rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e rochas básicas. Os principais afloramentos estão ao longo da TO-050, na

borda do batólito Ipueiras e na borda norte do batólito do Carmo, principalmente no leito do Igarapé Santa Rosa. A principal área de ocorrência das vulcânicas da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras encontra-se na porção norte do batólito do Carmo, justamente junto a área de ocorrência da Formação Monte do Carmo. A figura 3.102 apresenta alguns aspectos das rochas vulcânicas e suas relações com os granitos.

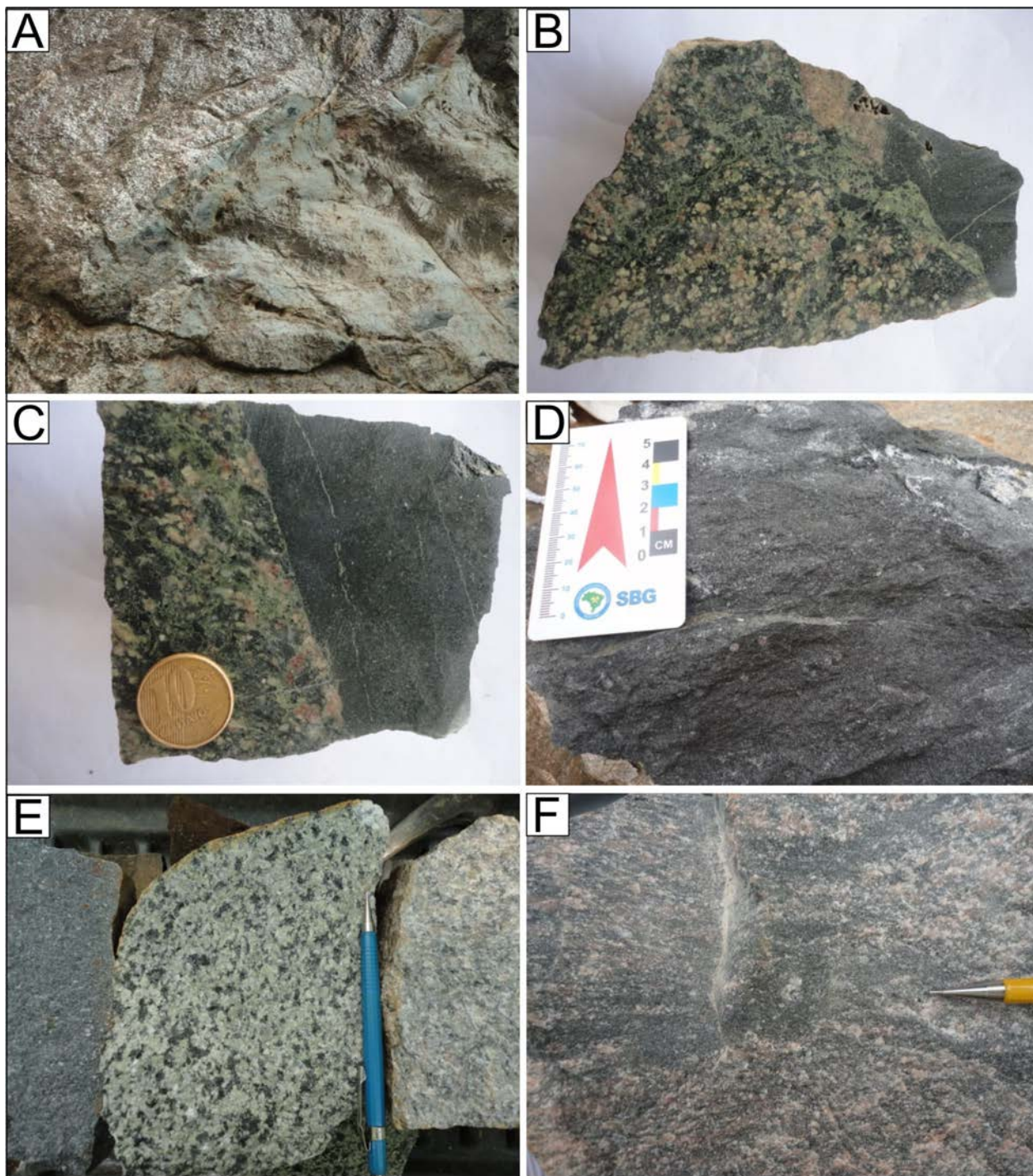


Figura 3.102 – Fotografias das rochas vulcânicas e graníticas da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras e suas relações:  
 A) Relações de contato entre as rochas graníticas e vulcânicas da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras em escala de afloramento. B) Mesmas relações da foto anterior em amostra de mão com destaque para a alteração hidrotermal no contato granito-vulcânica. C) Outro exemplo das relações de contato entre o granito parcialmente hidrotermalizado e a rocha vulcânica. D) Rocha vulcânica de composição andesítica. E) Variedades de granito e rocha básica da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras. F) Granito subvulcânico da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras.

Os estudos petrográficos sugerem que as rochas graníticas, predominantes nesta unidade, são monzogranitos e sienogranitos além de quartzo álcali sienito, quartzodiorito e quartzo sienito. A figura 3.103 mostra os aspectos texturais, estruturais, cor, variação granulométrica e a interrelação entre os granitos e vulcânicas que foram descritos com auxílio de microscópio.

Os metassienogranitos apresentam K-feldspato perfitico sob a forma de fenocristais, plagioclásio porfirítico, tabular, hipidiomórfico, zonado e parcialmente saussuritizado, quartzo recristalizado e deformado com imbricamento entre os cristais e extinção ondulante, ocorrendo entre os interstícios dos felds-

patos. Biotita verde, em parte cloritizada e/ou muscovitizada além de alteração sericítica. A tabela 3.24 apresenta a composição modal da amostra de meta sienogranito e a figura 3.104 as principais características macroscópica e microscópica dessa rocha.

Nos granitoides com evidência de deformação, observam-se fragmentos de porfiroclastos de feldspatos envoltos por quartzo fitado com forte extinção ondulante ou em agregados recristalizados. A tabela 3.25 apresenta composição mineralógica de amostra representativa destas rochas e a figura 3.105 suas características macroscópicas e microscópicas com evidência para os aspectos deformacionais.

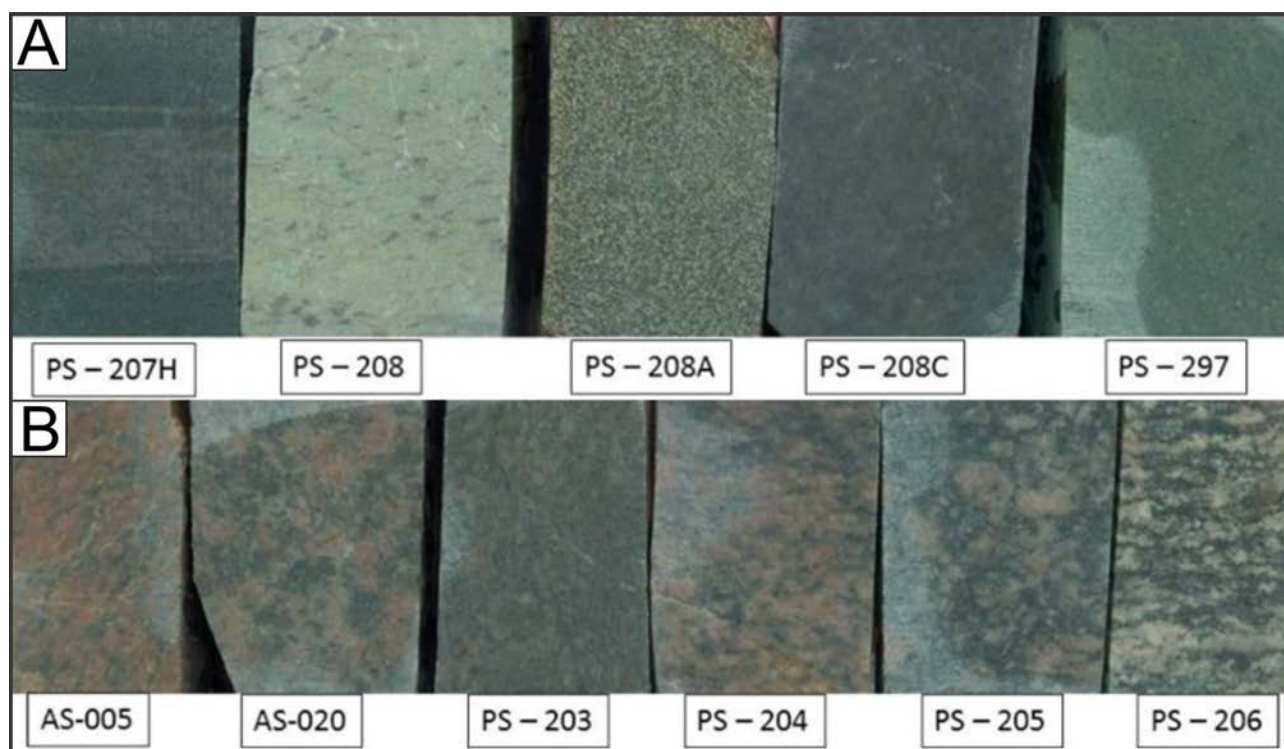


Figura 3.103 – Aspectos das rochas, a partir das quais foram confeccionadas as lâminas delgadas para descrição com auxílio de microscópio. A) Rochas vulcânicas. B) Rochas graníticas.

Tabela 3.24 – Composição mineralógica de amostra representativa de sienogranito da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras.

K-feldspato	Plagioclásio	Quartzo	Biotita	Clorita
45%	25%	20%	5%	2%
Muscovita	Sericita	Opaco	Titanita	Carbonato
1%	2%	Traço	Traço	Traço
Apatita	Zircão			
Traço	Traço			

Tabela 3.25 – composição mineralógica de um litótipo representativo de granitoide deformado da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras.

k-feldspato	Plagioclásio	Quartzo	Biotita	Clorita
40%	25%	30%	1%	Traço %
Carbonato	Sericita	Opaco	Zircão	
1%	1%	Traço	Traço	

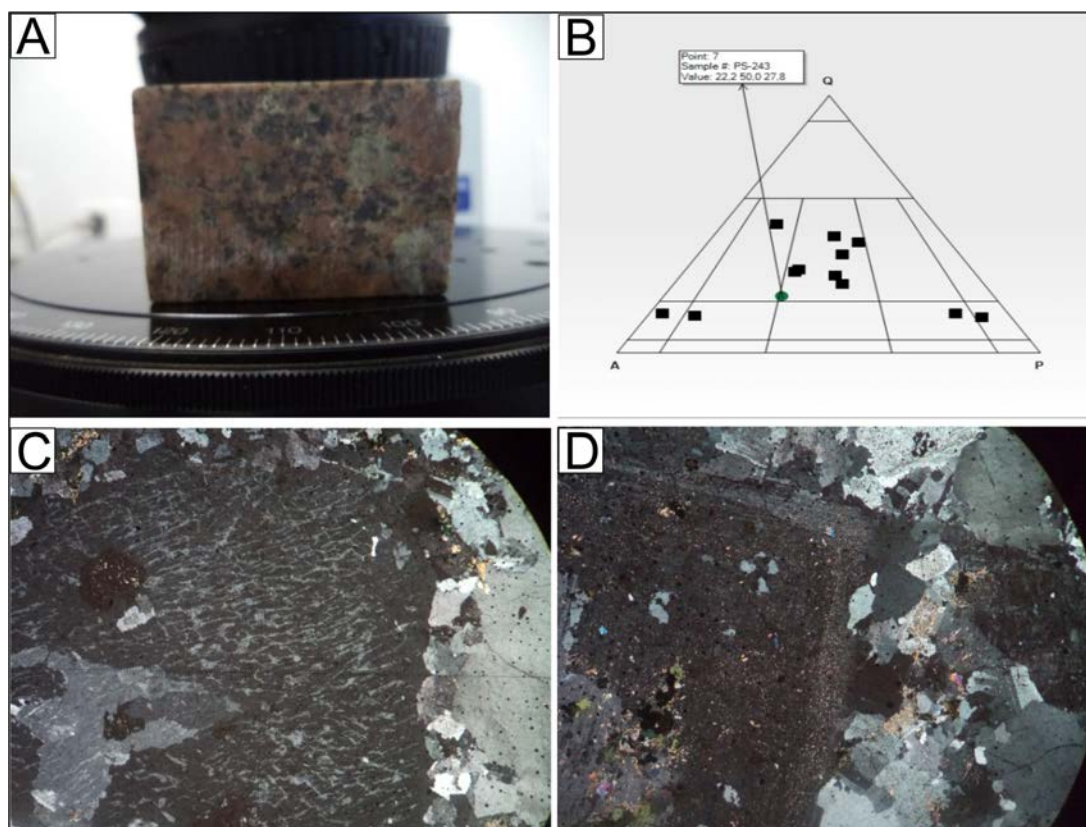


Figura 3.104 – Características macroscópicas e microscópicas das rochas de composição sienogranítica da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras: A) Aspecto macroscópico da rocha. B) Classificação modal. C) Feldspato potássico pertítico. D) Plagioclásio parcialmente saussuritizado.

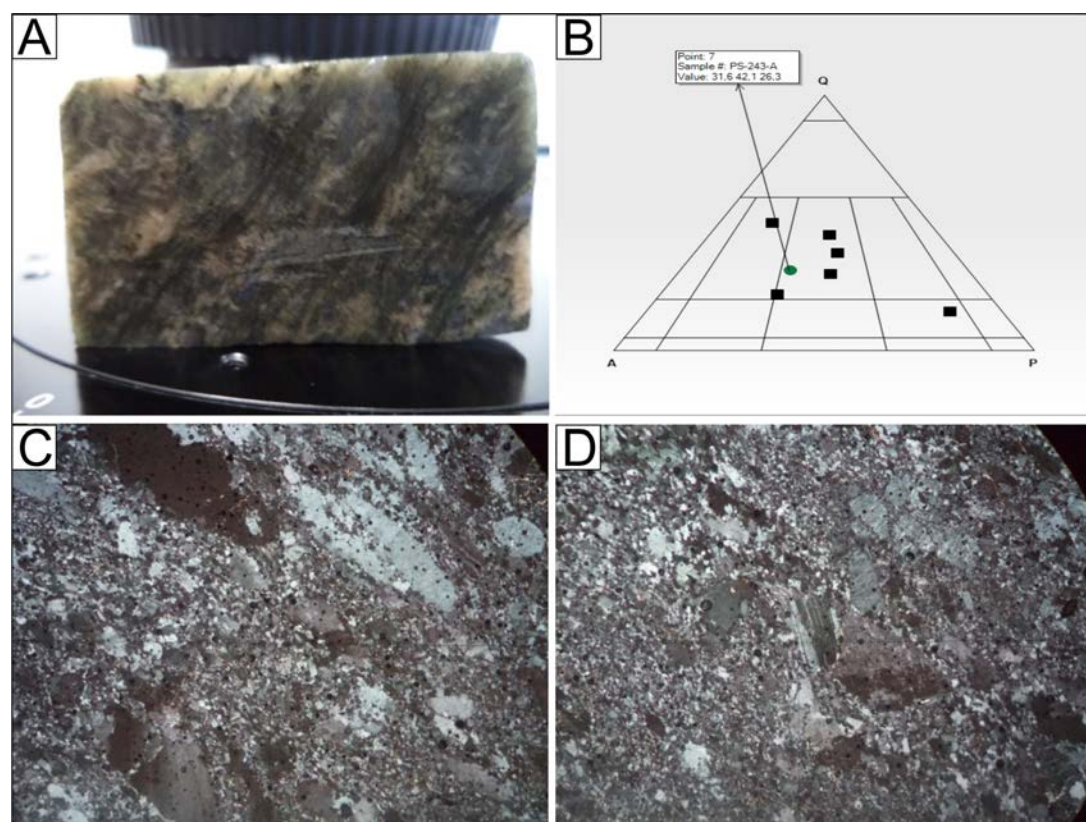


Figura 3.105 – Aspectos texturais macroscópicos e microscópicos dos granitoides deformados da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras: A) Aspecto macroscópico da deformação. B) Classificação modal. C) Aspecto microscópico da deformação, mostrando “peixes” de quartzo em banda milonítica. D) Aspecto microscópico da deformação com clastos de plagioclásio em banda milonítica.

Na amostra descrita como quartzo álcali sienito, o K-feldspato é invariavelmente pertítico e ocorre em cristais anédricos fragmentados nos bordos. O quartzo, fragmentado e com forte extinção ondulante, ocorre intersticialmente aos feldspatos e em agregados de finos cristais preenchendo vênulas e veios. A allanita encontra-se metamictizada. A tabela 3.26 e a figura 3.106 apresentam a composição mineralógica e as características macroscópicas e microscópicas representativas dessa variedade litológica.

No mesmo local da amostra anteriormente descrita, ocorre milonito de monzogranito com forte alteração hidrotermal representada por saussurização do plagioclásio, recristalização e enriquecimento em quartzo, coloritização e carbonatização. A tabela 3.27 apresenta a sua variação mineralógica

e a figura 3.107 as variações texturais e estruturais decorrentes dessas alterações.

Os monzogranitos apresentam K-feldspato invariavelmente pertítico como cristais xenomórficos; plagioclásio subidiomórfico, tabular, parcialmente alterado à sericita e argilominerais; quartzo intersticial formando agregados de cristais xenomórficos com extinção ondulante e recristalizado em microvênulas, além de fraturas preenchidas por sericita e carbonato. A tabela 3.28 mostra a distribuição dos principais minerais que compõe os monzogranitos e a figura 3.108 os aspectos macroscópicos e microscópicos da rocha descrita.

Em amostra representativa dos quartzo dioritos, o plagioclásio ocorre em cristais tabulares e prismáticos, subidiomórficos e idiomórficos,

Tabela 3.26 – Composição mineralógica representativa de álcali sienitos da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras.

k-Feldspato	Quartzo	Plag.	Sericita	Biotita
80%	15%	3%	Traço %	Traço %
Opaco	Zircão	Alanita		
Traço %	Traço %	Traço %		

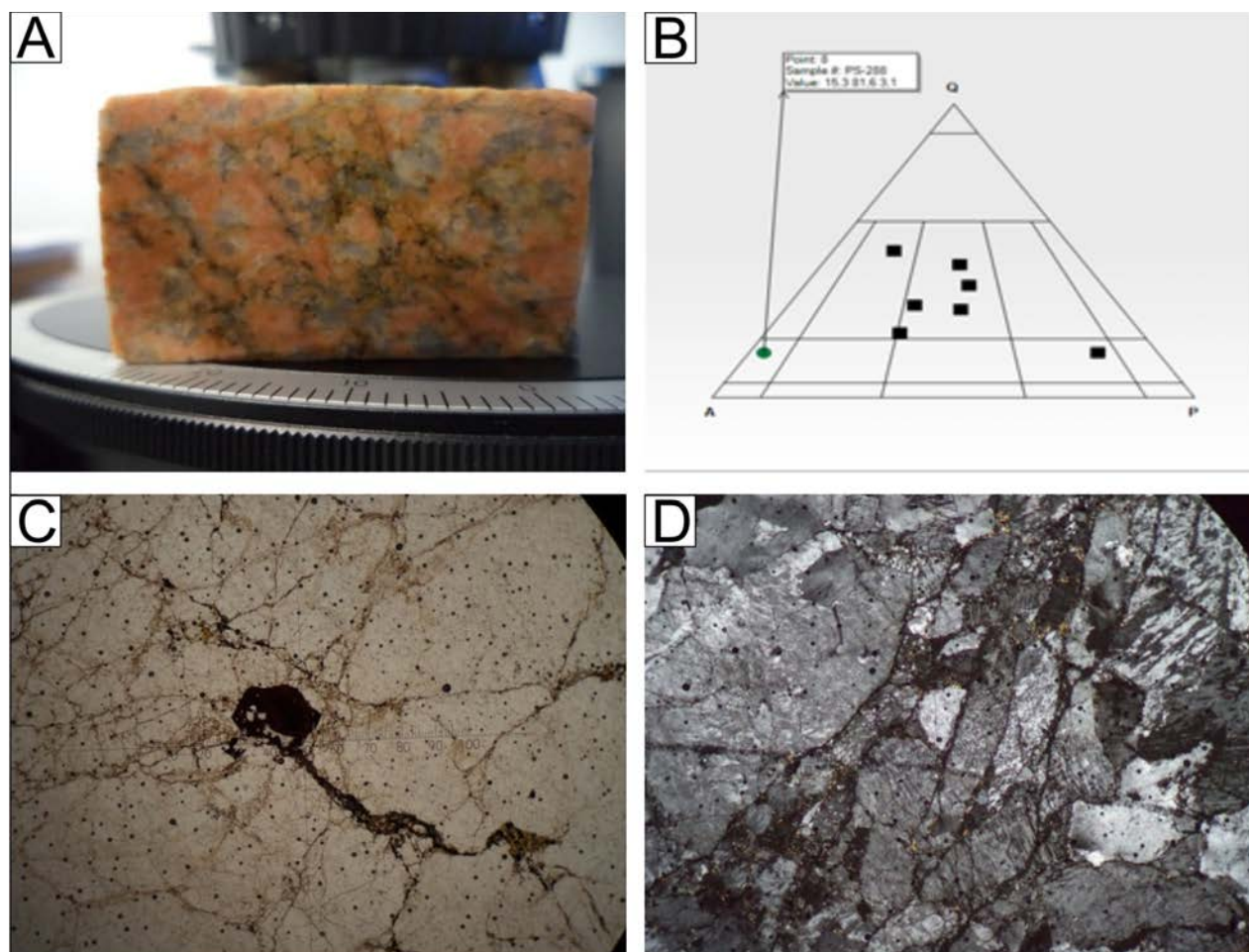


Figura 3.106 – Aspectos texturais macroscópicos e microscópicos do álcali sienito da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras: A) Alkali sienito alterado por ação de fluido hidrotermal. B) Classificação modal da amostra. C) Mineral coloforme avermelhado provavelmente cinábrio. D) Aglomerado de k-feldspato com evidências de deformação.

parcialmente saussuritizados. O K-feldspato é anédrico e intersticial e os minerais máficos (hornblenda) associam-se à titanita. Clorita, epidoto, sericita e carbonato são os demais produtos de alteração hidrotermal. O quartzo é intersticial e ocorre em agregados de cristais deformados com imbricamento e extinção ondulante. A tabela 3.29

mostra a composição mineralógica e a figura 3.109 mostra as feições macroscópicas e microscópicas do quartzo diorito da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras.

A amostra de metalapilli tufo apresenta fragmentos de rocha quartzo feldspática afanítica, fenocristais de plagioclásio e quartzo envolvidos por matriz recristalizada, predominantemente

Tabela 3.27 – Composição mineralógica de milonito de monzogranito hidrotermalmente alterado.

<b>k-Feldspato</b>	<b>Quartzo</b>	<b>Plagásio</b>	<b>Sericita</b>	<b>Clorita</b>
15%	30%	25%	5%	10%
<b>Epidoto</b>	<b>Carbonato</b>	<b>Opaco</b>	<b>Biotita</b>	<b>Titanita</b>
2	5%	3%	3%	2%

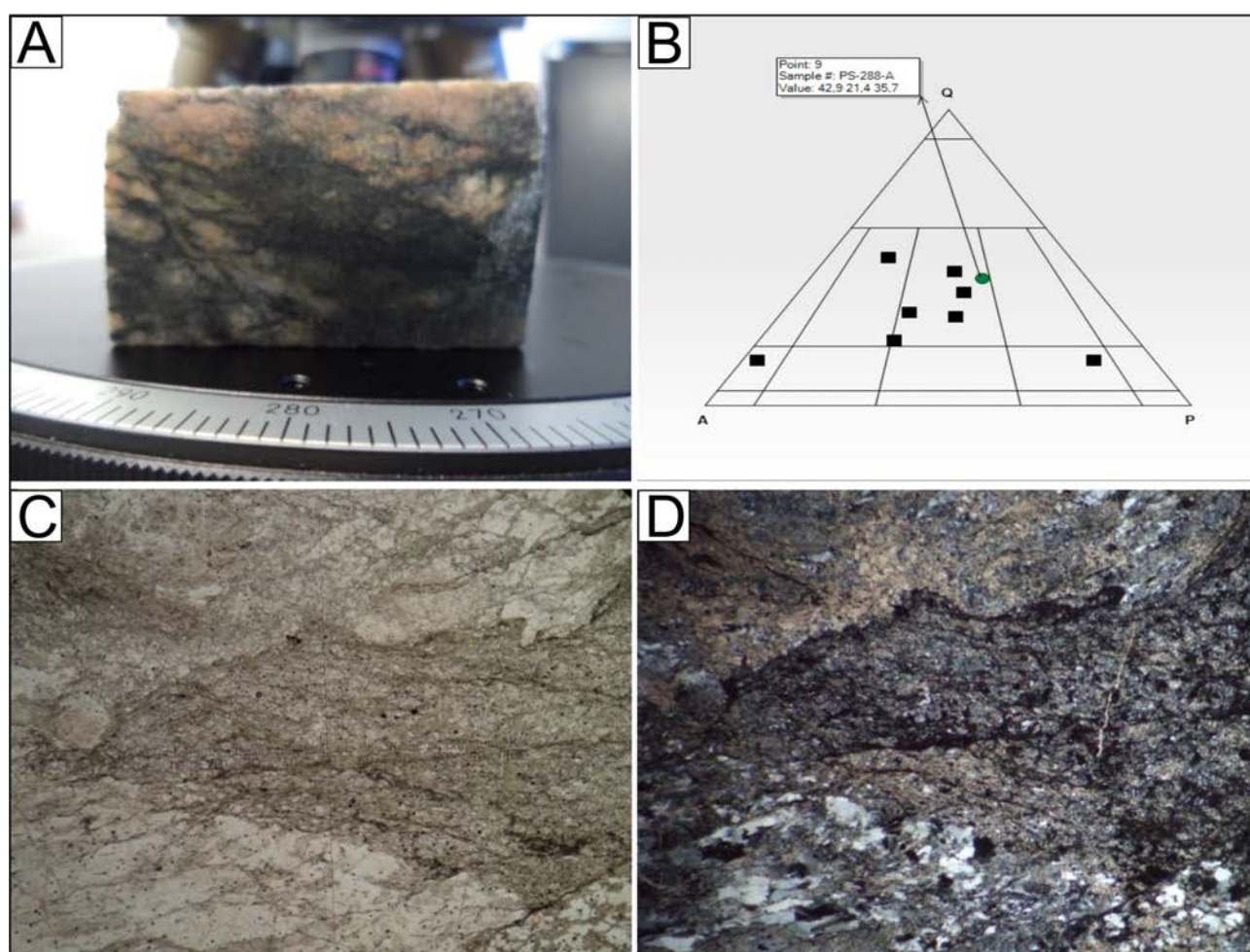


Figura 3.107 – Aspectos texturais macroscópicos e microscópicos de milonito monzogranítico da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras: A) Deformação e alteração hidrotermal (cloritização) do monzogranito. B) Classificação modal da rocha. C e D) Textura milonítica do monzogranito.

Tabela 3.28 – Distribuição mineralógica de uma amostra de monzogranito da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras.

<b>k-Feldspato</b>	<b>Quartzo</b>	<b>Plagásio</b>	<b>Sericita</b>	<b>Argila</b>
38%	30%	25%	3%	2%
<b>Carbonato</b>	<b>Opacos</b>	<b>Titanita</b>	<b>Zircão</b>	
2%	Traço	Traço	Traço	

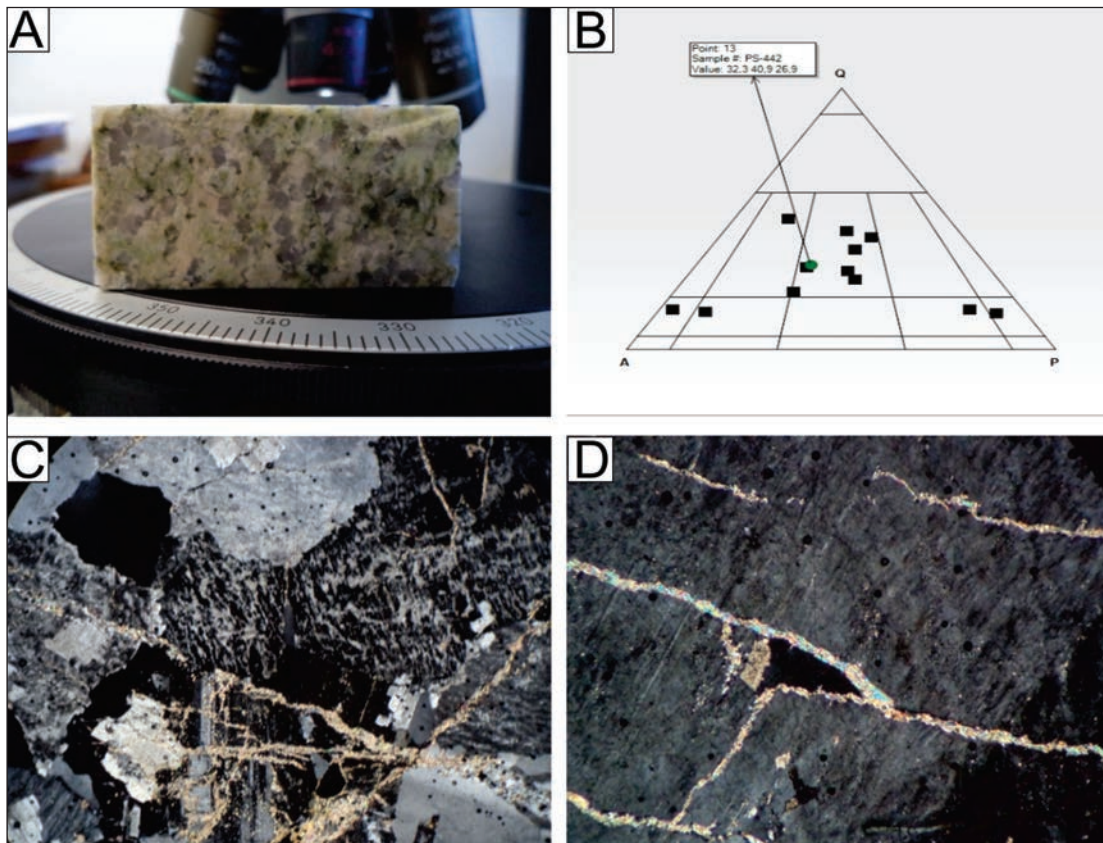


Figura 3.108 – Aspectos texturais macroscópicos e microscópicos de uma amostra representativa dos monzogranitos da Suíte Plutonovolcânica Ipueiras: A) Aspecto macroscópico da rocha. B) Classificação modal da rocha. C) Fraturas preenchidas por sericita. D) Detalhe da foto anterior.

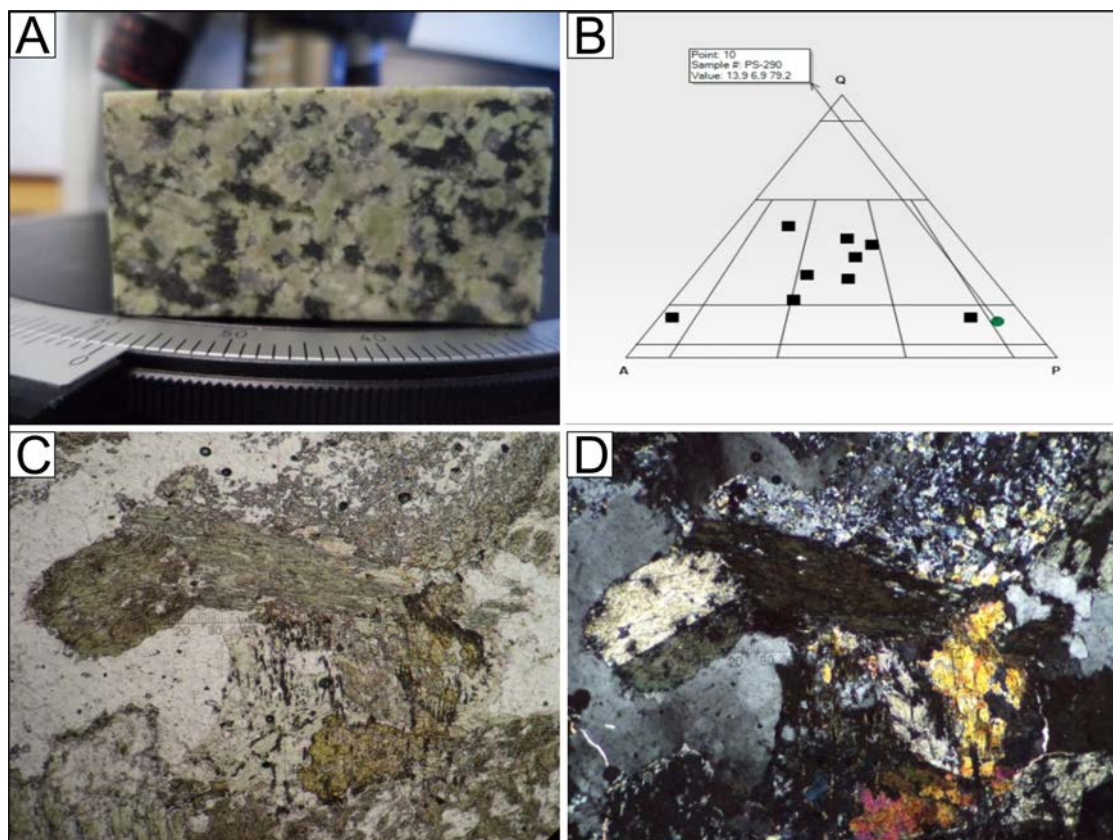


Figura 3.109 – Aspectos texturais macroscópicos e microscópicos do quartzo diorito da Suíte Plutonovolcânica Ipueiras: A) Aspecto macroscópico da rocha. B) Classificação modal. C e D) Composição mineralógica: hornblenda, plagioclásio, epidoto e clorita.

constituída por quartzo, plagioclásio, k-feldspato e biotita, além de agregados de minerais micáceos que podem ser remanescentes de fragmentos de rochas. A tremolita ocorre em feixes aciculares e fibrorradiais, em veios ou na matriz. Sericita, epidoto, clorita são produtos de alteração hidrotermal. Alguns agregados de cristais de quartzo parecem

representar remanescentes de fragmentos de pórfiros, outros mais arredondados podem ser vesículas preenchidas por quartzo recristalizado. A tabela 3.30 apresenta a distribuição dos principais minerais identificados nos lapilli tufo e a figura 3.110 as principais características macroscópicas e microscópicas da rocha.

Tabela 3.29 – composição mineralógica de amostra de quartzo diorito da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras.

k-Feldspato	Quartzo	Plaglásio	Hornblenda	Clorita
5%	10%	57%	10%	5%
Epidoto	Carbonato	Sericita	Apatita + Zircão + Opaco	Titanita
5%	1%	5%	Traço	2%

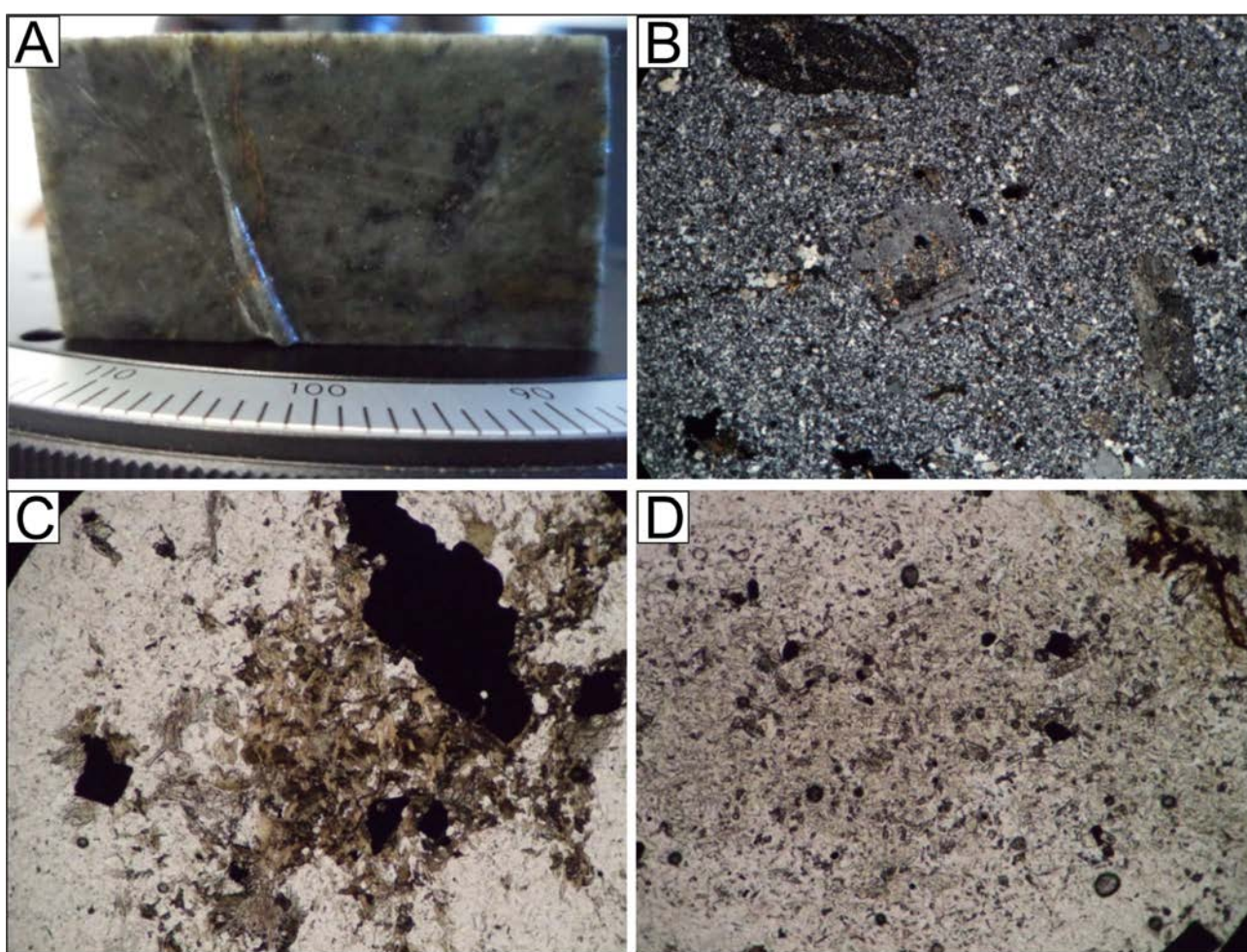


Figura 3.110 – Aspectos texturais macroscópicos e microscópicos de amostra representativa dos lapilli tufo da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras: A) Aspecto macroscópico da rocha. B, C e D) aspectos microscópicos da mesma rocha.

Tabela 3.30 – Composição mineralógica de uma amostra representativa de lapilli tufo da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras.

k-Feldspato	Quartzo	Plaglásio	Biotita	Clorita
20%	32%	30%	5%	1%
Epidoto	Titanita	Sericita	Tremolita	Apatita Zircão + Opaco
2%	1%	2%	5%	Traço

A figura 3.111 mostra a relação entre as rochas vulcânicas e plutônicas da suíte Plutonovulcânica Ipueiras. Observa-se o contato entre duas rochas ígneas ácidas, uma vulcânica e outra plutônica afetadas por forte alteração hidrotermal propilítica (Fig.3.111 A). A vulcânica é composta por trama maciça de quartzo subédrico a euédrico, com hábito bipiramidal, frequentemente incluso por apatita, opacos com bordas de titanita (secundárias), plagioclásio fortemente epidotizado e clorita verde, pleocróica. Observa-se fratura preenchida por material alaranjado, provavelmente hidróxido de Fe (Fig.3.111 C). A porção plutônica mostra brechação hidrotermal caracterizada por “quebramento” dos cristais de quartzo e plagioclásio, com injeções de epidoto, clorita e carbonato. O epidoto é microcristalino de cor cinza ou bem cristalizado, grosso, de cor marrom. Os feldspatos estão fortemente saussuritizados, e mesmo o microclínio é transformado em epidoto e sericita (Fig.3.111 D). Em ambas as rochas, o quartzo apresenta extinção ondulante e subgranulação, feições indicativas de deformação em temperaturas baixas a intermediárias. A alteração hidrotermal,

caracterizada pela paragênese epidoto e clorita ± carbonato ± sericita é do tipo propilítica de caráter pervasivo na rocha vulcânica e pervasivo e fissural na porção plutônica.

Os resultados analíticos de 15 amostras de granitoides da Suíte Ipueiras encontram-se na tabela 3.31. Estas rochas tem altos valores de  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , Rb, Zr, Nb, Ta, Ce, Zn, Ga.e ETR (exceto Eu), moderado Ba, baixo Sr, MgO e CaO. Razões Ga/Al,  $\text{FeOt}/(\text{FeOt}/\text{MgO})$  e  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  são altas e Sr/Ba e Rb/Ba são baixas, características químicas similares aos granitos tipo A, subtipo A2 como os descritos em suítes de outras regiões (COLLINS et al., 1982; WHALEN et al., 1987; HAAPALA; RÄMÖ, 1990; DALL’AGNOL et al., 1999; BETTENCOURT, 1999; SCANDOLARA, 2006; SCANDOLARA et al., 2013).

No diagrama de classificação química de Debon e Le Fort (1983) (Fig.3.112a) as rochas da suíte se distribuem nos campos sienogranito e monzogranito, no diagrama R1-R2 (Fig.3.112b), desenvolvido por De La Roche et al. (1980), são álcali granitos a granitos e caem nos campos tardi-orogênico a anorogênico (Fig.3.112c). Os granitos

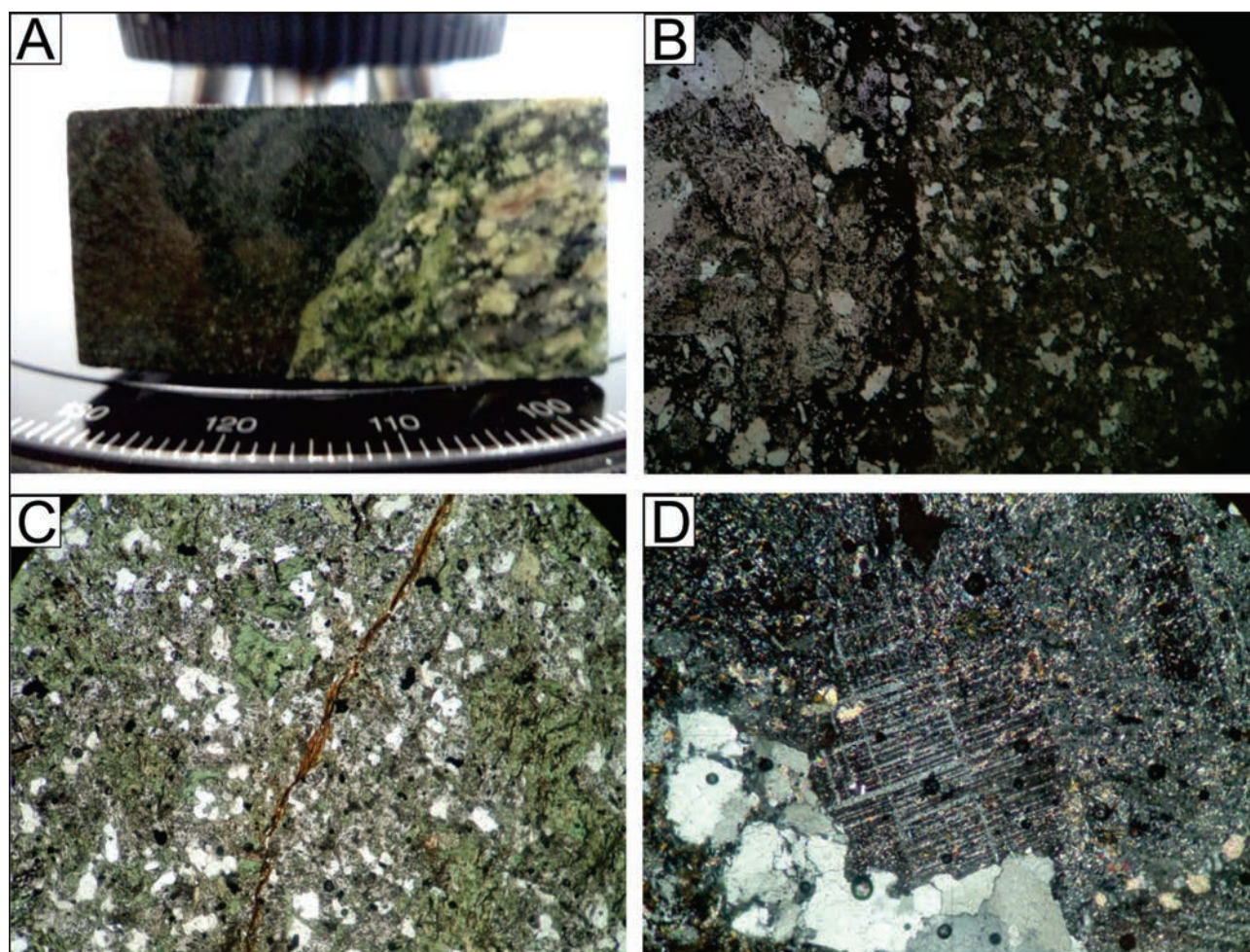


Figura 3.111 – Relações entre o granito e a vulcânica da Suíte Plutono-vulcânica Ipueiras: A) Contato ente a rocha vulcânica e o granito hidrotermalizado (cloritizado). B) Mesmo contato em lâmina. C) Fratura peenchida por de hidróxido de ferro cortando riolito cloritizado. D) Plagioclásio e microclínio saussuritizados.



tem conteúdo de SiO<sub>2</sub> variando de 68,5 a 75,4 % em peso, com exceção da amostra PS-399B (quartzo monzodiorito) (Tab. 3.31), com alto a muito alto-K (Fig.3.112d) e razão K/Rb variando entre 166,72 a 617,74 (Tab. 3.31), são metaluminosos a fracamente peraluminosos (Fig.3.112e) e ocupam o campo subalcalino (Fig.3.112f) de Irvine e Baragar (1971). A

razão K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O varia entre 0,92 e 2,55 (Tab. 3.31) e os valores de FeO<sub>t</sub>/(FeO<sub>t</sub>+MgO) são mais altos que 0,88.

No diagrama FeOt/(FeOt+MgO) vs. SiO<sub>2</sub> de Frost et al. (2001), as rochas da Suíte Ipueiras se distribuem no campo dos granitos ferrosos (Fig.3.113a), que coincide com o campo dos granitos tipo A e claramente

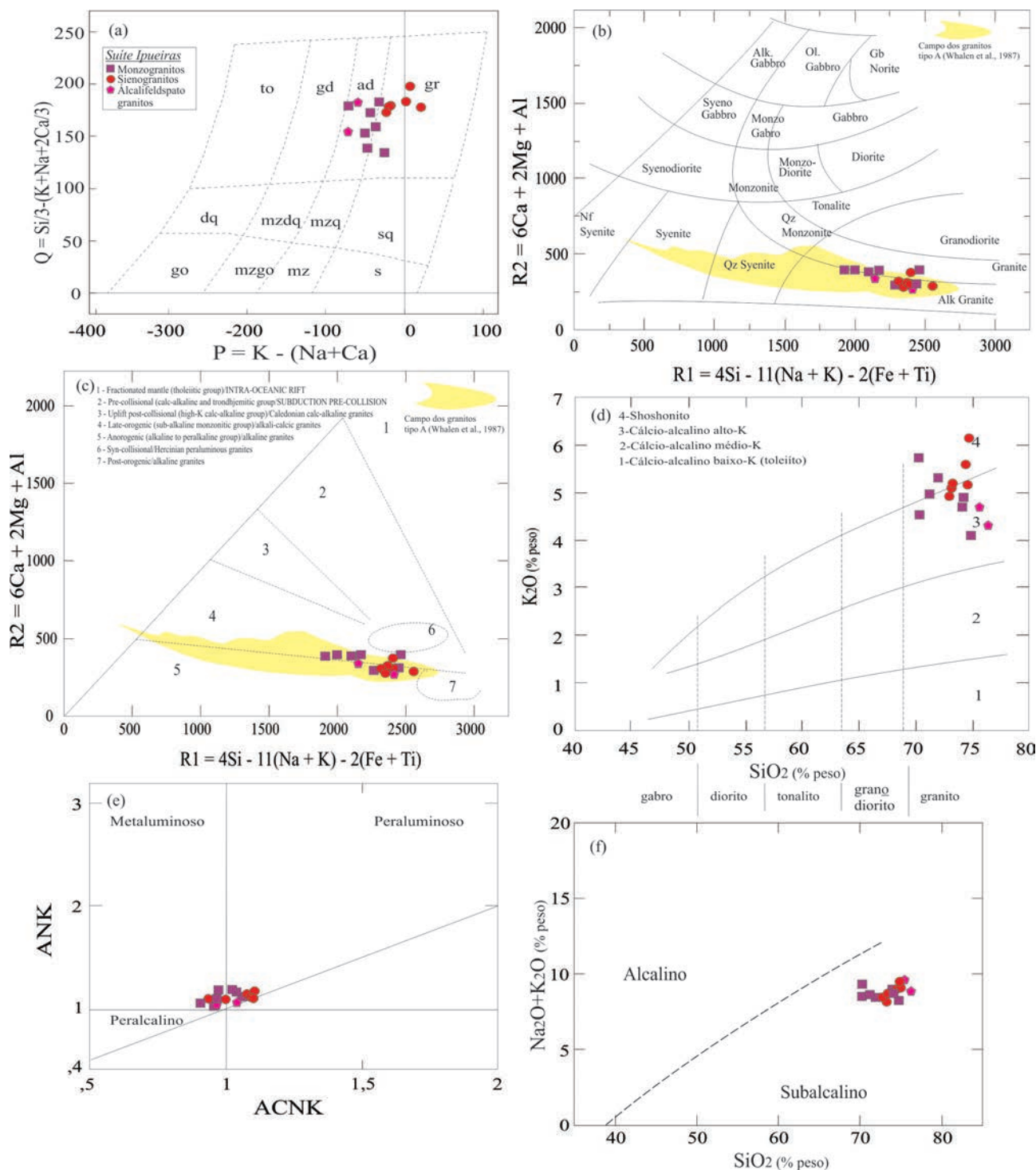


Figura 3.112 – Diagramas geoquímicos elaborados com elementos maiores da Suíte Ipueiras: A) Classificação química multicatiónica Q-P de Debon e LeFort (1983). B) Diagrama multicatiónico R1-R2 com a classificação química das rochas estudadas (DE LA ROCHE et al., 1980). C) Diagrama R1-R2 adaptado para ambientes tectônicos (BATCHELOR; BOWDEN, 1985). D) Diagrama de teor de K<sub>2</sub>O de Peccerillo e Taylor (1976). E) Índice de saturação de alumina (ANK vs. ACNK) dos granitoides (MANIAR; PICOLLI, 1989). F) Diagrama de alcalinidade de Irvine e Baragar (1971).

Tabela 3.31 – Composição química e razões das rochas da Suíte Ipueiras.

Amostra	AS-5	AS-20	PS-203	PS-R-204	PS-205	PS-212	PS-299
Rocha	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito
SiO <sub>2</sub>	74.11	74.72	71.85	74.05	70.21	71.08	70.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.15	13.04	13.24	12.90	13.68	13.65	13.52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.52	2.91	2.63	1.53	3.54	3.79	3.72
MgO	0.12	0.15	0.18	0.03	0.29	0.23	0.01
CaO	0.43	1.22	1.16	0.38	0.92	1.06	1.07
Na <sub>2</sub> O	4.15	4.17	4.15	3.80	4.01	3.67	3.76
K <sub>2</sub> O	4.75	4.09	5.31	4.84	4.53	4.96	5.71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	0.06	0.05	0.09	0.11	0.03
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.15	0.14	0.05	0.25	0.24	0.23
MnO	0.02	0.04	0.07	0.04	0.09	0.08	0.09
LOI	0.31	0.33	0.38	0.19	0.25	0.51	0.12
Sum	98.66	100.83	99.17	97.86	97.86	99.38	98.54
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	8.90	8.26	8.46	8.64	8.54	8.63	9.47
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.14	0.98	1.04	1.27	1.13	1.35	1.52
CaO/Na <sub>2</sub> O	0.10	0.29	0.28	0.10	0.23	0.29	0.28
Mg#	8.62	9.27	11.94	3.74	13.96	10.73	0.53
Ni	1.70	1.80	2	1.20	2.30	2.70	1.10
Co	0.70	0.90	1.20	0.70	2.80	2.50	0.50
Ba	402	1032	1185	645	1147	688	1660
Rb	109.10	103.70	100.10	136.20	136.40	169.50	92.30
Sr	60.70	156.80	186.70	83.80	153.30	180.50	92.60
Th	10.60	5.70	7.90	8.50	7.70	20.30	5.60
U	2.46	2.32	2.45	3.19	3.24	2.51	1.48
Cu	1.60	2.90	11.80	1.90	1.70	1.60	1.60
Pb	1.20	2.90	7.20	2.70	4.10	13.40	11.10
Nb	13.70	12.91	11.74	12.35	9.24	20.29	14.68
Ta	1.11	0.84	0.82	1.06	0.97	1.28	0.58
Zr	121.30	226.30	262.80	110	198	254.50	507.10
Hf	4.35	6.74	7.42	4.76	5.99	7.81	9.87
Ga	15.40	22.60	20.60	19.10	19	21.80	21.30
Cs	0.56	0.77	1.74	0.87	3.23	1.20	0.49
La	35.50	48.80	46.90	25	45.80	82.30	125.80
Ce	61.10	98	95	36.60	71.80	149.40	232.80
Pr	6.72	11.59	10.97	7.09	10.11	18.82	27.86
Nd	21.90	44.60	43.20	27.50	39.50	67.30	102
Sm	3.90	8.90	8.30	7	7.90	11.30	13.90
Eu	0.23	1.42	1.37	0.83	1.60	1.28	2.50
Gd	3.20	7.95	8.01	6.72	7.25	8.46	8.89
Tb	0.45	1.28	1.24	1.13	1.11	1.30	1.05
Dy	3.10	8.01	7.70	7.11	6.68	7.46	5.98
Ho	0.70	1.74	1.70	1.50	1.37	1.41	0.98
Er	1.81	5.56	5.24	4.52	4.08	4.57	3.05
Tm	0.36	0.90	0.77	0.63	0.71	0.75	0.45
Yb	2	5.20	4.90	4.60	4.20	4.40	2.70
Lu	0.32	0.84	1.33	1.22	1.20	1.39	0.43
∑REE	141.29	244.79	236.63	131.45	203.31	360.14	528.39
(La/Yb) <sub>n</sub>	11.97	6.33	6.45	3.66	7.35	12.61	31.41
Eu/Eu*	0.20	0.52	0.51	0.37	0.65	0.40	0.69
Ga/Al	2.39	3.27	2.94	2.80	2.62	3.02	2.98
Rb/Zr	0.90	0.46	0.38	1.24	0.69	0.67	0.18
K/Rb	361.31	327.31	440.22	294.90	275.61	242.84	513.39
La/Sm	9.10	5.48	5.65	3.57	5.80	7.28	9.05
Nb/Ta	12.34	15.37	14.32	11.65	9.53	15.85	25.31
TZr.sat.C	756	810	812.10	758.80	802.30	824	880.30

Amostra	PS-219	PS-219A	PS-234	PS-240	PS-240A	PS-240B	PS-243	PS-316
Rocha	Álcali-feldspato granito	Álcali-feldspato granito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito
SiO2	76.21	75.35	72.81	74.84	74.40	73	74.56	73.08
Al2O3	13	13.61	12.19	13.47	13.13	12.24	13.39	12.18
Fe2O3	1.42	1.64	2.24	1.97	1.88	1.80	2.17	2.39
MgO	0.01	0.02	0.01	0.17	0.14	0.27	0.08	0.10
CaO	0.18	0.65	0.56	0.19	0.31	1.04	0.16	0.34
Na2O	4.57	4.89	3.58	3.26	3.38	3.43	3.86	2.93
K2O	4.31	4.66	4.90	6.19	5.57	5.07	5.14	5.17
P2O5	0.07	0.06	0.06	0.08	0.08	0.03	0.07	0.04
TiO2	0.10	0.12	0.07	0.12	0.12	0.15	0.12	0.13
MnO	0.04	0.04	0.06	0.05	0.05	0.01	0.05	0.05
LOI	0.08	0.14	0.18	0.57	0.40	1	0.22	0.70
Sum	99.99	101.18	96.66	100.91	99.46	98.04	99.82	97.11
Na2O+K2O	8.88	9.55	8.48	9.45	8.95	8.50	9.00	8.10
K2O/Na2O	0.94	0.95	1.37	1.90	1.65	1.48	1.33	1.76
CaO/Na2O	0.04	0.13	0.16	0.06	0.09	0.30	0.04	0.12
Mg#	1.38	2.36	0.88	14.60	12.86	22.91	6.81	7.65
Ni	2.00	1.50	2.20	1.60	1.20	2.70	2.30	2.60
Co	0.50	0.80	0.90	1.70	1	0.60	0.80	1.30
Ba	376	684	256	698	587	644	573	535
Rb	91.70	103.40	285.90	253.20	236.30	222.80	261.20	253.60
Sr	73.20	192.60	60.50	76.40	96.90	186.50	74.60	45.20
Th	14.30	13.40	21.60	16.90	18.40	19.40	15.30	15.50
U	2.11	6.61	9.24	3.99	8.70	8.25	10.12	6.90
Cu	1.40	1.40	1.30	2.50	5.10	3.60	4.00	2.40
Pb	1.70	0.60	20.40	6.00	12.90	19.20	18	51.90
Nb	15.13	20.38	28.30	13.70	17.34	17.55	29.40	22
Ta	1.39	1.73	3.30	1.65	1.99	2.10	2.63	1.76
Zr	122.50	196.10	134.20	134.50	151.40	226.10	176.90	180.20
Hf	4.51	6.33	6.15	4.81	5.03	5.63	6.89	6.05
Ga	16.90	22.10	23.60	16.10	18.50	19.70	24.40	21.40
Cs	0.40	0.79	2.28	3.60	3.65	3.48	2.50	2.29
La	48	36.70	40.60	43.20	47	45.90	61.90	79.10
Ce	61.20	71.40	88.30	87	83.80	96	128.50	121.40
Pr	8.99	7.46	10.57	9.27	10.57	10.38	15.20	18.36
Nd	29.50	26.50	39.80	32.90	37.60	36.60	56.40	68.80
Sm	4.90	5	8.60	5.60	6.40	6.80	10.40	13.60
Eu	0.29	0.34	0.37	0.53	0.52	0.52	0.93	0.78
Gd	4.39	5.78	9.54	5.26	5.47	5.99	9.95	11.76
Tb	0.70	1.04	1.59	0.78	0.84	0.84	1.52	1.70
Dy	4.51	6.84	10.70	4.96	4.47	5.63	8.54	9.83
Ho	0.84	1.51	2.20	0.98	0.98	1.18	1.85	1.76
Er	2.70	4.67	7.28	3.29	2.96	3.82	5.77	5.86
Tm	0.42	0.60	1.22	0.42	0.48	0.62	0.92	0.85
Yb	2.90	4.10	7.80	3.20	3.40	4.00	5.40	5.30
Lu	1.03	1.13	1.81	1.06	1.17	1.23	0.87	0.83
ΣREE	170.37	173.07	230.38	198.45	205.66	219.51	308.15	339.93
(La/YB)n	11.16	6.03	3.51	9.10	9.32	7.74	7.73	10.06
Eu/Eu*	0.19	0.19	0.12	0.30	0.27	0.25	0.28	0.19
Ga/Al	2.46	3.07	3.66	2.26	2.66	3.04	3.44	3.32
Rb/Zr	0.75	0.53	2.13	1.88	1.56	0.99	1.48	1.41
K/Rb	390.05	374.01	142.23	202.88	195.62	188.85	163.31	169.18
La/Sm	9.80	7.34	4.72	7.71	7.34	6.75	5.95	5.82
Nb/Ta	10.88	11.78	8.58	8.30	8.71	8.36	11.18	12.50
TZr.sat.C	766.20	794.90	769.60	776.80	787.20	808.20	802	806.30

Amostras analisadas nos Laboratórios da GEOSOL (Belo Horizonte, Brasil); valores de normalização pelo condrito de Boynton (1984);  $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{(1/2)}$ ;  $mg\# = 100 \times \text{molar MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO})$ ; LOI = perda ao fogo; na = não analisado; óxidos em % peso; elementos traço em ppm; TZrsat= temperatura de saturação do zircão usando o geotermômetro de Watson e Harrison (1983).

os discriminam dos granitos cálcioalcalinos, ocupando preferencialmente o campo dos granitoides álcali-cálcicos no diagrama  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$  vs.  $\text{SiO}_2$  de Frost et al. (2001) (Fig.3.113b).

Os diagramas discriminantes das figuras 3.114 e 3.115 confirmam a tipologia dos granitos estudados, com destaque para a figura 3.114b que os define como “granitos tipo A reduzidos”. A

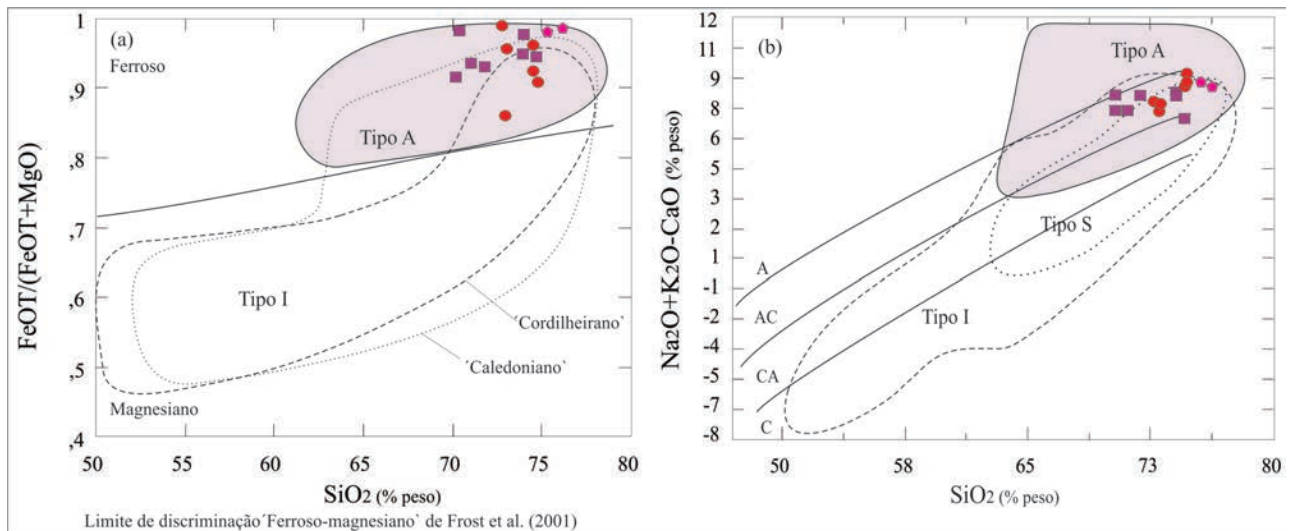


Figura 3.113 – Discriminantes geoquímicos de elementos maiores das rochas da Suíte Ipueiras: A) diagrama  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$  com campos ferroso e magnésiano. B)  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (FROST et al. 2001). Campos dos granitos Cordilheiranos, Caledonianos e I-, S-, A de Frost et al. (2001). Símbolos como na figura 3.112.

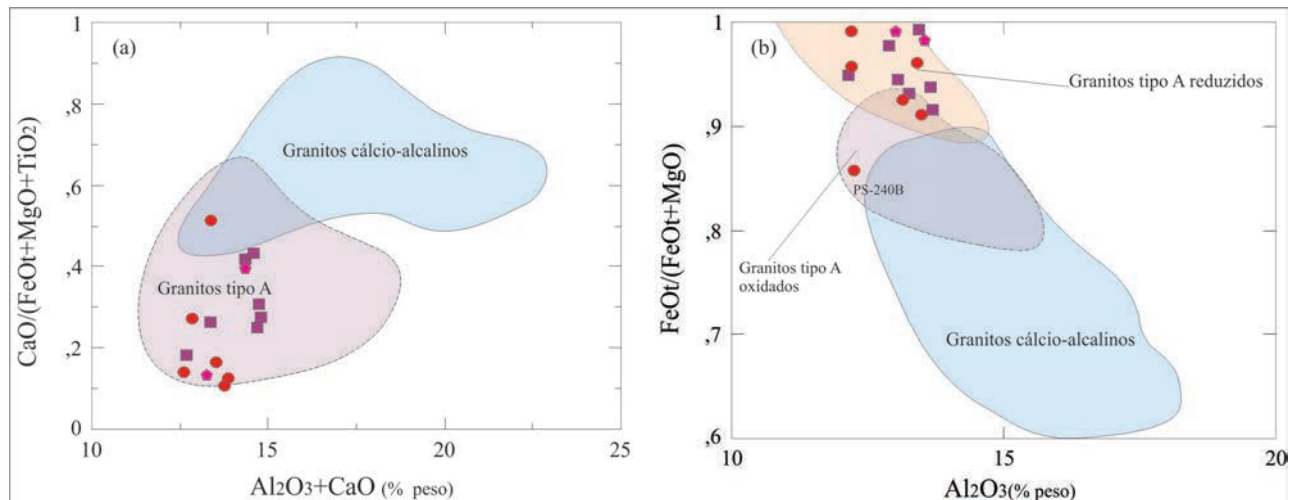


Figura 3.114 – Diagrama discriminante de granitos tipo A e I: A) diagrama que mostra os campos composicionais dos granitos tipo A reduzidos e oxidados. B) (DALL'AGNOLI; OLIVEIRA, 2007). Símbolos como na figura 3.112.

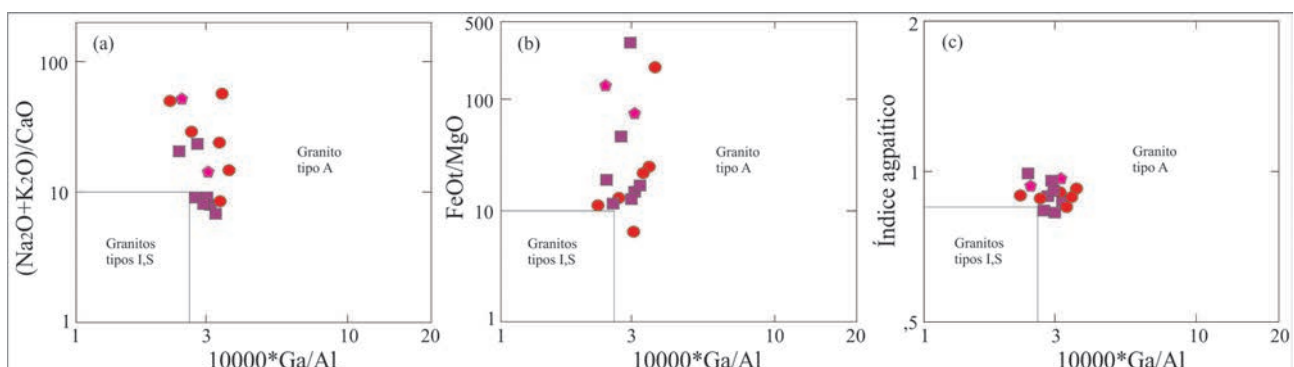


Figura 3.115 – A, B, C) Diagramas discriminantes de Whalen et al. (1987), separando os campos dos granitos A, I, S. Símbolos como na figura 3.112.

caracterização como “tipo A reduzido” tem implicação metalogenética importante, pois esta tipologia de granito é universalmente conhecida como portadora de mineralizações de Sn, Ta, Au, Mo e ETR.

Nos padrões de ETR dos três tipos de granitos da Suíte Ipueiras (Figs. 3.116 a, c, e) destacam-se o baixo fracionamento e anomalias negativas de Eu acentuadas e nos diagramas de multielementos (Figs. 3.116 b, d, e) as anomalias negativas de Ba, Sr, P, Ti e Nb-Ta e o comportamento ambíguo do Pb e Zr.

Na figura 3.117 Diagrama comparativo dos granitoides da Suíte Ipueiras mostrando os teores mais altos em álcalis quando comparada com suítes de granitos tipo A da Amazônia e Finlândia.

A partir da análise da tabela 3.32 pode-se concluir que ao longo de 3 décadas, as rochas da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras foram datadas por vários métodos, culminando com resultados Paleoproterozoicos, mas erros analíticos muito variados. Entretanto, considerando os resultados mais recentes e métodos considerados mais precisos, algumas conclusões podem ser tiradas: a) a idade média obtida pelo método (U-Pb LA- ICP-MS - Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry - Laser Ablation) dos granitos, em torno de 2060 Ma é muito próxima da média de idades obtidas pelo método Pb-Pb em monozircão que é de 2079 Ma; b) a única datação U-Pb em rocha vulcânica, utilizando a mesma técnica

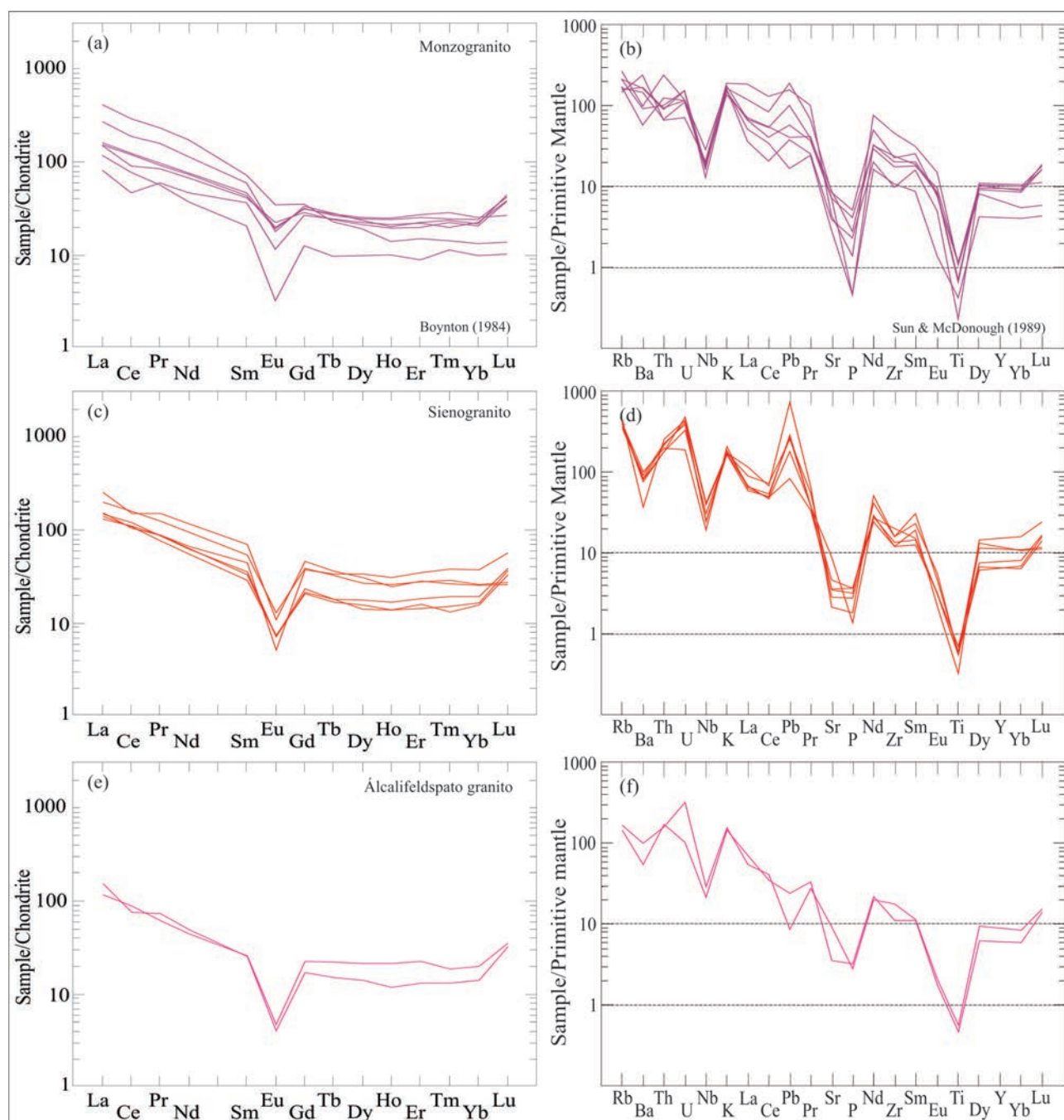


Figura 3.116 – Padrões de ETR normalizados ao Condrito de Boynton (1984) e de multielementos normalizados ao Manto Primitivo de Sun e McDonough (1989) das rochas da Suíte Ipueiras.

Tabela 3.32 – Síntese das datações realizadas em rochas da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras.

AUTOR	MÉTODO	IDADE (Ma)	MATERIAL	?Nd	UNIDADE
Cunha, et al. (1981)	Rb-Sr convencional	2.069±74	Granito		Granito Itália
Cunha, et al. (1981)	Isócrona Rb-Sr	1856±29	Vulcânica ácida		Vulcânica ácida
Cunha, et al. (1982)	K-Ar convencional	551±6	Granito		Granito Santa Fé
Barradas, et al. (1992)	Pb-Pb (isócrona em zircão)	1986±49	Granito		Granito do Carmo
Barradas, et al. (1992)	Pb-Pb (isócrona em zircão)	2024±103	Vulcânicas		Vulcânica
Barradas, et al. (1994)	Pb-Pb (em rocha total)	2028±12	Vulcanicas ácida		Vulcânica
Barradas, et al. (1994)	Pb-Pb (em rocha total)	1999±32	Granito		Granito
Sachett, et al. (1966)	Pb-Pb (evaporação de zircão)	2045±34	Granito		Granito
Sachett, et al. (1966)	Pb-Pb (evaporação de zircão)	2137±12	Vulcânica		Vulcânica
Sachett, et al. (1966)	Pb-Pb (evaporação de zircão)	2063±50	Granito		Granito da Torre
Sachett, et al. (1966)	Pb-Sr em rocha total	565±21	Milonitos		Milonito (garimpo Au)
Chaves, et al. (2008)	Pb-Pb (evaporação de Pb em Zircão)	2086±5 (2083±3 a 2107±6)	Granito		Granito Areias
Chaves, et al. (2008)	Pb-Pb (evaporação de Pb em Zircão)	2073± (2071±3 a 2080±6)	Granito		Granito Ipueiras-
Chaves, et al. (2008)	Pb-Pb (evaporação de Pb em Zircão)	2078±4 (2072±9 a 2082±6)	Granito		Granito Itália
Fuck, et al. (2002)	U-Pb em Zircão	2054±14	Granito		Granito Areia
Saboia (2009)	U-Pb em Zircão	2085,8±9,8	Vulcânica		Tufo Feélsico
Saboia (2009)	U-Pb em Zircão	2048±13	Granito		Granito do Carmo
Salon, 2014 (inédito)	U-Pb em Zircão	2083,8±9,6	Granodiorito		Granito Ipueiras
Fuck, et al. (2001)	TDM - Idade Modelo Sm - Nd	2.214 Ma a 2.166 Ma	Granito		Granito Ipueiras
Fuck, et al. (2001)	TDM - Idade Modelo Sm - Nd	2109	Vulcânica	? Nd -15,62 a -25,55	Vulcânica
Saboia (2009)	TDM - Idade Modelo Sm - Nd	2,11 Ga e 2,15 Ga	Vulcânica	?Nd - 17,44	Vulcânica
Saboia (2009)	TDM - Idade Modelo Sm - Nd	2,13 Ga	Granito	? Nd(T) +2,3 e +2.9 (Para 2086 Ma)	Granito do Carmo
Chaves, et al. (2008)	TDM - Idade Modelo Sm - Nd	2,17 Ga e 2,15 Ga	Granito	?Nd +2,49 e +2,89	Granito Ipueiras
Chaves, et al. (2008)	TDM - Idade Modelo Sm - Nd	2,18 Ga e 2,19 Ga	Granito	?Nd + 2,27 e +2,26	Granito Areias
Salon, 2014 (inédito)	TDM - Idade Modelo Sm - Nd	1,96 Ga e 2,20 Ga	Granito	?Md (T) + 2,70 e +3,53	Granito Ipueiras

U-Pb (LA- ICP-MS) resultou na idade de 2085,8±9,8 Ma) e as idades modelo Sm-Nd variaram entre 2,11 Ga e 2,20 Ga. com média em torno de 2,17 Ga; c) os valores de  $\epsilon_{Nd(T)}$  são positivos, entre +2,3 e +3,53. Considerando as relações de campo e o quadro isotópico-geocronológico, conclui-se que, pelo menos parte das vulcânicas que ocorrem no extremo

sudeste da folha Porto Nacional, está associada aos granitos, formando uma unidade plutonovulcânica, de idade Paleoproterozóica. As idades modelo Sm-Nd, muito próximas às idades de cristalização indicam um breve tempo de residência crustal e os valores de  $\epsilon_{Nd}$  positivos indicam contribuição de material juvenil com pequena contribuição crustal.

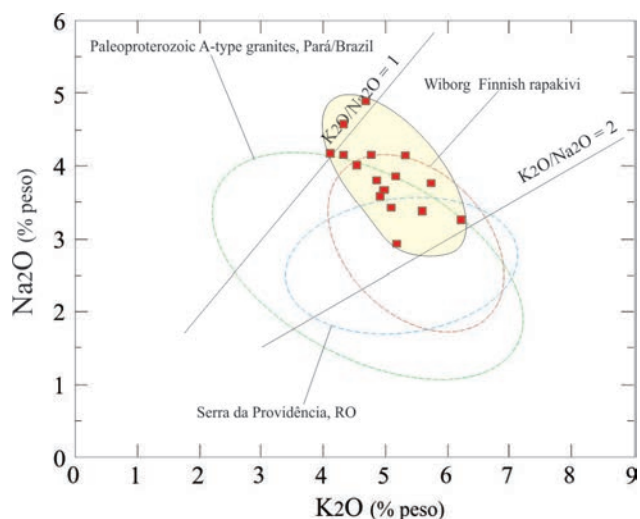


Figura 3.117 – Diagrama comparativo entre os granitos da Suíte Ipueiras com suítes de granitos tipo A da Amazônia (estado do Pará) e da Finlândia.

Dados geocronológicos obtidos através do método U-Pb LA-ICP-MS em zircão forneceu idade de cristalização de  $2083 \pm 9,6$  Ma em granodiorito da Suíte Ipueiras (Tab. 3.32 e Fig.3.118).

Os granitos da Suíte Plutono-vulcânica Ipueiras concentram a maioria dos garimpos de ouro em veios de quartzo, principalmente o Granito do Carmo, na região de Monte do Carmo, onde uma mineradora mantém uma pequena planta produzindo ouro. As rochas desta Suíte podem ser aproveitadas também na indústria da construção civil, como pedra para revestimento e para brita.

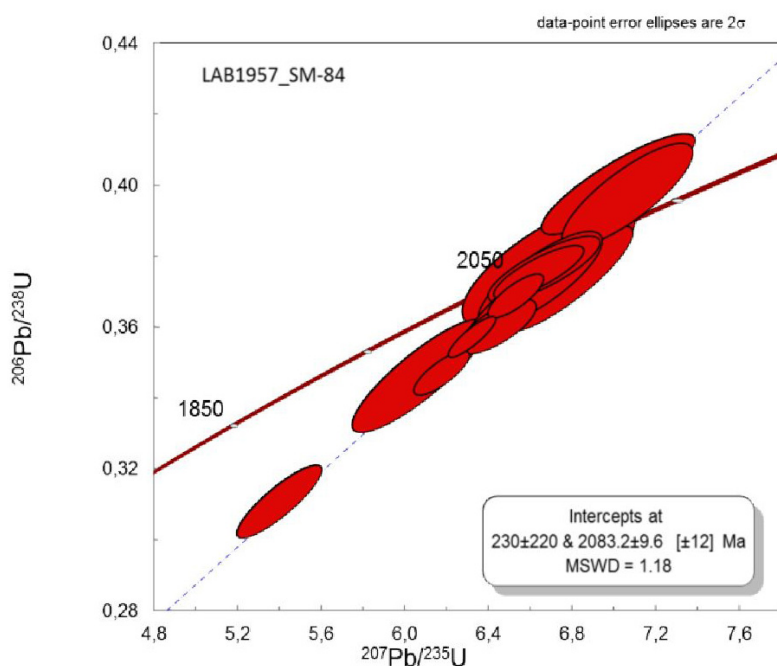


Figura 3.118 – Diagrama U-Pb para cristais de Zircão de granodiorito da Suíte Plutono-vulcânica Ipueiras.

### 3.2.2 - Orógeno Araguaia

#### 3.2.2.1 - Suíte Alcalina Monte Santo-Serra da Estrela

As primeiras citações sobre rochas alcalinas nessa região foram feitas por Lindenmayer e Lindenmayer (1971), referindo-se ao nefelina sienito da Serra da Estrela. Cunha et al. (1981), cartografaram um corpo alcalino de forma circular nos arredores da cidade de Monte Santo sem posicionamento estratigráfico definido. Iwanuch (1991) estudou em detalhe a geologia dos complexos alcalinos de Estrela e Monte Santo, denominando este último de Eldorado. Para esse autor, o Complexo Alcalino da Serra da Estrela é constituído por corpos tabulares e paralelos orientados NNE-SSW, com mergulhos sub-verticais a moderados para SE, espessuras ao redor de 300 m e comprimento de 21 km. Os corpos são afetados por dois sistemas de falha, o principal de direção NNE e o secundário de direção N50-60 W que desloca o sistema NNE. Ainda segundo o autor, o Complexo Alcalino de Eldorado (Monte Santo) seria na verdade constituído por vários corpos de dimensões variadas. Foram identificados por este mesmo autor os seguintes litotipos: litchifielditos, mariupolitos, miaskitos, nefelina sienitos, sienitos, monzosienitos com nefelina, raros nefelinitos e pegmatitos alcalinos. Costa et al. (1983) agruparam estes corpos sob a denominação Gnaisses Alcalinos de Monte Santo e Serra da Estrela. Arcanjo et al. (2001) associam o magmatismo alcalino Monte Santo-Serra da Estrela ( $1022 \pm 22$ , U-Pb em zircão) à evento distensivo do final do Mesoproterozoico, relacionado a fragmentação do Supercontinente Rodínia e geração do rift no qual se depositaram as supra-

crustais da Faixa Araguaia. Arcanjo (2002) segue a denominação "Suíte Monte Santo" para agrupar os corpos de Monte Santo e Serra da Estrela. Neste trabalho será utilizada a denominação Suíte Alcalina Monte Santo-Serra da Estrela para os corpos que ocorrem nos arredores da localidade de Monte Santo e na Serra da Estrela, na folha Porto Nacional.

A intrusão de Monte Santo localiza-se no extremo norte da folha Porto Nacional, nos arredores da cidade que lhe empresta o nome. A porção aflorante tem forma ovalada, com diâmetro médio de aproximadamente 4,5 Km. O corpo de Serra da Estrela localiza-se 15 Km a leste da sede do município de Pugmil, tem direção N20E, e possui 14 km de comprimento com largura média de 0,5 Km. (Fig.3.119). As rochas desta unidade apresentam assinatura aerogamaespectrométrica destacadas na imagem ternária (RGB) (Fig.3.120).

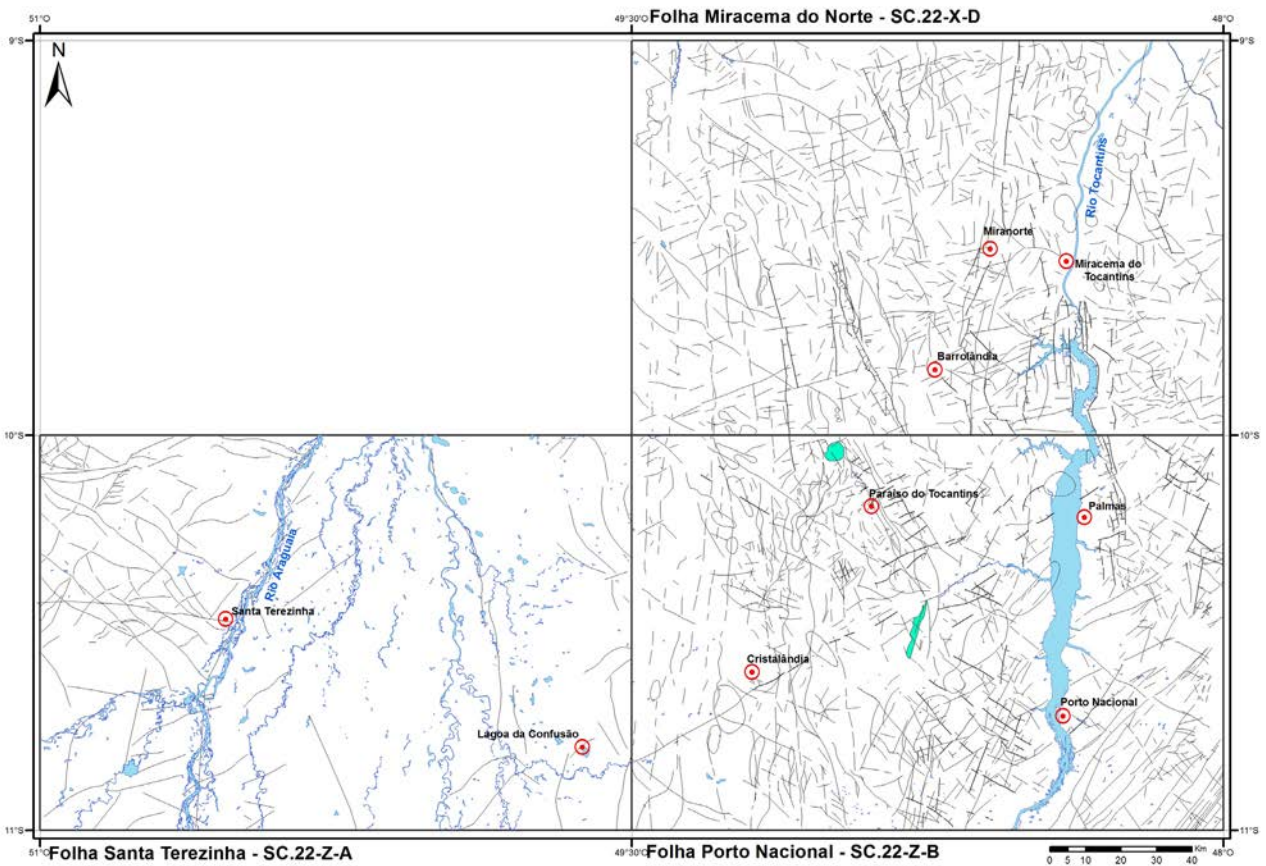


Figura 3.119 – Localização dos corpos que representam a Suíte Alcalina Monte Santo-Serra da Estrela.

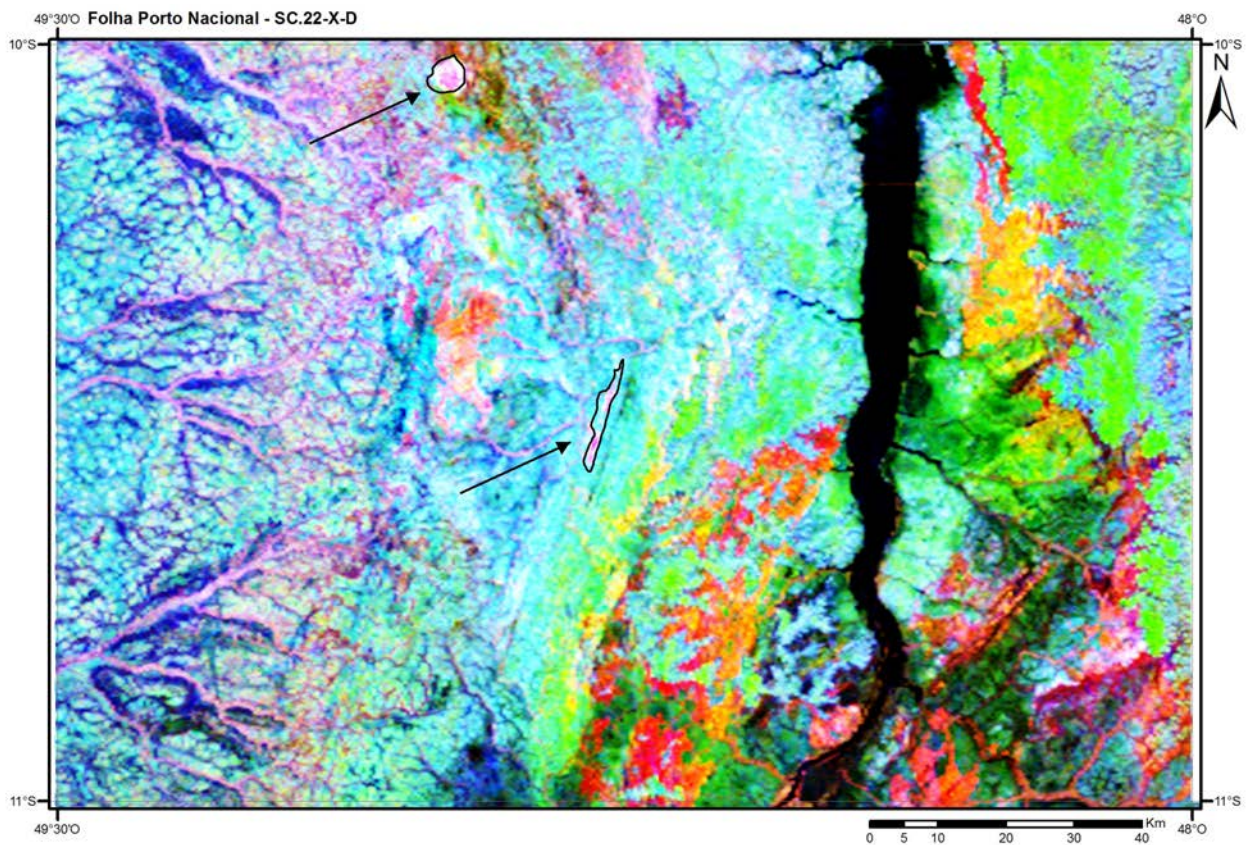


Figura 3.120 – Imagem aerogamaespectrométrica (RGB) da folha Porto Nacional, evidenciando os corpos de Monte Santo, no extremo norte e Serra da Estrela, na porção central da área (circundados na cor preta). Estes corpos apresentam tonalidade mais esbranquiçada indicando altos teores de K-Th-U.



As rochas desta unidade afloram como extensos lajeiros tabulares e blocos métricos (Figs. 3.121 A, B e C). São rochas de granulação predominantemente média, leucocráticas, de cor cinza, localmente rosadas (Figs. 3.121 C e D), índice de cor (IC) variando entre 15% e 30%, isotrópicas ou deformadas em regime rúptil-dúctil. A superfície dos afloramentos é recoberta por uma milimétrica capa de alteração caracteristicamente esbranquiçada, produto da alteração dos feldspatóides (Figs. 3.121 A, B e C). O bandamento é incipiente, marcado pela alternância de bandas ou trilhas com predominância de biotita e/ou anfibólio e bandas félsicas com nefelina e feldspato (Figs. 3.122 A e B). Ao longo de zonas de cisalhamento são frequentes veios e bolsões pegmatíticos (Figs. 3.122 C e D) com grandes cristais de microclinio, magnetita, tantalita-columbita, sodalita e biotita. Os pegmatitos são radioativos, com

radiação que, localmente, ultrapassam o limite de detecção do cintilômetro SPP-2 (>15.000 CPS). Nas “canaletas” marginais às estradas e em ravinas que cortam a Serra da Estrela, foram identificados cristais milimétricos a centimétricos de zirconita, magnetita e tantalita-columbita (Figs. 3.122 E e F).

As principais rochas identificadas incluem metabiotita-riebeckita-quartzo sienito, aegirina-augita-hornblenda quartzosienito, metamonzonito, metateralito, metassienito, metaquartzo-sienito, metamonzodiorito, metaessexito. As rochas são compostas essencialmente por microclina (5 a 73%, em média 30%), plagioclásio (até 65%, em média 38%) biotita (até 22%) e nefelina (até 19%). A mineralogia secundária é formada por hornblenda (até 7%), aegirina (até 10%), e magnetita (até 11%). Os minerais acessórios são quartzo, opacos, titanita, zircão, pirita, epidoto, apatita, carbonato, sericita e enstatita.

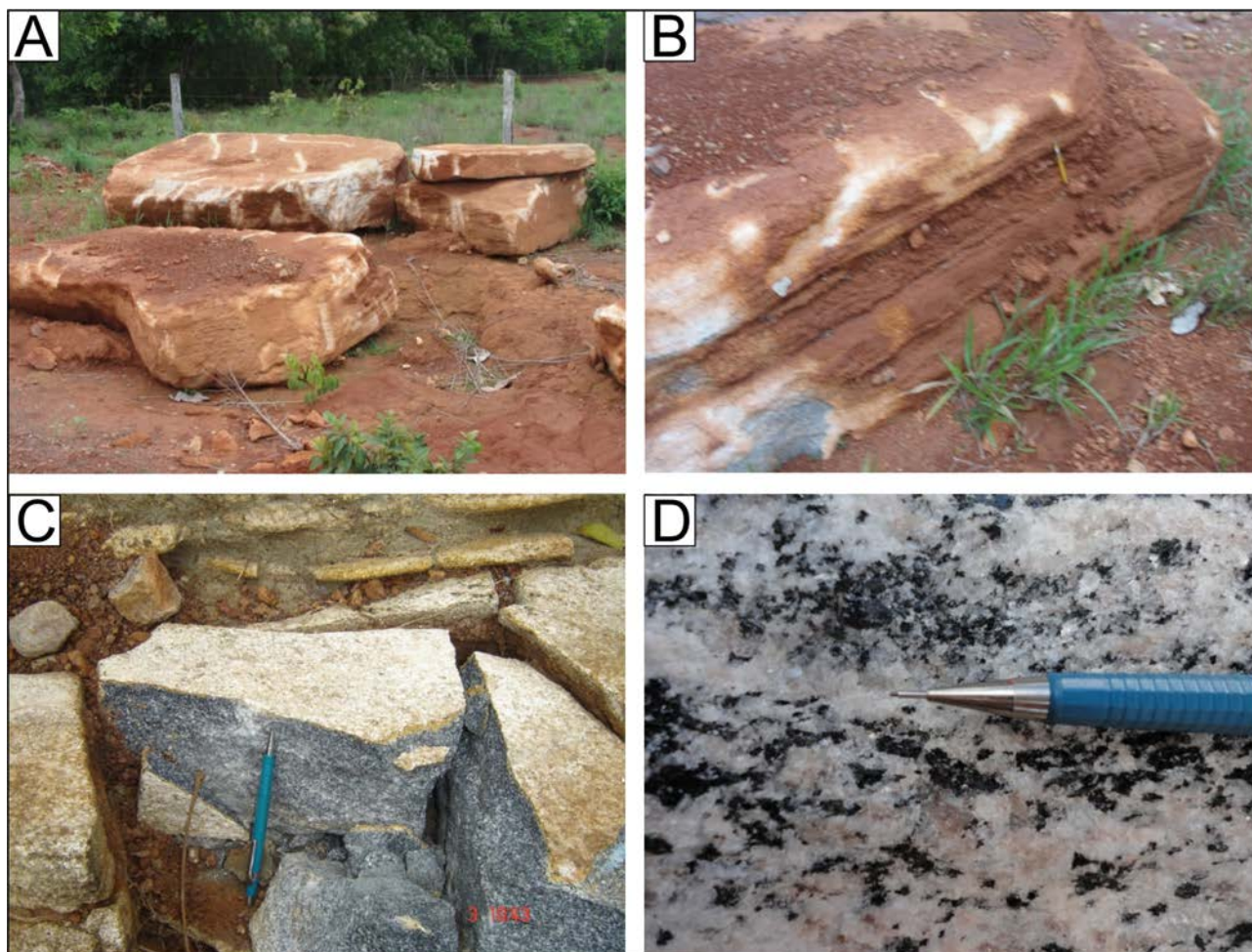


Figura 3.121 – Características macroscópicas das rochas da Suíte Alcalina Monte Santo-Serra da Estrela: A e B) Aspecto tabular do afloramento, evidenciando a deformação rúptil-dúctil em sienito do Corpo de Serra da Estrela. C) A fotografia mostra que apesar da deformação a rocha preserva textura granular. D) Aspecto textural e estrutural com destaque para a tonalidade rosada da rocha, em função da maior quantidade de microclina.

Em lâmina delgada observa-se que as rochas apresentam-se parcialmente recristalizadas, porém com texturas ígneas inequigranular porfírica e inequigranular alotriomórfica ainda distinguíveis.

Nas porções preservadas da deformação é possível propor, a partir da análise microscópica, a sequência de cristalização dos minerais. As fases iniciais de cristalização são compostas pelos feldspatos

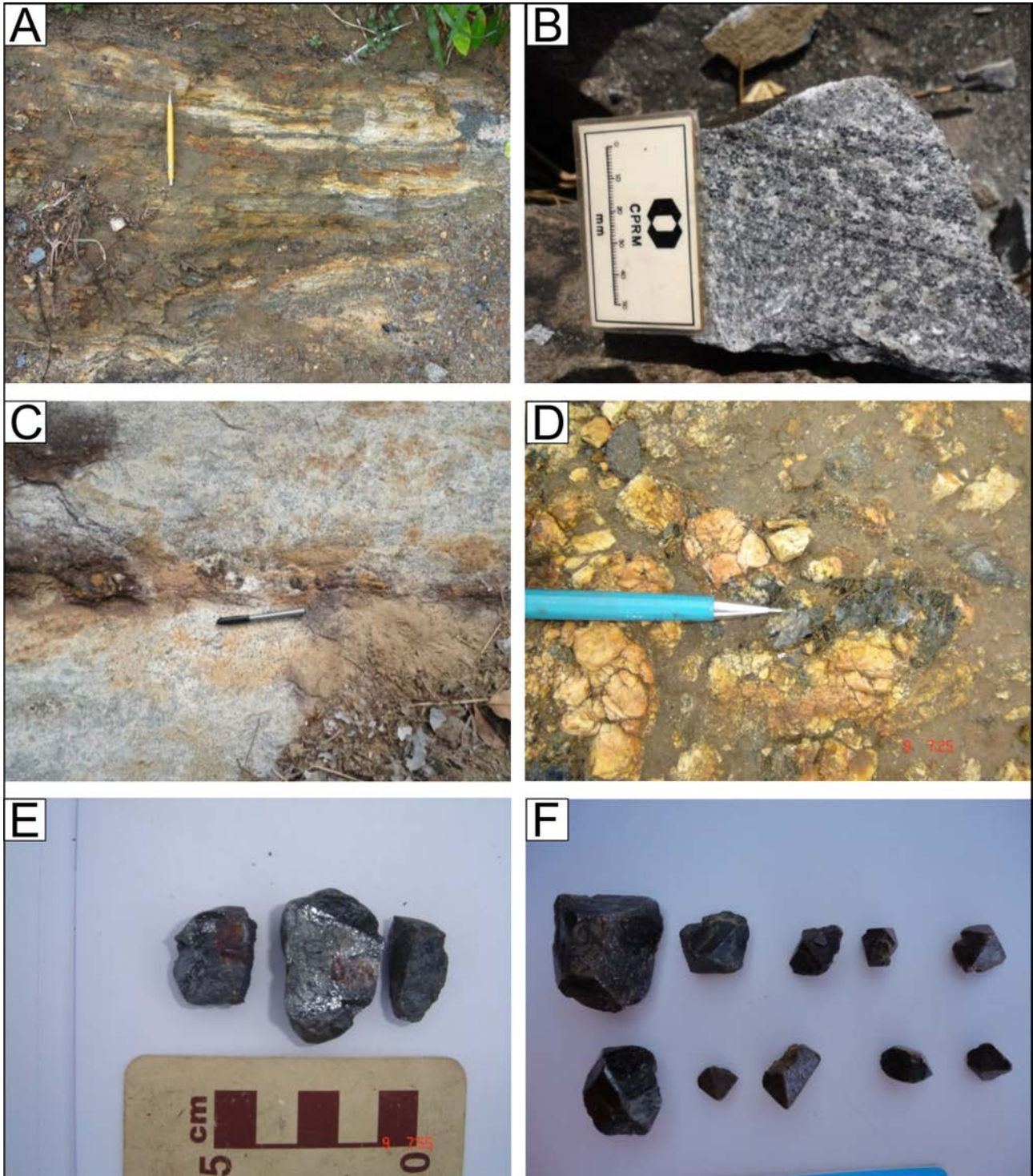


Figura 3.122 – A) Aspecto bandado e foliado da rocha alterada, com níveis pegmatíticos - Intrusão Alcalina de Monte Santo. B) Bandamento incipiente em rocha com deformação dúctil-rúptil. C) Milonito produzido por nucleação de fratura por ação de fluidos hidrotermais e formação de pegmatitos com cristais centimétricos de magnetita - Intrusão Alcalina de Monte Santo. D) Pegmatito com cristais centimétricos de microclínio e lamelas centimétricas de biotita - Intrusão Alcalina de Monte Santo. E) Cristais centimétricos de magnetita - Intrusão Alcalina de Serra da Estrela. F) Cristais de zirconita - Intrusão Alcalina de Serra da Estrela.

(microclina e plagioclásio) e pela biotita, geralmente euédricos a subédricos e granulação ligeiramente mais grossa que o restante dos minerais. Nefelina, aegirina, hornblenda e magnetita são fases mais tardias e intersticiais nos feldspatos preexistentes. A foliação é geralmente dada pela orientação das micas, piroxênios e anfibólios, sendo estes dois últimos, responsáveis por gerar, localmente, uma textura nematoblástica.

Observa-se nas rochas uma alteração hidrotermal sericítica de caráter seletivo de intensidade moderada. Tal alteração caracteriza-se pela cristalização de mica branca fina, preferencialmente encrustada sobre os cristais de nefelina, e mais raramente e com menor intensidade, sobre os cristais de plagioclásio. Observa-se também uma atuação hidrotermal do  $\text{CO}_2$ , que forma, pontualmente, preenchimento de interstícios por carbonato, sendo o cálcio fornecido pela alteração do plagioclásio.

Em amostras de gnaiss sienítico deformado, as palhetas de biotita estão orientadas e apresentam pleocroísmo bege amarelado a verde escuro em

mosóstase de K-feldspato com maclas Carlsbad, microclina e plagioclásio (Fig.3.123 A). Os feldspatos estão fortemente recristalizados com textura em mosaico e pontos de junção tríplice, evidenciando a recristalização (Fig.3.123 B). Em algumas amostras os plagioclásios apresentam-se muito alterados, sem maclas e turvos ou completamente escuros, argilizados e sericitizados (Fig.3.123 C). A microclina apresenta-se em aglomerados de pequenos cristais em contatos retos, típicos de textura de recristalização metamórfica, alguns apresentam a macla deformada, mas sem fluxo cataclástico (Fig.3.123 D).

Nos meta biotita-riebeckita quartzo sienitos, o anfibólio e a biotita apresentam-se sob forma de minerais escuros prismáticos e lamelares. O anfibólio tem cor azul intensa e pleocroísmo azul escuro a verde claro, compatível com as características da riebeckita. As cores de interferência do anfibólio se distinguem da biotita pelo ângulo de extinção (Figs. 3.124 A e B). Os feldspatos apresentam textura em mosaico, porém orientados, contatos retos e não mostram indícios de recuperação de

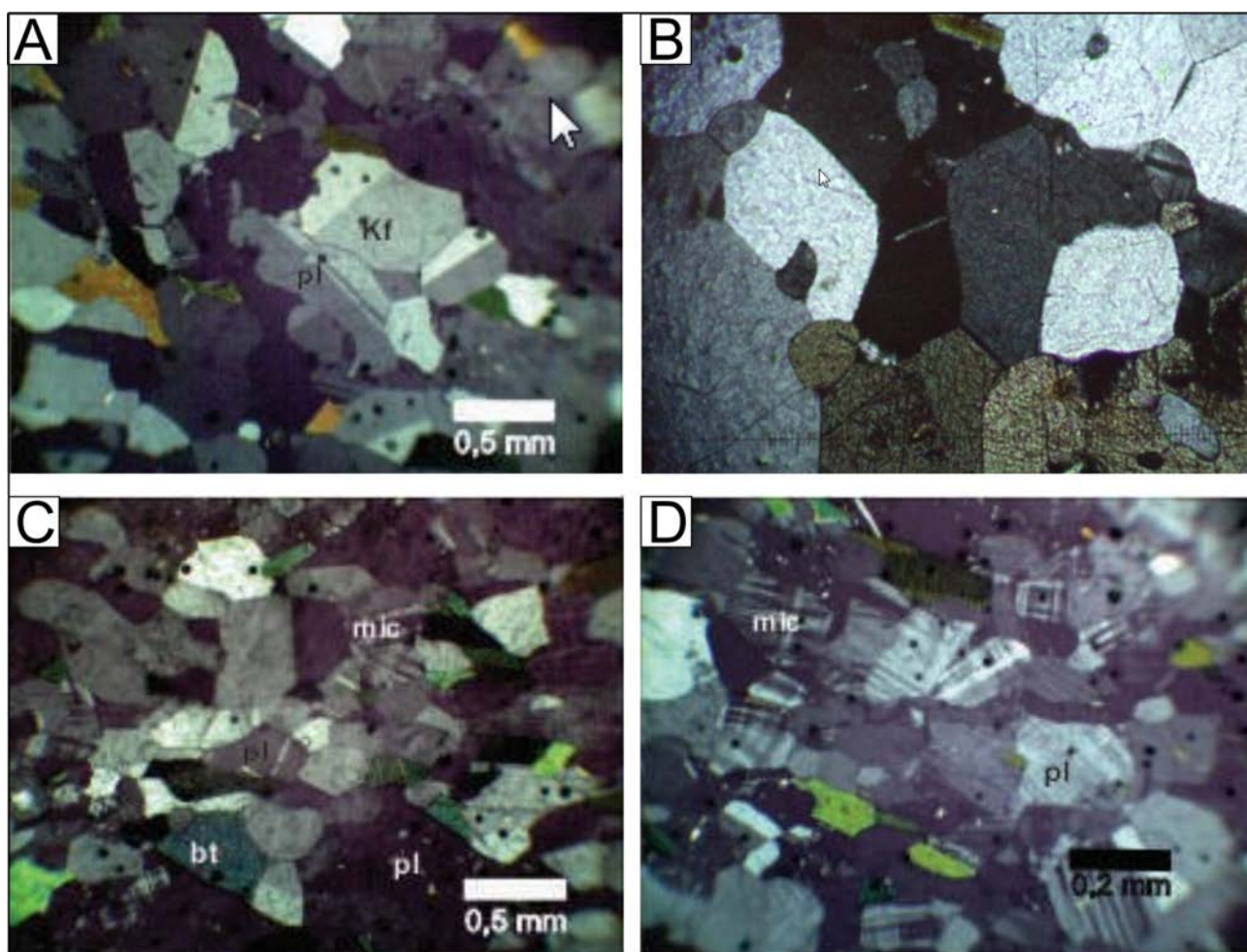


Figura 3.123 – Aspectos microscópicos do gnaiss de composição sienítica da Suíte Alcalina Monte Santo-Serra da Estrela. A) Relação textural dos minerais (nc). B) Pontos em junção tríplice, evidenciando o processo de recristalização (nc). C) Evidências do processo de alteração dos feldspatos (nc). D) Evidências de processo deformacional e recristalização da rocha (nc).

deformação intracristalina. Provavelmente a rocha foi recristalizada em regime estático e orientada em outra fase. Outra possibilidade, mais remota, é que a cristalização tenha sido concomitante com a deformação.

Na análise microscópica dos aegirina-augita-hornblenda monzonitos foi possível distinguir anfibólio, remanescente de piroxênio (Fig.3.125 A) e biotita com pleocroísmo bege a castanho esverdeado (Fig.3.125 B). A biotita pode ocorrer associada a

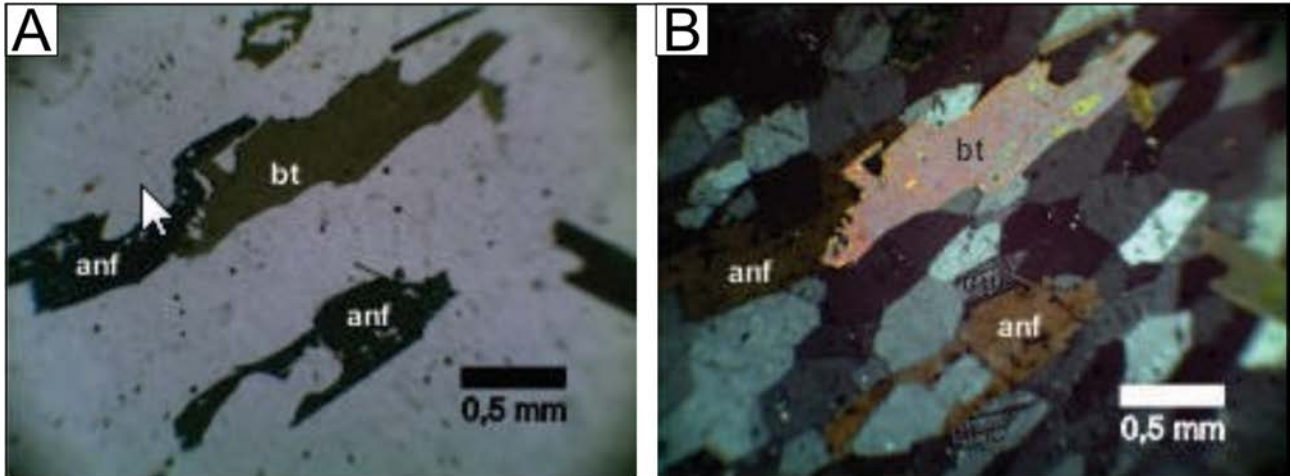


Figura 3.124 – Meta biotita-riebeckita-quartzo sienito da intrusão de Monte Santo. A) Similaridade entre a biotita e o anfibólio (np). B) Distinção entre a biotita e o anfibólio pela cor de interferência (nc).

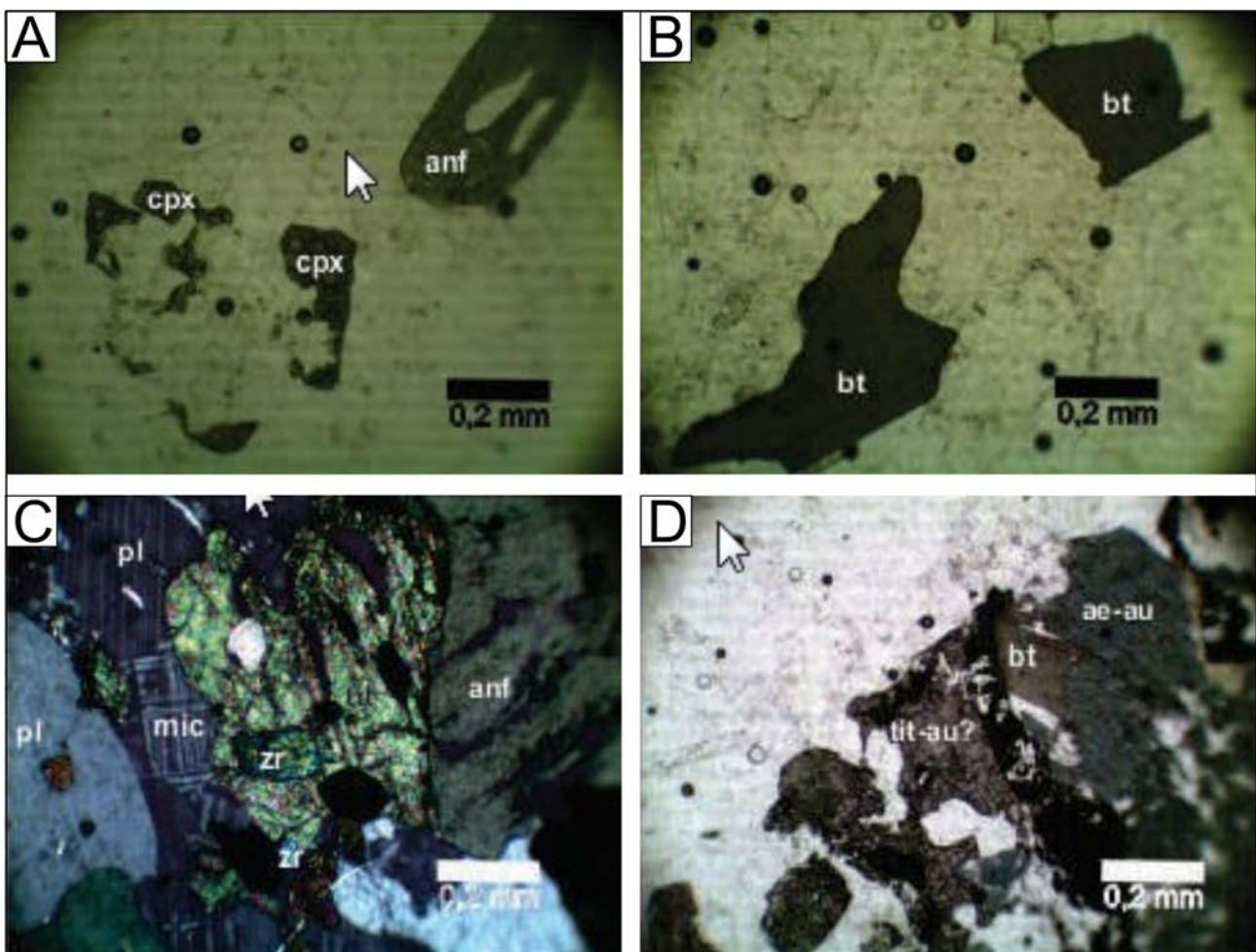


Figura 3.125 – Aspectos da composição mineralógica de aegirina-augita-hornblenda monzonito da intrusão de Monte Santo: A) Anfibólios e remanescentes de piroxênio em aegirina-augita-hornblenda monzonito (np). B) Aspectos do pleocroísmo das biotitas (np). C) Associações minerais encontradas em aegirina-augita-hornblenda monzonito (nc). D) Associações minerais encontradas em aegirina-augita-hornblenda monzonito (np).

opacos, mas também ocorre associada tanto a titanita como aos piroxênios que apresentam relevo e cores de interferência muito altos, clivagem típica (próximo de  $90^\circ$  e ângulo de extinção relativamente baixo  $10^\circ$ ) (Figs. 3.125 C e D).

O corpo alcalino de Monte Santo é intrusivo nas rochas metassedimentares clastoquímicas do Complexo Rio dos Mangues e apresenta zonas de cisalhamento geradas pela nucleação de fraturas pela ação de fluidos hidrotermais que atuaram durante a deformação. Estas fraturas apresentam direção preferencial  $N40^\circ E/60^\circ NW$  com fraturas extensionais de direção  $N70^\circ W/45^\circ NE$ , nas quais estão alojados os corpos pegmatíticos com ETR e tório. O corpo de Serra da Estrela tem a forma de dique com direção  $N20^\circ E$  intrusivo nos micaxistos e quartzitos do complexo Rio dos Mangues.

Para o tratamento litoquímico das rochas da Suíte Monte Santo-Serra da Estrela foram utilizados os dados analíticos que constam na tabela 3.33. Todas as amostras distribuem-se no campo das rochas alcalinas e peralcalinas no diagrama de Wright (1969) (Fig.3.126) e são classificadas como sienitos e sienitos com feldspatóide no diagrama sílica vs. Álcalis (TAS) (Fig.3.127), destacando-se o caráter alcalino também no diagrama de SHAND (Fig.3.128) com as rochas ocupando a interface peralcalina/metaluminosa/peraluminosa (vide também Tab. 3.33). Todas as amostras ocupam o campo alto-K (shoshonitos) (Figs. 3.129 a, b), porém os padrões de ETR e multielementos mostram diferenças, apesar da baixa representatividade da amostragem do corpo Serra da Estrela (apenas duas amostras analisadas), o que impede comparação química mais segura entre as duas intrusões.

Nas rochas do corpo Monte Santo destacam-se o enriquecimento em ETR leves (participação importante de material crustal na fonte) e anomalia negativa de Eu (papel significativo do plagioclásio no processo de cristalização fracionada) na maior parte das amostras (Fig. 3.130a). Contudo, uma amostra apresenta baixo teor de ETR total e insignificante anomalia negativa de Eu, sugerindo fonte heterogênea e mecanismos de cristalização mais complexos em que o plagioclásio não teve importante participação na petrogênese ou participação de material mantélico de fonte mais profunda, onde a granada é importante e alojou ETR pesadas. Como característica química comum, observa-se nestas rochas concavidade das curvas no domínio das ETR intermediários a pesadas, destacando o importante papel dos anfibólios no processo de cristalização fracionada. No diagrama de multielementos, destacam-se as fortes anomalias negativas de Ba, Sr e Ti, o comportamento heterogêneo do U e Th, forte enriquecimento em Zr e anomalias positivas de Y e ETR pesadas (Fig. 3.130b).

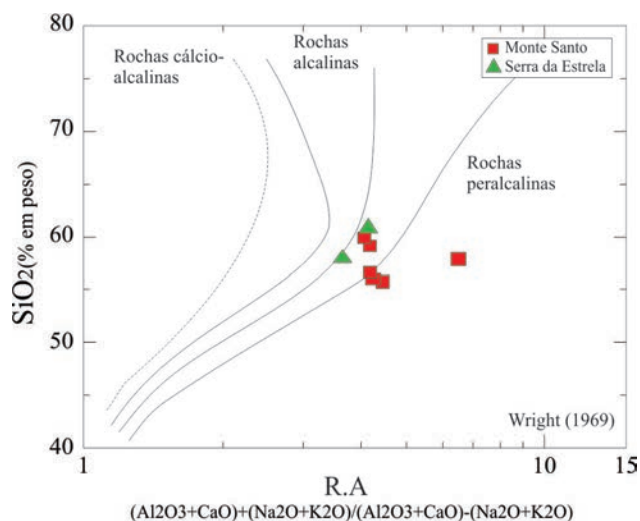


Figura 3.126 – Diagrama que usa a razão de alcalinidade e a composição alcalina/peralcalina das rochas estudadas.

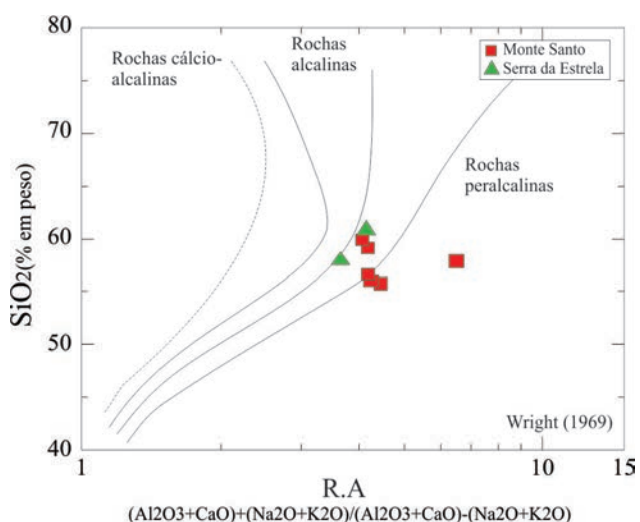


Figura 3.127 – Composição química das rochas alcalinas segundo o diagrama de classificação álcalis vs.  $SiO_2$  (TAS). Símbolos como na figura 3.126.

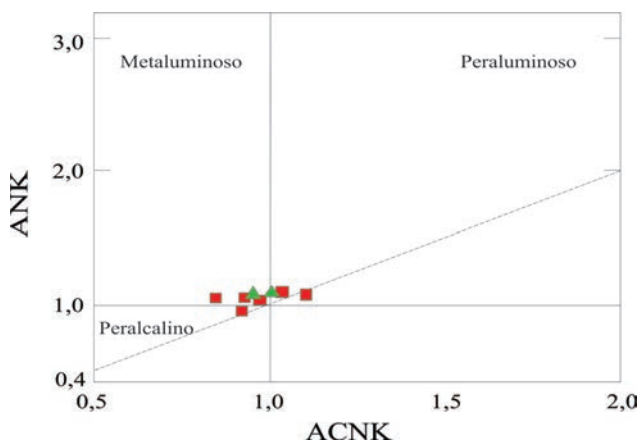


Figura 3.128 – Diagrama de alcalinidade de SHAND (1947), mostrando o caráter peralcalino a fracamente metaluminoso e peraluminoso das amostras. Símbolos como na figura 3.126.

Tabela 3.33 – Valores analíticos de óxidos e elementos traço dos sienitos.

Amostra	PS-R-26	PS-R-28	PS-R-30	PS-R-36	PS-R-37	PS-R-138		PS-R-15	PS-R-121
Rocha	Nefelina sienito	Nefelina sienito	Nefelina sienito	Nefelina sienito	Nefelina sienito	Nefelina sienito		Nefelina sienito	Nefelina sienito
Corpo	Monte Santo							Serra da Estrela	
SiO <sub>2</sub>	57,89	55,76	58,8	55,64	56,34	59,88		60,95	58,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,03	22,45	22,27	22,26	21,54	18,56		18,52	24,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,66	4,19	5	4,2	5,13	8,88		6,56	3,56
MgO	0,08	0,05	0,05	0,01	0,03	0,87		0,51	0,11
CaO	0,73	1,64	0,44	0,01	0,81	2,27		1,25	1,15
Na <sub>2</sub> O	7,96	8,15	9,87	9,28	10,34	7,44		7,45	11,55
K <sub>2</sub> O	8,73	7,12	4,06	4,56	3,48	5,21		4,65	3
MnO	0,1	0,15	0,1	0,07	0,26	0,3		0,2	0,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,07	0,08	0,01	0,04	0,01		0,14	0,14
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,29		0,49	0,04
LOI	0,93	1,7	0,3	0,28	0,24	0,23		0,13	0,6
Total	102,22	101,31	100,98	96,34	98,22	103,94		100,85	102,68
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	16,69	15,27	13,93	13,84	13,82	12,65		12,1	14,55
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1,1	0,87	0,41	0,49	0,34	0,7		0,62	0,26
A/CNK	1,02	0,94	0,93	0,91	0,97	0,96		0,93	0,91
A/NK	0,98	1,06	1,08	1,1	1,04	1,04		1,07	1,1
Ni	1,1	1,1	1,1	0,8	0,8	1,5		1	1
Co	0,8	0,8	0,4	0,6	0,2	1,7		2,4	0,7
Ba	97	225	57	68	5	316		668	69
Nb	39,2	89,08	41,43	76,85	193,57	595,45		210,1	146,69
Ta	1,18	7,09	1,94	4,13	14,41	50,74		10,65	15,43
Rb	283,7	338,8	183,3	291,6	183	244,3		333,2	94,4
Sr	4,7	20,9	0,5	25,1	38,6	173,5		138,4	47,7
Be	3,1	2,2	2,1	1	15,9	7,7		6,2	3,2
Cs	0,9	1,24	0,29	1,2	0,49	0,24		2,98	0,19
U	0,13	3,03	0,6	0,13	12,51	13,2		5,08	23,46
Th	1,2	5,4	6	0,5	51,3	16,8		14,1	6,3
Zr	73,2	365,1	164,1	34	1580,4	4357,2		864,3	5267,5
Hf	0,99	6,82	3,59	0,98	27,7	99,63		23,53	112,74
Cu	0,6	1,2	0,8	1,8	8,8	1,7		3,2	1,7
Pb	2,4	1,8	1,5	1,1	4,5	1,6		1,1	1,5
Zn	41	78	46	82	142	106		149	57
Ga	20,3	26,2	26,6	31,6	44,1	44,8		31,8	42,1
Sn	0,3	1	3,8	3	12,5	18,1		12,5	7,4
W	0,5	0,1	0,2	1,2	0,8	1,3		0,3	1,5
Mo	0,42	0,28	0,19	1,81	0,28	0,37		0,26	0,23
La	13,1	52,2	65,2	0,8	192,2	51,2		62,5	25,8
Ce	21,2	83,7	104,4	0,8	290,8	95,5		133,9	51,2
Pr	1,89	7,13	9,46	0,13	24,68	10,09		15,53	5,64
Nd	5,4	19,4	25,6	0,1	65,3	33,1		52,8	20,4
Sm	0,7	2,8	3,8	0,1	9	6		9,7	3,7
Eu	0,11	0,37	0,18	0,05	0,45	0,84		0,89	0,57
Gd	0,45	2,7	1,85	0,05	7,1	6,52		6,98	3,99
Tb	0,11	1,42	0,22	0,05	1,07	1,32		1,23	0,72
Dy	0,41	2,49	1,34	0,17	7,25	9,42		6,26	4,51
Ho	0,11	0,58	0,24	0,05	1,58	2,32		1,25	1,02
Er	0,43	2,31	0,71	0,11	5,38	9,16		3,92	3,66
Tm	0,09	0,39	0,11	0,09	0,84	1,67		0,61	0,63
Lu	0,11	0,49	0,18	0,05	0,84	2,38		0,66	1,05
Yb	0,5	3,5	0,9	0,1	6,3	14		4,2	5,3
ΣREE	44,61	179,48	214,19	2,65	612,79	243,52		300,43	128,19

Amostras analisadas nos Laboratórios da GEOSOL (Belo Horizonte, Brasil); valores de normalização pelo condrito de Boynton (1984);  $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$ ;  $A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O) M$ ;  $A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O) M$ ; LOI = perda ao fogo; na = não analisado; óxidos em % peso; elementos traço em ppm.

As rochas do corpo Serra da Estrela mostram baixo fracionamento ETR leves vs. pesadas (similar aos granitos tipo A), anomalias negativas de Eu significativas e negligenciável participação de anfibólio no possível processo de cristalização fracionada (Fig. 3.130c). No diagrama de multielementos (Fig. 3.130d), de forma similar às rochas do corpo Monte Santo, apesar das magnitudes diferentes, observam-se anomalias negativas de Ba, Sr e Ti e enriquecimento em Zr, Y e ETR pesadas.

As características intra-placas destas rochas destacam-se no diagrama de elementos traço de Harris et al. (1986) (Fig.3.131), além dos conteúdos de  $Al_2O_3$ , MgO e  $TiO_2$ ,  $K_2O$  e as razões Th/U (0,27-10) e Rb/Sr (1,41–366,6) indicam fontes sem relação com subducção ou placa continentalizada, apenas com alguma influência de litosfera continental mas principalmente produtos de fonte mantélica relacionada a processos de início de ciclo tectônico (como indica o diagrama da Fig.3.132) e os altos valores de Nb (Tab. 3.33).

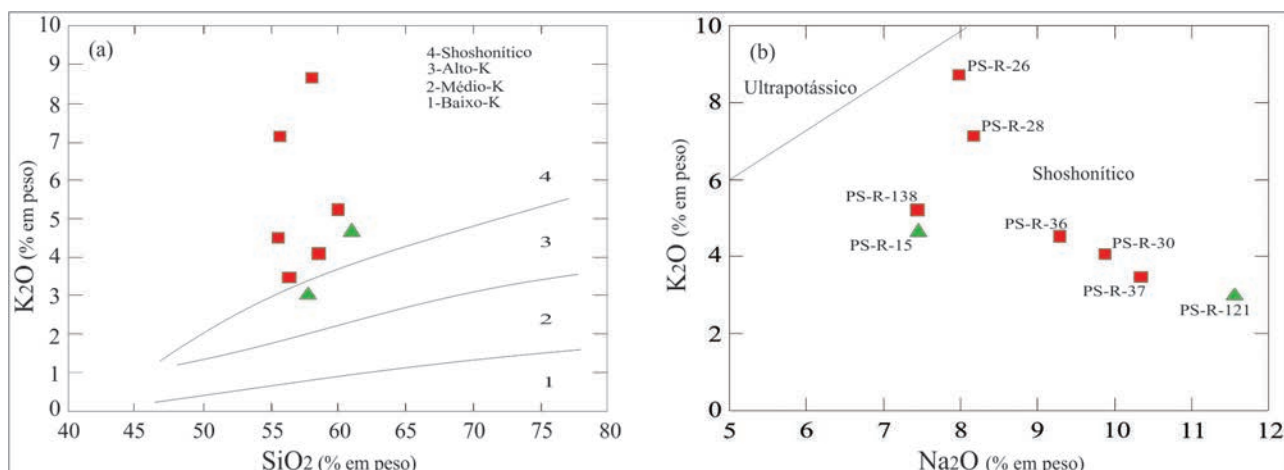


Figura 3.129 – A) Diagrama de variação  $SiO_2$ - $K_2O$  mostrando as características shoshoníticas das rochas estudadas. B) diagrama binário  $K_2O$  vs.  $Na_2O$  confirmando a química de alto-K das rochas alcalinas. Símbolos como na figura 3.126.

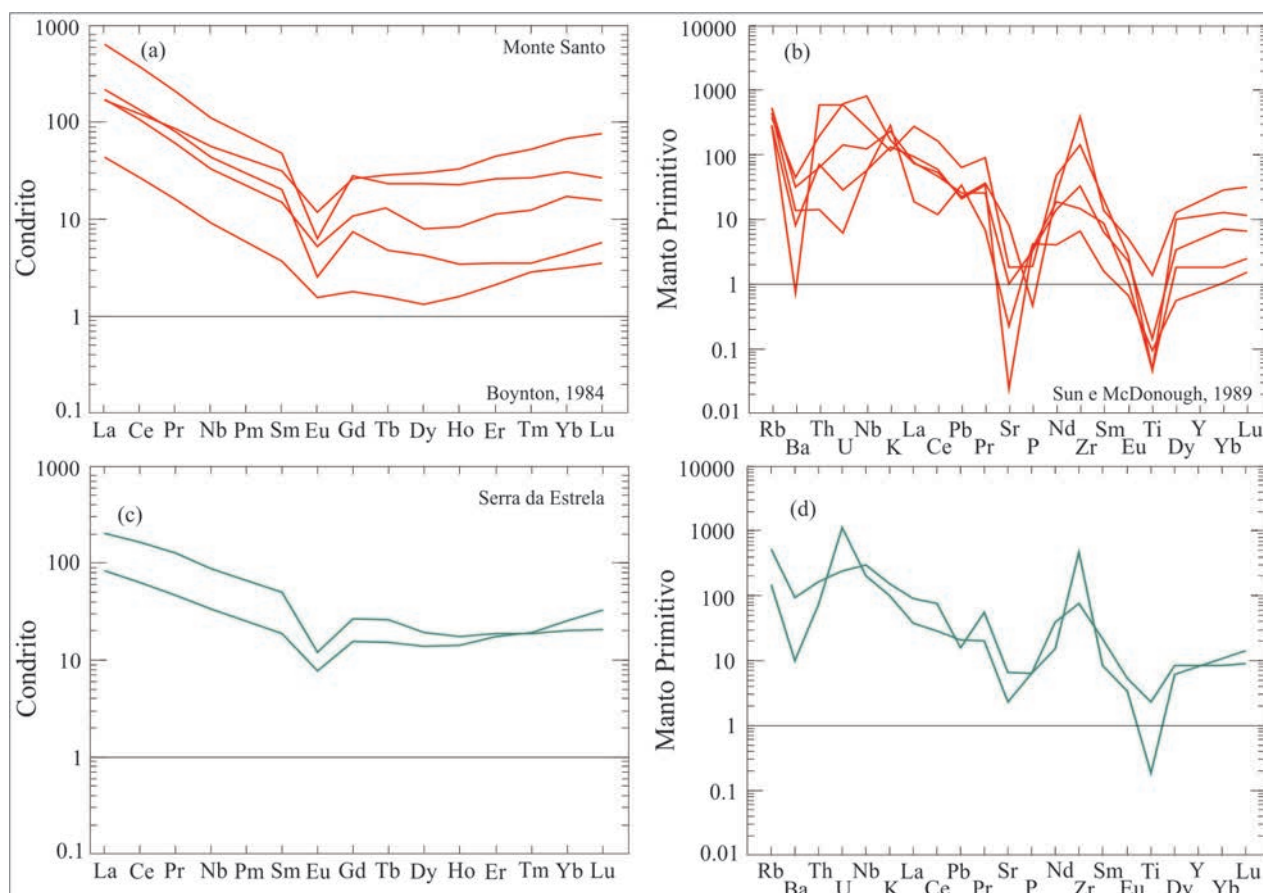


Figura 3.130 – Padrões de elementos terras raras e de multielementos das amostras estudadas. Normalização ao condrito de Boynton (1984) e manto primitivo de Sun e McDonough (1989).

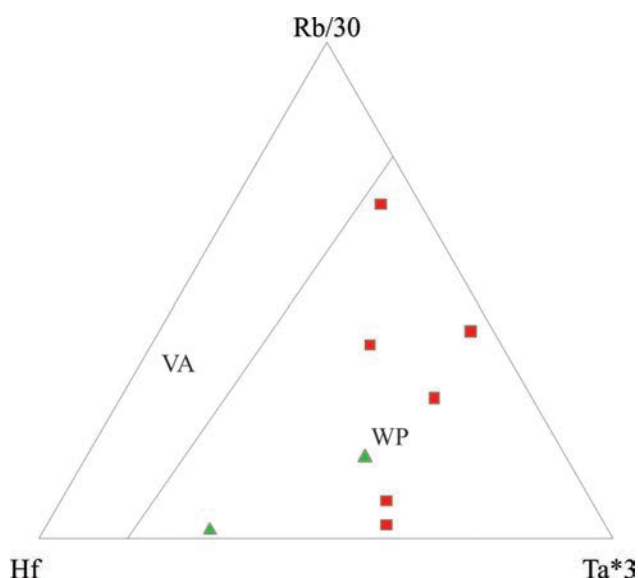


Figura 3.131 – Diagrama ternário de Harris et al. (1986) e a caracterização química intra-placa para as rochas estudadas. Símbolos como na figura 3.126.

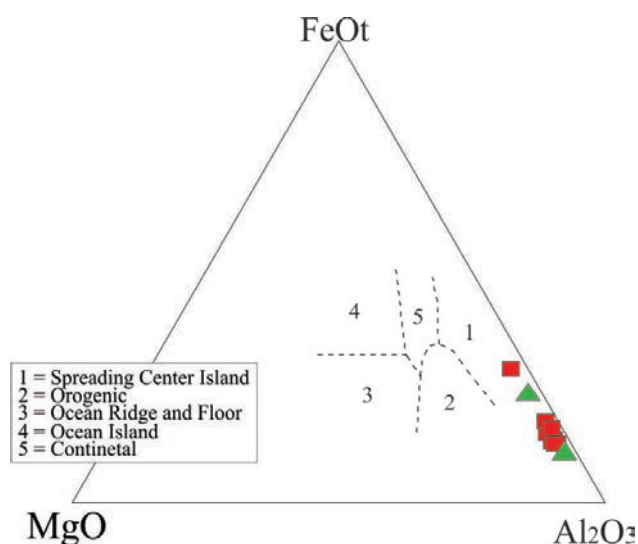


Figura 3.132 – Diagrama de Pearce et al. (1977) e a interpretação da compartimentação geotectônica dos corpos Monte Santo e Serra da Estrela. Símbolos como na figura 3.126.

Vários modelos genéticos são propostos para interpretar a geração dos sienitos alcalinos e incluem: (i) fusão parcial de rochas crustais; (ii) assimilação crustal e cristalização fracionada (AFC) de magmas basálticos; (iii) *mixing* de magmas basálticos com fundidos crustais e (iv) cristalização fracionada de magmas manto-derivados.

Arcanjo et al. (2001), obtiveram idade média de  $1022 \pm 22$  Ma para a alcalina de Monte Santo pelo método Pb-Pb (tab. 3.34). Battilane et al. (2011), também dataram zircões da intrusiva alcalina de Monte Santo, pelo método U-Pb (ICP-LA-MS) e obtiveram idades de cristalização de  $1051 \pm 22$  Ma e idade de metamorfismo de  $571 \pm 11$  Ma.

As rochas da Suíte Alcalina Monte Santo-Serra da Estrela apresentam diversos jazimentos sob a forma de indícios, ocorrências e depósitos, destacando-se os de esmeralda, zirconita, ETR, sodalita e rochas ornamentais.

### 3.2.2.2 - Complexo Quatipuru

Berbert (1970) propôs que os corpos ultrabásicos serpentiniticos que afloram desde a divisa de Goiás-Mato Grosso (na altura de Jussara) até o interior do Pará, seriam do tipo Alpino. Almeida (1974) relacionou as rochas magmáticas de natureza peridotítica que se alinham desde o sul de Araguacema até o norte de Tucuruí, à Faixa de Intrusões Básico-Ultrabásico da Geossutura Tocantins-Araguaia. Cordeiro e McCandless (1976) denominaram de Maciço Ultramáfico de Quatipuru as rochas aflorantes na serra homônima e subdividiu-a em 4 subunidades: serpentinitos, ultramáficas silicificadas, intrusões básicas e peneplanos lateríticos. Hasui et al. (1977) classificou como ofiolitos um conjunto de rochas ultrabásicas e básicas intrusivos principalmente na porção ocidental da Faixa Araguaia. Barreira e Dardene (1981), identificaram nos arredores da cidade de Monte Santo uma sequência de

Tabela 3.34 – Dados Pb-Pb em zircões da alcalina de Monte Santo. (Arcanjo et al. 2001).

Zircão	Temp.(°C)	Razões	204Pb/206Pb	208Pb/206Pb	207Pb/206Pb	(207Pb/206Pb) <sub>c</sub>	Idade
99/SHA2/2	1500	90/90	0.000072±3	0.16530±128	0.07381±15	0.07277±19	1008±5
	1500	88/88	0.000028±5	0.15177±41	0.07448±16	0.07406±20	1043±6
99/SHA2/3	1500	86/86	0.000060±11	0.40258±521	0.07544±20	0.07463±27	1059±7
99/SHA2/4	1500	18/18	0.000000±0	0.38747±343	0.07579±64	0.07579±64	1090±17
	1500	84/84	0.000029±7	0.25325±207	0.07320±17	0.07277±12	1008±3
		366/570					1022±22



intercalações de rochas vulcânicas com sedimentos químicos, clásticos e clastoquímicos na base com xistos feldspáticos no topo, a qual denominaram Unidade Vulcanossedimentar de Rio do Coco. Cunha et al. (1981) incluíram os diversos corpos máfico-ultramáficos aflorantes na Faixa Araguaia na unidade “Básicas e Ultrabásicas Tipo Quatipuru”. Gorayeb (1989) caracterizou estas rochas, na região de Araguacema e Conceição do Araguaia, como corpos magmáticos essencialmente ultramáficos de derivação mantélica alojados pré-tectonicamente em níveis crustais mais profundos na Faixa Araguaia e seu embasamento. Kotschoubey e Hieronymus (1996) identificaram a presença de diques de olivina gabro com textura tipicamente cumulática cortando os serpentinitos na Serra do Quatipuru e admitiram que os mesmos fazem parte de uma sequência ofiolítica fortemente desmembrada na fase compressiva da estruturação da Faixa Araguaia. Kotschoubey et al. (2005) admitiram que o rifteamento da Bacia Araguaia atingiu condições proto-oceânicas, caracterizada por um aporte irregular de magma basáltico. Paixão (2008) através de datação isocrônica Sm-Nd em diques gabróicos da Serra do Quatipuru, obtiveram a idade de 757 Ma, a qual admitiram marcar o estágio de oceanização da Faixa Araguaia. Gorayeb et al. (2004) obtiveram idades Pb-Pb em zircão de  $817 \pm 5$  Ma em metagabros intrusivos nos micaxistos da Formação Xambioá.

Como parte do aparelho ofiolítico que compõe o Complexo Quatipuru, foram reconhecidos, na área de abrangência deste projeto, corpos de metagabros, metapiroxitos, metaperidotitos e fragmentos de sequências metavulcanossedimentares. Os corpos metamáficos-metaultramáficos de maiores dimensões localizam-se na porção oeste das Folhas Miracema do Norte e Porto Nacional e a maior ocorrência de rochas vulcanossedimentares, Unidade Vulcanossedimentar Rio do Coco, está localizada na Folha Porto Nacional, nas redondezas da sede do município de Monte Santo. Esta porção do Complexo ofiolítico localiza-se em uma área de geologia muito Complexa e por isto foi durante muito tempo, e provavelmente ainda será, motivo de muita controvérsia. Originalmente a porção vulcanossedimentar deste aparelho ofiolítico, na área mapeada, foi cartografada por Barreira e Dardene (1981) como a Unidade Inferior de uma sequência a qual denominaram Unidade Vulcanossedimentar Rio do Coco, a qual atribuíram provável idade Arqueana. Reposicionar estratigraficamente a porção Vulcanossedimentar da Sequência Rio do Coco (Unidade Inferior) é apenas uma parte da proposta de reordenamento estratigráfico daquela porção da área. Restaria o reposicionamento da parte superior

desta sequência, formada predominantemente por xistos feldspáticos com zoisita, carbonato e eventualmente granada. A propósito, a primeira observação que se fez durante o mapeamento da área deste projeto, foi a de que xistos, e gnaisses de mesma composição, transcendem a área de abrangência da Unidade Vulcanossedimentar do Rio do Coco, proposta por Barreira e Dardene (1981), prolongando-se até o limite sul da Folha Porto Nacional e ultrapassam o limite norte da Folha Miracema do Norte. Esta porção da sequência, nesta proposta de reordenamento, foi incluída na Formação Canto da Vazante. Ademais, ocorrências de basaltos e metassedimentos químicos, clásticos e clastoquímicos, que, pela proposta original de Barreira e Dardene (1981) seriam a Unidade Inferior da Unidade Vulcanossedimentar Rio do Coco, na realidade, ocorrem ao longo de toda a porção oeste das Folhas Porto Nacional e Miracema do Norte. Provavelmente em função do intemperismo não foram cartografadas as prováveis ocorrências de tufo relacionados a esta sequência.

As intrusões máfico-ultramáficas ocorrem imbricadas tectonicamente sob a forma de diversos corpos ovalados ou lenticulares, alongados na direção N-S ou NNW-SSE, aflorantes ou sub-aflorantes ao longo de toda a porção oeste das folhas Miracema do Norte e Porto Nacional (Fig.3.133), tectonicamente alojados nas rochas metassedimentares do Grupo Baixo Araguaia, principalmente nas Formações Pequizeiro, Xambioá e Canto da Vazante, geralmente por falhas compressivas e transpressionais relacionadas à estruturação do Orógeno Araguaia.

As dimensões dos corpos variam de centenas de metros até aproximadamente 16 Km de comprimento, e largura de até 5 km. Em função da susceptibilidade ao intemperismo, apresentam relevo geralmente plano sustentado por crosta laterítica ferruginosa, ou formam pequenas serras alinhadas, sustentadas por cristas de metachert ou formação ferrífera. Seus afloramentos ocorrem na forma de blocos, matacões e lajedos métricos, ou como blocos dispersos sobre o solo e no leito e margens de rios e córregos. Suas principais exposições na Folha Miracema do Norte, localizam-se entre os córregos Grota Funda e Caiapozinho a sudoeste de Abreulândia, às margens do Rio Piranhas a oeste de Dois Irmãos, e na TO-348 a noroeste de Abreulândia. Na Folha Porto Nacional esta unidade aflora sob a forma de corpos peridotíticos sub-aflorantes. Em alguns locais não há exposição da rocha máfica-ultramáfica, havendo apenas uma lateria densa, marrom escura a avermelhada, fortemente magnética, cujas concentrações de Ni e Cr são compatíveis com solos provenientes da

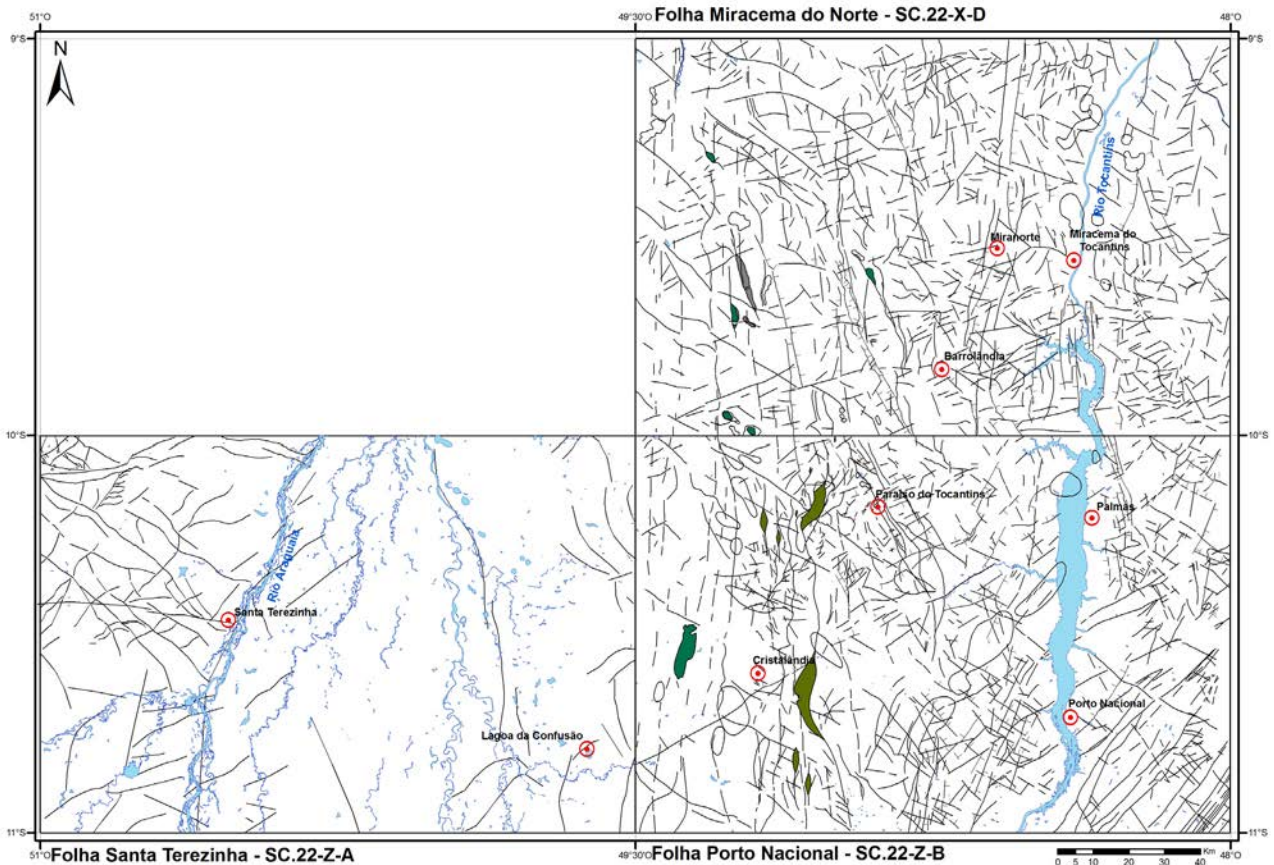


Figura 3.133 – Distribuição dos corpos máfico-ultramáficos e sequências vulcanossedimentares do Complexo Quatipuru.

alteração de rochas ultramáficas. Alguns corpos sub-aflorantes foram cartografados com auxílio de imagens aerogeofísicas, pois constituem anomalias magnéticas com assinaturas destacadas nas imagens aeromagnetométricas de sinal analítico e 1ª derivada vertical (Fig.3.134). Os corpos de maiores dimensões apresentam baixo radiométrico nas imagens aerogamaespectrométricas do ternário e contagem total. Além destes corpos peridotíticos, ocorrem ainda ao longo e toda a porção leste das Folhas Porto Nacional e Miracema do Norte, principalmente na Folha Porto Nacional vários corpos de rochas máficas e ultramáficas (serpentinitos, talco xisto com serpentina, clorita tremolita xisto, tremolitos) sob a forma de derrames de espessuras métricas, intercalados com sedimentos químicos, clásticos e clastoquímicos, representados por formação ferrífera fácies óxidos, metachert e metapelitos. A mais importante área de ocorrência dessas rochas localiza-se imediatamente a sul da sede do município de Monte Santo e é responsável por uma importante anomalia aeromagnetométrica de sinal analítico e primeira derivada. Em função dos dados geocronológicos levantados neste projeto, as rochas da Unidade Inferior da Unidade Vulcanossedimentar do Rio do Coco, passarão a fazer parte do Complexo Ofiolítico Quatipuru.

#### Corpos metamáficos e metaultramáficos - Unidade Plutônica

O Complexo Ofiolítico Quatipuru está representado predominantemente por rochas metaultramáficas as quais, devido aos intensos processos de alteração hidrotermal (metassomatismo), metamorfismo, e susceptibilidade ao intemperismo, pouco ou nada restou de seus protólitos ígneos originais. Desta forma, os principais litótipos identificados, de acordo a as descrições petrográficas são: serpentinitos, metapiroxenitos serpentinizados e talcificados, magnetita serpentinito, brechas de serpentinitos, flogopita serpentinito com magnetita, metapiroxenito pegmatóide, serpentinito com magnetita. Lentes métricas de actinolitos e esteatitos podem ocorrer localmente. Eventualmente bordejando os corpos ultramáficos, ou compondo lentes isoladas em meio às rochas das formações Pequizeiro e Couto Magalhães ocorrem pacotes de metacherts ou formações ferríferas, de espessura decamétrica a quilométrica. Os maiores destacam-se na topografia sob a forma de serras alinhadas.

Os serpentinitos são rochas de coloração esverdeada a arroxeadas, faneríticas de granulação fina a média, maciças, foliação moderada (Figs. 3.135 A e B) ou com aspecto brechóide, fraturados e

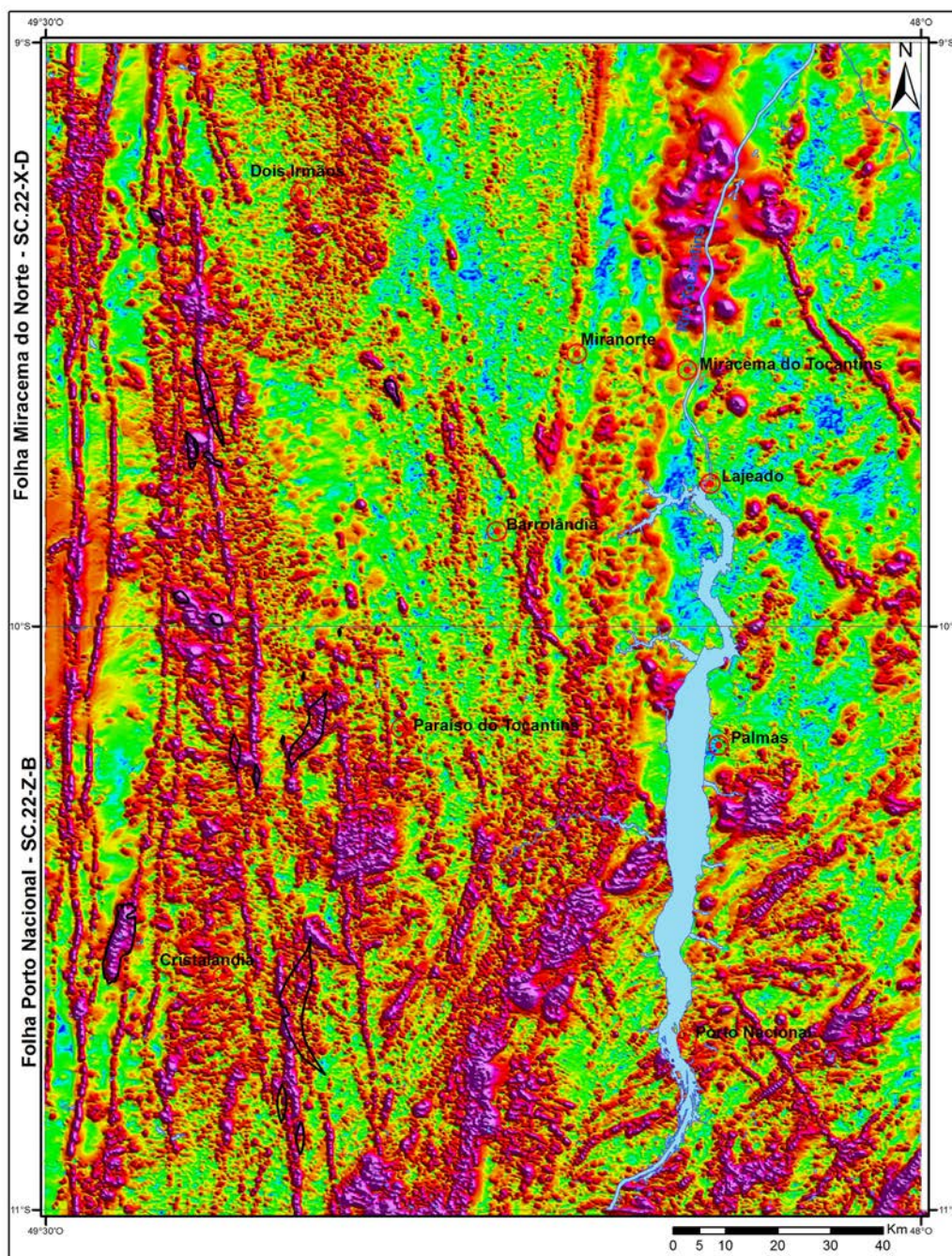


Figura 3.134 – Imagem aeromagnetométrica da amplitude do sinal analítico (ASA), destacando (contornos pretos) na porção oeste, no domínio do Orógeno Araguaia, as anomalias magnéticas associadas às rochas máficas-ultramáficas e vulcanossedimentares do Complexo Quatipuru.

falhados, recortados por vênulas e veios de crisotila (Figs. 3.135 C e D), contendo diversos fragmentos serpentizados e talcificados. São constituídos predominantemente por uma massa de serpentina fibrosa ou fibrolamelar (50 a 80%), magnesita (até 10%), talco (até 37%) e espinélio (magnetita e cromita até 15%) e hematita, que foram identificados como opacos. Localmente ocorre clorita e flogopita, esta última sob a forma de lamelas bem desenvolvidas, em aglomerados ou dispersas caoticamente. A serpentina se distribui por toda a rocha, principalmente na forma lamelar e fibrolamelar, geralmente na variedade antigorita, podendo ocorrer em faixas

orientadas (Fig.3.135 E), ou dispersas caoticamente. Está última caracterizando um estágio mais tardio de serpentinização, posterior a tectônica regional que estruturou estes metamorfitos. Raramente são identificados pseudomorfos de olivina ou piroxênio totalmente serpentizados, onde ocorre a serpentina lizardita em textura *mesh*. Lateralmente os serpentinitos podem gradar para esteatitos, caracterizados pelo aumento da quantidade de talco na rocha, associado à serpentina fibrorradial e carbonato (Fig.3.135 F) resultando em uma textura macia e untuosa e um arranjo mineral que confere a rocha, apesar da baixa dureza, maior resistência

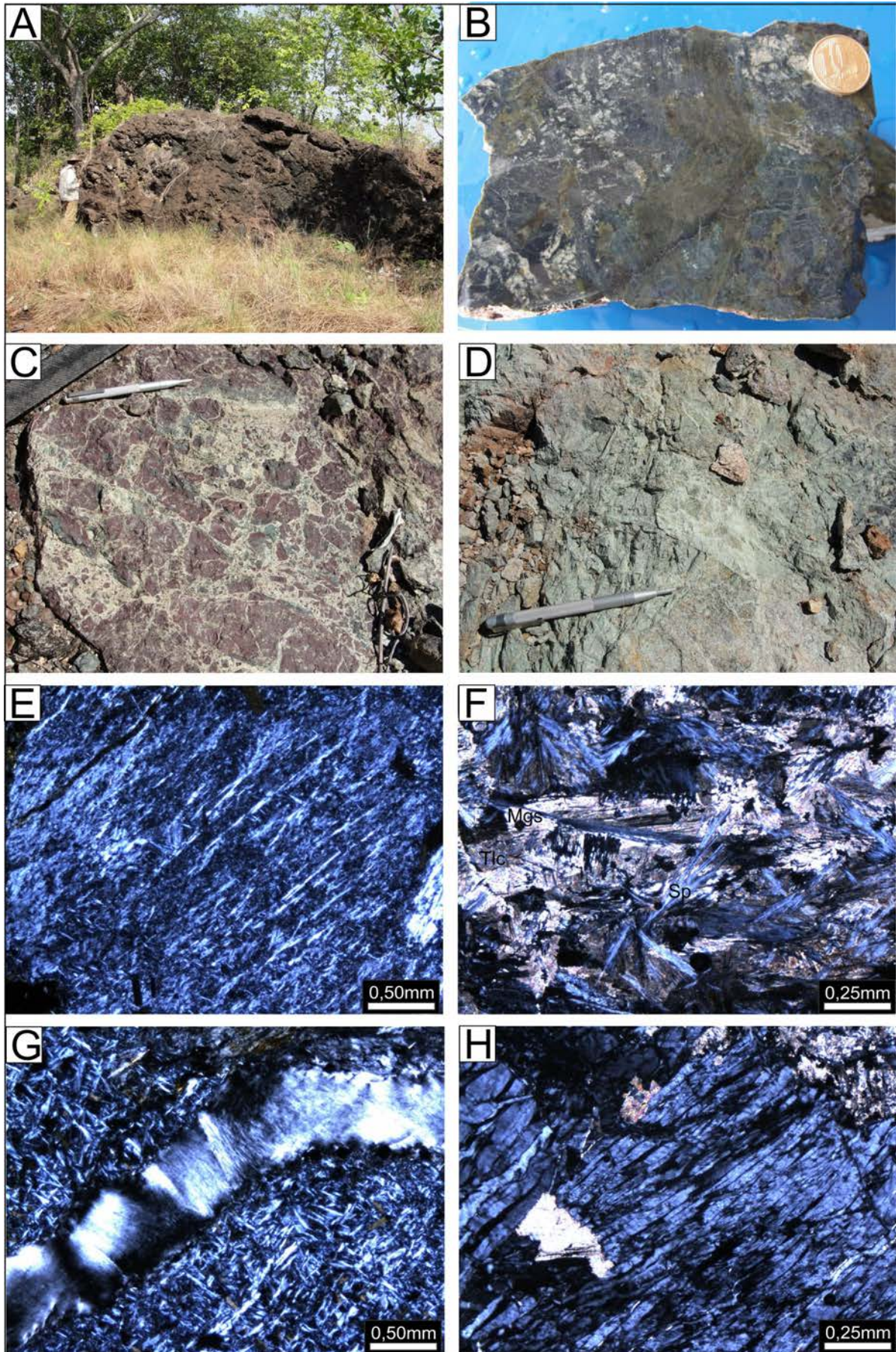


Figura 3.135 – Aspectos macroscópicos e microscópicos dos serpentinitos do Complexo Quatipuru: A e B) Termos de textura fina e maciços. C e D) Tipos brechados e ricos em talco (esteatitos). E) Fibrolamelas orientadas de antigorita. F) Fibrolamelas radiais de serpentina (sp) e talco (tlc) e massas de carbonato (magnesita). G) Detalhe de vênulas de crisotila e F) Serpentina em textura hourglass.

ao choque (tenacidade). Vênulas milimétricas a centimétricas de serpentina crisotila, quartzo ou carbonato cortam o serpentinito em várias direções (Fig.3.135 G), em arranjo irregular. Em fragmentos de serpentinito das porções brechóides, a lizardita desenvolve textura *hourglass* (Fig.3.135 H). Lentes métricas de cloritito fino, esverdeado e foliado ocorrem em contato brusco com os serpentinitos e metapiroxenitos, geralmente em direção às bordas dos corpos.

Os metapiroxenitos são esverdeados, de granulação média a grossa, com foliação fraca e estrutura acamadada bem marcante (Fig.3.136 A). Geralmente constituem diques ou lentes métricas de metapiroxenito pegmatóide que ocorrem com frequência, intercalados concordantemente nos serpentinitos (Figs. 3.136 B, C e D). Nos metapiroxenitos pegmatóides, os cristais de piroxênio chegam a 3 centímetros, geralmente muito serpentinizados ou bastitizados, porém preservam

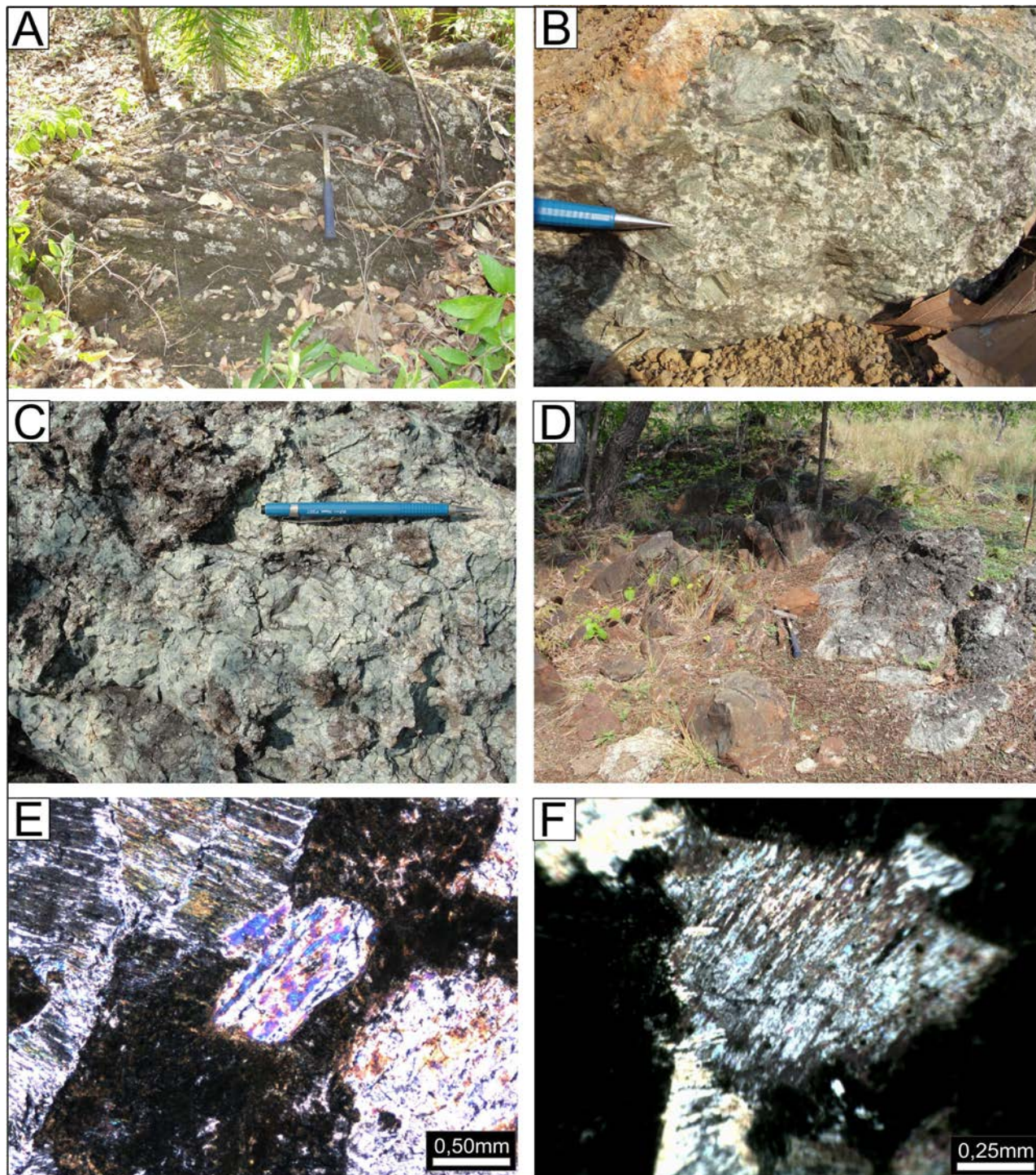


Figura 3.136 – Feições macroscópicas e microscópicas dos metapiroxenitos: A) Acamadamento rítmico. B e C) Granulação grossa a pegmatóide destacada pelos cristais centimétricos de piroxênio. D) Contatos bruscos com os serpentinitos. E e F) Pseudomorfos de ortopiroxênios serpentinizados (bastita) e talcificados.

ainda os pseudomorfos de ortopiroxênio de coloração escura ou levemente amarelados, com relevo alto, clivagens retangulares e formas tabulares (Figs. 3.136 E e F), em arranjo que muitas vezes lembra textura cumulática. Óxidos de ferro e ferro-titânio (titanita) ocorrem como inclusões ou ocupando as clivagens dos piroxênios provavelmente oriundos do processo de serpentinização. Cristais pseudomórficos, amarelo ocre, em porções intergranulares (Figs. 3.136 E e F) com alteração para serpentina, talco e carbonato constituem clinopiroxênios possivelmente gerados em uma fase pós-cumulática.

Os esteatitos são rochas maciças, cinzas esverdeadas, magnéticas, granulação fina e reagem ao HCL. A rocha é composta predominantemente por talco, clorita de cor esverdeada e leve pleocroísmo, além de carbonatos (Fig.3.137 A). Fibras ou plaquetas de talco exibem altas cores de interferência. A clorita com cor de interferência castanha escura ocorre em muito menor quantidade que o talco (Fig.3.137 B). Localmente ocorrem moldes (*boxwork*) que lembram sulfetos (ou óxidos) lixiviados (Fig.3.137 C). Em meio à massa de serpentinito é possível identificar cristais remanescentes de olivina (Fig.3.137 D). A

magnetita é indicativa da presença de faialita no protólito desta rocha. A crisotila é provavelmente a primeira serpentina a aparecer, mesmo antes do início do metamorfismo, enquanto que a antigorita aparece em temperaturas mais altas, no início do metamorfismo juntamente com a clorita. A presença de carbonato está associada à entrada de CO<sub>2</sub> no sistema, juntamente com H<sub>2</sub>O. A presença de talco é indicativa de metamorfismo em baixo grau.

A análise petrográfica e textural dos serpentinitos, permite concluir que os seus protólitos ígneos ultramáficos sofreram sucessivos processos de serpentinização. Um primeiro estágio seria caracterizado pela formação das serpentinas a partir da transformação de olivinas e piroxênios. Este estágio ocorreu à época de colocação destes corpos durante o período de abertura da Bacia Araguaia (Gorayeb, 1989). O segundo estágio de serpentinização foi atribuído aos fluidos metassomáticos relacionados ao metamorfismo da Faixa Araguaia, produzindo uma serpentinização que se superimpõe quase que totalmente aos pseudomorfos de olivina e piroxênio. Estas serpentinas fibrolamelares podem estar orientadas definindo uma foliação ou dispostas

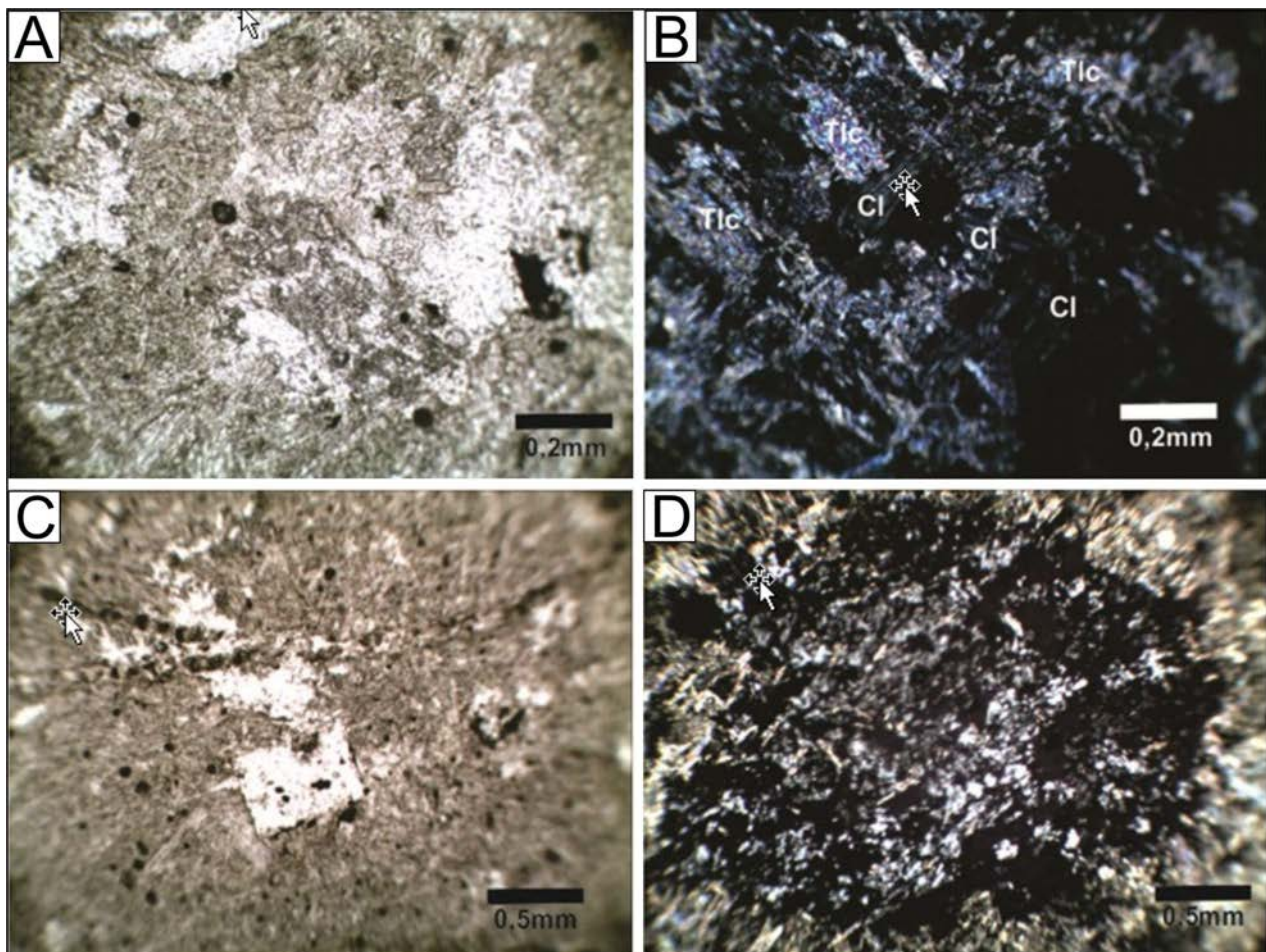


Figura 3.137 – A) Aspecto microscópico da composição da rocha. As partes turvas são talco e clorita (np). B) Talco e clorita evidenciados pelas cores de interferência. C) Molde de sulfeto. D) Pseudomorfo de olivina alterado para serpentina.

caoticamente indicando crescimento tardi-tectônico a pós-tectônico.

A mineralogia básica destas rochas metaultramáficas intensamente transformadas, representada por serpentina-talco-carbonato-clorita-opacos, associada ao fato de suas encaixantes serem em grande parte filitos e clorita xistos da Formação Pequizeiro indicam grau metamórfico baixo, em fácies xisto verde baixo a médio.

A foliação é destacada principalmente nos serpentinitos e clorititos, nos quais grande parte da serpentina, talco e clorita fibrolamelares dispõem-se orientados segundo a estruturação regional N-S do Orógeno Araguaia, com mergulhos moderados a altos para leste. Nos metapiroxenitos, a foliação é espaçada e pouco penetrativa.

#### Unidade Vulcanossedimentar Rio do Coco

A principal e mais extensa área de ocorrência de rochas vulcanossedimentares que fazem parte do Complexo Ofiolítico Quatipuru, na área de abrangência deste projeto, localiza-se no extremo centro norte da Folha Porto Nacional. Tem formato sigmoidal, alinha-se na direção norte-nordeste e ocupa uma área com 16 quilômetros de comprimento e largura máxima de 4 quilômetros. Em função da grande quantidade de minerais magnéticos, tanto associados aos sedimentos

(formação ferrífera bandada) quanto às metavulcânicas (metaultramáficas serpentinizadas com magnetita) e corpos peridotíticos associados, a área de ocorrência desta sequência responde por destacadas anomalias magnéticas em mapas aeromagnetométricos de sinal analítico e primeira derivada.

Esta unidade é composta por intercalações de xistos magnesianos com espessura variável entre 30cm e 15 metros com sedimentos químicos, clásticos e clastoquímicos, representados por micaxistos, metachert e formação ferrífera bandada. A figura 3.138 é um perfil de aproximadamente 250 metros, elaborado a partir de uma exposição em corte de estrada, onde as relações entre os diversos litótipos podem ser observadas. Barradas (1980) descreve em testemunho de sondagem, uma maior variedade de tipos litológicos relacionados aos metassedimentos. Na descrição do autor, os metapelitos imaturos estão representados por uma variedade composicional de micaxistos e os metassedimentos químicos por uma variedade de formação ferrífera bandada fácies óxido e fácies sulfeto (magnetita quartzito, hematita grafita quartzito, arsenopirita-pirita-grafita quartzito e pirita-pirrotita-carbonato quartzito). Associados a esta unidade ocorrem ainda pequenos corpos de serpentinito (peridotitos) e piroxenitos. As figuras 3.139 e 3.140 apresentam as diversas formas de ocorrência e as características texturais e estruturais das rochas desta

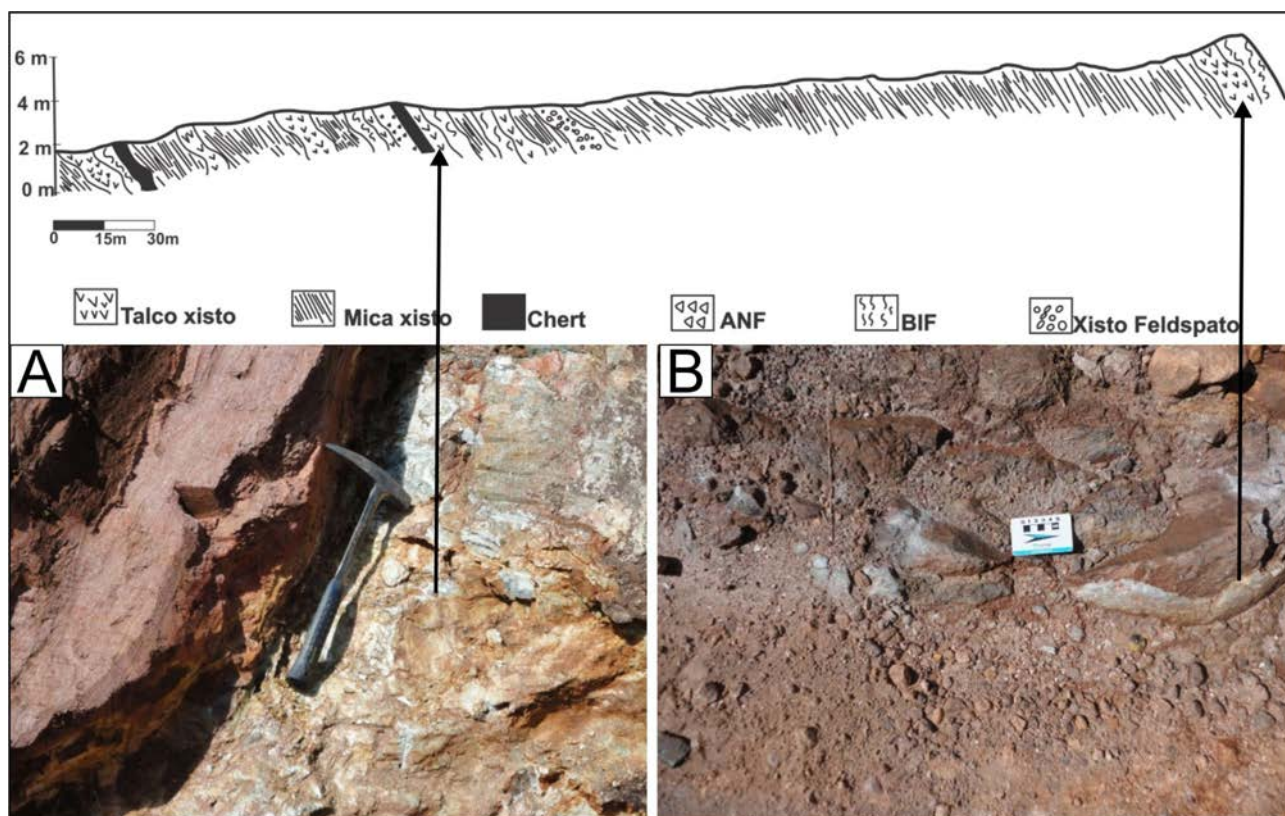


Figura 3.138 – Perfil em corte de estrada evidenciando as relações entre as rochas metavulcânicas (talco xisto e anfibolitos) e sedimentos (metachert, BIF, xistos). A foto “A” mostra a relação de contato, em perfil, do talco xisto com metachert e a foto “B” em planta, o contato do talco xisto (porção mais clara) com a formação ferrífera fácies óxido.

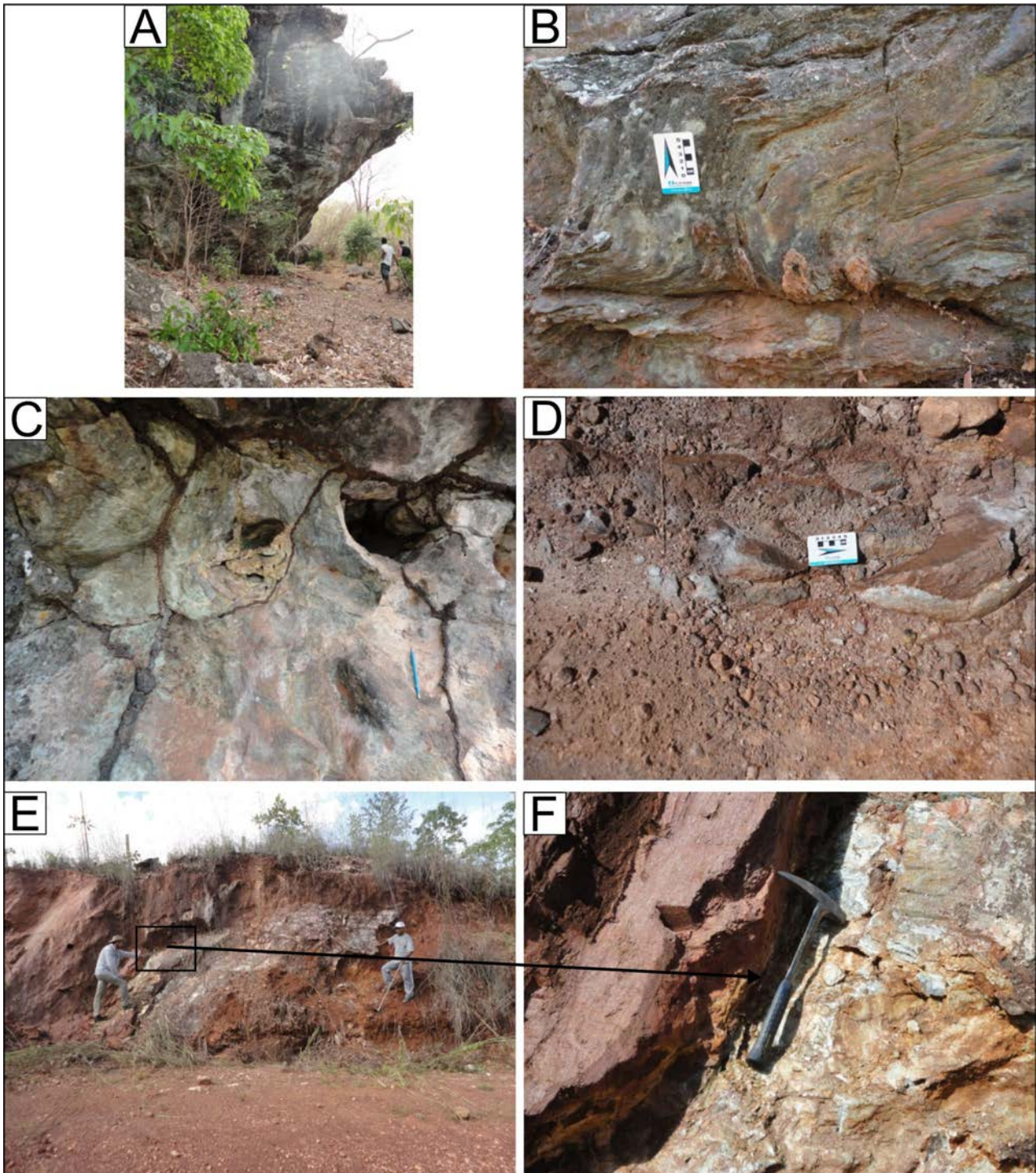


Figura 3.139 – Aspectos das rochas vulcanossedimentares do Complexo Ofiolítico Quatipuru: A) Espesso pacote de derrame basáltico. B) Detalhe de uma porção do afloramento da foto anterior, mostrando fluxo de lava de um dos derrames vulcânicos. C) Detalhe da fotografia 1 mostrando possível pillow lava deformada. D) Afloramento sob a forma de lajeiro, mostrando a relação entre os metassedimentos (BIF) e a rocha vulcânica (talco xisto). E) Intercalações de pacotes de espessura centimétrica de talco xisto entre sedimentos pelíticos e químicos. F) Detalhe da fotografia anterior mostrando o contato entre o metachert e o talco xisto.

sequência. Foram identificados metabasaltos, clorita-talco xisto com serpentina carbonato e magnetita, clorititos e serpentinitos com magnesita e magnetita.

O mais espesso pacote de rochas vulcânicas tem aproximadamente 15 metros de espessura, encontra-se totalmente metassomatizado, é formado por serpentinito com magnesita e magnetita. Apesar

da intensa deformação, ainda é possível observar estruturas de fluxo e estruturas muito semelhantes a pillow lavas deformadas. São rochas cinza escuras com manchas ocre, sem foliação evidente. As partes escuras são serpentinas e as ocre são carbonatos. O pó da rocha exibe muitos diminutos grãos magnéticos (magnetita).



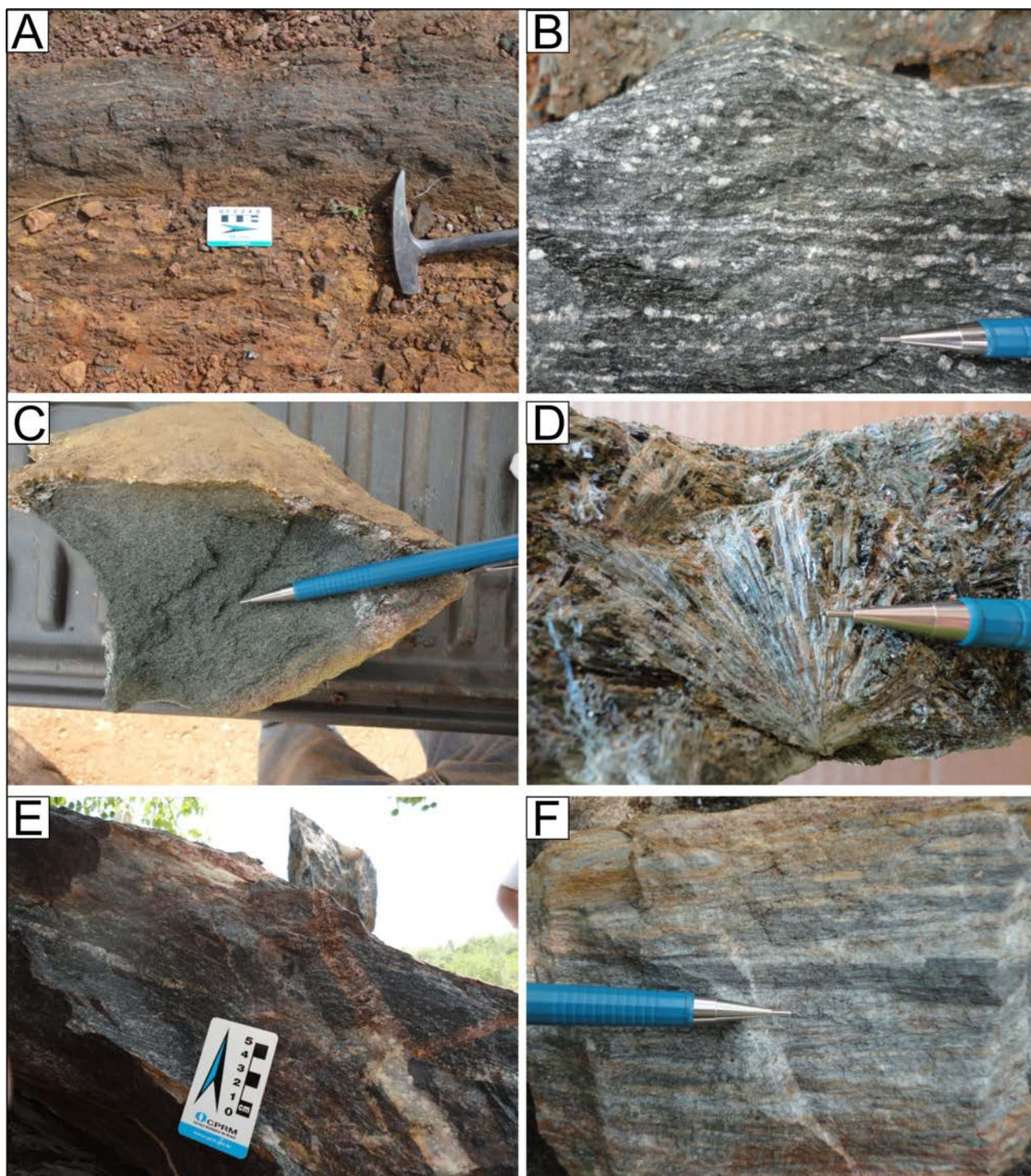


Figura 3.140 – Aspectos das rochas da Unidade Vulcanossedimentar Rio do Coco, relacionada ao Complexo Ofiolítico Quatipuru: A) Afloramento sob a forma de lajeiro de basalto amigdaloidal. A rocha quando alterada pelo fato de estar foliada toma o aspecto de um xisto. B) Amostra da rocha do afloramento mostrado na fotografia anterior. C) Aspecto de um cloritito. D) Actinolito. E) Metachert. F) Formação ferrífera bandada.

A rocha é constituída essencialmente de palhetas ou fibras de crisotila numa textura tipo *mesh* e carbonatos turvos facilmente distinguíveis pelo relevo oscilante e pela cor de interferência (Figs. 3.141 A e B). Os carbonatos ocorrem isolados entre fibras ou palhetas de serpentina. Entretanto essas palhetas por vezes exibem um ângulo de extinção que varia de 0° a 6° o que seria mais típico de

clinocloro (clorita magnesiana). Porém as fibras são incolores e não apresentam nenhum pleocroísmo. Pelo magnetismo da rocha, a maioria dos máficos é magnetita. A composição mineral é muito simples. Pode ser descrita como um serpentinito com magnesita em grau incipiente ou muito baixo de metamorfismo. O protólito é uma rocha ultrabásica magnesiana.

Os pequenos derrames, intercalados entre sedimentos químicos, são compostos por serpentina-talcó xisto com magnetita. São rochas de cor cinza, granulação fina, muito macia, untuosa ao tato e muito magnética. Na rocha e sobre o solo são encontrados cristais centimétricos de magnetita. Todo o conjunto formado pelas intercalações de sedimento e xistos magnesianos encontra-se deformado com dobras apertadas.

A rocha é quase que totalmente constituída de talco em diminutas palhetas tendendo a se orientar, mas formando dobras irregulares. Ocorrem fraturas irregulares, ao longo das quais se acumulam cloritas com pleocroísmo verde claro e alguns opacos que foram identificados como magnetita (Fig.3.142 A). Observam-se minerais orientados, de relevo muito baixo e cores de interferência também muito baixas que podem ser serpentinas (Fig.3.142 B). A distinção entre talco e muscovita, em certos casos é praticamente impossível pelas características óticas que são muito semelhantes. A dureza e a untuosidade ao tato são ótimos diagnósticos.

Se por um lado o volume de dados levantados sobre o Complexo Ofiolítico Quatipuru nas três últimas décadas, principalmente por instituições de ensino superior, permite, com relativa segurança, sua contextualização geotectônica, por outro lado, o elevadíssimo grau de alteração das rochas que compõe esta unidade, geralmente dificulta a sua caracterização petroquímica e seu correto posicionamento estratigráfico em termos de idade absoluta. Em primeiro lugar, pela dificuldade de encontrar zircão em magmas de natureza máfico-ultramáficas; em segundo lugar, pela própria característica do magmatismo, a presença da herança de zircão de diversas idades, em função da deposição simultânea de material ígneo e sedimentar; em terceiro lugar em função das grandes transformações provocadas pelo próprio ambiente vulcanossedimentar marinho, com uma contribuição decisiva da entrada de água do mar no sistema, em quarto lugar pela grande susceptibilidade da rocha ao intemperismo, dificultando a coleta de amostras para as análises químicas. Alie-se a isto tudo a extensão da bacia, que se esta-

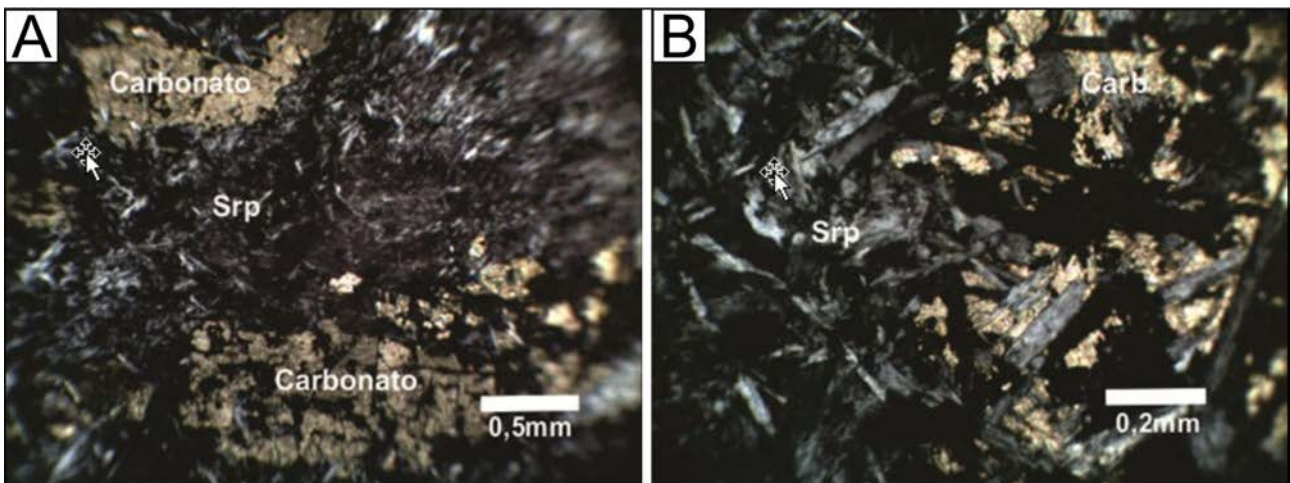


Figura 3.141 – A e B) Aspectos microscópicos da composição das rochas metavulcânicas do Complexo Ofiolítico Quatipuru.

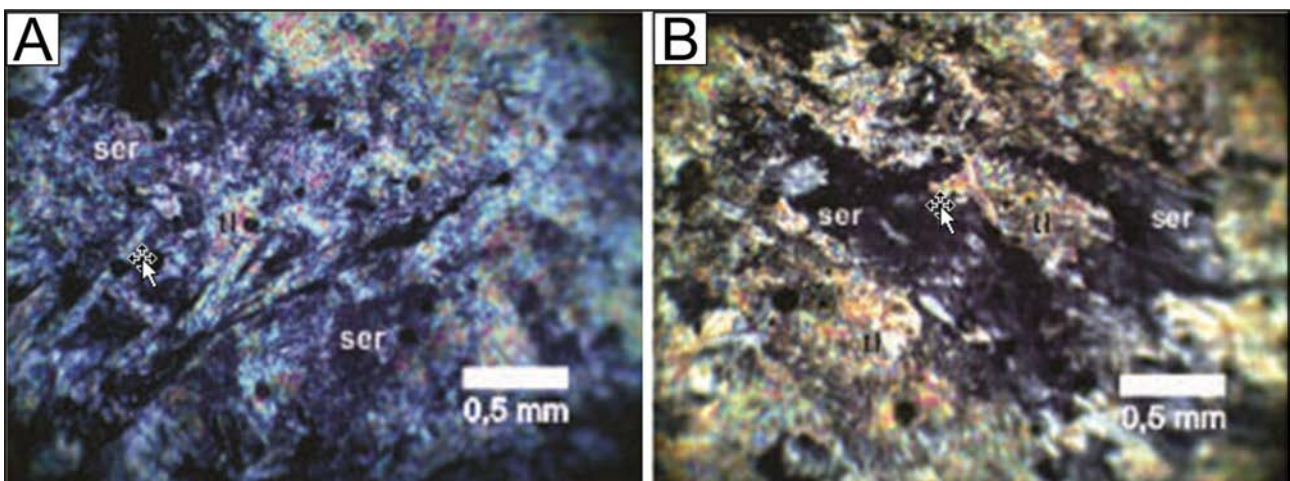


Figura 3.142 – A e B) Aspecto deformacional dos talco xistos, onde são observadas finas lamelas orientadas de serpentina.

beleceu sobre um continente ou borda deste, formado por uma grande variedade de rochas metagneas e metassedimentares Arqueanas e Paleoproterozoicas. Em alguns locais, como na região do Rio do Coco, no extremo centro norte da Folha Porto Nacional a individualização das unidades estratigráficas torna-se muito complicada. Algumas informações relativamente seguras têm ajudado a consolidar algumas hipóteses: A intrusão alcalina de Monte Santo, alojada no local onde Barreira e Dardene (1981) definiram a Unidade Vulcanossedimentar do Rio do Coco, tem, comprovadamente, idade ao redor de 1000 Ma. (datações Pb-Pb e U-Pb) o que determinaria a idade relativa das encaixantes e isto levou a obrigatoriedade das rochas daquela sequência, obviamente, serem mais velhas que 1,0 Ga. Isto excluiria a possibilidade da Unidade Rio do Coco pertencer ao Complexo Ofiolítico Quatipuru. Outro problema é que a intrusão alcalina de Monte Santo é sub-aflorante e soluções hidrotermais relacionadas a esta intrusão alteraram as encaixantes dando origem à formação de pegmatitos mineralizados em esmeraldas e bolsões de sodalito. Portanto, as encaixantes da intrusão Alcalina de Monte Santo são mais antigas que 1,0 Ga. O problema estratigráfico da região se torna mais complexo na medida em que, além das rochas metassedimentares da Faixa Araguaia, ocorrem também as rochas da porção paraderivada do complexo Rio dos Mangues (2,1Ga).

Os primeiros dados geocronológico de rochas atribuídas ao Complexo Ofiolítico Quatipuru foram obtidos por Hasui et al. (1980) em diques básicos da região da Serra Pedra de Amolar em Conceição do Araguaia, onde através do método K/Ar obtiveram as idades de 780, 565 e 480 Ma, que segundo os autores, representam rejuvenescimento isotópico. Arcanjo (2002), analisou oito zircões de um corpo ultrabásico localizado imediatamente a sul da área aflorante do Complexo Alcalino de Monte Santo utilizando o método Pb-Pb e obteve idades ao redor de 2600 Ma, considerando para o cálculo, apenas três zircões. Neste mesmo corpo foram encontrados zircões com idades ao redor de 2100 M.a. que foram desconsiderados pela autora. Viana (2011), datou zircões atribuídos a rochas da Unidade Metavulcanossedimentar do Rio do Coco pelo método U-Pb e chegou a uma variação de idade entre 540 Ma e 2470 Ma com a maior população entre 0.64 e 0.63 concluindo que os zircões são herdados e faz uma série de questionamentos sobre a definição do que seria a Unidade Metavulcanossedimentar do Rio do Coco.

Paixão et al. (2008) obtiveram idade isocrônica Sm-Nd em diques gabróicos que cortam os serpentinitos da Serra do Quatipuru fornecendo idade de  $757 \pm 49$  Ma. Em rochas da Suíte Intrusiva Xambica, na região de Xambioá-Araguanã, cronocorrelatas às rochas do Complexo Quatipuru, Gorayeb et al. (2004)

obtiveram idade Pb-Pb em zircão de  $817 \pm 5$  Ma em metagabros, os quais estão alojados em micaxistos da Formação Xambioá. Barros et al. (2010) obtiveram nas mesmas rochas da Suíte Intrusiva Xambica idades U-Pb de  $878 \pm 22$ ,  $804 \pm 35$  Ma e  $752 \pm 23$  Ma.

Como já foi mencionado anteriormente, existem inúmeras dificuldades para datar rochas de natureza básico-ultrabásica. Diante desta constatação, foram tomados alguns cuidados básicos para evitar ou ao menos mitigar os problemas inerentes às próprias características da unidade. O local escolhido para a amostragem foi o mais espesso derrame de rochas vulcânicas encontrado no âmbito desta sequência (na área mapeada por BARREIRA; DARDENE, 1981 como Unidade Vulcanossedimentar Rio do Coco). A figura 3.143 mostra as características do local amostrado. Foi coletado um volume de aproximadamente 450 kg de amostra, o mais afastado possível das rochas metassedimentares. A rocha foi quebrada em pedaços com diâmetro médio 5 cm, no próprio local da amostragem para evitar contaminação durante a cominuição da amostra no laboratório de preparação.

As amostras foram transportadas até o laboratório de preparação de amostras da CPRM em Goiânia para separação dos zircões. Estes zircões foram enviados pra o laboratório de geocronologia da Universidade de Brasília onde foram datados pelo método U-Pb (ICP-MS-LA).

Como pode ser observado na tabela 3.35 e figura 3.144, foram obtidos três conjuntos de idades. A maioria, sete zircões, com idade em torno de 2.1 Ga, zircões herdados, provenientes, em função da proximidade, de rochas do Complexo Rio dos Mangues; um conjunto de 4 zircões com idade em torno de 2.6 G.a., sem correlação muito clara com a fonte, uma vez que não foram mapeados, na área deste projeto, rochas neste intervalo de idade, e 3 zircões com idades que variam de 929 a 761 Ma, com média ao redor de 823 Ma., semelhante às idades que tem sido encontradas por outros autores para o Complexo Ofiolítico Quatipuru. Portanto, os zircões que deram origem às idades mais antigas foram interpretados como zircões herdados e a idade média de 823 Ma como a idade de cristalização para este segmento do Complexo Ofiolítico Quatipuru. Até que novos dados provem o contrário, as rochas da Unidade Inferior da Unidade Vulcanossedimentar Rio do Coco, foram, neste trabalho, incorporadas ao Complexo Ofiolítico Quatipuru, mantendo a mesma denominação, mudando apenas o contexto estratigráfico-geotectônico e as rochas da unidade superior foram englobadas à Formação Canto da Vazante. O corpo Alcalino de Monte Santo, juntamente com o da Serra da Estrela, são intrusivos em rochas pertencentes ao Complexo Rio dos Mangues de idade em torno de 2100 Ma e marcam o início da evolução de um período distensivo que deu origem ao "Rift Araguaia".

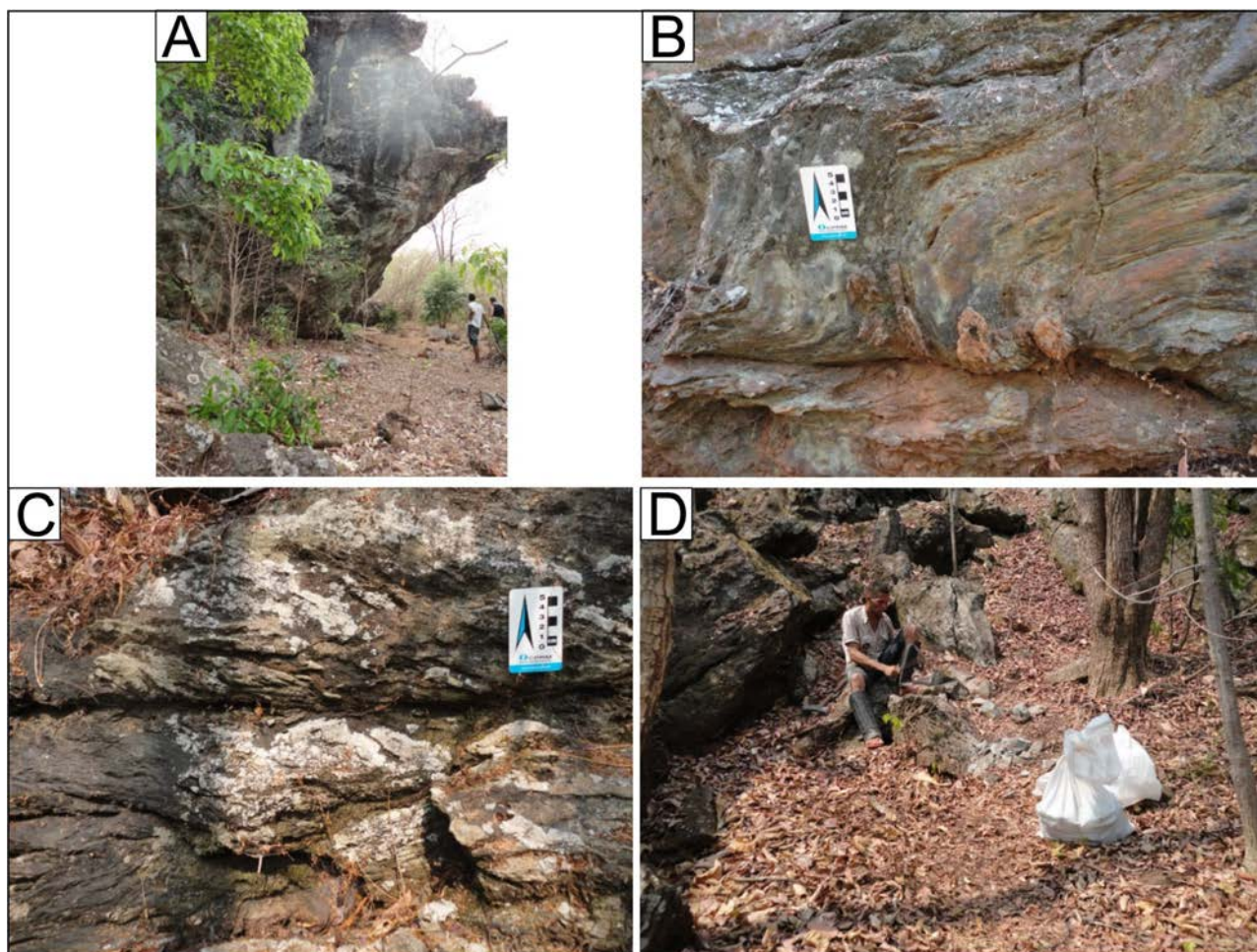


Figura 3.143 – Características do local de amostragem para datação geocronológica. A) Afloramento de serpentinito com Magnesita e magnetita, local da amostragem para geocronologia. B) Detalhe de uma das paredes do afloramento da fotografia anterior, com estruturas de fluxo de lavas. C) Sobreposição dos derrames. D) Detalhe da amostragem e fragmentação da rocha selecionada para geocronologia, no próprio local da amostragem.

Tabela 3.35 – Dados da datação U-Pb (ICP-LA-MS) em zircões de metavulcânica da unidade Rio do Coco pertencente ao Complexo Ofolítico Quatipuru (PS-222).

Grão. spot	f206 (%)	Th U	206Pb 204Pb	207Pb 206Pb	err (%) 1sigma	207Pb 235U	err (%) 1sigma	206Pb 238U	err (%) 1sigma	Rho	Idades Aparentes						Conc. (%) 6/8- 7/6	Conc. (%) 6/8- 7/5
											207Pb	(Ma)	207Pb	(Ma)	206Pb	(Ma)		
											206Pb	235U	238U					
28-Z11	0,05	0,36	35861	0,065	1,00	1,127	1,78	0,125	1,47	0,82	789	21	766	10	759	11	96,24	99,014
30-Z13	0,38	0,16	4603	0,065	2,48	0,999	3,11	0,112	1,87	0,82	761	51	704	16	686	12	90,03	97,442
29-Z12	0,31	0,44	5665	0,070	2,58	1,021	3,48	0,106	2,33	0,67	929	52	715	18	648	14	69,81	90,726
18-Z04	0,01	0,28	165655	0,121	0,59	5,360	1,74	0,322	1,64	0,94	1969	10	1878	15	1798	26	91,33	95,717
23-Z07-1	0,00	0,10	350398	0,126	0,80	6,110	1,29	0,351	1,00	0,77	2045	14	1992	11	1941	17	94,93	97,458
24-Z07-2	0,01	0,12	266404	0,127	0,76	6,467	1,32	0,371	1,08	0,80	2051	13	2041	12	2032	19	99,08	99,542
27-Z10	0,01	0,12	162952	0,130	0,54	6,262	1,42	0,349	1,32	0,92	2100	9	2013	12	1929	22	91,87	95,839
30-Z15	1,37	0,39	1159	0,135	0,98	5,435	1,91	0,293	1,64	0,85	2160	17	1890	16	1655	24	76,60	87,530
26-Z09	0,00	0,31	322331	0,134	1,46	6,967	1,58	0,378	0,62	0,56	2146	25	2107	14	2067	11	96,32	98,108
20-Z06-1	0,01	0,12	144884	0,128	1,04	5,580	2,80	0,316	2,59	0,97	2072	18	1913	24	1770	40	85,43	92,524
19-Z05	0,00	0,39	414826	0,185	0,44	12,939	0,88	0,508	0,76	0,85	2697	7	2675	8	2646	16	98,11	98,913
30-Z14	0,23	0,40	6216	0,167	0,66	9,988	1,31	0,433	1,14	0,86	2530	11	2434	12	2321	22	91,74	95,354
14-Z02-1	0,01	0,31	211393	0,182	0,53	12,787	1,23	0,509	1,11	0,90	2673	9	2664	12	2652	24	99,19	99,538
15-Z02-2	0,08	0,46	17706	0,175	1,18	11,373	1,73	0,472	1,26	0,72	2603	20	2554	16	2493	26	95,80	97,622

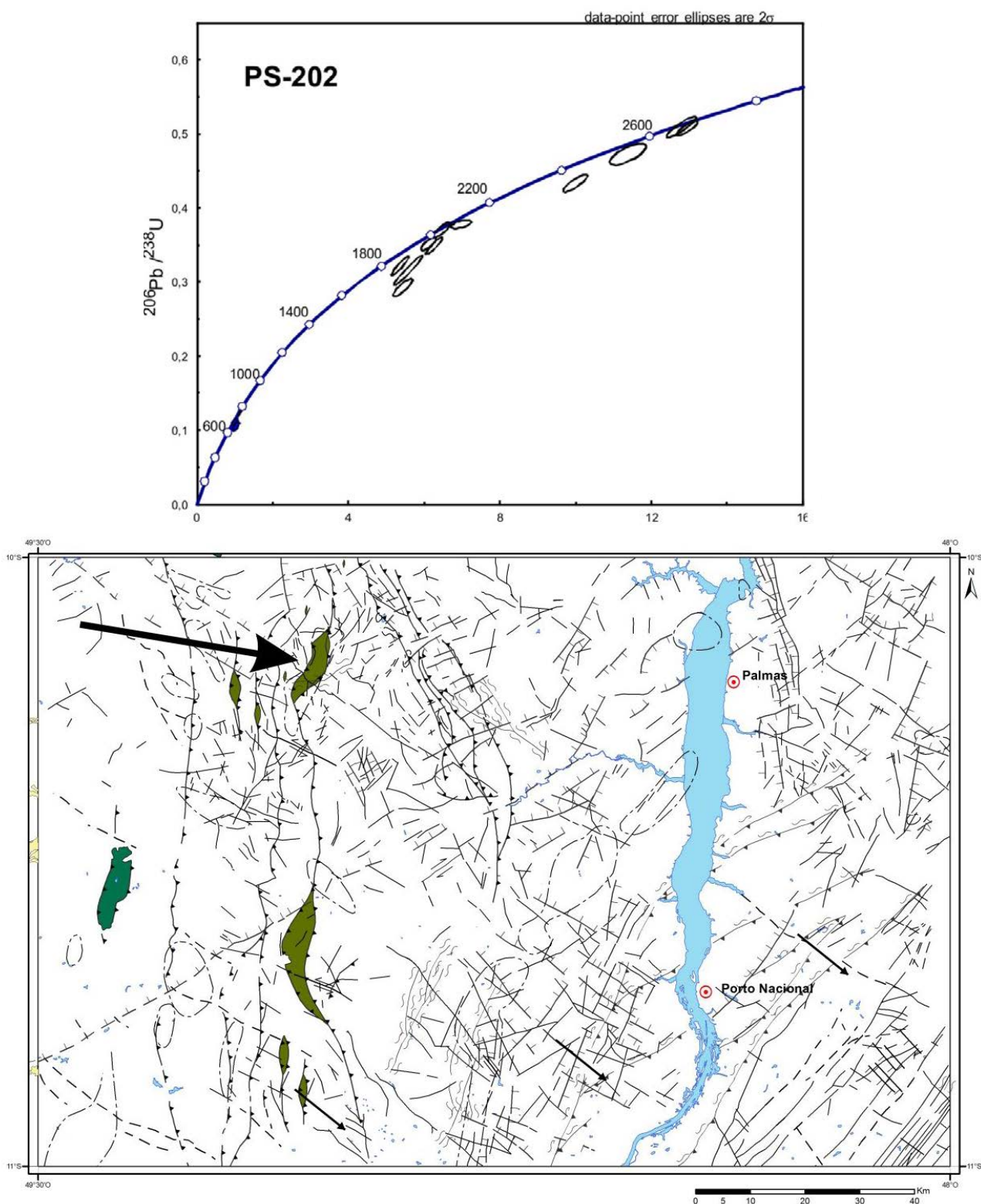


Figura 3.144 – Localização da amostra datada pelo método U-Pb e gráfico com as populações de zircões herdados (2600 Ma. e 2100 Ma.) e dos zircões com as idades de cristalização ( $\pm 800$  Ma).

### 3.2.2.3 - Grupo Baixo Araguaia

Um dos primeiros trabalhos de reconhecimento geológico a identificar as rochas metassedimentares do Orógeno Araguaia foi realizado por Moraes Rego (1933), que as englobou e denominou de “Série Tocantins”, o conjunto de metamorfitos cortados por

diques ácidos aflorantes ao longo do Rio Tocantins, desde a região de Tucuruí até Marabá no estado do Pará. Barbosa et al. (1966) correlacionou os xistos encontrados desde o sul do Pará ao sul de Goiás, com aqueles pertencentes a “Série Araxá” que ocorrem na região do Triângulo Mineiro. Montalvão (1976), utilizou o termo Grupo Araxá de Puty et al.

(1972), dividindo-o nas formações Serra do Lontra, São Geraldo, Serra dos Martírios e Tocantins. Montalvão (1977) substituiu o termo Grupo Araxá por Grupo Xambioá mantendo a mesma divisão de formações de seu trabalho anterior. Hasui et al. (1977) denominaram de Grupo Baixo Araguaia as rochas da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia que ocorrem na região do baixo Rio Araguaia e dividiram-no nas formações Estrondo, Pequizeiro e Couto Magalhães. Abreu (1978) propôs a elevação do Grupo Baixo-Araguaia à categoria de Supergrupo, dividido no Grupo Estrondo, composto pelas formações Morro do Campo (inferior) e Xambioá (superior), e Grupo Tocantins constituído pelas formações Couto Magalhães (inferior) e Pequizeiro (superior). Montalvão et al. (1979) utilizaram também o termo Supergrupo Baixo Araguaia com a divisão nos grupos Xambioá e Tocantins de Abreu op cit., porém dividiu o primeiro nas formações Colméia, Serra do Lontra, São Geraldo e Serra dos Martírios, e o segundo nas formações Pequizeiro, Couto Magalhães e complexos Máfico-ultramáficos Tainá-Recan e Serra do Tapa. Costa (1980) manteve a divisão estratigráfica de Abreu (1978), porém acrescentou a Formação Canto da Vazante no topo do Grupo Estrondo. Montalvão (1985) sugeriu o nome de Grupo Serra das Andorinhas com as formações Serra do Lontra, São Geraldo e Serra dos Martírios em virtude destes locais apresentarem seções tipos mais completas. Souza e Moreton (1995) sugerem que todos os litótipos desta faixa de dobramentos foram depositados em um único ciclo sedimentar e possuem uma mesma evolução tectônica, o que os levou a adotarem a denominação Baixo Araguaia na hierarquia de grupo, conforme Hasui et al. (1977), mantendo a divisão nas formações Morro do Campo, Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães conforme a proposta de Abreu (1978) e Gorayeb (1981), sendo está a proposta adotada neste trabalho, com a inclusão da Formação Canto da Vazante proposta por Costa (1980), porém estratigraficamente abaixo da Formação Xambioá e acima da Formação Morro do Campo.

#### 3.2.2.3.1 - Formação Morro do Campo

Montalvão (1976) descreveu pela primeira vez esta unidade como Formação Serra do Lontra, cuja seção tipo seria na serra homônima, a leste da cidade de Araganã-TO. Abreu (1978), quando da elevação do Grupo Baixo Araguaia à categoria de supergrupo, utilizou o termo Formação Morro do Campo para estas mesmas rochas, descrevendo-a principalmente como constituída por quartzitos puros com intercalações de micaxistos, e posicionando-a na

porção basal dos metassedimentos do Supergrupo Baixo Araguaia. Sua seção tipo é o perfil partindo do núcleo da Braquianticlinal de Xambioá-TO para norte, até as escarpas da referida estrutura. O mesmo autor englobou na base deste pacote os ortognaisses, que posteriormente foram incorporados ao Complexo Colméia por Costa (1980).

Esta unidade ocorre na porção central da folha Miracema do Norte, de forma muito restrita, compondo cristas e faixas estreitas e alongadas na direção N-S, com largura de até 3 km e comprimento de até 20 km (Fig.3.145). Suas rochas encontram-se em contatos transicionais ou tectônicos através de zonas de empurrão com os micaxistos com granada da Formação Xambioá e com os micaxistos e gnaisses feldspáticos da Formação Canto da Vazante, sendo localmente recobertas pelas rochas sedimentares da Formação Pimenteiras da Bacia do Parnaíba. Devido a sua pouca representatividade espacial na área do projeto, a unidade não possui assinatura aerogeofísica significativa.

As rochas da Formação Morro do Campo ocorrem em relevo acidentado, na forma de cristas e morrotes alongados. Afloram principalmente em cortes de estrada e lajedos métricos (Figs. 3.146 A e B) ao longo da TO-446 a aproximadamente 40 e 50 km a oeste da cidade de Miranorte.

Na área do projeto, na Folha Miracema, esta unidade é constituída predominantemente por muscovita quartzito, e subordinadamente por muscovita-quartzo xisto e biotita-muscovita-quartzo xisto. São rochas de granulação média a grossa, acamadadas (camadas decimétricas), esbranquiçadas, amareladas e cinza claro, intensamente foliadas. No geral possuem moderado grau de alteração intempérica, resultando em amostras de mão fragmentadas ou semi-friáveis (Fig.3.146 C e D).

Os muscovita quartzitos têm entre 85 e 95% de quartzo, e em torno de 4 a 7 % de muscovita, além de minerais opacos e zircão como acessórios. Possuem textura granoblástica (Figs. 3.146 E e F), com contatos em ponto tríplice, estiramento e orientação dos cristais de quartzo anédricos a subédricos, os quais chegam a medir 3 mm, alguns com extinção ondulante, contatos retilíneos e localmente suturados. A muscovita forma finas e diminutas lamelas fortemente orientadas, que junto com os cristais de quartzo deformados, definem a foliação na rocha.

Os muscovita-quartzo xistos e biotita-muscovita-quartzo xistos são rochas ricas em quartzo (65 e 80 %), porém ainda com quantidades significativas de biotita e muscovita que variam entre 20 e 30 %, o que dá uma textura xistosa e define uma foliação marcante nestas rochas. As micas são

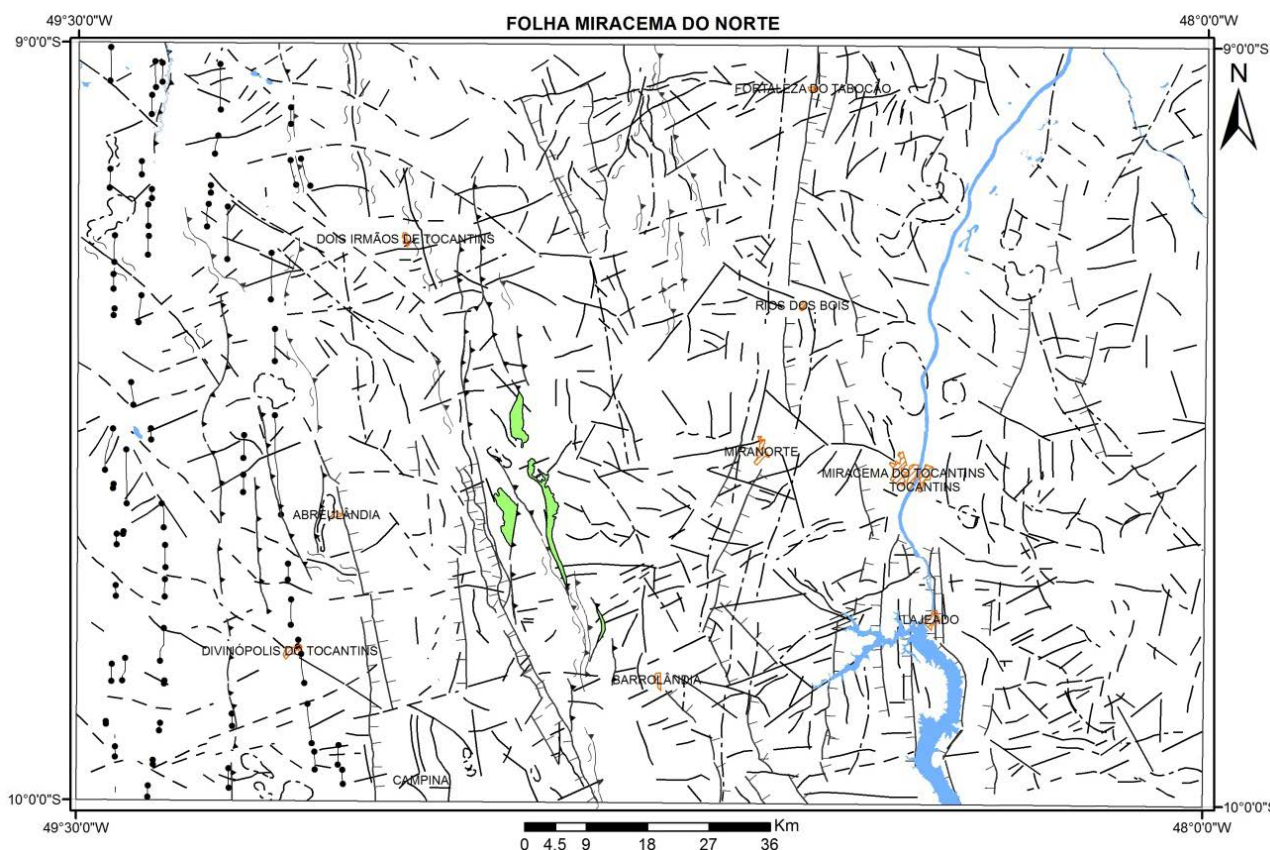


Figura 3.145 – Área de ocorrência da Formação Morro do Campo, restrita à Folha Miracema do Norte.

bem desenvolvidas e formam finos níveis que se intercalam com níveis quartzosos mais espessos gerando uma textura granolepidoblástica. Observa-se que os quartzitos tornam-se mais puros e grossos para a base do pacote, enquanto se enriquecem em micas para o topo, passando gradacionalmente para os muscovita e biotita-quartzo xistos.

A composição mais psamítica (muito rica em quartzo) das rochas desta unidade, não propicia o aparecimento de minerais metamórficos, no entanto, tais rochas encontram-se em contato com as litologias da Formação Xambioá, nas quais o metamorfismo varia do fácies xisto verde alto até anfíbolito médio. A deformação é caracterizada principalmente pela presença de dobras mesoscópicas, levemente assimétricas, abertas ou fechadas (Fig.3.146 G), com eixos de direção N-S e NNW-SSE, mergulhando suavemente ( $\pm 6^\circ$ ) para NNW. Este dobramento gera uma foliação de plano axial (Sn+1) com direção N-S e NNW-SSE com mergulhos entre  $45^\circ$  a  $60^\circ$  para NE ou E. Observa-se ainda o início da formação de estruturas tipo "mullions" (Fig.3.146 H) de direção N-S coincidentes com os eixos das dobras, associados aos dobramentos e deslizamentos flexurais entre os estratos ou acamadamentos originais localmente preservado. Um sistema de fraturas ou juntas de cisalhamento com direções N50E e N40-55W é marcante nessas rochas.

### 3.2.2.3.2 - Formação Canto da Vazante

Formação canto da Vazante foi a denominação usada inicialmente por Costa (1980) para definir um espesso pacote de xistos feldspáticos de granulação média a grossa, com intercalações de quartzitos, biotita xistos e raros talco xistos, que afloram no extremo leste do Orógeno Araguaia, nos arredores da comunidade Canto da Vazante, entre os municípios de Guaraí (BR-153) e Colmeia-TO. Segundo o referido autor, a mesma estaria estratigraficamente acima da Formação Xambioá, compondo o topo do Grupo Estrondo.

Neste projeto retoma-se o termo Formação Canto da Vazante utilizado por Costa (1980) para agrupar uma vasta área de ocorrência de rochas metassedimentares com características de sedimentos imaturos representados predominantemente por xistos feldspáticos e paragneisses que ocorrem em faixas aproximadamente N-S, com largura de até 25 km, ao longo de toda a porção centro-oeste das folhas Miracema do Norte e Porto Nacional (Fig.3.147 A), em continuidade física com o que foi descrito mais a norte na região de Canto da Vazante por Costa *op cit.*. Suas relações estratigráficas com a Formação Xambioá não são muito claras, porém, ao contrário do que foi proposto por Costa *op cit.*, propõe-se neste projeto, que a Formação Canto da Vazante esteja estratigraficamente abaixo da Formação Xambioá tendo em vista seu caráter

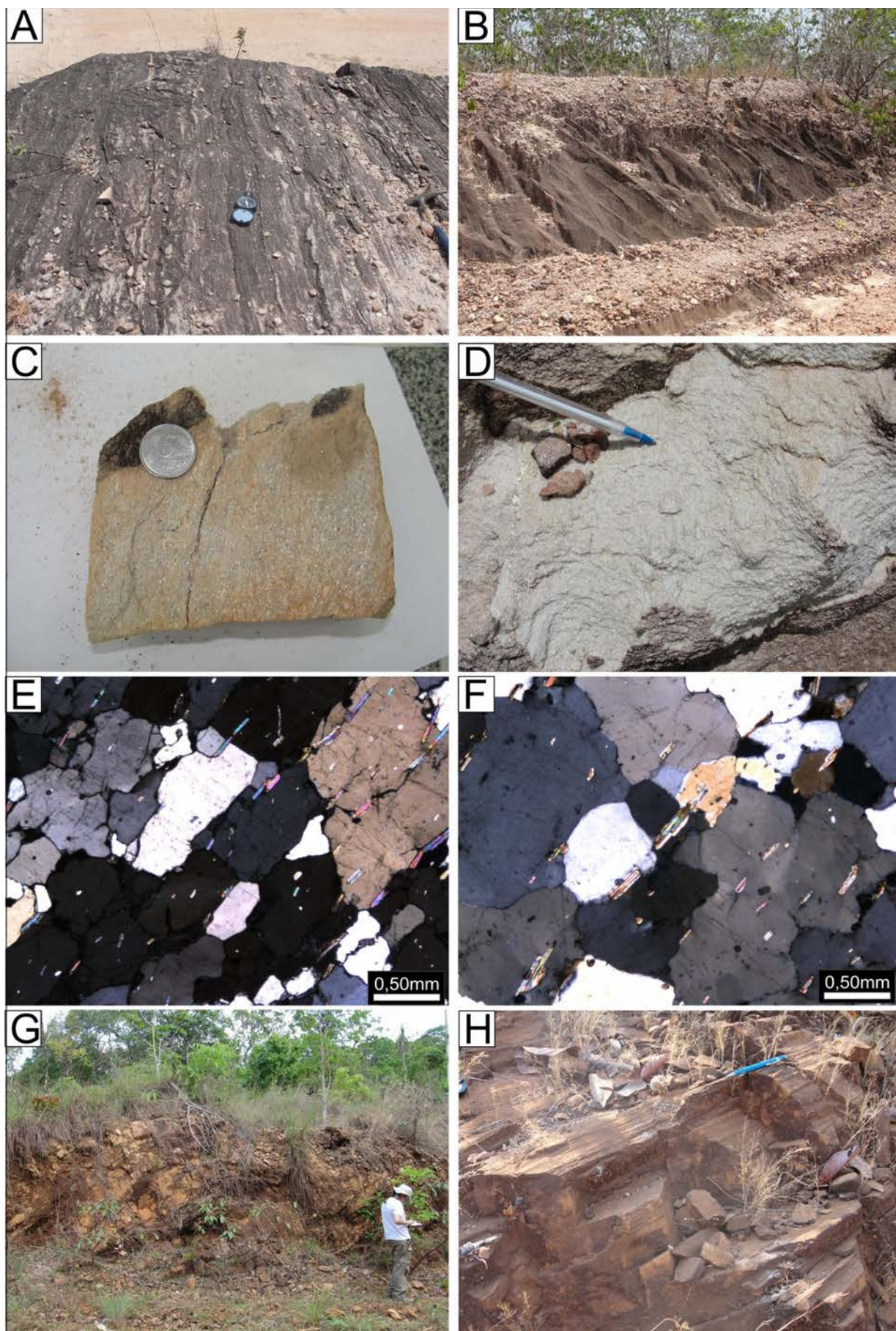


Figura 3.146 – A e B) Afloramentos dos quartzitos da Formação Morro do Campo com foliação marcante (de direção N-S e mergulho para leste). C e D) Aspectos macroscópicos dos muscovita quartzitos foliados e friáveis. E e F) Textura granoblástica, estiramento e orientação de quartzo e muscovita. G) Dobras abertas com eixos mergulhando suavemente ( $\sim 6^\circ$ ) para NNW. H) Mullion associados aos dobramentos.



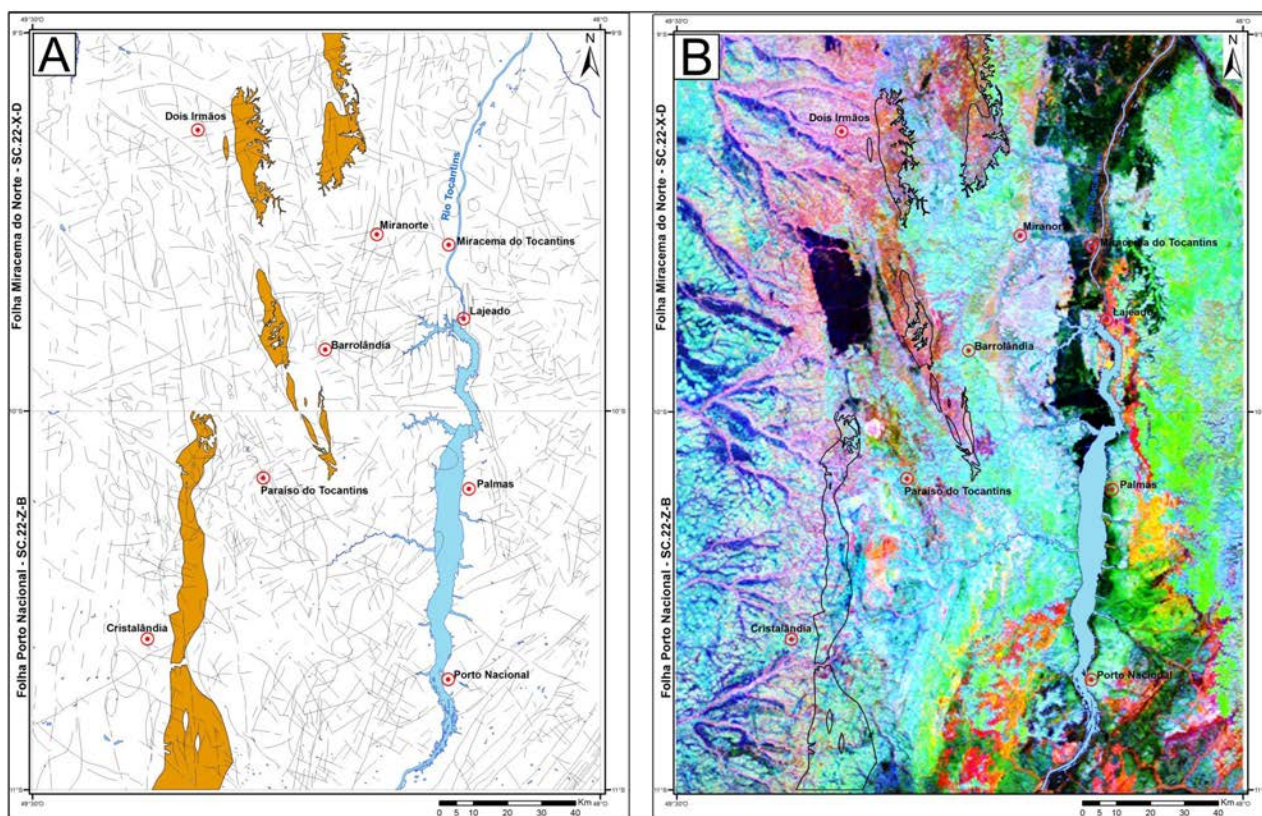


Figura 3.147 – A) Área de ocorrência da Formação Canto da Vazante nas folhas Miracema do Norte e Porto Nacional. B) Assinatura aerogamaespectrométrica do canal do Ternário (RGB) para o domínio das rochas da Formação Canto da Vazante.

essencialmente psamítico imaturo evidenciando uma sedimentação precoce em relação aos termos psamo-pelíticos a pelíticos da Formação Xambioá. O contato entre as duas formações é gradacional ou tectônico, através de falhas compressoriais e transpressionais. Sua assinatura nas imagens aerogamaespectrométricas é muito semelhante as das formações adjacentes, Xambioá e Pequizeiro, demonstrando na imagem ternária RGB tons avermelhados indicando valores de médio a alto potássio para estas rochas (Fig 3.147 B).

As rochas da Formação Canto da Vazante geralmente definem um relevo acidentado, compondo morros e serras com cristas alinhadas na direção N-S ou NNW-SSE a exemplo de parte das serras do Estrondo e da Lopa a oeste-sudoeste de Barrolândia (Fig.3.148 A). Afloram quase sempre na forma de grandes lajedos abaulados de dimensões métricas a decamétricas (Fig.3.148 B, C e D) e seus principais afloramentos ocorrem ao longo da TO-342 a NW de Miranorte, na TO-348 a oeste de Barrolândia e na TO-347 a oeste de Paraíso do Tocantins antes do povoado de Chapada da Areia.

Os litotipos da Formação Canto da Vazante mostram características texturais e mineralógicas marcantes que permitiram sua separação em relação aos litotipos da Formação Xambioá. Os

xistos feldspáticos da Formação Canto da Vazante possuem granulação que varia de fina até grossa, e além da típica xistosidade, observa-se com bastante frequência o desenvolvimento de um bandamento composicional milimétrico, geralmente dobrado e transposto conferindo em muitos casos uma textura gnáissica para a rocha. Em termos composicionais, sua mineralogia é caracteristicamente marcada pela presença de plagioclásio em quantidade considerável (13 a 22%), clinozoisita, zoisita e/ou carbonato. Em alguns afloramentos a quantidade de microclina chega a 25%, além de muscovita e biotita.

Com base nesta mineralogia, foi possível classificar os principais litótipos desta unidade: muscovita-plagioclásio-biotita xisto feldspático com clinozoisita e carbonato, ou paragnaisse com clinozoisita e carbonato, muscovita-clorita-zoisita+clinozoisita-plagioclásio-biotita xisto feldspático com carbonato, plagioclásio-carbonato-biotita-muscovita xisto, clinozoisita-plagioclásio-biotita xisto feldspático, e localmente metarcóseo.

Trata-se de rochas de cor cinza a cinza escuro (Figs. 3.149 A e B), de granulação fina a média, localmente grossa, cujas estruturas planares principais são xistosidade e bandamento composicional (Sn+1) milimétrico (Figs. 3.149 B, C e D) de direção NNW-SSE a N-S, que intercalam níveis

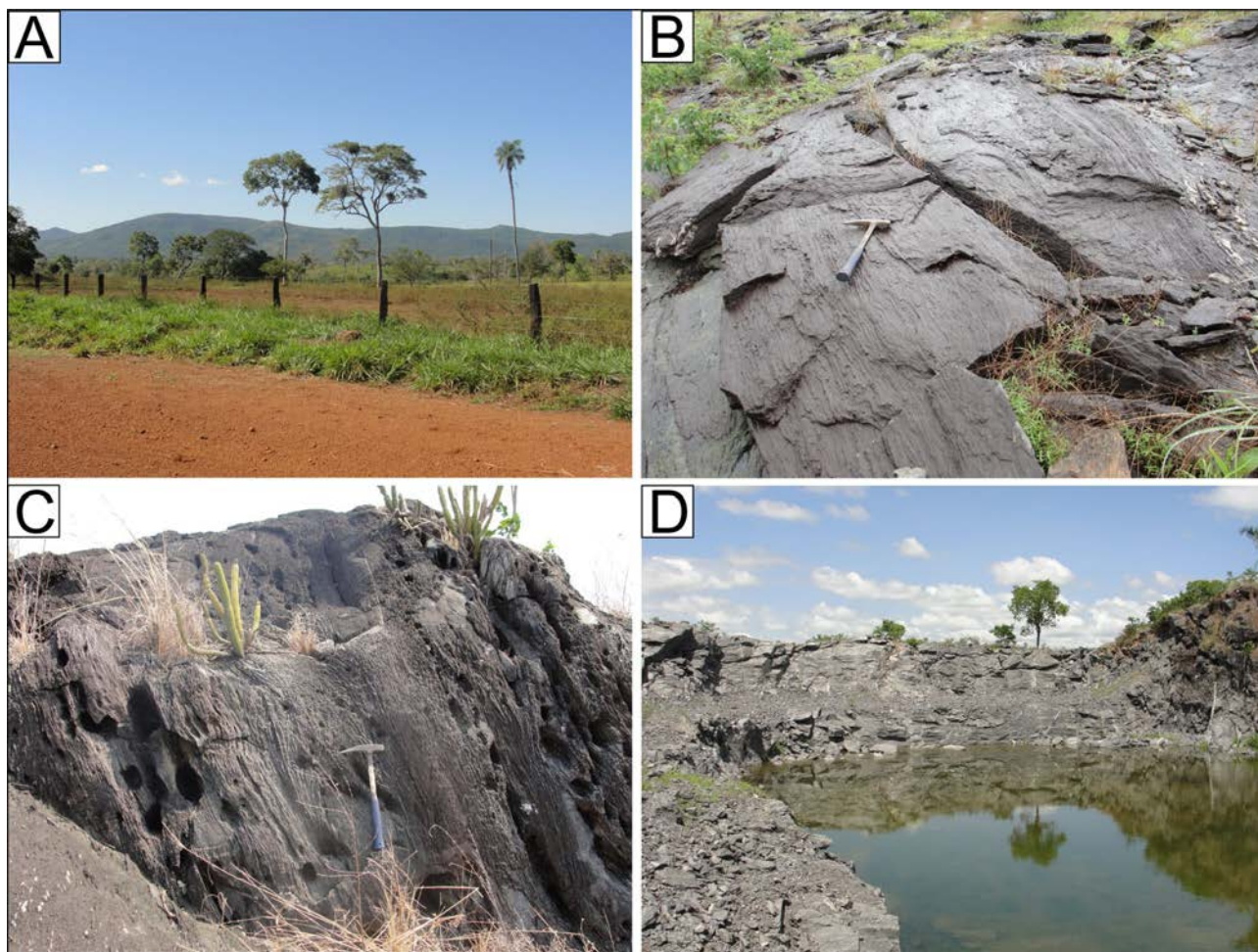


Figura 3.148 – A) Relevo de serras alinhadas N-S (Serra da Lopa) típico do domínio da Formação Canto da Vazante: B, C e D) Afloramentos em lajedos abaulados e em pedra abandonada dos xistos feldspáticos da referida formação.

ricos em biotita, muscovita e zoisita+clinozoisita, fortemente orientados e níveis quartzo-feldspáticos com textura poligonal e contato em ponto tríplice, com aspecto gnaissico (Figs. 3.149 C e D). Crenulações e dobramentos sobre  $S_{n+1}$  geram uma foliação de plano axial  $S_{n+2}$  (Figs. 3.149 E e F), que evoluem para uma foliação S-C e de transposição ( $S_{n+3}$ ) em regime transpressivo, gerando rompimentos e feições fitadas e amendoadas (Figs. 3.149 G e H) com características protomiloníticas a miloníticas.

Microscopicamente observa-se uma textura granolepidoblástica e lepidoblástica. A mineralogia principal é constituída por: quartzo (40 a 50 %), plagioclásio-An 23-27 (12 a 22 %), biotita (12 a 25 %), muscovita (4 a 15 %), clinozoisita (1 a 10 %), carbonato (1 a 8 %) e opacos (0 a 4 %). Microclina ocorre localmente e pode variar de 3 a 25 %. A clorita, produto de alteração da biotita pode chegar a 6 % da rocha, raramente pode ser um mineral primário. Os acessórios são apatita, zircão, turmalina e titanita, enquanto os secundários são carbonato, epidoto, clorita e muscovita. A biotita é mais comum e abundante que a muscovita, porém ambas ocorrem

em quantidades consideráveis na forma de finas lamelas orientadas compondo níveis milimétricos, sendo os principais minerais definidores da foliação (Figs. 3.150 A e B). As lamelas de biotita são subédricas a anédricas, fortemente orientadas, com pleocroísmo que varia de castanho claro (X) a marrom escuro (Z, Y), dimensões de até 0,6 mm, geralmente associadas à muscovita e a clinozoisita. É comum ainda a biotita ocorrer como microporfiroblastos ou poiquiloblastos com inclusões de quartzo, plagioclásio e opacos com até 1,5 mm, subédricos truncando a foliação principal indicando crescimento tardi-cinematóico. A biotita é comumente substituída pela clorita, num processo retrometamórfico.

Os cristais de quartzo e plagioclásio constituem agregados lenticulares ou contínuos (Figs. 3.150 B e D), orientados de acordo com a foliação, que se intercalam ou são contornados pelos níveis micáceos. Entre si, os cristais possuem contatos retilíneos e em pontos tríplice, num arranjo poligonal (Figs. 3.150 B e D), produtos de intensa recristalização estática. No geral estes minerais variam de subédricos a anédricos, com dimensões de até 0,8 mm, ocorrendo como

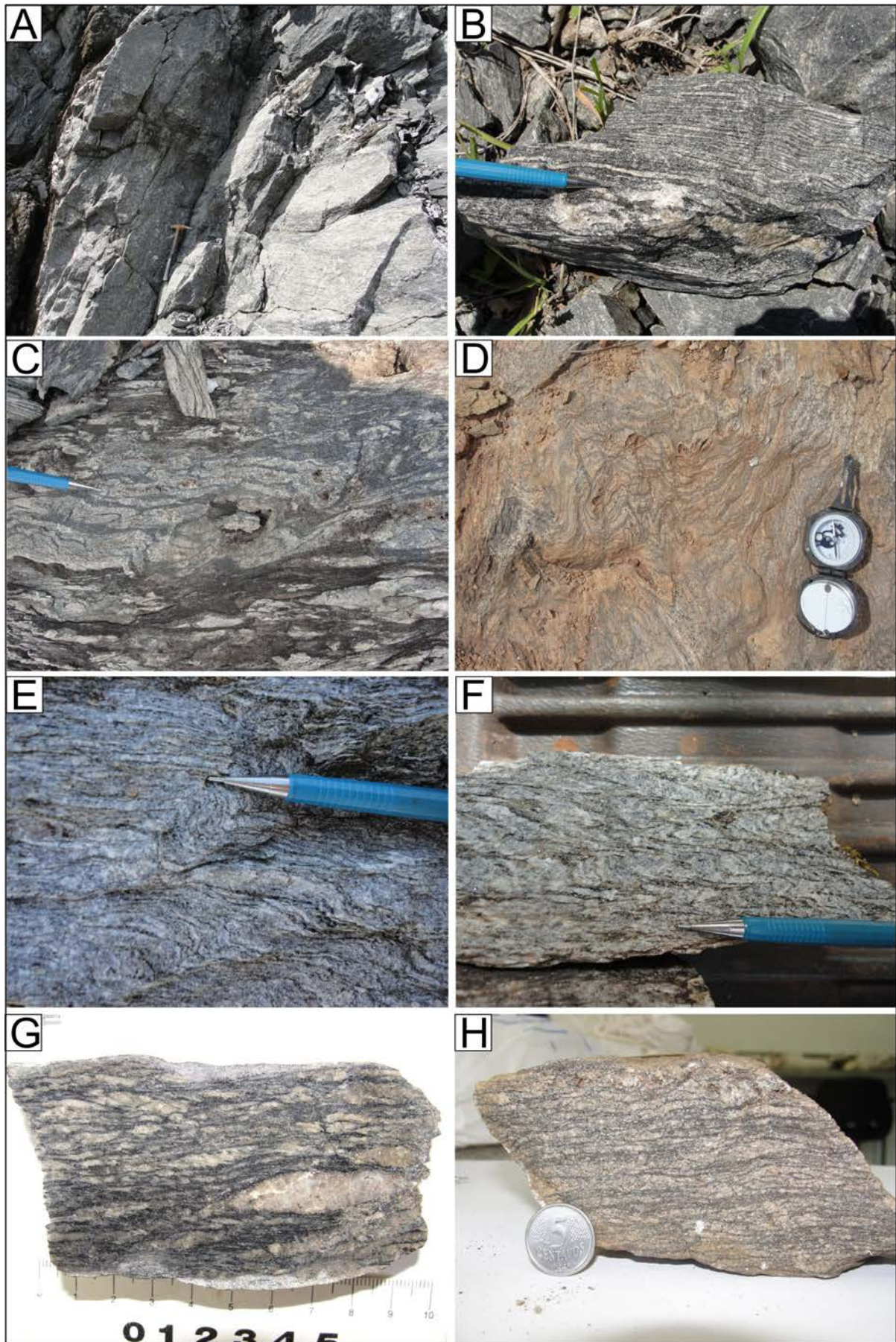


Figura 3.149 – Aspectos gerais dos micaxistos feldspáticos e paragnaisses da Formação Canto da Vazante:  
 A) Afloramento em pedreira mostrando foliação de alto ângulo. B, C, D, E e F) Aspectos do bandamento marcante e penetrativo nestas rochas, que ora são regulares e contínuos, e ora estão bastante dobrados e transpostos.  
 G e H) Foliação milonítica, com geração de feições fitadas e amendoadas.

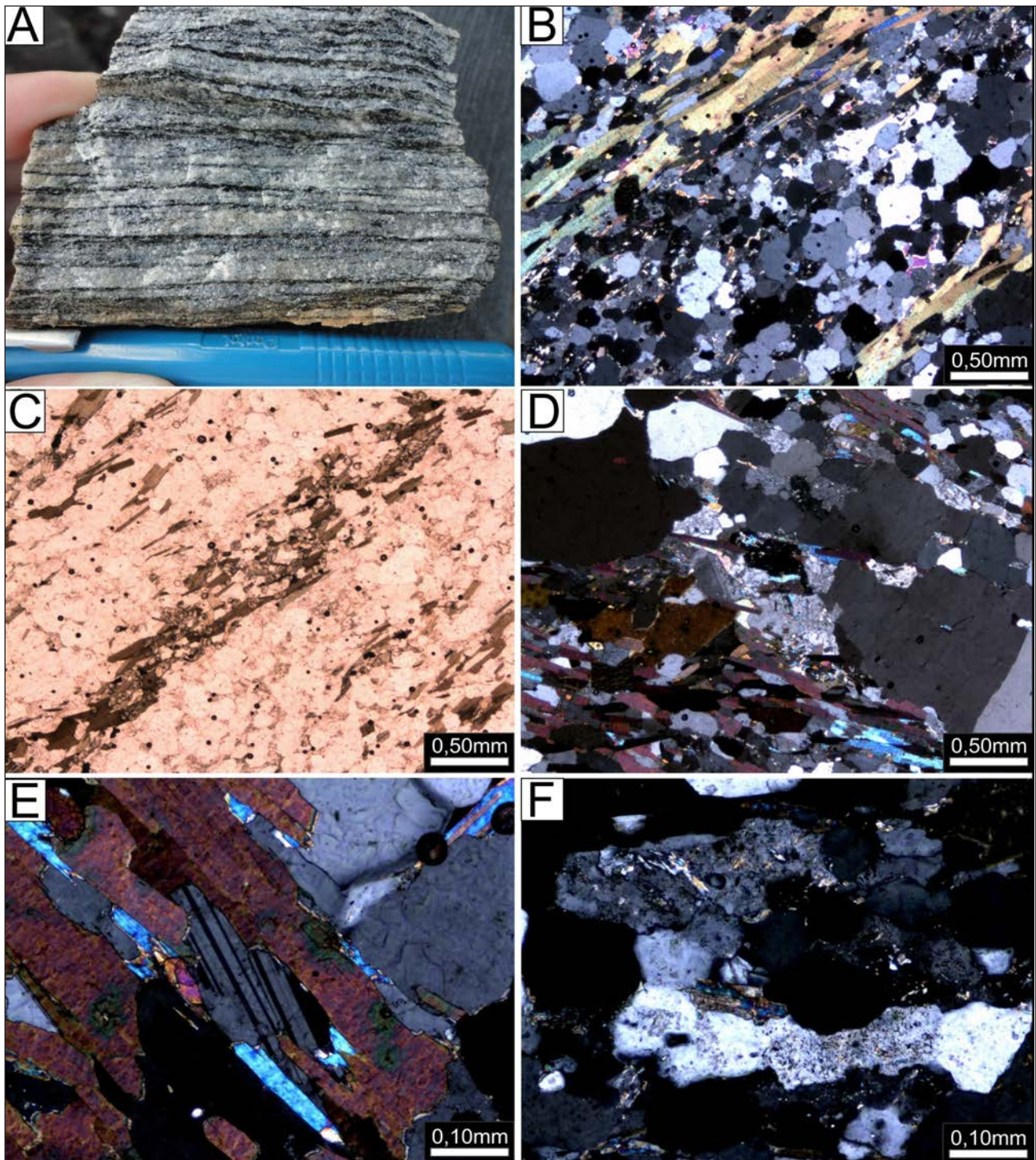


Figura 3.150 – A, B e C) Aspectos macro e microscópicos do bandamento milimétrico em xistos feldspáticos onde observam-se os níveis micáceos fortemente orientados, intercalados com os níveis quartzo-feldspáticos. D) Níveis com porfiroclastos de quartzo contornados por níveis micáceos. E) Raro cristal de plagioclásio com as maclas preservadas. F) Cristais de plagioclásio anédricos sericitizados ou saussuritizados.

cristais límpidos, raramente com extinção ondulante e subgrãos. O plagioclásio raramente possui maclas (Fig.3.150E), sendo muitas vezes de difícil distinção em relação ao quartzo, a não ser quando o mesmo está sofrendo processo de saussuritização sendo substituído por finos cristais de sericita, epidoto e carbonato, quando desenvolvem uma superfície “suja” (Fig.3.150 F) bem característica, ou quando apresentam a clivagem bem destacada. Nos raros

cristais de plagioclásio que exibem maclamento (Fig.3.150 E) foi possível determinar sua composição, indicando tratar-se de oligoclásio com teor de anortita entre 20-25, consideravelmente mais cálcico que os plagioclásios nos micaxistos com granada, cujos teores de anortita variam entre 12-15. Localmente, tanto o quartzo quanto o plagioclásio ocorrem como porfiroclastos anédricos, arredondados a levemente estirados.

A clinozoisita (Figs. 3.151 A, B, C e D) é um mineral abundante nesta unidade, podendo chegar a 10% da composição modal. Suas características óticas são bem marcantes: alto relevo, cor de interferência amarela a laranja e extinção oblíqua. Os cristais possuem hábito prismático, alongados ou curtos, subédricos a euédricos, orientados ou não, geralmente associados aos níveis micáceos.

O carbonato é outro mineral que contribui para a definição desta subunidade, apresentando composição modal que varia de 1 a 8 %, podendo ocorrer sob duas formas: a primeira, mais frequente, sob a forma de cristais anédricos irregulares, intersticiais aos cristais quartzo-feldspáticos, provavelmente associados aos processos de alteração dos plagioclásios. A segunda, menos frequente,

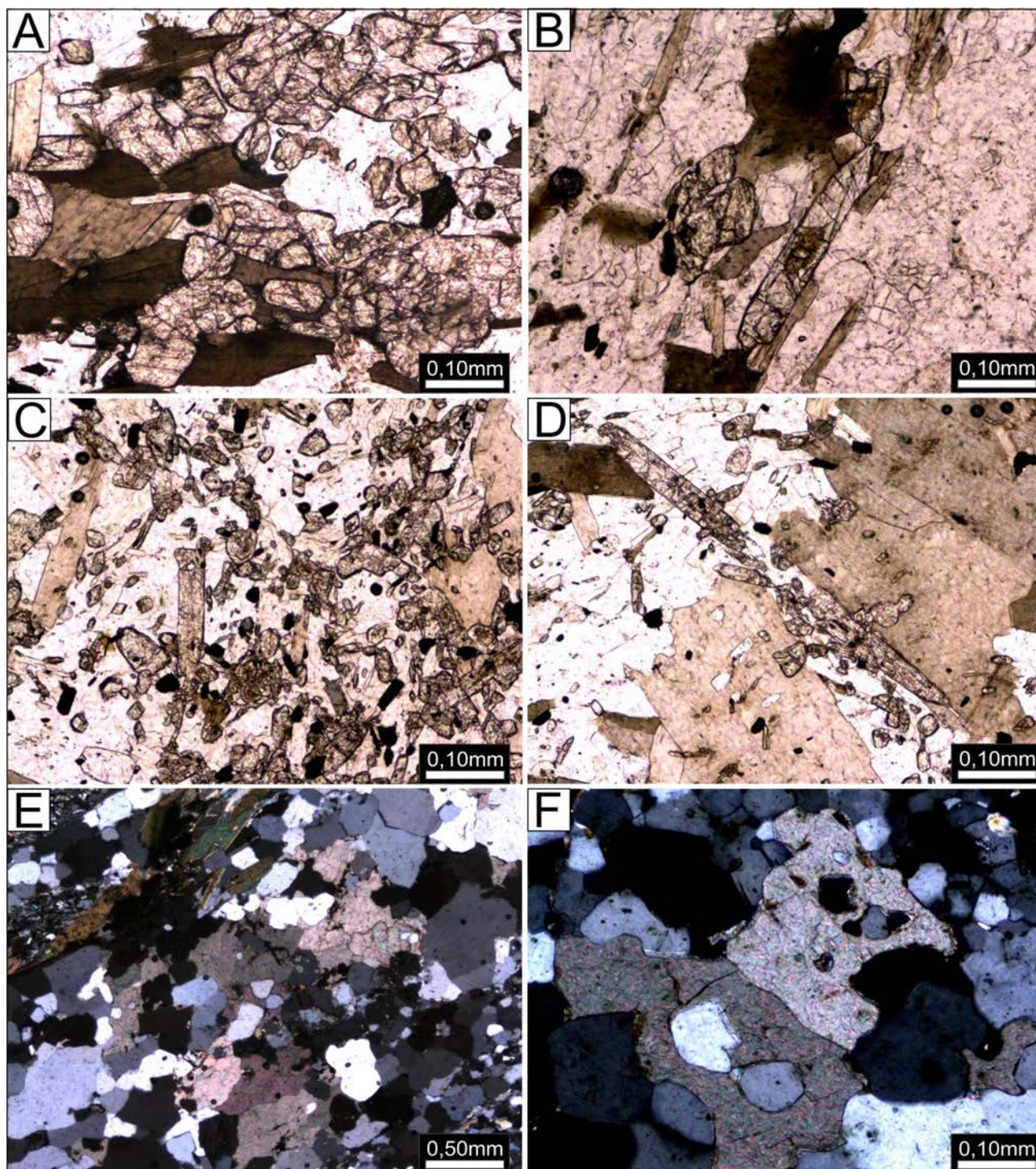


Figura 3.151 – A, B, C e D) Fotomicrografias destacando a grande quantidade de clinozoisita prismática, algumas com forte orientação, que ocorre com frequência nos xistos feldspáticos e paragnaisses da Formação Canto da Vazante.

E e F) Cristais subédricos a anédricos de carbonato em meio aos cristais de quartzo nos xistos feldspáticos da Formação Canto da Vazante.

como cristais subédricos, bem desenvolvidos, em contatos retílineos (Figs. 3.151 E e F) com os demais minerais, indicando um crescimento em equilíbrio no metamorfismo progressivo.

A expressiva quantidade de plagioclásio, clinozoisita e carbonato, associada à ausência de minerais ferro-aluminosos como granada e estauroлита, confere à Formação Canto da Vazante, características de sedimentação imatura e precoce, além de sugerir uma fonte distinta em relação à fonte que contribuiu para a formação dos metapsamopelitos da Formação Xambioá (sedimentos mais aluminosos).

A Formação Canto da Vazante é com frequência intrudida concordante e discordantemente (em relação a foliação regional), por apófises, diques e stocks graníticos e pegmatíticos da Suíte Intrusiva Santa Luzia. Próximo a estas intrusões, os xistos possuem feições migmatíticas indicando fusões “*in situ*”.

### 3.2.2.3.3 - Formação Xambioá

As rochas desta unidade foram reunidas por Montalvão (1976, 1977) na Formação São Geraldo com área tipo localizada entre as cidades de São Geraldo-PA e Xambioá-TO. A denominação Formação Xambioá foi introduzida por Abreu (1978) para

designar um espesso pacote de quartzo micaxistos, xistos grafitosos, granada-cianita-estauroлита micaxistos, xistos feldspáticos, mármore, anfibólio xistos e corpos máfico-ultramáficos que ocorrem logo acima da Formação Morro do Campo em contato gradacional. Sua seção tipo encontra-se ao longo da estrada Xambioá-Vanderlândia, aproximadamente no km 31, sentido Vanderlândia-TO.

A Formação Xambioá se estende na forma de faixas contínuas e alongadas de direção aproximada N-S ou NNW-SSE, na porção central ou centro-oeste das folhas Miracema do Norte e Porto Nacional (Figs. 3.152A) com até 20 km de largura, definindo um relevo acidentado compondo morros e serras alinhadas, a exemplo da Serra do Estrondo na região de Paraíso do Tocantins, cujas altitudes chegam a atingir 600m. Seu contato a oeste com a Formação Pequizeiro é tectônico, através de falhas inversas e empurrões que promoveram uma inversão metamórfica, colocando as rochas da Formação Xambioá, de maior grau metamórfico, sobre rochas de menor grau metamórfico da Formação Pequizeiro. A leste, as rochas da Formação Xambioá são recobertas através de discordância erosiva e angular pelas rochas sedimentares Paleozóicas da Bacia do Parnaíba, com as quais também mantém contatos tectônicos através das inúmeras falhas normais em estruturas tipo graben que ocorrem na borda da Bacia do Parnaíba.

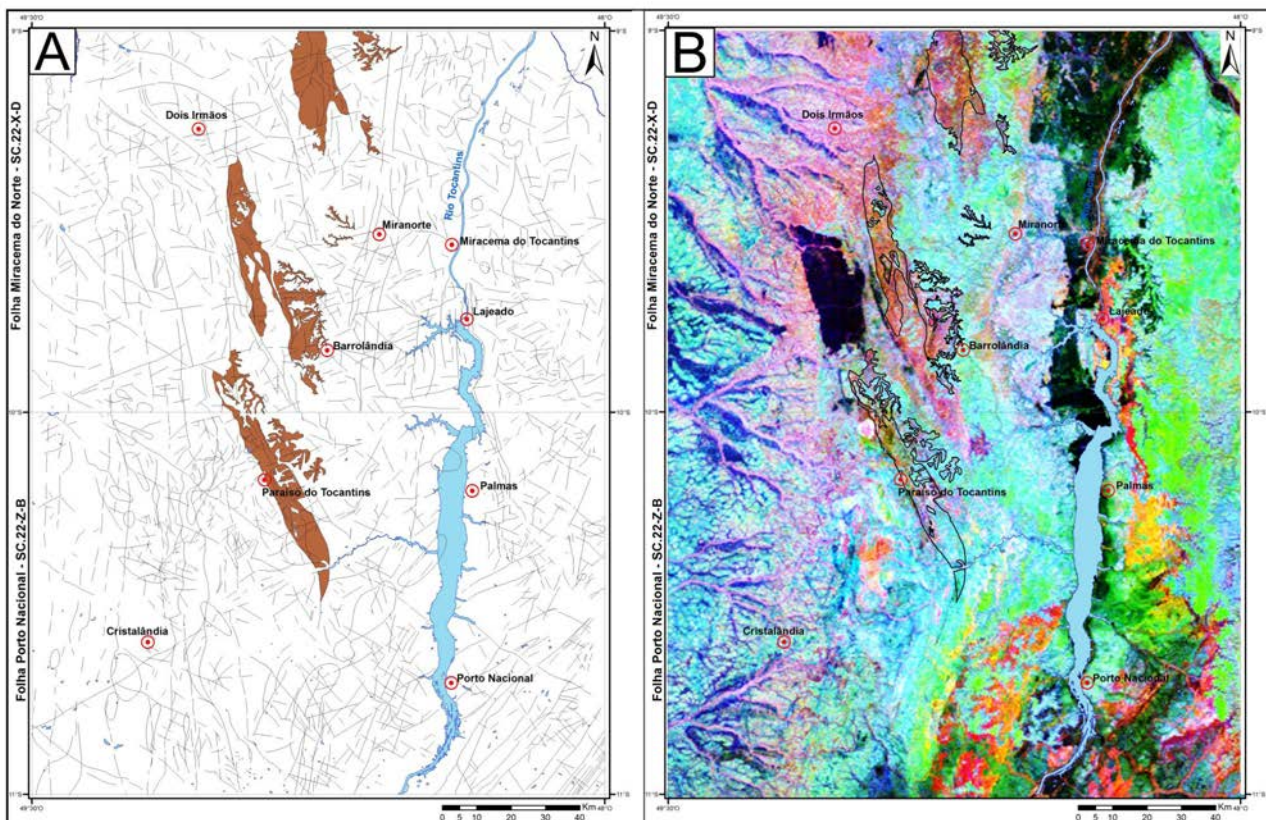


Figura 3.152 – A) Distribuição da Formação Xambioá na área das Folhas Miracema do Norte e Porto Nacional. B) Assinatura gamaespectral na imagem ternária (RGB) para o domínio das rochas da Formação Xambioá.

Na folha Porto Nacional a Formação Xambioá ocorre como fatias ou lascas em contatos tectônicos através de falhas compressivas e transpressivas com as rochas do embasamento Paleoproterozóico representado pelo Complexo Rio dos Mangues.

Em mapas aeromagnetométricos, a Formação Xambioá e a Formação Pequizeiro, apresentam assinatura geofísica muito semelhantes. Em imagens gamaespectrométricas RGB apresentam tonalidade avermelhada (Fig.3.152B), provavelmente reflexo da maior quantidade relativa de potássio das micas. Nos mapas aeromagnetométricos da primeira derivada vertical (1DV) e amplitude do sinal analítico (ASA), as rochas desta unidade, apresentam baixos a moderados valores.

Seus afloramentos ocorrem predominantemente na forma de lajedos, blocos, matacões (Figs. 3.153 A e B), além de leitos e cortes de estradas (Fig.3.153 C e D), que podem ser de várias dimensões, desde decimétricos, métricos a decamétricos. Os principais afloramentos na Folha Miracema do Norte, ocorrem ao longo da estrada que liga Fortaleza do Tabocão ao povoado de Chapada Vermelha, no norte da folha, e na TO-348 a oeste da BR-153, a partir de Barrolândia. Na Folha Porto Nacional as melhores exposições

encontram-se na TO-080, na saída de Paraíso do Tocantins para Palmas onde a estrada cruza a Serra do Estrondo.

Seus litotipos são bastante homogêneos, de composição psamo-pelítica ou pelítica, onde predominam os termos: muscovita-biotita-quartzo xisto, muscovita-biotita-xisto com granada e localmente clorita-muscovita-biotita xisto (Figs. 3.154 A, B e C). Lentes decimétricas quartzíticas podem ocorrer. Trata-se de rochas intensamente foliadas de granulação fina ou fina a média e cor cinza ou cinza claro (Fig.3.154 C), e avermelhada quando intemperizada (Fig.3.154 D). Suas principais estruturas planares são xistosidade ( $S_{n+1}$ ) sinuosa e anastomosada de direção NNW-SSE e N-S de baixo a moderado ângulo e uma foliação de plano axial ( $S_{n+2}$ ) de mesma direção e mais alto ângulo, gerada a partir de crenulações e dobramentos na xistosidade ( $S_{n+1}$ ). Foliação S-C e de transposição ( $S_{n+3}$ ) também ocorrem.

Microscopicamente observa-se uma textura granolepidoblástica, lepidoblástica (Fig.3.154 E) e localmente porfiroblástica ou microporfiroblástica (Fig.3.154 F). A mineralogia essencial dessas rochas é constituída por quartzo (45 a 55%), muscovita (12

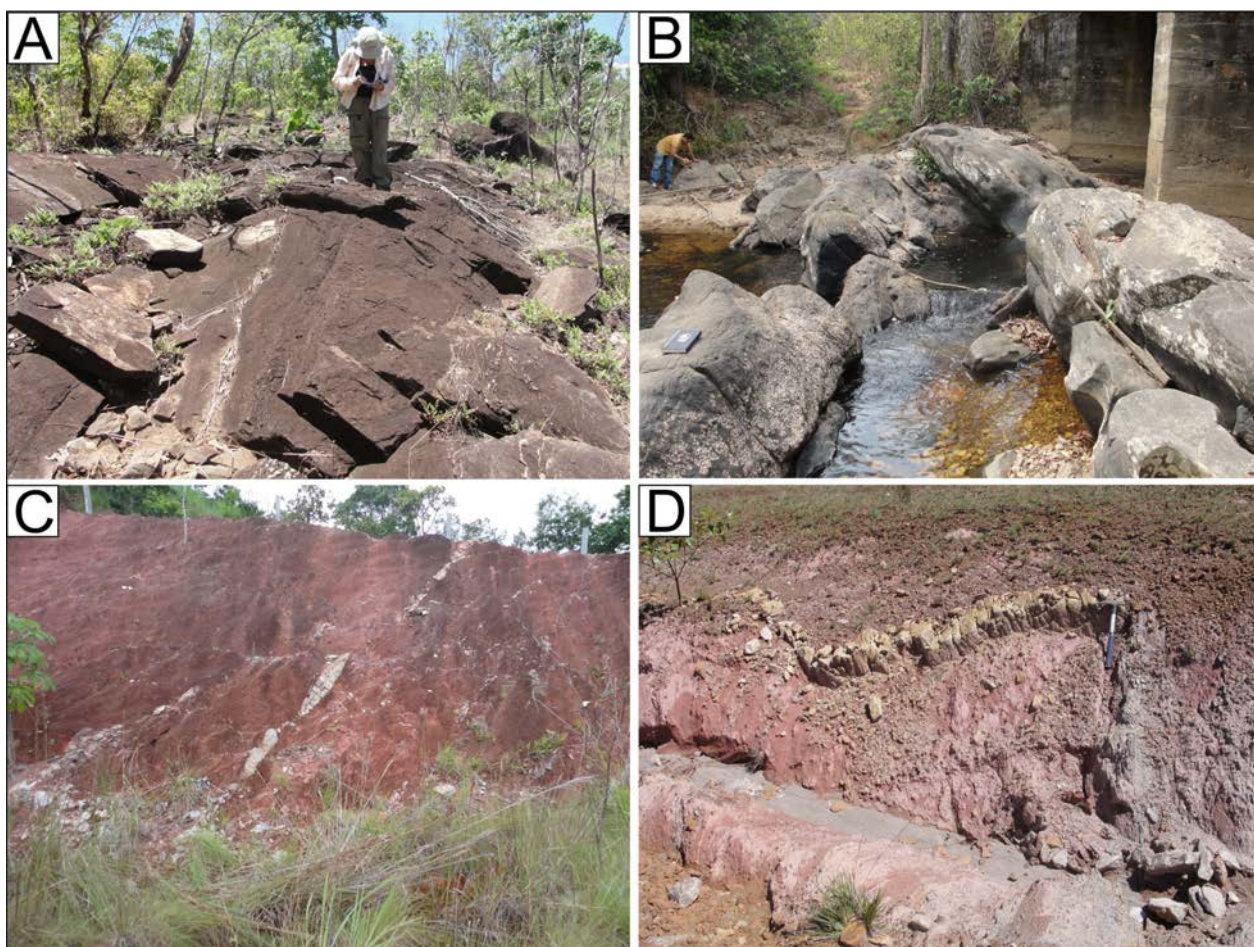


Figura 3.153 – A e B) Afloramentos de micaxistos da Formação Xambioá. C e D) Afloramentos em corte de estrada de micaxistos intemperizados cortados por veios de quartzo boudinados e dobrados.

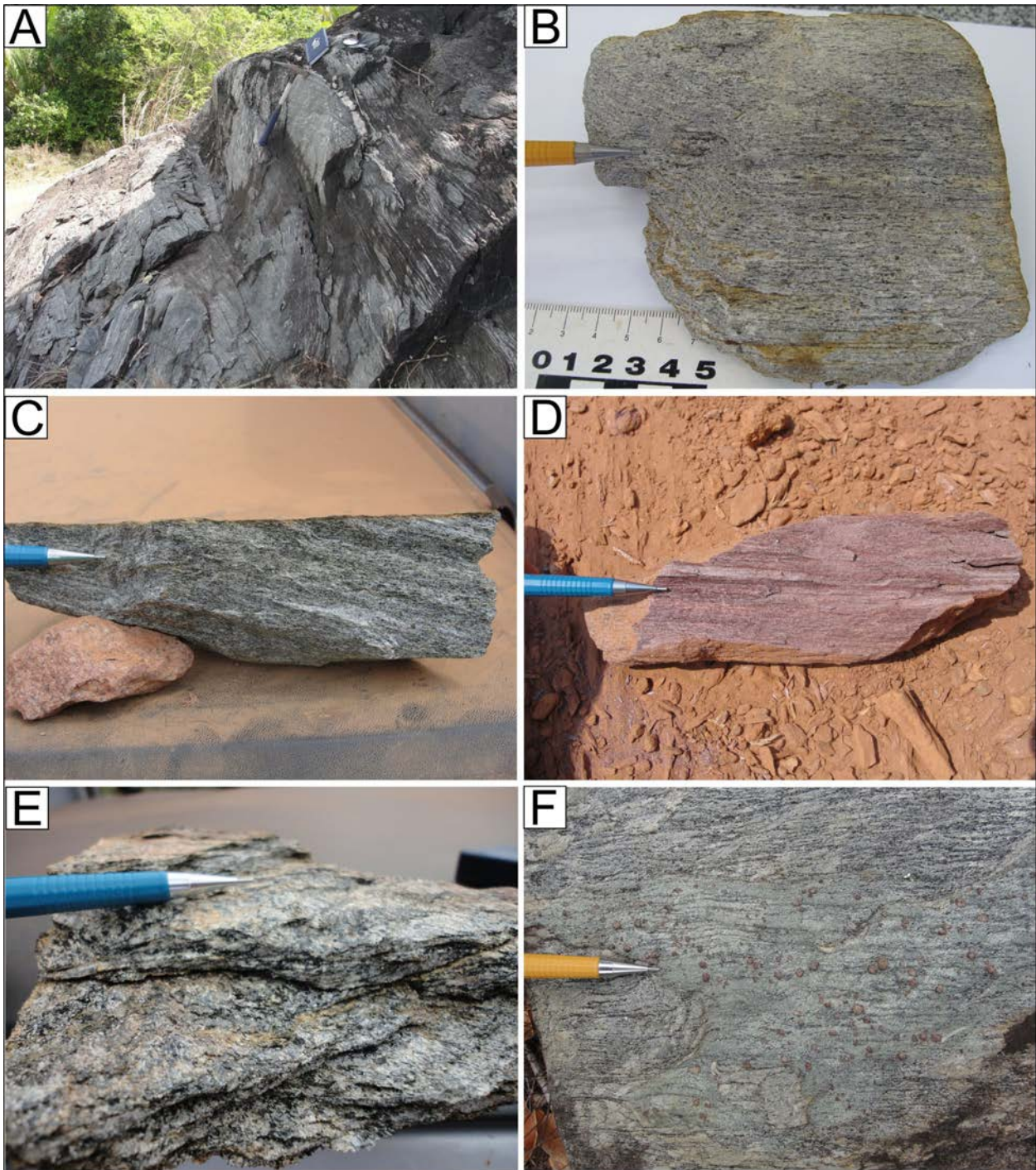


Figura 3.154 – Aspectos dos afloramentos da Formação Xambioá: A) Afloramento em lajedo. (B e C) Aspectos macroscópicos dos granada-muscovita-biotita-quartzo xistos, de granulação fina, cinza claro (D) ou avermelhado quando alterado (E) Com xistosidade sinuosa e anastomosada. (F) Pórfiros milimétricos a centimétricos de granada.

a 25%), biotita (15 a 20%), feldspato (plagioclásio+k-feldspato 4 a 7%), granada (0 a 10%) e opacos (0 a 2%) A clorita ocorre localmente, podendo chegar a 7% da composição mineralógica da unidade. Os principais acessórios são, turmalina, zircão e apatita, com rara titanita, e os secundários são sericita, clorita e epidoto.

A xistosidade é anastomosada (Fig.3.155 A), definida pela forte orientação das lamelas de muscovita e biotita em níveis milimétricos (Figs. 3.155 B e C), esta última possuindo pleocroísmo

de castanho claro a castanho escuro, com dimensões de até 1,5 mm, com inclusões de zircão e comumente alteradas para clorita (Fig.3.155 D). Estes níveis micáceos se intercalam com leitos quartzo-feldspáticos, gerando feições amendoadas e fitadas (Fig.3.155 A), com cristais em um arranjo granoblástico poligonal (Fig.3.155 C), anédricos a subédricos, contornados pelos níveis micáceos. Os cristais de quartzo e plagioclásio geralmente tem tamanho menor que 0,8 mm e no geral são cristais límpidos com contatos em ponto tríplice com raras



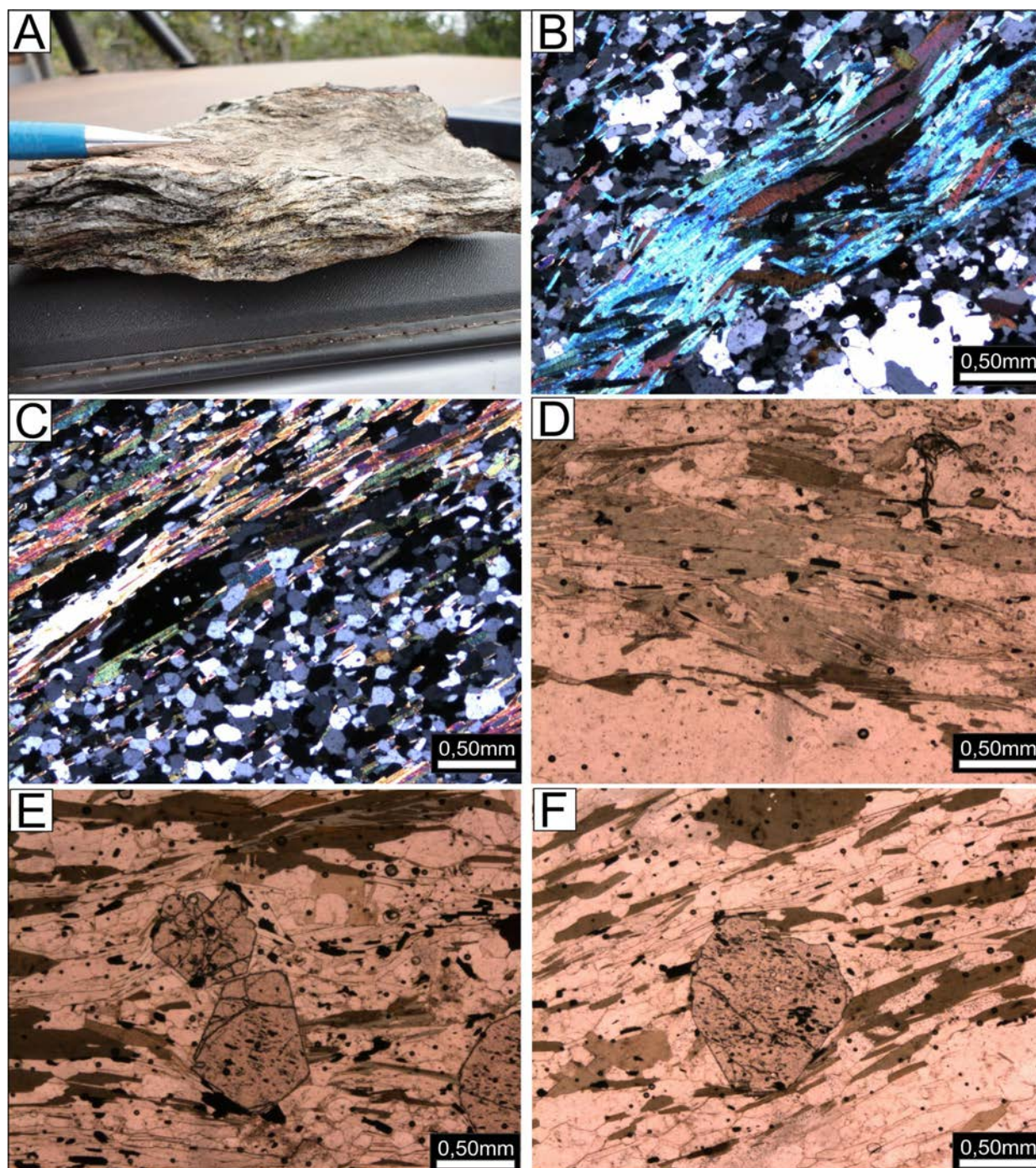


Figura 3.155 – Características estruturais e texturais das rochas da Formação Xambioá: A) Detalhe da xistosidade sinuosa e anastomosada em micaxisto com granda da Formação Xambioá. B e C) Fotomicrografias evidenciando os níveis fortemente orientados de biotita e muscovita, intercalados com níveis quartzosos. D) Clorita, produto de retrometamorfismo de substituição da biotita. E e F) Porfiroblastos de granada subédricos a euédricos, pré-tectônicos em relação a foliação Sn+2.

feições internas de deformação (extinção ondulante, por exemplo). O plagioclásio raramente preserva maclamento, porém sua clivagem é visível e sua composição é de oligoclásio sódico com teor de anortita entre 12-15. Algumas vezes distingue-se do quartzo devido a sua clivagem e por apresentar uma superfície “suja”, produto de alteração para sericita, epidoto e carbonato (saussuritização). O arranjo granoblástico poligonal e ausência de feições internas de deformação nos cristais quartzo-

feldspáticos indicam predomínio de recristalização estática. O quartzo pode ainda ocorrer como cristais maiores com até 1,5 mm (porfiroclastos?), de forma ovalada, anédrico, com forte extinção ondulante e subgrãos. A granada ocorre com bastante frequência nestas rochas, localmente em quantidade que pode chegar a 10%, forma microporfiroblastos (Figs. 3.155 E e F) ou porfiroblastos de até 5 mm, subédricos a euédricos, aparentemente pré-tectônicos, pois são contornados pela foliação (Sn+2?) (níveis micáceos),

localmente formando sombra de pressão. Contém diversas inclusões de diminutos minerais opacos e quartzo.

### 3.2.2.3.4 - Formação Pequizeiro

Formação Pequizeiro foi a denominação utilizada por Hasui et al. (1977) para descrever os clorita xistos, muscovita-clorita xistos, talco-clorita xistos, talco-actinolita xistos, serpentinitos e metabasitos, cuja seção-tipo situa-se ao longo da rodovia que liga Guaraí-TO, na Belém-Brasília (BR-153) à cidade de Redenção-PA. Os referidos autores incluíram a unidade no topo do Grupo Baixo Araguaia juntamente com as formações Estrondo e Couto Magalhães. Abreu (1978) posicionou esta unidade no topo do Grupo Tocantins do Supergrupo Baixo Araguaia. Gorayeb (1981) manteve a Formação Pequizeiro no Grupo Tocantins, porém inverteu sua posição, colocando-a estratigraficamente abaixo da Formação Couto Magalhães.

Esta unidade ocorre sob a forma de uma faixa continua submeridiana ao longo da porção oeste das folhas Miracema do Norte e Porto Nacional (Fig.3.156 A), podendo atingir em alguns locais, largura de até 34 km. Seu contato a oeste se dá com a Formação Couto Magalhães, com a qual mantém

contatos tectônicos através de falhas contracionais de direção NNW-SSE que colocam rochas de maior grau metamórfico a leste (Formação Pequizeiro) sobre rochas de menor grau metamórfico a oeste (Formação Couto Magalhães). Os contatos também podem ser gradacionais, acompanhado de uma diminuição gradativa do metamorfismo para oeste. O contato com as rochas das formações Canto da Vazante e Xambioá, a leste, também é através de falhas contracionais NNW-SSE, marcado por uma notável quebra de relevo. As rochas da Formação Pequizeiro definem um relevo suave com dissecação em ravinas o que promove um forte contraste em relação ao relevo desenvolvido pelos litótipos das formações Canto da Vazante e Xambioá. Localmente mantém contatos com rochas Paleozóicas da Bacia do Parnaíba através de falhas normais N-S que definem estruturas tipo gráben, nos quais as rochas da bacia foram depositadas. Nas folhas Porto Nacional e Miracema do Norte, corpos lentiformes de rochas meta-máficas e meta-ultramáficas pertencentes ao Complexo Quatipuru, encontram-se encaixados tectonicamente nas rochas da Formação Pequizeiro.

Nas imagens aerogamaespectrométricas não há contraste entre o domínio da Formação Pequizeiro e as unidades adjacentes e no geral mostram enriquecimento em potássio relativo ao tório e urânio.

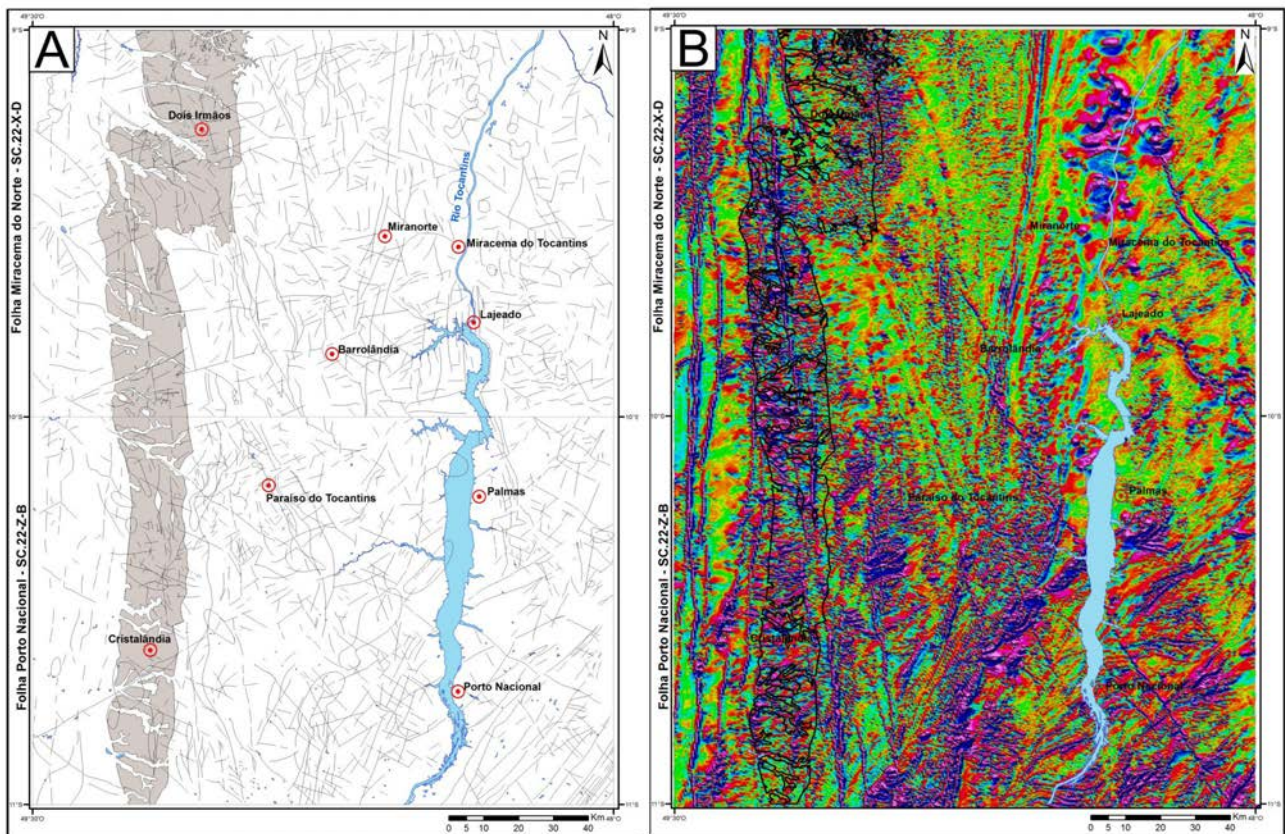


Figura 3.156 – A) Área de ocorrência da Formação Pequizeiro nas folhas Miracema do Norte e Porto Nacional. B) Forte assinatura magnética no domínio da Formação Pequizeiro (contorno preto) na imagem aeromagnetométrica da 1ª derivada vertical.

No entanto, nas imagens aeromagnetométricas (1ª derivada e sinal analítico), o domínio desta unidade possui forte assinatura magnética (Fig.3.156B), suficiente para distingui-la razoavelmente bem das unidades com as quais mantem contato: formações Couto Magalhães, a oeste e Xambioá, a leste. Ainda nas imagens aeromagnetométricas, são identificados inúmeros diques quilométricos de direção N-S, concordantes com a estruturação regional do Orógeno Araguaia.

No geral, as rochas da Formação Pequiizeiro formam superfícies onduladas, com morros suaves e abaulados, dissecados em ravinas (Fig.3.157 A). Seus afloramentos estão na maioria das vezes bastante alterados intempericamente, decompostos e friáveis, e ocorrem principalmente em cortes e/ou valetas nas margens das estradas (Figs. 3.157 B, C e D), e mais raramente na forma de lajedos compondo morrotes e no leito de córregos (Figs. 3.157 E e F). Suas melhores exposições podem ser observadas ao longo da rodovia

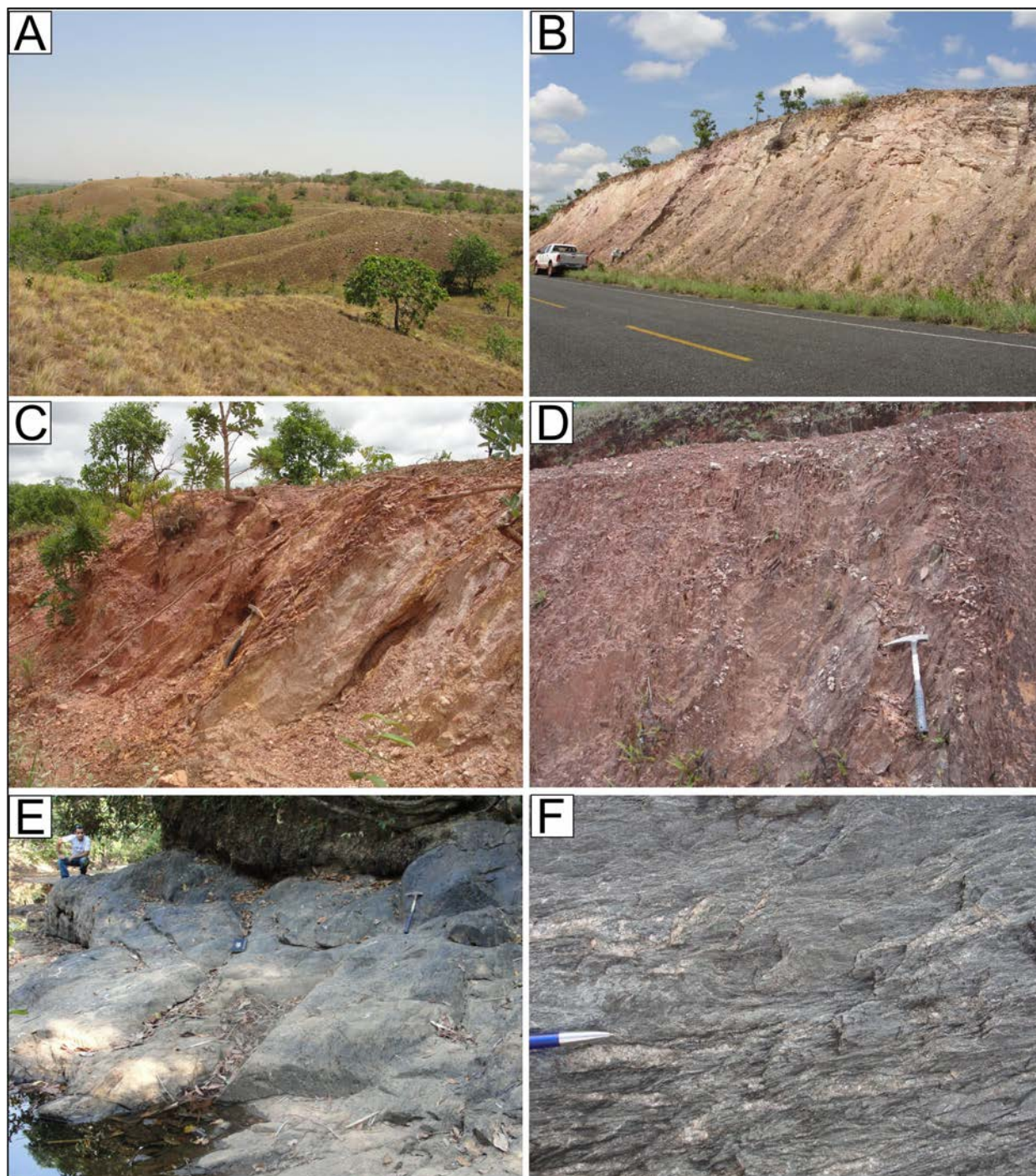


Figura 3.157 – Formas de ocorrência e afloramentos da Formação Pequiizeiro: A) Relevo com morros suaves e abaulados, dissecados em ravinas. B, C e D) Afloramentos em cortes de estradas, destacando os filitos e xistos bastante intemperizados, de coloração amarelada e avermelhada, com foliação bem destacada e de alto ângulo. E e F) Raros afloramentos de magnetita-quartzo-clorita xisto fresco na forma de lajedos no leito de uma drenagem.

TO-164 entre Divinópolis e Dois Irmãos do Tocantins, na TO-342 na saída de Dois Irmãos para oeste, e na TO-080 entre Divinópolis e Monte Santo do Tocantins.

Tendo em vista o elevado grau de alteração intempérica das rochas desta unidade, foram poucas as amostras analisadas petrograficamente, sendo na maioria das vezes classificadas com base em critérios macroscópicos. Desta forma os principais litótipos identificados foram: magnetita-clorita-sericita filitos,

metassiltitos/metariltitos com magnetita, além de magnetita-clorita-muscovita xistos e localmente biotita-clorita-muscovita xisto.

Os magnetita-clorita-muscovita xisto e biotita-clorita-muscovita xisto (Fig.3.158) predominam na porção mais a leste da unidade, sendo mais raros aqueles com biotita que geralmente ocorrem próximo ao contato com a Formação Xambioá. Estes litótipos estão mais preservados, possuindo cor verde escuro a

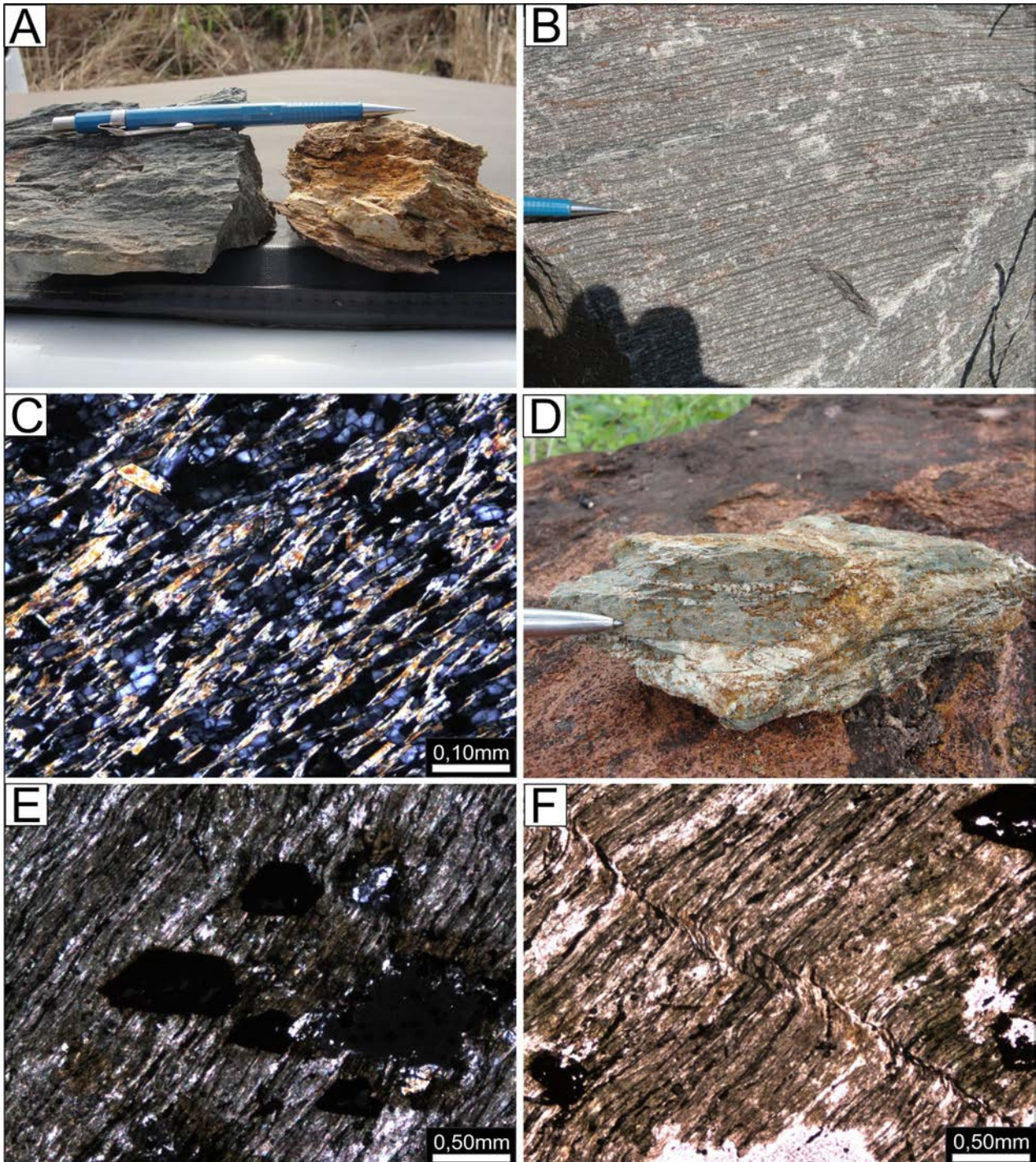


Figura 3.158 – Formação Pequizeiro: A e B) Características macroscópicas dos quartzo-muscovita-clorita xistos com magnetita, destacando os tons esverdeados para rocha sã e amarelados para a rocha intemperizada, além da foliação marcante. C) Fotomicrografia evidenciando a textura lepidoblástica com forte orientação das finas lamelas de muscovita, clorita, e dos níveis quartzosos. D e E) Porfiroblastos e microporfiroblastos de magnetita bastante alterados/oxidados, disseminados na rocha. F) Dobras do tipo kink bands em clorita filito.

cinza esverdeado (rocha sã), e coloração variando de amarelada a avermelhada nos termos mais intemperizados (Figs. 3.158 A e B). São rochas de granulação fina, intensamente foliadas, textura lepidoblástica (Fig.3.158 C), lepidogranoblástica e porfiroblástica (Figs. 3.158 D e E). Dobramentos são frequentes tanto em nível de afloramento, quanto ao microscópio onde podem ser observadas dobras do tipo *kink bands* (Fig.3.158 F). Em lâminas delgadas observasse a seguinte composição modal: clorita (35 a 60%), muscovita/sericita (30 a 50%), quartzo+albita (20 a 32%) e magnetita (4 a 15%). Epidoto e carbonato são subordinados, podem constituir fases acessórias ou estar ausentes. Lamelas de biotita e clorita ocorrem também na forma de microporfiroblastos tardi a pós-tectônicos, sem orientação alguma. A foliação principal  $S_{n+1}$ , comumente está crenulada e dobrada e em alguns casos transposta, gerando um bandamento tectônico ( $S_{n+3}$ ) marcante (Fig.3.158 B).

Os filitos, metassiltitos e metarritmitos predominam na porção mais a oeste da unidade, onde seus afloramentos são escassos e as rochas estão bastante intemperizadas e friáveis (Figs. 3.159

A e B). Estas litologias ocorrem intercaladas em níveis centimétricos até métricos, com predominância dos filitos. Possuem colorações rosadas, amareladas e alaranjadas, granulação muito fina, aspecto sedoso nos níveis de filito e síltico-arenosa nos metassiltitos (Figs. 3.159 B e C), textura lepidoblástica, granolepidoblástica e localmente porfiroblástica, dobrados e crenulados, constituídos essencialmente por sericita, quartzo e magnetita, com clorita podendo ou não ocorrer. A foliação é marcante e penetrativa, subvertical ou com mergulhos altos para leste. Argilominerais também ocorrem como produtos da intensa alteração das micas. Em escala mesoscópica e microscópica observa-se nos metassiltitos e metarritmitos, um bandamento ( $S_0$ ) de espessura milimétrica a submilimétrica (Fig.3.159 C), algumas vezes lenticularização, que intercala níveis quartzosos e micáceos com textura sedosa. Níveis ricos em minerais opacos (magnetita e hematita) também são frequentes.

A magnetita é um mineral característico dos litótipos da Formação Pequizeiro, (Fig.3.159 D), podendo chegar até 15%, tanto nos filitos e metassiltitos quanto nos xistos descritos acima. As

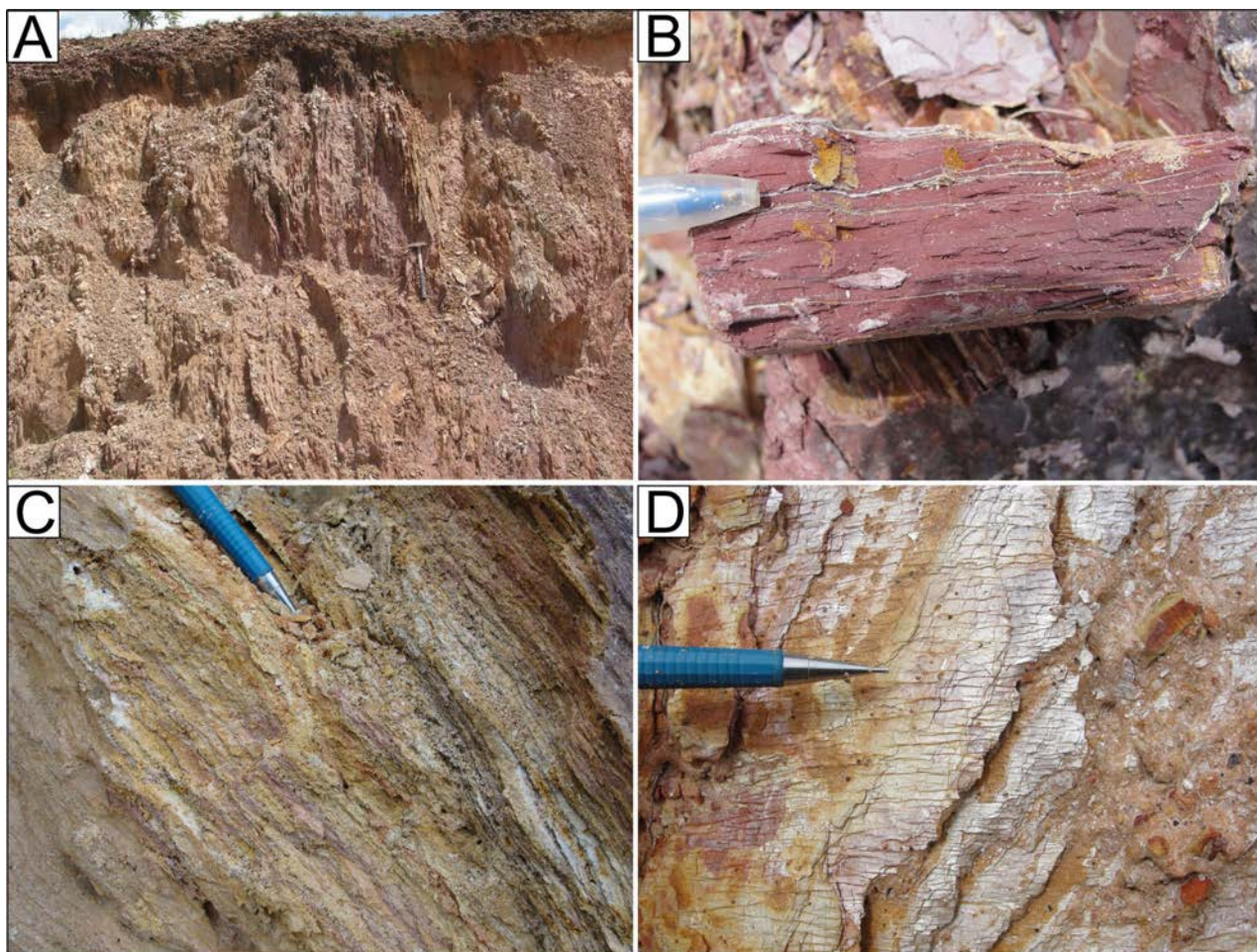


Figura 3.159 – Aspectos dos afloramentos de filitos, metarritmitos e metassiltitos intensamente intemperizados da Formação Pequizeiro: A) Filito intemperizado com foliação de alto ângulo. B) Metassiltito avermelhado com laminação submilimétrica. C) Metarritmitos com intercalação de lentes milimétricas ora arenosas, ora micáceas, com textura sedosa. D) Planos de foliação de filitos, porfiroblastos de magnetita e lineação de intersecção.

mesmas ocorrem dispersas na rocha, formando porfiroblastos milimétricos ou microporfiroblastos euédricos com formas cúbicas e algumas vezes estão corroídas ou alteradas para hidróxidos de ferro, restando apenas seus moldes.

Comumente também são encontrados veios de quartzo discordantes da estruturação regional, de espessura centimétrica e com magnetita (Fig.3.160 A). Também ocorrem enxames de veios de quartzo leitoso associados às rochas da Formação Pequizeiro, tanto concordantes quanto discordantes em relação à foliação principal da rocha (Fig 3.160 B). No geral são de espessura centimétrica a decimétrica, porém localmente tem espessura métrica (mais de 10 metros). Alguns deles constituem-se em garimpos abandonados (Fig.3.160 C e D) ou ativos utilizados para extração de cristal de rocha (quartzo hialino), a exemplo dos depósitos e garimpos da região de Cristalândia na porção oeste da Folha Porto Nacional e de Dois Irmãos do Tocantins no oeste da Folha Miracema do Norte. Os veios mais possantes geralmente estão associados às charneiras de megadobras, cujo plano-axial tem direção geral NNW-SSE com caimento para ENE.

### 3.2.2.3.5 - Formação Couto Magalhães

Hasui et al. (1977) individualizaram os metassedimentos terrígenos (filitos com intercalações lenticulares de quartzitos) até então inseridos por Puty et al. (1972) no Grupo Tocantins sob a denominação Formação Couto Magalhães, posicionando-a na sequência intermediária do Grupo Baixo Araguaia com seção-tipo situada ao longo da rodovia que liga Guaraí-TO, na Belém-Brasília (BR-153) à cidade de Redenção-PA. Abreu (1978) posicionou-a na base do Grupo Tocantins do Supergrupo Baixo Araguaia. Como já foi mencionado anteriormente, Gorayeb (1981) manteve a Formação Couto Magalhães no Grupo Tocantins, porém inverteu sua posição, colocando-a estratigraficamente acima da Formação Pequizeiro.

A Formação Couto Magalhães, ocupa todo o limite oeste das folhas Miracema do Norte e Porto Nacional, além do extremo leste da Folha Santa Teresinha (Fig.3.161). É a unidade metassedimentar da porção mais externa do Orógeno Araguaia, correspondendo às rochas de mais baixo grau metamórfico, e assim como as demais unidades

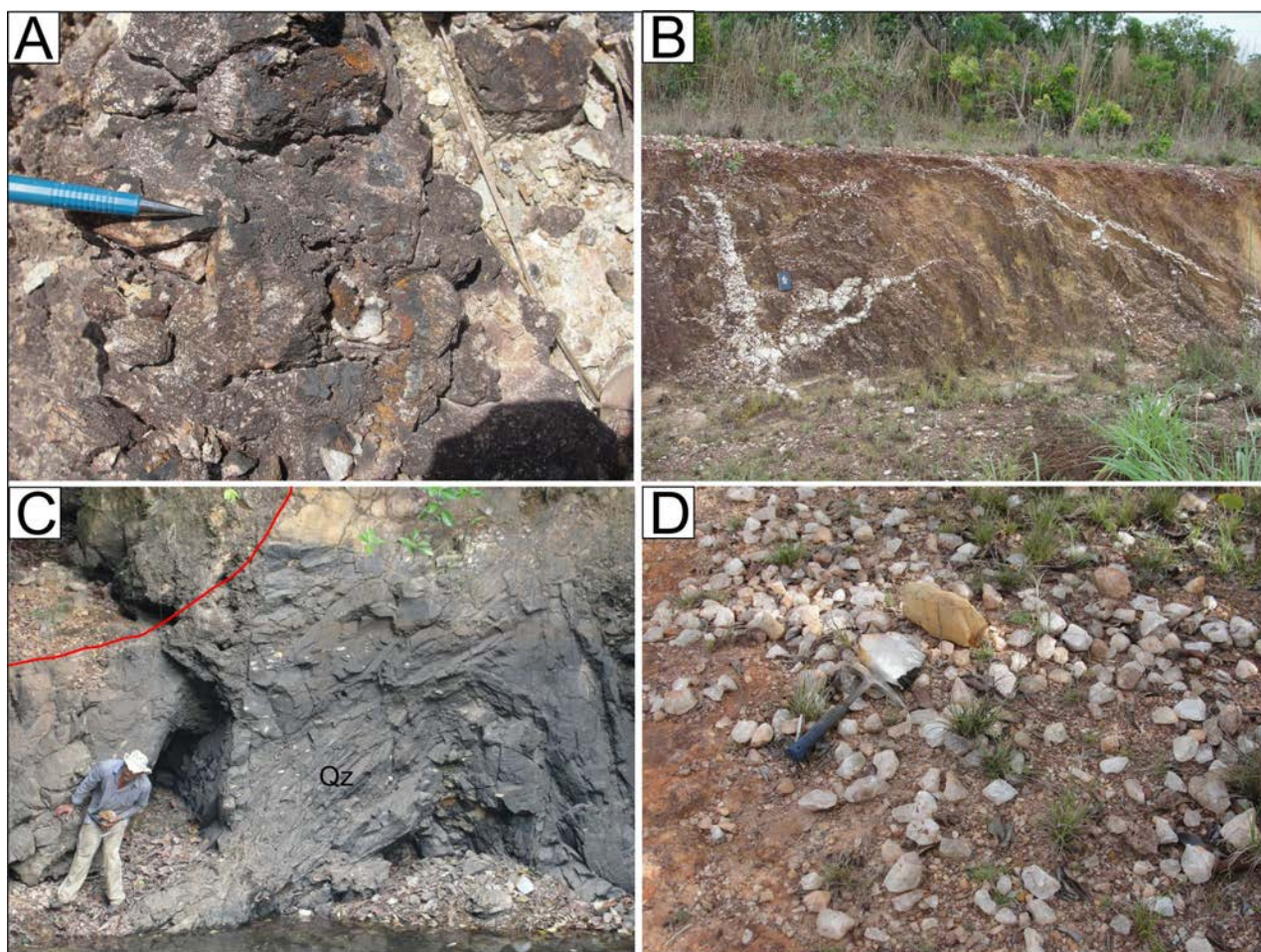


Figura 3.160 – A) Mobilizados de quartzo e magnetita que ocorrem com frequência nos filitos da Formação Pequizeiro. B) Veios de quartzo concordantes e discordantes em relação a foliação regional. C e D) Garimpo de quartzo hialino (abandonado) onde os veios de quartzo de espessura métrica estão localizados nas charneiras das megadobras.

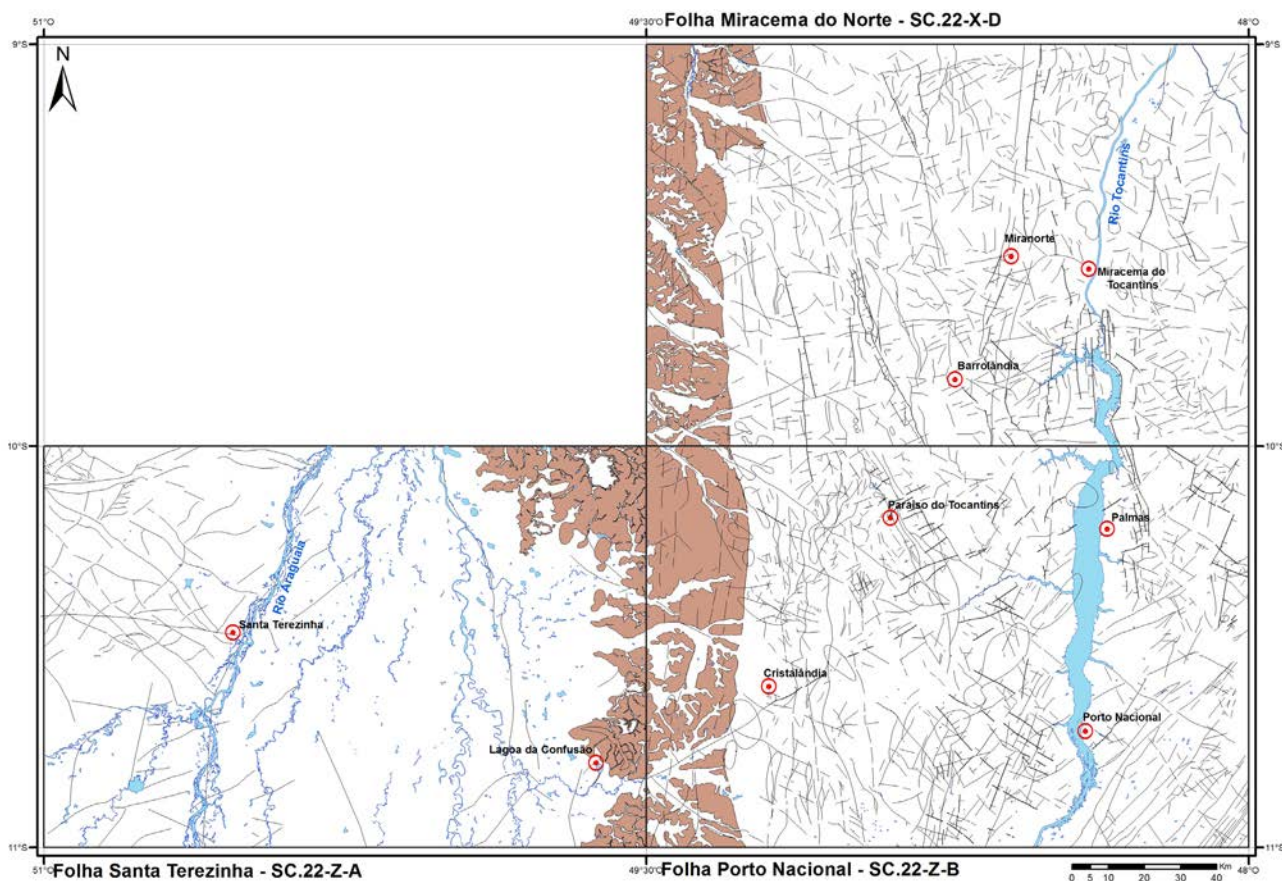


Figura 3.161 – Distribuição e ocorrência da Formação Couto Magalhães.

da faixa, possui uma disposição aproximadamente submeridiana contínua ao longo das folhas, com uma largura entre 20 e 35 km. O contato desta unidade a leste com a Formação Pequizeiro é de difícil delimitação tendo em vista a escassez de afloramentos e a semelhança entre as litologias destas unidades e devido ao caráter transicional do mesmo. A oeste, na Folha Santa Terezinha, a unidade é recoberta pelos sedimentos Cenozóicos da Formação Araguaia. Corpos máficos-ultramáficos e diques máficos do Complexo Quatipuru ocorrem embutidos tectonicamente nos sedimentos da formação Couto Magalhães.

As imagens aeromagnetométricas mostram uma assinatura magnética bem mais fraca no domínio da Formação Couto Magalhães (Fig.3.162) em relação à Formação Pequizeiro, demarcando em alguns locais um contato brusco entre estas unidades, provavelmente associado à zona de cavalgamento ou empurrão. A assinatura magnética mais intensa na Formação Pequizeiro esta relacionada à presença abundante de magnetita. Nas imagens aerogamaespectrométricas (Fig.3.163) o domínio da Formação Couto Magalhães é assinalado por moderadas a fortes anomalias de Th, que estão associadas às coberturas lateríticas descontínuas que se formam nestas litologias sobre um relevo de ondulações suaves ou aplainado. No canal do ternário (RGB) mostram fortes tons esverdeados

também indicativos das anomalias de Th nas coberturas lateríticas (Fig.3.163).

Na área de ocorrência desta unidade, principalmente nos litótipos de composição metapelítica, o relevo é bastante arrasado, representado por morros amplos, suavemente ondulados ou ainda por regiões totalmente planas, que frequentemente desenvolvem um perfil laterítico pouco espesso, com até 1m de espessura (Fig.3.164 A). Seus afloramentos são escassos e quando ocorrem estão bastante intemperizados, friáveis/decompostos, aflorando principalmente em cortes e valetas nas margens das estradas (Figs. 3.164 B, C e D) como nos trechos da TO-342 entre Dois Irmãos e Araguaçema, na TO-348 entre Abreulândia e Araguaçema, ou ainda na TO-164 e TO-080 a partir de Divinópolis seguindo na direção oeste. Nas ocorrências de matacálculos e metarenitos os afloramentos são geralmente na forma de lajedos e blocos compondo morros e morrotes alinhados.

Os principais litótipos identificados são metargilitos, metassiltitos e filitos, além de ardósias, metarenitos, e metacálculos que ocorrem de forma subordinada. Estes litótipos ocorrem intercalados, têm espessuras variáveis (decimétricos a métricos), bastante intemperizados.

Os metargilitos e metassiltitos (Figs. 3.165 A, B e C) são predominantes, estão sempre intemperizados, friáveis, coloração geralmente avermelhada e amare-

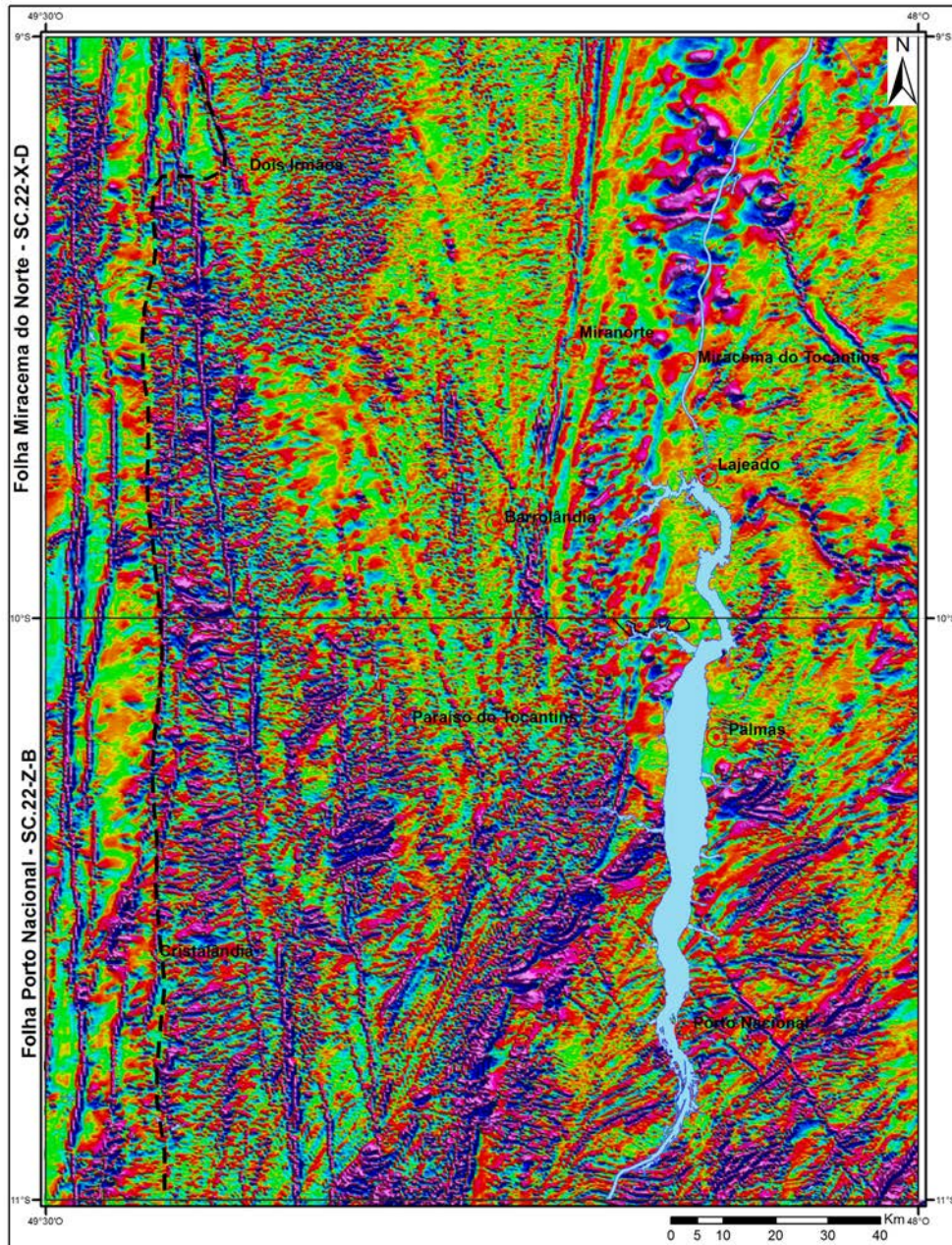


Figura 3.162 – Imagem aeromagnetométrica da 1ª derivada com o limite aproximado (linha preta tracejada) entre a Formação Couto Magalhães, a oeste, com assinatura magnética mais fraca e a Formação Pequizeiro, a leste, com assinatura magnética moderada a forte.

lada, granulação fina a muito fina, com foliação marcante, porém preservando ainda uma laminação ou estratificação sedimentar ( $S_0$ ) paralelizada à foliação  $S_n$ , frequentemente dobrada e crenulada, desenvolvendo foliação  $S_{n+1}$  (Figs. 3.165 D e E), a qual possui mergulhos moderados para leste. As rochas desta unidade são compostas predominantemente por argilominerais, óxidos e hidróxidos de ferro, sericita, quartzo, podendo ou não ocorrer feldspatos. Os níveis argilosos podem apresentar textura levemente sedosa, a depender da quantidade de sericita. Veios de quartzo leitoso de espessura centimétrica ocorrem concordantes ou discordantes em relação a foliação. Com frequência observa-se nos planos de foliação uma lineação de intersecção (Fig.3.165 F) provavelmente

entre a foliação  $S_{n+1}$  e  $S_n/S_0$ , com mergulhos baixos para S e SE (entre 160 e 180° Az).

Os filitos podem ocorrer como níveis de espessura centimétrica ou decimétrica, intercalados aos metargilitos e metassiltitos. Na porção leste da unidade, os filitos podem constituir pacotes de espessura métrica, predominando em relação aos metargilitos e metassiltitos. Quase sempre estão bastante intemperizados, tem coloração amarelada a avermelhada (Figs. 3.165 G e H), granulação fina, textura lepidoblástica com forte orientação dos minerais micáceos e níveis milimétricos quartzosos, aspecto sedoso e foliação marcante representada por uma clivagem de plano-axial ou ardosiária  $S_n$ , algumas vezes dobrada e crenulada gerando



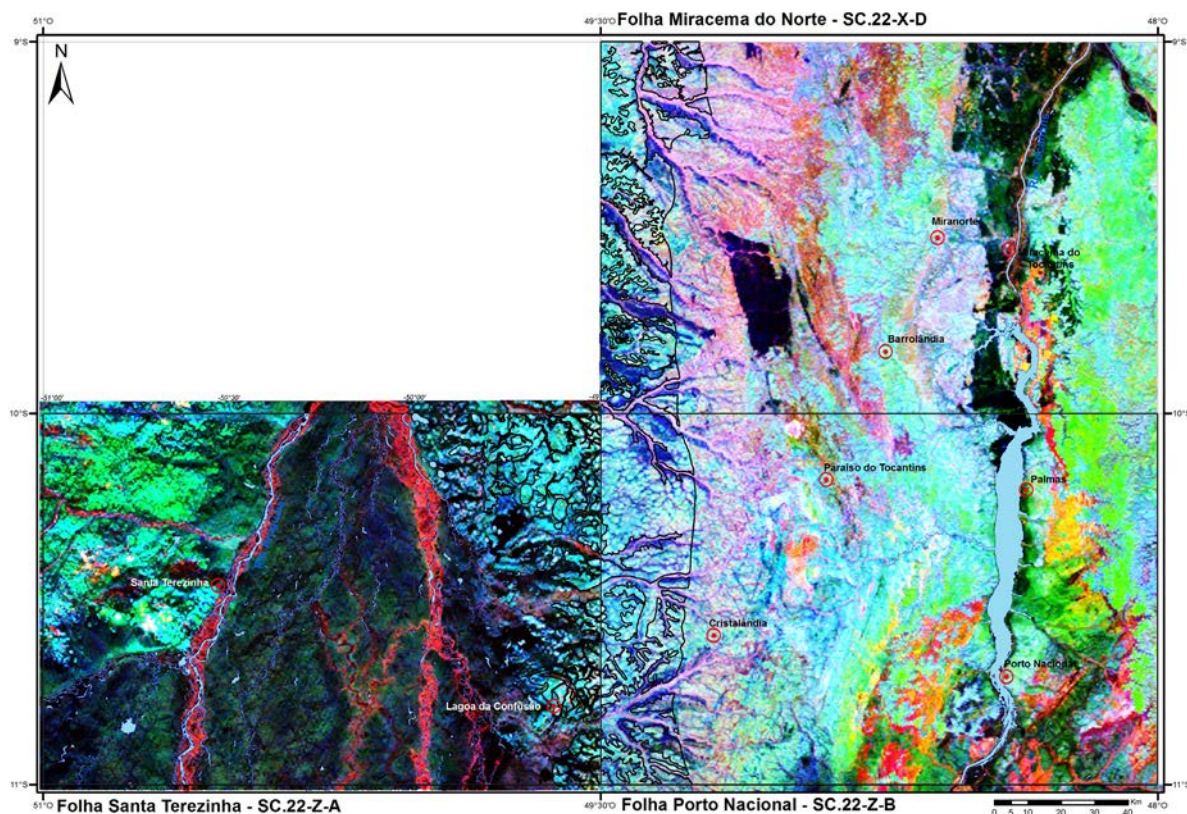


Figura 3.163 – Imagem aerogamaespectrométrica do Ternário (RGB) ressaltando no contorno (em preto) a área de ocorrência da Formação Couto Magalhães, onde se observa predominância dos tons esverdeados relacionados a anomalias de Th que geralmente se associam aos diversos níveis lateríticos que se desenvolvem sobre as litologias predominantemente metapelíticas da Formação Couto Magalhães.

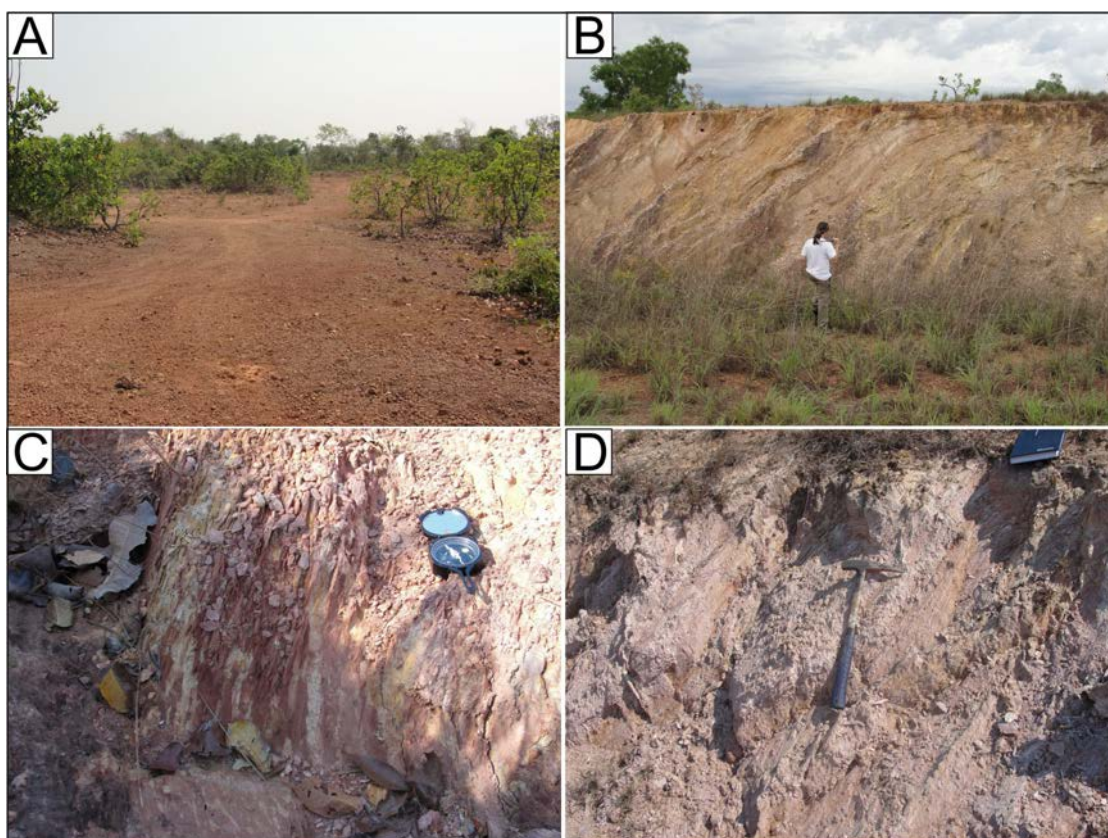


Figura 3.164 – Formas de ocorrência da Formação Couto Magalhães: A) Relevo plano com desenvolvimento de fina crosta laterítica dismantelada. B, C e D) Afloramentos em cortes e valetas nas margens das estradas, evidenciando o forte intemperismo das rochas e as condições precárias dos afloramentos.

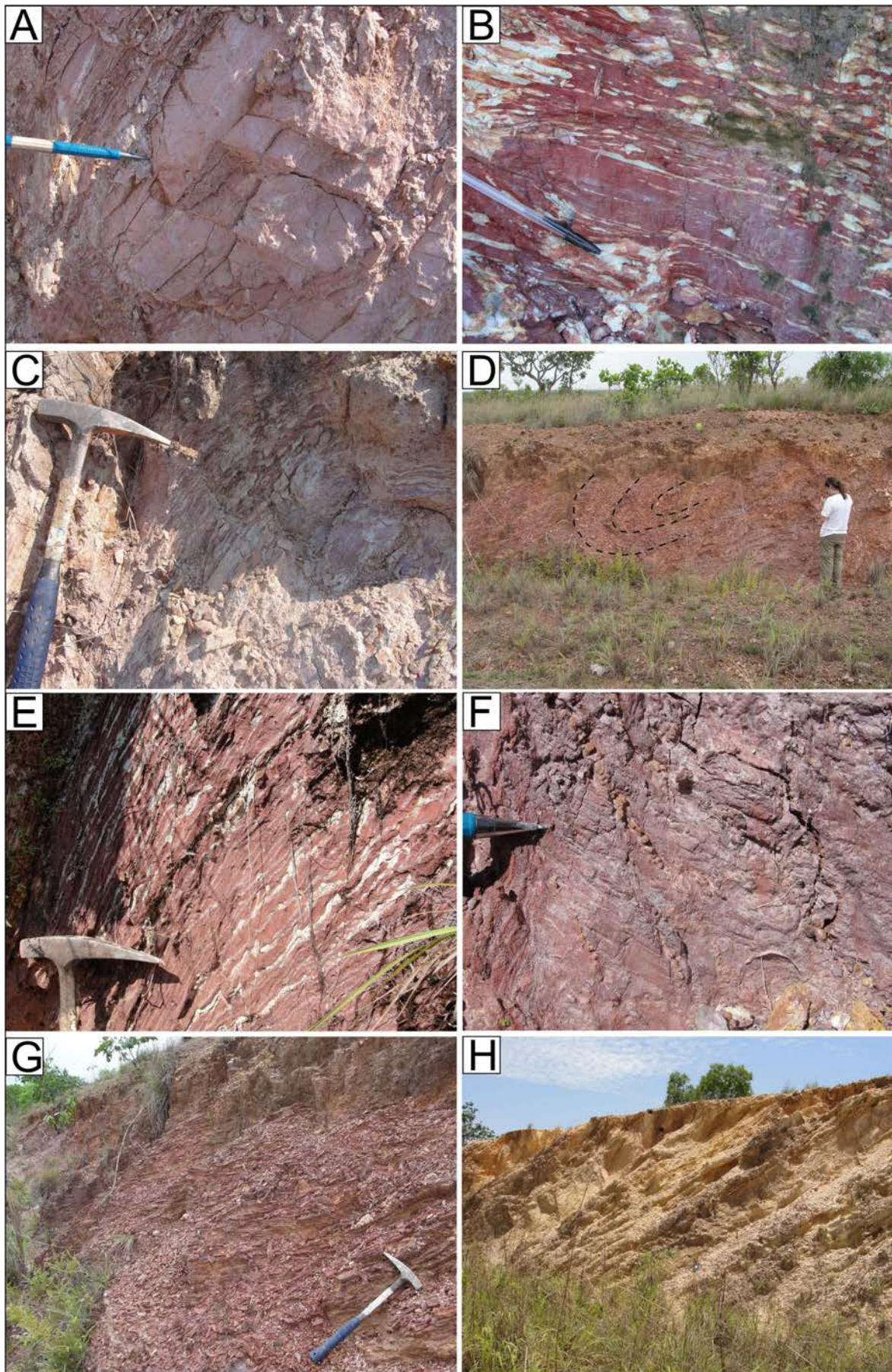


Figura 3.165 – Características dos filitos avermelhados e amarelados totalmente intemperizados da Formação Couto Magalhães: A, B e C) Aspectos macroscópicos dos metargilitos da Formação Couto Magalhães, com tons avermelhados e preservando laminação e bandamento ( $S_0/S_n$ ). D) Dobras inversas e apertadas com vergência para oeste. E) Crenulações associadas a  $S_{n+1}$ . F) Lineação de intersecção nos planos de foliação  $S_n/S_0$ . G e H),

outra foliação ou clivagem  $S_{n+1}$  (plano-axial?). Seu aspecto físsil é marcante, ressaltado pela alteração/ fragmentação em plaquetas, que se constitui em uma característica da rocha. O principal mineral nestes filitos é a sericita, que ocorre como finas lamelas orientadas definindo a foliação e o aspecto sedoso, típico desses litótipos. Além da sericita, em quantidades subordinadas ocorrem quartzo, plagioclásio, opacos e clorita. Os argilominerais compõe boa parte da mineralogia da rocha, tendo em vista o seu elevado grau de alteração intempérica.

Os metarenitos são de ocorrência mais restrita, aflorando apenas na porção leste da Folha Santa Teresinha e no extremo oeste das folhas Miracema do Norte e Porto Nacional. Constituem faixas geralmente de largura métrica, porém localmente chegam até 1,5 km de largura, compondo cristas levemente arqueadas, orientação NW-SE. No geral são quartzo metarenitos e metarenito sublítico de cor cinza ou cinza esbranquiçada (Figs. 3.166 A e B), granulação média a grossa, com grânulos dispersos, moderadamente selecionados, com

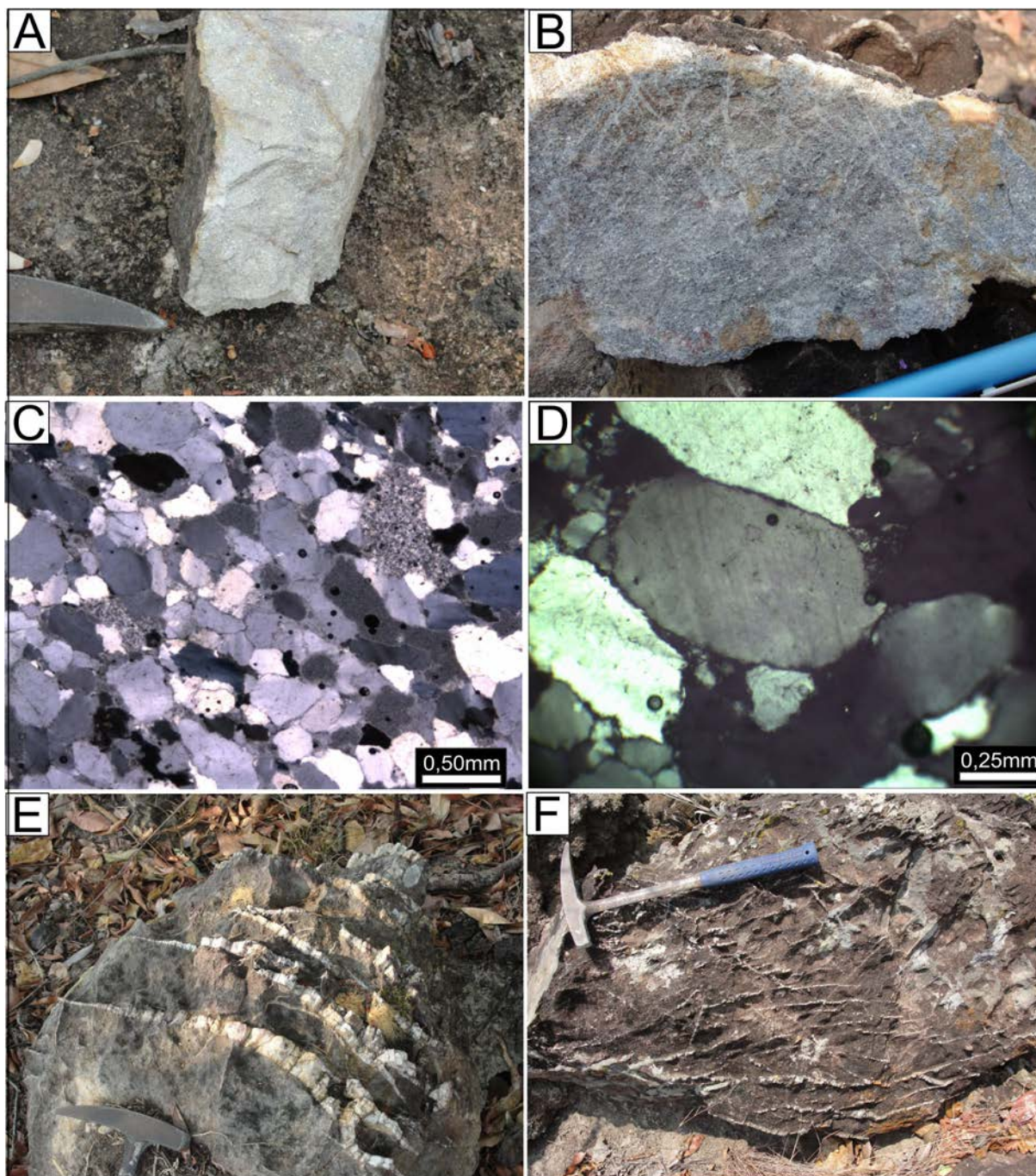


Figura 3.166 – A e B) Aspectos gerais do metarenito sublítico da Formação Couto Magalhães. C e D) Aspectos petrográficos destes metarenitos mostrando leve orientação dos grãos de quartzo e subgrãos, arredondamento dos grãos, contatos em ponto tríplice e fragmentos líticos. D e F) veios e vênulas de quartzo recortando em várias direções os metarenitos.

grãos subangulosos a subarredondados. Contém cerca de 90% a 95% de quartzo e entre 5 a 10 % de fragmentos ou grãos de chert, com pouquíssima ou nenhuma matriz preservada nos quartzos metarenitos (Figs. 3.166 C e D), e uma quantidade de matriz mais acentuada nos metarenitos sublíticos (5 a 10%) de composição silicosa, além de minerais opacos. Foram identificadas feições de deformação e metamorfismo representadas por leve estiramento dos grãos, extinção ondulante e subgrãos. São bastante recortados por veios e vênulas de quartzo

em várias direções formando um arranjo semelhante à estrutura tipo stockwork (Figs. 3.166 E e F).

Os metacalcários foram descritos localmente na extremidade oeste da Formação Couto Magalhães, nos arredores da sede do município de Lagoa da Confusão (Folha Santa Teresinha), onde ocorrem em uma estreita faixa, com aproximadamente 500 m de largura, sob a forma de morros e morrotes alinhados (Fig.3.167 A), parcialmente recobertos pelos sedimentos recentes da Formação Araguaia. São rochas de cor cinza claro a cinza escura, maciça ou brechada (Figs. 3.167 B, C e

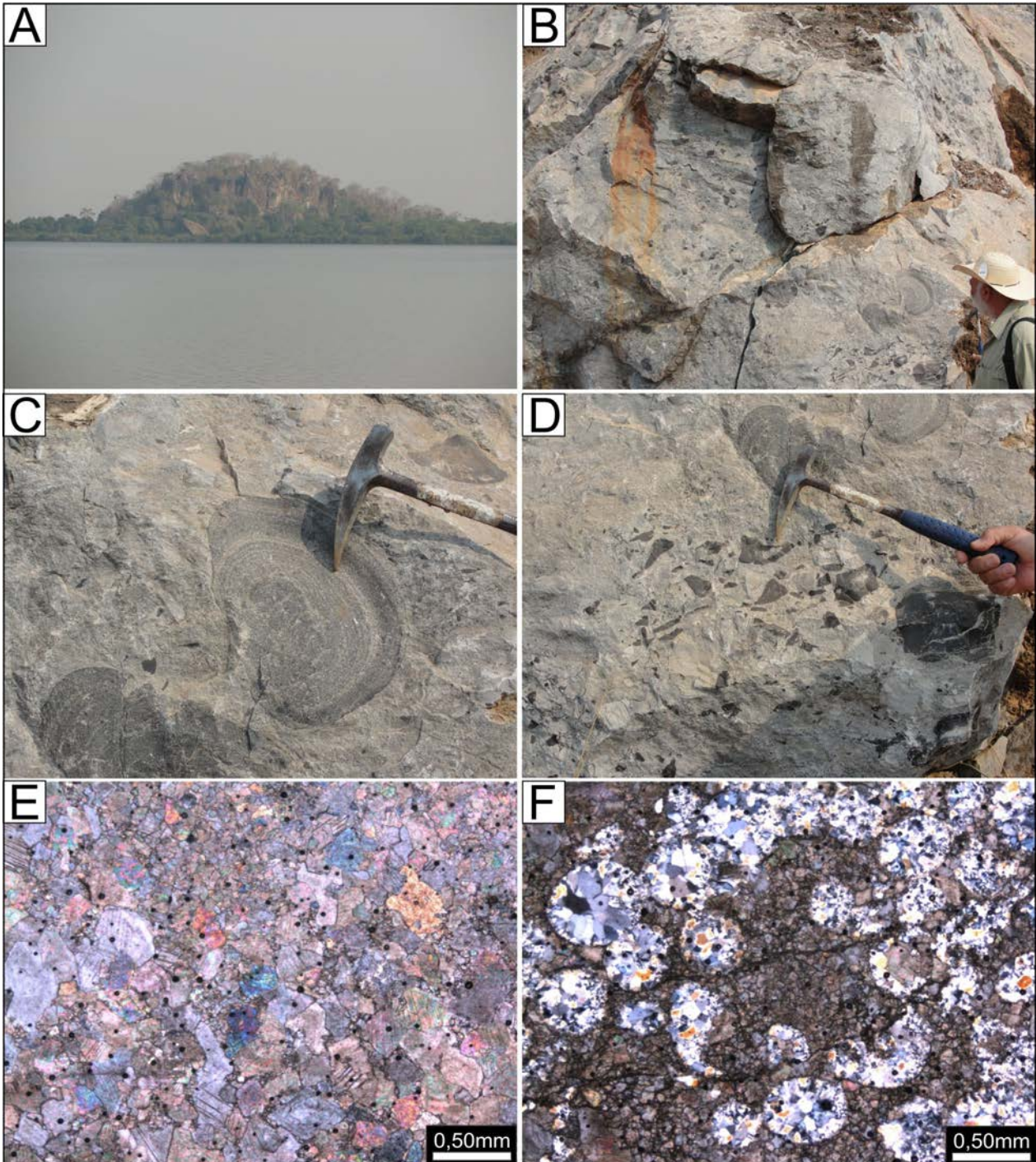


Figura 3.167 – A) Morro de metacalcário em meio a Lagoa da Confusão na Folha Santa Teresinha. B, C e D) Detalhe dos metacalcários cinza, maciços e brechados com oólitos silicificados. E) Fotomicrografia dos metacalcários ou esparitos com textura granoblástica marcante. F) Metacalcário de granulação fina ou microesparito com oólitos silicificados.

D), de textura granoblástica, com cristais euédricos a subédricos e contatos em pontos tríplices, granulação média a fina até microcristalina. Petrograficamente foram classificados como esparitos (Fig.3.167 E) e microesparitos, constituídos por mais de 95% de calcita, cortada por vênulas de quartzo, contendo ainda raros cristais dispersos de quartzo, albita e sericita. As zonas brechadas (Fig.3.167 D), cuja matriz é o próprio esparito, contém fragmentos centimétricos a decimétricos, angulosos a subarredondados de metacalcário microcristalino, ou microesparito, de cor cinza escuro, maciço, parcialmente silicificado, com oólitos (Fig.3.167 F) cujos núcleos estão substituídos por sílica.

### 3.2.2.3.6 - Metamorfismo no Grupo Baixo Araguaia

A porção mais a leste, no domínio das rochas da Formação Xambioá, os micaxistos de composição psamo-pelítica ou semi-pelítica exibem a paragênese mineral:

- 1) Quartzo-muscovita-biotita-plagioclásio (An12-15)-granada.

Nos gnaisses e micaxistos feldspáticos da Formação Canto da Vazante, ocorre a paragênese:

- 2) Quartzo-biotita-plagioclásio(An23-27)-muscovita-zoisita+clinozoisita-carbonato.

Na paragênese 1, a presença de oligoclásio sódico ao invés de albita e a presença de granada indicam condições mínimas de fácies xisto verde alto. A associação mineral da paragênese 2, indica um protólito de composição diferenciada para estas rochas, gerados a partir de sedimentos imaturos, de composição variada (matriz argilosa, plagioclásio, fragmentos líticos) possivelmente constituintes de grauvas. Sua composição mineralógica mais quartzo-feldspática e rica em cálcio não é a mais favorável para geração de minerais índices do metamorfismo, tais como granada ou estauroлита, que são gerados em composições mais pelíticas, aluminosas. No entanto, a presença de clinozoisita e de oligoclásio cálcico (An 23-27) nestas rochas, pode indicar uma transição do fácies xisto verde alto para anfibolito. Ressaltando novamente que a ausência de estauroлита nestas rochas, mineral descrito em vários locais a norte no Orógeno Araguaia pode significar simplesmente a ausência de componentes necessários à formação desse mineral, uma vez que a mesma se forma apenas em pelitos aluminosos e ricos em ferro. Outro dado importante, é o fato de que com frequência são encontrados cristais de cianita, estauroлита e granada em amostras de concentrado de bateia nos domínios de micaxistos da Formação Xambioá, indicando que em determinados locais de composição apropriada, estes minerais ocorram em equilíbrio, sob condições de fácies anfibolito médio a superior.

As unidades da porção oeste, Formações Pequizeiro e Couto Magalhães, são compostas de rochas psamo-pelíticas de mais baixo grau metamórfico representado predominantemente por quartzo-biotita-clorita xistos, filitos, metassiltitos e metargilitos cujas paragêneses minerais de leste para oeste são:

- 3) Biotita-clorita-muscovita-quartzo+albita-magnetita±epidoto

- 4) Clorita-sericita-quartzo+albita-magnetita±epidoto

- 5) Sericita-quartzo-argilominerais-clorita

- 6) Argilominerais-sericita-quartzo±albita

As paragêneses 3 a 6 são indicativas de metamorfismo no fácies xisto verde médio a baixo nestas rochas da porção oeste do Grupo Baixo Araguaia, atingindo condições incipientes no extremo oeste da unidade, onde as rochas apresentam localizadas feições microestruturais como extinção ondulante e subgrãos em cristais de quartzo, além de recristalização e textura granoblástica nos metacalcários.

Com base nas paragêneses minerais de 1 a 6 descritas acima, conclui-se que o metamorfismo que afetou as rochas metassedimentares do Grupo Baixo Araguaia na área do Projeto Palmas, varia de incipiente ou xisto verde baixo a oeste, até anfibolito médio a alto na porção leste. No extremo leste, em áreas próximas às intrusões graníticas da Suíte Intrusiva Santa Luzia, ocorrem feições gnáissicas e migmatíticas relacionadas a processos de fusão parcial "*in situ*" dos micaxistos feldspáticos das Formações Canto da Vazante e Xambioá, o que indica que ao menos localmente as condições metamórficas atingiram o fácies anfibolito superior.

### 3.2.2.3.6 - Dados Geocronológicos no Grupo Baixo Araguaia

Hasui et al. (1975) dataram rochas do Grupo Estrondo (Formação Xambioá) na região de Paraíso do Tocantins pelo método K/Ar em biotita e muscovita, obtendo idades variando de 426 a 520 Ma, posicionando tais rochas como sendo formadas no Ciclo Brasileiro. Macambira (1983) em trabalhos realizados na região de Xambioá-Araguanã obteve através do método K-Ar em biotita de micaxistos da Formação Xambioá idade de  $553 \pm 16$  Ma. e em anfibólitos de anfibolito embutido na Formação Xambioá, obteve através do mesmo método, idade de  $565 \pm 20$  Ma. O referido autor obteve através do método Rb-Sr nestas mesmas rochas uma isócrona de cinco pontos, que forneceu a idade de  $593 \pm 5$  Ma. Macambira (1983) utilizando seus dados Rb-Sr, os dados de Hasui et al. (1980) e de Sá et al. (1980) construiu uma isócrona de quinze pontos

para todo o Grupo Estrondo, a qual forneceu idade de  $590 \pm 19$  Ma. Estas idades K-Ar e Rb-Sr variando aproximadamente entre 520 e 590 Ma, refletem a idade do metamorfismo nas rochas do Orógeno Araguaia (Formação Xambioá), o que também é corroborado pelas idades entre 540 e 560 Ma de granitoides sin a tardi tectônicos (Santa Luzia, Ramal do Lontra, Presidente Kennedy), intrusivos nestas rochas metassedimentares e relacionados ao pico metamórfico.

Pinheiro (2005) e Pinheiro et al. (2011) utilizando o método Pb-Pb em zircão detrítico de quartzitos da Formação Morro do Campo na porção norte do Orógeno Araguaia na região de Xambioá obtiveram idades predominantemente entre 3,0 e 2,65 Ga, enquanto na porção sul do Orógeno Araguaia, na região de Paraíso do Tocantins, os zircões detríticos de micaxistos da Formação Xambioá forneceram idades predominantes no intervalo de 1250 a 850 Ma e secundariamente idades paleoproterozoicas no intervalo entre 1,85 a 1,70 Ga. Com base nestes dados, Pinheiro et al. (2011) sugeriram áreas fontes distintas para estes diferentes domínios do Orógeno Araguaia, onde na porção sul sua principais fontes seriam as rochas do Arco Magmático de Goiás, Maciço de Goiás e Cráton São Francisco, além de possíveis terrenos com idades compatíveis encobertos pela Bacia do Panaíba a leste. As idades de zircão detrítico predominantes entre 1250 e 850 Ma indicam idade máxima de sedimentação da porção basal do Grupo Baixo Araguaia nesta porção sul do Orógeno Araguaia em torno de 850 Ma.

Lucas e Moura (2006) obtiveram mais a norte na região de Colméia-Pequizeiro idades em zircões detríticos da Formação Pequizeiro em torno de 733 Ma indicando também contribuição de fontes mais jovens para esta unidade. Villas et al. (2007) utilizando dados de isótopos de Pb em pirita nos depósitos de sulfeto estratiforme nas rochas metassedimentares da Formação Couto Magalhães na região sudeste do Pará obtiveram idades variando de 616 a 770 Ma, admitindo-as como idades da mineralização sulfetada e conseqüentemente da sedimentação da Formação Couto Magalhães. Estas idades sugerem uma sedimentação um pouco mais jovem para a seqüência de topo do Grupo Baixo Araguaia que inclui as formações Pequizeiro e Couto Magalhães.

#### 3.2.2.4 - Magmatismo Sin a Tardi-Orogênico

##### 3.2.2.4.1 - Suíte Aliança

Ao longo das cinco últimas décadas foram realizados alguns trabalhos regionais que englobam

a área deste projeto. Estes trabalhos mantiveram a tendência de associar a deformação à idade das rochas, e quase sempre, rochas muito deformadas (gnaisse, migmatitos e milonitos) foram relacionadas ao embasamento que, ao longo deste período e dependendo do autor recebeu nomes diferentes, mas quase sempre essas rochas deformadas foram englobadas em um *Complexo* (Complexo Basal, Complexo Xingu, Complexo Goiano, Complexo Rio dos Mangues, etc.). Esta tendência, na região, começou a mudar a partir do Projeto Sudeste do Tocantins, projeto de mapeamento geológico regional conduzido pela CPRM. Um exemplo disto é a Suíte Aliança. Os gnaisse e migmatitos desta unidade foram, durante muito tempo, em função das características deformacionais, associadas às unidades mais antigas. Os primeiros registros estão em Barbosa et al. (1966) que colocaram paragneisses, metabasitos, migmatitos, granitos e milonitos da região no Pré Cambriano. Seguiram-se outros trabalhos, mantendo a mesma tendência. Mais recentemente, Bizzi et al. (2003), englobaram as rochas da Suíte Aliança no Complexo Rio dos Mangues, em função da similaridade dos aspectos composicional e estrutural (gnaisse e migmatitos de composição granodiorítica a tonalítica).

A denominação Suíte Aliança, foi criada por Frasca et al. (2010) para designar um conjunto de granitos, granodioritos e tonalitos peraluminosos, de idade em torno de 600 milhões de anos, representada pelo Tonalito-Granodiorito Aliança, cuja área tipo encontra-se próximo a sede do município de Aliança do Tocantins, às margens da BR 153 e uma série de corpos mais diferenciados os quais denominaram Granito Córrego das Lages. Na área deste projeto, não foram cartografados corpos do Granito Córrego das Lages. O Tonalito-Granodiorito Aliança tem continuidade física na Folha Porto Nacional e mantém as mesmas características descritas por aqueles autores na Folha Gurupi, inclusive a idade, motivo pelo qual será mantida, neste projeto, a mesma denominação. Além deste corpo, foi agrupado também a esta unidade o Tonalito Serra do Tapuio. Tonalito Serra do Tapuio foi a denominação criada também por Frasca et al. (2010) para designar um corpo de rochas ortoderivadas de composição tonalítica de aproximadamente 65 Km de comprimento por 5 Km de largura, que, segundo estes autores, seria diferente das demais rochas ígneas encontradas na área, devido as suas características mineralógicas, texturais, estruturais, físicas e sua idade modelo. O Tonalito Serra do Tapuio, aparentemente tem continuidade física na área do projeto, mais especificamente na porção sul da folha Porto Nacional, onde foi cartografada uma estreita faixa de tonalitos alinhados na direção N-NE. Sua inclu-

são na Suíte Aliança tem caráter provisório, uma vez que faltam dados consistentes, principalmente geocronológicos, que consolidem esta proposta.

A Suíte Aliança, composta pelo Granodiorito-Tonalito Aliança e pelo Tonalito Serra do Tapuio, foi cartografada na porção centro-sul da área do projeto, na folha Porto Nacional (Fig.3.168 A). As semelhanças entre os gnaisses desta unidade e os

gnaiesses do Complexo Rio dos Mangues dificultam a sua individualização em termos cartográficos, no campo e em sensores remotos, motivo pelo qual os contatos são sempre aproximados. Em imagens aerogeofísicas gamaespectrométricas, é possível notar um ligeiro alinhamento que coincide com a área de ocorrência do Granodiorito-Tonalito Aliança (Fig.3.168 B).

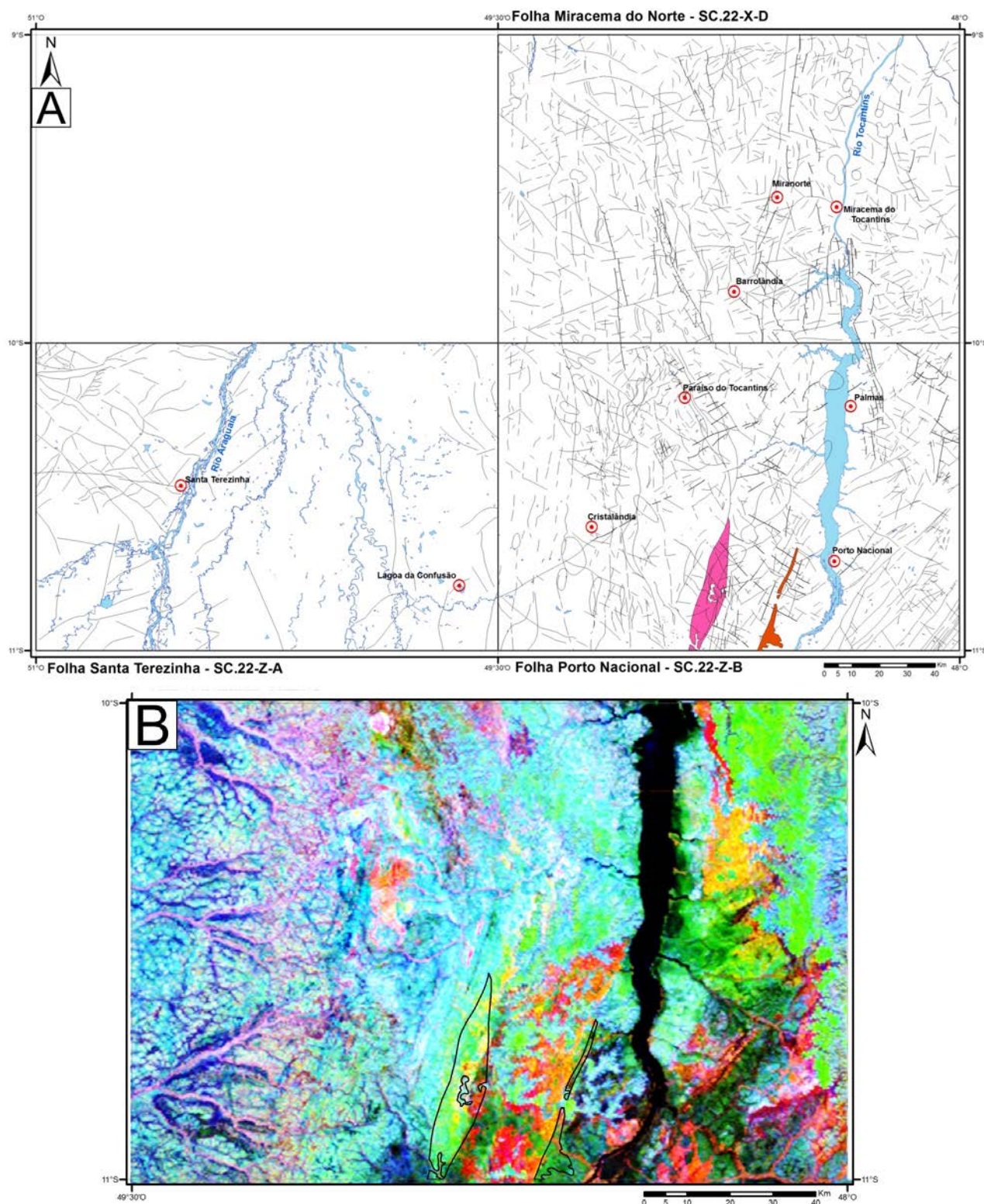


Figura 3.168 – A) Mapa de localização da Suíte Aliança na área do Projeto Palmas. B) Imagem aerogamaespectrométrica (ternário) com a localização da Suíte Aliança.

### Granodiorito-Tonalito Aliança

As melhores exposições desta subunidade encontram-se em estradas secundárias da região e em cortes da ferrovia Norte-Sul. Afloram sob a forma de lajeiros e blocos métricos, localmente alinhados, em consequência da deformação que imprimiu nas rochas uma foliação protomilonítica a milonítica de direção N-S/55E a N20E/60°SE, compatível com a deformação impressa nos metassedimentos da Faixa Araguaia. Em afloramento é possível observar pelo menos duas fases de deformação, uma responsável pelo encurtamento (cisalhamento puro), expresso por dobras pitgmáticas, seguida de uma segunda fase caracterizada por cisalhamento simples, responsável pela transposição e rompimento das dobras geradas na primeira fase, com a formação de dobras rompidas em “cabo de guarda-chuva”. As rochas são cinza claras a cinza escuras, bandadas e magnéticas. Apresentam texturas granonematoblástica, granolepidoblástica, e granoblástica, protomilonítica a milonítica e

são constituídas essencialmente por quartzo, feldspatos e máficos. Os termos mais preservados da deformação apresentam granulometria média, textura granoblástica inequigranular. A figura 3.169 apresenta uma série de fotografias do principal afloramento do Granodiorito-Tonalito Aliança.

Em lâminas delgadas, as características gerais dos gnaisses de composição tonalítica a quartzodiorítica, são as seguintes: os minerais coloridos são biotita, anfibólio, opacos e raras apatitas e entre os incolores, se destacam quartzo e plagioclásio (Figs. 3.170 A e B). O quartzo geralmente exhibe subgranulação, orientação de grãos e indícios de migração de limites de grãos (Fig.3.170 C). Os plagioclásios exibem maclas em bizel e evanescentes (Fig.3.170 D). A biotita apresenta pleocroísmo bege a castanho avermelhado e o anfibólio, amarelo esverdeado a verde escuro azulado. O pleocroísmo, e os ângulos de extinção destes anfibólios são próprios da hornblenda. Além dos minerais referidos, observam-se raros zircões inclusos em biotita. O consumo do anfibólio, pela biotita,

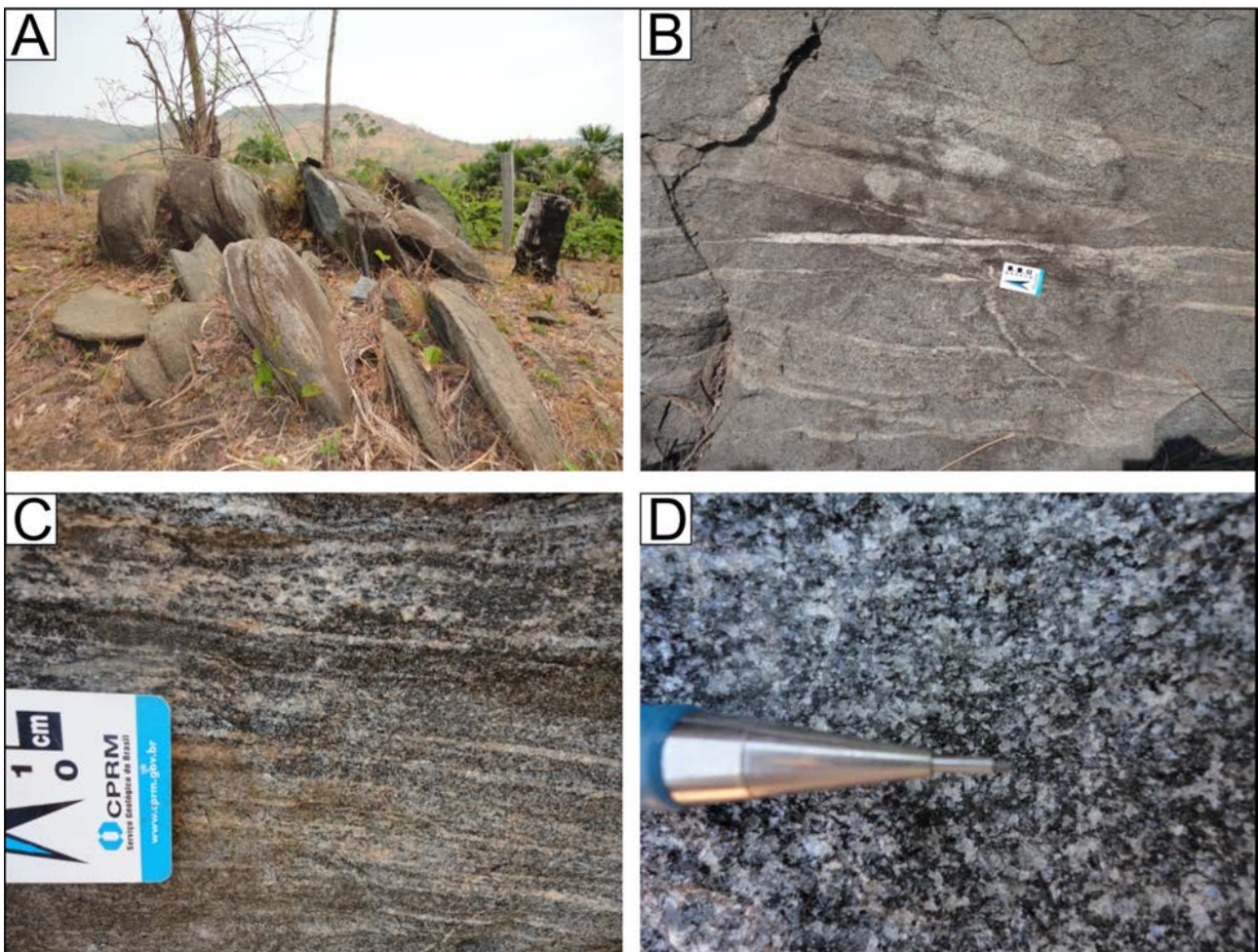


Figura 3.169 – Aspectos texturais e estruturais do Tonalito-Granodiorito Aliança: A) Afloramento de forma tabular, consequência da deformação que gerou a foliação protomilonítica. B) Gnaisse de composição quartzodiorítica, evidenciando a segunda fase de deformação, representada por dobras estiradas e rompidas em “cabo de guarda chuva”. C) Gnaisse de composição tonalítica. D) Porção preservada da deformação.



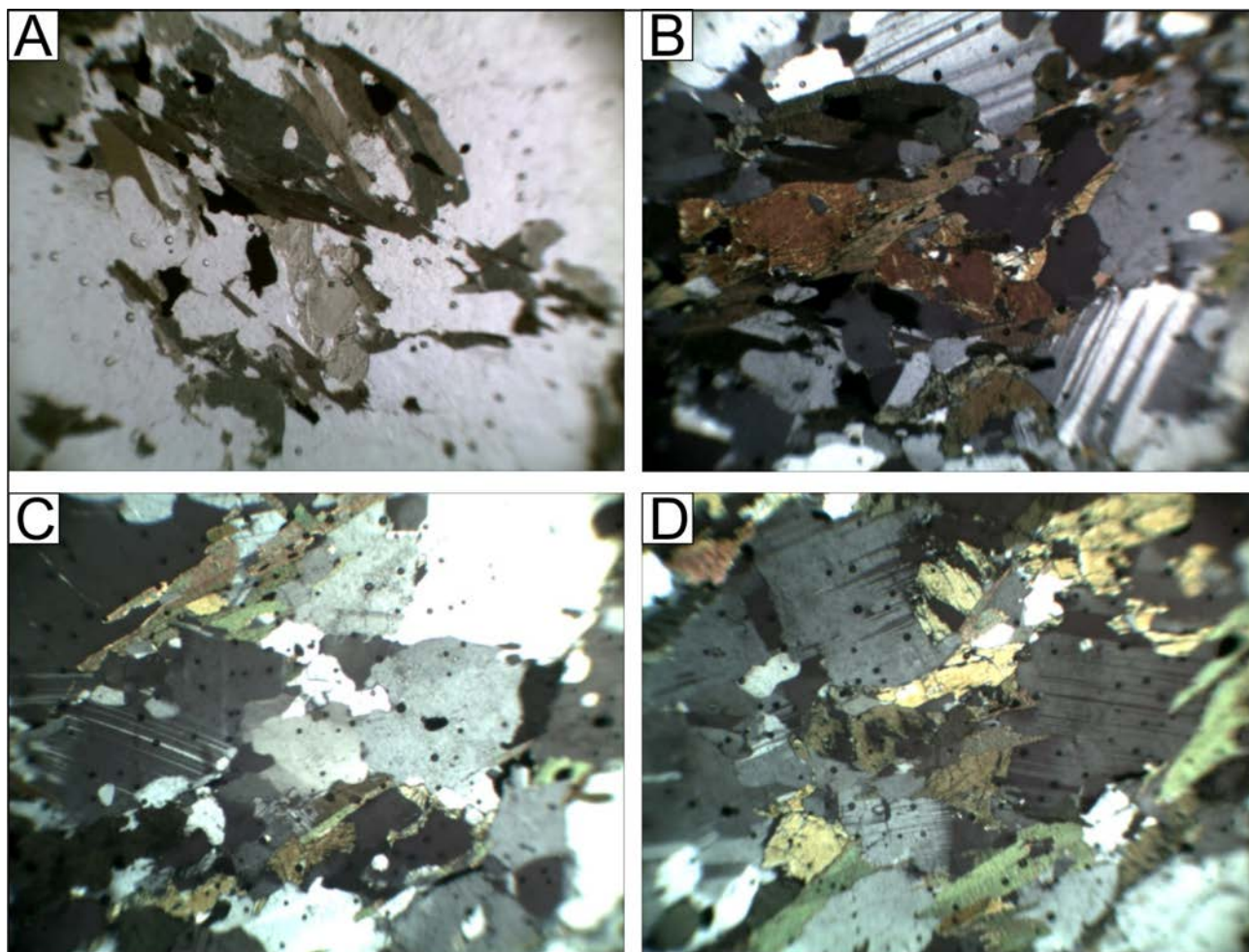


Figura 3.170 – Aspectos microscópicos do Tonalito-Granodiorito Aliança: A e B) Aspecto da composição mineralógica de um quartzo diorito da Suíte Aliança(np e nc). C) Características dos grãos de quartzo que evidenciam a deformação da rocha (nc). D) Características do plagioclásio (nc).

está relacionado a uma fase retrometamórfica. A presença de anfibólio e a ausência de uma paragênese aluminosa, bem como o pleocroísmo da biotita, sugerem um granitóide tipo I. O caráter peraluminoso é indicativo de contaminação crustal.

O Tonalito-Granodiorito Aliança é intrusivo nos gnaisses do Complexo Rio dos Mangues e é intrudido pelo gabro Morro da Mata, da Suíte Carreira Comprida. Próximo ao contato da Suíte Aliança com o Complexo Rio dos Mangues, observa-se um conjunto de apófises, sills e diques de granitoides da Suíte Aliança, encaixados em rochas deste complexo (Fig.3.171).

Para a definição química desta unidade foram utilizadas 15 amostras, cujos dados analíticos encontram-se na tabela 3.36. As rochas da Suíte Aliança mostram teores de  $\text{SiO}_2$  entre 56 e 72%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de 14 a 17%,  $\text{MgO}$  entre 1,4 e 3,8 com razões  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  variando de 0,28 a 1,89. Trata-se de magmatismo subalcalino (Fig.3.172a), com classificação química desde monzogranitos até tonalitos para as rochas félsicas e quartzo monzonitos e quartzo monodioritos para as rochas

máficas (Fig.3.172b). São rochas predominantemente peraluminosas (Fig.3.172c), com razão  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  entre 0,42 e 1,45 (3 amostras tem valores mais elevados - entre 1,8 e 2,19) e, por isso, no diagrama de Le Maitre (1999).  $\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{Na}_2\text{O}$  (não mostrado) tem ampla distribuição, desde o campo sódico normal até fortemente potássico e no diagrama de Peccerillo e Taylor (1976) (Fig.3.172d) são preferencialmente cálcioalcalinas alto-K, com três amostras no campo médio-K.

No diagrama AFM (Fig.3.173a) as amostras definem um *trend* cálcioalcalino de média maturidade e no diagrama multicatiónico de Jensen e Pykes (1976) (Fig.3.173b) confirma-se a “assinatura” geoquímica cálcioalcalina da unidade. A figura 3.173c mostra o diagrama normativo Ab-An-Or e a distribuição das amostras da Suíte Aliança nos campos do monzogranito a tonalito, com os quartzo monzonitos no campo dos sienogranitos. Na figura 3.173d a relação ternária  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  evidencia o *trend* cálcioalcalino de rochas de arco de margem continental ativa. No diagrama  $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$  de Frost et al. (2001) (Fig.3.173e) as rochas da

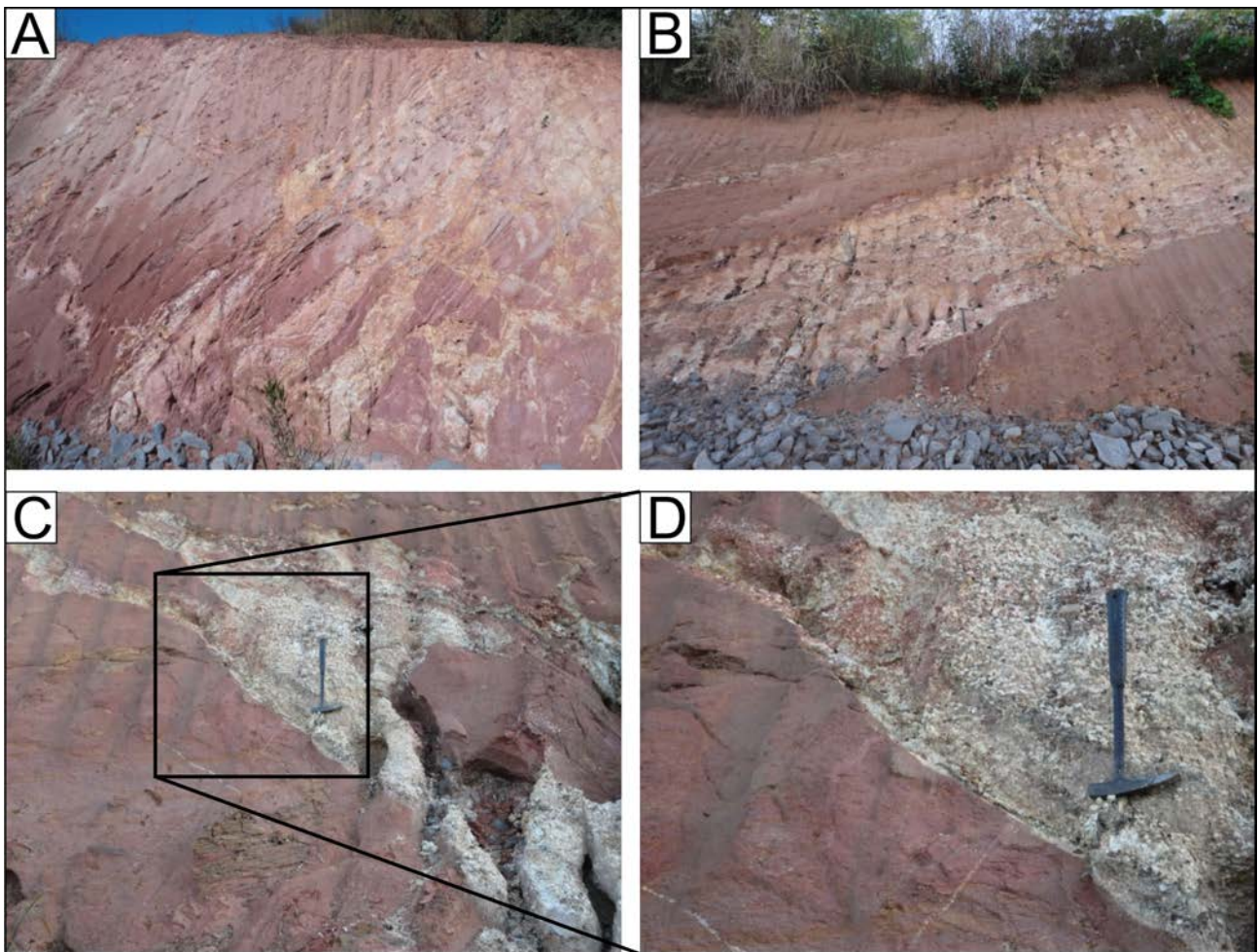


Figura 3.171 – Relações de intrusão do granitóide da Suíte Aliança, em gnaisses calcissilicáticos do Complexo Rio dos Mangues: A e C) Apófises do granitoide da Suíte Aliança. B) Sil de granitoide da Suíte Aliança. D) detalhe da foto anterior.

Suíte Aliança se distribuem no campo dos granitos magnesianos, que coincide com o campo dos granitos Cordilheiranos, ocupando preferencialmente o campo dos granitoides cálcioalcalinos a cálcicos no diagrama  $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$  vs.  $\text{SiO}_2$  de Frost et al. (2001) (Fig.3.173f), exceção dos dois quartzo monzonitos que mostram leve tendência alcalina.

A análise dos padrões de ETR dos monzogranitos (Fig.3.174a) destaca significativas diferenças que implicam em fontes e processos petrogenéticos distintos. A amostra HL-68 mostra acentuado fracionamento ETR leves vs. ETR pesados [(La/Yb)  $n = 20,54$ ] em relação às rochas HL-33 e HL-25 (Tab. 3.36), ausência de anomalia de Eu, concavidade da curva nos valores de ETR médios (Gd, Tb e Ho) e baixos valores de ETR pesados. A interpretação destas características sugere fraca participação de plagioclásio no processo de fracionamento da rocha e sua importância na composição da fonte, a concavidade da curva para ETR médios mostra a importância do fracionamento dos anfibólios na geração da rocha e os baixos teores de ETR pesados, juntamente com a presença de plagioclásio, indica a participação de

fontes máficas relativamente profundas, de composição granada-lherzolito. O diagrama de multielementos dos monzogranitos (Fig.3.174b) destaca que a amostra HL-68 é mais rica em LILE's, tem anomalia negativa de Nb-Ta mais acentuada, é mais rica em K, porém com valores inferiores de Zr-Hf, Eu, Ti e ETR pesados. Também destaca valores distintos em Pb, Sr, Zr-Hf e P entre os outros quatro monzogranitos. A interpretação destas heterogeneidades químicas sugere fontes diferentes para o conjunto dos monzogranitos.

No diagrama da figura 3.174c os padrões dos granodioritos e tonalito são similares, com moderado fracionamento ETR leves x pesados [(La/Yb) $_N$  variando de 8,41 a 12,38], fracas anomalias negativas de Eu (Eu/Eu\* de 0,43 a 0,64) e valores de ETR pesados que sugerem fontes análogas aos monzogranitos e fraca concavidade das curvas de ETR médios indicando menor participação de anfibólios no processo petrogenético de fracionamento mineral. Na figura 3.174d o diagrama de multielementos destaca variação nos LILEs (principalmente Rb e Ba - razões Ba/Nb de 25 a 63 nos granodioritos e 17,10 para o tonalito (Tab. 3.36),

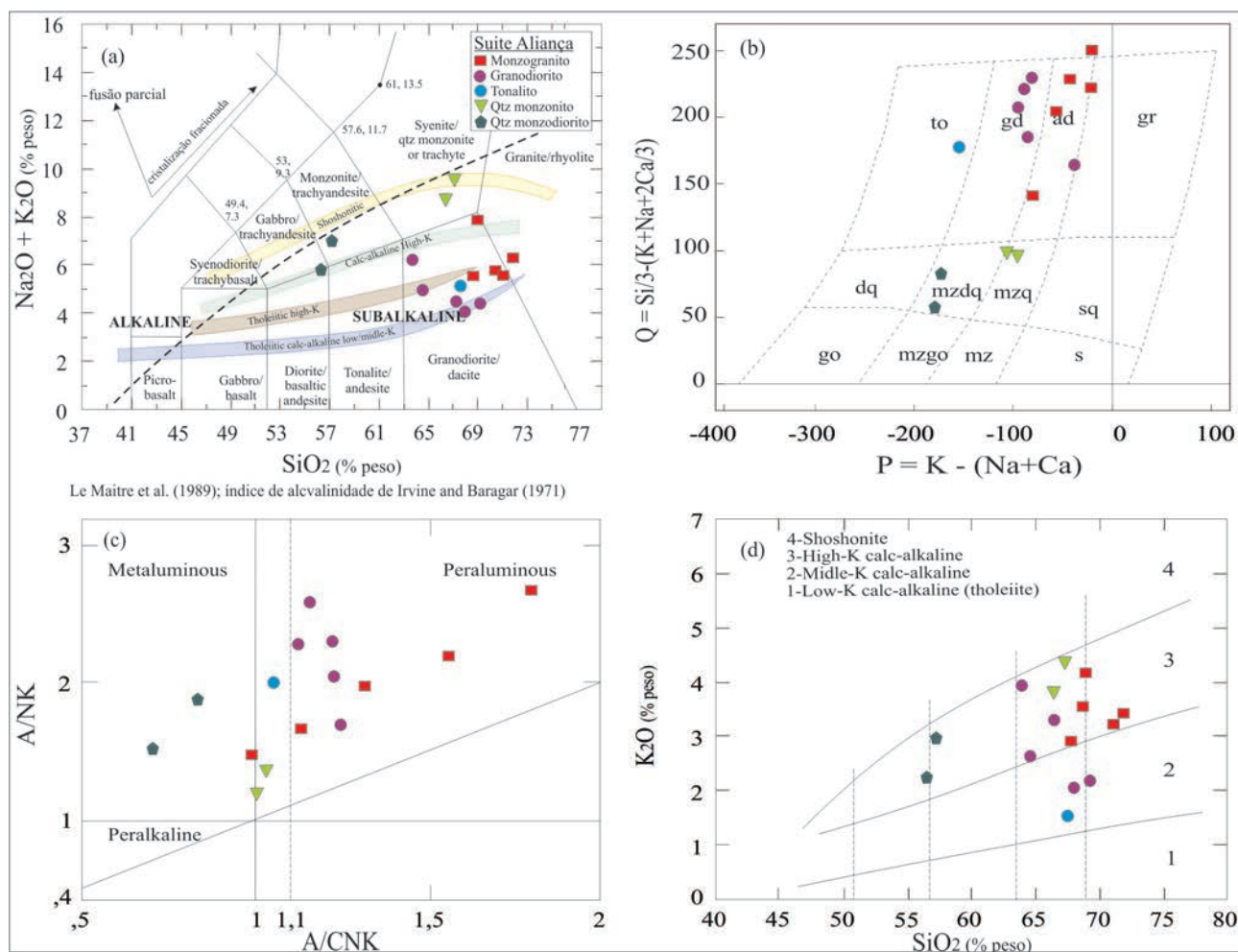


Figura 3.172 – A) Diagrama TAS de Irvine e Baragar (1989) com as rochas da suíte Aliança no campo sub-alkalino. B) Diagrama de classificação química P-Q de Debon e Lefort (1983). C) Índice de saturação de alumina (ANK vs. ACNK) dos granitóides (MANIAR;PICOLLI, 1989). D) Diagrama de teor de  $\text{K}_2\text{O}$  de Peccerillo e Taylor (1976).

anomalia negativa de Nb-Ta, valores fracamente negativos a fracamente positivos para Pb, anomalias negativas de Sr, P e Ti e positivas para Zr-Hf.

Os quartzos monzonitos da figura 3.174e mostram padrões de ETR sugestivos de maior participação de material crustal na sua petrogênese (valores mais acentuados de ETR leves como La e Ce), fraca anomalia negativa de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  de 0,79 e 0,81) e baixos valores de ETR pesados indicando fontes enriquecidas em granada e plagioclásio, porém com diferença significativa nos valores de fracionamento [(La/Yb)<sub>n</sub> de 12,56 e 44,5]. No diagrama de multielementos da figura 3.174f e tabela 3.36 destacam-se as importantes diferenças na razão LILE/HFSE (Ba/Nb de 217,78 e 97,15) porém com curvas de padrões similares: enriquecimento em LILE's, significativa anomalia negativa de Nb-Ta, enriquecimento em K, ausência de anomalias de Pb, valores positivos de Sr, Zr-Hf, Sm-Nd e ETR pesados, além de anomalias negativas de P e Ti.

As duas amostras de quartzos monzodiorito mostram, no diagrama ETR (Fig.3.174g), padrões similares, porém com valores de ETR total e grau

de fracionamento diferentes (vide Tab. 3.36). No diagrama de multielementos (Fig.3.174h) há diferenças nos teores de LILEs e HFSE (razões Ba/Nb de 41,08 e 72,31), anomalias negativas de Nb-Ta pouco acentuadas, depleção em Pb, Zr-Hf e ETR pesados, porém com ausência de anomalias negativas de Ti. A fraca anomalia de Nb-Ta, depleção de Pb, ausência de anomalia positiva de Zr-Hf e negativa de Ti, sugerem pequena participação de material crustal e fonte quimicamente mais coerente com material primitivo da cunha mantélica.

Os diagramas de ambientes tectônicos das figuras 3.175 a, b confirmam que a Suíte Aliança constitui uma série de rochas cálcioalcalinas geradas em arco magmático de margem continental ativa com acentuada heterogeneidade de fontes. O diagrama R1-R2 tectônico de Batchelor e Bowden (1985) (Fig.3.175c) sugere rochas de diferentes fases de evolução do arco em que granodioritos, tonalitos e granitos podem representar as fases pré a sin-colisional, enquanto monzonito e quartzomonzonito ocupam os campos das fases tardiorogênica e de *uplift* pós-colisional.

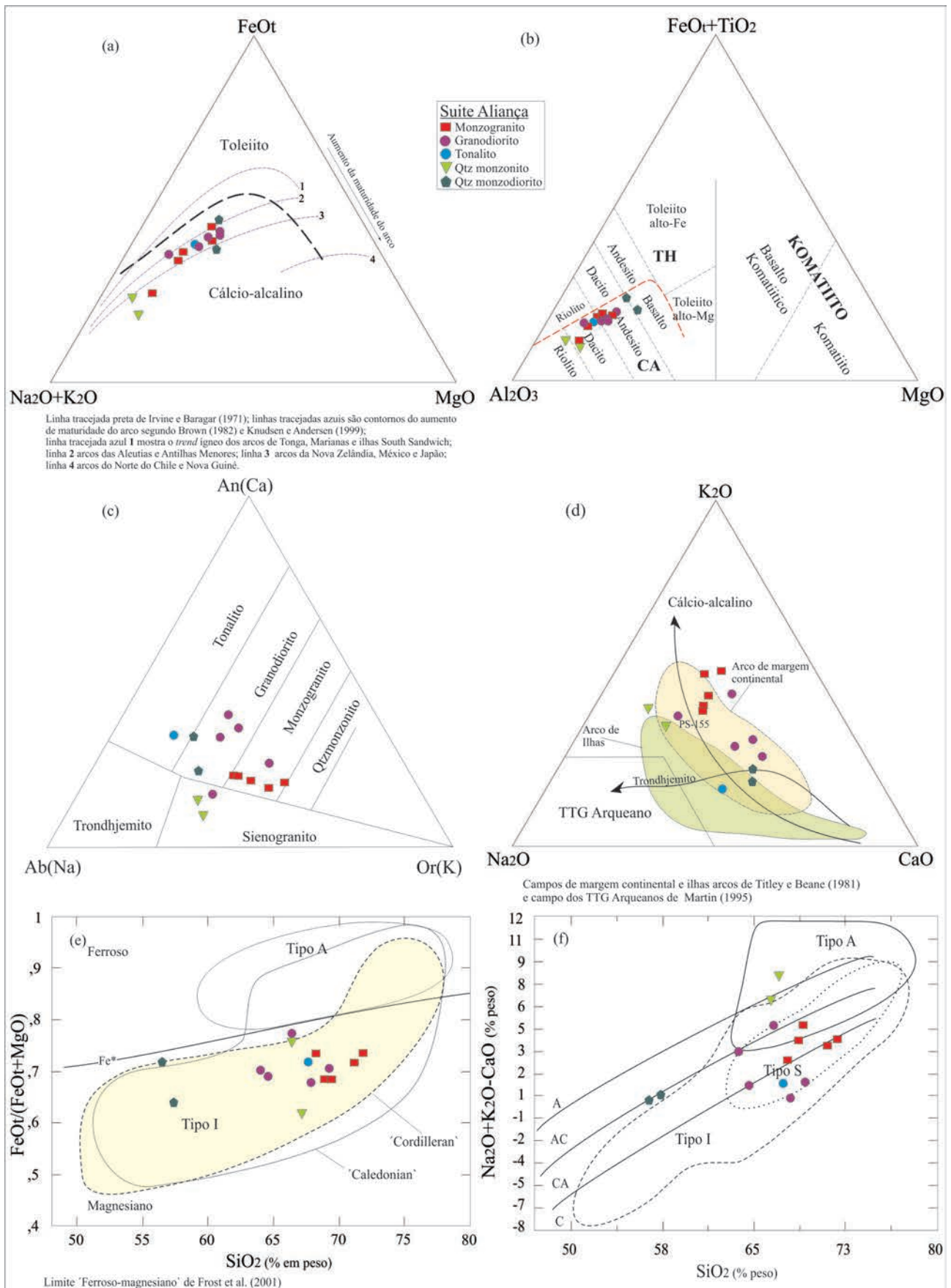


Figura 3.173 – A) Diagrama AFM (IRVINE; BARAGAR, 1971) para as rochas da suite Aliança. B) Diagrama multicaticônico de Jensen e Pykes (1976). C) Diagrama de classificação normativa Ab-An-Or (O'CONNOR, 1965). D) Diagrama Na-K-Ca molecular de Barker e Arth (1976). E) Diagrama FeOt/(FeOt+MgO) vs. SiO<sub>2</sub> (FROST et al., 2001) e campos dos granitos Cordilheiranos, Caledonianos e I-, S-, A de Frost et al. (2001). F) Diagrama Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-CaO vs. SiO<sub>2</sub> (FROST et al., 2001).

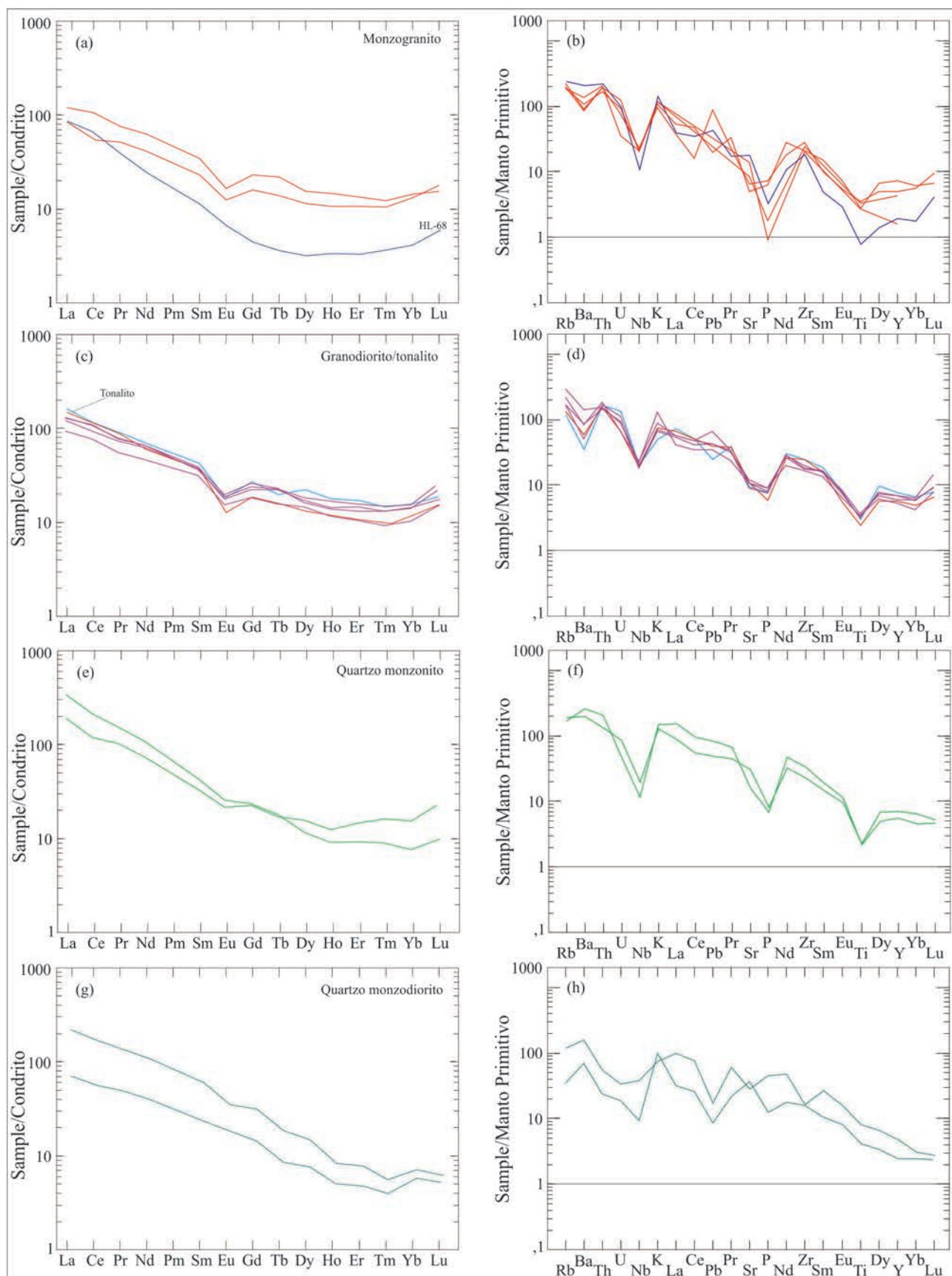


Figura 3.174 – A, C, E, G) Padrões de ETR normalizados ao condrito (fator de normalização de BOYNTON, 1984).  
B, D, F, H) diagramas de multielementos normalizados ao manto primitivo (SUN;MCDONOUGH. 1989).

Tabela 3.36 – Elementos maiores, traços e ETRs das rochas da Suíte Aliança.

Amostra	HL- 681	AS-311	PS-1021	HL-331	HL-252	AF-1011	HL-31A2	HL-321
Rocha	Monzo granito	Monzo granito	Monzo granito	Monzo granito	Monzo granito	Grano diorito	Grano diorito	Grano diorito
SiO <sub>2</sub>	69	68.61	71.79	71.01	67.72	67.94	64.53	69.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.75	15.57	14.17	14.33	14.23	14.40	15.18	14.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.67	6.42	5.49	4.29	5.60	5.29	6.61	5.19
MgO	1.54	2.69	1.79	1.51	1.91	2.26	2.68	1.98
CaO	2.94	1.58	2.27	1.98	1.46	3.80	3.83	2.98
Na <sub>2</sub> O	3.62	1.98	2.80	2.27	1.31	2.01	2.24	2.28
K <sub>2</sub> O	4.24	3.57	3.50	3.29	2.87	2.06	2.71	2.14
TiO <sub>2</sub>	0.17	0.73	0.59	0.61	0.76	0.72	0.81	0.70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.04	0.02	0.14	0.16	0.20	0.18	0.17
MnO	0.03	0.10	0.07	0.07	0.08	0.10	0.11	0.08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
LOI	0.80	1.34	0.37	1.30	3.90	0.70	1	1
SUM	100.83	102.64	102.87	100.81	100.01	99.49	99.89	99.74
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	7.86	5.55	6.30	5.56	4.18	4.07	4.95	4.42
CaO/Na <sub>2</sub> O	0.81	0.80	0.81	0.87	1.11	1.89	1.71	1.31
Mg#	43.39	45.35	39.24	41.08	40.32	45.84	44.54	43.04
V	18	na	na	62	67	93	101	80
Ni	9	na	na	20.90	27.60	36.90	41.70	32
Co	2.30	na	na	9.50	12.10	12.40	17.10	12.70
Ba	1409.50	748	956	587.90	629.30	617.10	596.60	367.10
Nb	7.70	14.82	15.01	14.70	16.30	13.20	16.70	14.40
Ta	0.50	1.14	0.70	1.20	1.20	0.90	1.20	1
Rb	152.50	119.30	117.40	126.10	141.80	108.60	142.70	110.10
Sr	374.50	178.90	296	107.70	139.40	261.20	233.60	193.60
Cs	4.10	2.80	1.94	8.40	9.70	7.20	11.20	7.60
U	2	1.95	0.74	2.60	1.60	2	1.40	2.40
Th	18.20	14.30	17.30	16.60	16.50	12.70	16	14.80
Zr	202.10	273.50	226.70	235	312	204.10	209.20	229.80
Hf	6.10	6.84	6.41	6.80	8.10	6.10	6.20	6.70
Cu	12.10	na	na	53.20	11.80	3.80	5.50	7.60
Pb	3	na	na	1.40	6.20	3.10	4.80	3.10
Ga	18.10	24.10	17.50	14.90	18.50	17.90	21.70	17.60
Y	8.70	19.98	7.30	33	22.80	32.10	28.10	32.90
La	26.50	na	na	37	26	37.90	40.60	39.90
Ce	61.20	na	na	85.30	28.90	75	87.40	88.20
Pr	4.79	na	na	9.23	6.26	8.91	9.57	9.47
Nd	14.70	na	na	37.80	24.70	37.30	39.90	39.70
Sm	2.20	na	na	6.70	4.50	7.40	7.60	7.10
Eu	0.49	na	na	1.22	0.92	1.30	1.46	1.37
Gd	1.15	na	na	6.02	4.16	5.77	6.70	6.23
Tb	0.17	na	na	1.03	0.66	1.06	1.10	1.07
Dy	1.03	na	na	4.98	3.67	5.53	5.22	5.94
Ho	0.24	na	na	1.06	0.77	1.04	1	1.21
Er	0.69	na	na	2.82	2.25	3.05	2.79	3.27
Tm	0.12	na	na	0.40	0.34	0.43	0.43	0.48
Yb	0.87	na	na	3.03	2.76	2.95	3.02	3.20
Lu	0.30	na	na	0.50	0.70	0.70	0.30	1.10
ΣETR	114.45	na	na	197.09	106.59	188.34	207.09	208.24
(La/Yb) <sub>n</sub>	20.54	na	na	8.23	6.35	8.66	9.06	8.41
Eu/Eu*	0.94	na	na	0.59	0.65	0.61	0.63	0.63
Rb/Zr	0.75	0.44	0.52	0.54	0.45	0.53	0.68	0.48
K/Rb	230.73	248.34	247.41	216.52	167.96	157.42	157.60	161.30
La/Sm	12.05	na	na	5.52	5.78	5.12	5.34	5.62
Ba/Nb	183.05	50.47	63.69	39.99	38.61	46.75	35.72	25.49

Amostra	AF-342	PS-1553	PS-1542	LL-981	LL-993	PS-1593	PS-1602
Rocha	Grano diorito	Grano diorito	Tonalito	Qtz monzonito	Qtz monzonito	Qtz monzodiorito	Qtz monzodiorito
SiO <sub>2</sub>	63.67	66.41	67.58	67.12	66.37	56.35	57.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.08	15.81	15.32	16.05	16.82	15.57	15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.15	5.38	5.17	2.97	3.59	8.70	7.43
MgO	2.35	1.38	1.79	1.72	1.00	2.99	3.80
CaO	2.87	1.86	3.92	1.45	2.21	5.65	6.44
Na <sub>2</sub> O	2.15	3.51	3.63	5.17	4.94	3.62	3.98
K <sub>2</sub> O	3.96	3.26	1.51	4.44	3.87	2.22	2.98
TiO <sub>2</sub>	0.77	0.54	0.67	0.48	0.50	1.74	0.89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.13	0.17	0.15	0.18	0.98	0.27
MnO	0.09	0.07	0.08	0.11	0.10	0.11	0.12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
LOI	1.50	0.13	0.50	0.70	0.80	0.20	0.22
SUM	99.80	98.49	100.35	100.36	100.38	98.14	98.39
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	6.11	5.77	5.14	9.61	8.81	5.84	6.96
CaO/Na <sub>2</sub> O	1.33	0.53	1.08	0.28	0.45	1.56	1.62
Mg#	43.08	38.43	40.68	53.43	35.56	40.50	50.32
V	106	na	na	25	35	na	na
Ni	45.30	11	22.70	1.20	1.40	12.10	14.60
Co	14.90	6	10.50	2.60	4.70	18.50	11.80
Ba	1014.40	423	252	1807	1389.30	1099	483
Nb	16.20	13.55	14.74	8.30	14.30	26.75	6.68
Ta	1.30	0.68	1.20	0.40	1.30	1.28	0.22
Rb	191.40	85.40	77.10	107.30	119.70	74.70	22
Sr	236	230.40	202.90	343.70	654.20	589.40	774
Cs	10.90	1.45	2.72	0.90	1.60	0.90	1.00
U	1.90	1.43	2.88	1	1.80	0.71	0.39
Th	13.40	13.40	14	17.60	11.20	4.70	2
Zr	193	280.20	276.50	377	257.40	182.60	176.40
Hf	5.30	7.71	7.96	8.70	7.40	5.64	4.45
Cu	4	7.80	5.50	4.20	14.90	34.40	7.10
Pb	2.50	2.80	1.80	5.90	3.50	1.20	0.60
Ga	23.40	17.10	19.50	17.70	19.70	22.60	24.30
Y	24.80	26.86	35.13	26.10	32.60	21.87	11.05
La	28.90	45.90	49.90	105.60	60	68.10	21.90
Ce	62.40	91.70	93.40	172.40	96.80	136.60	45.80
Pr	6.77	10.56	10.94	18.55	12.42	16.49	5.95
Nd	27.80	35.90	41.90	65	43.70	64.70	23.70
Sm	6.20	7.20	8.30	8.50	6.50	11.70	4.60
Eu	1.14	0.94	1.35	1.89	1.59	2.60	1.34
Gd	4.79	6.16	7.05	6.03	5.85	8.22	3.74
Tb	0.75	0.62	0.93	0.86	0.81	0.88	0.24
Dy	4.70	4.24	7.23	3.75	5.06	4.83	2.46
Ho	0.84	0.85	1.28	0.65	0.90	0.60	0.32
Er	2.21	2.85	3.63	1.95	3.05	1.63	1
Tm	0.30	0.23	0.35	0.29	0.53	0.09	0.05
Yb	2.16	2.50	3.30	1.60	3.22	1.50	1.20
Lu	0.60	0.50	0.60	0.80	0.40	0.20	0.30
ΣETR	149.56	210.15	230.16	387.87	240.83	318.14	112.60
(La/Yb) <sub>n</sub>	9.02	12.38	10.19	44.50	12.56	30.61	12.3
Eu/Eu*	0.64	0.43	0.54	0.81	0.79	0.81	0.99
Rb/Zr	0.99	0.30	0.28	0.28	0.47	0.41	0.12
K/Rb	171.70	316.79	162.53	343.40	268.31	246.63	1124.10
La/Sm	4.66	6.38	6.01	12.42	9.23	5.82	4.76
Ba/Nb	62.62	31.22	217.78	97.15	17.10	41.08	72.31

Amostras analisadas nos Laboratórios GEOSOL (Belo Horizonte, Brasil); valores de normalização pelo condrito de Boynton (1984);  $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$ ;  $mg\# = 100 \times \text{molar MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO})$ ; LOI = perda ao fogo; na = não analisado; óxidos em % peso; elementos traço em ppm; \* Os números 1, 2, 3 sobrescritos, indicam que as rochas desta suíte constituem três conjuntos petrogenéticos com "caminhos" evolutivos distintos (confirmados pelo diagrama Mg# vs. SiO<sub>2</sub> não mostrado).

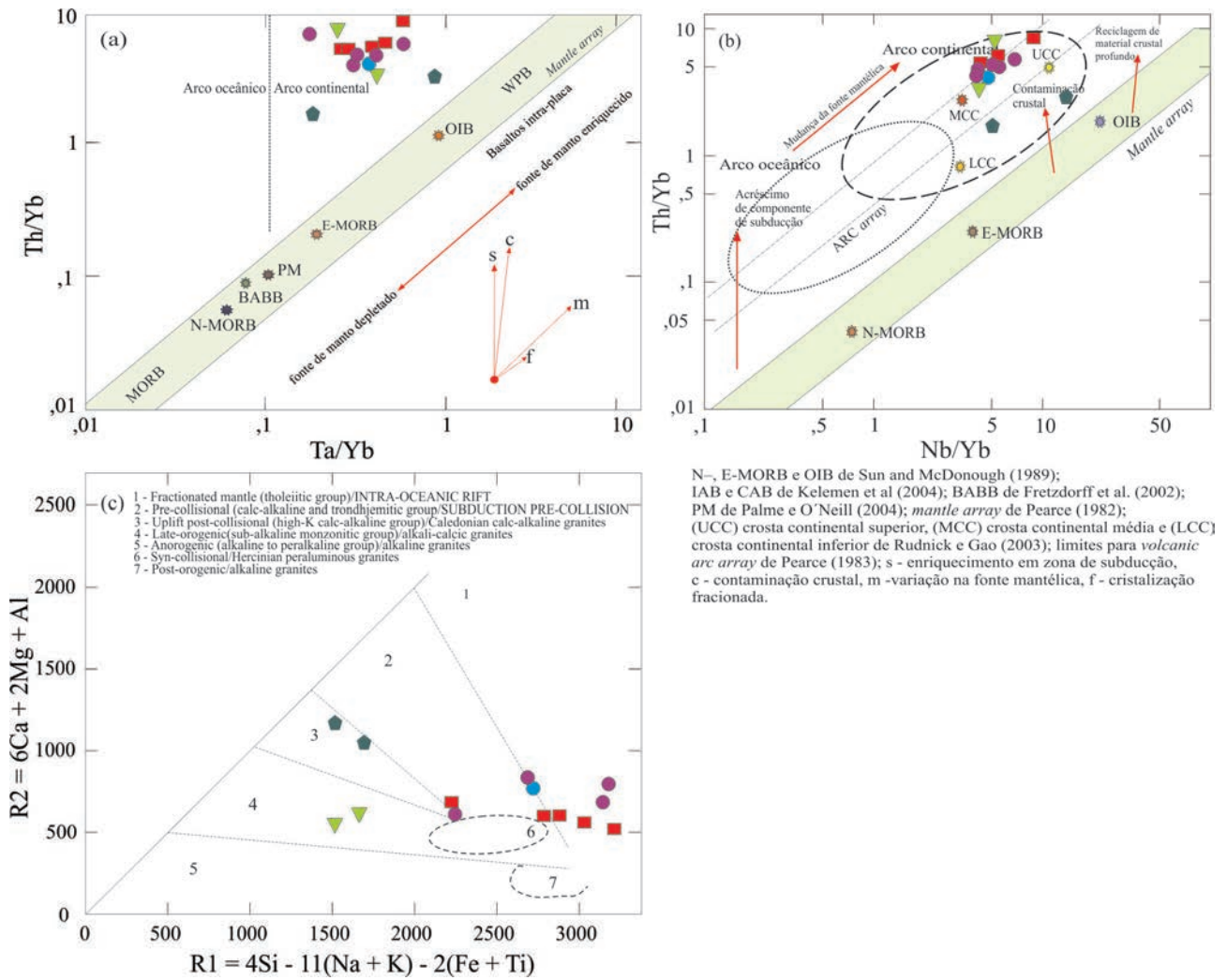


Figura 3.175 – A, B) Diagramas de definição de ambientes tectônicos em que as amostras das rochas da Suíte Aliança se formaram com sua distribuição no campo de arco de margem continental ativa (PEARCE, 1983). C) Diagrama multicatiónico adaptado por Batchelor e Bowden (1985) para ambientes tectônicos. Símbolos como na figura 3.173.

Uma idade  $593 \pm 59$  Ma, obtida através de datação U-Pb SHIRIMP em zircão, foi realizada no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília e coincide com a idade encontrada por Frasca et al. (2010) na folha Gurupi. Estas idades estão sendo interpretadas como idades de cristalização das rochas da Suíte Aliança. A figura 3.176 mostra o gráfico com a idade, a localização da amostra coletada e uma fotografia do tonalito amostrado para análise geocronológica e a tabela 3.37, os dados analíticos.

### Tonalito Serra do Tapuio

O Tonalito Serra do Tapuio foi englobado na Suíte Aliança, em função de sua similaridade litológica e estrutural com o Granodiorito-Tonalito Aliança. São Rochas magnéticas, bandadas, foliadas (Fig.3.177), com bandas ou lâminas milimétricas a centimétricas escuras compostas de biotita e anfibólio, localmente com pirita finamente

disseminada, intercaladas com bandas ou laminais mais claras, compostas de quartzo e feldspato, orientadas segundo a foliação milonítica N25-30E/45SE, com veios centimétricos de quartzo que acompanham a deformação principal (veios de cisalhamento) e veios extencionais de direção N50W. As melhores exposições e amostras desta unidade podem ser vistas sob forma de lajeiros métricos e blocos retirados de escavações da região da Mina do Pontal, uma mina de ouro abandonada que foi explorada na década de 1970.

Uma amostra de gnaiss tonalítico coletada na mina do Pontal apresenta a composição mineralógica expressa na tabela 3.38.

Na amostra de biotita gnaiss tonalítico encaixante das mineralizações de ouro em veio de quartzo da mina do Pontal, a biotita encontra-se sob a forma de feixes com pleocroísmo castanho claro amarelado a castanho avermelhado, associada a anfibólios com pleocroísmo verde claro amarelado a verde escuro. Os opacos que aparecem



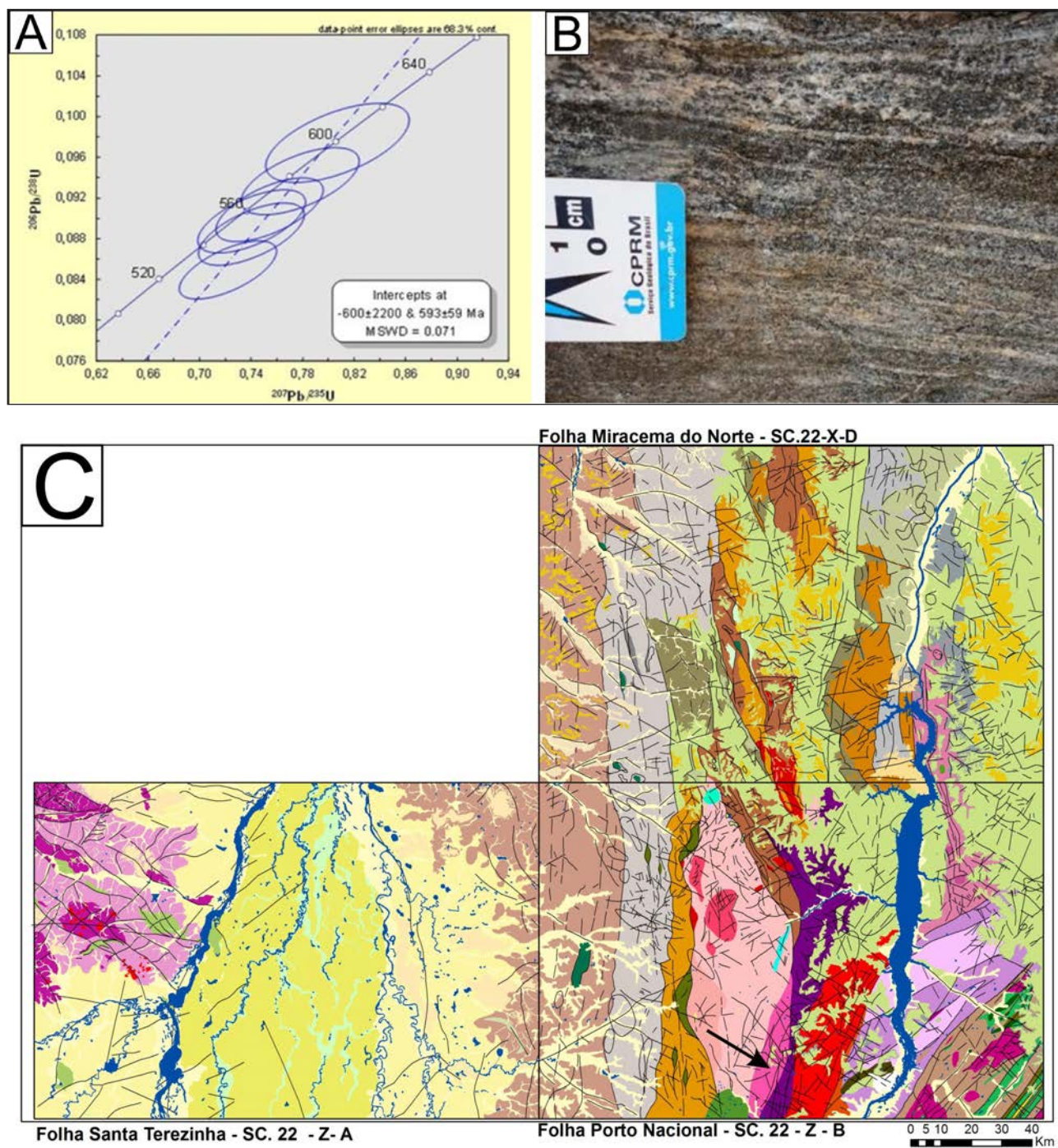


Figura 3.176 – A) Idade de um corpo de tonalito, pertencente a unidade Granodiorito-tonalito Aliança da Suíte Aliança. B) Amostra de tonalito do qual foi extraído zircão para a datação (U-Pb) da Suíte Aliança. C) Localização do ponto de amostragem e localização do corpo em relação às demais unidades da área.

Tabela 3.37 – Dados geocronológicos da amostra PS-160D – Suíte Aliança.

Errors are 1s unless otherwise specified		Idades aparentes										204 corrected										208 corrected										
Spot Name	% comm 206	ppm U	ppm Th	232Th /238U	204corr	206Pb /238U	Age	1s err	207corr	206Pb /238U	Age	1s err	208corr	206Pb /238U	Age	1s err	204corr	208Pb /232Th	Age	1s err	% Dis-cordant	% 238/206r	% 207r /206r	% 207r /235r	% 206r /238r	% 207r /206r	% 207r /235r	% 206r /238r	err corr	err corr	err corr	err corr
					204corr	206Pb /238U	Age	1s err	207corr	206Pb /238U	Age	1s err	208corr	206Pb /238U	Age	1s err	204corr	208Pb /232Th	Age	1s err	204corr	208Pb /232Th	Age	1s err	% 238/206r	% 207r /206r	% 207r /235r	% 206r /238r	% 207r /206r	% 207r /235r	% 206r /238r	err corr
8.1	0,28	157	37	0,24	508,7	509,0	10,3	10,5	494	52	456	28	-3	12,18	2,1	,057	2,3	0,65	3,1	,082	2,1	,659	12,13	2,1	,060	1,9	0,68	2,8	,082	2,1	,741	
15.1	0,00	62	25	0,41	498,8	497,7	11,4	12,0	567	90	488	30	14	12,43	2,3	,059	4,1	0,65	4,7	,080	2,3	,490	12,41	2,3	,060	4,1	0,67	4,7	,081	2,3	,497	
3.1	0,00	53	18	0,35	577,2	576,5	13,1	13,7	612	67	597	40	6	10,68	2,3	,060	3,1	0,78	3,9	,094	2,3	,598	10,70	2,3	,059	3,2	0,76	4,0	,093	2,3	,585	
5.1	0,00	59	53	0,94	553,8	553,0	12,4	14,7	598	64	549	30	8	11,15	2,3	,060	3,0	0,74	3,7	,090	2,3	,612	11,13	2,3	,061	2,9	0,75	3,7	,090	2,3	,618	
6.1	0,00	78	16	0,22	546,4	544,9	12,2	12,4	628	62	527	42	15	11,31	2,3	,061	2,9	0,74	3,7	,088	2,3	,624	11,29	2,3	,062	2,8	0,75	3,6	,089	2,3	,629	
7.1	0,00	41	26	0,66	558,5	556,0	13,3	14,7	693	73	510	31	24	11,05	2,4	,063	3,4	0,78	4,2	,091	2,4	,580	10,94	2,4	,070	3,3	0,88	4,1	,091	2,4	,591	
9.1	0,00	60	56	0,96	560,6	559,6	12,5	15,3	611	62	553	37	9	11,01	2,3	,060	2,9	0,75	3,6	,091	2,3	,624	10,98	2,3	,062	2,8	0,78	3,6	,091	2,3	,632	
10.1	0,00	36	21	0,59	599,3	599,2	15,5	16,8	606	80	579	38	1	10,26	2,6	,060	3,7	0,81	4,6	,097	2,6	,579	10,23	2,6	,063	3,6	0,84	4,5	,098	2,6	,592	
4.1	0,00	45	20	0,46	563,6	559,8	13,1	14,0	763	67	565	36	35	10,94	2,4	,065	3,2	0,81	4,0	,091	2,4	,600	10,95	2,4	,065	3,2	0,81	4,0	,091	2,4	,599	
14.1	0,00	77	62	0,84	525,5	523,1	11,4	13,3	662	57	504	28	26	11,77	2,2	,062	2,6	0,72	3,5	,085	2,2	,644	11,71	2,2	,066	2,6	0,78	3,4	,085	2,2	,649	

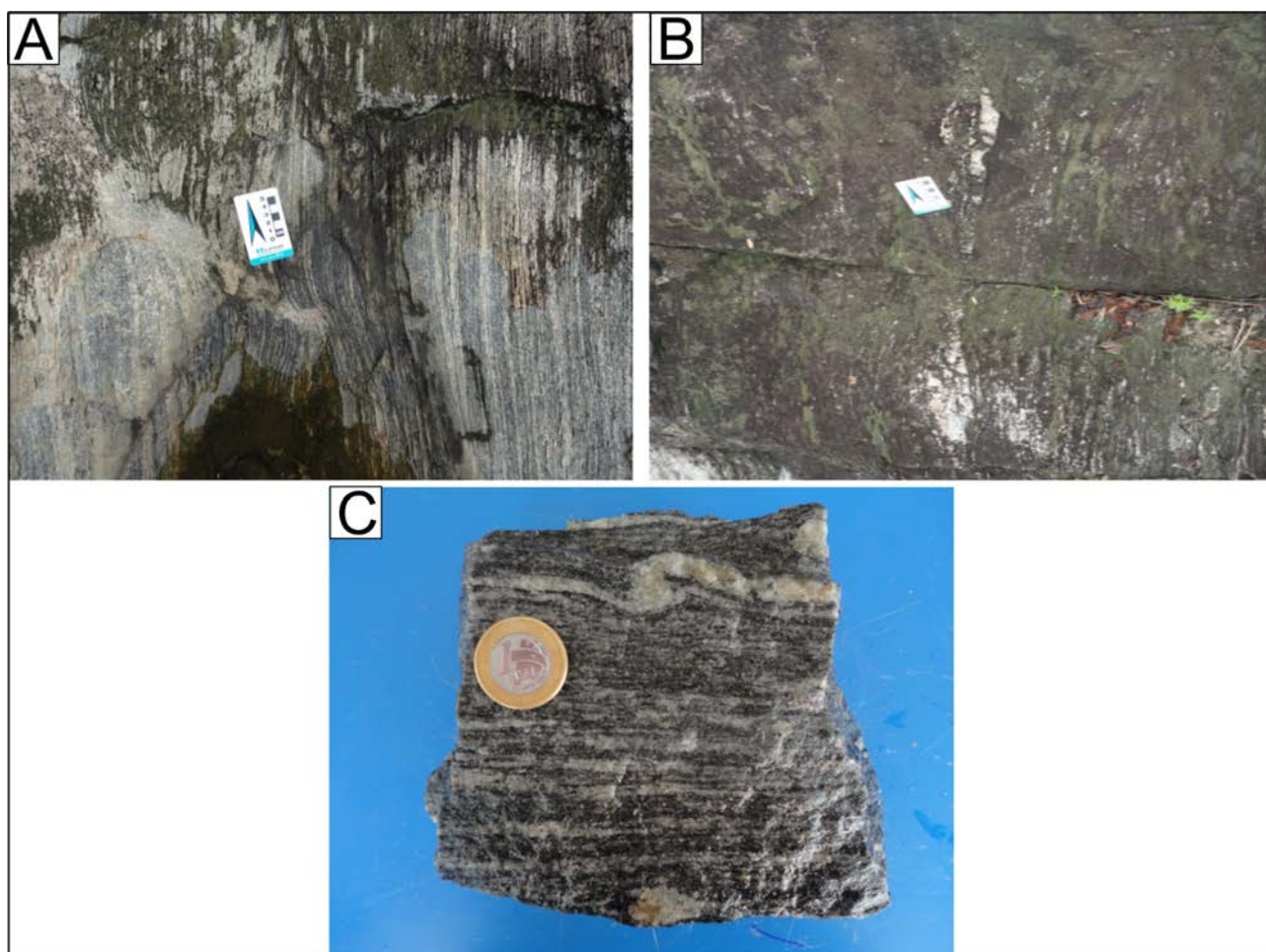


Figura 3.177 – Afloramento do Tonalito Serra o Tapuio – Suíte Aliança, na Mina de ouro do Pontal: A) Afloramento em planta do gnaiss tonalítico da Mina do Pontal. B) Detalhe do mesmo afloramento da fotografia anterior, evidenciando os veios de quartzo budinados, ao longo da foliação milonítica e uma fratura extensional de direção N50W. C) Amostra de mão evidenciando o estilo deformacional com dobra intrafolial produzida a partir de movimentação sinistral.

Tabela 3.38 – Composição mineralógica de uma amostra de biotita gnaiss tonalítico com anfibólio e titanita, coletada na Mina de ouro do Pontal.

Quartzo	Microclina	Plagioclásio	Biotita	Anfibólio	Clorita
27		52.36	11.2	5	1
Opacos	Titanita	Zircão	Apatita	Calcita	
1.6	0.5	0.22	0.12	1	

relacionados a estes máficos foram identificados macroscopicamente como pirita e magnetita. A clorita aparece como produto da reação de quebra da biotita (Fig.3.178 A). Esses minerais ocorrem orientados entre minerais incolores que foram identificados como plagioclásio e quartzo (Fig.3.178 B). O carbonato (calcita), a titanita e a apatita também aparecem associados à biotita em reação de substituição (Fig.3.178 C). O quartzo está alongado e alguns grãos exibem subgranulação. O plagioclásio (Fig.3.178 D) Apresenta composição de oligoclásio. A rocha está hidrotermalizada e o protólito é um tonalito.

#### 3.2.2.4.2 - Suíte Santa Luzia

Granito Santa Luzia, foi a denominação criada por Costa et al. (1983) para designar um conjunto de rochas graníticas que ocorrem na forma de corpos arredondados e ovalados e diques, alojados nos metassedimentos do Grupo Estrondo, cuja área tipo localiza-se nas proximidades da vila de Santa Luzia, distrito de Paraiso do Tocantins. Hasui et al. (1984) utilizaram o termo “Suíte Santa Luzia” para englobar os granitoides de composição granítica a granodiorítica desta unidade. Lamarão e Kotschoubey (1996) utilizaram a denominação “Granitoides Santa

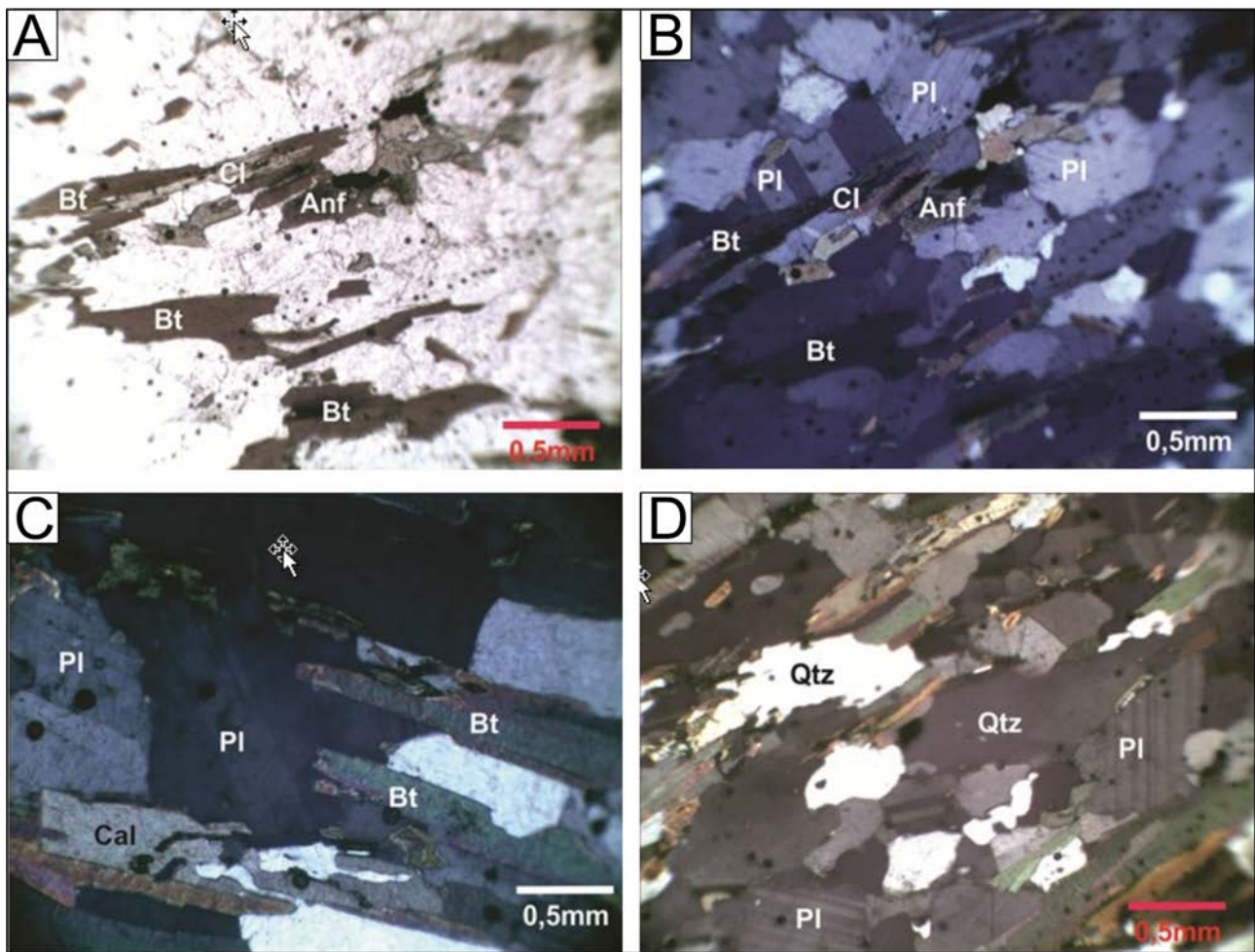


Figura 3.178 – Aspectos microscópicos de uma amostra de tonalito do Tonalito Serra do Tapuio - Suíte Aliança, coletada na Mina (abandonada) de ouro do Pontal: A) Clorita originada a partir da transformação metamórfica da biotita (np). B) Quartzo e plagioclásio (oligoclásio) orientados entre as lamelas de biotita parcialmente cloritizada (nc). C) Calcita, produto de alteração hidrotermal (nc). D) Aspecto textural e estrutural da rocha com plagioclásio ainda preservado, de possível identificação, pelo teste das maclas, como oligoclásio (nc).

Luzia” para denominar tais rochas por acreditar que os dados existentes não seriam suficientes para caracterização de uma suíte. Neste trabalho, será retomada a denominação Suíte Santa Luzia proposta por Hasui et al. (1984).

As rochas desta unidade afloram no centro-sul da folha Miracema do Norte e se estendem até a porção centro-norte da folha Porto Nacional, entre os municípios de Barrolândia e Paraíso do Tocantins (Fig.3.179). Alguns corpos também ocorrem na porção centro-oeste da Folha Porto Nacional. São intrusivos nos micaxistos feldspáticos das formações Canto da Vazante e Xambioá, no Complexo Rio dos Mangues, e são recobertos parcialmente pelas rochas sedimentares da Formação Pimenteiras da Bacia do Parnaíba. Os corpos de granitoides geralmente formam stocks ovalados e lenticulares, alguns com aspecto boudinado (Fig.3.180), geralmente alojados em zonas de contato ou ao longo de falhas transpressivas de direção NNW-SSE ao longo da Formação Xambioá e Canto da Vazante. Nas imagens

aerogamaespectrométricas, estes granitoides apresentam assinatura bem marcada no canal do potássio (K) (Fig.3.180).

Afloram sob a forma de lajedos e blocos métricos (Figs. 3.181 A e B), definindo um relevo irregular, na forma de morros e serras alinhadas. Seus principais afloramentos ocorrem nos arredores da Vila de Santa Luzia, área tipo, no extremo norte da folha Porto Nacional; nas margens da BR-153, aproximadamente a partir do Km 330 próximo à torre da Embratel em direção a Barrolândia; na pedreira Santa Mônica às margens da BR-153 no km 337. Na região entre Paraíso do Tocantins e Barrolândia, os granitoides ocorrem como corpos lenticulares na forma de stocks, diques, apófises e veios intrusivos na maioria das vezes de forma concordante com a foliação regional nos micaxistos feldspáticos da Formação Canto da Vazante (Figs. 3.181 C e D). Geralmente estes corpos estão estirados e boudinados em várias escalas de tamanho e os corpos de menores dimensões (veios) podem estar

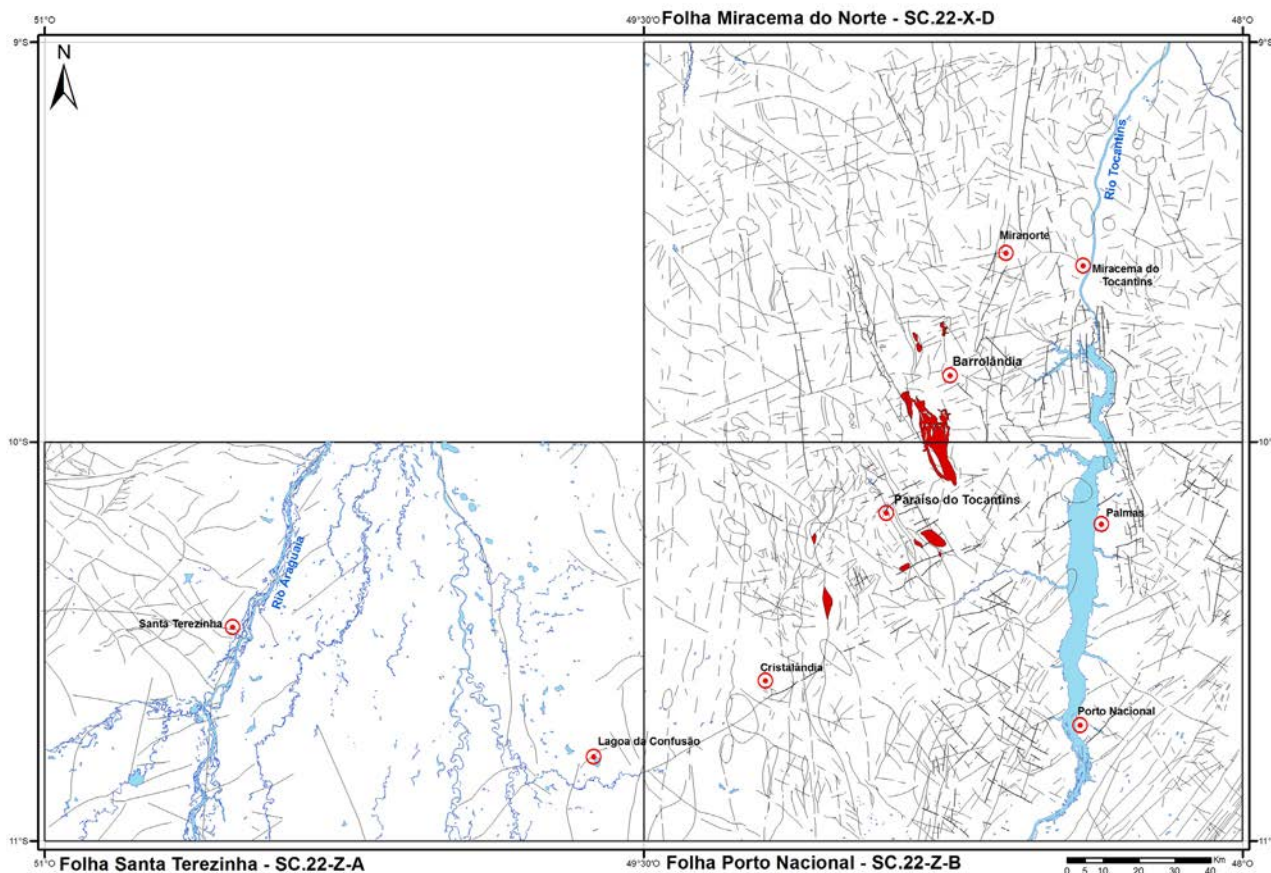


Figura 3.179 – Localização dos granitos da Suíte Santa Luzia.

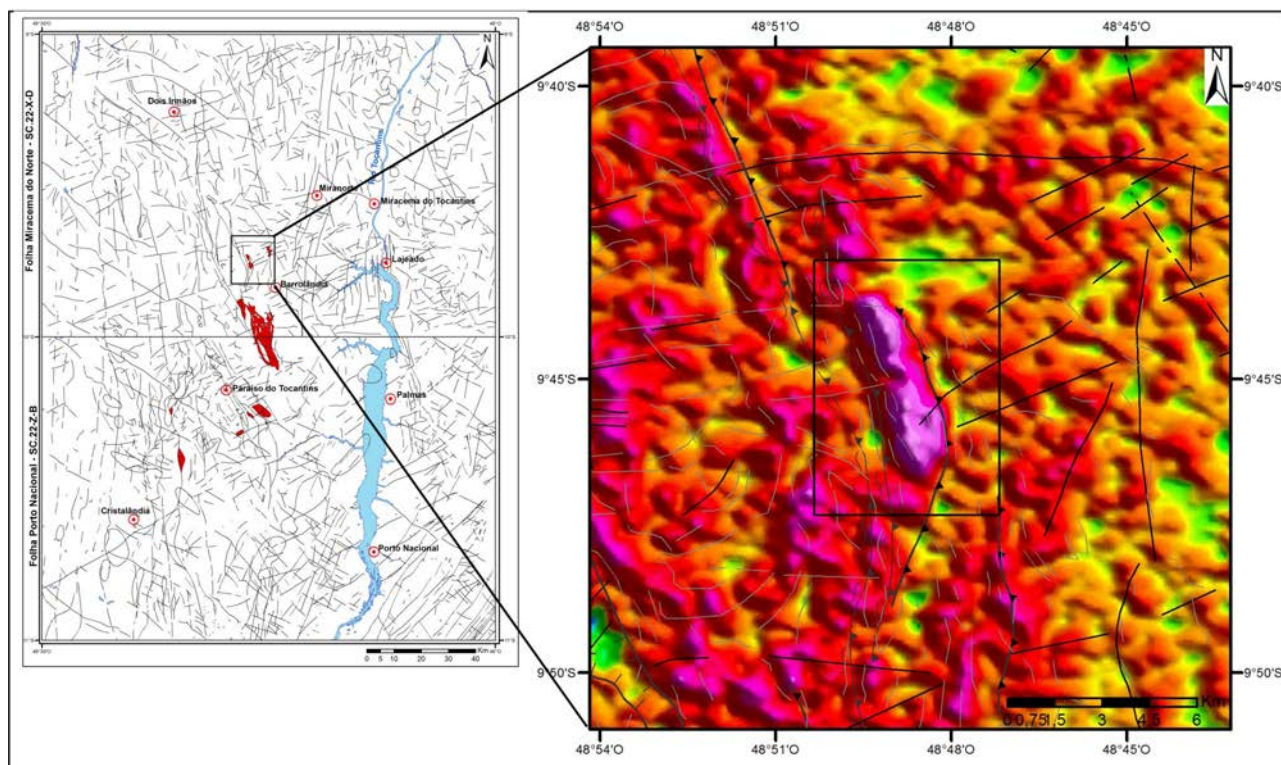


Figura 3.180 – Detalhe da área de ocorrência de stock de granito da Suíte Santa Luzia em imagem aerogamaespectrométrica (canal do K), destacando a forma elipsoidal e lenticular ao longo de zonas transpressivas na Formação Xambioá.

dobrados e rompidos. Todas estas características sugerem intrusões sin-tectônicas (Figs. 3.181 E e F).

Também ocorrem como diques em diversas direções, truncando a foliação regional (Figs. 3.182 A, B, C e D), e contendo xenólitos de micaxistos e xistos feldspáticos com dimensões que variam de centimétricos a métricos, com bordas irregulares parcialmente assimilados (Fig.3.182 E) ou com formas angulosas e contatos abruptos (Fig.3.182 F),

provavelmente associados a uma fase mais tardia deste magmatismo.

Nos micaxistos feldspáticos encaixantes dos granitoides, observa-se localmente próximo às bordas dos corpos maiores da Suíte Santa Luzia, feições migmatíticas (Fig.3.183) envolvendo diatexitos e metatexitos estromáticos com leucossoma e paleossoma intercamadados e dobrados (Figs. 3.183 A e B). Nos diatexitos ocorrem restitos ou resíduos (*schlieren*)

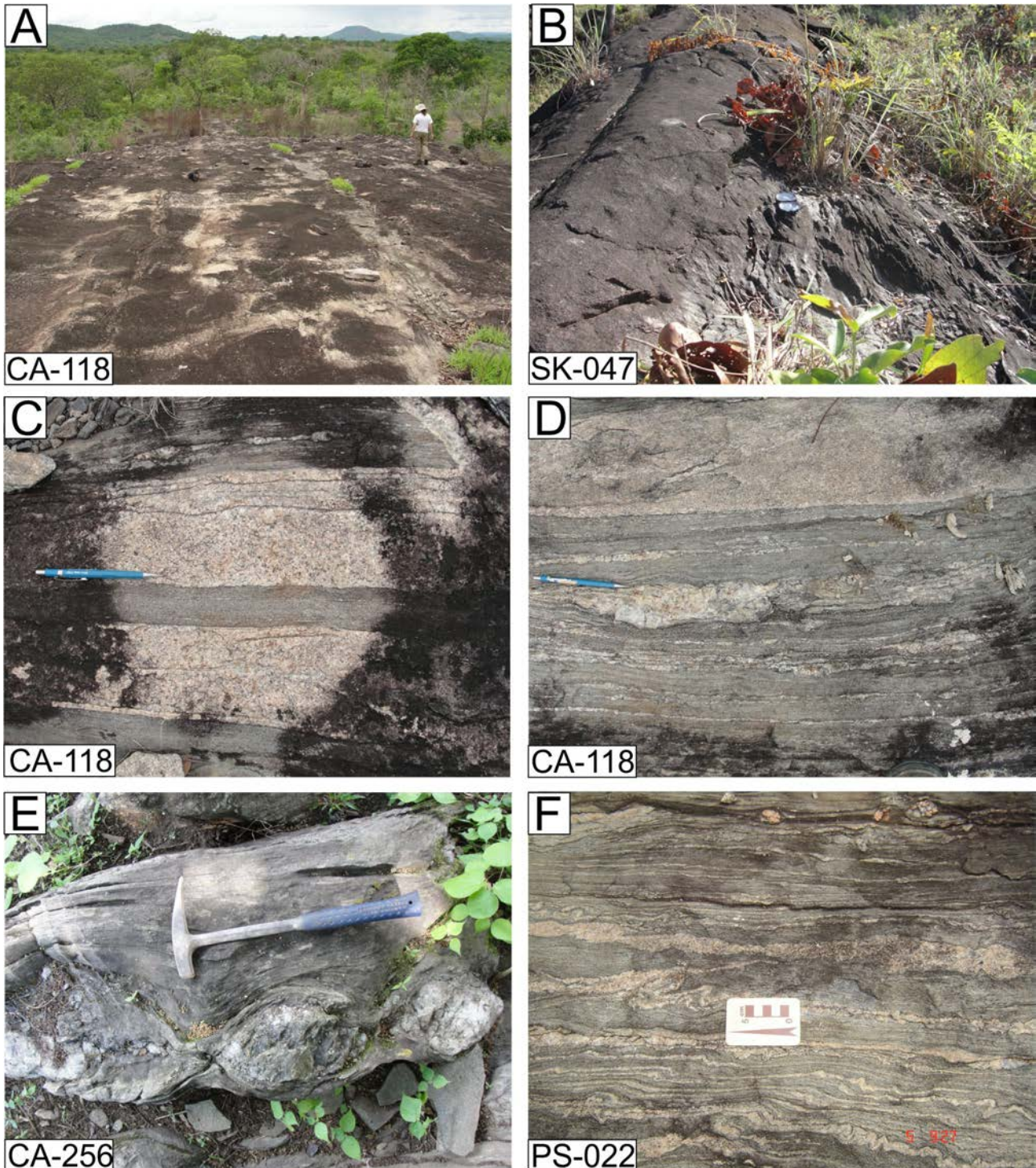


Figura 3.181 – A e B) Afloramentos em lajedos métricos dos granitoides da Suíte Santa Luzia. Relações de intrusão dos granitos com os micaxistos encaixantes da Formação Canto da Vazante. C e D) Corpos estratóides concordantes com a foliação regional. E e F) Mobilizados boudinados e injeções graníticas concordantes e dobradas.

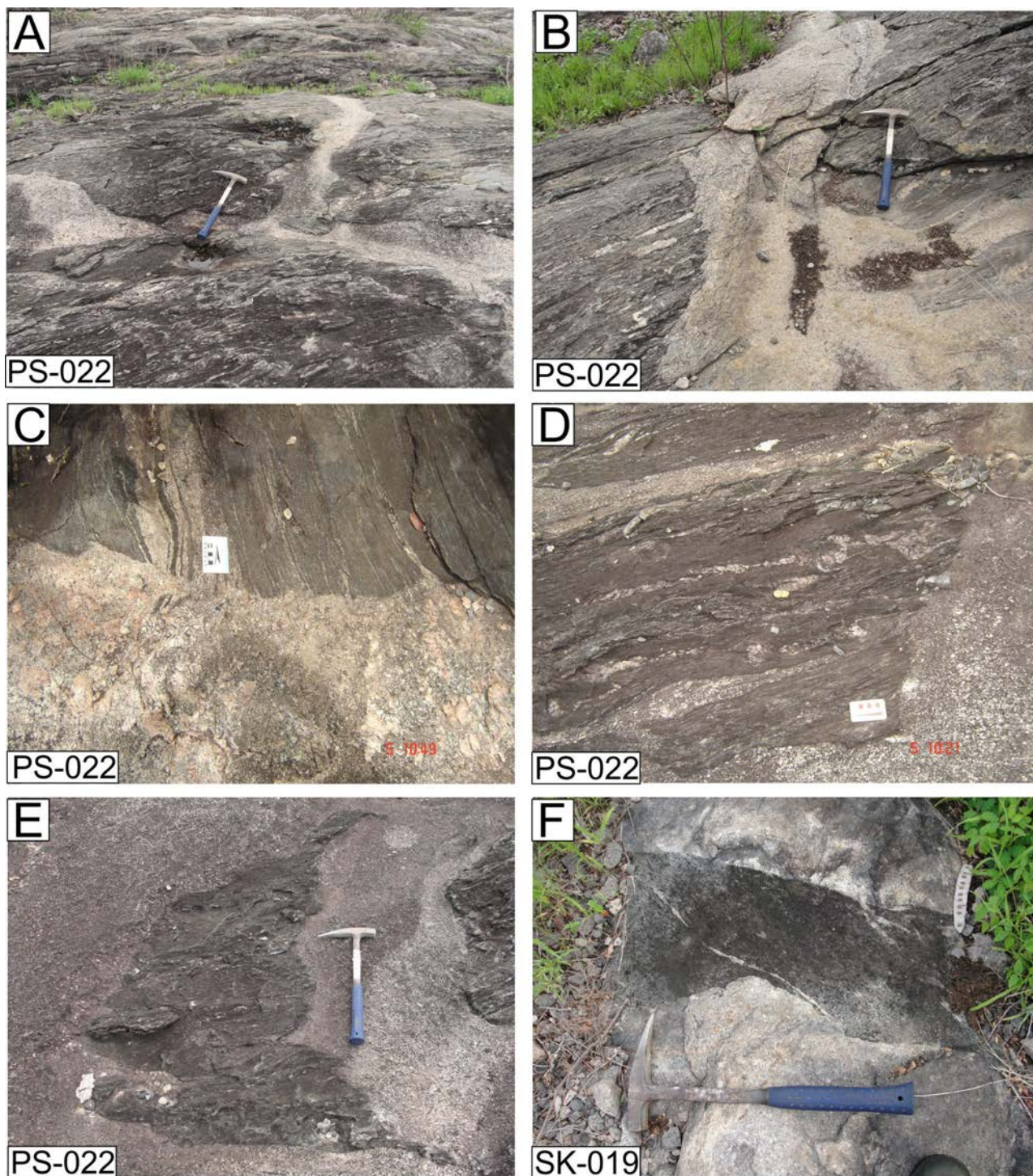


Figura 3.182 – A, B, C e D) Diques e sills graníticos da Suíte Santa Luzia, truncando a foliação regional N-S dos micaxistos encaixantes (Formação Canto da Vazante). E e F) Aspectos dos xenólitos de micaxistos e xistos feldspáticos presentes nos diques maiores da Suíte Santa Luzia.

do paleossoma (micaxistos feldspáticos) não fundidos com formas e bordas irregulares (Figs. 3.183 C, D e E). Os leucossomas migram para zonas de menor tensão, podendo contribuir para a geração dos veios, mobilizados e diques mais possantes de leucograníticos (Fig.3.183 F). Estas feições indicam que ao menos parte dos granitoides da Suíte Santa Luzia se originou por fusão parcial *“in situ”* dos micaxistos feldspáticos da Formação Canto da Vazante, sob temperaturas mínimas em torno de 650<sup>o</sup> C ( fácies anfibolito superior)

Esta suíte é composta predominantemente por muscovita-biotita granodioritos, com transição para termos monzograníticos, com raros termos sienograníticos, além de expressivos corpos pegmatíticos que marcam a fase final de evolução deste magmatismo. Os granodioritos e monzogranitos possuem cor cinza a levemente rosados (Fig.3.184), equigranular médio a grosso, com textura predominante granular hipidiomórfica ou alotriomórfica, além da textura granoblástica superimposta. São granitoides

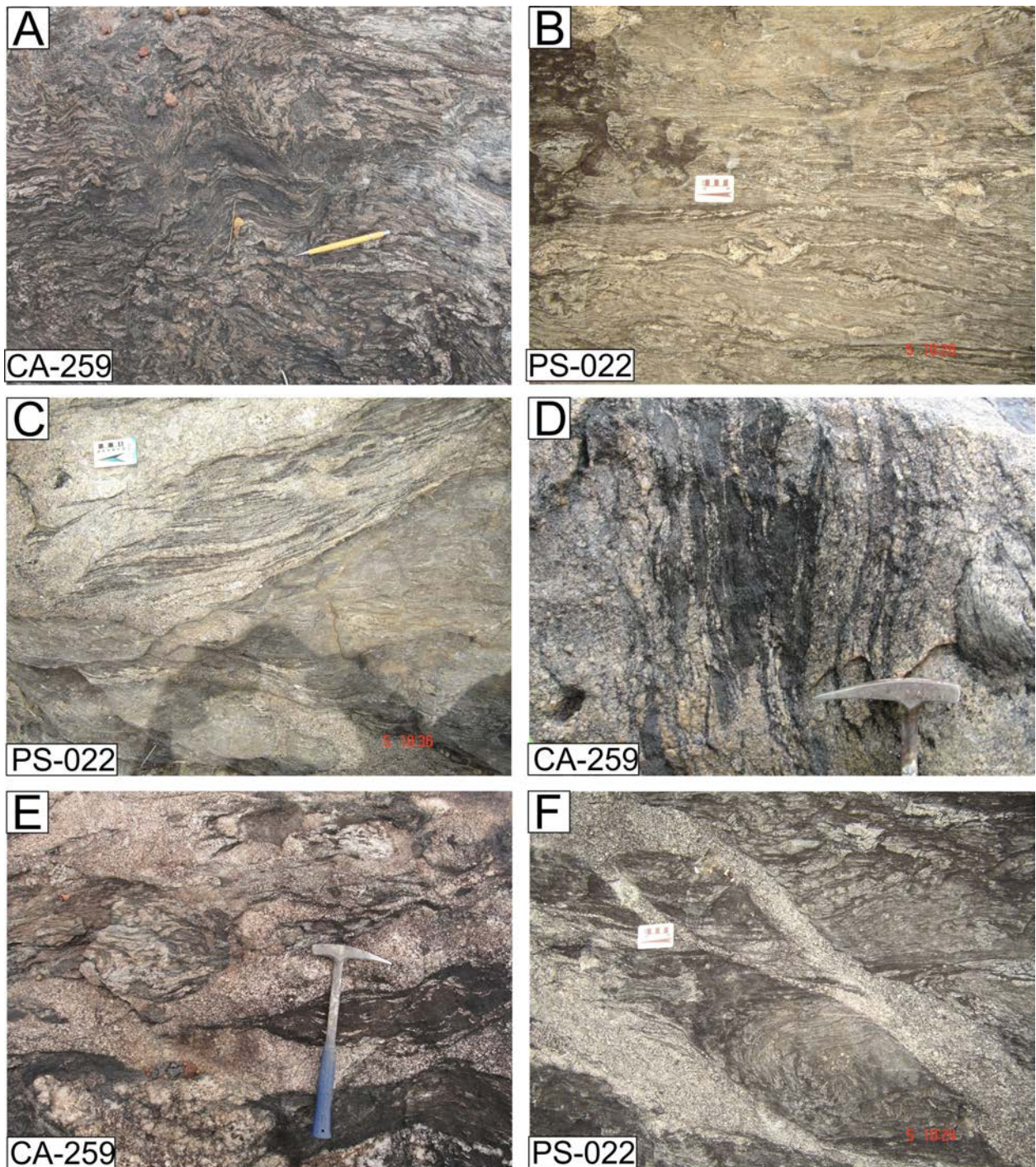


Figura 3.183 – Feições migmatíticas que ocorrem localmente nos micaxistos feldspáticos da Formação Canto da Vazante próximo ao contato com os diques e stocks de granitoides da Suíte Santa Luzia: A e B) Metatexitos estromáticos com leucossoma e paleossoma intercamadados e dobrados. C, D e E) Diatexitos com restitos do paleossoma (micaxistos feldspáticos). F) Diques de leucogranitos conectados aos leucossomas.

hololeucocráticos com muscovita e biotita raramente ultrapassando 10%, variando de isotropos (Figs. 3.184 A e B) na porção mais central dos stocks de maiores dimensões, a foliados, geralmente nas bordas dos corpos lenticulares e boudinados (Figs. 3.184 C e D). Os termos granodioríticos possuem mineralogia essencial composta por plagioclásio (28 a 55%), quartzo (22 a 43%), microclina (6 a 12%), biotita (5 a 9%) e muscovita (2 a 7%). Os minerais acessórios são principalmente opacos, apatita e zircão, enquanto

os minerais secundários são sericita, clorita, carbonato e epidoto. Os monzogranitos são constituídos por quartzo (31 a 39%), plagioclásio (19 a 37%), microclina (21 a 27%), biotita (2 a 10%), muscovita (2 a 8%), minerais acessórios são opacos, apatita, zircão e localmente allanita, os secundários são sericita e clorita. No Diagrama QAP da figura 3.185, observa-se a composição dos granitoides da Suíte Santa Luzia e na tabela 3.39 a análise modal das principais amostras destas rochas.



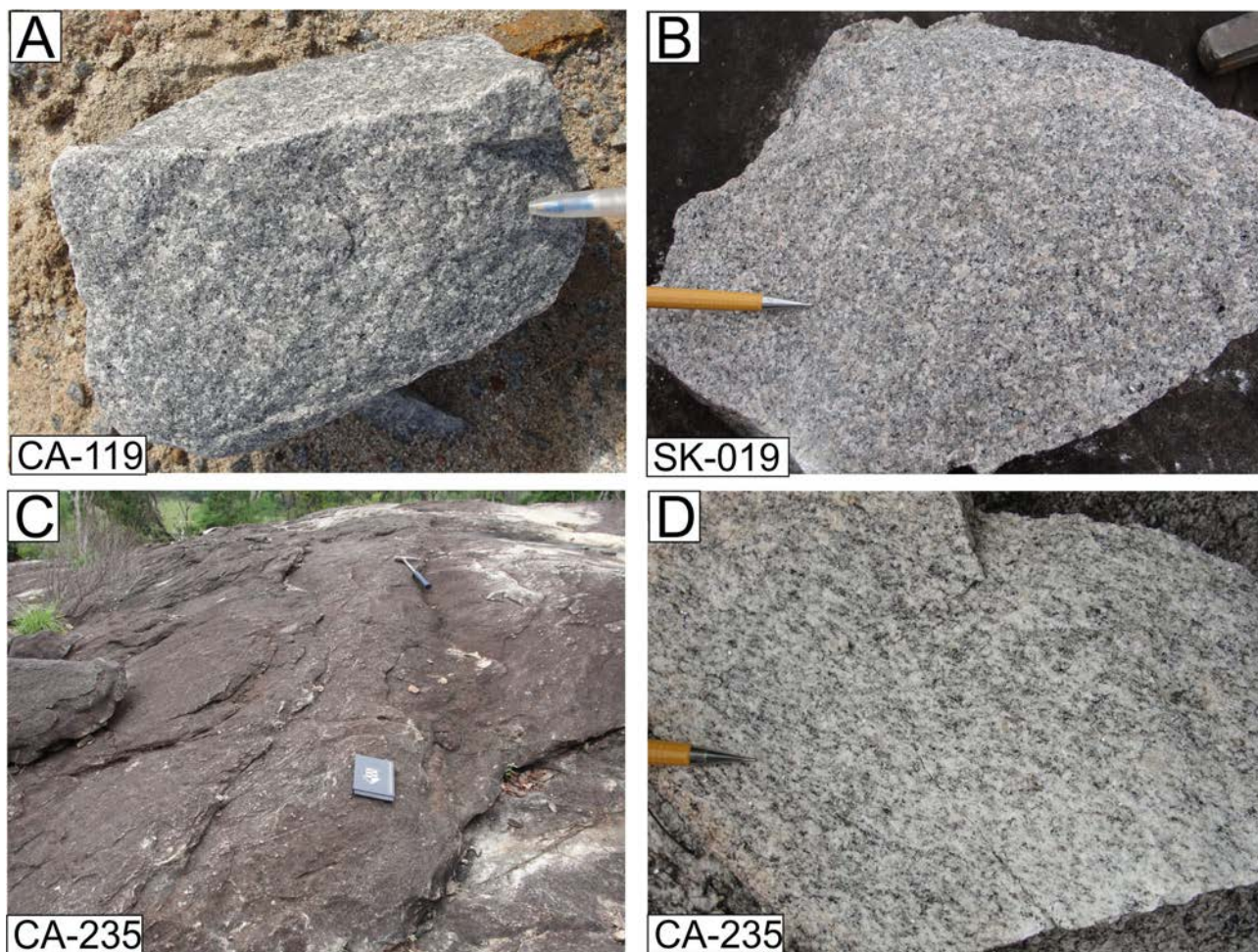


Figura 3.184 – Aspectos macroscópicos dos granitoides da Suíte Santa Luzia: A e B) Muscovita-biotita granodiorito e monzogranito respectivamente, isotrópicos. C e D) Biotita-muscovita monzogranito foliado.

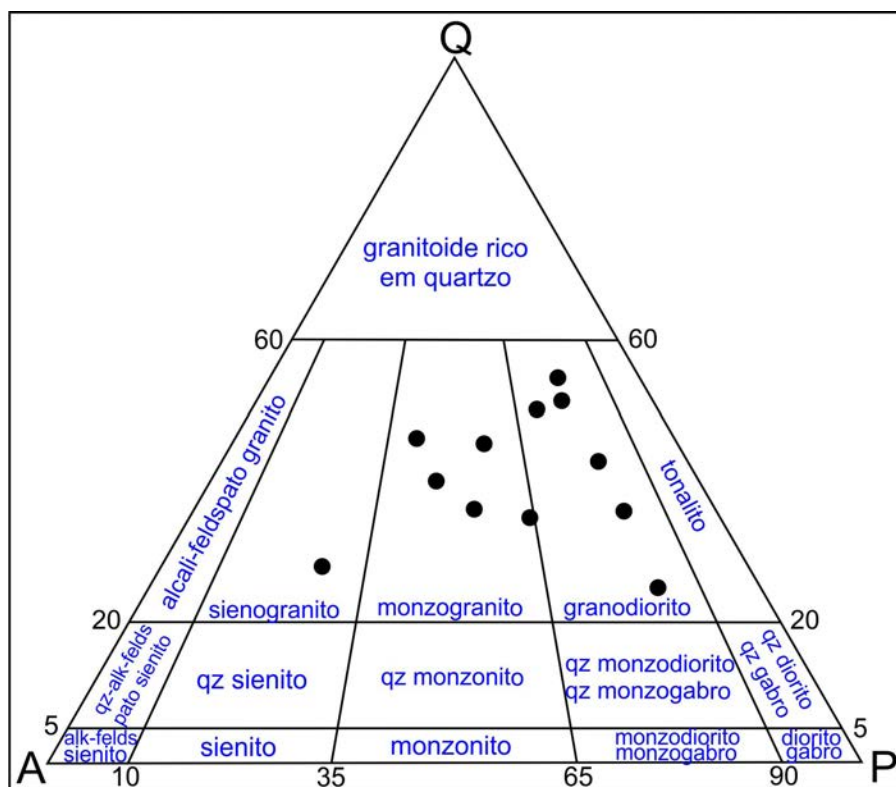


Figura 3.185 – Diagrama QAP mostrando a composição dos granitos representativos da Suíte Santa Luzia.

Tabela 3.39 – Análise modal de amostras dos granitos da Suíte Santa Luzia.

	Classificação	Minerais essenciais					Minerais acessórios					Minerais secundários		
		Qz	Pl	Mc	Bt	Ms	Op	Gr	Ap	Aln	Zr	Ser	Cl	Ep
CA118A	Ms monzogranito	31,3	30,4	26	2	8,5		-	0,02	0,1		0,8	0,8	
CA119	Granodiorito	31,1	46,3	10,2	7,4	4	0,1	-	0,1		0,1	0,4	0,2	
CA235	Meta sienogranito	39	19	27	11	2		0,9	0,2		0,1	0,9		
SK-019	Bt monzogranito	31	37,5	21	7,4	2,2	0,16	-	0,1		0,1	0,54		
SK047	Bt monzo a granodiorito	23	25	6	6,8	2,8		-	0,08		0,02	0,1	0,1	
CA-244	Ms-bt granodiorito	43	30	10	7	6		-	0,2		0,1	3	1	0,7
PS-021	Granodiorito	22	55	11	5	2	0,1	-	0,06		0,06		0,2	
PS-094	Bt metagranodiorito	45	33	10	5	3	0,3	-	0,1		0,1		1	0,6
PS-133	Monzogranito	36	25	29	4	4	0,3	-		0,3		0,3		0,1
PS-182A	Ms sienogranito protomilonítico	24	17	45	1	13	0,1	-	0,1		0,1	0,2		0,1
PS-151	Bt metamonzogranito	38	26	20	8	3	-	-	0,1		0,1	2	1	0,5

Siglas: Qz - quartzo, Pl - plagioclásio, Mc - microclina, Bt - biotita, Hb - hornblenda, Pert - pertita, Op - opacos, Ap - apatita, Aln - alanita, Zr - zircão, Ser - sericita, Cl - clorita, Ms - muscovita, Carb - carbonato, Ep - epidoto

De grande importância metalogenética nesta suíte são os corpos pegmatíticos, que ora ocorrem como veios e diques decimétricos a métricos cortando os stocks granodioríticos e monzograníticos, ora formam corpos mais possantes, constituindo verdadeiras serras que acompanham a estruturação regional na direção NNW-SSE com centenas de metros de largura por até 8 km de comprimento, como no extremo sul da Folha Miracema do Norte, e norte da Folha Porto Nacional (Fig.3.186). Estes pegmatitos afloram sob a forma de blocos e lajedos métricos (Fig.3.187 A), tem coloração rosada, constituídos essencialmente por cristais centimétricos de feldspato potássico, quartzo e muscovita (Figs. 3.187 B, C, D e E), sendo o primeiro bem mais abundante, com cristais podendo atingir mais de 30 cm (Figs. 3.187 C e D). Em vários locais nestes pegmatitos são identificadas ocorrências de turmalina preta (Fig.3.187 F) milimétrica a centimétrica e berilo verde-azulado variedade água marinha (Figs. 3.187 G e H). Este último vem sendo alvo de garimpagem há vários anos.

Tanto os granodioritos quanto os monzogranitos possuem as mesmas feições texturais. Preservam as texturas ígneas originais do tipo granular hipiomórfica e alotriomórfica (Figs. 3.188 A e B), as quais são superimpostas em maior ou menor intensidade, dependendo da localização (borda ou centro do corpo), por esforços deformacionais, resultando em extinção ondulante, subgranulação e orientação das micas (Figs. 3.188 C e D), além de texturas típicas

de recristalização estática, tais como textura granoblástica poligonal (Fig.3.188 E) entre os cristais de quartzo e feldspato. Os cristais de plagioclásio e microclina são os que mais preservam a textura ígnea original do tipo granular hipidiomórfica, o primeiro na composição oligoclásio, ocorre como grandes cristais sericitizados e saussuritizados (até 3,5 mm) tabulares, hipidiomórficos, com maclas do tipo albíta ou albíta-carlsbad, algumas vezes recurvadas devido à atuação de esforços deformacionais, outras vezes apagadas, com intercrescimento mirmequítico no contato com a microclina, além de inclusões de biotita. A microclina pode exibir maclamento xadrez típico ou não, além de textura do tipo *chessboard*, indicando alteração pós-magmática. Junto com o quartzo, a microclina pode ocorrer como cristais ígneos originais, hipidiomórficos ou xenomórficos, com dimensões de até 3,5 milímetros, alguns deles com extinção ondulante, subgrãos e recristalizações nas bordas (novos grãos), ou ainda podem constituir zonas totalmente recristalizadas, em textura granoblástica poligonal. A biotita e a muscovita primárias raramente ultrapassam 10% na rocha, constituindo lamelas hipidiomórficas bem desenvolvidas (até 2 mm - Fig.3.188 F), levemente orientadas nas bordas dos corpos maiores, e sem orientação nenhuma na porção mais central destes corpos. A biotita localmente está cloritizada enquanto a muscovita também pode se desenvolver a partir da alteração dos cristais de plagioclásio, e neste caso, sob a forma de finas e diminutas lamelas.

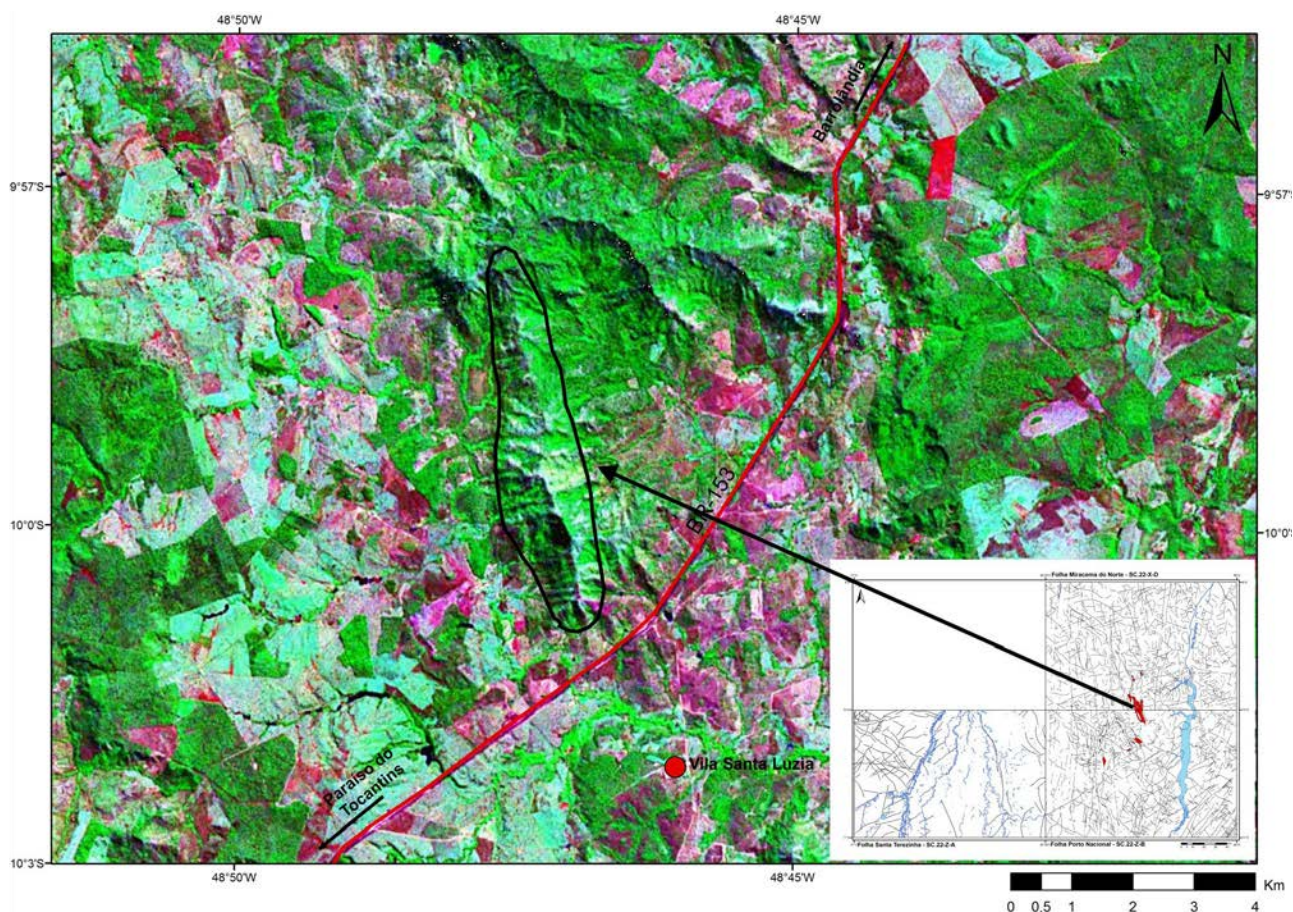


Figura 3.186 – Imagem Geocover destacando a serra alinhada na direção NNW-SSE onde predomina a fácies pegmatítica da Suíte Santa Luzia.

O modo de ocorrência dos granitoides da Suíte Santa Luzia principalmente na forma de intrusões lenticulares e estratóides, concordantes com a foliação regional, a orientação das micas (biotita e muscovita) nas bordas dos corpos, bem como as características texturais e microestruturais, tais como extinção ondulante, subgrãos e recristalizações, indicam que parte destes corpos foram alojados concomitantemente ao evento tectono-metamórfico que estruturou o Orógeno Araguaia. A presença de corpos discordantes e xenólitos angulosos nos granitos indicam que o alojamento destes corpos ocorreu também em fase tardi-tectônica.

As feições migmatíticas nos micaxistos feldspáticos da encaixante (Formação Canto da Vazante), apontam estas rochas como uma das fontes para geração *"in situ"* dos granitoides da Suíte Santa Luzia, em condições mínimas de fácies anfíbolito alto. No entanto, a ocorrência localizada destes migmatitos, bem como a relação de intrusão/colocação dos granitoides na encaixante e a presença de xenólitos angulosos indicam que a maior parte destes granitos foi gerada em nível crustal mais profundo, onde o grau metamórfico era mais alto, seja por fusão dos micaxistos feldspáticos da Formação Canto da Vazante ou de rochas do embasamento Paleoproterozoico

(Complexo Rio dos Mangues), ascendendo à crosta, e se alojando no atual nível de exposição.

Estes granitos são explorados em pedreiras de brita utilizada na indústria da construção civil. Nos pegmatitos relacionados à fase final de cristalização destes granitos são explorados berilo (água marinha) e turmalina.

Fazem parte de Suíte Santa Luzia outros corpos graníticos que afloram mais a norte no domínio de mais alto grau metamórfico do Orógeno Araguaia, onde podemos destacar o Granodiorito Presidente Kennedy, a norte de Guarai-TO e o Granito Ramal do Lontra a sudeste de Xambioá no extremo norte do estado do Tocantins.

Os resultados analíticos das rochas da Suíte Santa Luzia constam da tabela 3.40. Na figura 3.189a são classificados como monzogranitos a granodioritos de médio a alto K (Fig.3.189b), enquanto no diagrama normativo de O'Connor (1965) as amostras caracterizam o campo dos granitos (Fig.3.189c) e no diagrama ternário de El Bosely e El Sokkary (1975) distribuem-se nos campos dos granitos anômalos e granodioritos a quartzo dioritos (Fig.3.189d). São granitos fracamente peraluminosos (Fig.3.189e) de caráter subalcalino (Fig.3.189f). Os padrões de ETR (Fig.3.190a) caracterizam rochas com alto fracionamento e fracas anoma-

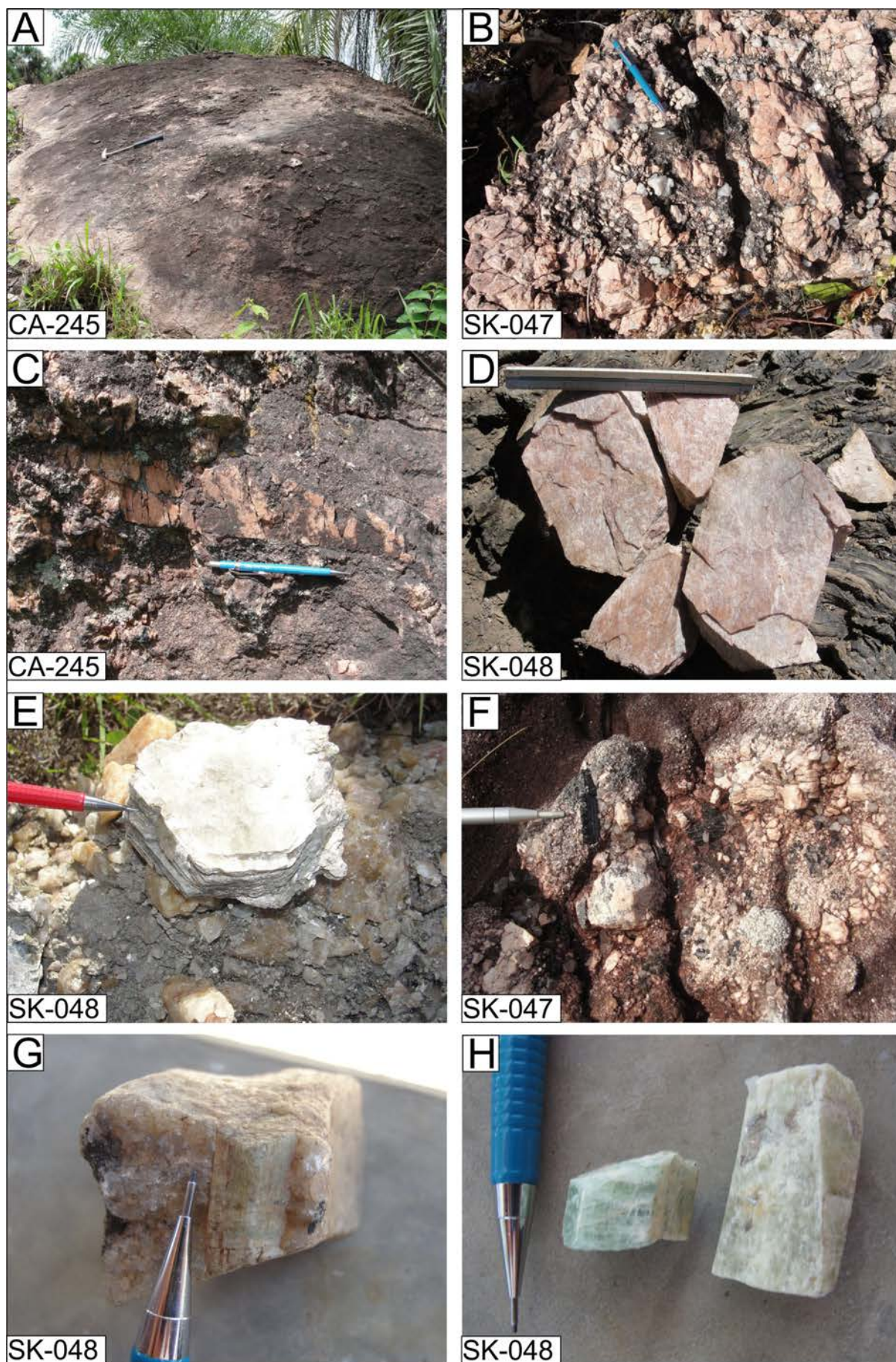


Figura 3.187 – Características dos pegmatitos da Suíte Santa Luzia: A) Ocorrência em lajedos métricos. B, C e D) Predomínio de cristais centimétricos de feldspato potássico. E) Lamelas centimétricas de muscovita. F) Turmalina preta muito comum nestes pegmatitos. G e H) Berilo verde azulado extraído de garimpos destes pegmatitos.

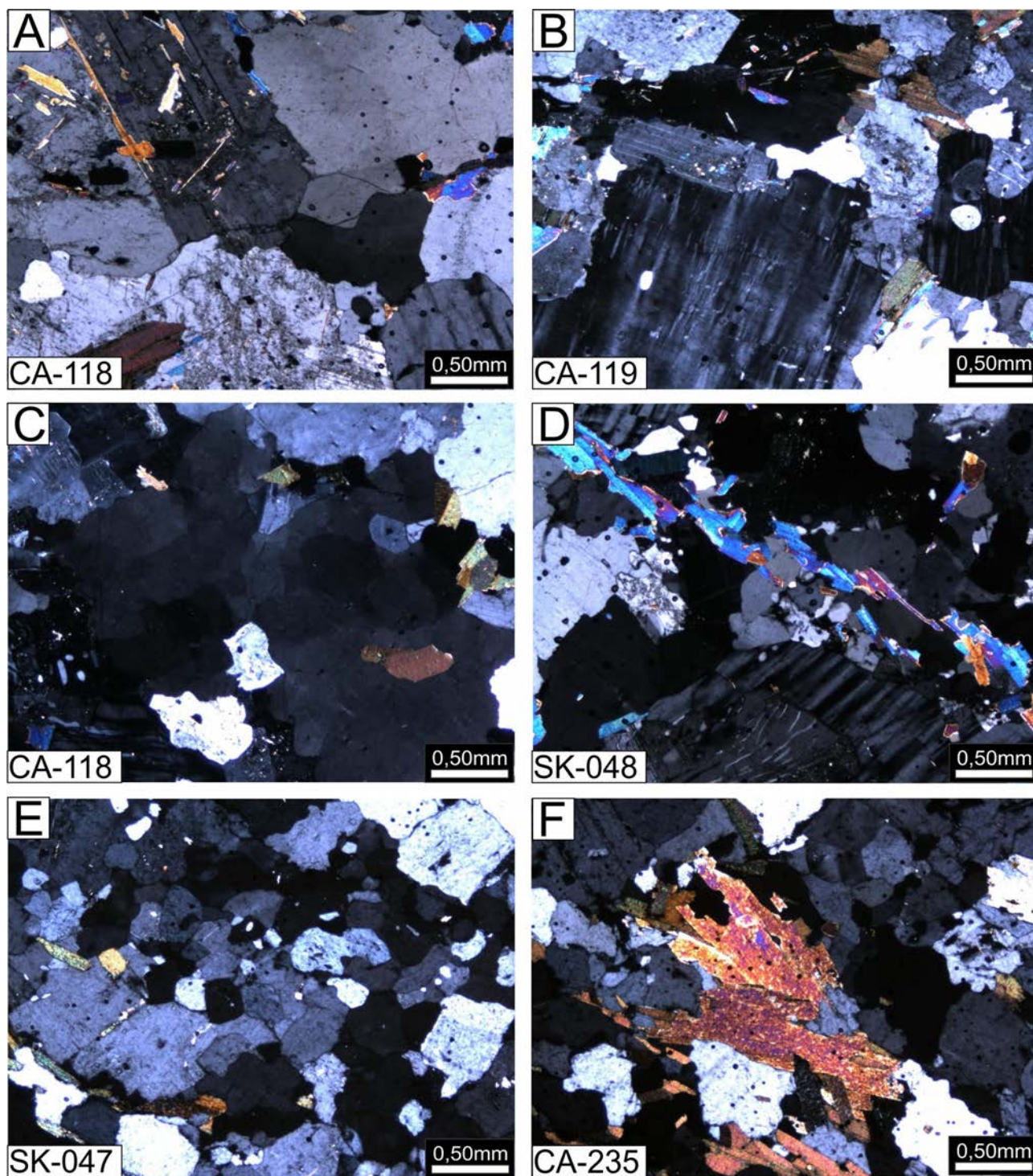


Figura 3.188 – Características microscópicas dos granitoides da Suíte Santa Luzia: A e B) Textura ígnea granular hipidiomórfica preservada. C) Cristais de quartzo com extinção ondulante. D) Nível com finas lamelas de muscovita orientadas. E) Textura granoblástica poligonal em porção quartzo-feldspática. F) Lamelas de muscovita bem desenvolvidas e orientadas.

lias de Eu, salientando o papel restrito do plagioclásio no processo petrogenético. O diagrama de multielementos (Fig.3.190b) destaca a forte anomalia negativa Nb-Ta, a variação dos LILE, anomalias positivas e negativas de Pb (participação variável de material sedimentar no protólito) e fortes depleções de P e Ti (características de protólitos formados por sedimentos provenientes de rochas de arco magmático).

Nos diagramas discriminantes da figura 3.191 as rochas caem no campo dos granitoides tipos I ou S, porém no diagrama ternário da figura 3.192 confirma-se a classificação de granitos tipo S (coríndon normativo maior que 1, Tab. 3.41) apesar dos altos valores de Na<sub>2</sub>O (maior que 3,2 % em peso). Os diagramas de ambientes tectônicos (Figs. 3.193 a, b) confirmam a natureza sin-colisional das rochas da Suíte Santa Luzia.

Tabela 3.40 – Análises químicas das rochas da Suíte Santa Luzia.

Rocha	Sieno granito	Monzo granito	Monzo granito	Monzo granito	Grano diorito	Grano diorito	Grano diorito	Grano diorito
Amostra	CA-235	PS-151	CA-118A	SK-19	SK-47	CA-119	PS-21	CA-244
SiO <sub>2</sub>	72.70	74.99	71.70	72.80	72.10	70.90	73.19	72.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.20	15.73	15.10	14.90	15.20	15.00	14.76	15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.55	2.72	1.49	2.68	3.67	3.01	2.57	3.09
MgO	0.22	0.46	0.14	0.38	0.56	0.46	0.52	0.43
CaO	1.96	1.63	0.76	1.72	1.91	1.96	1.45	1.74
Na <sub>2</sub> O	4.43	4.35	3.47	3.85	4.27	4.35	3.91	4.80
K <sub>2</sub> O	2.88	3.65	4.94	4.20	2.79	2.72	3.76	2.07
MnO	0.03	0.05	0.02	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.07	0.16	0.09	0.14	0.12	0.10	0.12
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.21	0.07	0.24	0.28	0.25	0.27	0.24
LOI	0.04	0.25	0.91	0.12	0.15	0.17	0.56	0.49
Sum	100.21	104.11	98.76	101.01	101.11	98.98	101.14	100.13
A/CNK	1.088	1.117	1.214	1.063	1.124	1.097	1.123	1.127
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.65	0.84	1.42	1.09	0.65	0.63	0.96	0.43
Ni	9	3.90	14	12	15	11	3	11
V	5	na	1	15	17	15	na	12
Co	2.10	2.50	1.80	3.40	4.70	3.70	3.10	3.60
Sc	1.50	na	0.80	4.30	3	2.50	na	1.70
Ba	1092	1043	512	962	802	764	1235	384
Rb	89	115.60	136.40	134.30	86.70	68.30	141.40	101.70
Sr	481	517.20	160.60	384.10	415.90	418.60	426.20	246.10
Nb	8.59	8.07	6.58	10.78	5.40	5.54	9.78	9.55
Ta	0.27	0.81	0.42	0.82	0.22	0.23	0.93	0.75
Cu	5	7.90	6	6	5	6	6.80	96
Pb	1.50	5.20	11.10	2.30	4.10	2.30	6.90	3.60
Zn	53	43	16	22	52	48	43	57
Zr	119	124.50	33.10	181.60	183.10	175	153.20	141.10
Hf	3.38	3.30	1.10	4.62	4.33	3.95	4.10	3.40
U	0.98	1.86	1.89	8.51	1.62	0.89	1.97	1.62
Th	7	10	3.10	21.60	12.90	12.30	13.80	8.60
Cs	3.11	2.46	1.87	2.17	2.29	1.25	7	4.35
Ga	21.80	21.70	20.20	20.10	19.90	20.40	21.60	18.80
Sn	1.50	0.60	4.60	2	1.70	1.90	2.30	4.70
W	0.10	0.10	1.50	0.10	0.10	0.10	1.90	0.10
Y	8.11	7.65	13.86	18	8.03	7.79	na	6.49
La	62.40	31	19.30	53.50	46.10	42.50	39.50	25
Ce	94.90	56.40	21.70	100	76.60	77.60	73.70	48.30
Pr	9.64	5.63	2.47	9.86	7.79	7.79	7.58	4.94
Nd	32.90	20.90	8.90	34.60	27.20	27.40	25	17.80
Sm	4.60	3.80	2.40	5.50	4.40	4.20	3.90	2.90
Eu	0.92	0.73	0.73	1.01	0.98	0.88	0.91	0.65
Gd	2.73	2.42	2.50	3.97	2.85	2.69	2.48	1.95
Tb	0.33	0.10	0.42	0.53	0.34	0.33	0.32	0.26
Dy	1.62	na	2.36	3.04	1.58	1.53	na	1.26
Ho	0.28	0.19	0.42	0.58	0.26	0.26	0.26	0.21
Er	0.67	0.42	1.17	1.65	0.70	0.65	0.73	0.54
Tm	0.09	0.05	0.15	0.25	0.08	0.09	0.15	0.07
Yb	0.50	0.60	0.90	1.60	0.60	0.50	0.80	0.50
Lu	0.09	0.05	0.13	0.23	0.08	0.08	0.11	0.07
ETRtotal	211.67	122.29	63.55	216.32	169.56	166.50	155.44	104.45
(La/Yb) <sub>n</sub>	84.14	34.83	14.46	22.54	51.80	57.31	33.29	33.71
(La/Sm) <sub>n</sub>	8.53	5.13	5.06	6.12	6.59	6.37	6.37	5.42
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	4.41	3.25	2.24	2	3.83	4.34	2.50	3.15
Eu/Eu*	0.79	0.74	0.91	0.66	0.85	0.80	0.89	0.84

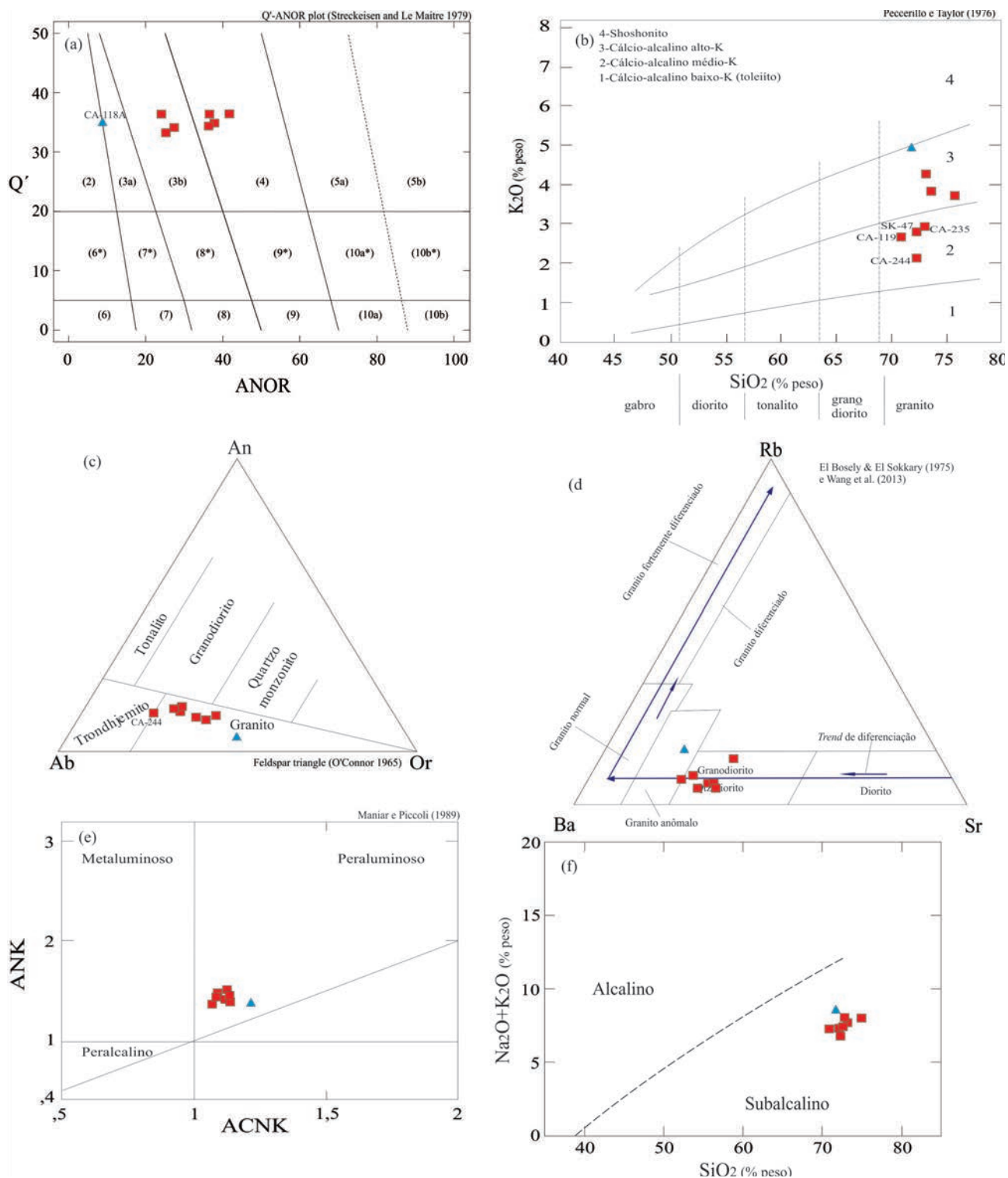


Figura 3.189 – A) Diagrama de classificação química Q vs. Na de Strecheisen e Le Maitre (1979). B) Diagrama de SiO<sub>2</sub> vs. K<sub>2</sub>O de Peccerillo e Taylor (1976). C) Diagrama ternário Ab-An-Or mostrando a composição normativa das rochas da Suíte Santa Luzia e sua distribuição no campo dos granitos (O'CONNOR, 1965). D) Diagrama ternário de El Bosely e El Sokyary (1975). E) Diagrama de Shand (1950) com os índices de saturação em alumina. F) Diagrama álcalis vs. SiO<sub>2</sub> e o caráter subalcalino das rochas estudadas.

Os granitos da Suíte Santa Luzia são interpretados como sin a tardi-colisionais em relação à estruturação do Orógeno Araguaia no final do Neoproterozoico. A geração destes granitoides é relacionada à fusão parcial (anatexia) de rochas

metassedimentares que atingiram o mais alto grau metamórfico (anfíbilito superior) na porção leste do Orógeno Araguaia (formações Canto da Vazante e Xambioá), ou podem ter sido gerados também a partir da fusão de rochas orto ou paraderivadas de

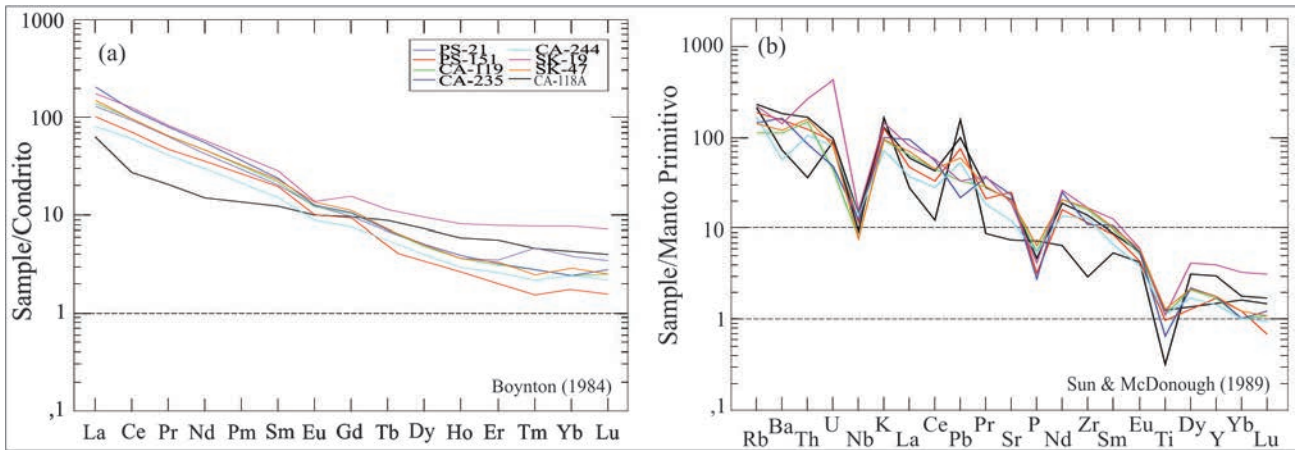


Figura 3.190 – A) Padrões de ETR normalizados ao Condruto de Boynton (1984) para as rochas da Suíte Santa Luzia. B) Diagrama de multielementos normalizados ao Manto Primitivo de Sun e McDonough (1989). Escala logarítmica.

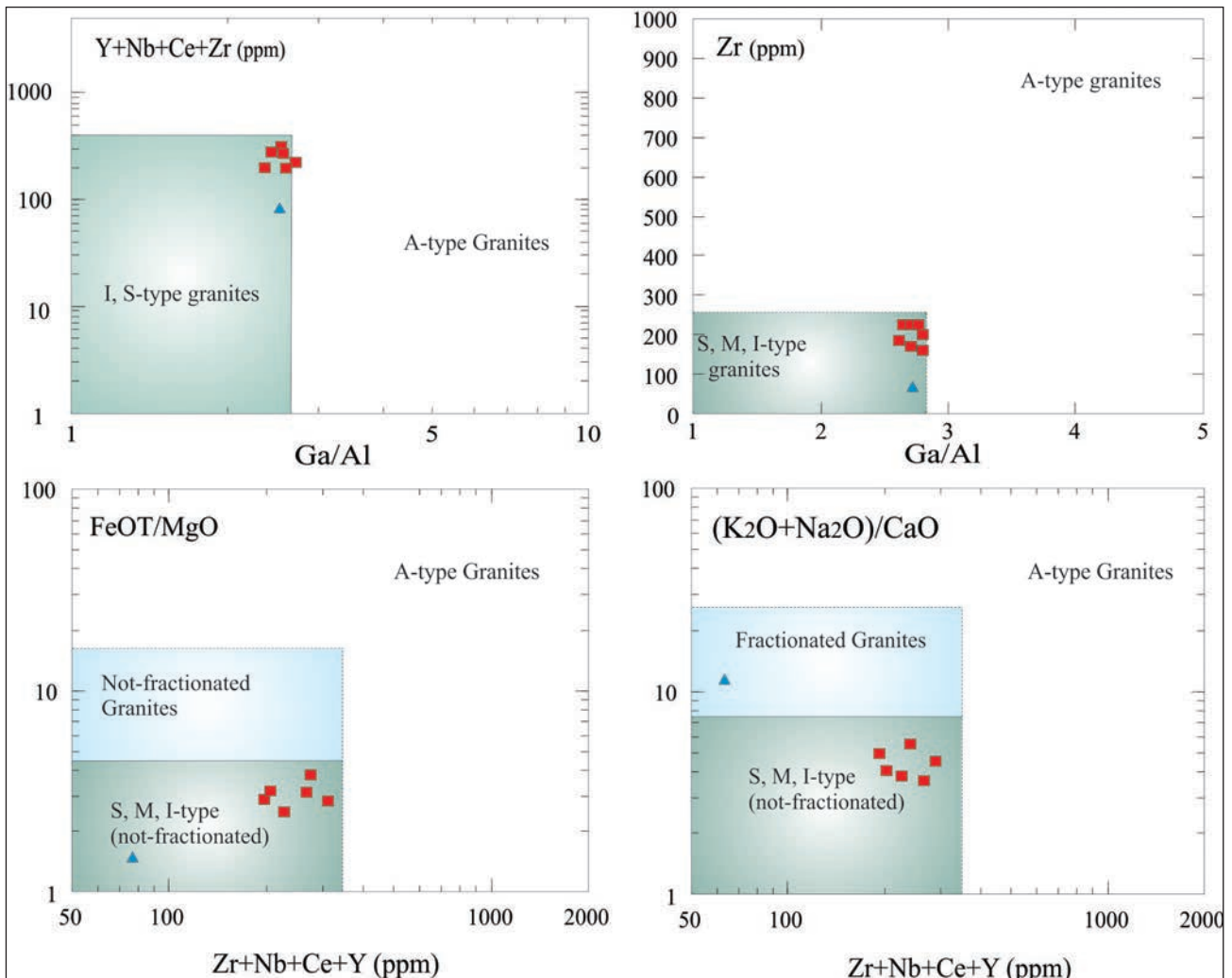


Figura 3.191 – Diagramas discriminantes de Whalen et al. (1987) e os granitoides não fracionados da Suíte Santa Luzia.

seu embasamento Paleoproterozoico (Complexo Rio dos Mangues), sendo sua colocação controlada por zonas de cisalhamento dúcteis de baixo a alto ângulo. Contudo, são leucogranitos e leucogranodioritos

fracamente peraluminosos que não mostram minerais como granada e silimanita. Dois modelos tectônicos são discutidos para a geração destas rochas: um modelo envolvendo duplicação crustal inicial (tipo



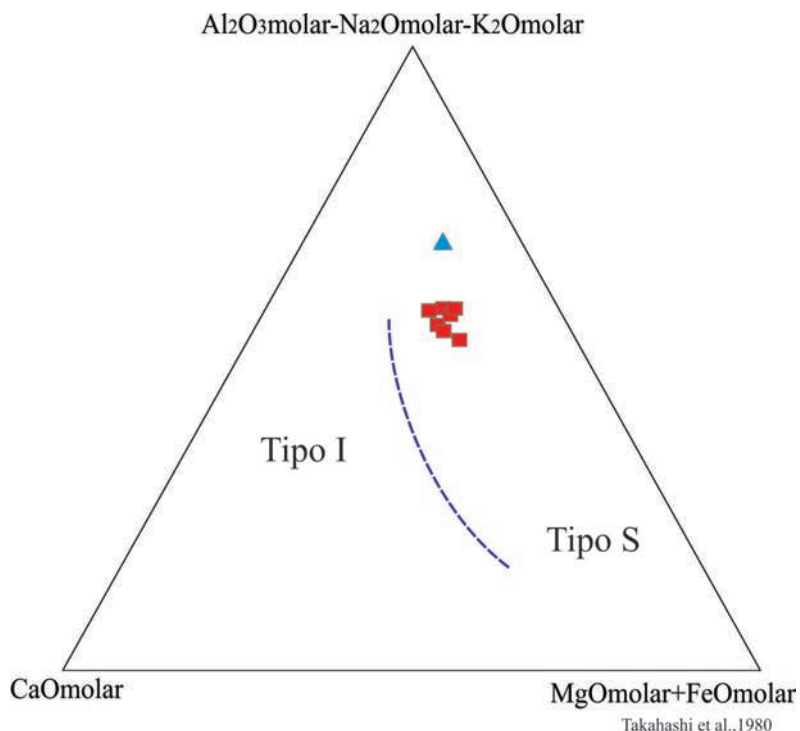


Figura 3.192 – Diagrama ternário discriminante de granitoides tipo I e S de Takahashi et al. (1980).

Tabela 3.41 – Composição normativa CIPW (WR) dos granitoides da Suíte Santa Luzia.

Amostra	PS-21	PS-151	CA-118A	CA-119	CA-235	CA-244	SK-019	SK-47
Q	32.456	31.737	31.224	30.640	31.551	32.227	30.333	32.052
Co	1.861	1.827	3.045	1.623	1.375	1.986	1.108	2.018
Or	22.220	21.570	29.194	16.074	17.020	12.233	24.821	16.488
Ab	33.085	36.809	29.362	36.809	37.485	40.616	32.578	36.132
An	6.540	7.629	2.725	8.940	9.332	7.848	7.945	8.561
Hy	1.295	1.146	0.349	1.146	0.548	1.071	0.947	1.395
Il	0.107	0.107	0.043	0.086	0.064	0.107	0.064	0.086
Hm	2.570	2.720	1.490	3.010	2.550	3.090	2.680	3.670
Ru	0.214	0.154	0.048	0.205	0.106	0.184	0.206	0.235
Ap	0.237	0.166	0.379	0.284	0.142	0.284	0.213	0.332
Sum	100.586	103.864	97.859	98.817	100.174	99.647	100.895	100.968
A/CNK	1.123	1.117	1.214	1.097	1.088	1.127	1.063	1.124

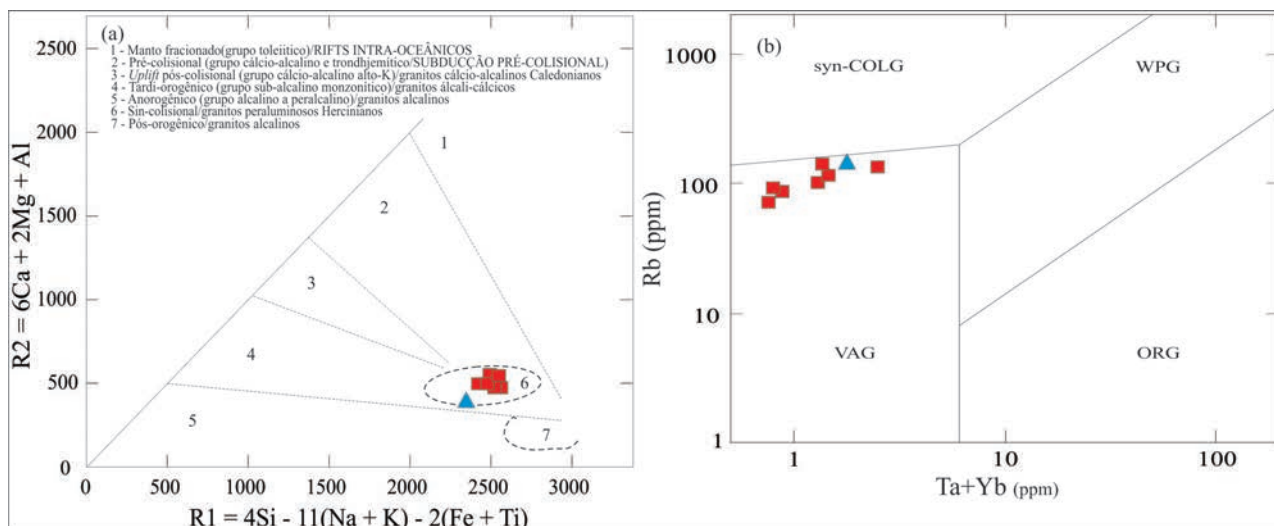


Figura 3.193 – Diagramas de ambientes tectônicos: A) de Batchelor e Bowden (1985). B) de Pearce et al. (1984).

Alpino-Himalaiano) e outro sem espessamento crustal significativo. O primeiro modelo é compatível com os modelos tectônicos existentes na literatura. Neste modelo, o ápice térmico é alcançado após a tectônica compressiva e a duplicação crustal, num intervalo de parâmetros físicos normais, sob condições metamórficas de alto grau. A anatexia sin-colisional ocorre mais facilmente em crosta relativamente quente e/ou sob condições de saturação em água. O segundo modelo envolve a injeção de magma e/ou fusão parcial na base da crosta, com a transferência de calor para a crosta média produzida pela ascensão de magmas. As condições de P e T compatíveis para fusão parcial extensiva ocorrem logo após o ápice do espessamento crustal, pois durante esta fase (fase sin-colisional) as fusões expressivas são condicionadas pela disponibilidade de água no sistema ou pela existência de uma crosta anormalmente quente. A origem ígnea destas rochas é compatível com a descrição de contatos localmente intrusivos e relações de campo com os paragneisses regionais. Deste modo, os dados geológicos e geocronológicos disponíveis sugerem a presença de intensa fusão parcial de rochas metassedimentares associadas à geração regional de granitos tipo-S no Neoproterozoico desta região. A deformação em estado sólido imposta a estas rochas pode ser explicada pela reativação das zonas de cisalhamento regionais ou pela superposição contínua de estruturas durante a exumação do orógeno no final do Ciclo Brasileiro.

Uma das primeiras datações (Rb-Sr em rocha total) destes granitos foi realizada por Macambira (1983) que obteve idade de  $496 \pm 46$  Ma em amostras do Granito Ramal do Lontra, interpretada como idade de magmatismo Brasileiro relacionado

ao metamorfismo do Orógeno Araguaia. Moura e Gaudette (1993) obtiveram em datações de zircões dos granitoides da Suíte Santa Luzia utilizando o método de evaporação de Pb com filamento simples, idade de  $583 \pm 39$  Ma. Datações realizadas por Moura e Sousa (2002) também nos granitoides da Suíte Santa Luzia, utilizando o mesmo método, porém com a sistemática de filamento duplo, resultaram em idades entre 550 e 560 Ma. Alves (2006) obteve através do método Pb-Pb em zircão do Granito Ramal do Lontra idade de  $549 \pm 5$  Ma, concordante com as idades obtidas nos outros corpos correlatos. O mesmo autor admitiu como uma das fontes para geração destes granitos os micaxistos feldspáticos da Formação Xambioá. Santos (2011) obteve em zircões do Granodiorito Presidente Kennedy idade de  $539 \pm 5$  Ma e idades modelo Sm-Nd de 2,11 e 2,24 Ga, admitindo as rochas Paleoproterozoicas do Complexo Rio dos Mangues como possível fonte para geração deste magmatismo.

Neste trabalho foi obtida a idade de  $535 \pm 36$  Ma pelo método U-Pb LA em zircão de uma amostra de muscovita-biotita granodiorito da Suíte Santa Luzia, localizada na Pedreira Santa Mônica a sul do município de Barrolândia-TO (Figs. 3.194 A e B e Tab 3.42). Nesta mesma amostra foram obtidos zircões com idades paleoproterozoicas em torno de 1,95 Ga (Fig.3.194 A), interpretados como zircões herdados das fontes destes granitos. A idade modelo Sm-Nd obtida para esta mesma amostra forneceu a idade de 1,77 Ga e  $\epsilon Nd(0.54)$  negativo de -8,67 (Tab. 3.43) o que indica a forte contribuição crustal na geração destes granitoides, principalmente fontes paleoproterozoicas na geração das rochas metassedimentares do Orógeno Araguaia nesta região.

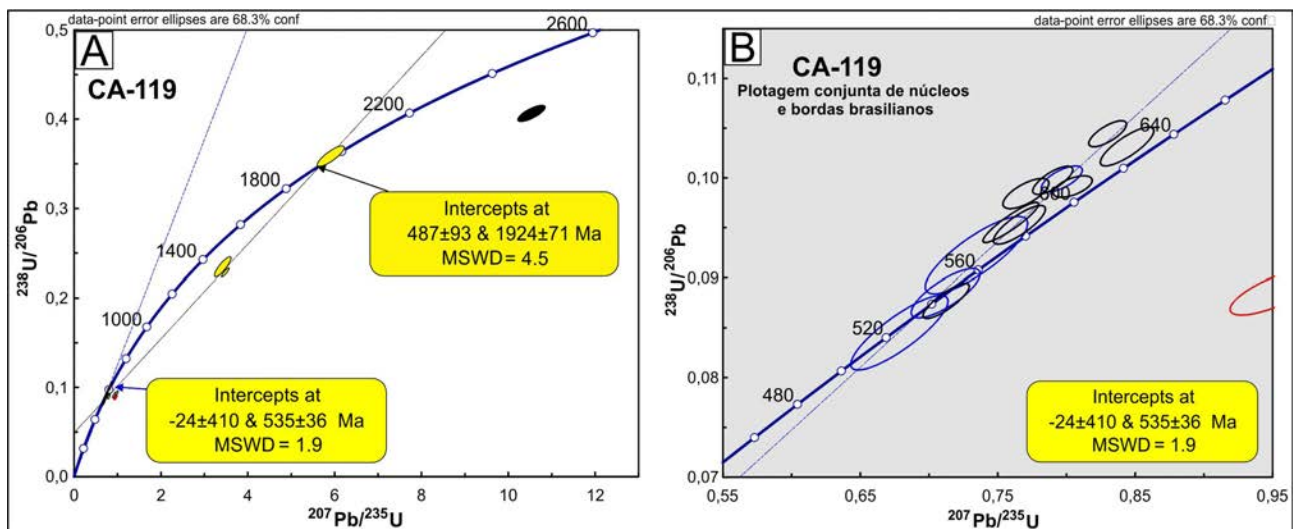


Figura 3.194 – Diagramas com as concórdias da análise U-Pb LA em zircão de granodiorito da Suíte Santa Luzia: A) Intercepto superior aproximadamente em 1920 Ma relativo às idades de zircões herdados, e intercepto inferior em torno de 535 Ma relativo a idade de cristalização da Suíte Santa Luzia. B) Detalhe do intercepto inferior com a isócrona apenas das idades de cristalização da Suíte Santa Luzia.

Tabela 3.42 – Tabela com as idades e razões isotópicas dos zircões analisados pelo método U-Pb LA. Amostra CA-119.

											Idades Aparentes						Conc.(%)
	f206 (%)	Th	206Pb	207Pb	err (%)	207Pb	err (%)	206Pb	err (%)	Rho	207Pb (Ma)	207Pb (Ma)	206Pb (Ma)	206Pb (Ma)	Id.6/8vs		
Grão.spot	U	204Pb	206Pb	1sigma	235U	1sigma	238U	1sigma			206Pb		235U		238U	Id. 7/5	
25-Z-13-B	0,02	0,01	91257	0,058	0,92	0,766	1,63	0,095	1,35	0,82	541	20	577	7	587	8	101,62
18-Z-10-B	0,02	0,02	72212	0,057	1,01	0,771	1,43	0,098	1,01	0,69	483	22	580	6	605	6	104,32
16-Z-9-B	0,01	0,04	138748	0,057	0,78	0,790	1,22	0,100	0,94	0,75	508	17	591	5	613	5	103,68
20-Z-11-B	0,02	0,04	82449	0,059	0,83	0,712	1,56	0,088	1,32	0,84	565	18	546	7	542	7	99,19
06-Z-3-B	0,01	0,06	167073	0,058	1,07	0,760	1,76	0,096	1,39	0,91	517	24	574	8	588	8	102,50
40-Z-23-B	0,02	0,08	108722	0,058	0,71	0,830	1,09	0,104	0,83	0,73	516	16	614	5	640	5	104,35
35-Z-20-B	0,02	0,11	89220	0,059	0,92	0,805	1,16	0,099	0,72	0,57	562	20	599	5	609	4	108,38
38-Z-22-B	0,04	0,36	45083	0,059	0,87	0,844	1,52	0,103	1,25	0,81	580	19	621	7	633	8	101,84
14-Z-7	0,01	0,02	181998	0,058	0,88	0,797	1,23	0,100	0,86	0,67	524	19	595	6	614	5	103,17
29-Z-16	0,16	0,49	11502	0,058	1,82	0,679	3,44	0,085	2,92	0,85	539	40	526	14	523	15	99,44
34-Z-19-N	0,07	0,48	25096	0,058	1,43	0,712	2,32	0,088	1,83	0,78	545	31	546	10	546	10	100,07
36-Z-21	0,13	0,83	14230	0,058	1,90	0,735	3,35	0,092	2,76	0,82	520	42	559	14	569	15	101,72

Tabela 3.43 – Tabela com os dados isotópicos Sm-Nd da amostra CA-119 de granitoide da Suíte Santa Luzia.

Amostra	Sm(ppm)	Nd(ppm)	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd/(±SE)	εNd (0,54)	TDM (Ga)
CA-119	2,065	10,624	0,118	0,511914+/-8	-8,67	1,77

### 3.2.2.5 - Magmatismo Pós-Orogênico/Anorogênico “tipo AMCG”

#### 3.2.2.5.1 - Suíte Lajeado

Até a década de 1980 o conhecimento geológico sobre a área de ocorrência desta unidade, restringia-se a projetos de abrangência regional, a exemplo dos Projetos Araguaia (BARBOSA et al., 1966), LETOS (COSTA et al., 1976) e RADAMBRASIL (CUNHA et al., 1981). Durante a execução do Projeto Araguaia, Barbosa et al (op. cit.) individualizaram três unidades dentro do Complexo Basal Brasileiro, designando a mais antiga como Pré-Cambriano Indiferenciado. Dentro desta unidade estes autores citam granitos que ocorrem desde as cercanias de Tocantínia, e Cachoeira do Lajeado até próximo a Porto Nacional, os quais reuniram sob a denominação Granito Lajeado. Costa et al. (1984), propôs a denominação Suíte Lajeado para designar este mesmo conjunto de granitos e, atribuiu à unidade idade paleoproterozóica, com base em datação realizada no Granito do Carmo, um batólito que ocorre

próximo a localidade de Monte de Carmo, que, na realidade, pertence a Suíte Plutonovulcânica Ipueiras que foi definida por Bezerra et al. (1981). Gorayeb et al. (2001), redefinem a Suíte Lajeado, retirando da mesma os granitos de idade Paleoproterozóica pertencentes à Suíte Plutonovulcânica Ipueiras e identificam três corpos graníticos (Lajeado, Palmas e Matança), de idade neoproterozóica, pertencentes a esta unidade.

Neste trabalho, será mantida a denominação Suíte Lajeado para designar os três granitos citados por Gorayeb et al (op. cit.) e mais o Granito Aroeira.

A Suíte Lajeado ocorre sob a forma de corpos de dimensões batolíticas e stocks que se estendem desde o limite norte da Folha Gurupi (limite sul do Granito Matança), avançando pela porção centro-sul e nordeste da Folha Porto Nacional, até a porção sudeste da Folha Miracema do Norte (Fig.3.195), nas proximidades da região de Miracema do Tocantins e Tocantínia, assumindo denominações locais: Granito Matança, Granito Aroeira, Granito Palmas e Granito Lajeado. Alguns corpos são contínuos como os corpos Palmas e Lajeado ou separados por falhas

como os corpos Matança e Palmas. Algumas feições da Suíte Lajeado, quando analisadas conjuntamente com a Suíte Gabro-Anortositica Carreira Comprida (que será descrita na sequência), indicam que estas duas unidades possuem características idênticas a uma associação do “tipo AMCG”, sugerindo que as mesmas foram geradas concomitantemente em um processo de adelgaçamento crustal. Nas imagens aerogeofísicas gamaespectrométricas, os granitoides da Suíte Lajeado, apresentam fortes anomalias, principalmente no canal do K (Fig.3.196), onde os corpos de dimensões batolíticas são bem individualizados. A área de ocorrência desta suíte responde também por uma forte anomalia aeromagnética de sinal analítico em função da mesma ocorrer em íntima associação com as rochas da Suíte Gabro-Anortositica Carreira Comprida, com as quais formam uma associação “tipo” AMCG, originada, possivelmente a partir de processo de delaminação crustal. Além da forte anomalia magnética foram observadas outras feições tais como: contatos interdigitados e interlobados entre rochas graníticas e máficas, ocorrência de granitos à hiperstênio ou com olivina, cristais de feldspatos pingados nas rochas máficas, próximo ao contato entre os granitos e as máficas, cristais de feldspato com textura rapakivi e anti-rapakivi, e idades tanto

para as rochas básicas como para as rochas graníticas ao redor de 530 Ma a 550 Ma.

Os contatos dos diversos granitos da Suíte Lajeado geralmente são intrusivos, ou em relação de mistura de magmas com as rochas máficas da Suíte Gabro-Anortositica Carreira Comprida, a exceção dos granitos Matança e Palmas que estão em contato por zonas de cisalhamento com as rochas do Complexo Granulítico de Porto Nacional, a leste e a sul respectivamente. Os granitos Matança, Palmas e Lajeado, encontram-se parcialmente encobertos, em discordância, por rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (Formações Serra Grande e Pimenteiras).

Os principais litótipos que compõe a Suíte Lajeado são monzogranitos, sienogranitos, granodioritos, álcali feldspato granitos, quartzo-monzonitos, sienitos, quartzo-monzodioritos, tonalitos, enderbitos e charnoquitos que apresentam textura porfirítica, fenocristais com bordas corroídas (reação cristal-líquido), k-feldspato perítico, feldspatos rapakivi e anti-rapakivi e cristais de feldspatos orientados evidenciando fluxo magmático. São compostos essencialmente por k-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita, podendo ainda ocorrer hornblenda, clinopiroxênio, ortopiroxênio, olivina e granada. Os minerais acessórios encontrados são: opacos, titanita, zircão, allanita e apatita, e os minerais se-

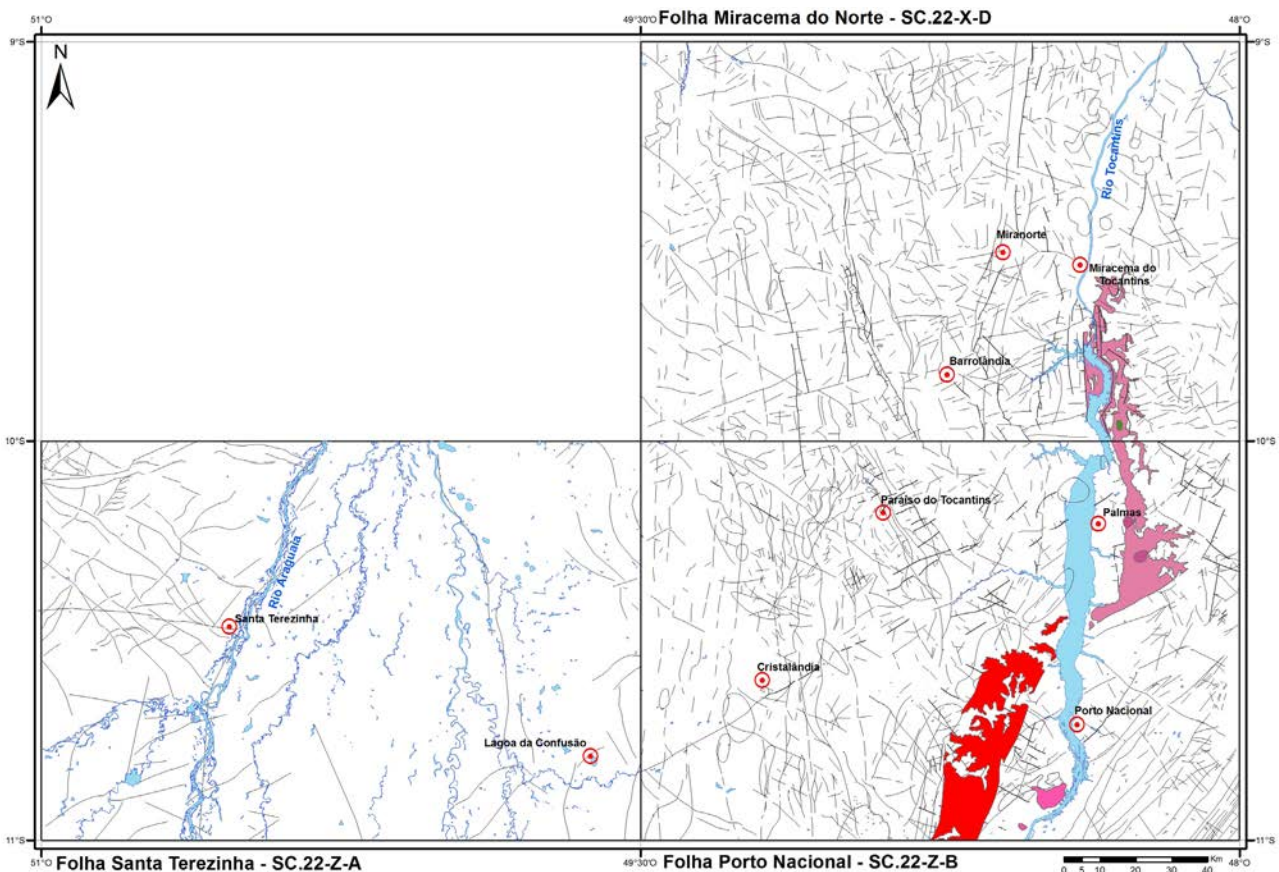


Figura 3.195 – Distribuição dos corpos da Suíte Lajeado.

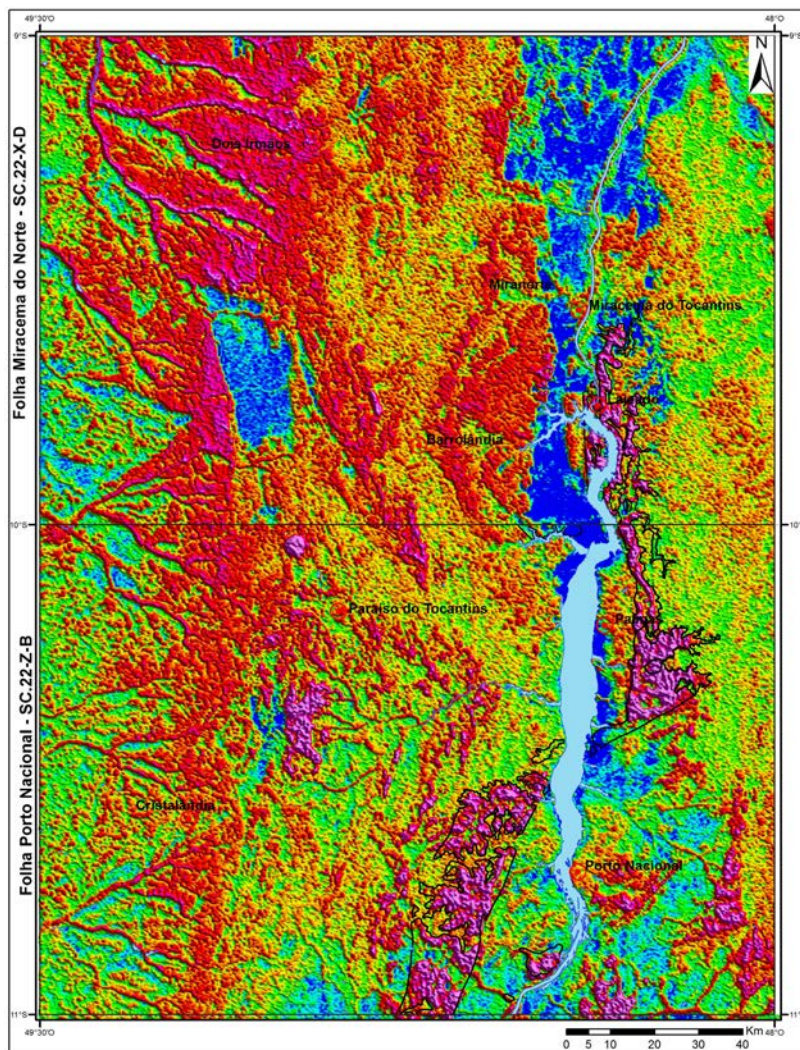


Figura 3.196 – Imagem aerogamaespectrométrica no canal do K das folhas Miracema do Norte e Porto Nacional, mostrando as fortes anomalias em tons vermelhos e arroxeados, dos granitos da Suíte Lajeado (contorno em preto).

cundários são epidoto, carbonato, sericita e clorita. São granitos com características pós-orogênicas a anorogênicas, com idade do final do Neoproterozoico (entre 540 Ma e 560 Ma) com características peculiares como a presença de granitos a piroxênio e/ou anfíbólio e/ou olivina. Os corpos cartografados apresentam variações texturais e estruturais, entretanto, características básicas como idade de cristalização, classificação litoquímica, comuns entre eles. Serão destacadas as características mais marcantes de cada corpo:

#### Granito Matança

O Granito Matança é um batólito de aproximadamente 85 km de comprimento e 30 km de largura, alinhado na direção NE, localizado na porção centro-sul da Folha Porto Nacional (Fig.3.195). Suas melhores exposições podem ser observadas na Serra das Cordilheiras, acidente geográfico proeminente, com altitudes da ordem de 650m, transposto pela rodovia que liga as sedes dos municípios de Porto Nacional-TO e Fátima-TO, especialmente

em pedreiras que se localizam às margens desta rodovia, onde podem ser observadas as variações texturais, estruturais e composicionais deste granito. São granitos de granulação grossa, porfiríticos, cor predominantemente rosa, de composição monzogranítica e sienogranítica até monzodiorítica. Os termos à hiperstênio (enderbitos) apresentam cor bege a marrom. São isótopos ou deformados por zonas de cisalhamento, principalmente nas bordas, a exemplo da zona de cisalhamento relacionada aos lineamentos Transbrasilianos que baliza a borda leste do batólito. Os pórfiros de álcali-feldspatos, de até 5 cm, nas zonas deformadas, ocorrem paralelizados à foliação milonítica e dão à rocha aspecto de augen gnaiss. As evidências de deformação podem ser observadas também em lâminas delgadas: subgranulação, foliação, extinção ondulante, maclas dobradas e quartzo estirado. Apresentam feições de mistura de magma com rochas de composição diorítica a quartzo-diorítica, além de diques aplíticos, porções pegmatóides e cristais com textura rapakivi. As figuras 3.197 e 3.198 apresentam as principais feições texturais e estruturais do Granito Matança.

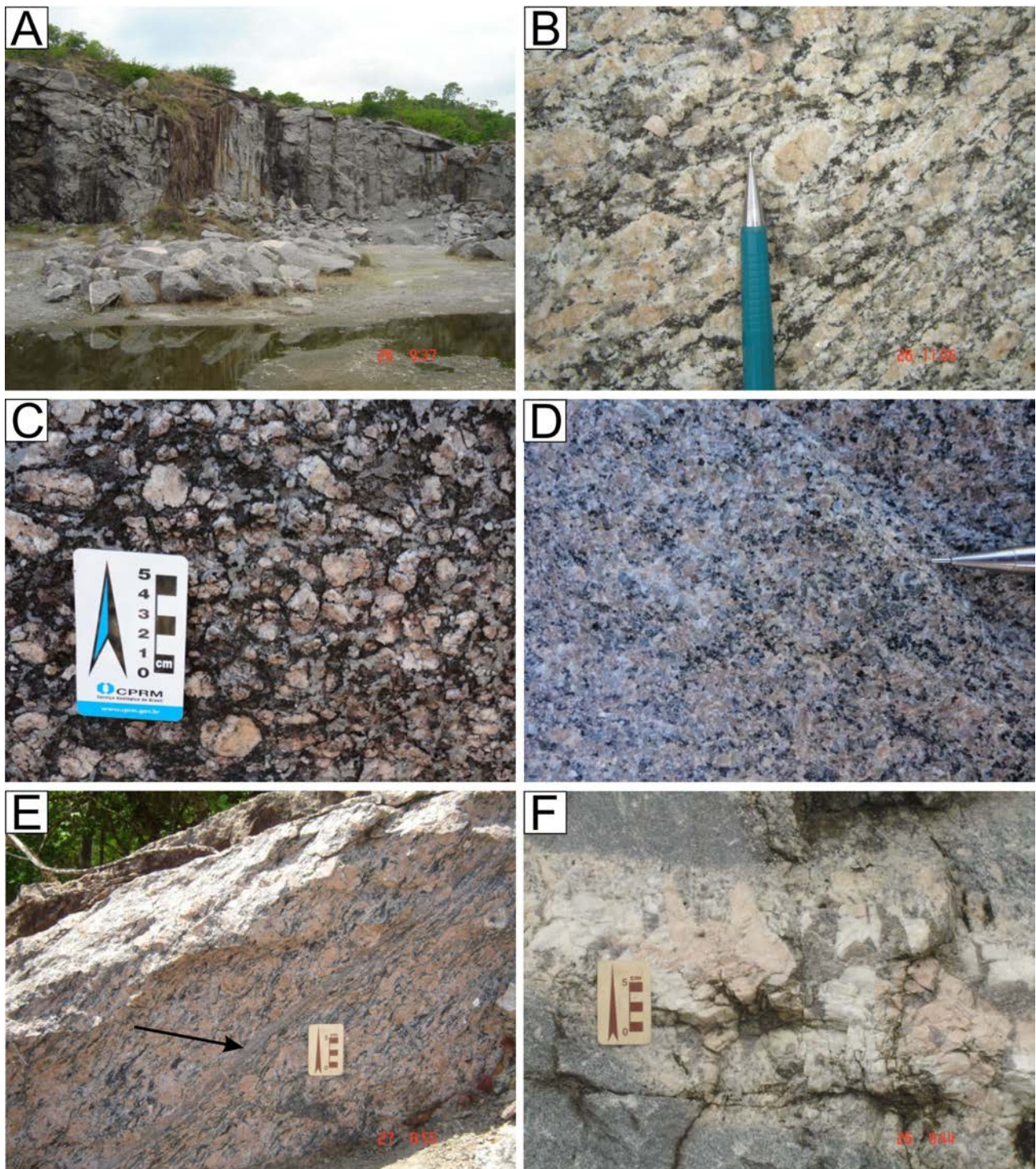
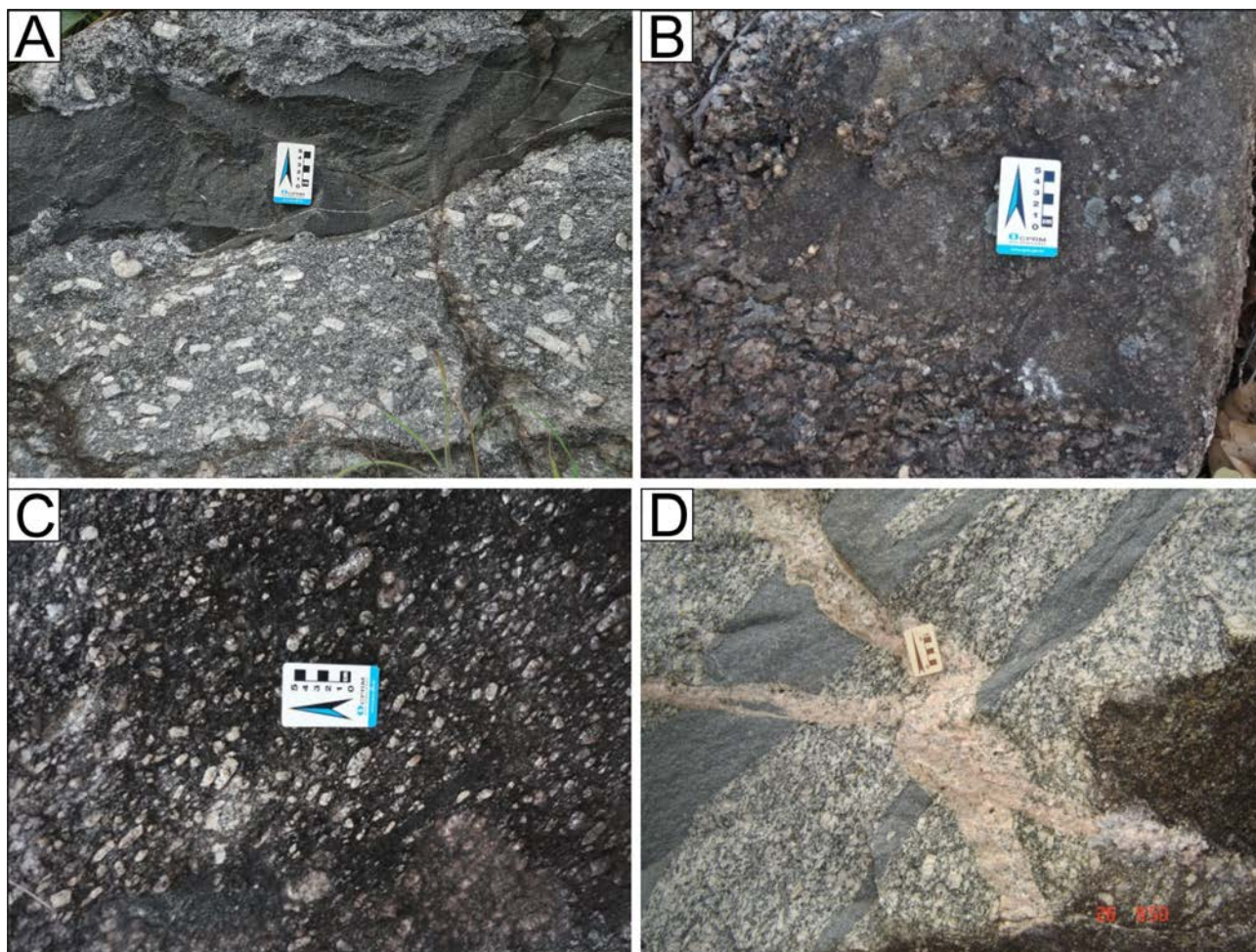


Figura 3.197 – Aspectos texturais e estruturais do Granito Matança: A) Uma das pedreiras localizadas na estrada que liga o município de Fátima ao de Porto Nacional. B) Aspecto textural da rocha, com destaque para o cristal com textura rapakivi. C) Rocha de granulação muito grossa, heterogranular, porfirítica, com aproximadamente 60% de cristais de k-feldspato. D) Rocha de granulação fina a média, inequigranular. E) Rocha deformada em regime dúctil-rúptil, com fenocristais de K-feldspato amendoados e estirados em relação à trama milonítica. Zonas de falha nucleadas por soluções hidrotermais apresentam comportamento dúctil (Indicado pela seta). F) Textura pegmatítica, representada por cristais centimétricos de K-feldspato, plagioclásio e quartzo.



*Figura 3.198 – Aspectos texturais, estruturais e relações de contato das diferentes fácies dos granitoides da Suíte Lajeado - Granitos Matança e Palmas: A) Contatos lobados entre rocha de composição monzogranítica (Granito Palmas) e de composição quartzo diorítica (Suíte Gabro-Anortositica Morro da Mata-Carreira Comprida), indicativos de mistura de magmas. B) Feição típica de mistura de magmas, com magma de composição monzogranítica em mistura com magma de composição tonalítica, onde podem ser observados feldspatos dos monzogranitos imersos na rocha de composição intermediária. C) Textura de fluxo magmático demonstrada pelo alinhamento dos feldspatos. D) Rochas de composição monzogranítica e quartzo diorítica cortadas por veios tardios de composição predominantemente k-feldspáticas.*

#### Granito Aroeira

Foram cartografadas duas exposições do Granito Aroeira (sub-aflorante), que ocorrem na porção sudeste da área mapeada. Os melhores afloramentos deste granito localizam-se às margens da estrada que liga Porto Nacional a Brejinho de Nazaré. Ocorrem sob a forma de lajeiros contínuos e blocos métricos. Caracterizam-se e diferenciam-se dos demais granitos da Suíte Lajeado pela granulação e cor. São rochas de granulação fina a média, excepcionalmente grossa, isotrópicas, cor predominantemente cinza rosada a cinza e possuem relação de contemporaneidade com as rochas da Suíte Gabro-Anortositica Morro da Mata-Carreira Comprida. A figura 3.199 apresenta as principais características mesoscópicas desse granito.

#### Granito Palmas

O Granito Palmas ocorre na porção Norte da Folha Porto Nacional nos arredores das cidades de Palmas, Taquaralto e Taquaruçú. As melhores exposições ocorrem sob a forma de blocos abaulados, no perímetro urbano da cidade de Taquaralto, na estrada que liga Taquaralto a Taquaruçú e na pedreira da ENSA, local onde este granito se encontra deformado por zona de cisalhamento rúptil a rúptil-dúctil. Em lâmina delgada a deformação é evidenciada por subgranulação, foliação incipiente e estiramento de quartzo. São rochas de granulação grossa a muito grossa, porfiríticas, cor rosa, isotrópicas a localmente deformadas. Os termos a hiperstênio (charnoquitos) apresentam cores variadas (cinza, negra e rosa) e granulação muito grossa com cristais

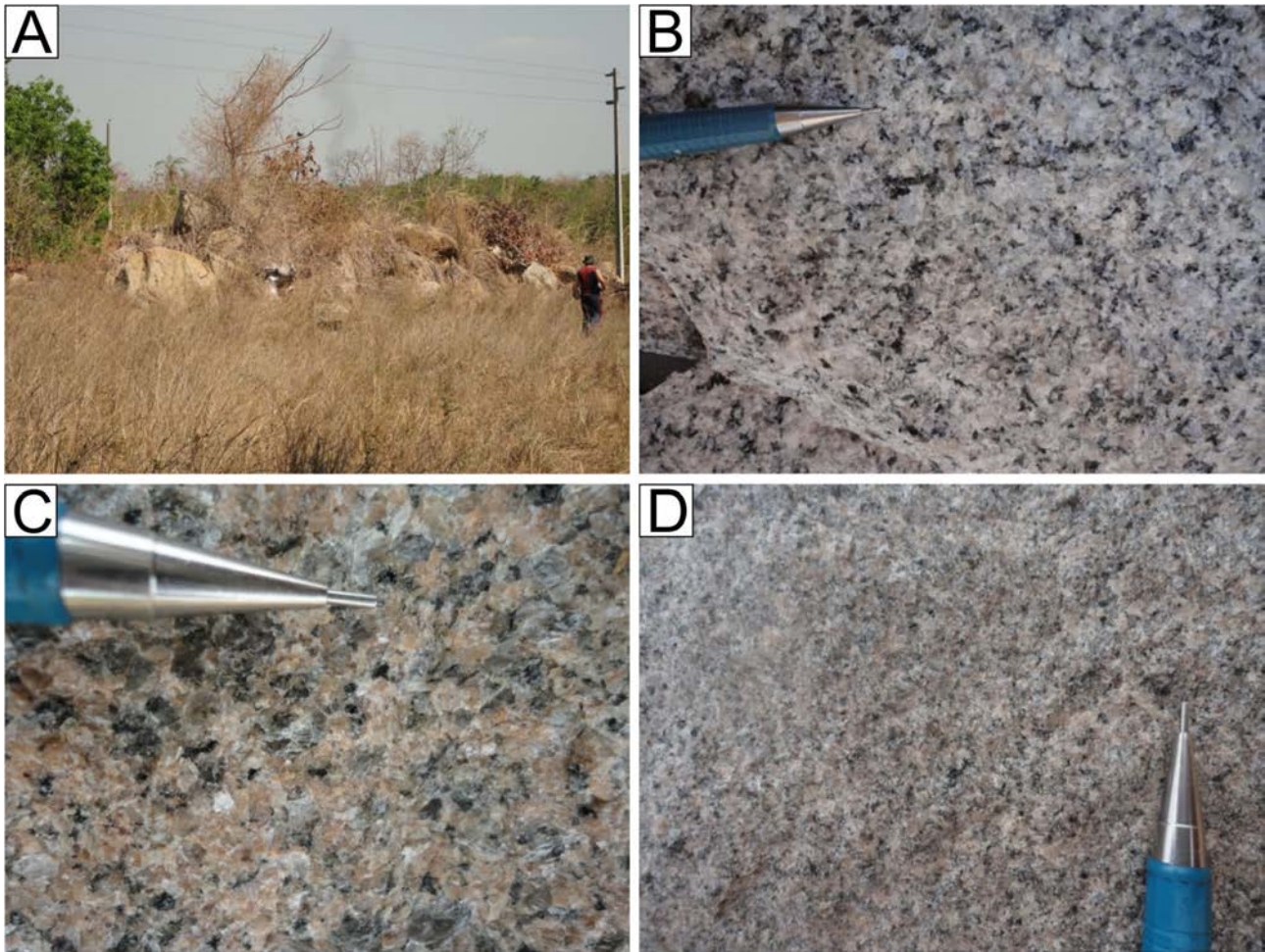


Figura 3.199 – Forma de afloramento e aspectos texturais do Granito Aroeira: A) Afloramento do Granito Aroeira na estrada que liga Porto Nacional-TO a Brejinho de Nazaré-TO. B) Aspecto textural do Granito Aroeira de cor cinza rosada, granulação média e isotrópico. C) Variedade de Granulação excepcionalmente mais grossa e cor rosada. D) Variedade de granulação fina cinza rosada.

rosa de K-feldspato com até 2 cm. Entre esses cristais ocorrem cristais subédricos de plagioclásio, quartzo, piroxênio e anfibólio. A figura 3.200 ilustra as principais características desse granito.

#### Granito Lajeado

O Granito Lajeado ocorre a partir do limite norte da folha Porto Nacional, adentrando a Folha Miracema do Norte. Suas melhores exposições encontram-se ao longo dos vales dos rios Tocantins e Lajeado, em cursos d'água menores, e ao longo da rodovia TO-010 que liga Palmas a Miracema do Norte e de uma série de estradas vicinais geralmente em cortes e vales profundos nas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (formações Serra Grande e Pimenteiras) que recobrem discordantemente este granito. As rochas desta unidade apresentam uma grande variedade textural. Seus principais litótipos são monzogranitos, sienogranitos e sienitos em mistura de magma com leucogabros e gabronoritos.

No geral apresentam cores variadas (cinza claro, rosa e cinza escuro), predominando a cor rosa, granulação grossa a muito grossa, porfírica com fenocristais tabulares, ovóides de K-feldspato e plagioclásio com até 3,5 cm, algumas vezes orientados devido ao fluxo magmático. Texturas rapakivi e anti-rapakivi também são frequentes no Granito Lajeado. Não exhibe minerais magnéticos ao imã de mão, mas efervesce pontualmente ao HCl, particularmente nas partes mais escuras. Os termos de composição granítica são constituídos essencialmente de quartzo, microclina, pertita, oligoclásio, biotita e anfibólio. Algumas variedades apresentam aspecto gnáissico, cor cinza clara, granulação média com uma foliação conspícua dada por orientação de biotitas. Associados a estes granitos ocorrem rochas de composição gabróide, cor cinza escura com poucos fenocristais euédricos de feldspato dispersos em matriz fanerítica fina. Estas rochas de composição gabróide são localmente sulfetadas (pirita), não efervesce ao



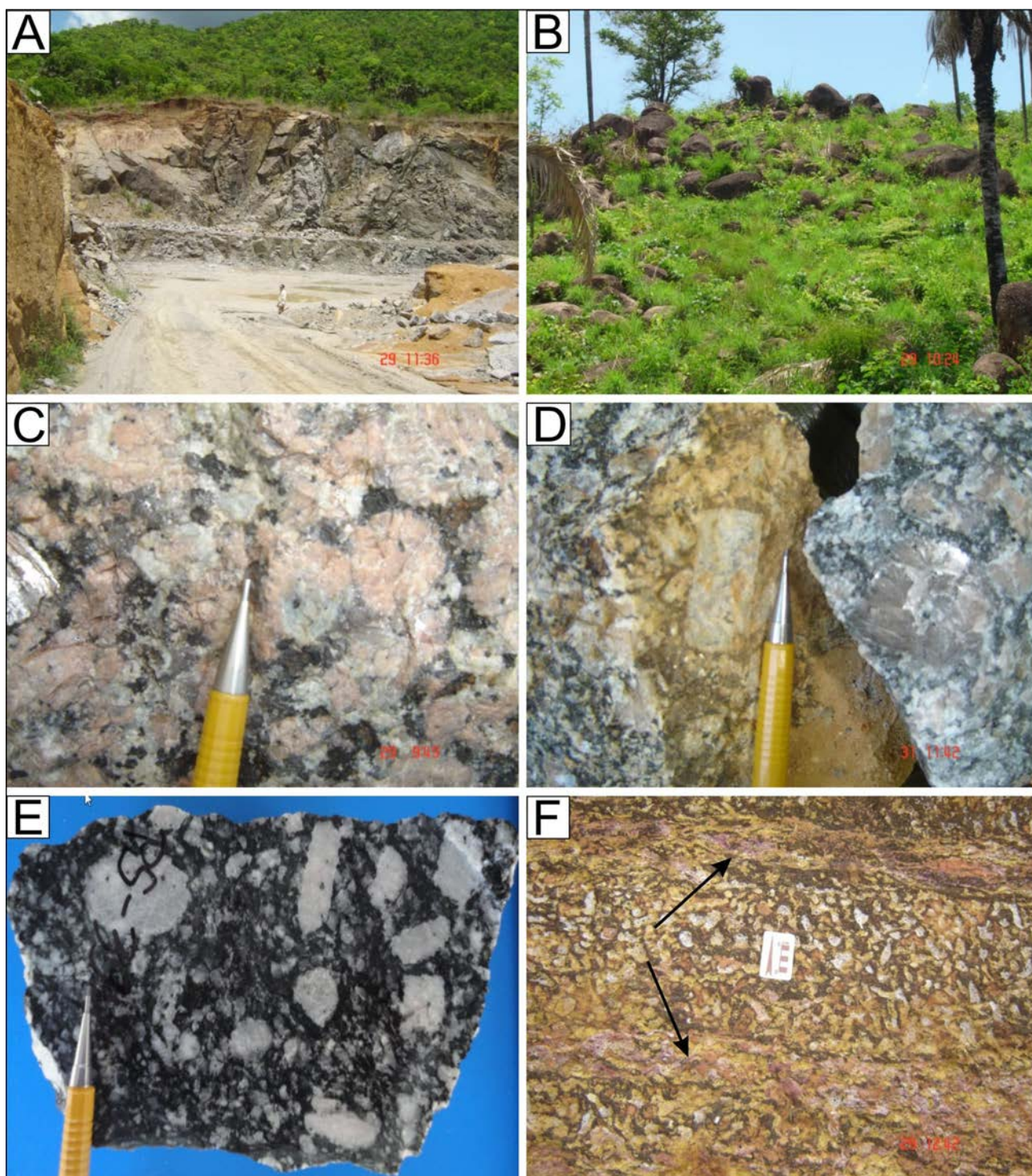


Figura 3.200 – Aspectos texturais do Granito Palmas: A) Pedreira da construtora ENZA, próximo a sede do município de Taquaruçú, onde se observa um sistema de fraturas que localmente afetam o granito. B) Afloramento nas margens da estrada que liga Taquaralto a Taquaruçú. Blocos arredondados evidenciando o caráter isotrópico da rocha. C) Cristais de feldspato com textura anti-rapakivi. D) Cristais euédricos de k-feldspato isentos de deformação. E) Facies de composição granodiorítica porfirítica. F) Corte da estrada entre Taquaralto e Taquaruçú onde se observa o granito alterado (saprólito) preservando as relações texturais e estruturais da rocha fresca, inclusive as falhas onde os cristais foram totalmente cominuídos (setas).

HCl e são fracamente magnéticas. Diques aplíticos de espessura centimétrica apresentam cor cinza, granulação fina a média, não efervesce com HCl, não são magnéticos e são constituídos essencialmente de quartzo, feldspatos e biotita.

A figura 3.201 apresenta as principais características do Granito Lajeado.

Os granitos da Suíte Lajeado são geralmente leucocráticos (com índice de cor variando entre 5% e 15%), rosados ou cinza, de granulação fina

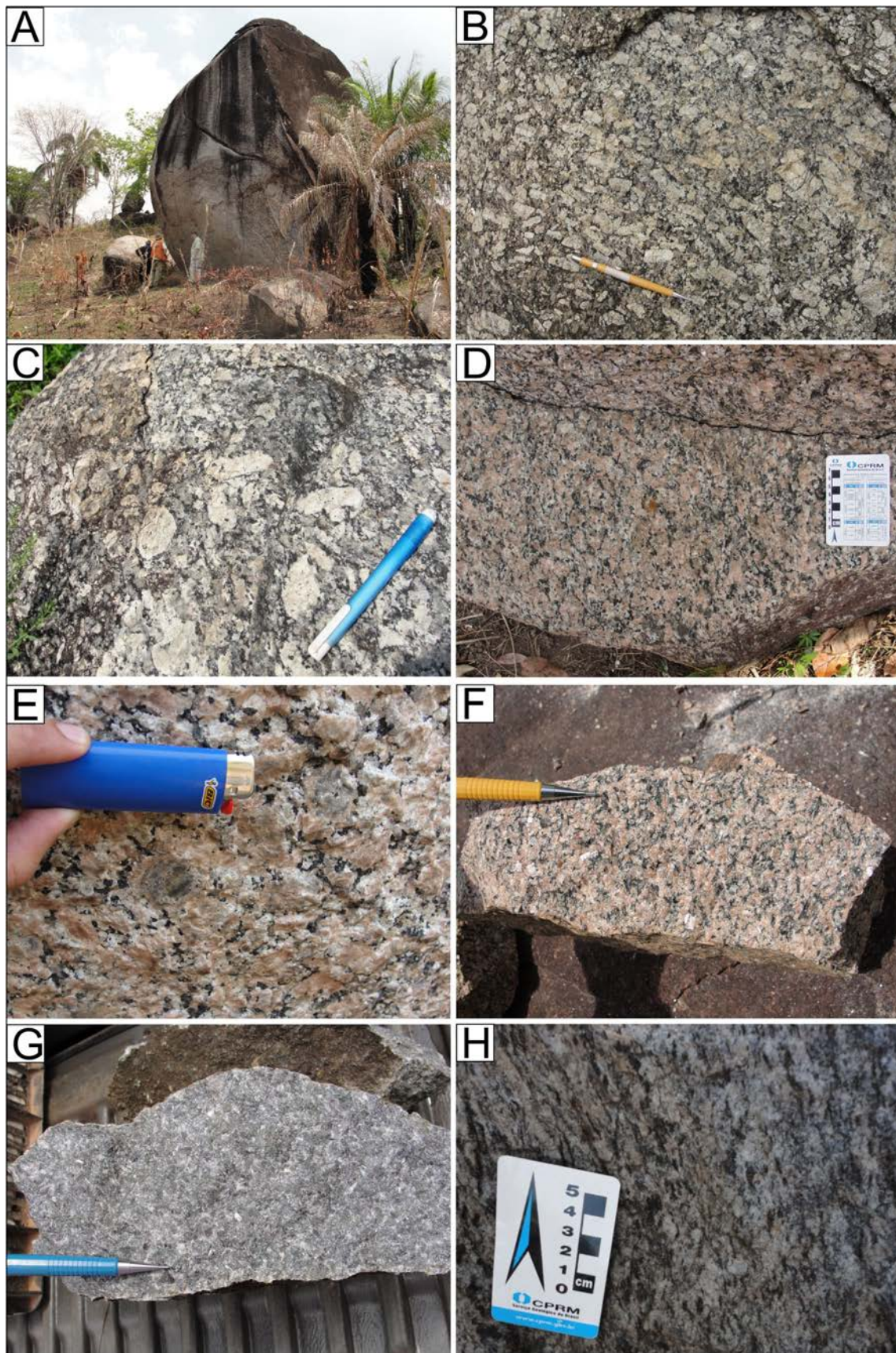


Figura 3.201 – Formas de ocorrências e aspectos texturais e estruturais do Granito Lajeado: A) Afloramento em blocos e matações métricos de monzogranito. B e C) Hornblenda-biotita monzogranito porfírico, com fenocristais centimétricos de k-feldspato e plagioclásio, tabulares e ovoides orientados segundo o fluxo magmático. D) Biotita sienogranito porfírico com estrutura de fluxo magmático. E) Mesmo biotita sienogranito anterior evidenciando fenocristais de plagioclásio com textura anti-rapakivi. F) Aspecto do hornblenda sienito grosso e isótropo. G) Gabronorito grosso, isótropo. H) Protomilonito do Granito Lajeado.

a grossa e quase sempre isotropos. Os litótipos identificados através da análise petrográfica são predominantemente monzogranitos e sienogranitos, entretanto, de forma mais localizada, ocorrem granodioritos, álcali feldspato granitos, quartzomonzonitos, quartzomonzodioritos, tonalitos, sienitos, charnoquitos e enderbitos. A figura 3.202 apresenta os tabletes correspondentes às lâminas descritas para cada granito da Suíte Lajeado.

Os quatro principais corpos apresentam composição mineralógica semelhante, conforme mostram os gráficos da figura 3.203, e são constituídos essencialmente por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita como o mineral máfico predominante, acompanhada de hornblenda. Em algumas amostras dos granitos Palmas e Matança foi detectada a presença de ortopiroxênio (Fig.3.204 A) clinopiroxênio e olivina, e no corpo Matança, uma amos-

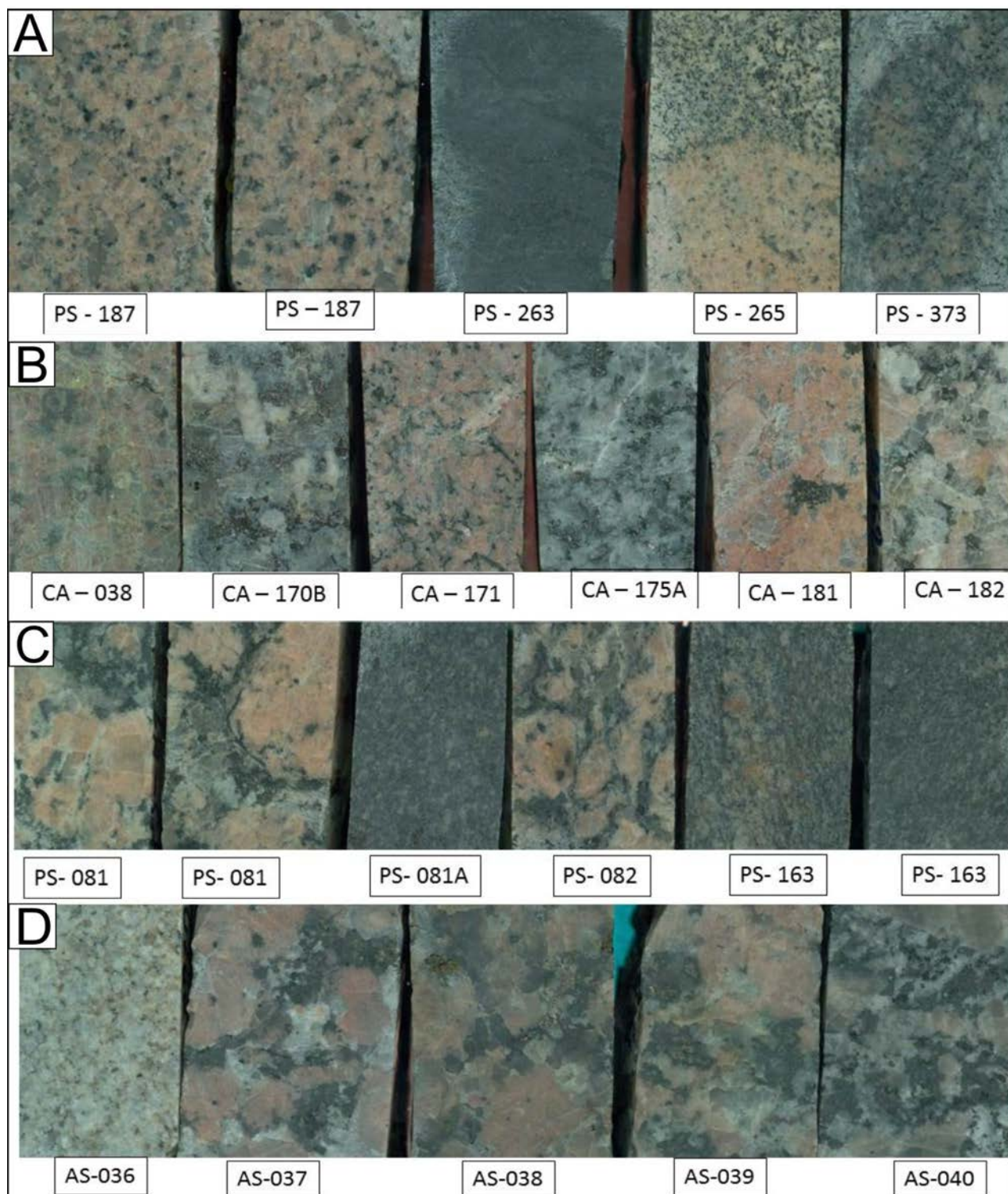


Figura 3.202 – A) Granitoides do corpo Aroeira. B) Granitoides do corpo Lajeado. C) Granitoides do corpo Matança. D) Granitoides do corpo Palmas.

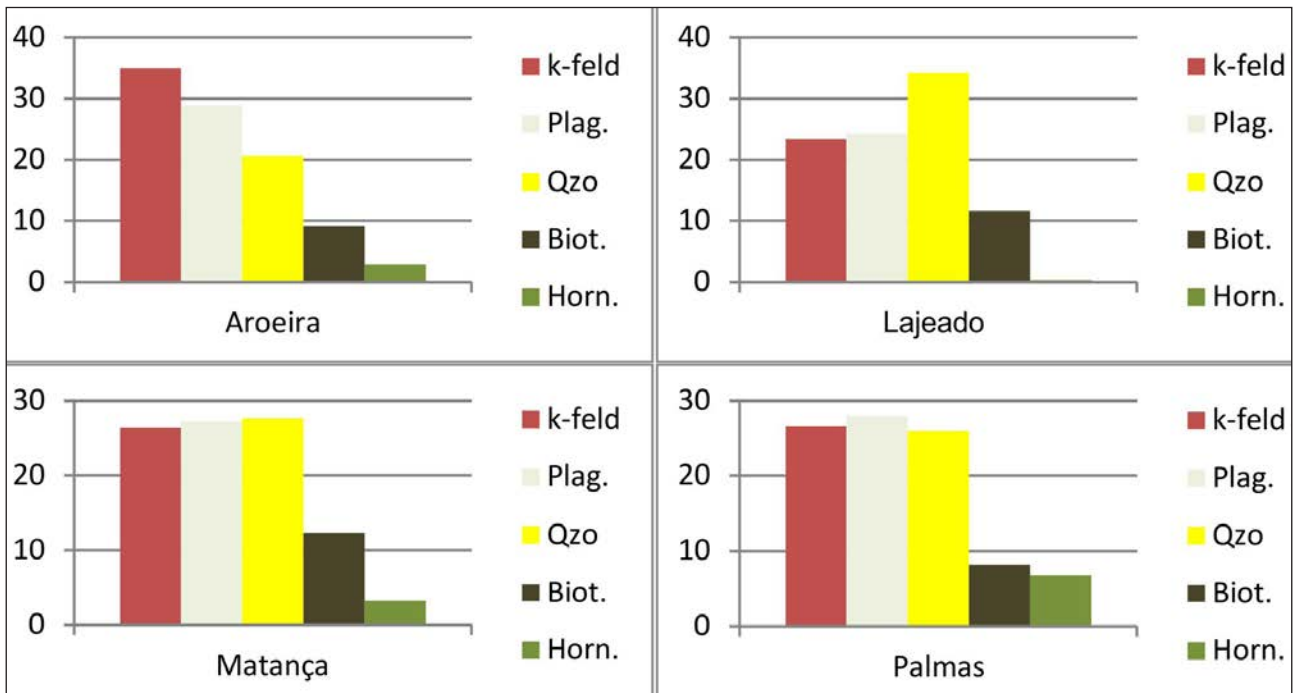


Figura 3.203 – Os gráficos em coluna representam as porcentagens das composições mineralógicas básicas nos quatro corpos da Suíte Lajeado. Para a construção dos gráficos foram utilizadas análises modais de oito lâminas representativas de cada corpo.

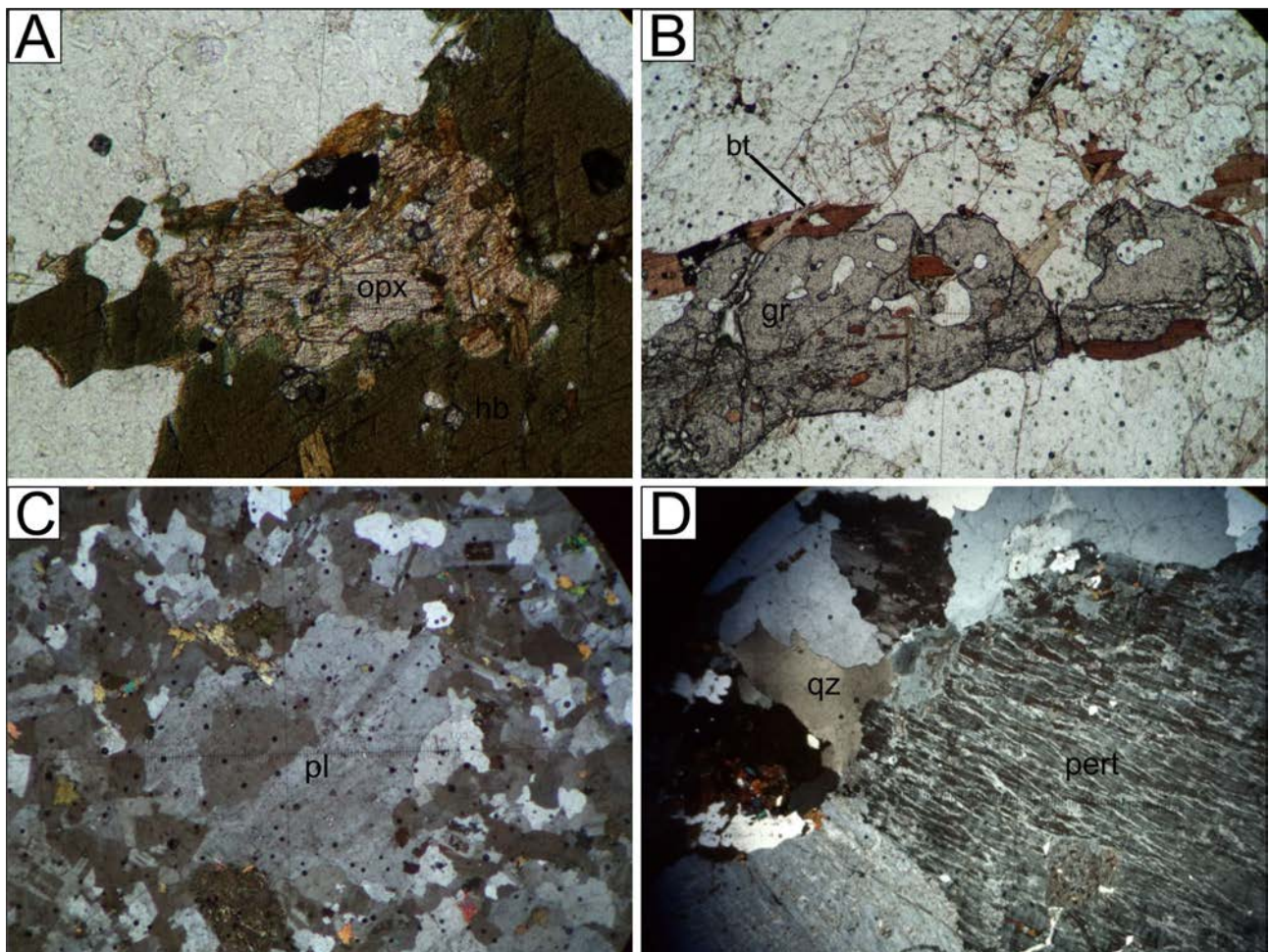


Figura 3.204 – A) Núcleo de ortopiroxênio (opx) com borda de hornblenda (hb). B) Cristal alongado de granada (gr). C) Fenocristal de plagioclásio (pl) com as bordas corroídas. D) Feldspato perítico (pert).

tra apresentou granada (Fig.3.204 B). A mineralogia acessória é constituída por apatita, zircão, titanita, epidoto, opacos, allanita, clorita, sericita, carbonato e rutilo.

As rochas desta unidade quase sempre apresentam estrutura maciça e isótropa, podendo também apresentar foliação de fluxo magmático, e mais raramente foliação deformacional. Frequentemente se observa textura porfirítica com fenocristais de feldspato potássico e/ou plagioclásio e mais raramente de quartzo. Os fenocristais, por vezes apresentam as bordas corroídas (Fig.3.204 C), fato que pode ser interpretado como reação entre os cristais previamente solidificados na câmara magmática e o magma residual.

Tal como pode ser visto na figura 3.204 D, na grande maioria das amostras são observadas feições de exolução dos feldspatos (pertitas, mesopertitas e anti-pertitas). Essas texturas evidenciam a formação de feldspatos no campo *hipersolvus*, o que indica condições anidras ou de hidratação reduzida. A formação de pertita geralmente associa-se à cristalização de um mineral máfico anidro, tal como

ortopiroxênio, encontrado em algumas amostras. Tais características implicam numa altíssima temperatura de formação dos granitos da Suíte Lajeado, o que também é evidenciado pelas biotitas titaníferas de cor avermelhada encontradas em todos os litótipos.

Em uma amostra do corpo Aroeira foi descrito um granito com textura anti-rapakivi (Fig.3.205 A), ou seja, ovoides de plagioclásio com mantos de k-feldspato. Tal textura, segundo Dempster et al. (1994), é usualmente encontrada em granitos anorogênicos, e segundo este mesmo autor, pode estar relacionada à mistura de magmas (*magma mixing*).

Os granitoides desta unidade em geral são isótopos. Entretanto não é raro encontrar microestruturas geradas por deformação com ação de pressão dirigida em altas temperaturas, tais como subgranulação (Fig.3.205 B), extinção ondulante, quartzo estirado (Fig.3.205 B), maclas de plagioclásio deformadas (Fig.3.205 C) e foliação metamórfica. As zonas de deformação não são expressivas, e não se observa textura milonítica ou cataclástica.

Observa-se nas rochas uma alteração hidrotermal incipiente, de caráter pervasivo seletivo,

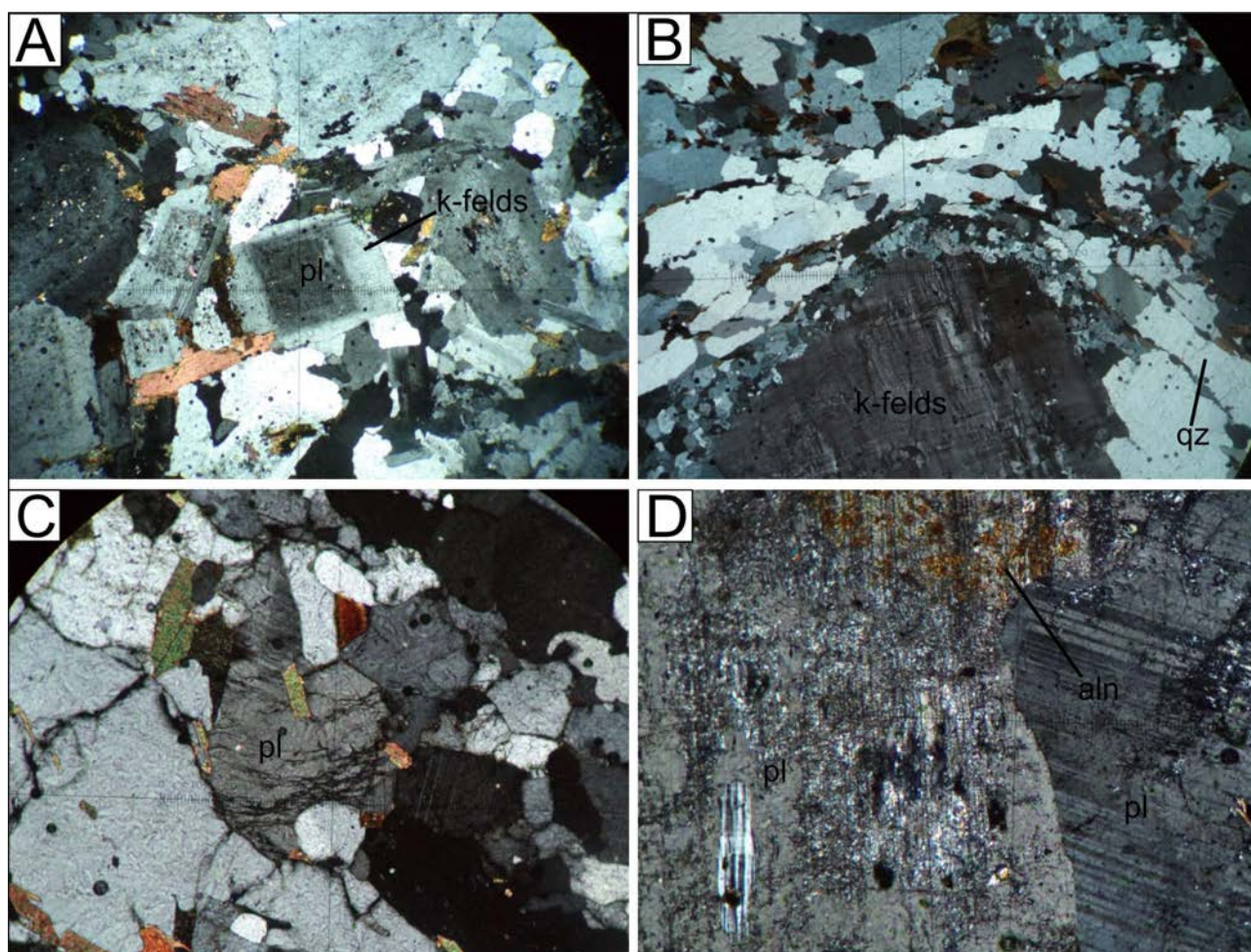


Figura 3.205 – A) Núcleo de plagioclásio com manto de k-feldspato (anti-rapakivi). B) Fenocristal de k-feldspato com subgranulação nas bordas. Acima do fenocristal notam-se ribbons de quartzo dobrados. C) Plagioclásio com as maclas deformadas. D) Plagioclásio saussuritizado.

atuando principalmente nos plagioclásios através do processo de saussuritização, que se caracteriza pela alteração do plagioclásio e sua transformação principalmente em sericita, epidoto e carbonato, que aparecem encrustados sobre os cristais de plagioclásio (Fig.3.205 D).

Os resultados da análise química nas rochas da Suíte Lajeado (maciços Aroeira, Lajeado, Matança e Palmas), encontram-se na tabela 3.44. No diagrama de classificação química de Debon e LeFort (1983) (Fig.3.206a) as rochas da suíte se distribuem nos campos dos sienogranitos e monzogranitos com

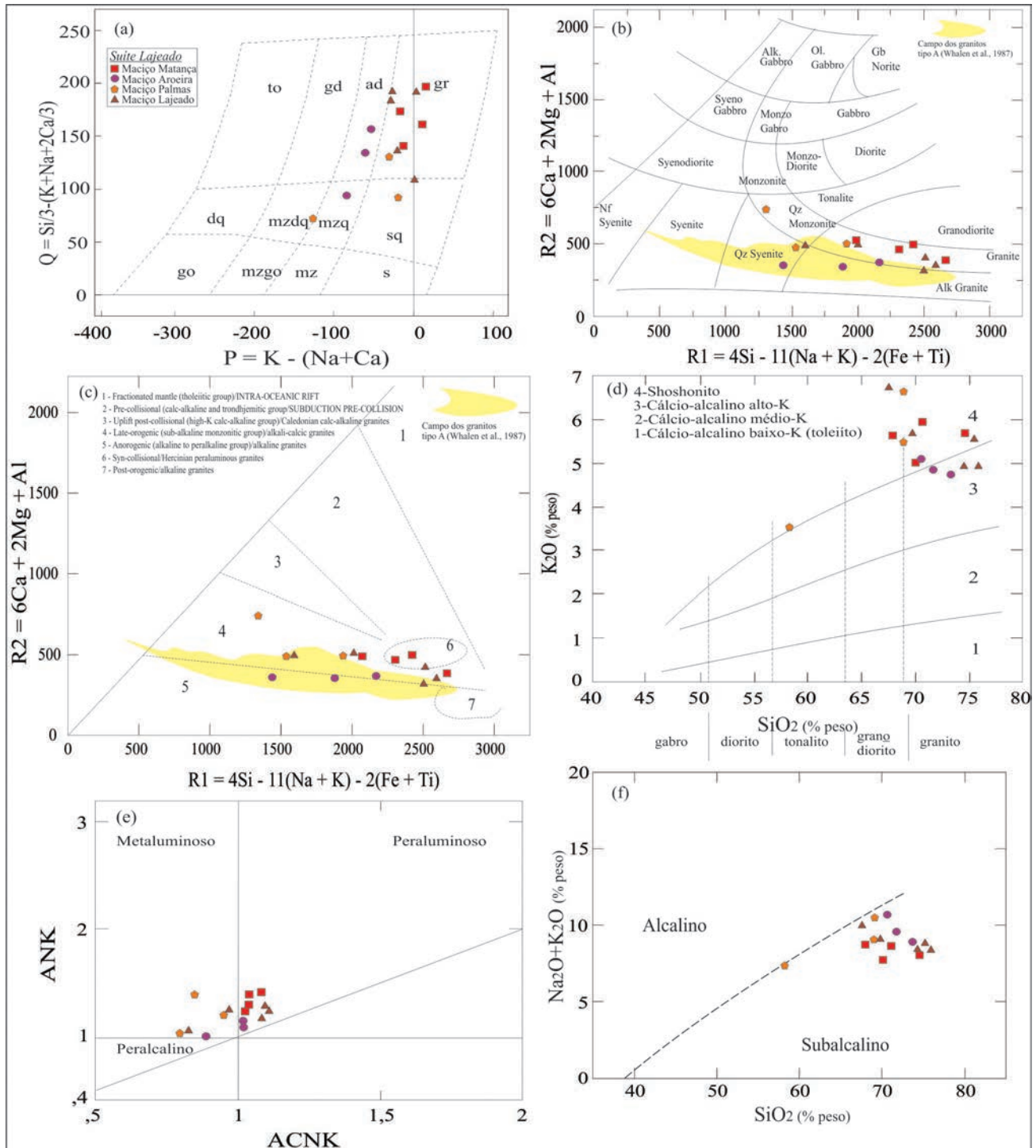


Figura 3.206 – Diagramas geoquímicos discriminantes elaborados com elementos maiores da Suíte Lajeado: A) Classificação química multicatiônica Q-P de Debon e LeFort (1983). B) Diagrama multicatiônico R1-R2 com a classificação química das rochas estudadas (DE LAROCHE et al., 1980). C) Diagrama R1-R2 adaptado para ambientes tectônicos (BATCHELOR;BOWDEN, 1985). D) Diagrama do teor de K<sub>2</sub>O de Peccerillo e Taylor (1976). E) Índice de saturação de alumina (ANK vs. ACNK) dos granitóides (MANIAR;PICOLLI, 1989). F) Diagrama de alcalinidade de Irvine e Baragar (1971).

Tabela 3.44 – Composição química e razões das rochas da Suíte Lajeado.

Maciço	Matança			Aroeira			
Rocha	Sieno granito	Sieno granito	Monzo granito	Sieno granito	Monzo granito	Monzo granito	Monzo granito
Amostra	AS-24	AS-28	PS-81	PS-82	PS-185	PS-186	PS-187
SiO <sub>2</sub>	70	74.40	68.90	70.80	70.50	71.60	73.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.70	12.70	14.40	14.10	14.10	14.30	13.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.19	2.55	4.56	3.26	3.63	2.75	3.38
MgO	0.46	0.10	0.23	0.28	0.10	0.10	0.18
CaO	1.91	1.27	1.79	1.61	0.72	0.63	0.94
Na <sub>2</sub> O	2.71	2.52	3.07	2.66	5.56	4.70	4.25
K <sub>2</sub> O	4.98	5.68	5.62	5.94	5.11	4.88	4.76
MnO	0.05	0.03	0.05	0.04	0.09	0.07	0.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.05	0.12	0.08	0.02	0.01	0.06
TiO <sub>2</sub>	0.43	0.15	0.40	0.25	0.16	0.09	0.20
LOI	0.09	0.27	0.21	0.35	0.28	0.09	0.14
Total	98.67	99.72	99.35	99.37	100.27	99.22	101.07
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	7.69	8.20	8.69	8.60	10.67	9.58	9.01
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.84	2.25	1.83	2.23	0.92	1.04	1.12
Mg#	17.86	7.21	9.08	14.54	5.18	6.72	9.54
Cr	10	8	7	7	5	9	8
Ni	11	10	7	15	7	7	7
Sc	9.10	6.90	5.30	4.10	1.30	1.10	2
Co	5.20	8	3.70	3.80	1.60	1.60	2.30
V	16	7	10	7	3	4	7
Ba	975	470	2421	1811	316.00	327.00	580
Rb	134.30	144.20	75.50	84.50	119.80	117.90	65.40
Sr	145.60	107.50	196.40	221.90	28.30	39.60	128
Nb	12.12	7.47	10.17	7.67	63.31	47.19	18.72
Ta	0.20	0.13	0.21	0.08	2.66	3.68	0.38
Zr	296.50	189.90	577.60	321.10	579.20	281.70	314.90
Hf	7.23	6.16	11.64	6.84	12.74	7.94	7.40
U	0.75	1.32	0.47	0.45	3.05	3.37	2.25
Th	13.80	17.60	1.60	2.40	11.80	11.90	7.80
Cu	7.60	2.80	7.80	3.50	3	4	2.70
Pb	2.30	3.20	2.60	3.50	22.80	20	5.50
Zn	87	34	62	40	100	75	58
Sn	1.50	0.50	0.30	0.25	4.90	3.90	1.30
Be	3.40	1.80	1.10	0.90	6.80	6.40	2
Cs	1.61	0.86	0.33	0.59	0.94	1	0.56
Ga	22	18.40	22.10	20.90	32.10	29.60	22.10
Y	37	25.22	18.69	14.06	52.70	35.76	24.47
La	112.20	137.00	64.60	26.40	125.90	54.50	48.40
Ce	236	283.60	115.50	56.90	230.60	117.60	119
Pr	23.96	29.27	12.98	6.21	22.38	11.60	12.27
Nd	99.30	118.30	55.90	25.20	83.10	42.40	47.90
Sm	16	19.30	7.80	4.70	12.20	7.30	8.40
Eu	1.20	1.27	2.37	1.76	0.84	0.61	0.64
Gd	12.56	12.86	5.86	3.92	9.74	6.23	7.04
Tb	1.63	1.92	0.74	0.51	1.52	0.97	0.94
Dy	8.45	6.85	3.66	2.79	8.81	5.94	5.12
Ho	1.46	1.45	0.65	0.52	1.72	1.25	0.94
Er	3.44	3.00	1.99	1.46	5.17	3.75	2.61
Tm	0.41	0.72	0.24	0.20	0.81	0.56	0.33
Yb	2.40	2.10	1.70	1.30	5.30	3.80	2.30
Lu	0.28	0.69	0.26	0.17	0.76	0.54	0.31
Eu/Eu*	0.26	0.25	1.07	1.25	0.24	0.28	0.25
(La/Yb) <sub>n</sub>	31.52	43.98	25.62	13.69	16.02	9.67	14.19
Ga/Al	3.03	2.74	2.90	2.80	4.30	3.91	3
Zr+Nb+Ce+Y	581.62	506.19	721.96	399.73	925.81	482.25	477.09
Th/Nb	1.14	2.36	0.16	0.31	0.19	0.25	0.42
La/Sm	7.01	7.10	8.28	5.62	10.32	7.47	5.76
K/Rb	307.73	326.89	617.74	583.37	353.98	343.49	604.01
Rb/Zr	0.45	0.76	0.13	0.26	0.21	0.42	0.21
Rb/Sr	0.92	1.34	0.38	0.38	4.23	2.98	0.51
Nb/Ta	60.60	57.46	48.43	95.88	23.80	12.82	49.26

Projeto Geologia da Região de Palmas

Maciço	Palmas			Lajeado				
Rocha	Monzo granito	Monzo granito	Qtz monzodiorito	Sieno granito	Sieno granito	Monzo granito	Sieno granito	Sieno granito
Amostra	PS-382	PS-399A	PS-399B	CA-038	CA-170E	CA-171	CA-175B	CA-182
SiO2	68.90	68.90	58.30	75.40	75.80	68.50	74.20	69.70
Al2O3	14.20	13.50	14.80	13.10	13.80	13.50	14.10	14.40
Fe2O3	4.63	4.86	11.90	3.08	1.75	6.03	2.30	4.84
MgO	0.20	0.12	0.37	0.15	0.10	0.20	0.20	0.44
CaO	1.87	1.97	4.11	0.49	0.78	2.11	1.13	1.89
Na2O	3.51	3.86	3.95	3.24	3.56	3.25	3.45	3.29
K2O	5.49	6.65	3.52	5.52	4.90	6.75	4.88	5.72
MnO	0.08	0.09	0.23	0.05	0.04	0.09	0.04	0.07
P2O5	0.11	0.07	0.21	0.03	0.05	0.04	0.07	0.15
TiO2	0.40	0.36	1.10	0.17	0.10	0.29	0.16	0.48
LOI	0.01	0.01	0.01	0.16	0.11	0.09	0.08	0.70
Total	99.40	100.39	98.50	101.39	100.99	100.85	100.61	101.68
Na2O+K2O	9	10.51	7.47	8.76	8.46	10	8.33	9.01
K2O/Na2O	1.56	1.72	0.89	1.70	1.38	2.08	1.41	1.74
Mg#	7.88	4.66	5.80	8.80	10.17	6.17	14.70	15.26
Cr	7	8	3	1	1	1	2	na
Ni	6	11	19	10	12	9	11	5
Sc	4.60	3.90	6.10	2.90	2.60	7.30	4.70	na
Co	2.50	4.90	4.30	na	na	na	na	na
V	5	4	7	2	3	1	5	na
Ba	2296	3262	1649	205	330	1084	543	1756
Rb	93.40	117	55.50	134.50	243.90	173.70	225.90	133.80
Sr	241.10	394.70	341.30	35.30	77	160.70	125.10	197.80
Nb	27.23	39.66	111.17	7.56	10.12	52.28	10.85	23.71
Ta	0.88	4.14	3.50	0.29	1.32	2.13	0.92	1.03
Zr	805.10	777.70	2186.80	307.90	101.10	716.80	128	596.50
Hf	16.78	21.34	56	7.63	3.11	19.46	3.60	16.79
U	1.22	4.91	3.02	2.09	3.40	4.60	5.64	1.01
Th	11.60	29.10	72.80	13.80	15.50	43.70	21.10	19.40
Cu	3.80	3.40	5.90	5	5	5	5	5
Pb	4.70	4.50	1.70	10.70	4.10	11.70	4.30	7.40
Zn	53	53	108	69	28	78	48	68
Sn	0.30	3.30	0.40	1.30	3.70	3.60	3.60	0.30
Be	1.90	5.80	3.10	1.90	4.90	5.60	3.40	1.30
Cs	0.64	4.12	0.53	1.83	4.54	1.85	4.60	1.07
Ga	21.60	30.40	24	18.10	21.40	30.80	21.30	25.50
Y	40.36	49.55	110.65	32.55	13.79	143.48	15.98	47.63
La	172	308.50	765.10	102	28	324.50	40.40	184.90
Ce	340.30	548	1521	196.80	52.10	690.10	81.80	339.90
Pr	32.49	68.75	177.46	21.81	5.86	77.30	8.90	37.77
Nd	134.70	250.20	685.80	82.40	21.90	311	33.20	135.80
Sm	18.50	31.50	77.50	12.70	4.90	56.10	6.50	20.70
Eu	3.56	8.81	5.66	0.75	0.45	4.86	0.69	2.55
Gd	13.05	20.99	49.84	8.59	3.89	42.85	4.76	14.64
Tb	1.64	5.66	6.40	1.11	0.51	5.78	0.61	1.95
Dy	8.56	13.05	25.10	6.06	2.58	31.69	3.11	10.38
Ho	1.56	5.05	4.72	1.15	0.44	5.72	0.50	2.06
Er	4.22	7.69	11.03	3.19	1.14	14.55	1.34	5.15
Tm	0.58	3.86	1.53	0.44	0.17	1.98	0.20	0.69
Yb	3.80	7.20	9.90	2.80	1.10	11.60	1.30	4.40
Lu	0.59	3.86	1.57	0.41	0.15	1.73	0.18	0.66
Eu/Eu*	0.70	1.05	0.28	0.22	0.32	0.30	0.38	0.45
(La/Yb)n	30.52	28.89	52.10	24.56	17.16	18.86	20.95	28.33
Ga/Al	2.87	4.25	3.06	2.61	2.93	4.31	2.85	3.35
Zr+Nb+Ce+Y	1212.99	1414.91	3929.62	544.81	177.11	1602.66	236.63	1007.74
Th/Nb	0.43	0.73	0.65	1.83	1.53	0.84	1.94	0.82
La/Sm	9.30	9.79	9.87	8.03	5.71	5.78	6.22	8.93
K/Rb	487.80	471.68	526.34	340.59	166.72	322.49	179.27	354.77
Rb/Zr	0.12	0.15	0.03	0.44	2.41	0.24	1.76	0.22
Rb/Sr	0.39	0.30	0.16	3.81	3.17	1.08	1.81	0.68
Nb/Ta	30.94	9.58	31.76	26.07	7.67	24.54	11.79	23.02

Amostras analisadas nos Laboratórios GEOSOL (Belo Horizonte, Brasil); valores de normalização pelo condrito de Boynton (1984);  $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$ ;  $mg\# = 100 * molar MgO / (MgO + FeO)$ ; LOI = perda ao fogo; na = não analisada.



exceção da amostra PS-399B (um enclave de quartzo monzodiorito). No diagrama R1-R2 (Fig.3.206b), desenvolvido por De La Roche et al. (1980), são álcali granitos a granitos e caem nos campos sin-colisional e tardi-orogênico (Fig.3.206c). Os granitos tem conteúdo de  $\text{SiO}_2$  variando de 68,5 a 75,4 % em peso, com exceção da amostra PS-399B (Tab. 3.44), com alto a muito alto-K (Fig.56d) e razão K/Rb variando entre 166,72 a 617,74 (Tab. 3.44). São rochas metaluminosas a fracamente peraluminosas (Fig.3.206e) e ocupam o campo subalcalino (Fig.3.206f) de Irvine e Baragar (1971). A razão  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  varia entre 0,92 e 2,55 (Tab. 3.44) e os valores de  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$  são mais altos que 0,88.

Os granitos da Suíte Lajeado apresentam características subsolvus e tem a ilmenita como seu principal mineral opaco de ferro. No diagrama  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$  (Fig.3.207a) as rochas estudadas são caracterizadas como suíte ferrosa tipo A e, quando comparados com granitos tipos I e S, mostram valores mais elevados das razões  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ .  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{TiO}_2/\text{MgO}$ . No diagrama  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (Fig.3.207b) distribuem-se entre os campos álcali-cálcico e alcalino, são enriquecidos em HFSE como Zr, Ga, Nb, Y, Ce e ETR (exceto Eu), como os granitoides tipo A descritos em outras regiões do globo por Collins et al. (1982), Whalen et al. (1987), Haapala e Rämö (1990) e Dall'Agnol et al. (1995, 1999a,b).

No diagrama ternário Y vs. Nb vs. Ga (Fig.3.208a) e no diagrama binário Sc/Nb vs. Y/Nb (Fig.3.208b) os granitoides da Suíte Lajeado distribuem-se no campo dos granitos A2, exceção de duas amostras do maciço Aroeira que mostram valores de Y anormalmente baixos para granitos tipo A e, portanto, mostram-se com química similar aos granitos do campo A1.

Assim como para discriminação entre granitos cálcioalcalinos e tipo A (Figs. 3.209 a, b; DALL'AGNOL ; OLIVEIRA, 2007) os diagramas das figuras 3.209 c, d podem ser usados para diferenciar granitos oxidados e reduzidos.

Os granitos da Suíte Lajeado são reduzidos, mostrando valores de  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$  acima de 0,88, característicos de granitos da série a ilmenita e isso pode também indicar fontes relativamente homogêneas com baixos conteúdos de  $\text{H}_2\text{O}$  no magma parental. A alta temperatura de saturação do zircão ( $771^\circ\text{C}$  a  $993^\circ\text{C}$ ), calculada para os granitos da Suíte Lajeado (Fig.3.210) também sugerem baixo conteúdo de  $\text{H}_2\text{O}$  na fonte, uma vez que as temperaturas necessárias para gerar fundidos hidratados são muito menores.

As rochas do Maciço Aroeira mostram padrões de ETR medianamente fracionados [(La/Yb) $n$  = 9 a 16], moderadas anomalias negativas de Eu (Eu/Eu\* = 0,24-0,25) (Fig.3.211a e Tab. 3.44), curvas de multielementos (Fig.3.211b) com fracas anomalias negativas de Nb-Ta e Ba, fortes depleções de Sr, P e Ti, anomalias positivas de Pb, Zr-Hf, Sm-Nd e Y. O Maciço Lajeado se caracteriza por granitos com variados graus de contaminação crustal indicados pelo enriquecimento seletivo de ETR leves (Fig.3.211c); a anomalia negativa de Eu é relativamente acentuada indicando importante papel do plagioclásio na evolução petrogenética, enquanto os teores relativamente baixos de parte das rochas do maciço sinalizam a possibilidade de que grande parte do plagioclásio permaneceu na fonte juntamente com a granada. No diagrama de multielementos das rochas do maciço (Fig.3.211d) destacam-se a acentuada depleção em Sr, P e Ti, as variáveis anomalias negativas de Nb-Ta e Ba e enriquecimento em Pb, Zr e Y.

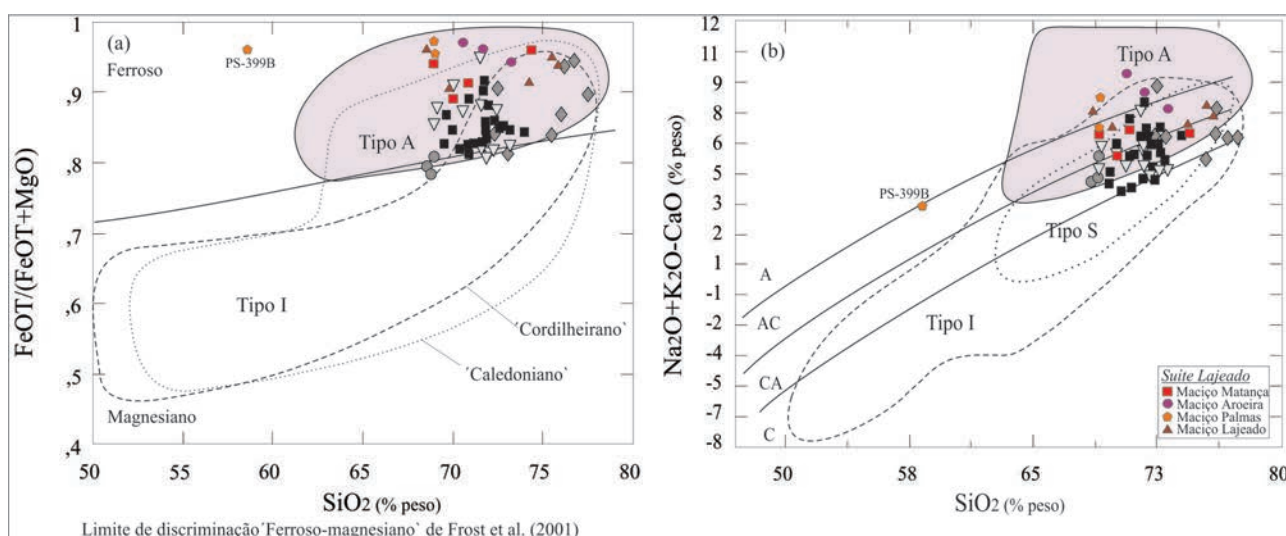


Figura 3.207 – Discriminantes geoquímicas de elementos maiores das rochas da Suíte Lajeado: A) Diagrama  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$  com campos ferroso e magnésiano. B)  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (FROST et al., 2001). Campos dos granitos Cordilheiranos, Caledonianos e I-S-A de Frost et al. (2001).

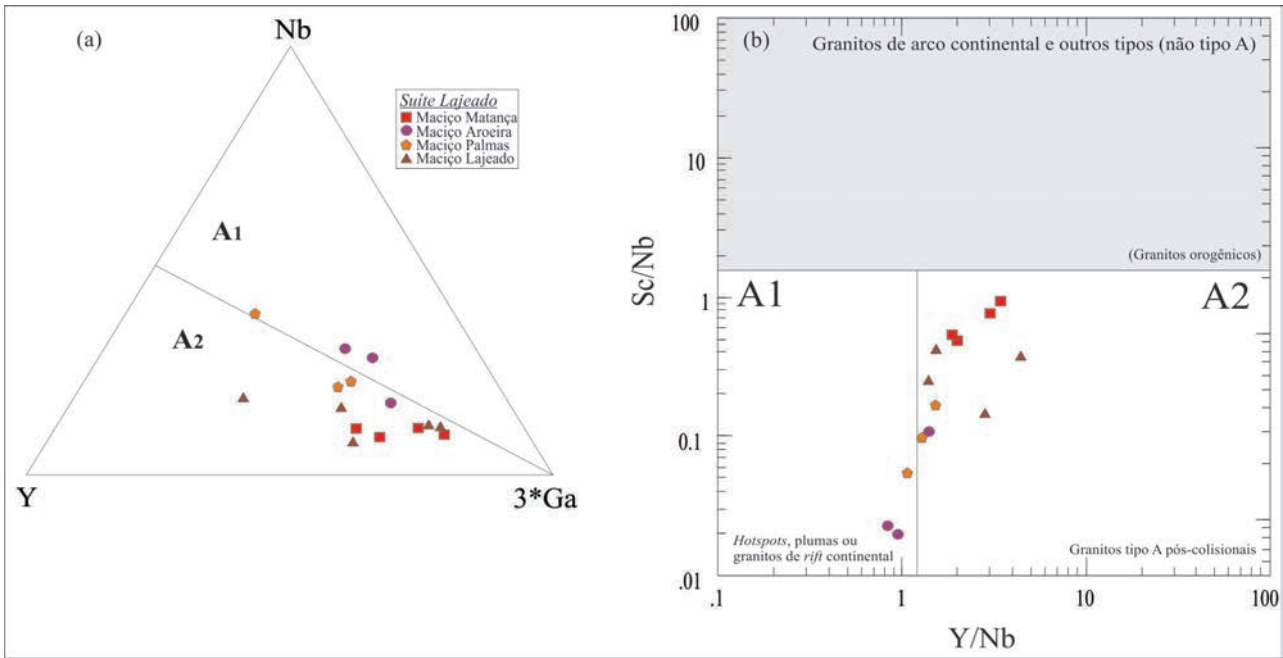
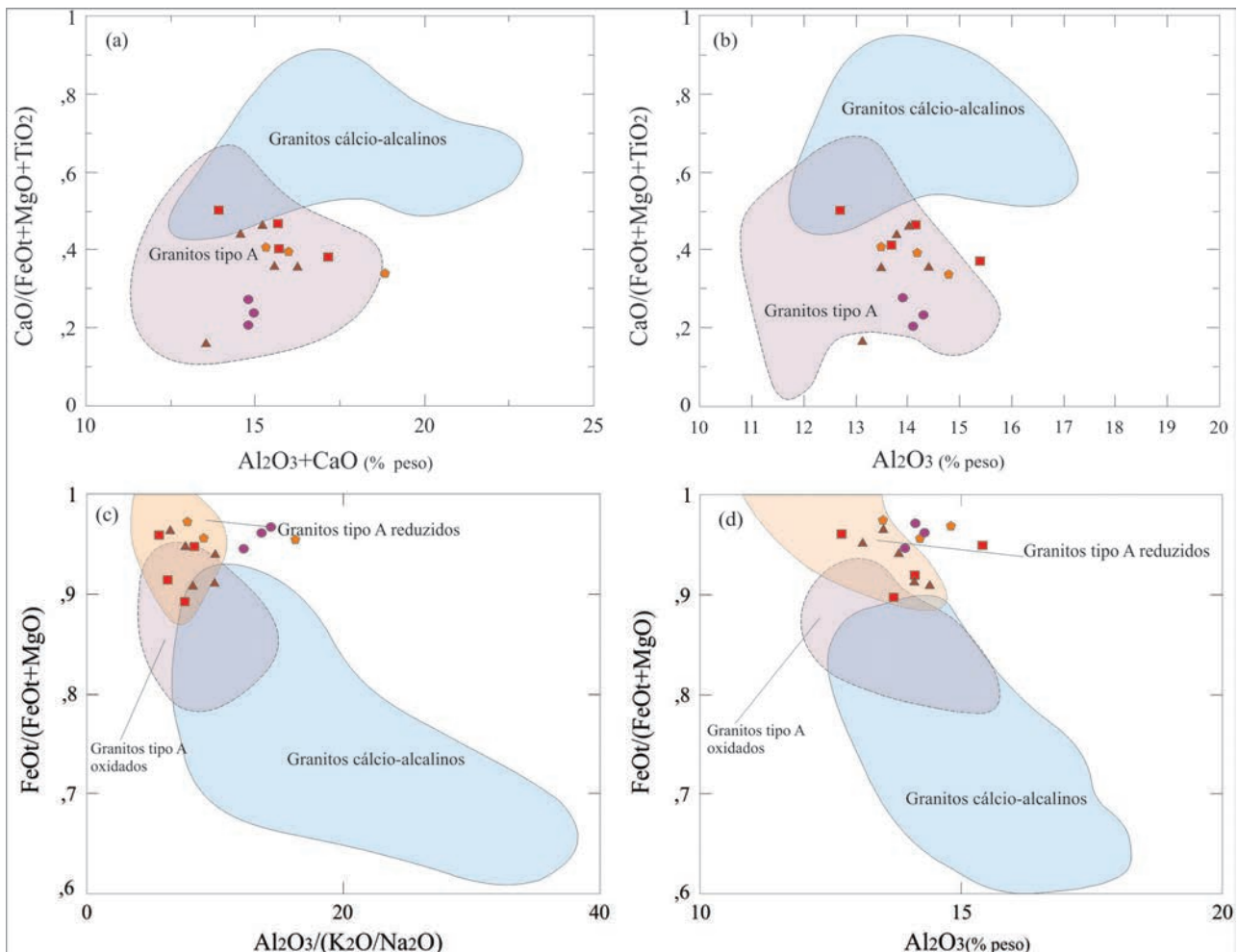


Figura 3.208 – Diagramas para discriminação de granitos A1 e A2 (EBY, 1992). O campo A1 representa os granitos associados a hotspots, plumas ou rifts intracontinentais; o campo A2 caracteriza os granitos associados a ambientes pós-colisionais ou extensionais (EBY, 1990, 1992; Fig.3.208a). O campo retangular na cor cinza (Fig.3.208b) representa os granitos de ambientes orogênicos.



Figuras 3.209 – (A, B) Diagramas discriminantes de granitos tipo A e I. (C, D) Diagramas que mostram os campos composicionais dos granitos tipo A reduzidos e oxidados (DALL'AGNOLI; OLIVEIRA, 2007). Símbolos como na figura 3.208.

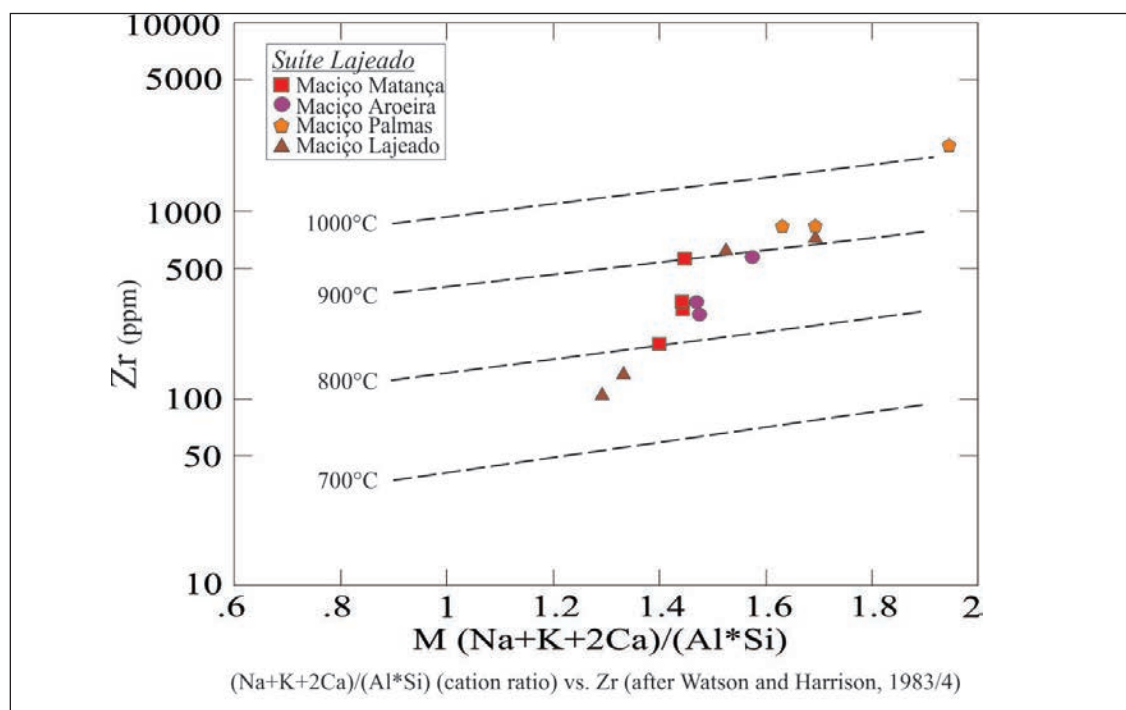


Figura 3.210 – Diagrama que usa o zircão como geotermômetro e as temperaturas do magma, estimadas para os granitos da suíte Lajeado.

As rochas do Maciço Matança caracterizam-se pelo maior fracionamento ETR leves vs. ETR pesadas  $[(La/Yb)_N$  entre 13 e 44] (Fig.3.211e) em relação aos dois maciços acima descritos e anomalias negativas de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,25$  e  $0,26$ ) em duas amostras, enquanto as outras tem fracas anomalias positivas de Eu (1,07 e 1,25), destacando o papel variável do plagioclásio no processo de cristalização fracionada ou composição da fonte. No diagrama de multielementos (Fig.3.211f) salientam-se a forte depleção em Ti, Sr e P, anomalias negativas significativas de Nb-Ta, comportamento dicotômico dos elementos Ba, Th, Pb e Zr (em duas amostras positivos e em duas amostras negativos) sugerindo diferentes graus de contaminação crustal ou heterogeneidade da fonte, enquanto o Y tem valores relativamente baixos considerando-se a composição média dos granitos tipo A.

No Maciço Palmas as duas amostras de granito tem alto fracionamento ETR leves vs. ETR pesadas  $[(La/Yb)_N = 28$  e  $30]$ , anomalias de Eu fracamente negativa e fracamente positiva ( $Eu/Eu^* = 0,70$  e  $1,05$ ) indicando que o plagioclásio não teve papel significativo na sua petrogênese; a terceira amostra, quartzo monzodiorito, mostra-se anormalmente enriquecida e ETR (Fig.3.211g), com significativa anomalia negativa de Eu ( $Eu/Eu^* = 0,28$ ) e forte fracionamento ETR leves vs. ETR pesadas  $[(La/Yb)_N = 52.1]$ . Na figura 3.211h a distribuição no diagrama de multielementos destaca anomalias negativas de Nb-Ta e Pb, forte depleção em Zr, P e Ti, enriquecimento em Y, Zr e Ce nos granitos; o quartzo monzodiorito

tem enriquecimento em Th, Zr, Y e Ba, fraca anomalia positiva de Nb-Ta e depleção acentuada em Sr, Pb e Ti.

O aumento da razão La/Sm com o aumento do Rb nos granitoides da Suíte Lajeado (Fig.3.212a) em *trends* paralelos, indica as diferentes populações estudadas e os diferentes corpos, mostrando os efeitos do fracionamento dos elementos traço no fundido vs. minerais e sugere que variáveis graus de fusão com subsequente cristalização fracionada teve importante papel na evolução composicional das rochas da Suíte Lajeado. A fraca correlação entre outros índices que marcam a evolução composicional como  $Fe^*$ ,  $Mg\#$ , Rb e Rb/Sr (Figs. 3.212 b, c, d, e) também sugere diferentes corpos e variável grau de fusão parcial com subsequente cristalização fracionada. A variação composicional da suíte Lajeado parece ter sido influenciada fortemente pela geração de fundidos, sua extração e história do alojamento reflete de forma importante o estilo das intrusões.

Independente do tipo de fonte mantélica envolvida no processo de fusão parcial, a ocorrência de assinatura química típica de material de arco (depleção em HFSE como Nb, Ta e Ti em relação aos LILEs e LREE) indica a interferência de componentes de subducção na fonte mantélica dos granitoides da Suíte Lajeado. Além disso, os valores muito elevados das razões Nb/Ta (Tab. 3.44) claramente sugerem que a crosta continental teve papel muito importante como fonte na evolução das rochas da Suíte Lajeado (EBY, 1992). Em adição, os valores

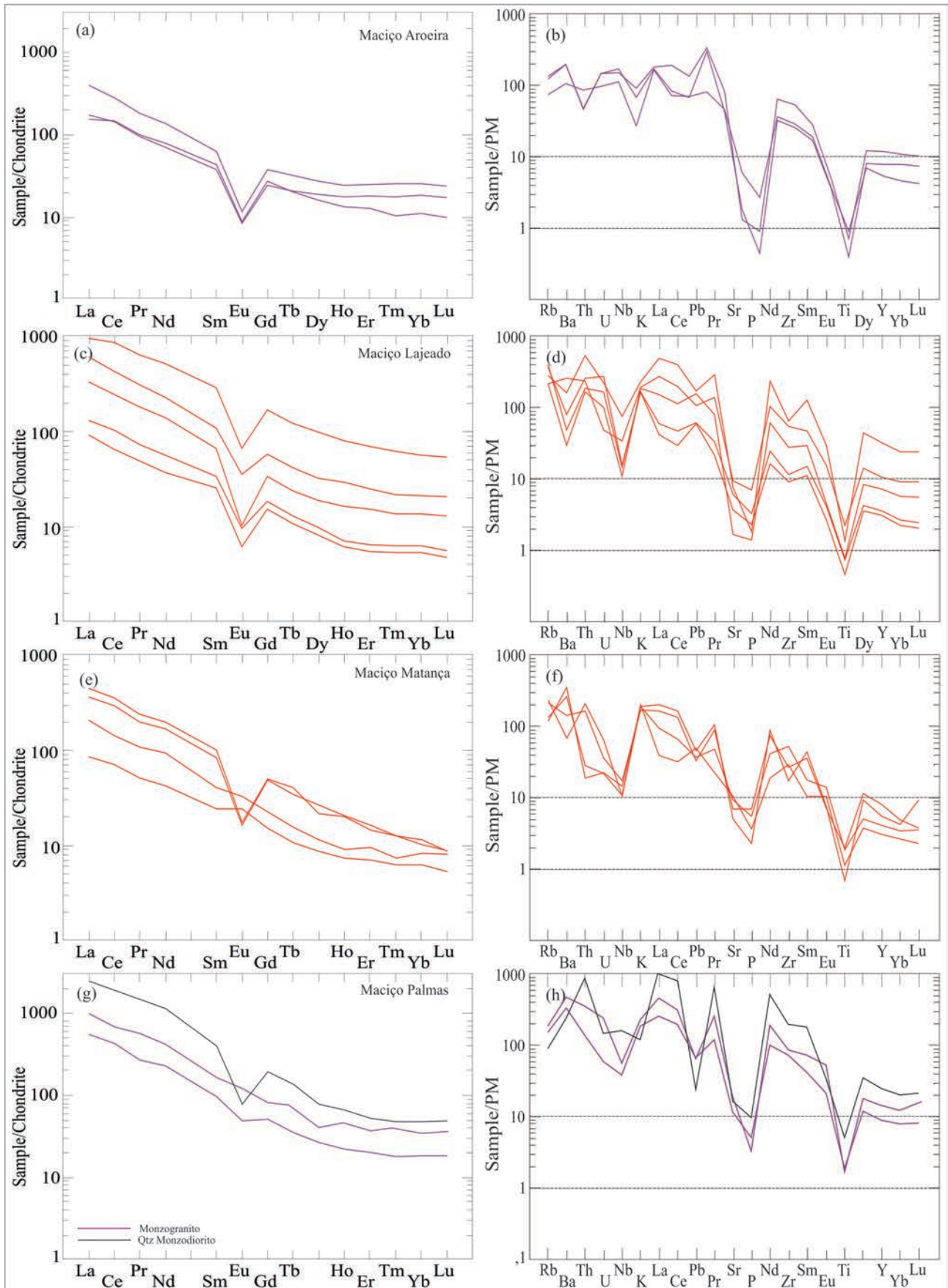


Figura 3.211 – (A, C, E, G) Padrões de ETR normalizados ao condrito (fator de normalização de BOYNTON, 1984).  
(B, D, F, H) Diagramas de multielementos normalizados ao manto primitivo (SUN;MCDONOUGH, 1989).

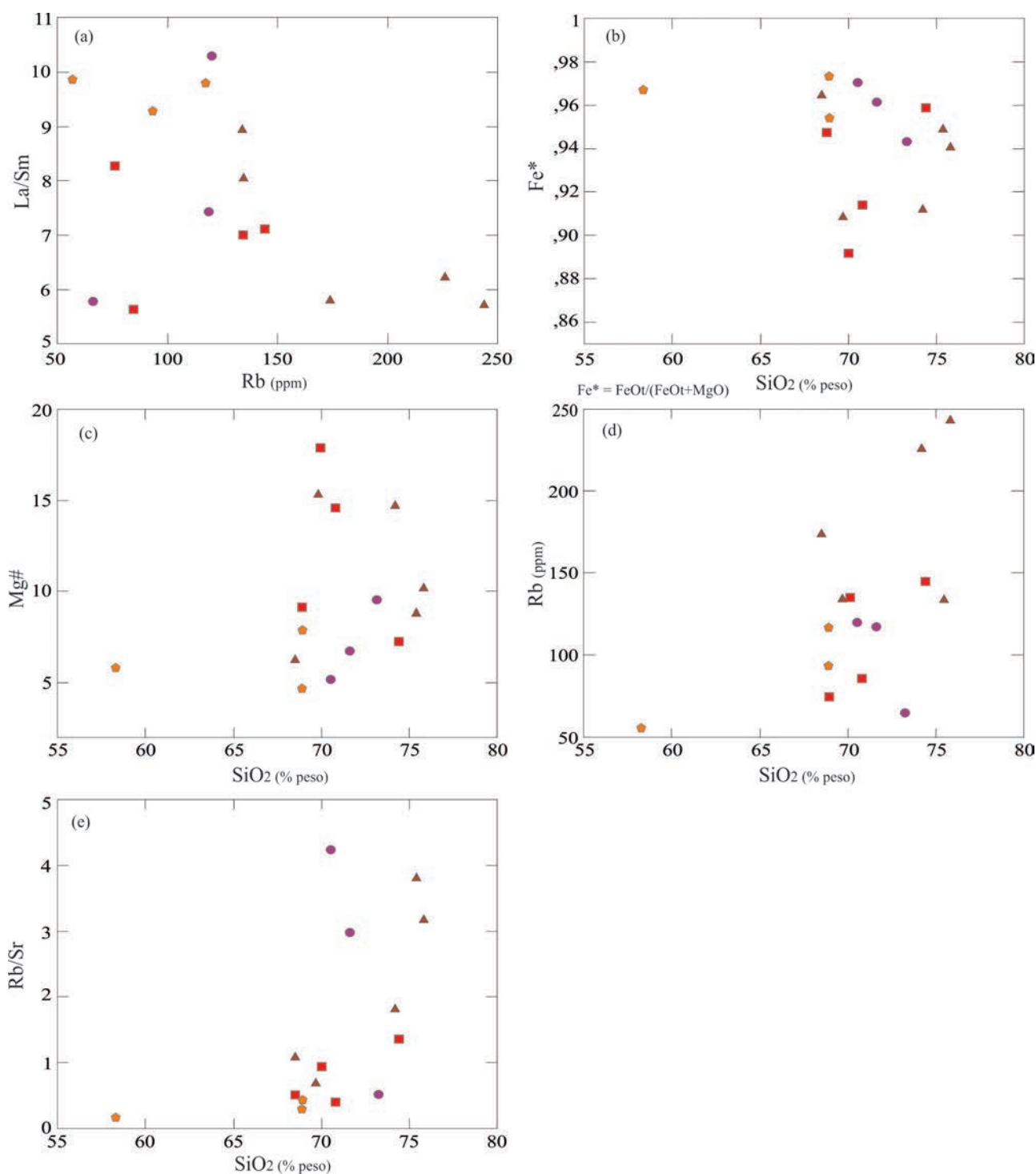


Figura 3.212 – Diagramas de correlação, indicativos de processos petrogenéticos e fontes das rochas da suíte Lajeado. Símbolos como na figura 3.210.

crescentes das razões  $Y/Nb$  vs.  $Yb/Ta$  (diagrama de EBY, 1992, não mostrado) formando *trend* em correlação positiva entre o campo OIB e IAB, sugere não somente o envolvimento de componentes crustais relacionados à subducção, mas também seu papel variável na origem dos granitóides da Suíte Lajeado. Isto é consistente com fonte mantélica enriquecida por fluidos ou fundidos em processo de subducção precursor. Além disso, LILEs (Rb, K e Zr) são incompatíveis em relação à cristalização

das assembléias minerais maiores (plagioclásio, K-feldspato, biotita e hornblenda) e razões como  $K/Rb$  e  $Rb/Zr$  não mudam de maneira significativa nos processos de fracionamento simples destes minerais. Variações nestas razões são preferencialmente relacionadas à contaminação crustal por assimilação e cristalização fracionada (DAVIDSON et al., 1987) em processos de fusão parcial. O exame dos granitóides do tipo A da Suíte Lajeado (Tab. 3.44, Figs. 3.213 a, b) mostra que a variação nas razões  $K/Rb$  (166

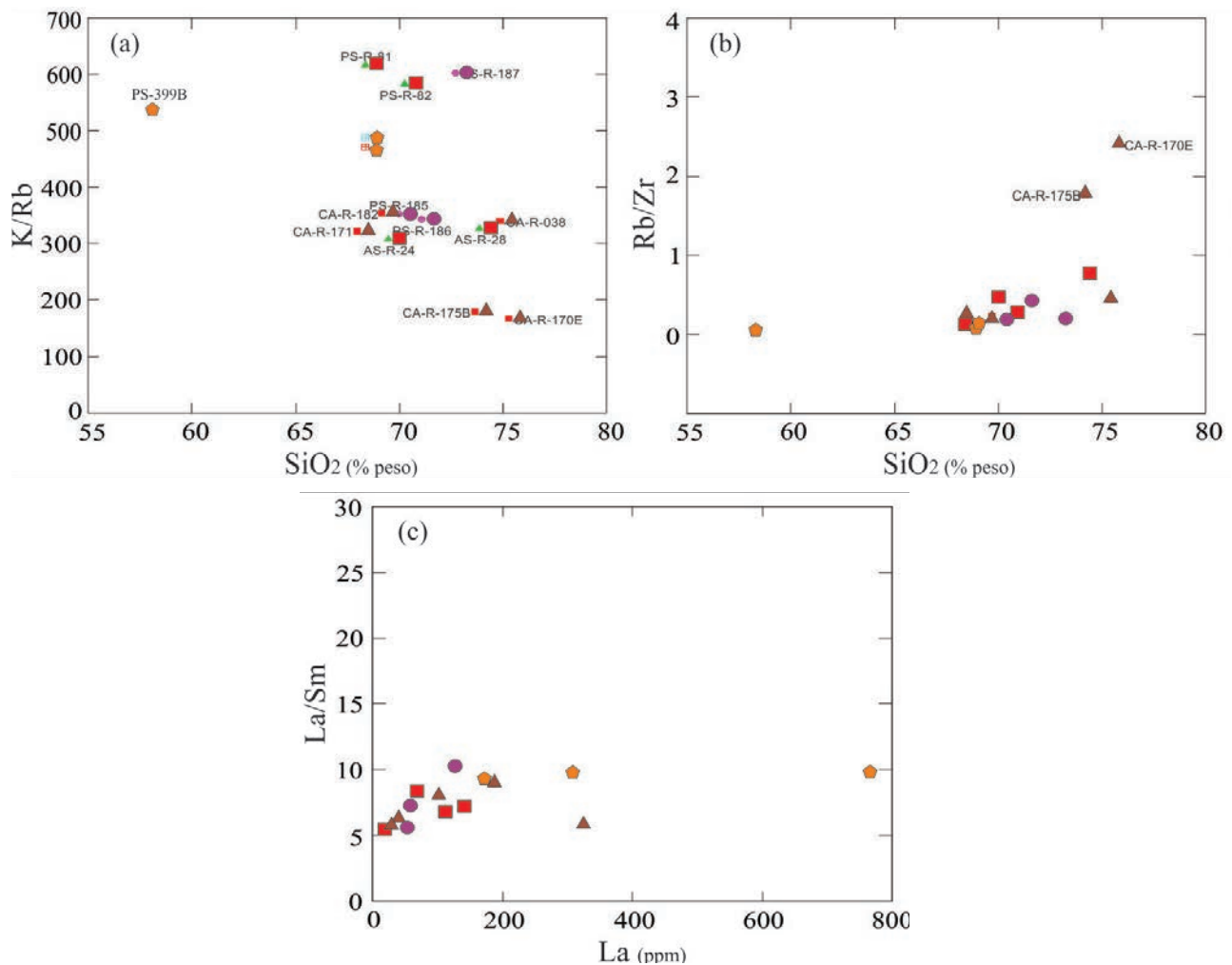


Figura 3.213 – Diagramas de razões LILE vs. HFSE e razão ETR leves como indicadores da evolução petrogenética das rochas da Suíte Lajeado. Símbolos como na figura 3.210.

a 617) e Rb/Zr (0.03 a 2.41) é significativa e estes intervalos de valores indicam que a contaminação crustal é importante na evolução das rochas desta suíte. Ainda relacionado ao processo de evolução dos granitoides, quando os valores da razão La/Sm se distribuem ao longo de uma linha horizontal no diagrama La/Sm vs. La (Fig.3.213c), esta feição é representativa do processo de cristalização fracionada (ALLEGRE;MINSTER, 1978). No diagrama da figura 3.213c as razões das rochas estudadas, apesar de certa dispersão, distribuem-se em *trend* horizontal (5 a 10), (Tab. 3.44), sugerindo que o papel da cristalização fracionada na gênese destas rochas não deve ser descartado. Baseado no exposto é possível assumir que o magma parental das rochas da Suíte Lajeado foi produto de fonte mantélica enriquecida carregando componentes herdados de processo de subducção pré-colisão e de componentes crustais félsicos antigos.

Foram datadas duas amostras da Suíte Lajeado. A amostra AS-26, um biotita monzogranito do Granito Matança foi datada pelo método U-Pb SHIRIMP em zircão, e forneceu uma idade de 551

± 4 Ma e a amostra CA-171 um hornblenda sienito pertencente ao Granito Lajeado, foi datada pelo método U-Pb LA ICPMS em zircão com a idade de 554 ± 5 Ma. Os diagramas de concórdia das amostras analisadas podem ser vistos na figura 3.214, e os resultados analíticos nas tabelas 3.45 e 3.46.

Estas idades são concordantes com as idades obtidas anteriormente por Gorayeb et al. (2001) nos mesmos corpos graníticos pelo método Pb-Pb em zircão: 546 ± 6 Ma para o Granito Lajeado, 548 ± 5 Ma para o Granito Palmas e 552 ± 4 Ma e 564 ± 4 Ma para o Granito Matança.

Foram realizadas análises isotópicas Sm-Nd em 4 amostras, uma de cada corpo granítico da Suíte Lajeado, as quais forneceram idades modelo  $T_{DM}$  entre 1,4 e 1,82 Ga, e valores de  $\epsilon Nd$  (0,55) fortemente negativos entre -4,73 e -10,31, como pode ser visto na tabela 3.47. Chaves et al. (2002), também obtiveram para os mesmos granitos da Suíte Lajeado, idades modelos  $T_{DM}$  semelhantes, que variam entre 1,71 e 2,1 Ga, com os valores de  $\epsilon Nd$  extremamente negativos variando entre -9,77 e -13,34.

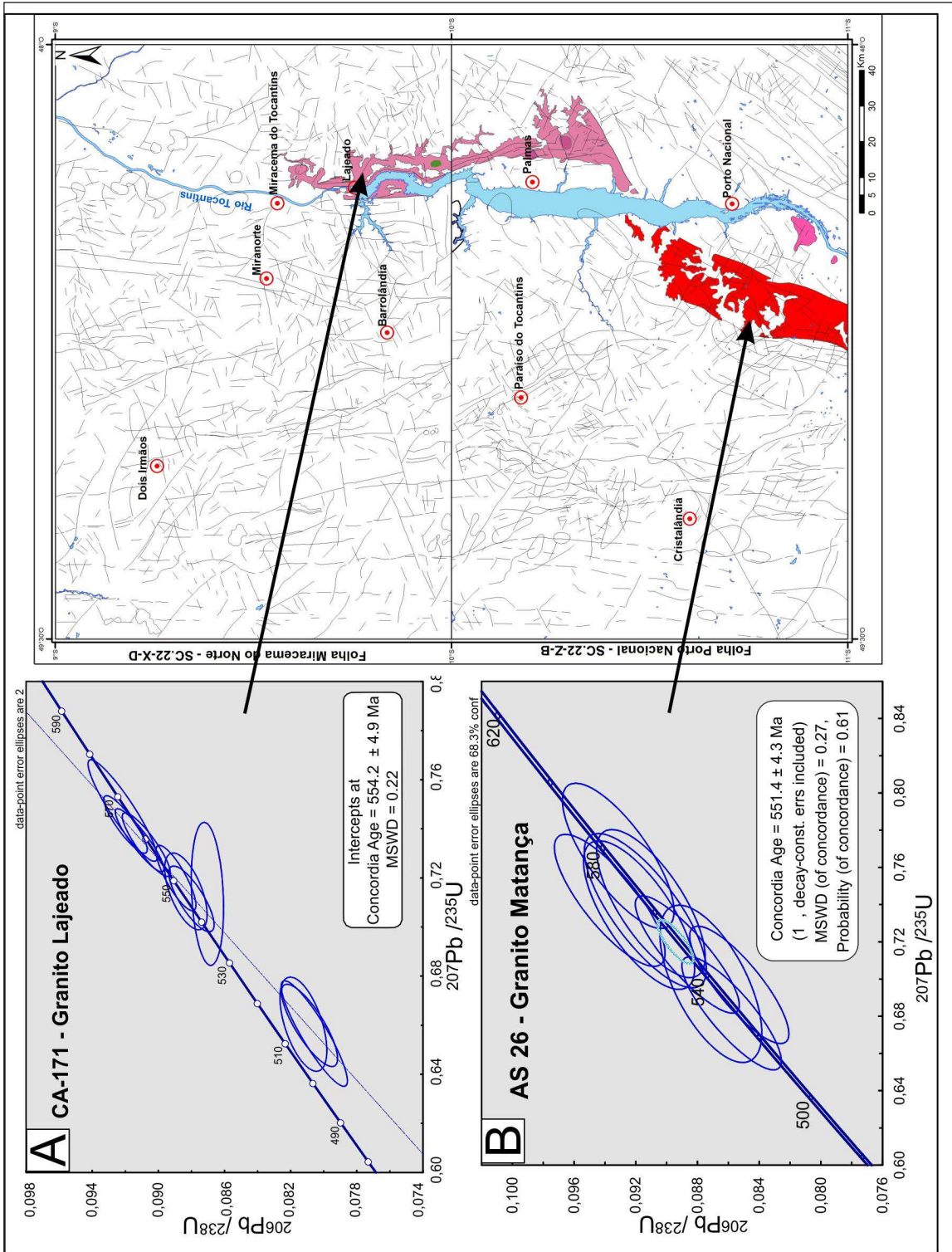


Figura 3.214 – Diagramas elaborados a partir dos resultados das análises U-Pb LA em zircões dos Granitos Lajeado A) e Matança B) da Suíte Lajeado, e localização aproximada das amostras datadas.

O predomínio de idades modelos  $T_{DM}$  entre 1,67 e 2,1 Ga, assim como os valores de  $\epsilon_{Nd}$  extremamente negativos variando entre -4,73 e -13,34 indicam uma importante participação de fontes crustais Paleoproterozoicas na geração dos granitoides da Suíte Lajeado. As idades modelos mais antigas (1,81 a 2,1 Ga) são próximas ou coincidentes com a maioria das idades das rochas dos Complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional, além das suítes Ipueiras e Serrote, que variam

entre 2,0 a 2,17 Ga, e constituem o embasamento Paleoproterozoico da região, o que implica que as mesmas foram fontes que teriam contribuído na geração das rochas da Suíte Lajeado, como é ressaltado pelos dados litoquímicos e isótopos Sm-Nd. As idades modelos mais novas, entre 1,4 e 1,73 Ga, provavelmente estão relacionadas a misturas de fontes crustais mais jovens na geração da Suíte Lajeado, ainda não identificadas ou não aflorantes.

Tabela 3.45 – Dados geocronológicos U-Pb LA-ICP-MS em zircões da amostra CA-171 do corpo Lajeado.

Grão.spot	Razões										Idades Aparentes					Conc.(%) 6/8-7/5
	f206 (%)	Th	206Pb	207Pb	err (%)	207Pb	err (%)	206Pb	err (%)	Rho	207Pb	(Ma)	206Pb	(Ma)	Conc.(%) 6/8-7/6	
	U	204Pb	206Pb	206Pb	1sigma	235U	1sigma	238U	1sigma		206Pb	235U	238U			
11-Z07	0,00	0,41	379531	0,058	0,28	0,742	0,65	0,092	0,58	0,87	548	6	567	3	103,51	
33-Z21	0,00	0,46	718038	0,059	0,28	0,735	0,71	0,091	0,66	0,91	549	6	562	4	102,37	
22-Z14	0,00	0,52	585217	0,059	0,31	0,734	0,72	0,091	0,65	0,88	554	7	560	4	101,07	
12-Z08	0,01	0,42	234901	0,059	0,51	0,720	0,76	0,089	0,55	0,83	556	11	549	3	98,70	
03-Z01	0,01	0,53	290102	0,059	0,43	0,711	0,77	0,088	0,63	0,79	554	9	544	3	98,17	
04-Z02	0,12	0,49	14719	0,059	0,67	0,715	0,89	0,088	0,59	0,60	555	15	546	3	98,34	
05-Z03	0,01	0,40	132712	0,059	0,59	0,660	1,04	0,081	0,86	0,81	574	13	501	4	87,27	
06-Z04	0,01	0,52	216979	0,059	0,65	0,747	1,13	0,092	0,93	0,92	561	14	568	5	101,39	
34-Z22	0,11	0,36	15766	0,059	0,95	0,660	1,19	0,081	0,71	0,56	566	21	503	3	88,95	
24-Z16	0,02	0,40	94397	0,059	0,87	0,657	1,34	0,081	1,02	0,90	571	19	500	5	87,47	
28-Z18	0,07	0,39	26391	0,059	1,60	0,714	1,67	0,087	0,46	0,20	584	34	538	2	92,11	

Tabela 3.46 – Dados geocronológicos U-Pb SHRIMP em zircões da amostra AS-26 do corpo Matança.

Spot Name	% comm 206	ppm U	ppm Th	232Th /238U	IDADES										RAZÕES					% Concordância						
					204corr 206Pb /238U Age	207corr 206Pb /238U Age	208corr 206Pb /238U Age	1s err	204corr 207Pb /206Pb Age	1s err	204corr 208Pb /232Th Age	1s err	7corr 206Pb /238U	% 1s err	8corr 206Pb /238U	1s err	207 /206	% err	207r /235r		% err	206r /238r	% err	Corrigido pelo 204Pb		
PS26-1.1	0,30	306	97	0,33	564	15	564	16	565	16	548	52	531	31	,091	2,9	,092	3,0	,061	1,7	0,74	3,7	,091	2,9	,77	102,84
PS26-2.1	0,36	210	337	1,66	566	14	567	14	574	19	531	55	540	17	,092	2,6	,093	3,5	,061	2,0	0,73	3,6	,092	2,6	,72	106,21
PS26-4.1	0,30	293	133	0,47	562	14	562	14	566	15	567	54	495	28	,091	2,6	,092	2,8	,061	1,7	0,74	3,5	,091	2,6	,72	98,95
PS26-6.1	0,28	323	192	0,61	574	14	574	14	578	16	592	47	532	19	,093	2,6	,094	2,8	,062	1,5	0,77	3,4	,093	2,6	,76	96,96
PS26-7.1	0,16	377	218	0,60	577	14	579	14	579	15	509	41	561	19	,094	2,6	,094	2,8	,059	1,5	0,74	3,2	,094	2,5	,80	111,76
PS26-8.2	0,72	626	101	0,17	539	13	539	13	543	13	532	68	341	45	,087	2,5	,088	2,6	,064	1,2	0,70	4,0	,087	2,5	,63	101,24
PS26-9.1	0,13	515	706	1,42	548	13	548	13	552	17	543	32	531	15	,089	2,6	,089	3,2	,059	1,4	0,71	2,9	,089	2,5	,86	100,89
PS26-10.1	0,23	979	209	0,22	531	13	531	13	532	13	516	35	485	22	,086	2,5	,086	2,6	,060	0,9	0,68	2,9	,086	2,5	,84	102,83
PS26-11.1	0,20	802	106	0,14	528	13	527	13	528	13	577	36	492	51	,085	2,5	,085	2,6	,061	1,1	0,70	3,0	,085	2,5	,83	90,69



Tabela 3.47 – Idades-modelo Sm-Nd para as rochas da Suíte Lajeado, com os dados obtidos neste trabalho e por Chaves et al. (2002).

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\text{SE}$	eNd (0,55)	TDM (Ga)	Unidade Estratigráfica	Referência
CA-171	53,82	277,909	0,117	0,511882±10	-9,16	1,82	Granito Lajeado	Este trabalho
99CL-03B	-	-	0,111	0,512	-10,51	1,86	Granito Lajeado	Chaves et al. (2002)
99CL-08	-	-	0,103	0,512	-9,77	1,71	Granito Lajeado	Chaves et al. (2002)
PS-163	10,406	73,429	0,086	0,511710±20	-10,31	1,58	Granito Matança	Este trabalho
MAT-1	-	-	0,101	0,512	-13,27	1,93	Granito Matança	Chaves et al. (2002)
MAT-2	-	-	0,113	0,512	-13,34	2,1	Granito Matança	Chaves et al. (2002)
AF-45	15,321	92,255	0,100	0,511793±19	-9,73	1,67	Granito Palmas	Este trabalho
PAL-1	-	-	0,101	0,512	-10,34	1,73	Granito Palmas	Chaves et al. (2002)
PAL-4A	-	-	0,109	0,512	-10,29	1,81	Granito Palmas	Chaves et al. (2002)
PS-186	7,972	43,67	0,111	0,512085±17	-4,73	1,4	Granito Aroeira	Este trabalho

A Suíte Lajeado apresenta potencial para insumos para a indústria da construção civil, principalmente pedras para revestimento e brita.

### 3.2.2.5.2 - Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida

Uma das primeiras citações a respeito dessa unidade deve-se a Barbosa et al. (1966), referindo-se aos afloramentos de anortosito com cristais centimétricos que afloravam em uma extensão de 4 quilômetros no leito do Rio Tocantins na corredeira denominada Carreira Comprida (estas corredeiras foram inundadas pelo lago da hidroelétrica do Lajeado). Costa et al. (1976), citam a presença de rochas duníticas no leito do Rio Manoel Alves próximo a foz do rio São Pedro, atribuindo-lhes idade Pré-Cambriana, como parte do Complexo Metamórfico-Migmatítico. Cunha et al. (1981), agruparam as rochas básicas e ultrabásicas que ocorrem no âmbito da Folha Tocantins ao milionésimo, descrevendo-as genericamente, sem vínculo com unidade específica, sem posicionamento estratigráfico definido. Costa et al. (1982) englobaram as rochas máficas granulíticas que ocorrem na porção norte da Folha Gurupi como pertencentes ao Complexo Granulítico de Porto Nacional. Hasui et al. (1987), a exemplo de Barbosa

et al. (op.cit) descrevem gnaisses anortosíticos na corredeira Carreira Comprida, no leito do Rio Tocantins. Gorayeb (1996) utilizou a denominação Anortosito Carreira Comprida para agrupar os anortositos que ocorriam no leito do Rio Tocantins (antes da inundação pelo lago da Hidroelétrica do Lajeado) na corredeira que empresta o nome à unidade. Frasca e Araujo (2001), associaram ao Anortosito Carreira Comprida, corpos de rochas gabroides que ocorrem junto ao anortosito Carreira Comprida e incluíram nesta unidade, rochas máficas e ultramáficas que ocorrem a leste do rio Tocantins e a norte da sede do município de Monte do Carmo, além de um corpo elipsoide que ocorre a sul da sede do município de Fátima, ao qual denominaram Associação Metagabro-norítica Quinze Tiros, relacionando esta unidade à intrusão Carreira Comprida. Uma das descrições mais completas sobre os anortositos que ocorriam na corredeira Carreira Comprida deve-se a Gorayeb (1996) e tornaram-se registros históricos, uma vez que estes afloramentos estão submersos pelo lago da hidroelétrica de Lajeado. Segundo este autor, o anortosito Carreira Comprida possui 25 Km de comprimento e 10 Km de largura, composto predominantemente por rochas deformadas (metanortositos), de granulação grossa a extremamente grossa, com cristais de plagioclásio de até 10 centímetros, localmente cominuídos,

com textura *flaser* definida por porfiroclastos de plagioclásio, imersos na matriz milonítica, assemelhando-se a um *augen* gnaisse. Lima et al. (2008) individualizaram dois grupos de intrusões acamadas máfico-ultramáficas na região de Porto Nacional. Um grupo composto pelas intrusões Carreira Comprida, Morro da Mata e Rio Crixas, localizado a oeste dos lineamentos Transbrasilianos, de idade ao redor de 530 Ma e outro grupo, localizado a leste, próximo a sede do município de Monte do Carmo, composto pelas intrusões VE3, MCI e SDI. Segundo estes autores, estes dois grupos seriam petrologicamente distintos. Frasca et al. (2010), utilizaram a denominação Corpos Máficos Acamadados Cambrianos – Rio Crixas e Morro da Mata, para descrever as intrusões que provavelmente fazem parte desta unidade.

Neste trabalho será adotada a denominação Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida para englobar os corpos de Carreira Comprida e Morro da Mata, que ocorrem no âmbito deste projeto. A intrusão do Rio Crixas que ocorre no âmbito da folha Gurupi (FRASCA et al., *Op. Cit.*), também faria parte desta unidade.

As intrusões de Carreira Comprida e Moro da Mata localizam-se na porção sul da folha Porto Nacional (Fig.3.215). As melhores exposições da

intrusão Carreira comprida, encontram-se nos arredores do Povoado Malhadinha e a Intrusão do Morro da Mata tem seus melhores afloramentos 7 Km ao sul da sede do Município de Oliveira de Fátima. Em mapas aeromagnetométricos de sinal analítico, as rochas (aflorantes e sub-aflorantes) desta unidade respondem por anomalias que se alinham em um *trend* de direção NE-SW (Fig.3.216 A). Em mapa aerogamaespectrométrico ternário, as rochas desta unidade representam anomalias extremamente negativas, com destaque para o corpo de Morro da Mata (Fig.3.216 B).

A descrição dos dois corpos agrupados sob a denominação Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida será feita conjuntamente, evidenciando as características mais relevantes de cada intrusão. As rochas desta unidade são máficas, meso a melanocratas (com índice de cor variando entre 30 e 50%), de coloração cinza a preta ou verde escura, fanerítica, de granulação variando de fina a grossa, maciças, por vezes porfiríticas (com fenocristais de plagioclásio) pouco deformadas e metamorfisadas em grau xisto verde a anfibolito. Os litótipos predominantes na suíte Morro da Mata são metagabros e olivina-metagabros e na suíte Carreira Comprida são meta-leucogabros meta-anortositos (Fig.3.217).

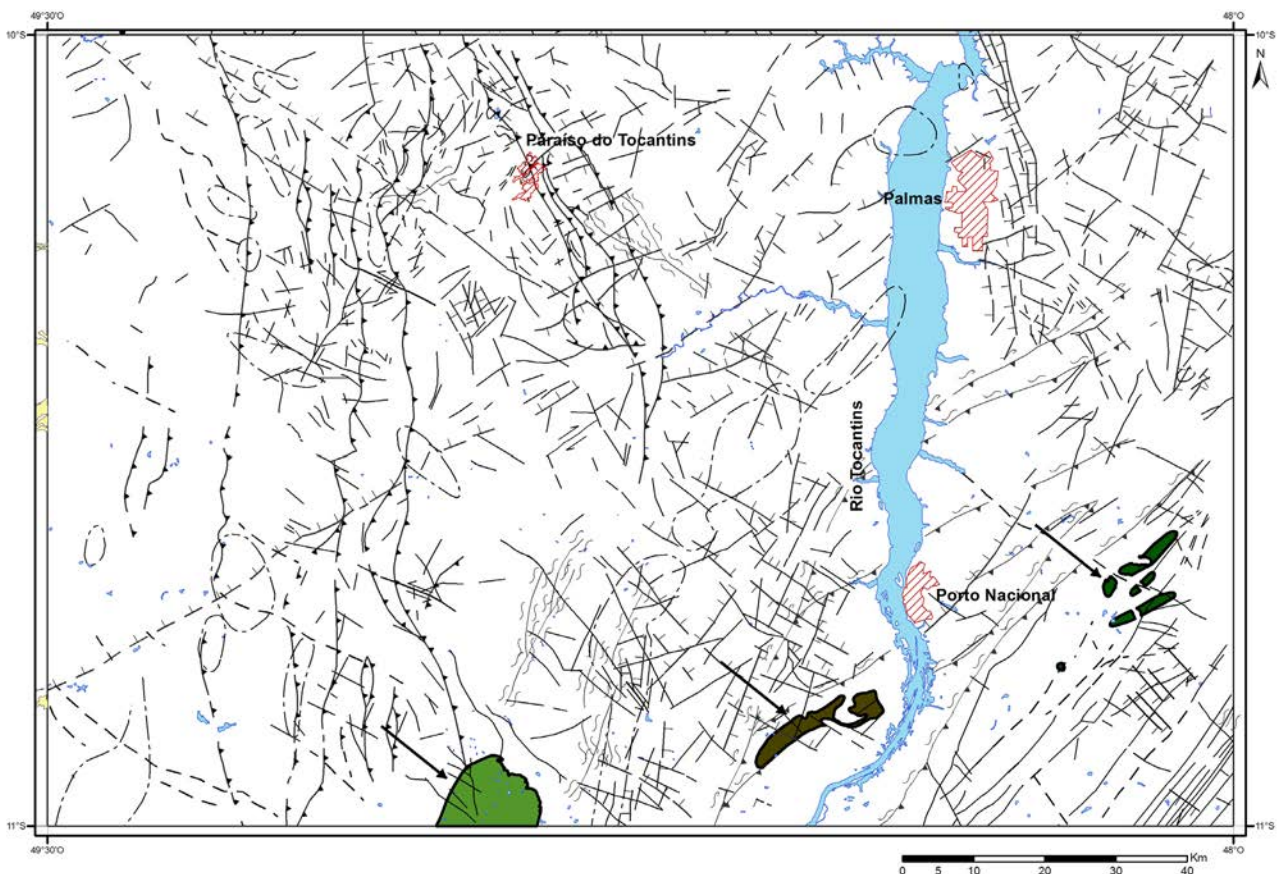


Figura 3.215 – Localização das intrusões da Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida.

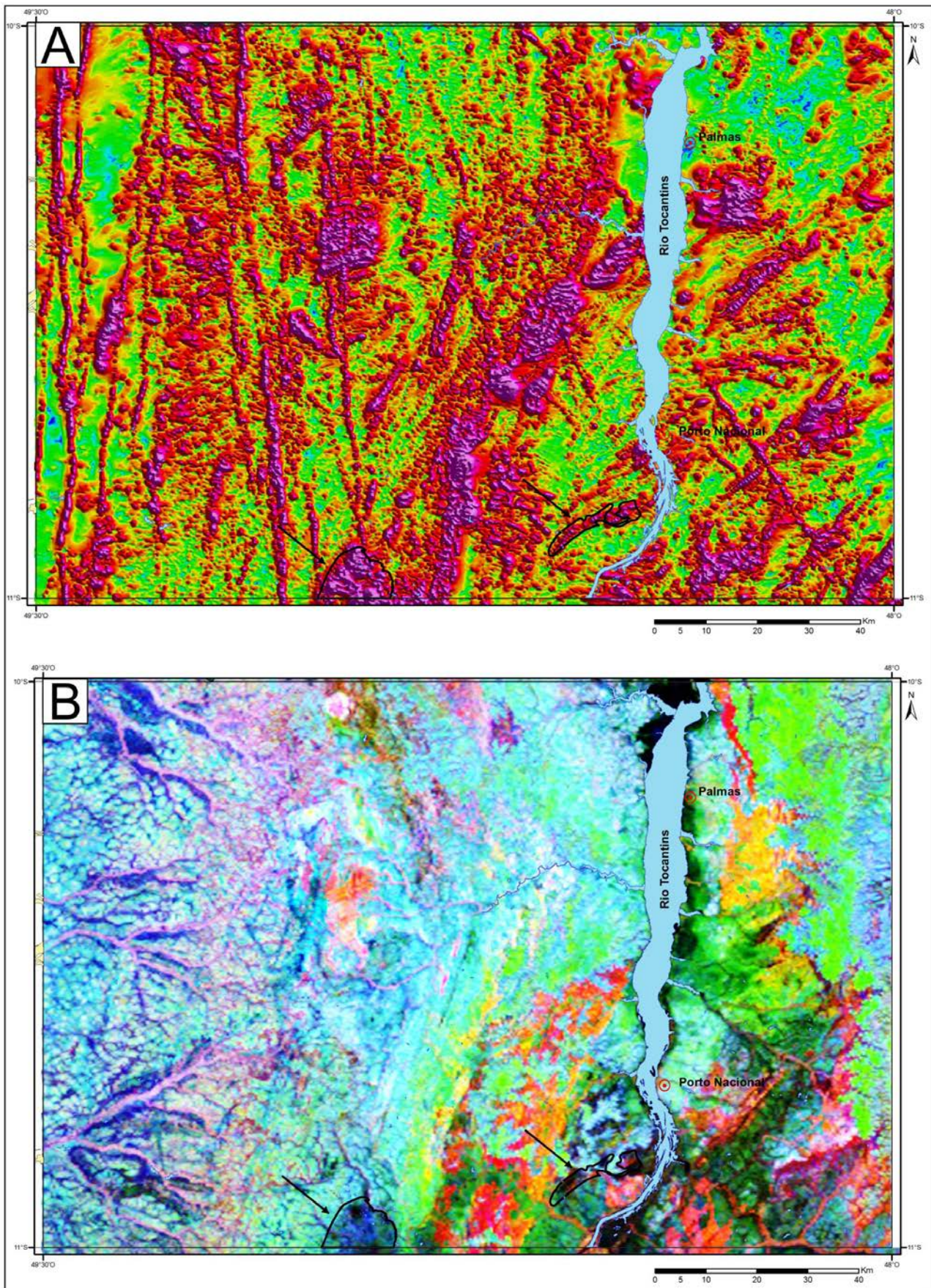


Figura 3.216 – A) Imagem aeromagnetométrica da amplitude do sinal analítico (ASA) evidenciando a área de ocorrência das intrusivas de Morro da Mata e Carreira Comprida, com fortes anomalias magnéticas. B) Anomalia negativa da intrusão do Morro da Mata em imagem aerogamaespectrométrica no canal de ternário RGB (K-Th-U) (indicado pela seta).

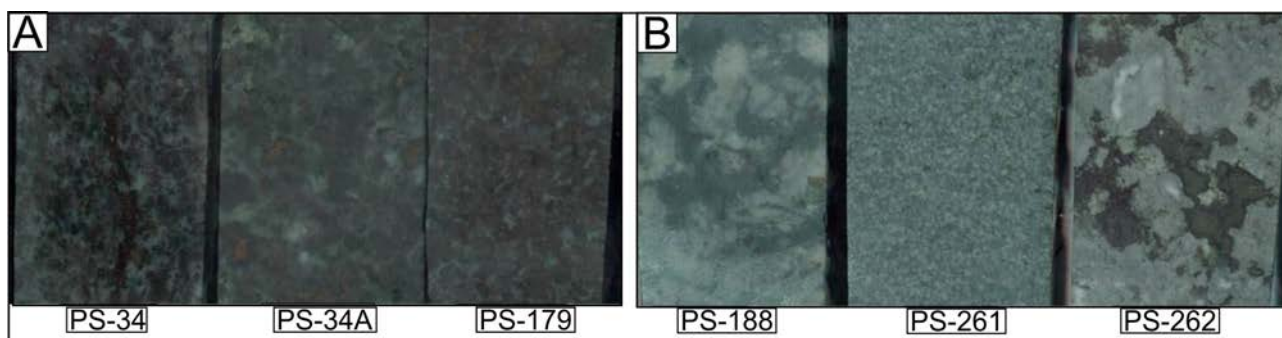


Figura 3.217 – Características dos principais tipos litológicos da Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida:  
 A) Amostras de rocha da intrusão de Morro da Mata, a partir das quais foram confeccionadas lâminas delgadas.  
 B) Amostras de anortositos (granulação grossa) e gabro (granulação fina) da intrusão Carreira Comprida.

Parte da porção norte do corpo máfico do Morro da Mata localiza-se no extremo sul da área deste projeto, na folha Porto Nacional (aproximadamente 40% da intrusão). Esta intrusão tem forma ovalada com eixo maior em torno de 30 km, de direção aproximadamente N-S, e eixo menor em torno de 9 km. Parte deste corpo encontra-se encoberto por concreções lateríticas e chapadões arenosos remanescentes da erosão de morros-testemunho de sedimentos da Bacia do Parnaíba. Os melhores afloramentos, sob a forma de blocos e lajeiros, ocorrem em uma serra com vegetação densa, que empresta o nome à intrusão. São rochas de granulação fina a média, textura granular, geralmente isotrópicas, cor cinza, cinza escura e cinza esverdeada. Não reagem em presença de HCl e não são atraídas pelo ímã de mão. Apresentam acamadamento rítmico representado pela alternância de camadas de granulação mais fina de composição gabróide e camadas de granulação mais grossa e composição mais rica em olivina e piroxênio. A figura 3.218 apresenta forma de ocorrência e as características dos principais tipos litológicos que ocorrem na intrusão do Morro da Mata.

Os principais litótipos identificados são gabronoritos, Clinopiroxenio gabro coronítico com olivina, Olivina-piroxênio gabro hidrotermalizado, Clinopiroxênio-olivina diorito, clinopiroxênio-anfibólio-olivina gabro coronítico. Plagioclásio, clinopiroxênio e olivina são os minerais essenciais; hornblenda, granada, biotita, tremolita, actinolita e epidoto os minerais metamórficos; sericita, clorita, epidoto, carbonato e quartzo os minerais hidrotermais e idingsita e argilominerais os secundários. Os minerais acessórios são: opacos, titanita, apatita, quartzo, e espinélio. Os gabronoritos são cumulados de plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio, com intercumulos de anfibólio marrom, quartzo intersticial e martita. Os olivina gabronoritos são cumulados de olivina, plagioclásio e clinopiroxenio com intercumulos de ortopiroxênio e anfibólio marrom.

Os cumulados primários apresentam evidências de recristalização e deformação dúctil. Maclas de plagioclásio contorcidas ou em bixel, são evidências da deformação a que foram submetidas as rochas desta unidade. Evidências de metamorfismo podem ser constatadas pela cristalização de anfibólios sobre os piroxênios, coronas de anfibólio nas olivinas e coronas de granada nos aglomerados de anfibólio e cristalização de epidoto metamórfico nos contatos de anfibólio com plagioclásio. A alteração hidrotermal é fraca ou inexistente. A figura 3.218 apresenta as principais características dos principais litótipos da intrusão do Morro da Mata.

A intrusão do Morro da Mata encontra-se em contato com diversas unidades: A leste com os gnaisses da Suíte Aliança, ao norte com as rochas paraderivadas do Complexo Rio dos Mangues e a leste com os metassedimentos da Formação Xambioá.

A intrusão de Carreira Comprida, alinha-se na direção NE, possui área aflorante de aproximadamente 18 Km de comprimento e 7 Km de largura. Os melhores afloramentos desta intrusão localizam-se próximo ao povoado Malhadinha, na Fazenda Fortaleza e na Fazenda do Paulista, próximo ao criatório de Peixes. Afloram de uma forma geral sob a forma de blocos centimétricos a métricos de uma rocha branca a cinza, de granulação grossa, compacta, muito dura com minerais verde escuros subédricos ou anédricos e minerais claros, brancos leitosos (máficos e feldspatos alterados). Não efervesce ao HCl e apresenta raros minerais magnéticos. Subgranulação e recristalização são evidências de deformação. A alteração hidrotermal é moderada a intensa, do tipo propilítica. A figura 3.219 apresenta as características dos principais litótipos da intrusão da carreira comprida. A intrusão de Carreira Comprida está em contato com o Complexo Granulítico de Porto Nacional e está encoberta em discordância pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba (Grupo Serra Grande e Formação Pimenteiras).

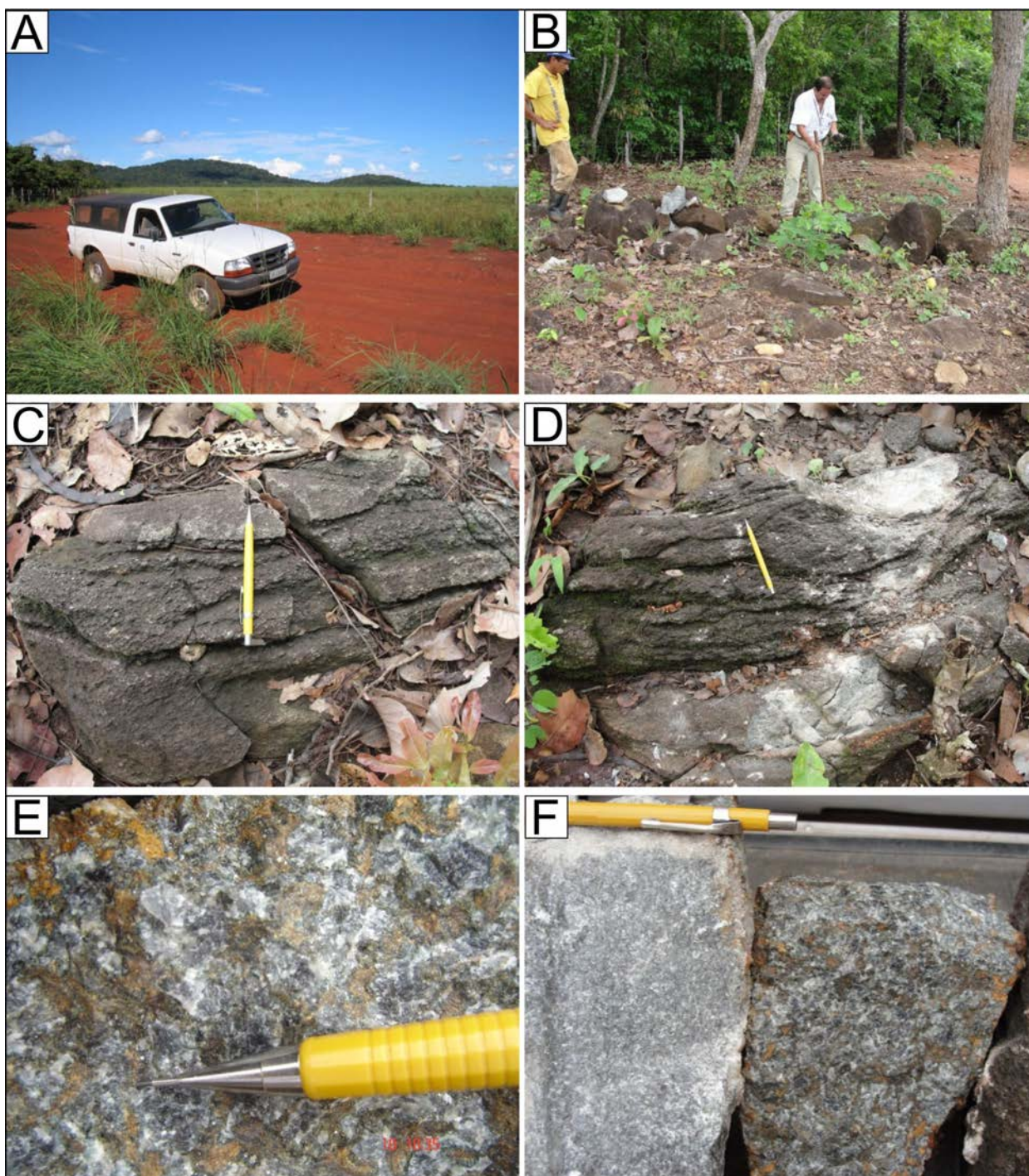


Figura 3.218 – Forma de afloramento e aspectos texturais das rochas da intrusão do Morro da Mata: A) Ao fundo a elevação do Morro da Mata e em primeiro plano a porção arrasada da intrusão, com solo vermelho argiloso. B) Afloramento em forma de blocos na meia encosta do Morro da Mata. C e D) Acamadamento rítmico formado por camadas de gabronorito de granulação mais fina, intercaladas com camadas de olivina-piroxênio gabro, de granulação mais grossa. E) Piroxênio-olivina gabro de granulação grossa. A cor marrom é dada pela alteração dos cristais de piroxênio. F) Características macroscópicas das rochas descritas nas fotos C e D.

Os gráficos das figuras 3.220 A e B, ilustram a distribuição mineralógica essencial da Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida. Na intrusão do Morro da Mata os principais componentes minerais são plagioclásio, clinopiroxênio, e olivina e no corpo da Carreira Comprida, plagioclásio e anfibólios. Nota-se pela composição mineralógica, especialmente pela presença de olivina, que as rochas da intrusão

do Morro da Mata são menos diferenciadas do que as rochas da intrusão da Carreira Comprida. Este fato também é evidenciado pelo gráfico da figura 3.220 C, no qual o trend de diferenciação dessa unidade fica evidente. Os maiores teores de magnésio e menores teores de sílica na intrusão do Morro da Mata, quando comparados com os da intrusão da Carreira Comprida.

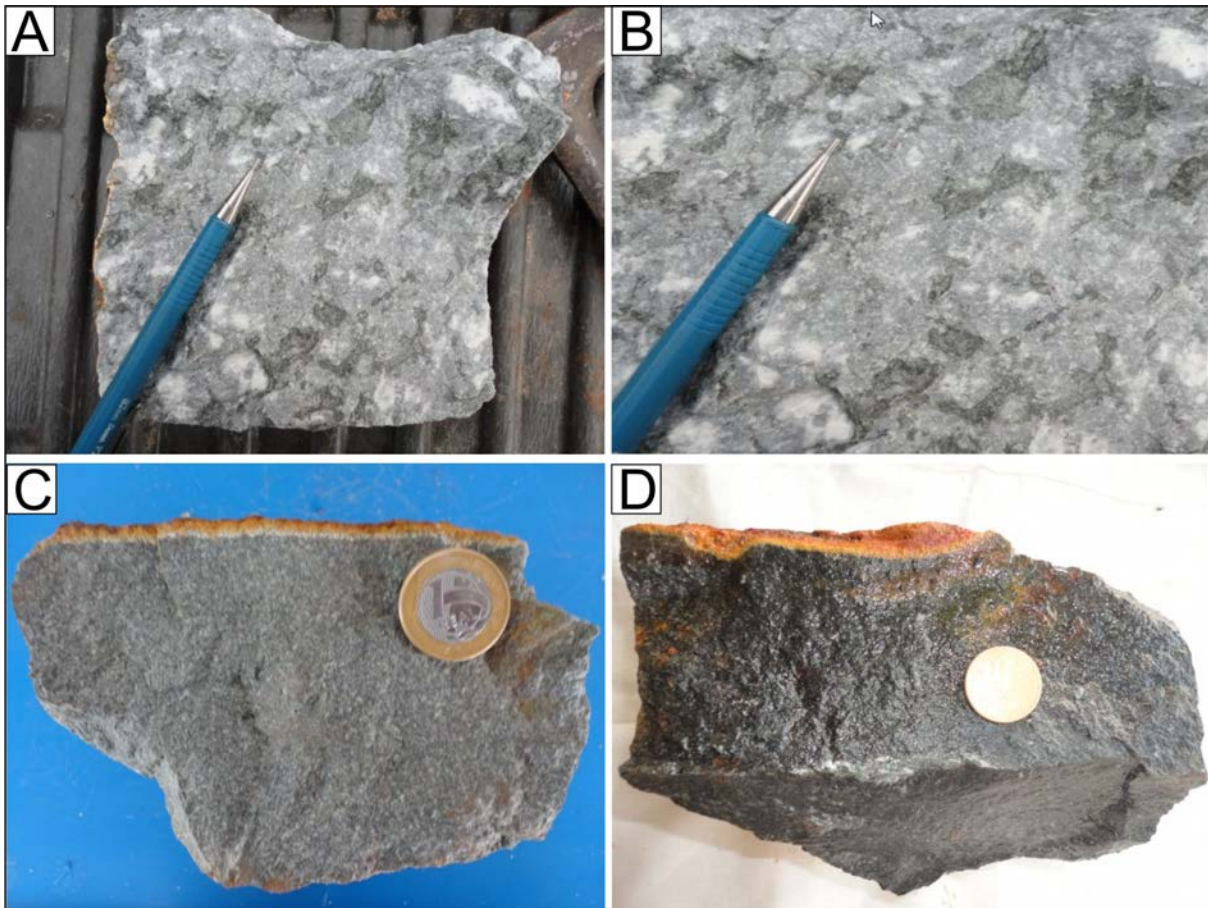


Figura 3.219 – Aspectos texturais das rochas da intrusão Carreira Comprida: A) Aspecto do Anortosito Carreira Comprida. B) Detalhe da fotografia anterior. C e D) Aspecto do gabro ou microgabro da intrusão Carreira Comprida.

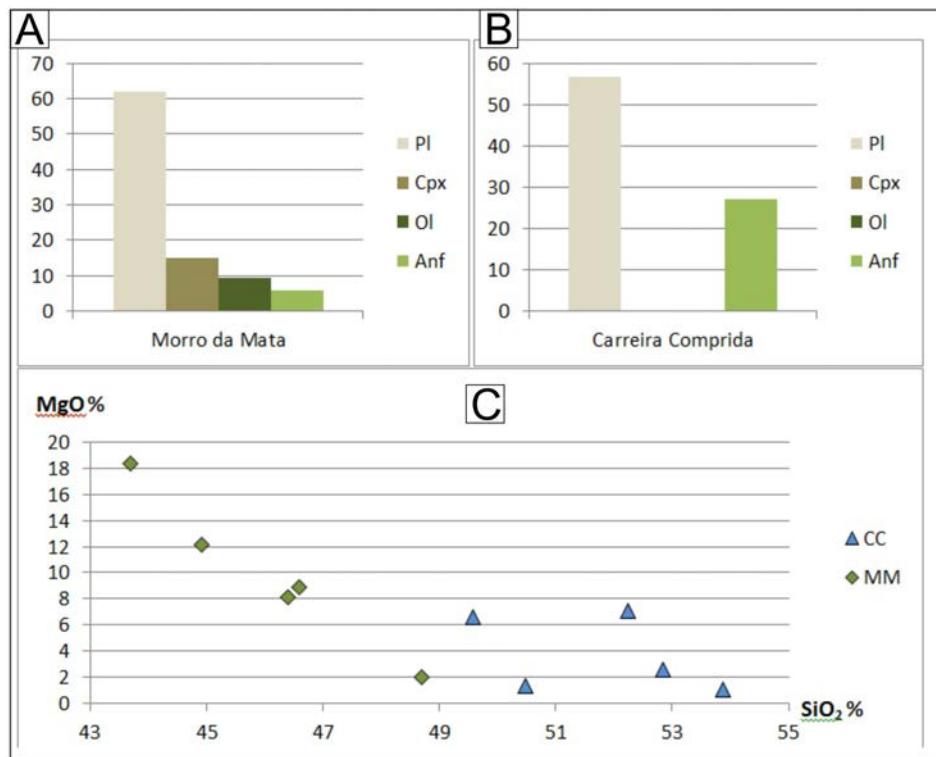


Figura 3.220 – A e B) Gráficos em coluna com as porcentagens das composições mineralógicas essenciais nas intrusões Morro da Mata e Carreira Comprida. C) Gráfico de dispersão com as composições de sílica e óxido de magnésio nas rochas dos corpos Morro da mata (MM) e Carreira Comprida (CC), indicando um magma mais diferenciado para a intrusão Carreira Comprida.

A mineralogia acessória é composta por opacos, titanita, apatita, espinélio (Fig.3.221 A) e biotita. Ainda são observados minerais de alteração supergênica, tais como idingsita, produto da alteração da olivina, e argilominerais. Os minerais hidrotermais são sericita, carbonato, epidoto, clorita, quartzo e sulfetos. Os minerais interpretados como produto do metamorfismo são granada, hornblenda (que também pode ser um mineral tardi-magmático), tremolita, actinolita, epidoto, clorita (geralmente mais bem cristalizada que a clorita hidrotermal) e titanita.

Os esforços aos quais as rochas desta unidade foram submetidos não geraram deformações significativas, não sendo observadas foliações (exceto as de fluxo magmático), nem milonitização ou cataclase. Entretanto, a petrografia revelou feições deformacionais características da atuação de pressões dirigidas em temperaturas baixas a intermediárias na maioria das amostras. Destacam-se feições como subgranulação e recristalização por *bulging* em bolsões de quartzo (Fig.3.221 B),

plagioclásios recristalizados com contatos lobados, plagioclásios com maclas contorcidas ou em bisel e quartzo, piroxênio e anfibólio com extinção ondulante.

Sob o ponto de vista textural e mineralógico, observam-se diferenças marcantes entre as rochas da Intrusão do Morro da Mata e da Intrusão Carreira Comprida, embora seja provável que as condições de temperatura e pressão tenham sido semelhantes, em função de terem sido geradas no mesmo ambiente. Na suíte Morro da Mata a petrografia sugere que o protólito ígneo básico, deve ter sido submetido diretamente a uma transição para condições de fácies xisto verde superior, sem desenvolver os estágios de mais baixo grau. Esta condição é sugerida pela presença abundante de texturas coroníticas nas olivinas e piroxênios, indicativas de difusão limitada dos componentes envolvidos nas reações, por falta de uma fase fluida catalizadora em volume adequado (Fig.3.221 C). As coronas são compostas por anfibólios fibrosos com micro cristais de plagioclásio e por vezes calcedônia. Nestas rochas o plagioclásio

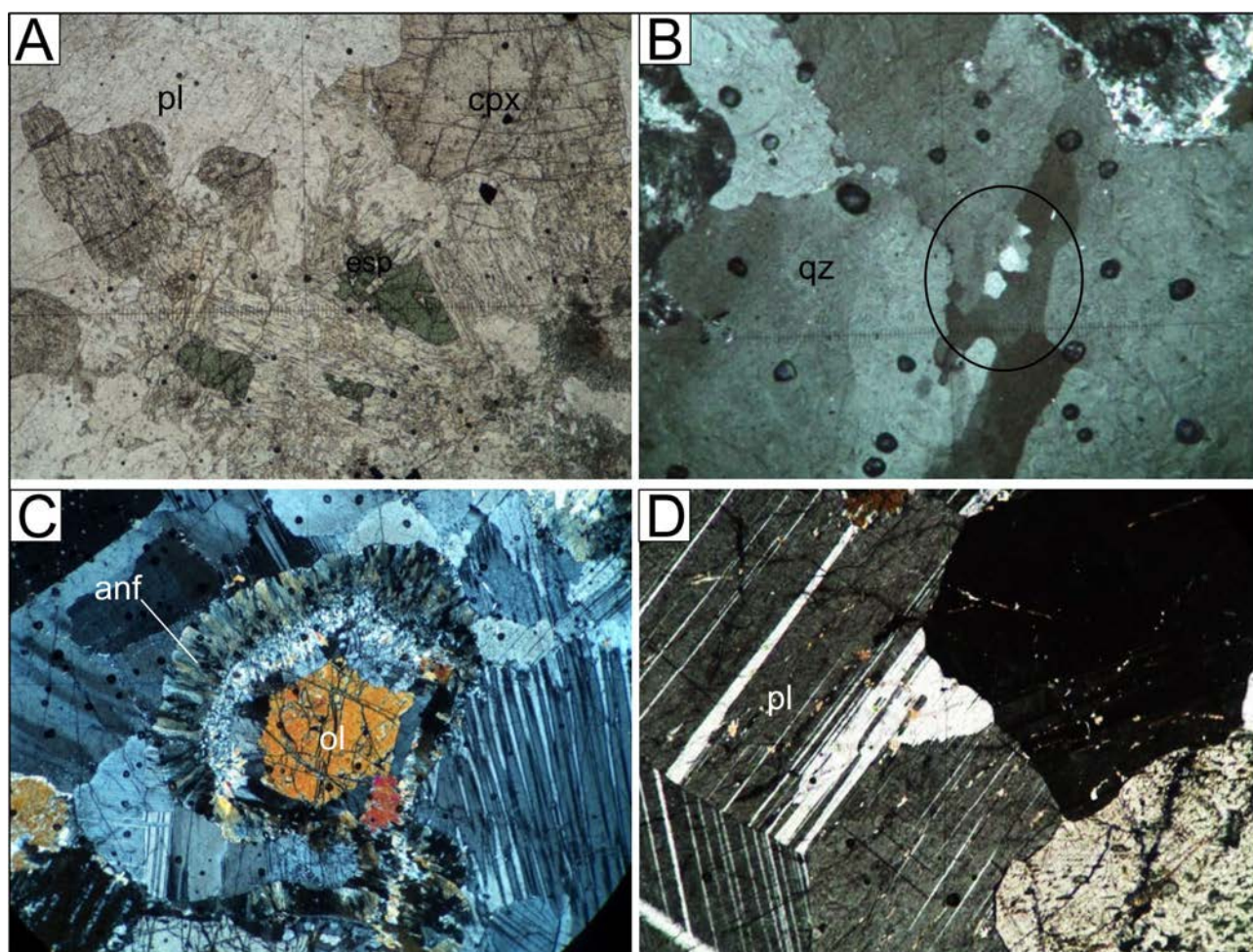


Figura 3.221 – Aspectos microscópicos das Intrusivas do Morro da Mata: A) Cristais de espinélio acompanhados de plagioclásio e clinopiroxênio. B) Bolsão de quartzo deformado com subgranulação e início de recristalização por *bulging*. C) Olivina com corona de anfibólio em meio a cristais geminados de plagioclásio. D) Plagioclásios ígneos idiomórficos.

ígneo, ripiforme é frequentemente poupado na sua forma ígnea original (Fig.3.221 D), com padrões de geminação complexos e apenas com as bordas corroídas ao longo dos contatos com os anfibólios.

Na suíte Carreira Comprida, a maior disponibilidade de fases fluidas possibilitou que o metamorfismo se desenvolvesse desde os estágios de mais baixo grau até a transição da fácies xisto verde para a fácies anfibolito, atingindo cerca de 500° C. Em algumas amostras se observa a associação mineral característica da fácies xisto verde, com epidoto, albita actinolita/tremolita e clorita. Com o incremento do grau metamórfico, clorita e epidoto foram consumidos, dando lugar à associação hornblenda e Ca-plagioclásio (Fig.3.222 A), encontrada em outras amostras. A ilmenita tende a ser substituída pela titanita, inicialmente como agregados granulares indistintos, que evoluem para grãos discretos, individualizados de titanita (Fig.3.222 B). Os plagioclásios encontram-se quase totalmente recristalizados, xenomórficos e geralmente não preservam as geminações complexas do protólito ígneo (Fig.3.222 A). A granada é produzida em

alguns anortositos (mais ricos em alumínio) a partir do consumo da clorita e do epidoto, marcando a transição da fácies xisto verde para anfibolito. Este mineral geralmente forma coronas em torno de aglomerados de anfibólio (Figs. 3.222 C e D).

O estilo e a intensidade da alteração hidrotermal também são distintos entre as duas intrusões, sendo mais intensa na intrusão da Carreira Comprida e inexistente ou incipiente no corpo do Morro da Mata. A abundância de minerais máficos hidratados (anfibólio e biotita) aliada à escassez de máficos anidros na intrusão Carreira Comprida sugere um magma mais hidratado, que teria gerado fluidos tardi a pós-magmáticos que alteraram intensamente a mineralogia ígnea. Tal alteração é do tipo propilítica, de caráter pervasivo e consistiu-se basicamente na hidratação dos metabasitos através da cristalização de epidoto, clorita, com quartzo e sericita em menores quantidades (Figs. 3.223 A, B e C). Na intrusão do Morro da Mata a alteração, quando observada, restringe-se a uma fraca percolação de fluidos ricos em CO<sub>2</sub> que geraram a cristalização de carbonato substituindo os anfibólios. (Fig.3.223 D).

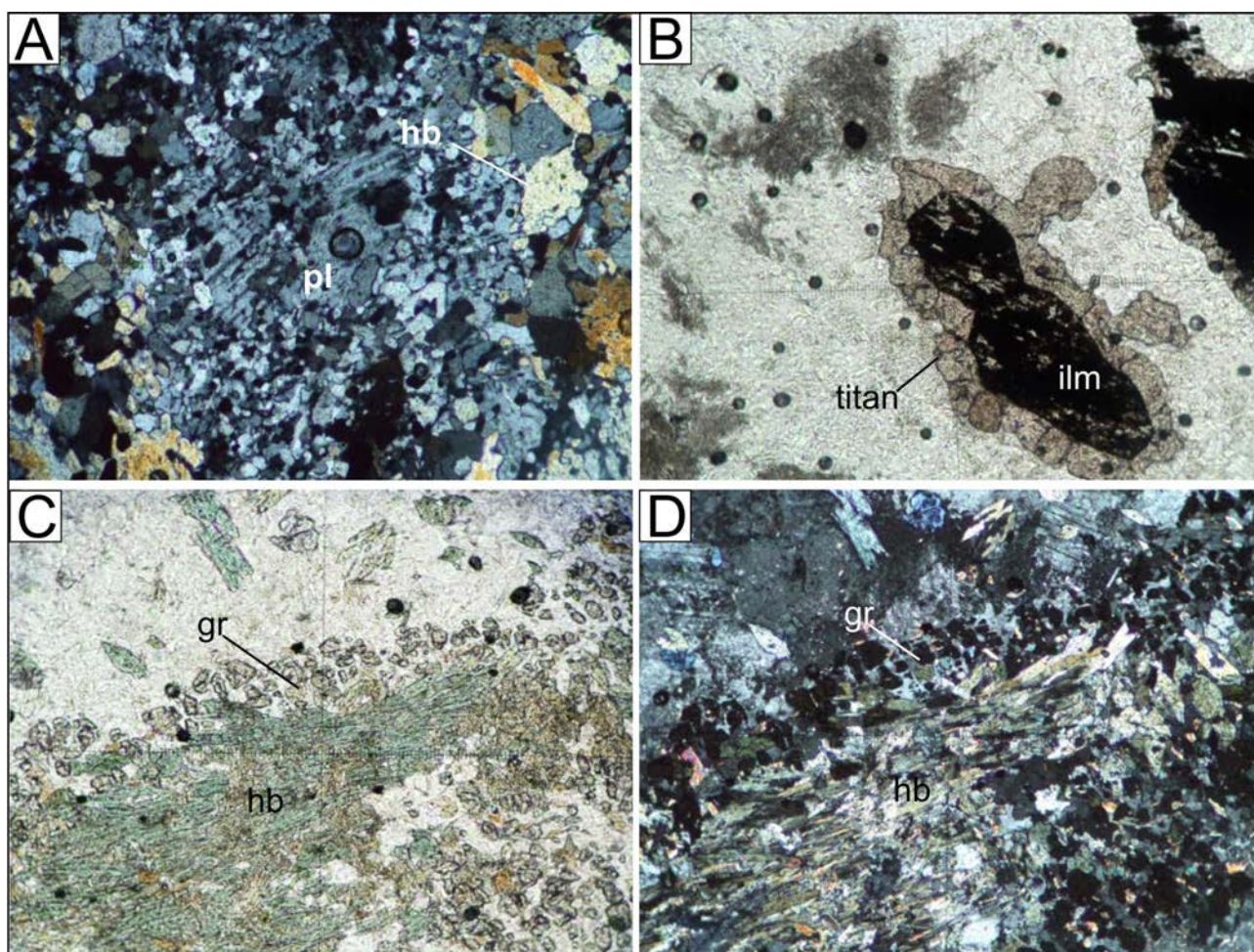


Figura 3.222 – Aspectos microscópicos das intrusivas Carreira Comprida: A) Fantasma de fenocristal de plagioclásio parcialmente recristalizado (nc). À direita cristais de hornblenda. B) Ilmenita sendo substituída por titanita (np). C) Aglomerado de hornblenda com corona de granada (np). D) Aglomerado de hornblenda com corona de granada (nc)



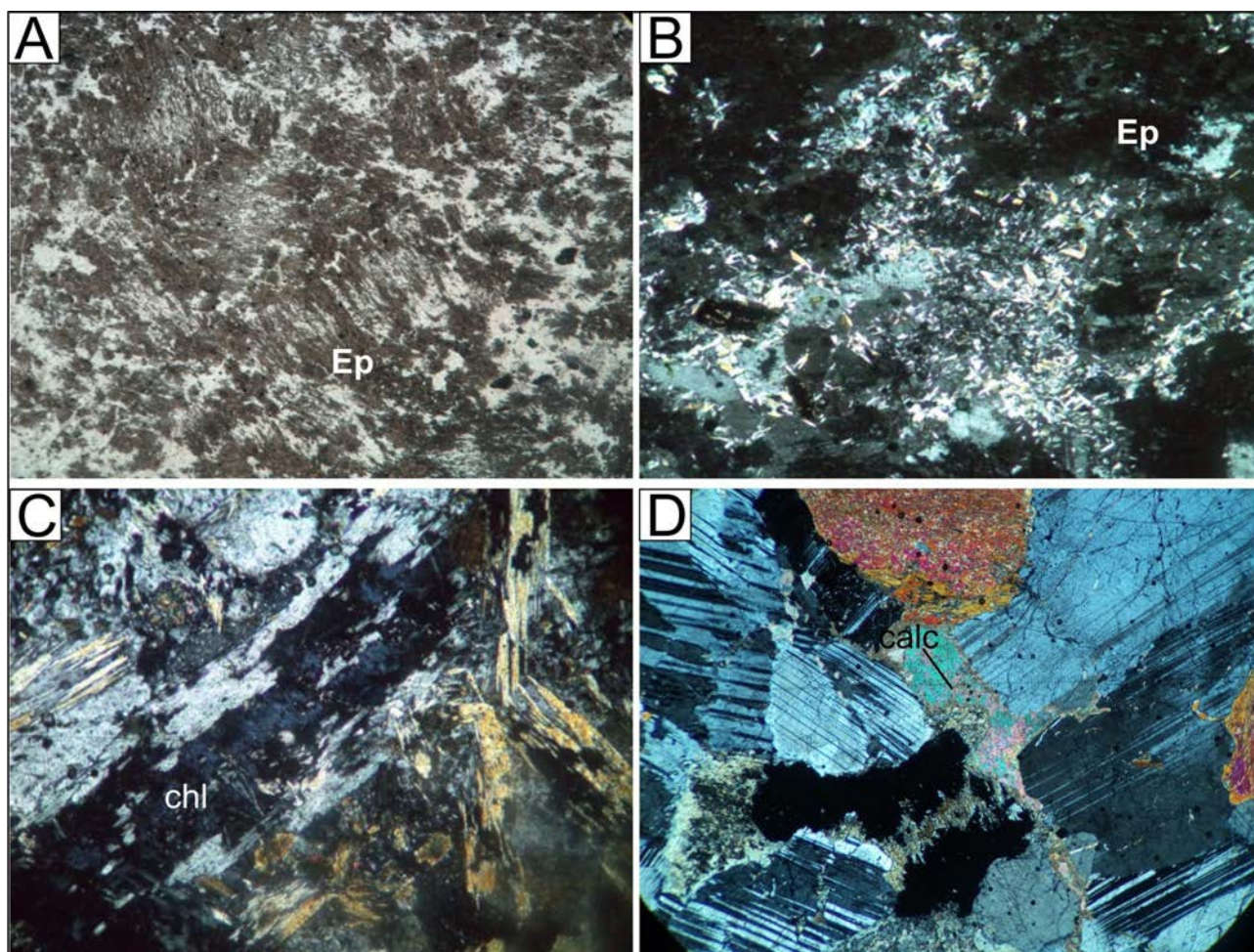


Figura 3.223 – Alteração hidrotermal em rochas da Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida: A e B) Epidoto e sericita substituindo plagioclásio. C) Clorita substituindo biotita. D) Calcita substituindo hornblenda.

Os dados analíticos (e razões de elementos) da Suíte Gabro-Anortosítica Carreira podem ser visualizados na tabela 3.48. No diagrama de classificação química da figura 3.224a as rochas máficas estudadas caem nos campos dos dioritos e gabros com tendência alcalina e no diagrama da figura 3.224b distribuem-se no campo das rochas subalcalinas com leve tendência alcalina.

O caráter toleítico-cálcioalcalino das rochas e os seus termos cumuláticos pode ser visualizado nos diagramas da figura 3.225.

Nos diagramas de padrões ETR normalizados ao Condrito de Boynton (1984) os gabros (Fig.3.226c, Tab. 3.48) dividem-se em dois grupos: no primeiro (amostras PS-256, PS-261 e CA-172A) as rochas são mais enriquecidas em ETR total com anomalias de Eu fracamente negativas ou fracamente positivas, enquanto que no segundo grupo (amostras CA-249 e PS-262) as rochas mostram acentuada anomalia positiva de Eu, porém com teores mais baixos em ETR total em relação ao primeiro grupo. Estas características denotam fontes distintas, processo petrogenético com acentuado fracionamento do plagioclásio e menor contribuição de material crustal

no segundo grupo. No diagrama de multielementos (Fig.3.226d) há diferenças significativas nos teores dos elementos traço dos gabros aqui estudados que indicam a ascendência química mais primitiva das amostras CA-249 e PS-242, porém com diferentes graus de contaminação crustal ou metassomatismo mantélico (ver teores variáveis de K, Rb, Pb, Nb-Ta e Ti). As rochas do primeiro grupo também mostram valores ambíguos de LILE, variação nos valores de Nb-Ta e Ti.

Os dois dioritos também mostram padrões de ETR distintos (Fig.3.226e) que podem ser explicados por fontes diversas e processo petrogenético de fracionamento do plagioclásio (valores fortemente positivos de Eu na amostra PS-188). Da mesma forma, no diagrama de multielementos (Fig.3.226d) os valores de elementos traço dos dioritos são distintos com variação significativa nas relações entre LILE e HFSE. Na figura 3.226g os álcali gabro mostram característico enriquecimento em ETR total sugerindo fontes diversas do anortosito, mais empobrecido em ETR total e com anomalia positiva de Eu acentuada, assinatura típica deste tipo de rocha. No diagrama de multielementos (Fig.3.226h) salienta-se o comporta-

Tabela 3.48 – Resultados das análises das rochas máficas da Suíte Gabro-anortosítica Carreira Comprida.

Amostra	PS-394A	PS-R-188	CA-172A	CA-249	PS-256	PS-261	PS-262	PS-263
Rocha	Diorito	Diorito	Gabro	Gabro	Gabro	Gabro	Gabro	Anortosito
SiO <sub>2</sub>	54	52.84	45.30	49.70	50.23	49.57	50.47	53.87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.20	21.08	15	22.50	17.43	19.61	23.18	22.94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.82	8.35	14.50	6.24	9.93	10.28	6.79	5.86
MgO	7.44	2.62	6.94	5	7.08	6.63	1.32	1.10
CaO	9.32	9.42	11.30	10.30	9.59	11.45	9.49	9.92
Na <sub>2</sub> O	2.52	3.16	2.38	2.70	3.87	1.93	4.04	3.84
K <sub>2</sub> O	0.99	0.06	0.68	0.37	0.45	0.06	0.44	0.54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.02	0.20	0.12	0.33	0.15	0.09	0.24
TiO <sub>2</sub>	0.45	0.27	1.99	0.50	0.97	0.68	1.83	0.47
MnO	0.15	0.19	0.20	0.09	0.18	0.22	0.17	0.13
LOI	1.09	1.59	0.58	1.73	0.80	2.17	1.56	0.20
Sum	100.09	99.60	99.07	99.25	100.86	102.75	99.38	99.11
Cr	117	60.31	1	155	241.25	120.63	60.31	60.31
Ni	32	10	88	19	21.60	19.50	5.50	3.90
Co	na	22.90	na	na	6.20	25.10	15.30	7.50
V	46	na	97	22	na	na	na	na
Sc	3.60	na	8.20	2.30	na	na	na	na
Ba	152	73	430	136	252	64	240	309
Rb	49.30	1.10	27.10	10	1.20	1	3.40	4.30
Sr	307.20	500.80	368.20	473.40	550.60	663.10	597.30	596.10
Nb	3.72	1.21	13.52	1.64	5.84	3.56	5.83	3.33
Ta	0.17	0.05	0.54	0.05	0.29	0.20	0.34	0.16
Zr	54.30	9.40	76.10	29.20	109.70	45.60	24.30	10.70
Hf	1.34	0.73	2.06	0.81	3.22	1.48	1.10	0.70
U	1.55	0.05	0.34	0.21	0.04	0.09	0.04	0.05
Th	4.20	1.10	2.70	1.30	0.60	0.40	0.20	0.50
Cu	13.70	17.30	99	7	2.50	34.80	17.20	11.50
Pb	1.80	0.60	1.20	1.80	2.70	1.70	0.20	1.40
Zn	29	56	29	29	12	57	61	31
Cs	1.39	0.06	1.61	1.65	0.03	0.06	0.17	0.16
Ga	15.40	22.50	19.20	20.20	21.50	18.90	23.10	25.30
Y	20.95	na	19.54	8.15	na	na	na	na
La	13.80	4.30	16.10	17.80	20.60	9.80	5.70	11.40
Ce	42.50	6.30	30.50	13.90	49.60	25.90	13.10	25.30
Pr	5.63	0.79	3.82	1.69	6.09	3.45	1.55	3.07
Nd	23.10	2.80	17	6.80	25.40	15.20	6.10	13.20
Sm	5.20	0.70	3.70	1.40	5.20	3.30	1.20	2.70
Eu	0.91	1.75	1.38	1.15	1.37	1.31	1.61	1.68
Gd	4.74	0.67	3.87	1.52	4.01	3.40	1.02	2.56
Tb	0.66	0.15	0.60	0.22	0.60	0.52	0.15	0.37
Dy	3.89	0.71	3.46	1.28	3.68	3.29	0.74	2.16
Ho	0.72	0.21	0.70	0.26	0.75	0.59	0.21	0.46
Er	2.12	0.46	2	0.79	2.04	1.77	0.48	1.37
Tm	0.29	0.04	0.27	0.11	0.29	0.30	0.13	0.18
Yb	1.90	0.80	1.70	0.70	1.90	1.80	0.70	1.30
Lu	0.27	0.05	0.26	0.13	0.06	0.03	0.04	0.05
ΣETR	105.73	19.73	85.36	47.75	121.59	70.66	32.73	65.80
Eu/Eu*	0.56	7.81	1.12	2.41	0.92	1.20	4.45	1.95
(La/Yb) <sub>n</sub>	4.90	3.62	6.39	17.14	7.31	3.67	5.49	5.91
Mg#	62.56	38.33	48.67	61.35	58.55	56.10	27.81	27.11
Ce/Pb	23.61	10.50	25.42	7.72	18.37	15.24	65.50	18.07

Amostra	PS-398	PS-34	PS-34A	PS-179	PS-180	PS-181
Rocha	Álcali gabro	Gabro cúmulus	Gabro cúmulus	Gabro cúmulus	Gabro cúmulus	Gabro cúmulus
SiO2	48.70	46.60	46.41	45.69	49.61	45.91
Al2O3	14.50	19.80	23.58	13.55	6.43	17.14
Fe2O3	21	4.59	4.12	8.18	8.46	6.53
MgO	1.99	8.88	8.18	17.44	18.39	12.15
CaO	7.14	17.80	17.14	13.03	18.99	14.63
Na2O	3.40	0.61	0.65	0.39	0.30	0.75
K2O	0.70	0.01	0.01	0.01	0.05	0.04
P2O5	0.89	0.01	0.06	0.01	0.01	0.01
TiO2	2.20	0.11	0.10	0.13	0.21	0.19
MnO	0.31	0.08	0.07	0.14	0.16	0.11
LOI	0.01	0.32	0.61	1.63	0.82	0.83
Sum	100.84	98.81	100.93	100.20	103.43	98.29
Cr	60.68	364.08	241.25	542.82	1206.27	482.51
Ni	19	85.20	27	140.20	94.70	90.50
Co	21.60	33.20	11.30	56.30	37.10	23.10
V	na	na	na	na	na	na
Sc	na	na	na	na	na	na
Ba	882	97	16	52	6	45
Rb	3.20	0.60	1	0.90	2.10	2.30
Sr	514.40	324.20	331.10	155	59.40	286.50
Nb	34.96	0.68	0.34	1.90	6.30	1.25
Ta	1.95	0.12	0.05	0.04	0.05	0.04
Zr	2765.10	1.10	5	1.20	4.50	4.90
Hf	50.44	0.08	0.04	0.39	0.24	0.20
U	0.69	0.06	0.05	0.04	0.13	0.06
Th	4.20	0.70	0.10	1	1.40	0.40
Cu	27	78	38.70	82.30	192.50	151.70
Pb	0.30	0.50	0.70	0.60	0.20	2
Zn	57	6	1	4	5	3
Cs	0.06	0.07	0.16	0.04	0.83	0.30
Ga	24.10	12.30	13.50	7.70	7.10	11.40
Y	na	na	na	na	na	na
La	42.30	0.50	0.70	1.90	3.20	3.60
Ce	90.60	6.70	1.20	3.40	5.70	6.30
Pr	11.89	1.20	0.12	0.39	0.72	0.82
Nd	61.20	1.30	0.50	2.10	4.20	3.80
Sm	11.90	0.80	0.30	0.40	1.10	0.90
Eu	4.35	0.26	0.18	0.17	0.42	0.36
Gd	11.82	0.58	0.12	0.56	1.29	1.05
Tb	1.49	0.10	0.05	0.08	0.11	0.12
Dy	8.92	0.64	0.20	0.56	0.98	0.72
Ho	1.68	0.12	0.05	0.11	0.18	0.16
Er	4.96	0.32	0.12	0.28	0.48	0.34
Tm	0.70	0.05	0.03	0.04	0.07	0.05
Yb	5.00	0.30	0.10	0.30	0.50	0.50
Lu	0.78	0.04	0.03	0.05	0.04	0.03
ΣETR	257.59	12.91	3.70	10.34	18.99	18.75
Eu/Eu*	1.12	1.17	2.90	1.10	1.08	1.13
(La/Yb)n	5.70	1.12	4.72	4.27	4.31	4.85
Mg#	15.81	79.31	79.73	80.86	81.16	78.66
Ce/Pb	302.00	13.40	1.71	5.67	28.50	3.15

Amostras analisadas nos Laboratórios GEOSOL (Belo Horizonte, Brasil); valores de normalização pelo condrito de Boynton (1984);  $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$ ;  $mg\# = 100 \times \text{molar MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO})$ ; LOI = perda ao fogo; na = não analisado; óxidos em % peso; elementos traço em ppm.

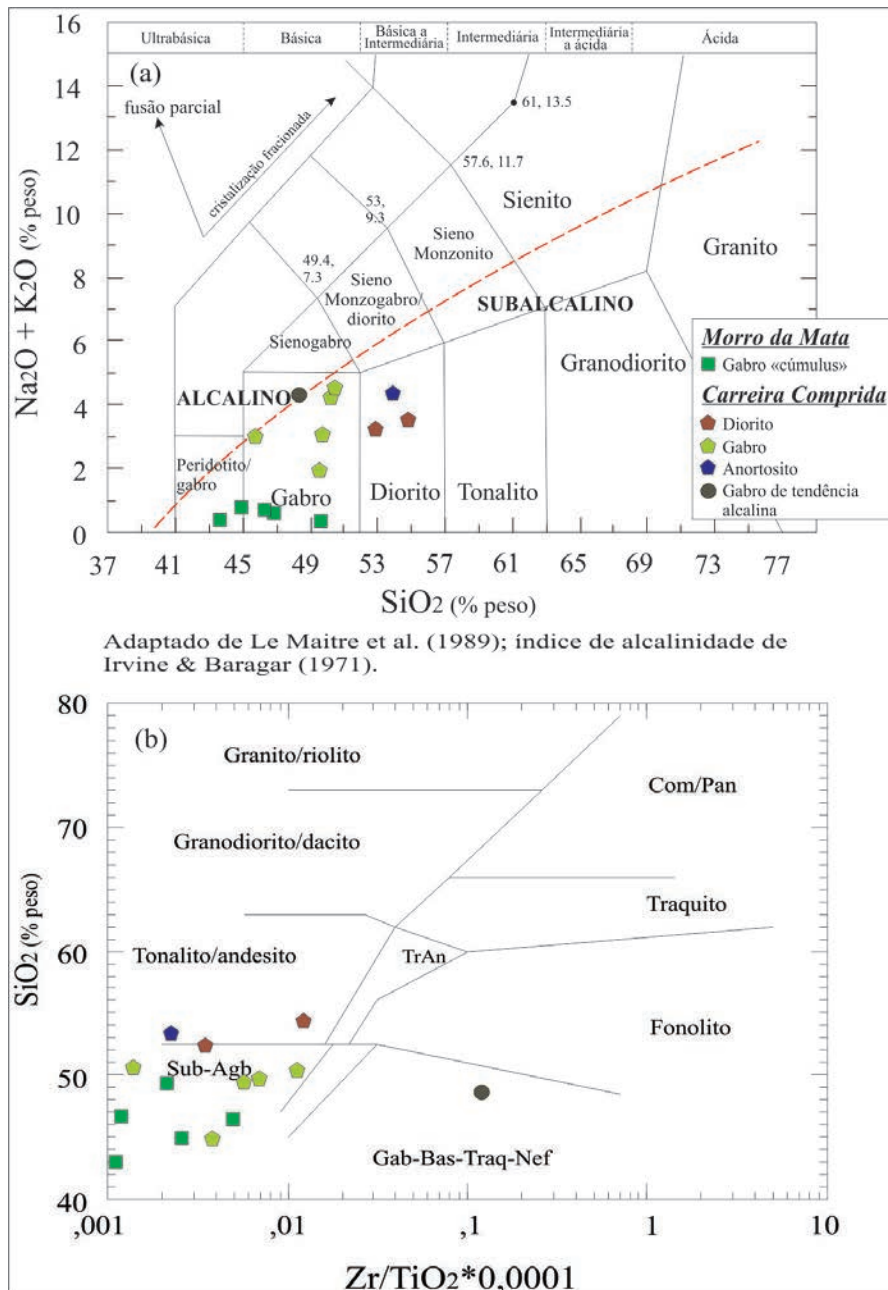


Figura 3.224 – Diagramas de classificação das rochas da Suíte Carreira Comprida: A) diagrama TAS de Le Maitre et al. (1989). B) Diagrama de Winchester e Floyd (1977).

mento discrepante de elementos importantes como Nb-Ta, Pb e Zr entre os dois tipos de rocha.

Da análise dos elementos traço podemos assumir que esta suíte é produto de magmatismo máfico característico de fase pós-colisional do orógeno, possivelmente relacionada a *uplift* que sucede o espessamento crustal ou, ainda, associada à delaminação mantélica, normalmente em magmatismo bimodal que acompanha termos ácidos a intermediários de suítes AMCG.

Para discutir a participação de componentes de subducção no magma mantélico podem-se usar as razões Ce/Pb vs. CaO/TiO<sub>2</sub> (Fig.3.227). Ce e Pb mostram coeficientes de distribuição similares que não são afetados pela cristalização fracionada e muito

fracamente são afetados pelos variáveis graus de fusão parcial. Este diagrama também sugere que o grau de fusão parcial das rochas máficas estudadas não é negligenciável (razão CaO/TiO<sub>2</sub> ≥ 10) e seu aumento é consequência do aumento da fusão parcial do manto ou presença de fluidos. Duas amostras apresentam razões Ce/Pb entre 20 e 30 (magmas manto-derivados sem alteração em zona de subducção), contudo outras amostras tem razões Ce/Pb inferiores, o que pode ocorrer pela incorporação de Pb na astenosfera ou no manto litosférico. Duas amostras tem altos valores da razão Ce/Pb, sugerindo processos de enriquecimento que aconteceram provavelmente na litosfera.

GORAYEB E MOURA, (2001) atribuíram idade Paleoproterozóica (2072±4 Ma a 2066±8 Ma) para o

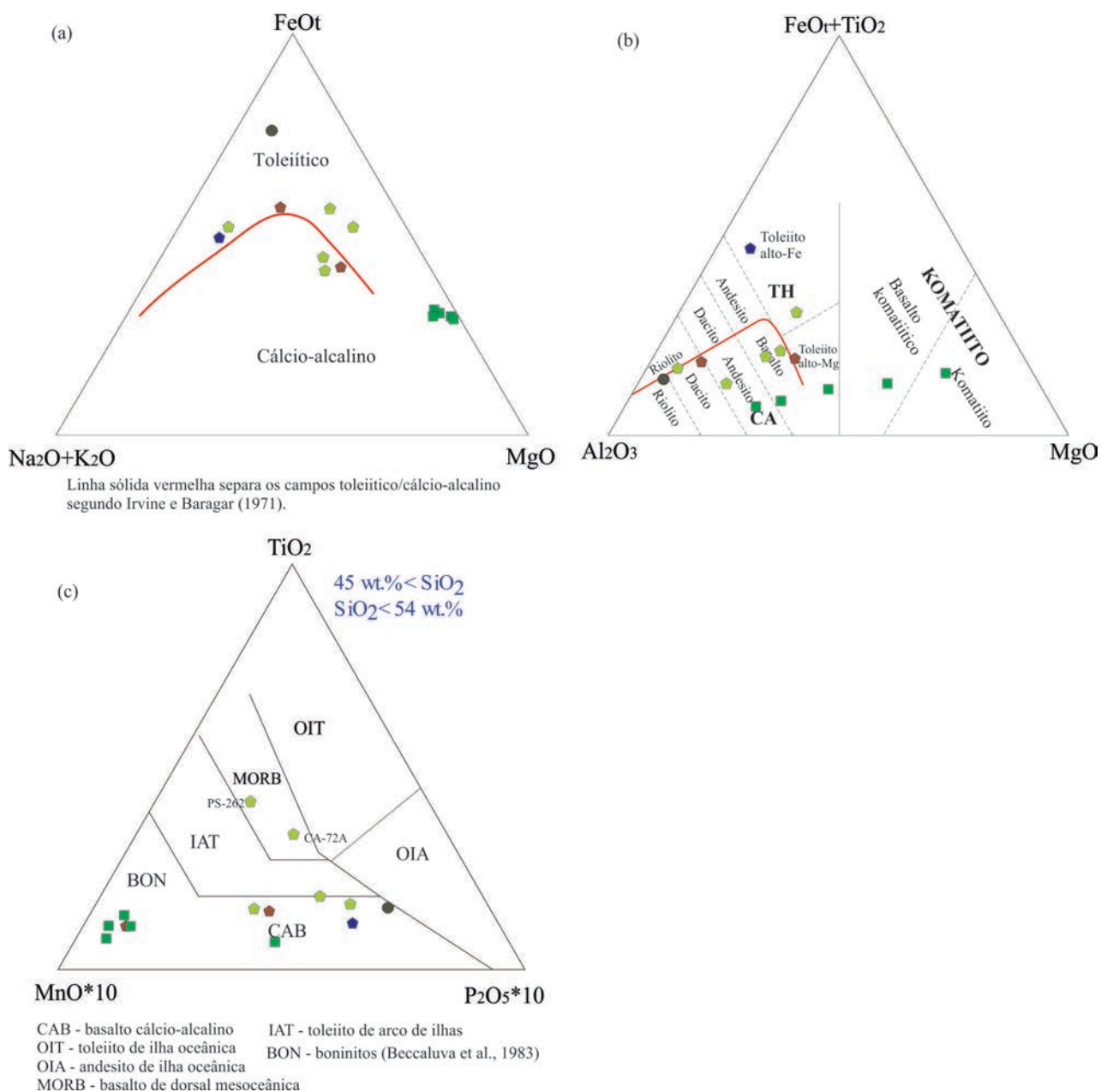


Figura 3.225 – A) Diagrama AFM mostrando a tendência cálcioalcalina-alcálica e os termos cumuláticos. B) Diagrama de Jensen e Pykes (1976). C) Diagrama de elementos maiores de Müllen (1983). Símbolos como na figura 3.224.

Anortosito Carreira Comprida, com base em datação Pb-Pb em zircão. Lima et al. (2008) acreditam que estas idades encontradas por Gorayeb et al. (op. cit.) sejam originadas de zircões herdados e dataram rochas máficas da intrusão do Rio Crixas, relacionadas a suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida, pelo método U-Pb em zircão e encontraram idades  $526 \pm 5$  Ma e  $533 \pm 4,2$  Ma idade modelo 2160 Ma e  $\epsilon Nd$  variando entre -7 e -12,24 (Figs. 3.228A e B, Tab. 3.49). A idade modelo é compatível com a contribuição de rochas pertencentes ao embasamento formado pelas rochas dos complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional, granitos da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras e da Suíte Serrote. O grande problema é saber o que foi datado, aparentemente as datações realizadas por Gorayeb e Moura (2001), foram em anortositos

do corpo Carreira Comprida e as datações realizadas por Lima et al. (2008) foram no Corpo de rochas máficas do Rio Crixas. Existe a possibilidade de ambas as datações estarem corretas, serem idades de cristalização e representarem eventos diferentes. A Intrusão Gabro-Anortosítica Carreira Comprida, poderia ter realmente idade de cristalização paleoproterozóica e neste caso, estaria associada à evolução da granitogenese anorogênica Ipueiras em uma associação do tipo AMCG e a intrusiva gabroide do Rio Crixas, de idade neoproterozóica estaria associada à evolução dos granitos da Suíte Lajeado gerada possivelmente em ambiente de delaminação crustal, evidenciado por: presença de granitos a hiperistênio e/ou olivina, com feldspatos com textura rapakivi e anti-rapakivi, contatos lobados entre

rochas de composição graníticas e rochas básicas em evidente relação de mistura de magmas e idades de cristalização muito próximas.

A Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida apresenta potencial para depósito de ilmenomagneta, Ni, Cu, EGP e pedra ornamental.

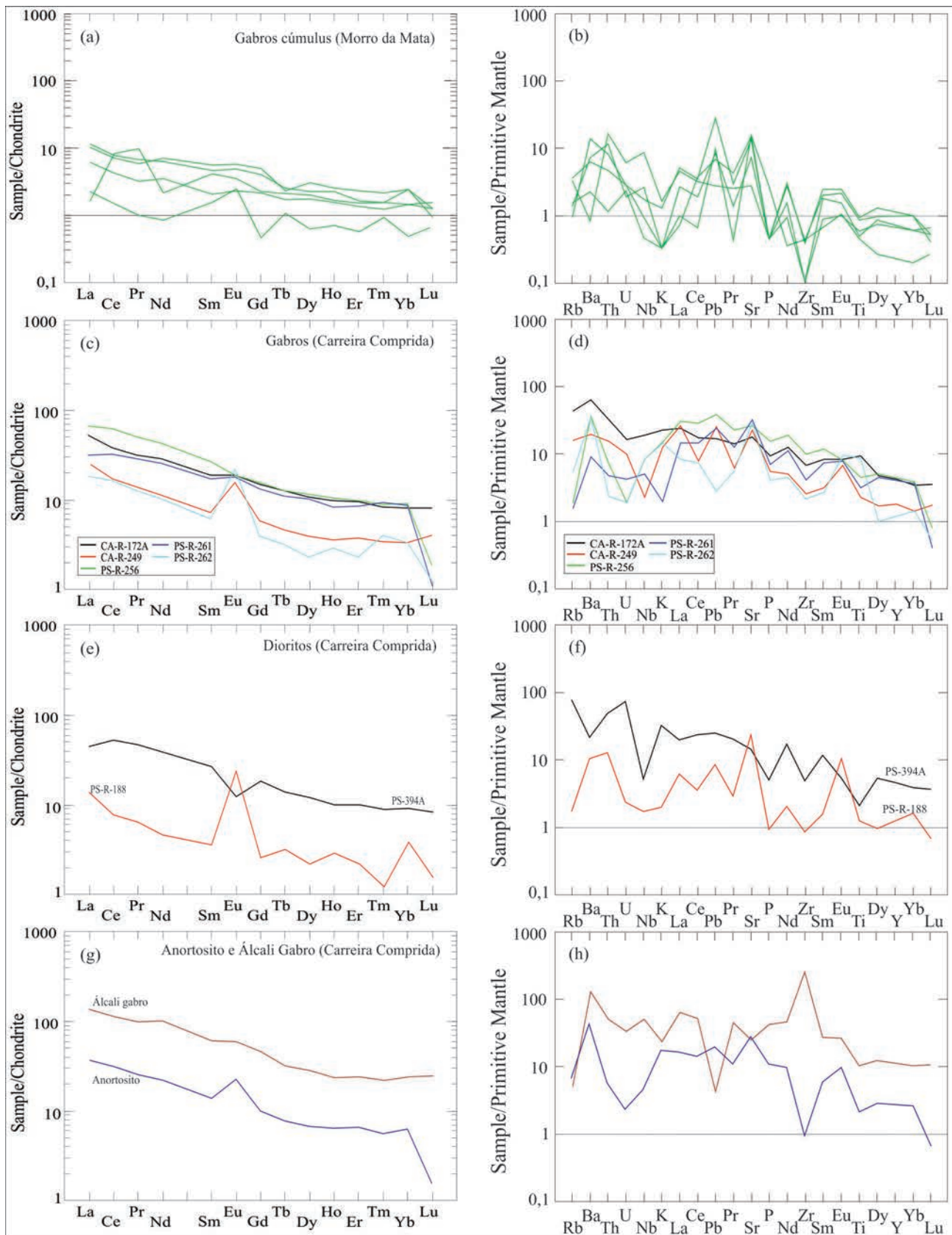
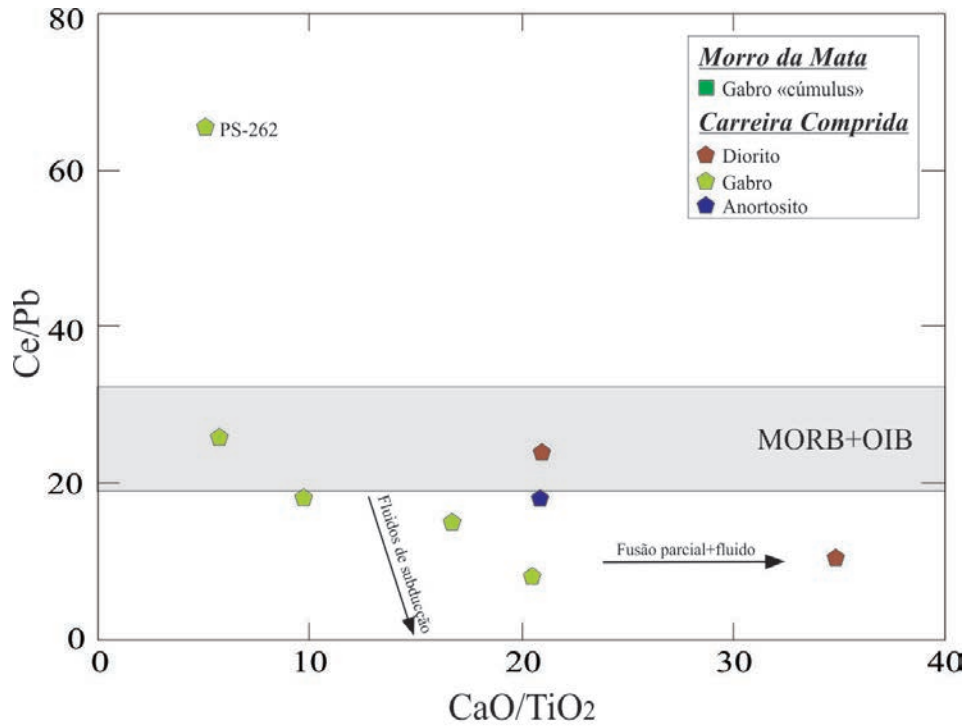


Figura 3.226 – Padrões de ETR normalizados ao Condrito de Boynton (1984) e diagramas de multielementos normalizados ao Manto primitivo de Sun e McDonough das rochas máficas da Suíte Carreira Comprida.



\* Amostra PS-398 razão Ce/Pb = 302

Figura 3.227 – Diagrama  $\text{CaO}/\text{TiO}_2$  vs.  $\text{Ce}/\text{Pb}$  para as rochas máficas estudadas (SIMS;DEPAOLO, 1997). Área cinza representa o campo dos magmas manto-derivados ( $\text{Ce}/\text{Pb} \sim 20\text{-}30$ ) de acordo com Hofmann (1986).

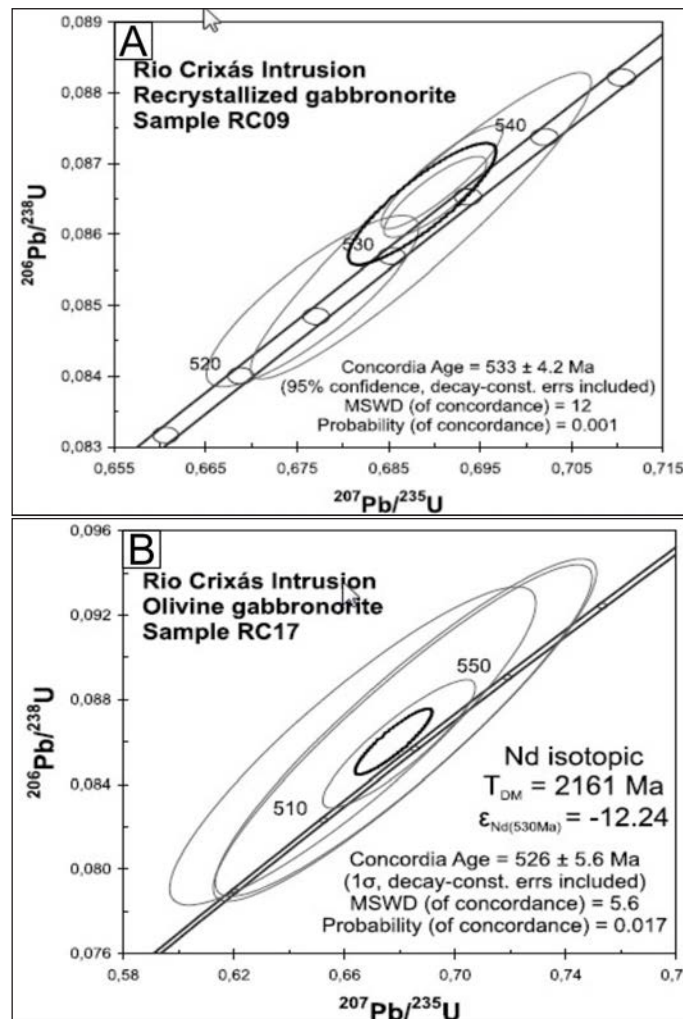


Figura 3.228 – Idades U-Pb e Sm-Nd das rochas Máficas da intrusão do Rio Crixás (LIMA et al., 2008).

Tabela 3.49 – Dados isotópicos da intrusão do Rio Crixas. (LIMA et al., 2008).

Sample/ fraction	Size (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	206Pb/204Pb	Radiogenic ratios						Ages (Ma)				
						207Pb/235U	%	206Pb/238U	%	C. Coef. (rho)	207Pb/206Pb	%	206Pb/238U	207Pb/235U	207Pb/206Pb	
<b>Recrystallized gabbro</b>																
RC09-1	0.021	49.917	5.3074	51.82	453.7992	0.688529	2.210	0.086126	2.050	0.937755	0.057981	0.768	532.58	531.92	529.06	
RC09-2A	0.016	215.560	20.7930	68.01	359.5965	0.764116	2.540	0.093618	2.280	0.913416	0.059197	1.030	576.90a	576.38a	574.35a	
RC09-3A	0.025	210.550	23.4070	43.53	526.7155	0.818215	1.620	0.099658	1.420	0.889240	0.059546	0.743	612.40a	607.05a	587.13a	
RC09-4	0.036	98.045	9.7067	30.23	1038.403	0.690818	0.788	0.086809	0.689	0.889470	0.057716	0.360	536.64	533.29	519.00	
RC09-5	0.030	144.070	14.5400	36.27	1141.148	0.690097	0.665	0.086529	0.540	0.831800	0.057842	0.369	534.98	532.86	523.80	
RC09-6	0.010	189.110	19.5210	108.80	672.6259	0.676696	1.400	0.085060	1.160	0.850980	0.057194	0.736	530.69	524.76	499.06	
<b>Olivine gabbro</b>																
RC17-1A	0.034	63.706	6.3832	32.01	190.3879	0.580138	7.490	0.835878	4.330	0.641710	0.050337	5.770	517.50a	464.55a	210.58a	
RC17-2	0.022	49.028	5.6824	49.46	158.5755	0.682172	4.130	0.086695	3.760	0.918649	0.057068	1.630	535.96	528.09	494.18	
RC17-3	0.024	47.737	5.7870	45.34	166.9521	0.662989	4.080	0.088582	3.580	0.896270	0.056025	1.810	530.81	516.44	453.36	
RC17-4	0.026	41.938	4.8024	41.85	171.9692	0.680999	4.110	0.086443	3.760	0.923040	0.057136	1.580	534.47	527.38	496.80	
RC17-5	0.024	127.68	12.8170	45.34	450.7342	0.679716	1.660	0.085919	1.440	0.885200	0.057376	0.773	531.36	526.60	506.04	



## 3.2.2.6 - Diques Básicos

As imagens magnetométricas de sinal analítico e primeira derivada, produzidas a partir de levantamento aerogeofísico de alta resolução, evidenciaram um conjunto de lineamentos de direção Norte-Sul, localizado predominantemente na porção oeste das folhas SC.22-Z-B (Porto Nacional) e SC.22-X-D (Miracema do Norte) e um conjunto de direção NW-SE, localizados na porção oeste da folha Porto nacional. Estas feições foram interpretadas como diques e, algumas deles, de direção Norte-Sul, foram confirmadas no campo. A figura 3.229 mostra a imagem aeromagnetométrica (sinal analítico), evidenciando os lineamentos, com destaque para

o enxame de diques de direção Norte-Sul, que será descrito mais detalhadamente neste relatório.

Em escala de afloramento, estes diques são muito restritos, uma vez que, além da pouca espessura, alteram muito facilmente dando origem a um solo muito espesso, argiloso, marrom avermelhado, com muita magnetita. Macroscopicamente, as rochas são cinza a cinza escuro, textura granular, granulação fina a média, fortemente magnéticas e muito raramente reagem em presença de ácido clorídrico.

Em lâmina delgada foram descritos clinopiroxênio gabro, gabro-norito com magnetita, gabro-diorito com magnetita e norito (Figs. 3.230 A e B).

Os clinopiroxênio gabro apresentam textura subofítica e são constituídos quase que inteiramente

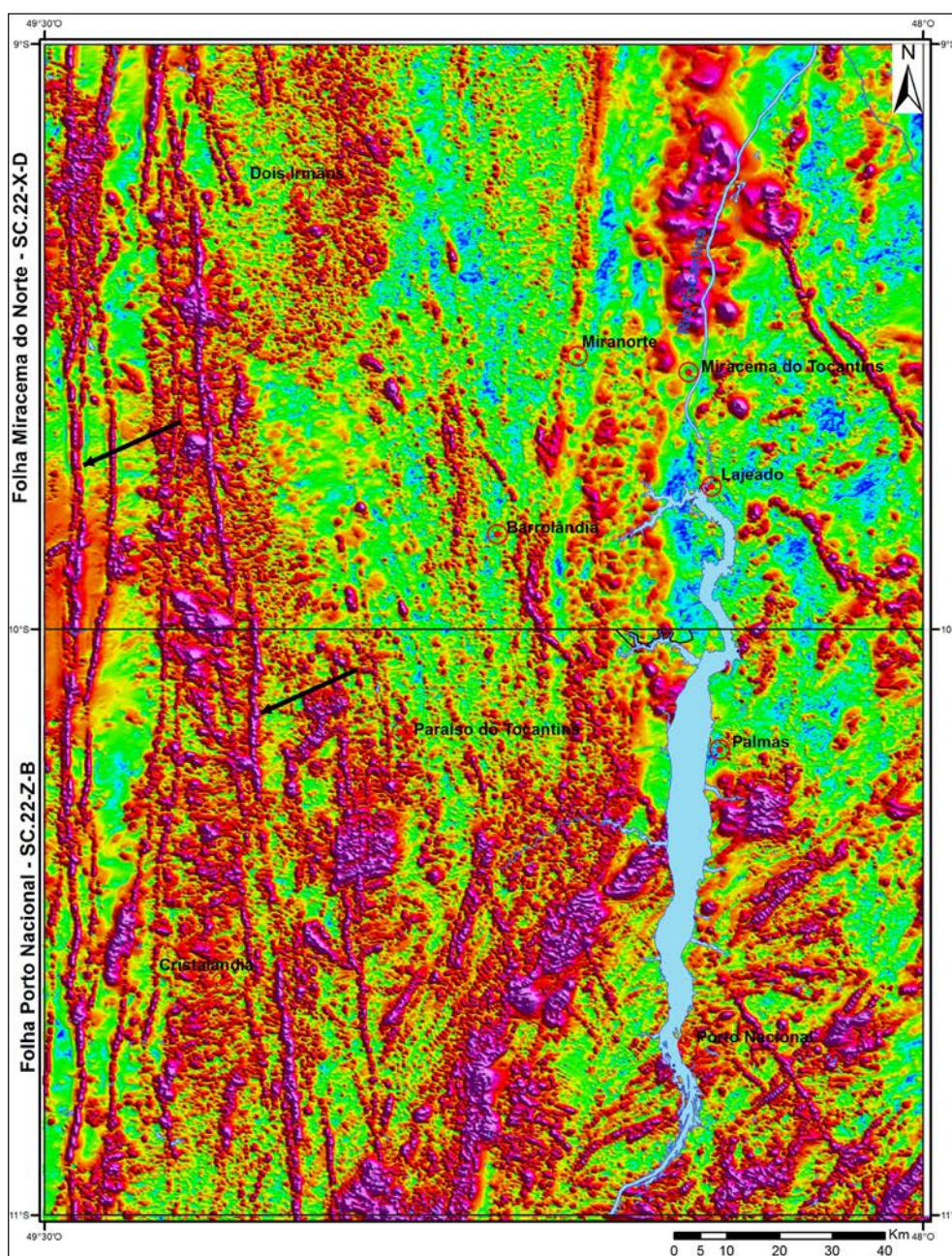


Figura 3.229 – Imagem aeromagnetométrica do sinal analítico, evidenciando os diques mais proeminentes (N-S) que ocorrem na área do projeto, no âmbito das folhas Porto Nacional e Miracema do Norte.

de plagioclásio e piroxênios, além de magnetita muito bem definida pelo magnetismo e pelo hábito (Figs. 3.231 A e B). A textura é subofítica. Os clinopiroxênios exibem uma cor de interferência baixa, branca brilhante e tem ângulo de extinção entre  $30^{\circ}$  e  $45^{\circ}$ . O relevo não é muito alto, mas a clivagem é bem diagnóstica. Localmente os plagioclásios mostram-se simplectíticos (Fig.3.231 C). Simplectitos ocorrem entre plagioclásio,

magnetita e piroxênio (Fig.3.231 D). Essas feições são de origem deutérica. A rocha não tem nenhum indício de deformação. Grãos de magnetita mostram-se alterados em hidróxidos de ferro, o que pode ser diagnóstico do aumento da fugacidade do oxigênio, talvez por processos, também, deutéricos. Alguns plagioclásios mostraram composição da labradorita, outros da andesina o que identifica a rocha como um gabro.

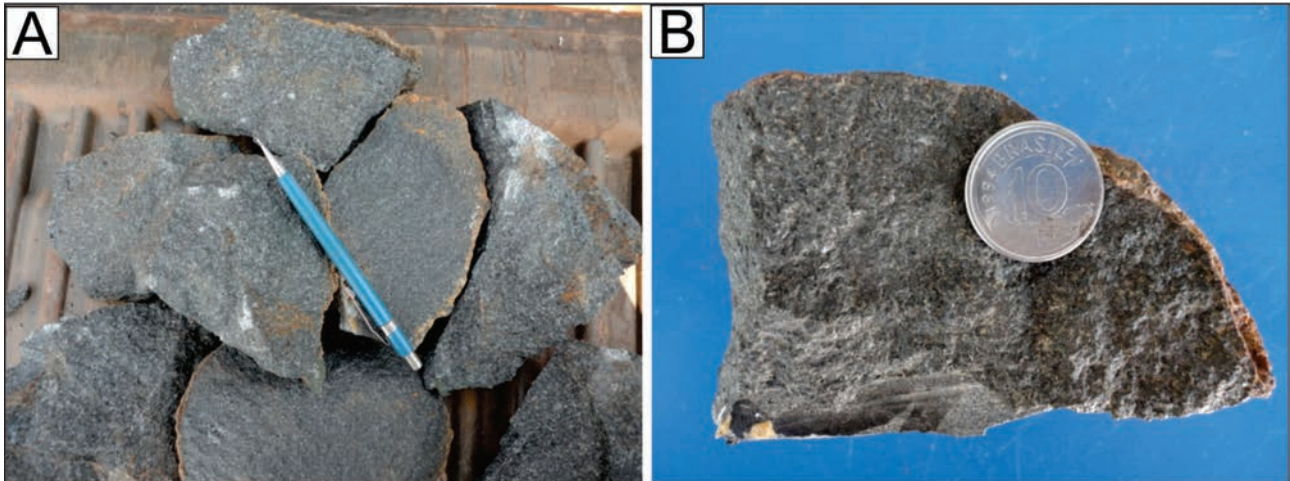


Figura 3.230 – Aspectos macroscópicos dos diques: A) Gabro-norito. B) Clinopiroxênio Gabro

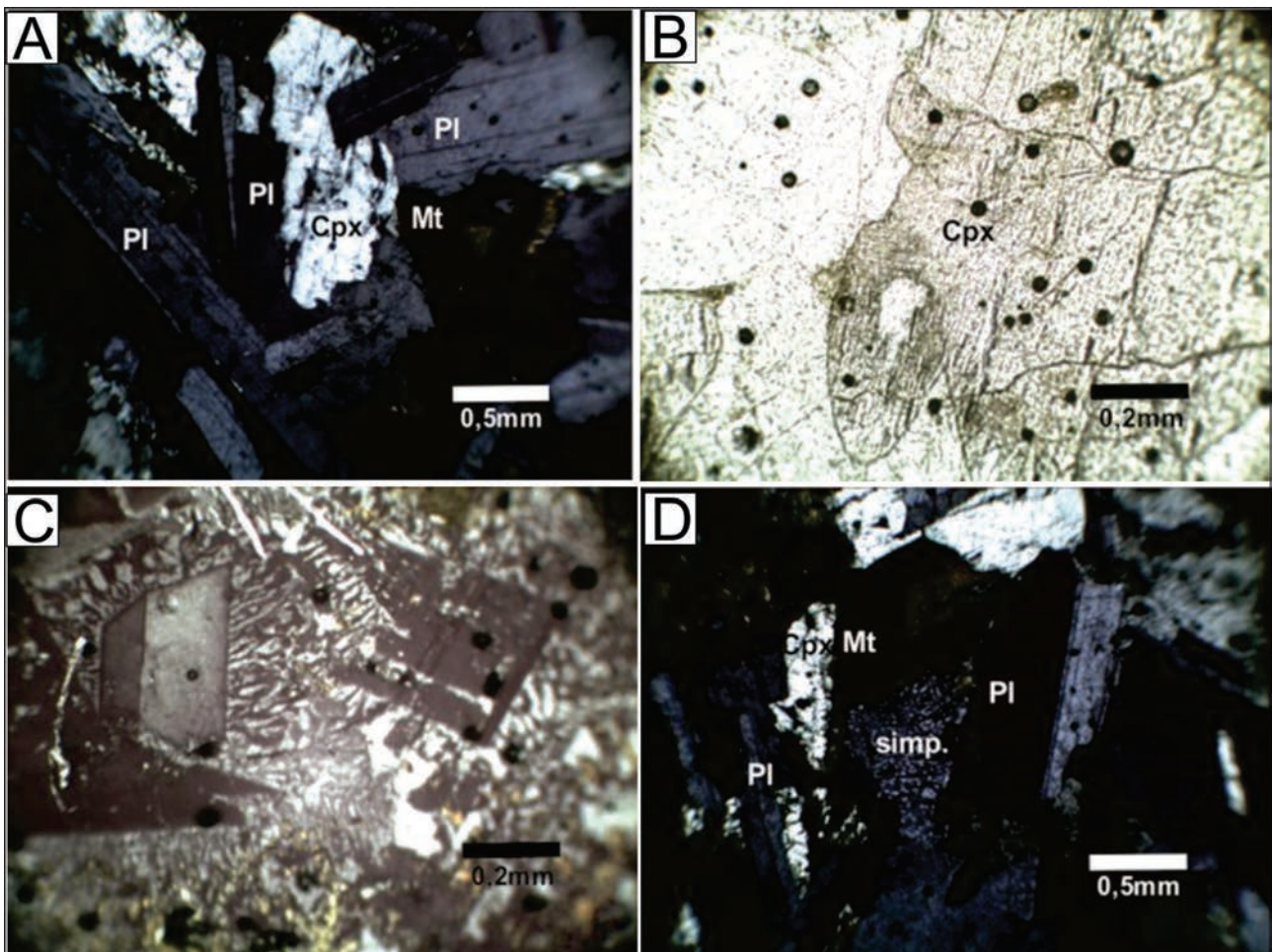


Figura 3.231 – Feições texturais e composicionais dos clinopiroxênio gabros: A e B) Aspectos relativos a composição da rocha. C) Pertitas em plagioclásio. D) Aspectos das relações entre plagioclásio, magnetita e piroxênio.

Os gabro-dioritos com magnetita possuem características semelhantes às rochas descritas anteriormente e são também formados essencialmente de plagioclásios subédricos e piroxênios, compondo uma textura hipautomórfica subofítica (Fig.3.232 A). Os clinopiroxênios, identificados como augita exibem coloração ligeiramente rosada, ângulo de extinção de 25° a 30° e cores de interferência de 1ª ordem até o amarelo (Fig.3.232 B). Sua relação com os plagioclásios é intergranular a subofítica. Os plagioclásios foram definidos como andesina e labradorita. Portanto, a rocha pode ser considerada como um gabro-diorito. O carbonato ocorre em interstícios, particularmente próximo à magnetita (Fig.3.232 C). Este carbonato se origina pela adição de CO<sub>2</sub> relacionada a processo hidrotermal ou deutérico. Muito localmente, o piroxênio exibe alterações de borda, aparentemente para epidoto. Inclusões de alto relevo, que podem ser de minerais do grupo do epidoto, ocorrem também no interior dos piroxênios. (Fig.3.232 D). Essas feições podem também estar relacionadas a processos hidrotermais ou deutéricos.

Os gabro-noritos com magnetita receberam este nome por serem magnéticos e apresentarem

minerais opacos com formas hábito semelhante à magnetita, além de minerais turvos um pouco rosados entre ripas de feldspatos (Fig.3.233 A). Sob nc identificam-se plagioclásios com maclas polissintéticas, nos interstícios, piroxênios com cores de interferência de primeira a segunda ordem e produtos turvos de alteração de piroxênios (Fig.3.233 B). Alguns piroxênios mostram extinção que varia de 38° a 48°. São clinopiroxênios, provavelmente augitas (Fig.3.233 C). Diferentemente dos outros tipos litológicos, eventualmente alguns piroxênios exibem extinção reta e são ortopiroxênios. Produtos de alteração exibem cor ocre a escura, podem ser anfibólios, epidotos ou argilas e são de difícil identificação. Localmente ocorrem grãos de quartzo que parecem estar relacionados às reações de alteração (Fig.3.233 D). Na mesma foto, observa-se um aglomerado de epidoto de origem hidrotermal. Pela composição dos plagioclásios e dos piroxênios a rocha pode ser descrita como um gabro-norito uma vez que os clinopiroxênios ocorrem em maior proporção que os ortopiroxênios.

Foram realizadas análises químicas em cinco amostras de rocha de diques básicos, e seus dados

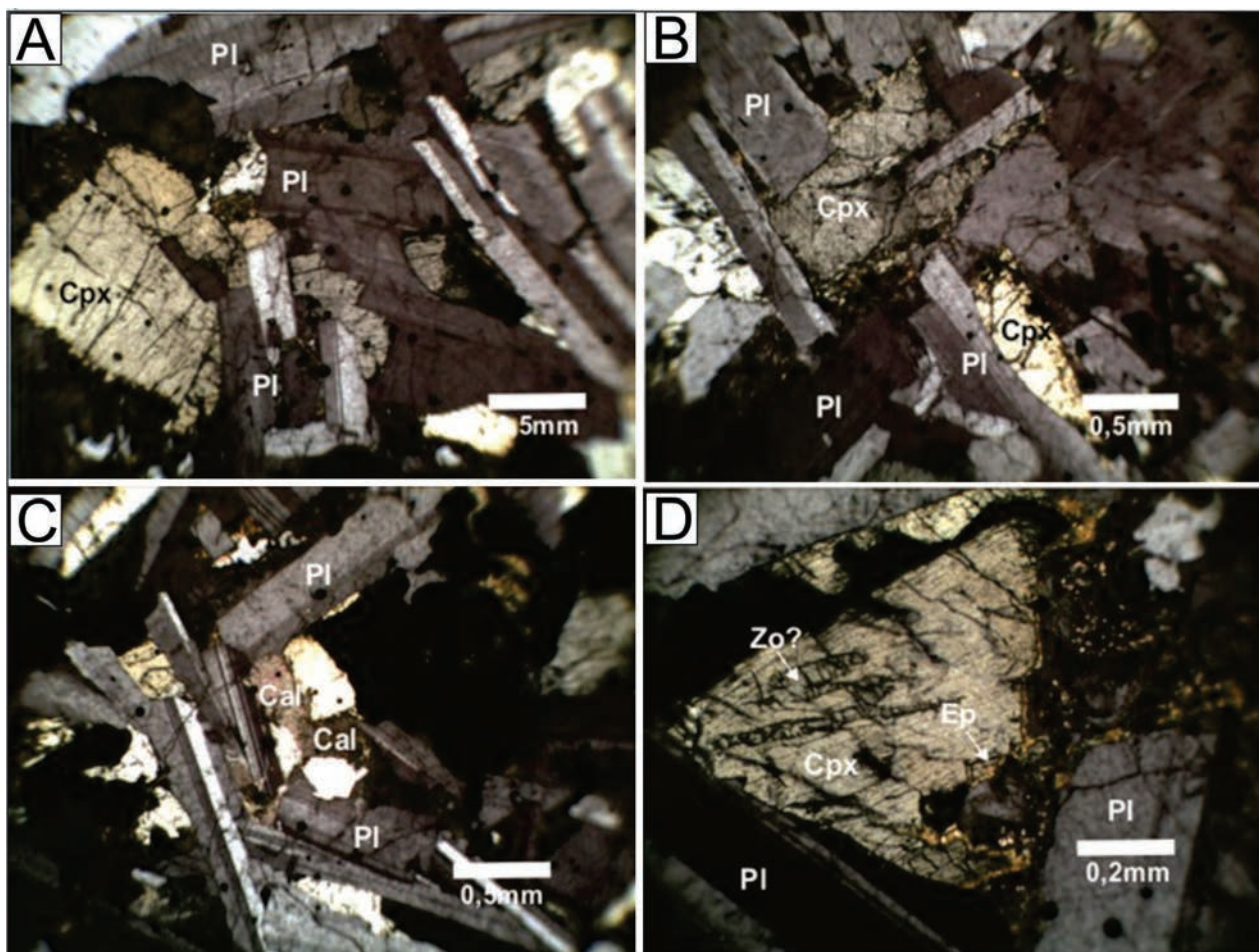


Figura 3.232 – Feições microscópicas dos gabro-noritos com magnetita: A) Aspecto textural e mineralogia essencial dos gabro-noritos. B) Características dos clinopiroxênios (augita). C) Ocorrência de carbonato intersticial. D) Inclusões de epidoto em piroxênio.

analíticos podem ser vistos na tabela 3.50. As rochas máficas aqui estudadas tem valores de  $TiO_2$  (% em peso) maior que 2.8 e baixos valores de  $Mg\#$  (30 a 42), sugerindo magmas pouco primitivos e podem ser classificadas como toleíitos de alto Fe (Fig.3.234a)

ou pertencentes à série toleítica de Miyashiro (1974) (Fig.3.234b). No diagrama ETR da figura 3.235a as rochas mostram baixo fracionamento (2.3 a 3.8, Tab 3.50), exceção da amostra PS-233 (6.85) e valores de Eu em torno de zero ( $Eu/Eu^*$  entre 0.92

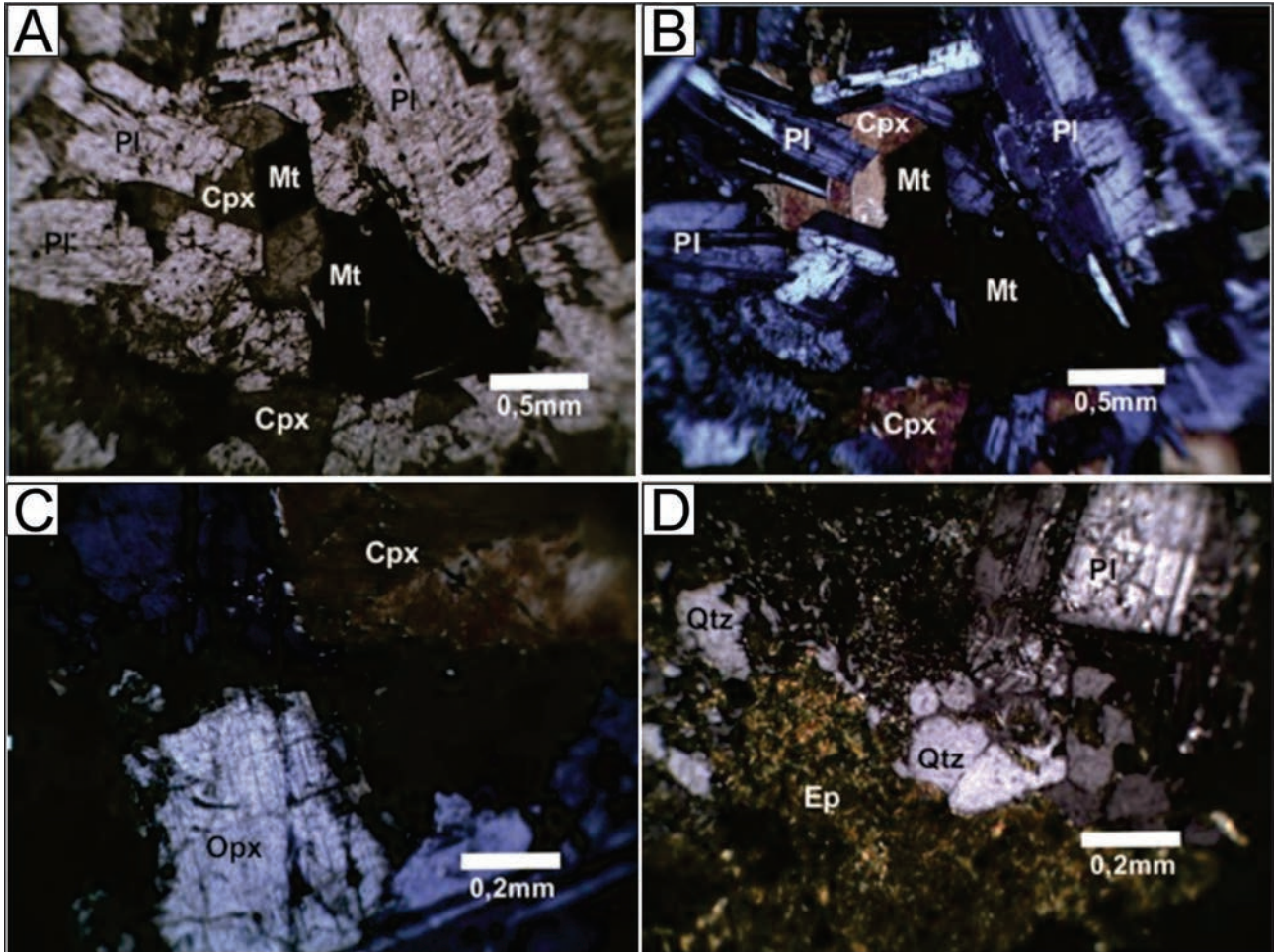


Figura 3.233 – Aspectos microscópicos dos gabro-noritos com magnetita: A e B) Aspectos da textura e mineralogia essencial da rocha. C) Características dos piroxênios. D) Forma de ocorrência do quartzo, provavelmente relacionada às alterações.

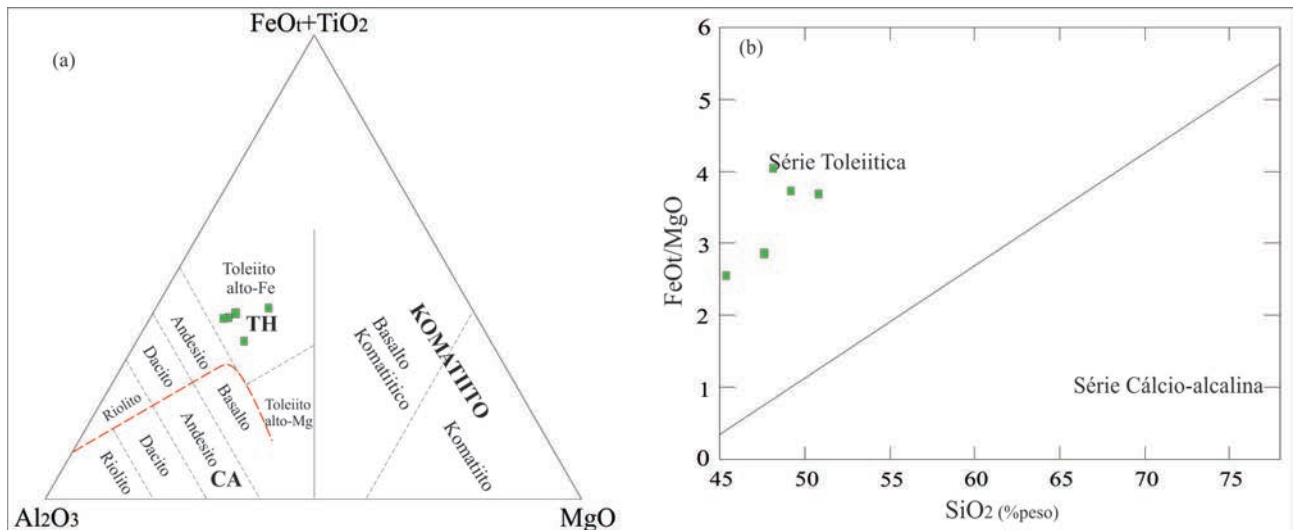


Figura 3.234 – Diagramas discriminantes: A) diagrama ternário de Jensen e Pykes (1987). B) diagrama de  $FeOt/MgO$  vs.  $SiO_2$  de Miyashiro (1974).

Tabela 3.50 – Análises químicas das rochas máficas estudadas.

Amostra	PS-124	PS-127	PS-133A	PS-175A	PS-233
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.02	13.21	15.17	14.13	16.03
CaO	9.56	10.19	9.91	8.46	7.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.75	18.48	16.45	15.24	15.57
K <sub>2</sub> O	0.74	0.40	0.53	0.69	1.77
MgO	4.07	5.94	4.03	3.37	5.63
MnO	0.21	0.24	0.22	0.21	0.22
Na <sub>2</sub> O	2.98	2.32	2.83	2.81	3.54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.37	0.28	0.19	0.35	0.54
SiO <sub>2</sub>	49.08	47.48	50.70	48.01	45.51
TiO <sub>2</sub>	3.63	3.69	3.22	2.86	2.88
LOI	0.18	0.10	0.01	0.41	2.97
Sum	102.60	102.35	102.91	96.55	102.13
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	3.72	2.72	3.36	3.50	5.31
Mg#	32.49	38.90	32.67	30.46	41.73
Ni	14.60	39.80	14	15.60	38.20
Co	21.40	34.90	21	26.80	42.30
Ba	123	97	125	308	617
Rb	20.50	8.50	13.90	23.70	87
Sr	266	191.60	267.10	307.50	965.10
Nb	16.77	10.93	15.61	18.73	29.76
Ta	0.96	0.71	0.92	0.94	1.98
Cu	502.90	307.40	423.60	406.50	33.20
Pb	1.40	0.90	1.30	2.60	3.70
Zn	94	88	83	93	112
Zr	270.10	198.90	240	211	216.10
Hf	7.20	5.04	6.17	7.64	5.44
Th	2.60	1.80	4.40	3.10	2.80
U	0.41	0.35	0.40	0.52	0.67
Cs	0.31	0.01	0.46	2.30	0.81
Ga	28.10	26.40	29.40	28.90	24.10
Y	na	na	na	44.14	na
La	16.70	11.60	15.90	23.50	32.50
Ce	44.00	30.20	39.60	55	61.50
Pr	6.28	4.32	5.93	7.68	9.38
Nd	30.40	22.50	25.60	35.60	41.30
Sm	8.10	6.30	7	9.30	9.80
Eu	2.68	2.07	2.55	2.97	2.96
Gd	9.73	7.25	8.32	9.91	9.45
Tb	1.35	1.06	1.22	1.62	1.25
Dy	8.77	6.61	8.04	9.59	7.34
Ho	1.80	1.45	1.62	1.78	1.38
Er	5.09	3.79	4.31	4.26	3.61
Tm	0.68	0.53	0.60	0.54	0.56
Yb	4.30	3.40	3.80	4.20	3.20
Lu	0.65	0.51	0.56	0.61	1
ETRtotal	140.53	101.59	125.05	166.56	185.23

e 1.02) e no diagrama de multielementos da figura 3.235b destaca-se a baixa razão LILE/HFSE e fracas anomalias negativas de P, Sr com enriquecimento em K, sugerindo ambiente intra-placa.

No diagrama ternário de Pearce et al. (1977) (Fig.3.236a) os elementos maiores que servem de base à caracterização do ambiente petrotectônico sugerem que o(s) magma(s) foram gerados em condi-

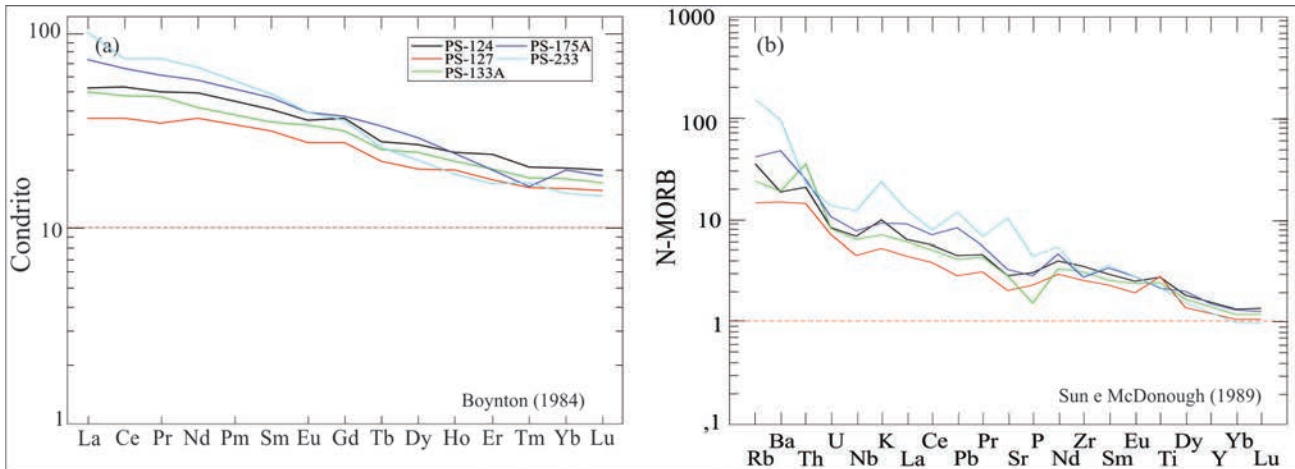


Figura 3.235 – A) Padrões de ETR normalizados ao condrito (fator de normalização de BOYNTON, 1984). B) Diagramas de multielementos normalizados ao N-MORB (SUN;MCDONOUGH, 1989).

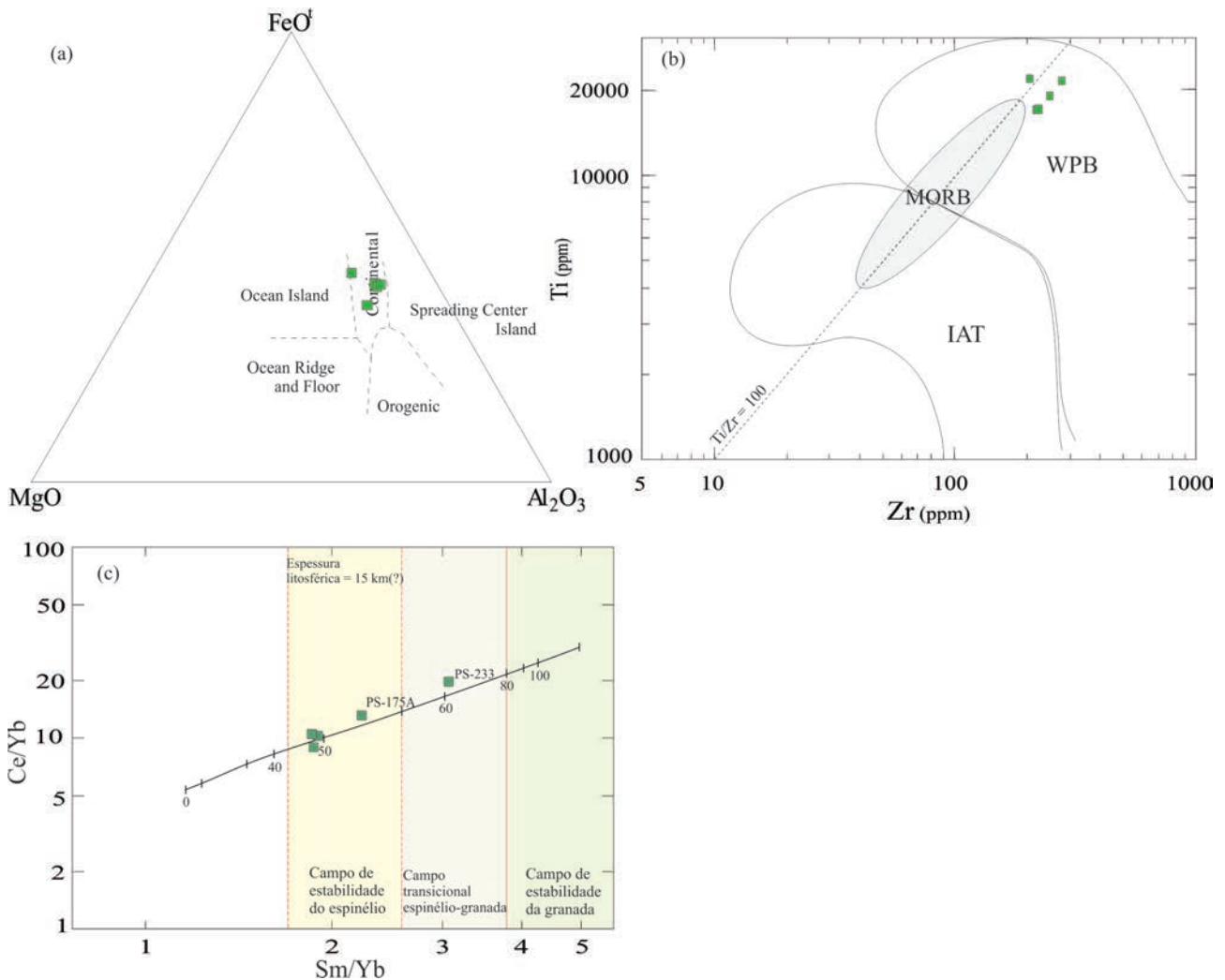


Figura 3.236 – A) Diagrama ternário de Pearce et al. (1977) e as amostras dos diques no campo continental. B) Diagrama Ti vs. Zr de Pearce (1982). C) Diagrama de Ellam (1992) com modelo de fusão gerada pela extensão progressiva da litosfera.

ções continentais e no diagrama de classificação petrotectônica de Pearce et al. (1982) as rochas máficas estudadas caem no campo intra-placas (Fig. 3.236 b). O diagrama da figura 3.236c sugere modelo de geração de fundidos relacionado com a extensão litosférica progressiva e o campo de estabilidade das fontes. A curva modelo é o caminho da fusão fracionada, assumindo fundido com fonte uniforme nas razões Ce/Yb vs. Sm/Yb, começando com uma profundidade de 125 km (parâmetros segundo ELLAM, 1992). A figura mostra o resultado do espessamento litosférico de 0 a 110 km e as marcas na curva modelo indicam a profundidade da segregação do fundido com incrementos de 10 km. Os dados das rochas máficas dos diques aqui estudados sugerem fontes relativamente rasas, no campo de estabilidade do espinélio (profundidades entre 45 e 55 km) associadas a uma litosfera delgada (espessura aproximada de 15 km), com exceção da amostra PS-233.

Hasui et al. (1980) e Figueiredo et al. (1994) realizaram datação geocronológica pelo método K/Ar em alguns destes diques que afloram a norte da Folha Miracema do Norte, obtendo ao menos três grupos de idades: 780, 545 e 200 Ma. Estas idades indicam que pode haver ao menos três eventos geradores destes diques. A idade mais antiga de 780 Ma pode estar associada ao enxame de diques do aparelho ofiolítico do Complexo Quatipuru. A idade de 545 Ma pode estar associada à fase final de estruturação do Orógeno Araguaia, enquanto que a idade mais jovem de 200 Ma poderia corresponder a diques gerados nas fases iniciais da abertura do Oceano Atlântico no triássico.

Na área deste projeto, devido à íntima associação dos diques de direção N-S com as rochas do Orógeno Araguaia, acredita-se que haja um predomínio dos diques mais antigos de idade 780 Ma.

### 3.2.3 - Orógeno Brasília - Arco Magmático de Goiás

#### 3.2.3.1 - Formação Monte do Carmo

As primeiras citações sobre as rochas vulcanosedimentares da região de Monte do Carmo foram feitas por Barbosa e Costa (1973) durante a execução da fase 4 do Projeto Leste do Tocantins-Oeste do São Francisco que as denominaram informalmente de "Pré-Cambriano I", incluindo nesta unidade "arenitos sericíticos, conglomerados polimiticos, arcóseos conglomeráticos, ardósias, metassiltitos, ignimbritos e intrusões andesíticas na forma de diques". Estes autores encontraram semelhanças entre esta unidade e as rochas do Grupo Jaibaras que ocorre na porção nordeste da bacia do Parnaíba, no estado do Ceará, embora

achem difícil esta correlação, em função da distância. Cunha et al. (1981) utilizaram a denominação Formação Monte do Carmo para agrupar um conjunto de sedimentos, formados da base para o topo por conglomerados polimiticos com seixos de diversos tamanhos, constituídos por gnaisses, vulcânicas e quartzitos, em matriz arcoseana, sobreposto por grauvasca estratificada segundo N20E-20SE, que também ocorre como camada de até um metro no conglomerado. Sobre a grauvasca ocorre um pacote de 50 metros de siltito castanho-avermelhado intercalado em quartzito esbranquiçado, com a mesma estratificação da grauvasca. Mais para o topo, este siltito grada para um conglomerado monomítico com seixos de quartzo, em matriz arcoseana, com intercalações de arenitos e siltitos. Segundo estes autores, os seixos de vulcânica que ocorrem nos conglomerados da base, seriam de andesitos que ocorrem no leito das drenagens. Estes mesmos autores mantiveram a denominação Grupo Santo Antônio, criada por Montalvão (1979) para englobar os metassedimentos (quartzitos, ardósias e metaconglomerados) que ocorrem na serra de Santo Antônio de cerca de 70 km de extensão localizada na porção nordeste da Folha Gurupi, na serra de Manoel do Carmo com 42 Km de extensão situada a sudeste de Porto Nacional, na serra João Damião e a sul de Monte do Carmo. Neste projeto foi desconsiderada esta denominação e estes metassedimentos foram englobados na Formação Monte do Carmo. Gorayeb (1996), mantém a denominação proposta por Cunha et al. (1981), com as mesmas litologias descritas por aqueles autores, acrescentando à unidade, vulcânicas ácidas a intermediárias e vulcanoclásticas. Palermo (1988) descreve esta unidade como um conjunto formado predominantemente por sedimentos e subordinadamente vulcânicas básicas a intermediárias. Costa et al. (1982) denominaram Formação Monte do Carmo somente uma estreita faixa de Conglomerados polimiticos basais (seixos de tamanhos variados de quarto, quartzito, rochas básicas, granito e feldspato potássico em matriz composta por arenito arcoseano) que gradam para arenitos arcoseanos, cortados por diques de dacito e diabásio que ocorre a sul-sudeste de Monte do Carmo, com suas melhores exposições nos Córregos Landi e Serra Grande, sustentando uma topografia de morros com desníveis de 60 metros, alinhados na direção NE-SW, limitados por falhas. Palermo (1988) identificou rochas vulcânicas "dentro" do Granito do Carmo (granito este que para os pesquisadores da época pertenceriam a Suíte Lajeado), e levanta dúvidas a respeito do posicionamento estratigráfico dessas vulcânicas: se formariam um par plutonovulcânico com o granito do Carmo ou se fariam parte do vulcanismo do Grupo Natividade (cuja área tipo encontra-se nos arredores de Natividade - TO, na Folha Dianópolis), concluindo por privilegiar

esta última hipótese. Barradas et al. (1992), dataram rochas vulcânicas e graníticas que ocorrem nas imediações de Monte do Carmo, pelo método Pb-Pb e obtiveram idades de  $1986 \pm 49$  Ma para os granitos e  $2024 \pm 103$  Ma para as vulcânicas e sugerem tratar-se de um conjunto ígneo geneticamente relacionado. Sachett et al. (1996) também dataram o granito do Carmo, e a vulcânica associada, pelo método Pb-Pb em zircão e encontraram idades de  $2045 \pm 34$  Ma para o granito e  $2137 \pm 12$  Ma para a vulcânica. Estes autores dataram, pelo mesmo método amostras do granito da torre e estabeleceram idade de  $2063 \pm 50$  Ma, além de uma datação pelo método Rb-Sr para os milonitos da zona filica na qual está encaixado um veio de quartzo aurífero que resultou em uma idade de  $565 \pm 21$  Ma. Gorayeb (1996), retoma a definição original de Cunha et al. (1981) e considera a Formação Monte do Carmo como um conjunto vulcanossedimentar composto por metassedimentos, vulcânicas ácidas a intermediárias e vulcanoclásticas. Entretanto, baseado em observações de campo e em datações geocronológicas realizadas por Barradas et al. (1992) e Barradas (1994) atribui idade paleoproterozoica às rochas vulcânicas que presumivelmente pertenceriam à Formação Monte do Carmo, o que mais tarde revelou-se um equívoco, em função da existência, na mesma região, de dois vulcanismos: um, relacionado ao Granito do Carmo, pertencente a Suíte Plutonovulcânica Ipueiras, este sim de idade Paleoproterozoica e outro, pertencente à Formação Monte do Carmo, de idade Neoproterozóica, como será visto mais adiante. Queiroz et al. (1999), denominaram informalmente de Suíte Santa Rosa, as vulcânicas cronocorrelatas ao granito do Carmo, de idade paleoproterozoica, em torno de 2 Ga. Junqueira-Brod et al. (2010), individualizaram o conjunto formado pelas rochas piroclásticas, predominantemente tufos cineríticos com basaltos e andesitos muito subordinados sob a denominação Sequência Vulcânica da Pedra Furada, sem entretanto, estabelecer ao menos as relações de contato desta unidade informal com as demais unidades. Datações U-Pb em rochas piroclásticas, realizadas por estes autores resultaram em idade 600 Ma. Frasca et al. (2010) retomam o conceito original de Cunha et al. (1981), considerando a Formação Monte do Carmo uma sequência metavulcanossedimentar neoproterozoica e estendem sua área de ocorrência para sul da cidade de Monte do Carmo, até a proximidade da cidade de Gurupi. Saboia (2009) também reconhece a Sequência Vulcanossedimentar de Monte do Carmo e divide esta unidade em duas subunidades, com predominância de rochas máficas a intermediária, a qual denominou informalmente Sequência Vulcânica Básica a intermediária Areinha e outra subunidade denominada de Rochas Sedimentares e Rochas Vulcânicas félsicas.

Neste trabalho será mantida a denominação original proposta por Cunha et al. (1981), para designar um conjunto formado por um vulcanismo bimodal de idade neoproterozóica, intercalado com sedimentos predominantemente clásticos e corpos máfico-ultramáficos que ocorrem na porção sudeste da área do projeto. As rochas desta unidade afloram no extremo sudeste da Folha Porto Nacional (Fig.3.237 A), e estão dispostas em faixas intercaladas, de direção Nordeste. Em alguns afloramentos, no extremo sudeste da folha Porto Nacional, é possível observar as intercalações de pelitos e andesitos e em lâmina delgada foram identificados peperitos, nos quais os sedimentos foram incorporados pelas rochas vulcânicas. Todo o conjunto vulcanossedimentar foi transposto por zonas de cisalhamento de direção N20E, relacionadas ao sistema de falhas do Lineamento Transbrasiliano, disposto em faixas com mergulhos ora para SE, ora para NW. A figura 3.237 A mostra a localização da área em relação ao corte cartográfico da Folha Nacional e a assinatura magnética das rochas desta unidade. As rochas ultramáficas, máficas a intermediárias, apresentam assinatura destacadas em imagens aeromagnetométricas de sinal analítico (Fig.3.237 B).

Os diversos tipos litológicos que compõe a Formação Monte do Carmo, foram agrupados por área de predominância: a) Rochas Metavulcânicas andesíticas e Ultrabásicas; b) Rochas Metavulcânicas Ácidas, Piroclásticas e epiclásticas; c) Rochas Metassedimentares e d) Rochas Plutônicas. Será utilizado o prefixo meta em função dos diversos tipos litológicos, em variados graus, apresentarem algum tipo de metamorfismo, seja causado por esforços (proto-milonitos, cataclasitos e milonitos), em zonas de cisalhamento ou de falha ou por hidrotermalismo (epidosito, tremolitito, etc.).

#### Fácies de Rochas Metavulcânicas Intermediárias, Máficas e Ultramáficas

Esta subunidade encontra-se disposta em faixas de direção N20E, orientadas segundo os Lineamentos Transbrasilianos, intercaladas entre faixas de metassedimentos e de vulcanoclásticas. Suas melhores exposições e relações de contato podem ser observadas no extremo sudeste da área do projeto, na folha Porto Nacional, a sul e a norte da sede do município de Monte do Carmo (Fig.3.237 A) A maioria das amostras coletadas apresenta atração magnética em amostras de mão e o conjunto que compõe esta subunidade responde por assinatura magnética destacada nos mapas aeromagnetométricos de sinal analítico (Fig.3.237 B).

A maioria dos litótipos cartografados é formada por rochas de composição andesítica e subordinadamente metaultramáficas, com variados graus de



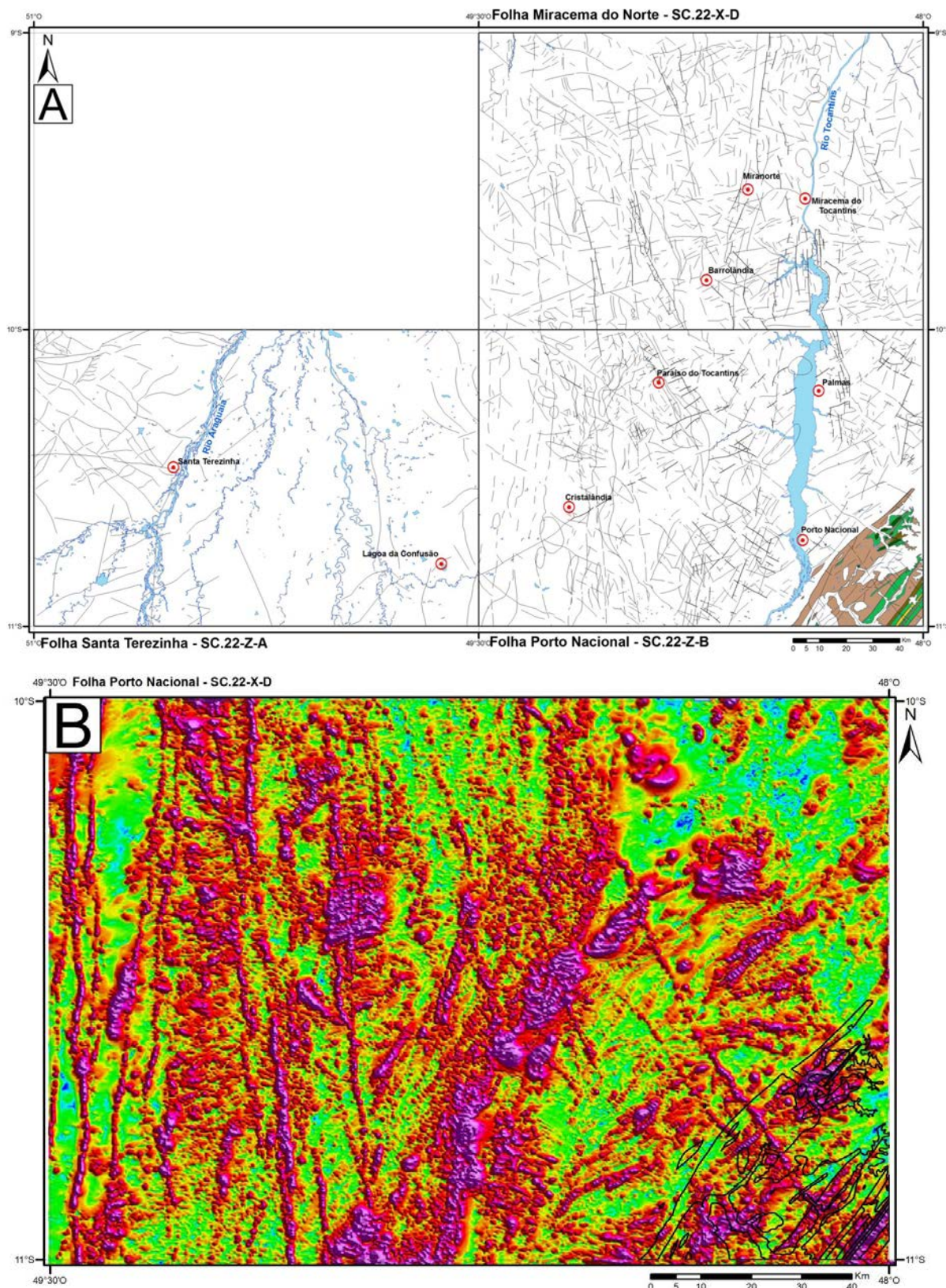


Figura 3.237 – A) Localização da Formação Monte do Carmo, em relação a área do Projeto Palmas. B) Imagem aeromagnetométrica da amplitude do sinal analítico (ASA) da Folha Porto Nacional com destaque, no canto SE, para a forte assinatura magnética dos andesitos e corpos máficos da Formação Monte do Carmo.

metamorfismo e deformação. O caráter subaquático desse vulcanismo é atestado pela presença de peperitos que ocorrem nas intercalações dos andesitos com sedimentos pelíticos. Os peperitos resultantes desta interação são observáveis em lâmina delgada. Em zo-

nas de cisalhamento, os andesitos estão foliados, com vários níveis de deformação, desde protomilonitos até filonitos, nos quais é quase impossível distinguir o protólito, mesmo em lâmina delgada. A inferência dos protólitos só é possível com auxílio das relações

de campo, onde se observa a passagem gradativa das rochas moderadamente deformadas (protomilonitos) até aquelas mais intensamente deformadas, onde o arranjo mineral foi totalmente modificado (filonitos). Afloram sob a forma de blocos e lajeiro; e em cristas, quando relacionadas à zona de cisalhamento. São rochas de granulação fina a afanítica, cinza escura a esverdeada, densa, magnética e raramente reagem ao ácido clorídrico. Os termos miloníticos apresentam

foliação ou laminação anastomosada. Nos andesitos amigdaloidais, as amígdalas ou litófitas são preenchidas por calcita, calcedônia e raramente zeólitas. As rochas ultrabásicas ocorrem em dois locais: no extremo sudeste da área e em barranco na margem da TO-050. São rochas cinza brilhosas, foliadas, untuosas ao tato e muito magnéticas. A figura 3.238 mostra as formas de afloramento e as principais feições texturais e estruturais das rochas dessa subunidade.

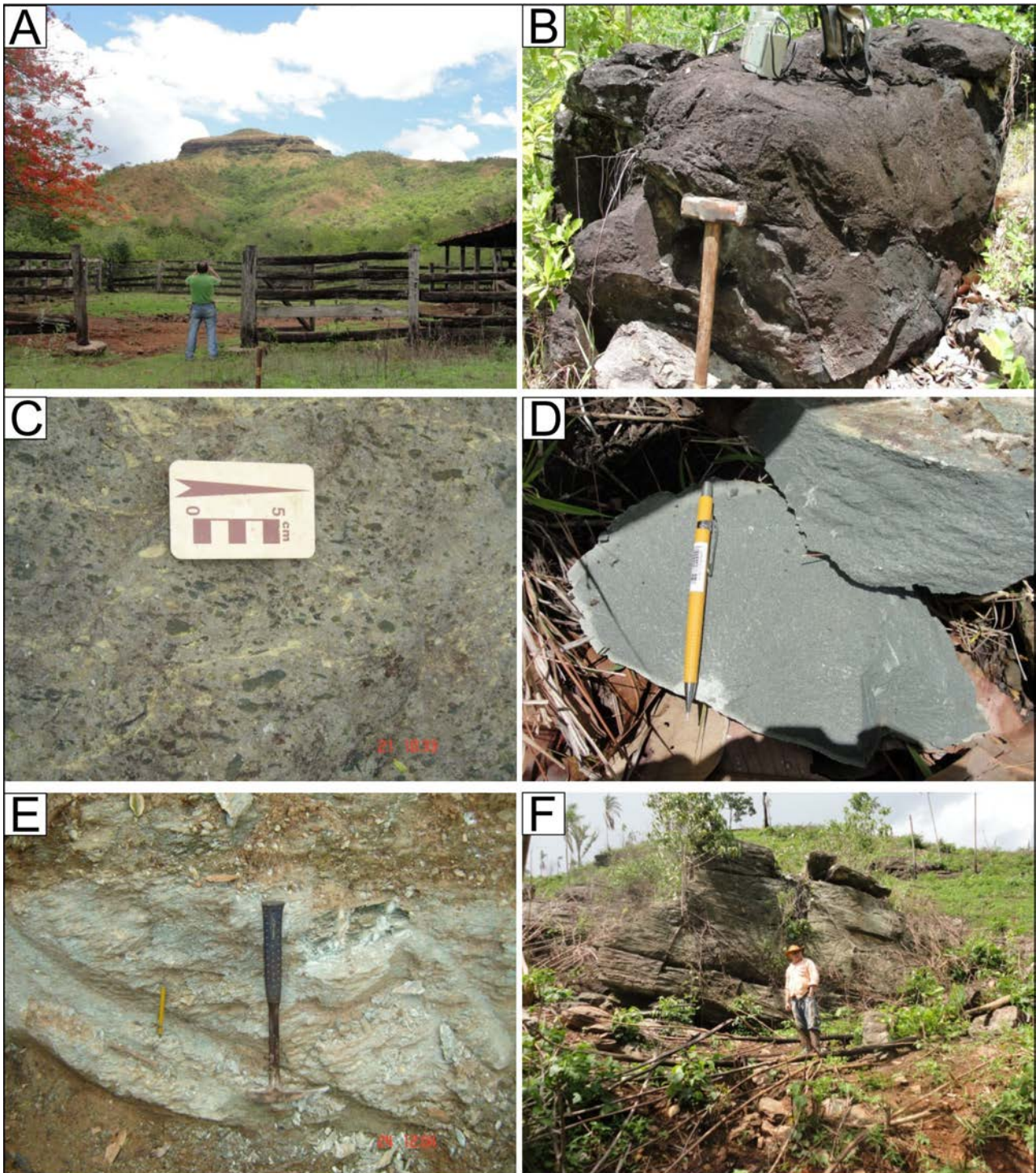


Figura 3.238 – A) Vista panorâmica dos afloramentos de derrames vulcânicos (morros abaulados) sobrepostos por sedimentos da Bacia do Parnaíba sob a forma de mesa. B) Afloramento de andesito com intercalações de meta siltito. C) Aspecto dos peperitos. D) Características macroscópicas dos andesitos maciços. E) Aspecto das metaultramáficas. F) Ultramilonito (andesito em zona de cisalhamento).

Em nível microscópico, foram descritos peperito, andesito porfirítico, andesito hidrotermalizado, protomilonito de andesito, andesito hidrotermalizado com vesículas e litófisas, milonito de rocha vulcânica andesítica, ultramilonito de andesito, andesito amigdaloidal hidrotermalizado, microepidosito, e andesito porfirítico. A figura 3.239 ilustra os aspectos texturais e estruturais de algumas amostras das rochas a partir das quais foram confeccionadas as lâminas delgadas. Para efeito de maior caracterização da unidade serão abordadas características de alguns tipos representativos da mesma.

Os peperitos são rochas cinza esverdeadas com fragmentos angulosos centimétricos cinza claros dispersos em matriz formada por plagioclásio (oligoclásio a andesina) em forma de ripas orientadas em textura traquítica e clorita intersticial, de granulação fina, juntamente com uma grande quantidade de opacos, provavelmente originados da desvitrificação de vidro vulcânico (Figs. 3.240 A e B). Os fragmentos de metapelitos englobados pela rocha vulcânica são de granulação muito fina, estão alterados e são formados predominantemente por minerais amarelados de difícil identificação. Alguns exibem cores de interferência de segunda ordem e podem ser epidoto, outros têm relevo alto, cores de interferência baixas e podem ser apatita (Figs. 3.240 C e D), uma vez que o teste com molibdato de amônia revelou-se positivo para fosfato, nesses fragmentos. Quartzo é raro. São observadas cavidades e fraturas irregulares ou arredondadas de origem hidrotermal com franjas de preenchimento de material escuro e indefinido e clorita, além de um mineral de relevo alto e altas cores de interferência que pode ser epidoto (Figs. 3.240 E e F). Epidoto ocorre também no contato entre os fragmentos e a matriz e em vesículas arredondadas (Fig.3.240 G). Parte desse material de cores altas de

interferência tem relevo baixo e pode ser varicita, um alumino fosfato hidratado de fórmula  $AlPO_4 \cdot 2H_2O$  e que costuma ser encontrado em cavidades junto com epidoto. A figura 3.240 H ilustra as relações das vulcânicas com os sedimentos, nos peperitos.

Uma amostra representativa dos andesitos porfiríticos é composta de plagioclásios em forma de ripas, distribuídos em matriz turva com grandes minerais incolores sob a forma de fenocristais ou fragmentos de fenocristais de plagioclásio de até 2 mm de dimensão (Fig.3.241 A). Na matriz turva ocorre epidoto, titanita e, aparentemente, vidro vulcânico (Fig.3.241 B). Ocorrem amígdalas preenchidas por epidoto e mais raramente zeólitas, com franjas de opacos nos bordos (Fig.3.241 C). A rocha apresenta fraturas preenchidas por epidoto e zeólitas, indicando que a mesma foi submetida a processo deformacional rúptil (Figs. 3.241 D e E). Trata-se de uma lava andesítica constituída quase que totalmente de plagioclásios subédricos (Fig.3.241 F). A presença de titanita sugere um vulcanismo continental ou de arco de ilhas e não submarino de cadeia mesoceânica. As características apresentadas no decorrer da descrição do restante da unidade sugere um vulcanismo relacionado com ambiente de rift.

De uma maneira geral, os andesitos mapeados na Formação Monte do Carmo encontram-se hidrotermalizados, além de conterem vesículas e litófisas preenchidas por quartzo, calcedônia, calcita e zeólitas com franjas isópacas de calcedônia e epidoto. Algumas dessas cavidades chegam a mais de 2 cm e são envolvidas por epidoto e uma camada de material muito fino contendo também epidoto e com cavidades menores (Fig.3.242 A). Em amostras de mão essas cavidades podem ser confundidas com fragmentos. Litófisas menores ou microlitófisas, produzidas provavelmente por processo de desvitrificação ou pela ação de ga-



Figura 3.239 – Tabletes de amostras, a partir das quais foram confeccionadas as lâminas delgadas representativas das principais litologias desta subunidade.

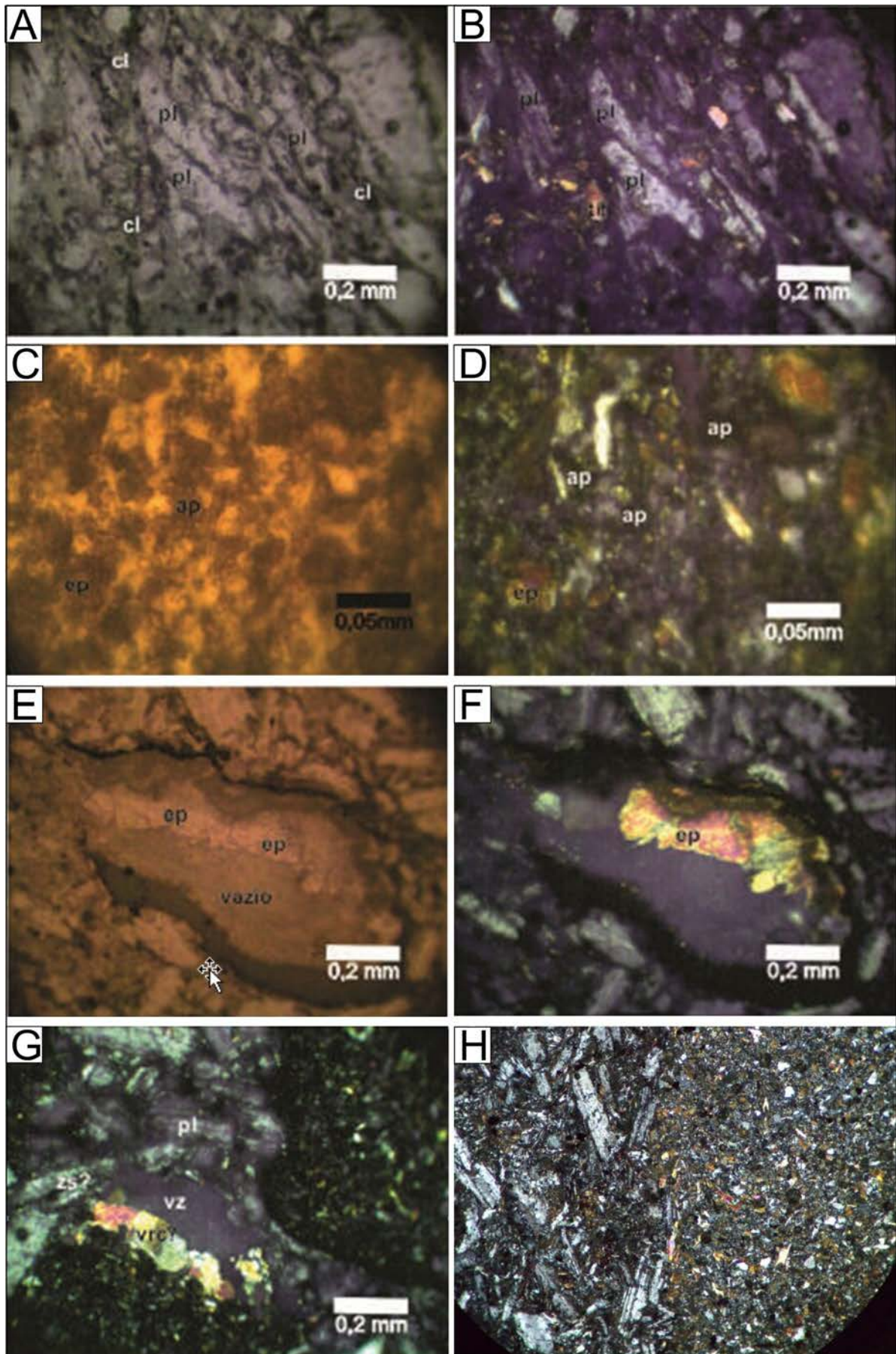


Figura 3.240 – Aspectos microscópicos dos peperitos, andesitos e metassedimentos da Formação Monte do Carmo: A e B) Clorita e opacos em níveis orientados entre cristais de plagioclásio. C e D) Aglomerados de cristais de epidoto e possivelmente apatita. E e F) Cavidades e fraturas preenchidas por clorita, epidoto e opacos. G) Epidoto no contato fragmento-matriz. H) Contato entre o andesito a esquerda e a rocha metassedimentar a direita (peperito).

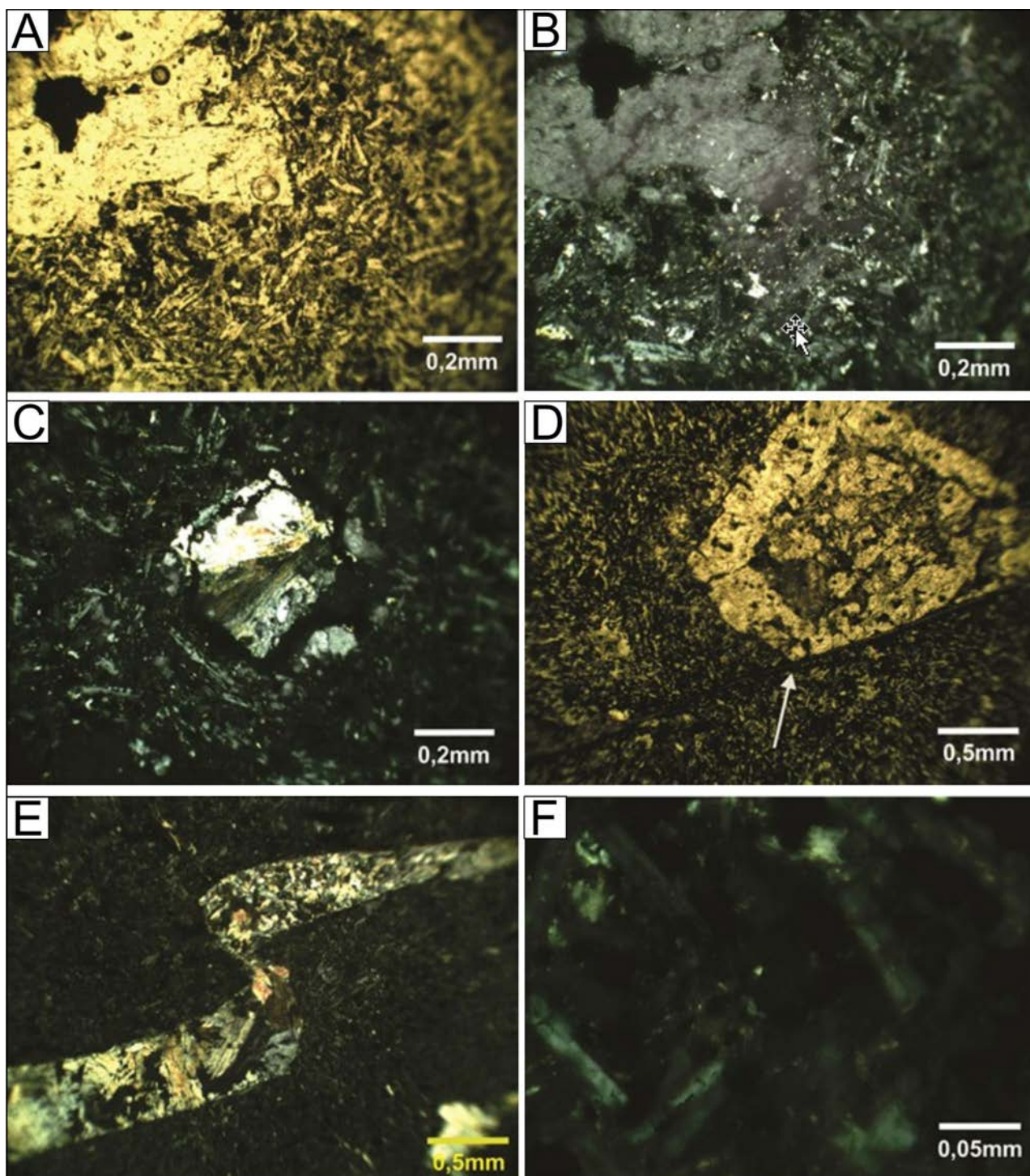


Figura 3.241 – Aspecto textural de uma amostra de andesito pórfiro. A) Fenocristais em matriz composta essencialmente por plagioclásio. B) Idem foto anterior evidenciando vidro intersticial. C) Amigdalita preenchida por epidoto e possível zeólita. D) Fratura cortando fenocristal zonado. E) Vênula deslocada por fratura. F) Material isotrópico (vidro vulcânico?) entre cristais de plagioclásio.

ses, com os típicos limites em cúspide, encontram-se preenchidas por quartzo e podem exibir um material verde que pode ser vidro vulcânico preservado (Figs. 3.242 B e C). Os andesitos são constituídos principalmente por grãos subédricos de plagioclásio cuja composição varia de oligoclásio a andesina (Fig.3.242 D). Estes plagioclásios estão envolvidos por uma espécie de matriz de granulação muito fina constituída também de feldspato e epidoto (Fig.3.242 E). A presença

de calcita, em muitos desses andesitos, são indicativas de processos hidrotermais ou deutéricos (Fig.3.242F).

Nos termos menos afetados por metamorfismo, na trama mineral relativamente preservada, distingue-se ripas de plagioclásio hipidiomórfico (andesina) aleatoriamente distribuídas em uma matriz escura (Fig.3.243 A). Fraturas irregulares e tortuosas estão preenchidas por epidoto (Fig.3.243 B). Manchas esverdeadas observáveis em amostra de mão

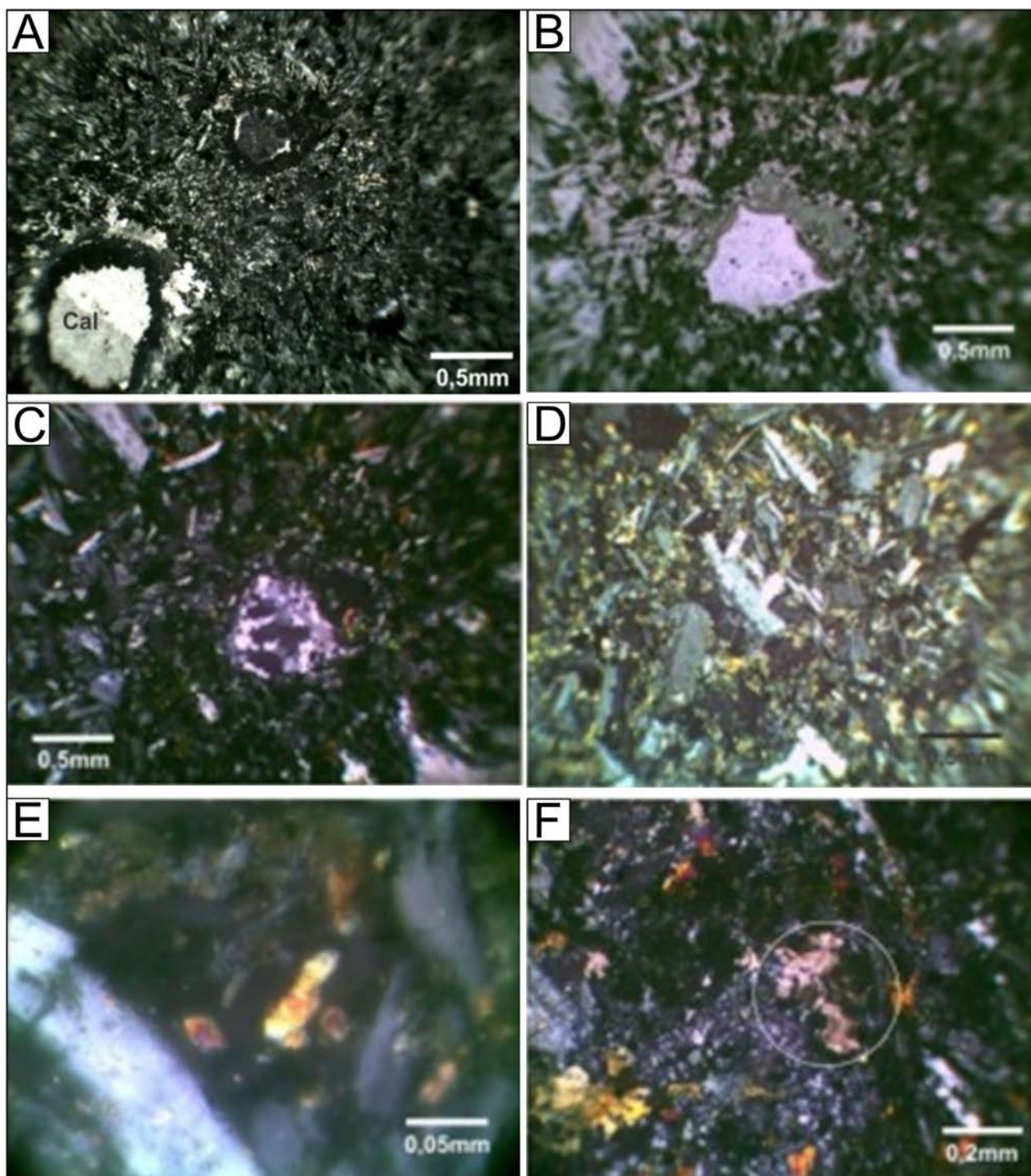


Figura 3.242 – Aspectos texturais dos andesitos, com destaque para as amigdalas e litófisas: A) Amigdalita preenchida por calcita com aureola de clorita. B e C) Litófisas preenchidas por quartzo com limites em cúspides. D) Cristais subédricos de plagioclásio. E) Matriz fina com epidoto e plagioclásio. F) Cristais de calcita.

são bolsões de origem hidrotermal compostos de epidoto e feldspatos em diminutos grãos (Fig.3.243 C). Os interstícios escuros são constituídos de outros feldspatos menores ainda, intercrescidos com opacos e, talvez, vidro desvitrificado. Neste caso a textura seria intersertal hipocristalina e os cristais de plagioclásio são hipidiomórficos. Localmente observam-se vesículas de formas irregulares circundadas por minúsculos grãos de feldspato (Fig.3.243 D).

Os termos extremos em relação a intensidade de deformação e hidrotermalismo, estão representados por ultramilonitos e microepidoto, respectivamente. Em ambos os casos, as características originais da rocha foram totalmente modificadas. Nos ultramilonitos, observa-se que a rocha é quase que inteiramente constituída de micas (sericita) e grãos dispersos de quartzo e feldspato, além de fragmentos de vênulas de quartzo (Fig.3.244 A). A foliação milonítica

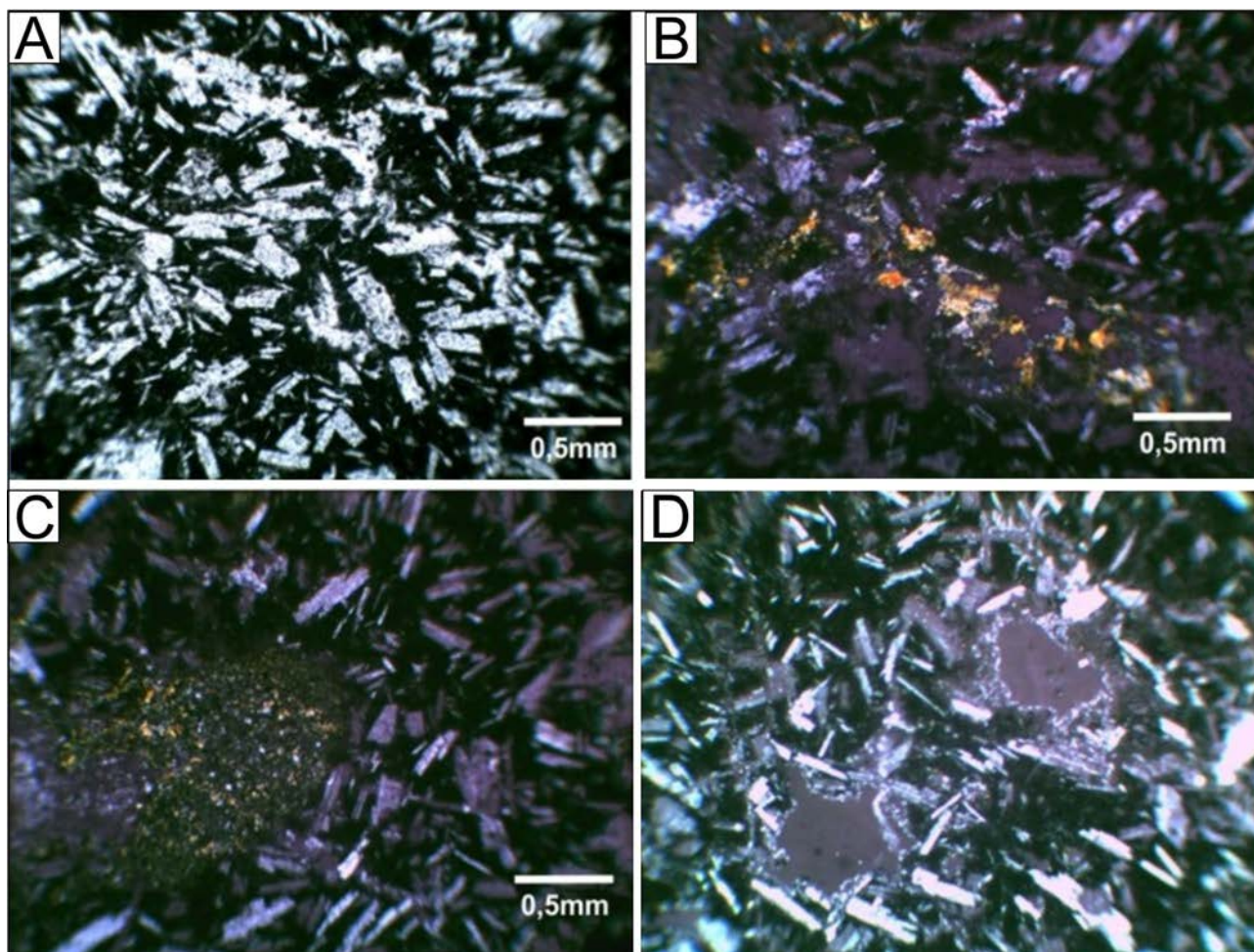


Figura 3.243 – Aspectos dos andesitos que preservam as características originais da rocha, embora submetidas à alteração hidrotermal: A) Ripas de plagioclásio dispersas aleatoriamente na matriz - np. B) Fratura preenchida por epidoto - nc. C) Bolsão de epidoto e feldspato em diminutos grãos - nc. D) Vesículas circundadas por diminutos grãos de plagioclásio - nc.

envolve raros porfiroclastos maiores constituídos de quartzo e feldspatos de no máximo 0,2mm (Fig.3.244 B). Nos microepidotos parte dos minerais de alto relevo foi identificada como epidoto, mas ocorrem também palhetas muito finas de sericita e minerais com baixas cores de interferência e que podem ser zoisitas (Fig.3.244 C). Portanto, Os minerais essenciais desta rocha são epidoto e zoisita, mas ocorrem também feldspatos intergranulares e com relevo mais baixo e titanita de relevo alto e cor castanha (Fig.3.244 D).

Uma amostra representativa das rochas metavulcânicas, tem cor cinza escura esverdeada, granulação muito fina e com dobras irregulares. Não efervesce ao HCl e é muito magnética. Sobre o solo, produto de alteração desta rocha, é possível observar uma grande quantidade de magnetita. Aparentemente é um clorita talco xisto. É constituída quase que inteiramente de filossilicatos orientados em uma foliação dobrada. Sob np, parte dos filossilicatos exibe fraco pleocroísmo verde claro a verde escuro. Outros filossilicatos são incolores. Cordões de opacos são concordantes com a foliação. Os filossilicatos

incolores têm birrefringência mais elevada que os esverdeados. Trata-se de clorita e mica branca (Figs. 3.245 A e B).

#### Fácies de Rochas Metavulcânicas Ácidas, Piroclásticas e Epiclásticas

Os diversos tipos litológicos descritos nesta subunidade, juntamente com aqueles descritos na subunidade anterior, auxiliam na definição dos processos que ocorreram durante a evolução da unidade. A presença dos peperitos associados aos andesitos comprova o caráter subaquático dos derrames. A existência de brechas de conduto com fragmentos de andesitos, em vários pulsos, indica vários episódios de vulcanismos de natureza distinta, com intercalações entre derrames andesíticos e emanções explosivas, representadas por tufo riolíticos de várias granulometrias (Fig.3.246 A). Brechas e *stockwork* (Fig.3.246 B) formados a partir da pressão de fluidos aprisionados no interior do conduto vulcânico são evidências de intervalos de tempo entre as emanções.

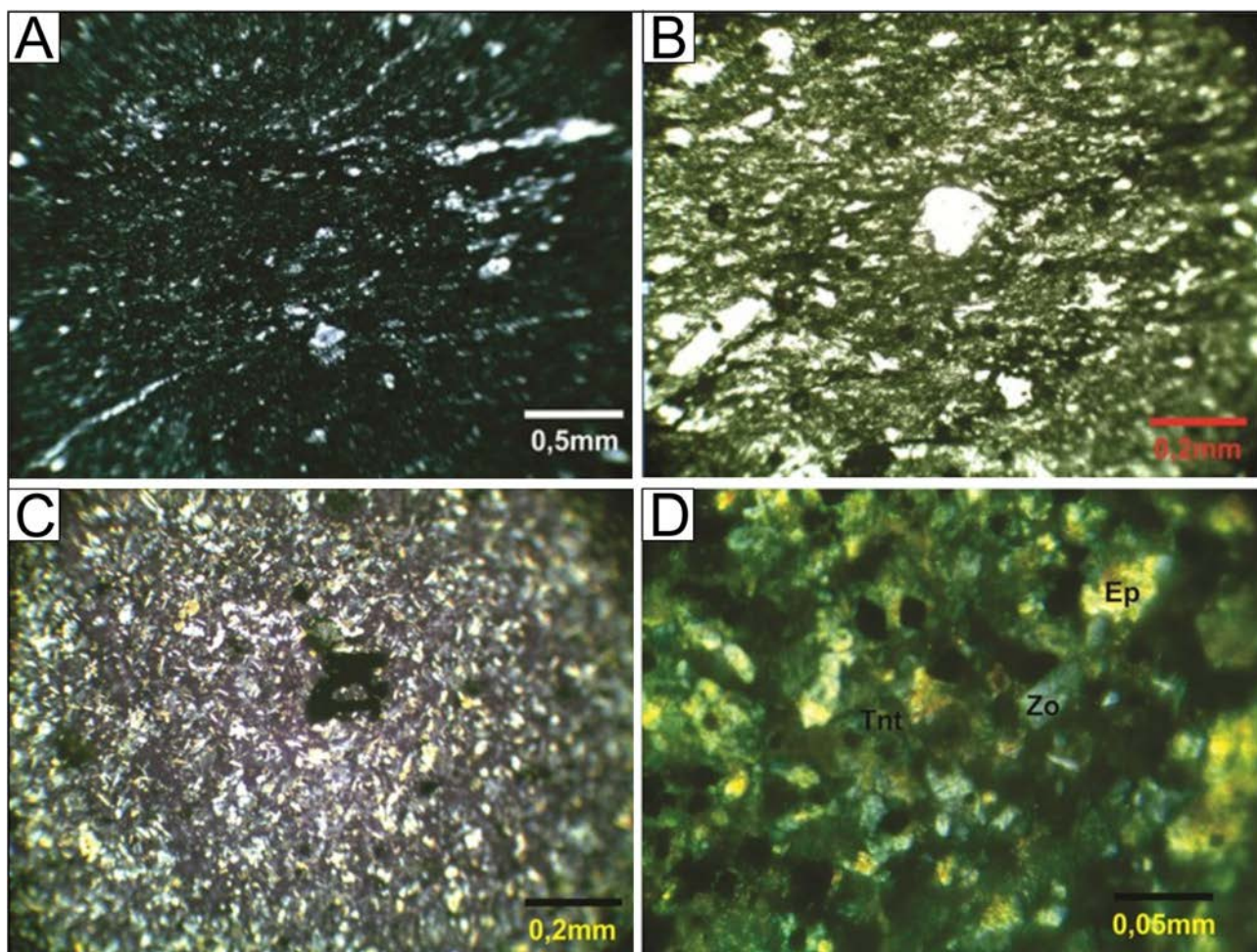


Figura 3.244 – Aspectos microscópicos dos andesitos que foram submetidos a condições extremas de deformação e hidrotermalismo. A) Ultramilonito de andesito de granulação muito fina com raros porfiroclastos de plagioclásio. B) Mesma rocha da fotomicrografia anterior exibindo cristais de plagioclásio envolvidos pela foliação milonítica. C) Aspecto do microepidoto. Minerais de alto relevo, identificados como epidoto. D) Identificação dos principais minerais componentes da rocha.

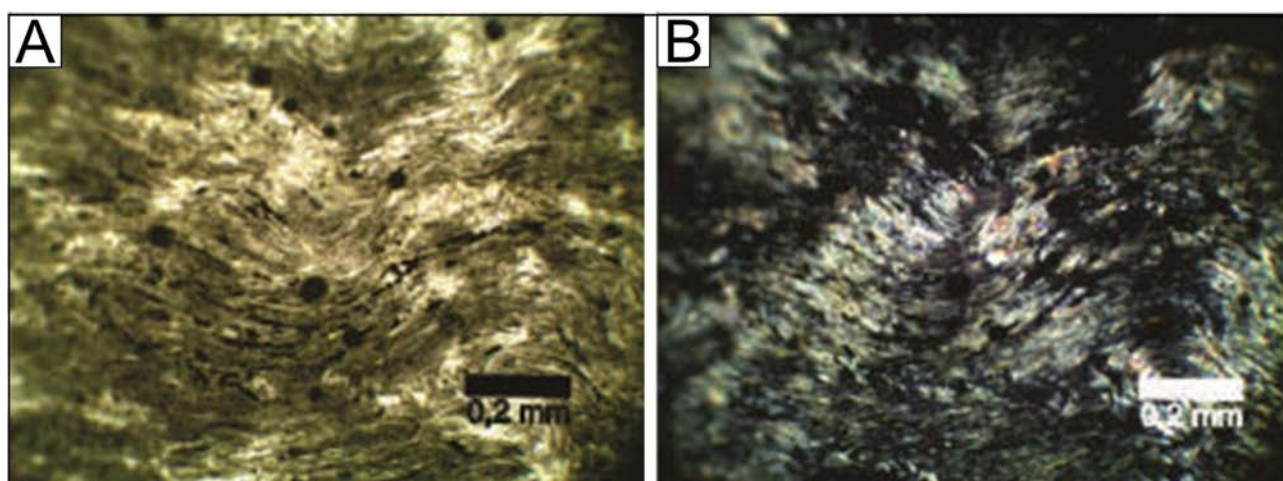


Figura 3.245 – A e B) Feições texturais da rocha ultramáfica.

Os tufo são predominantemente de granulação fina, cor cinza arroxeada com manchas claras e escuras. Os grãos, de cores variadas, são geralmente mal classificados, angulosos a subarredondados. Estas rochas podem apresentar laminação dada pela varia-

ção de cor dos minerais mais claros e mais escuros ou podem apresentar acamamento gradacional. São geralmente pouco magnéticas e em algumas amostras observa-se a presença de carbonato pela reação com HCl. Algumas amostras apresentam-se orientadas. Os



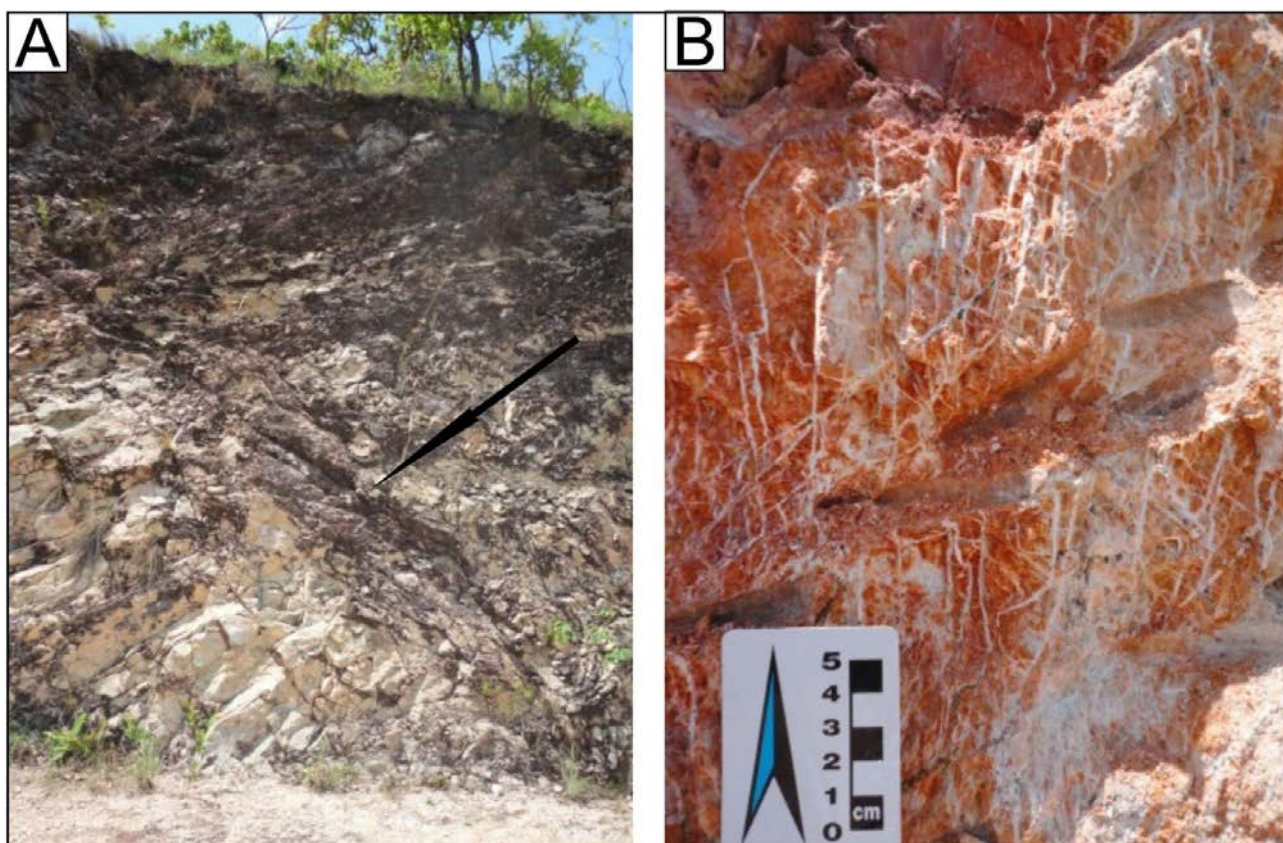


Figura 3.246 – A) Zona de falha (indicada pela seta) no contato entre os andesitos (porção superior da falha) e os tufos riolíticos. B) Sistema de fraturas multidirecionais, em stockwork produzido por fraturamento hidráulico por pressão de fluidos no interior do conduto vulcânico.

aglomerados vulcânicos são rochas de aspecto conglomerático com matriz verde, de textura granular clástica, muito mal selecionada formada por grãos de quartzo angulosos a arredondados e fragmentos semelhantes aos fragmentos e seixos maiores. Estes são de uma rocha escura de granulação muito fina com aspecto de rocha básica, mas também exibem outros fragmentos menores e angulosos. Estes fragmentos podem medir até 10 cm de diâmetro. Normalmente apresentam evidências de hidrotermalismo. As brechas de conduto vulcânico são rochas de aspecto heterogêneo com partes cinza escuras e partes esverdeadas (epidotização) com fragmentos angulosos cores rosa e cinza escura esverdeada de composição andesítica e de dimensões e aspectos variados. As brechas cataclásticas de tufo vulcânico intermediário de cinza fina são rochas cinza com fragmentos castanhos e aspecto brechóide. Efervescem ao HCl em algumas partes, principalmente em fraturas. São constituídas por fragmentos de rocha de cor escura com dimensões que vão até o tamanho de seixos pequenos, dispersos em uma matriz de grãos menores. Os Conglomerados epiclásticos são rochas granulares clásticas com fragmentos rolados, mal selecionados de dimensões variadas (pedriscos até calhaus e matacões). Alguns grãos são trabalhados e rolados, outros são mais angulosos e mal classificados. Em geral são de fragmen-

tos de rocha e a matriz é constituída de grãos menores de quartzo. Apresentam variados graus de deformação e foram classificados conforme o grau em conglomerados epiclástico cataclástico e conglomerado epiclástico milonítico. As figuras 3.247 e 3.248 mostram as diversas características dos tufos ácidos, brechas vulcânicas e conglomerados epiclásticos da Formação Monte do Carmo.

Predominam na unidade, tufos, com brechas e aglomerados vulcânicos subordinados. Foram descritos: tufo vulcânico de cinza grossa, Brecha cataclástica de tufo vulcânico intermediário de cinza fina, tufo vulcânico riolítico com matriz vítrea recristalizada, Tufo vulcânico ácido cataclástico hidrotermalizado, Metatufo vulcânico ácido cataclástico, aglomerado vulcânico deformado e hidrotermalizado, Conglomerado epiclástico deformado, brecha de conduto vulcânico, formada por pressão de gases. Em função da diversidade, será feita uma descrição sucinta de tipos litológicos representativos da unidade.

Os tufos de cinza grossa são compostos por uma matriz fina, mal selecionada com grãos de quartzo angulosos ou esféricos, por vezes, com golfos de corrosão (Fig.3.249 A) Apresentam fragmentos de rocha subarredondados que vão de andesitos a fragmentos de rocha de pulsos anteriores (Figs. 3.249 B e C). Os fragmentos de andesito, bem como os de tufo

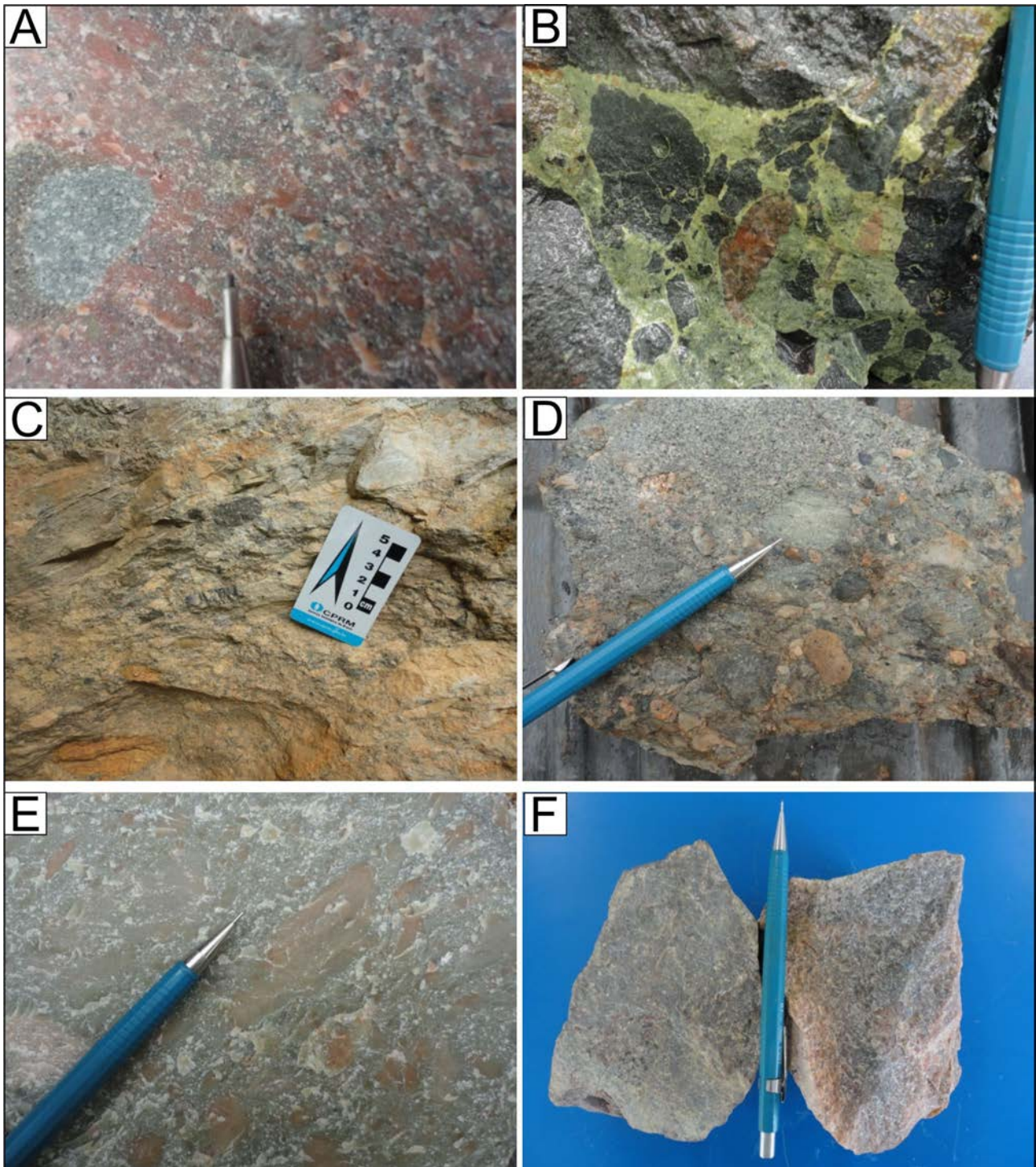


Figura 3.247 – Aspectos texturais e estruturais dos diversos tipos litológicos que ocorrem na subunidade Rochas Metavulcânicas Ácidas, Piroclásticas e epiclásticas: A) Tufo vulcânico de cinza grossa. B) Brecha de conduto vulcânico com fragmentos de rochas preexistentes, predominantemente andesíticos. C) Conglomerado epiclástico milonítico. D) Conglomerado epiclástico cataclástico. E) Brecha cataclástica de tufo vulcânico intermediário de cinza fina. F) Tufo vulcânico riolítico com matriz vítrea recrystalizada.

foram arrancados das encaixantes durante o percurso através do conduto vulcânico. São observados também plagioclásios e epidoto, tanto em fragmentos de epidotito como em cordões bordejando fraturas de dissolução sob pressão (Fig.3.249 D). Neste caso, a rocha não apresenta evidências de deformação ou metamorfismo. Os maiores grãos são alguns fragmentos de rocha que chegam a atingir 3 mm. A maioria

dos grãos é inferior a 1 mm. Considerando esses aspectos granulométricos a rocha seria um tufo ou tufo de cinzas grossas porque contém menos de 25% de fragmentos com dimensões superiores a 2 mm.

Os tufos intermediários de cinza fina são de cor cinza, aspecto brechóide, orientados, com estrutura de fluxo (Fig.3.250 A) e constituídos por fragmentos escuros de rocha com dimensões que

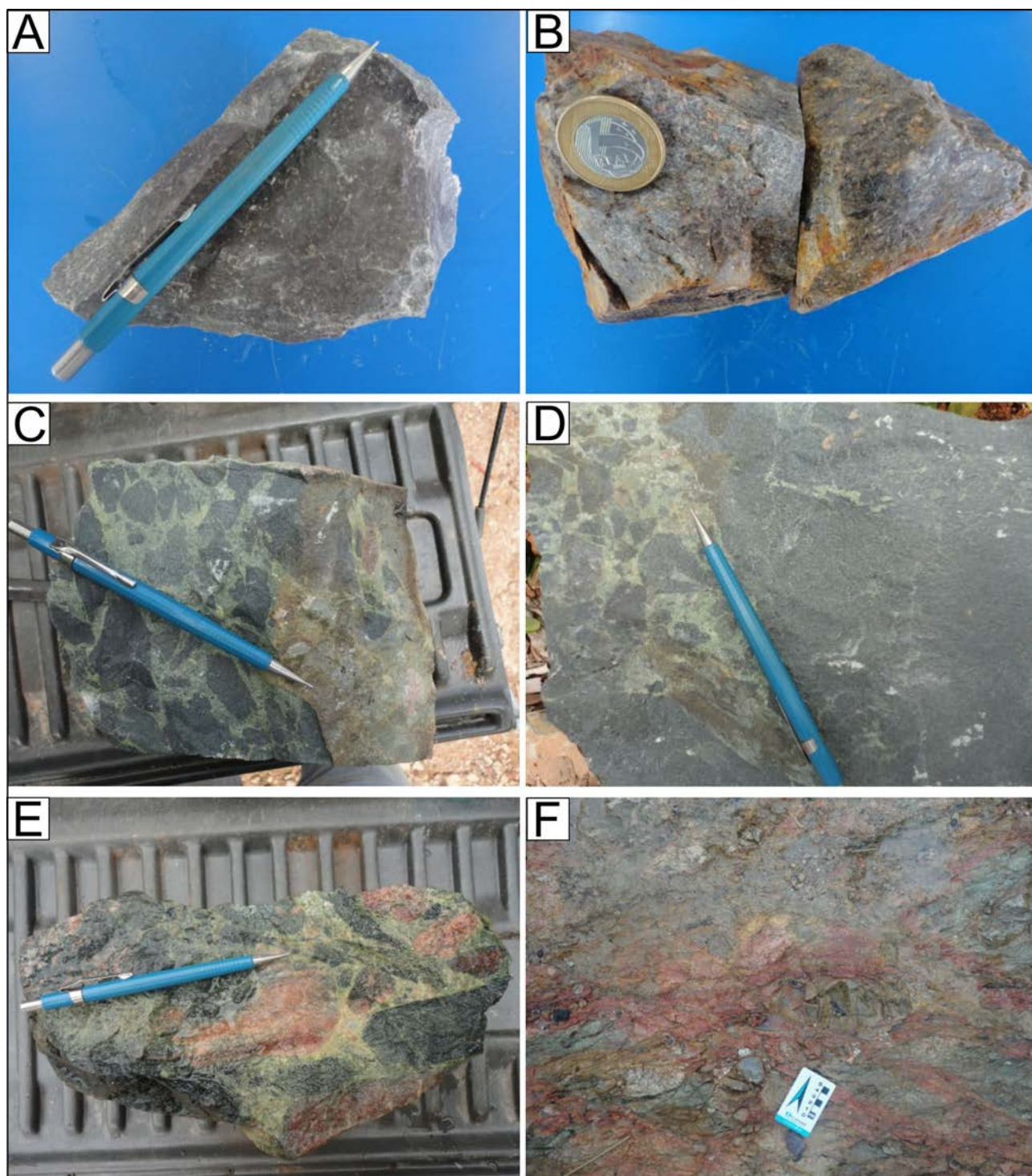


Figura 3.248 – A) Tufo vulcânico ácido cataclástico. B) Tufo vulcânico ácido cataclástico hidrotermalizado. C) Brecha de conduto vulcânico, mostrando aparentemente o contato entre dois pulsos, à esquerda, mais marrom, um pulso mais antigo, cortado por um pulso mais recente. D) Contato da brecha de conduto vulcânico com andesito. E) Aglomerado vulcânico. F) Afloramento sob a forma de lajeiro da mesma rocha da foto anterior.

vão até o tamanho de seixos pequenos, em uma matriz de grãos muito finos. As porções com foliação de fluxo constituem grandes fragmentos envolvidos por material brechóide de grãos menores, alguns orientados como *mineral fish* e envolvidos por um material escuro e de aspecto argiloso (Fig.3.250 B).

Os tufos riolíticos são cinza arroxeados com inúmeros fragmentos ou grãos milimétricos a

submilimétricos claros e leitosos. Alguns grãos claros são de quartzo subédrico com golfos de corrosão. Fragmentos de feldspato com maclas simples ocorrem juntamente com grãos anédricos de quartzo e andesina (Figs. 3.251 A e B). Outros grãos de feldspato sem macla, subédricos, pertíticos e com golfos de corrosão foram identificados como K-feldspatos (Fig.3.251 C). Todos os fenocristais na matriz estão ligeiramente

arredondados, sugerindo que foram transportados. Algumas amígdalas estão preenchidas por sílica ou quartzo microcristalino. A matriz é granular fina composta por quartzo e feldspato e contém formas radiais que lembram calcedônia (Fig.3.251 D).

Os tufos cataclásticos, embora preservem algumas características da rocha original, apresentam características que atestam que estes litótipos estiveram expostos a deformação. São rochas cinza escuras com pontos claros, brancos

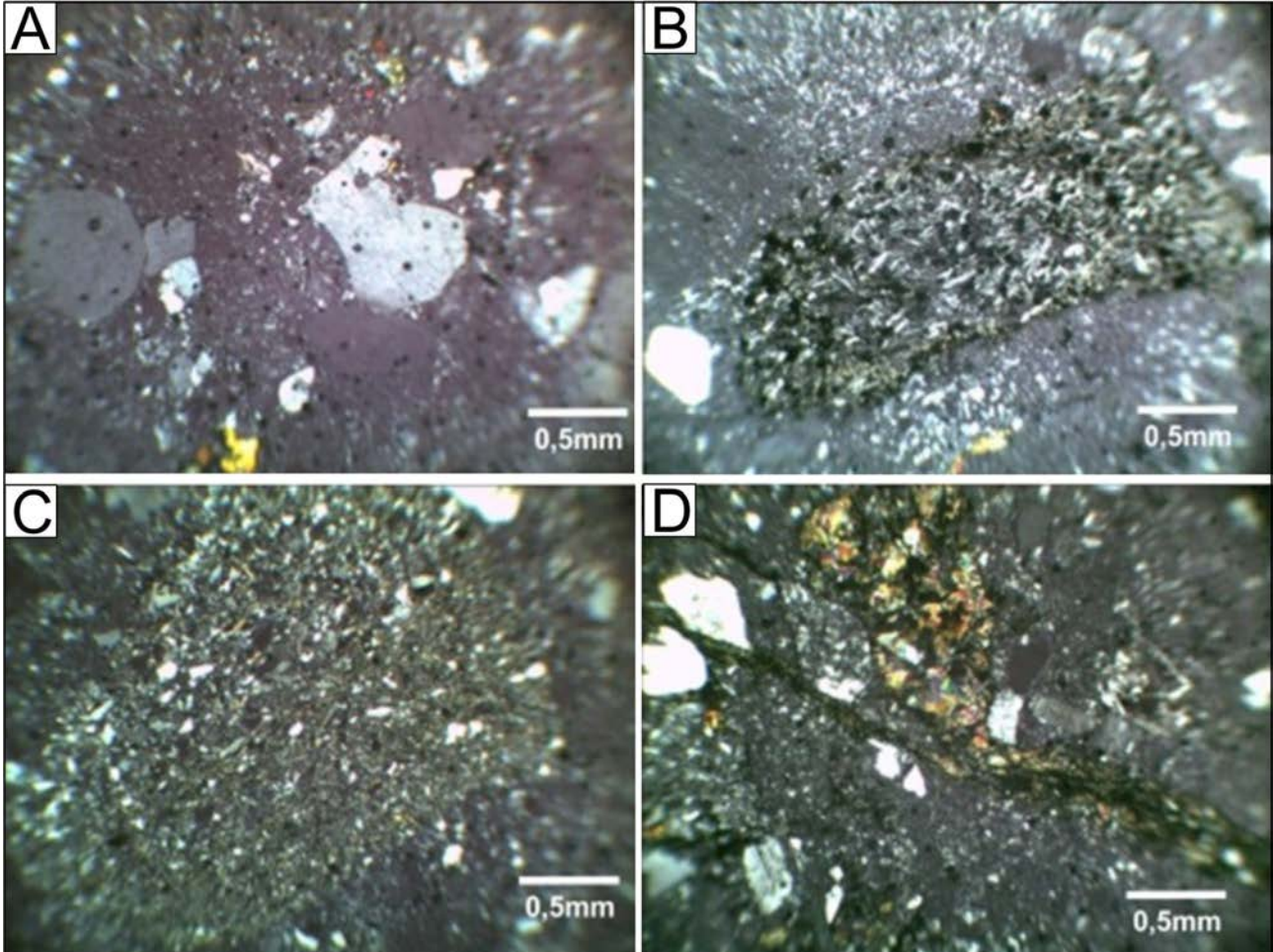


Figura 3.249 – Aspectos microscópicos dos tufos de cinza grossa: A) Grãos de quartzo em matriz fina. B e C) Fragmentos líticos em matriz fina. D) Plagioclásio e epidoto em fragmento lítico e preenchendo superfície de dissolução.

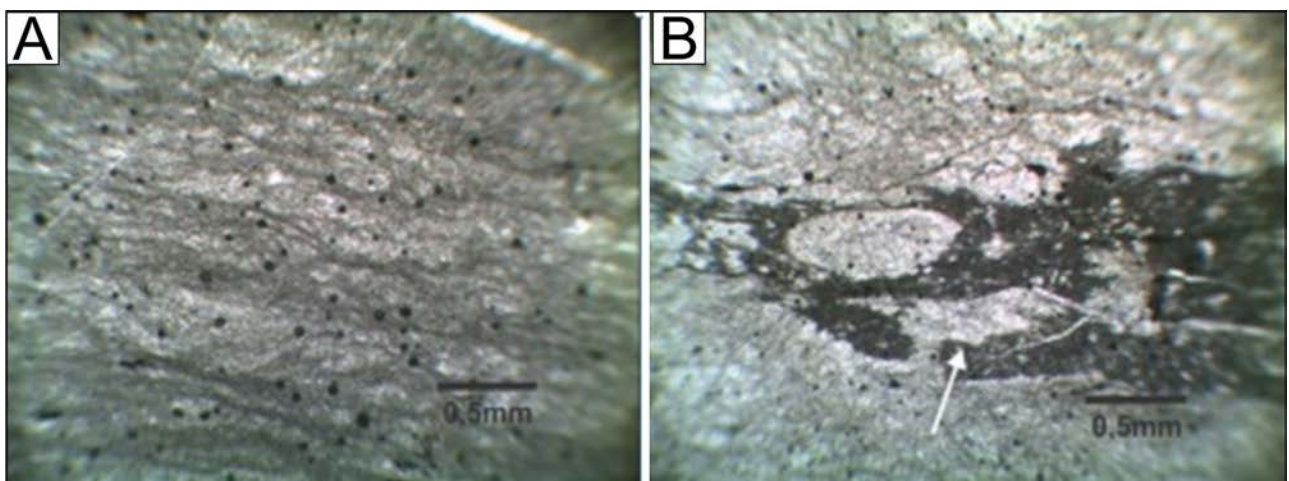


Figura 3.250 – Aspecto microscópico de tufo de cinza fina: A) Foliação de fluxo. B) Fragmentos envolvidos por material brechóide.

leitosos (quartzo e feldspato) disseminados em matriz muito fina. Os grãos claros são de quartzo, alguns com extinção ondulante e golfos de corrosão e outros fragmentados numa matriz de grãos muito finos de quartzo, microcristalino e grãos anédricos e, às vezes, intergranulares (Fig.3.252 A). Além de grãos de quartzo, ocorrem também grãos de feldspatos que podem ou não ter maclas simples (Fig.3.252 B). A deformação rúptil a rúptil-dúctil é atestada pela fragmentação de alguns grãos de quartzo e pelo desenvolvimento de caudas de pressão incipientes em alguns grãos de feldspato (Fig.3.252 C). Micas preenchendo fraturas e orientadas numa mesma direção indicam pressão dirigida (Fig.3.252 D). A presença de minerais arredondados, relacionados à possível transporte subaquoso, pode ser indicativa de uma rocha epiclástica com pequeno transporte.

Os aglomerados vulcânicos são formados por fragmentos de rocha de tamanhos e composição diversos, predominantemente de andesito e tufos cineríticos de granulometria variada (Fig.3.253 A) A matriz é composta de cinza vulcânica fina, porém com fragmentos de dimensão cinza grossa (Fig.3.253 B). A interpretação desta variedade de fragmentos é que

o conduto vulcânico atravessou uma pilha de cinza e derrames andesíticos com uma diferenciação dada pela recorrência de erupções vulcânicas. A matriz mais fina e que envolve os grãos maiores tem cerca de 50% de epidoto, 20% de fragmentos finos não identificáveis (talvez feldspatos), 20% de grãos de quartzo vulcânico e 10% de fragmentos de andesito. A rocha sofreu um profundo processo de alteração hidrotermal.

Os conglomerados epiclásticos são rochas granulares com fragmentos rolados, de várias dimensões, desde pedriscos até calhaus e maticões, moderadamente selecionados e subarredondados a arredondados (Fig.3.254 A). Os clastos em geral são de fragmentos de rocha de composição variada (*chert*, cinza vulcânica, tufos vulcânicos e predominantemente rocha vulcânica andesítica) e a matriz é um quartzo arenito sericítico de dimensão areia grossa com feldspato. Um dos seixos observados ao microscópio é de uma rocha com grãos diminutos, aparentemente de feldspato, grãos maiores de quartzo, inúmeras palhetas de sericita, opacos e raros grãos de zircão (Fig.3.254 B). Os seixos de *chert* são constituídos de diminutos grãos de quartzo com porções de carbonato (Fig.3.254 C). Um seixo de

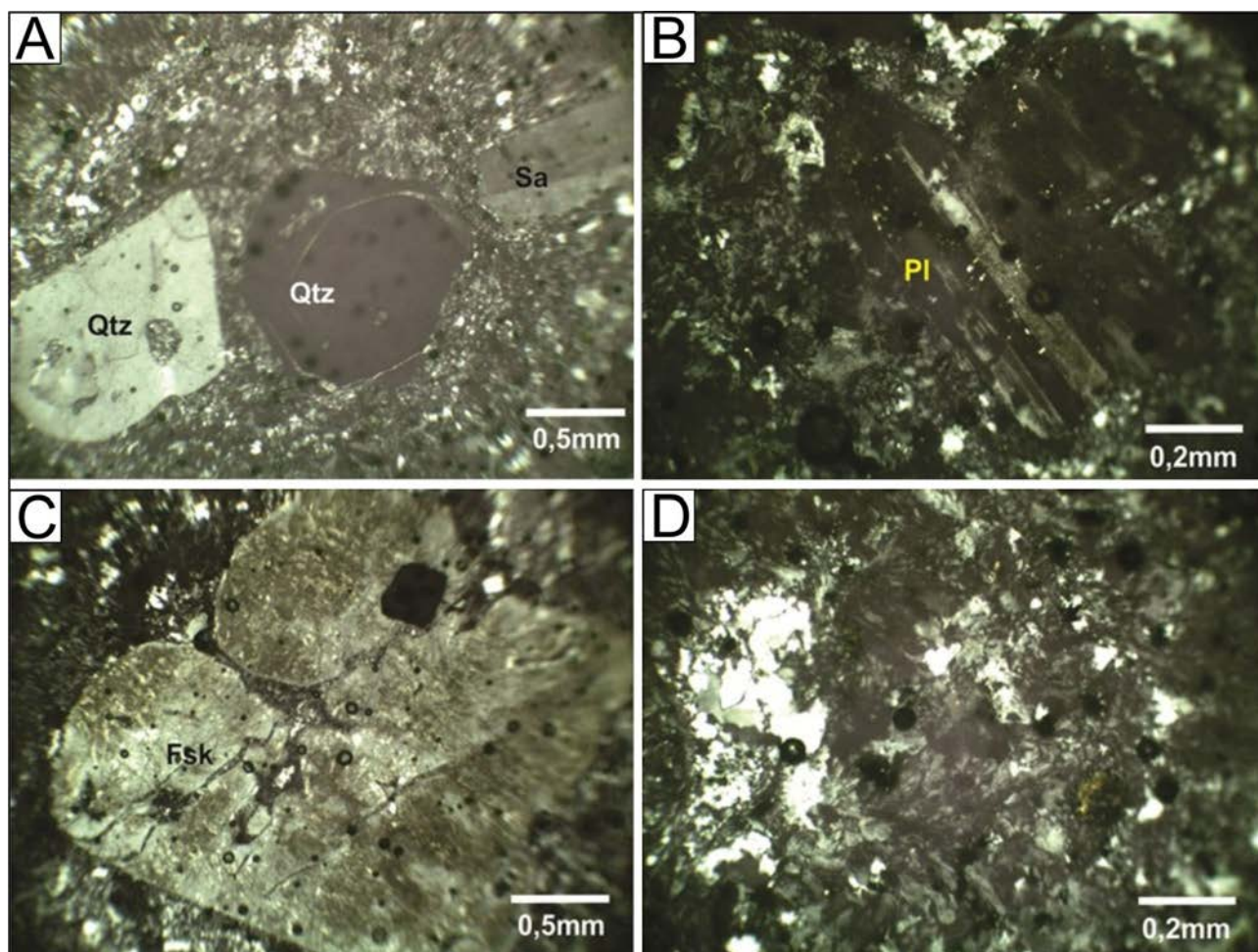


Figura 3.251 – Aspectos microscópicos dos tufos riolíticos: A) Fenocristais de quartzo e sanidina. B) Fenocristal de plagioclásio. C) Provável cristal de *k*-feldspato, D) matriz composta por uma mistura de grãos de quartzo e feldspato.

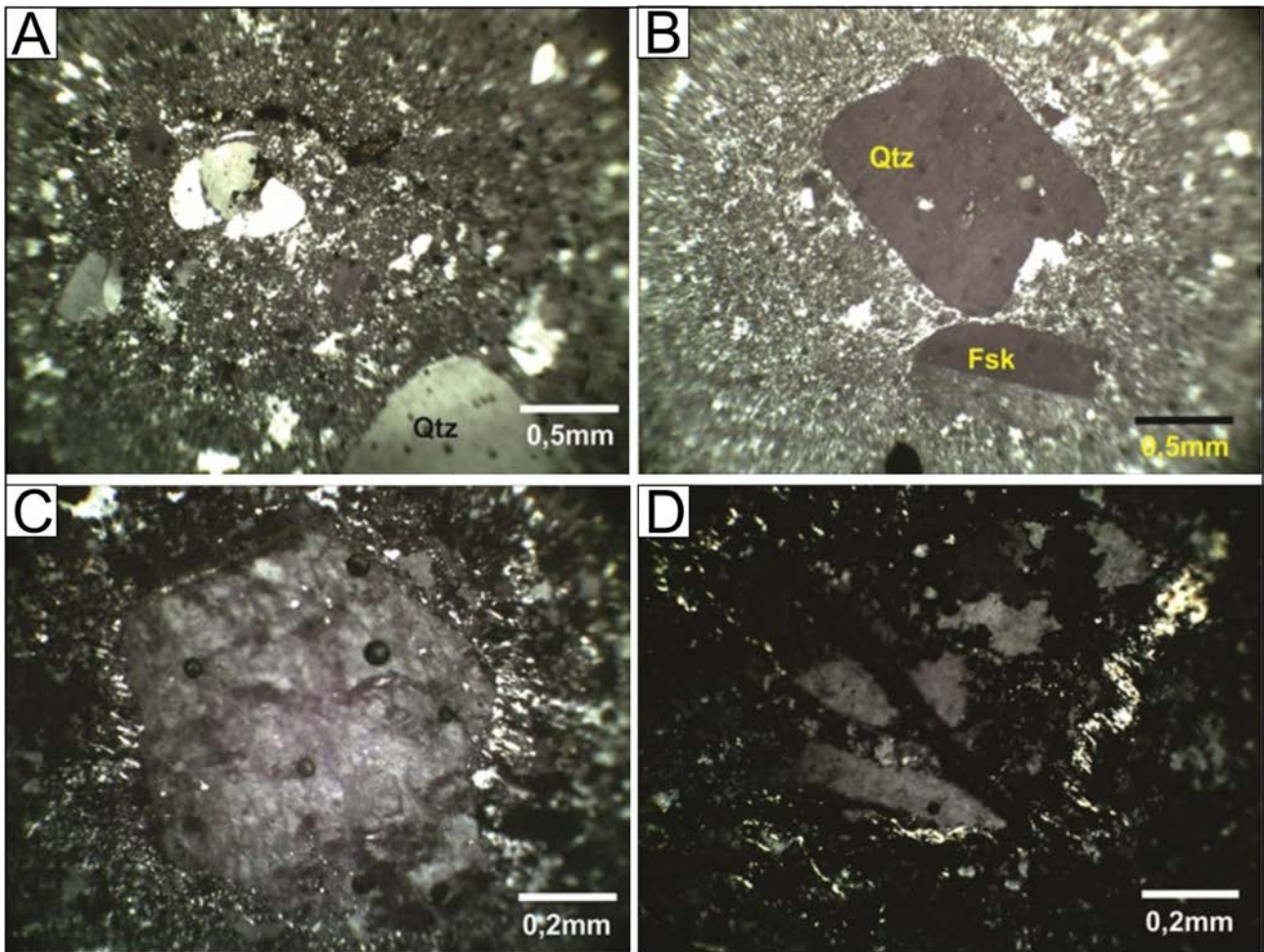


Figura 3.252 – Evidências de deformação em tufos ácidos: A) Grãos de quartzo fragmentados e com extinção ondulante. B) Grãos de quartzo e feldspato preservados da deformação. C) Calda de pressão em grãos de feldspato. D) Micas orientadas preenchendo fraturas

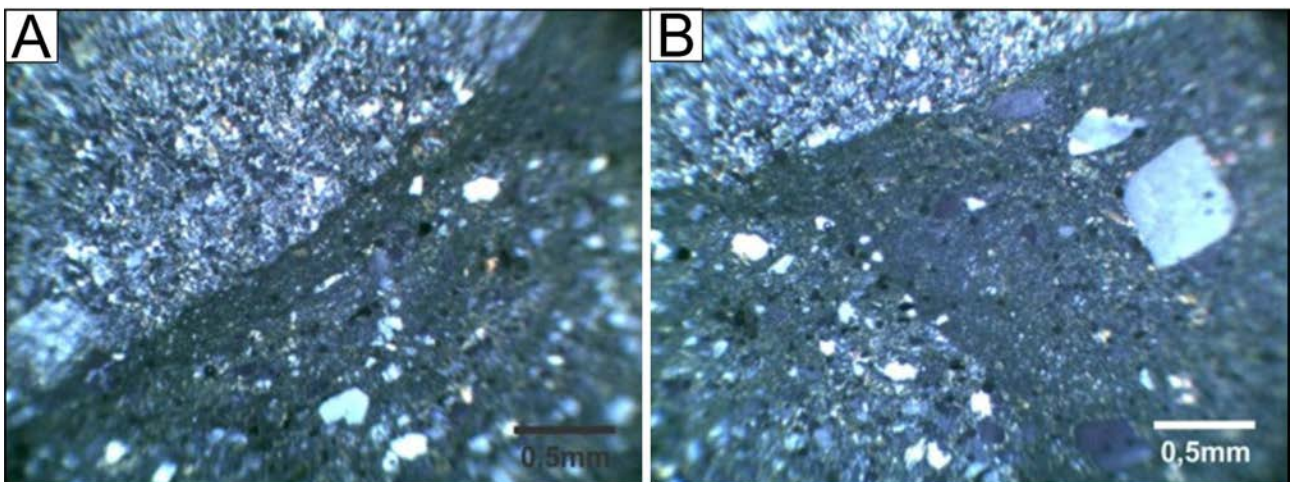


Figura 3.253 – Aspectos microscópicos dos aglomerados vulcânicos: A) contraste entre as diferentes granulometrias dos diversos fragmentos líticos. B) Matriz fina com alguns fragmentos grossos.

cinza vulcânica apresenta granulação muito fina e é composto de sericita, um material escuro sem resolução ao microscópio e diminutos fenocristais eúdricos de feldspato (Fig.3.254 D). Outros seixos de tufo vulcânico contêm grãos angulosos de quartzo e de feldspato. Na matriz, ocorrem grãos angulosos de

quartzo que podem ter origem vulcânica e porções inteiramente sericíticas resultantes de transformações diagenéticas de argilas ou transformações tensionais (Fig.3.254 E). Alguns grãos e seixos estão fraturados e algumas partes entre fragmentos maiores lembram foliação milonítica (Fig.3.254 F).

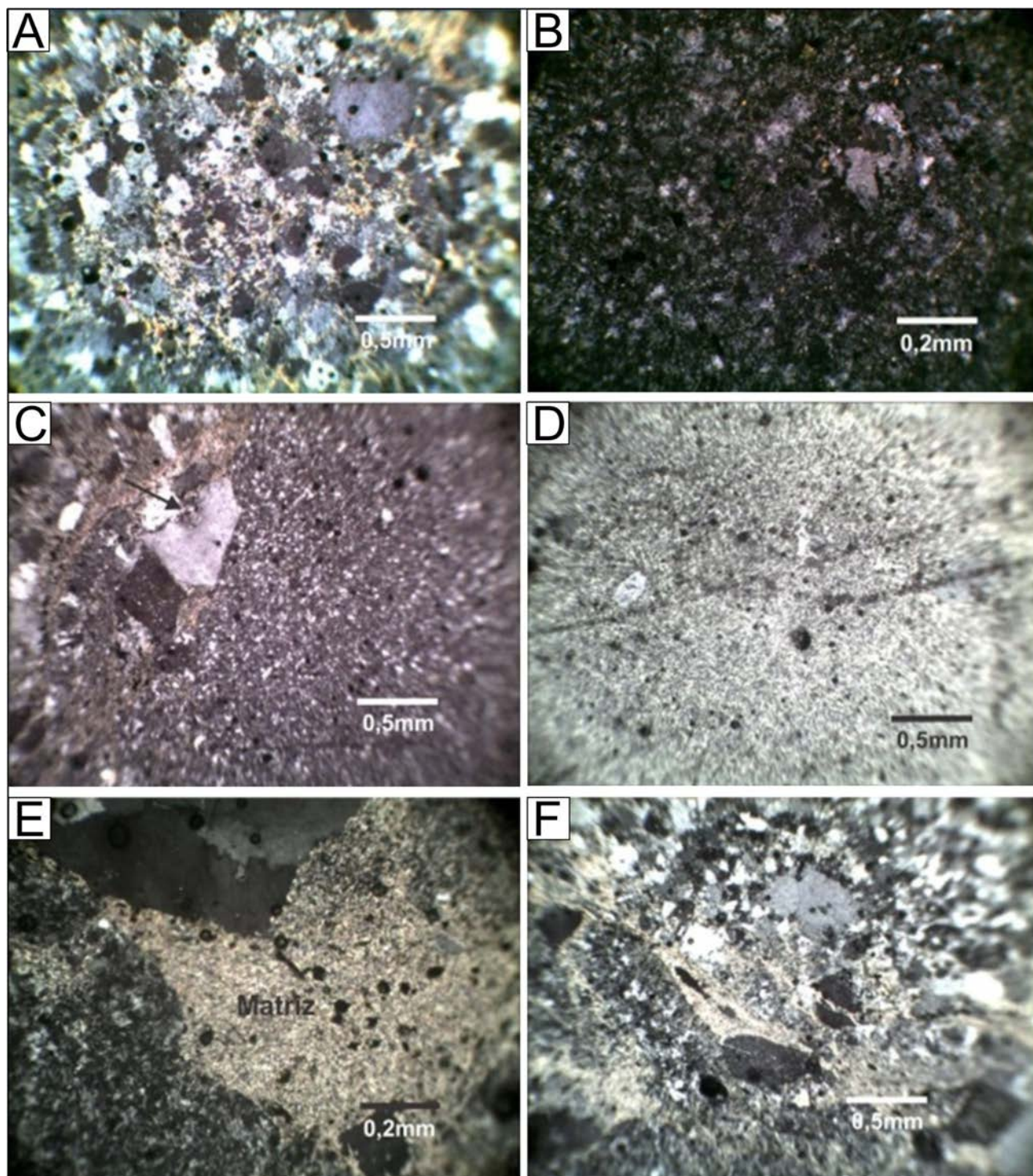


Figura 3.254 – Aspectos microscópicos dos conglomerados epiclásticos: A) Grãos moderadamente selecionados e subarredondados (nc). B) Aspecto de um dos seixos, de difícil identificação (nc). C) Grãos de quartzo de origem vulcânica com golfo de corrosão (nc). D) Seixo de cinza vulcânica (np). E) Matriz resultante de transformações diagenéticas de argilas em sericita (nc). F) Grãos fraturados evidenciando a deformação sofrida pela rocha (nc).

#### Fácies de Rochas Metassedimentares

Não foi possível estabelecer com segurança, as relações estratigráficas entre as emanações vulcânicas e os metassedimentos, entretanto, as relações de campo mostram que há intercalações de derrames andesíticos com metassiltitos e grauvacas. Não podemos afirmar que a deposição se inicia

por um conglomerado basal, como a proposição original de Cunha et al. (1981), uma vez que estes conglomerados possuem seixos de rocha vulcânica da própria formação. Nesta subunidade predominam quartzitos puros, brancos, com acamadamento bem definido e quartzitos com níveis conglomeráticos, metagrauvascas, ardósias e metaconglomerados oligomíticos e polimíticos (Figs. 3.255 e 3.256).

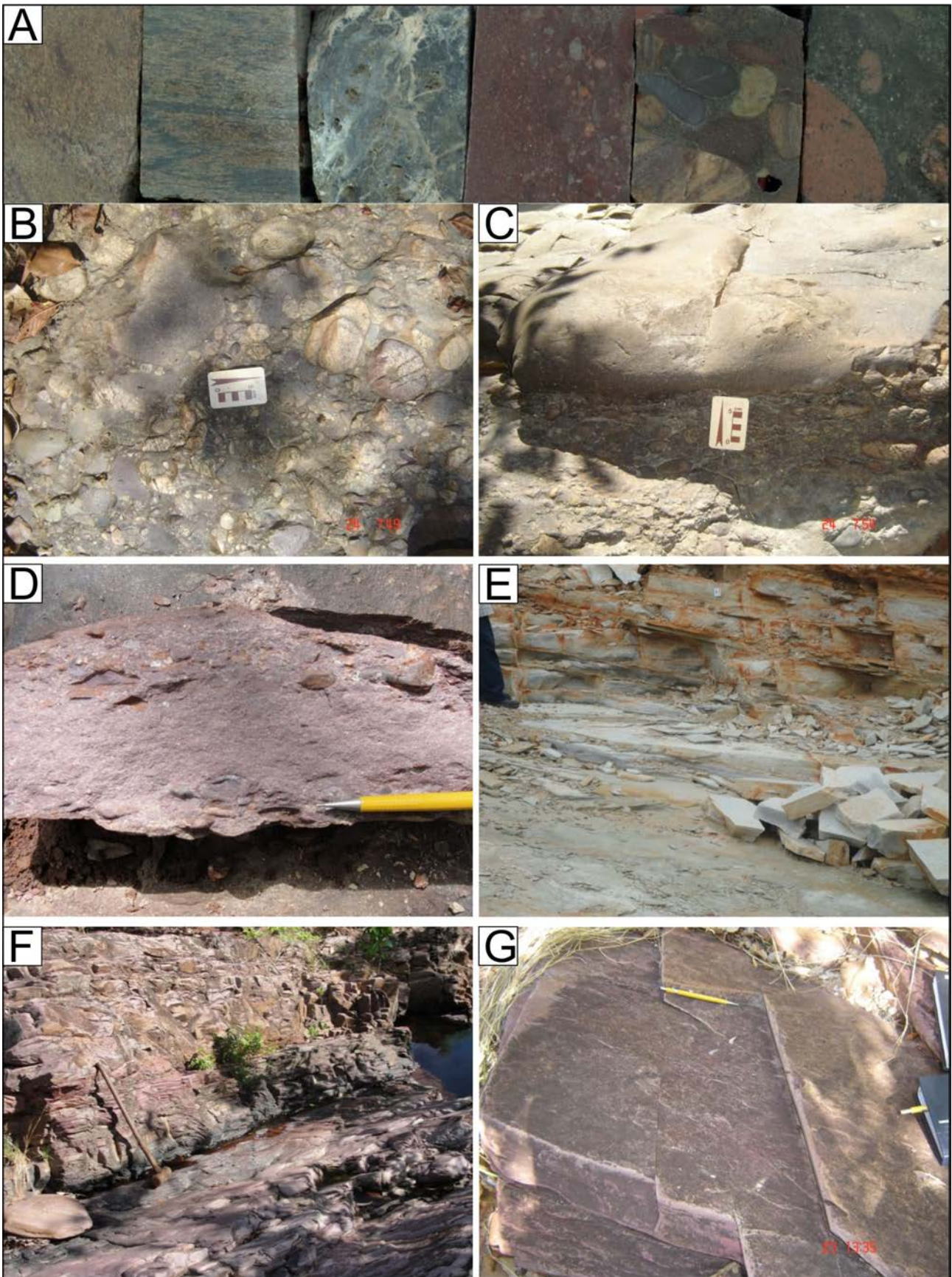


Figura 3.255 – Afloramentos dos diversos tipos litológicos que compõe a subunidade metassedimentar: A) Tabletes dos diversos tipos de rocha sedimentar (metassiltito, metachert e metaconglomerado) a partir dos quais foram confeccionadas as lâminas delgadas. B) Conglomerado polimítico. C) Conglomerado polimítico com níveis de quartzito. D) Fragmento mostrando as intercalações entre níveis centimétricos de conglomerado e níveis centimétricos de quartzitos. E) Quartzito placóides em pedreira para exploração de pedra para revestimento. F) Afloramento de ardósias. G) Detalhe do afloramento anterior evidenciando a cor rósea e a clivagem ardosiana.



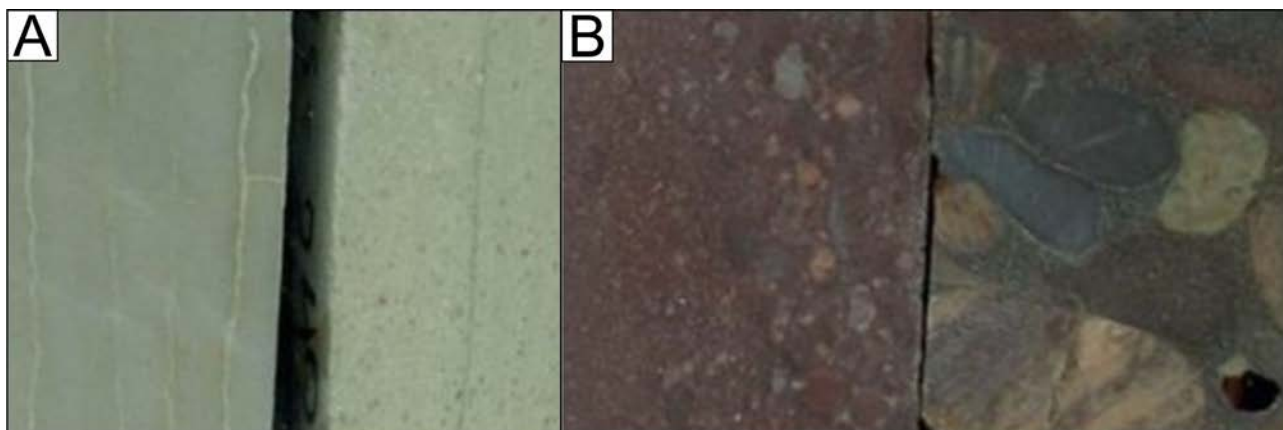


Figura 3.256 – Tabletes a partir dos quais foram confeccionadas as lâminas das rochas que compõem a subunidade sedimentar.

Esta subunidade aflora em faixas de larguras variadas, também orientadas na direção N20E, em contato tectônico com as rochas vulcânicas. Afloram sob a forma de blocos e lajeiros com distribuição diferenciada: os quartzitos ocupam a maior área e estão distribuídos em toda a porção sudeste da área do projeto. Os metapelitos ocorrem em lentes métricas ou em espessos pacotes intercalados às vulcânicas no extremo sudeste da área. Os conglomerados formam estreitas faixas de direção N20E, em contato tectônico com as vulcânicas.

Os quartzitos são brancos, maciços, granulação fina a média, compostos essencialmente por quartzo (97% a 48%), sericita (2% a 19%), feldspatos (0% a 5%), clorita (0% a 6%) com estilólitos representados por linhas de descontinuidade sinuosas de cor branca (Figs. 3.257 A e B). Rochas com aparência de chert (Figs. 3.257 C e D) foram encontradas localmente sob a forma de blocos centimétricos sobre o solo e são compostas por grãos de quartzo e sílica criptocristalina, apresentam aspecto cavernoso como se tivesse sofrido algum tipo de dissolução. Os quartzitos estão parcialmente recristalizados, mas boa parte dos grãos ainda encontra-se arredondada (Fig.3.257 E). Rochas com maiores evidências de deformação apresentam cristais milimétricos a centimétricos de quartzo fortemente cominuídos, com forte extinção ondulante e estiramento, orientados e envolvidos por agregados de subgrãos poligonizados de quartzo, agregados de palhetas de sericita e nuvens de minúsculos grãos de opacos, impregnados por hidróxido de ferro vermelho, além de leitos com clorita, mica amarela e turmalina (Fig.3.257 F).

Os metaconglomerados polimiticos tem cor cinza escura a marrom avermelhada. São compostos por seixos bem arredondados, de tamanhos variados, desde pedriscos até calhaus, composição também muito variada (metandesito, metatufo, quartzo, metassiltito etc.) (Figs. 3.258 A

e B), mas predominantemente seixos de quartzo, em matriz clástica com grande variedade de grãos e fragmentos angulosos e subarredondados envolvidos por material muito fino e escuro. Trata-se de uma rocha sedimentar clástica ou terrígena muito mal selecionada com seixos, grãos e fragmentos de diversas origens e impregnada por carbonato. Este carbonato pode ser cimento de origem diagenética ou de origem hidrotermal. Esta rocha pode ser descrita como um conglomerado polimitico ou um diamictito gerado por corrente gravitacional ou de turbidez. Os seixos maiores e arredondados são de fragmentos de rocha, principalmente vulcânica.

Facies destes conglomerados apresentam cor marrom avermelhada e evidenciam alternância na competência do fluxo da corrente de deposição, com gradação no tamanho dos seixos e intercalações de leitos de metaconglomerados com leitos de metarenitos (Fig.3.258 C). Esta variedade de conglomerado é formada por fragmentos subarredondados e angulosos de rochas vulcânicas ácidas a intermediárias (andesitos, riolitos, riodacitos), granitoides, quartzitos, e de minerais (fenocristais de quartzo, plagioclásio e k-feldspato). Na matriz ocorrem sericita, argilo-minerais, quartzo, fragmentos de feldspato, epidoto e piemontita ( $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn})_3(\text{SiO}_4)_3\text{OH}$ ). Epidoto e piemontita ocorrem também associados ao plagioclásio, em parte saussuritizado. Clorita e carbonato são também produtos de alteração hidrotermal. As intercalações de quartzito que ocorrem nos conglomerados, associados a diminuição da competência no fluxo da corrente, foram classificadas como quartzitos líticos (Fig.3.258 D) formados por fragmentos arredondados e angulosos de rochas vulcânicas (andesitos, riodacitos, etc.), quartzito, e de minerais (quartzo, plagioclásio e kfeldspato) em matriz predominantemente sericítica.

As grauvascas tem cor cinza escura, granulação fina a grossa. A textura é de uma rocha clástica moderadamente selecionada, com grãos

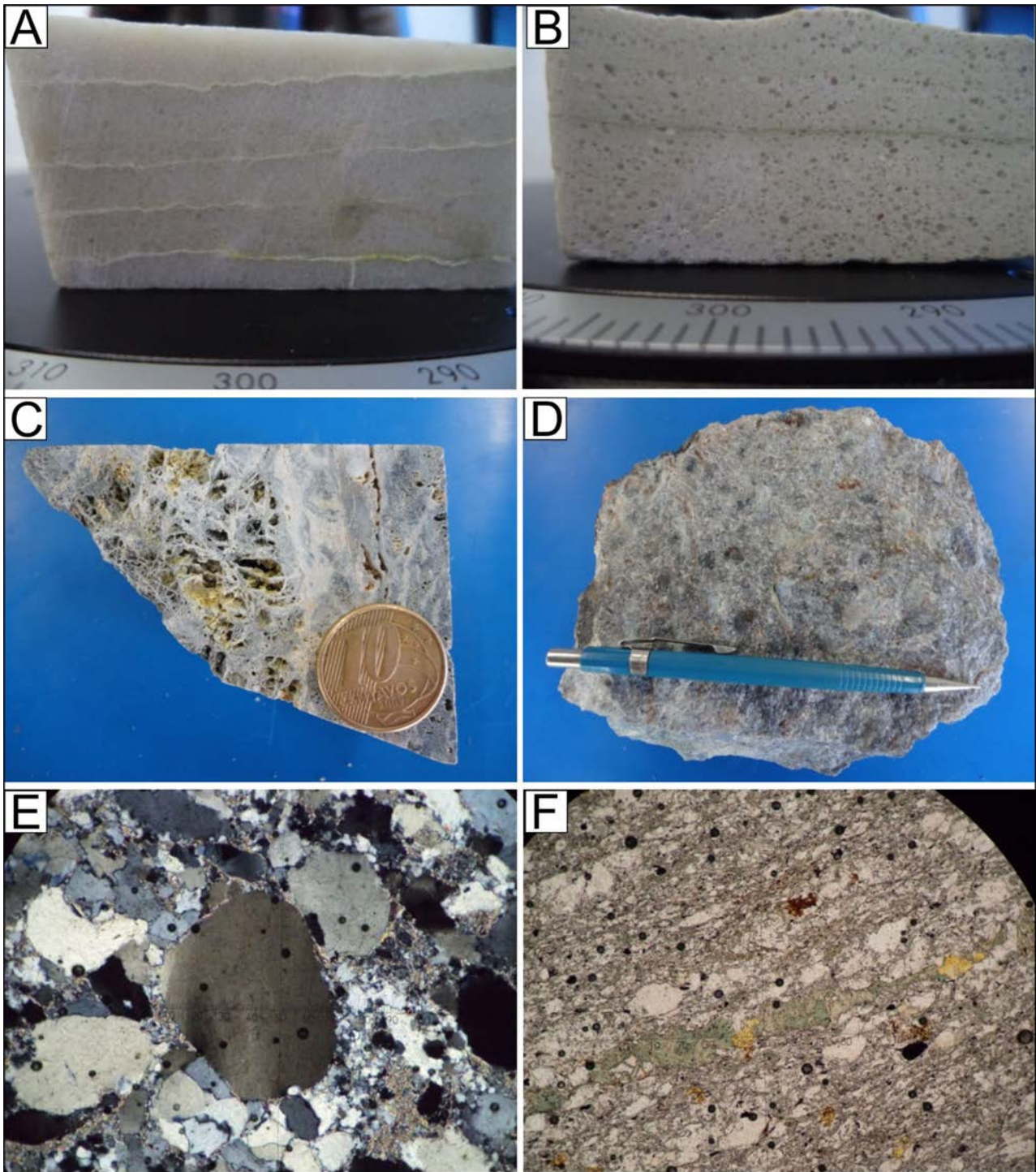


Figura 3.257 – Aspectos macroscópicos e microscópicos dos quartzitos da Subunidade Rochas Metassedimentares: A) Quartzito maciço com estilólitos. B) Quartzito com grãos mais grossos em matriz fina. C e D) Sedimento clastoquímico, com aspecto de um chert, com sílica criptocristalina e grãos de quartzo. E) Grau de arredondamento dos grãos de quartzo. F) Quartzito deformado com trilhas de cristais de quartzo estirados envoltos por palhetas de sericita e clorita.

subarredondados a arredondados numa matriz turva composta de diminutos grãos de quartzo, carbonato e micas (Fig.3.259 A). Os feldspatos são plagioclásio, às vezes, com maclas ligeiramente retorcidas. Os grãos de quartzo em geral são límpidos, mas alguns exibem alguma subgranulação e mesmo indícios de rotação com geração de caudas de pressão, ou estão amendoados (Figs. 3.259 B e C), indicativo de deformação sob alta pressão e baixa temperatura.

Em algumas amostras podem aparecer traços de granada (Fig.3.259 D) e leitos enriquecidos em minerais máficos (Fig.3.259 E). Palhetas de mica tendem a envolver e bordejar os grãos. Os grãos menores de quartzo podem ter se originado no processo deformacional. Algumas fraturas são parcialmente preenchidas por grãos de opacos que podem ser de magnetita martitizada, uma vez que não são magnéticos.

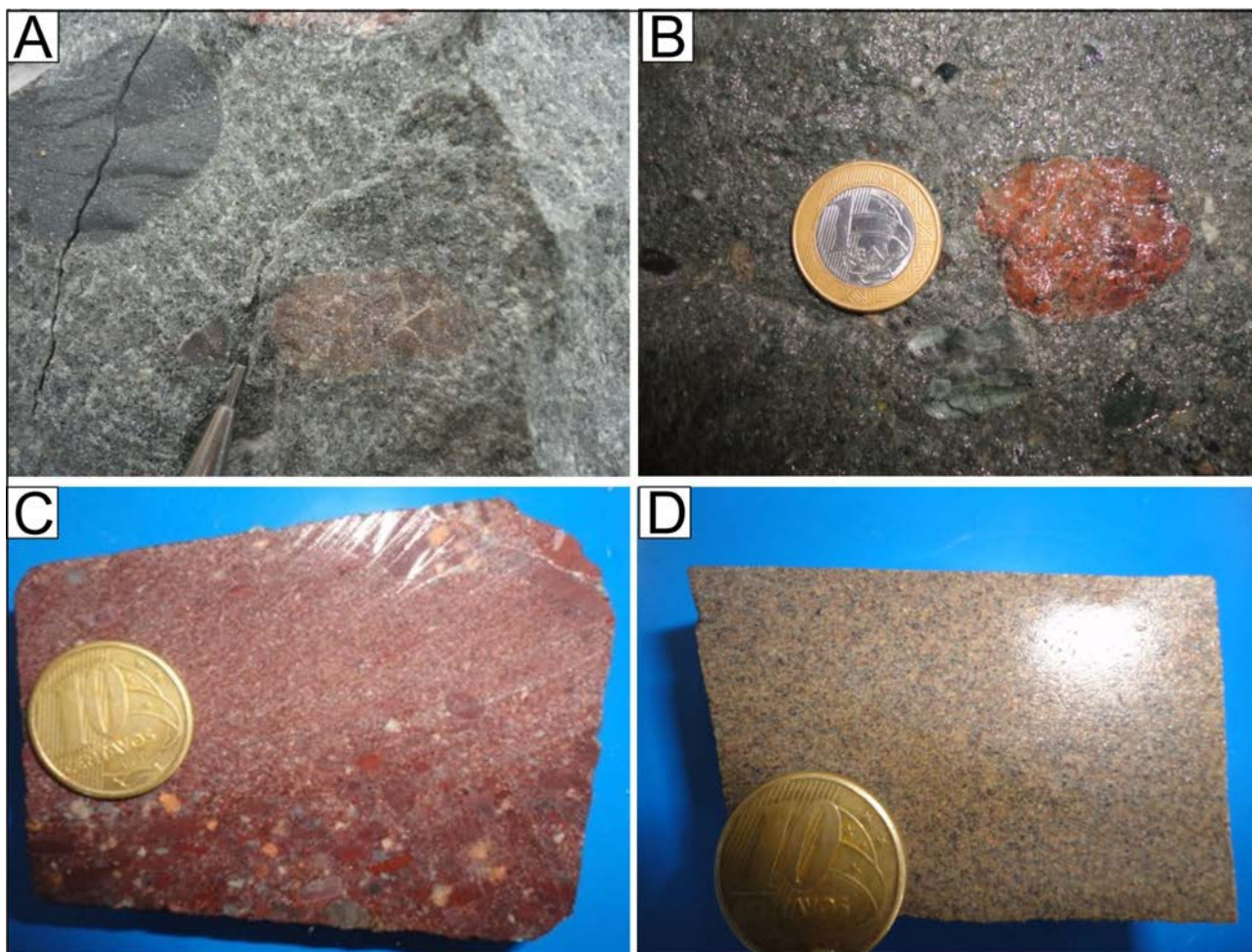


Figura 3.258 – Aspectos macroscópicos dos metaconglomerados e quartzitos da subunidade Rochas Metassedimentares. A) Conglomerado com seixos arredondados de composição e tamanhos diversos. Principalmente de rochas vulcânicas. B) Detalhe da foto anterior. C) Metaconglomerado com passagem gradativa para quartzito lítico. D) Quartzito lítico.

#### Fácies de Rochas Plutônicas Máficas

Foram incluídos nesta subunidade três corpos de rochas plutônicas alinhados na direção N20E que ocorrem na porção norte da Formação Monte do Carmo. Estes corpos haviam sido incluídos, em princípio, na Suíte Carreira Comprida, entretanto, foram retirados daquela unidade e incluídos como subunidade desta Formação, em função de possuírem comportamento litoquímico diferente dos corpos máficos incluídos na unidade Carreira Comprida. Segundo Lima et al. (2008) o corpo do Complexo Acamadado Carreira Comprida é fortemente fracionado enquanto que aqueles localizados na região de Monte do Carmo e que estariam, provavelmente, relacionados à evolução da Formação Monte do Carmo, são relativamente mais primitivos com abundância de tipos ultramáficos.

Durante o mapeamento, foram identificados Hornblenda diorito porfirítico, quartzo diorito hidrotermalizado (alteração propilítica), Hornblenda tremolita gabro hidrotermalizado (alteração propilítica),

micro gabronorito, plagioclásio hornblenda piroxenito e metapiroxenito hidrotermalizado.

Lima et al. (2008), em estudos detalhados de testemunho de sondagem concluíram que os complexos da região de Monte do Carmo são cumulados ultramáficos (wherlito, clinopiroxenito) e máficos (gabros), caracterizados como complexos máfico-ultramáficos acamadados com alta proporção de rochas ultramáficas em relação às rochas máficas e estruturas primárias bem preservadas. Apresentam variável grau de transformação dando origem a equivalentes metamórficos característicos de transformação de rochas máfico-ultramáficas em condições de fácies xisto verde cujos produtos finais são talco, tremolita e serpentina.

As rochas de composição gabro-dioríticas, são de cor cinza esverdeada a preta, granulação fina a média e estrutura maciça (Figs. 3.260 A e B).

Os minerais essenciais tem a seguinte variação composicional: plagioclásio (33% a 54%), hornblenda (20% a 30%) e quartzo (5 % a 10%) com quantidades variáveis de piroxênio, feldspato potás-

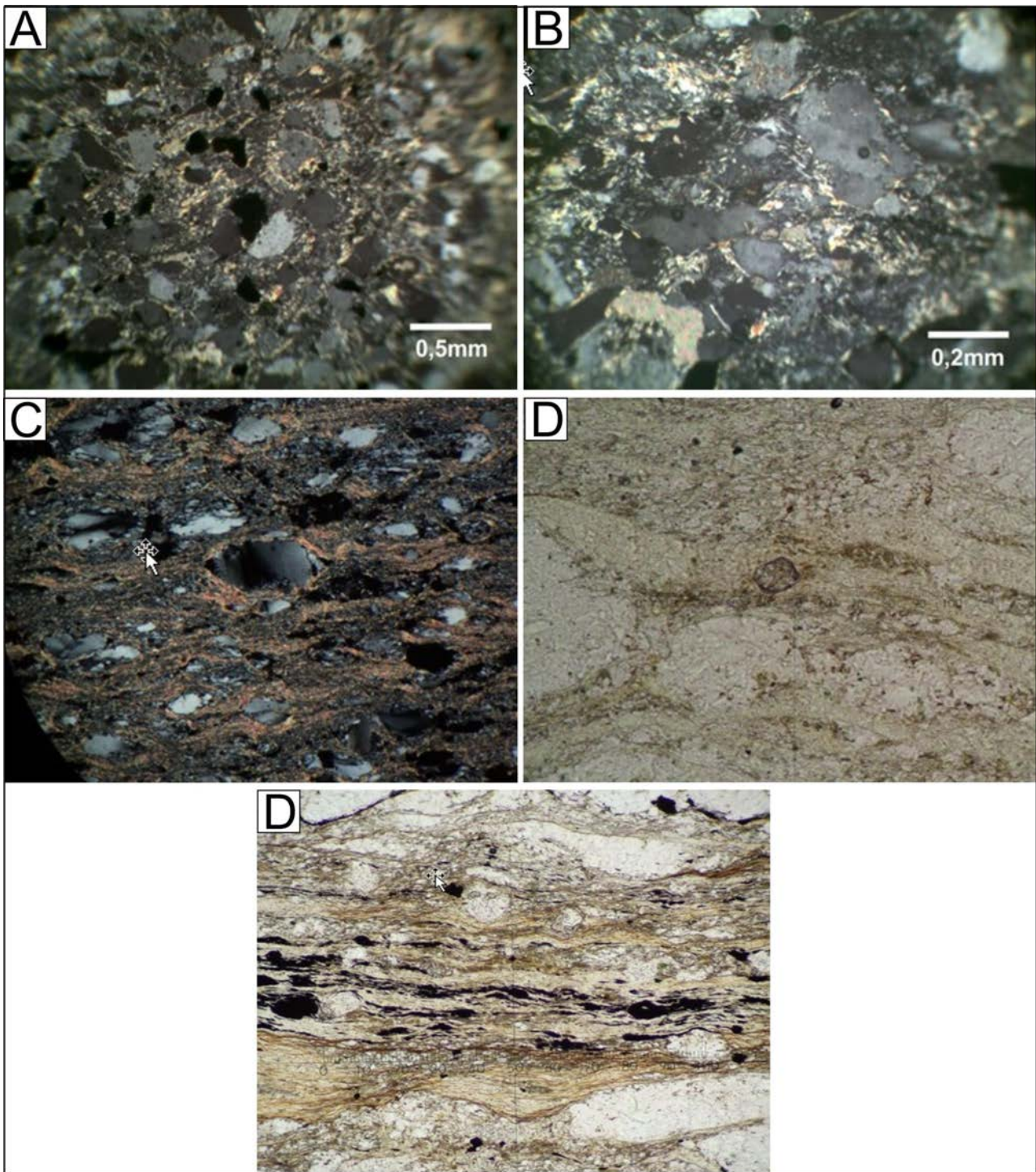


Figura 3.259 – Aspectos microscópicos das grauvacas. A) Grãos de quartzo e opacos em matriz fina. B e C) Evidências da deformação com grãos de quartzo achatados subgranulares, com indício de rotação. D) Granada no centro da foto. E) Leitões ricos em máficos, possivelmente martita.

sico, epidoto, clorita, sericita e opacos. Os clinopiroxênios (augita) apresentam alto relevo, clivagem retangular e cor ligeiramente rosada (Figs. 3.261 A e B). Os anfibólios estão parcialmente cloritizados e podem ou não estar associados aos piroxênios (Fig.3.261 C). Os plagioclásios (andesina) apresentam-se localmente sob forma de fenocristais com maclas Carlsbad e polissintética e tamanho de até 6 mm, conferindo localmente à rocha uma textura porfírica (Fig.3.261 D).

Os piroxenitos apresentam cor verde, granulação média a grossa, estrutura maciça, com cristais pretos, cujo tamanho sobressai em relação à matriz. Os principais minerais formadores da rocha são: hornblenda (40% a 50%), piroxênio (15% a 30%), plagioclásio (2% a 8%), tremolita/actinolita (5% a 30%), além de quantidades variáveis de epidoto, titanita e opacos. Ortopiroxênio e clinopiroxênio ocorrem sob a forma de fragmentos parcial ou totalmente substituídos por hornblenda e por



Figura 3.260 – A) Aspecto de rocha de composição gabróide de granulação fina. B) Gabro de granulação grossa.

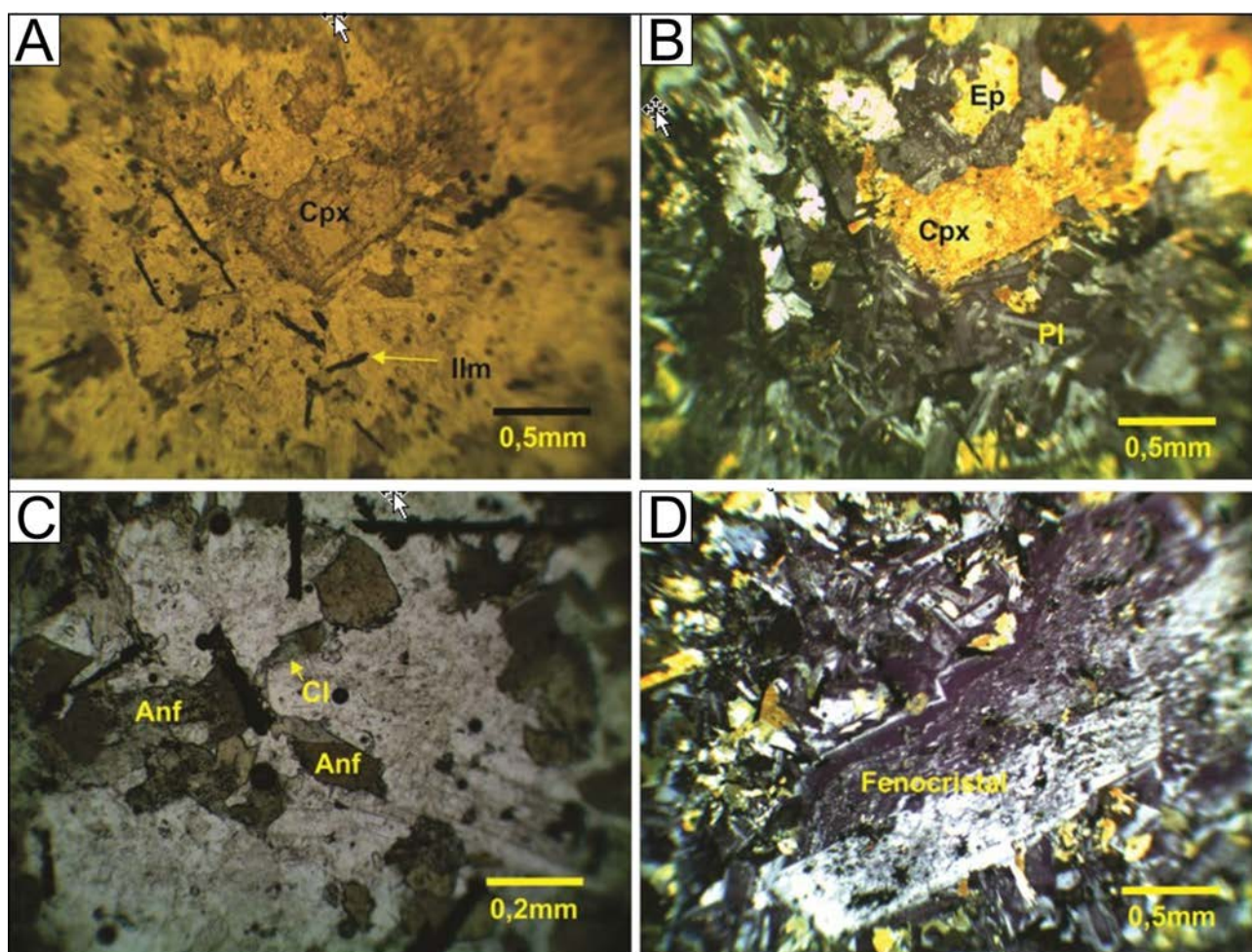


Figura 3.261 – Aspectos microscópicos das rochas de composição gabróica: A e B) Cristais de clinopiroxênio e acículas de ilmenita (np). C) Cristais de hornblenda parcialmente cloritizada. D) Fenocristal de plagioclásio.

tremolita/actinolita. A tremolitização e a saussurização dos feldspatos estão relacionadas a processos de alteração hidrotermal. A análise da paragenese mineral (sericita, actinolita, talco e clorita) dos conjuntos litológicos que compõe as subunidades da Formação Monte do Carmo indica que a unidade, como um todo, está metamorfisada no grau xisto verde.

As rochas da Formação Monte do Carmo estão em contato com as rochas do Complexo Granulítico de Porto Nacional através de zonas de cisalhamento transpressionais e os contatos entre as subunidades, também são através de falhas ou zonas de cisalhamento.

A tabela 3.51 contém as análises químicas das rochas vulcânicas félsicas a máficas da Formação

Tabela 3.51 – Resultado das análises das rochas máficas a félsicas da Formação Monte do Carmo.

Amostra	AS-01	AS-03	PS-217	PS-224	PS-228	AS-013	PS-236	PS-289D	PS-289F
Rocha	Alcali- basalto	Alcali- basalto	Alcali- basalto	Andesito	Alcali-basalto	Basalto	Basalto	Basalto	Basalto
SiO <sub>2</sub>	49.27	48.38	48.39	56.35	49.03	46.64	48.35	48.30	46.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.38	12.24	13.61	14.40	17.34	9.90	13.77	12.55	15.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.16	17.06	17.87	9.86	11.19	10.01	13.05	14.58	10.81
FeO	10.04	15.34	16.07	8.87	10.06	9	11.74	13.11	9.72
MgO	5.02	3.73	5.08	3.62	4.76	20.17	7.89	6.46	10.84
CaO	6.68	5.40	7.38	5.39	7.31	6.38	10.91	9.89	9.42
Na <sub>2</sub> O	3.98	3.42	4.27	6.03	3.35	1.16	2.30	3.13	1.82
K <sub>2</sub> O	2.18	1.74	1.26	0.72	1.45	0.24	1.96	0.19	1.37
MnO	0.18	0.13	0.19	0.15	0.27	0.16	0.23	0.23	0.19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.63	0.75	0.82	0.60	0.65	0.18	0.30	0.01	0.08
TiO <sub>2</sub>	2.27	3.30	3.29	1.68	2.06	0.49	0.95	1.45	1.35
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.20	0.04	0.02	0.11
LOI	2.60	1.51	1.51	2.07	2.85	5.55	1.79	1.63	2.82
Sum	101.35	97.69	103.68	100.89	100.29	101.08	101.55	98.30	100.91
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	6.16	5.16	5.53	6.75	4.80	1.40	4.26	3.32	3.19
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.55	0.51	0.30	0.12	0.43	0.21	0.85	0.06	0.75
Mg#	47.12	30.22	36.03	42.11	45.73	79.97	54.50	46.75	66.52
Ni	30.30	13.60	9.10	28.80	32.80	562	23.40	33.90	118.80
Co	31.60	41.20	23.20	21.50	30.60	43.70	19.30	26	31.50
Ba	1203	1088	681	364	765	68	332	94	223
Rb	49.90	19.60	14.80	14	35.80	5.60	46.40	5.40	49.40
Sr	467.80	283.60	240	294.50	875.60	89.90	615.90	390.30	188
Cu	27.70	7.90	21.10	83.60	147.30	29.10	113.60	532	50.90
Pb	2	2.90	1.90	2.80	4.40	0.90	1.60	1.70	1.20
Zn	89	55	32	57	110	46	40	44	43
Nb	22.78	18.29	14.89	18.76	23.62	2.31	2.09	8.12	2.14
Ta	1.16	0.88	0.99	1.06	1.24	0.12	0.16	0.44	0.06
Zr	321.30	287.60	273.50	271.40	336.30	41.10	68.10	88.10	87.80
Hf	7.28	7.31	6.97	6.18	7.43	1.01	2.33	2.43	2.14
U	0.60	0.88	1.14	0.70	0.73	0.27	0.48	0.28	0.07
Th	3.20	4.40	7.90	3.20	3.50	1.60	2	0.70	0.60
W	0.60	1.40	1.50	1	0.60	1.10	0.90	0.40	0.10
Mo	0.51	1.22	1.02	0.61	0.59	0.08	0.24	0.60	0.32
Sn	1.70	1.30	1.80	1.70	2.90	0.60	1	0.60	1
Dy	6.98	9.74	9.34	5.98	7.25	1.94	4.08	4.37	4.24
Er	3.75	5.96	6.05	2.98	4.11	1.48	2.27	2.60	2.81
Eu	2.66	2.26	2.19	1.86	2.72	0.54	1.33	1.15	1.13
Ga	24.20	21.10	23.80	16	24	12.20	18.50	19.80	17.10
Cs	0.94	0.25	0.11	0.36	0.38	0.56	1.31	0.17	1.20
Gd	8.18	10.66	9.83	6.88	8.20	2.10	4.64	4.51	4.13
Ho	1.43	2.09	1.95	1.12	1.42	0.45	0.84	0.84	0.88
La	40.30	36.50	29.50	32.40	45	12.20	11.40	9.30	4.50
Ce	88.40	81.20	71.10	75.10	98.80	18.90	27.50	22.80	12.50
Lu	0.47	0.86	0.66	0.98	1.11	0.23	0.98	0.27	0.25
Nd	45	45.40	41.80	37.50	47.40	8.30	17.50	14.10	9.90
Pr	10.81	10.53	9.53	9.36	11.85	2.10	3.68	2.88	1.87
Sm	8.70	10.30	9.80	7.10	9.50	2	4	3.60	3
Tb	1.14	1.59	1.52	1.04	1.19	0.33	0.70	0.65	0.65
Tm	0.60	0.86	0.81	0.46	0.55	0.27	0.36	0.36	0.40
Yb	3.30	5.80	5.40	3.00	3.50	1.30	2.30	2.50	2.40
ΣETR	246.86	245.10	223.39	202.12	266.98	64.90	101.39	89.90	66.96
Eu/Eu*	0.96	0.66	0.68	0.81	0.94	0.81	0.94	0.87	0.98
Th/Yb	0.97	0.76	1.46	1.07	1	1.23	0.87	0.28	0.25

Monte do Carmo, que se dividem em dois grupos: (i) basaltos de baixo Ti com características químicas de rochas de arco magmático e (ii) álcali basaltos e andesitos com assinatura de rochas do campo transicional arco- intra-placa. No diagrama de classificação química TAS (Fig.3.262a) as rochas com baixo Ti caem no campo dos basaltos subalcalinos enquanto as de alto Ti se distribuem nos campos dos traquibasaltos e traquiandesito. O diagrama da figura 3.262b mostra a característica transicional de basaltos subalcalinos a basaltos e andesito com tendência alcalina, no diagrama AFM da figura 3.262c destaca-se a assinatura toleítica a cálcioalcalina das rochas da Formação Monte do Carmo e na figura 3.262 d fica definida a natureza das duas populações.

Nos diagramas de padrões de ETR normalizados ao Condrito de Boynton (1984) das figuras 3.263 a, c destaca-se a diferença entre os dois grupos: em relação aos basaltos de alto Ti os basaltos de baixo Ti têm valores inferiores de ETR total, menor

fracionamento e curvas compatíveis com basaltos toleíticos; por outro lado, os de alto Ti são mais enriquecidos em ETR total e curvas sugestivas de basaltos cálcioalcalinos ou de tendência alcalina. Nos diagramas de multielementos normalizados ao Manto Primitivo de Sun e McDonough (1989) (Figs. 3.263 b, d) os basaltos de alto Ti são mais enriquecidos em LILE e HFSE sem as características químicas dos basaltos de arco (aqueles de baixo Ti).

Diagramas La/Nb vs. La e Ba/Nb vs. Th/Nb (Figs. 3.264 a, b) mostram que as rochas vulcânicas da Formação Monte do Carmo são caracterizadas por altas razões típicas de rochas que tem sua evolução relacionada a arco magmático, possivelmente na sua fase pós-colisional, em razão de suas composições que variam entre aquelas típicas de arco vulcânico (LI, 1993) e outras com concentrações compatíveis com rochas relacionadas a ambiente de *rift*.

Os diagramas das figuras 3.265 destacam o caráter químico transicional entre os dois tipos de

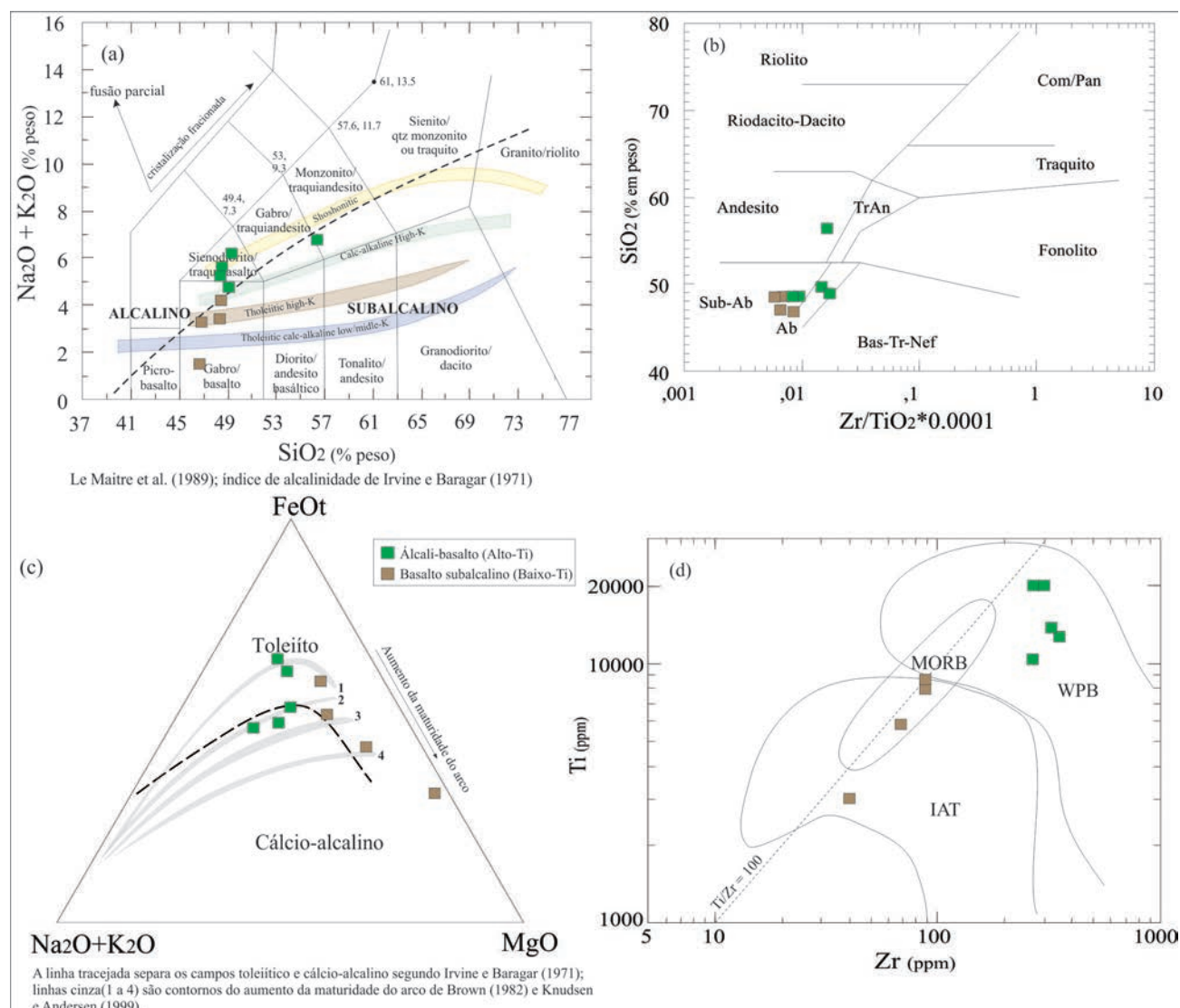


Figura 3.262 – A) Diagrama de classificação química de rochas (TAS) de Le Maitre et al. (1979). B) Diagrama de Winchester e Floyd (1977). C) diagrama AFM. D) Diagrama Ti vs. Zr de Pearce (1982).

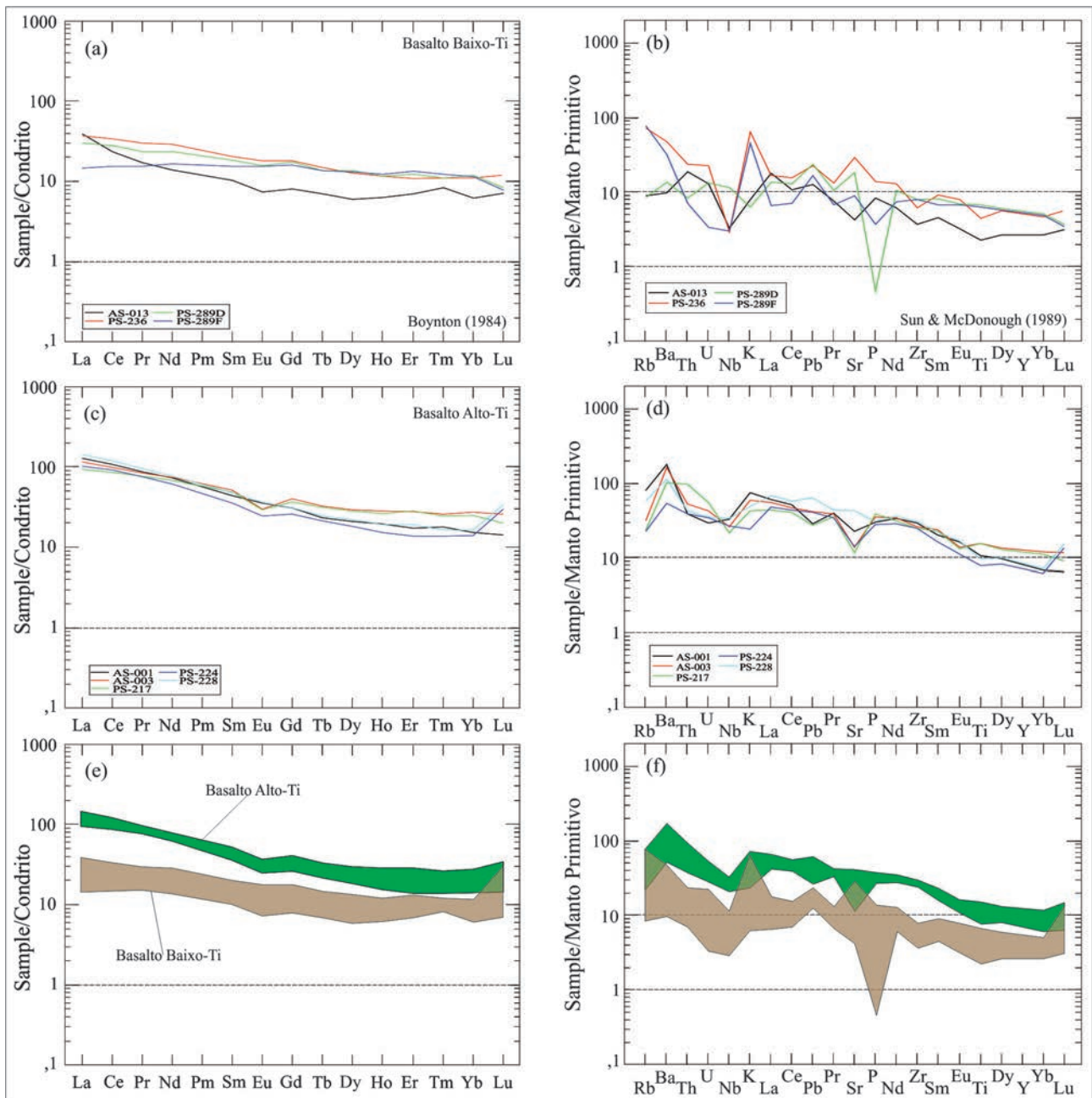


Figura 3.263 – Padrões de ETR normalizados ao Condrito de Boynton e diagramas de multielementos normalizados ao manto Primitivo de Sun e McDonough (1989).

basaltos estudados na Formação Monte do Carmo. O Embasamento da Formação Monte do Carmo é formado por rochas da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras, de idade Paleoproterozoica, e caráter anorogênico intraplaca. Todo o conjunto foi afetado pela tectônica Brasileira colocando lado a lado rochas destas duas unidades. Portanto, é possível que algumas amostras de rochas de alto Ti, com características intraplacas, pertençam às vulcânicas da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras.

Junqueira-Brod et al. (2010) realizaram estudo de proveniência por LA-ICP-MS, em zircão de três amostras de rochas piroclásticas ácidas e obtiveram populações de zircão com idades Paleoproterozoicas e arqueanas, além de importante população com

idade em torno de 600 M.a., demonstrando que estas rochas foram formadas durante o Neoproterozoico. A figura 3.266 apresenta a distribuição dos zircões com a mais provável idade de cristalização (a maioria em torno de 600 M.a.) e o conjunto de zircões herdados, com idades arqueanas e Paleoproterozoicas.

Os resultados das análises Sm-Nd realizadas por Saboia (2010) em basaltos ficaram restritos ao intervalo 1000 M.a. a 860 M.a., enquanto que para as rochas piroclásticas este intervalo variou entre 1900 M.a. e 1500 M.a. e Os valores de  $\epsilon Nd(T)$  dos basaltos para a idade 600 M.a. foram todos positivos (entre +3,1 e +1,08) evidenciando a contribuição mantélica destas rochas. Os valores de  $\epsilon Nd(T)$  para as rochas piroclásticas, calculados também para idade 600 M.a. foram



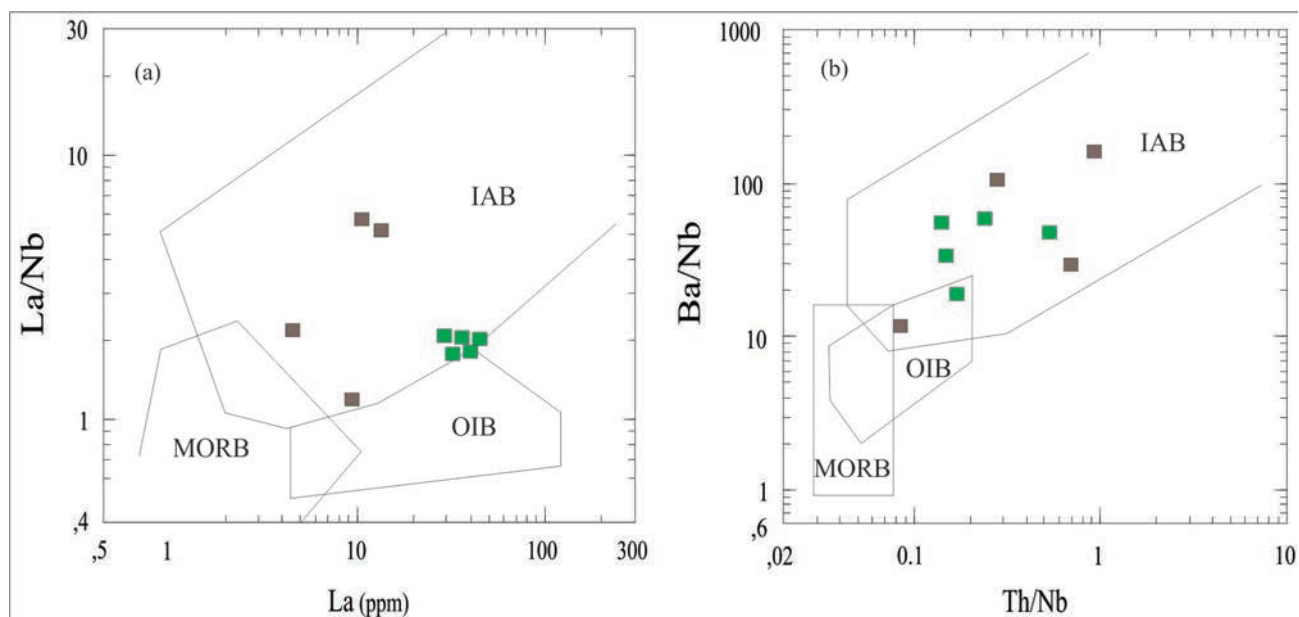


Figura 3.264 – Diagramas (A, B) La/Nb-La e Ba/Nb-Th/Nb mostrando que as rochas da Formação Monte do Carmo são caracterizadas por altas razões, típicas da basaltos de arco (LI, 1993). Símbolos como na figura 64.

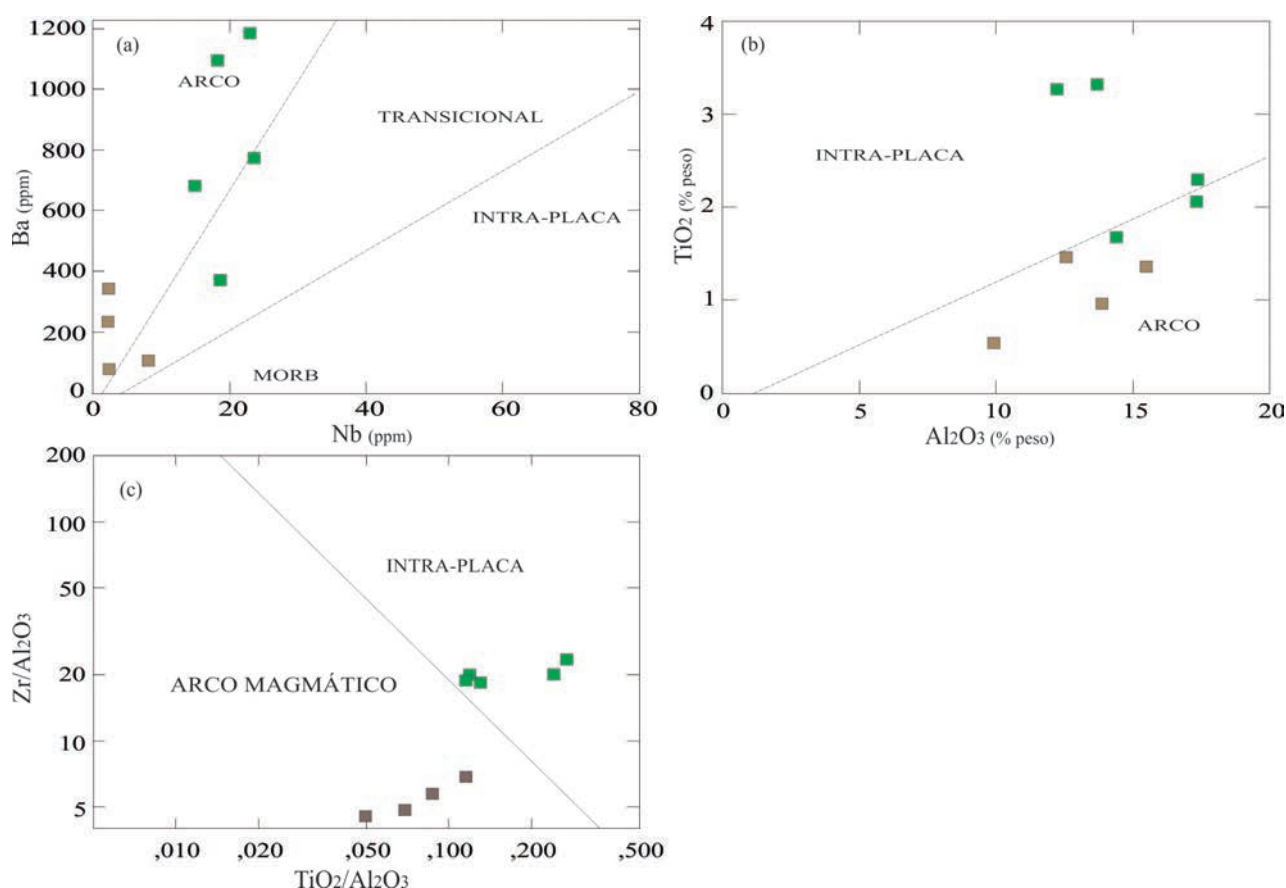


Figura 3.265 – A) Diagrama Ba vs. Nb de D’Orazio (2004) com os campos de arco, transicional e intra-placa. B) Diagrama  $TiO_2$  vs.  $Al_2O_3$  de Müller et al. (1992). C) Diagrama  $Zr/Al_2O_3$  vs.  $TiO_2/Al_2O_3$  (MÜLLER et al. 1992).

todos negativos (entre -10,37 e -5,32), evidenciando que estas rochas tiveram forte contribuição crustal. A tabela 3.52 mostra a distribuição desses resultados.

Foi obtida uma idade  $643 \pm 10$  M.a. pelo método U-Pb (LA-ICP-MS) em brecha vulcânica. A figura 3.267 apresenta as variações de idades encontradas,

consideradas com reservas, por apresentar um espectro muito variado de resultados.

As rochas vulcânicas da Formação Monte do Carmo sofreram transformações causadas por esforços e alteração hidrotermal, de forma que, para datação geocronológica se buscou amostras mais

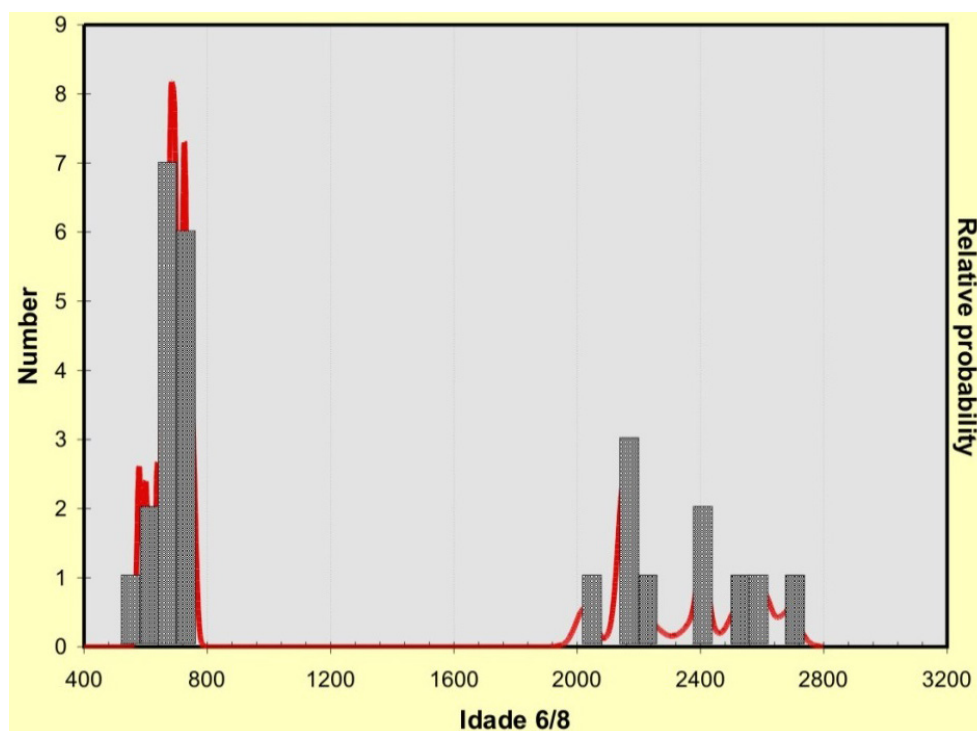


Figura 3.266 – Idades U-Pb em zircão das rochas piroclásticas da Formação Monte do Carmo (JUNQUEIRA-BROD et al., 2010).

Tabela 3.52 – Dados Sm-Nd das rochas da formação Monte do Carmo (fonte: SABOIA, 2010, modificado com a inclusão do  $\epsilon(T)$ ).

	Amostra	Coordenadas UTM (N)/(E) - zonas 22/23S	Sm(ppm)	Nd(ppm)	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd(± 2SE)	eNd (0)	eNd T(0.588)	TDM(Ga)	ROCHA
<b>Formação Monte do Carmo</b>										
Vulcânicas básicas a intermediárias										
1	MC-45	8803420/0823941	6.897	34.783	0,120	0.512446+/-24	-3,74	2,03	0,97	Basalto
2	MC-46	8803405/0823775	9.450	51.329	0,111	0.512364+/-5	-5,35	1,08	1,01	Basalto
3	MC-68	883192/0822652	3.022	15.761	0,116	0.512470+/-9	-3,27	2,80	0,89	Xisto máfico
4	MC-67	8803140/0822630	2.082	11.121	0,113	0.512475+/-7	-3,17	3,10	0,86	Xisto máfico
Sequência sedimentar										
5	MC-18b	8798566/0824270	4.142	23.742	0,106	0.511718+/-6	-17,94	-11,11	1,85	Arcóseo
6	MC-20	8798246/0824609	4.169	24.528	0,103	0.511817+/-6	-16,02	-8,96	1,67	Arcóseo
Vulcânicas Ácidas										
7	MC-07-43	8798126/0826719	5.411	28.664	0,114	0.511789+/-16	-16,56	-10,37	1,91	Piroclástica Félsica
8	MC-07-51	8797940/0172928	5.576	29.224	0,115	0.512032+/-13	-11,82	-5,71	1,55	Piroclástica Félsica
9	MC-07-78	8797904/0172971	3.515	18.199	0,117	0.512058+/-10	-11,32	-5,32	1,54	Piroclástica Félsica

isentas possível destas transformações. A rocha escolhida foi um basalto andesítico que, se por um lado apresenta-se isento de deformação, por outro, traz fracas evidências de alteração hidrotermal, comum em quase todos os litótipos analisados (Figs. 3.268 A e B). Entretanto, os resultados obtidos ficaram em consonância com aqueles de outros autores. Foi obtida uma idade de cristalização de 588,8±8,6 M.a. em zircão, pelo método U-Pb (LA-ICP-MS) com zircões

herdados de idades variadas. A figura 3.269 apresenta o gráfico com idade e a localização da amostra coletada para análise geocronológica na subunidade formada por rochas básicas e intermediárias e a tabela 3.53, os dados analíticos. Estes dados aliados aos dados obtidos por Junqueira-Brod et al. (2010) para as piroclásticas da formação Monte do Carmo (±600), permite concluir que a idade de cristalização das rochas desta unidade, gira em torno de 600 M.a.

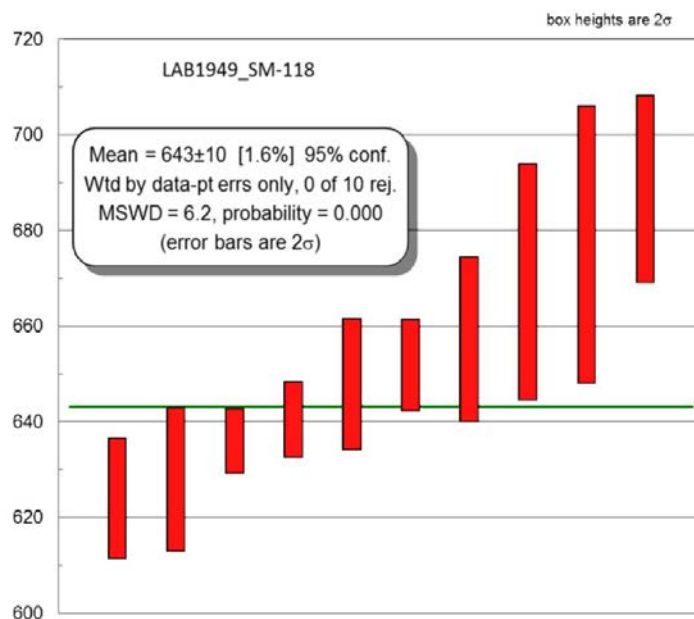


Figura 3.267 – Variação das idades U-Pb encontradas para brecha vulcânica da Formação Monte do Carmo.

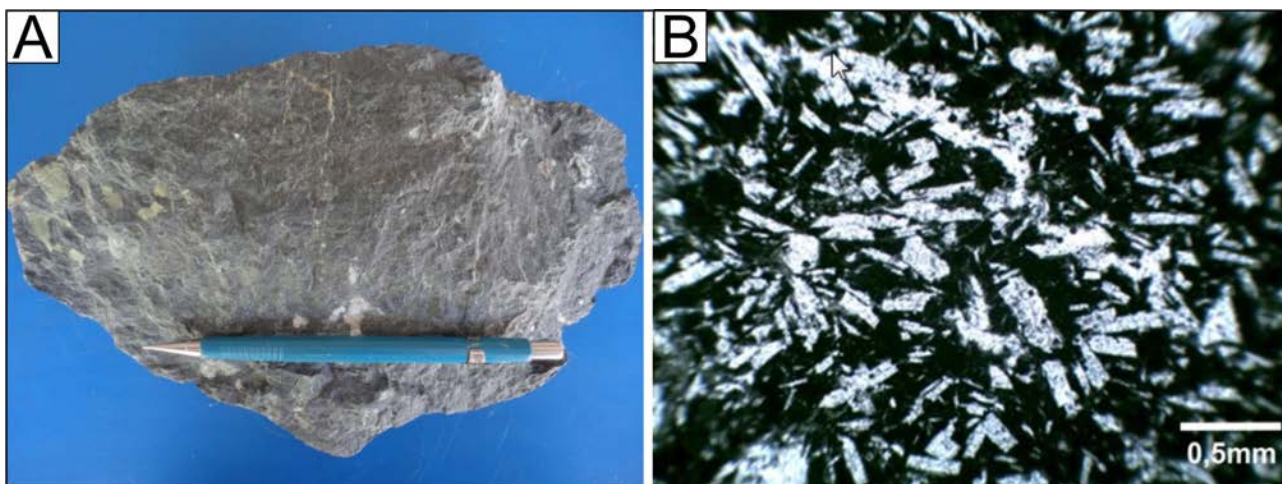


Figura 3.268 – A) Aspecto macroscópico do andesito datado. Na amostra de rocha observa-se manchas verdes causadas pelo processo de alteração hidrotermal. B) Aspecto microscópico da rocha, sem evidência de deformação, da qual foram extraídos os zircões para análise geocronológica.

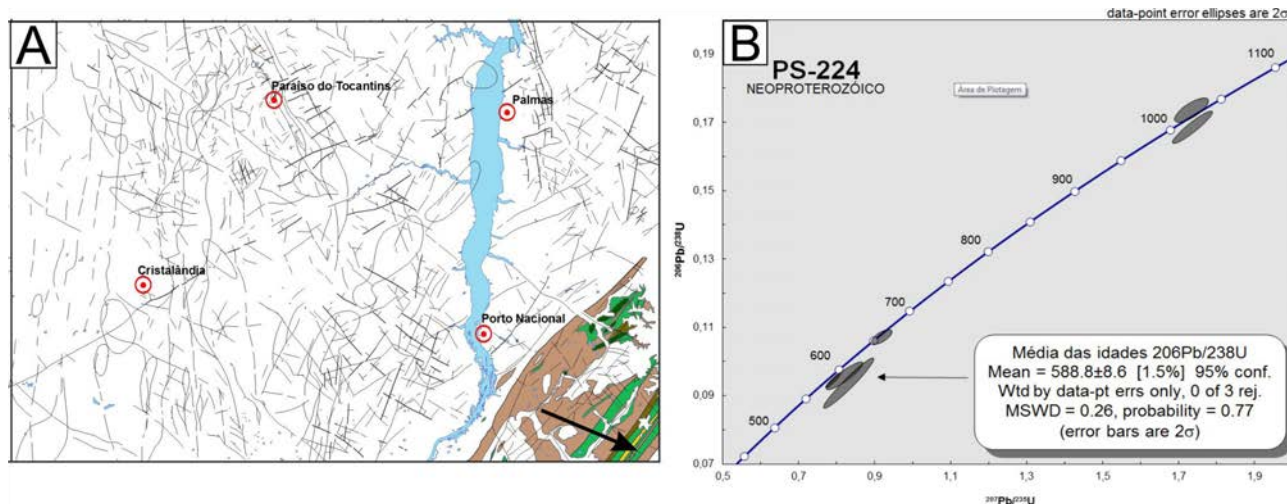


Figura 3.269 – Localização da Amostra (indicado pela seta) de andesito parcialmente hidrotermalizado na qual foi obtida a idade U-Pb de 588 ± 8 M.a., na Folha Porto Nacional.

Tabela 3.53 – Dados geocronológicos da amostra PS-224.

Grão. spot	f206 (%)	Th	Idades Aparentes													Conc. (%)	Conc. (%)	
			206Pb	207Pb	err (%)	207Pb	err (%)	206Pb	err (%)	Rho	207Pb (Ma)	207Pb (Ma)	206Pb (Ma)	Conc. (%)	Conc. (%)			
			U	204Pb	206Pb	1sigma	235U	1sigma	238U	1sigma	206Pb	235U	238U	6/8-7/6	6/8-7/5			
35-Z23	0,01	0,39	273151	0,060	0,35	0,789	0,98	0,095	0,91	0,92	602	8	591	4	588	5	97,67	99,510
06-Z04	0,02	0,45	118088	0,061	1,63	0,819	2,37	0,097	1,72	0,90	655	35	607	11	595	10	90,73	97,896
16-Z10	0,12	0,85	14591	0,064	0,95	0,830	3,29	0,095	3,14	0,96	729	20	614	15	583	18	79,96	94,985
22-Z14	0,43	0,50	4100	0,061	0,84	0,916	1,19	0,108	0,84	0,68	656	18	660	6	662	5	100,79	100,178
09-Z05	0,01	0,50	140852	0,072	0,68	1,733	1,08	0,175	0,84	0,75	986	14	1021	7	1037	8	105,18	101,595
34-Z22	0,01	0,50	190068	0,074	0,45	1,736	1,23	0,170	1,14	0,93	1049	9	1022	8	1010	11	96,23	98,770
18-Z12	0,04	1,41	44607	0,104	1,71	4,249	2,02	0,297	1,08	0,76	1692	31	1684	17	1676	16	99,05	99,573
17-Z11	0,01	0,47	172710	0,108	0,43	4,571	1,31	0,308	1,24	0,94	1762	8	1744	11	1729	19	98,16	99,158
27-Z17	0,04	0,86	40086	0,107	1,93	4,799	3,04	0,325	2,34	0,77	1750	35	1785	25	1815	37	103,69	101,673
29-Z19	0,22	0,73	7230	0,145	0,60	5,578	1,47	0,279	1,34	0,91	2290	10	1913	13	1584	19	69,19	82,837
33-Z21	0,06	0,45	24670	0,126	2,64	5,913	2,83	0,339	1,00	0,34	2049	46	1963	24	1883	16	91,89	95,904
03-Z01	0,00	0,71	610148	0,187	0,39	12,642	0,72	0,491	0,60	0,79	2714	6	2653	7	2575	13	94,86	97,032
21-Z13	0,20	0,46	6696	0,193	0,44	13,873	1,62	0,521	1,56	0,96	2768	7	2741	15	2704	34	97,70	98,664

### 3.3 - BACIA DO PARNAÍBA

A Bacia do Parnaíba, antes denominada Bacia do Maranhão ou do Piauí-Maranhão, ocupa uma área de cerca de 600.000km<sup>2</sup>, abrangendo parte dos estados do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, Ceará e Bahia (GÓES;FEIJÓ, 1994). Segundo Almeida e Carneiro (2004), esta Bacia se desenvolveu sobre embasamento continental no estágio de estabilização da Plataforma Sul-Americana e o início da subsidência está provavelmente ligado às deformações e eventos térmicos pós-orogênicos do Ciclo Brasileiro ou ao estágio de transição da plataforma. Para Bizzi et al. (2003), esta bacia foi implantada sobre os rifts precursores Cambro-Ordovicianos de Jaibas, Jaguarapi, Cococi/Rio Jucá, São Julião e São Raimundo Nonato sendo, portanto, do tipo IF/IS. De acordo com Góes e Feijó (1994) e Vaz et al. (2007), a Bacia do Parnaíba inclui cinco supersequências separadas por discordâncias regionais com evolução que coincide com eventos orogênicos globais: (1) Siluriano; (2) Mesodevonianio-Eocarbonífero; (3) Neocarbonífero-Eotriássico; (4) Jurássico e, (5) Cretáceo.

Goés (1995) denominou de Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil a área até então denominada de Bacia do Parnaíba e a compartimentou em quatro bacias distintas: Parnaíba, Alpercatas, Grajaú e Espigão Mestre. A Bacia do Parnaíba, propriamente dita, constitui as três primeiras sequências depositadas do Siluriano ao Triássico, a Bacia das Alpercatas representa a sequência Jurássica, a Bacia do Grajaú representa a sedimentação Cretácica da porção noroeste da província, e a Bacia do Espigão Mestre engloba a sedimentação Cretácica da porção sul da Província do Meio-Norte.

Na área deste projeto, a Bacia do Parnaíba ocupa boa parte da porção leste das folhas Miracema do Norte e Porto Nacional (Fig.3.270), recobrando as rochas Neoproterozóicas do Orógeno Araguaia e da Sequência Vulcanossedimentar Monte do Carmo, as rochas Paleoproterozoicas dos complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional e da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras. Na região, afloram rochas dos grupos Serra Grande (Formação Jaicós), Canindé (formações Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti) e Balsas (formação Piauí), cujo empilhamento estratigráfico pode ser visualizado na coluna estratigráfica resumida na figura 3.271.

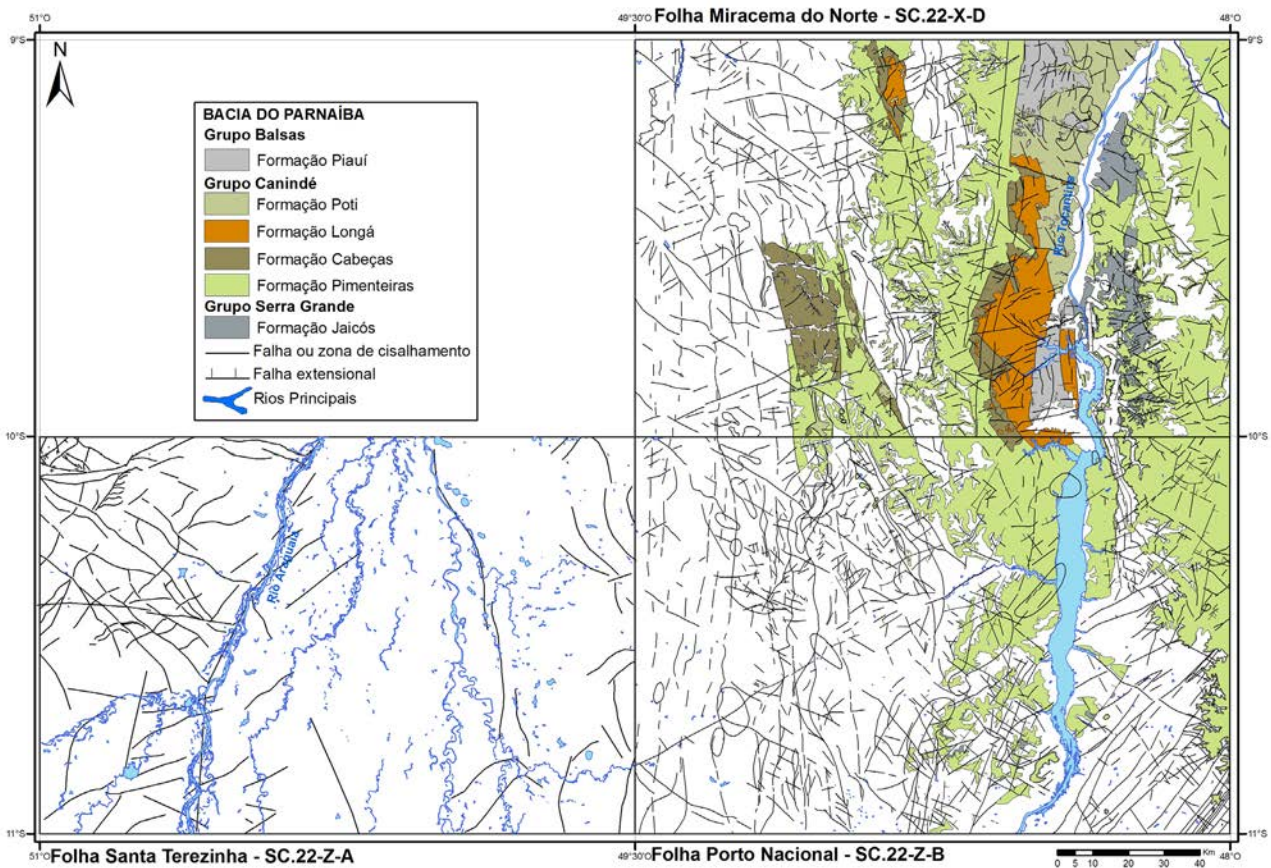


Figura 3.270 – Distribuição das unidades litoestratigráficas da Bacia do Parnaíba.

EON	ERA	PERÍODO	SÉRIE	IDADE (Ma)	CONTATO	LITOESTRATIGRAFIA		AMBIENTE DE SEDIMENTAÇÃO		
						GRUPO	FORMAÇÃO			
FANEROZOICO	PALEOZOICO	CARBONÍFERO	MISSIS-SIPIANO	300		GRUPO BALSAS	PIAÚÍ	Fluvial, leques aluviais, clima semi-árido a desértico		
				323			GRUPO CANINDÉ		POTI	Fluvio-deltaico, ingressões marinhas restritas
			DEVONIANO	SUP		359		LONGÁ	Deltas sob influência de marés	
				MED		382		CABEÇAS		
		INF		393		PIMENTEIRAS		Topo: marinho raso ação de ondas. Base: transicional deltas e marés		
		SILURIANO		419		SERRA GRANDE		JAICÓS	Fluvial entrelaçado	
				443						

Figura 3.271 – Coluna estratigráfica resumida das unidades litoestratigráficas da Bacia do Parnaíba que ocorrem na área do Projeto Geologia da Região de Palmas.

### 3.3.1 - Grupo Serra Grande

Sequência de rochas sedimentares Paleozoicas que constituem a porção basal da Bacia do Parnaíba. O termo “Série da Serra Grande” foi proposto por Small (1914) apud Cunha et al. (1981), para descrever a ocorrência de camadas espessas de arenitos com grandes estratificações cruzadas intercaladas com níveis de conglomerados e calcários que formam a Serra Grande, na região oeste do estado do Ceará. Kegel (1953) posicionou este pacote, desconsiderando o calcário, na porção basal da bacia e definiu a seção como formação. Rodrigues (1967) subdividiu a Formação Serra Grande nos membros Tianguá, Jaicós e Itaim. Beurlen e Mabesoone (1969) retiraram o Membro Itaim da porção superior da Formação Serra Grande e o posicionaram na Formação Pimenteiras.

Carozzi et al. (1975) elevaram esta unidade à categoria de grupo, subdividindo-o nas formações Mirador, Tianguá, Jaicós e Itaim. Caputo e Lima (1984) e Góes et al. (1992) redefiniram este conceito, considerando este grupo sotoposto em discordância ao Grupo Canindé e composto exclusivamente pelas Formações Ipu, Tianguá e Jaicós. Góes e Feijó (1994) e Vaz et al. (2007) incluem o Grupo Serra Grande na Supersequência Siluriana, ciclo transgressivo-regressivo completo, representativo da primeira ingressão marinha nesta bacia. Segundo Lima e Leite (1978) a espessura máxima deste grupo é de 900m no flanco leste da bacia, enquanto nas regiões sudoeste e oeste não ultrapassa 80m. Góes e Feijó (1994) interpretam os ambientes de deposição do Grupo Serra Grande como fluvial anastomosado com influência periglacial (Formação Ipu) passando para transicional nerítico (Formação Tianguá) e retornando às condições continentais – (fluvial entrelaçado - Formação Jaicós). Segundo Góes e Feijó (1994), o Grupo Serra Grande é correlacionado com a Formação Jutai, da Bacia do Solimões, e com o Grupo Trombetas, da Bacia do Amazonas. Na área de estudo, não foi observada discordância erosiva entre a Formação Jaicós, unidade de topo do Grupo Serra Grande e a Formação Pimenteiras da base do Grupo Canindé, como menciona a literatura. As evidências de campo demonstram que, neste porção da bacia, o contato entre estas unidades é transicional.

#### 3.3.1.1 - Formação Jaicós

O termo Formação Jaicós foi proposto inicialmente por Plummer (1946) para as camadas de arenito grosso, bem selecionado e com grande quantidade de seixos, que ocorre nas escarpas da Serra do Araripe. Rodrigues (1967) reduziu esta

unidade à categoria de membro, na Formação Serra Grande, incluindo na mesma leitos conglomeráticos (com grânulos e seixos) e pacotes de arenitos com estratificação cruzada. Carozzi et al. (1975) Elevou novamente esta unidade à categoria de formação e destacou na porção superior da mesma a ocorrência de *wackes* quartzíticos com oólitos chamosíticos, além de matriz chamosítica parcialmente substituída por siderita. Caputo (1984) descreve arenito médio a grosso, com grãos angulosos a subangulosos e seixos angulares a subangulares dispersos. Góes e Feijó (1994) incluíram nesta unidade eventuais pelitos e sugerem o ambiente deposicional dominado por sistemas fluviais entrelaçados.

Na área do projeto, as rochas que compõe a Formação Jaicós são predominantemente arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados, que afloram na porção leste das Folhas Miracema do Norte e Porto Nacional (Fig.3.272), principalmente à margem direita do Rio Tocantins, desde o norte da cidade de Tocantínia na Folha Miracema do Norte estendendo-se até a região de Monte do Carmo no sudeste da Folha Porto Nacional, passando pela cidade de Paraíso do Tocantins. No geral, a unidade é representada cartograficamente em faixas estreitas, pois constituem grande parte das escarpas verticalizadas da Serra do Lajeado, a qual tem como embasamento os granitoides da Suíte Lajeado, e como topo os extensos pacotes de rochas pelíticas e psamo-pelíticas da Formação Pimenteiras (Fig.3.272). Na região norte e leste de Tocantínia, para onde a Serra do Lajeado vai suavizando, a Formação Jaicós ocorre em uma área mais ampla, compondo tanto os vales quanto as escarpas da serra, sendo mais representativa em termos espaciais, conforme pode ser visto na figura 3.272.

No município de Lajeado as ocorrências da Formação Jaicós são marcantes, constituindo-se em imponentes paredões com mais de 40 m de espessura, sobrepostos em discordância litológica, erosiva e temporal aos granitoides da Suíte Intrusiva Lajeado (Figs. 3.273 A e B). Nas regiões de Porto Nacional e Monte do Carmo esta unidade ocorre em discordância com o Complexo Granulítico Porto Nacional e Formação Monte do Carmo. Em toda extensão da Serra do Lajeado até a região de Monte do Carmo, as rochas da Formação Jaicós são sobrepostas em contato transicional pelas rochas da Formação Pimenteiras (Fig.3.273 C e D).

Em toda a borda leste da Bacia do Parnaíba, onde foi definida originalmente a Formação Jaicós, sua passagem para a Formação Pimenteiras, estratigraficamente acima, é marcada segundo diversos autores (CAROZZI et al., 1975; CAPUTO; LIMA 1984, GOÉS; FEIJÓ, 1994) por discordância erosiva

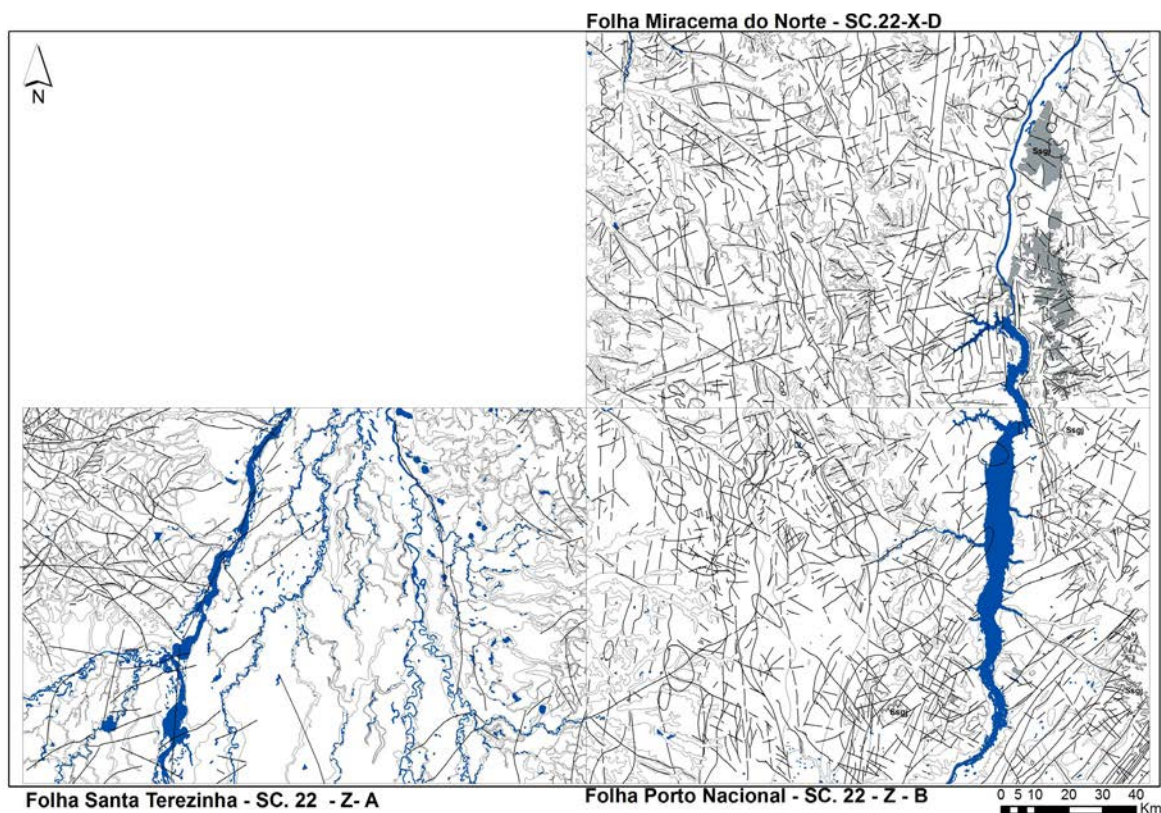


Figura 3.272 – Distribuição da Formação Jaicós na área do projeto.

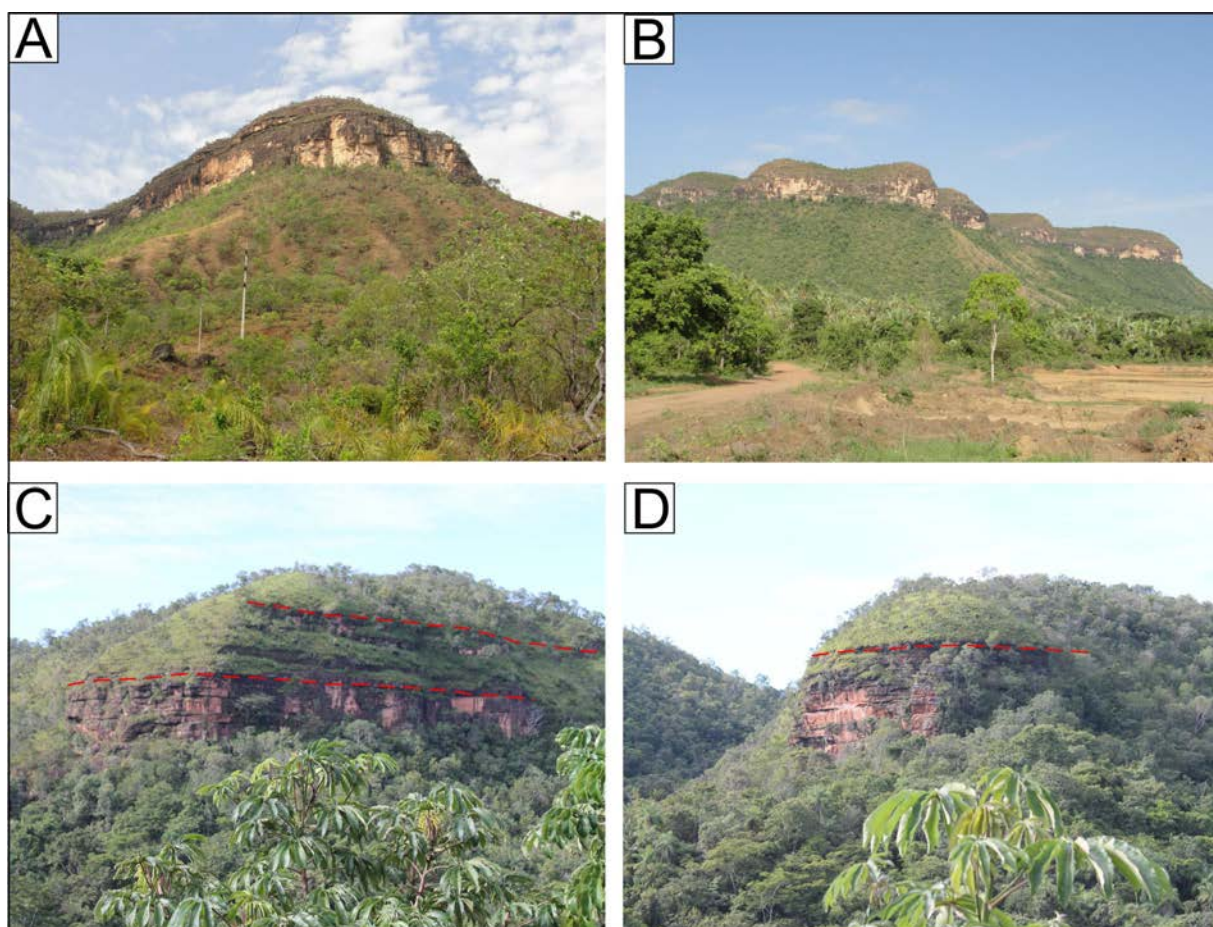


Figura 3.273 – A e B) Escarpas verticalizadas dos arenitos e conglomerados da Formação Jaicós sobrepostos, em franca discordância erosiva, aos granitoides da Suíte Lajeado. C e D) Passagem transicional da Formação Jaicós para os ritmitos da Formação Pimenteiras.

aproximadamente no limite Siluriano-Devoniano. Entretanto, na borda sudoeste da bacia, na área deste projeto, não foi observada tal discordância no limite entre estas duas unidades, mas sim uma passagem gradual ou transicional de uma unidade para outra, assim como já descrito por Cunha et al. (1981) e Lima e Leite (1978). Esta zona transicional entre a Formação Jaicós e Formação Pimenteiras (Figs. 3.273 C e D) é separada e incluída na Formação Itaim (KEGEL, 1953) por Gama Junior (2008) e Reis (2013, CPRM relatório interno). Apesar de concordância com os referidos autores, no entanto, devido à espessura reduzida do pacote (máxima de 30 m) e sua ocorrência nas escarpas verticalizadas da Serra do Lajeado, não foi possível individualizá-la na escala deste trabalho, ficando grande parte da mesma incluída no topo da Formação Jaicós.

Ao longo do Rio Tocantins a unidade é afetada por falhas normais de direção N-S e NW-SE, com rejeitos de até 200 m, resultando na formação de estruturas tipo grabéns, a exemplo do Gráben de Lajeado na região da cidade homônima. Os diversos falhamentos normais de direção N-S impuseram em vários locais de ocorrência da Formação Jaicós, contatos tectônicos com as unidades sobrejacentes e subjacentes, com abatimentos de blocos de até 200 m de rejeito, a exemplo da região do Gráben de Lajeado, onde rochas da Formação Jaicós, originalmente aflorantes em cotas superiores a 380m estão lado a lado com os granitoides da Suíte Intrusiva Lajeado, em cotas em torno de 200 m (Fig.3.274).

Esta unidade foi estudada com maior detalhe, em dois perfis representativos. O primeiro, na Serra do Lajeado a leste da cidade homônima na Folha

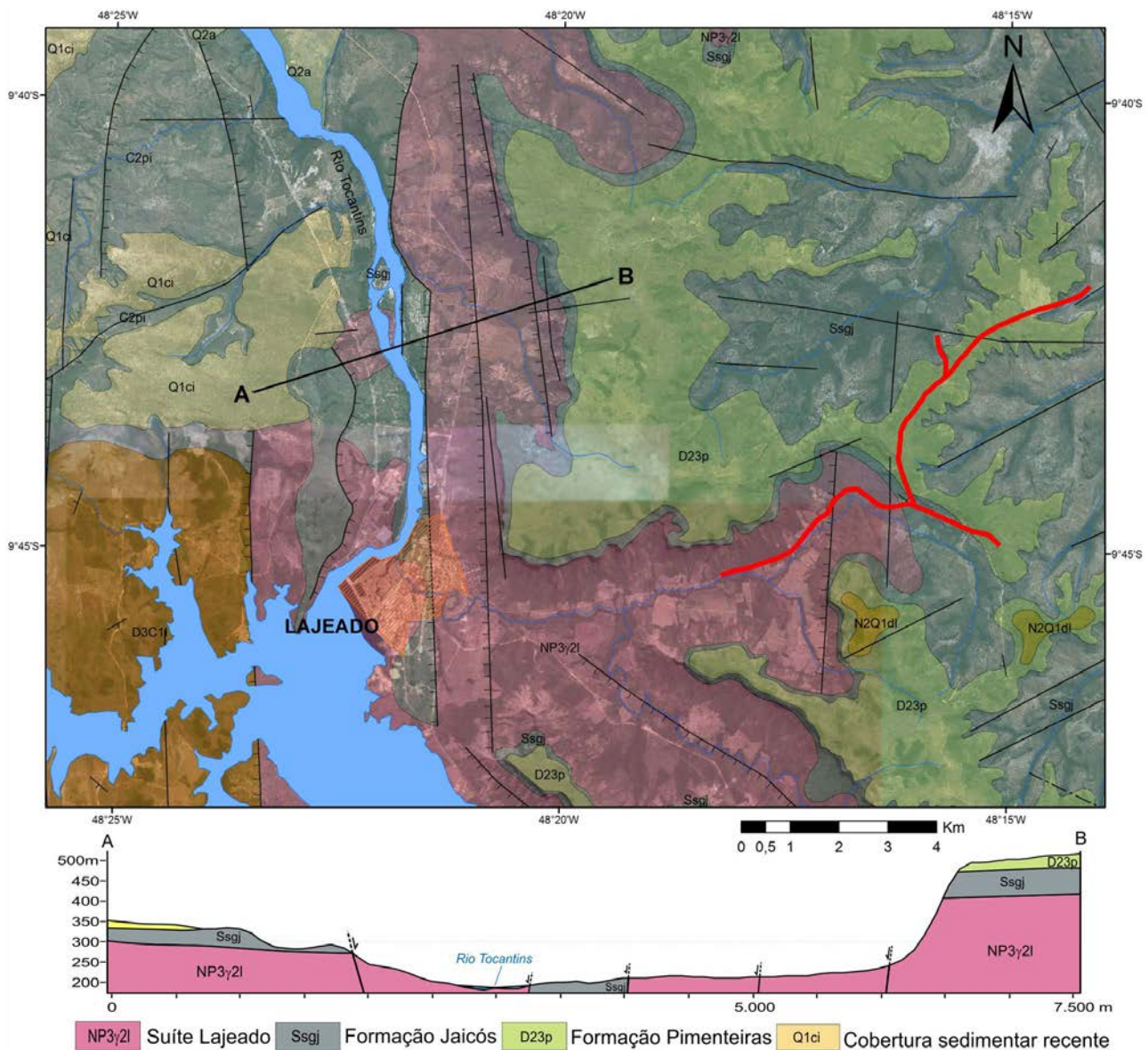


Figura 3.274 – Recorte do mapa geológico da folha Miracema do Norte na região da cidade de Lajeado, com destaque (em vermelho) para um dos perfis executados na Serra do Lajeado, além do perfil esquemático A-B na região do Gráben do Lajeado.



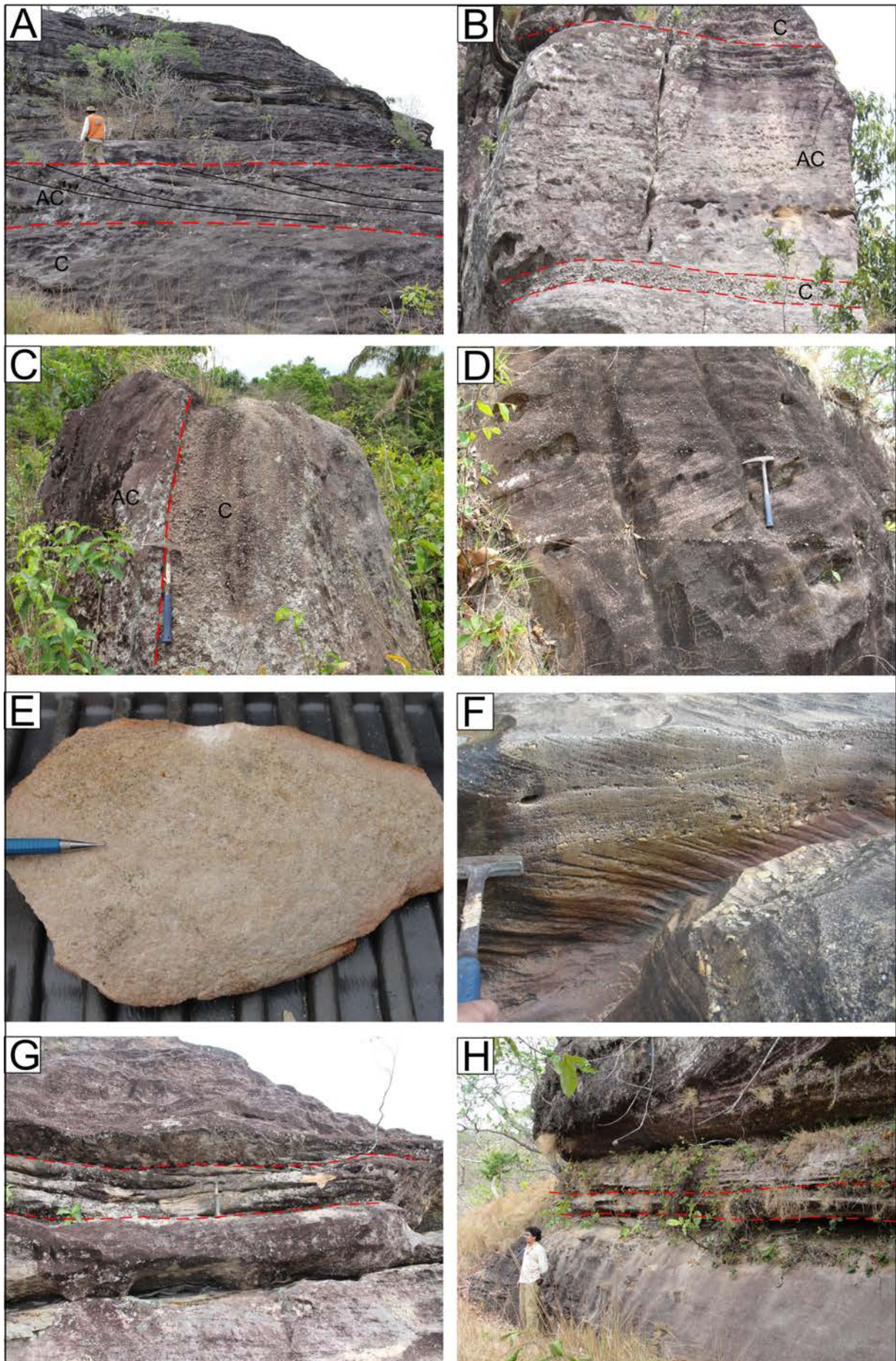


Figura 3.275 – A e B) Aspectos dos afloramentos de conglomerados. C) Arenitos conglomeráticos. D) Estratos cruzados de médio a grande porte. E e F) Arenitos médios a grossos, com cruzadas acanaladas de pequeno porte. G e H) Níveis de siltito laminado amarelado no topo do pacote.

Miracema do Norte, e o segundo ao longo da TO-030, estrada que liga Taquaruçú a Buritirama, na porção nordeste da Folha Porto Nacional.

No perfil a leste de Lajeado (Fig.3.274) foram encontradas as maiores espessuras da Formação Jaicós na área, variando entre 40 e 110 m, a partir da cota de 380 m, à exceção das áreas afetadas pelos grandes falhamentos normais, onde os blocos abatidos estão na cota de 180 e 200m, ao lado dos granitoides do embasamento (Fig.3.274). A seção vertical do perfil pode ser visualizada na figura 3.274.

Nesta região, a Formação Jaicós é constituída, desde sua base até aproximadamente sua porção intermediária, por intercalações de pacotes centimétricos a decimétricos de conglomerados oligomíticos e arenitos conglomeráticos (Figs. 3.275 A, B e C), friáveis a semi-friáveis, esbranquiçados a amarelados com uma matriz quartzosa, com grãos grossos e grânulos, ricos em seixos centimétricos de quartzo leitoso subarredondados, dispersos na rocha ou formando linhas na base de estratos cruzados de médio a grande porte (Figs. 3.275 A e D). Estes gradam para o topo para quartzo arenitos de granulação média a grossa (Figs. 3.275 E e F), constituindo sets métricos,

de coloração amarelada, friáveis, mal selecionados, com grãos subangulosos a subarredondados, e grânulos dispersos com estratos cruzados de pequeno a médio porte. Nesta porção continuam as intercalações decimétricas de conglomerados e arenitos conglomeráticos, porém em menores proporções. Ainda mais para o topo da Formação Jaicós, surgem intercalações de níveis centimétricos de arenito fino a médio e siltito amarelado/alaranjado (Figs. 3.275 G e H) com espessura de até 50 cm, que se intensificam até a passagem total para os siltitos e ritmitos da Formação Pimenteirias. Não foram realizadas análises petrográficas nestas rochas tendo em vista o elevado grau de alteração intempérica que as deixam, de maneira geral, bastante friáveis.

As principais estruturas sedimentares são estratificações cruzadas tabulares, acanaladas (Fig.3.276) e plano-paralelas de médio e grande porte (sets > 1,0 m), bem marcadas nos paredões verticais e lajedos na região da Serra do Lajeado. Localmente, em afloramento na Folha Miracema do Norte (CA-186), identificam-se intraclastos ou nódulos de argila com diâmetro de até 10 cm, além de intraclastos alongados e ferruginosos em meio

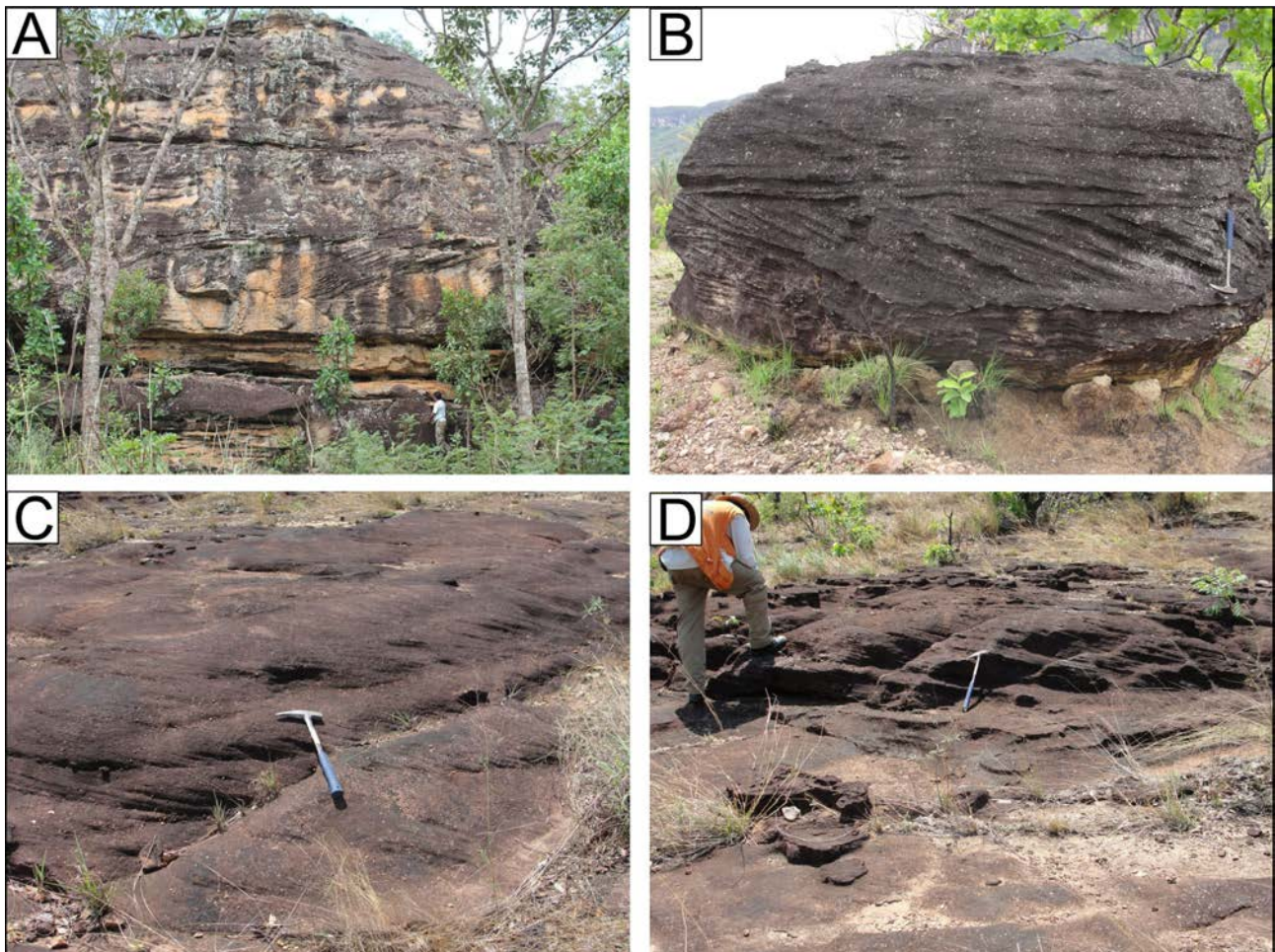


Figura 3.276 – A, B, C e D Características das estratificações cruzadas de grande porte nos arenitos conglomeráticos da Formação Jaicós.

aos arenitos grossos e conglomeráticos típicos de depósitos de *channel-lag*. O acamadamento no geral é sub-horizontal, ou com mergulhos muito baixos para leste. Próximo aos grandes falhamentos normais N-S, os mergulhos atingem 15°, geralmente para NW, W e SW. O ambiente deposicional sugerido é fluvial anastomosado com medidas de azimutes de paleocorrentes para norte (4°, 351°). O conjunto

forma espessos corpos arenosos e conglomeráticos em *sets* com espessura variável, cujos pacotes indicam ciclos deposicionais granodécrescentes ascendentes.

O segundo perfil localizado na porção nordeste da Folha Porto Nacional ao longo da TO-030, na subida da Serra do Lajeado, a partir do quilômetro 4 da estrada que liga os municípios de Taquaruçu e Buritirana (Fig.3.277), tem aproximadamente 120 m

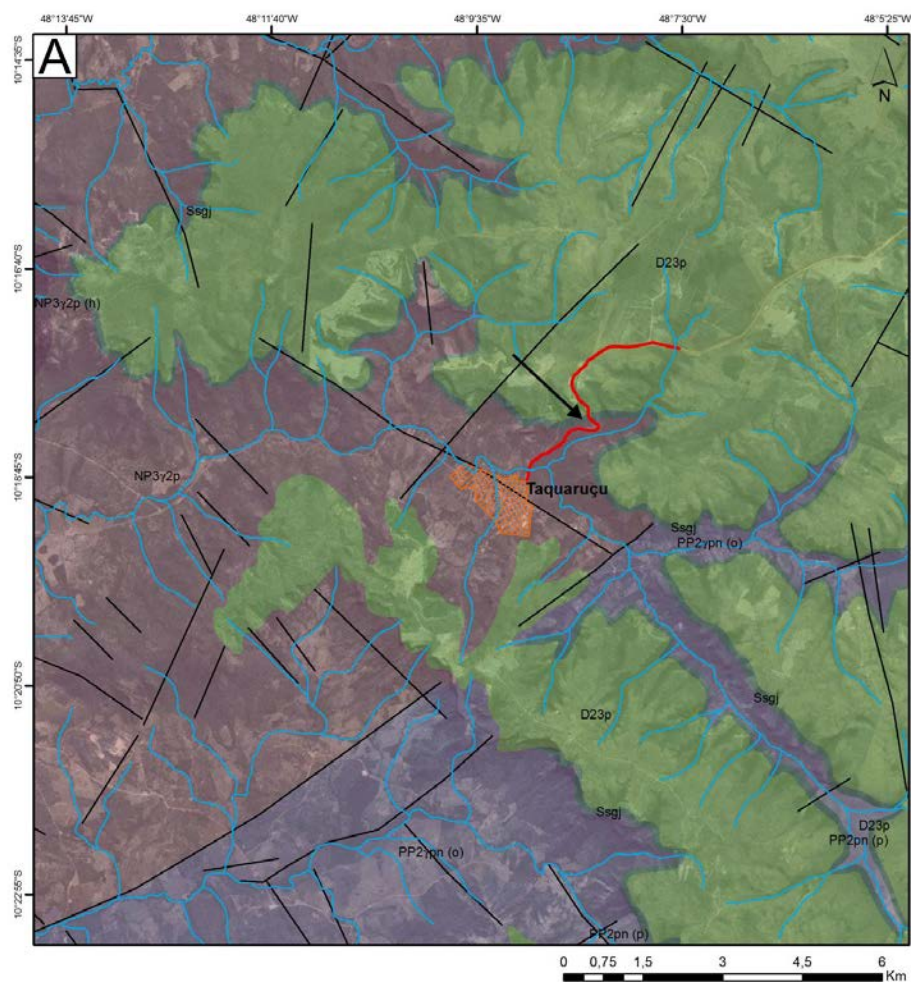


Figura 3.277 – A) Recorte do mapa geológico da folha Porto Nacional com destaque para o perfil da região de Taquaruçu, subida da Serra do Lajeado. B e C) Detalhe do corte de estrada na referida subida onde foi executada a seção vertical.

de espessura e marca muito bem a transição entre a Formação Jaicós e a Formação Pimenteiras. Como não foi possível separar cartograficamente esta zona transicional como Formação Itaim, optamos por incluí-la por enquanto, na base da Formação Pimenteiras. A partir do embasamento, consideram-se os primeiros 40 m, como pertencentes à Formação Jaicós, sob a influência dominante de sedimentação fluvial. Após este intervalo, as interdigitações com sedimentos finos (siltitos, argilitos e arenitos finos) se intensificam até o predomínio total de sedimentos marinhos rasos pertencentes à Formação Pimenteiras. Esta transição marca o fim de um período regressivo caracterizado pela sedimentação predominantemente fluvial da Formação Jaicós, e início de um período transgressivo com o avanço do mar Pimenteiras.

A seção vertical tem início na cota altimétrica de 515 m onde aflora pacote de aproximadamente 6 m de espessura de conglomerado assentado em franca discordância litológica e erosiva sobre o Granito Palmas - Suíte Intrusiva Lajeado (Fig.3.278). A seção vertical com o perfil completo pode ser visualizada na figura 3.279.

O conglomerado é monomítico contendo seixos subarredondados de quartzo leitoso de dimensão centimétrica (0,5 a 7,0 cm). A disposição e o eixo longitudinal dos seixos parecem concordantes e sugerem imbricações (Figs. 3.280 A e B). Estes sedimentos constituem pavimento do tipo *channel-lag deposit* formado durante o transporte aquoso, onde os sedimentos finos foram removidos. Estes

conglomerados gradam bruscamente para arenitos conglomeráticos e arenitos de granulação grossa, mal selecionados, de coloração amarelada, com estratos cruzados acanalados de médio e pequeno porte (sets < 0,5 m) (Figs. 3.280 B e C).

Em direção ao topo o ciclo se repete com a gradação de sets decimétricos a métricos, de conglomerados, arenitos conglomeráticos e arenitos grossos com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte, sendo este nível encimados por estratos centimétricos de arenitos finos e siltitos finamente laminados (Fig.3.280 D), cujo conjunto indica ciclos granodecrescentes ascendentes (*fining upward*). As formas de leito registram a mudança de regime de fluxo inferior (leitos cruzados) para superior (leitos planos). O pacote como um todo tem cerca de 18 m de espessura.

No pacote seguinte há predominância de arenitos grossos ou médios agrossos, com abundantes estratos cruzados acanalados de pequeno porte (Figs. 3.281 A e B), com características de depósitos de preenchimento de canais. São intercalados ou interdigitados com camadas decimétricas (até 0,6 m) dos mesmos conglomerados descritos acima (*channel-lag deposit*), porém neste pacote, ocorrem blocos maiores, tipo calhaus com até 40 cm de diâmetro (Figs. 3.281 C e D). Neste pacote, como no pacote subjacente, ocorrem com frequência os sets centimétricos de siltitos com laminação plano-paralela e superfícies onduladas. Todo o pacote desde o início do perfil tem aproximadamente 40 m e constitui uma associação de fácies Gm, Gt e Ss



Figura 3.278 – Contato por discordância erosiva e litológica entre as rochas do embasamento Neoproterozoico (Granito Palmas - Suíte Lajeado) e as rochas siluro-devonianas da Formação Jaicós (PS-363).

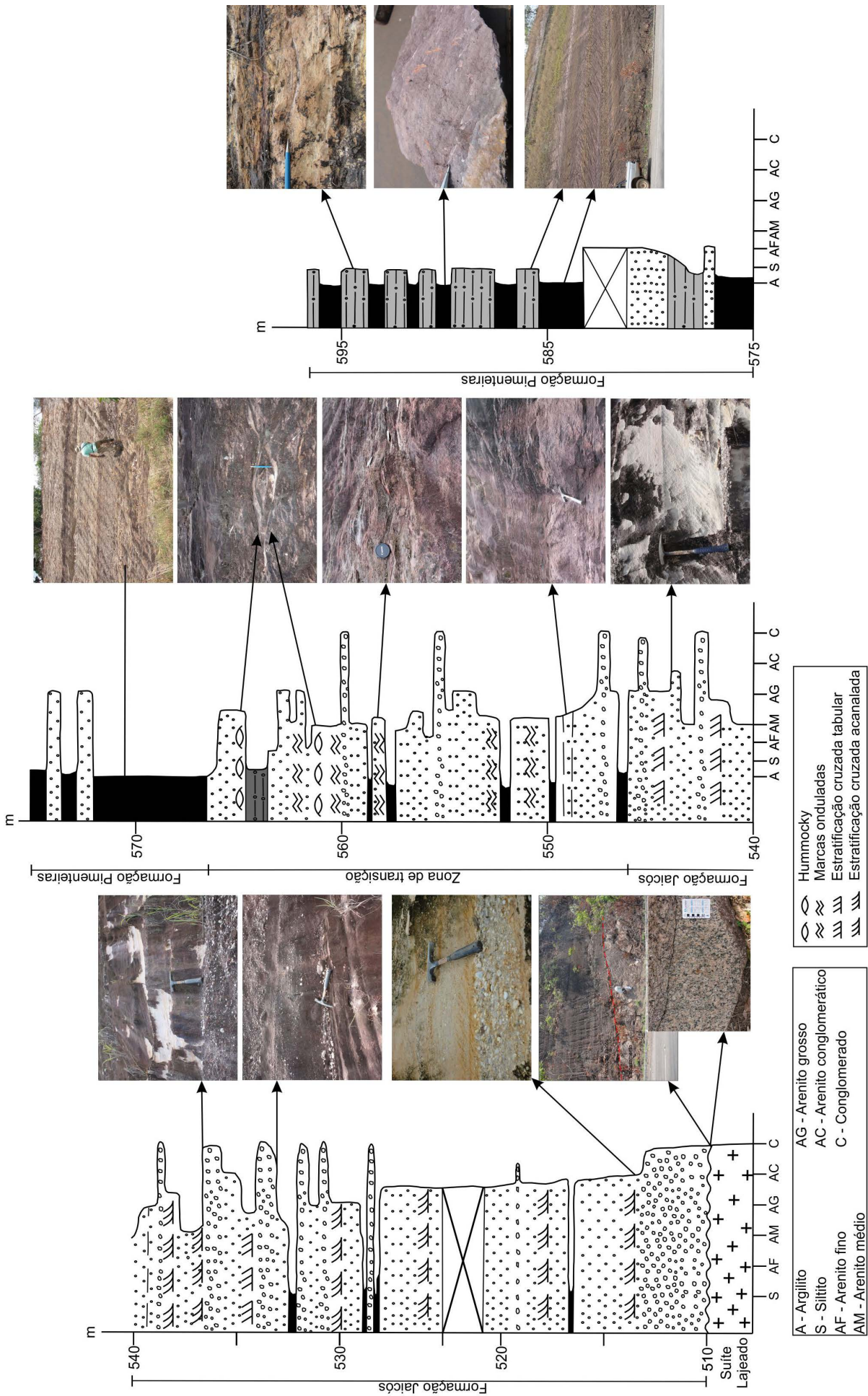


Figura 3.279 – Seção geológica vertical na transição entre as Formações Jaicós e Pimenteirás na região da Serra do Taquaruçu-TO.

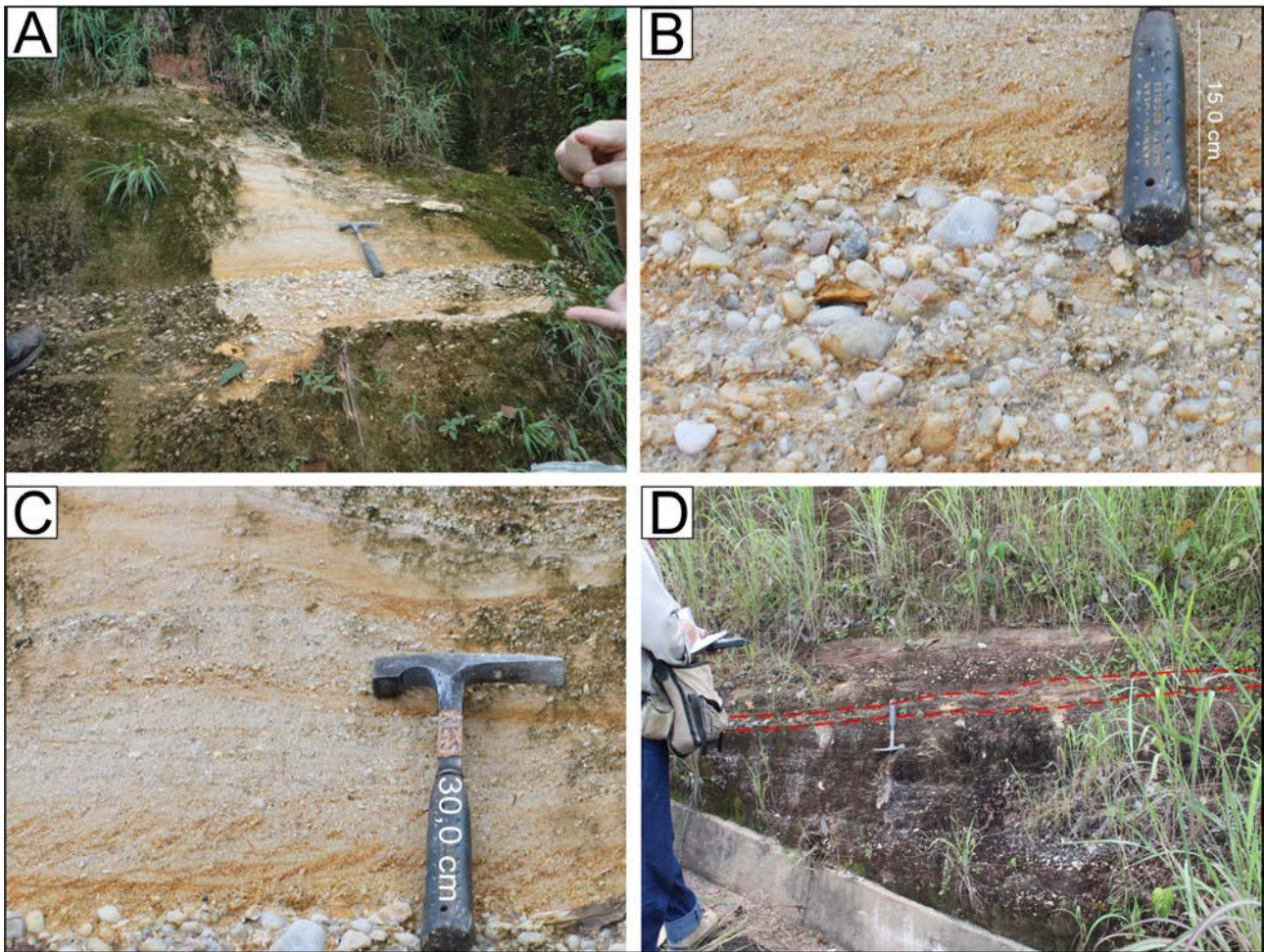


Figura 3.280 – A) Nível de conglomerado (base) e arenito conglomerático (channel-lag deposits) dispostos logo acima da zona saprolítica do Granito Palmas (PS-363). B) Detalhe dos seixos predominantemente formados por quartzo leitoso em conglomerado monomítico. Maior eixo longitudinal dos seixos concordantes, sugestivos de imbricação. C) estratificação cruzada acanalada tipo *pi de Allen* (1963) nos arenitos conglomeráticos dispostos acima do nível conglomerático, fácies Gm e Gt (MIALL, 1977). D) Siltitos no topo dos sets conglomeráticos formando ciclos *fining-upward* do ambiente fluvial da Formação Jaicós (PS-363).

reunidas na tabela 3.54 e figura 3.281 E, F, G e H. Nesta porção da bacia, a sequência deposicional descrita para a Formação Jaicós é compatível com ambiente de canais fluviais entrelaçados (anostomosados).

A passagem gradacional entre os sedimentos da Formação Jaicós, topo do Grupo Serra Grande e os sedimentos da Formação Pimenteiras, base do Grupo Canindé, ocorre entre as cotas de 560 e 580m quando começam a predominar os ritmos com intercalações de estratos de arenitos finos e médios (até 1,2 m) com laminais ou estratos centimétricos (até 30 cm) de siltitos e argilitos avermelhados com laminação plano-paralela (Figs. 3.282 A e B) e marcas onduladas no topo dos sets (fácies Rap) (Figs. 3.282 C e D). Neste intervalo, os níveis de arenito conglomerático ou arenito grosso são mais raros, mas podem ainda ocorrer. Mais acima, os leitos arenosos formam estratificações cruzadas tipo *hummocky* (fácies Rh) (Figs. 3.282 E e

F). Este conjunto tem espessura aproximada de 20 m, constituindo associação de fácies reunidas na tabela 3.55. Estes ritmos que encimam os depósitos arenosos e conglomeráticos da Formação Jaicós, assinalam a passagem entre as formações Jaicós e Pimenteiras na porção SW da Bacia do Parnaíba. Os ritmos com estratificações cruzadas *hummocky* sugerem um ambiente deposicional plataformal afetado por ondas de tempestades (tempestitos) e representam a gradação dos sedimentos do topo da Formação Jaicós para os sedimentos da base da Formação Pimenteiras.

Entre as cotas 580m e 595 m, tem-se amplo predomínio de argilitos e siltitos esbranquiçados e arroxeados, finamente laminados, em camadas métricas, com intercalações centimétricas de arenitos finos a médios (Fig.3.283 A). Este pacote é afetado por falhas normais e dobras de arrasto métricas (Fig.3.283 B). Entre as cota 595m e o final do perfil (cota 650m), ocorre espesso pacote de

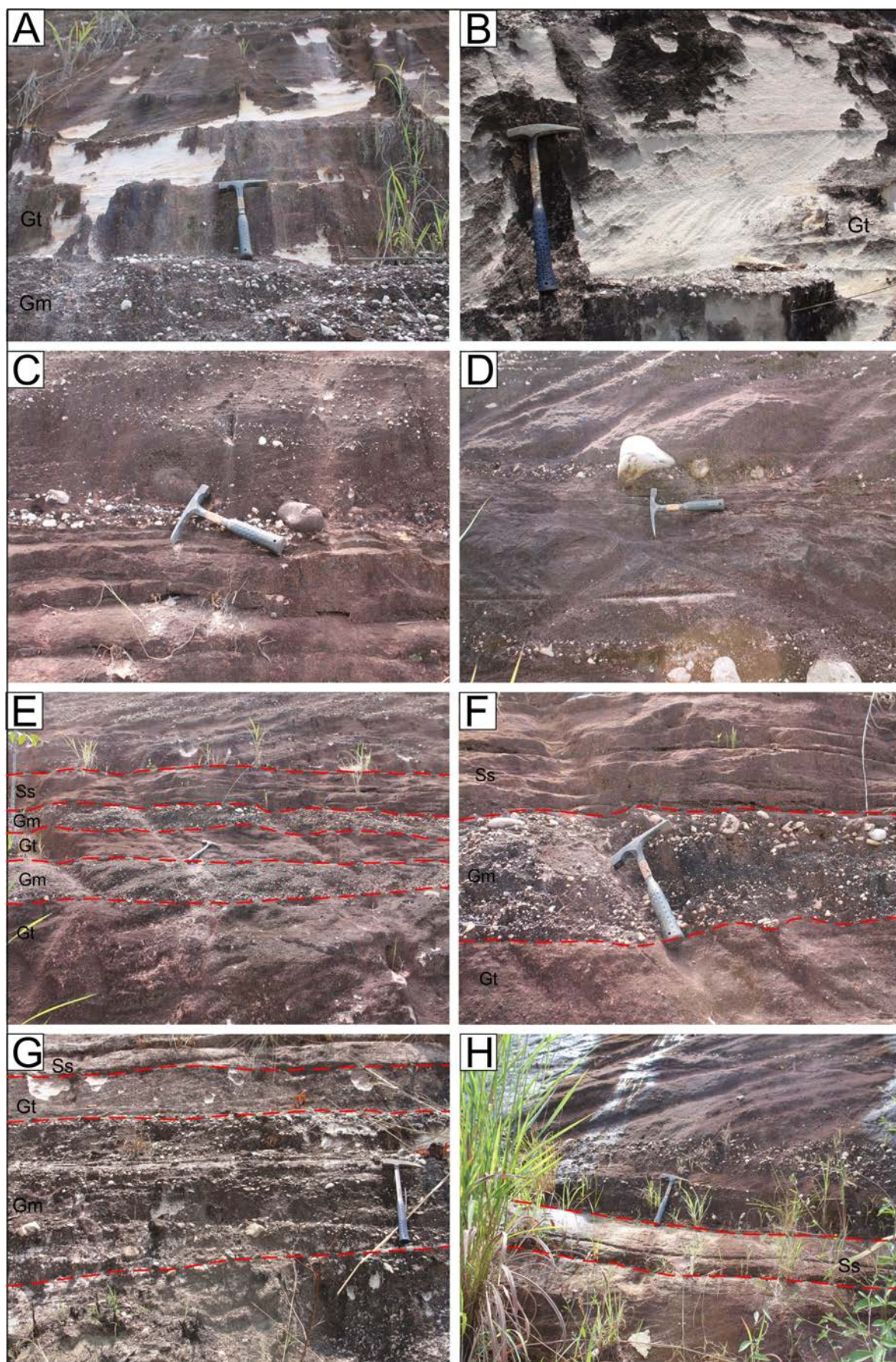


Figura 3.281 – A e B) Contato brusco entre conglomerado monomítico (fácies Gm) e quartzo arenito médio a grosso, ricos em estratos cruzados acanalados (fácies Gt). C e D) Pavimentos conglomeráticos (fácies Gm) com seixos e calhaus de quartzo leitoso entremeados com quartzo-arenitos avermelhados (fácies Gt). E, F, G e H) Intercalação de conglomerados (Gm), quartzo arenitos médios a grossos (Gt) e siltitos laminados (Ss) em contatos paralelos não-erosivos.

Tabela 3.54 – Associação de fácies da Formação Jaicós no perfil da Serra do Taquaruçu.

Fm.	Fácies	Litofácies	Estruturas Sedimentares	Interpretação
Jaicós	Gm	Conglomerados monomítico (seixos de quartzo-leitoso) e arenito conglomerático, amarelado a esbranquiçado. Por vezes, calhaus de quartzo-leitoso subarredondados.	Estratos cruzados acanalados de médio porte (entre 1,0 e 0,5 m), imbricação de sseixos	Depósitos de channel-lag
	Gt	Arenito conglomerático e quartzo arenito grosso ou médio a grosso, esbranquiçado ou rosado	Estratificação cruzada acanalada de pequeno porte (< 0,5 m)	Preenchimento de canais
	Ss	Siltito laminado e arenito fino podendo conter grânulos e seixos	Marcas rasas (incluindo estratificação cruzada)	Menores canais ou depressões (scour hollws)

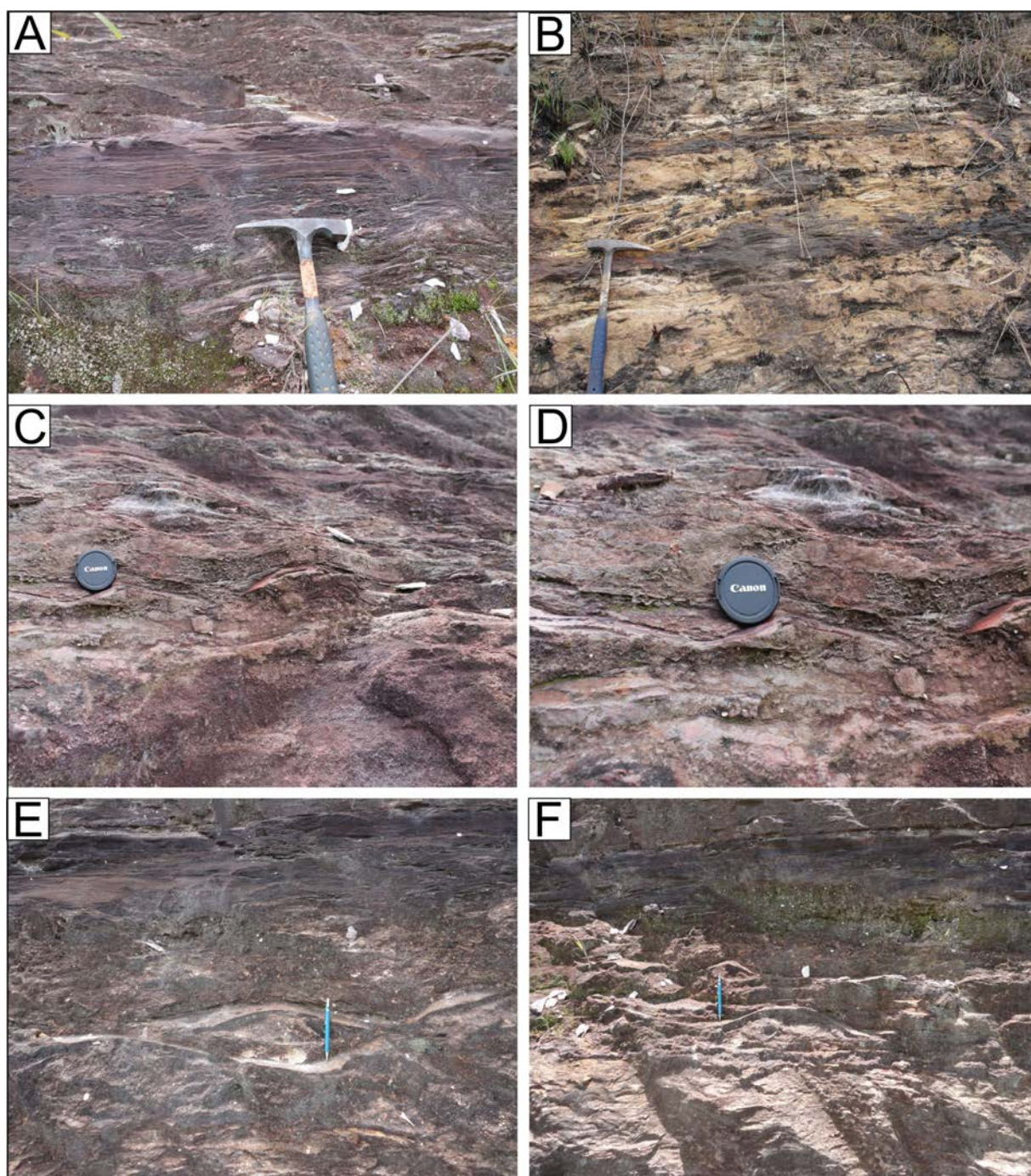


Figura 3.282 – Feições e estruturas sedimentares da zona de transição entre as formações Jaicós e Pimenteiras. A e B) Laminação plano-paralela em ritmitos. C e D) Ritmitos com marcas onduladas de comprimento de onda com até 10 cm, (fácies Rap). E e F) Alternância entre sets arenosos e pelíticos com estratificações do tipo hummocky (fácies Rh).



Tabela 3.55 – Associação de fácies nos ritmitos da base da Formação Pimenteiras, na transição para Formação Jaicós.

Fm.	Fácies	Litofácies	Estruturas Sedimentares	Interpretação
Pimenteira	Rap	Ritmitos formados pela alternância de arenitos e pelitos avermelhadas	Laminação plano-paralela, marcas onduladas.	Marinho-raso com ação de ondas
	Rh	Ritmitos formados pela alternância de arenitos e pelitos avermelhados	Laminação plano-paralela, estratificação cruzada hummochy	Marinho-raso com ação de ondas de tempestade

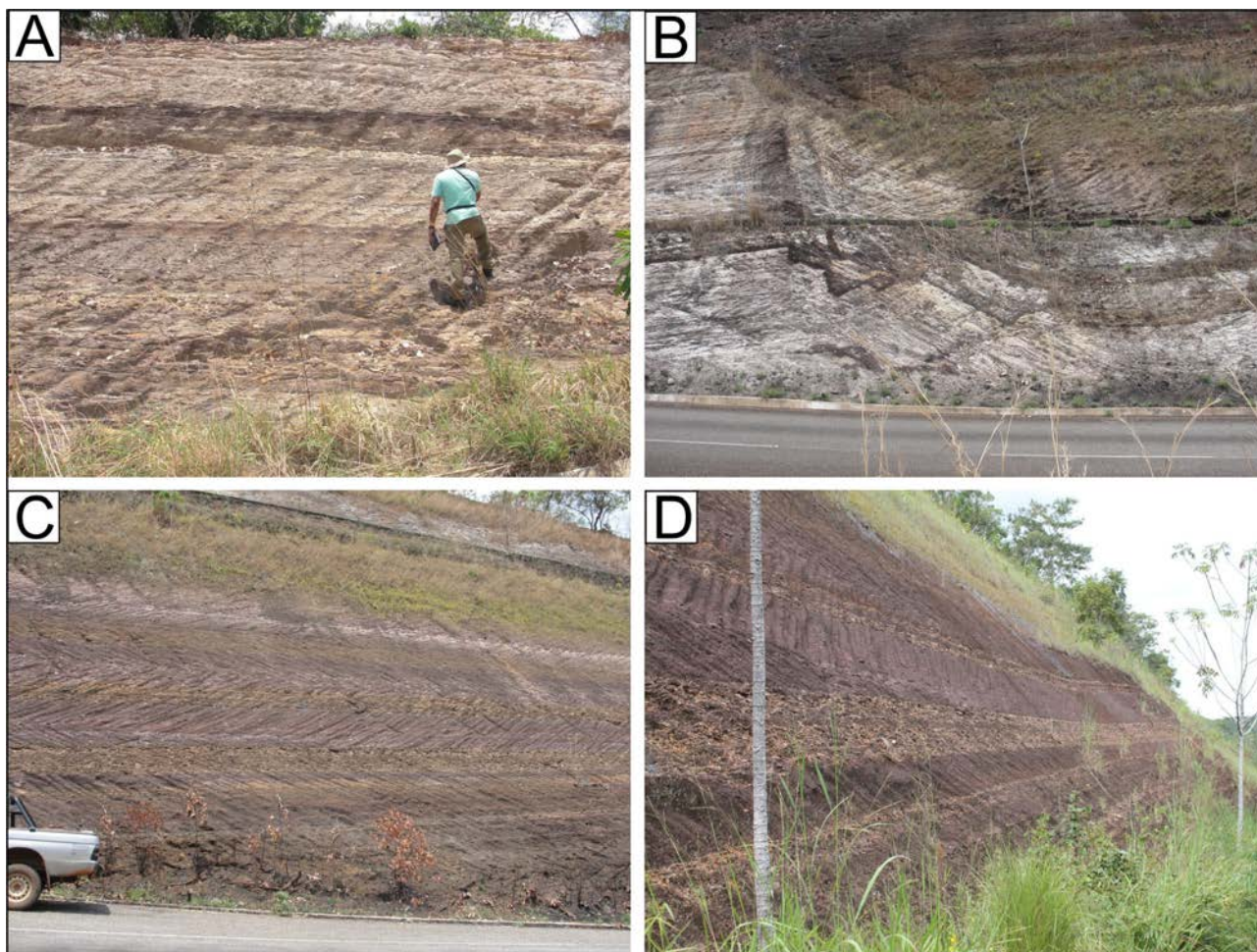


Figura 3.283 – A e B) Siltitos e argilitos esbranquiçados e arroxeados, afetados por falhas e dobras de arrasto. C e D) Topo do perfil. Intercalações de siltitos arroxeados, argilitos e arenitos finos amarelados, ferruginosos.

ritmitos bastante intemperizados, ferruginosos, caracterizados pela intercalação de siltitos arroxeados e argilitos amarelados. (Figs. 3.283 C e D).

No âmbito deste projeto, nenhuma amostra da Formação Jaicós foi submetida à exame palinológico. Entretanto, Grahn (1992) identificou microfósseis do Siluriano e Devoniano Inferior (Lockoviano e Emsiano) em amostras desta unidade. Santos e Carvalho (2004) descrevem palinomorfos de quitinozoários, acritarcas, esporos e hemicordados (graptólitos) que indicam idade Siluriana para esta Formação. A Formação Jaicós correlaciona-se com as Formações Manacapuru do Grupo Trombetas da Bacia do Amazonas e com a Formação Furnas da Bacia do Paraná (CAPUTO;LIMA, 1984).

### 3.3.2 - Grupo Canindé

Grupo Canindé foi o termo originalmente proposto por Rodrigues (1967) para agrupar as Formações Pimenteiras, Cabeças e Longá. Caputo (1984) incluiu a Formação Itaim neste Grupo, por considerar que este estivesse mais relacionado ao Devoniano do que ao Siluriano do Grupo Serra Grande. Neste trabalho adota-se a proposta de Góes e Feijó (1994), que definem o Grupo Canindé composto, da base para o topo, pelas formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti. Vaz et al. (2007) posicionam os sedimentos do Grupo Canindé no Mesodevoniano-Eocarbonífero. Para Góes e Feijó (1994), houve retomada da sedimentação

neste período, causando subsidência e expansão da bacia que resultou na implantação de novo ciclo transgressivo-regressivo, representativo da maior ingressão marinha no Parnaíba. O término da sedimentação é atribuído ao soerguimento provocado pelos reflexos da Orogenia Eoherciniana.

Na área de trabalho, não foi observada discordância erosiva entre as rochas do Grupo Canindé e Grupo Serra Grande como consta na literatura para a porção leste da Bacia do Parnaíba. Nesta região (borda sudoeste da bacia) o contato é transicional. O Grupo Canindé está sobreposto em discordância erosiva pelo Grupo Balsas. A espessura máxima estimada deste grupo é de cerca de 1.000m na porção leste da bacia (CAPUTO,1984). Segundo Góes e Feijó (1994), o Grupo Canindé é correlacionável ao Grupo Marimari da Bacia do Solimões, aos grupos Urupadi e Curuá da Bacia do Amazonas e ao Grupo Paraná, da Bacia do Paraná.

Na área deste projeto, o Grupo Canindé compreende as formações Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti.

#### 3.3.2.1 - Formação Pimenteiras

O termo Formação Pimenteiras (SMALL, 1914 apud BRASIL, 1974) foi utilizado pela primeira vez para designar as camadas de folhelhos que afloram nos arredores da cidade de Pimenteiras, no estado do Piauí. De idade Givetiano-Frasniano (GÓES;FEIJÓ, 1994), esta formação é descrita por Vaz et al. (2007) como composta principalmente por folhelhos cinza escuros a pretos, em parte bioturbados, ricos em matéria orgânica e radioativo, além de possuir intercalações de siltito e arenito. Os perfis grafoelétricos indicam ciclicidade deposicional e mudança de tendência transgressiva para regressiva na passagem gradacional para a Formação Cabeças, que lhe é sobreposta (DELLA FÁVERA, 1990). A Formação Pimenteiras representa a ingressão marinha mais importante da Bacia do Parnaíba (VAZ et al., 2007), e o ambiente deposicional é interpretado como sendo nerítico plataformar dominado por tempestades (DELLA FÁVERA, 1990; VAZ et al., 2007).

As rochas desta unidade ocupam grande parte da porção centro-leste das folhas Miracema do Norte e Porto Nacional (Fig.3.284 A), e suas respostas na imagem aerogamaespectrométrica do Ternário (R G B – K-Th-U) indicam valores relativamente elevados de Th, atestadas pela cor verde clara (Fig.3.284 B) e relacionados aos extensos platôs lateríticos que recobrem os sedimentos. Esta unidade está sobreposta aos arenitos e conglomerados da Formação Jaicós, em contato transicional. A oeste do gráben do Rio Tocantins, na porção central das folhas Miracema do Norte e Porto Nacional, dispõe-se em

discordância angular, erosiva e temporal sobre os micaxistos do Orógeno Araguaia. Também mantém contatos tectônicos com as rochas do Orógeno Araguaia e unidades da própria Bacia do Parnaíba, a exemplo do Gráben de Monte Santo na porção central da Folha Miracema. Seu contato com a unidade estratigraficamente acima, Formação Cabeças, no geral é tectônico, porém em alguns locais observa-se um contato brusco entre estas unidades.

As rochas desta unidade são predominantemente ritmitos, que definem relevo na forma de extensos chapadões contínuos e aplainados, no geral bastante lateritizados (Figs. 3.285 A e B) e, subordinadamente, constituem relevo suavemente ondulado, com morros abaulados, ravinados e com topos lateritizados. Seus afloramentos podem ser de várias formas, desde encostas íngremes no topo das escarpas da Serra do Lajeado, extensos platôs lateríticos no topo da referida serra, em cortes de estrada de dezenas de metros, ou em valas e valetas nas margens de estradas (Fig.3.285).

Na borda SW da Bacia do Parnaíba, onde se localiza a área deste projeto, afloram as rochas da porção basal e intermediária da Formação Pimenteiras, representadas por ritmitos constituídos predominantemente por intercalações de siltitos e argilitos em sets milimétricos a decimétricos, com arenitos finos e médios subordinados (Fig.3.285 C, D, E e F). Em direção ao topo ocorrem espessos pacotes (> 4,0 m) de argilitos laminados e folhelhos cinza e amarelados.

Em afloramentos da porção central da Folha Miracema do Norte, a norte da cidade de Miranorte, ao longo da BR-153 (CA-239) e TO-342 (CA-064), há excelentes afloramentos em cortes de estradas que representam os ritmitos da porção intermediária da Formação Pimenteiras. No ponto CA-064, estes ritmitos são formados pela alternância de arenitos finos de coloração esbranquiçada, siltitos e argilitos avermelhados/amarelados (Figs. 3.286 A e B) com acamadamento *flaser*, *wavy* (dominantes) e lenticulares (*linsen*). As estruturas *wavy* são transicionais entre aquelas *flaser* e lenticulares, com camadas contínuas de lama e areia (Fig.3.286 C). As estruturas *flaser* apresentam camadas lamosas descontínuas separadas por contínuas camadas arenosas, enquanto que as estruturas lenticulares apresentam descontínuas camadas de areia em meio aos contínuos estratos de siltitos e argilitos (Fig.3.286 D). Os finos leitões interacamadados de arenitos e argilitos são referidos como uma fácies heterolítica. Ambos os tipos de acamadamento suportam depósitos formados em ambientes de prodelta (deltaico) a marinho raso com registro de flutuações no suprimento sedimentar ou atividade de onda (Tucker, 1982).

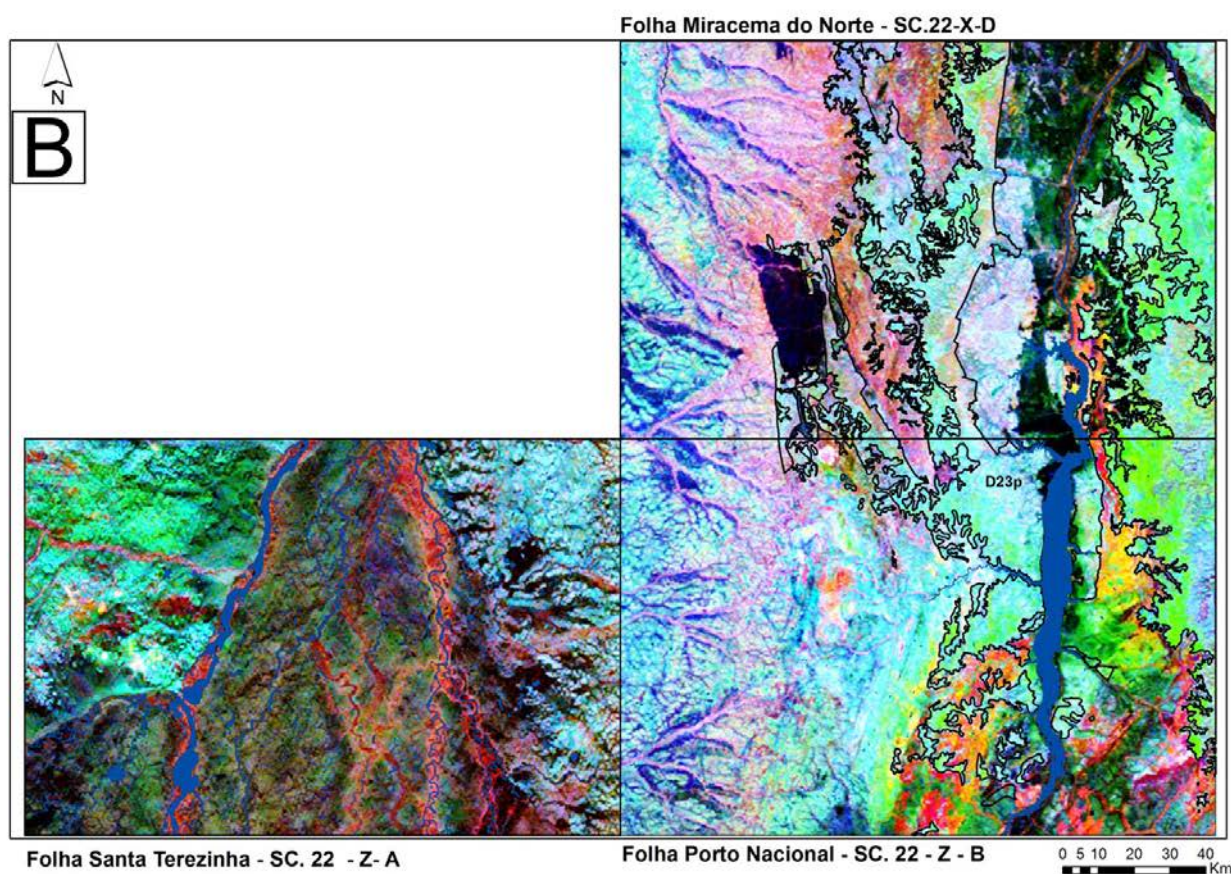
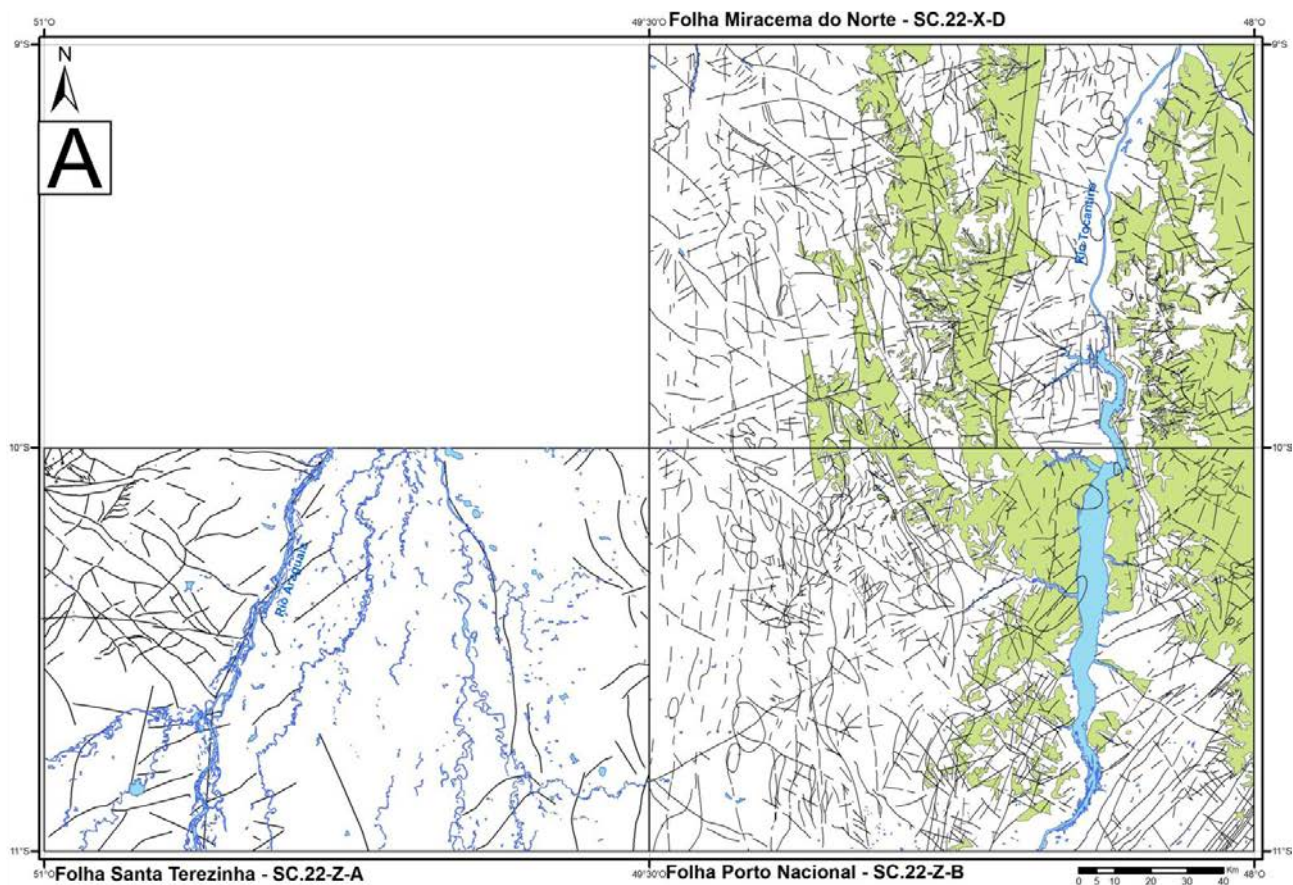


Figura 3.284 – A) Área de ocorrência da Formação Pimenteiras (Grupo Canindé). B) Imagem aerogamaespectrométrica ternária (R G B – K Th U) com o limite da Formação Pimenteiras em preto.

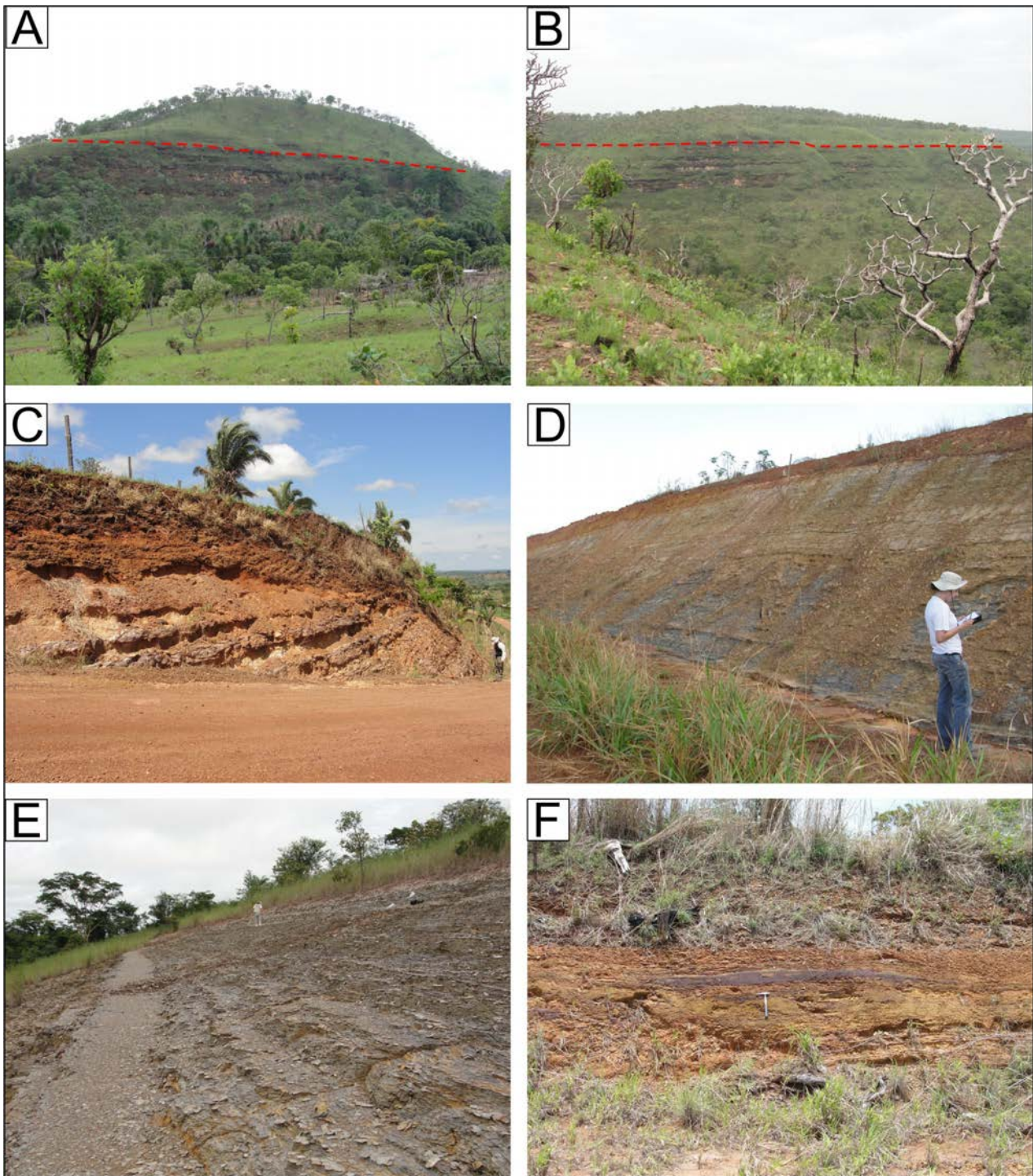


Figura 3.285 – Formas de ocorrência e tipos de afloramentos dos ritmitos (siltitos, arenitos finos e argilitos) da Formação Pimenteiras. A e B) Borda dos platôs da Serra do Lajeado onde se observa no topo (acima da linha vermelha) os litotipos da Formação Pimenteiras. C, D, E e F) Afloramentos em cortes de estrada dos ritmitos da Formação Pimenteiras.

A melhor exposição desta unidade encontra-se no ponto CA-239. Neste local os ritmitos são formados por sucessões de arenitos finos, siltitos e argilitos acinzentados, em estratos centimétricos ou lâminas milimétricas com alguma continuidade lateral, salvo onde afetado por falha/fratura. A principal unidade rítmica é dominada por estruturas sedimentares do tipo *flaser*, *wavy* e lenticular, com predominância de lama em direção ao topo da

sucessão. Três fácies sedimentares são identificadas: a) Fácies Sl, representada por ritmitos onde os sets arenosos formam finos leitos com laminação cruzada de baixo ângulo; b) Fácies Sh, composta por arenitos e argilitos intercalados, com laminação plano-paralela e acamadamento heterolítico, ocorrendo na passagem para as fácies Sr e Sl; c) Fácies Sr, formada por arenitos com marcas onduladas e estratificações cruzadas acanaladas de baixo-ângulo (Fig.3.287, tab. 3.56).

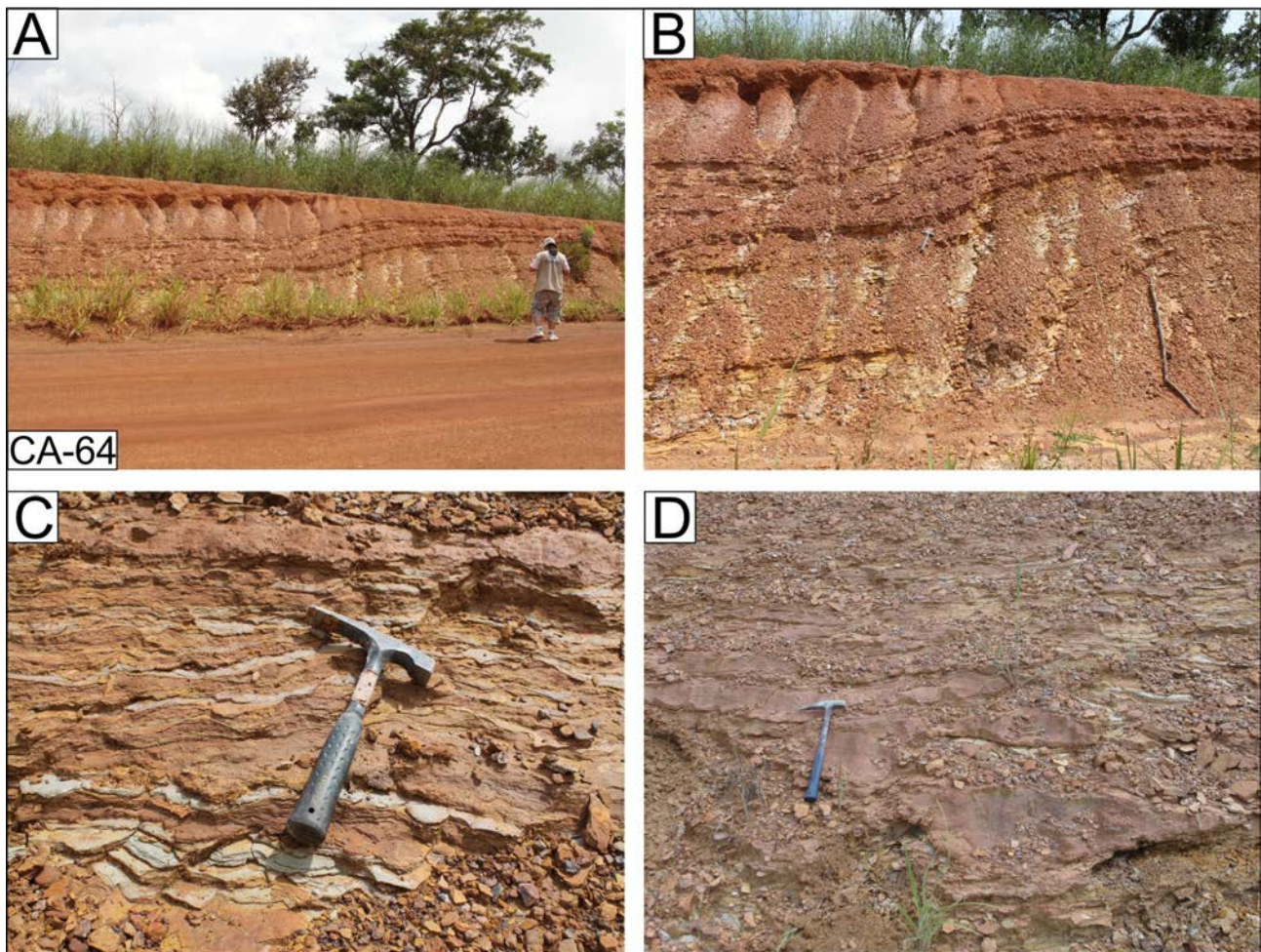


Figura 3.286 – A e B) Ritmitos amarelados e ferruginosos da Formação Pimenteiras em corte da estrada da TO-342; C) Detalhe da alternância de arenitos finos esbranquiçados e siltitos amarelados com laminação ondulada (wavy). D) Espessas lentes descontinuas de arenito fino em meio aos estratos de silito/argilito.

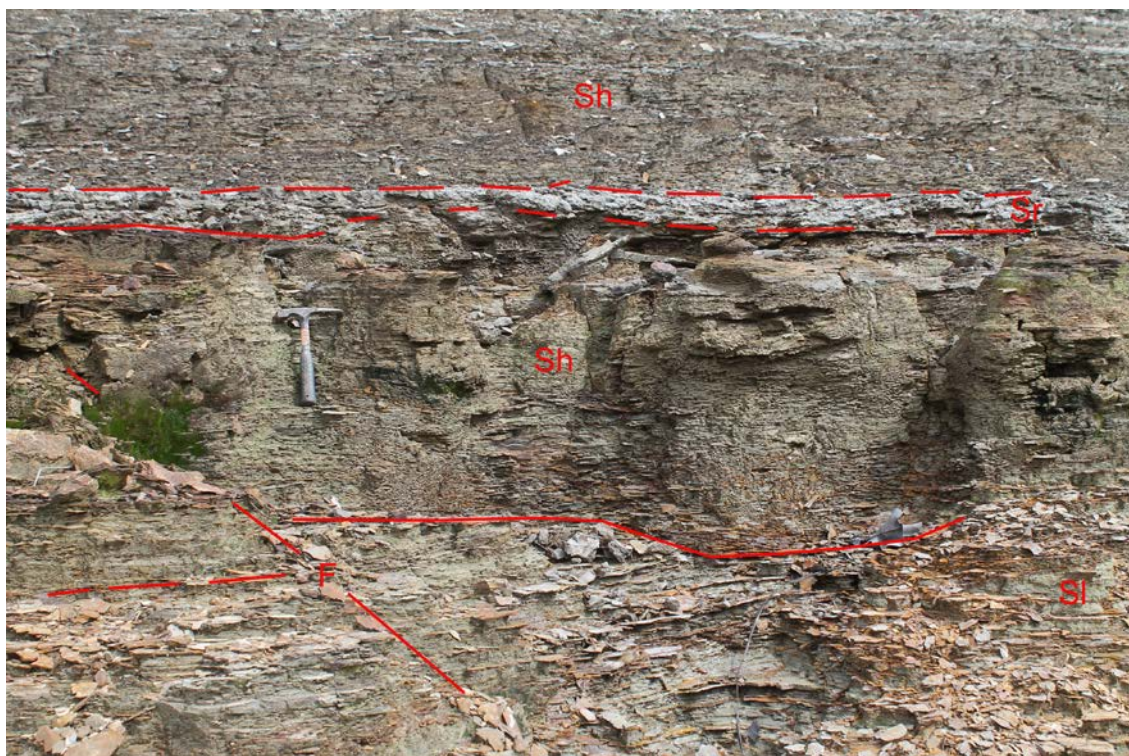


Figura 3.287 – Ritmitos da Formação Pimenteiras e associação de fácies Sl, Sh e Sr (da base para o topo - CA-239).

Tabela 3.56 – Associação de fácies da Formação Pimenteiras na estação CA-239.

Fm.	Fácies	Litofácies	Estruturas Sedimentares	Interpretação
Pimenteiras	Sl	Arenitos, siltitos e argilitos intercalados (ritmitos)	Laminação lenticular e wavy	Marinho-raso
	Sh	Arenitos, siltitos e argilitos intercalados (ritmitos)	Laminação lenticular e wavy; ECH?	Marinho-raso
	Sr	Arenitos e argilitos intercalados (ritmitos)	Laminação flaser, mud drapes, marcas onduladas.	Inframaré?

A fácies Sl ocorre na base do pacote, aflorando em corte de estrada com espessura aproximada de três metros constituída por ritmo formado pela alternância de siltito acinzentado-escuro, finamente laminado e arenito fino, por vezes, com coloração amarelada e aspecto ferruginoso. O arenito revela internamente laminações cruzadas de baixo-ângulo (subcríticos). O conjunto (fácies Sl) possui maior preservação de areia em leitos contínuos e registra maior ação de processos trativos sobre aqueles de suspensão (geração de formas de leito em relação ao regime de fluxo, p. ex., Harms et al. (1975), sugestivos de ambientes transicionais (fluxos oscilatórios?).

Mais acima, a passagem para a fácies Sh é transicional (acamadamento gradacional) e indica mudança de regime de fluxo inferior para superior e domínio de processos de suspensão. A seção rítmica reúne siltitos e argilitos com laminação plano-paralela e estruturas lenticulares (Fig.3.287).

A fácies Sr revela *sets* arenosos com espessura centimétrica intercalados com leitos argilosos (*mud drapes*). Marcas onduladas simétricas de comprimento de onda em torno de 3,0 cm marcam o topo dos *sets* dos arenitos que por sua vez, têm maior espessura em relação aos níveis/leitos arenosos das demais fácies (Fig.3.288). A fácies registra uma transição na condição do fluxo sedimentar, na passagem de laminação plano-paralela para aquela ondulada, podendo indicar a formação de *ripes* em condições de fluxo combinado (HARMS et al., 1975). A passagem para a fácies Sh sobrejacente é transicional e aponta para o domínio de processos de suspensão sobre aqueles de tração.

Em direção ao topo do afloramento, foi identificado um novo pacote representado pela fácies Sh com espessura aproximada de 4,0 metros de ritmo formado pela alternância de siltito acinzentado-escuro, finamente laminado e arenito fino/siltito róseo, por vezes, com coloração amarelada e aspecto ferruginoso, laminação plano-paralela e acamadamento lenticular. No topo ocorre arenito/siltito finamente laminado e de coloração avermelhada (Figs. 3.289 A, B, C e D). No interior do pacote aparecem algumas estruturas com padrão retilíneo e encurvado, que podem estar associadas a fraturas ou falhamentos (Figs. 3.289 E e F).

Na estação CA-239 (9,4231 S/-48,5724 W) interpretam-se ambas as fácies de maré e marinho-rasa, conforme tabela 3.56 anterior. Arenitos com ECH e lamitos com acamadamento heterolítico podem estar relacionados a ambientes transicionais para *offshore*. A alternância no regime de fluxo relacionado aos processos de suspensão e tração observada nas fácies Sl, Sh e Sr sugere a ação de marés, conforme descrito por Reineck e Singh (1980).

Estudos realizados por Gama Junior (2008) na região de Palmas-TO, seção de Taquaruçú - Fazenda Encantada II, identificaram seis espécies de braquiópodes: *Montsenetes carolinae*, *Australocoelia palmata*, *Mucrospirifer pedroanus*, *Amphigenia cf. A. Elongata* e *Tropidoleptus carinatus*. Em conjunto com estas espécies ocorrem crinóides, gastrópodes, conulárias e tentaculites. Essa associação faunística indicando o período do Devoniano médio e idade Eifeliano superior para esta porção da Formação Pimenteiras. Ainda segundo este autor, a presença da espécie *Montsenetes carolinae* indica correlação com a Formação Maecuru da Bacia do Amazonas onde esta espécie ocorre em estratos do eifeliano médio a superior. Também a ocorrência da espécie *Australocoelia palmata* permite a correlação com a Formação Ponta Grossa na Bacia do Paraná.

Os ritmitos das amostras CA-R-064 (-9,48654 S /-48,596 W) e CA-R-239 (9,4231 S/-48,5724 W) da Formação Pimenteiras (Tab. 3.57) foram submetidas à análise palinológica no Laboratório de Paleontologia da CPRM no Rio de Janeiro. Na amostra CA-R-64 foram detectadas apenas raras cutículas vegetais e muitos fragmentos orgânicos carbonizados de origem indeterminada. A amostra CA-R-239 (9,4231 S/-48,5724 W) correspondente a um nível de siltito argiloso acinzentado da fácies Sh (superior) que apresentou abundância em esporomorfos (grãos de pólen e esporos) em relação aos grupos de Tasmanáceas e Acritarcos (Tab. 3.58), estabelecendo seu posicionamento bioestratigráfico no intervalo Meso-Neodevoniano.

Nos ritmitos do topo do perfil sedimentar, são abundantes variadas formas anelares (Figs. 3.290 A e B) construídas de material areno-

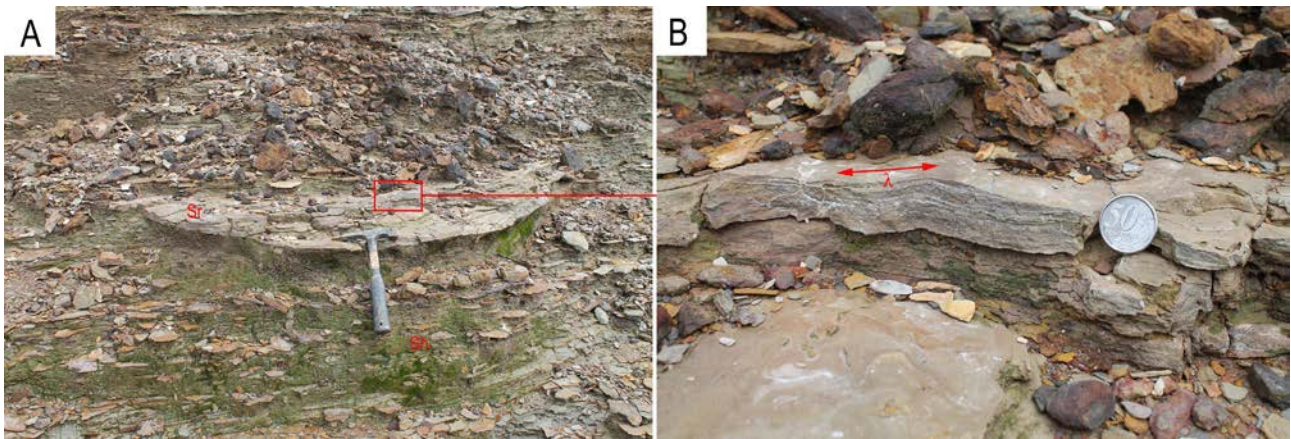


Figura 3.288 – Ritmitos da Formação Pimenteiras e fácies Sr com marcas onduladas simétricas (comprimento de onda –  $\lambda$ ) no topo de arenitos finos. Foto B com detalhe tomado de A (retângulo vermelho).

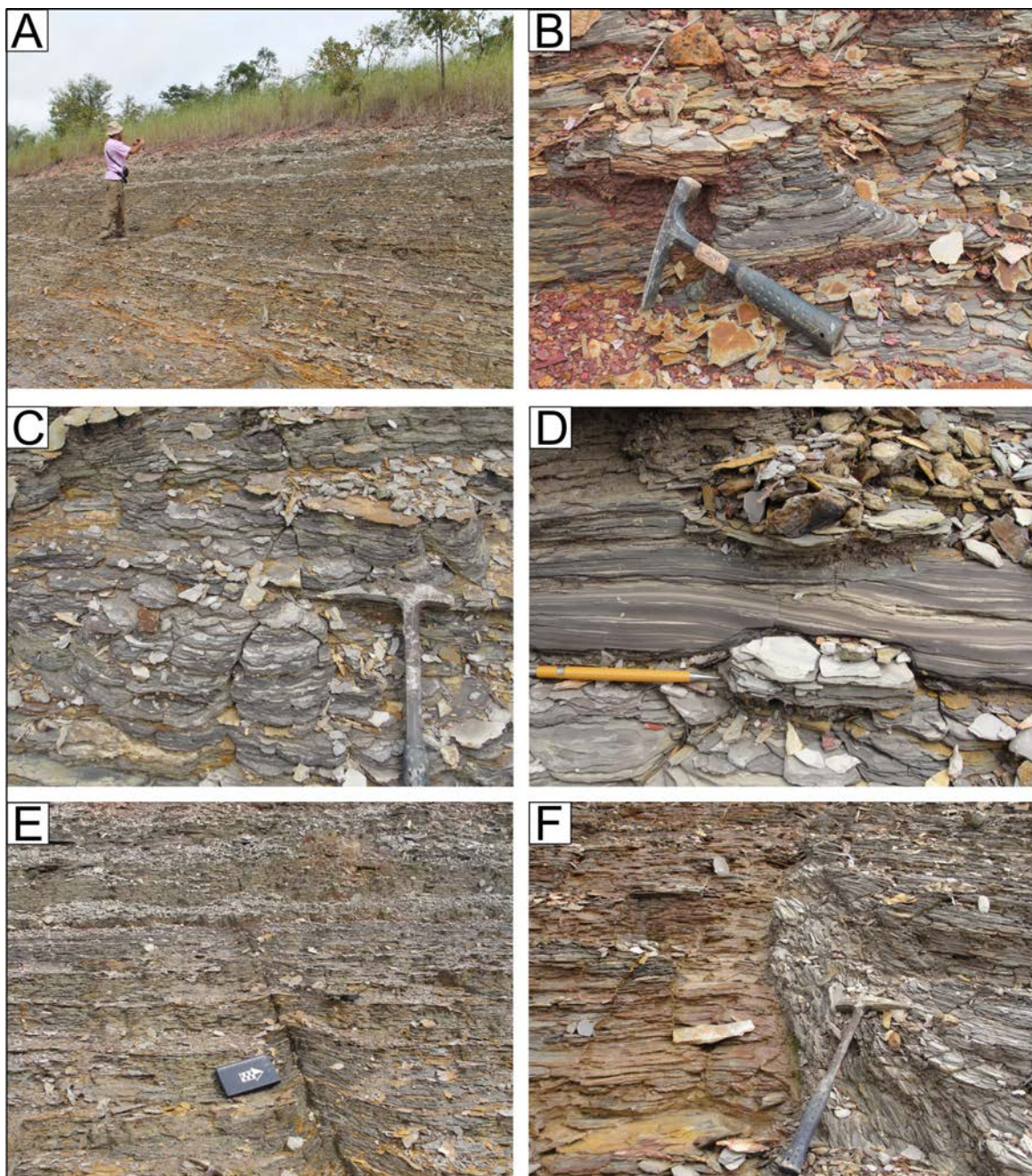


Figura 3.289 – A, B, C e D) Aspectos da fácies Sh (porção superior) nos ritmitos acinzentados e ferruginosos, finamente laminados da Formação Pimenteiras (estação CA-239 -9,4231 S /-48,5724 W). E e F) com fraturas e falhamentos.

Tabela 3.57 – Amostras da Formação Pimenteiras submetidas à análise Palinológica.

PONTO	LATITUDE (Y)	LONGITUDE (X)	UNIDADE ESTRATIFICAÇÃO	CLASSIFICAÇÃO	RESULTADOS PALINOLÓGICO
CA-064	-9,487	-48,596	Formação Pimenteiras	Folhelho cinza escuro (base) e Siltito Argiloso amarelo fino (topo)	Ausência de evidências palinológicas
CA-239	-9,423	-48,572	Formação Pimenteiras	Siltitos laminados e folhelho cinza esverdeados, com superfícies ondulados e bioturbação	Idade: Meso/ Neodevoniano. Ambiente: Marinho

Tabela 3.58 – Palinomorfos identificados na amostra CA-239.

PALINOMORFOS AMOSTRA CA-239	
Esporomorfos	Calyptosporites velatus/ Vallatisporites pusilites/ Aneurospora unimaculatus/ Knoxisporites cf. Archaeozonotriletes/Dibolisporites farraginis/ Aneurospora sp./ Amarisporites sp. Apiculiretusipra verrucosa/ Dictyotriletes favosus/ Lophozonotriletes triangulatus/ Verrucosisporites triangularis/ Germminospora lemurata/Apiculiretusipra verrucosus?/ Archaeozonotriletes variabilis/ Cymbosporites verrucosus/ Aneurospora sp./ Verrucosisporites scurrus/ Verrucosisporites nitidus/ Ancyrospora loganii/ Geminospora spp./ cf. Secarisporites sp./ Knoxisporites sp.?/ Geminospora svalbardiae/ Craspedispora paranaensis?/ Apiculiretus ispora ssp/ Dictytriletes favosus/ Cycloganisporites sp./ Elenisporites sp.1/ Zonotriletes simplicissimus/ Aneurospora unimaculatus sp. nov./ Artemopyra recticostatus/ Camarozonotriletes sp.1?/ Camarozonotriletes parvus?/ Perotriletes/ microbatculatus/ Lophozonotriletes media/ Ruscogpora flexuosa/ Grandispra equinata/ Apiculiretusispora plicata/ Dibolisporites sp./ Zonotriletes sp.1/ Ancyrospora sp./ Retusispora rugulatus/ Granulatispora granulatus/ cf. Retusotirltes maculatus/ Emphanisporites sp./ Brochotriletes hudsoni/ Zonotriletes armilatus/ Hystricosporites sp./ Esporo zondo archaeoperisacus ovalis/ Retusotriletes sp./ Dictyotriletes canadensis/ Pustulatisporites sp./ Clivispora verrucata/ verrucosisporites polygonalis cf./ camarozonotriletesp.1.
Tasmanáceas	Tasmanites mourae/ Tasmanitessommeri/ Tasmanites derbyi/ Tasmanites euzebioi.
Acritarcos	Veryhachium sp./cf. Multiplicisphaeridium sp./ cf. Polyedryxim sp./ Demasia trispinosa/ Baltisphaeridium sp./ Veryhachium trispinosum/ Multiplicisphaeridium spicatum/ Maranhites brasiliensis?/ Baltisphaeridium longispinosus/ Dactylofusa maranhensis/ Veryhachiumrabiosum?/ Veliferites sp./ Umbellasphaeridium deflandrei/ Umbellasphaeridium sp.

argiloso, sugestivas de organismos perfurantes (*borings*) comuns em zonas litorâneas (*shoreline*) a sublitorâneas (*offshore*). Mostram um arranjo de empilhamento de forma anelar com diâmetros variáveis entre 1,0 a 8,0 cm. Associam-lhes em superfície, formas alongadas com comprimento de até 8,0 cm, cuja arquitetura sugere bastonetes ovalados onde o prolongamento dos condutos se assemelha a *pipes* em L – galerias horizontais a verticais (Figs. 3.290 C e D).

Uma terceira feição associada é descrita através de cavidades em malha irregular desenvolvida na superfície dos *sets* argilosos dos ritmitos, cujos condutos encontram-se preenchidos por material arenoso de coloração amarelo-avermelhado e ferruginoso oriundo da camada sobrejacente, posteriormente erodida (Fig.3.291). Ambas as formas se encontram localizadas em um determinado nível da sucessão rítmica, caracterizado como um importante concentrador de formas excêntricas.





Figura 3.290 – A e B) Feições anelares desenvolvidas em leito arenoso amarelado e ferruginoso sobre leito pelítico acinzentado. C) Formas anelares de variados diâmetros. D) Feições de bastonetes ovalados, por vezes, em forma de pipe em L (estação CA-239).

Estas estruturas têm sido submetidas a estudos científicos ainda sem um diagnóstico conclusivo, se são estruturas biogênicas ou pseudo-icnofósseis. Trata-se de estruturas ainda não descritas na Formação Pimenteiras, cuja sedimentação tem sido atribuída a ambientes de linha de costa (litorâneos) e de plataforma afetada por ondas de tempestade.

### 3.3.2.2 - Formação Cabeças

O termo Formação Cabeças foi introduzido por Plummer (1946) para denominar uma sequência de arenitos que ocorre na região de Cabeças, noroeste da cidade de Picos (PI). Inicialmente, Plummer (1946), dividiu esta formação em três “camadas”, de baixo para cima designadas: Camada Passagem, Camada Oeiras e Camada Ipiranga. Em função das semelhanças, Beurlen (1965) incluiu a Camada Passagem na Formação Pimenteiras, e Aguiar (1971) incluiu a Camada Ipiranga na Formação Longá.

A Formação Cabeças, de idade Givetiano-Frasniano (GOÉS;FEIJÓ, 1994), é composta predominantemente por arenitos com intercalações

delgadas de siltito e folhelho (VAZ et al., 2007). Diamictitos ocorrem eventualmente, mas é observável com maior frequência na parte superior da formação. Evidências de pavimentos e seixos estriados denotam um ambiente glacial ou periglacial (CAPUTO, 1984). Segundo Vaz et al. (2007) a estratificação cruzada tabular ou sigmoidal predomina. Tempestitos ocorrem na transição para a Formação Pimenteiras (DELLA FÁVERA, 1990). Um ambiente plataformal sob a influência preponderante de correntes desencadeadas por processos de marés é defendido por Góes e Feijó (1994) como o mais importante nessa unidade. Fácies flúvio-estuarinas também ocorrem. Autores como Santos et al. (2007), Della Fávera (1990) entre outros, atribuem um intervalo regressivo relacionado à deposição da Formação Cabeças e porções da Formação Pimenteiras.

A Formação Cabeças ocorre em três porções na área de estudo (Fig.3.292 A). A primeira (A) em estreita faixa N-S a leste da BR-153, desde o limite norte da folha Porto Nacional até o município de Rio dos Bois, na Folha Miracema do Norte; a segunda (B) no gráben de Monte Santo, na porção oeste da

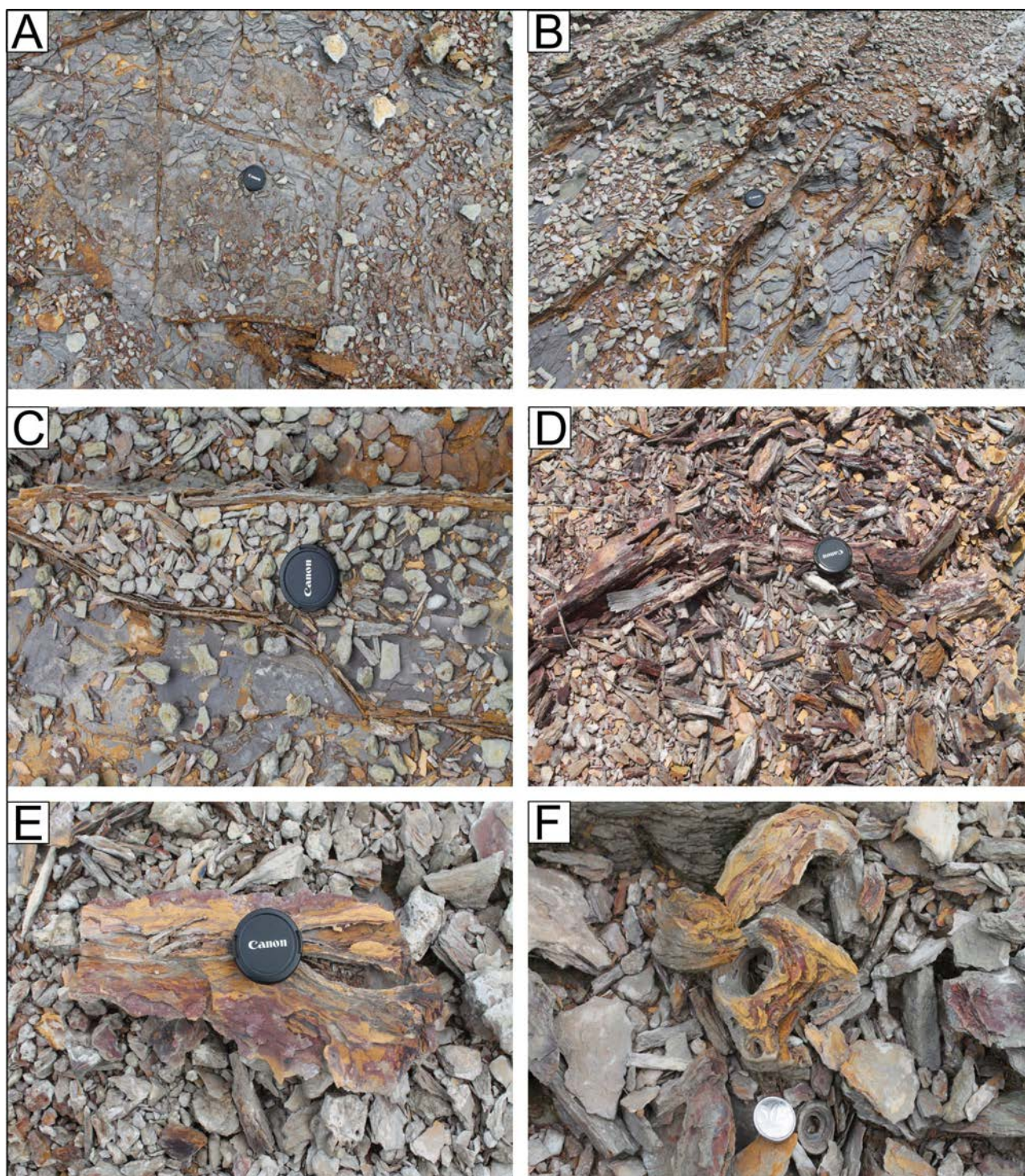


Figura 3.291 – A, B e C) Condutos arenosos no interior dos sets pelíticos, onde a camada arenosa subjacente se encontra erodida; D) Restos de cavidades arenosas amarelo-avermelhadas, ferruginosas; E e F) Material arenoso amarelo-avermelhado, ferruginoso, com aspecto de estruturas do tipo cartonado, repleto de galerias internas.

Folha Miracema do Norte; e a terceira (C) na porção norte da mesma folha. A unidade é bastante afetada por falhamentos normais, resultando em contatos geralmente tectônicos com a Formação Pimenteiras, e contatos concordantes e abruptos com a Formação Longá, acima, sem evidências de discordância erosiva. Nas porções A e C a resposta na imagem aerogeofísica (Ternário K-Th-U) mostra uma coloração rosa azulada, enquanto na porção B, região do Gráben de Monte

Santo, a resposta é uma cor preta, em decorrência do acúmulo de água (baixos valores para os três elementos), em contraste marcante com as rochas limítrofes do Orógeno Araguaia (Fig.3.292 B).

Esta unidade aflora geralmente sob a forma de lajedos abaulados com dezenas de metros, constituindo relevo acidentado sob a forma de morros e morrotes (Fig.3.293 A, B, C e D) contrastando com áreas peneplanizadas, ou de relevo sinuoso na

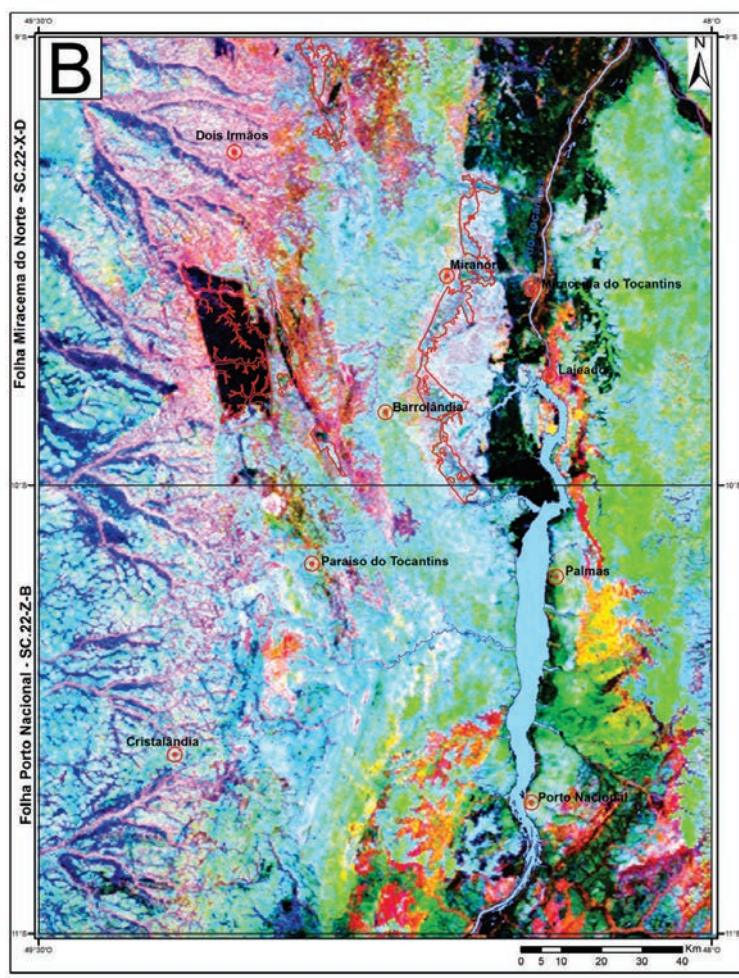
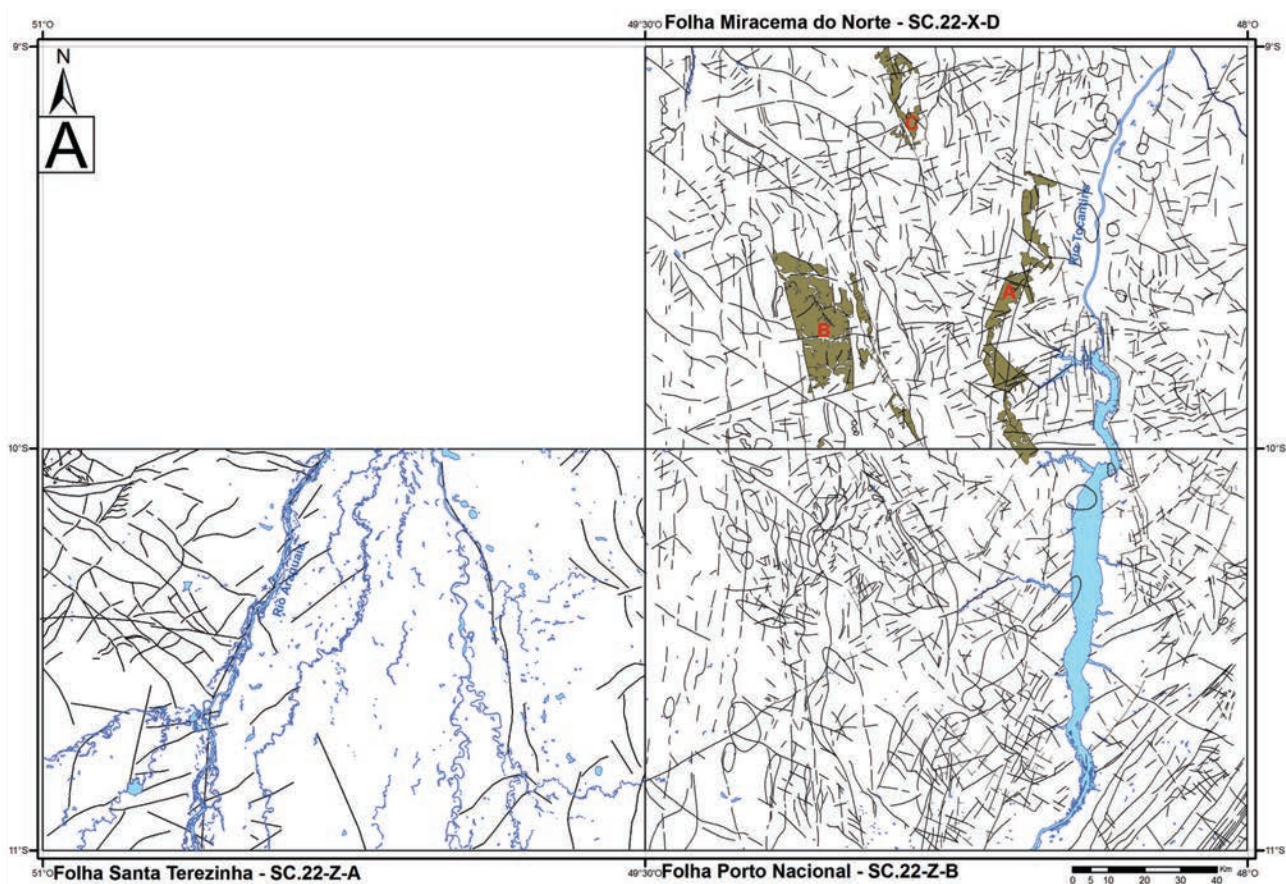


Figura 3.292 – A) Distribuição da Formação Cabeças na área do Projeto Geologia da Região de Palmas. B) Imagem aerogeofísica ternária (R G B – K Th U), com o limite da unidade destacado com traços vermelhos.

base de encostas suaves. Na região do Gráben de Monte Santo (Fig 3.292 A e B), a área de ocorrência da Formação Cabeças é bastante arrasada e plana e os afloramentos são escassos, predominando espesso solo arenoso com assinatura geofísica bem diferenciada das unidades limítrofes (Fig.3.292 B).

A unidade é bem caracterizada nos afloramentos CA-015 e CA-210 na porção sul da folha Miracema do Norte a leste da BR-153 onde é constituída predominantemente por camadas de arenitos de granulação média a grossa, de cor branca marcante e localmente tons rosados (Figs. 3.294 A e B). No geral são mal selecionados com grãos subangulosos a subarredondados, friáveis, comumente com grânulos e mais raramente seixos de quartzo (Figs. 3.294 B e C). Em direção ao topo do pacote ocorrem intercalações de níveis milimétricos a centimétricos de arenito fino ou siltito laminado (Fig.3.294 D), contendo restritas marcas onduladas de pequeno comprimento de onda (Fácies Smo) com níveis centimétricos de arenitos de granulometria média e níveis grossos a muito grossos. Os níveis de granulação mais fina contêm lamelas de muscovita dispersas e localmente possuem níveis milimétricos de minerais pesados (Fig.3.294 E). A diminuição dos grãos em direção ao topo (granodecrescência

ascendente), onde argila mistura-se com a areia, sugere a proximidade de ambiente dominado por processos marinhos tais como ondas/correntes e influência de maré. Geralmente, no topo do pacote de arenitos, há passagem brusca para pacote de siltitos laminados, marrons e amarelados, parcialmente lateritizados (Fig.3.294 F), representando a passagem para Formação Longá, estratigraficamente acima.

Os corpos arenosos possuem geometria de lobos sigmoidais amalgamados e abundância em estratos cruzados acanalados de baixo ângulo (*swaley?*) (Fig.3.295) cuja amplitude atinge alguns metros (> 1,0 m). O principal azimute de direção de paleocorrente localiza-se no quadrante SE, em torno de 118º (Fácies Ecs composta por arenitos com estratificação cruzada sigmoidal). As fácies Ecs - estratificações cruzadas sigmoidais são expressivas e dominantes nos afloramentos da Formação Cabeças e em superfície mostram um padrão semicircular (Figs. 3.295 C e D).

Em grande parte dos afloramentos, a abundância em bancos de arenitos com estratos cruzados sigmoidais de baixo ângulo sugere um ambiente de depósitos de frente deltaica rasa, no qual o sistema fluvial (canais) perdeu energia ao atingir um sistema de águas estacionárias (COLEMAN, 1976). Dominam

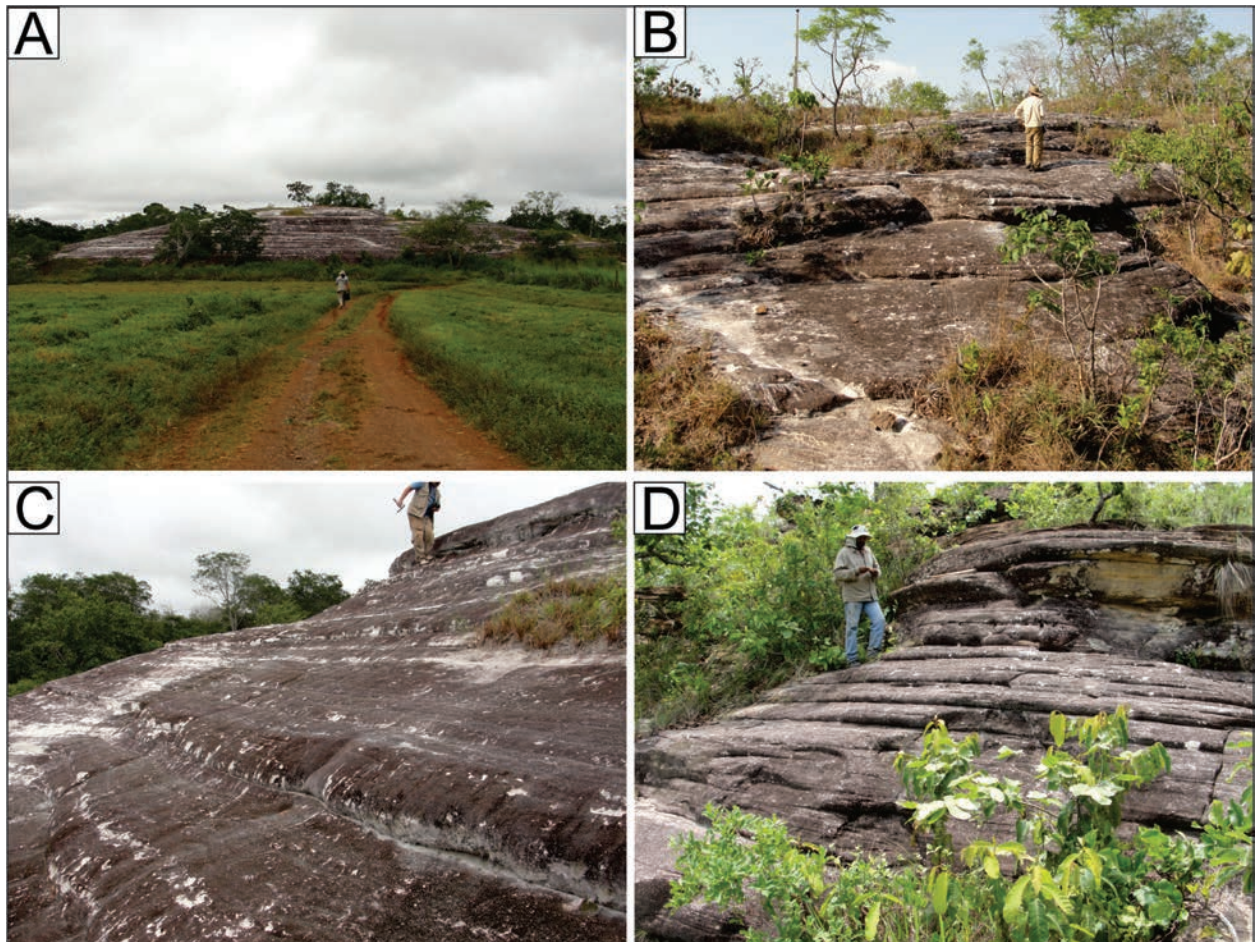


Figura 3.293 – A, B, C e D) Aspectos dos afloramentos na forma de lajedos e mesetas abauladas dos arenitos da Formação Cabeças.

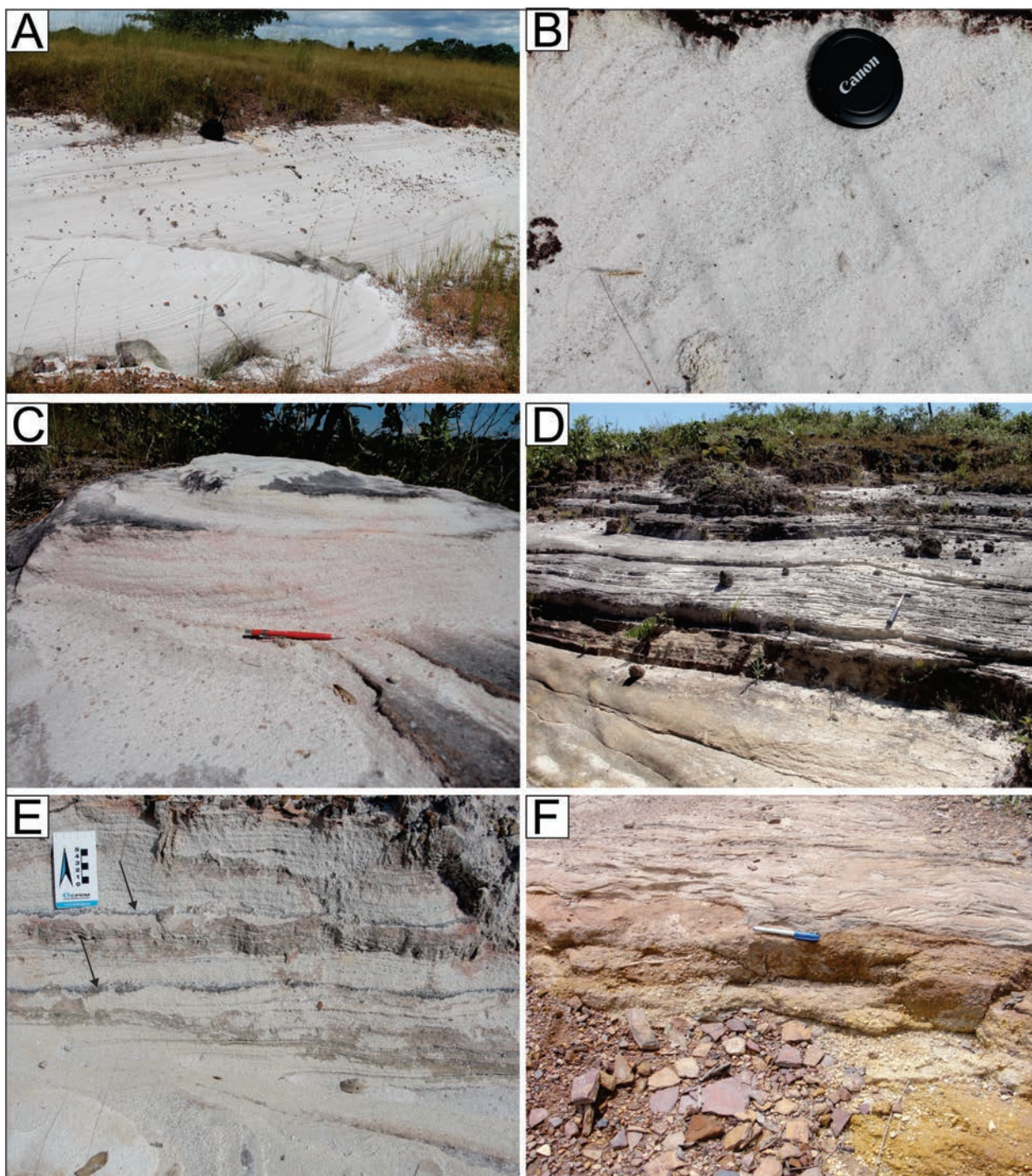


Figura 3.294 – A) Cor branca, característica dos arenitos da Formação Cabeças. B) Arenitos de granulação grossa gradando, em direção ao topo, para arenitos de granulação média em sets centimétricos. C) Estratos cruzados acanalados de pequeno a médio porte. D) Arenitos de granulação fina e siltitos laminados próximo ao topo do perfil. E) Níveis de minerais pesados (ilmenita ?), indicados pelas setas. F) Topo do perfil onde ocorre a passagem brusca para siltitos laminados com superfícies onduladas parcialmente lateritizados (contato com a Formação Longá?).

fluxos homopícnais (suspensão + tração) na fácies Ecs e aqueles hipopícnais (contraste de densidade entre os meios aquosos) na fácies Smo. Os corpos arenosos também podem representar lençóis de areia de frente deltaica (*delta front sheet sand*) cuja espessura decresce com a proximidade do ambiente marinho (REINECK; SINGH, 1973). Sucessões prográdantes e retrogradantes devem estar inseridas na

unidade Cabeças, a depender da sua área de ocorrência na Folha. Os lobos sigmoidais não são exclusivos de ambientes deltaicos, podendo ocorrer como uma feição sedimentar associada à tempestitos, sendo comuns em ambientes dominados por maré (DAVIS JR., 1983).

Recentemente, Ponciano e Della Fávera (2009) têm direcionado seus estudos a favor de um novo

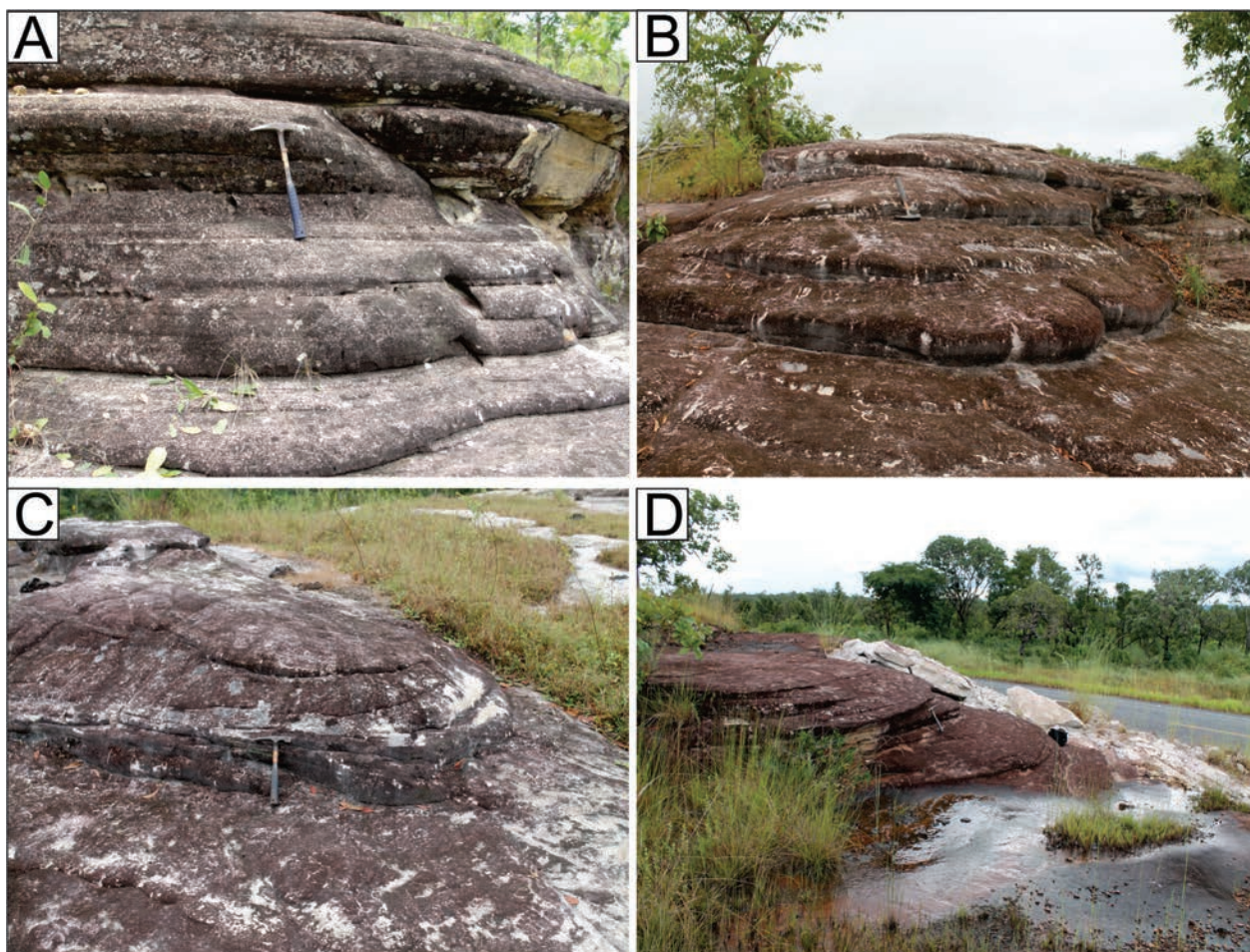


Figura 3.295 – A-B-C e D) Diversos aspectos da geometria em lobos sigmoidais dos arenitos da Formação Cabeças, contendo grande quantidade de estratos cruzados acanalados de baixo ângulo e variadas dimensões.

modelo deposicional para a Formação Cabeças. Os autores enfocaram a natureza das clinofórmulas sigmoidais, cujos processos conduzem a evidências de sistemas flúvio-deltaicos afetados por inundações. A ausência de feições distintivas de fácies dominada por maré, como *mud drapes* e correntes reversas reforçam essa ideia.

No extremo sul da folha Miracema do Norte, às margens da TO-348, ocorre extenso afloramento CA-238 (-9,9978 S/-48,5674W) em corte de barranco afastado poucos metros da rodovia, onde aflora o conjunto litológico mais complexo da Formação Cabeças. A porção basal do afloramento é dominada por arenitos grossos a médios, esbranquiçados, por vezes, com grânulos subarredondados. Internamente apresenta estratos cruzados acanalados de baixo-ângulo e de grande porte (> 1,0 m) (Figs. 3.296 A e B). Em direção ao topo, os sets arenosos se expressam através de *mega-rinpes*, por sua vez, truncados pelo set superior em forma de um estrato cruzado do tipo *hummocky* (Figs. 3.296 B e C). Lateralmente, o arenito se arranja em corpos com geometria alongada e com conformação lobada, sugestiva de amalgamação (Fig.3.296 D). No topo dos corpos sigmoidais alongados (lobos) se apresenta um nível

centimétrico de material síltico a argiloso. Marcas onduladas de variável comprimento se expressam no topo desses níveis silto-argilosos e são sugestivos de ambiente de águas rasas. Os lobos sigmoidais expressam a perda de velocidade (fluxo) do material sedimentar em meio aquoso.

No topo da seção, os arenitos médios a grossos com estratos cruzados acanalados tornam-se amarelados, ferruginosos, e gradam para siltitos laminados, marrons e arroxeados, ferruginosos e lateritizados (Figs. 3.296 E e F). Um possível efeito de carga (*ball and pillow?*) é visualizado lateralmente ao longo do corte (Fig.3.296 F).

Segundo Carvalho e Carvalho (2004), o Membro Passagem, da Formação Cabeças é datado no Eogivetiano, e como variação lateral de fácies tem uma composição de fauna diferente da que ocorre na Formação Pimenteiras. Macrofósseis são representados por braquiópodos, bivalvíos, gastrópodes, cefalópodes, trilobitas, eurípterídeos, tentaculites e icnofósseis. A fauna do Membro Passagem que está depositada na base dos arenitos da sequência regressiva, que ocorre na margem leste é correlacionada com a fauna das formações Maecuru e Ererê (SANTOS;CARVALHO, 2004).

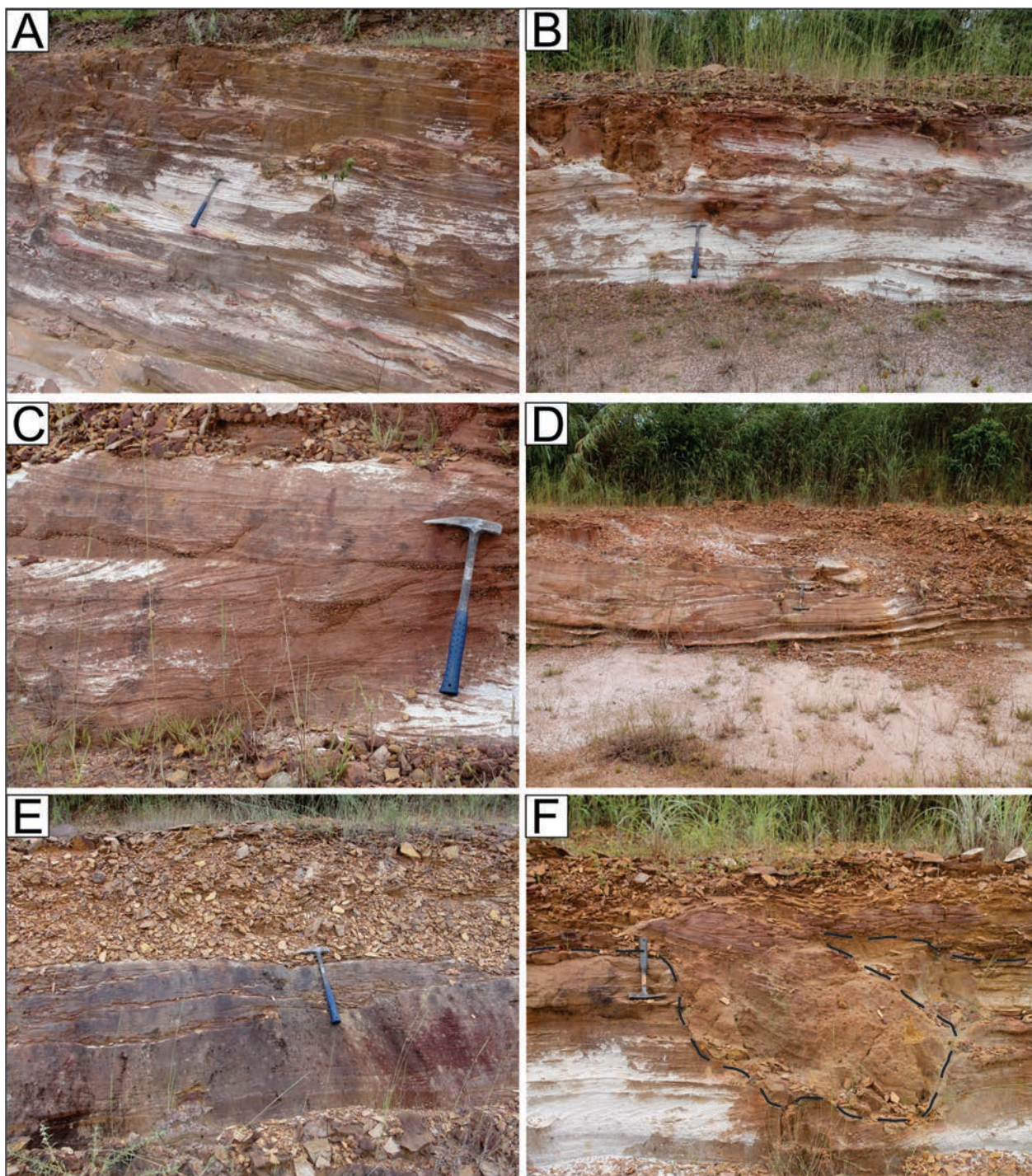


Figura 3.296 – A, B e C) Feições de mega-rinpes e estratos cruzados (inunditos?) onde os sets de laminação mostram concavidade e convexidade para cima, limitados por superfícies de truncamento. D) Feições de lobos sigmoidais amalgamados (em vista lateral), separados por superfícies de truncamentos. E) siltitos ferruginosos e lateritizados acima dos arenitos, no topo do perfil. F) Efeito de carga (ball and pillow?) no interior dos arenitos da Formação Cabeças, no limite com os siltitos superiores. Este afloramento sugere ambiente de transição no topo da Formação Cabeças, aqui interpretado como de frente deltaica (dunas subaquosas) afetado por inundações (inunditos), conforme proposição de Ponciano e Della Fávera (2009).

### 3.3.2.3 - Formação Longá

Formação Longá, foi a unidade criada por Albuquerque e Dequech (1946) apud Kegel (1953) para designar os folhelhos que afloram no vale do rio Longá, ao norte do estado do Piauí. Segundo Vaz et al. (2007), a Formação Longá é composta

predominantemente por folhelhos cinza-escuros a pretos, arroxeados, homogêneos, bem laminados e depositados em ambiente nerítico plataformar dominado por tempestades (GOÉS;FEIJÓ, 1994). Lima e Leite (1978) descrevem em sua porção média um pacote de arenitos e siltitos laminados cinza-claros a esbranquiçados.

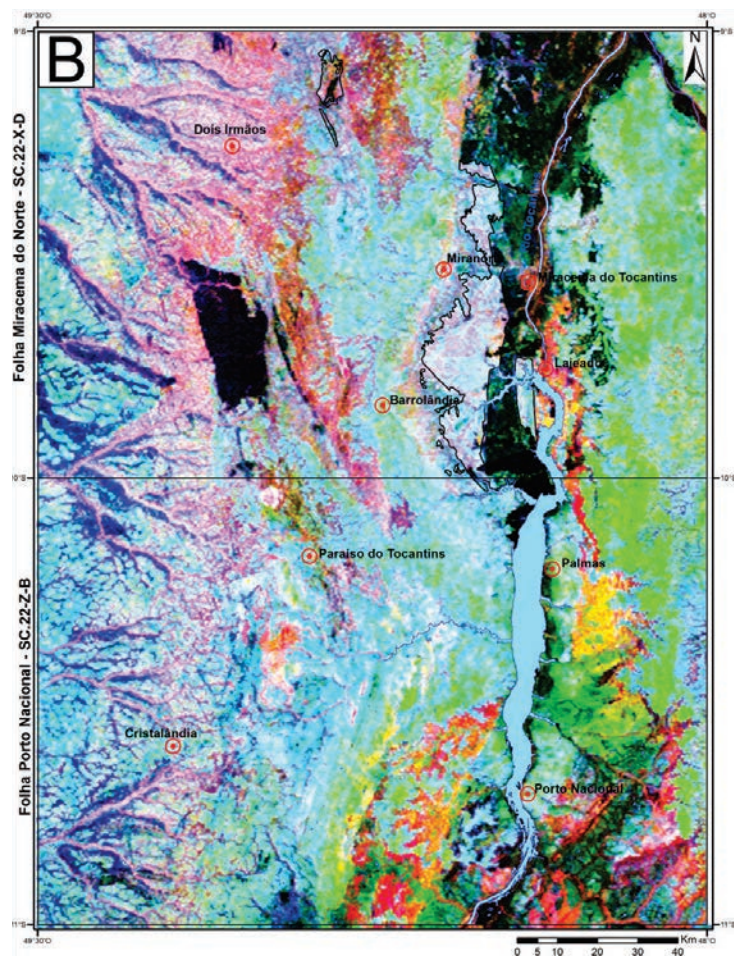
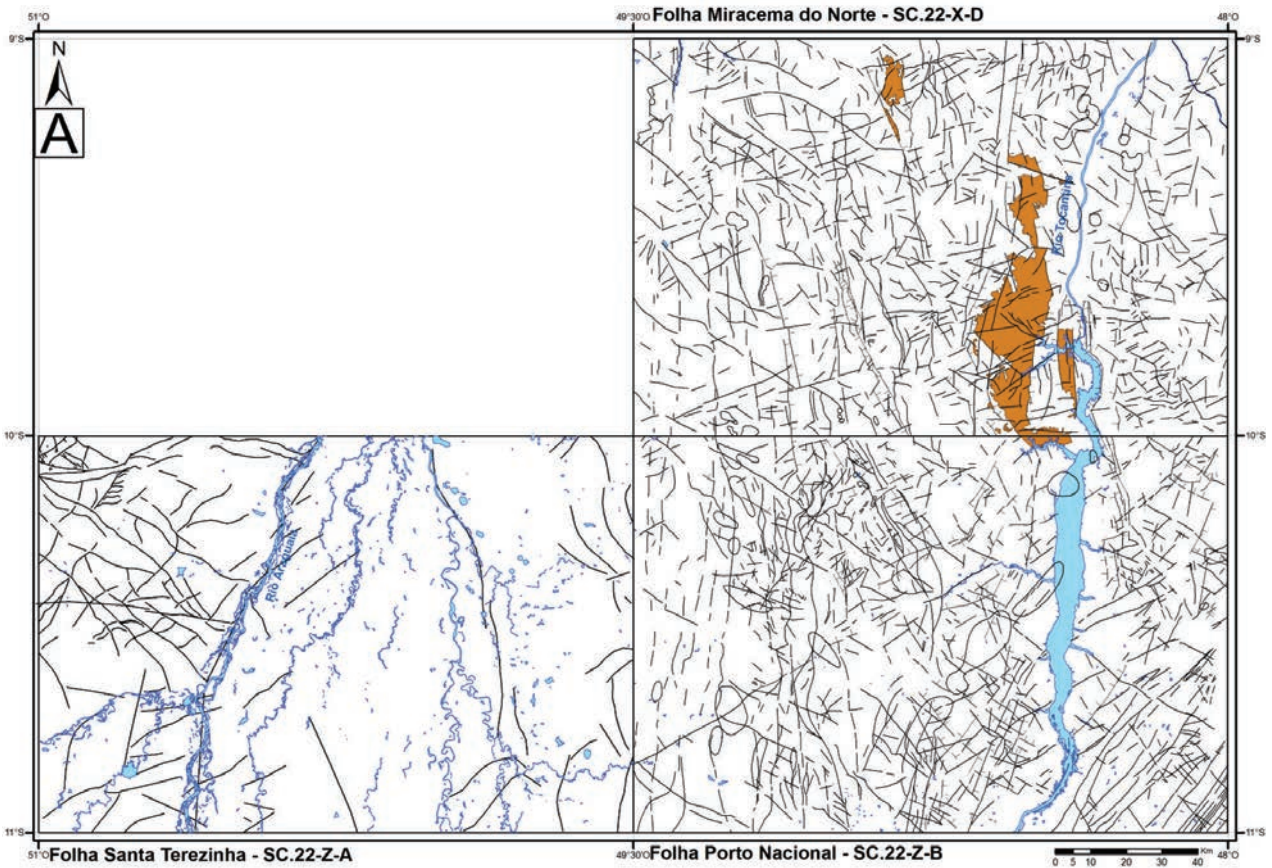


Figura 3.297 – A) Distribuição da Formação Longá na área do Projeto Geologia da Região de Palmas. B) Imagem aerogeofísica ternária (R G B – K Th U), com o limite da unidade em preto.



Kegel (1953) posicionou a Formação Longá, no Devoniano Superior, baseado na presença de fósseis marinhos e em seu posicionamento estratigráfico, abaixo dos sedimentos da Formação Poti. Para Santos e Carvalho (2004) esta formação representa o início de uma sequência transgressiva do Neofameniano e relatam na parte basal a presença de uma fauna de invertebrados e icnofósseis abundantes. Góes e Feijó (1994) estendem sua ocorrência para o Eotournasiano.

A Formação Longá ocorre na porção centro-leste da folha Miracema do Norte, em uma faixa de direção N-S, desde o limite sul da folha até a cidade de Rio dos Bois, entre a BR-153 e a margem direita do Rio Tocantins (Fig.3.297). Seus contatos a leste com as formações Poti e Piauí, estratigraficamente acima, são principalmente tectônicos, através de falhas normais, associadas aos grabêns que bordejam o rio Tocantins. A oeste possui contatos normais a abruptos com os arenitos da Formação Cabeças, estratigraficamente abaixo, sem evidências de discordância erosiva.

Seus afloramentos ocorrem principalmente em valetas ou cortes de estradas e barrancos ao longo da ferrovia N-S (Fig.3.298), onde constituem relevo plano, sustentado por platôs lateríticos ou suavemente ondulado, com morros abaulados com topos lateríticos. Os principais litotipos desta unidade na área de trabalho são ritmitos, folhelhos cinza escuros, argilitos esbranquiçados e arroxeados e arenitos finos amarelados subordinados. Os ritmitos são os termos predominantes.

Os arenitos finos amarelados são subordinados e ocorrem localmente na estação CA-046 (-9,55604 S/-48,49871 W) na base do pacote, com espessura em torno de 3 m, são moderadamente selecionados, com grãos subarredondados, com estrutura maciça, ou formando sets com formas ligeiramente lobadas (Fig.3.299). Gradam no topo para siltitos laminados ou ritmitos, amarelados e lateritizados.

Os ritmitos, predominantes, estão bem representados nos afloramentos CA-211 (-9,7881 S/-48,5510 W) e SK-028 (-9,6553 S/-48,4896 W).

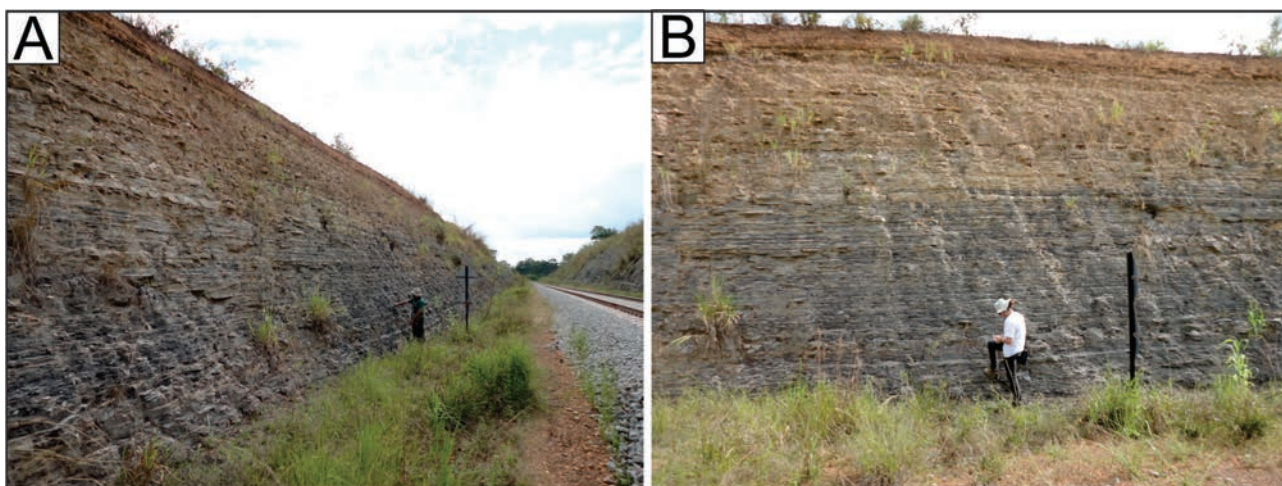


Figura 3.298 – Afloramentos dos ritmitos da Formação Longá em cortes e barrancos às margens da ferrovia N-S.

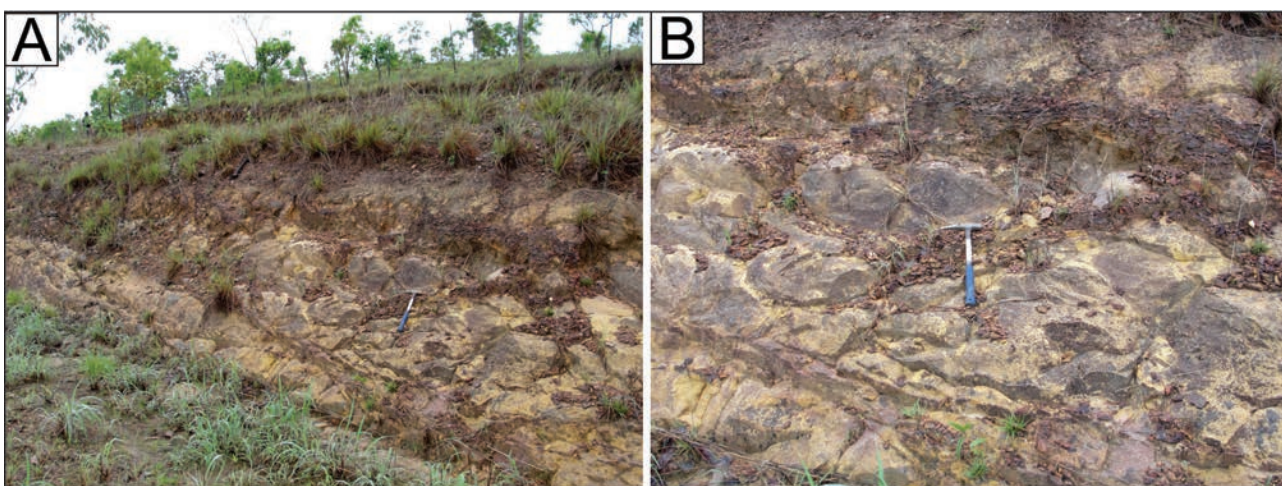


Figura 3.299 – Corte de estrada na estação CA-046 (-9,55604 S/-48,49871 W) onde afloram arenitos finos amarelados da base da Formação Longá com feições ligeiramente lobadas.

Ocorrem sob a forma de intercalações milimétricas a centimétricas de siltitos ou argilitos acinzentados a negros finamente laminados e arenitos creme esbranquiçados de granulometria fina, passando gradativamente para ritmitos amarelados no topo, por ação do intemperismo (Fig.3.300 A). Foram observados no pacote, laminação plano-paralela,

superfícies onduladas no topo dos níveis arenosos, acamadamento *wavy* onde os estratos arenosos e lamosos são contínuos (Fig.3.300 B), acamadamento *linsen* com predomínio dos leitos lamosos contínuos com lentes arenosas descontínuas (Fig.3.300 C), e acamadamento *flaser* (Figs. 3.300 D e E), onde predominam os leitos arenosos contínuos, com

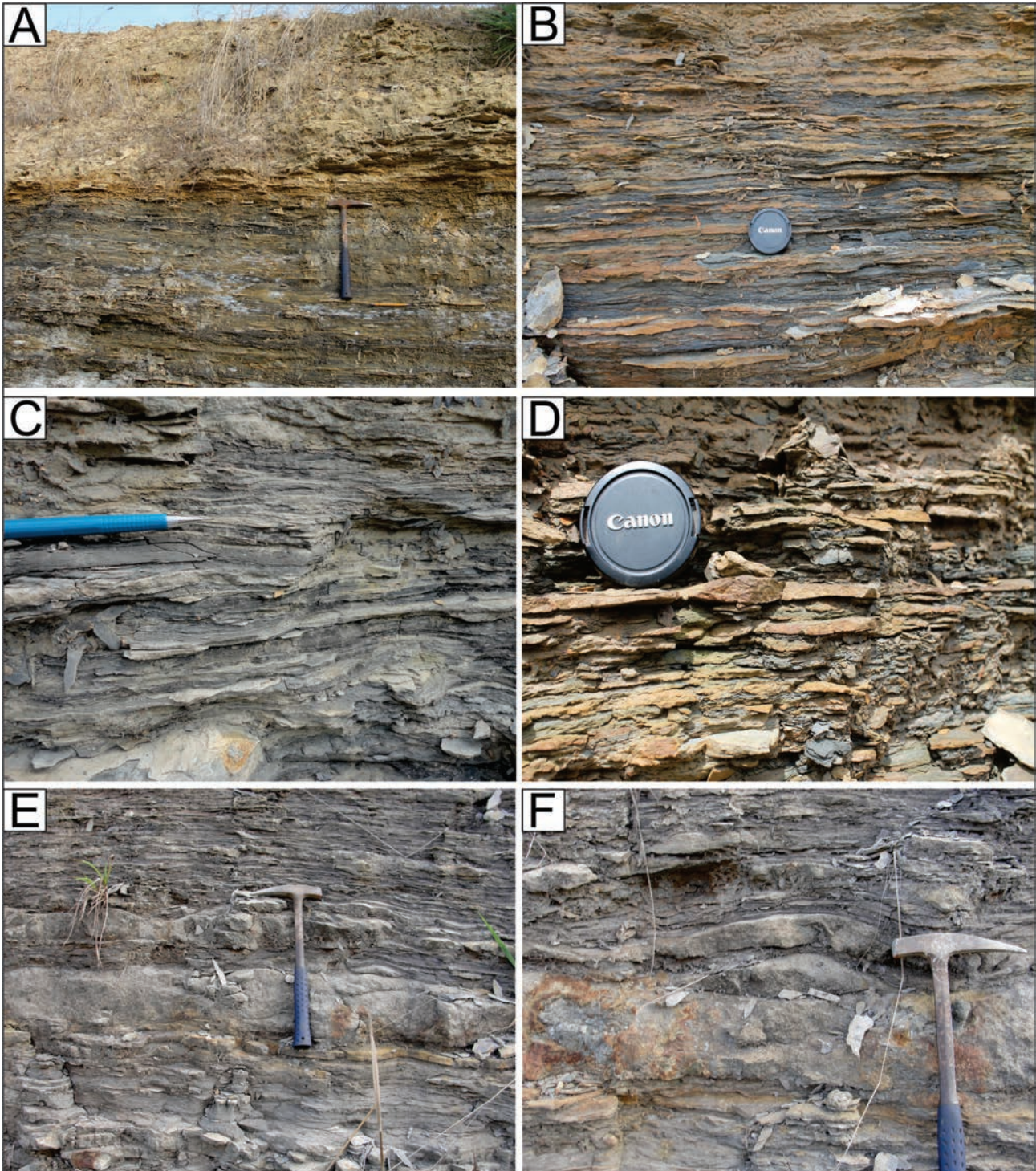


Figura 3.300 – A) aspectos dos ritmitos acinzentados a negros na base, tornando-se amarelados para o topo por ação do intemperismo. B) disposição dos siltitos e arenitos em estratificação heterolítica e laminação wavy. C) estratificação wavy gradando para linsen com predomínio e continuidade dos estratos pelíticos. D) predomínio da estratificação flaser onde é comum a continuidade dos estratos arenosos. E e F) estratos arenosos com o topo ondulado e superfícies truncadas na base e no topo típicas de estruturas hummocky.

superfícies onduladas truncadas, gerando feições de estratos cruzados tipo *hummocky* (Fig.3.300 F), contidos no interior dos *sets* arenosos. Estruturas convolutas ou efeitos de carga são raras, por vezes encontradas na interface arenito-pelito. A espessura aflorante destes ritmitos nos pontos visitados chega aproximadamente a 25 m.

No afloramento CA-045, aparentemente acima dos ritmitos descritos anteriormente, ocorre um pacote com aproximadamente 5 m de espessura de folhelho cinza escuro (Figs. 3.301 A e B), bastante alterado, friável, com tonalidades amareladas e lateritização no topo do perfil. Em ocorrências da margem direita do Lago da Usina de Lajeado, encaixadas em estruturas tipo grábens de direção N-S, ocorrem pacotes com até 8 m de espessura de argilitos e siltitos, maciços e laminados, esbranquiçados e arroxeados (Figs. 3.301 C e D). Todos estes litotipos encontram-se bastante intemperizados.

Os ritmitos da Formação Longá são geralmente sub-horizontais ou apresentam mergulhos muito baixos (até 4º) para leste. Em direção ao topo os siltitos estão bastante lateritizados, de cor amarelo

ocre a marrom, com fragmentação em plaquetas e formando topos aplainados. No geral, os afloramentos estudados são caracterizados por ciclos deposicionais balizados pelo maior ou menor aporte de pelitos em relação aos arenitos e vice-versa.

A partir da análise das descrições de testemunhos de sondagem do Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba (CRUZ et al., 1973), Lobato e Borghi (2007), sugerem que o conjunto formado pelos arenitos finos amarelados com feições lobadas e os ritmitos com estratificações plano-paralelas e *wavy*, *linsen* e *flaser* pode estar relacionado a ambientes transicionais envolvendo planícies de marés dominadas por ondas e sedimentação de frente deltaica distal. Os ritmitos com estratificação cruzada *hummocky* podem apontar para um ambiente marinho raso com influencia de tempestades.

Três amostras de rocha foram encaminhadas para análise palinológica, sendo que apenas a amostra CA-211 apresentou evidências palinológicas que puderam auxiliar na caracterização da idade Devoniano-Carbonífero/Fameniano-Tournaisiano e no ambiente deposicional marinho raso (Tabs. 3.59 e 3.60).

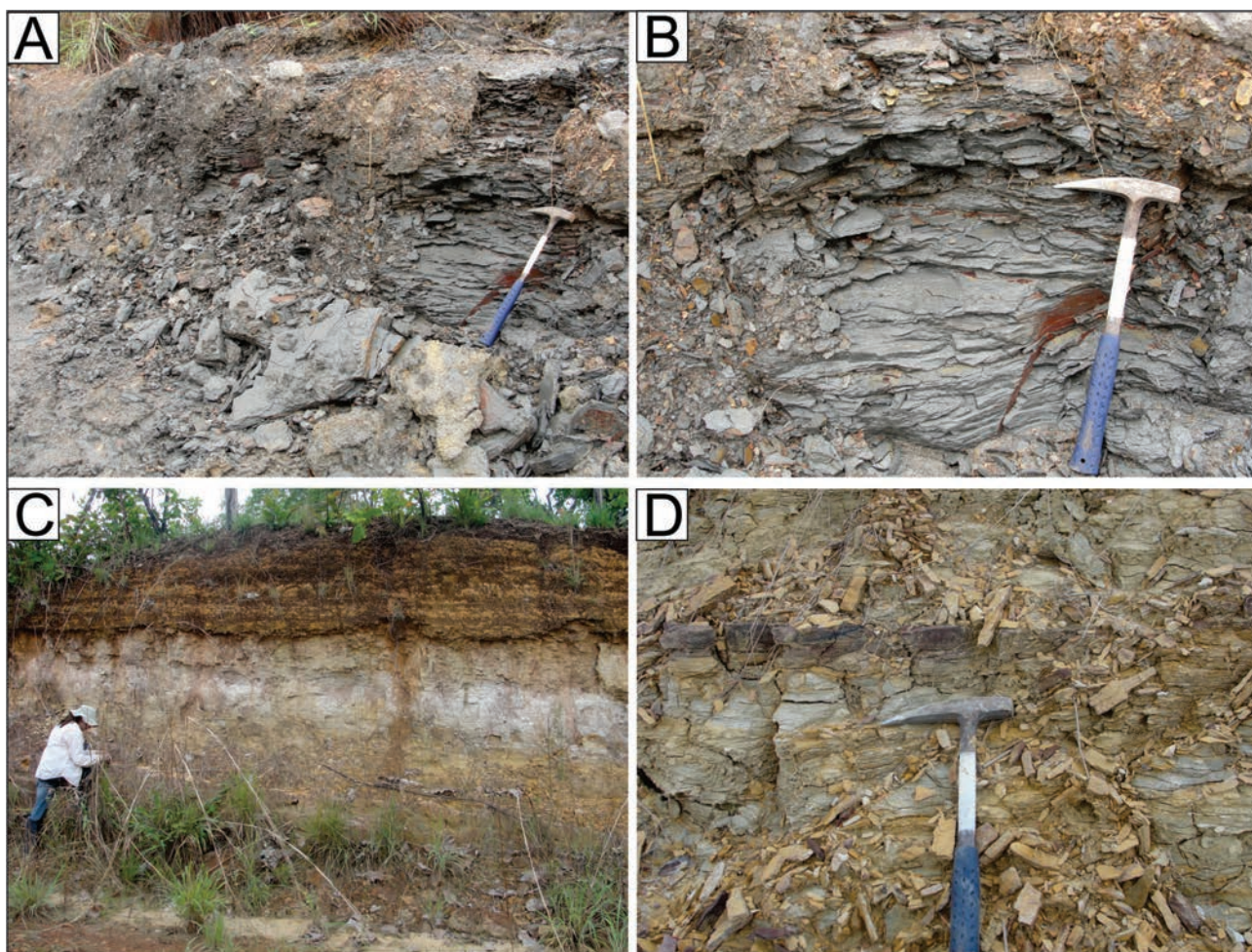


Figura 3.301 – A e B) Espessos pacotes de folhelhos negros (5 m), friáveis, possivelmente da porção intermediária da Formação Longá (CA-045). C e D). Argilitos esbranquiçados e arroxeados bastante intemperizados da Formação Longá (CA-009).

Tabela 3.59 – Amostra da Formação Longá com análise palinológica.

PONTO	LATITUDE	LONGITUDE	UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	CLASSIFICAÇÃO-CAMPO	IDADE_PALINOLOGIA
CA-211	-9,788	-48,551	Formação Longá	Siltitos e argilitos cinza escuros, intercalações de arenitos finos e médios, creme amarelados, com estratificação wavy, linsen, flaser e hummocky.	Devoniano-Carbonífero/ Famenniano - Tournaisiano

Tabela 3.60 – Conteúdo palinológico da amostra CA-211.

PALINOMORFOS AMOSTRA CA-211	
Esporomorfos	Ancyrospora grandispinosa/ Lophozonotriletes sp./ Perotriletes conatus/ Pustulatisporites sp./ Lophozonotriletes lebedianensis/ Biharisporites sp./ Retussotriletes sp./ Lophozonotriletes devonicus/ Retussotriletes spp.1/ Archaeozonotriletes spp.3/ Amarisporites sp./ Apiculitretusispora spp./ Spinozonotriletes sp.?./ Knoxisporites cf. Archaeozonotriletes literatus?/ Cyclogranisporites ss/ Samarisporites orcadensis/ Archaeozonotriletes variabilis/ Hytricosporites sp./ Dictyotriletes canadensis? Verrucosisporites polygonalis/ Retussotriletes magloirei/ Triletes sp./ Rhabdosporites langi/ Reticulatisporites abssimilis/ Perotriletes sp.1/ Geminospora sp./ Hytricosporites corytus/ Iagenicula horrida?/ Perotriletes sp./ Archaeozonotriletes ssp./ Cymbosporites verrucosus?/ cf. Pustulatisporites pretiosus/ Emphanisporites microornatus/ Hytricosporites cf. corytus/ Acanthotriletes sp./ Punctatisporites planus/ Densosporites devonicus/ Retusotriletes cf. (Phyllothecotriletes) triangulatus/ Verrucosispora sp/ Clivosispora verrucata/ Emphanisporites decoratus/ Aneurospora sp.? Chelinospora sp./ cf. Dibolisporites sp./ Archaeozonotriletes minutus/ Cirratiradites hytricosus/ Archaeozonotriletes sp.?./ Geminospora lemurata/ Campotriletes sp.?./ Retusotriletes maculatus/ Brochotriletes caperatus/ Trileites langi/ Calyptosporites cf. velatus/ Auroraspora sp.?./ Rugospore flexuosa/ Ancyrospora ancyrea var. ancyrea/ Emphanisporites cf. robustus/ Vallatisporites verrucosus/ Perotriletes canatus/ Retussotriletes philipsi/ Brochotriletes sp./ Brochotriletes hudsonii/ Spinozonotriletes sp.?./ Ancyrospora langii/ Cymbosporites verrucosus/ cf. Waltispora lanzonii.
Tasmanáceas	Tasmanites derbyi/ Tasmanites euzebioi/ Tasmanites mourae/ Tasmanites sommeri/ Tasmanites tapajonensis
Acritarcos	Veryhachium sp./ Michrystridium sp./ cf. Multiplicisphaeridium sp./ Veryhachium trisphaeridium/. Pleurozonaria media/ Lophosphaeridium sp.?./ Pulvinosphaeridium sp.?./ Baltisphaeridium sp./ trigonopixidia sp./ Tapajonites mosesii/ Baltisphaeridium arbusculiferum/ cf. Polydryxium sp./ Veryhachium octoaser/ Polydryxium sp./ Umbellasphaeridium saharicum/ cf. Cymatiosphaera densipta/ Leiosphaeridia ovalis/ cf. Pterospermopsis sharicum/ cf. Deunffia brevispinosa/ Acanthodiacroidium sp./ Michrystridium octospinosus/ Umbellasphaeridium robustispinosus / Leiofusa tumida/ Baltisphaeridium microspinosus.

### 3.3.2.4 - Formação Poti

A primeira referência ao nome Poti foi feita por Lisboa (1914) para designar os folhelhos carbonáceos que afloram no Rio Poti. Entretanto, a primeira designação litoestratigráfica formal com esta denominação foi proposta por Paiva e Miranda (1937). Segundo Góes e Feijó (1994), esta formação é composta por arenito cinza-esbranquiçado, intercalado e interlaminado com folhelho e siltito, depositados em deltas e planícies de marés sob a influência ocasional de tempestades,

no Eocarbonífero (Tournaisiano). Lima e Leite (1978) dividiram a Formação Poti em porção inferior e superior. A porção inferior constituída por arenitos finos e médios, cremes, esbranquiçados, friáveis e com estratos cruzados de baixo ângulo, com finos leitões de siltito cinza esverdeado e a porção superior constituída por siltitos cinza, laminados e arenitos finos e médios esbranquiçados com níveis subordinados de folhelhos e siltitos cinza escuros, com eventuais níveis de carvão. Para estes últimos autores, o contato com a Formação Piauí é discordante (erosivo), já com a Formação Longá é

concordante, podendo ocorrer de forma gradacional ou com uma brusca mudança litológica.

A Formação Poti assinala o início das regressões marinhas (recoo dos mares interiores), com interrupção das ligações com a Bacia do Amazonas (SANTOS; CARVALHO, 2004). Para Vaz et al. (2007), a regressão que precedeu a sedimentação Poti pode estar ligada ao aumento das capas de gelo do Continente Gondwana. Após a deposição dessa formação, movimentos epirogênicos ascendentes e uma regressão de extensão global (CAPUTO, 1984), teriam conduzido à erosão na bacia. Esses fenômenos ocorreram provavelmente em resposta à Orogênese Eoherciniana.

Formação Poti ocorre apenas na Folha Miracema do Norte (SC.22-X-D), ocupando uma área bem representativa na margem esquerda do rio Tocantins em uma faixa de direção aproximadamente N-S, a partir da cidade de Miracema do Tocantins estendendo-se para norte (Fig.3.302). Encontra-se encaixada em estruturas tipo grábens de direção N-S na margem esquerda do Rio Tocantins desenvolvendo contatos tectônicos através de falhamentos normais com as unidades subjacentes formações Longá e Pimenteiras.

O contato desta unidade com a Formação Piauí, estratigraficamente acima, é marcado por superfície

irregular, erosiva, observável apenas no afloramento CA-198 (-9,1262 S/ -48,3557 W). No local ocorre um arenito médio com estratos cruzados na base e um conglomerado polimitico no topo.

Ocorrências restritas aparecem no extremo norte da Folha Miracema do Norte e na região do Gráben de Monte Santo, no sul da referida folha. Nas imagens aerogeofísicas, principalmente as imagens gamaespectrométricas (Fig.3.303), os contatos retilíneos, marcados por falhas normais com as unidades subjacentes (Formações Longá e Pimenteiras) são bem realçados, enquanto que se confundem com as rochas das Formações Jaicós e Piauí, tendo em vista a composição predominantemente arenosa destas unidades.

Os litotipos da Formação Poti são predominantemente arenitos, e subordinadamente siltitos laminados e conglomerados, todos bastante intemperizados, friáveis, constituindo em grande parte, um relevo plano e arrasado, com solo extremamente arenoso, onde os afloramentos são raros e esparsos. Os melhores afloramentos ocorrem nas encostas de morros e morrotes tabulares ou abaulados (Figs. 3.304 A, B e C) em cortes na ferrovia N-S, próximo à foz do Rio Tabocão (Fig.3.304 D) e ao longo de perfis em estradas vicinais a leste da BR-153 entre os municípios de Rio dos Bois e Fortaleza do Tabocão.

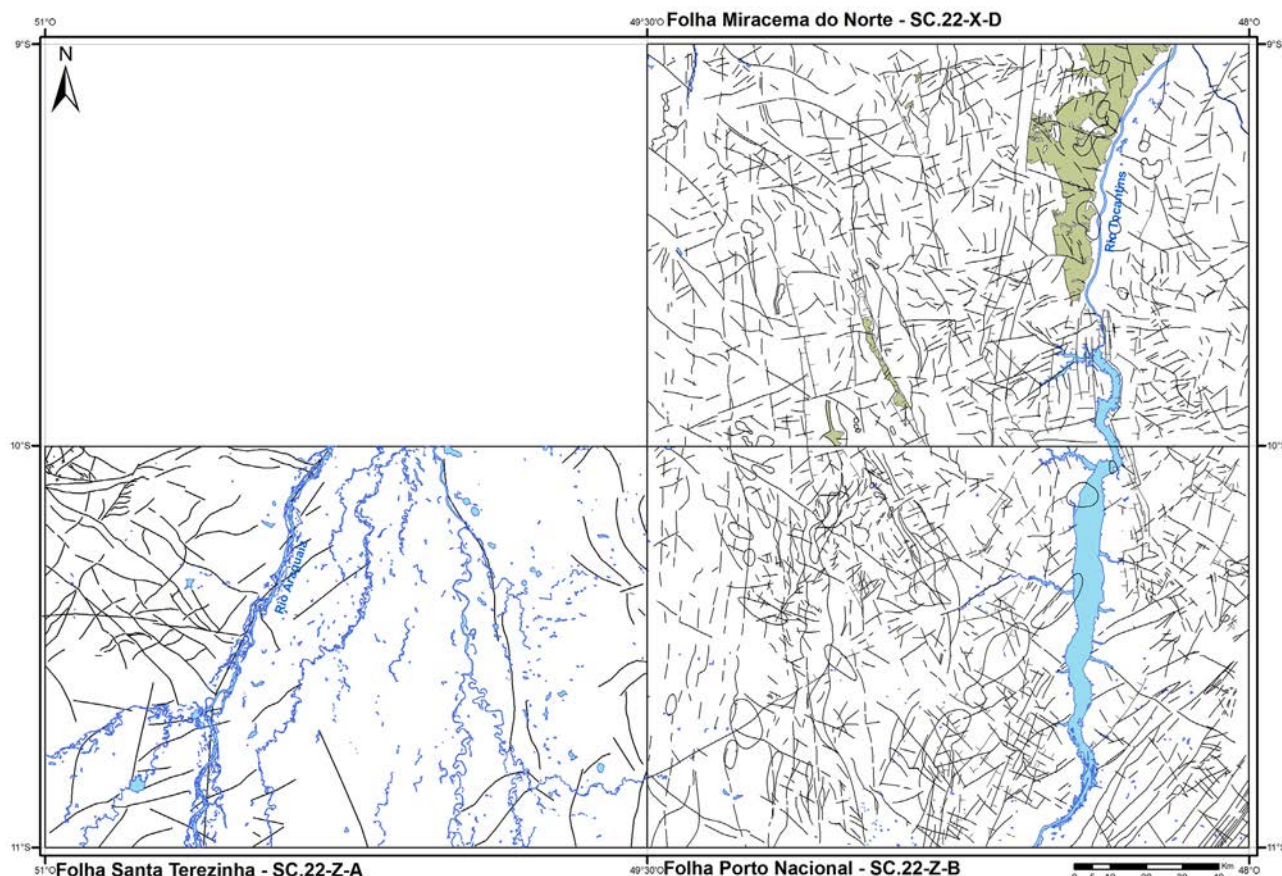


Figura 3.302 – Distribuição da Formação Poti na área do Projeto Geologia da Região de Palmas.

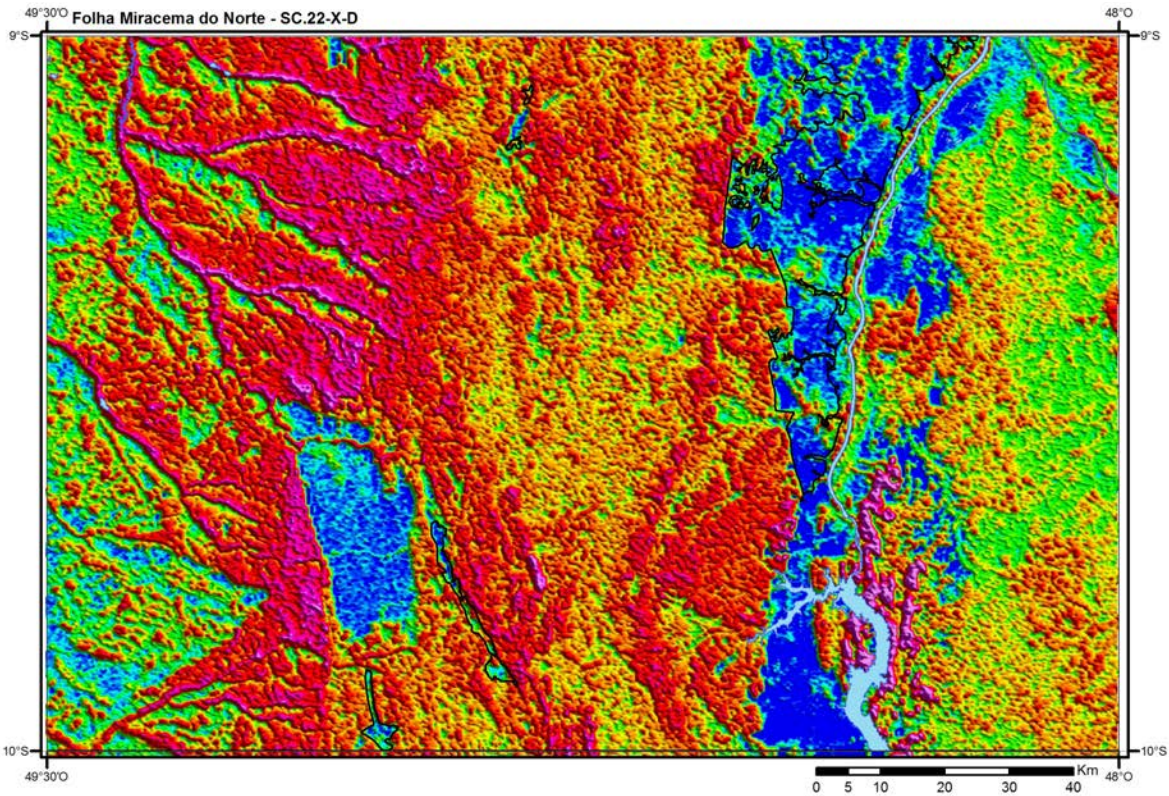


Figura 3.303 – Imagem aerogamaespectrométrica (canal do Potássio) da Folha Miracema do Norte, evidenciando as rochas da Formação Poti. A área de abrangência da unidade localiza-se à margem esquerda do Rio Tocantins, limitada pela linha preta, e corresponde a região em tons de azul o que significa baixos valores de K.

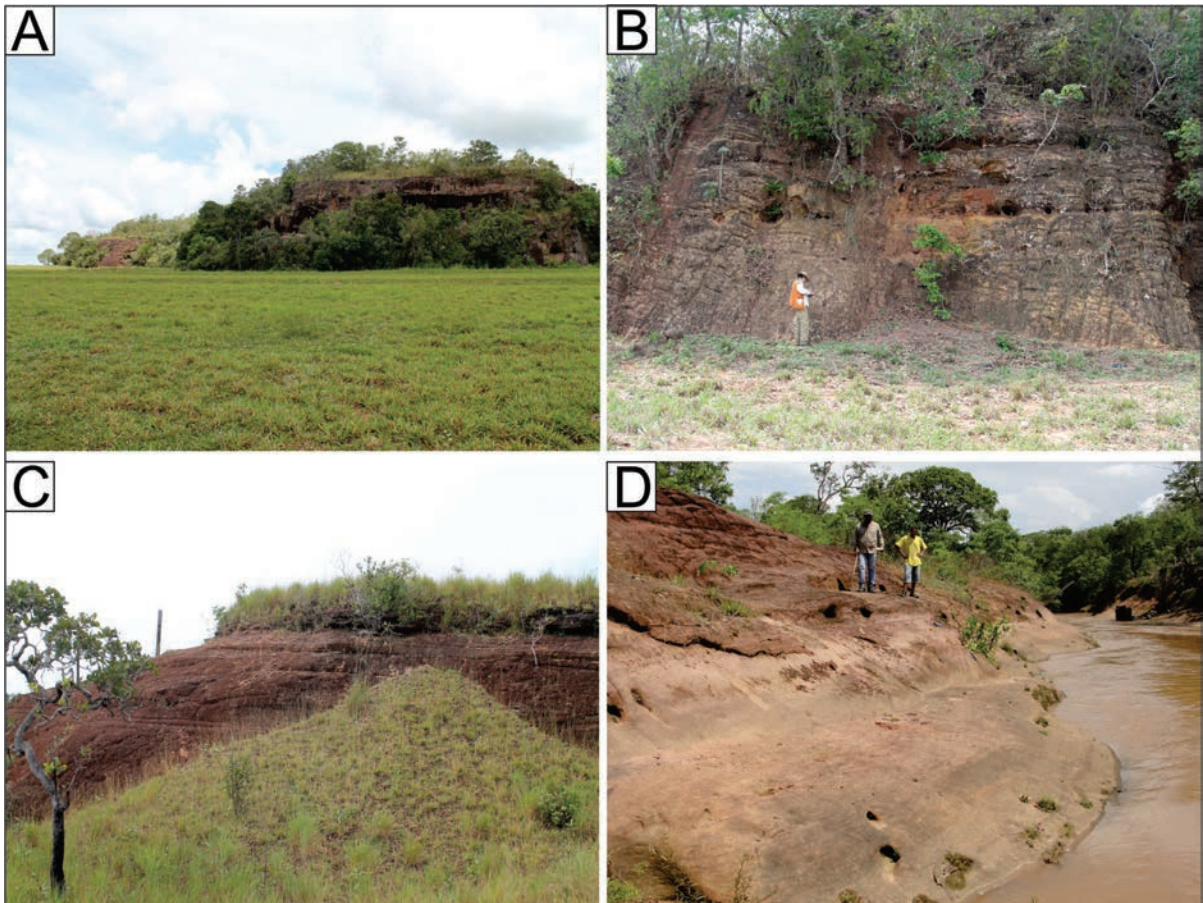


Figura 3.304 – Afloramentos de arenitos da Formação Poti na forma de morros testemunhos tabulares ou abaulados e nas margens de rios.

A distinção entre a Formação Poti e Piauí é bastante difícil tendo em vista a semelhança litológica, o relevo arrasado, a existência de extensas áreas sem afloramentos, e o intenso grau de alteração das rochas. Suas melhores ocorrências estão entre a BR-153 e o Rio Tocantins na região a norte de Miracema do Tocantins.

A Formação Poti está representada predominantemente por arenitos de colorações esbranquiçada, amarelada e rosada, bastante intemperizados, friáveis, de granulometria fina ou média, moderadamente a bem selecionados, contendo estratos cruzados acanalados de baixo ângulo (*swaley?*) de médio a grande porte (Figs. 3.305 A e B), com superfícies

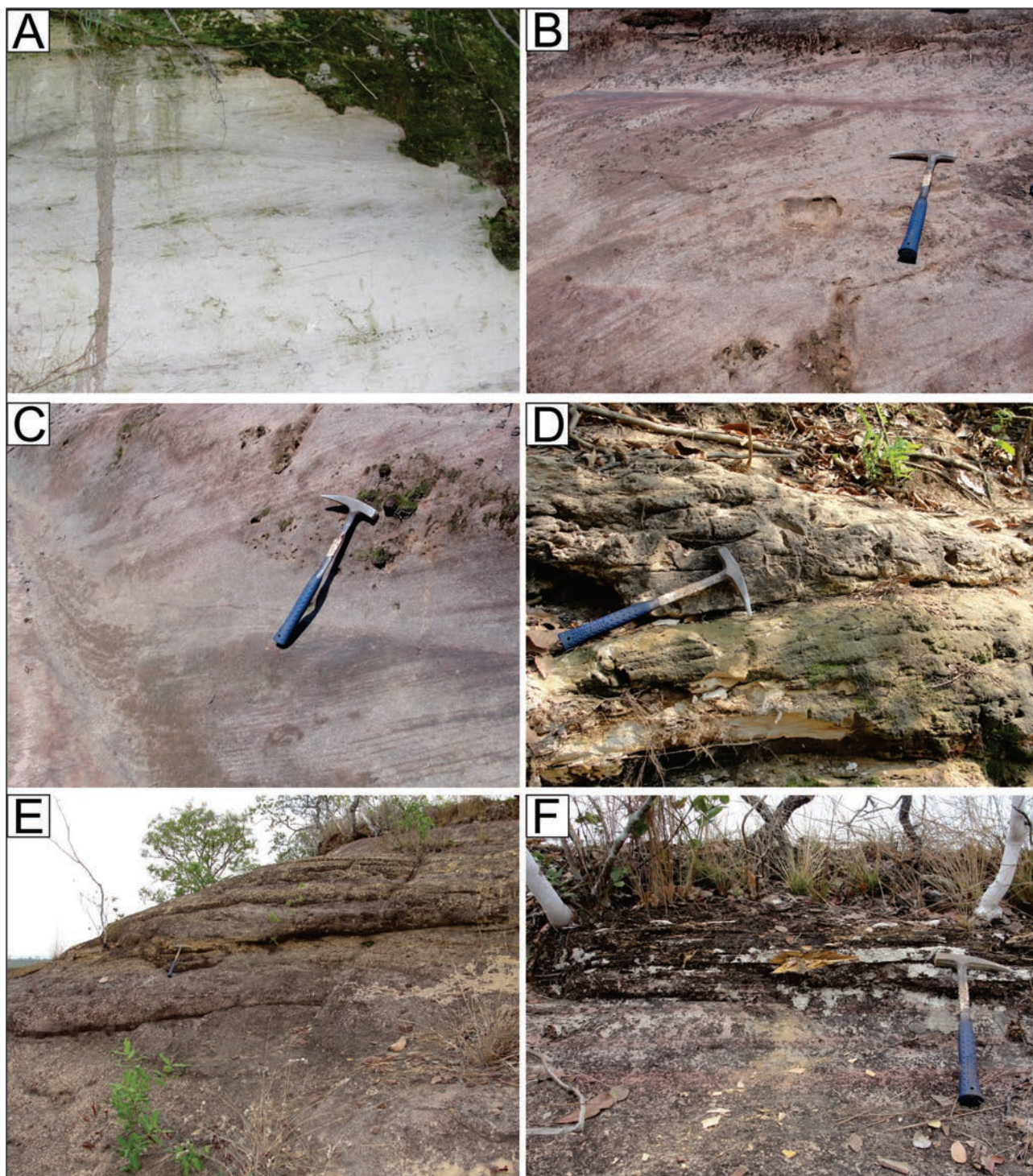


Figura 3.305 – Aspectos dos afloramentos, com destaque para as estruturas dos arenitos da Formação Poti: A e B) Estratos cruzados acanalados de baixo ângulo com padrão festonado (*swaley?*). C e D) Estratos cruzados sigmoidais amalgamados com superfícies truncantes. E) Feições de lobos sigmoidais. F) Passagem brusca e paralela de camada de arenitos médios de ambiente deltaico, para siltitos amarelados e laminados de provável origem marinha.

onduladas além de estratos cruzados sigmoidais em *sets* alongados que podem chegar a 1 m, com superfícies truncantes (Figs. 3.305 C e D). Os *sets* de estratos cruzados acanalados podem gerar feições de geometria lobada (Fig.3.305 E), que somadas às características descritas acima, sugerem um ambiente fluvio-deltáico para estes arenitos. As medidas de paleocorrentes destes arenitos indicam direção entre 320° e 355°. Nos afloramentos CA-154 (-9,1509 S/-48,5289 W) e CA-191A (-9,0238 S/-48,4983 W), estes arenitos são recobertos em contato abrupto e paralelo por siltitos amarelados, laminados com superfícies onduladas, indicativo de ingressão marinha ou diminuição da competência do sistema fluvial (Fig.3.305 F).

Nas estações CA-237 (-9,2026 S/-48,5081 W) e CA-191B (-9,0238 S/-48,4983 W) ocorrem pacotes com aproximadamente 2,5 metros de espessura de siltito e arenito fino avermelhado (Fig.3.306) a arroxeadado, com níveis micáceos, e raras intercalações centimétricas de arenito acinzentado. O siltito tem porções maciças e laminadas, intercalado com material caulínico esbranquiçado que parece conter estratos cruzados acanalados de baixo ângulo e médio porte. Este pacote de sedimentos mais pelíticos parece estar estratigraficamente abaixo dos arenitos descritos no parágrafo acima, contudo não foi observada tal relação.

No afloramento CA-217 (-9,2924 S/-48,3668 W), localizado próximo a margem esquerda do Rio Tocantins, em corte de barranco ao longo da ferrovia N-S (Fig.3.307), ocorrem associações de fácies que parecem ser da porção intermediária da Formação Poti, estratigraficamente acima dos litotipos descritos acima. Nos primeiros 4 m do perfil ocorrem arenitos esbranquiçados e amarelados, grossos a conglomeráticos, mal selecionados, friáveis,

contendo diversos grânulos e seixos de quartzo subarredondados dispersos, com estratos cruzados acanalados de médio a grande porte (Figs. 3.307 B e C) e, pelotas centimétricas de argila dispersas na rocha (Figs. 3.307 D e E). Intercalado neste pacote de arenito grosso a conglomerático, ocorre aproximadamente 1 m de arenito fino esbranquiçado com boa seleção, e estratos cruzados acanalados de pequeno porte. Acima no perfil, o arenito grosso a conglomerático passa bruscamente para um pacote com 3 metros de espessura de arenito fino e siltito cinza claro a levemente arroxeadado (Fig.3.307 F), friáveis, maciços ou incipientemente laminados. Na base do pacote, há intercalação de arenito grosso com aproximadamente 50 cm de espessura, semelhante ao da base do perfil. O pacote como um todo tem granodecrescência ascendente. A porção basal do perfil onde ocorrem os arenitos grossos e conglomeráticos com pelotas de argila tem características de depósitos residuais de canal fluvial do tipo *channel lag*, ou de preenchimento de canais, enquanto a porção superior possivelmente está associada a preenchimento de canais fluviais abandonados. Acima deste nível de siltitos e arenitos, em passagem brusca e constituindo o topo do perfil ocorre um pacote com aproximadamente 1 a 1,5 m de espessura de conglomerado polimítico, bastante friável e fragmentado, levemente avermelhado, contendo clastos subarredondados com até 40 cm de diâmetro, predominantemente de arenito e subordinadamente de quartzo. Trata-se de um conglomerado clasto sustentado, com pouca matriz, geralmente constituída por areia grossa e grânulos, sem gradação no tamanho dos clastos.

Com base nos afloramentos descritos, sugere-se um ambiente sedimentar transicional, fluvio-deltaico para a deposição dos sedimentos

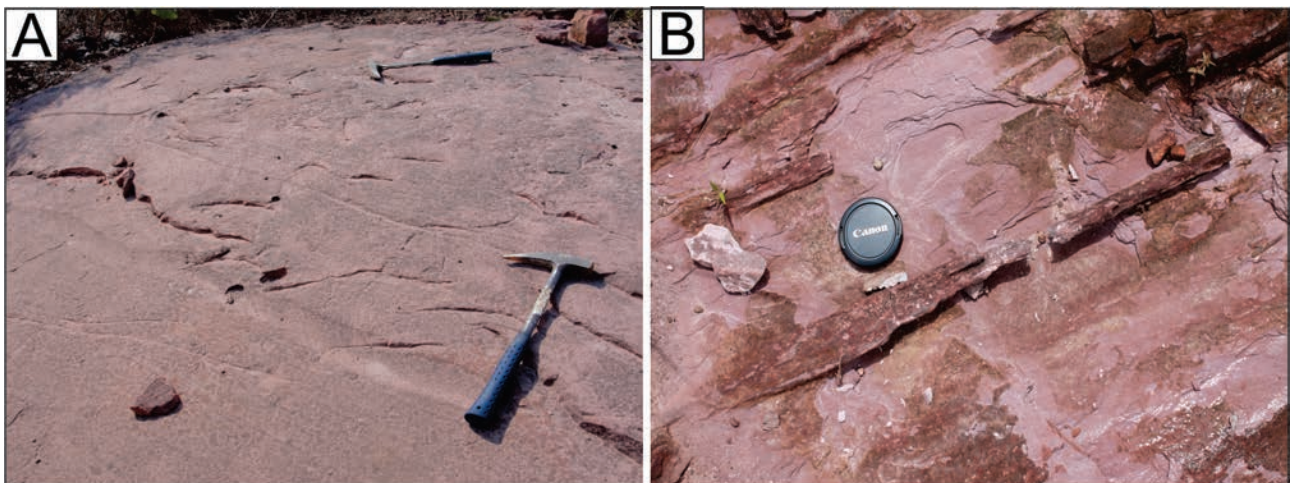


Figura 3.306 – A e B) Siltitos e arenitos finos avermelhados que ocorrem intercalados aos arenitos médios com estratos cruzados acanalados da Formação Poti.



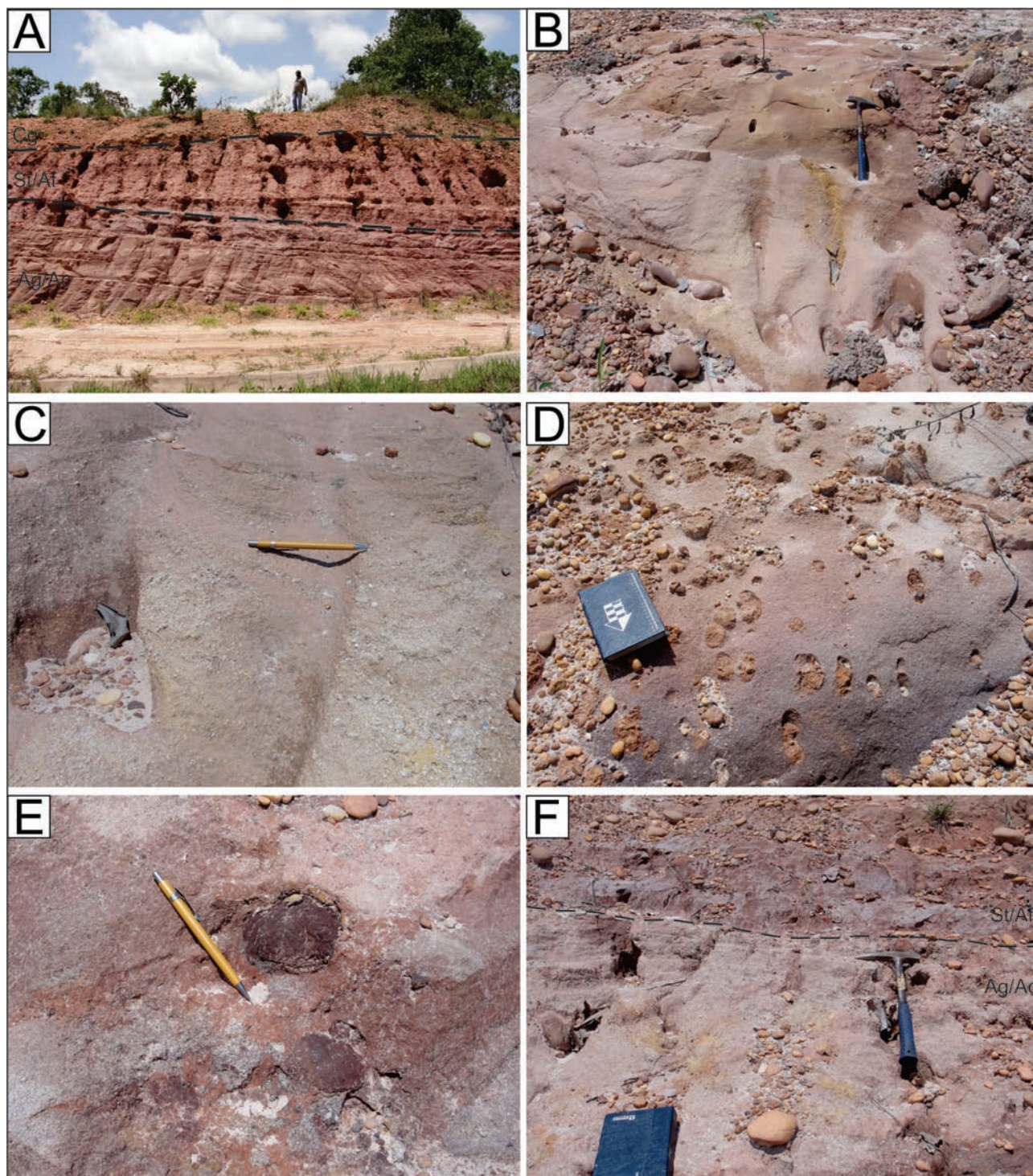


Figura 3.307 – A) Afloramento CA-217 (-9,2924 S/-48,3668 W) em corte de barranco na margem da Ferrovia N-S. B e C) Base do perfil onde ocorrem arenitos grossos (Ag) a conglomeráticos (Ac) com estratos cruzados acanalados de médio porte. D e E) Pelotas de argila/silte que ocorrem nos arenitos grossos e conglomeráticos. F) Passagem brusca e paralela para os arenitos finos (Af) e siltitos (St) arroxeados da porção intermediária do perfil.

da Formação Poti, nesta região (extremo sudoeste da Bacia do Parnaíba). Contudo, há registro de ingressões marinhas (tempestitos) na base e topo da formação, segundo Della Fávera (1990), além da ocorrência de bivalvos marinhos do gênero Edmondia (KEGEL, 1953). Góes (1995) reconheceu três parassequências no interior da Formação Poti: depósitos fluviais, litorâneos e marinhos rasos

(tempestitos). O conjunto evidencia processos regressivos em direção à continentalização da Formação Poti (SANTOS; CARVALHO, 2004).

Não foi identificado conteúdo fóssilífero na unidade, no entanto, diversos trabalhos em outras regiões da Bacia do Parnaíba identificaram fauna e flora variada. Kegel (1954) datou a porção basal da formação como do Eocarbonífero baseado em várias

espécies de moluscos do gênero *Edmondia*. Com base em esporomorfos, Müller (1962) considerou a formação como de idade mississipiana, Andrade e Daemon (1974) como Viseana, e Melo e Loboziak (2000) situaram-na na parte inferior e média do Neoviseano, correlacionando-a com o intervalo das palinozonas européias *Perotrilites tessellatus-Schultzospora campyloptera* (TC) e *Raistrickia nigra-Triquitrites marginatus* (NM). Melo e Loboziak (2003) posicionam a Formação Poti na palinozona neoviseana Mag, correlacionável a Formação Faro da Bacia do Amazonas.

### 3.3.3 - Grupo Balsas

O Grupo Balsas foi proposto por Góes et al. (1990) para reunir um sistema clástico-evaporítico sobreposto em discordância ao Grupo Canindé. Para estes autores, houve progressivo processo de desertificação da bacia, acompanhado de deslocamento dos depocentros para a parte central da mesma. Da base para o topo o Grupo Balsas é dividido em quatro formações: Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba. Vaz et al. (2007) posicionaram o Grupo Balsas no Neocarbonífera-Eotriássico. Na área de estudo, foi cartografada apenas a Formação Piauí, porção basal do Grupo Balsas.

### 3.3.3.1 - Formação Piauí

Originalmente o termo Série Piauí foi utilizado por Small (1914) apud Brasil (1974) para descrever a seção Paleozóica da Bacia do Parnaíba. Oliveira e Leonardos (1943) apud (Caputo, 1984) utilizaram a Formação Piauí, para agrupar somente as camadas carboníferas do Pensilvânico. Dequech e Kegel (1948) apud (LIMA;LEITE, 1978) estabeleceram os limites estratigráficos atuais da unidade, entre os arenitos e siltitos da Formação Poti e o sílex basal da Formação pedra de Fogo. Lima e Leite (1978) dividiram a Formação Piauí em duas sucessões: a inferior composta por arenitos rosados e avermelhados, médios, maciços ou com estratificações cruzadas de grande porte e intercalações e folhelho vermelho, e a superior formada por arenitos avermelhados, amarelos, finos a médios com intercalações de folhelho vermelho, lentes de calcários e lentes de sílex. Caputo (1984) interpreta que houveram diversas ingressões marinhas durante a deposição desta formação e sugere que em subsuperfície, em direção à porção noroeste da bacia, predominam folhelho, calcário e anidrita, enquanto em superfície predominam depósitos continentais fluviais e eólicos.

A Formação Piauí ocorre apenas na Folha Miracema do Norte, em duas extensas faixas norte-

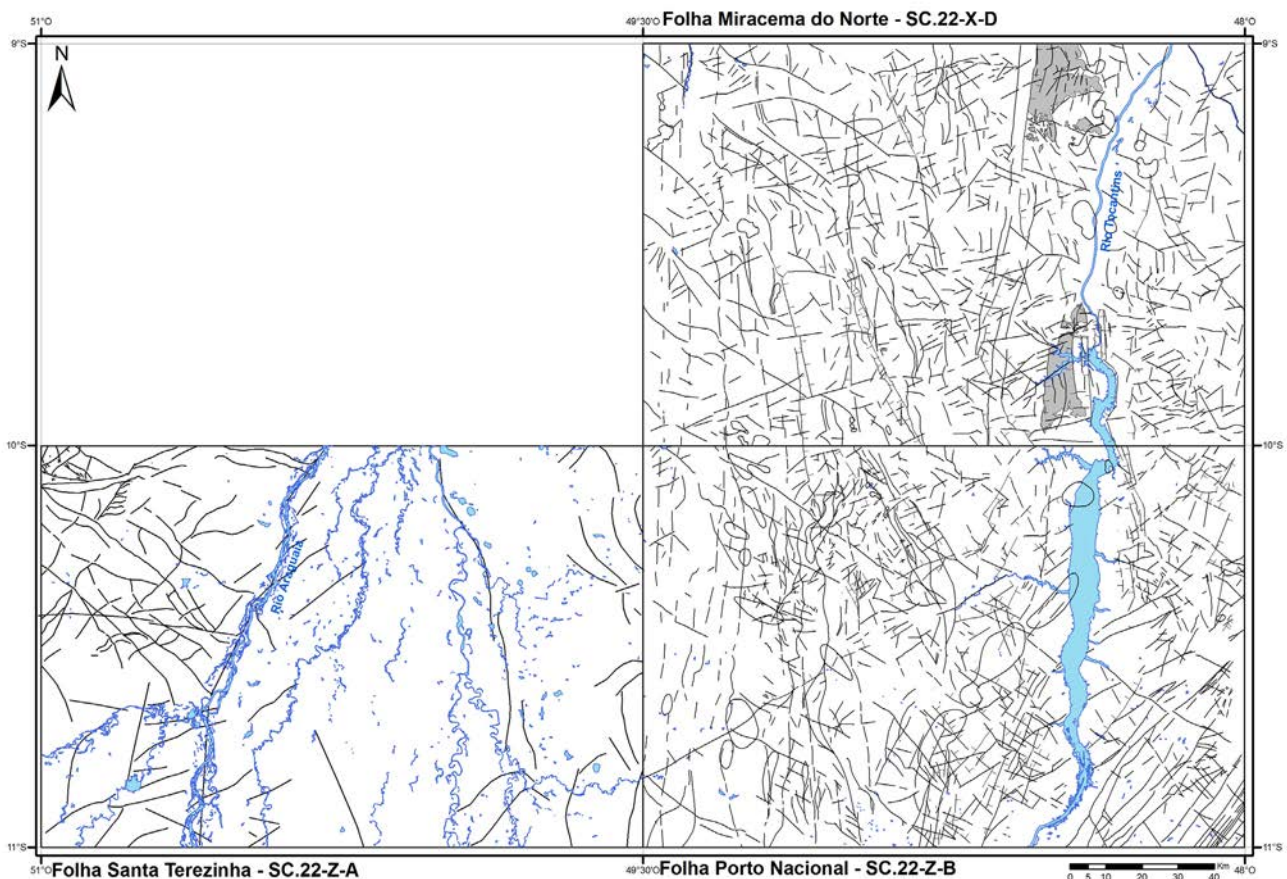


Figura 3.308 – Distribuição da Formação Piauí na área do Projeto Geologia da Região de Palmas.

sul localizadas na margem esquerda do Rio Tocantins (Fig.3.308). As duas faixas estão encaixadas em estruturas tipo gráben, sendo que seus contatos com a maioria das unidades subjacentes são tectônicos, através de falhamentos normais de direção N-S (Fig.3.308). Localmente, na estação CA-198 (-9,1262 S/-48,3557 W) observou-se contato em discordância erosiva com a Formação Poti subjacente, marcado pela presença de conglomerado polimítico. Como são unidades essencialmente arenosas (Formações Poti e Piauí), suas respostas em imagens aerogamaespectrométricas são muito semelhantes, apresentando baixo radiométrico para todos os elementos (K-Th-U).

A forma de ocorrência da Formação Piauí é muito semelhante a da Formação Poti, constituindo relevo bastante arrasado, com morros-testemunhos tabulares e abaulados, e altura que pode variar de poucos metros a dezenas de metros (Fig.3.309).

Aflorando de forma restrita e muito localizada, ocorre um pacote com aproximadamente 4 m de espessura de ritmito (Fig.3.310 A) formado pela alternância de arenitos finos róseos, siltitos

e argilitos arroxeados, por vezes caulínicos de coloração esbranquiçada. O conjunto é finamente laminado, com estratificações heterolíticas do tipo lenticular, onde finas camadas de areia se encontram no interior de massas argilosas. Níveis centimétricos de material carbonoso acinzentado escuro a negro ocorrem na porção pelítica (Fig.3.310 B). Na base deste ritmito ocorre uma camada com aproximadamente 1,0 m de espessura de chert cinza escuro que sustenta um patamar marcante no relevo, formando colinas destacadas na morfologia do terreno (Fig.3.310 C). Camadas de chert podem ocorrer de forma contínua, intercaladas nos arenitos (Figs. 3.310 D e E). Estas mesmas camadas podem ocorrer sob a forma de fragmentos dispersos na superfície (Fig.3.310 F). Este conjunto de ritmitos e chert ocorre no topo da Formação Piauí, associado a um ambiente marinho raso na sua transição para a Formação Pedra de Fogo, estratigraficamente acima.

A principal litofácies desta unidade é representada por arenito cinza a avermelhado (Fig.3.311 A), friável, fino a médio e localmente

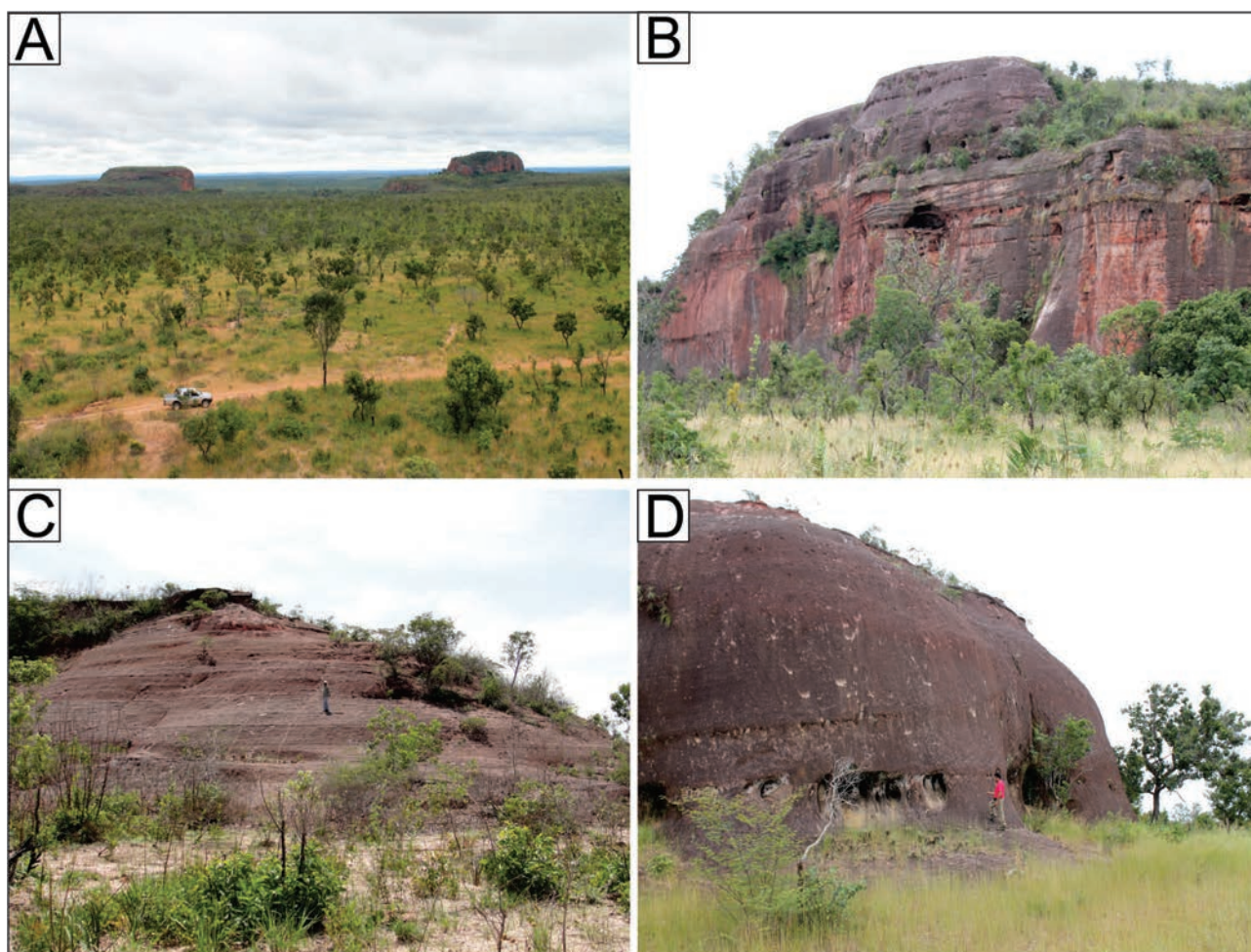


Figura 3.309 – Aspectos dos afloramentos dos arenitos da Formação Piauí na forma de morros-testemunhos abaulados.

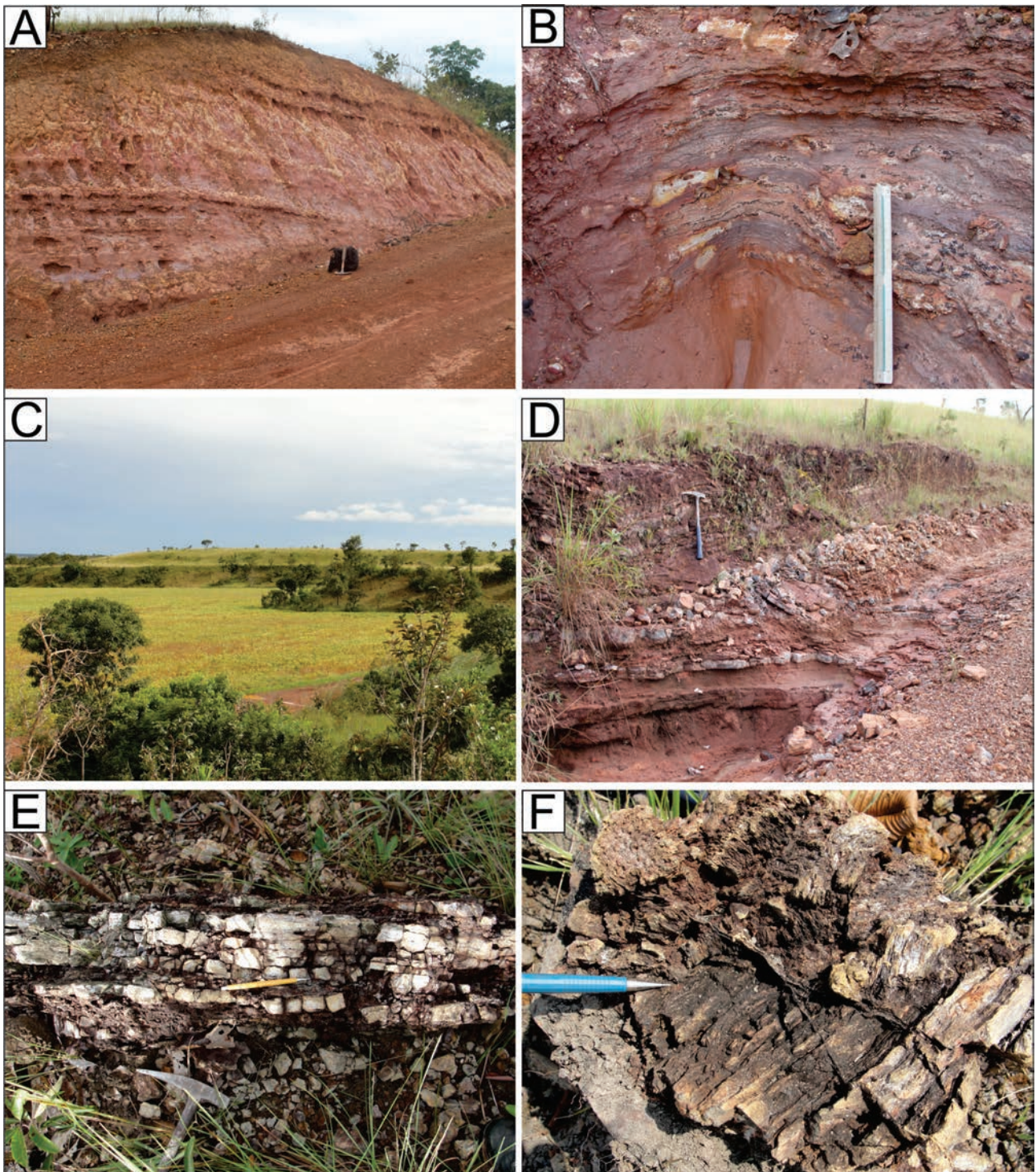


Figura 3.310 – A e B) Aspecto dos ritmitos avermelhados/arroxeados com níveis carbonosos escuros da porção de topo da Formação Piauí. C) Patamar marcante sustentado por camada de aproximadamente 1,0 m de espessura de chert, logo abaixo dos ritmitos descritos acima. D) Afloramento em valeta na margem da estrada. Detalhe das camadas de chert intercaladas com níveis arenosos. E) Bloco deslocado da camada de chert. F) Fragmentos de chert com formas irregulares, parecendo silicificação por processo de substituição.

com níveis de granulação grossa, com grãos moderadamente selecionados, subarredondados a subangulosos, localmente conglomeráticos (Fig.3.311 B), contendo grânulos e até seixos geralmente na base dos sets arenosos. Pavimentos com até 30 cm de espessura de seixos e calhaus

de quartzo leitoso e de arenito, são lateralmente acompanhados por dezenas de metros (Figs. 3.311 C e D). São marcantes as estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de grande porte (sets > 2 m), com direção de paleocorrentes 11°, 68°, 355°, 70° e 10° indicando domínio do quadrante NE (Figs.

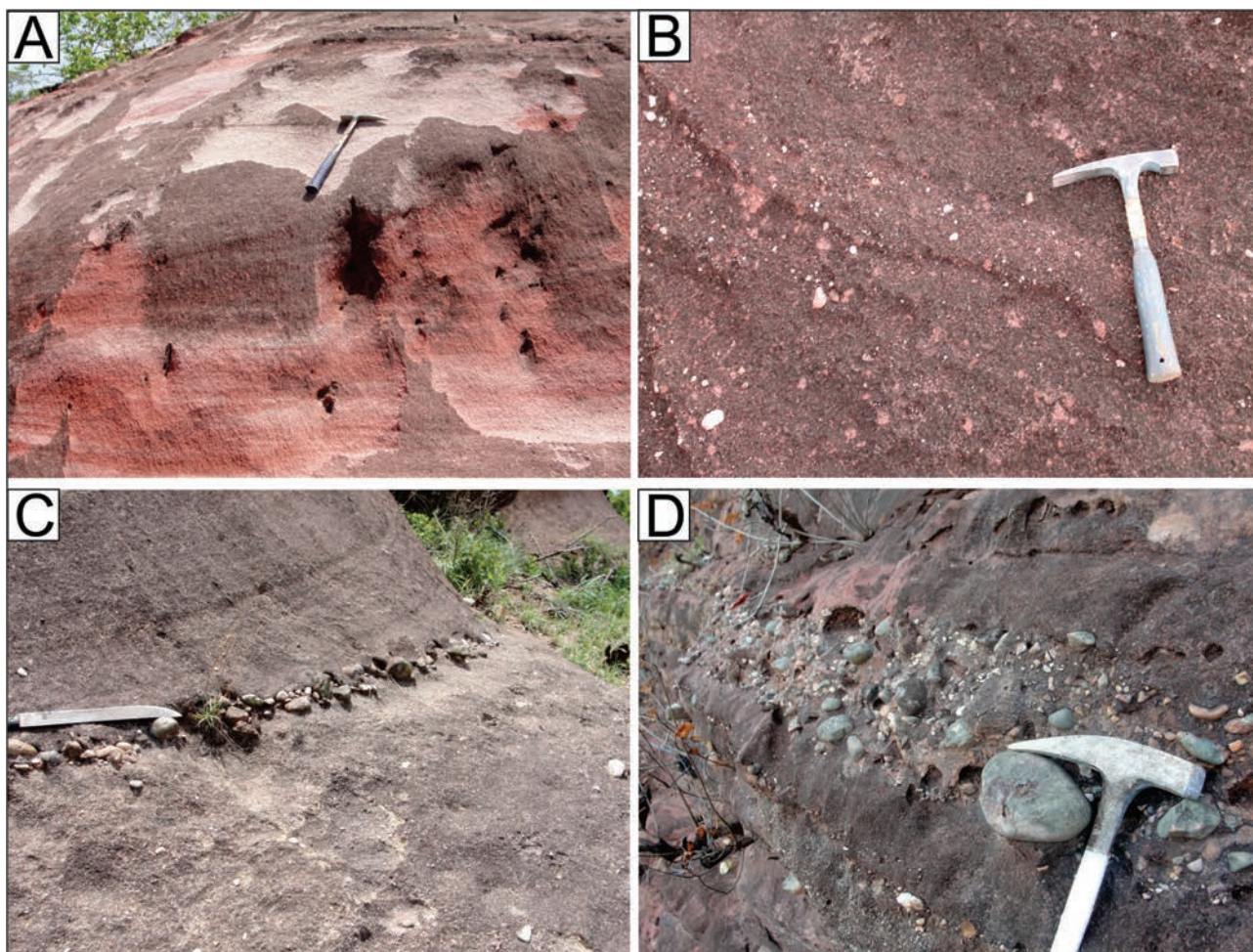


Figura 3.311 – A) aspectos dos arenitos cinza claros a avermelhados finos a médios da porção basal da Formação Piauí (CA-213). B) Níveis grossos a conglomeráticos destes arenitos, geralmente na base dos sets cruzados (CA-222). C e D) Pavimentos de seixos e calhaus (conglomerados) com continuidade lateral marcante, geralmente dispostos na base dos estratos cruzados (CA-223).

3.312 A, B, C, D e E). Em alguns locais, os arenitos apresentam aspecto pintalgado (Fig.3.312 F) em virtude da presença de uma massa esbranquiçada muito fina disposta entre os grãos de quartzo. Estes depósitos sedimentares arenosos apontam para o predomínio de um ambiente fluvial entrelaçado para a Formação Piauí, em concordância com Lima e Leite (1978) que também reconhecem este tipo de ambiente na porção inferior da Formação Piauí.

Na porção basal da Formação Piauí, em afloramento localizado a 8 km da margem direita do Rio Tocantins, na porção norte da Folha Miracema, próximo a localidade de Grotão do Ouro, ocorre paraconglomerado polimítico com aproximadamente 2 m de espessura, contendo calhaus e blocos de composições diversas, incluindo arenito, quartzo, siltito e rochas do embasamento cristalino (micaxistos) (Figs. 3.313 A e B). O conglomerado é sustentado por matriz arenosa grossa com grânulos. Os clastos são subangulosos a subarredondados. Assenta-se diretamente sobre arenitos rosados, finos a médios, fluvio-deltáicos da Formação Poti, delineando

superfície irregular que marca uma discordância erosiva (Figs. 3.313 C e D) entre as Formações Piauí e Poti. O afloramento é sugestivo de depósito de leque aluvial (*fan*), possivelmente em compartimentação mediana a distal. Acamadamentos não são evidentes, sendo comum a presença de material arenoso grosso, avermelhado, interdigitado com material conglomerático, sugestivo de irregularidade do sítio deposicional. Os processos fluviais parecem ser dominantes.

Com base nas principais litofácies descritas (arenitos, arenitos conglomeráticos, conglomerados), admite-se um ambiente predominantemente fluvial para a Formação Piauí. As ocorrências restritas de ritmitos e níveis de chert nas seções superiores desta unidade sugerem uma mudança ou transição para ambiente marinho raso. Esta proposta é concordante com a de Mesner e Wooldridge (1964) que sugerem origem continental fluvial para a parte inferior da Formação Piauí com o registro litológico da porção superior da unidade indicando breves

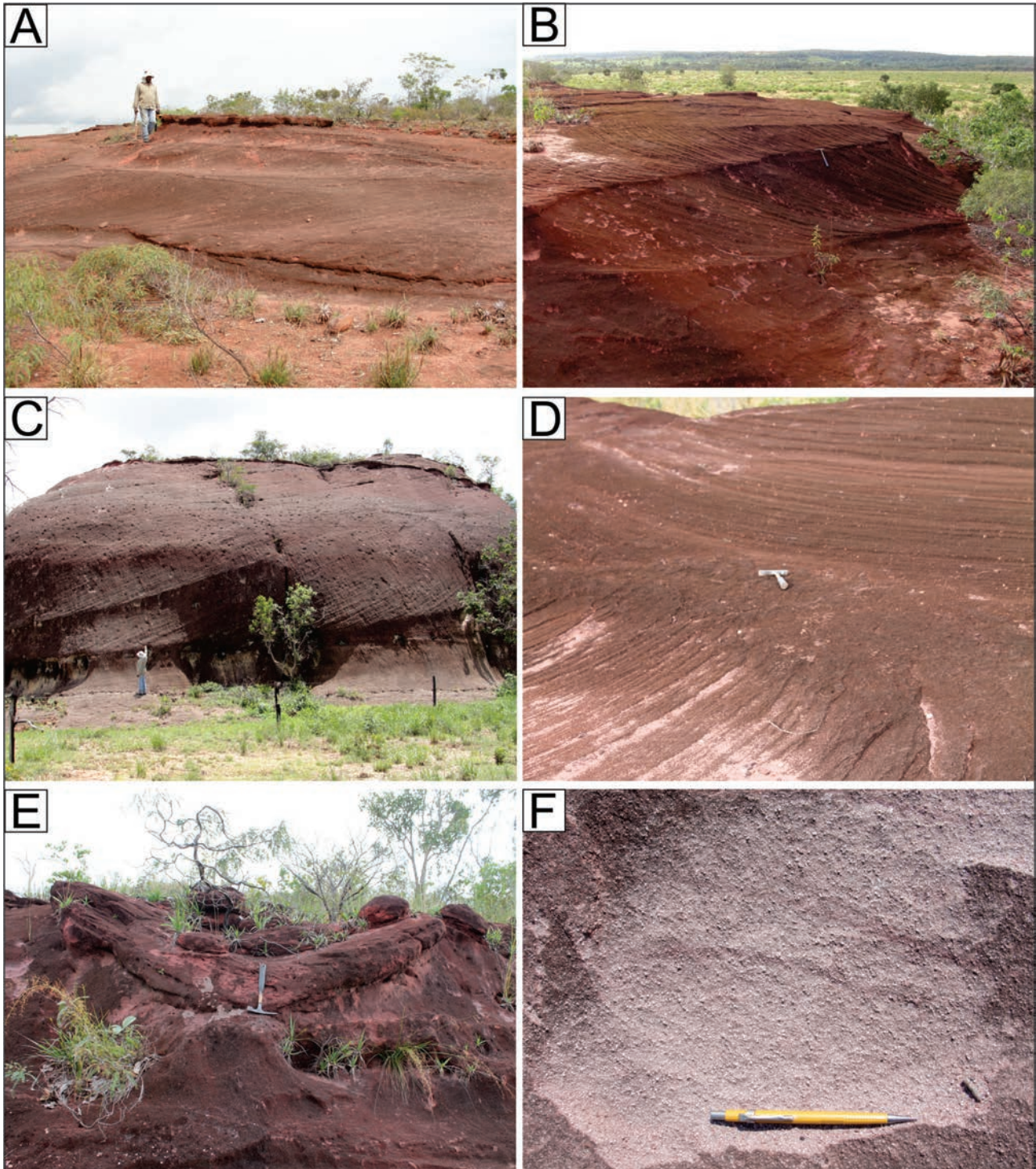


Figura 3.312 – A, B e C) Aspectos das estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de grande porte em arenitos fluviais da Formação Piauí (estações CA-222 e CA-223). D) Vista em planta das estratificações cruzadas acanaladas (CA-222). E) Estratificação cruzada acanalada exposta em corte longitudinal de um canal fluvial (CA-222). F) Aspecto pintalgado, observado em alguns desses arenitos (CA-213).

incurções marinhas. Lima e Leite (1978) indicam deposição fluvial com alguma contribuição eólica, clima semiárido a desértico com breves incurções marinhas.

Mesner e Wooldridge (1964) assinalaram a presença de fauna marinha representada por productídeos, gastrópodes, crinoides e *Spirifer c. t. epimus*, em calcários restritos, estabelecendo idade

pensilvaniana para a seção superior da Formação Piauí. Lima Filho (1991) ressalta as assembléias de microfauna dos calcários fossilíferos da Formação Piauí, citando a predominância de foraminíferos, conodontes e microfósseis marinhos. Melo et al. (1998) e Melo e Loboziak (2003) indicam idade não mais antiga que o Moscoviano para as rochas da Formação Piauí.

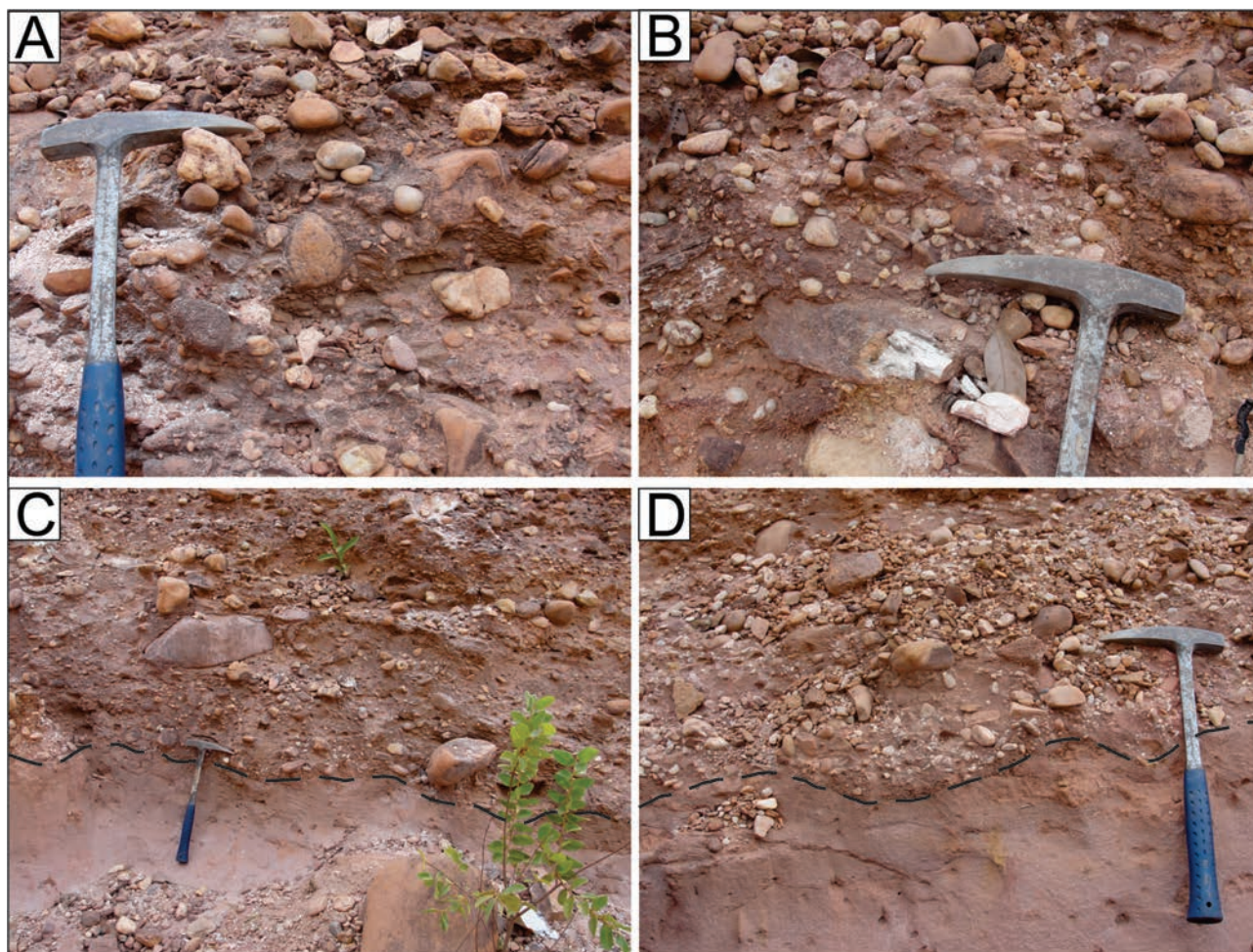


Figura 3.313 – A e B) Paraconglomerado polimítico da base da Formação Piauí com características de depósitos de leque aluvial, contendo seixos, calhaus e blocos de arenito, siltito, micaxistos e quartzo. C e D) Contato dos conglomerados basais da Formação Piauí com os arenitos fluvio-deltaicos da Formação Poti (linha tracejada), delimitado por uma superfície irregular, erosiva entre as duas unidades.

### 3.4 - COBERTURAS DETRITO-LATERÍTIICAS

Os depósitos detrito-lateríticos recobrem parcialmente várias unidades, sobretudo, àquelas pertencentes a Bacia do Parnaíba e ao Orógeno Araguaia. Nos domínios da Bacia do Parnaíba as coberturas detrito-lateríticas se desenvolveram quase que exclusivamente sobre os siltitos argilosos e arenitos finos da base da Formação Pimenteiras, que constituem vastas áreas de relevo tabular na porção leste da área do projeto. Nesta região, a porção basal da Bacia do Parnaíba é representada pela Formação Jaicós (Siluro-Devoniana), que transiciona para os siltitos e arenitos finos da Formação Pimenteiras. Estas coberturas encontram-se expostas em vasta área plana no topo da Serra do Lajeado, em cotas ao redor de 600 m, (Fig.3.314 A). Trata-se de lateritização predominantemente ferruginosa que quando exposta ou exumadas tornam-se litificadas, formando *ironstones* (Fig.3.314 B).

Dependendo do grau de lateritização e de sua posição no perfil, pode preservar em maior ou

menor grau a estrutura original da rocha, enquanto em outros locais estão bastante desmanteladas (Figs. 3.314 C e D). Estas coberturas são constituídas essencialmente por quartzo em grãos subangulosos a subarredondados, argilominerais e lamelas de muscovita, cimentados por material ferruginoso constituído por hidróxido de ferro (goethita) e óxido de ferro (hematita) (Figs. 3.314 E e F). Localmente formam estruturas concrecionárias ferruginosas, oolíticas ou pisolíticas. Constituem platôs contínuos com espessura entre 2,0 e 8,0 m. A análise química desses níveis ferruginosos mostrou teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  variando entre 49 e 75%,  $\text{SiO}_2$  entre 10 e 33%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  entre 3 e 16% e  $\text{P}_2\text{O}_5$  entre 0,07 e 2%.

As coberturas detrito-lateríticas que se desenvolveram sobre as rochas metassedimentares do Orógeno Araguaia são muito mais restritas, descontínuas e pouco espessas, com espessura máxima de 1,5 m. Geralmente ocorrem como platôs lateríticos descontínuos no topo de morros abaulados, constituídos na maioria das vezes por materiais detríticos diversos (areia, fragmento de



Figura 3.314 – A) Aspecto morfológico dos platôs lateríticos desenvolvidos sobre os siltitos e arenitos finos da Formação Pimenteiras. B) Níveis de arenitos ferruginosos e endurecidos tipo ironstones. C e D) Crosta laterítica ferruginosa desmantelada sobre ritmitos da Formação Pimenteiras E) Amostra de mão destes níveis lateritizados ferruginosos com tons marrons e avermelhados. F) Grãos de hematita lixiviada dos platôs ferruginosos.

rocha e de veio de quartzo) oriundos da erosão das rochas metassedimentares, depositados e posteriormente cimentados por material ferruginoso goethítico, limonítico e hematítico.

O potencial mineral relacionado a este tipo de ambiente normalmente é negligenciado, entretanto, as grandes variedades de unidades com potencial para depósitos minerais, por exemplo Al, Ti, Fe e V

nos anortositos da Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida, Ni nas rochas ultramáficas do Complexo Quatipuru, ETR nas paraderivadas do Complexo Rio dos Mangues, Mn nos gonditos da unidade paraderivada do Complexo Porto Nacional e Fe nos sedimentos da Formação Pimenteira, indicam que esta unidade apresenta potencial para inúmeros depósitos minerais supergênicos.



### 3.5 - FORMAÇÃO ARAGUAIA

Esta unidade foi definida por Barbosa et al. (1966) na região do Rio Araguaia como sequência de sedimentos continentais, fluviais, parcialmente inconsolidados com conglomerados na base, recobertos por areias, siltes e argilas mal selecionadas. Pena et al. (1975) descreveram furo de sonda na Fazenda Canadá, Bacia do Bananal, com aproximadamente 48m de profundidade e registraram predominância de areias inconsolidadas com lentes de argilas e cascalho. Lacerda Filho et al. (1999) introduziram as subdivisões Qag1 como terraços aluvionares e Qag2 como depósitos aluvionares. Neste trabalho foi colocado a fácies Qag3 como depósitos de meandros abandonados. Valente (2007) refere-se à Formação Araguaia como unidade geomorfológica “Bacia do Bananal”, formada por sedimentos aluviais de idade Pleistocênica.

Araújo e Carneiro (1977), em estudos de sísmica na Ilha do Bananal, concluíram que o substrato da Formação Araguaia estaria representado por rochas metassedimentares e/ou rochas ígneas. Valente (2007) cita evidências de movimentos neotectônicos na bacia, o que foi

posteriormente corroborado por Alves et al. (2010). O fato de o substrato aflorar no centro da bacia (Ilha do Bananal) indica movimentação de blocos.

A Formação Araguaia ocupa toda porção central da folha Santa Teresinha (Fig.3.315) incluindo por inteiro a Ilha do Bananal contornada pelo Rio Araguaia e seu braço direito, o Rio Javaés. Os sedimentos da Formação Bananal formam vasta planície com cotas ao redor de 180m, alcançando 200m na borda leste, no contato com o Grupo Baixo Araguaia (Formação Couto Magalhães) e também na borda oeste, no contato com as rochas do Craton Amazônico. Estes contatos são discordantes, erosivos, encobertos por solos e aluviões recentes.

Na imagem aerogamaespectrométrica Ternária (RGB) (Fig.3.316), o domínio da Formação Araguaia, que coincide em grande parte com a Ilha do Bananal, na porção central da folha, tem características bem distintas dos terrenos adjacentes. Observa-se que predomina tom de verde oliva bem claro, entremeado por tons escuros, arroxeados e avermelhados que reflete os locais de maior umidade que, indiretamente evidencia as diferentes rochas da Formação Araguaia que variam desde depósitos predominantemente arenosos, conglomerados ou aglomerados, depósitos silto-

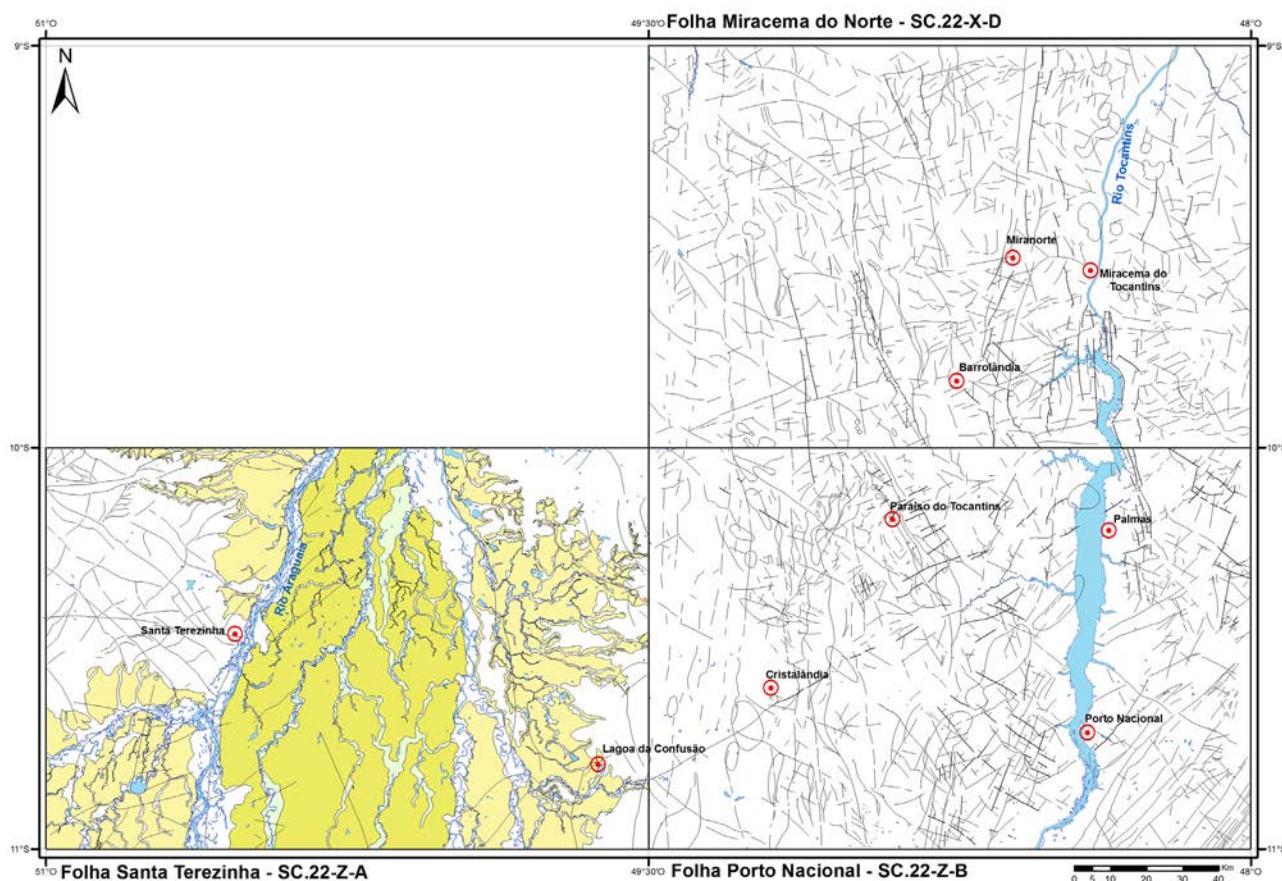


Figura 3.315 – Área de ocorrência da Formação Araguaia na Folha Santa Teresinha, extremidade oeste do Projeto Palmas.

argilosos em planícies de inundação, até terraços aluvionares com fraco a moderado grau de lateritização.

Na região de Santa Teresinha, margem oeste da bacia, o embasamento da Formação Araguaia está representado por quartzitos da Sequência Fazenda Santa Fé, de idade Arqueano-Paleoproterozóica.

Na margem leste, o contato com a Formação Couto Magalhães, unidade de topo do Grupo Baixo Araguaia, encontra-se encoberto por solos. Na porção centro-oeste da Ilha do Bananal aparecem morros-testemunho dos quartzitos acima citados (Fig.3.317) que representam blocos soerguidos no interior da bacia.

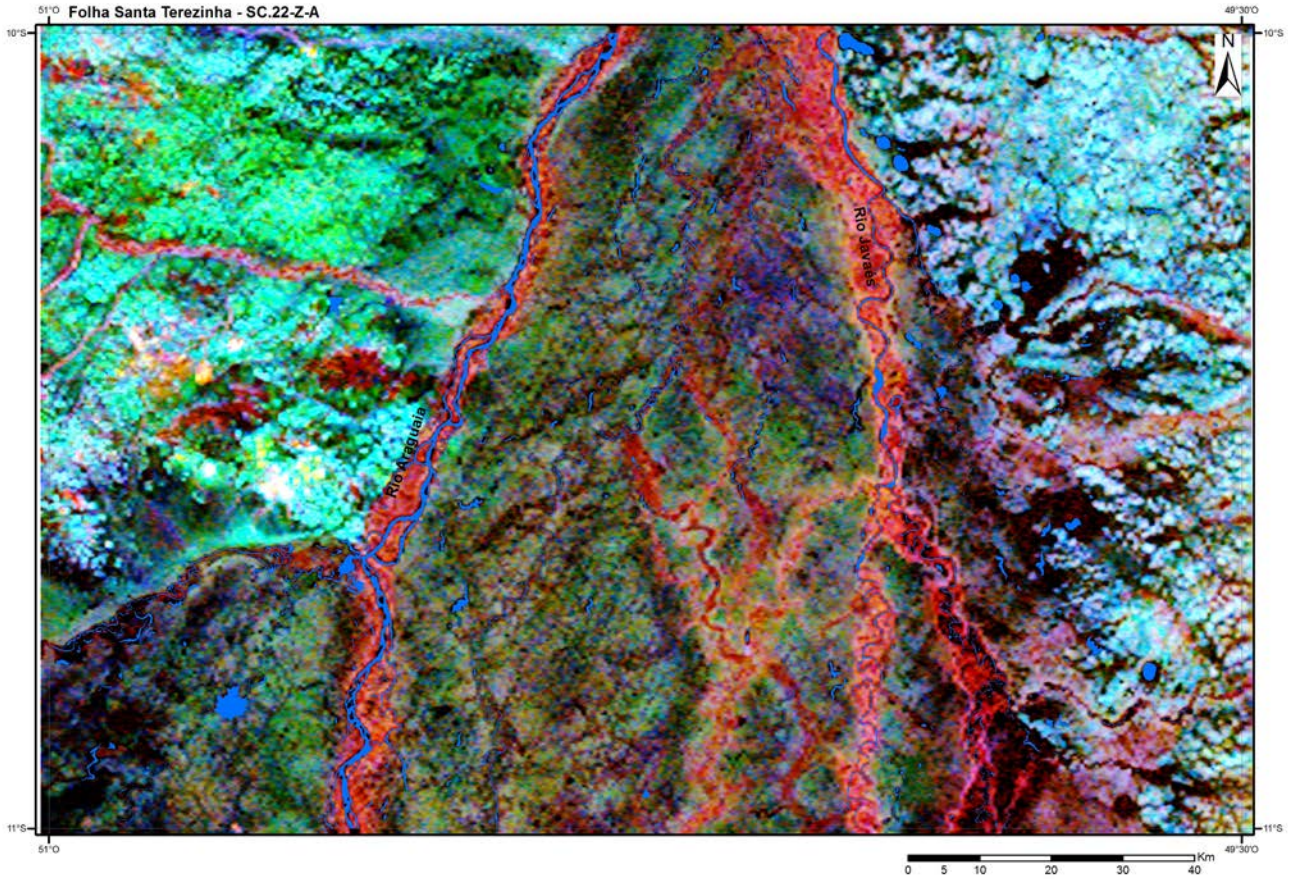


Figura 3.316 – Imagem aerogamaespectrométrica do Ternário (RGB) da Folha Santa Teresinha, onde se observa na porção central da folha, aproximadamente entre os rios Araguaia a oeste, e Javaés a leste o domínio da Formação Araguaia com tonalidades variadas que se destacam dos terrenos adjacentes.

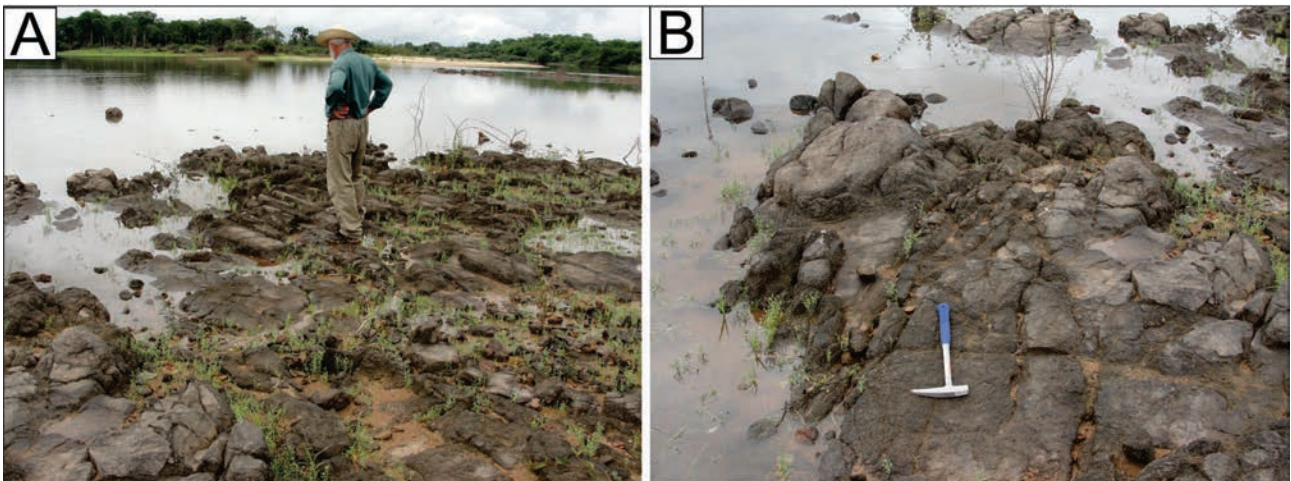
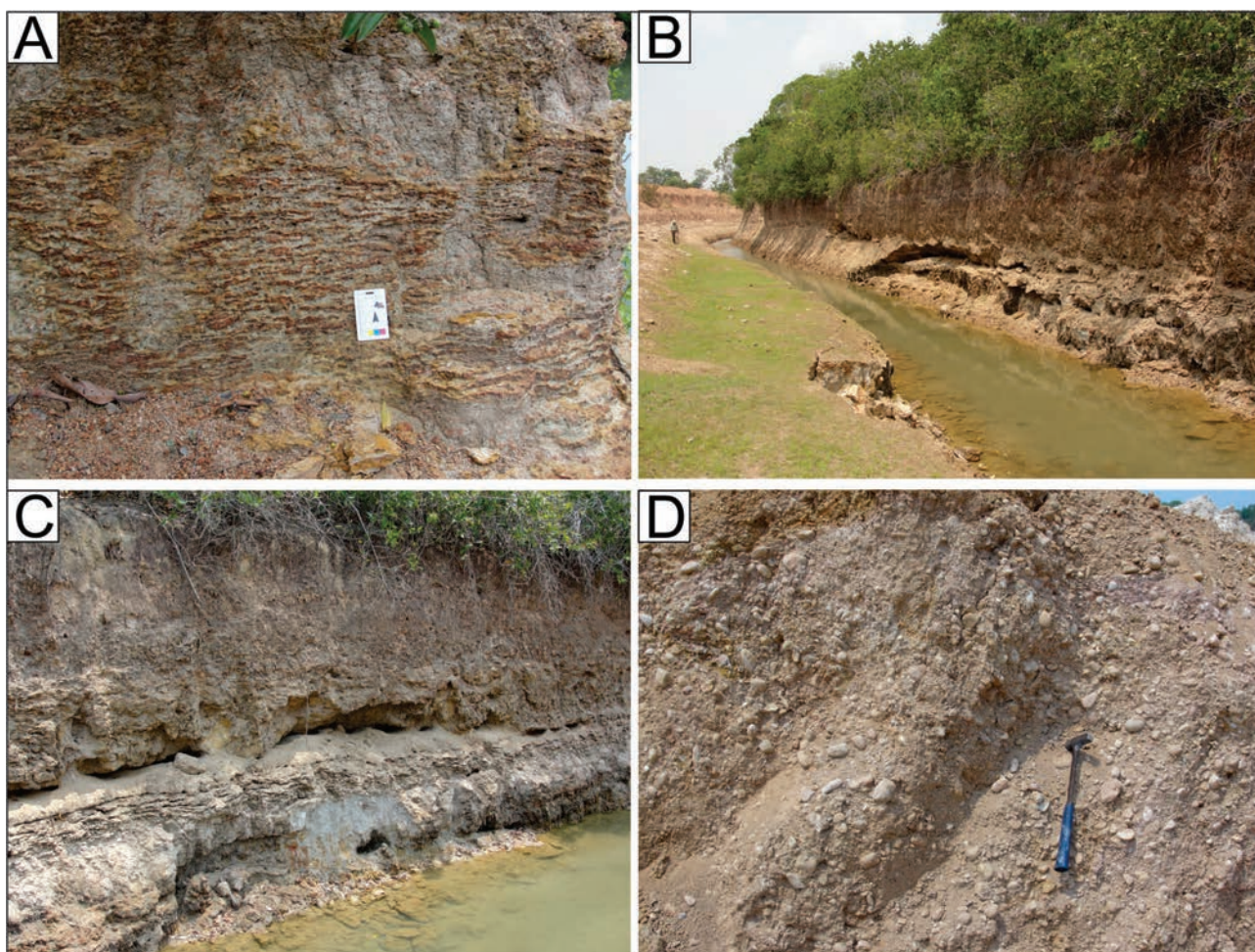


Figura 3.317 – Quartzitos da Sequência fazenda Santa Fé de idade Arqueano-Paleoproterozóica pertencente ao Cráton Amazônico, aflorando na borda oeste da Ilha do Bananal em meio aos sedimentos recentes.

As rochas que compõem a formação Araguaia mostram fraca diagênese. São depósitos clásticos, continentais, fluviais, pouco trabalhados, mal selecionados e pouco consolidados com níveis parcialmente lateritizados (Fig.3.318 A). Ocorrem também bancos de argila compacta, endurecidas pela desidratação da própria matriz muito fina. A área de ocorrência desta unidade é extensa e admite as subdivisões faciológicas até então consideradas na literatura e neste trabalho, ou seja: a) Qag1 - fácies terraços aluvionares - ocupam essencialmente as bordas da bacia em cotas relativamente mais elevadas e naturalmente com texturas mais grosseiras. São formações arenosas inconsolidadas com participação eventual de níveis siltico-argilosos (Figs. 3.318 B e C) e não raramente horizontes semi-lateríticos. Subordinadamente ocorrem conglomerados; b) Qag2 - fácies de depósitos aluvionares - ocupa o centro da

bacia e resulta, sobretudo, da coalescência de depósitos aluvionares em virtude da migração das drenagens dentro da bacia, provavelmente em função de movimentação de blocos, relacionados a movimentos neotectônicos, c) Qag3 - fácies meandros abandonados - representam áreas de canais abandonados oriundos da migração lateral de rios ou afluentes, gerados por eventos neotectônicos com material emi-consolidado, siltico-argiloso e arenoso, com níveis lateritizados e estruturas plano-paralelas. Estes depósitos mantêm a disposição linear das drenagens pretéritas (Fig.3.318 D).

Em decorrência das cheias e vazantes, sobretudo das drenagens mais potentes, são formados bancos de areia de porte gigante (Fig.3.319) que se constituem, durante o período de secas, em extensas praias. A Formação Araguaia é considerada de idade Pleistocênica (VALENTE, 2007).



*Figura 3.318 – A) Horizonte siltico-arenoso parcialmente lateritizado, relacionado a fácies Qag1 da Formação Araguaia. B e C) Depósitos siltico-argilosos da fácies Qag2 em barrancos de canais de irrigação na borda oeste da Ilha do Bananal. D) Depósitos de cascalho associado aos terraços aluvionares Qag1 em cotas mais elevadas.*



Figura 3.319 – A e B) Bancos de areia que ocorrem ao longo do Rio Araguaia na borda oeste da Ilha do Bananal e que formam as diversas praias fluviais na região.

### 3.6 - COBERTURAS RECENTES (QUATERNÁRIO)

#### 3.6.1 - Coberturas Sedimentares Indiferenciadas

Correspondem a extensos depósitos arenosos inconsolidados que ocorrem na porção leste da Folha Miracema do Norte, nos domínios dos arenitos das Formações Jaicós (Siluro-devoniano) e Piauí (Carbonífero) da Bacia do Parnaíba, constituindo-se muito provavelmente em depósitos residuais sobre estas litologias arenosas.

Afloram em uma vasta área com quilômetros de extensão em região de relevo plano a suavemente ondulado. Tais depósitos são constituídos principalmente por areia de granulometria fina a média, bem selecionada, com grãos subarredondados a subangulosos, e sua forma de ocorrência e geometria muitas vezes se assemelha a um campo de dunas.

Subordinadamente nestes depósitos, geralmente na base dos pacotes arenosos, também ocorrem níveis de areia grossa e níveis conglomeráticos mosqueados, de cor creme e tons avermelhados um pouco mais consistentes e compactados com argila na matriz.

#### 3.6.2 - Depósitos Aluvionares

##### 3.6.2.1 - Terraços Sub-Recentes

Os terraços aluvionares sub-recentes correspondem aos depósitos aluvionares mais antigos, possivelmente de idade Pleistocênica, remanescentes do retrabalhamento de paleo-aluviões, pela migração lateral dos canais dos principais rios da porção oeste da área do projeto, tais

como, rio Piranhas, Lajeado, Surubim e Caiapozinho, pertencentes à Bacia do Rio Araguaia. Ocorrem no entorno dos rios supracitados, porém em áreas bem mais elevadas, com desníveis de até 40 metros em relação ao nível atual dos rios. Estes desníveis estão possivelmente associados a processos neotectônicos.

São depósitos conglomeráticos, de fraca a moderada compactação, constituídos essencialmente por seixos e até blocos de quartzo leitoso, subarredondados a subangulosos, com pouca matriz (< 15%) de granulometria média a grossa. Posicionam-se, em discordância erosiva, diretamente sobre os filitos e metassiltitos da Formação Pequizeiro. Depósitos arenosos também são frequentes em regiões planas e arrasadas no interflúvio das principais drenagens.

##### 3.6.2.2 - Depósitos Aluvionares Recentes

Os depósitos aluvionares recentes (Holocênicos) ocorrem associados às principais drenagens de toda a área do projeto, exceção da Folha Santa Teresinha, onde os depósitos aluvionares associados à Bacia do Araguaia são incluídos na Formação Araguaia. Na Folha Porto Nacional destacam-se os rios Tocantins, Surubim, Riozinho, Urubu, Pium e do Coco, enquanto na Folha Miracema do Norte destacam-se os rios Tocantins, dos Bois, Tabocão, Lajeado, Piranhas e Caiapozinho.

Os depósitos mais representativos estão relacionados ao rio Tocantins, que drena de sul a norte as folhas Porto Nacional e Miracema do Norte, com expressivos depósitos inconsolidados, que guardam, no geral, a disposição granodecrescente com depósitos grosseiros na base, tipo cascalhos, decrescendo para areia grossa, areia média, areia fina, silte e argila para o topo, o que indica variação

na competência do regime fluvial em decorrência de variações climáticas. Por ocasião das cheias e vazantes, os depósitos mostram irregularidades em função da oscilação do nível de energia do ambiente deposicional. As barras em pontal e/ou bancos de areias são muito frequentes como depósitos em períodos de secas, enquanto nas

cheias os sedimentos finos são depositados nas planícies de inundação a margem dos depósitos em gradação lateral. Estes depósitos são de fundamental importância, principalmente como fonte de material para a indústria da construção civil, tais como cascalho, areias e argilas para indústria da cerâmica.

## 4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E GEOTECTÔNICA

A análise do contexto estrutural e geotectônico no qual a região deste projeto está inserida é fundamental para o entendimento da evolução geológico-metalogenética do extremo leste do Cráton Amazônico e da porção central da Província Tocantins, em especial dos orógenos Araguaia e Brasília. Esta evolução remonta à formação de antigos núcleos Arqueanos e Paleoproterozoicos em 3,0 Ga e 2,0-1,9 Ga com a amalgamação deste bloco e colisão com o Cráton do São Francisco durante a Orogenia Brasileira, e consequente consumo oceânico com formação do paleocontinente W-Gondwana entre 1000 Ma e 550 Ma. Para compreensão da compartimentação geológica regional, as províncias serão contextualizadas no tempo, evidenciando as características deformacionais das unidades do Cráton Amazônico, embasamento Paleoproterozóico dos orógenos e, por fim, das unidades Neoproterozóicas envolvidas.

Na área do projeto as feições estruturais do Cráton Amazônico no Domínio Rio Maria (ver Fig. 4.1) são pouco evidentes. Os lineamentos principais apresentam orientação geral NW-SE e E-W e foram denominados por Cunha et al. (1981) de Lineamentos Tapirapé-Iriri. Estes lineamentos são concordantes, na porção central da Folha Santa Teresinha, com a falha Palestina-São Marcos. Esta falha é caracterizada por extensas faixas de cataclasitos e milonitos que edificam a serra da Palestina. As imagens MDT (Fig. 4.1) mostram os principais lineamentos e estruturas da região.

A principal estrutura regional é o Sistema Compressional Xambioá-Alvorada. Na porção setentrional da Faixa Araguaia este sistema de falhas foi primeiramente estudado por Trouw et al. (1976), posteriormente denominada por Hasui e Matta (1992) de Zona de Cisalhamento Tucuruí. Esta faixa compreende uma zona de cavalgamentos da Faixa Araguaia em direção a borda do Cráton do Amazônico caracterizada também pelo alinhamento de rochas ultrabásicas e básicas associadas ao Complexo Ofiolítico Quatipuru. Almeida (1974) já havia caracterizado esta zona como sutura ou falha convexa na borda leste do Cráton Amazônico, chamando-a de “Sutura Marginal Tocantins-Araguaia”.

Sadowski e Campanha (2004) classificam este sistema de falhas como feição de direção aproximadamente N-S com vergência para oeste, de mais de 400 km de extensão e que seriam responsáveis pelo posicionamento das rochas máfico-ultramáficas e filitos da Faixa Araguaia sobre arenitos e ardósias da cobertura cratônica. A falha é considerada, pós-metamórfica e Neoproterozóica com base em uma datação K/Ar de 510 Ma em um basalto alojado dentro da zona de cisalhamento. Estudos da cinemática das falhas por análise de estrias, efetuadas por Hasui e Matta (1984) permitiu confirmar seu caráter de cavalgamento.

Delgado et al. (2003) e Souza e Moreton (1995) descrevem esforços compressivos com vergência para o Cráton Amazônico desenvolvendo superfícies de deslizamentos e descolamentos de baixo ângulo. Estas rampas frontais marcam o limite de unidades petrotectônicas em toda a Faixa Araguaia. Este sistema de falhas está representado na porção oeste das folhas Miracema do Norte e Porto Nacional, caracterizando domínio tectônico que afeta as formações metassedimentares do Grupo Baixo Araguaia, granitos e embasamento representado pelo Complexo Rio dos Mangues. Formam um conjunto de falhas inversas em direção a oeste. Na figura 4.1, observa-se os lineamentos norte-sul e as inflexões deste sistema, representadas em campo por foliações miloníticas e pela xistosidade regional.

As demais feições regionais estão relacionadas aos Lineamentos Transbrasilianos na porção a sul-sudeste da folha Porto Nacional. Apesar de ocupar pequena área no projeto são as maiores feições estruturais de cunho regional e interferem no lineamento Xambioá – Alvorada. Estes lineamentos correspondem a zona transcorrente (*strike-slip*) preferencialmente dextral e ramificações que marcam suturas de complexos orogênicos entre os crátons do São Francisco e Amazônico durante a colisão e amalgamação do continente W-Gondwana (FRASCA et al., 2015). A figura 4.1, apresenta os traços geomorfológicos no extremo sudeste da área e marcam de forma expressiva a direção preferencial NE.

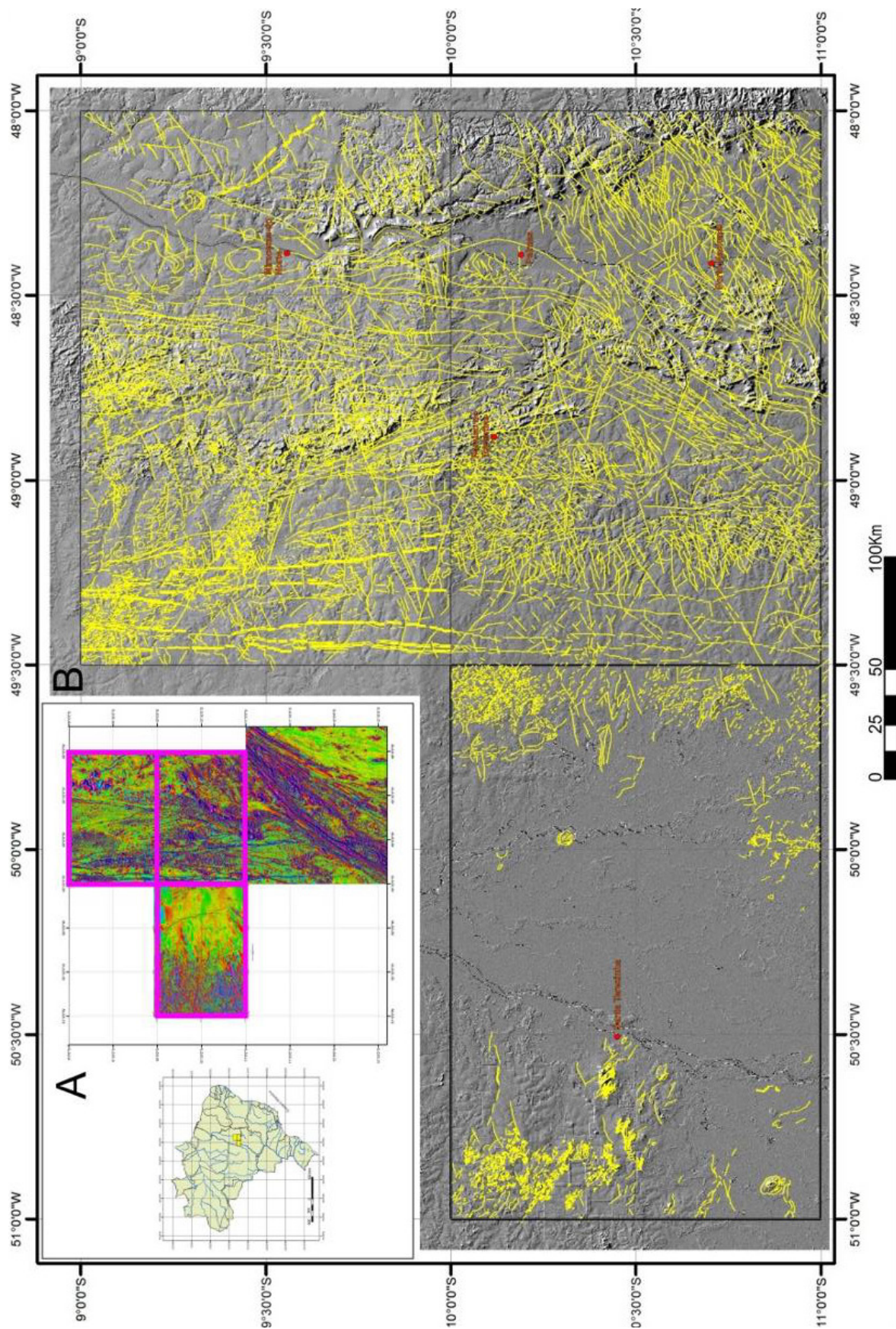


Figura 4.1 – Imagens MDT – Relevo Sombreado da área do Projeto Geologia da Região de Palmas com traçado dos principais lineamentos: A) observa-se, na imagem aeromagnetométrica de amplitude de sinal analítico (1ª derivada vertical), a concordância das estruturas em profundidade com as estruturas de superfície, traçadas. B) Destacada ausência de estruturas ou controle estrutural entre o Cráton Amazônico e as faixas móveis a leste, ocupadas pelos depósitos neogênicos da Formação Araguaia. No círculo, destaque para a área de interferência entre os lineamentos Transbrasilianos e os lineamentos Xambioá-Alvorada.

#### 4.1 - CRÁTON AMAZÔNICO - PROVÍNCIA CARAJÁS - DOMÍNIO RIO MARIA

Os primeiros estudos tectônicos desta área foram realizados por Cunha et al. (1981) e Silva et al. (1974), os quais, a partir de imagens de RADAR, destacaram as grandes discontinuidades das folhas Juruena e Tocantins (1:1.000.000) nas regiões norte e nordeste do Estado de Mato Grosso e centro-oeste do Estado do Tocantins. Apesar do traçado destas estruturas a ideia e modelos adotados à época consistiam em regimes tectônicos extensionais com lineamentos e falhas de orientação NW/SE e W/NW-E/SE, interceptados por lineamentos de direção NE/SW. Silva et al. (1974) utilizaram os termos embasamento polimetamórfico e policíclico, remobilização granítica, anatexia, rejuvenescimento isotópico, anorogenismo, sinclinais, anticlinais e domos regionais para definir um ambiente tafrogênico. Estas proposições subsistiram por certo tempo, principalmente para o Cráton Amazônico, mas com a evolução dos conhecimentos, novos modelos foram propostos. As hipóteses mobilistas, fundamentadas em dados isotópicos e estruturais modificaram esta concepção. Novos modelos propõem a evolução do Cráton Amazônico a partir de acreção juvenil e colisões com aglutinação de fragmentos crustais em torno dos quais se desenvolveram arcos magmáticos, envolvendo geração de crosta e eventos de plumas mantélicas com magmatismo extensional. Neste sentido, este modelo evolutivo abriga de forma mais convincente os dados de campo e a configuração da área em estudo.

A porção oeste-noroeste da Folha Santa Teresinha, abrange o extremo sul do Domínio Rio Maria, que segundo Santos (2003) constitui a porção sul da Província Carajás. Este domínio é caracterizado por associações do tipo granito-greenstone que representam dois períodos reconhecidos de adição de crosta juvenil: entre 3,05 e 2,96 Ga e entre 2,87 e 2,85 Ga. Esta mesma região recebe por Tassinari e Macambira (2004) a denominação de Amazônia Central a qual incorpora toda a província Arqueana de Carajás. Santos, Hartmann e Gaudette (2000) utilizam os seguintes argumentos para a separação da Província Carajás da Província Amazônia Central: a estruturação essencialmente WNW-ESE das rochas da região de Carajás e as idades predominantemente Arqueanas destas rochas.

##### 4.1.1 - Domínio Rio Maria

O Domínio Rio Maria localiza-se na porção sudeste do estado do Pará, adentrando o extremo nordeste de Mato Grosso, onde abrange a porção oeste da Folha Santa Teresinha, que constitui parte da área de estudo deste projeto. Sob o ponto de

vista tectônico, posiciona-se no sudeste do Cráton Amazônico, em contato tectônico a leste com a Província Tocantins - Orógeno Araguaia, sotoposto a sul-sudeste pelos sedimentos recentes da Formação Araguaia e a norte encontra-se em contato tectônico com o Domínio Carajás, através de zonas compressionais e transpressionais.

Na área do projeto, as primeiras idades atribuídas às rochas deste domínio foram obtidas através de isócronas Rb-Sr por Tassinari e Basei (1980), 2750 Ma e Cunha et al. (1981) 2696±79 Ga.. Segundo estes autores a isócrona principal com sete pontos alinhados e com a razão inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  de 0,701 ±0,002, é confiável. A isócrona secundária apresentou idade mais jovem (2000 Ma) com razão inicial mais alta de 0.705 que representa rejuvenescimento isotópico e retrabalhamento destas rochas Arqueanas. Estes autores já indicavam o retrabalhamento de crosta arqueana neste segmento por volta de 1958 Ma. Acrescentam ainda datações K/Ar em pegmatitos a noroeste de Santa Teresinha dentro do Complexo Santana do Araguaia com idades de 2070±63 Ma.

Macambira, Pinheiro e Armstrong (2007) e Vasquez et al. (2007, 2008) consideram este setor como uma continuidade do Domínio Rio Maria, e ressaltam dados geocronológicos que sugerem que o Domínio Santana do Araguaia teria sofrido um retrabalhamento durante o Evento Transamazônico, motivo pelo qual, individualizaram este setor no Domínio Santana do Araguaia, inserindo-o na Província Transamazonas (SANTOS, 2003) ou na província Maroni-Itacaiúnas (TASSINARI; MACAMBIRA, 2004).

As idades essencialmente Arqueanas (em torno de 2,8 Ga) e a escassez de dados isotópicos que comprovem retrabalhamento durante o ciclo transamazônico, sugerem que esta porção do Cráton Amazônico pertença ao Domínio Rio Maria (Província Carajás). Na borda oeste-sudoeste do Cráton amazônico, as rochas do Domínio Rio Maria foram intensamente afetadas durante a instalação de um arco de margem continental, com vulcanismo e plutonismo cálcio-alcálicos. (Formação Jarinã e Suíte Intrusiva Vila Rica), com idades entre 1,97 e 2,0 Ga, pertencentes à Província Tapajós-Parima (ALVES et al., 2010).

Idade U-Pb de 2828 ± 21 Ma, e idades modelo Sm-Nd de 2,89 e 2,84 Ga foram encontradas por Alves et al. (2010) em zircão de gnaisses do Complexo Santana do Araguaia. A diferença entre a idade de cristalização e as idades modelo, indicam pouco tempo de residência crustal e fontes juvenis. Neste projeto obteve-se a idade U-Pb em zircão de 2760±81 Ma em metagranodiorito do Complexo Santana do Araguaia. Os dados geocronológicos desta unidade estão sintetizados abaixo na tabela 4.1.



Tabela 4.1 – Síntese dos dados geocronológicos do Domínio Santana do Araguaia, com ênfase para o Complexo Santana do Araguaia e Suíte Vila Rica. Quadro comparativo de idades encontradas no sudeste do Pará e nordeste de Mato Grosso. Fontes: (1) Barros et al. (2005); (2) Vasquez et al. (2007); (3) Tassinari e Basei (1980); (4) Cunha et al. (1981); (5) Monteiro et al. (2004); demais dados em Alves et al. (2010), Corrêa e Macambira (2014) e NT.

Unidades estratigráficas	Tipo de rocha	Método	Material analisado	Idade (Ma)/referência		
<b>Domínio Santana do Araguaia / Rio Maria - Sul do Pará</b>						
Suíte Intrusiva Rio Dourado	Granito	U-Pb	Zircão	1889 ± 11 (1)		
Tonalito Rio Dezoito	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2187 ± 28 (2)		
Complexo Santana do Araguaia	Granitoide	K-Ar	Muscovita	2070 ± 63 (3)		
		K-Ar	Biotita	2174 ± 33 (3)		
		K-Ar	Anfibólio	2082 ± 51 (3)		
		Rb-Sr	Rocha total	2000 (4) (3), 2696 ± 79 (4)		
Ortognaisse Rio Campo Alegre	Granitoide	Pb-Pb	Zircão	2408 ± 7 a 2663 ± 23 (2)		
Greenstone belt (Sequência Mururé)	Rochas metassedimentares	Pb-Pb	Zircão detrítico	2833 ± 7 a 2975 ± 14 (5)		
<b>Domínio Santana do Araguaia / Rio Maria - Norte do Mato Grosso</b>						
					<b>ID_MOD_SM_ND</b>	<b>END</b>
Suíte Intrusiva Rio Dourado	Bt sienogranito	Pb-Pb	Zircão/rocha	1878 ± 4 Ma	2,7 Ga	-7,09
	Bt sienogranito	Pb-Pb	Zircão	1864 ± 4 Ma		
Suíte Intrusiva Vila Rica	Bt monzogranito	Pb-Pb	Zircão/rocha	1968 ± 2 Ma	2,74 Ga	-7,03
	Monzogranito	U-Pb	Zircão/rocha	1990 ± 12 Ma	2,7 Ga	-8,8
	Riolito	U-Pb	Zircão/rocha	1998 ± 8 Ma	2,6 Ga	-4,9
Formação Jarina	Dacito porfirítico	U-Pb	Zircão/rocha	1987 ± 14 Ma	2,55 Ga	-4,59
	Riodacito porfirítico		Rocha		2,57 Ga	-5,4
Complexo Santana do Araguaia	Bt-hb gnaiss	U-Pb	Zircão/rocha	2828 ± 21 Ma	2,84 Ga	1,83
	Hb-bt gnaiss granodiorítico		Rocha		2,89 Ga	1,09
	Metagranodiorito	U-Pb	Zircão	2760 ± 81 Ma		

Em termos de compartimentação estratigráfica três unidades principais contextualizam a evolução geológica e a deformação e podem ser divididos em dois domínios: i) unidades do embasamento (Sequência Fazenda Santa Fé e Complexo Santana do Araguaia) e ii) Arco Magmático Vila Rica (Suíte Intrusiva Vila Rica e Formação Jarina).

#### 4.1.1.1 - Crosta Arquena - Paleoproterozoica

A Sequência Fazenda Santa Fé apresenta-se como relictos de uma bacia arqueana-paleoproterozóica, disposta como sigmoides e lentes descontínuas, estiradas e dobradas, orientadas de forma bidirecional N75°-70°W e N45°-55°E, com padrões de interferência deformacionais pronunciados (Fig.4.2). A Serra da Palestina na porção centro-ocidental da Folha Santa Teresinha, a noroeste do município homônimo é a

melhor exposição desta unidade na área. Esta serra se dispõe como uma grande estrutura sigmoidal, controlada em seus limites por transcorrências de cinemática sinistral de fase tardia.

As supracrustais da Sequência Fazenda Santa Fé, são constituídas por quartzitos puros e impuros, metarenitos sericíticos, biotita-muscovita-quartzo xistos e menos frequentemente ardósias carbonosas e formações ferríferas bandadas. Corrêa e Macambira (2014) incluíram nesta unidade, rochas metamáficas, metabasaltos, granofels porfiríticos, plagioclásio-quartzo-actinolita granofels, quartzo-plagioclásio-tremolita xisto, quartzo-plagioclásio-actinolita xisto e metacalcário. Interpreta-se esta bacia como uma sinéclise restrita, formando vários corpos d'água de baixa energia com sedimentação fina de fundo, bordejada por material psamítico, relacionada a ambiente vulcânico ou um corpo

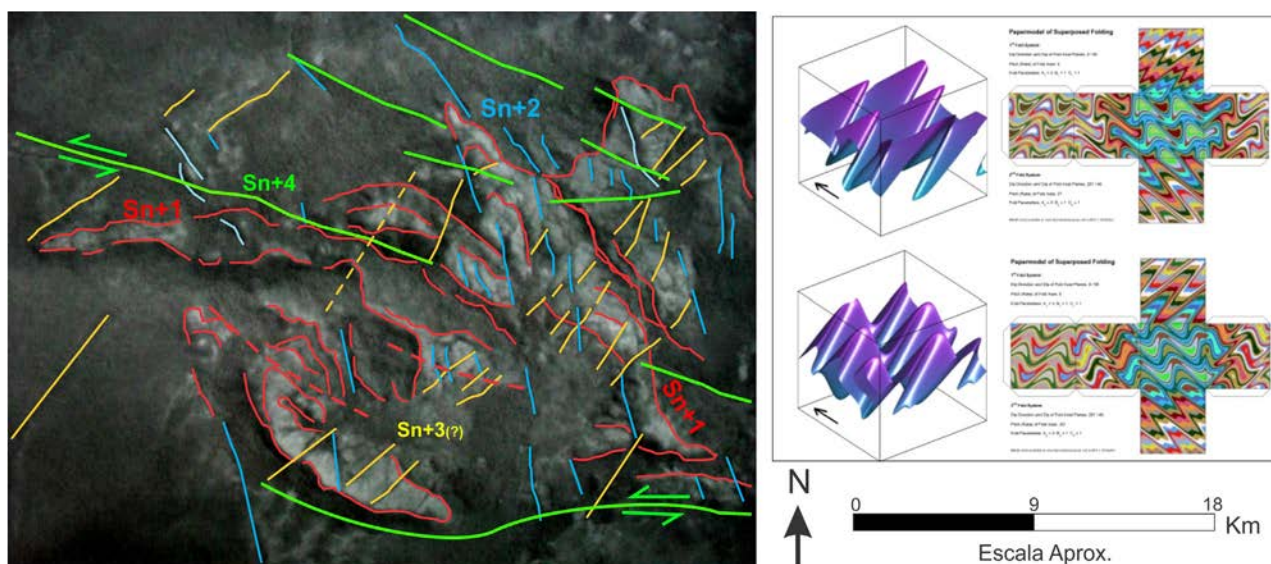


Figura 4.2 – Padrões de interferência de deformação visíveis nas imagens e fotos da Sequência Fazenda Santa Fé.

maior, desmembrado tectonicamente. Assemelha-se a sequências superiores de um *greenstone belt*. A falta de uma sedimentação clástica mais grossa, resulta em relevos moderados a baixos.

Stropper et al. (2014) estabeleceram o posicionamento temporal desta bacia no Arqueano. Uma revisão destes dados, porém, sugere alternativa diferente, com idades máximas mais jovens e com fontes Paleoproterozoicas. Neste sentido a área fonte apresenta, em sua maioria, zircões entre 3000 Ma e 2600 Ma, mostrando ao menos para os pontos analisados (GM-03 e GM-09), que as áreas de proveniência são predominantemente arqueanas, mas não somente, conforme figura 4.3. Há zircões detríticos, apesar de poucos, com idades entre 2590 e 2409 Ma, e quatro zircões com idades entre 2275 e 2183 Ma, além de um zircão com idade de  $1945 \pm 45$  Ma, o que demonstra uma idade máxima de sedimentação Paleoproterozóica. Apenas dois zircões forneceram idades acima de 3000 Ma (3126 e 3138 Ma). Este “gap” temporal expressivo entre Arqueano e Paleoproterozóico para área fonte nos pontos GM-03 e GM-09 pode marcar a ausência de magmatismo significativo neste intervalo.

A desconsideração de idades mais jovens na tabela analítica das amostras GM-03 e GM-09 não se sustenta. Assim como a interpretação aventada de que estas idades mais jovens representem um evento metamórfico na bacia também é descartada. O metamorfismo máximo alcançado, pela paragênese mineral, é de fácies xisto verde baixo, inferior a 3000C e 5Kb, insuficientes para rejuvenescer ou abertura do sistema em zircões.

O Complexo Santana do Araguaia é a unidade de maior abrangência em área e suas relações estratigráficas e de contatos com a Sequência Fazenda Santa Fé ainda são indefinidas. Não se encontram

relações de intrusão na bacia e os contatos, quando não são encobertos, sugerem relações tectônicas. Dados geocronológicos indicam que o complexo é mais antigo que as supracrustais da Fazenda Santa Fé.

No Complexo Santana do Araguaia predominam gnaisses polideformados, de composição monzogranítica que variam para granodioritos e tonalitos, gnaisses e migmatitos. Subordinadamente termos menos anisótipos e lentes, *pois* ou encraves anfíbolíticos de dimensões variadas, de centimétricas a dezenas de metros e raros afloramentos de gnaisses paraderivados.

Neste ponto o complexo apresenta diferenças marcantes entre o que foi mapeado em Mato Grosso na Folha Santa Teresinha, principalmente quanto à deformação e nível crustal em relação ao que é descrito por Corrêa e Macambira (2014): primeiro, quanto à composição, Corrêa e Macambira (op cit) descrevem o predomínio de monzogranitos, que variam de biotita monzogranitos a leucomonzogranitos, por vezes com duas micas em que os biotita granodioritos e tonalitos são subordinados, com texturas ígneas preservadas; em segundo, os corpos ou rochas citadas são na maioria pouco a moderadamente deformados, com estruturas planares mais desenvolvidas do que as lineares e com o *trend* principal de deformação

As rochas descritas, na área de abrangência deste projeto, são polideformadas com trends estruturais preferencialmente NW-SE, semelhantes àquelas descritas por Vasquez et al. (2008).

Este complexo foi datado por Cunha et al. (1981) (tab. 4.1), no Estado de Mato Grosso, através de uma isócrona Rb-Sr de referência em rocha total com idade de  $2696 \pm 79$  Ma. Na mesma região, foram obtidas idades K-Ar (minerai) e Rb-Sr (isócrona de referência em rocha) Paleoproterozoicas, variando entre 2170 e 2000 Ma (TASSINARI;BASEI, 1980)

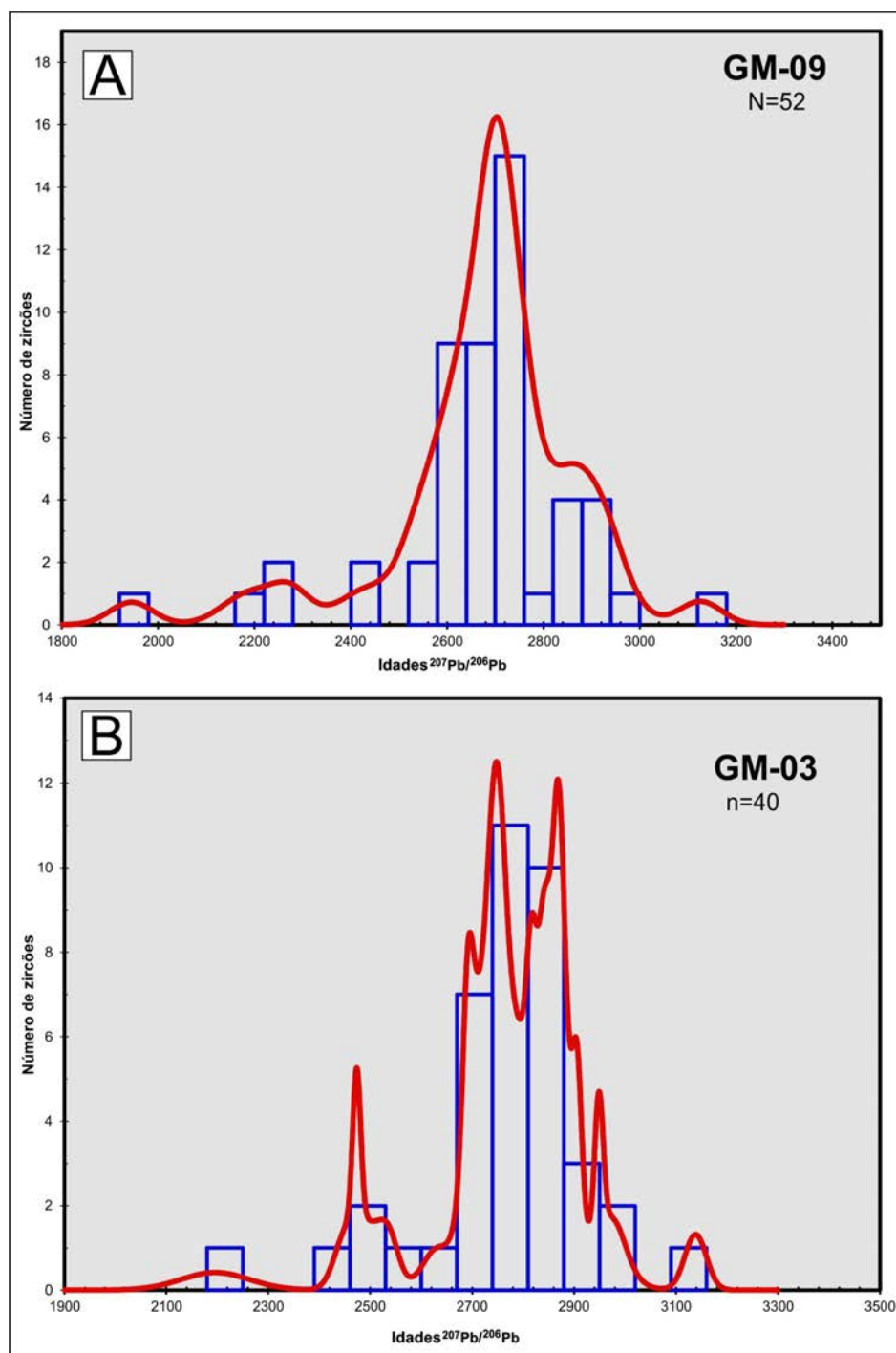


Figura 4.3 – Histogramas de idades com zircões detríticos da Sequência Fazenda Santa Fé. Concentração de idades Neoarqueanas e do início do Paleoproterozóico sugerem as fontes principais. Idade máxima de sedimentação em torno de 2.2 Ga. Interpretações descritas no texto.

que, segundo Vasquez et al. (2008), refletem retrabalhamento durante o Ciclo Transamazônico. A idade Arqueana foi confirmada por Alves et al. (2010) com a idade U-Pb em zircão de  $2828 \pm 21$  Ma, e neste projeto com a idade também pelo método U-Pb em zircão de  $2760 \pm 81$  Ma.

Nas rochas supracrustais os padrões deformacionais refletem interferências polifásicas e são as feições mais comuns. Todos os tipos de padrões de interferência são observados, tais como domos e bacias, laço e *boomerang*. Localmente

apresentam crenulações, dobras em *Chevron*, dobras reversas, zonas de cisalhamento de direção NW/SE que balizam a sequência.

Na Sequência Fazenda Santa Fé os quartzitos apresentam acamadamento orientado geralmente segundo  $N40^{\circ}$ - $50^{\circ}$ E com mergulhos de  $20^{\circ}$  a  $30^{\circ}$  para NW e SE. O fraturamento é intenso, de direção predominante NE marcando o último evento tectônico destas rochas. Veios e vênulas de quartzo leitoso, multidirecionais são frequentes. Estas estruturas podem ser observadas na figura 4.4.

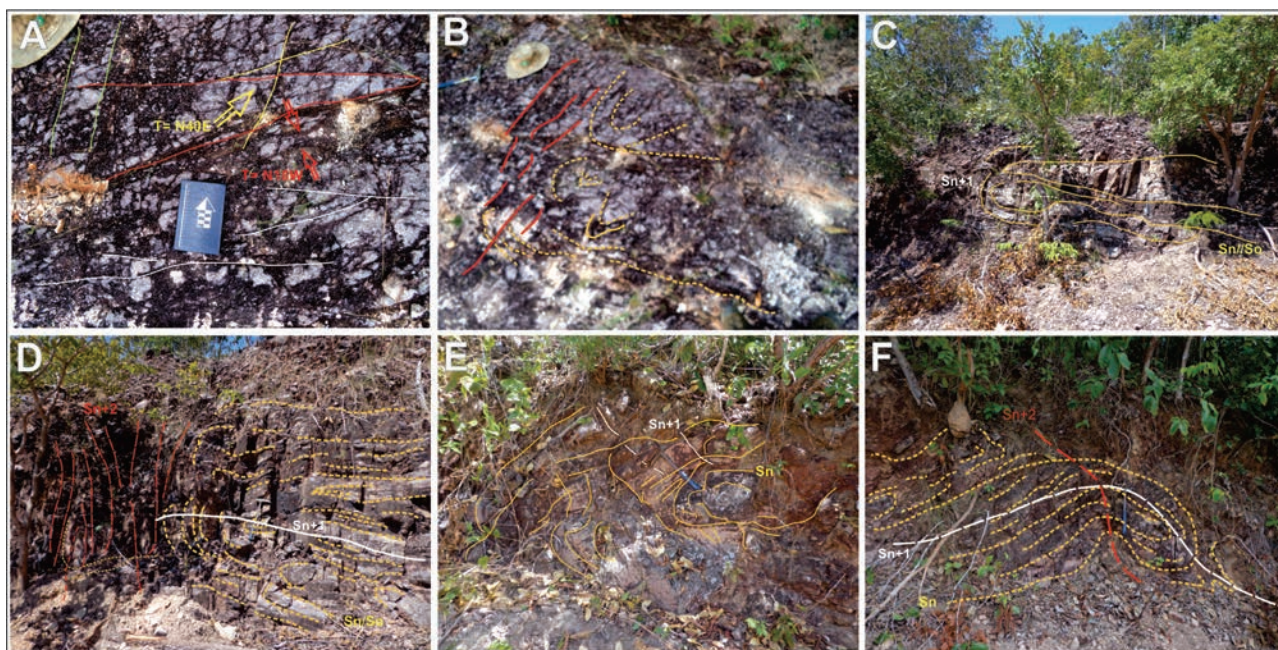


Figura 4.4 – Deformação observada nas rochas supracrustais da Sequência Fazenda Santa Fé: (A) Em planta, quartzitos impuros cataclásticos, com fraturas multidirecionais. Em amarelo um padrão bem marcado no afloramento, representando uma das fases deformacionais com posição de tensor compressional em  $N40^{\circ}E$ . Fraturas e estruturas (em vermelho) preenchidas por óxidos de Fe assemelham-se a um sigmoide de outra fase, pois a cinemática (dextral) é inversa ao T observado, pois, feições de boudinagem indicam T em  $N10^{\circ}W$ , coerente com a cinemática. Em verde e branco outros padrões direcionais. Só a análise superficial do padrão multidirecional e estruturas sugerem várias fases ou processos deformacionais sobrepostos. B) Em planta, quartzitos deformados com projeção de dobras cilíndricas e fechados, ao lado de faixas cataclásticas discordantes. C) Em quartzitos na mesma sequência, se observa dobra isoclinal recumbente com  $Sn+1/S0$  com atitude variando entre  $N85^{\circ}W 30^{\circ}SW$  e  $N60^{\circ}W 45^{\circ}SE$ , falhas e fraturas multidirecionais. D) Detalhe de outro fechamento de dobra recumbente interrompida por zona milonítica/cataclástica. O processo deformacional e as dobras desta fase E-W são entendidos como o primeiro padrão de deformação desta sequência e representam fase de empurrão e provavelmente inversão estratigráfica. A zona de falha pertence à outra fase deformacional superimposta, de atitude entre  $N250E/N250W$ . E e F) Cortes de estrada aproximadamente N-S. Observam-se as interferências de deformação. Quartzito com dobras recumbentes em  $Sn+1/S0$ , Lb  $15^{\circ}N75^{\circ}E$  redobrados em padrão do tipo laço ( $Sn2$ ). Lb1 com atitude  $15^{\circ}N75^{\circ}E$ .

#### Rochas Ortoderivadas e Paraderivadas Gnáissicas

As rochas ortoderivadas e paraderivadas do Complexo Santana do Araguaia apresentam os mesmos padrões e características deformacionais das supracrustais da Sequência Fazenda Santa Fé. Esta evidência estrutural implica em duas questões: a primeira remete à idade das deformações e a segunda, a relação intrínseca entre os padrões de interferência da deformação a as unidades estratigráficas. A temporalidade da deformação inclui o seguinte questionamento: todos os processos deformacionais são de idade Paleoproterozoica ou uma parcela desta deformação é Arqueana?

As unidades metamórficas do Domínio Rio Maria nesta região, com idade entre  $2828 \pm 21$  e  $2760 \pm 81$  nas ortoderivadas e  $1945$  Ma máxima da Sequência Fazenda Santa Fé, indicam que no mínimo um evento deformacional é Paleoproterozoico o que justificaria o fato desta porção do Domínio Rio Maria ter sido incluída por Vasquez e Rosa-Costa (2008) no Domínio Santana do Araguaia, dentro da Província Transamazonas. No entanto, os dados geológicos e geocronológicos mais

recentes obtidos pela CPRM (ALVES et al., 2010) e este trabalho, indicam que nesta região (extremo NE de Mato Grosso), o Complexo Santana do Araguaia (embasamento arqueano), em sua borda sul-sudoeste, foi retrabalhado durante a instalação de um arco de margem continental, com a geração de um extenso magmatismo cálcio-alcálico (Suíte Intrusiva Vila Rica e Formação Jarinã) com idades entre 1,96 e 2,0 Ga. Este arco magmático estaria relacionado à fase orogénica da evolução da Província Tapajós-Parima de Santos et al. (2000), e não da Província Transamazonas. Em segundo, pode-se propor, também, pela superposição dos episódios, que uma parcela desta deformação original seja de idade Arqueana, ocorrentes em ciclos entre 2,7 a 2,5 Ga, enquanto esta crosta Arqueana ainda consistia em um núcleo ou micro continente, e que tenha sofrido retrabalhamento crustal no paleoproterozóico.

Com a exposição sobre a idade e recorrências deformacionais, observa-se na figura 4.5 as feições deformacionais do Complexo Santana do Araguaia.

Na figura 4.6 observa-se evidências dos padrões deformacionais e dos processos de migmatização encontradas no Complexo Santana do Araguaia.

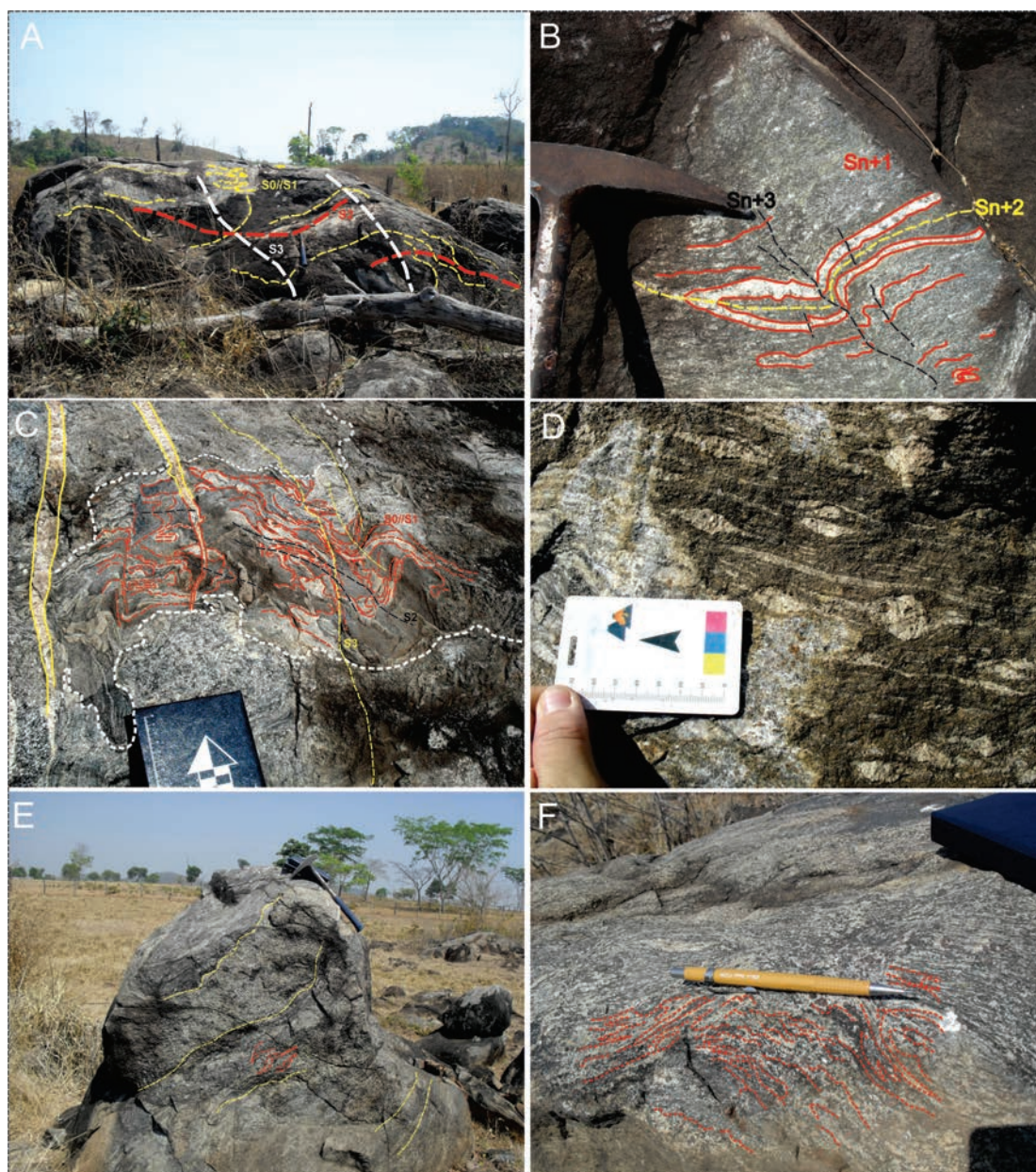


Figura 4.5 – Deformação nas rochas ortoderivadas e paraderivadas do Complexo Santana do Araguaia: A) Blocos métricos de gnaiss trondhjemitico apresentando um bandamento milimétrico irregular. (B) No mesmo afloramento, veios de plagioclásio e quartzo e bandamento gnáissico que marcam  $S_0/S_1$  original, dobrado pela superfície fechada  $S_2$  e redobrados em padrões em laço gerando a superfície axial  $S_3$ . Neste mesmo afloramento são observadas zonas de cisalhamento de alto ângulo, transpressionais ( $L_x$  subvertical), que cortam e paralelizam as feições de dobramentos anteriores apresentando foliação milonítica com atitudes  $N60^\circ W 76^\circ SW$ . Esta fase constitui uma quarta superfície  $S_4$ , além de duas gerações de veios, uma discordante do bandamento gnáissico e preenchida por epidoto e outra ainda mais jovem com veios aplíticos tardios que cortam todas as demais estruturas. Pode-se, neste afloramento, observar todas estas relações: 1)  $S_0$  rocha ígnea original e formação do bandamento gnáissico  $S_1$  ou  $S_{n+1}$ ; 2) Deformação dúctil com dobramento do bandamento gnáissico, em dobras fechadas com a formação da superfície axial  $S_2$  subparalelas a  $S_1$ ; 3) Intervalo de tempo e ocorrência de nova deformação com vetor discordante da fase anterior, redobrando estruturas pretéritas em padrão de interferência tipo laço e geração da superfície  $S_3$ ; 4) Novo intervalo de tempo e superposição de zonas de cisalhamento transcorrentes e transpressionais NW transpondo estruturas anteriores e geração de foliação  $S_4$ ; 5) Fase rúptil com formação de zonas brechadas e venulações preenchidas por epidoto e quartzo; 6) Fase rúptil com veios aplíticos discordantes, compostos essencialmente de quartzo e feldspato; 7) Formação, em crosta superior, de fraturas de direção preferencial NW. C) Observam-se outras feições e relação de intrusão de rochas mais jovens (1.9 Ga), onde enclave de rocha gnáissica-migmatítica é englobado por rocha granodiorítica-tonalítica. Bandamento gnáissico polideformado no enclave com duas direções subortogonais (linhas vermelhas e pretas), cortados por um terceiro evento dobrando o enclave. Veios preenchidos nesta mesma direção concordam com esta última continuidade. D) Augen gnaisses trondhjemiticos com foliação e bandamento gnáissico sinuoso e irregular, bandas descontinuas e estiradas, porfiroblastos ( $Lx_1$ ) orientados segundo  $25^\circ SW N85^\circ E$ , praticamente E-W, subparalelos a foliação e bandamento. Este trend E-W, é a direção descrita no domínio Rio Maria e pode representar, nesta área, remanescente da deformação arqueana. E e F) Granada-paragneisse com foliação/bandamento irregular e transposto (Em vermelho)  $S_{n+2}$ , rompido por zona transpressional inversa de baixo ângulo  $N50^\circ E 42^\circ SE$  com  $Lx_2 45^\circ SE$ , cortada ortogonalmente por transcorrência  $N40^\circ W 75^\circ NE$ . Este afloramento, apesar de não ser representativo, evidencia a presença de supracrustais em fácies xistos verde ou anfíbolito e dois padrões de deformação completamente distintos e sobrepostos: fase de transpressão oblíqua e transcorrência em alto ângulo.



Figura 4.6 – Deformação observada nas rochas ortoderivadas e paraderivadas do Complexo Santana do Araguaia: A) Processos de migmatização tipo “raft” e schollen em rochas transicionais entre diatexitos e metatexitos, núcleos máficos alongados e deformados junto ao leucossoma TTG, constituídos por biotita e epidoto. B) Zonas adelgaçadas em gnaisses e migmatitos de composição granodiorítica, com bandamento e veios finos milimétricos, dobrados e alongados. Observa-se intrusão de apófise granodiorítica ao longo da foliação. C) Estrutura S/C dextral cortando bandamento e foliação prévia. Estas zonas de cisalhamento tardias em geral apresentam a orientação NW e mergulhos para SW. D) No mesmo afloramento a relação de intrusão, no caso a Suíte Vila Rica envolvendo totalmente (enclave) de gnaisses e migmatitos do Complexo Santana do Araguaia. E e F) Estruturas migmatíticas, em dobras múltiplas e multidirecionais, pressupõem participação de voláteis, rebaixando ponto de fusão deste material, evidenciado pela quantidade de minerais hidratados (biotitas). Núcleos anfibolíticos injetados por material leucocrático sugerem que estes materiais máficos sejam resquícios do paleossoma. G) Estruturas de dilatação ou boudins em bandas máficas em TTG (bloco deslocado) marcam diferença de competência do material máfico e félsico. H) Estruturas em bandas extremamente dobradas e padrões tipo ptigmático. I) Ocorrem, além das estruturas dúcteis, padrões de fraturas multidirecionais, semelhantes aos encontrados na Sequencia Fazenda Santa Fé.

#### 4.1.1.2 - Arco Magmático Vila Rica

A Suíte Intrusiva Vila Rica, marca um evento orogênico e magmático representativo desta porção de mesocrosta. Segundo Alves et al. (2010) esta unidade é composta por uma associação diorítica a monzogranítica cuja gênese está ligada a formação de um arco de margem continental relacionada ao período orogênico da Província Tapajós-Parima entre 2040 a 1880 Ma (SANTOS et al., 2004), cujo embasamento é o Complexo Santana do Araguaia.

Neste projeto confirma-se a proposta de Alves et al. (2010) em relação ao ambiente tectônico, com ressalvas em relação a cartografia, contatos e deformação citada pelos autores (op. cit). Neste sentido, entende-se que a Suíte Intrusiva Vila Rica

compreende inúmeros batólitos e stocks, alongados na direção NW, cujas fácies ígneas representam o resultado de processo de fracionamento magmático e não formam uma faixa ou franja sem condicionamento estrutural, como apresentada na cartografia da Folha Rio Comandante Fontoura, e sim, múltiplos corpos de dimensões variadas, alojados no Complexo Santana do Araguaia. Na sua porção oriental prepondera o Complexo Santana do Araguaia com corpos intrusivos, e no setor ocidental os corpos da Suíte Vila Rica aumentam em tamanho e proporção, mas mantem entre os plútons testemunhos do embasamento e inúmeras lascas e enclaves da encaixante. No extremo oeste de sua área de ocorrência formam um feixe de corpos orientados na direção NW.

Estas informações esclarecem a diferença de nível crustal observado neste setor. Com as porções mais profundas de crosta a leste, resultado de eventos geodinâmicos recentes (amalgamação do Craton Amazônico ao W-Gondwana), e as mais rasas a oeste, com a preponderância das rochas de arco Paleoproterozóico. Por último, a deformação a que foram submetidos é principalmente rúptil-dúctil, coerente com seu posicionamento crustal e os corpos, invariavelmente apresentam deformação NW em suas bordas.

Esta unidade foi gerada entre 2,0 e 1,96 Ga, e deformada por eventos sin a pós-orogênicos com idade aproximada de 1,9 Ga. As dobras e zonas de cisalhamento que deformam a Suíte Vila Rica correspondem aos dois últimos eventos deformacionais que afetam o Complexo Santana do Araguaia (Fig. 4.7).

Ocorrem biotita monzogranitos com foliação tênue, aplitos e veios de quartzo de direção NW e alto ângulo, com deformação rúptil-dúctil confinadas e nucleação de fraturas, além de pulsos tardios de veios pós-intrusão.

Em afloramentos no centro-oeste da folha Santa Teresinha (e na Folha Comandante Fontoura, contígua), encontram-se monzogranitos com deformação rúptil-dúctil e a mesma fase de veios aplíticos e de quartzo dobrados de forma assimétrica e plano axial de dobras de direção N05°W.

#### 4.2 - ORÓGENOS ARAGUAIA E BRASÍLIA

O Orógeno Araguaia (ALMEIDA et al., 1976) localiza-se na parte setentrional da Província Tocantins. Apresenta direção geral N-S com aproximadamente 1.000 km de extensão e cerca de 150 km de largura, desde a região de São Miguel do Araguaia, no noroeste de Goiás, onde é recoberto pelos sedimentos da Bacia do Bananal até o extremo norte do Estado do Tocantins. Justapõem-se tectonicamente à margem

oriental do Cráton Amazônico e a leste é recoberto em discordância pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba.

É principalmente composto de sequências psamíticas e pelíticas com rochas carbonáticas subordinadas e numerosos corpos máfico-ultramáficos e sequências vulcanossedimentares, todos metamorfizados, reunidos no Grupo Baixo Araguaia. A oeste, o domínio externo é formado pelas rochas metassedimentares de baixo grau que compreende principalmente os clorita-moscovita xistos, filitos e quartzitos da Formação Pequizeiro e os filitos, ardósias, metarcósios e metacalcários da Formação Couto Magalhães, ambas estruturalmente empurradas por falhas inversas (*overthrusting*) sobre o embasamento, representado pelas unidades que compõe o Cráton Amazonas, a oeste. O domínio leste é composto de metaconglomerados, quartzitos e micaxistos da Formação Morro do Campo e xistos feldspáticos, granada-estauroilita-cianita micaxistos, calcixistos, mármore e anfibolitos das formações Xambioá e Canto da Vazante. Este domínio é marcado por estruturas dômicas onde afloram *inliers* do embasamento Arqueano e Paleoproterozóico.

A hierarquia estratigráfica de suas unidades é um ponto ainda em discussão. Hasui et al. (1977) definiram ao longo da rodovia Guaraí (GO)-Redenção (PA) o Grupo Baixo Araguaia que incluía as Formações Estrondo, Pequizeiro e Couto Magalhães. Abreu (1978) propõe o Supergrupo Baixo Araguaia, subdividindo-o nos grupos Estrondo (Formações Morro do Campo e Xambioá) e Tocantins (Formações Couto Magalhães e Pequizeiro).

Souza e Moreton (1995) adotaram a designação Grupo Baixo Araguaia constituído, pelas formações Morro do Campo, Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães. Suprimiram os termos grupos Estrondo e Tocantins por tratar-se de unidades que evoluíram em um mesmo contexto geotectônico, e por representar



Figura 4.7 – Suíte Intrusiva Vila Rica – Foliação e veios paralelos, deformação rúptil-dúctil.

um espesso conjunto litológico, depositado durante ciclo sedimentar, cujo desenvolvimento e história termo-tectônica foi única.

Segmentou-se então, este grupo em cinco formações, baseando-se nas características litológicas, composicionais e metamórficas utilizando-se termos já consagrados na literatura geológica: formações Morro do Campo, Canto da Vazante, Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães. Nota-se que não são observadas em campo discordâncias litológicas ou erosivas que justifiquem a divisão em dois grupos (Tocantins e Estrondo), apenas contatos por falhas e zonas de cisalhamento de baixo ângulo concordantes associadas à diminuição do grau metamórfico de leste em direção a área cratônica, à oeste. Por este motivo, no presente trabalho adota-se a proposta de Hasui et al. (1977) e Souza e Moreton (1995), acrescentando a Formação Canto da Vazante.

As rochas do Grupo Baixo Araguaia exibem estruturação norte-sul com mergulhos geralmente suaves para leste e foram intensamente deformadas sob regime dúctil compressivo, com imbricações das unidades basais, a leste, sobre as de topo a oeste. Todas as formações sofreram os efeitos de deformação progressiva. Em cada unidade, diferentes padrões ficaram registrados e esses correspondem às mudanças no caráter do fluxo e do nível crustal onde estas rochas estavam posicionadas quando foram submetidas aos esforços compressivos.

Da mesma forma, os processos metamórficos, são únicos e retratam as diferentes posições crustais do grupo, diminuindo o grau metamórfico de leste (fácies anfíbolito alto) para oeste (fácies xisto verde baixo a incipiente), os quais fazem contato por zonas de falhas contracionais e nas quais não se observam quaisquer discordâncias, sejam erosivas, ou angulares, ou inconformidades.

Rochas máficas e ultramáficas estão associadas com o embasamento e supracrustais, principalmente no domínio ocidental. Peridotitos e dunitos serpentinizados, com cromita (KOUTSCHOUBEY; HIERONIMUS, 1996; TEIXEIRA, 1996), estão associados com chert e jaspilito. Ocorrências adicionais de pillows de basaltos foram assinaladas por Souza e Moreton, 1995, acrescentando a noção de que esses corpos são remanescentes de complexos ofiolíticos. Idades das pilhas supracrustais estão em torno de 730 a 700 Ma. A idade do metamorfismo é preliminarmente definida pelas idades variando aproximadamente entre 520 e 590 Ma obtidas através dos métodos K-Ar em biotita e anfibólio e isócrona Rb-Sr em rocha total (HASUI; COSTA; ABREU, 1980; SÁ; CORDANI; KAWASHITA, 1980; MACAMBIRA, 1983). Estas idades são corroboradas pelas idades entre 530 e 560 Ma de granitoides sin a tardi tectônicos (granitos Santa Luzia, Ramal do Lontra e Presidente Kennedy), intrusivos nestas rochas metas-

sedimentares e relacionados ao pico metamórfico (MOURA; GAUDETTE, 1993; MOURA; SOUZA, 2002; ALVES, 2006).

O estilo estrutural é definido pela foliação penetrativa associada a importantes falhas de empurrão, geralmente N-S com mergulhos suaves para leste, bem como a lineação de estiramento mineral oblíqua. Análises estruturais sugerem um encurtamento crustal e transporte tectônico para NW, indicando colisão oblíqua. O metamorfismo é do tipo Barroviano, passando de incipiente (a oeste) para o fácies anfíbolito médio a alto a leste.

Zonas transpressivas de direção NNE-SSW associadas aos deslocamentos e deslizamentos do Lineamento Transbrasiliano afetam a porção sul do Orógeno Araguaia marcando o limite com o Arco Magmático de Goiás e outras supracrustais do Orógeno Brasília. Os sedimentos cenozóicos da Bacia do Bananal recobrem a porção na qual se poderia observar a possível continuidade entre as rochas do Orógeno Araguaia e as rochas do Cinturão Paraguai, para sudoeste.

Dentro do Cinturão encontram-se janelas do Embasamento Arqueano / Paleoproterozóico, expostas por tectônica e erosão. Na porção norte da Faixa Araguaia, estão individualizadas pequenas porções do embasamento, representadas pelos domos gnáissicos Colméia, Lontra e Xambioá, o primeiro (Complexo Colméia), com idades Pb-Pb de 2,85 e 2,84 Ga (MOURA; GAUDETTE, 1999; MOURA; SOUZA, 1996), localizado ao norte, fora da área deste projeto e na porção sul o embasamento do Orógeno Araguaia está representado pelas rochas do Complexo Rio dos Mangues. A atuação de esforços progressivos, tangenciais, dirigidos para W/NW contra o Cráton Amazonas, proporcionou o desenvolvimento de superfícies de deslizamentos/descolamentos e cisalhamentos de baixo ângulo (rampas frontais de direção N-S) que marcam os limites entre as unidades litotectônicas. O limite entre os domínios estruturais do Orógeno Araguaia, de direção Norte sul e o domínio estrutural da Orógeno Brasília, representado pelos Lineamentos Transbrasilianos, de direção NE, é marcado por zonas de cisalhamento transcorrentes de alto ângulo de direção NE/SW (SCHOBENHAUS, 1975).

#### 4.2.4 - Embasamento dos Orógenos Araguaia / Brasília

##### 4.2.1.1 - Complexo Rio dos Mangues / Complexo Porto Nacional / Suíte Serrote e Suíte Plutono-Vulcânica Ipueiras

O Complexo Rio dos Mangues foi proposto por Costa et al. (1983) para reunir um conjunto de rochas metassedimentares com rochas metamáficas associadas, incluiu em sua definição a presença



de rochas ortoderivadas. Frasca e Araújo (2001) descreveram no Complexo Rio dos Mangues uma associação de ortognaisses tonalíticos, granodioríticos com calcissilicáticas subordinadas, parcialmente migmatizadas, proto a ultramilonitizadas.

O Complexo Rio dos Mangues forma o embasamento do Orógeno Araguaia e pode ser descrito e seccionado em dois compartimentos de preponderância litotípicas: um ortoderivado com tipos gnáissicos com variação composicional entre termos tonalíticos, granodioríticos e monzodioríticos e subordinadas estruturas tipo migmatíticas, sendo as mais comuns as dos tipos: estromatíticas, dobradas e ptigmáticas. Bolsões graníticos associam-se a estas litofácies. Um segundo grande domínio ocorre com ampla predominância de rochas gnáissicas calcissilicáticas, ricas em diopsídio e metamáficas anfíbolíticas subordinadas. Ambos os conjuntos estão metamorfizados a fácies anfíbolito médio a alto, atingindo em alguns setores o grau granulítico.

Os contatos internos entre as seqüências orto e paraderivadas geralmente são mascarados por um espesso manto de intemperismo. Os contatos com as demais unidades estratigráficas são tectônicos: a oeste faz contato com o Grupo Baixo Araguaia, através de uma zona de cisalhamento transpressional de baixo ângulo e a leste, por zonas de transcorrência dextrais com granitoides da Suíte Matança. Grande parte da unidade está inserida em um contexto estrutural intrincado, composto por zonas de cisalhamento, ora transcorrentes transtracionadas, transpressionadas e/ou compressionais. Estas formam uma densa e complexa rede de faixas e bandas de cisalhamento, sinuosas e interconectadas, com aspecto sigmoidal, reunidas numa extensa faixa alongada de direção N-S e NE que se prolonga por dezenas de quilômetros. Formam internamente corpos lentiformes, sigmoidais e bolsões de dimensões reduzidas concordantes com a foliação regional. O bandamento gnáissico está relacionado a uma parcela desta deformação, provavelmente de idade sin a pós-transamazônica. Sobreposta a este bandamento ocorre uma foliação associada a uma trama proto a ultramilonítica de idade mais jovem, resultado de processos oriundos de eventos Brasileiros. Quando intemperizados, estes milonitos são facilmente confundidos com xistos quartzo-feldspáticos pertencentes ao Grupo Baixo Araguaia. Um exemplo desta deformação e da sobreposição de eventos pode ser observado na figura 4.8 representativa da deformação e bem marcado no ponto PS-144, no qual aflora um gnaiss ortoderivado, de composição variada desde tonalítica a granítica, com diques anfíbolíticos deformados, veios pegmatóides graníticos, veios de quartzo e aplitos. A principal deformação esta representada por um bandamento gnáissico S1, dobrado de forma quase isoclinal gerando a superfície S2,

ambas paralelizadas (superfícies em vermelho). Estas fases atingiram o fácies anfíbolito e correspondem a um evento de forte encurtamento crustal, dúctil e sob predominância de cisalhamento puro, (vide feições de simetria e boudinagem no desenho do afloramento - Fig.4.8). Quando não dobrada, esta superfície apresenta forma sinuosa, com orientação variando entre N10°W a N15°E e com mergulhos baixos, entre 30° a 50° para E/SE e vergência para W/NW, Lx 30° N53°E a 32° N80°E. A idade do bandamento não é precisa, mas as rochas apresentam invariavelmente idades entre 2,1 a 2,0 Ga. A deformação com este caráter deformacional transpressional e de baixo ângulo é na área considerado como Brasileiro, pois tem reflexos nas coberturas metassedimentares do Orógeno Araguaia.

Sobreposta a este bandamento de baixo ângulo, ocorrem múltiplas zonas de cisalhamento, gerando milonitos sobre estes gnaisses e a superfície S<sub>3</sub>. Estas zonas são tanto de cinemática dextral como sinistral (traços laranja na figura), são sinuosas e acompanham as mesmas direções. Pode ser interpretado como ajustes transcorrentes pelo aperto e falta de espaço, e também como deformação derivada de uma estrutura maior e relacionado com o megacisalhamento da sutura e/ou lineamento Transbrasileiro, a sul desta área. Veios extensionais tardios e fraturas correspondem ao último vetor compressional (Setas em azul) posicionado quase E/W.

Dados geocronológicos, indicam idade-modelo Sm-Nd, em biotita metagranodiorito e tonalito gnáissico, apresentando valores de 2680 Ma e 2060 Ma com valores de  $\epsilon_{Nd}(T_{2.05})$  de -5,96 a +3,26 respectivamente.

Datação Pb-Pb obtida por Souza e Moura (1996) indicam idades de 2011±41 Ma e 2085±26 Ma, interpretadas segundo autores como a idade de cristalização. Idades em torno de 500 Ma encontradas pelo mesmo método, são atribuídas ao metamorfismo regional e aos processos de migmatização que atuaram na região.

Arcanjo e Moura (2000) através de método Pb-Pb em gnaiss granodiorítico obtiveram uma idade média de 2.014±36 Ma, apesar de apresentarem idades variando entre 1891±73 Ma e 2126±77 Ma. O mesmo método em gnaisses calcissilicáticos apresentou razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  com uma idade média de 2.083±27 Ma. Similarmente à amostra anterior, com uma variação significativa nas idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  obtidas que variaram entre 2012±20 Ma e 2200±26 Ma.

O Complexo Porto Nacional, à semelhança com o Complexo Rio dos Mangues, é composto por duas subunidades, individualizadas em função dos protólitos a partir dos quais foram derivados: Uma composta por termos ortoderivados na qual foram identificados hornblenda piroxenitos, metahornblenda gabrono-

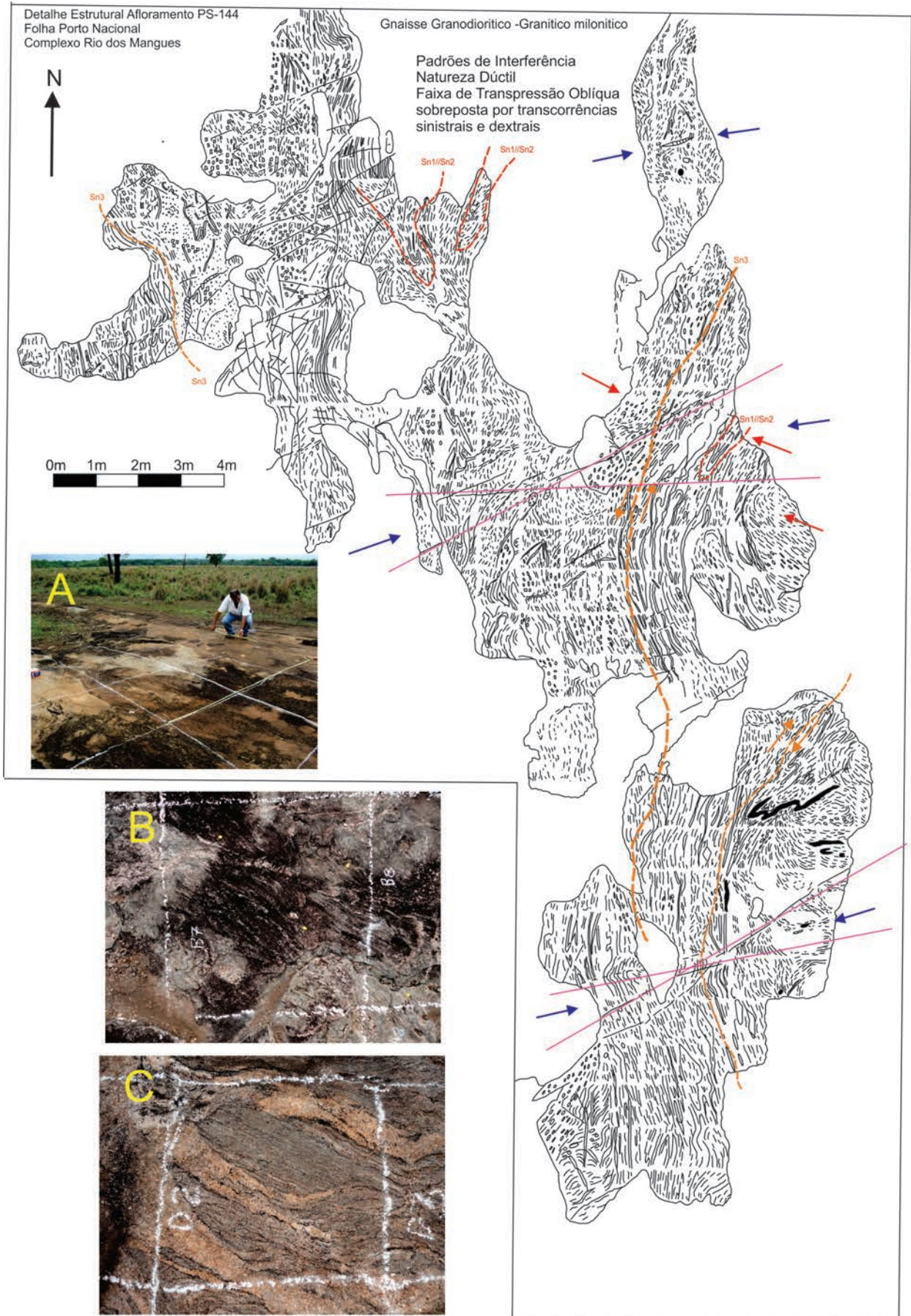


Figura 4.8 – Afloramento PS-144, centro-sul da folha Porto Nacional. Registra deformações e padrões de interferência de eventos distintos e fases. Marca o encurtamento crustal a que a área foi submetida, transpressões e sobreposição de sistemas de transcorrências: A) Execução do trabalho com rede orientada N/S e quadriculas de 1m. B e C) Detalhes dos gnaisses ortoderivados, variação composicional e introdução de material granítico.

ritos, enderbitos, charnoenderbitos e charnockitos e outra formada por termos paraderivados, na qual predominam gnaisses aluminosos, kinzigitos, silimanita gnaisses, retroeclogitos e gonditos. O grau metamórfico é mais elevado ou no mínimo idêntico, ao do Complexo Rio dos Mangues atingindo a fácies granulito. O Complexo Porto Nacional está representado por uma faixa de rochas orientada na direção NE-SW, justapostas através de zonas de cisalhamento transcorrentes e imbricações tectônicas. Compreendem um conjunto de natureza composicional diversificada e segmentada em duas subunidades: a primeira composta por uma associação ortogranulítica e a segunda formada por uma associação de rochas supracrustais que foram submetidas a metamorfismo na fácies granulito sob condições de temperatura máxima ou superiores a 860<sup>o</sup> graus e pressão acima de 8 kbar que durante o transporte tectônico para níveis mais superiores da crosta sofreram regressões parciais para a fácies anfíbolito e xisto-verde (GORAYEB, 1996). Em seu interior, ao logo destas zonas de cisalhamento e falhas, apófises e corpos graníticos Neoproterozoicos, assim como dique máficos de idade indefinida se alojaram de forma concordante e discordante.

Os contatos internos entre as unidades orto e paraderivadas são por zonas de cisalhamento transcorrentes e imbricações tectônicas. É possível que haja fragmentos de uma unidade imbricados na outra, por ação de esforços tectônicos. Apresenta

contato através de uma zona de cisalhamento transpressional ou superfície de cavalgamento com o mega batólito representado pelo Granito Matança, da Suíte Lajeado. Os granitos da Suíte Lajeado possuem idade U-Pb entre 550 a 540 Ma, o que sugere que o Complexo Porto Nacional foi alçado por movimentos tectônicos, posteriormente à intrusão granítica.

Dados gravimétricos assinalam a existência de uma descontinuidade crustal de direção N30E passando pouco a oeste de Porto Nacional e a anomalia Bouguer associada é de magnitude tal que indica tratar-se de zona de justaposição de dois blocos crustais. A deformação do Complexo Porto Nacional é do tipo não coaxial, dúctil, de grande envergadura, que afetou rochas de alto grau e supracrustais. As características desse evento sugerem um processo colisional, com deslocamentos oblíquos na direção NNW, através de uma rampa oblíqua, com desmembramentos e imbricações de rochas, levando ao alçamento com deformação e recristalização associadas.

As feições estruturais mais marcantes são a foliação Sc, dada por superfícies de fluxo milonítico e o bandamento composicional a ela associada, xistosidade gerada mecanicamente ou por recristalização e superfície de transposição. A figura 4.9 representa uma Imagem aeromagnetométrica que realça bem todas as observações citadas e o elipsoide de deformação regional na área. Apresentam mergulhos altos que decrescem para valores médios, as variações de direção

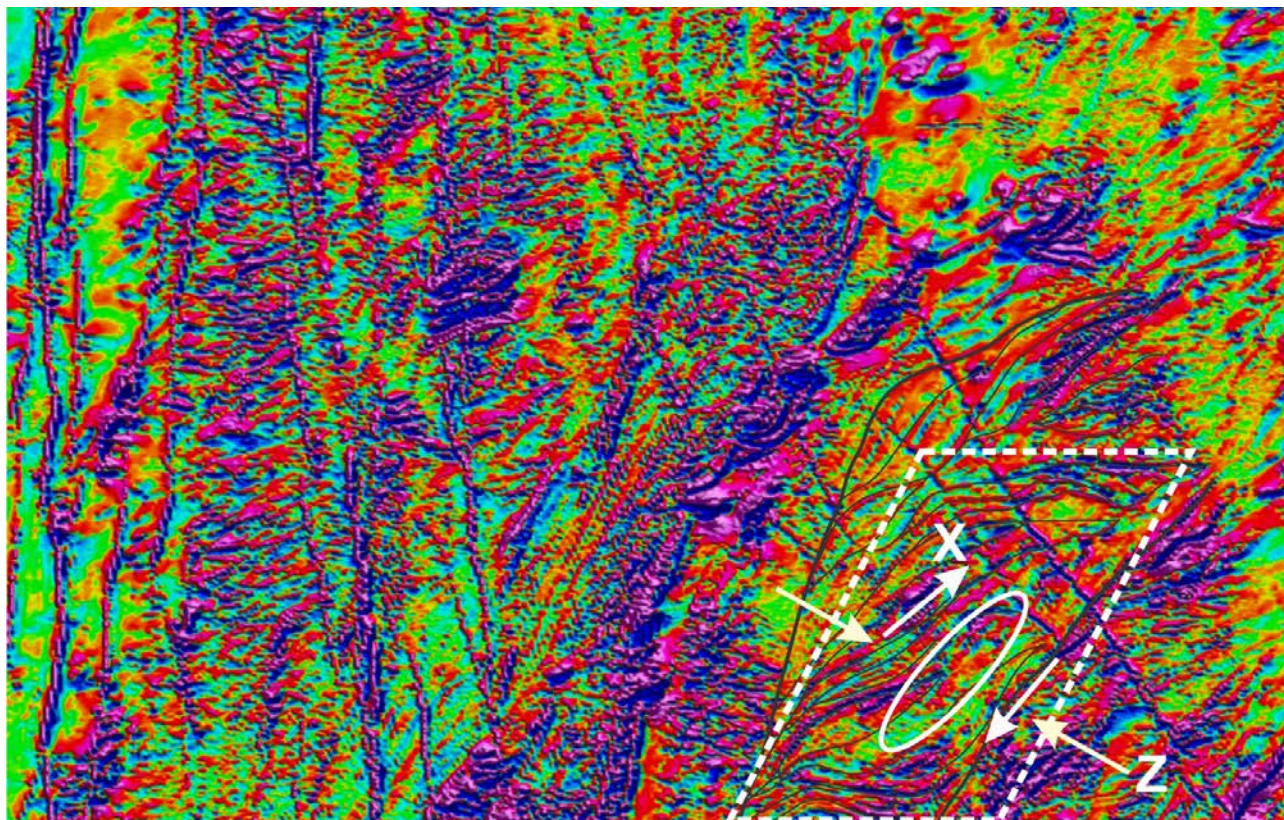


Figura 4.9 – Área de Ocorrência do Complexo Porto Nacional com Elipsoide de Deformação Regional - Posição dos eixos de deformação X e Z estiramento e encurtamento crustal da fase ou evento mais jovem.

e de mergulho relacionam-se com ondulações suaves de acomodação de  $S_c$  às lentes de portes variados das diversas rochas. Ocorrem dobras intrafoliais isoclinais ou muito fechadas e dobras assimétricas fechadas a suaves, com dimensões centimétricas a métricas e orientações variadas. Tais dobras são ocasionais e se desfazem a curtas distâncias no rumo de seus ápices ou de seus núcleos, não podendo ser atribuídas a fases de dobramentos superpostas, mas tão somente a acomodações locais.

Lineação de estiramento de direção preferencial NE/SW, com variações para um lado e para outro, é observada com frequência, associada a  $S_c$ . Este  $L_x$  sobrepõe outro interpretado como mais antigo e com orientação NW, quase ortogonais.

Tais feições estruturais são registros dos processos e eventos múltiplos da deformação principal, que foi do tipo não coaxial. As condições metamórficas envolvidas foram de fácies anfibolito alta a granulito, acompanhadas de fusão e migmatização, cuja atenuação pode ser relacionada a metamorfismo retrógrado.

A deformação mais jovem e bem marcada nas imagens aeromagnetométricas envolveram expressivos deslocamentos das massas rochosas, impondo-lhes forte achatamento (plano perpendicular a Z dado por  $S_c$ ) e grande estiramento (eixo X dado pela lineação de estiramento).

A figura 4.10 representa o afloramento PS-222 que contempla a história deformacional do

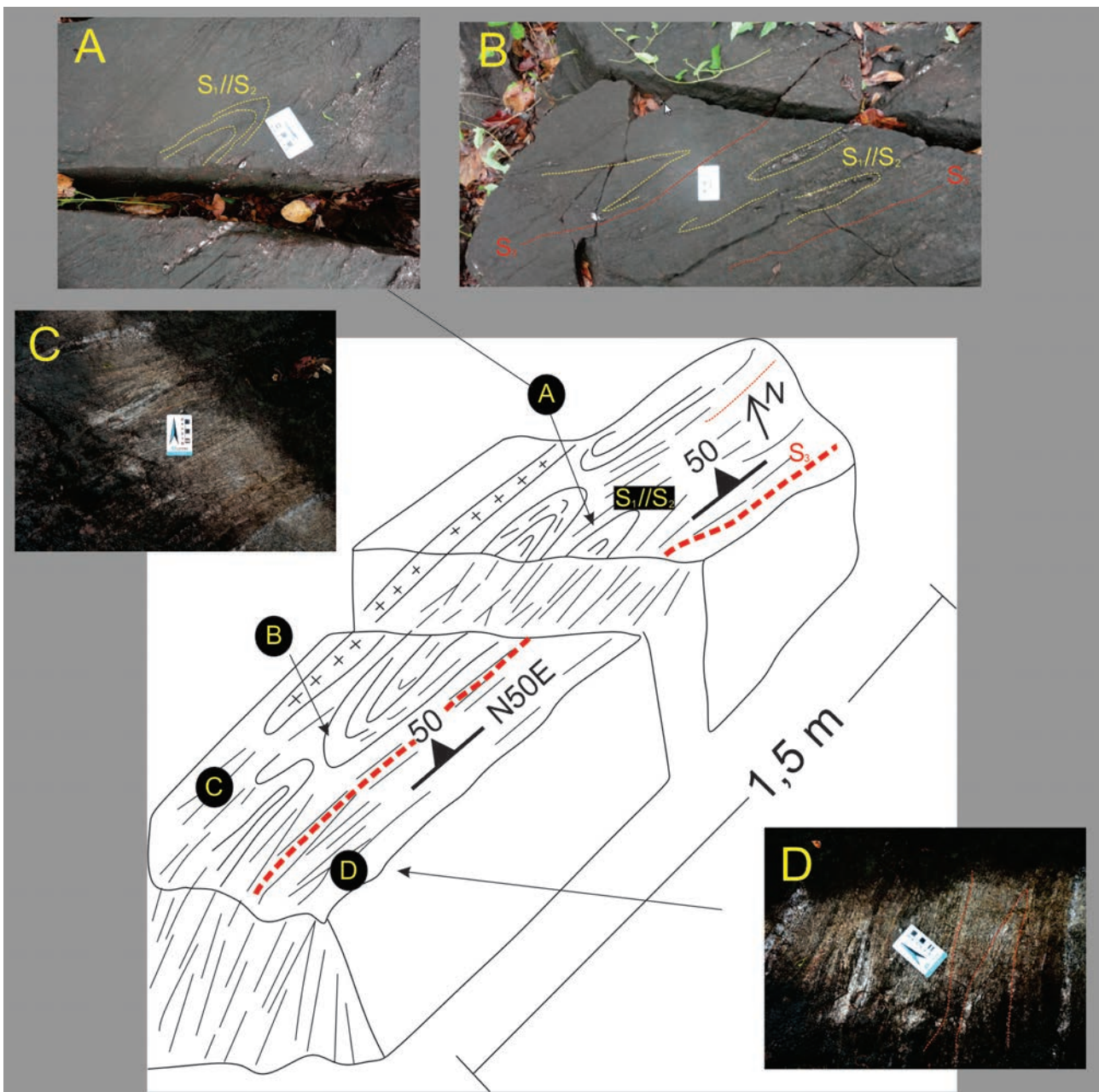


Figura 4.10 – Afloramento PS-222 - Granulito ortoderivado: A) Dobras em bainha, transposta por foliação milonítica tardia. B) Observa-se o mesmo padrão das antigas superfícies  $S_1/S_2$ , transpostas. C e D) Transposição total por foliação milonítica  $S_3$ .

Complexo Porto Nacional. Sua interpretação tem respaldo na imagem geofísica da figura 4.9. A rocha é um ortogranulito de composição tonalítica com direção N50E e mergulhos moderados a fortes para SW. Ocorrem *boudins*, dobras em bainhas e dobra rompida em cabo de guarda chuva. A análise desses elementos estruturais permite propor que o tensor responsável pelos movimentos, localiza-se em N50W.

As dobras rompidas em bainha margeadas pelas zonas miloníticas indicam que há transposição de estruturas previamente formadas e mais de uma fase deformacional à semelhança do Complexo Rio dos Mangues. Como já foi aventado anteriormente, os elementos coletados até o momento (geocronológicos, petrográficos, metamórficos e estruturais) indicam que os complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues, fazem parte de uma mesma evolução. O afloramento PS-222 foi datado pelo método U-Pb LA em zircão e apresenta a idade de 2170 Ma.

Outros estudos geocronológicos através do método Rb-Sr, em rocha total, realizado em diferentes litotipos indicaram idades entre 2,0 e 2,2 Ga para a Associação Ortogranulítica e 1,9 e 2,0 para associação de rochas supracrustais.

Ainda no contexto do embasamento ocorrem as Suítes Serrote e Ipueiras, granitos alcalinos ou do tipo anorogênico do final do paleoproterozóico. A Suíte Serrote (COSTA et al., 1983), é formada por stocks e corpos batolíticos de rochas graníticas e granito-gnáissicas, intrusivos nas rochas infracrustais do Complexo Rio dos Mangues que ocorrem nos segmentos meridional e setentrional do Orógeno Araguaia, no estado do Tocantins.

A Suíte Ipueiras compõem-se de sete corpos graníticos e vulcânicas ácidas, cuja área-tipo localiza-se nas cercanias da cidade que empresta o nome à unidade (BEZERRA et al., 1981; CUNHA et al., 1981). Frasca et al. (2010) definiram esta unidade como um conjunto de *stocks* e batólitos, de geometrias irregulares, compostos por granitos e rochas vulcânicas félsicas de idade paleoproterozóica, com petrotramas predominantemente isótropas, cujos efeitos deformacionais resumem-se principalmente a eventos rúpteis, fraturas e clivagens, e secundariamente a zonas de cisalhamento dúcteis, de distribuição restrita e confinada. São corpos intrusivos (subconcordantes ou discordantes) em gnaises do embasamento ou aflorantes nos núcleos das estruturas dômicas ou núcleos de grandes dobras regionais. Neste projeto, a Suíte Serrote foi datada pelo método U-Pb La em zircão e foi obtida a idade de 2070 Ma.

#### 4.2.2 - Supraestrutura Orógeno Araguaia - Domínio Transpressional Inverso

Este domínio ocorre na porção oeste das folhas Porto Nacional e Miracema do Norte e leste da folha Santa Teresinha. Apresenta seu registro bem preservado, principalmente nas unidades Neoproterozóicas do Grupo Baixo Araguaia, da Suíte Aliança, suíte Santa Luzia e parcialmente no Complexo Rio dos Mangues, alcançando a fácies metamórfica de anfíbolito alto até xisto verde.

Caracteriza-se por uma deformação tangencial, epidérmica de baixo ângulo, formadora de superfícies de cavalgamento e *thrusts*. São zonas de cisalhamento não coaxiais dúcteis, resultado de uma tectônica compressiva ocorrente na formação do W-Gondwana, na medida em que ocorria a aproximação dos cratons Amazônico e São Francisco-Congo. Pode-se observar neste domínio uma evolução no sentido da deformação, de um sistema compressional para um sistema transpressional. Esta mudança resulta na continua rotação dos eixos de estiramento Lx e na assimetria das dobras.

A xistosidade desenvolvida, interpretada como superfície  $S_2$ , constitui planos de cisalhamento de baixo ângulo com direção média N/S com ligeiras inflexões para NE e NW e mergulhos em torno de 30°E. Estas superfícies formam também os planos axiais de dobras assimétricas recumbentes. A figura 4.11 representa um afloramento na estação CA-101 (-9,5962 S/ -48,9442 W) composto por quartzito arcoseano, muscovita quartzito e muscovita biotita-clorita xistos com os planos  $S_0$  marcados pelo acamadamento original, evidenciado pelos diferentes níveis granulométricos. Estas rochas foram dobradas e metamorfasadas em uma primeira fase e progressivamente transpostas e cisalhadas, originando as superfícies  $S_2$ .

A lineação de estiramento (Lx) é geralmente perpendicular ou oblíqua à foliação, o que evidencia sua cinemática de empurrão frontal ou transpressional, com vergência para oeste. Os Lb's ou eixo de dobras geradas acompanham a direção da foliação e em geral se materializam em *mullions*. Formam também, nas zonas apicais das dobras áreas de alívio, tipo *saddle reefs*, preenchidos geralmente por extensos veios de quartzo.

Conforme a heterogeneidade deformacional ou aumento das zonas de Strain a geometria assimétrica inicial tende a isoclinal. As dobras geradas na fase contracional anterior, são transpostas e assumem padrão em bainha com paralelismo dos planos axiais com a foliação milonítica  $S_1//S_2$ . A principal direção dos eixos de dobras é N-S.

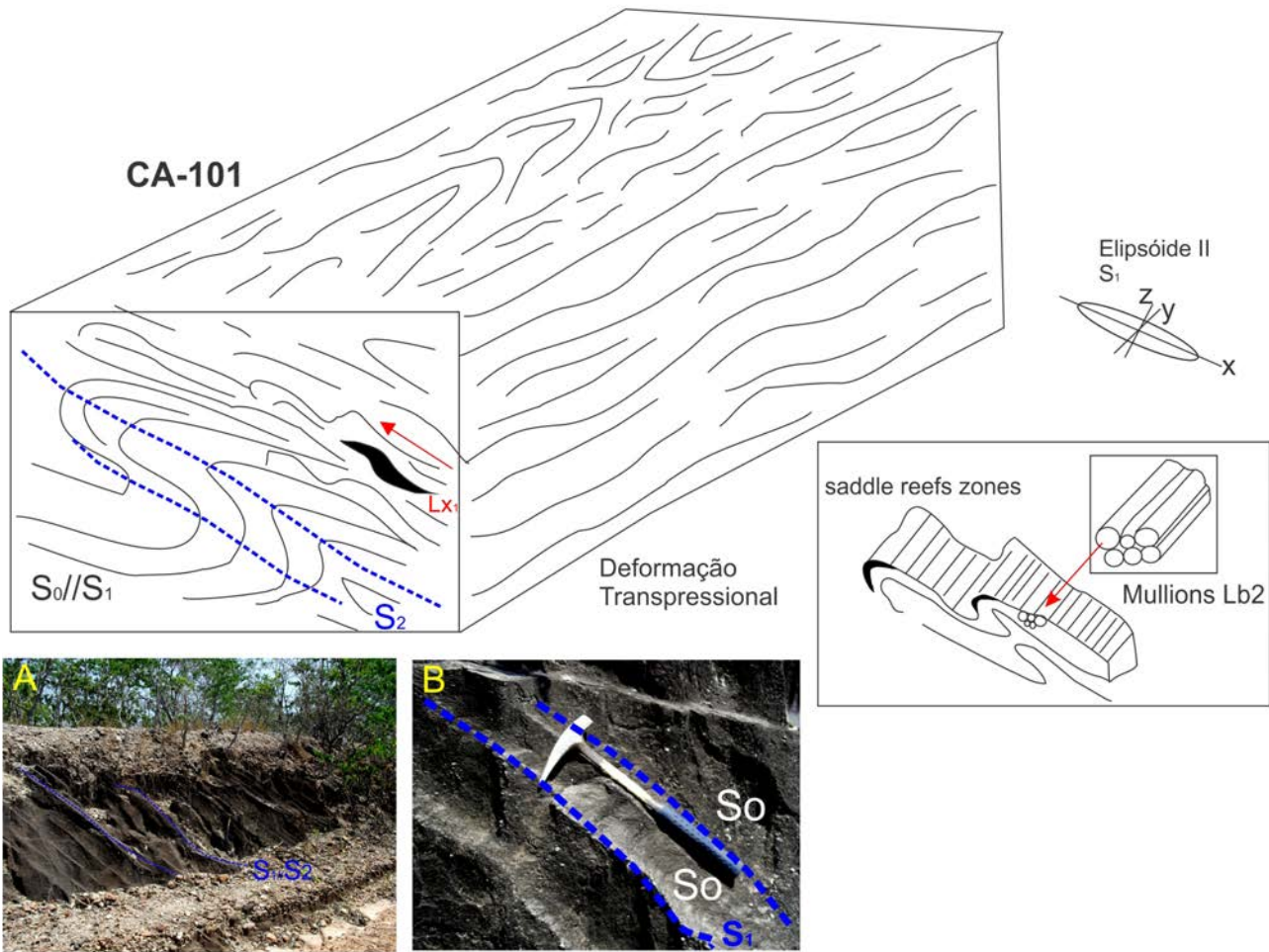


Figura 4.11 – Afloramento CA-101 que exemplifica a deformação e dobras do domínio transpressional. Estas relações e geometria são constantes, principalmente nos metassedimentos do Grupo Baixo Araguaia: A) Corte de estradas mostrando feixes de sigmoides inversos com deslocamento da direita para esquerda (Up-dip). B) Variações composicionais e granulométricas internas evidenciando a preservação em alguns locais de estruturas primárias ( $S_0$ ). A figura ainda identifica a posição do elipsóide de deformação para zonas transpressionadas e a posição dos eixos de dobras (Lb2) e saddle reefs gerados.

#### 4.2.3 - Orógenos Araguaia e Brasília - Domínio Transcorrente

Em continuidade à fase transpressional e de encurtamento crustal, está sobreposta uma fase deformacional progressiva, de caráter transcorrente. Esta fase se caracteriza por deslocamentos ao longo do “strike” da foliação, rompendo estruturas anteriores, além de alterar o fluxo e a vorticidade do sistema com a contínua rotação do tensor compressional, que muda da transversalidade às estruturas, passando a uma relação de obliquidade. Os padrões de dobras gerados relacionam-se a arrastos e rompimentos de dobras pré-existentes com o aproveitamento das estruturas e discontinuidades prévias para seu desenvolvimento. Além dos padrões geométricos, as superfícies dos flancos das dobras rompem-se formando falhas e zonas transpressionadas com ângulos variáveis de altos a baixos e subparalelos

às zonas de charneiras. Dobras de cisalhamento da foliação  $S_2/S_3$ , também são geradas na fase transcorrente  $D_3$ , com planos axiais subverticais e subconcordantes aos planos de cisalhamento e eixos verticais a subhorizontalizados. A deformação é heterogênea dentro deste domínio com áreas de baixo e alto *strain* em zonas com variação textural/estrutural desde termos protomiloníticos a ultramiloníticos, desenvolvidos tanto em protólitos metassedimentares como meta-ígneos. A evolução desses esforços e a falta de espaço esmagam a bacia e seu embasamento e faz com que estas zonas onde se desenvolviam as falhas inversas sigam o movimento geral para NW e deslizem lateralmente formando zonas de cisalhamento transcorrentes. Caracteriza-se por uma componente vetorial horizontal, sob sistema de fluxo de cisalhamento simples, não-coaxial, responsável por amplo sistema de falhas dúcteis dextrais preponderantes e sinistrais subordinadas, de geometria vertical a

inclinada de direção NE e mergulhos altos para NW, preferencialmente.

O estiramento mineral é observado principalmente na assimetria mineral, e feições de foliação do tipo S/C, com atitude entre 10°NW e 20°NE, preferencialmente N/S, apresenta caimento duplo tanto para SE como NW em alto ângulo e com movimentação de massa principalmente dextral e subordinadamente sinistral.

As figuras 4.12 e 4.13 dos afloramentos CA-151 (-9,3411 S/ -48,7235 W), SK-047 (-9,9457 S/ -48,7733 W) e SK-49 (-9,9231 S/ -48,8143 W) exemplificam bem a superposição e padrões de interferência

das zonas de cisalhamento transcorrentes sobre as estruturas de empurrão pretéritas.

Todas as feições de transcorrências, tanto nas supraestruturas dos orógenos Brasília e Araguaia guardam uma relação direta com o mega sistema transcorrente que ocorre adjacente a sul da área deste projeto, o Sistema Transbrasiliano. A superposição e sua influencia deformacional estão diretamente relacionadas com a distância entre estas falhas secundárias e a zona principal de deformação, com o posicionamento crustal em profundidade dos grandes conjuntos litológicos e com sua composição e comportamento reológico.

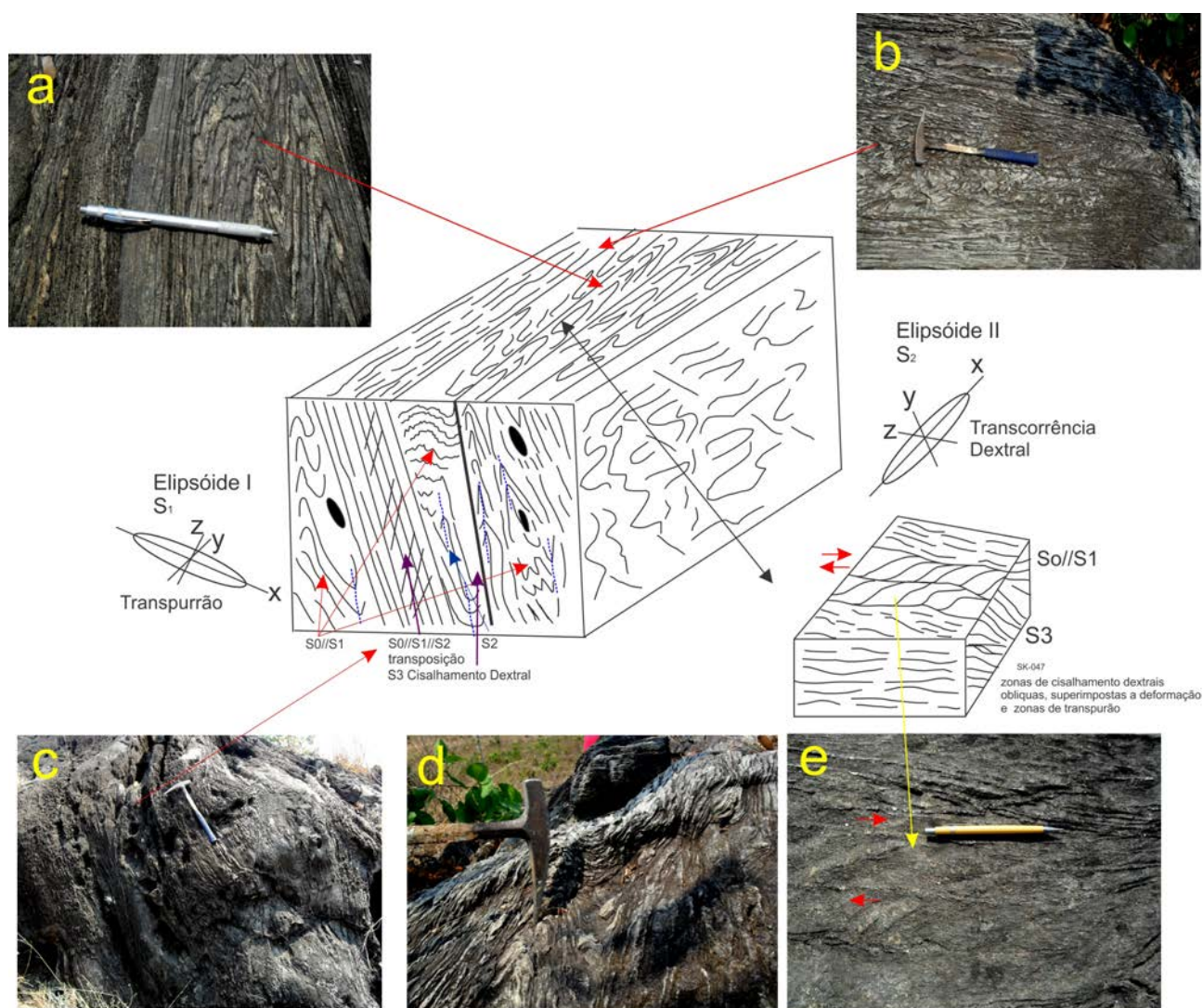


Figura 4.12 – Afloramentos CA-151 e SK-047 ilustrando interferência da fase transpressional-transcorrente:

A) Em planta. C e D) Em perfil, xistosidade S0//S1 dobrada formando a xistosidade S2. As dobras da fase D2 são fechadas, assimétricas e com terminações agudas e relacionadas à fase contracional, de encurtamento crustal. B) Resultado do regime progressivo da deformação e encurtamento sobreposto à fase transpressional-transcorrente sob cisalhamento simples com transposição total das estruturas em certos pontos de alto strain. Foliação penetrativa S3, estruturas S/C de início como clivagem plano axial que evolui para faixas de cisalhamento que cortam e transpõem as estruturas geradas em D2. E) Resultado da transposição total formando a superfície S3 transcorrente-transpressional N10°W 60°NE, Lx obliquo N41°E 40°NE, de cinemática dextral, paralelizando toda geometria pré-existente. Estas faixas em alguns locais são discretas em escala de afloramento, mas em outras formam extensas zonas de cisalhamento com centenas de metros de espessura.

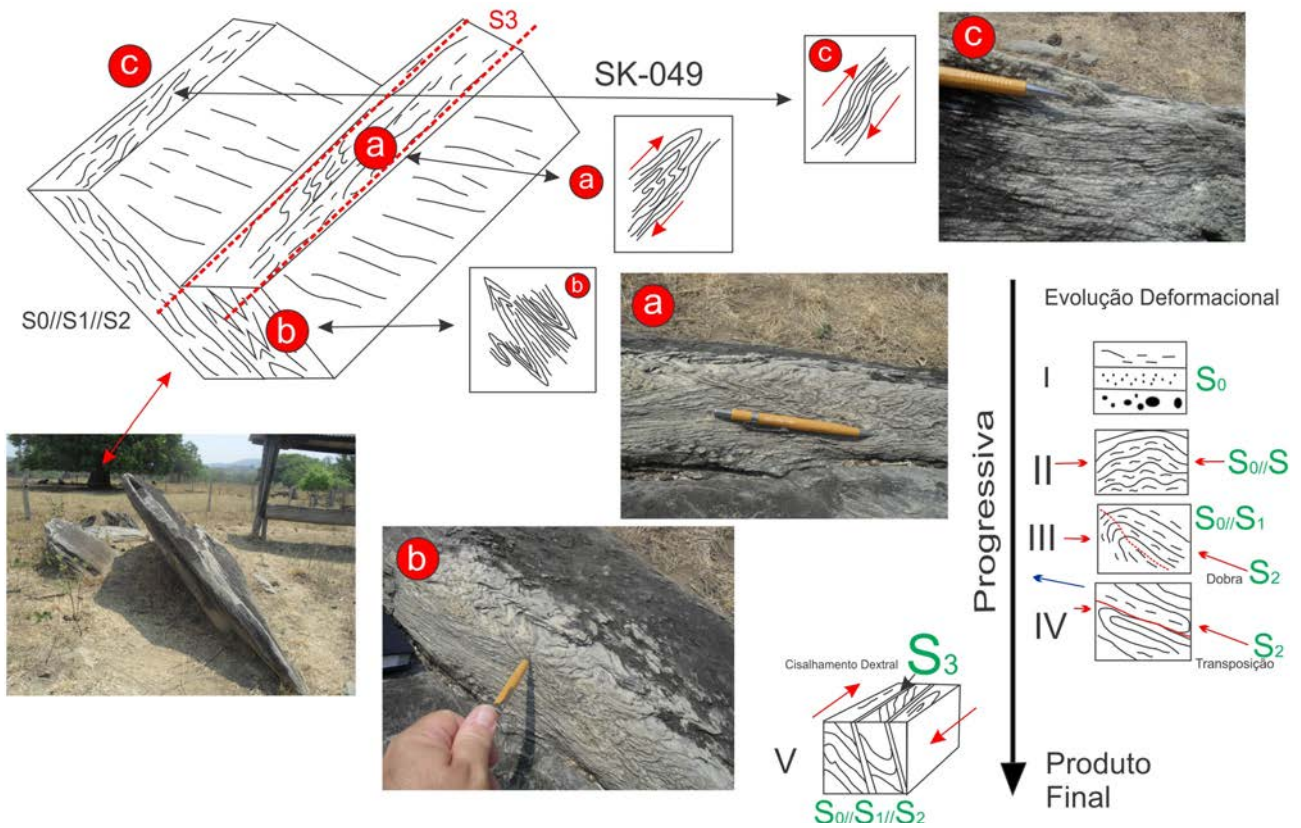


Figura 4.13 – Afloramento SK-049 na Folha Miracema do Norte. Compõem-se de uma rocha metapelítica (Biotita xisto), onde é possível observar os vários graus de evolução deformacional: A) Dobras de cisalhamento em planta. B) Exposição em perfil. Assimétricas, fechadas com terminações em cúspides e movimentação up-dip, deformadas por planos de cisalhamento. C) Com transposição quase total. Nota-se que ha passagem de áreas menos deformadas até a total paralelização das zonas, observável em poucos centímetros de afloramento. A figura ainda ilustra uma interpretação da evolução deformacional destas rochas desde sua posição original, passando pela fase de encurtamento até o cisalhamento direcional.

As variações em ângulo de mergulho e geometria direcional fazem parte desta megaestruturação, com zonas de cisalhamento de direção NE preferencialmente dextral.

### 4.3 - DOMÍNIO RÚPTIL - FANEROZOICO

Esta é a última fase de deformação e afeta indiscriminadamente todas as unidades litoestratigráfica. Constitui-se de um padrão de falhas e fraturas, identificado principalmente nas rochas da bacia do Parnaíba. No embasamento são ora paralelas à foliação regional, ora discordantes, interceptando ortogonalmente as superfícies axiais das dobras e zonas de cisalhamento.

São estruturas jovens, relacionadas a forças extensionais pré a sin-paleozoicos, geradoras da Bacia do Parnaíba, pós-colapso dos orógenos Brasília e Araguaia, e pela continuidade destes esforços extensionais durante todo Paleozóico, uma vez que deslocam verticalmente as unidades sedimentares devoniano-carboníferas, formando estruturas tipo *grabens* e *horsts*. Cita-se, como exemplo, o Graben

do Lajeado, localizado na parte leste das folhas Porto Nacional e Miracema (Fig. 4.14).

Estas falhas normais se aproveitaram das estruturas e discontinuidades herdadas de seu embasamento e cujo tensor rotacional NE transcorrente, seja ainda reliquiar, mantido ativo em um nível crustal raso, cedendo em módulo e relaxando, transferindo-se à posição vertical e finalmente causando uma série de abatimentos crustais em toda área.

Admite-se, com base em furos de sonda, que o rejeito vertical destas falhas de gravidade ultrapasse os 210 m (Fig. 4.14). O Rio Tocantins nesta região fica alinhado exatamente dentro de um profundo graben que apresenta dezenas a centena de quilômetros de extensão.

Outras feições de *grabens* e *horsts* de menores dimensões são encontradas nas regiões de Paraíso do Tocantins, Monte Santo e Abreulândia, com destaque para o *graben* de Monte Santo, situado na porção Sudoeste da Folha Miracema do Norte, encaixado em meio às rochas do Orógeno Araguaia e preenchido pelas rochas sedimentares da Formação Cabeças (Fig. 4.15).



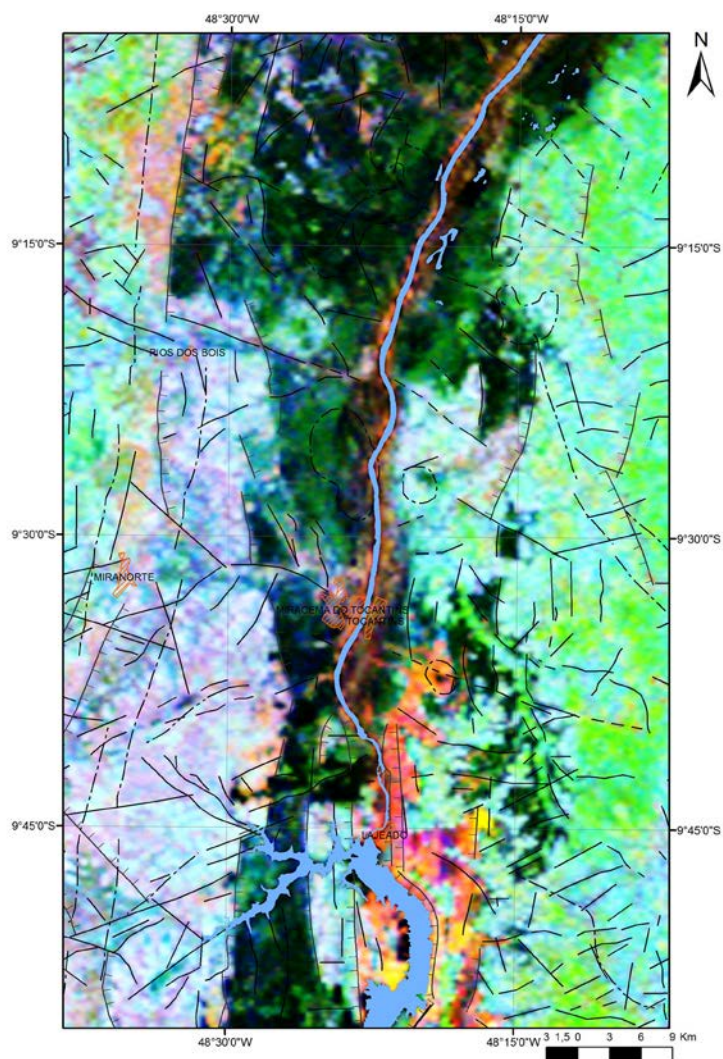


Figura 4.14 – Sistema de grabens e horsts ao longo do rio Tocantins, observado nas rochas sedimentares da bacia do Parnaíba, bem marcada na imagem geofísica ternária U-Th-K.

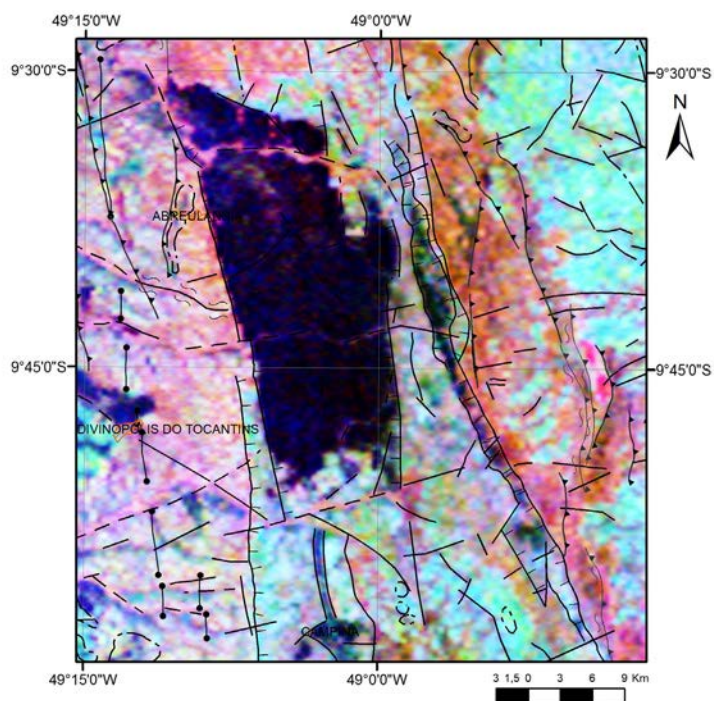


Figura 4.15 – Imagem geofísica ternária U-Th-K destacando os arenitos puros da Formação Cabeças a estrutura do Graben de Monte Santo.

## 5 – GEOQUÍMICA PROSPECTIVA

### 5.1 - INTRODUÇÃO

A prospecção geoquímica incluiu a amostragem de sedimento ativo de corrente e concentrado de bateia com o objetivo de auxiliar o mapeamento geológico e gerar informações sobre o potencial mineral da área. Foram coletadas e tratadas 1232 amostras de sedimento ativo de corrente e 1108 amostras de concentrados de bateia, cuja distribuição pode ser observada na figura 5.1.

### 5.2 - MÉTODOS DE TRABALHO

#### 5.2.1 - Trabalho de Campo

O levantamento consistiu na coleta sistemática de sedimento ativo de corrente e concentrado de bateia. A amostragem seguiu o procedimento padrão adotado pela CPRM, iniciando com o planejamento da amostragem, no qual foram

consideradas as informações constantes do mapa geológico preliminar. Para a escala do mapeamento (1:250.000), foi considerada a densidade média de 1 amostra/15 Km<sup>2</sup>.

As amostras de sedimento de corrente foram coletadas em trechos retilíneos ao longo do leito ativo da drenagem, de forma composta, em 5 a 10 porções ao longo de uma distância máxima em torno de 50 metros. Após a coleta, as amostras foram acondicionadas em embalagens adequadas (sacos de pano e plásticos), (Figs. 5.2 A e B).

As amostras de concentrado de bateia (20 litros de material) foram coletadas logo abaixo do ponto de coleta da amostra de sedimento de corrente, preferencialmente em concentradores naturais (curvas, corredeiras, cachoeiras, marmitas). O material foi concentrado na própria drenagem, em local de água calma, próximo ao ponto de amostragem. Para tal foi utilizado, além da bateia, um conjunto de 4 peneiras ( #4, #8, #16, #28 mesh) (Fig. 5.3).

#### Mapeamento Geoquímico Projeto Região de Palmas

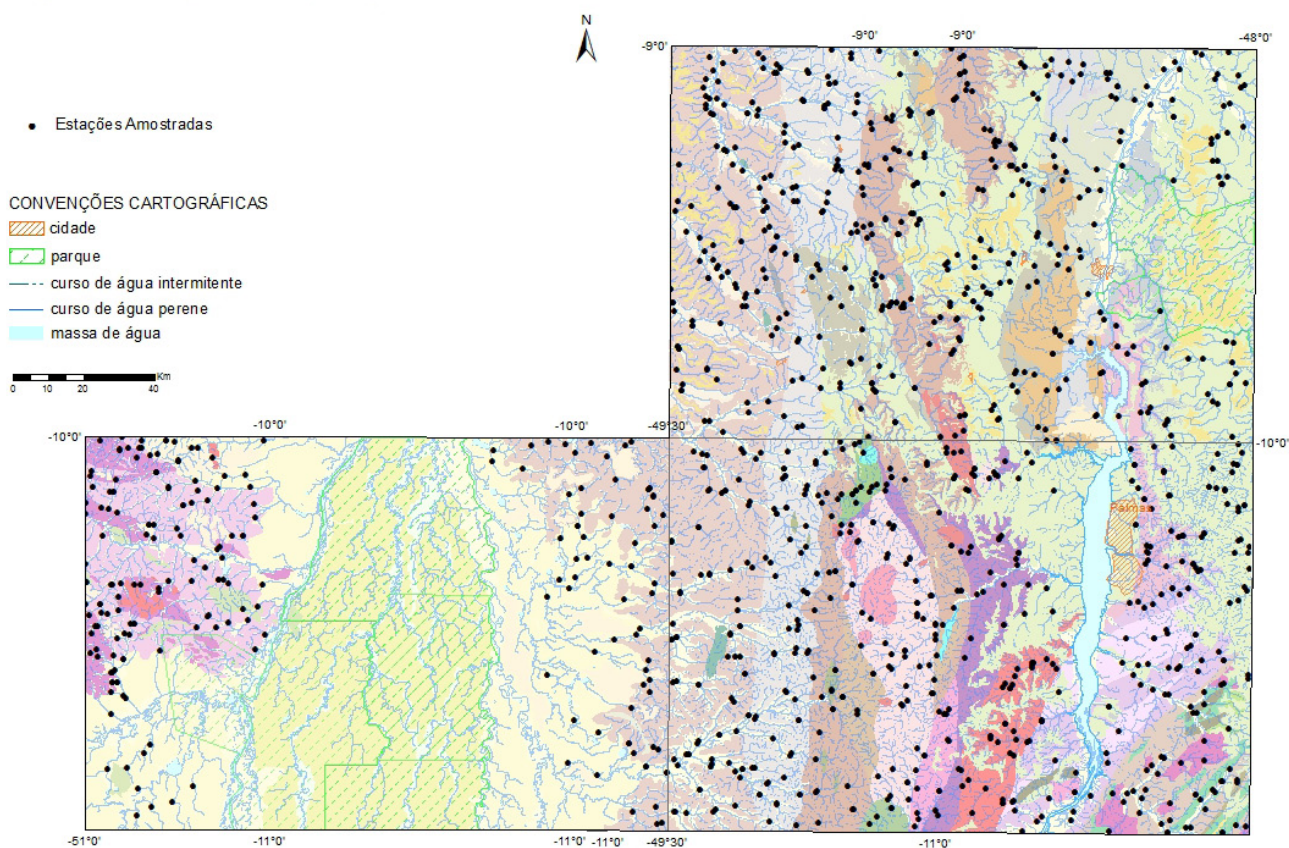


Figura 5.1 – Mapa de localização das estações de amostragem de sedimento de corrente e concentrado de bateia das folhas Miracema do Norte, Santa Teresinha e Porto Nacional.

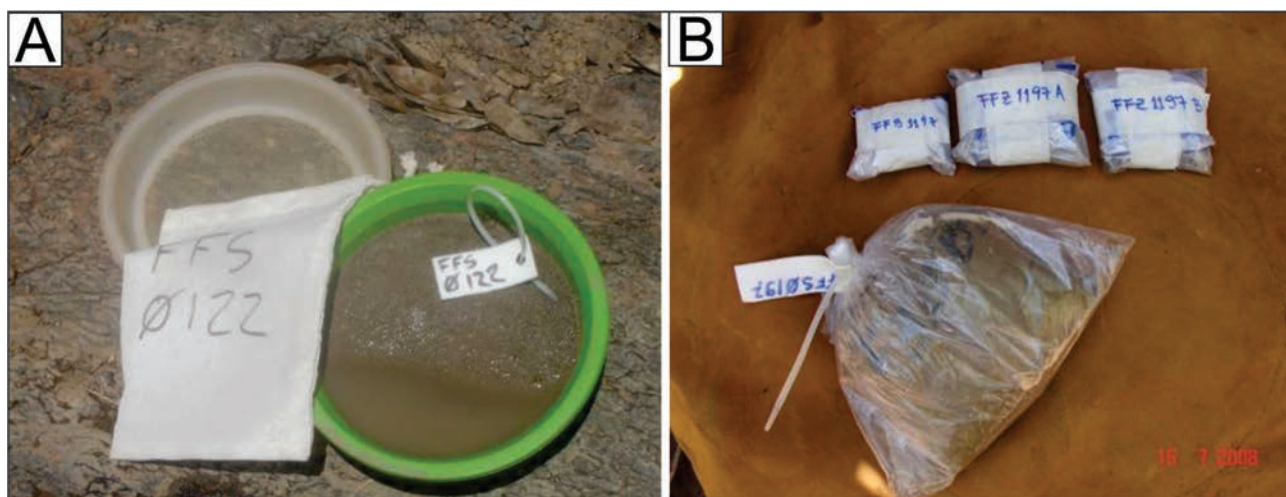


Figura 5.2 – A) Amostra de sedimento de corrente. B) Detalhe do acondicionamento da amostra.



Figura 5.3 – Detalhes do kit utilizado na amostragem de concentrado de bateia.

### 5.2.2 - Análises Químicas

As amostras de sedimento de corrente foram enviadas ao laboratório SGS-GEOSOL onde foram preparadas e analisadas. A digestão foi feita por água régia seguida de leitura por ICP-MS de acordo com pacote SGS ICM14B que contempla a análise de 50 elementos químicos. Os elementos analisados e seus respectivos limites de detecção encontram-se listados na tabela 5.1.

## 5.3 - RESULTADOS OBTIDOS E INTERPRETAÇÕES

### 5.3.1 - Concentrado de Bateia

Os principais minerais de interesse econômico e prospectivo encontrados em concentrado de bateia foram: ouro, rutilo, cromita, barita, granada kimberlítica, ilmenita kimberlítica, minerais ferrosos (pirita, magnetita, hematita e ilmenita) minerais de titânio (anatásio e leucoxênio), minerais fosfáticos

Tabela 5.1 – Elementos analisados e seus respectivos limites inferiores e superiores de detecção.

Elemento	Unidade	Limite inferior de detecção	Limite superior de detecção
Ag	PPM	0,01	10
Al	%	0,01	1
As	PPM	1	1%
Au	PPM	0,1	100
B	PPM	10	1%
Ba	PPM	5	1%
Be	PPM	0,1	1%
Bi	PPM	0,02	1%
Ca	%	0,01	15
Cd	PPM	0,01	1%
Ce	PPM	0,05	0,10%
Co	PPM	0,1	1%
Cr	PPM	1	1%
Cs	PPM	0,05	0.1%
Cu	PPM	0,5	1%
Fe	%	0,01	15%
Ga	PPM	0,1	1%
Ge	PPM	0,1	1%
Hf	PPM	0,05	0,05%
Hg	PPM	0,01	1%
In	PPM	0,02	0,05%
K	%	0,01	15
La	PPM	0,1	1%
Li	PPM	1	5%
Mg	%	0,01	15
Mn	PPM	5	1%
Mo	PPM	0,05	1%
Na	%	0,01	15
Nb	PPM	0,05	0,10%
Ni	PPM	0,5	1%
P	%	50	1%
Pb	PPM	0,2	1%
Rb	PPM	0,2	1%
Re	PPM	0,1	1%
S	%	0,01	5
Sb	PPM	0,05	1%
Sc	PPM	0,1	1%
Se	PPM	1	0,10%
Sn	PPM	0,3	0,10%
Sr	PPM	0,5	1%
Ta	PPM	0,05	1%
Te	PPM	0,05	0,10%
Th	PPM	0,1	1%
Ti	%	0,01	15
U	PPM	0,05	1%
V	PPM	1	1%
W	PPM	0,1	1%
Y	PPM	0,05	1%
Zn	PPM	1	1%
Zr	PPM	0,5	1%

(apatita, xenotímio) e minerais de ETR (monazita). A distribuição dos pontos de amostragem encontra-se no mapa da figura 5.1.

O ouro foi identificado em 2 frações distintas: <0,5mm e entre 0,5mm e 1mm. Na fração <0,5mm foram encontradas até 117 pintas na amostra GIQ 203, no extremo NE da folha Miracema do Norte, e 210 pintas na amostra GIP 286 em drenagem que corta veios de quartzo auríferos encaixados na Suíte Plutonovulcânica Ipueiras, no extremo SE da folha Porto Nacional e na fração entre 0,5mm e 1mm foram encontradas até 4 pintas nas amostras GIO 648. As localizações das pintas de ouro encontram-se na figura 5.4.

O rutilo está presente em 56% das estações com teor de, no máximo 75% do concentrado. A cromita ocorre em 7% das estações e em proporção máxima de até 50% do total dos pesados. Barita ocorre em 4% das amostras, com até 24% do total dos pesados. Dos minerais fosfáticos (com ETR) a monazita ocorre em 23% das drenagens amostradas com até 25% do total dos pesados. Xenotímio e apatita ocorrem em 2% das drenagens, com até 1% do concentrado. Os minerais de titânio, como anatásio e leucoxênio estão presentes em 10% das

drenagens da área, e ocorrem com até 50% do total dos pesados.

Os minerais ferrosos como hematita ocorrem em 51% das drenagens com conteúdo de até 25% do total dos pesados. Ilmenita, magnetita e limonita ocorrem em 100% das drenagens amostradas com conteúdo entre 75-100% do total dos pesados. Pirita limonitizada esta presente em 51% das estações com conteúdos de até 75% do total dos pesados.

Granada e ilmenita kimberlítica foram detectadas na amostra GIQ 164 em proporção menor que 1% de granada e até 50% de ilmenita, na borda da Bacia do Parnaíba, no centro da folha Miracema.

### 5.3.2 - Sedimento Ativo de Corrente

Foram selecionados para o tratamento estatístico convencional (estatística univariada) 46 elementos cujos estimadores estatísticos são apresentados na tabela 5.2. Au, B, Pt, Re, Pd, Ag e Se, foram excluídos dos tratamentos estatísticos bivariados e multivariados por apresentarem mais de 50% das amostras abaixo do limite de detecção

### Mapeamento Geoquímico Projeto Região de Palmas

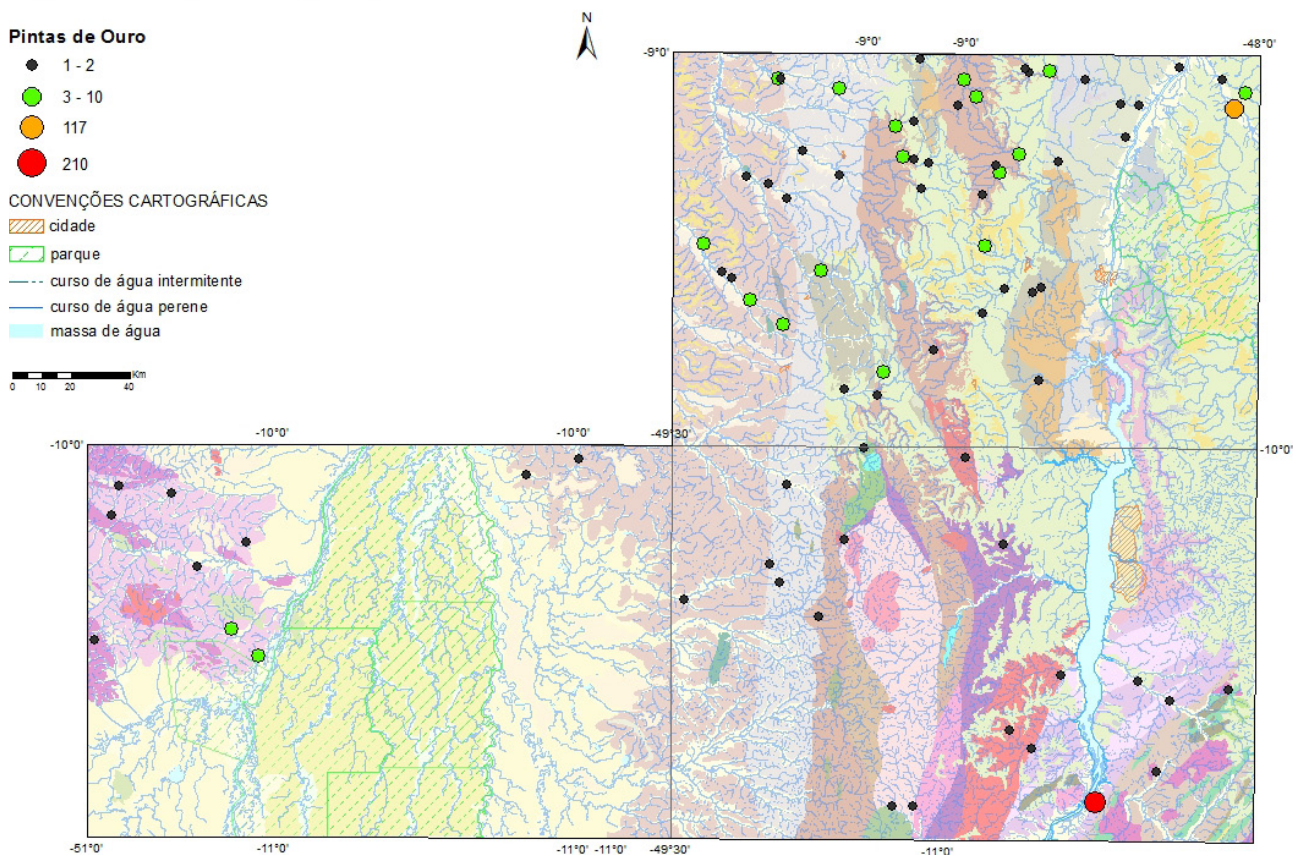


Figura 5.4 – Mapa com a distribuição e quantificação das pintas de ouro na área do Projeto Geologia da Região de Palmas.

Tabela 5.2 – Sumário estatístico dos dados selecionados de sedimento de corrente.

Elemento	N Validos	N Validos %	Mim	Max	Mgeo	Dpgeo	P25%	P50%	P75%
S (%)	56	4,5	0,01	0,06	0,02	0,11	0,01	0,02	0,02
Ta (ppm)	70	5,7	0,59	8,88	0,21	0,25	0,07	0,15	0,50
Ge (ppm)	94	7,6	<0,1	4,00	0,31	0,23	0,20	0,30	0,40
Te (ppm)	128	10,4	<0,05	2,82	0,12	0,24	0,07	0,09	0,18
Na (%)	156	12,7	<0,01	0,07	0,02	0,19	0,01	0,02	0,02
In (ppm)	230	18,7	0,06	0,16	0,03	0,22	0,02	0,03	0,04
Hg (ppm)	319	25,9	<0,01	0,19	0,02	0,33	0,01	0,02	0,04
W (ppm)	465	37,7	0,3	6,10	0,24	0,39	0,10	0,20	0,30
As (ppm)	490	39,8	<1	34	2,83	0,46	1,00	2,00	6,00
Tl (ppm)	604	49,0	0,1	0,89	0,05	0,40	0,03	0,05	0,07
Cd (ppm)	626	50,8	<0,01	1,08	0,02	0,43	0,01	0,02	0,04
Hf (ppm)	642	52,1	0,2	1,61	0,10	0,36	0,06	0,08	0,13
Mg (%)	767	62,3	0,02	0,58	0,03	0,48	0,02	0,03	0,06
Ca (%)	895	72,6	<0,01	0,41	0,03	0,42	0,02	0,02	0,04
P (ppm)	898	72,9	147	1892	127	0,79	76	116	192
Ti (%)	942	76,5	<0,01	1,23	0,05	0,58	0,02	0,05	0,10
Sb (ppm)	944	76,6	0,08	1,31	0,13	0,37	0,09	0,14	0,19
Zr (ppm)	987	80,1	1,6	92,60	2,58	0,52	1,40	2,50	4,40
Li (ppm)	1066	86,5	22	23,00	2,61	0,37	2,00	2,00	4,00
K (%)	1071	86,9	0,02	0,68	0,04	0,44	0,02	0,04	0,07
Nb (ppm)	1080	87,7	3,28	33,28	0,58	0,59	0,31	0,58	1,03
Bi (ppm)	1084	88,0	0,1	2,49	0,06	0,35	0,04	0,06	0,09
Be (ppm)	1096	89,0	2,6	4,80	0,33	0,40	0,20	0,30	0,50
Sr (ppm)	1122	91,1	<0,5	36,30	2,73	0,41	1,70	2,60	4,20
Sn (ppm)	1180	95,8	3,3	7,90	0,77	0,25	0,60	0,70	1,00
Zn (ppm)	1199	97,3	9	69,00	8,60	0,36	5,00	9,00	14,00
Cs (ppm)	1213	98,5	3,32	5,09	0,36	0,39	0,20	0,34	0,64
Ba (ppm)	1217	98,8	95	197	26,14	0,32	16,00	27,00	43,00
Rb (ppm)	1225	99,4	3,7	48,00		0,45			
V (ppm)	1225	99,4	18	424	17,51	0,43	9,00	16,00	32,00
Cu (ppm)	1226	99,5	10,3	59,70	5,54	0,27	3,90	5,40	7,50
Ni (ppm)	1226	99,5	20,3	110,00	5,38	0,28	3,60	5,10	7,50
Ce (ppm)	1228	99,7	57,15	968	20,16	0,46	10,47	18,47	36,42
Fe (%)	1229	99,8	0,51	14,55	1,53	0,26	1,04	1,41	2,17
Sc (ppm)	1229	99,8	13,3	23,40	1,55	0,35	0,90	1,50	2,60
Th (ppm)	1229	99,8	6,8	359	3,64	0,43	1,90	3,30	6,00
Mn (ppm)	1230	99,8	47	3454	165	0,29	106	161	250
Pb (ppm)	1230	99,8	21,4	145	4,26	0,29	2,80	4,05	6,00
U (ppm)	1230	99,8	2,98	24,72	1,61	0,38	0,28	0,48	0,86
Y (ppm)	1230	99,8	12,47	130	3,06	0,36	1,86	2,98	4,92
Al (%)	1231	99,9	4,29	13,83	0,47	0,37	0,26	0,44	0,75
Co (ppm)	1231	99,9	6,7	31,70	2,66	0,32	1,60	2,60	4,40
Cr (ppm)	1231	99,9	87	526	19,99	0,30	13,00	19,00	30,00
Ga (ppm)	1231	99,9	16,1	36,60	2,46	0,34	1,40	2,30	4,00
La (ppm)	1231	99,9	26,2	829	8,84	0,46	4,50	8,00	14,65
Mo (ppm)	1231	99,9	0,28	6,50	0,46	0,28	0,30	0,42	0,65

e resultados qualificados abaixo de 2% e, portanto, baixo grau de detecção do tratamento.

O arcabouço geológico da área é formado por rochas de uma variada gama de ambientes geotectônicos que incluem arcos magmáticos Paleoproterozoicos e Neoproterozoicos, bacias do tipo *rift* com fragmentos de fundo oceânico e vulcanismo bimodal e bacia sedimentar intracratônica. Neste conjunto de ambientes foi gerada uma grande variedade de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas de composições variadas como gnaisses ortoderivados (sienograníticos a tonalíticos), gnaisses paraderiva-

dos (calcissilicáticas, kinzigitos e gonditos), máficas, ultramáficas, xistos de composições variadas e sedimentos fluviais e marinhos, com grandes possibilidades metalogenéticas.

Para a interpretação dos dados geoquímicos, foram utilizadas as análises de fatores de correlação uni elementares para a aferição do grau de afinidade de um elemento em relação aos demais resultando em grupamentos de elementos com maior ou menor afinidade geoquímica.

A tabela 5.3 mostra a segregação dos elementos pela análise de fatores, indicando

Tabela 5.3 – Segregação de fatores para amostras de sedimento de corrente. Os valores em vermelho mostram as melhores correlações.

	Fator A	Fator B	Fator C	Fator D
Al	0,40	-0,08	0,36	0,72
Ba	0,46	0,40	0,47	0,37
Be	0,62	0,09	0,30	0,50
Bi	0,47	0,10	-0,11	0,41
Ce	0,09	0,22	0,91	0,18
Co	0,29	0,35	0,25	0,72
Cr	-0,03	0,12	0,20	0,84
Cs	0,85	0,10	0,09	0,29
Cu	0,16	0,27	0,19	0,75
Fe	0,04	0,47	0,21	0,38
Ga	0,26	-0,04	0,61	0,63
K	0,50	0,71	0,31	-0,02
La	0,09	0,24	0,92	0,10
Li	0,73	0,03	0,21	0,42
Mn	-0,02	0,79	0,19	0,24
Mo	0,10	0,05	0,18	0,27
Ni	0,31	0,06	0,03	0,78
P	0,37	0,24	0,47	0,35
Pb	0,29	-0,15	0,35	0,57
Rb	0,58	0,67	0,31	-0,02
Sb	0,07	-0,05	-0,12	0,29
Sc	0,25	0,08	0,43	0,70
Sn	0,31	-0,11	0,24	0,49
Sr	0,23	0,64	0,24	0,07
Th	-0,02	0,20	0,90	0,17
Ti	-0,20	0,81	0,23	0,03
U	0,20	0,09	0,85	0,29
V	0,13	0,18	0,29	0,65
Y	0,37	0,26	0,77	0,30
Zn	0,36	0,54	0,22	0,44
Zr	-0,16	-0,14	0,47	-0,04
Expl.Var	3,94	3,94	6,18	6,52
	13%	13%	20%	21%

os conjuntos responsáveis pela variância das amostras. Dependendo do elemento, os resultados das análises podem ser fornecidos em parte por milhão ou porcentagem, por este motivo, os dados foram padronizados em escala logarítmica. As amostras apresentaram 4 fatores responsáveis por 66% da variância do sistema. Foi considerado valor significativo de correlação dos elementos aquele com resultado a partir de 0.70. A análise foi calibrada com a rotação Varimax normalizada, a qual apresenta as melhores correlações das variáveis em relação aos fatores.

O fator A, com 13% da variância do sistema, possui altos valores de correlação para Cs e Li. Estes elementos podem representar uma associação geoquímica em argilas. O fator B, que possui 13% da variância do sistema apresenta K, Mn e Ti com valores significativos de correlação, em uma associação geoquímica que pode estar relacionada à alteração hidrotermal, pegmatitos ou granitoides ricos em potássio. O fator C (20% da variância do sistema) possui altas correlações

de Ce, La, Th, U e Y, associação de elementos que podem estar relacionados a rochas alcalinas, granitoides alcalinos ou sedimentos. O fator D (21% da variância do sistema) possui Al, Co, Cr, Cu e Ni com valores significativos de correlação. A associação Ni-Cu-Co pode estar relacionada às rochas máfico-ultramáficas. Al pode estar, juntamente com Ni e Ca, relacionado a complexos gabro-anortosíticos.

### 5.3.3 - Mapas Interpretativos das Associações Geoquímicas e Detalhamento de Alvos

Nas figuras 5.5 até 5.7 estão apresentadas as principais áreas anômalas para as associações encontradas pela análise de fatores. A classificação de 1ª e 2ª ordem se deve a discriminação do histograma de frequência do fator. Nas tabelas 5.4 a 5.6 estão listados os resultados analíticos completos das amostras utilizadas no tratamento. Nas figuras 5.8 a 5.13 estão dispostas as distribuições uni-elementares para Cu, Mn, Ni, P, Pb e Zn.

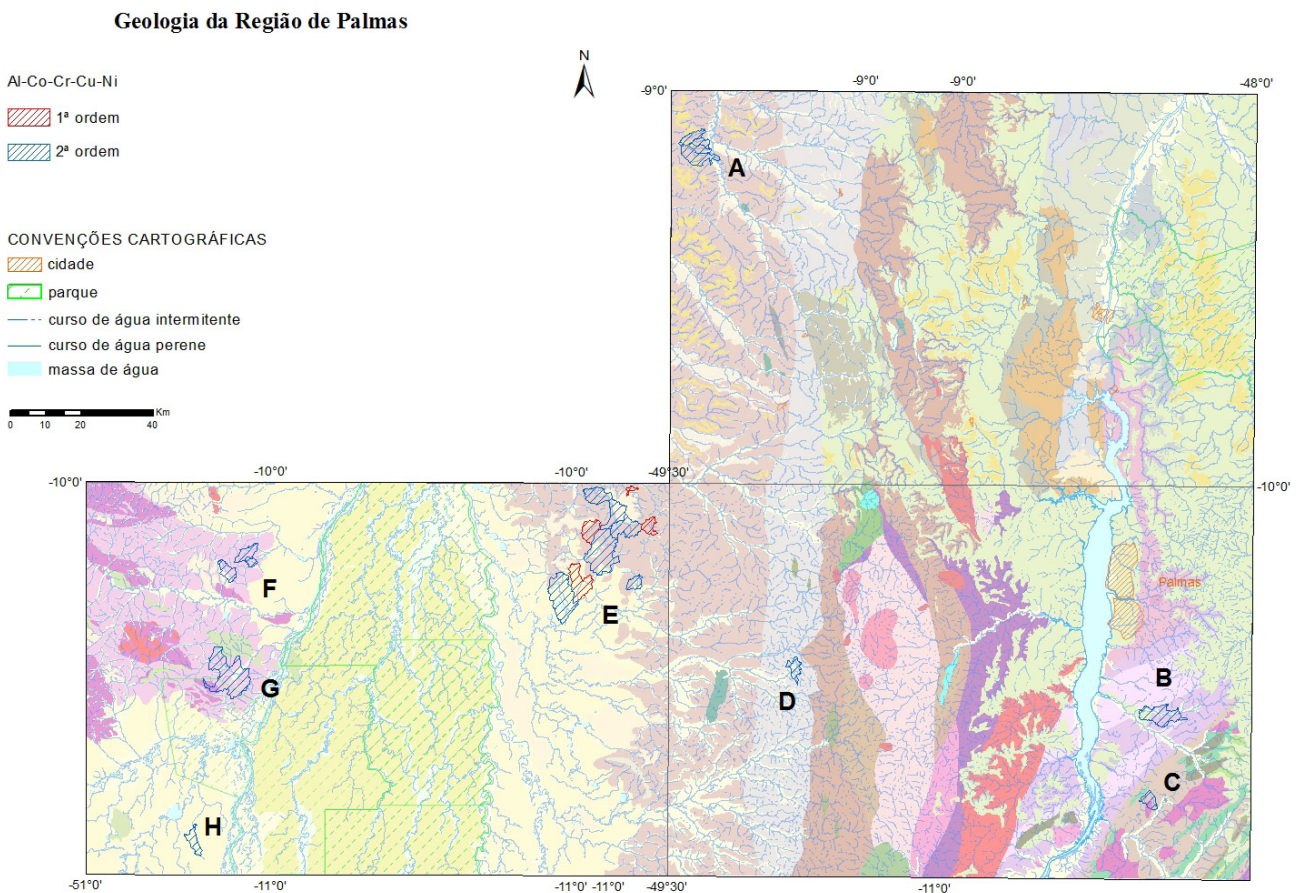


Figura 5.5 – Mapa geológico simplificado com as principais áreas anômalas para a associação entre Al-Co-Cr-Cu-Ni.



**Geologia da Região de Palmas**

Ce-La-U-Th-Y  
 1ª ordem  
 2ª ordem

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS  
 cidade  
 parque  
 curso de água intermitente  
 curso de água perene  
 massa de água

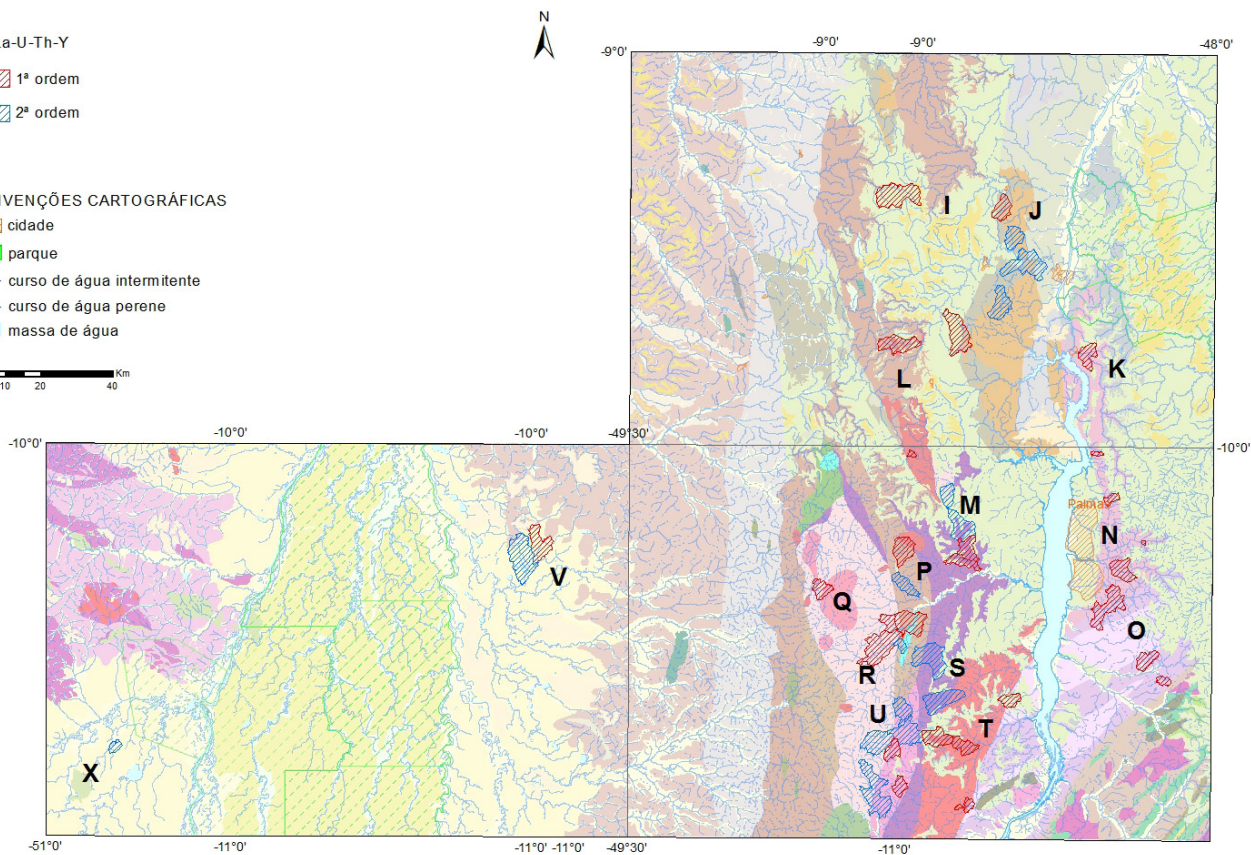
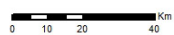


Figura 5.6 – Mapa esquemático com as principais áreas anômalas para a associação entre Ce-La-U-Th-Y.

**Geologia da Região de Palmas**

Ti-Rb-K-Mn  
 1ª ordem  
 2ª ordem

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS  
 cidade  
 parque  
 curso de água intermitente  
 curso de água perene  
 massa de água

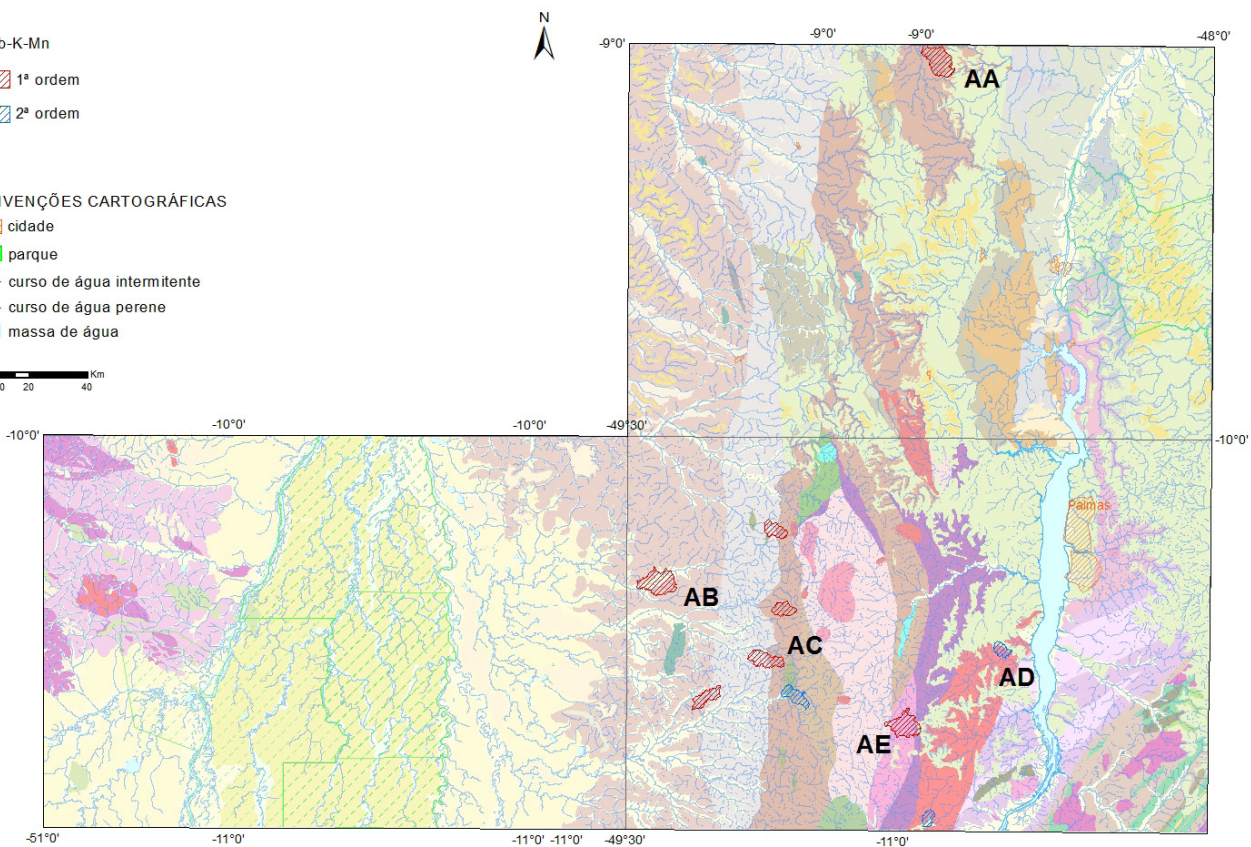


Figura 5.7 – Mapa esquemático com as principais áreas anômalas para a associação entre Ti-Rb-K-Mn.

Tabela 5.4 – Relação de amostras anômalas da figura 5.5, referente a associação Al-Co-Cr-Cu-Ni.

Alvo	A			B			C			D			E			F			G		H					
	GIQ 399	GIQ 398	GIQ 397	GIQ 492	GIP 141	GIP 115	GIO 376	GIY 743	GIY 710	GIS 435	GIY 726	GIS 454	GIS 455	GIS 448	GIS 447	GIS 219	GIS 281	GIS 241	GIY 692	GIY 941						
Bacia Km	20	10	9	14	30	15	14	60	35	10	70	44	30	12	4	15	5	18	80							
UTM_E	676428	674936	675154	709269	805574	800624	700998	688447	640581	655036	648530	647267	649592	658749	652316	541436	547914	535106	530329							
UTM_N	8985916	8987339	8990928	8960878	8829849	8802267	8843257	8860245	8866735	8864696	8872467	8889367	8882794	8880037	8892425	8867056	8875709	8872125	8846498	8796353						
Ag	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01						
Al	5,9	6,25	2,99	0,55	1,03	2,37	1,06	7,53	13,83	2,04	5,38	4,29	2,82	3,04	4,76	2,21	2,39	1,45	4,29							
As	7	<1	2	<1	1	<1	3	<1	<1	<1	<1	<1	<1	27	<1	<1	<1	<1	<1							
Au	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1							
B	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10							
Ba	140	61	65	29	78	29	21	34	37	14	27	32	27	87	42	38	71	124	95							
Be	2,9	1,6	0,7	0,6	0,2	0,7	0,4	4,8	3,7	0,8	0,4	1,6	0,9	1	1,2	0,6	1,5	0,6	2,6							
Bi	0,25	0,21	0,23	0,17	0,03	0,07	0,06	0,2	0,3	0,07	0,19	0,13	0,12	0,41	0,22	0,06	0,07	0,07	0,1							
Ca	0,21	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	<0,01	0,01	0,02	0,02	<0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,13	<0,01							
Cd	0,11	0,03	0,14	0,06	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,02	<0,01	0,07	<0,01	0,01	<0,01	0,01	0,02	0,06	<0,01							
Ce	62,12	88,05	44,33	37,56	124,3	21,99	5,09	287,42	101,57	8,05	17,12	94,05	15,84	128,46	66,03	41,88	18,37	53,86	61,11							
Co	29,7	7,9	12,3	4,2	10	12,4	4,7	3,4	15	3,5	3,7	5,2	4,3	28,6	6,7	6	6	21	6,7							
Cr	161	112	141	15	91	98	66	65	154	66	83	94	111	526	268	53	57	190	87							
Cs	3,87	4,38	1,67	0,58	0,12	0,45	0,48	0,32	0,28	0,32	0,18	0,2	0,18	0,51	2,22	0,31	0,18	1,82	3,32							
Cu	51,3	50,1	39	6,5	19,6	29,8	8,3	59	46,3	11	20,5	59,7	14,9	54,1	39,3	23,7	19,5	28,7	10,3							
Fe	10,3	1,4	5,39	2,06	3,22	4,17	1,34	0,2	1,27	1,35	1,44	0,77	1,59	>15	6,15	1,16	1,23	3,52	0,51							
Ga	22,8	21,1	12,6	2,5	6,6	9,9	3,6	20,3	36,6	7,5	17,6	14	10,9	29,7	20,3	10,9	8	12,1	6,9							
Ge	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1							
Hf	0,27	0,16	0,36	0,12	<0,05	0,06	0,05	0,07	<0,05	0,07	0,16	0,28	<0,05	0,68	0,29	<0,05	<0,05	<0,05	0,2							
Hg	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,02	<0,01	0,05	0,02	0,01	0,03	0,07	0,03	0,06	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01							
In	0,09	0,08	0,06	<0,02	0,02	0,03	<0,02	0,07	0,14	0,03	0,07	0,07	0,05	0,16	0,08	0,03	<0,02	0,03	0,06							
K	0,13	0,05	0,05	0,05	0,03	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,02	<0,01	0,02	0,02	0,04	0,02	0,01	0,02	0,02							
La	21,1	30,5	11,8	11	45,8	7,9	2,2	105,9	32,1	2,5	5,1	35,6	3,4	6,7	10,8	17,9	8,4	23,4	26,2							
Li	23	16	11	2	1	6	5	9	7	7	6	5	6	4	13	4	4	9	22							
Mg	0,12	0,04	0,04	0,01	0,04	0,03	0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,1	0,02							
Mn	1400	84	326	142	749	345	148	30	210	148	71	81	76	714	286	88	110	74	321							
Mo	1,75	0,41	1	0,38	0,72	0,59	0,59	0,6	0,83	0,59	0,6	0,82	0,44	0,38	1,11	0,44	0,38	0,51	0,28							
Na	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01							
Nb	0,44	0,36	4,43	0,43	0,46	0,49	0,08	1,1	1,91	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	1,2	0,21	<0,05	<0,05	1,82	3,28							
Ni	86,4	91,2	110	3,7	15,8	25,8	34,3	19,3	33,9	23	14,1	33,9	21,4	104,7	48,9	15,8	17	23,3	20,3							
P	379	269	199	102	209	256	92	1892	84	<50	111	340	187	435	188	189	190	182	147							
Pb	23,3	16,9	12,7	4,8	5,7	5,2	4,8	35,8	52,2	7,4	14,1	47	14,5	41,6	16,4	18,1	12,1	11,5	21,4							
Pd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1							
Pt	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1							
Rb	18,2	9,5	10	4,7	5,4	2	0,8	0,5	0,4	0,5	0,8	0,6	0,8	1,4	0,7	0,5	0,7	8,9	3,7							
Re	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1							
S	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,06	0,03	<0,01	<0,01	0,04	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,02	0,01							
Sb	0,42	0,19	0,43	0,13	0,23	0,1	0,24	0,26	0,18	0,25	0,19	0,19	0,22	1,31	0,44	0,16	0,14	0,07	0,08							
Sc	15,3	13,5	8,1	2,2	5,1	10,6	1,1	8,1	15,9	2,6	9,1	5,4	3,7	23,4	14,5	6,9	3	9,8	13,3							
Se	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	3	<1	<1	<1	2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1							
Sn	3,2	3,2	2,7	0,8	0,5	1,1	1	2,7	4,9	1,3	1,2	2,3	1,5	2,7	2,8	1,2	0,9	3,3	3,3							
Sr	11,6	2,3	2,8	1,9	5,4	2,4	2,4	1,6	1,5	<0,5	<0,5	2	<0,5	3,3	<0,5	4,7	<0,5	1,1	10,2							
Ta	<0,05	<0,05	0,4	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,15	0,62	<0,05	<0,05	1,75	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,75	0,59							
Te	0,07	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,07	<0,05	<0,05	<0,05	0,3	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05							
Th	13,9	8,2	7,4	4,3	15,9	3,1	1,6	3,6	17	2,5	7,6	2,9	3	10	9,6	4,9	3,1	4,7	6,8							
Ti	0,02	0,01	0,09	0,02	0,04	0,06	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,02	<0,01	0,02	0,09	0,05	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01							
Tl	0,28	0,14	0,15	0,07	0,03	0,03	<0,02	<0,02	2,95	0,48	0,02	<0,02	0,02	0,11	0,38	0,02	<0,02	0,07	0,1							
U	2,9	1,42	0,78	1,05	1,01	0,46	0,25	3,79	2,95	0,48	1,52	2,06	0,48	1,37	0,83	0,7	1,94	1,62	2,98							
V	154	50	98	17	51	114	26	51	100	67	70	59	83	424	129	33	14	73	18							
W	<0,1	<0,1	0,3	<0,1	0,1	<0,1	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,3							
Y	10,52	21,87	4,55	4,04	4,72	7,52	1,43	69,82	20,57	1,37	2,86	22,14	1,91	3,88	4,44	5,72	3,21	16,57	12,47							
Zn	36	20	32	9	16	15	8	7	8	9	9	8	10	24	17	7	12	14	9							
Zr	9,7	6,8	13,1	3,8	0,6	2,3	<0,5	6,7	28,4	7,7	15,9	6,8	6,6	40,9	20,7	2,4	1,8	6,8	1,6							
Contexto Geológico	Fm Couto Magalhães															Fm Couto Magalhães					Complexo Santana do Araguaia					Araguaia

Tabela 5.5 – Relação de amostras anômalas da figura 5.6, referente a associação Ce-La-U-Th-Y.

Ano	I	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	X
NumLab	914	834	434	533	227	533	527	327	327	327	327	327	327	327
Bacia	64,64	25,26	22,40	25,26	22,40	25,26	22,40	25,26	22,40	25,26	22,40	25,26	22,40	25,26
UTM_E	72001	76916	77089	77089	76916	72001	76916	77089	77089	76916	72001	76916	77089	77089
UTM_N	883374	884443	889235	889235	884443	883374	889235	889235	884443	883374	889235	889235	884443	883374
Ag	0,84	0,49	0,16	0,26	0,21	0,26	0,21	0,26	0,21	0,26	0,21	0,26	0,21	0,26
Al	9	4	<1	5	<1	13	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Au	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ba	19	10	10	22	16	131	52	25	30	33	32	44	74	76
Be	1,4	0,2	0,1	0,4	0,2	1,3	0,2	0,2	0,4	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4
Bi	0,13	<0,02	<0,02	0,03	0,11	<0,02	0,09	0,02	0,04	0,04	0,04	<0,02	0,03	0,03
Cu	0,01	<0,01	0,02	0,01	0,13	0,04	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
Cd	0,02	0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,04	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	0,01	0,02
Ce	317,82	147,49	245,03	652,1	260,23	354,82	119,03	166,15	275,89	310,52	115,16	116,48	122,17	239,78
Co	4,6	2,7	1,6	3,7	1,7	1,4	1,9	2,5	3,7	2,9	2,4	2,5	3,7	2,9
Cr	41	27	14	24	16	37	12	35	30	20	20	18	14	9
Cs	0,81	0,34	0,16	0,31	0,22	1,51	0,2	0,39	0,29	0,65	0,76	0,62	0,46	0,45
Cu	6,7	4	1,8	2,2	4,9	16,2	2,4	8	22,4	5,8	3,7	3,2	3	1,9
Fe	4,84	3,28	1,46	3,01	1,38	3,98	1,64	3,66	2,07	1,71	1,59	1,54	1,63	2,55
Ga	8,7	4,9	4,7	10,5	4,6	10,7	2,8	3,3	8,1	8	5,4	4	4,6	11,9
Ge	0,4	0,2	0,4	1	0,4	0,7	0,2	0,2	0,8	0,4	0,2	0,2	0,2	0,1
Hf	0,14	0,13	0,1	0,28	0,09	0,07	0,17	0,24	1,61	0,1	0,06	0,07	0,14	0,13
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
In	0,03	<0,02	<0,02	<0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,03	0,02	0,01	0,03	0,11	0,1	0,06	0,06	0,08	0,08	0,11	0,1	0,06	0,08
La	134,3	59,3	121,7	246,1	135	189,8	46,2	82,3	145,7	152,7	73,6	55,3	44,7	56,4
Li	5	2	2	2	2	14	3	2	2	2	3	4	4	4
Mg	0,01	<0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,04	0,02
Mn	1,53	2,13	1,62	2,37	1,57	3,454	2,33	2,55	2,67	1,68	1,13	1,86	2,84	4,10
Mo	1,62	1,22	0,58	1,09	0,52	2,26	0,45	0,29	0,62	0,61	0,56	0,34	0,44	1,26
Na	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Nb	0,84	0,27	0,34	0,62	0,43	0,42	1,9	1,01	5,66	0,75	0,48	0,52	1,81	5,92
Ni	6,19	5,1	6,5	6,5	14,7	3,8	4,8	5,4	4,1	4,5	5,4	4,1	4,5	5,4
P	6,16	1,95	1,80	4,67	3,27	6,42	14,7	12,9	20,1	27,0	17,4	16,6	13,1	9,3
Ph	8	6,8	2,3	4,1	3	8,8	3,6	5,2	15	4,1	6,8	3	11,6	13,7
Pd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Pt	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Rb	3,7	2,1	1,9	3,2	2,5	12	8,7	5,5	7	9,7	10,5	10,2	18	33,4
Re	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
S	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Sh	0,29	0,18	0,05	0,07	0,09	0,2	<0,05	0,19	0,18	0,09	<0,05	0,08	0,05	0,08
Se	4,9	2,2	0,9	1,5	1,3	4,9	1,8	2,4	1,9	1,4	1,5	1,1	2	3,5
Sn	0,8	0,6	0,5	0,8	0,8	1,3	0,4	2,2	1,9	0,9	1,1	0,4	0,8	1,3
Sr	3,8	1,6	1,5	2,5	2,8	12,4	3,4	2,4	3,4	3,3	3,1	9	10,5	3,6
Ta	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Te	0,09	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Th	52,3	23	35,8	100,9	31,5	59,5	22,4	24,4	52,2	65,3	33,9	19,5	19,6	9,2
Ti	0,04	0,02	0,02	0,09	0,03	0,01	0,14	0,4	0,27	0,05	0,05	0,05	0,19	0,14
Tl	0,03	0,02	<0,02	0,03	<0,02	0,13	0,04	<0,02	0,03	<0,02	0,02	0,02	0,05	0,1
U	3,98	2,43	3,24	7,73	3,4	4,97	1	3,41	4,9	6,11	3,17	2,57	1,41	0,69
V	72	34	5	29	7	59	7	69	21	29	17	11	5	52
W	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Y	16,97	7,73	12,08	29,25	14,09	23,84	7,24	12,54	18,32	35,3	15,62	10,49	5,45	11,22
Zn	14	5	3	7	10	31	13	9	18	7	10	7	13	39
Zr	8,1	4,9	3,8	10,7	4,9	1,7	5,3	7,4	9,26	3,5	2,3	2,7	5,1	12,8
Composi- Geo- co														

Tabela 5.6 – Relação de amostras anômalas da figura 5.7, referente a associação Ti-Rb-K-Mn.

Alvo	AA	AB		AC			AD	AE	
NumLab	GIP 957	GIO 306	GIO 347	GIO 368	GIO 359	GIO 290	GIO 283	GIO 542	GIO 547
Bacia	50,78	53,56	19,05	23,46	19,25	31,74	18,39	13,54	43,29
UTM_E	747641	676024	682846	703262	705804	700098	710589	771062	742895
UTM_N	9002250	8856091	8820186	8869659	8845782	8833752	8823314	8832220	8816561
Ag	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Al	0,55	0,15	0,13	0,72	0,29	0,23	0,29	0,48	1,81
As	<1	1	<1	<1	<1	1	<1	<1	1
Au	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
B	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ba	33	9	8	54	15	13	16	100	131
Be	0,4	<0,1	<0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	1,1
Bi	0,09	0,11	0,2	0,04	0,15	0,12	0,02	<0,02	0,03
Ca	0,03	<0,01	0,01	0,3	0,03	0,01	0,11	0,02	0,11
Cd	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	0,03	<0,01	0,02
Ce	18,9	8,81	54,51	58,74	55,63	44,06	8,77	36,15	337,06
Co	3,5	2,1	2,2	4,3	3,2	3,5	4	4,3	11,9
Cr	26	17	18	111	34	24	39	17	55
Cs	0,99	0,14	0,15	0,3	0,39	0,27	0,13	0,15	0,63
Cu	17,5	11,8	8,6	8,9	7,2	10,2	6,8	22,3	35,2
Fe	2,43	1,75	2,21	4,36	2,76	2,13	2,16	3,38	4,65
Ga	2,4	1,1	1,4	3,3	2	1,5	1,4	3,4	13,8
Ge	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,9
Hf	0,18	0,1	0,19	0,25	0,1	0,09	0,06	0,67	0,38
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01
In	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,02	0,03
K	0,14	0,02	0,02	0,13	0,04	0,03	0,03	0,18	0,15
La	8,5	4	28,5	32,7	28,2	22,2	4,2	14,1	175,7
Li	5	<1	<1	3	2	1	1	2	4
Mg	0,13	<0,01	<0,01	0,16	0,04	0,02	0,11	0,02	0,16
Mn	444	383	578	277	522	481	256	603	543
Mo	0,98	0,32	0,36	0,51	0,46	0,34	0,26	0,44	0,85
Na	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	<0,01	<0,01	0,04	0,02	0,04
Nb	3,16	1,11	2,49	0,99	4,95	3,92	2,23	2,83	1,88
Ni	9,9	3,7	2,8	12,3	7,6	5,2	8,4	3,7	10,3
P	56	<50	<50	115	70	<50	50	<50	414
Pb	4	4,7	7,9	4	6,4	2,6	<0,2	6,1	9,9
Pd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Pt	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Rb	12,3	1,5	1,4	6,5	5,1	2,5	2,1	10,7	22,7
Re	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
S	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Sb	0,12	0,17	0,18	0,19	0,89	0,13	0,58	0,07	0,22
Sc	2,6	0,6	0,9	2,5	1,4	1,1	1,6	2,1	7,3
Se	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1
Sn	0,5	0,7	0,6	0,9	1	0,9	1	0,6	2,5
Sr	2,9	1,1	1,1	23,1	2,1	1,5	3,3	7,2	14,8
Ta	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Te	0,06	<0,05	<0,05	<0,05	0,06	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Th	3,2	1,4	6,2	7,2	5,8	5,3	2,2	5,9	93,7
Ti	0,4	0,29	0,74	0,41	0,82	0,64	0,46	1,23	0,5
Tl	0,07	<0,02	<0,02	<0,02	0,69	0,09	0,09	<0,02	0,05
U	0,44	0,18	0,42	0,8	0,47	0,4	0,26	0,32	3,72
V	17	6	7	97	21	14	34	26	86
W	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,4	<0,1	0,2	<0,1	0,2
Y	3,74	1,58	4,85	6,01	3,49	2,93	1,95	2,94	29,99
Zn	21	9	17	12	16	16	11	28	32
Zr	7,7	<0,5	<0,5	4,3	<0,5	<0,5	<0,5	11	11,4
Contexto Geológico									

**Mapa de Distribuição do Cobre**

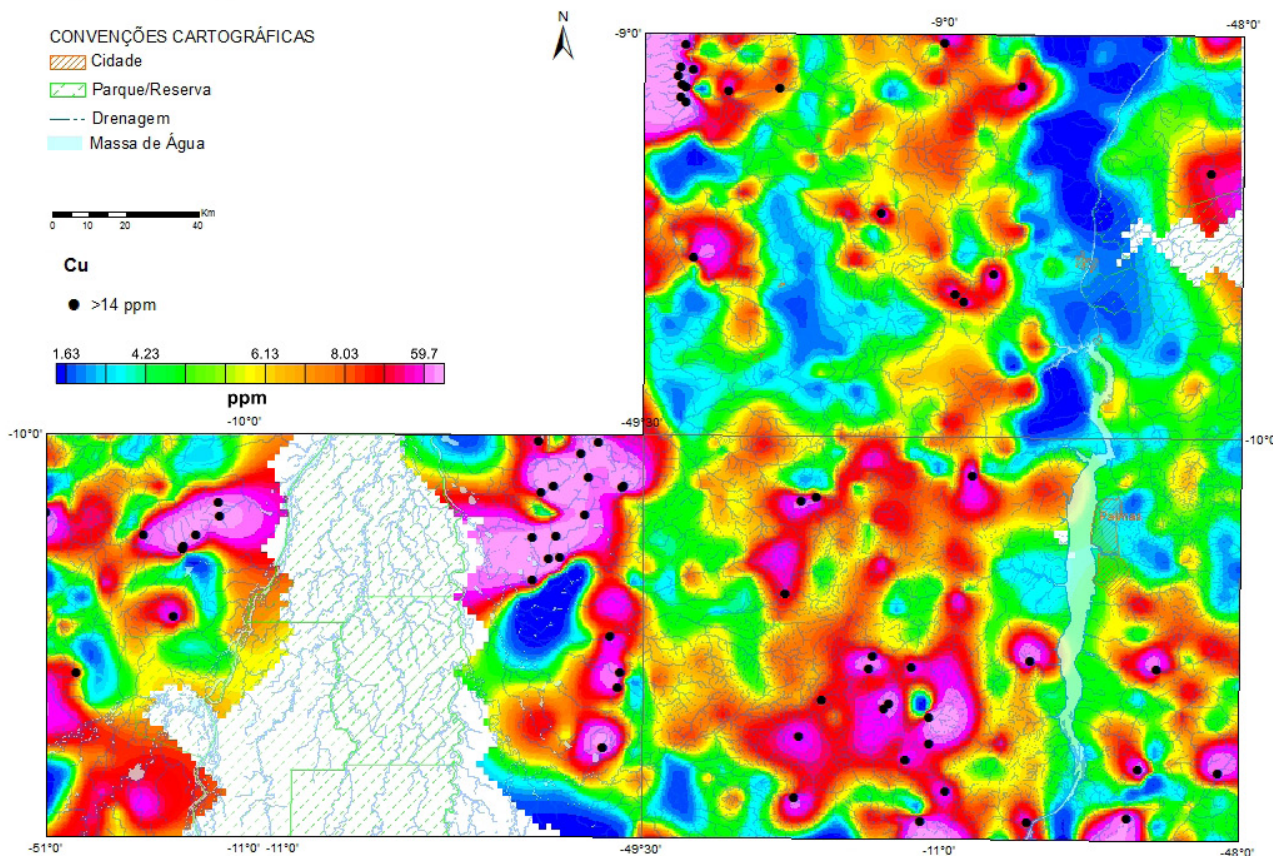


Figura 5.8 – Mapa de distribuição do cobre.

**Mapa de Distribuição do Manganês**

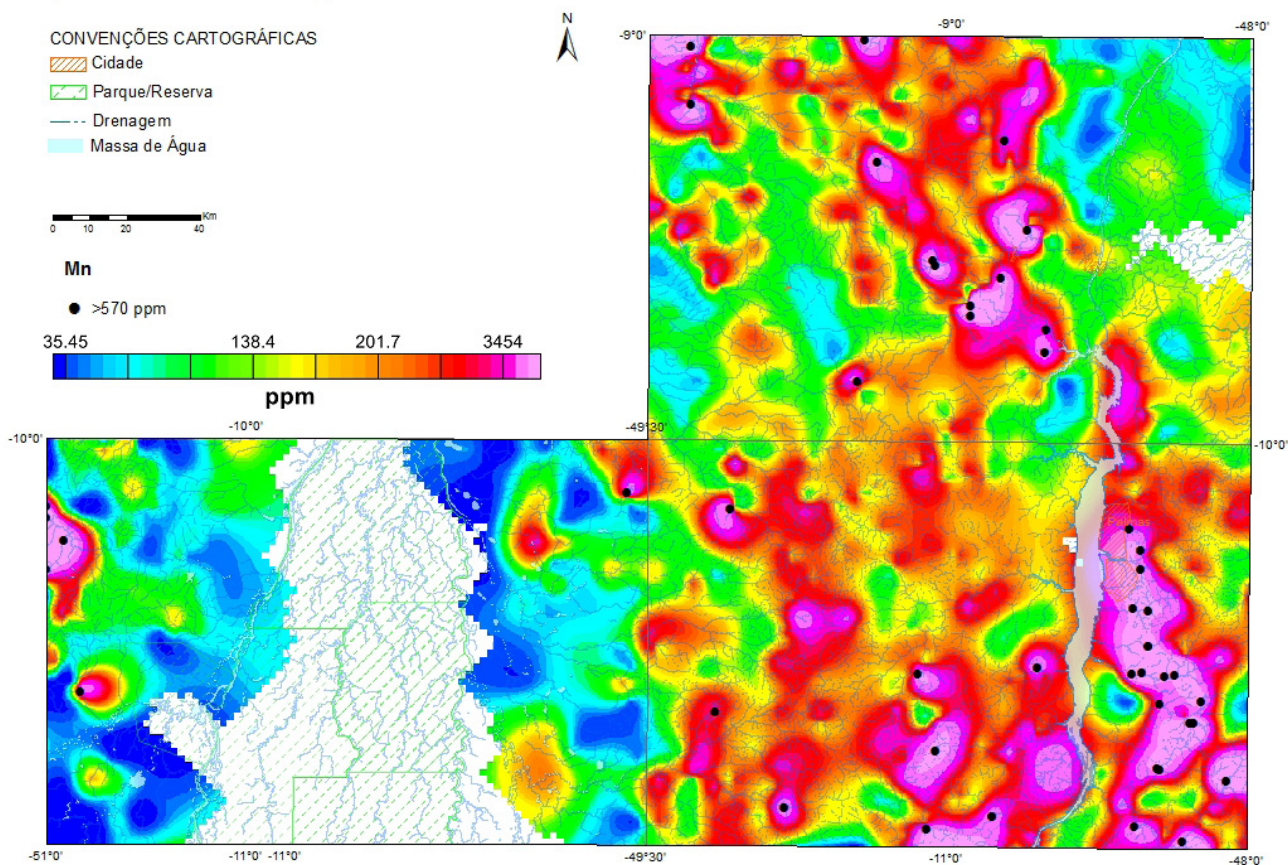


Figura 5.9 – Mapa de distribuição do manganês.

### Mapa de Distribuição do Níquel

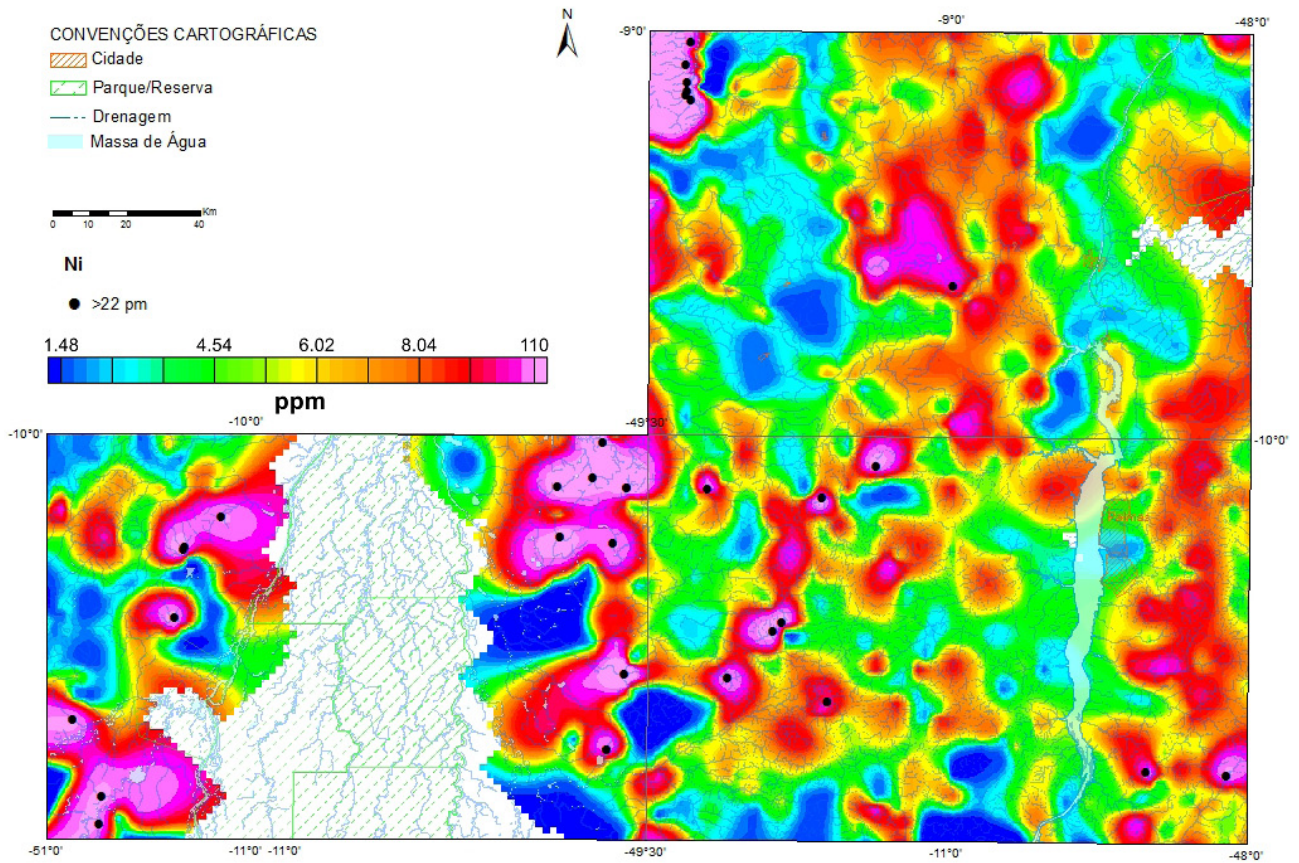


Figura 5.10 – Mapa de distribuição do níquel.

### Mapa de Distribuição do Fósforo

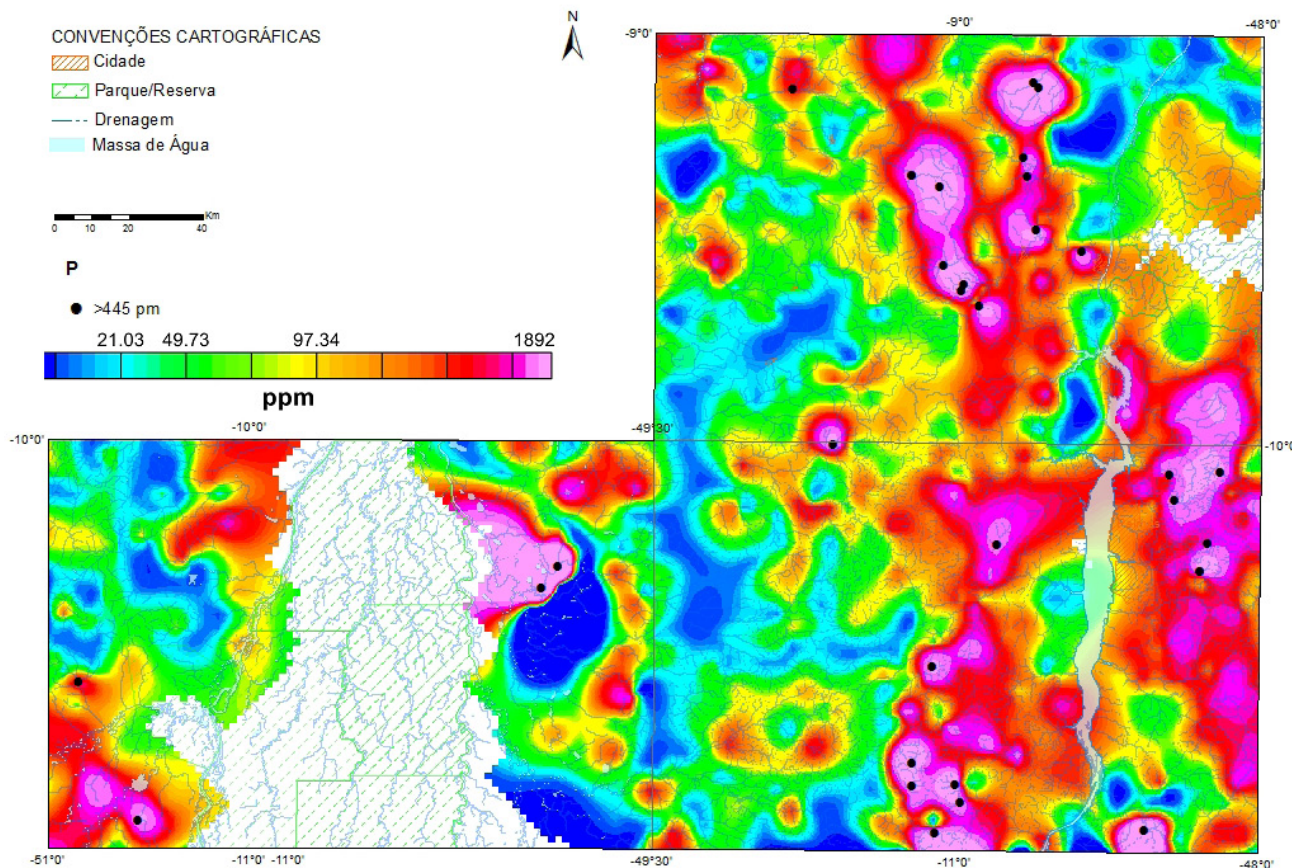


Figura 5.11 – Mapa de distribuição do fósforo.

**Mapa de Distribuição do Chumbo**

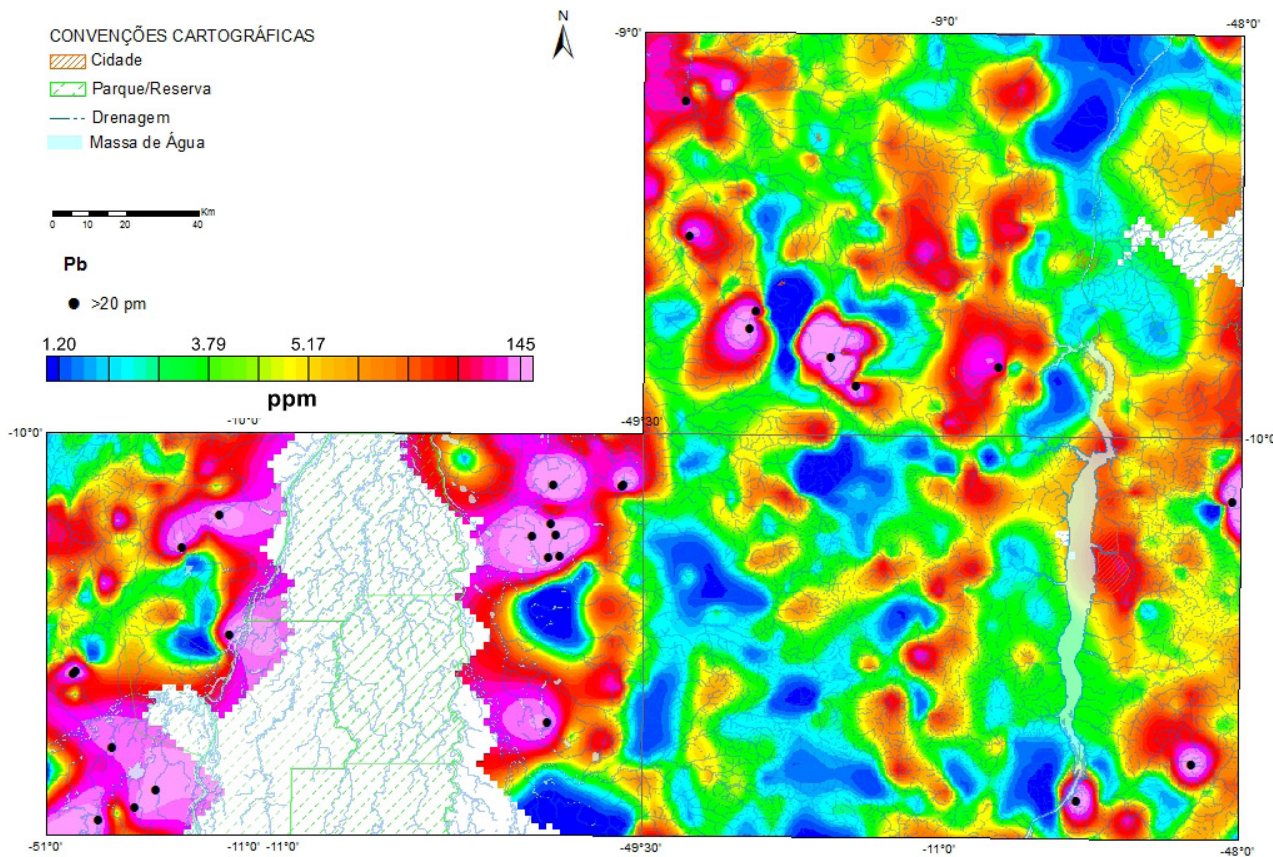


Figura 5.12 – Mapa de distribuição do chumbo.

**Mapa de Distribuição do Zinco**

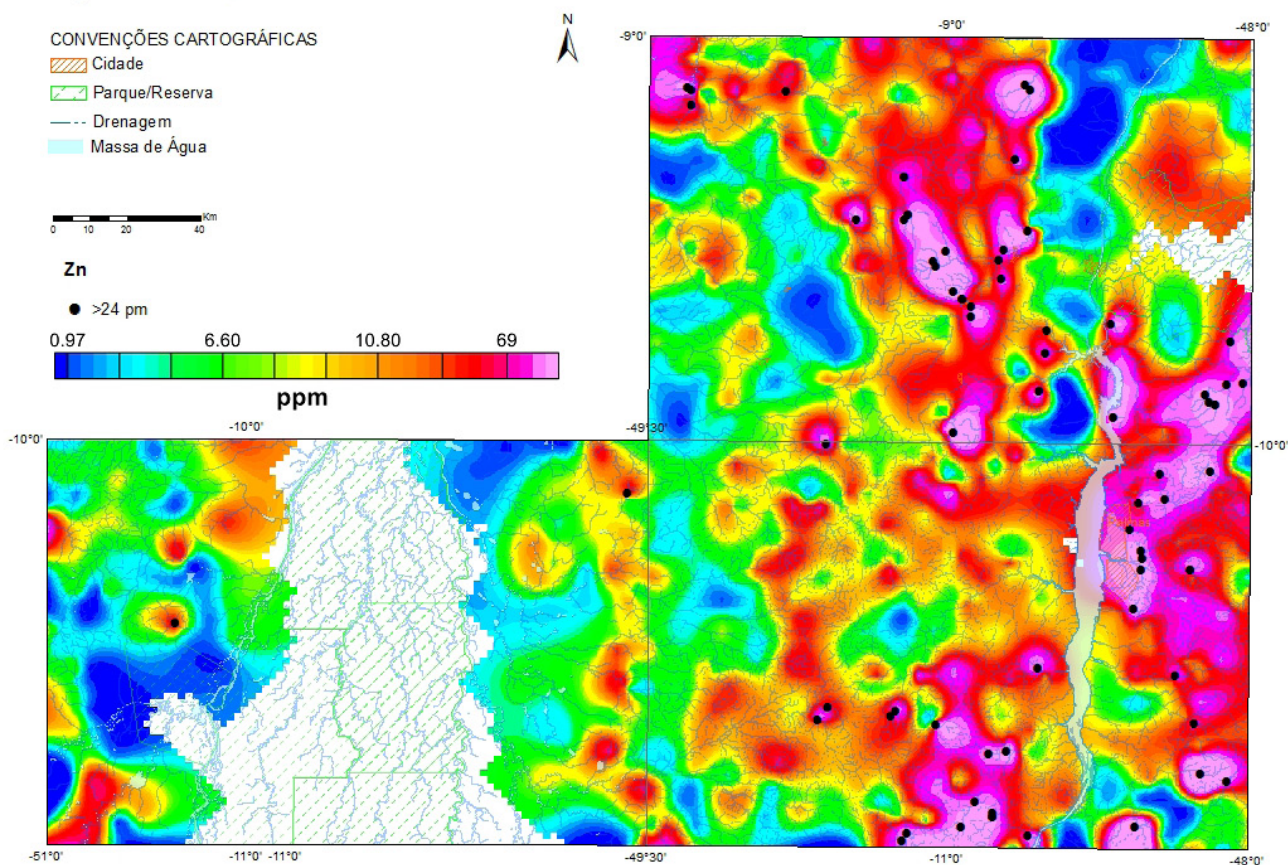


Figura 5.13 – Mapa de distribuição do zinco.

## 6 – RECURSOS MINERAIS

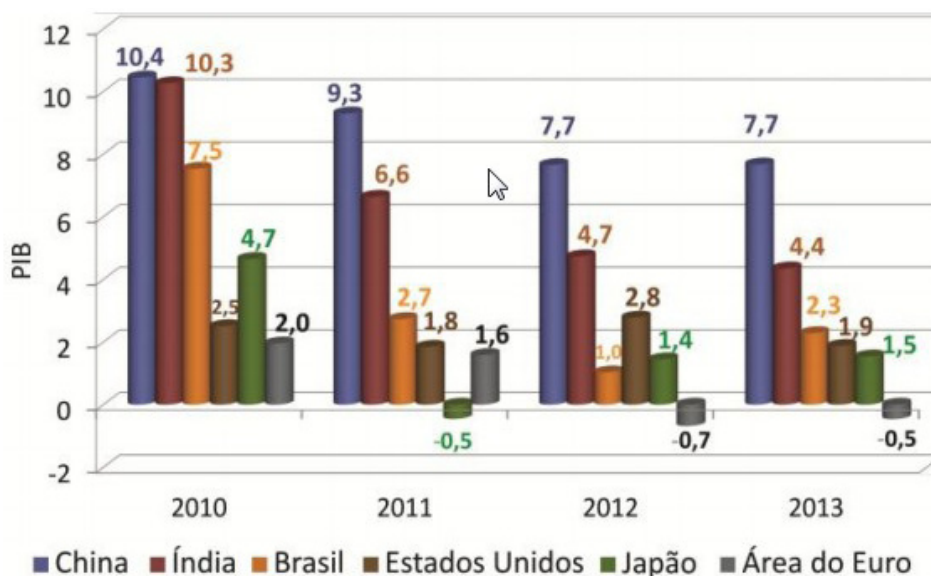
Foram identificados na área do projeto 150 jazimentos minerais, classificados nas categorias de indício, ocorrência, depósito, jazida e mina. Barbosa et al. (1966) citam a ocorrência de veios de quartzo com pirita e potencial para jazimento aurífero, além de cristal de rocha, diamante e calcário no limite Sudeste da folha SC.22. O Projeto Aerogeofísico Brasil-Canadá - PGBC, realizado na década de 1970, que contemplou também um robusto levantamento geoquímico de sedimento de corrente, constituiu-se em marco da indicação de alvos para prospecção, com a identificação, à luz dos conhecimentos geológicos da época, de mais de uma centena de zonas anômalas. Outro projeto de grande envergadura e que, juntamente com o PGBC, serviu de base para o um grande número de requerimentos de pesquisa por parte das mineradoras, foi o Projeto Leste do Tocantins-Oeste do São Francisco-Projeto - LETOS, também realizado na década de 1970. Este conjunto de ações estimulou a vinda, para o Brasil, de empresas multinacionais que, juntamente com as empresas de capital nacional e empresas estaduais de mineração, foram responsáveis por grande número de projetos de pesquisa mineral na década de 1970. Desta época aos dias atuais a mineração passou por oscilações relacionadas às variações do mercado internacional e de ingerências institucionais.

### 6.1 - PANORAMA DA MINERAÇÃO NO BRASIL

Nos últimos anos assistimos a uma desaceleração do setor mineral que, apesar não ser o principal componente do PIB nacional, tem um importante papel na composição das riquezas do país. Uma rápida análise da figura 6.1 demonstra que entre os anos de 2010 e 2013, o PIB brasileiro reflete a desaceleração do crescimento do Brasil que acompanhou a desaceleração do crescimento mundial. Entretanto, quando analisamos o gráfico da figura 6.2, observamos que o setor mineral teve um forte declínio em relação aos demais setores da economia.

Apesar da extensão e diversidade de terrenos geológicos do território brasileiro, a participação do setor mineral em relação ao ranking das reservas mundiais é extremamente modesta, com destaque apenas para as reservas de nióbio, barita e grafita. Na figura 6.3 consta a participação do Brasil em relação a alguns bens minerais, principalmente metálicos. A tabela 6.1 apresenta uma relação das reservas brasileiras dos principais produtos minerais e sua participação no ranking mundial.

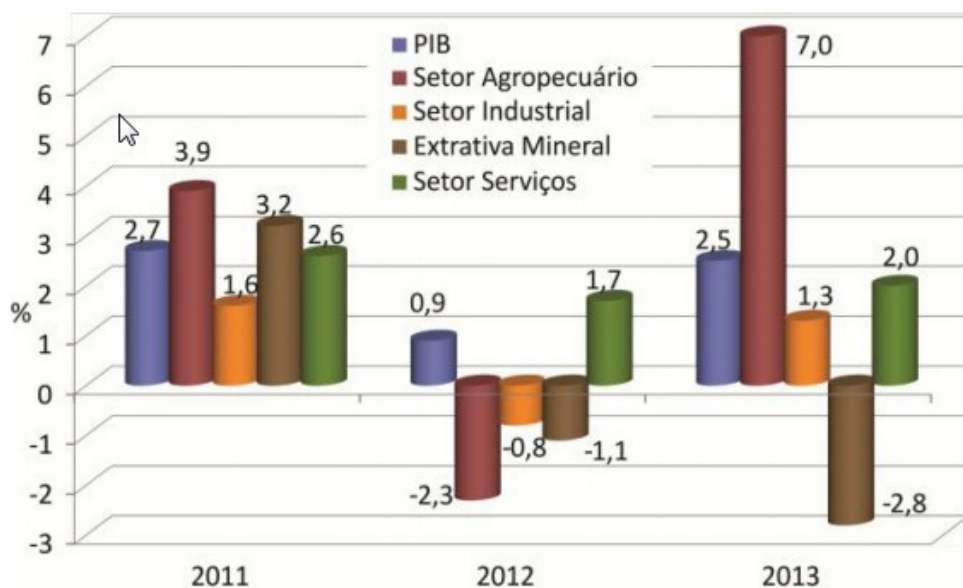
Apesar do Brasil possuir grande quantidade e diversidade de bacias sedimentares, ambiente onde se encontram as principais acumulações de manganês, o cenário não é diferente. A tabela 6.2 mostra que em termos de reservas, o Brasil se



Fonte: FMI-World Economic Outlook (abril/2014)

Figura 6.1 – Variação do PIB entre as principais economias desenvolvidas e emergentes, tendo como referência os anos de 2010 a 2013.

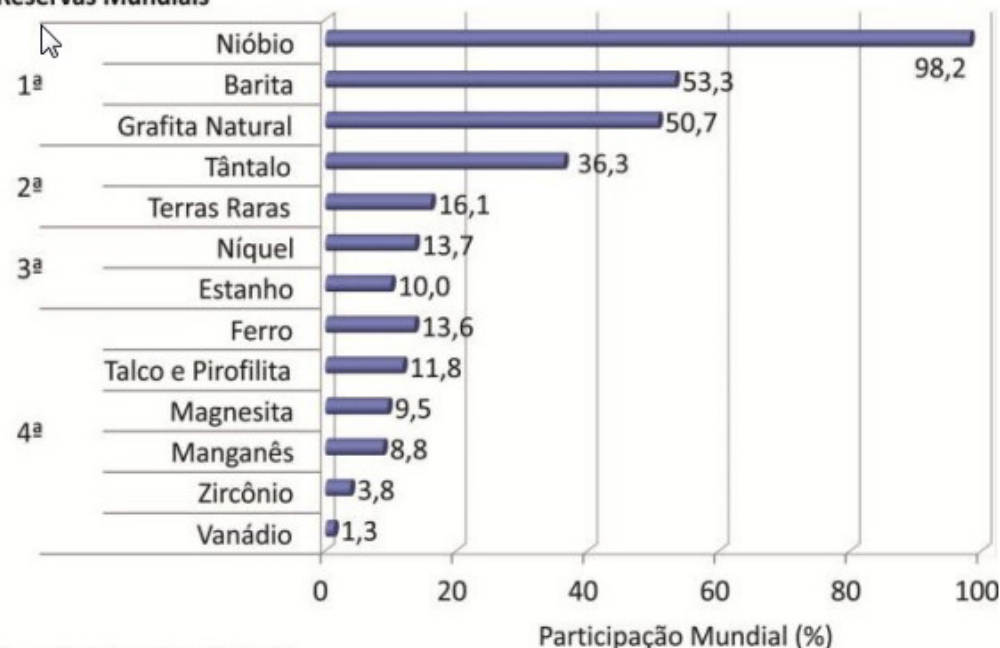




Fonte: IBGE

Figura 6.2 – Taxas reais de variação do PIB no Brasil, a preços de mercado, de 2011 a 2013.

#### Reservas Mundiais



Fonte: DNPM/DIPLAM, USGS

Figura 6.3 – Participação e posição do Brasil no ranking mundial das principais reservas minerais em 2013.

encontra atrás de países como o Quênia e a Namíbia, de dimensões territoriais muito inferiores.

A balança comercial brasileira vem apresentando declínio no saldo comercial nos últimos anos, saltando de US\$ 46,5 bilhões em 2006 para US\$ 2,6 bilhões em 2013. Neste período as exportações cresceram (75,7%), mas as importações cresceram de forma mais acentuada (162,3%).

No que se refere às importações brasileiras, a evolução da participação do setor mineral oscilou entre 7% a 10%, entre 2006 e 2010 com decréscimo de 2010 até 2013. A matriz das exportações e

importações brasileiras fundamenta-se no grupo de matérias primas e produtos intermediários (Fig.6.4).

Apesar de todo potencial do território brasileiro para depósitos minerais, o Brasil ainda é dependente da importação de grande quantidade destes recursos. Se por um lado houve crescimento das exportações, por outro as importações cresceram muito mais. Tanto as importações como as exportações estão ancoradas no grupo das matérias-primas e semimanufaturados. Tomando como base o ano de 2013, os gráficos das figuras 6.5 A e B permitem estabelecer uma comparação

Tabela 6.1 – Principais reservas minerais do Brasil e participação mundial - 2013.

Principais Reservas Minerais do Brasil 2013			
Substância	Unidade	Brasil	Mundo (%)
Alumínio <sup>1</sup>	10 <sup>6</sup> t	714	2,8
Barita <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup> t	422.000	53,3
Bentonita <sup>1</sup>	10 <sup>3</sup> t	35.704	nd
Berilo <sup>2</sup>	t	6.000	7
Calcário Agrícola <sup>1</sup>	10 <sup>3</sup> t	nd	nd
Carvão Mineral <sup>1</sup>	10 <sup>6</sup> t	3.232	0,4
Caulim <sup>1</sup>	10 <sup>6</sup> t	7.068	nd
Chumbo <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup> t	163	0,1
Cobalto <sup>2</sup>	t	77.500	1,1
Cobre <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup> t	11.145	1,6
Crisotila <sup>1</sup>	10 <sup>3</sup> t	10.167	nd
Cromo <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup> t	504	0,1
Diamante <sup>1</sup>	10 <sup>6</sup> ct	13,5	1,8
Diatomita <sup>1</sup>	10 <sup>3</sup> t	1.940	0,5
Estanho <sup>2</sup>	t	441.917	10
Feldspato <sup>6</sup>	10 <sup>6</sup> t	317	nd
Ferro <sup>1</sup>	10 <sup>6</sup> t	23.126	13,6
Fluorita <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup> t	2.086	0,9
Fosfato <sup>4</sup>	10 <sup>3</sup> t	315.000	0,5
Gipsita <sup>1</sup>	10 <sup>3</sup> t	291.807	nd
Grafita Natural <sup>1</sup>	10 <sup>3</sup> t	72.064	50,7
Lítio <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup> t	48	0,4
Magnesita <sup>1</sup>	10 <sup>3</sup> t	235.400	9,5
Manganês <sup>6</sup>	10 <sup>3</sup> t	50.029.000	8,8
MGP (Pt+Pd) <sup>3</sup>	Kg	3.700	0,01
Nióbio <sup>2</sup>	t	10.693.520	98,2
Níquel <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup> t	10.371	13,7
Ouro <sup>2</sup>	t	2.400	4,4
Potássio <sup>4</sup>	10 <sup>3</sup> t	12.979	2,5
Prata <sup>2</sup>	t	3.890	0,7
Rochas Ornamentais <sup>1</sup>	10 <sup>3</sup> t	nd	nd
Sal <sup>7</sup>	10 <sup>3</sup> t	21.630	nd
Talco e Pirofilita <sup>1</sup>	10 <sup>3</sup> t	44.010	11,8
Tântalo <sup>2</sup>	t	35.387	36,3
Terras Raras <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup> t	22.000	16,1
Titânio <sup>5</sup>	10 <sup>3</sup> t	2.600	0,4
Tungstênio <sup>2</sup>	t	23.804	0,7
Vanádio <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup> t	175	1,3
Vermiculita <sup>1</sup>	10 <sup>3</sup> t	6.300	10,2
Zinco <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup> t	1.783	0,7
Zircônio <sup>1</sup>	10 <sup>3</sup> t	2.566	3,8

Fonte: DNPM/DIPLAM. Informações reservas mundiais: USGS. 1 - Reserva lavrável de minério, 2 - Reserva lavrável em metal contido, 3 - Reserva lavrável em metal contido de Pt + Pd, 4 - Reserva lavrável em equivalente P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ou K<sub>2</sub>O, 5 - reserva lavrável de ilmenita+rutilo, em metal contido, 6 - Reserva medida em metal contido, 7 - reserva medida ou indicada; nd: dado não disponível.

entre a pauta de importação e a pauta de exportação dos produtos minerais brasileiros e verificar que, mesmo considerando que importamos uma grande quantidade de bens primários, o grande volume das exportações do setor mineral brasileiro se concentra neste setor, o que significa que o Brasil é um grande exportador de empregos, na medida em que estes produtos serão manufaturados no país de destino.

Na pauta de exportações de bens minerais primários (Fig.6.6 A), o carro-chefe é representado pelo ferro que contribui com 90% das exportações brasileiras, seguido do comércio de rochas ornamentais com 3%, que tem como principais mercados importadores a China e a Itália. Considerando as importações de bens minerais primários, tomando como base também o ano de 2013 (Fig.6.6 B), percebe-se que 95,6%

Tabela 6.2 – Principais dados relativos às reservas e produção mundial de manganês (anos de 2011 e 2012).

Discriminação	Reservas <sup>(1)</sup> (10 <sup>3</sup> t)	Produção (10 <sup>3</sup> t)		
		2011 <sup>(r)</sup>	2012 <sup>(p)</sup>	%
Países	2012 <sup>(p)</sup>	2011 <sup>(r)</sup>	2012 <sup>(p)</sup>	%
Brasil <sup>(3)</sup>	1.120	25	24	0,4
China	24.000	4.700	4200	61,7
México	32.000	1.207	1200	17,6
Mongólia	22.000	416	420	6,2
África do Sul	41.000	240	220	3,2
Rússia	nd	260	150	2,2
Espanha	6.000	124	140	2,1
Quênia	2.000	117	107	1,6
Namíbia	3.000	80	80	1,2
Marrocos	nd	79	75	1,1
Outros países	110.000	200	190	2,8
TOTAL	241.120	6.010	6.810	100

Fonte: DNPM/DIPLAM; USGS: Mineral Commodity Summaries-2013. (1) Reserva lavrável (contido de CaF<sub>2</sub>); (2) incluída as reservas do Cazaquistão; (3) produção beneficia em contido de CaF<sub>2</sub>; (p) preliminar, (r) revisado, (nd) não disponível.

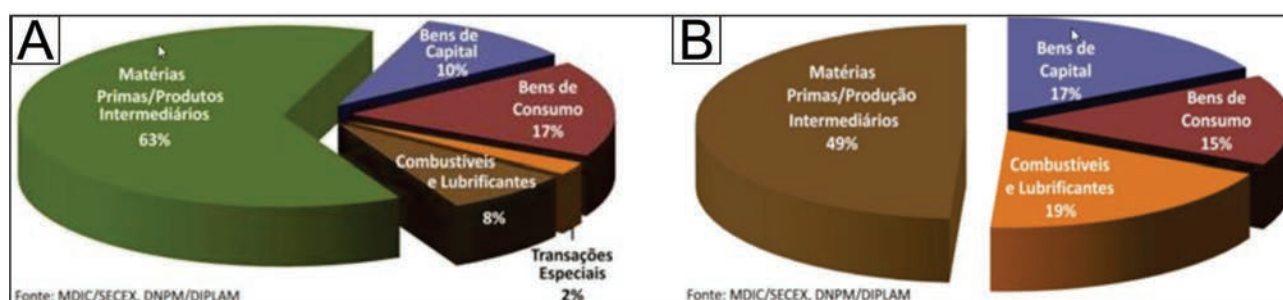


Figura 6.4 – A) Composição das exportações brasileiras por categoria de uso (2013). B) Composição das importações brasileiras por categoria de uso (2013).

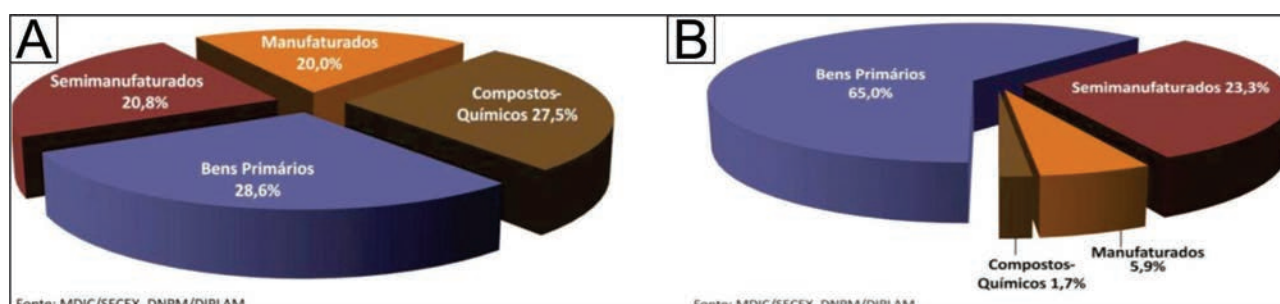


Figura 6.5 – A) Composição das importações brasileiras do setor mineral (2013). B) Composição das exportações brasileiras do setor mineral (2013).

concentra-se na importação de potássio (41,7%), carvão (36,6%), cobre (13,6%) e enxofre (3,7%).

A partir da análise da balança comercial do setor mineral entre os anos de 2011 e 2013 (tab. 6.3) verifica-se que houve um decréscimo tanto das exportações como das importações com uma diferença mais acentuada quando comparados os anos de 2011 e 2012, sendo que a queda das exportações foi muito superior a das importações.

Em termos do manganês, a tabela 6.4 apresenta os principais dados estatísticos em relação ao

mercado do manganês no Brasil entre os anos de 2010 e 2012.

A análise do gráfico da figura 6.7 mostra que a indústria mineral, assim como a agropecuária, apesar de contribuir decisivamente para a composição do PIB brasileiro, emprega um número reduzido de mão de obra. Este quadro poderia ter uma substancial mudança se houvesse a industrialização e beneficiamento dos bens minerais e agrícolas, com a consequente geração de empregos em território nacional.

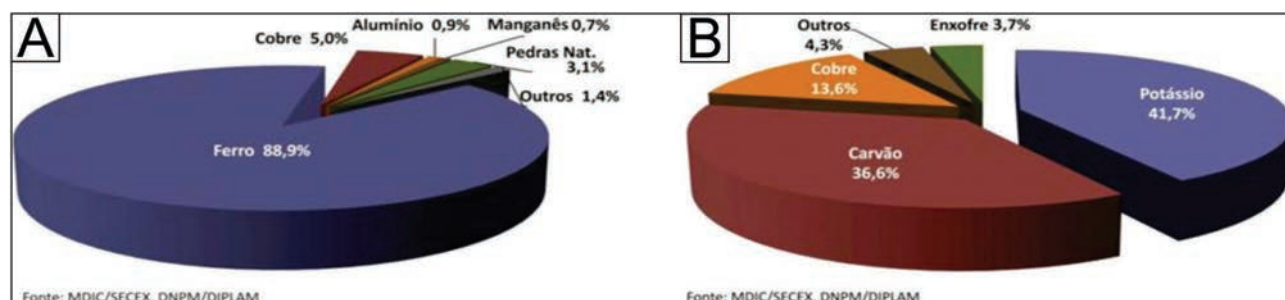


Figura 6.6 – A) Composição das exportações de bens minerais primários em 2013. B) Composição das importações de bens minerais primários em 2013.

Tabela 6.3 – Balança comercial do setor mineral (em US\$ 1.000) entre os anos de 2011 e 2013.

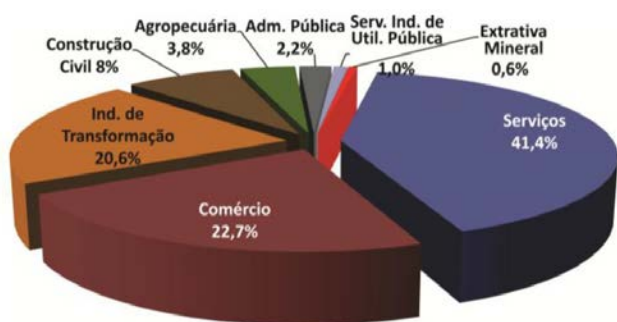
	2011	2012	2013
Exportação	70.263.138	57.294.909	56.874.414
Importação	35.355.429	30.363.693	29.462.850
Saldo	34.907.709	26.931.216	27.411.564

Fonte: DNPM/DIPLAM, MDIC/SECEX

Tabela 6.4 – Dados estatísticos da balança comercial do manganês no Brasil.

Discriminação		Unidade	2010 <sup>(1)</sup>	2011 <sup>(1)</sup>	2012 <sup>(p)</sup>
Produção	Concentração	10 <sup>3</sup> t	3.125	3.483	3.571
	Metal Contido (4)	10 <sup>3</sup> t	1.223	1.426	1.118
	Ferroligas à base de Mn	10 <sup>3</sup> t	305.808	295.923	334.926
Importação	Concentração	10 <sup>3</sup> t	26	8	34
		(10 <sup>3</sup> US\$-FOB)	11.046	5.943	8.727
	Semimanufaturado	103t	63	90	70
		(10 <sup>3</sup> US\$-FOB)	123.572	144.341	107.414
Exportação	Concentrado	103t	2.327	2.091	1.558
		(10 <sup>3</sup> US\$-FOB)	359.407	306.859	201.424
	Semimanufaturados	103t	59	76	75
		(10 <sup>3</sup> US\$-FOB)	78.794	95.621	76.719
Consumo Aparente <sup>(1)</sup>	Concentrado	10 <sup>3</sup> t	824	1.400	2.047
Preços	Minério de Manganês <sup>(2)</sup>	US\$/t-FOB	155	147	129,2
	Ferroligas à base de Mn <sup>(3)</sup>	US\$/t-FOB	1.344,00	1.257,00	1.422,00

Fonte: DNPM/DIPLAM; MME/SGM (1) produção + importação – importação; (2) preço médio das exportações brasileiras; (3) preço médio das exportações brasileiras; (4) teor médio utilizado = 40% de Mn, base exportação; (Mn) manganês.



Fonte: MTE/CAGED

Figura 6.7 – Distribuição do estoque de mão de obra por atividade econômica (Dezembro 2013).

## 6.2 - JAZIMENTOS MINERAIS

### 6.2.2 - Metais

#### 6.2.2.1 - Cobre

As maiores reservas de cobre do mundo encontram-se no Chile (190 milhões de toneladas), Austrália (87 milhões e toneladas) e Peru (70 milhões de toneladas). O Brasil possui reservas da ordem de 11 milhões de toneladas. Destas, 60% localizam-se na região de Carajás, no estado do Pará e o restante distribuído entre os estados de Goiás e da Bahia.

Os jazimentos de cobre da região de Paraíso do Tocantins são conhecidos desde a década de 1970, quando, a partir de anomalias identificadas através dos levantamentos do Projeto Aerogeofísico Brasil-Canadá, foram implantados diversos projetos de pesquisa mineral. Merecem destaque aqueles desenvolvidos pela estatal Metais de Goiás S/A-METAGO e pela empresa Rio Doce Geologia e Mineração Ltda. - DOCEGEO.

Os trabalhos de superfície e sondagens desenvolvidos pela METAGO (BARROS; BRESSANE, 1974) resultaram na descoberta de mineralizações erráticas associadas à rochas calcissilicáticas com teores de até 2,5% de cobre (calcopirita, bornita, calcosita, covelita e azurita). Segundo estes autores a mineralização seria de origem sedimentar associada a calcários impuros.

Figueiredo (1978) cita pesquisa de superfície e sondagem (466m), em áreas selecionadas a partir de anomalias magnéticas do Projeto Aerogeofísico Brasil-Canadá que culminaram com a descoberta de indícios de sulfeto (pirita e calcopirita) em 3 dos 5 alvos sondados. Segundo este autor, as mineralizações estariam associadas a xistos quartzíticos com níveis grafitosos e carbonáticos, aparentemente um ambiente distinto daquele pesquisado pela METAGO.

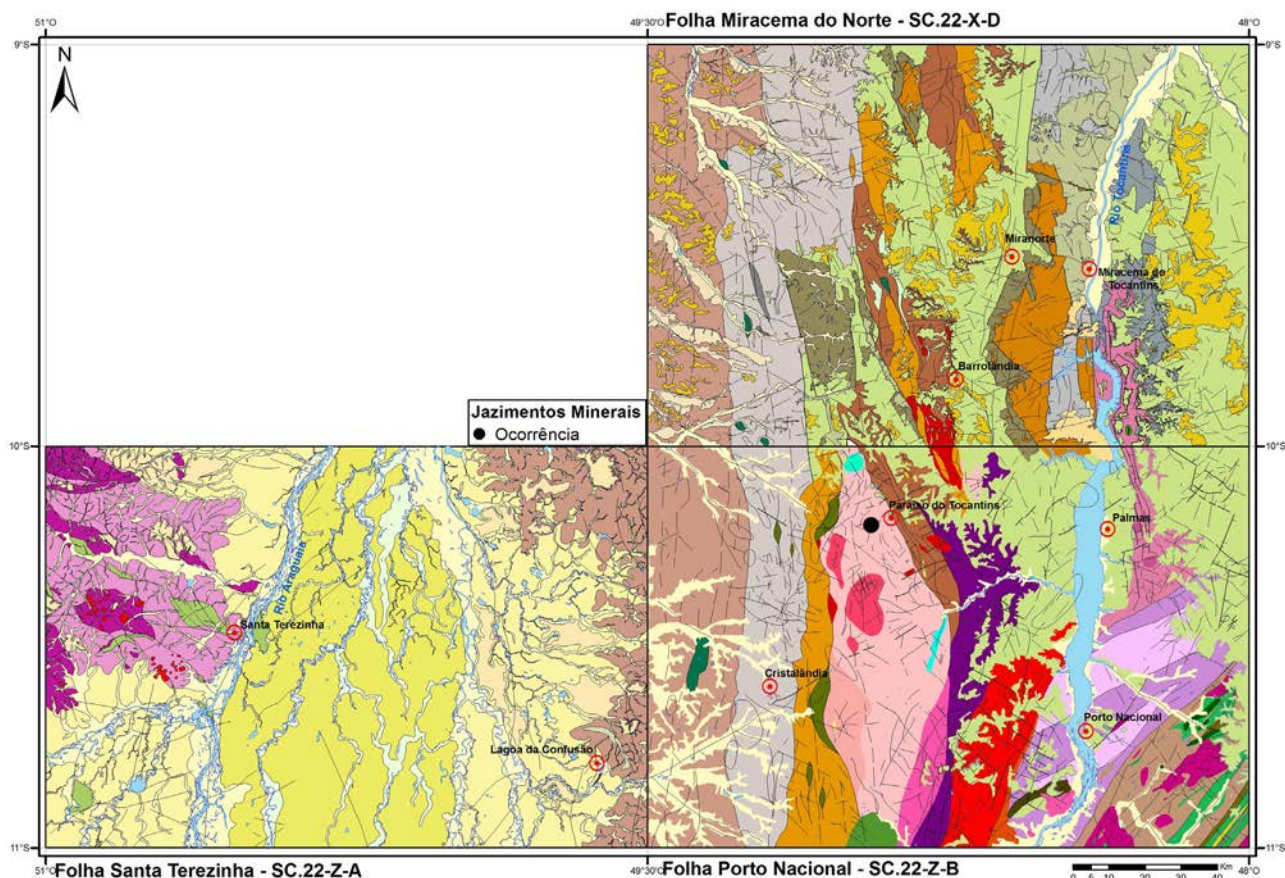


Figura 6.8 – Localização do jazimento de cobre identificado na área.

Durante os trabalhos de mapeamento deste projeto foi identificada uma ocorrência de cobre (Fig.6.8) associado a rochas paraderivadas. São rochas originadas do metamorfismo de calcários impuros (calcissilicáticas) com níveis subordinados de metapelitos (gonditos). A mineralização aflorante ocorre em bolsões e vênulas centimétricas, composta predominantemente de malaquita, calcopirita e cobre nativo. A rocha encaixante alterada apresenta, na porção oxidada, moldes de sulfetos. A figura 6.9 apresenta as características das encaixantes e do minério.

Foi analisada uma amostra pontual de minério cujas características constam da tabela 6.5, onde se percebe tratar-se de uma mineralização eminentemente cuprífera, associada a uma bacia pelito-carbonática.

A rocha calcissilicática encaixante das mineralizações apresenta estrutura maciça, com vênulas de quartzo, composta predominantemente por epidoto (40%), clinopiroxênio (20%), granada (20%), quartzo (10%), plagioclásio (2%), allanita (1%), rutilo (3%), zircão (2%) e titanita (1%). A figura 6.10 apresenta fotomicrografias que ilustram a composição mineralógica da rocha encaixante.

Subordinadamente, em função da variação da composição original do protólito, provavelmente uma rocha pelítica, ocorrem de forma restrita, lentes de granada gondito. Trata-se de uma rocha maciça, cor rosada, composta por aglomerados de granada (50%) com interstícios de quartzo (30%). Inclusos nos núcleos poiquiloblásticos das

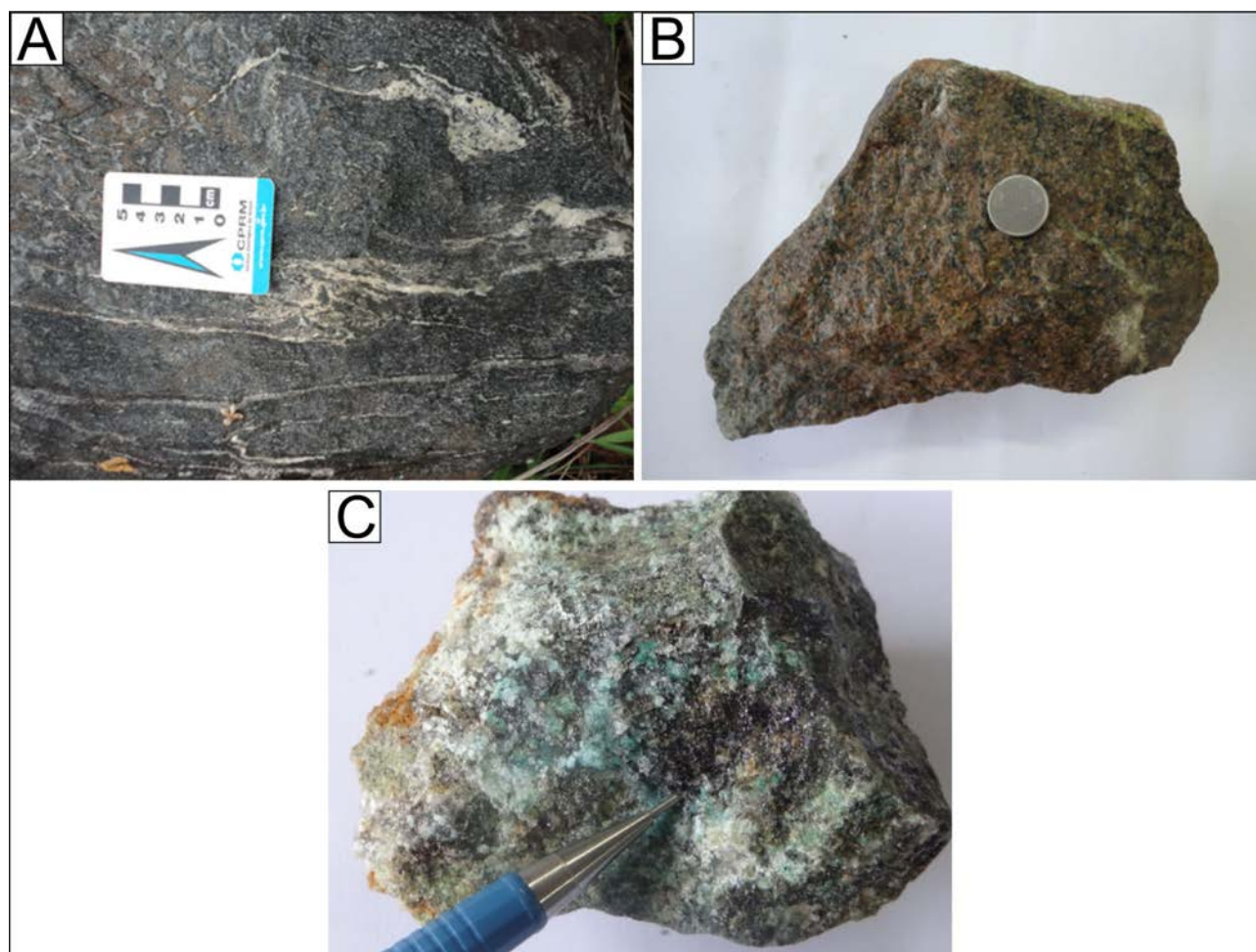


Figura 6.9 – Aspectos das encaixantes e da mineralização de cobre: A) Rocha calcissilicática encaixante da mineralização de cobre. B) Granada gondito com indícios de cobre. C) Mineralização de cobre: malaquita e cobre nativo.

Tabela 6.5 – Resultados analíticos de uma amostra pontual de um afloramento de mineralização de cobre.

AMOSTRA	UTM X	UTM Y	Cu (ppm)	N (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	MgO (%)	SiO <sub>2</sub> (%)
PS-R-417A	725491	8872097	>10.000	10	273	45	11	14	8	0,94	60

granadas, encontram-se finos cristais de piroxênio (11%), epidoto (4%), carbonato (4%) e mica branca. A figura 6.11 mostra fotomicrografias com as principais feições mineralógicas da amostra de granada gondito.

#### 6.2.2.2 - Ferro

O ferro é o quarto elemento mais abundante da crosta terrestre. As reservas mundiais totalizam 170 bilhões de toneladas, das quais em torno de 13%

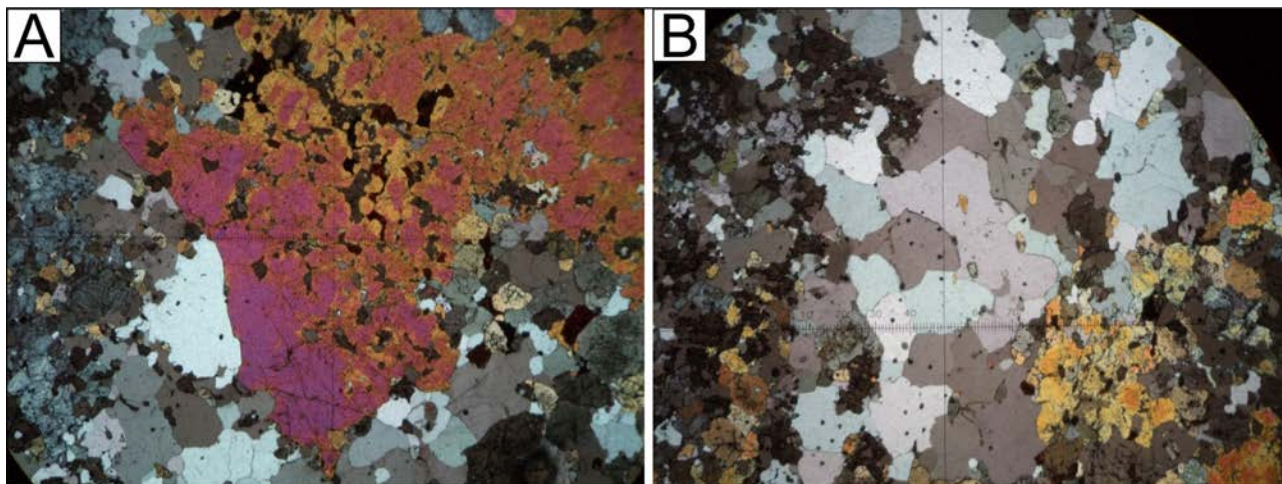


Figura 6.10 – Aspectos microscópicos da rocha calcissilicática encaixante das mineralizações de cobre: A) Cristais de epidoto em calcissilicática. B) Vênula de quartzo.

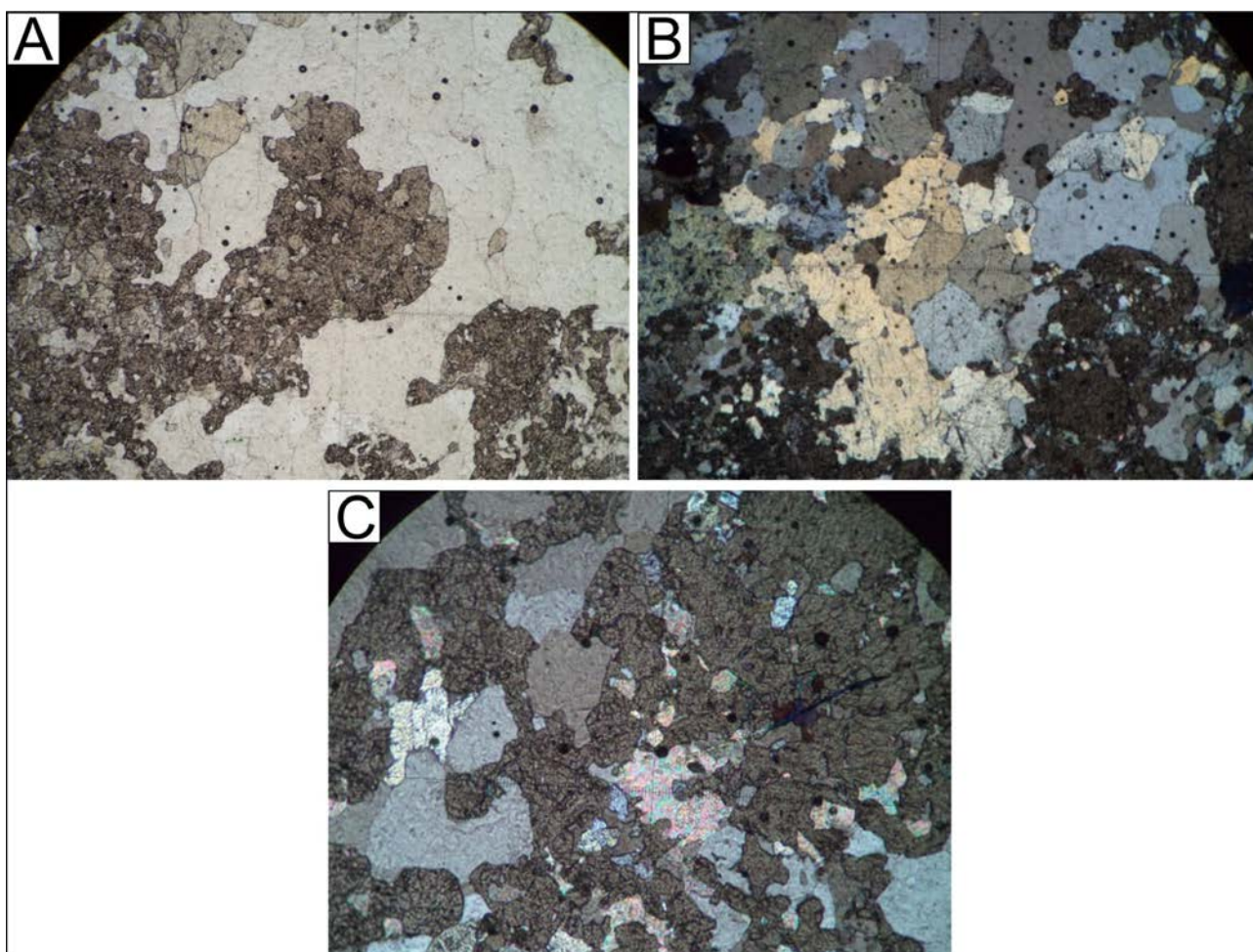


Figura 6.11 – Aspecto de uma amostra representativa dos granada gonditos que ocorrem de forma subordinada, associados às calcissilicáticas encaixantes das mineralizações de cobre: A) Granada e quartzo em gondito. B) Gondito com Piroxênio. C) Carbonato nos interstícios de quartzo e granada.

encontram-se em território brasileiro. As maiores reservas brasileiras localizam-se nos estados de Minas Gerais (72,5% com teor médio de 43,5% de Fe), Mato Grosso do Sul (13,1% com teor médio de 55,3% de Fe) e Pará (10,7% com teor médio de 64,8% de Fe).

Os depósitos sedimentares de ferro estão distribuídos temporal e espacialmente em todos os continentes, entretanto, as formações ferríferas bandadas pré-cambrianas e os *ironstones* Fanerozóicos são os mais importantes. Os *ironstones* Fanerozóicos podem apresentar textura oolítica ou não. Na América do Norte estes depósitos ocorrem intercalados em rochas calcárias e terrígenas Ordovicianas e são conhecidos como do tipo *Clinton*, enquanto que na Europa são encontrados no Jurássico, constituídos por leitos ferruginosos intercalados em folhelhos, arenitos e margas e são conhecidos como do tipo *minette* (Ex. Bacia de Lorraine).

Neste projeto foram identificados inúmeros jazimentos de ferro (Fig.6.12) relacionados à Formação Pimenteiras do Devoniano da Bacia do Parnaíba e, mais restritamente, à Formação Couto Magalhães do Grupo Baixo Araguaia. As ocorrências cartografadas na base da Formação Pimenteiras estão associadas à argilitos, siltitos e arenitos finos e

aparecem, devido à sua maior resistência, destacados nos perfis em cortes de estradas. As ocorrências mais expressivas localizam-se na Folha Miracema do Norte. A figura 6.13 mostra as principais feições de afloramento e amostras de *ironstones*.

Foi identificada na folha Santa Teresinha, próximo à sede do município de Lagoa da Confusão, pequena jazida de ferro associada aos sedimentos da Formação Couto Magalhães. Trata-se de um corpo com aproximadamente 1000m de comprimento por 200m de largura, explorado experimentalmente pela Valmesa Mineração Ltda. Segundo informação verbal do encarregado pela lavra, o minério apresenta teor de 60% a 65% de ferro.

Foram enviadas para análise química 12 amostras de minério. Os resultados destas análises podem ser observados na tabela 6.6. Foram coletadas amostras pontuais com objetivo de verificar a composição química do minério. O teor médio de  $Fe_2O_3$  das 12 amostras analisadas é de 62%, com algumas amostras com teores que superam 70% de  $Fe_2O_3$ . Em relação aos demais elementos analisados destacam-se os teores de fósforo com valores inferiores a 1% e teores médios de 0,76%, de sílica e alumínio com valores médios de 16% e 8% respectivamente.

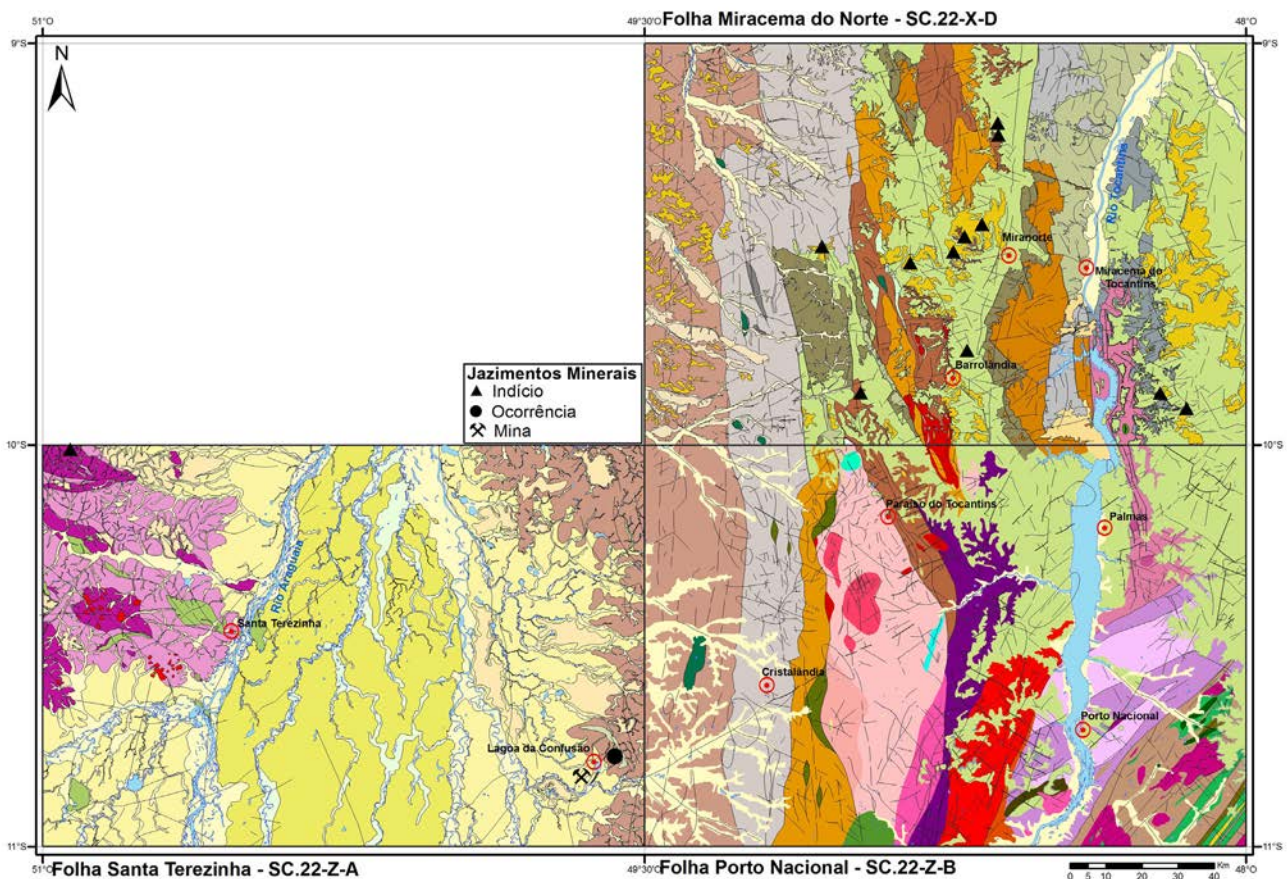
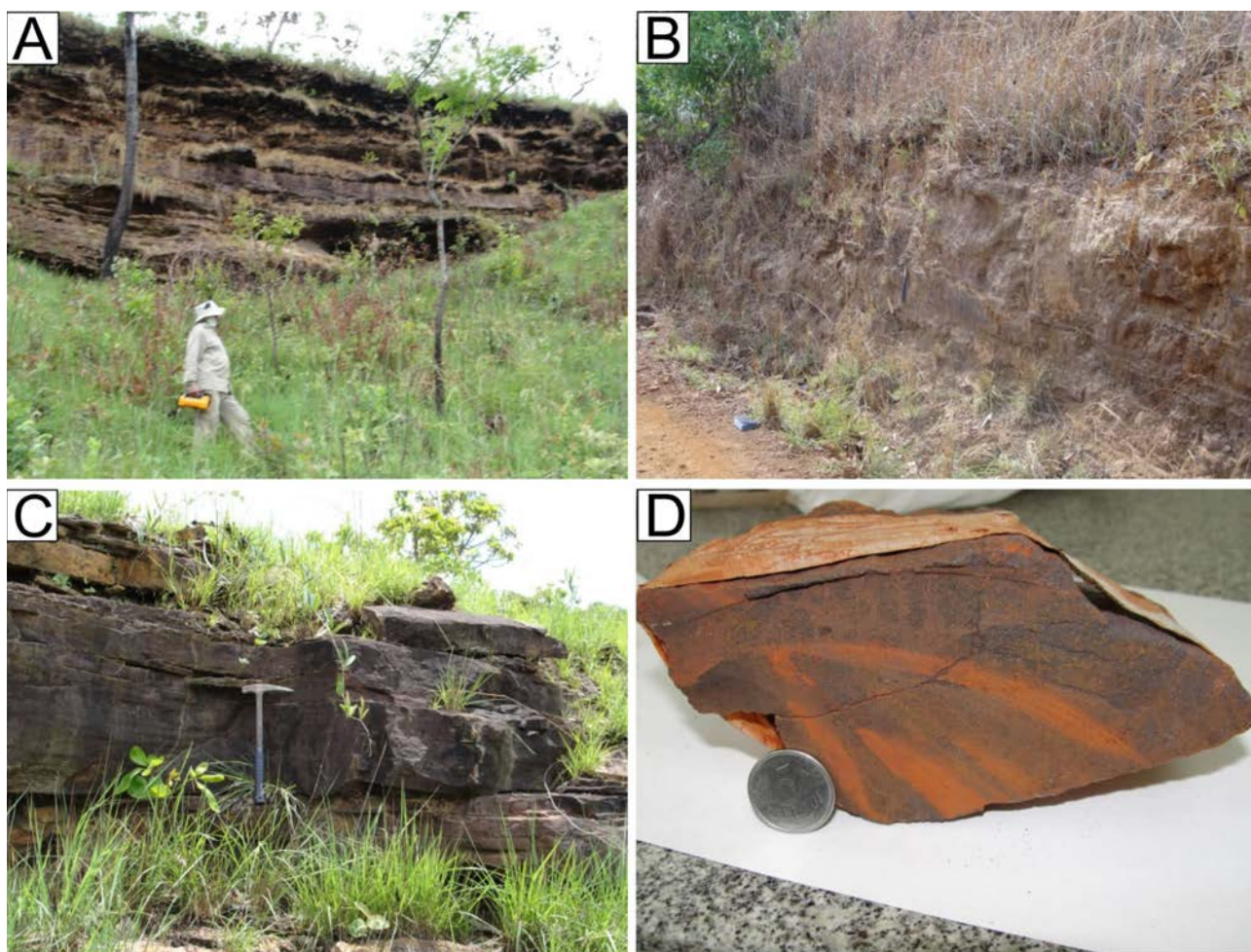


Figura 6.12 – Localização dos indícios relacionados à Formação Pimenteiras e da mina de ferro localizada próximo à sede do município de Lagoa da Confusão.





6.13 – Características dos afloramentos e amostras de minério semelhante àquelas enviadas para análise química: A) Níveis de siltito ferruginosos endurecidos sustentando o topo da Serra do Lajeado. B) Corte de estrada mostrando os arenitos ferruginosos concrecionários. C) Outra exposição dos arenitos finos ferruginosos endurecidos, tipo ironstones no topo da Serra do Lajeado. D) Amostra de minério de ferro.

Tabela 6.6 – Teores de  $Fe_2O_3$  das amostras de minério de ferro e alguns elementos que entram nas especificações do minério de ferro.

Amostra	UTM X	UTM Y	Unid. Estratigráfica	$Fe_2O_3$ (%)	MnO(%)	$Al_2O_3$ (%)	$SiO_2$ (%)	$P_2O_5$ (%)	Sr	Ba	V
CA-R-051	749224,8	8946910	Fm. Pimenteiras	54,6	0,2	11,5	19,1	1,009	11,4	106	675
CA-R-066B	757142	8954454	Fm. Pimenteiras	68	0,91	9,6	10,9	0,675	42,8	304	636
CA-R-104A	737413,6	8943918	Fm. Pimenteiras	49,4	0,01	6,41	33,1	0,925	2,3	30	46
CA-R-149	761803	8979061	Fm. Pimenteiras	69,6	0,79	7,23	10,6	0,423	13,4	81	553
CA-R-199C	761579,4	8982305	Fm. Pimenteiras	74,2	0,08	3,35	10,5	2,122	9,4	54	448
CA-R-199D	761579,4	8982305	Fm. Pimenteiras	70,7	0,35	6	10,8	1,349	5,1	181	438
CA-R-242A	752231	8951092	Fm. Pimenteiras	65,7	0,46	8,42	12	0,773	14,2	312	331
CA-R-248	805549	8907594	Fm. Pimenteiras	56,7	0,01	9,09	22,1	0,225	3	56	86
SK-R-022	752737,9	8919736	Fm. Pimenteiras	56,7	0,01	13,2	15,9	0,49	4,3	45	82
CA-R-144	713247	8948596	Fm. Pimenteiras	75,3	0,09	3,22	2,62	0,96	22	9	
SK-R-038	723548,9	8908285	Fm. Pimenteiras	63,8	0,03	5,93	16,83	0,75	52,7	102	
CA-R-18E	813957,7	8899588	Fm. Pimenteiras	52,5	0,01	12	27,9	0,111	2,8	28	279
CA-R-079A	669267,9	8987852	Fm. C. Magalhães	53,9	0,1	16,9	19	0,078	3,2	77	312

### 6.2.2.3 - Manganês

Na tabela periódica, o manganês encontra-se no grupo dos elementos de transição. Este metal ocorre na estrutura de pouco mais de uma centena de minerais (óxidos, hidróxidos, silicatos e carbonatos). Os dióxidos são as principais fontes de metais. Em torno de 10% dos minerais de manganês constituem minerais de minério (HAROLD;TAYLOR, 1994). Em função da complexidade na formação dos depósitos de manganês, principalmente as condições químicas, estes depósitos apresentam uma grande quantidade de impurezas, o que obrigou a indústria a desenvolver processos sofisticados para obtenção de concentrados com teores cada vez mais elevados de manganês e menor quantidade de impurezas.

Os principais depósitos de manganês podem ser classificados basicamente em dois grandes grupos: depósitos relacionados à sedimentação marinha, os mais abundantes no mundo, e depósitos de alteração superficial.

O estado do Mato Grosso, com 33% e o estado do Pará, com 15% são os detentores das maiores reservas de manganês do Brasil. 92% do manganês produzido no mundo, ao redor de 25 milhões de toneladas por ano, é utilizado na produção de ligas, especialmente com o ferro na produção de aço e juntamente com outros metais como cobre, alumínio, chumbo, estanho e zinco. Além do uso em metalurgia o manganês é usado na indústria de

vidros (corante ou descorante), cerâmica vermelha, desinfetantes, secagem de tintas, componentes de pilhas e baterias, etc. No Brasil a maior parte do manganês é utilizado na indústria metalúrgica e, principalmente, no segmento de siderurgia, seguido pela utilização nas indústrias de pilhas (10%) e química (5%) (SAMPAIO et al., 2005).

Os produtos de manganês, de acordo com suas utilizações comerciais, são classificados em metalúrgicos, para baterias e químicos, cada um com um teor específico de manganês. As especificações dos produtos metalúrgicos contemplam uma variação no teor de manganês entre 38% e 55%, sendo 48% o teor padrão. A relação Mn/Fe deve estar na razão próxima de 7,51. A tabela 6.7 apresenta as principais exigências para obtenção de manganês de grau metalúrgico.

Um concentrado típico para utilização na indústria química e para baterias, deve apresentar teor de MnO<sub>2</sub> em torno de 63%. O concentrado de manganês do tipo químico possui o menor teor de Mn (35%), com grande quantidade de produtos oriundos de minérios com este teor, incluindo permanganato de potássio e sulfato de mangnês. Minério de manganês com teores em torno de 70% a 80% de MnO<sub>2</sub>, pode ser utilizado na forma natural na fabricação de baterias. A tabela 6.8 contempla as variações e teores para atingir o grau bateria e manganês eletrolítico, utilizado na fabricação de pilhas.

Tabela 6.7 – Tabela com as especificações para o manganês de grau metalúrgico. Fonte: Sampaio et al. (2005)

elemento / composto	teor (%)	elemento / composto	teor (%)
Mn	48 (mín.)	As	0,18 (máx.)
Fe	6 (máx.)	P	0,19 (máx.)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7 (máx.)	Cu= Pb + Zn	0,30 (máx.)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + SiO <sub>2</sub>	11 (máx.)		

Tabela 6.8 – Especificações para os produtos de manganês usados na fabricação de baterias e como dióxido de manganês eletrolítico. Fonte: CETEM (2005).

Produtos de manganês usados na fabricação de baterias			
elemento/composto	teor (%)	elemento/composto	teor (%)
MnO <sub>2</sub>	75-85	Fe	0,2-0,3
Mn	48-58	SiO <sub>2</sub>	0,5-5,0
H <sub>2</sub> O	3-5	Impurezas metálicas	0,1-0,2
Dióxido de manganês eletrolítico - EMD			
MnO <sub>2</sub>	85 (mín.)	SiO <sub>2</sub>	0,5 (máx.)
Mn	58	Metais Pesados	0,3 (máx.)
H <sub>2</sub> O	2 (máx.)	Pb	0,2 (máx.)
Fe	0,3 (máx.)	PH	6-7
Granulometria: 65%< 74 µm e 90%< 150 µm			

Foram identificados na área do projeto, na folha Porto Nacional, diversos jazimentos de manganês (Fig.6.14). Estes jazimentos ocorrem sob a forma de indícios (sedimento de corrente e fragmentos de minério sobre o solo), ocorrências (afloramentos contínuos de minério com até 100 metros de extensão) e alguns jazimentos que podem ser enquadrados na categoria de depósitos, cuja área contínua pode ser seguida por mais de 1000 metros e em alguns casos com vestígios de trabalhos de superfície (trincheira) desenvolvidos por mineradores. Foram identificados na folha Miracema jazimentos sob a forma de indício em sedimento de corrente de drenagens que cortam os sedimentos da Bacia do Parnaíba e em solos.

Todos os jazimentos de manganês foram amostrados para análise química. Aqueles classificados na categoria de indícios foram amostrados pontualmente (resultados analíticos nas tabelas 6.9 e 6.10) e aqueles com maior extensão, classificados como ocorrência ou depósitos, foram amostrados sistematicamente com distribuição das amostras em espaçamento pré-definido. Foram amostradas regularmente 3 áreas cujos resultados analíticos encontram-se nas tabelas 6.11, 6.12 e 6.13. Os jazimentos de manganês ocorrem em zonas arrasadas sob a forma de faixas orientadas segundo a estruturação regional, com atitude geral N30-40E/60<sup>o</sup>-70<sup>o</sup>SE. O minério ocorre sob a forma de blocos dispersos so-

bre o solo ou em faixas contínuas. Tem cor cinza a preto azulado, foliado, com bandamento incipiente, no qual níveis milimétricos de quartzo estão intercalados com camadas mais ricas em manganês. Localmente aparecem porções do depósito com textura botrioidal ou compondo uma maça amorfa. Macroscopicamente o minério é composto essencialmente por uma massa escura composta por manganês e quartzo. A figura 6.15 apresenta uma série de fotografias que ilustram a forma de ocorrência e as principais características do minério. Os solos apresentam cor preta a marrom, característica.

Os indícios amostrados ocorrem sob a forma de blocos centimétricos dispersos sobre o solo. Nestes indícios, foram coletadas para análises, amostras com aproximadamente 300g de minério.

Foram selecionadas para amostragem sistemática, três áreas cuja largura (ou extensão) excede 200m. Em todas as áreas foi adotada a mesma sistemática: coleta de uma amostra composta de vários fragmentos de minério em um raio de 3 a 5 metros com um total de aproximadamente 500 gramas, representativos do local amostrado. Em função da homogeneidade e da extensão das áreas, foi utilizado o espaçamento de 100 metros entre os pontos amostrados. A exceção da área 3, tanto as áreas amostradas quanto as amostras pontuais, apresentaram teores de manganês relativamente homogêneo (média de 22% de MnO).

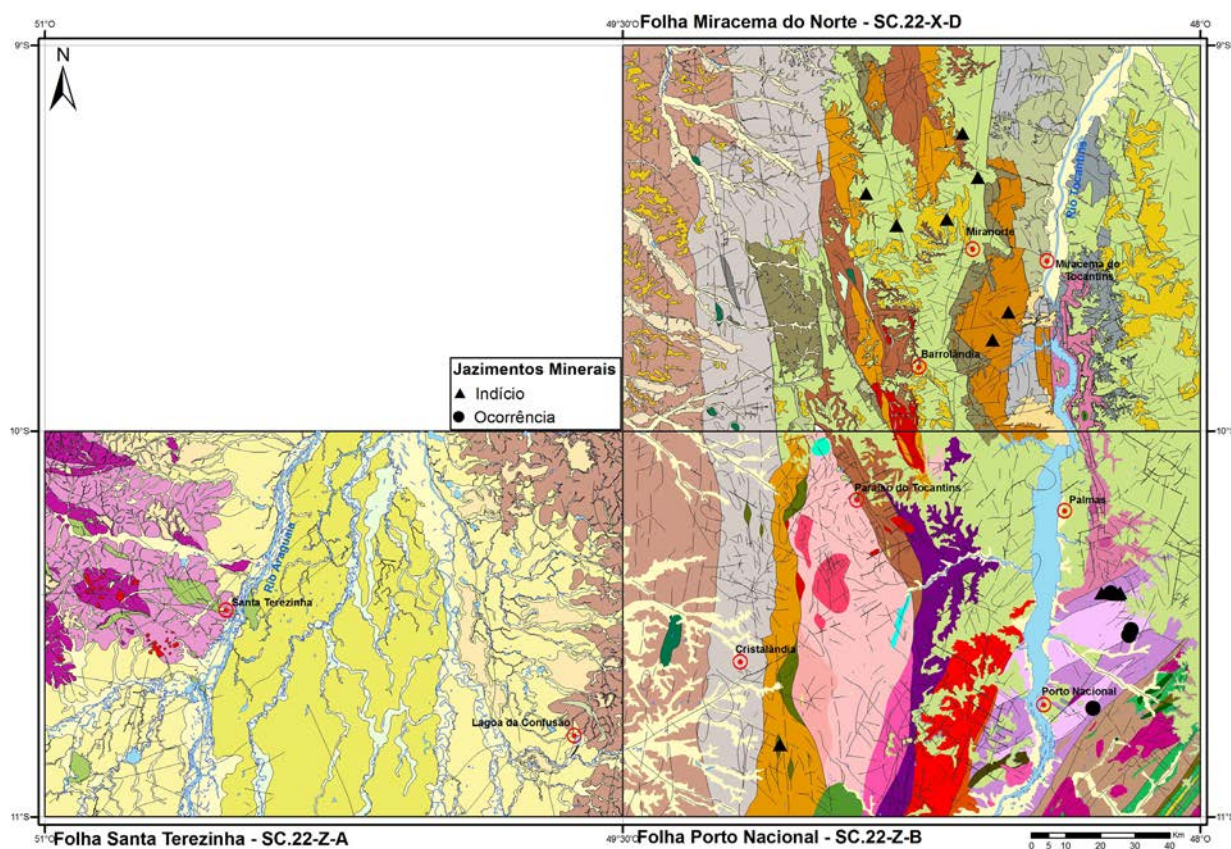


Figura 6.14 – Localização dos jazimentos de manganês na área do projeto.

Tabela 6.9 – Resultados analíticos de amostras pontuais de minério manganêsífero.

AMOSTRA	MnO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ba	Ag	Ce	LOI
PS-M-431	11,5	11,9	5,44	54,3	0,08	312	<0,01	61,57	11,66
PS-M-432	24,1	17,8	7,04	38	0,051	997	<0,01	33,49	6,71
PS-M-438	30,5	8,12	12,8	27,4	0,078	>10000	5,41	>1000	11,47
PS-M-462	22,7	17,5	9,55	42,9	0,049	1099	<0,01	124,04	2,76
MÉDIA	22,2	13,83	8,708	40,65	0,065				

Tabela 6.10 – Resultados analíticos de amostras pontuais de minério manganêsífero.

AMOSTRA	MnO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ba	Cu	Ni	LOI
PS-R-302	>10	14,49	6,04	42,2	0,14	3267	60,3	213,6	10,34
PS-R-307	>10	15,41	6,41	39,69	<0,01	2304	51	43	10,82
PS-R-175	>10	3,26	2,86	2,92	0,21	>10000	544,8	1570,6	11,89

Tabela 6.11 – Resultados analíticos das amostras coletadas na área 1.

AMOSTRA	MnO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MgO	BaO	CaO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI
PS-M-302	23,5	18,8	11,4	30,4	0,04	1,05	0,33	4,07	<0,01	0,03	<0,1	0,38	0,07	10,37
PS-M-302A	21,1	13,8	9,86	41,4	0,04	0,51	0,5	1,63	<0,01	0,03	0,1	0,38	0,05	11,32
PS-M-302B	18,2	16,1	8,06	44,4	0,03	2,21	0,06	2,91	0,01	0,02	<0,1	0,38	0,07	6,65
PS-M-302C	26,2	15,9	6,23	33,5	0,02	0,44	0,21	1,31	<0,01	0,29	<0,1	0,18	0,08	14,72
PS-M-302D	19,9	15,3	10,3	38,3	0,03	0,63	0,19	1,39	<0,01	0,04	<0,1	0,35	0,06	12,36
PS-M-302E	24,3	15,6	6,19	41,2	0,03	0,56	0,04	1,92	<0,01	0,13	<0,1	0,16	0,05	10,57
PS-M-302F	25,2	16,7	7,64	35,6	0,05	0,54	0,07	1,94	0,02	0,05	<0,1	0,18	0,07	11,33
PS-M-302G	21	15,1	4,95	47,5	0,04	1,76	0,06	2,03	0,01	0,04	<0,1	0,69	0,06	12,45
PS-M-302H	35,7	17	6,66	24,4	0,05	0,47	0,05	1,78	0,01	0,46	<0,1	0,54	0,1	12,13
PS-M-302I	23,1	16,4	11	34,2	0,05	0,53	0,49	2,33	<0,01	0,05	<0,1	0,19	0,08	12,45
PS-M-302J	17,7	15,7	8,18	41,9	0,03	1,17	0,04	2,3	0,01	0,09	<0,1	0,43	0,06	12,13
PS-M-302L	16,2	14,6	4,97	48	0,05	0,52	0,13	1,02	<0,01	0,14	<0,1	0,19	0,05	14,26
MÉDIA	22,68	15,92	7,95	38,4	0,04	0,87	0,18	2,05		0,11		0,34	0,07	11,26

Tabela 6.12 – Resultados analíticos das amostras coletadas na área 2.

AMOSTRA	MnO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MgO	BaO	CaO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI
PS-M-422A	6,25	15,1	5,06	40,5	0,04	0,64	0,08	0,89	<0,01	0,2	<0,1	0,43	0,07	16,15
PS-M-422B	21,8	14,4	4,45	40,3	0,05	0,48	0,02	0,66	<0,01	0,22	<0,1	0,54	0,08	16,62
PS-M-422C	24	17,4	6,65	21,7	0,05	0,1	0,09	0,02	<0,01	0,15	<0,1	0,51	0,07	29,01
PS-M-422D	32,3	15,3	8,82	18	0,12	0,1	0,16	0,03	0,03	0,7	<0,1	0,24	0,08	23,01
MÉDIA	21,09	15,55	6,25	30,13	0,07	0,33	0,09	0,4		0,32		0,43	0,08	21,2

Tabela 6.13 – Resultados analíticos das amostras coletadas na área 3.

AMOSTRA	MnO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MgO	BaO	CaO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI
PS-M-420	17,5	17,3	6,42	40	0,03	0,1	0,03	0,06	0,01	0,38	<0,1	0,28	0,06	18,02
PS-M-420A	18,9	16,4	6,75	37,9	0,05	0,12	0,05	0,23	0,01	0,4	<0,1	0,35	0,06	18,29
PS-M-420B	14,3	14,6	6,95	51,1	0,03	1,18	0,05	1,41	0,02	0,41	<0,1	0,18	0,06	9,96
MÉDIA	16,9	16,1	6,71	43	0,04	0,47	0,04	0,57	0,01	0,4		0,27	0,06	15,42

Os resultados analíticos das duas regiões com amostras pontuais encontram-se nas tabelas 6.9 e 6.10. Na tabela 6.9, o teor médio ficou na média de 22,2 % de MnO. A amostra PS-M-438, que apresenta o maior teor de óxido de manganês (30,5%), também apresenta teor anômalo de bário, cujos resultados analíticos excederam o limite de detecção do método (10.000 g/ton) e valores anômalos de cério, cujos teores também excederam o limite de detecção do método (1.000 g/ton). A tabela 6.10 representa um grupo de amostras pontuais cujo método analítico limita o teor das amostras a 10% de MnO e todas as amostras excederam este limite. A amostra PS-M-175 (manganês hidrotermal), associada aos metassedimentos da Formação Xambioá, apresenta valores de bário que também excedem o limite de detecção do método analítico (10.000 g/ton), além de teores anômalos de cobre (544,8g/ton) e níquel (1570,6 g/ton).

A litioforita e a todorokita são os principais minerais do minério. Estes minerais apresentam localmente teores anômalos em elementos de transição como Co, Ni, Cu e Zn.

#### Área 1

Na área 1 o principal corpo amostrado pode ser seguido de forma contínua por aproximadamente 1400m em uma estrada vicinal que corta quase transversalmente a faixa mineralizada. Isto significa que a porção amostrada tem uma espessura muito próxima de 1400m. Foram coletadas 12 amostras espaçadas 100 metros uma da outra em perfil aproximadamente perpendicular ao *trend* da mineralização. As amostras foram embaladas em sacos plásticos e enviadas para análise no laboratório da GEOSOL. O minério amostrado é foliado e ocorre em lajeiro no leito da estrada (Figs. 6.16 A e B).

Em função de a estrada ser constantemente sujeita a terraplanagem, com a transferência de blocos de minério de um lugar para outro, as amostras foram coletadas 3 a 4 metros na lateral, fora do leito da estrada, em local onde não houve interferência antrópica dessa natureza. Uma avaliação dos resultados da tabela 6.11, mesmo considerando a simplicidade do método de amostragem, demonstra que o minério se distribui homogeneamente ao longo do perfil, com um teor médio ao redor de 23% de MnO, altos teores de alumínio (15,92%) e sílica (38%) e baixos teores de cálcio (2,05) e fósforo (0,04).

A figura 6.17 apresenta um perfil esquemático da área 1, onde constam os teores de manganês, ferro e alumínio e os perfis de sílica e fósforo.

#### Área 2

A área 2 localiza-se em uma crista com pequeno depósito de manganês que foi alvo de trabalho possivelmente por empresa de mineração. No local encontra-se uma trincheira com 60 metros de comprimento, 70 centímetros de largura e em média, 2 metros de profundidade, aberta perpendicularmente à estrutura da rocha. O minério apresenta-se em camadas laminadas em uma zona de cisalhamento de direção N65E/70NW, preservando a orientação do protominério e na porção mais alterada, apresenta-se como uma massa amorfa. A figura 6.18 apresenta as características da área amostrada e do minério.

A amostragem seguiu o mesmo padrão da área 1, com 4 amostras compostas distribuídas a distância de 100 metros uma da outra e os resultados das análises químicas encontram-se na tabela 6.12. Os resultados analíticos apresentam as mesmas características das amostras coletadas na área 1, com

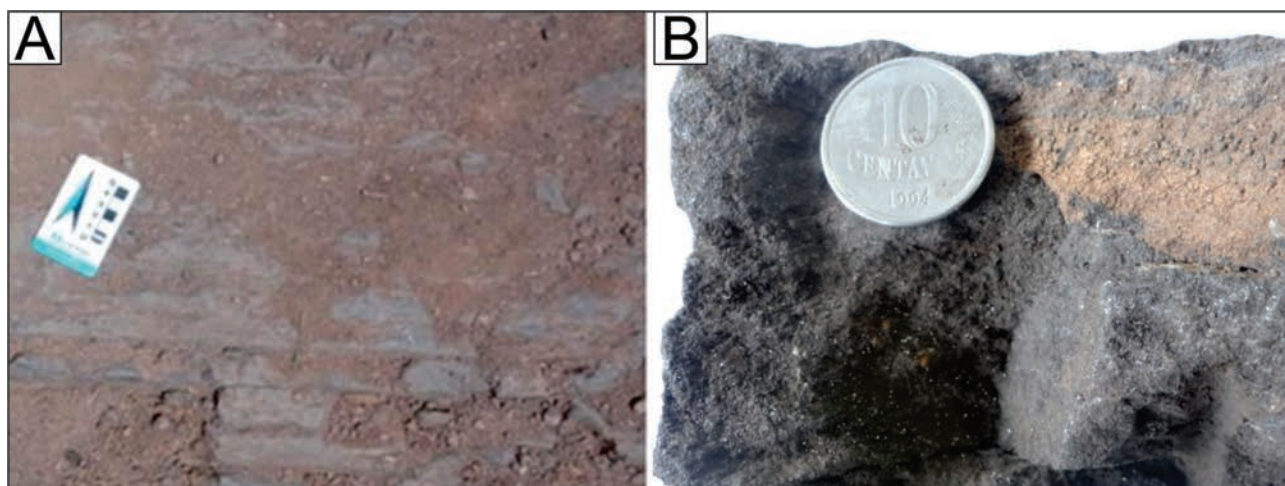


Figura 6.16 – Características do minério de manganês da área 1: A) Afloramento sob a forma de lajeiro no leito da estrada. B) Minério de manganês amostrado e enviado para análise.

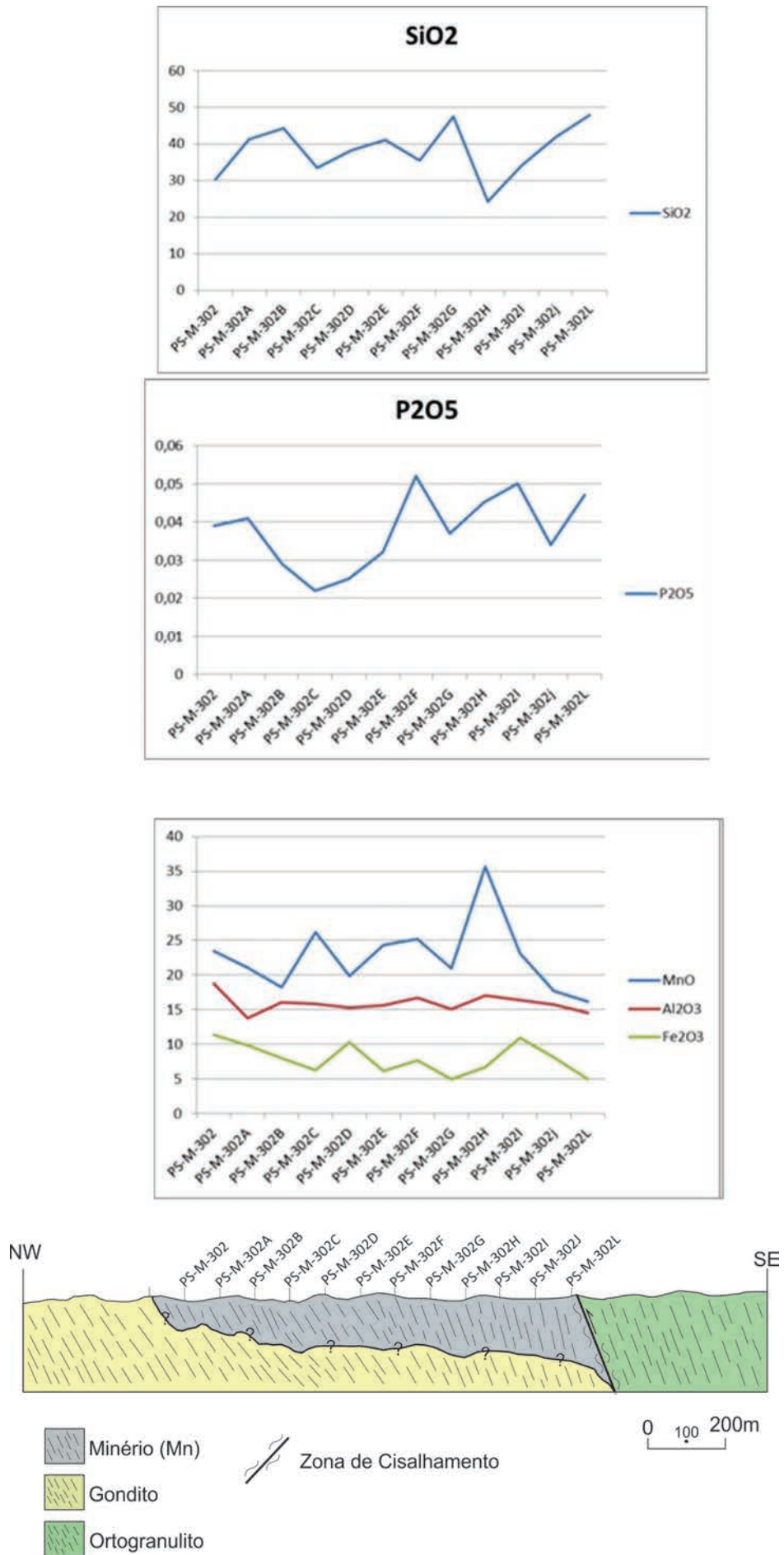


Figura 6.17 – Perfil esquemático da mineralização da área 1 e os valores analíticos dos principais elementos analisados.

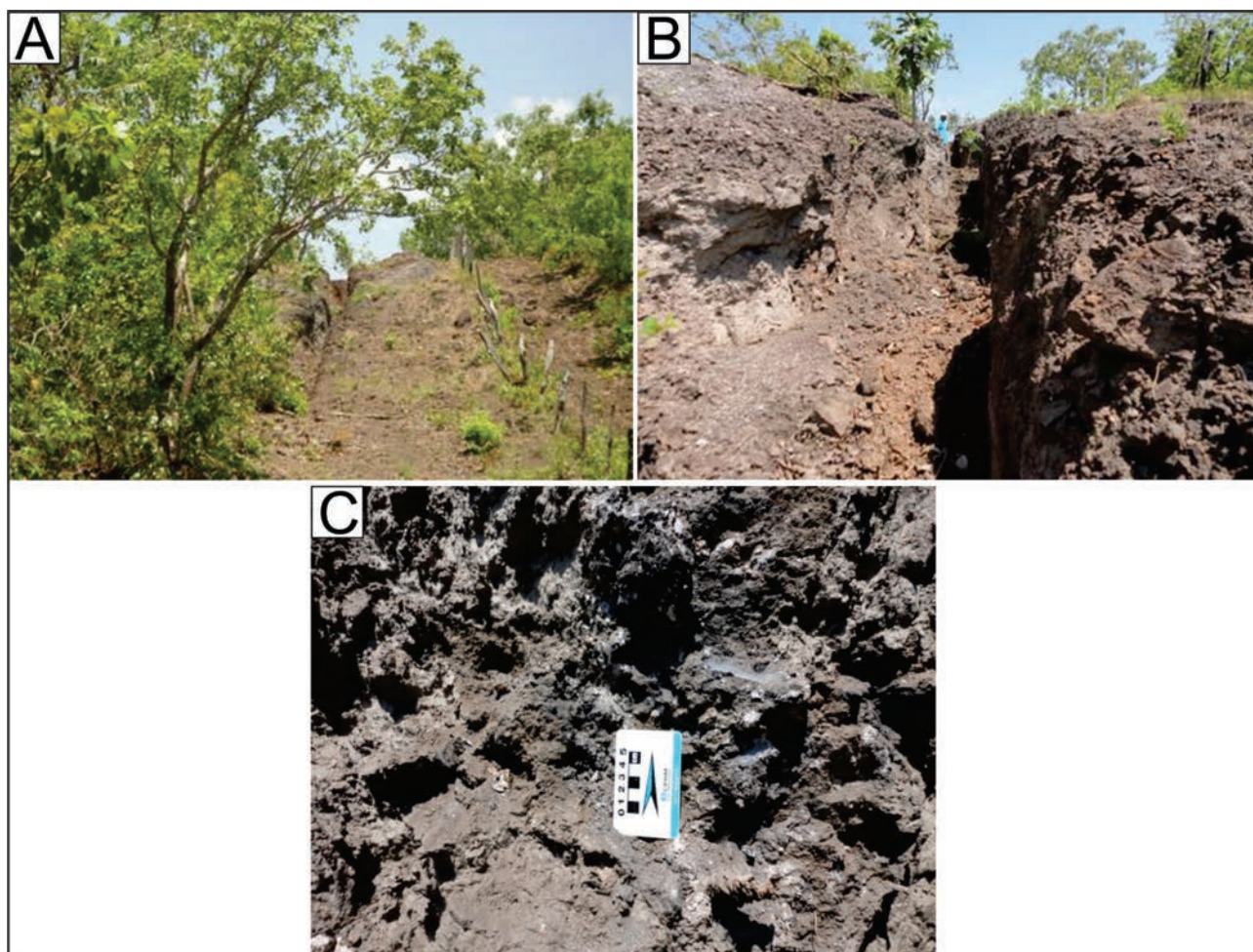


Figura 6.18 – Características dos locais e do minério amostrado na área 2: A) Trincheira perpendicular ao trend da zona mineralizada. B) Detalhe do local da fotografia anterior. C) Minério amorfo de manganês.

média de 21% de MnO, alto alumínio (15,55%), alta sílica (30,13%), baixo fósforo (0,07%) e baixo cálcio (0,40%). O teor de minério da amostra PS-M-422A (6,25%), encontra-se muito abaixo da média das outras amostras. Excluindo esta amostra, o restante do minério apresenta um teor médio de 26% de MnO.

### Área 3

Na área 3 o minério não apresenta a continuidade observada nas demais áreas amostradas. Apesar da mineralização apresentar as mesmas características das demais áreas, os teores de manganês são mais baixos. Entretanto, os teores dos demais elementos são semelhantes aos das áreas 1 e 2, o que demonstra a homogeneidade desse tipo de mineralização. Os resultados analíticos das amostras desta área podem ser vistos na tabela 6.13.

A identificação dos minerais de manganês no minério foi realizada através de difratometria no laboratório da Universidade Federal do Pará, em difratômetro de raios-X PERT PRO MPD (PW 3040/60), da PANalytical, com goniômetro PW 3050/60 (Theta/Theta) com tubo de raios-X cerâmico de

anodo de cobre ( $K\alpha_1$  1,5406Å), modelo PW3373/00, foco fino longo, 2200W, 60kv. O detector utilizado é do tipo RTMS, X'celerator. A aquisição de dados foi feita com o software X'pert Data Collector, versão 2.1A, e o tratamento dos dados com o software X'pert High Score versão 2.1B, também da PANalytical. As condições de aquisição de dados foram de 40 KV e 30 MA. A identificação dos minerais foi feita através da comparação do difratograma obtido com padrões (fichas) do banco de dados do ICDD-PDF (International Center for Diffraction Data - Powder Diffraction File). As fichas são especificadas para cada mineral (por exemplo, quartzo, 46-1045), podendo haver diferentes fichas para o mesmo mineral, principalmente quando há variações na composição química, soluções sólidas, etc. A grande quantidade de quartzo nas amostras interferiu no objetivo final da análise que era a identificação dos minerais de manganês. Os gráficos com os resultados das análises por difração de raios-X realizados em duas amostras de minério podem ser vistos nas figuras 6.19 e 6.20.

Para proposição do modelo de mineralização de manganês em termos de metalogenia regional, é imprescindível, em primeiro lugar, a identificação do

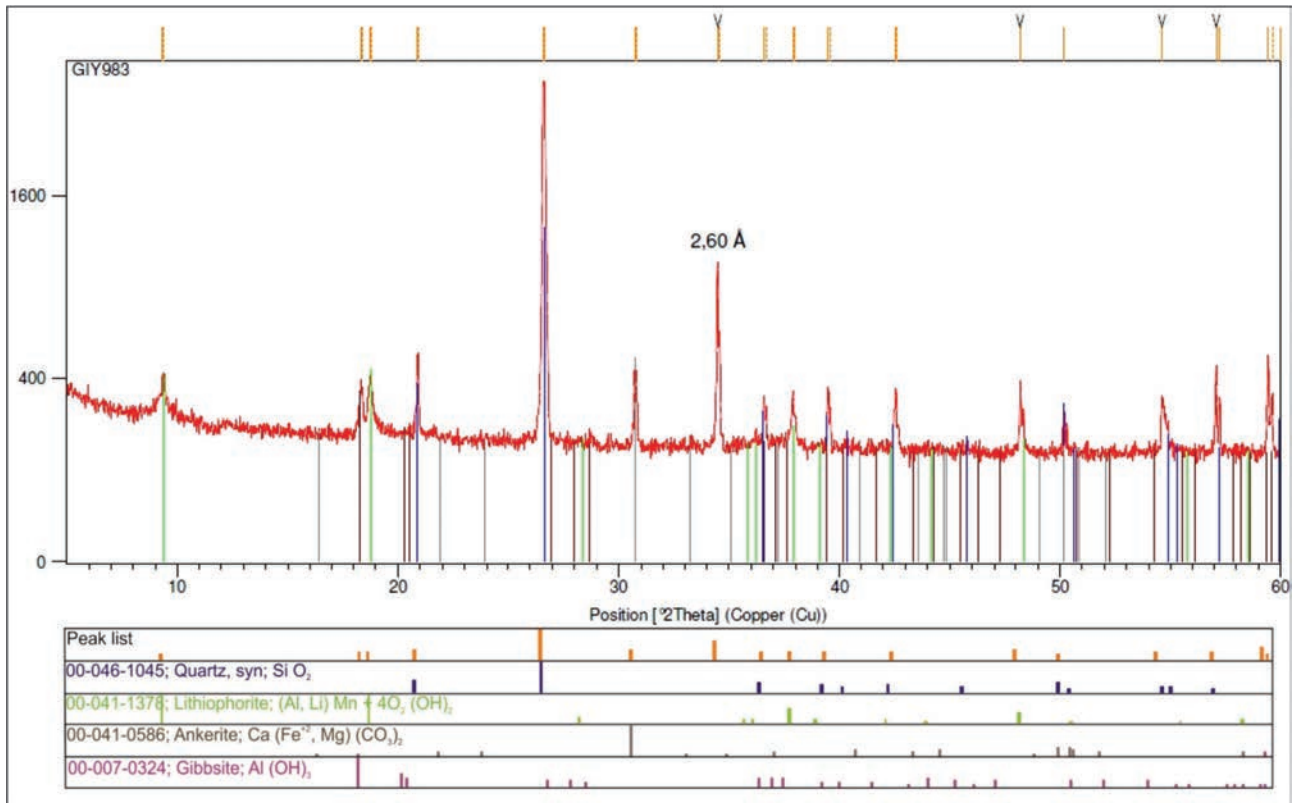


Figura 6.19 – Amostra com quartzo abundante, além de Fe-dolomita (ficha da ankerita) e gibbsite, como minerais mais comuns e facilmente identificáveis. Ocorrem minerais de manganês (ficha da litioforita), mas outras fases podem estar presentes, como todorokita, que tem estrutura (ficha) semelhante. Um pico bastante intenso, em 2,6Å, assinalado na figura, não foi identificado ou associado a uma fase específica, podendo corresponder a um mineral de manganês.

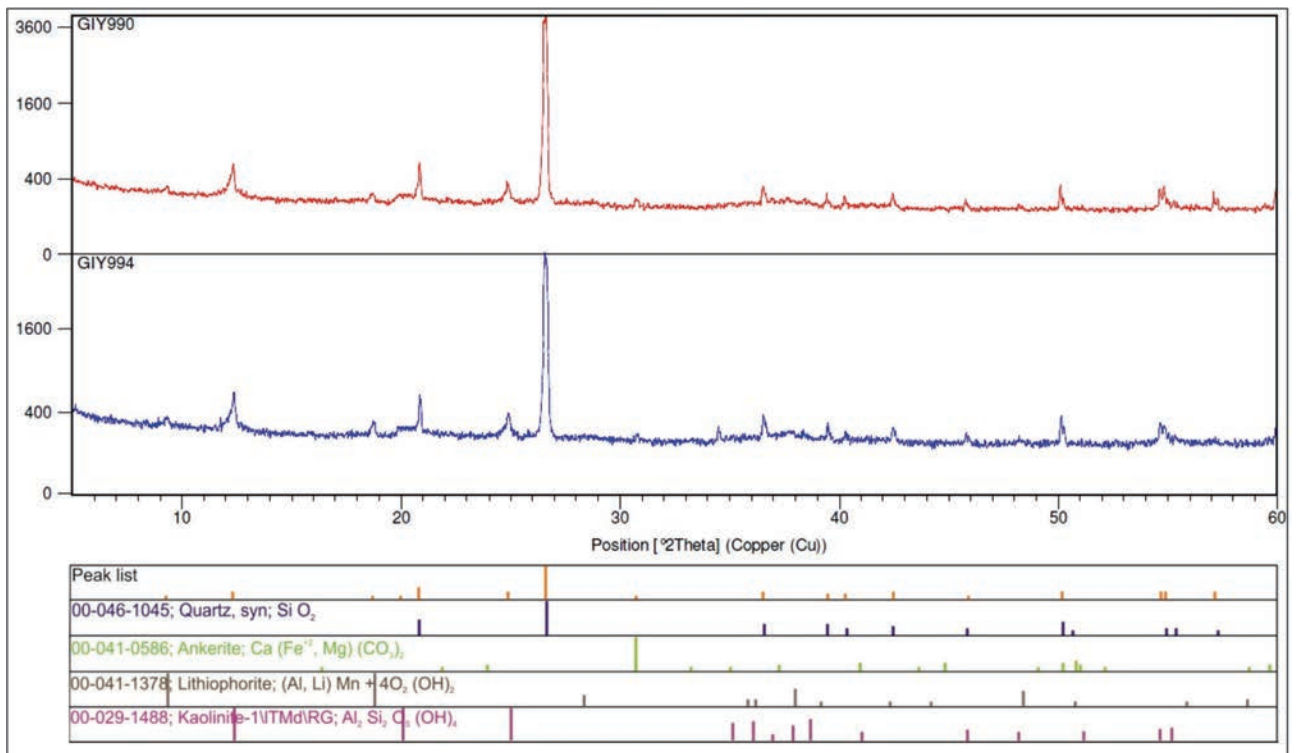


Figura 6.20 – Amostra com o mesmo padrão difratométrico da anterior, refletindo a mesma composição mineralógica, com quartzo abundante, além de F-dolomita (ficha da ankerita) e caulinita, além de minerais de manganês (ficha da litioforita-todorokita). Os minerais de manganês identificados foram a litioforita e a todorokita, óxidos aluminosos de manganês, comumente encontrados em solos e em depósitos supergênicos de manganês formados por processo de laterização.



ambiente geotectônico no qual estão inseridas estas mineralizações e a evolução deste ambiente ao longo do tempo geológico. Desta forma, a região onde foram localizados os depósitos de manganês supergênico, possui unidades metassedimentares pertencentes ao Complexo Rio dos Mangues compostas predominantemente por rochas calcissilicáticas cujos protólitos seriam sedimentos clastoquímicos com metapelitos subordinados e ao Complexo Porto Nacional, compostos predominantemente de gnaisses aluminosos com metassedimentos clastoquímicos subordinados. Considerando que este conjunto de sedimentos faria parte de uma plataforma, seria de se esperar que mineralizações de manganês estivessem associadas à porção mais profunda da bacia, ou seja, relacionados aos sedimentos do Complexo de Porto Nacional. Os principais jazimentos localizam-se nas zonas de cisalhamento que colocam em contato gnaissos ortoderivados e granulitos paraderivados. A gênese dos depósitos sugere o enriquecimento supergênico de protominério (gonditos) por percolação de fluidos facilitada pela descontinuidade, provocando a flutuação do nível freático. O pro-

tominério é um gondito com proporções variadas no conteúdo de granada, silimanita, cianita e carbonato. São rochas metamorfisadas em grau anfibolito alto a granulito, muito deformadas, recristalizadas, foliadas e dobradas (Fig.6.21).

Uma das amostras representativas do protominério, composta essencialmente de quartzo (51,3%), granada (32%), silimanita (8%) e opacos (6%), foi classificada petrograficamente como gondito com silimanita e opacos. As granadas ocorrem em aglomerados como se fossem fragmentos de um grão maior (Fig.6.22 A). Parte dos opacos tem formas de palhetas e lembram grafita (Figs 6.22 A e B). Além desses minerais e quartzo ocorrem raras palhetas de biotita e bolsões de minerais fibrosos, incolores, relevo alto e que podem ser fibrolitas (silimanita) embora as cores de interferência não sejam muito altas (Fig.6.22 C). Aparentemente, ocorre também mica branca e, neste caso, seria uma paragênese em desequilíbrio. O quartzo está em estado avançado de cristalização estática, com textura em mosaico e já não mostra mais indícios de recuperação de deformação intracristalina (Fig.6.22 D).

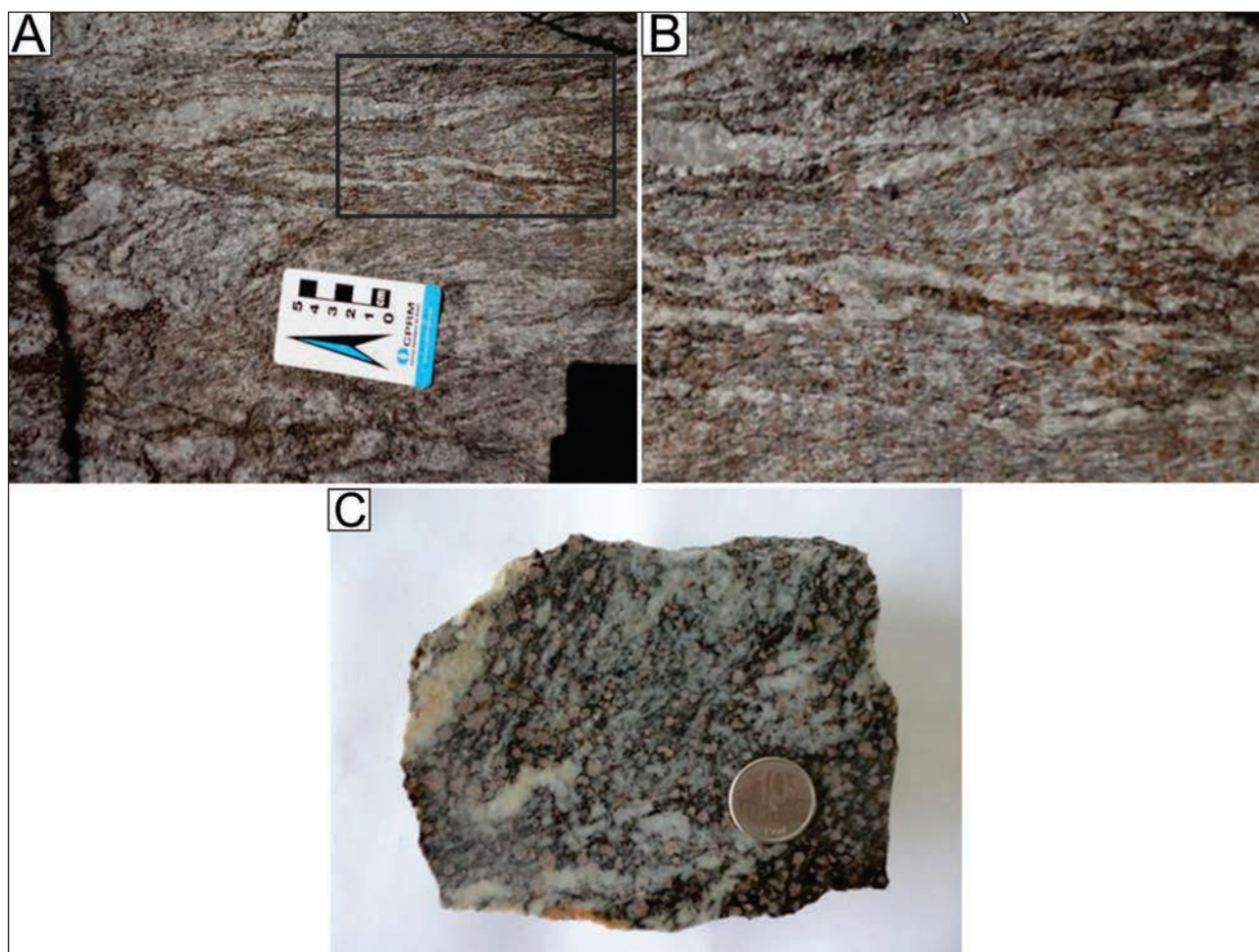


Figura 6.21 – Características do protominério ao qual estão relacionadas às mineralizações de manganês: A) Granada gondito. Porções mais rosadas compostas predominantemente por granadas. B) Detalhe da fotografia anterior (retângulo preto), evidenciando as trilhas de granadas. C) Amostra de mão com detalhe das granadas.

Duas amostras de granada do protominério foram datadas pelo método Sm-Nd (resultados na figura 6.23) e apresentaram diferenças de idades e erros muito grandes, de difícil interpretação.

O trabalho de amostragem realizado não deve ser confundido com um trabalho de prospecção. São amostras de superfície que fornecem apenas uma noção dos teores e algumas características do minério e não permitem determinar o comportamento das

mineralizações em profundidade, mas mostra uma relativa homogeneidade de teores de manganês. Em termos de especificações, os teores de sílica são elevados e os teores de fósforo, cálcio e ferro se enquadram dentro das exigências para qualquer tipo de utilização do minério. São pequenos depósitos que, apesar das limitações das especificações, podem ser facilmente avaliados e podem constituir-se em reserva estratégica.

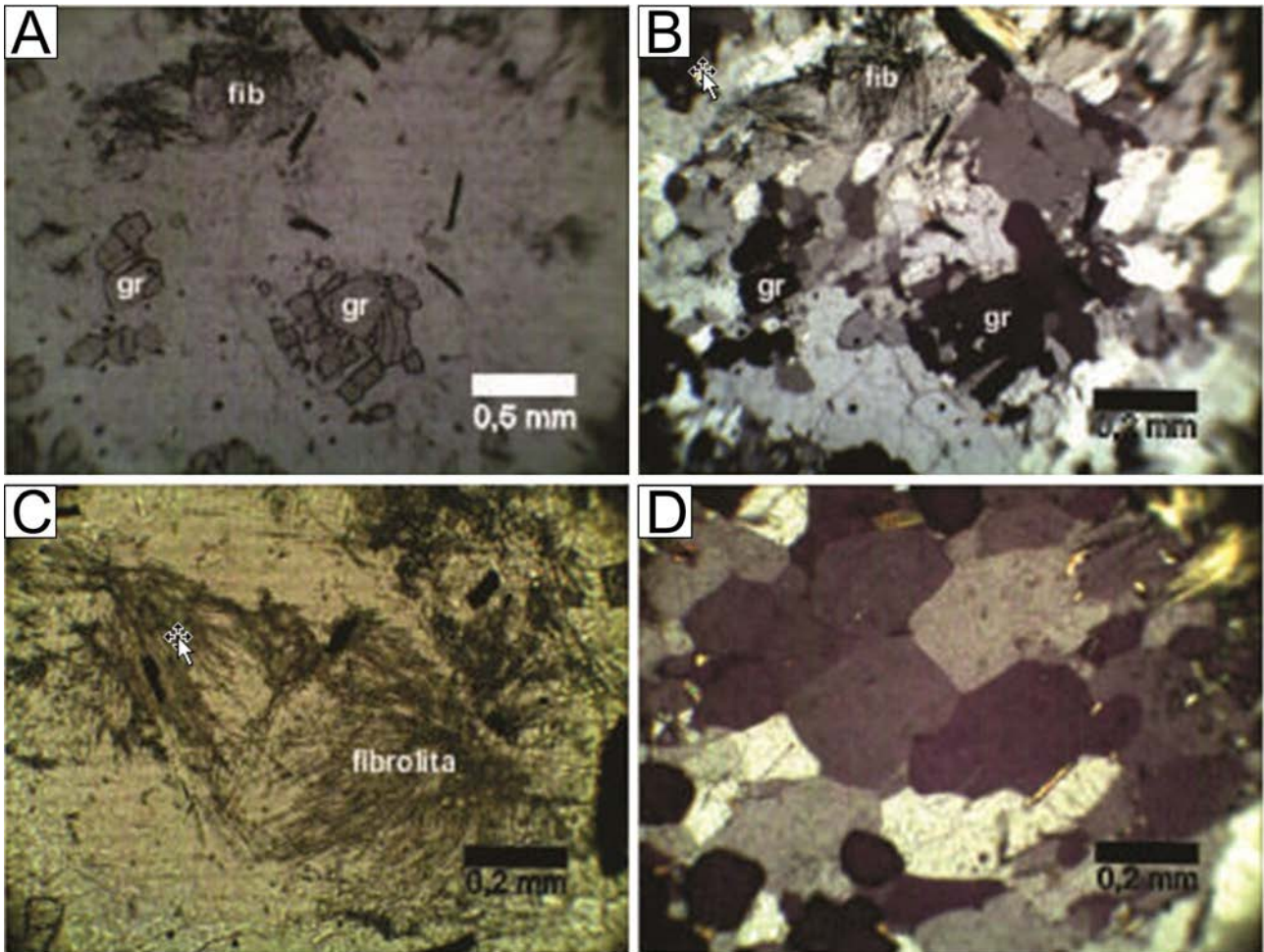


Figura 6.22 – Aspectos microscópicos do protominério de manganês: A e B) Cristais de granada anédricos, fragmentados. C) Bolsão de sillimanita (fibrolitas). D) Cristais de quartzo recrystalizado com pontos em junção tríplice.

PS-301				
Granada inteira	0,1604	0,001604	0,512017	0,000007
Granada pó	0,0635	0,000635	0,511555	0,000005
Rocha total	0,0949	0,000949	0,511134	0,000018
Model 1 Solution ( $\pm 95\%$ -conf.) on 2 points Age = 2048 $\pm$ 140 Ma Initial 143/144=0.50985 $\pm$ 0.00012 MSWD = 0.000, Probability = 1.000				
PS-421				
Granada pó	0,1023	0,001023	0,511405	0,000016
Rocha total	0,0989	0,000989	0,511257	0,000022
Granada inteira	0,1298	0,001298	0,511624	0,000005
Model 1 Solution ( $\pm 95\%$ -conf.) on 2 points Age = 1805 $\pm$ 290 Ma Initial 143/144=0.51008 $\pm$ 0.00023 MSWD = 0.000, Probability = 1.000				

Figura 6.23 – Idades Sm-Nd em granadas do protominério de manganês.

Foram investigados alguns indícios associados aos sedimentos da Bacia do Parnaíba. Foram coletadas amostras de solo e rocha alterada (saprólito) cujos valores estão expressos na tabela 6.14. Os melhores resultados, tanto de solo (4564ppm) quanto de rocha (6050ppm), estão associados aos sedimentos marinhos da Formação Pimenteiras. A Formação Longá apresentou valores de 4579ppm de manganês em rochas.

#### 6.2.2.4 - Níquel Cromo e EGP

A área apresenta potencial para depósitos de níquel laterítico e cromita podiforme em rochas ultramáficas do Complexo Ofiolítico Quatipuru. Foram localizados indícios deste tipo de mineralização através de amostragem de solo e minério. A figura 6.24 mostra a localização das áreas com indícios de mineralizações.

#### Níquel

Os jazimentos de níquel estão associados às rochas básicas e ultrabásicas do Complexo Ofiolítico Quatipuru. Inúmeros trabalhos de mapeamento e pesquisa foram desenvolvidos na região no final

da década de 1960 e nas décadas de 1970 e 1980, principalmente trabalhos acadêmicos desenvolvidos pela Universidade Federal do Pará e trabalhos de pesquisa executados por empresas de mineração, o que culminou com a descoberta de alguns jazimentos de níquel laterítico. Entre estes trabalhos, destacam-se os da companhia Rio Doce Geologia e Mineração S.A. (DOCEGEO) na Serra do Quatipuru. As características dos depósitos cubados pela DOCEGEO podem ser utilizadas como parâmetros para este tipo de depósito na região. Os depósitos de níquel laterítico da Serra do Quatipuru são superficiais, de baixa profundidade, grande volume e baixo teor. Possuem em média 5,5 m de espessura. O minério é do tipo limonítico com altos teores de ferro e baixos teores de magnésio e sílica. O níquel ocorre na forma de silicato hidratado de níquel (garnierita). São depósitos supergênicos, de baixo teor (1 a 3% de níquel) associados a corpos duníticos e peridotíticos serpentinizados que originalmente possuem de 0,2 a 0,3% de níquel. Outras empresas de mineração desenvolveram projetos em corpos semelhantes ao corpo da Serra do Quatipuru, a exemplo da CPRM que desenvolveu um programa de

Tabela 6.14 – Resultado de análises de solo e rocha alterada para Mn.

PONTO	UTM Y	UTM X	UNIDADE	Mn (ppm)	MATERIAL	CATEGORIA
CA-L-079	8987852	669268	Fm. CoutoMagalhães	2155	Solo	indício
CA-L-152A	8963015	737411	Fm. Pimenteiras	2821	Solo	indício
CA-L-152B	8961970	734150	Fm. Pimenteiras	4564	Solo	indício
CA-L-252B	8895127	696017	Fm. Pequizeiro	3342	Solo	indício
CA-L-152C	8895127	696017	Fm. Pequizeiro	2020	Solo	indício
CA-L-152D	8894082	695835	Fm. Pequizeiro	1547	Solo	indício
CA-L-158	8981260	68838	Fm. C. Magalhães	1213	Solo	indício
CA-L-030	8914616	756636	Fm. Pimenteiras	1356	Solo	indício
CA-R-051	8946910	749225	Fm. Pimenteiras	1378	Saprólito	indício
CA-R-066B	8954454	757142	Fm. Pimenteiras	6053	Saprólito	indício
CA-R149	8979061	761803	Fm. Pimenteiras	5253	Saprólito	indício
CA-R-163A	8966407	766099	Fm. Pimenteiras	4114	Saprólito	indício
CA-R-180C	8899245	812145	Fm. Pimenteiras	2312	Saprólito	indício
CA-R-199B	8983428	764585	Fm. Pimenteiras	1764	Saprólito	indício
CA-R-199D	8982305	764579	Fm. Pimenteiras	2442	Saprólito	indício
CA-R-239C	8953867	765898	Fm. Pimenteiras	2581	Saprólito	indício
CA-R-239D	78960165	765250	Fm. Pimenteiras	2507	Saprólito	indício
CA-R-241	8952787	742715	Fm. Pimenteiras	2782	Saprólito	indício
CA-R-242A	8951092	752231	Fm. Pimenteiras	4654	Saprólito	indício
SK-R-026B	8919722	769881	Fm. Longá	4579	Saprólito	indício
SK-R-026D	8927373	767937	Fm. Longá	2732	Saprólito	indício
SK-R-027	8972670	774506	Fm. Longá	3882	Saprólito	indício
SK-L-071	8928636	692203	Comp.Quatipuru	8603	Solo	indício

pesquisa através de poços na Fazenda Jenipapo, no município de Arapoema-TO e a Votorantim Metais que desenvolveu um programa de pesquisa através de poços e sondagem de pouca profundidade no corpo denominado Cipó no município de Cristalândia -TO.

Durante a execução deste projeto, foram coletadas algumas amostras de solo em alguns corpos de peridotitos. No corpo do Cipó, foram coletadas amostras de solo em um perfil transversal, além de algumas amostras de minério garnierítico.

As amostras de solo foram coletadas no horizonte “B” com auxílio de escavadeira do tipo “boca de lobo”. Os resultados das análises químicas dessas amostras encontram-se na tabela 6.15.

Foram coletadas amostras de solo em alguns corpos localizados na Folha Miracema do Norte. A tabela 6.16 mostra os resultados analíticos com até 0,47% de níquel. As análises químicas de duas amostras de minério garnierítico da Serra do Cipó ultrapassaram o limite de detecção do método analítico utilizado que é de 1%.

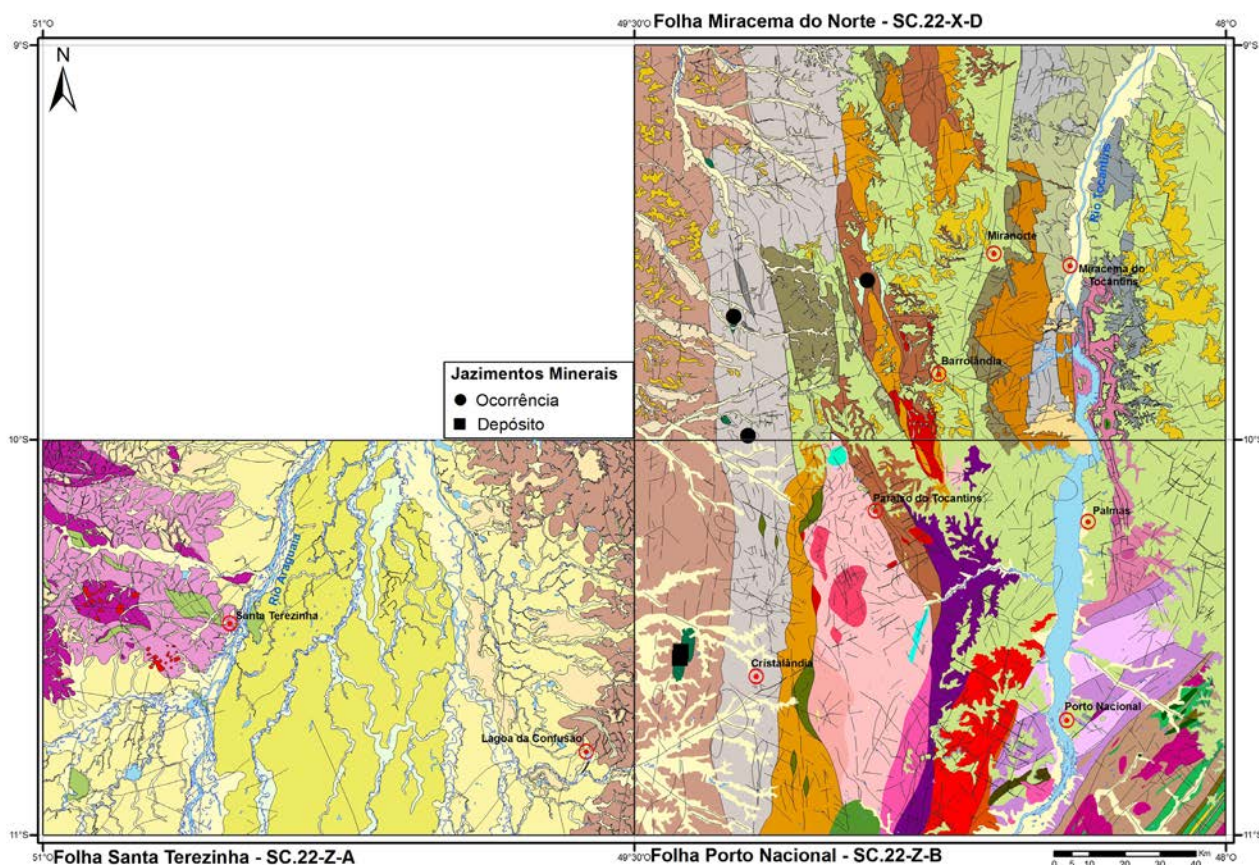


Figura 6.24 – Localização das áreas com indícios de cromo, níquel e EGP.

Tabela 6.15 – Resultado das análises das amostras de solo no corpo peridotítico do Cipó - Complexo Quatipuru - Folha Porto Nacional.

AMOSTRA	UTM X	UTM Y	Cr (ppm)	Ni (ppm)	Pd (ppb)	Pt (ppb)
PS-L-031	808031	8834678	53	8,6	<5	<5
PS-L-032	678709	8828478	74	9,4	<5	7
PS-L-033	677765	8829111	433	8,1	<5	<5
PS-L-034	676804	8829446	1556	25,7	<5	<5
PS-L-035	676344	8829446	441	34	<5	<5
PS-L-036	676062	8829845	4395	373	5	5
PS-L-037	675351	8831594	748	20	<5	6
PS-L-038	676165	8832636	7932	1610	14	25
PS-L-039	681786	8835938	20	6	<5	<5
PS-L-354	676734	8833051	2837	5815	<5	5

Tabela 6.16 – Amostras de solo e rocha coletadas no âmbito da folha Miracema do Norte.

AMOSTRA	UTM X	UTM Y	Cr (ppm)	Ni (ppm)
CA-L-252B	696017	8895127	4575	974
CA-L-252C	696017	8895127	9200	502
CA-L-252D	695835	8894082	2182	454
CA-L-253	688602	8900119	1300	148
SK-L-071	692203	8928636	6541	4709
SK-R-071	692203	8928636	2258	1131
CA-R-208	729538	8938517	1916	1288
CA-L-208	729538	8938517	15879	3191
CA-R-258A	670703	8980562	2121	49

Os corpos mineralizados possuem uma associação de rochas predominantemente ultramáficas. Os Serpentinitos são rochas pretas a verdes escuras, fortemente magnéticas, muito fraturadas, matriz afanítica com fenocristais de olivina e piroxênio. Os silexitos são rochas de granulação fina, cores marrom claro, não magnéticas, estrutura foliada, recortados por vênulas de quartzo e carbonato e fraturas preenchidas por óxido de ferro. Os clorita xistos apresentam cor verde escura, fraturas ortogonais preenchidas por carbonato e óxido de ferro, não magnéticos a fracamente magnéticos, muito hidrotermalizados. Estes corpos estão em estreita relação com sedimentos químicos e clásticos. Os silexitos são rochas de granulação fina, cores marrom claro, não magnéticas, estrutura foliada, recortados por vênulas de quartzo e carbonato e fraturas preenchidas por óxido de ferro.

#### Cromo

Segundo o Sumário Mineral do DNPM de 2014, a maior parte das reservas mundiais de cromo (480 milhões de toneladas) encontram-se no Cazaquistão (230 milhões de toneladas) e na África do Sul (200 milhões de toneladas). O Brasil representa 0,11% das reservas mundiais. Os minérios de cromita são empregados basicamente como fonte de cromo para as indústrias metalúrgicas, química e de refratários. A indústria metalúrgica desponta como o maior consumidor dos produtos de cromo, comparada às demais. Os dois principais tipos de depósitos de cromita são os estratiformes e os podiformes.

Os depósitos estratiformes, como o próprio nome sugere, são tabulares, ocorrem em leitos de intrusões ígneas e são responsáveis por mais de 90% das reservas de cromo conhecidas em todo o mundo. Os minérios encontrados nesses depósitos são, predominantemente, de alto teor de ferro (grau químico). A exceção é o depósito do Great Dyke, no

Zimbábue, onde o minério é tipicamente de alto teor de cromo (grau metalúrgico).

Os depósitos podiformes são tipicamente lentiformes a pouco tabulares, todavia alguns são muito irregulares. Em termos de reservas, variam desde poucas dezenas de quilogramas a vários milhões de toneladas. A maior parte da produção é derivada de depósitos contendo cerca de 100 mil toneladas de minério. Os depósitos com milhões de toneladas são raros. Paradoxalmente são depósitos com elevado teor de cromo, além de constituírem a principal fonte de minério com grau refratário.

Os metalotectos prospectados para cromo são os mesmos prospectados para níquel laterítico. Os trabalhos que podem servir como referências foram realizados na Serra do Quatipuru, pela GEOSOL (CORDEIRO; MCCANDLESS, 1976). Segundo estes autores o tipo mais comum de ocorrência é o podiforme.

Observando-se as análises das amostras de solo coletadas neste projeto (tabelas 32 e 33), é possível identificar indícios de cromo (até 1,5 %) na maioria dos corpos serpentiniticos amostrados. Neste tipo de ambiente os solos com teores elevados de cromo são, caracteristicamente, mais escuros, a exemplo do que ocorre no local onde foi coletada a amostra PS-L-38, onde foram encontrados os mais altos valores de cromo no corpo do cipó (0,7%) e traços de platina e paládio em nível de ppb. Silva et al. (1981) citam teores de platina de até 2,5ppm em cromitito em corpo localizado entre Araguacema e Goianorte. Convém ressaltar que platina e paládio, de fontes primárias, são extraídos quase que exclusivamente em complexos acamadados estratiformes.

Os corpos identificados na área do projeto são de pequenas dimensões, entretanto, algumas variáveis devem ser levadas em conta durante o planejamento de eventuais campanhas de prospecção. Em relação ao níquel laterítico, a entrada em operação da mina de Barro Alto, devido ao porte do empreendimento, coloca em plano secundário

os depósitos de pequenas dimensões. Entretanto, se levarmos em consideração que existem inúmeros prospectos localizados muitas vezes próximos uns dos outros, não pode ser negligenciada a possibilidade de lavra de pequenos depósitos para beneficiamento em uma planta única. Com relação à cromita, na análise dos projetos deve ser levada em consideração a tipologia do minério, que na maioria das mineralizações podiformes, tem características de minério refratário.

#### EGP

Foram identificados indícios de EGP (platina e paládio) e ouro, associados a dois ambientes caracteristicamente distintos: i) solos provenientes da alteração de cromitito podiforme com cromita e ii) em camada de xisto grafitoso. Durante o mapeamento geológico, percebeu-se a ocorrência de solos caracteristicamente mais escuros associados a um corpo ultramáfico do Complexo Ofiolítico Quatipuru. A amostragem destes solos revelou que

os mesmos são anômalos para cromo e possuem indícios de EGP em nível de ppb.

A análise química de uma amostra de grafita xisto com 6,5% de grafite elementar revelou a presença de indícios de paládio e ouro. Na tabela 6.17 constam os resultados analíticos das amostras de solo e xisto grafitoso, analisadas para EGP e ouro e a figura 6.25 aspectos dos corpos ultramáficos e do xisto grafitoso.

#### 6.2.2.5 - Volfrâmio

Durante o trabalho de mapeamento, foram localizados blocos de rochas calcissilicáticas com vênulas carbonáticas com sulfeto e indícios de volfrâmio (identificado através de análise química). A rocha em que se encontra o indício é de cor cinza escura com lâminas mais claras esparsas, granulação fina, textura granular, composta de quartzo, feldspato e minerais máficos (anfíbólio e ou piroxênio). A composição essencial da rocha está representada na tabela 6.18 e a figura 6.26 apresenta as características da mineralização.

Tabela 6.17 – Indícios de EGP e ouro em amostra de grafita xisto e solo proveniente da alteração de peridotito com cromita

AMOSTRA	UTM X	UTM Y	MATERIAL	Au (ppb)	Pd (ppb)	Pt (ppb)	C elementar (%)	Cr (ppm)
PS-M-53B	716317	8878295	grafita xisto	15	18		6,5	
PS-L-38	676165	8832636	solo	5	14	25		8000

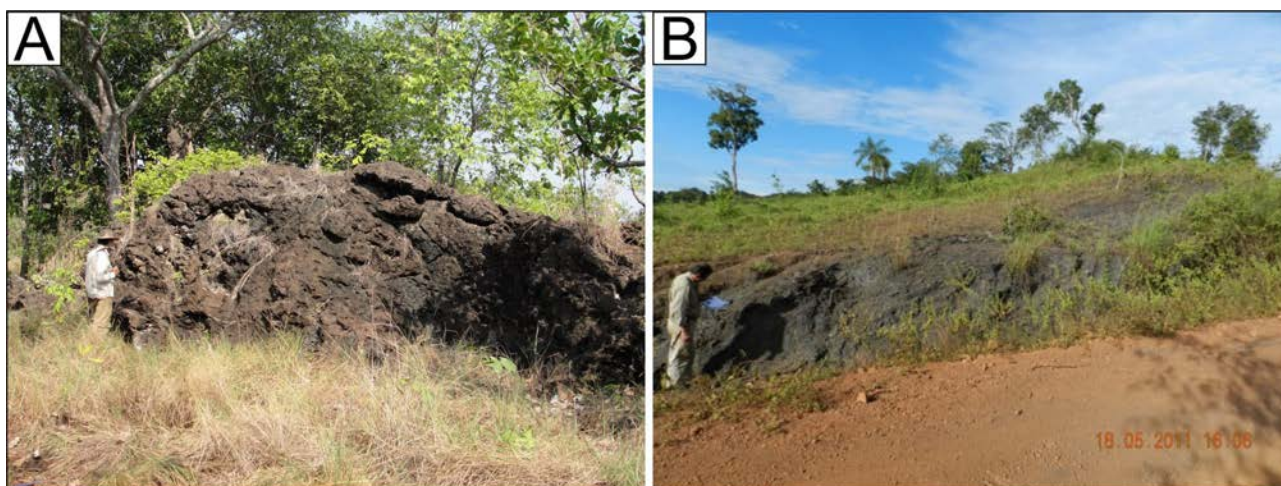


Figura 6.25 – Aspectos das rochas, as quais estão relacionadas indícios de EGP e ouro: A) Afloramento de peridotito serpentinizado. B) Lente de grafita xisto.

Tabela 6.18 – Composição da rocha calcissilicática que contem indício de volfrâmio.

Quartzo	Diopsídio	Plagioclásio	Anfíbólio	Zoisita	Calcita
19	10	11,4	56,86	0,2	1,1
Opacos	Titan.	Apatita	Zircão	Vazios	Outros
	1,4		0,04		

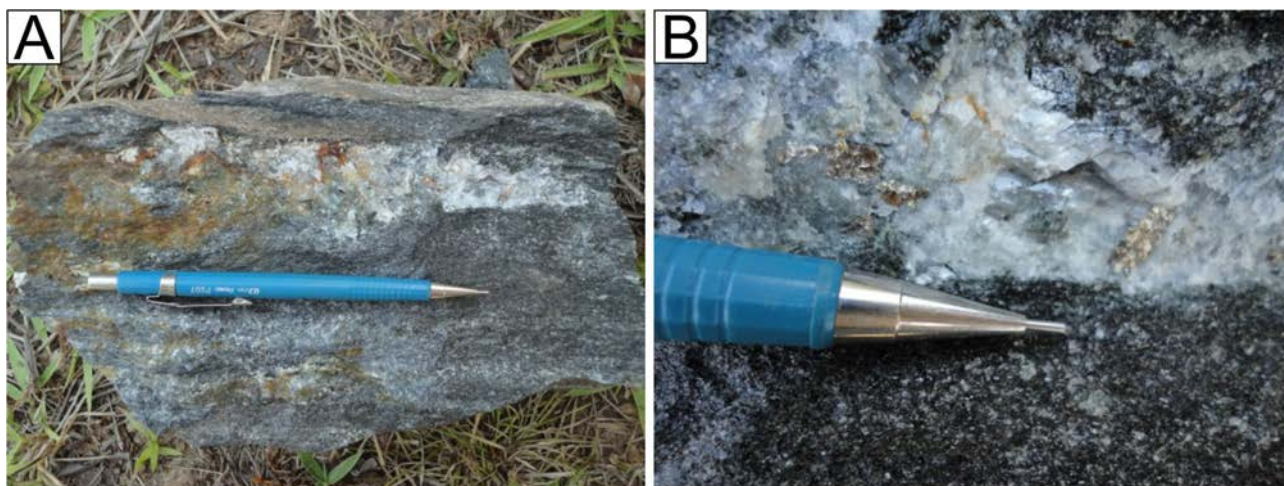


Figura 6.26 – Característica da rocha calcissilicática e das mineralizações: A) Vênula de carbonato em rocha calcissilicática. B) Detalhe da fotografia anterior, evidenciando os cristais de sulfeto.

Tabela 6.19 – Resultado analítico de uma amostra de skarn com indício de volfrâmio.

AMOSTRA	UTM X	UTM Y	W (ppm)	CaO (%)	MgO	SiO <sub>2</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
PS-R-175A	708704	8804060	380	16	10	46	15	9

Os resultados analíticos e petrográficos demonstram que as rochas que contêm os indícios de mineralização de volfrâmio são *skarns*. A tabela 6.19 apresenta o teor de volfrâmio e de óxidos de cálcio e magnésio que compõe a rocha.

Na realidade, trata-se de um indício com base em litoambiência, uma vez que ficou constatado durante o mapeamento que as rochas calcissilicáticas possuem abrangência regional. Este fato, aliado a existência de granitos intrusivos nestas rochas, determina a potencialidade do ambiente para depósitos do tipo *skarn*.

#### 6.2.2.6 - Metais Preciosos

##### Ouro

Cunha et al. (1981) citam jazimentos de ouro em veios de quartzo de direção N45E encaixados em biotita gnaíse a sudoeste de Porto Nacional e nos arredores da cidade de Monte do Carmo. Palermo (1988), a partir da análise de 39 frentes de garimpo, conclui que as mineralizações auríferas da região de Monte do Carmo estão associadas a fluidos graníticos da Suíte Lajeado que teriam remobilizado o ouro das rochas encaixantes (Complexo Porto Nacional) e depositado em zonas de fraqueza, principalmente do Granito do Carmo (Suíte Plutonovulcânica Ipueiras). Santos (1989) desenvolveu trabalhos de campo e laboratório, especificamente sobre a Mina do Pontal. Neste trabalho o autor aventa uma hipótese genética que pressupõe fluido

metamorfogênico (H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>) transportando principalmente SiO<sub>2</sub> e Au, além de outros elementos e depositando no nível dúctil, na transição da fácies xisto verde-anfibolito. Mesquita (1996) determinou através de estudos de inclusões em mineralização do Granito do Carmo, pelo menos três fases de evolução dos fluidos metamórfico-hidrotermais, sendo que na segunda fase, a qual estaria relacionado o principal pulso de mineralização do ouro, os fluidos mineralizantes, seriam uma mistura de águas meteóricas ou do mar com fluidos metamórficos. Sachtet, Lafon e Kotschoubey (1996), dataram as rochas miloníticas hospedeiras dos veios de quartzo auríferos da região de Monte do Carmo pelo método Rb-Sr e obtiveram idade de 565±21 Ma. Estes autores obtiveram também uma idade Pb-Pb em zircão de 2063±50 Ma para o granito da torre, encaixante de veios mineralizados e concluem que o evento mineralizador é muito mais jovem que os granitos encaixantes das mineralizações. Barradas (1994) também estabelece uma diferença de idade muito grande entre as encaixantes graníticas em torno de 2,0 Ga e o estabelecimento das zonas de cisalhamento as quais estão relacionadas os veios de quartzo com sulfeto e ouro, entre 600 Ma e 500 Ma.

Durante os trabalhos de campo deste projeto foram cartografados 11 jazimentos de ouro: nove garimpos (seis desativados) e duas minas, sendo uma desativada. Na maioria dos garimpos o ouro localiza-se em veios encaixados em rochas da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras. Na Mina do

Pontal, os veios mineralizados estão “encaixados” em tonalitos incluídos provisoriamente na Suíte Aliança. Mais raramente, são encontrados veios mineralizados também em quartzitos da Sequência Vulcanossedimentar Monte do Carmo. Uma característica da maioria dos jazimentos é uma paragénese muito restrita, composta, na maioria dos garimpos visitados, por sulfetos de chumbo e zinco. A exceção fica por conta da Mina da Serra alta, nos

arredores de Monte do Carmo, onde a mineralização apresenta paragénese mais diversificada e um halo de alteração mais abrangente.

A localização destes jazimentos encontra-se na figura 6.27 e a relação dos mesmos na tabela 6.20. Todos estes jazimentos foram descritos e amostrados. Serão descritos alguns jazimentos, de forma a contemplar o maior número possível de características de cada tipo.

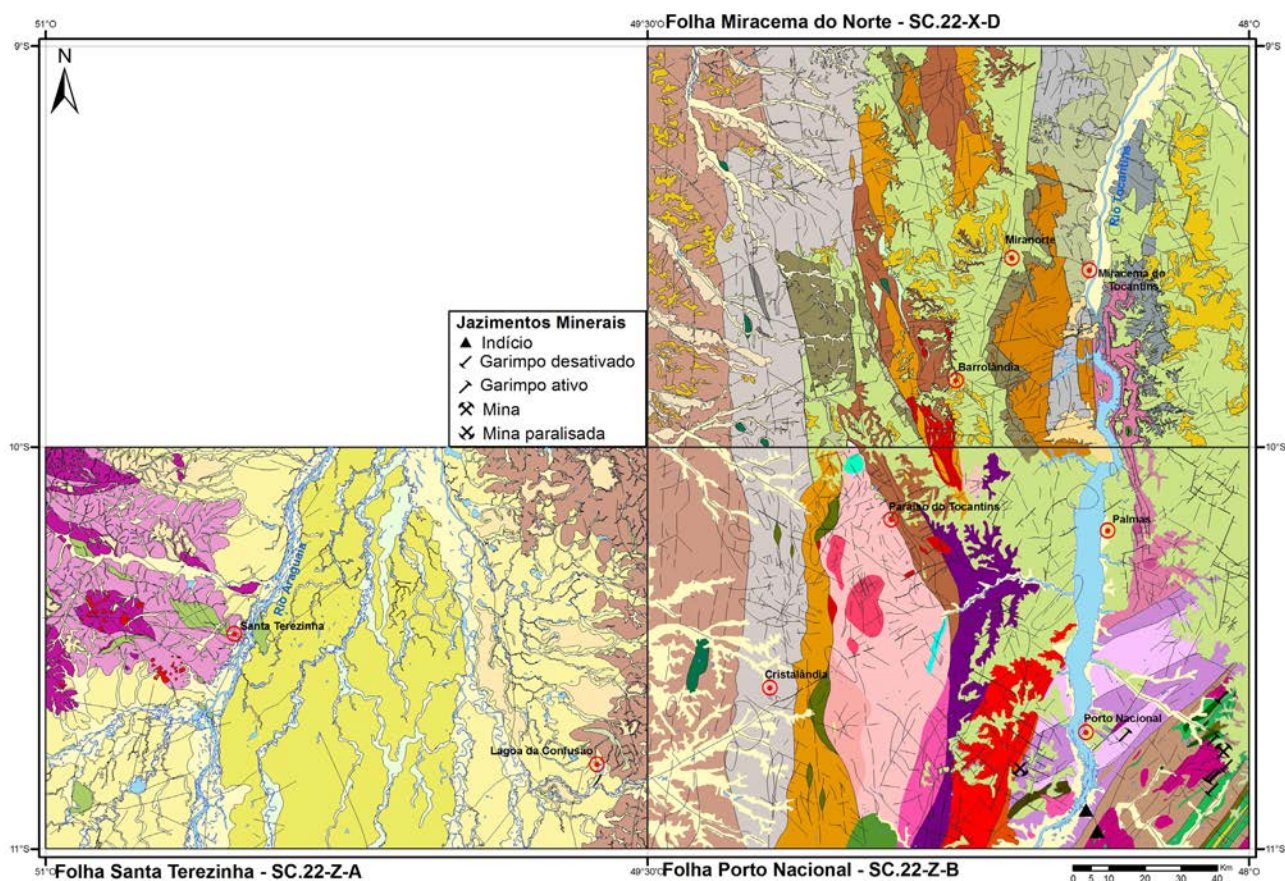


Figura 6.27 – Localização dos jazimentos de ouro.

Tabela 6.20 – Relação dos jazimentos de ouro.

LOCAL	UTM X	UTM Y	SUBSTÂNCIA	STATUS
PS-R-240	816057	8802574	Ouro	Ocorrência (garimpo desativado)
PS-R-241	816798	8798718	Ouro	Ocorrência (garimpo desativado)
PS-R-243	817618	8802881	Ouro	Jazida (garimpo ativo)
PS-R-316	817255	8801944	Ouro	Ocorrência (garimpo desativado)
PS-R-245	820787	8805241	Ouro	Ocorrência (garimpo desativado)
PS-R-267	764638	8804741	Ouro	Mina abandonada (mina do pontal)
PS-R-288	819745	8824187	Ouro	Ocorrência (garimpo desativado)
PS-R-313	793379	8814105	Ouro	Jazida (garimpo ativo)
PS-R-316	817255	8801944	Ouro	Ocorrência (garimpo desativado)
PS-R-442	820277	8809607	Ouro	Mina (Mina Serra Alta)
PS-R-447	817266	8812674	Ouro	Garimpo



## Garimpo da Raiz - PS-R-240 (UTM - 816057/8802574)

O Garimpo da Raiz consiste em um veio subvertical com 5m de espessura, 300m de comprimento (extensão aflorante), composto predominantemente por quartzo leitoso alojado em zona de cisalhamento extensional de direção N30°-40°W. A cava do garimpo possui 5 metros de profundidade. A figura 6.28 mostra alguns aspectos da mineralização deste garimpo.

Apesar da rocha encaixante apresentar evidências de silicificação, sericitização, epidotização e potassificação, a mineralização aurífera está associada predominantemente a inclusões (pequenos bolsões) de sulfeto principalmente de chumbo e zinco. O veio possui uma grande espessura, mas a mineralização está restrita à fase sulfetada que representa aproximadamente 5% de todo o veio. A porção que os garimpeiros chamam de “veio sujo” com pequenos aglomerados de galena e esfalerita é um guia empírico de exploração.

Foram coletadas amostras do filonito encaixante dos veios de quartzo, amostras do veio de quartzo leitoso sem inclusão e amostra do veio com inclusão. Os resultados, expostos na tabela 6.21 (amostras PS-R-240C, PS-R-240D, PS-R-240E, PS-R-240F), indicam que existe uma fase mineralizante na qual o ouro foi transportado juntamente com soluções contendo sulfetos de chumbo e zinco.

A encaixante do veio mineralizado é uma brecha hidrotermal com fragmentos angulosos de feldspato e venulação de quartzo, sericita, epidoto e pirita, localizada na borda do batólito do Carmo, pertencente à Suíte Plutonovulcânica Ipueiras. A composição modal da encaixante encontra-se na tabela 6.22.

O granitoide cisalhado é composto por quartzo, plagioclásio e K-feldspato. O cisalhamento está expresso em bandas finas, de no máximo 1 mm, onde a cominuição dos minerais é intensa, gerando estruturas propícias a percolação de fluidos hidrotermais, e à formação de sericita e quartzo, predominantemente (Fig.6.29).

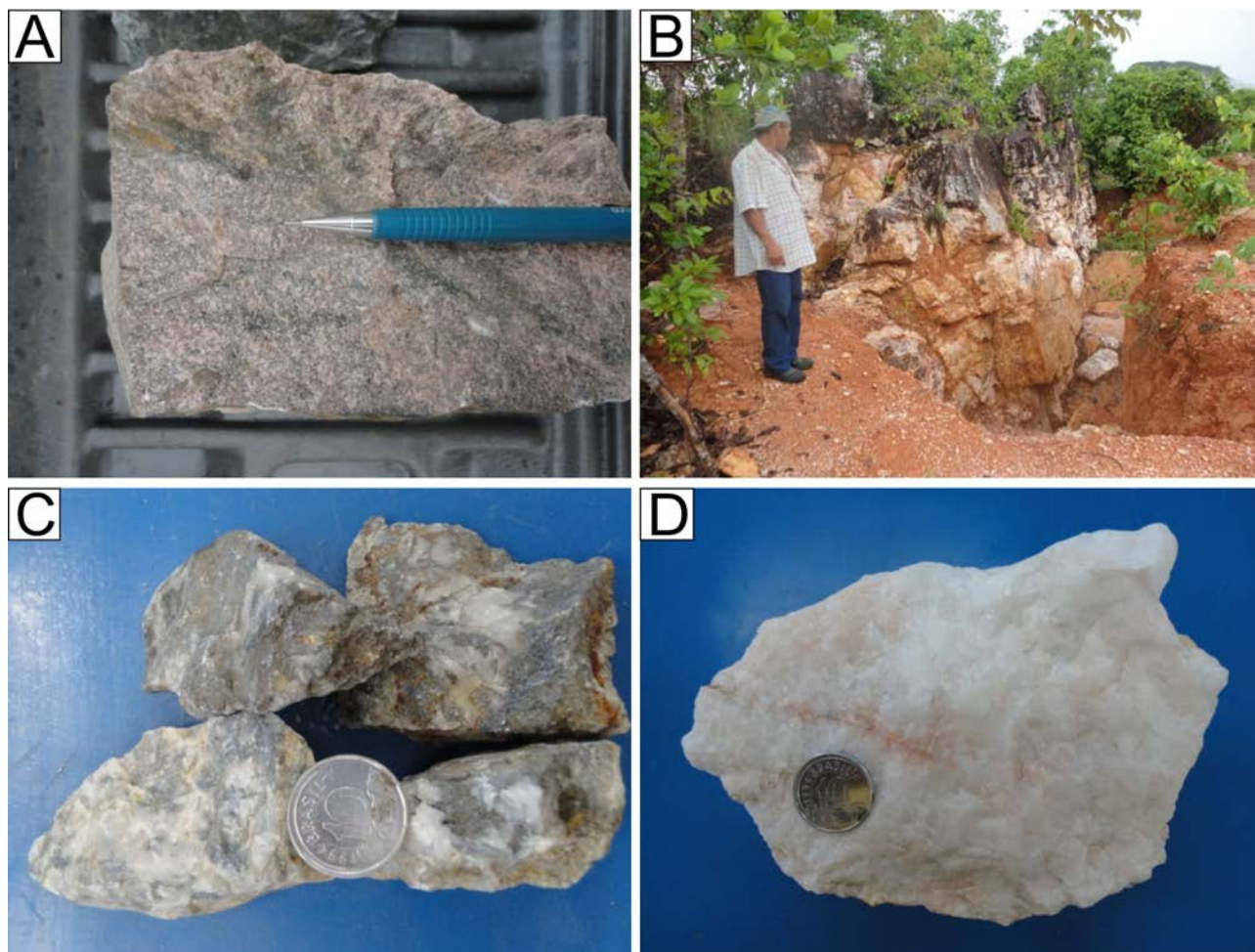


Figura 6.28 – Aspectos da mineralização do Garimpo da Raiz: A) Granito da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras, encaixante das mineralizações auríferas, deformado em regime rúptil e hidrotermalmente alterado. B) Veio de quartzo de grande porte, mineralizado a ouro, evidenciando a posição verticalizada, a deformação e a espessura do veio. C) Veios de quartzo com inclusões de sulfeto com ouro. D) Veio de quartzo leitoso sem inclusão de sulfeto e sem ouro.

Tabela 6.21 – Resultado das análises químicas em amostras de minério aurífero.

AMOSTRA	UTM X	UTM Y	Au (ppm)	Pd (ppb)	Pt (ppb)	CARACTERÍSTICAS DO MINÉRIO
PS-R-240C	816057	8802574	0,01	<5	<5	Filonito
PS-R-240D	816057	8802574	<5	<5	<5	Quartzo leitoso esteril
PS-R-240E	816057	8802574	0,113	<5	<5	Quartzo com pouca inclusão
PS-R-240F	816057	8802574	0,376	<5	<5	Quartzo co inclusão
PS-R-243A	817618	8802881	<5	<5	<5	Veio de quartzo sem inclusão
PS-R-243B	817618	8802881	4,186	<5	<5	Veio de quartzo com inclusão
PS-R-245	820787	8805241	0,359	<5	<5	Veio frente 1
PS-R-245A	820787	8805241	0,189	<5	<5	Veio frente 2
PS-R-245B	820787	8805241	51,052	<5	<5	Veio frente 3
PS-R-313	793379	8814105	0,076	<5	<5	Veio de quartzo com pouca inclusão
PS-R-313A	793379	8814105	14,572	<5	<5	Veio de quartzo com pouca inclusão
PS-R-316	817255	8801944	0,013	<5	<5	Encaixante granito alterada hidro
PS-R-316A	817255	8801944	0,07	<5	<5	Filonito
PS-R-313B	817255	8801944	6,89	<5	<5	Veio de quartzo com pouca inclusão
PS-R-195	699852	8870509	0,022	<5	<5	BIF

Tabela 6.22 – Granitóide encaixante das mineralizações de ouro do Garimpo da Raiz.

Quartzo	K-feldspato	Plagioclásio	Sericita	Biotita	Clorita
49	19	10	15	3	2
Opacos	Titanita	Carbonato			
2,5	0,3	0,2			

A alteração hidrotermal sob alta pressão também produziu fraturamento hidráulico e a superposição dos efeitos tectônicos e hidrotermais (Fig.6.29 A). Junto com o quartzo e a sericita ocorre clorita muito fina, compondo assim típica alteração fílica juntamente com a sulfetação (Figs. 6.29A e B). Em algumas vênulas, juntamente com a sericita, ocorre biotita hidrotermal, evidenciando a alteração potássica (Fig.6.29 D).

Garimpo do Moia - PS-R-241 (UTM 816798/8798718)

Neste garimpo as mineralizações apresentam as mesmas características do garimpo anteriormente descrito, entretanto a encaixante do veio de quartzo mineralizado é um quartzito da Sequência Vulcanossedimentar Monte do Carmo, o que significa que a mineralização é posterior a 600 Ma (idade da unidade). Assim como no Garimpo da Raiz, o veio de quartzo encontra-se associado à estrutura extensional de direção N30° - 50°W.

Garimpo sem nome PS-R-243 (UTM 817618/8802881)

As características da mineralização são muito semelhantes àquelas já descritas nos garimpos anteriores. O veio de quartzo é leitoso com inclusões de sulfeto, predominantemente de chumbo e zinco com ouro. A lavra garimpeira é feita de forma rudimentar com auxílio de pequenas marretas. O material, depois de moído, passa em uma caixa concentradora conhecida como *cobra fumando* onde se encontra uma placa de cobre com mercúrio para a amalgamação do ouro. O ouro é separado do mercúrio por sublimação e o mercúrio é eliminado diretamente na atmosfera. De forma empírica, os garimpeiros selecionam o material a ser processado com base nas inclusões sulfetadas. Da mesma forma que no Garimpo da Raiz, foram coletadas amostras de minério com e sem inclusões sulfetadas. Os resultados da tabela 6.21 mostram que, assim como no Garimpo da Raiz, o ouro está associado aos sulfetos de chumbo e zinco. A amostra com inclusão

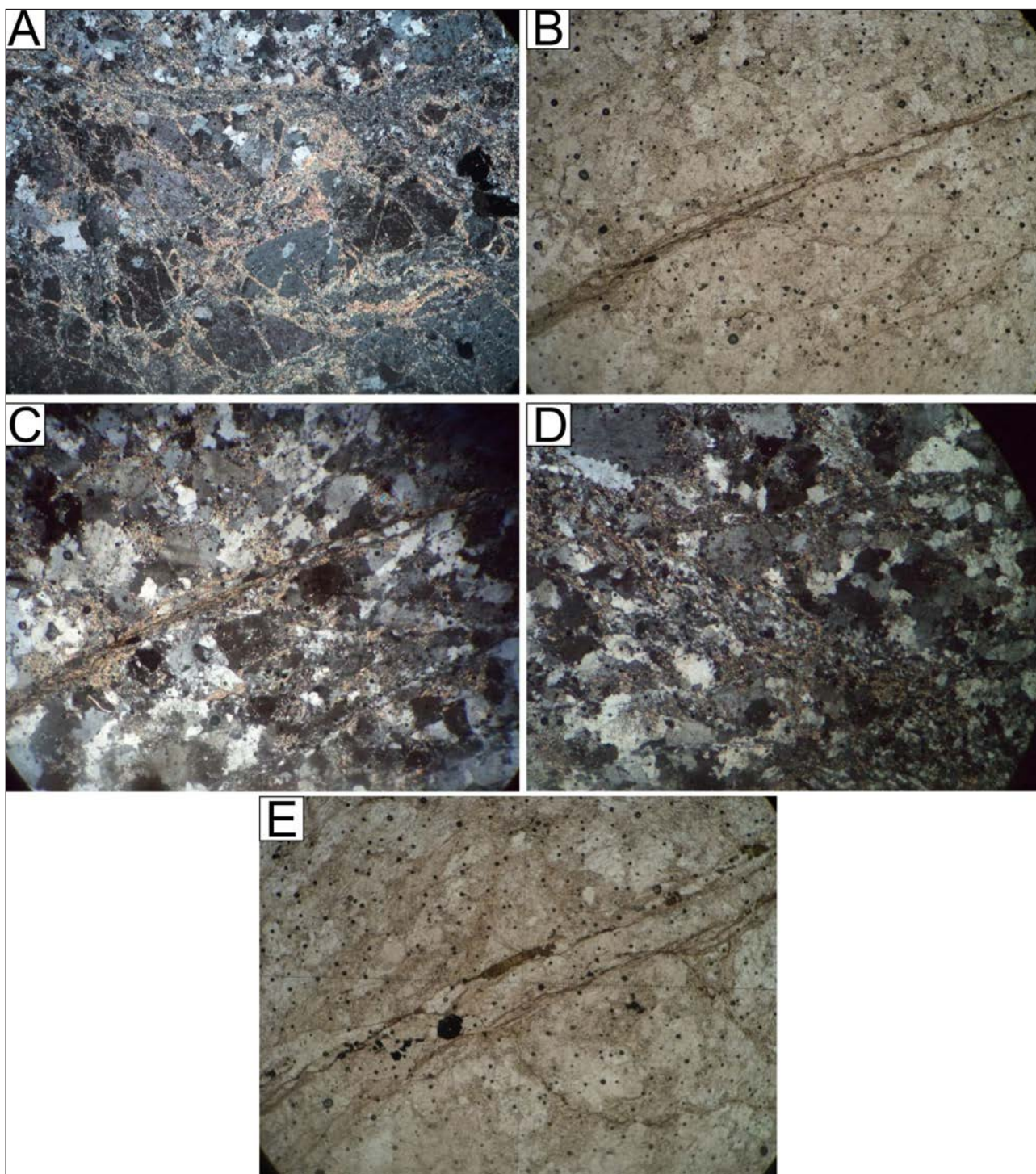


Figura 6.29 – Aspectos da alteração hidrotermal da encaixante das mineralizações de ouro do Garimpo da Raiz: A) Intensa brechação e sericitização. B) Vênula de quartzo e sericita hidrotermal. C) Vênula de quartzo, sericita e opacos (pirita). D) Cominuição tectônica de quartzo e feldspato. E) Biotita e opacos (pirita) hidrotermais.

apresenta teor de ouro de quatro gramas por tonelada, enquanto que a amostra sem inclusão não revelou a presença de ouro. A figura 6.30 apresenta as principais características texturais e estruturais da mineralização, assim como as características macroscópicas das encaixantes graníticas.

A figura 6.31 mostra a evolução da deformação da rocha encaixante do veio de minério. O granito mais afastado da zona deformada apresenta composição modal de um sienogranito (tab. 6.23).

Os protomilonitos e milonitos que se encontram em contato com os veios mineralizados apresentam bandas de deformação evidenciadas pela presença de quartzo orientado em forma de peixe, juntamente com sericita, caracterizando foliação milonítica desenvolvida por nucleação de fraturas pela ação de fluidos hidrotermais. Fragmentos de porfiroblastos de feldspatos entremeados com quartzo fitado mostram forte extinção ondulante ou ocorrem como agregados recristalizados.

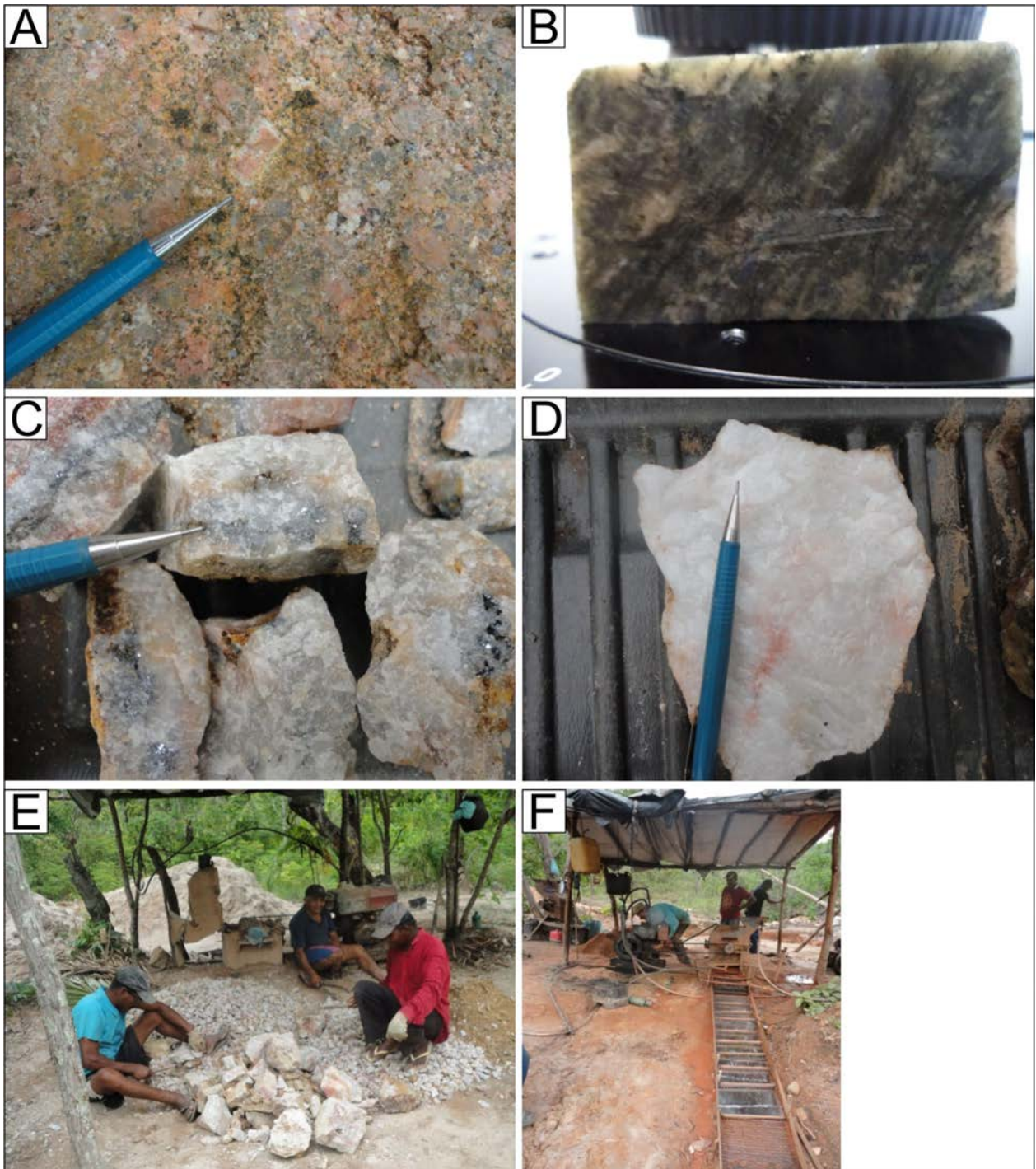


Figura 6.30 – Aspectos texturais e estruturais das mineralizações de ouro e das encaixantes da mineralização: A) Aspecto textural do monzogranito da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras com destaque para o pórfiro de feldspato com textura rapaquiwi. B) Granito encaixante da mineralização, mostrando as bandas de cisalhamento com alteração hidrotermal (esverdeadas). C) Minério aurífero selecionado pelos garimpeiros para processamento com base nas inclusões de sulfeto de chumbo e zinco (indicado pela seta). D) Veio de quartzo leitoso, isento de inclusões sulfetadas, consequentemente estéril. E) Processo de cominuição manual do minério. F) Conjunto formado Moinho de martelo parara a moagem do material selecionado pelos garimpeiros e caixa concentradora com placa amalgamada.

Tabela 6.23 – Composição modal de uma amostra de sienogranito da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras, encaixante das mineralizações auríferas da região de Monte do Carmo.

<b>K-feldspato</b>	<b>Plagioclásio</b>	<b>Quartzo</b>	<b>Biotita</b>	<b>Clorita</b>
45%	25%	20%	5%	2%
<b>Muscovita</b>	<b>Sericita</b>	<b>Opaco</b>	<b>Titanita</b>	<b>Carbonato</b>
1%	2%	Tr	Tr	Tr

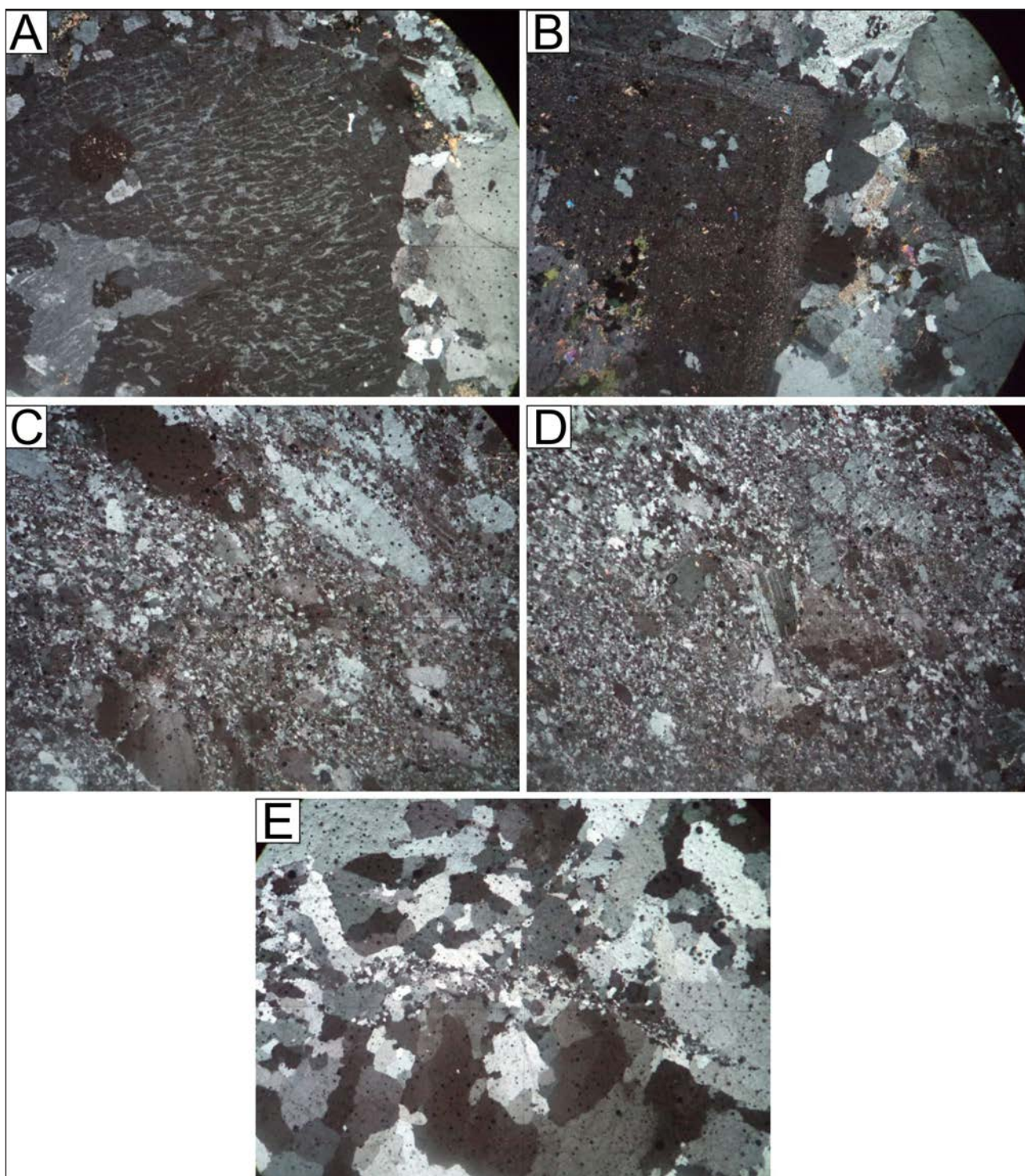


Figura 6.31 – Aspectos texturais e estruturais das encaixantes e do veio mineralizado em nível microscópico: A) K-feldspato pertítico em rocha preservada da deformação. B) Plagioclásio em protomilonito de granito, preservando os aspectos texturais da rocha original. C) Aspecto textural e estrutural do granito encaixante das mineralizações com destaque para as bandas miloníticas caracterizadas por feixes de quartzo. D) O mesmo milonito da foto anterior com cristais de plagioclásio preservados dentro da banda milonítica. E) Cristais de quartzo de diferentes granulometrias, evidenciando que o veio de quartzo passou por processo deformacional.

O veio de quartzo apresenta agregados de cristais deformados, imbricados, contatos serrilhados e forte extinção ondulante, evidenciando o estágio sin a pós-deformacional. Sericita e opacos ocorrem associados em microvênulas, impregnados de hidróxido de ferro vermelho.

Garimpo sem nome - PS-R-245 (820787/8805241)

Neste local ocorre um enxame de veios em várias frentes de garimpo com as mesmas características dos garimpos já descritos. Foi realizada uma amostragem do minério de cada uma

das frentes de garimpo deste local e verificou-se que, mesmo considerando a pouca representatividade da amostragem, os teores são extremamente erráticos. Os dados da tabela 6.21 demonstram que estes teores oscilaram entre 0,2 e 51 gramas de ouro por tonelada. A figura 6.32 mostra uma “cava” alagada com um enxame de veios de quartzo leitoso budinado e amostras de minério (quartzo leitoso com inclusões de sulfeto).

#### Garimpo da Torre PS-R-313 (793379/8814105)

No entorno da serra onde se localiza a torre de TV de Porto Nacional, foram abertas várias frentes de garimpo. Na meia encosta da serra existem varias frentes de garimpo à céu aberto, e um *shaft* com 10 metros de profundidade. Neste local (coordenas UTM 793379/8814105), ocorrem veios de quartzo leitoso com até 5 metros de espessura. O ouro está associado aos sulfetos (galena, pirita e esfalerita) que ocorrem em agregados ou sob a forma de filmes nas fraturas. A maior parte dos veios é estéril e grande parte do ouro ocorre de forma livre e, segundo informações dos garimpeiros, possui elevado grau de pureza. As análises realizadas em amostras do garimpo da torre (PS-R-313 – tabela 6.21) também se comportaram como as demais amostras analisadas em outras frentes de garimpo, ou seja, amostras ricas em inclusões de sulfeto possuem teores elevados de ouro (até 14 gramas de ouro por tonelada). Diferente do que foi observado até agora nas outras frentes de garimpo nas quais os veios são extencionais com direção NW, no Garimpo da Torre o veio acompanha uma zona de cisalhamento de baixo angulo de atitude N50°E/20°SE. A encaixante do veio é um milonito hidrotermalmente alterado, cujo protólito sugere rocha paraderivada muito deformada com camadas

de grafita xisto que ocorre na meia encosta da serra da torre de TV. A figura 6.33 ilustra as principais características do Garimpo da Torre.

Em outra frente, localizada no sopé da serra da torre de TV (coordenadas 794009/88132630), a mineralização é explorada através de um *shaft* com 12 metros de profundidade. O veio apresenta as mesmas características do veio descrito na meia encosta da serra, entretanto, a encaixante da mineralização é um tonalito hidrotermalizado. Rocha de cor cinza com manchas esverdeadas, granulação média, com foliação insipiente, constituída essencialmente de quartzo (39%), plagioclásio (34%), biotita+ muscovita (4%) e sericita+Zoizita+epidoto (22%). A rocha está hidrotermalmente muito alterada e grande parte dos plagioclásios está saussuritizada.

A partir das informações dos garimpeiros, estima-se que o teor de ouro dessa frente de garimpo seja de 15 gramas por tonelada, praticamente o mesmo da amostra de minério coletada para análise, cujo resultado consta na tabela 6.21, citada anteriormente.

#### Garimpo da Bateia - PS-R-316 (coordenadas UTM 817255/8801933)

Este garimpo se localiza à meia encosta de uma serra e uma das suas principais características é a intensa alteração hidrotermal sericítica. A coleta de informações foi muito prejudicada em função de o garimpo estar desativado e dos desmoronamentos, em consequência da localização topográfica do garimpo.

A mineralização está encaixada em um filonito, produto da interação entre as soluções hidrotermais e os milonitos. Foram coletadas para análise química

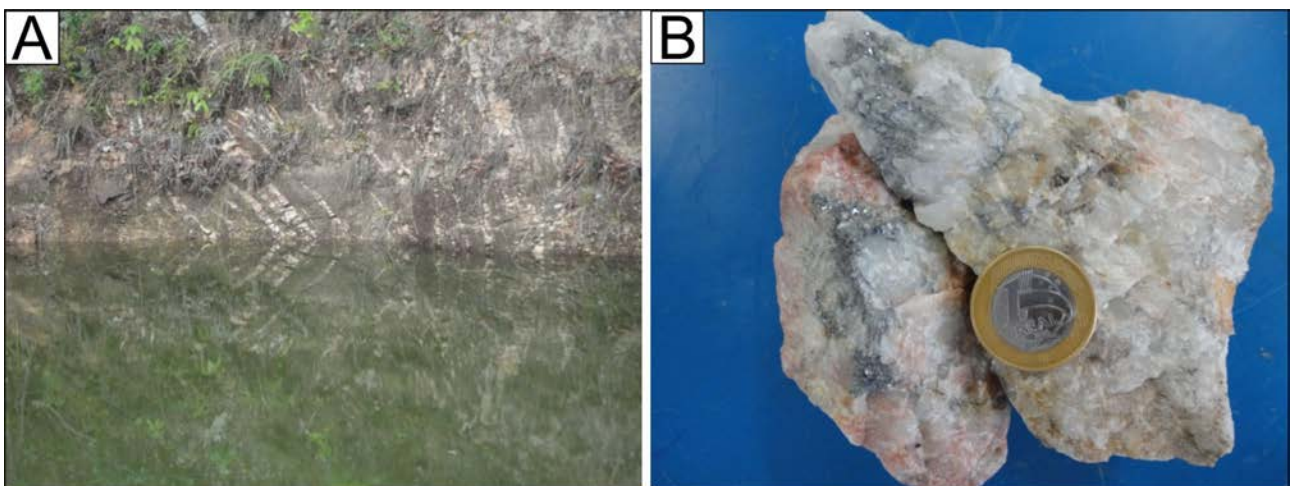


Figura 6.32 - Morfologia dos veios mineralizados e características do veio de quartzo fraturado com nódulos de sulfeto de chumbo: A) - Enxame de veios de quartzo na parede de uma cava alagada. B) Veios de quartzo com inclusões de galena e ouro.

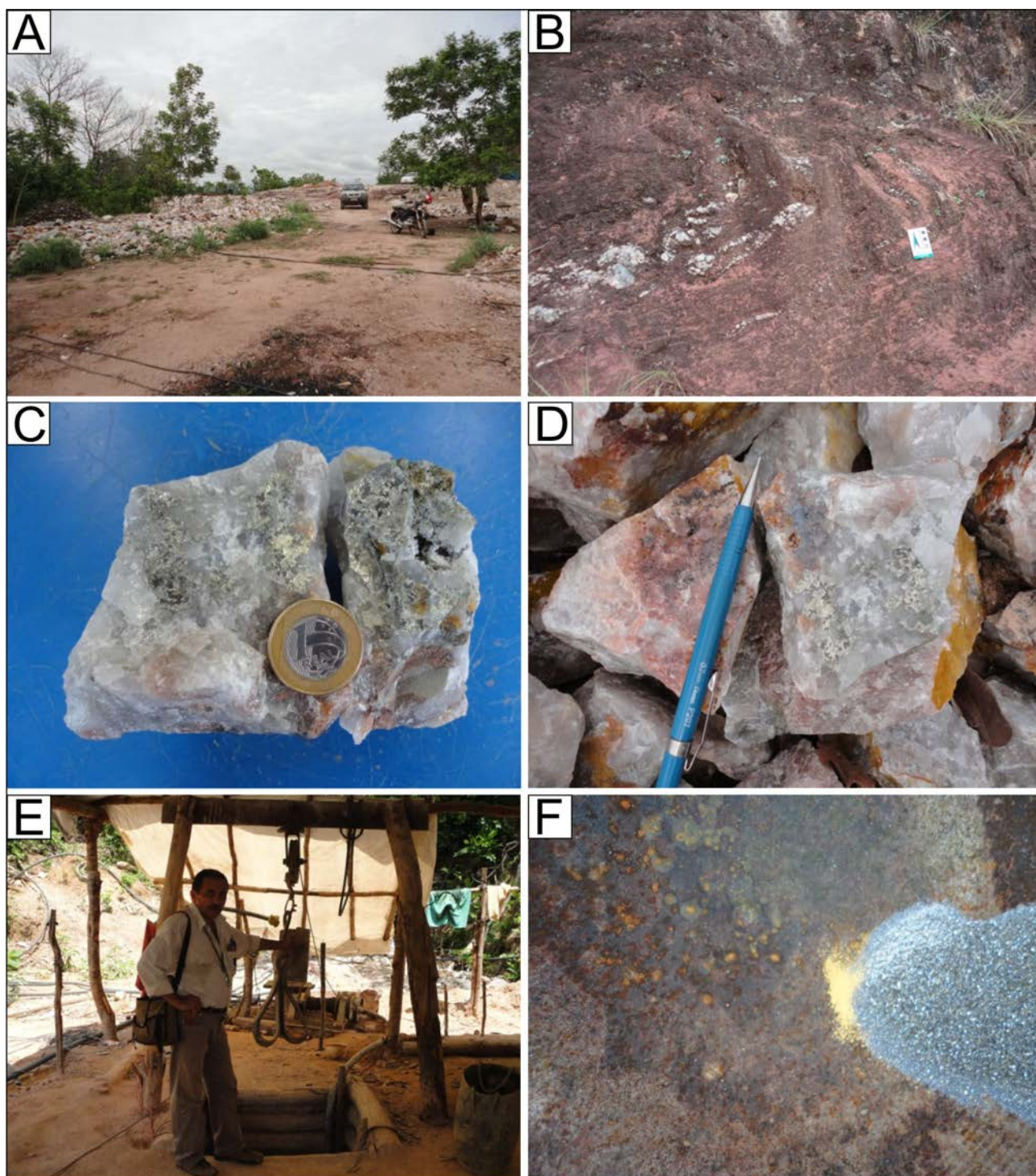


Figura 6.33 – Aspectos do garimpo da torre de TV de Porto Nacional: A) Vista geral do Garimpo da Torre com destaque para a pilha de quartzo estéril, a esquerda da fotografia. B) Metassedimentos dobrados com vênulas de quartzo nas zonas de charneira e nos planos axiais das dobras. C) Veio de quartzo com filmes de pirita. D) Veio de quartzo com filmes de sulfeto. E) Shaft para a exploração de ouro no sopé da serra da torre de TV. F) Ouro no fundo da bateia, produto da concentração de um fragmento de veio moído pelo garimpeiro.

amostras do granito encaixante hidrotermalizado (PS-R-316), amostras de filonito (PS-R-316A) e amostras do minério (PS-R-316B). No protomilonito do granito e no filonito foram detectados apenas traços de ouro, enquanto no veio os teores detectados são da ordem de sete gramas por tonelada (tab. 6.21). A figura 6.34 mostra as características do Garimpo da Bateia.

Garimpo sem nome PS-R-447 (Coordenadas UTM 817266 - 8812674)

Este garimpo tem características peculiares em relação aos demais garimpos pesquisados, uma vez que as mineralizações se encontram no contato entre rochas graníticas e vulcânicas, na porção

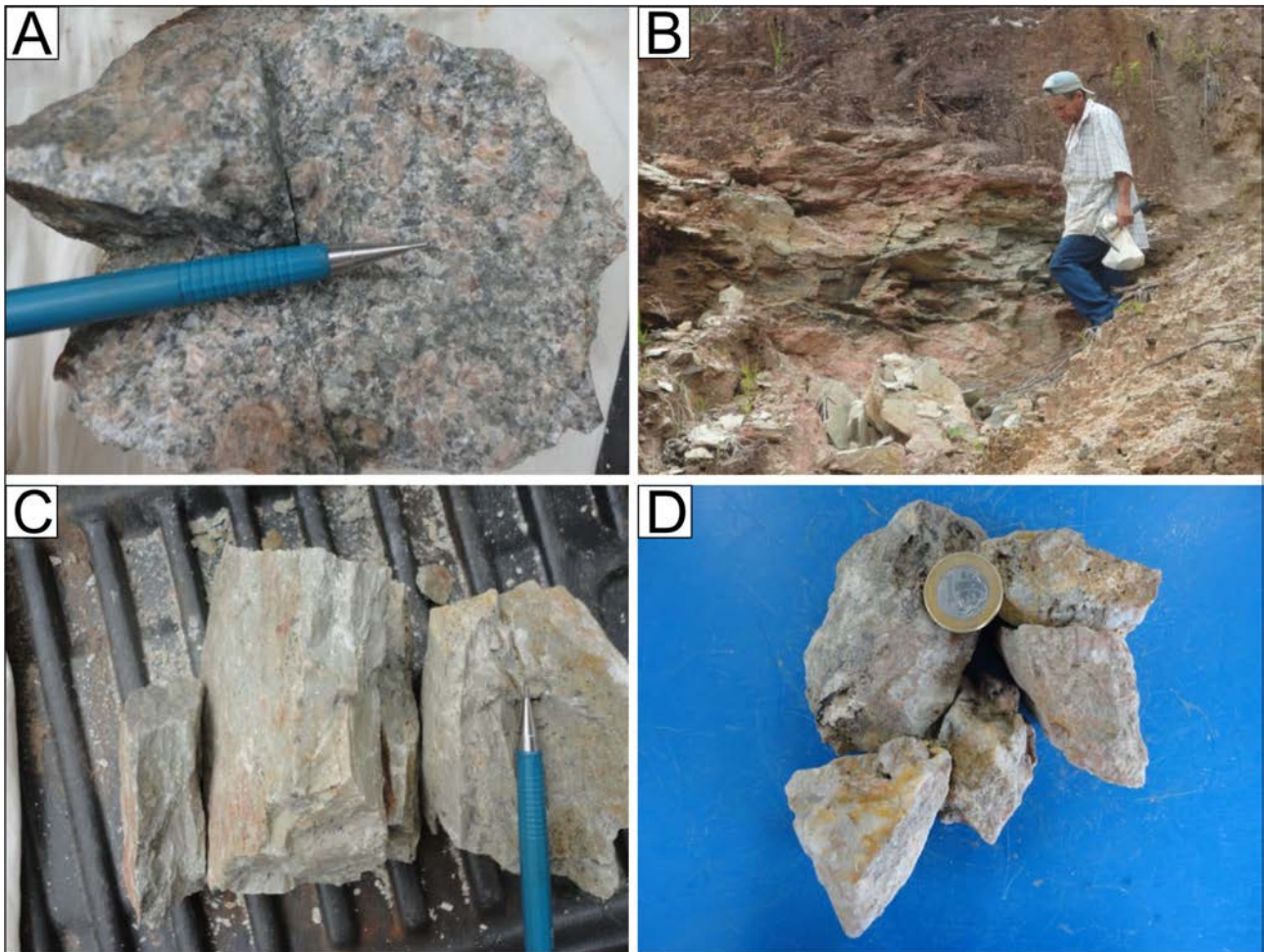


Figura 6.34 – Características das mineralizações do Garimpo da Bateia: A) Monzogranito da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras, encaixante das mineralizações. B) Milonito encaixante dos veios de quartzo mineralizados. C) Filonito. D) Minério aurífero. Veio de quartzo com sulfeto.

noroeste do batólito do Carmo. As rochas foram afetadas pela deformação e alteração hidrotermal. Outra constatação com relação às peculiaridades deste garimpo, é que predomina arsenieto (arsenopirita) em relação a pirita. Aparentemente o ouro acompanha a arsenopirita, que ocorre sob a forma de aglomerados, disseminada ou preenchendo fraturas. Outra característica peculiar deste garimpo é o fato das mineralizações se encontrarem na rocha vulcânica. A presença de filmes de pirita e arsenopirita nos planos da foliação sugere que a alteração hidrotermal ocorreu concomitante com a deformação. A figura 6.35 mostra algumas feições da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras, encaixante das mineralizações auríferas.

A rocha plutônica tem características de rocha subvulcânica de composição monzogranítica e as vulcânicas são predominantemente piroclásticas (tufo) e riolitos. A sequência de fotografias da figura 6.36, mostra o contato entre duas rochas ígneas ácidas, ambas afetadas por forte alteração hidrotermal propilítica (Figs. 6.36 B e C). A vulcânica é composta por trama maciça de quartzo subédrico

a euédrico, com hábito bipiramidal, frequentemente incluso por apatita, opacos com bordas de titanita (secundárias), plagioclásio fortemente epidotizado e clorita verde, pleocróica. Observa-se uma fratura preenchida por material alaranjado, provavelmente hidróxido de Fe (Fig.6.36 C). A alteração sulfetada, provavelmente representa a segunda e principal fase da mineralização, encontra-se sob a forma de aglomerados, disseminada e em fraturas que, no caso da pirita, quando alterada, aparece sob a forma de óxido de ferro. O granito apresenta cor esverdeada devido ao intenso processo de alteração (Fig.6.36 D).

Mina da Serra Alta - PS-R-442 (Coordenadas UTM 820244/8809607)

As mineralizações de ouro da região de Monte do Carmo são exploradas desde o século passado. Nas três últimas décadas se intensificaram os trabalhos de pesquisa acadêmica e de empresas mineradoras na tentativa de esclarecer os mecanismos de controle das mineralizações auríferas.



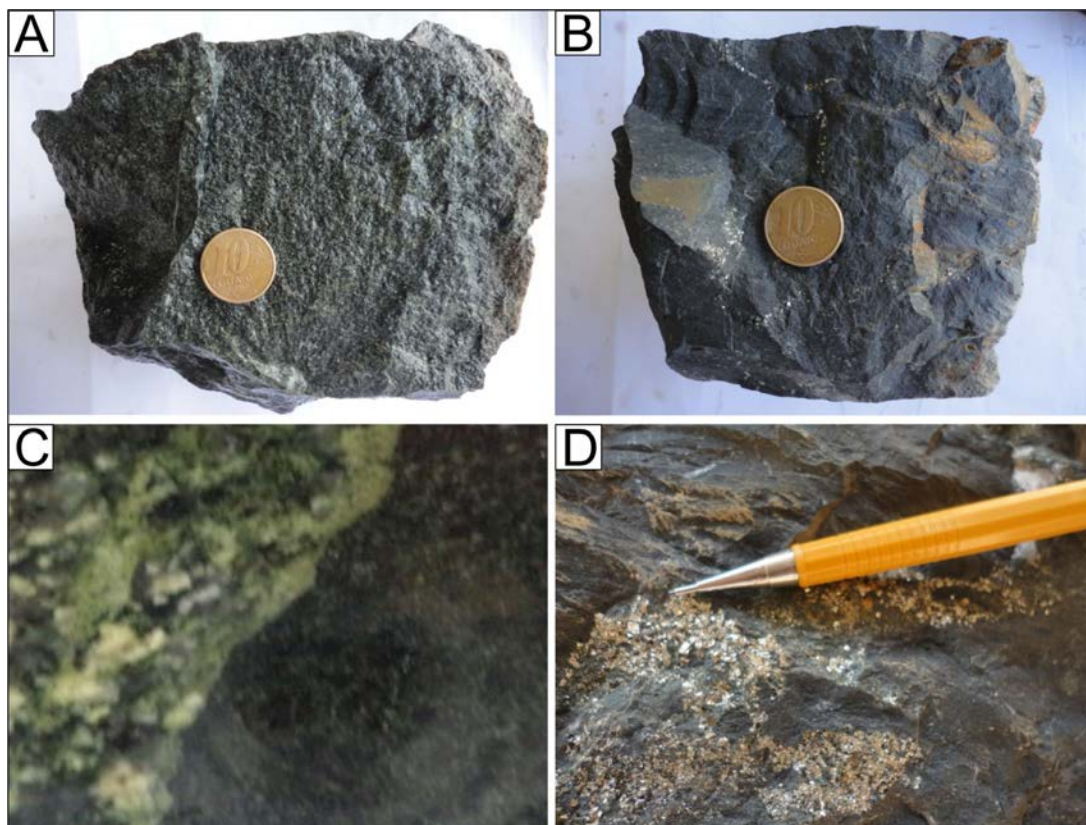


Figura 6.35 – Aspectos da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras, encaixante da mineralização de ouro: A) Granito hidrotermalizado. B) Riolito hidrotermalizado. C) Contato do granito com o riolito, ambos hidrotermalizados. D) Filmes de sulfeto e arsenieto preenchendo fraturas.

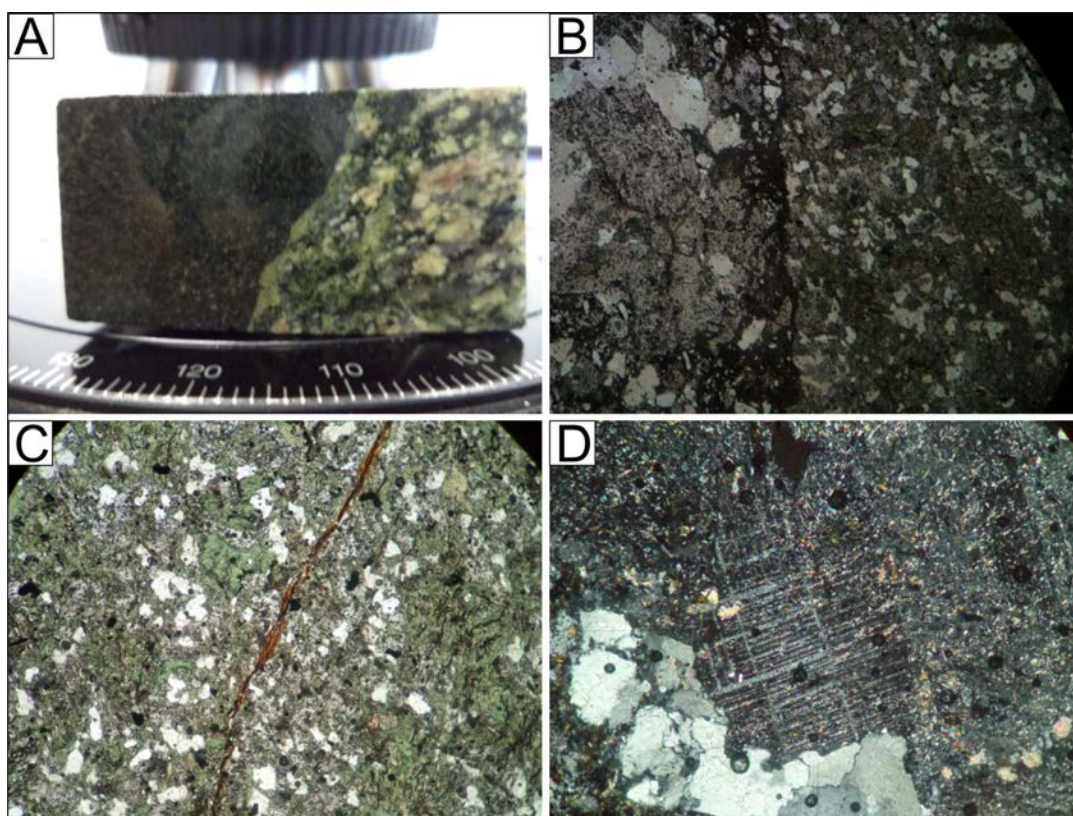


Figura 6.36 – Aspectos microscópicos dos granitos e vulcânicas, encaixantes das mineralizações de ouro: A) Contato entre riolito e granito granofírico, ambos cloritizados. B) O mesmo contato entre o granito e o riolito, em lâmina. C) Fratura preenchida por hidróxido de ferro, proveniente da alteração de pirita, em riolito hidrotermalizado. D) Plagioclásio e microclínio saussuritizados.

Foi realizada uma breve visita à Mina da Serra Alta, localizada à meia encosta da Serra do Carmo, nos arredores da cidade de Monte do Carmo. De todos os jazimentos de ouro visitados o depósito da Serra Alta é o que apresenta o maior halo de alteração hidrotermal visível. Este depósito se formou a partir de um processo progressivo que associa concomitantemente a deformação com a alteração hidrotermal. A primeira fase deste

processo está representada por ampla e penetrativa potassificação e silicificação (Figs. 6.37 A e B). Uma segunda fase do processo está relacionada à formação de sistema de estruturas de cisalhamento através do qual percolaram as soluções hidrotermais responsáveis pela formação de halos de alteração clorítica e sericítica de espessuras variadas (Figs. 6.37 C e D). Com o prosseguimento da deformação, representada nesta fase por conjunto de fraturas

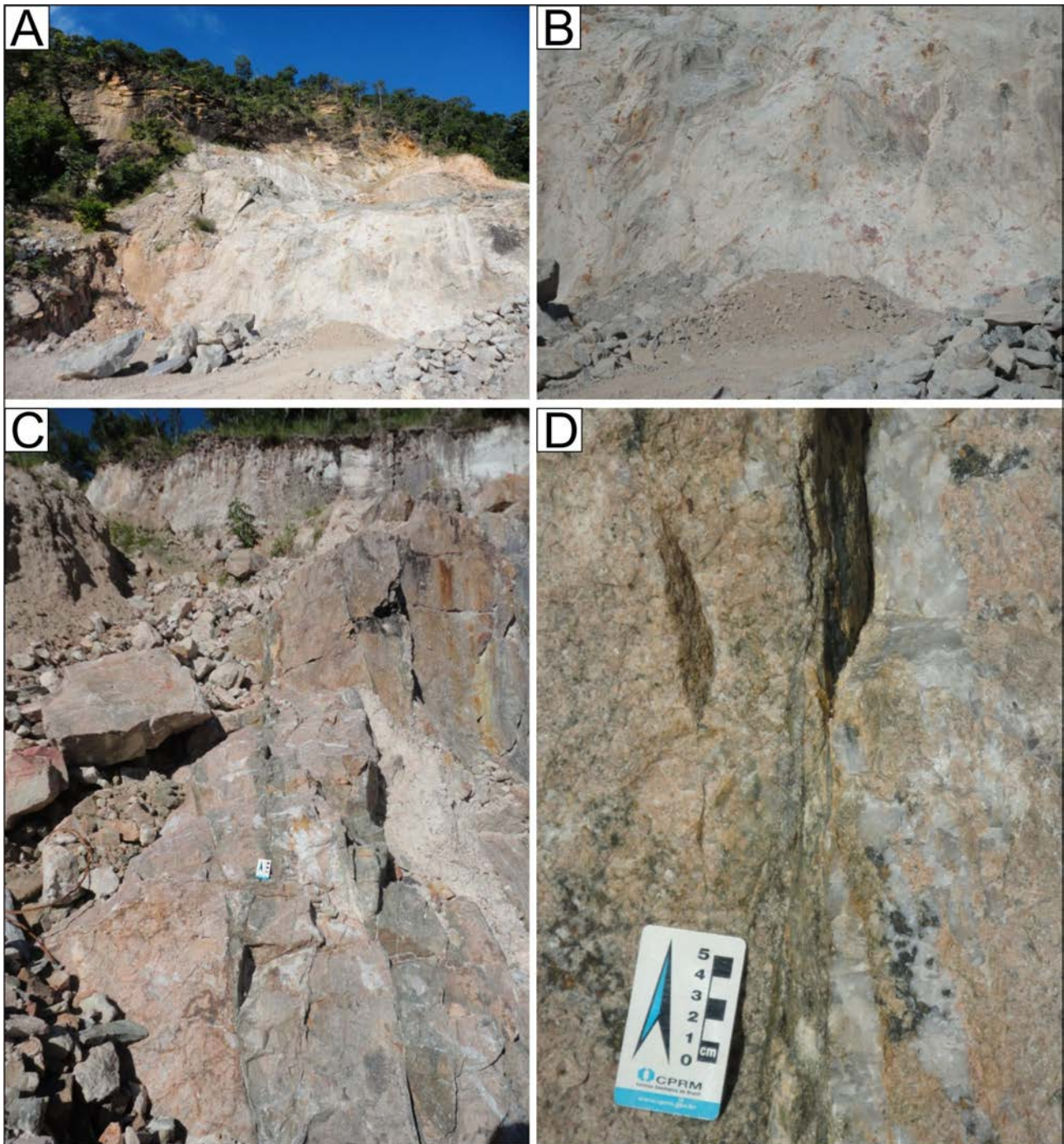


Figura 6.37 – Aspectos da rocha encaixante e do controle estrutural das mineralizações: A) Vista geral do depósito da Serra Alta onde se observa o intenso processo de alteração hidrotermal (potassificação e silicificação) que corresponde à primeira fase de alteração hidrotermal. B) Detalhe da fotografia anterior, mostrando os pontos vermelhos produto da oxidação de sulfetos de ferro. C) Sistemas de fraturas de cisalhamento através das quais migraram as soluções hidrotermais. As porções mais cinza esverdeadas representam os halos de alteração hidrotermal. D) Sistema de fraturas de cisalhamento com terminação em “rabo de cavalo”, preenchidas por soluções hidrotermais.

extencionais e preenchimento progressivo por soluções hidrotermais (veios de preenchimento, zonados e com estrutura tipo “dente de cão”) ocorreu a fase de mineralização mais importante com a formação de veios de quartzo sulfetados com ouro. Estes veios de quartzo zonados com textura de preenchimento mostram borda com material escuro, provavelmente clorita e sericita e a porção central preenchida por quartzo  $\pm$  sulfeto (galena, esfalerita, calcopirita, arsenopirita e pirita) e ouro (Fig.6.38).

As rochas encaixantes da mineralização são monzogranitos da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras compostos essencialmente por K-feldspato (38%), quartzo (30%) e plagioclásio (25%). Na região do depósito todas as rochas mostram evidência de alteração. Em uma amostra analisada, o plagioclásio está parcialmente alterado à sericita e o quartzo encontra-se intersticial aos feldspatos, formando agregados de cristais xenomórficos com extinção ondulante e recristalizado em microvênulas e fraturas.

Uma amostra de veio de quartzo sulfetado apresentou elevado teor de ouro, altos valores de prata e valores anômalos de chumbo e zinco. Se por um lado uma única amostra não representa o depósito e provavelmente pode transmitir uma ideia tendenciosa dos teores de ouro, por outro, serve para dar uma idéia da paragênese mineral à qual o ouro está associado.

Apesar de apresentar uma paragênese mais complexa este depósito mantém uma característica comum com os demais jazimentos visitados: os valores mais elevados de ouro estão relacionados aos altos valores de chumbo e zinco.

Para a análise da gênese das mineralizações de ouro da região de Monte do Carmo, são considerados os seguintes fatos: i) A encaixante da maioria das mineralizações são Monzogranitos a granodioritos do tipo “A” da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras de idade em torno de 2050 Ma. ii) As idades das mineralizações e dos hidrotermalitos encaixantes das mesmas, estão ao redor de 550 Ma.. iii) O ouro

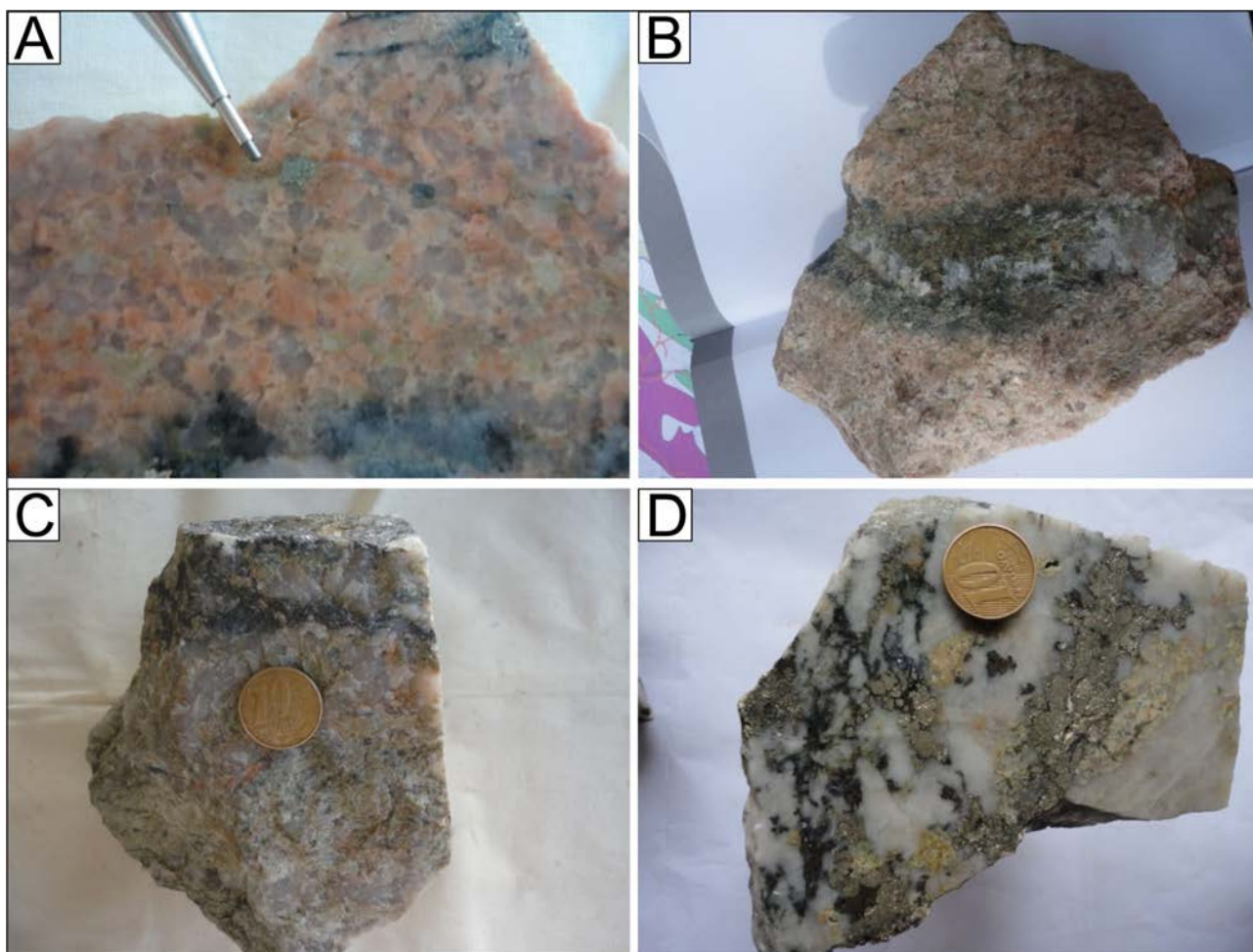


Figura 6.38 – Aspectos da mineralização da Mina da Serra Alta: A) Alteração hidrotermal penetrativa com sericitização e sulfetação. B) Veio zonado evidenciando o processo de abertura e preenchimento por pulsos de alteração hidrotermal. Sericita nas bordas e quartzo $\pm$ sulfeto $\pm$ ouro no centro. C) Veio bandado com fase hidrotermal (mais escura) representada por sulfeto de chumbo e zinco. D) veio de quartzo com galena, esfalerita, pirita, calcopirita e elevado teor de ouro até - 123 gramas de ouro por tonelada - (PS-M-442).

está acompanhado principalmente por sulfetos de Pb e Zn. iv) A maioria das mineralizações encontram-se em fraturas extensionais de direção NW, produzidas a partir de zonas de cisalhamento de direção NE nas bordas do Batólito do Carmo, pertencente à Suíte Plutonovulcânica Ipueiras. Com base nestes dados, é possível concluir que o Batólito do Carmo comportou-se como um corpo rígido e frio, que serviu como encaixante das mineralizações de ouro que migraram através de zonas de cisalhamento, durante a deformação que deu origem aos lineamentos Transbrasilianos. Existe dúvida sobre a fonte do ouro, entretanto, a paragênese mineral composta por chumbo e zinco, sugere que a fonte do ouro poderia ser as rochas vulcanossedimentares da Formação Monte do Carmo (600 Ma.). Os depósitos de ouro poderiam ser classificados como do tipo metamorfo-estruturogênicos no qual o ouro teria sido remobilizado da Formação Monte do Carmo por fluidos hidrotermais de origem metamórfica, migrado através e zonas de cisalhamento para fraturas extensionais, nas bordas do Batólito do Carmo.

A tabela 6.24 mostra os teores dos principais elementos em análise de amostra de veio de quartzo muito sulfetado.

Mina do Pontal - PS-R-267 (Coordenadas UTM 764638 - 8804741)

Os trabalhos sobre o depósito do Pontal restringem-se àqueles desenvolvidos pela METAGO. Santos (1989), em estudo de inclusões fluidas e termobarometria, sugere que o depósito do

pontal estaria geneticamente associado a fluidos metamorfo-estruturogênicos ( $H_2O-CO_2$ ), circulando através de zonas de cisalhamento, lixiviando e depositando o ouro no nível dúctil próximo a transição das fácies xisto verde-anfibolito.

A mina do pontal foi explorada pela empresa Metais de Goiás – METAGO na década de 1970. Atualmente, apenas alguns garimpeiros exploram, de forma rudimentar, os rejeitos da mina. A mina foi desenvolvida em veio de quartzo de cisalhamento de direção N15-30E e mergulho de 60°-70° para SE. O veio tem 120 metros de comprimento, 0,5m de espessura e 60m de profundidade. A mina se desenvolveu em um sistema de *shaft* e galerias. As encaixantes da mineralização são gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica. A foliação desenvolvida no veio é paralela à foliação da encaixante e sugere que o alojamento do veio foi concomitante com a deformação.

A tabela 6.25 mostra a grande variação no teor de ouro ao longo do veio, assim como uma paragênese extremamente simples, com baixos teores de cobre chumbo e zinco e ausência de antimônio, mercúrio e arsênio, características que diferenciam a Mina do Pontal da Mina da Serra Alta, que apresenta altos valores de Cu, Pb e Zn. A tabela 6.26 compara os teores de metais da mina do Pontal com os teores da mina da Serra Alta.

A rocha encaixante dos veios é bandada, com bandas mais escuras compostas essencialmente de biotita e bandas mais claras compostas de quartzo e feldspato. A figura 6.39A mostra as principais características do tonalito do Pontal.

Tabela 6.24 – Teor de ouro e dos principais elementos analisados em uma amostra de minério da Mina da Serra Alta, com destaque para os altos valores de Pb, Zn (e Cu).

AMOSTRA	Au (ppm)	Ag (ppm)	As (ppm)	Bi (ppm)	Cd (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Sb (ppm)	Te (ppm)
PS-M-442	123	>10	201	100	467	3518	>10.000	>10.000	3,85	5

Tabela 6.25 – Teores dos principais elementos da mina do Pontal  
Fonte: Santos (1989).

Au (ppm)	Ag (ppm)	Sb (ppm)	Hg (ppm)	As (ppm)	Pb(ppm)	Zn (ppm)	Cu (ppm)
16 a 245	1 a 57	<1	<50	<1	14 a 320	14 a 196	13 a 173

Tabela 6.26 – Comparação entre os teores de metais da Mina do Pontal e os teores da Mina da Serra Alta. (1) - Dados de Santos (1989) (2) - Dados deste projeto.

MINA	Au (ppm)	Ag (ppm)	Sb (ppm)	Hg (ppm)	As (ppm)	Pb(ppm)	Zn (ppm)	Cu (ppm)
PONTAL (1)	16 a 245	1 a 57	<1	<50	<1	14 a 320	14 a 196	13 a 173
SERRA ALTA (2)	123	>10	3,85		201	>10.00	>10.000	3.518

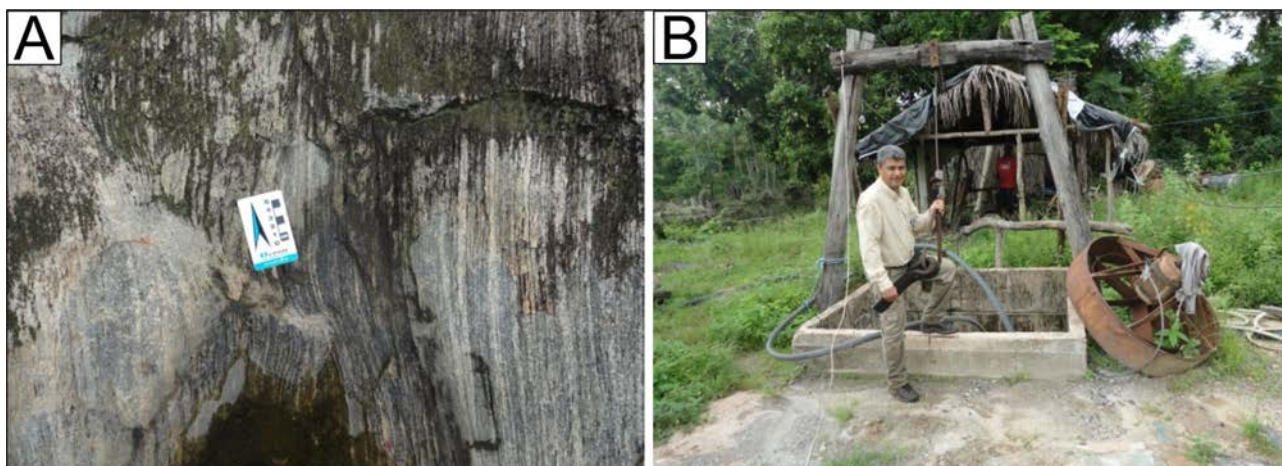


Figura 6.39 – A) Aspecto textural e estrutural do tonalito da Mina do Pontal. B) Shaft utilizado para a lavra do veio de quartzo, com destaque para o sistema de transporte dos trabalhadores até o interior da mina: um cabo de aço com uma tira de pneu que sustenta o trabalhador. O cabo de aço é acionado por um guincho.

### 6.2.3 - Não Metálicos

#### 6.2.3.1 - Água Mineral

Foram catalogadas duas jazidas de água mineral em produção. Ambas estão localizadas na Bacia do Parnaíba, no contato entre a Formação Jaicós, do Grupo Serra Grande e a Formação Pimenteiras, do Grupo Canindé. A tabela 6.27 apresenta a relação dos jazimentos de água mineral e a figura 6.40 a localização dos mesmos.

Tabela 6.27 – Relação dos jazimentos de água mineral.

LOCAL	UTM X	UTM Y	SUBSTÂNCIA	STATUS
PS-R-384	816877	8884505	Água mineral	Jazida
PS-R-452	762731	8820490	Água mineral	Jazida

#### 6.2.3.2 - Cálccario

Entre as rochas e minerais industriais os calcários são, seguramente, as que apresentam a maior multiplicidade de uso, ultrapassando uma centena de aplicações, desde as mais usuais como corretivo de solos e cimento, até floculante em sistema de tratamento de água. As imensas planícies formadas pelos sedimentos da Faixa Araguaia (Formações Pequizeiro e Couto Magalhães), juntamente com a planície do Rio Araguaia, tem despontado como uma nova fronteira agrícola, no estado do Tocantins. É nesse contexto que se inserem as jazidas de rochas calcárias relacionadas à Formação Couto Magalhães. O principal jazimento localiza-se na Folha Santa Teresinha, próximo à sede do município de Lagoa da Confusão (Fig.6.41).

A rocha carbonática ocorre sob a forma de lentes quilométricas intercaladas em metapelitos da Formação Couto Magalhães e afloram sob a forma de morros isolados. No local existe uma jazida que é explorada pela empresa Calcário Cristalândia Ltda que produz pó calcário para utilização na agricultura regional. A lavra a céu aberto explora um calcário calcítico microcristalino de cor cinza com estruturas algais. As reservas estimadas estão na ordem de 1.850.000 toneladas. A figura 6.42 reúne os aspectos macroscópicos do calcário.

#### 6.2.3.3 - Elementos Terras Raras

Os elementos terras raras podem ocorrer em uma variada gama de ambientes geológicos, entretanto, os principais depósitos destes elementos ocorrem em intrusivas alcalinas e em depósitos de placeres costeiros. A tabela 6.28 apresenta uma síntese dos principais ambientes propícios à formação de depósitos de ETR. 95 % dos óxidos de terras raras são provenientes de três minerais: monazita, bastnaesita e xenotímio. As aplicações mais nobres dos ETR incluem lentes de alta refração, turbinas para energia eólica, ímãs permanentes, circuitos eletroeletrônicos, catalisadores de gases de escapamentos, telefones celulares, ressonância magnética nuclear, cristais geradores de lasers, supercondutores, entre outras.

Devido a sua imensidão territorial e diversidade de ambientes geológicos, o Brasil possui grande potencial para depósitos de terras raras e a CPRM tem concentrado esforços para fornecer informações básicas que auxiliem na ampliação das reservas brasileiras com a criação de um programa específico com esta finalidade.

A china, além de conter as maiores reservas e manter o monopólio na produção de

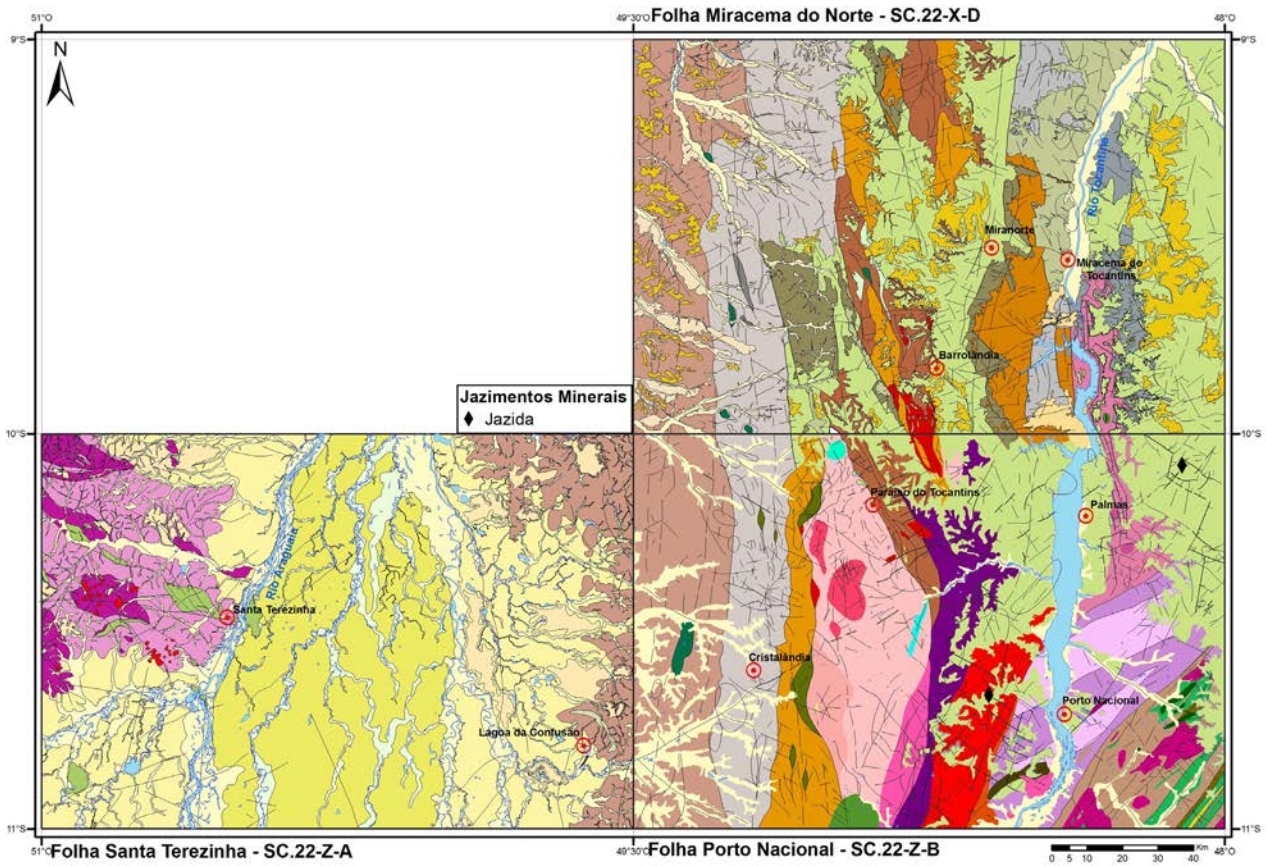


Figura 6.40 – Localização das fontes de água mineral.

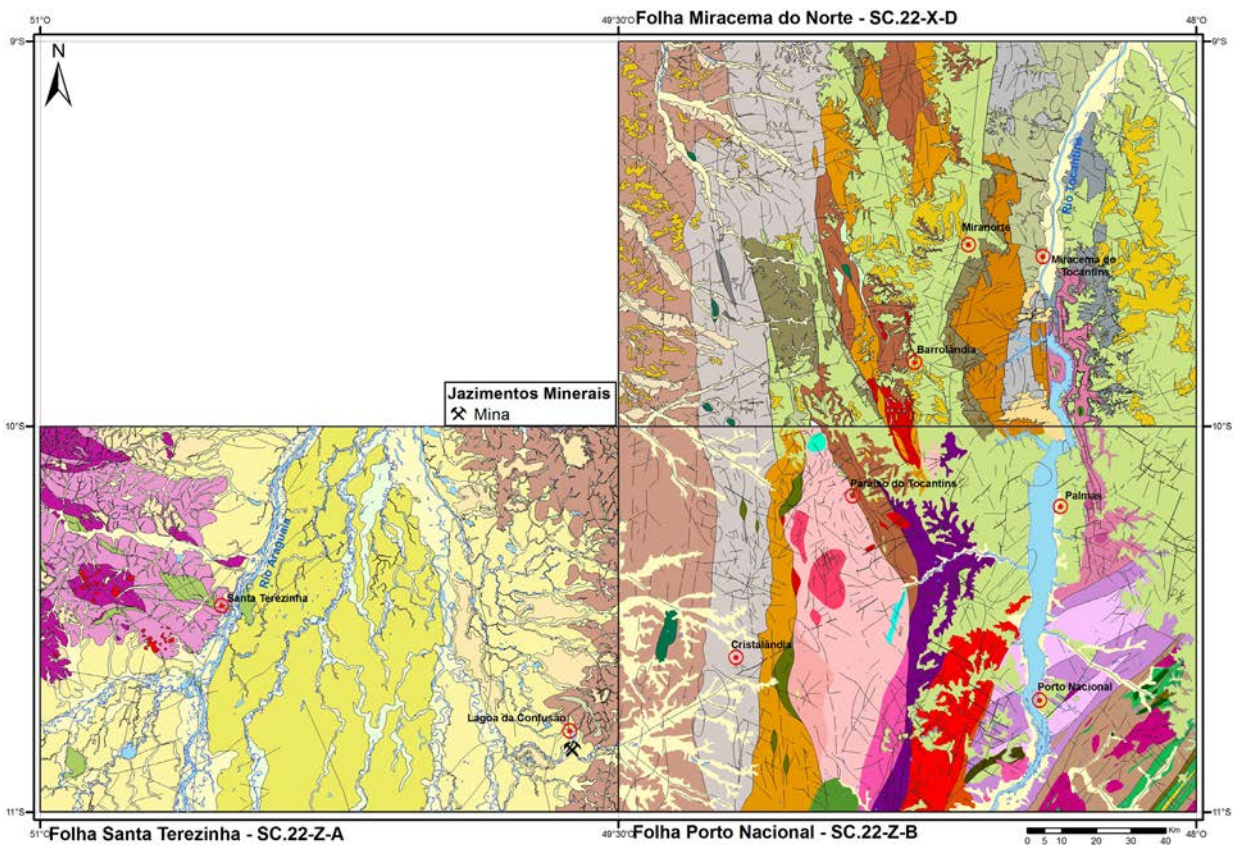


Figura 6.41 – Localização da jazida de calcário de Lagoa da Confusão.

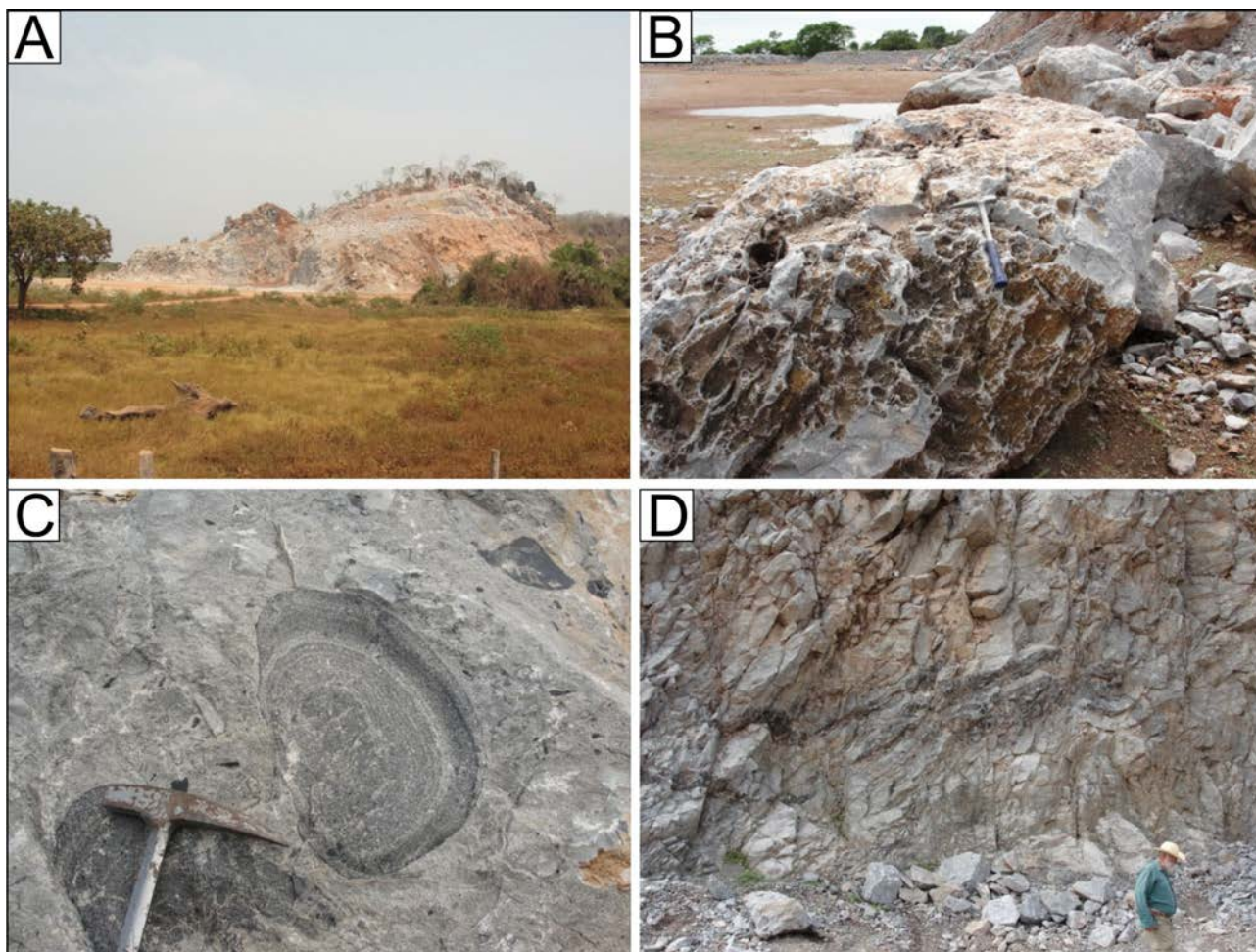


Figura 6.42 – Aspectos da jazida de calcário, lavrada para utilização como corretivo de solos: A) Aspecto geral da jazida de calcário de Lagoa da Confusão. B) Detalhe de um afloramento da frente de lava da jazida de Lagoa da Confusão. C) Estruturas biogênicas encontradas nos calcários de lagoa da Confusão. D) Aspecto estrutural dos calcários de Lagoa da Confusão.

Tabela 6.28 – Síntese da tipologia dos depósitos de ETR (modificado de Motta et al., 1994).

JAZIMENTOS	AMBIENTE GEOLÓGICO	CARACTERÍSTICAS
PRINCIPAIS	1) Intrusivas alcalinas. Depósitos primários e secundários de grande porte e teores elevados. 2) Sequências sedimentares detríticas do tipo placer	No Brasil, as principais fontes desses elementos são os placeres costeiros e os complexos alcalinos de Minas Gerais e Goiás
SUBORDINADOS	1) Séries granitóides calcioalcalinas. 2) Alcalinas especializadas, enriquecidas em ETR a partir de alterações hidrotermais tardi a pós-magmáticas. 3) Zonas de cisalhamento em terrenos granito-gnáissicos de alto grau metamórfico. 4) Pegmatitos granitóides mineralizados em ETR. 5) Álcali granitos em zona de cisalhamento.	Os jazimentos 1, 2, 3 e 4 e 5 só se formam a partir de enriquecimento supergênico. O tipo 2 é provavelmente aquele associado à alcalina de Peixe e o tipo 5 representa os jazimentos da Pedreira do Travessão
ALTERNATIVOS	Reservas técnicas existentes em fosforitos.	São reservas que dependem de tratamento tecnológico.

elementos terras raras, consolidou-se como o maior consumidor mundial deste bem mineral. Os principais países detentores de reservas de ETR estão listados na tabela 6.29.

Associados às alcalinas de Monte Santo e Serra da Estrela, foram identificados indícios de elementos terras raras em amostras de pegmatitos e em amostras de solo. A figura 6.43 mostra a

Tabela 6.29 – Principais reservas mundiais de ETR.

Discriminação	Reservas(10 <sup>3</sup> t)	produção (t)		
Países	2013 <sup>(p)</sup>	2012 <sup>(r)</sup>	2013 <sup>(p)</sup>	(%)
Brasil	22.00 <sup>(1)</sup>	206	600 <sup>(3)</sup>	0,5
China	55.000	100.000	100.000	89,1
Estados Unidos da América	13.000	800	4.000	3,6
Austrália	2.100	3.200	2.000	1,8
Índia	3.100	2.900	2.900	2,5
Malásia	30	100	100	0,1
Rússia	(2)	2.400	2.400	2,1
Vietnã	(2)	220	220	0,2
Outros países	41.000 <sup>(2)</sup>	nd	nd	nd
TOTAL	136.230	110.570	112.220	100.

Fonte: DNPM/DIPLAM; USGS-Mineral Commodity Summaries 2014. (1) reserva lavrável em OTR; (2) inclusive Rússia e Vietnã (3) refere-se à produção de monazita a partir do estoque da INB no município de Itabapoana-RJ; (p) dado preliminar;(r) revisado; nd - dado não disponível.

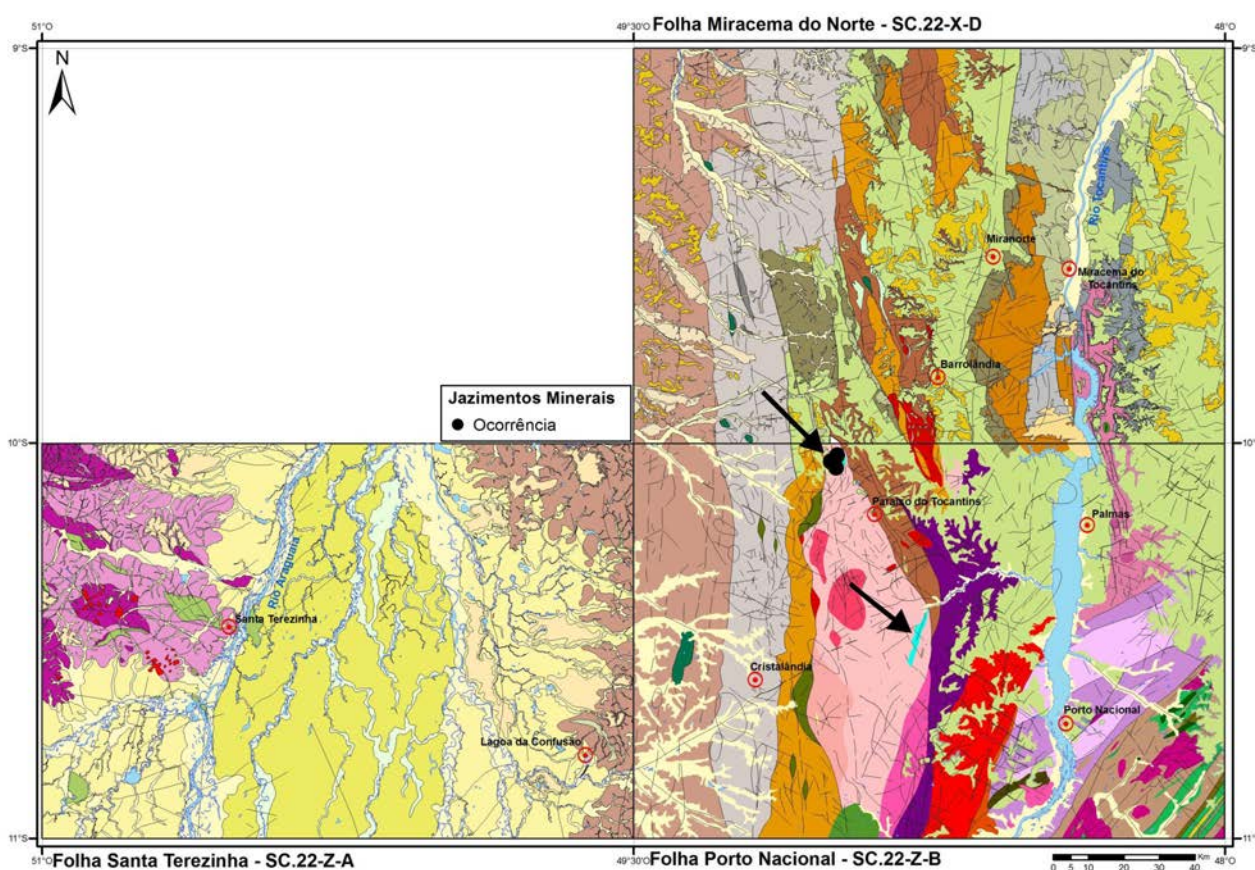


Figura 6.43 – Localização das ocorrências de ETR nos corpos alcalinos de Monte Santo e Serra da Estrela.

localização (marcada pela seta) das alcalinas onde foram identificados os indícios de ETR.

As amostras de solo, com aproximadamente 1Kg, foram coletadas no horizonte “B” com auxílio de cavadeira tipo “boca de lobo” a uma profundidade média em torno de 40 cm. As amostras do corpo

alcalino de Monte Santo foram coletadas ao longo da rodovia que liga Paraiso do Tocantins a Monte Santo, e as amostras do corpo de Serra da Estrela, foram coletadas em estradas vicinais que cortam e margeiam o corpo. Como parâmetros para amostragem foram privilegiados os locais com valores elevados de



radiação no solo. Foram coletadas amostras de solo além dos limites aflorantes dos corpos de rochas alcalinas, para efeito da verificação do contraste entre as alcalinas e as encaixantes.

Foram extraídas algumas amostras de pegmatito alterado, onde a radiação ultrapassou o limite de detecção do Cintilômetro SPP-2, que é de 15000 CPS. Os pegmatitos amostrados possuem dimensões métricas. São rochas com cristais de feldspato de até 10 cm e placas de biotita de 7 cm. São leucocráticos com porções feldspáticas de cor cinza rosada e porções biotíticas de cor preta. São compostos essencialmente de albita (70%), feldspato potássico (20%) e biotita em livros de tamanhos variados (5% a 10%). Alguns pegmatitos que estão associados às zonas de cisalhamento tem espessura centimétrica. Em alguns pegmatitos ocorrem minerais metálicos que, pelas características e composição, foram identificados como magnetita e ilmenorutilo. As rochas alcalinas encaixantes dos pegmatitos possuem uma gama variada de tipos litológicos. O trabalho que melhor descreve a variedade de tipos litológicos destas alcalinas deve-se a Iwanuch (1991)

que identificou nefelinitos, litchfieldito, mariupolitos, miaskitos, coríndon nefelina sienito, nefelina sienito, coríndon plágiosienito e anfibólio monzosienito. Neste relatório, as rochas alcalinas foram reunidas simplificadaamente no grupo dos sienitos. As figuras 6.44 e 6.45 ilustram aspectos das rochas alcalinas e dos pegmatitos.

Foram coletadas duas amostras com aproximadamente um quilo de rocha alterada nos locais com os mais elevados índices de radiação. Os resultados químicos demonstraram que, além dos minerais essenciais, a rocha contém ETR. Os teores máximos de ETR nas amostras de solo foram de 1Kg Ce/ton e 875gLa/ton e os de tório variaram de 5900 a 2300gTh/ton. Este elemento é responsável pelos altos índices de radiação (>15000CPS - cintilômetro SPP2), encontrados nos pegmatitos. Os resultados das análises químicas dos pegmatitos encontram-se na tabela 6.30.

Três amostras de minerais metálicos encontrados nos pegmatitos, uma de magnetita e duas de ilmenorutilo, foram analisadas e os resultados constam da tabela 6.31. A amostra de magnetita foi identificada

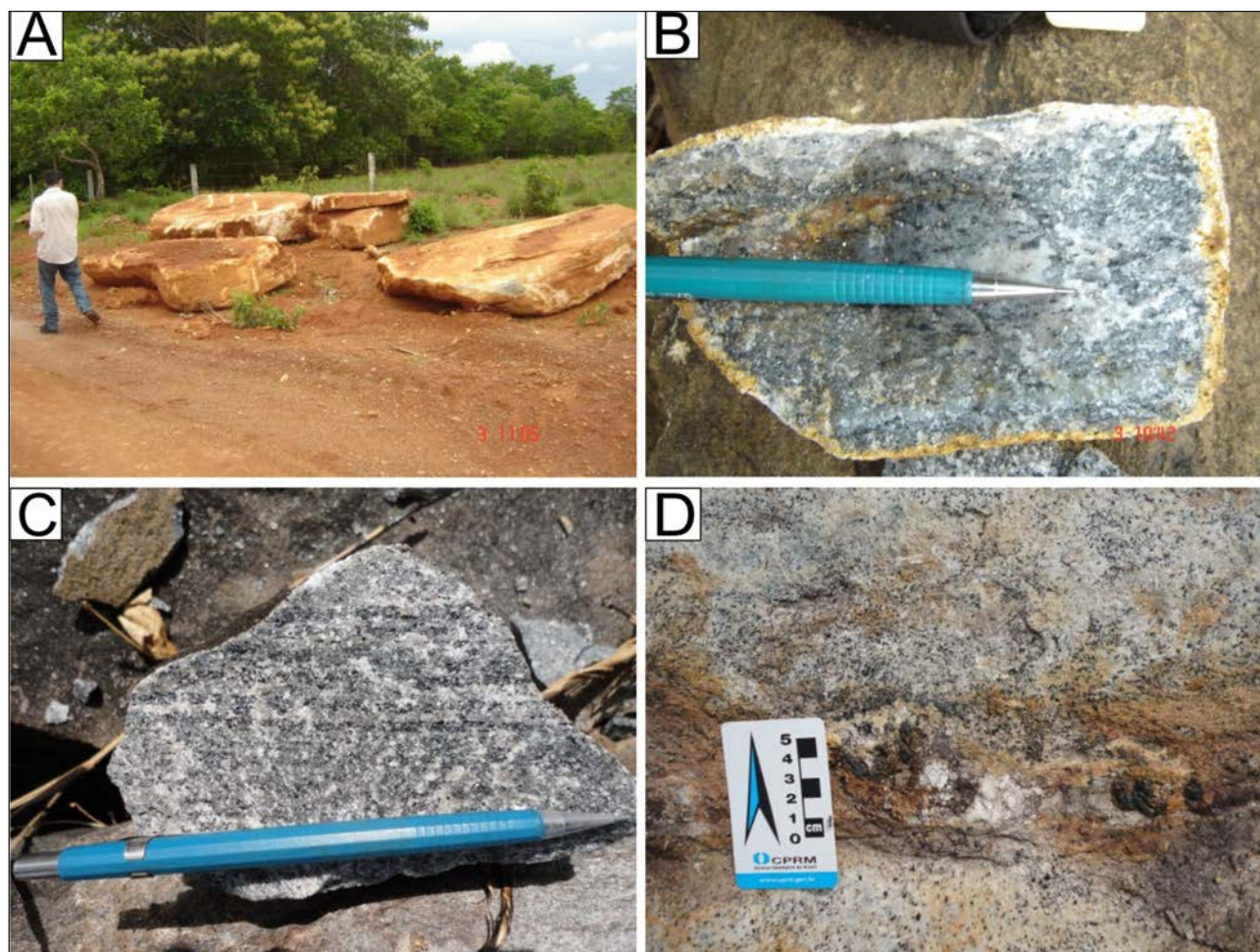


Figura 6.44 – Características das rochas alcalinas portadoras dos pegmatitos mineralizados: A) Afloramento sob a forma de blocos métricos de rochas alcalina da Serra da Estrela, às margens do Rio dos Mangues. B) Características texturais da rocha identificada na foto anterior. C) Aspecto textural e estrutural de uma amostra da alcalina de Monte Santo. D) Veio centimétrico de pegmatito em zona de falha. Os cristais de magnetita estão oxidados.

pela forte atração ao imã de mão e pelo teor de ferro superior a 75% enquanto as amostras de ilmenorutilo apresentaram teores de  $TiO_2$  superiores ao limite de detecção do método analítico que é de 25% e teor de tântalo ao redor de 650 gTa/ton em uma das amostras.

Foram coletadas 18 amostras de solo, sendo 7 na alcalina de Monte Santo e 11 na alcalina de Serra da Estrela. A tabela 6.32 apresenta os resultados analí-

ticos com análise para ETR das amostras da alcalina de Monte Santo na cor azul e das amostras coletadas na alcalina de Serra da Estrela na cor amarela. A partir da análise desta tabela, pode-se observar que os valores mais expressivos são dos terras raras leves Ce e La. Os gráficos da figura 6.46 mostram uma relativa correspondência entre os valores de Ce e La nas amostras de solo.

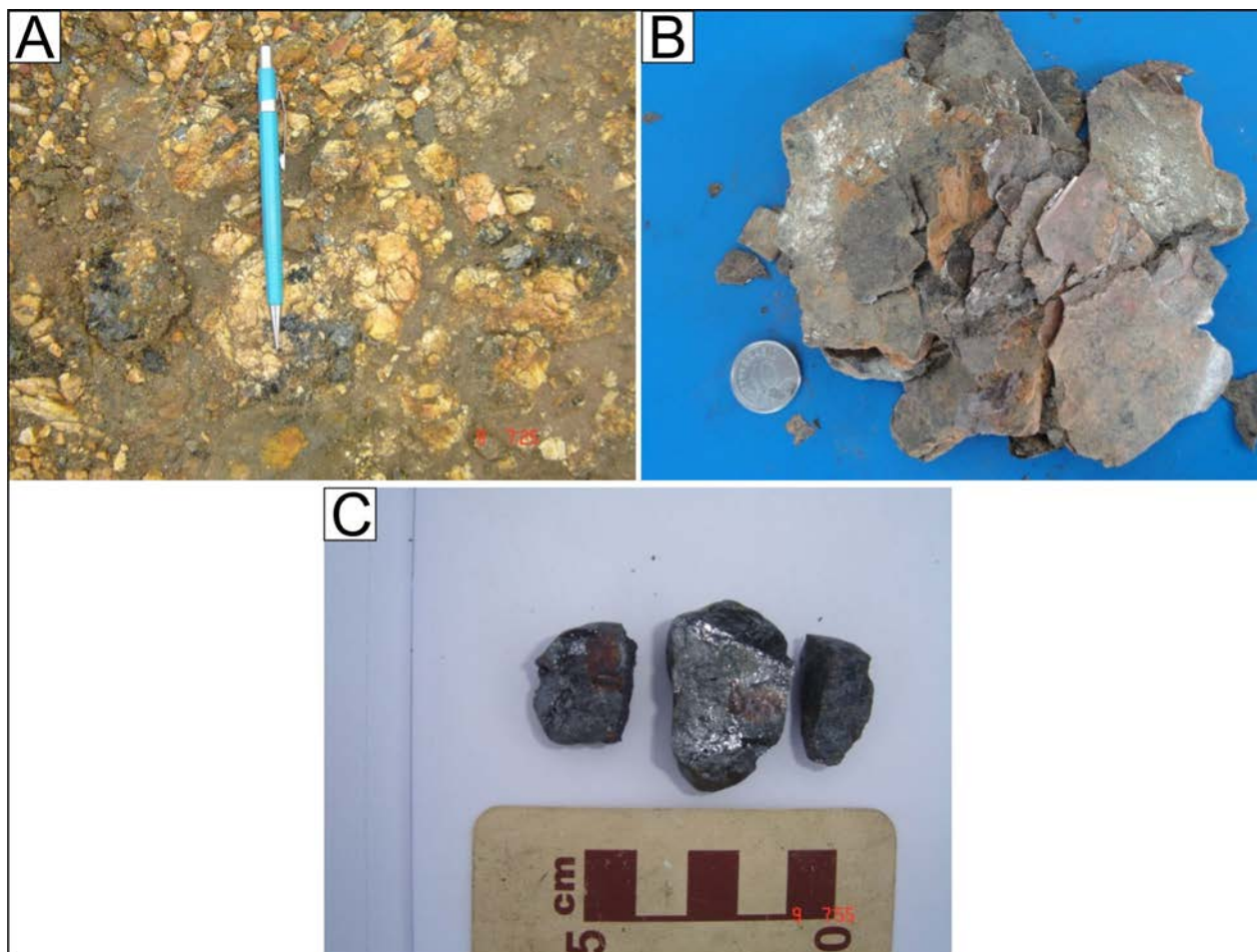


Figura 6.45 – A) Pegmatito alterado, com cristais centimétricos de albita e microclina e “livros” de mica preta (biotita). B) Lamelas de biotita do pegmatito descrito na foto anterior. C) Amostras de ilmeno-rutilo coletadas em pegmatito alcalino.

Tabela 6.30 – Resultado analítico de duas amostras de pegmatito da alcalina de Monte Santo, com destaque para os teores de Ce, La e Th.

AMOSTRA	UTM - X	UTM - Y	Ce	Dy	Er	Eu	Gd	Ho	La	Lu	Nd	Pr	Sm	Tb	Tm	Yb	Th	U	Zr	(CPS)
PS-R-027	720743	8887153	1010	8,77	5,05	2,44	14,64	1,66	875,1	0,88	228,5	87,45	22	1,94	0,78	5,9	2326	19,62	1,2	15000
PS-R-028	721067	8890510	646,8	12,59	10,03	1,82	9,23	2,83	144,5	1,96	56,9	18,52	9,4	1,73	1,71	13	5803	180,87	2,7	15000

Tabela 6.31 – Análise de amostras de minerais metálicos de pegmatitos das alcalinas de Monte Santo e Serra da Estrela.

AMOSTRA	UTM X	UTM Y	$Fe_2O_3$ (%)	$TiO_2$ (%)	Nb (ppm)	Ta (ppm)
PS-M-28A	721069	8890509	6,28	>25	N.A.	650,65
PS-M-36	719910	8889885	53,72	>25	N.A.	0,49
PS-M-121A	741246	8833857	>75	4,68	408,5	15,47

Tabela 6.32 - Resultados das análises de solos das alcalinas de Monte Santo (na cor azul) e Serra da Estrela (na cor amarela).

AMOSTRA	UTM - X	UTM - Y	Ce	Dy	Er	Eu	Gd	Ho	La	Lu	Nd	Pr	Sm	Tb	Tm	Yb	Th	U	Zr	RADIAÇÃO(CPS)
PS-L-6	721070	8890504	107,8	5,64	4,66	0,8	3,68	1,41	74,1	0,81	29,9	10,19	4,5	0,74	0,83	6,2	24,1	6,67	1,4	9000
PS-L-7	720466	8889923	114,4	3,33	2,84	0,66	3,52	0,72	73,3	0,54	29,3	9,79	4,4	0,52	0,39	3,4	68,4	27,66	0,5	15000
PS-L-8	719910	8889885	370,8	6,18	4,03	4,09	6,86	1,22	145,8	0,72	64,5	20,93	8,9	0,98	0,67	5,3	44,5	7,12	4,7	15000
PS-L-9	723450	8887472	72,9	5,42	3,53	1,17	5,55	1,13	53,4	0,49	36,7	10,25	6,3	0,79	0,53	3,8	15	1,39	5,2	25
PS-L-10	723149	8888057	387,5	23,89	19,54	1,89	17,85	5,55	217,4	3,37	123,1	39,33	19,5	3,4	3,31	24	126,7	12	0,6	1000
PS-L-11	722468	8889515	228,3	4,6	3,11	1,07	4,57	0,89	157,6	0,49	50,2	17,36	6	0,76	0,42	4	18,2	5,74	0,8	75
PS-L-12	722014	8880895	108,2	2,36	2	0,4	3,19	0,53	80,8	0,44	27,1	9,18	3,6	0,4	0,34	3	12,4	3,43	2,7	200
PS-L-13	744338	8842351	512,1	15,23	7,27	1,87	19,48	2,76	201,9	1,17	151	44,03	24,3	2,94	1,07	7,3	21,3	2,41	16,7	75
PS-L-14	745135	8843760	160,1	4,45	3,56	0,5	3,84	1,02	43,3	0,74	25,9	8,66	4,8	0,61	0,58	4,7	12,5	5,13	12,5	80
PS-L-15	740935	8834020	149,3	5,87	3,52	1,24	7,21	1,03	65,7	0,46	51,2	14,23	9,5	1,11	0,42	3,6	14,9	2,62	7,8	60
PS-L-16	741256	8833857	388,4	5,76	5,1	0,88	5,39	1,37	74,8	1,37	38,2	12,74	6,7	0,86	0,95	8,3	8	6,44	1,4	90
PS-L-17	741645	8834061	138,4	6,8	5,24	0,8	5,92	1,58	62,9	1,38	34,7	10,77	5,6	0,93	1,01	8,4	7,1	6,89	42,5	90
PS-L-18	743458	8840720	400,5	9,07	5,74	1,49	10,62	1,89	121,4	1,1	76,8	22,79	12,2	1,57	0,88	6,9	10,7	3,7	47,9	90
PS-L-19	742393	8837399	404,6	9,32	5,5	1,35	10,87	1,68	156,6	1,21	97,7	29,5	14,3	1,57	0,96	7,4	21,8	5,19	70,6	80
PS-L-20	742500	8836500	107,8	2,65	2,73	0,25	2,57	0,62	40	0,86	18,6	5,96	2,9	0,39	0,49	5,1	8,9	4,52	33,6	80
PS-L-50	741277	8833875	390,3	4,69	4,45	0,79	3,96	1,18	67,2	1,31	31,4	10,46	4,9	0,78	0,89	7,5	23,8	19,51	5559,1	100
PS-L-51	742534	8836516	130,3	2,52	2,61	0,39	2,24	0,7	41,1	1,02	17,1	5,99	2,5	0,37	0,59	5,5	16,8	15,89	4754,2	100
PS-L-52	741726	8836037	249,1	6,54	4,55	1,33	6,94	1,48	102,7	1,06	56,9	16,49	8,2	1,21	0,81	5,9	27,8	7,8	2320,7	1000

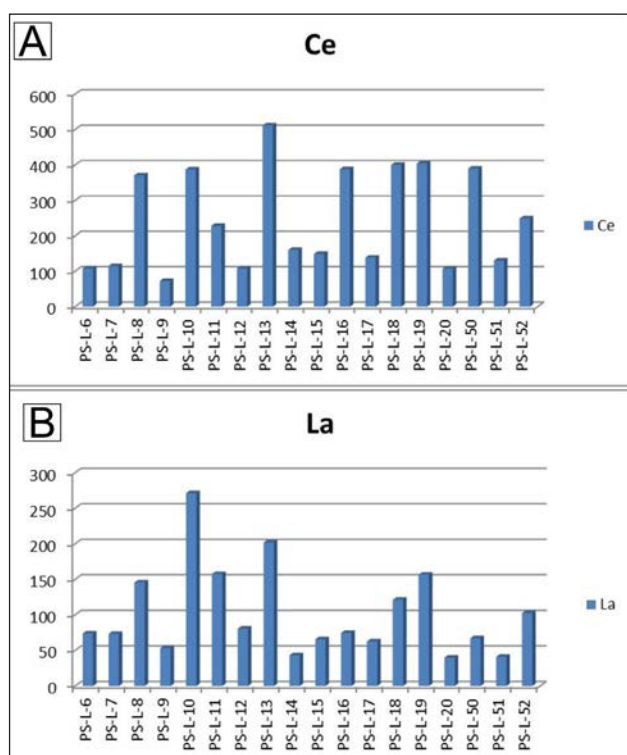


Figura 6.46 – A e B) Correspondência entre os valores de Ce e La em amostras de solo das alcalinas de Monte Santo (PS-L-06 a PS-L-12) e as amostras de solo da alcalina de Serra da Estrela.

### 6.2.3.4 - Feldspato

Os feldspatos são utilizados na indústria de tintas, plásticos, borrachas, abrasivos e como insumo na indústria de eletrodos para solda. No

Brasil o feldspato é empregado principalmente na indústria de cerâmica como fundente e na indústria de vidro onde além de ser utilizado como fundente também serve como fonte de alumina ( $Al_2O_3$ ), álcalis ( $Na_2O$  e  $K_2O$ ) e sílica ( $SiO_2$ ). Em alguns centros de pesquisa, o feldspato começa a ser testado como fertilizante utilizando a técnica de rochagem como alternativa para a suplementação de potássio na agricultura. Pouco se sabe sobre as reservas de feldspato no mundo. A tabela 6.33 mostra as reservas deste bem mineral em números de 2012 e 2013.

Na área deste projeto foi cartografado um corpo de pegmatito de grandes dimensões, com grande quantidade de feldspato potássico, localizado no limite sul da folha Miracema do Norte, próximo ao limite norte da folha Porto Nacional. As figuras 6.47 e 6.48 mostram a localização do principal corpo pegmatítico localizado na área, pertencente à Suíte Santa Luzia.

São rochas de granulação muito grossa que apresentam até 50% de feldspato potássico. São feldspatos de cor rosa, dimensões médias acima de 5 cm e máximas que atingem a 40 cm. A figura 6.49 ilustra as características do principal pegmatito cartografado. Além de feldspato, estes pegmatitos apresentam potencial para água marinha, assunto que será abordado no capítulo sobre gemas. Em uma única análise de aproximadamente 5kg de pegmatito, os teores de potássio ficaram em torno de 800 gramas de potássio por tonelada de rocha (tab. 6.34).

Tabela 6.33 – Principais dados estatísticos sobre as reservas e produção de feldspato no mundo.

Discriminação	Reservas <sup>(1)</sup> (10 <sup>6</sup> t)	Produção <sup>(2)</sup> (10 <sup>3</sup> t)		
		2012 <sup>(r)</sup>	2013 <sup>(p)</sup>	%
Países	2013 <sup>(p)</sup>	2012 <sup>(r)</sup>	2013 <sup>(p)</sup>	%
Brasil	316	247	294	1,2
Turquia	240	7.100	7.000	30,5
Itália	nd	4.700	4.700	20,5
China	nd	2.100	2.100	9,1
Tailândia	nd	1.100	1.100	4,8
França	nd	650	650	2,8
Irã	nd	500	65	2,8
Japão	nd	600	600	2,6
Espanha	nd	510	600	2,6
Índia	44	500	520	2,3
Outros países	nd	4.840	4.746	20,8
TOTAL	Abundantes	22.847	22.960	100

Fonte: DNPM/DIPLAM-AMB (dados Brasil); USGS-Mineral Commodity Summaries 2014 (demais países); (1) reserva medida; (2) produção beneficiada; (p) dado preliminar; (r) revisado; nd - dado não disponível.

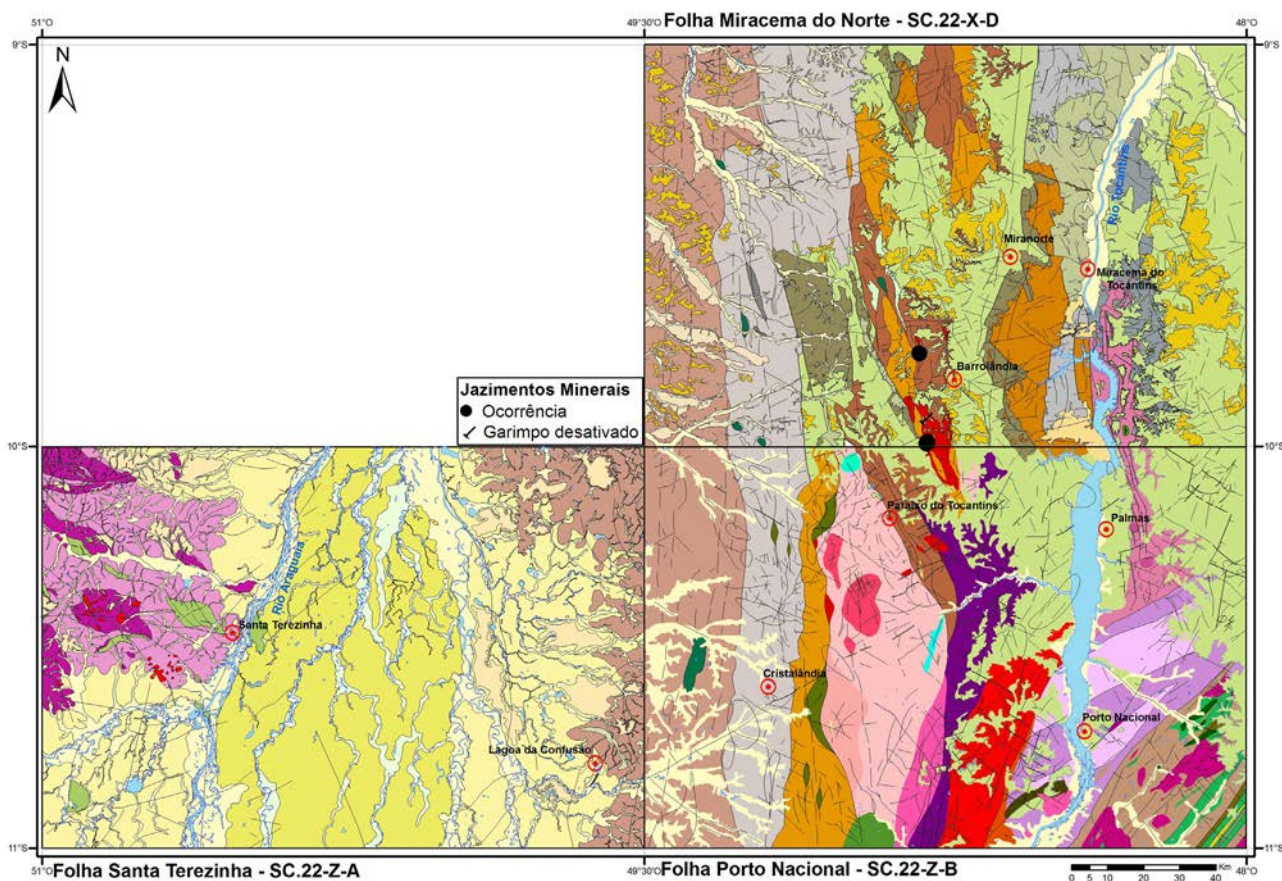


Figura 6.47 – Localização das principais ocorrências de pegmatito identificados na área do projeto, com perspectiva para depósito de feldspato.

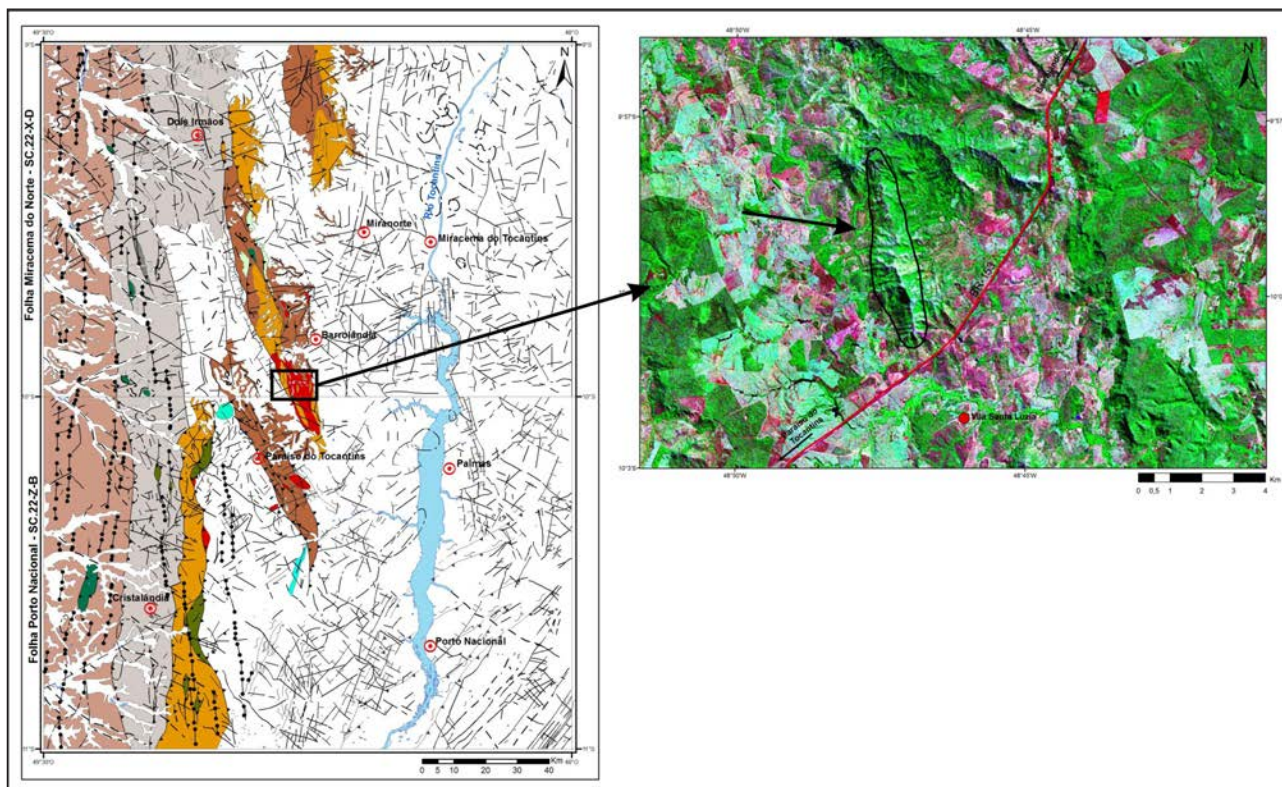
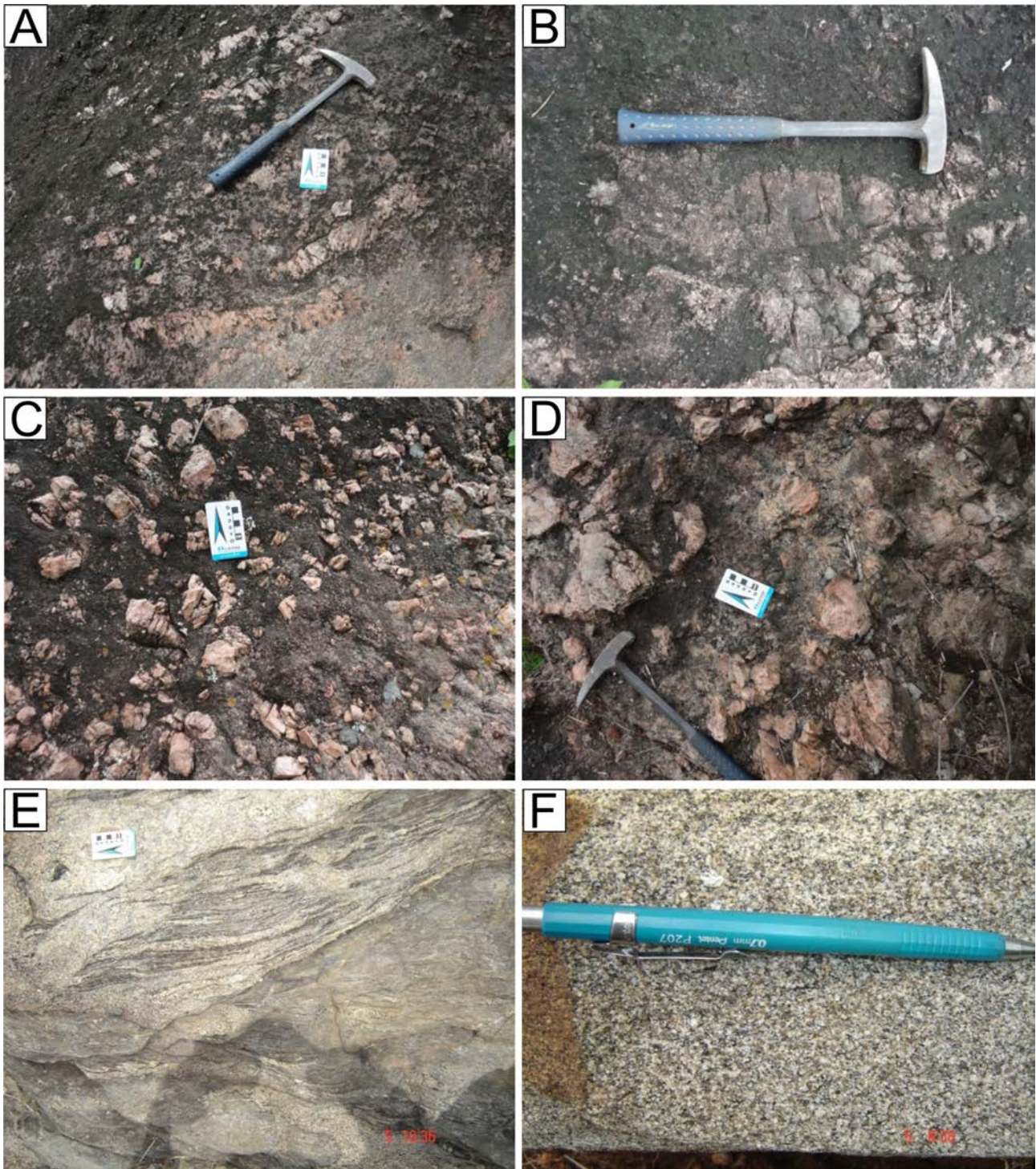


Figura 6.48 – Localização do principal corpo de pegmatito feldspático localizado na área do projeto.



6.49 – Aspectos texturais e estruturais dos pegmatitos feldspáticos relacionados à granitogênese Santa Luzia: A) Aspectos em planta de uma porção do principal pegmatito cartografado, com destaque para o tamanho dos feldspatos. B) Detalhe dos feldspatos da fotografia anterior. C) Ilustra a alta concentração de feldspatos do pegmatito descrito nas fotos anteriores. D) Detalhe da fotografia anterior. E) Um fácies de borda com restitos dos metassedimentos. F) Aspecto do granito encaixante dos pegmatitos.

Tabela 6.34 – Teor de potássio de uma amostra do principal pegmatito localizado na área.

AMOSTRA	K(g/ton)	Be (g/ton.)
PS-M-416	800	800

## 6.2.3.5 - Fósforo

As análises das amostras de sedimento de corrente indicaram valores anômalos de fósforo relacionados aos sedimentos da Bacia do Parnaíba, principalmente à Formação Pimenteiras e às calcissilicáticas do Complexo Rio dos Mangues, com valores de até 1380 ppm. Em alguns locais aparecem muitos valores anômalos relacionados a estes dois ambientes. A figura 6.50 mostra a distribuição dos valores de fosforo em sedimento de corrente. Nesta figura é possível observar a distribuição relativa, a amplitude destes valores e as populações com valores anômalos.

Amostras de solo e rocha alterada de sedimentos das Formações Pimenteiras e Longá foram analisadas especificamente para fósforo. A localização destas amostras consta da figura 6.51 e os resultados analíticos estão na tabela 6.35.

## 6.2.3.6 - Grafita

A grafita possui inúmeras aplicações em função de suas propriedades físicas e químicas: fabricação de cadinhos, tijolos refratários, revestimento de alto-forno, na fabricação de escovas de geradores elétricos, como lubrificantes, etc. Segundo o Anuário Mineral

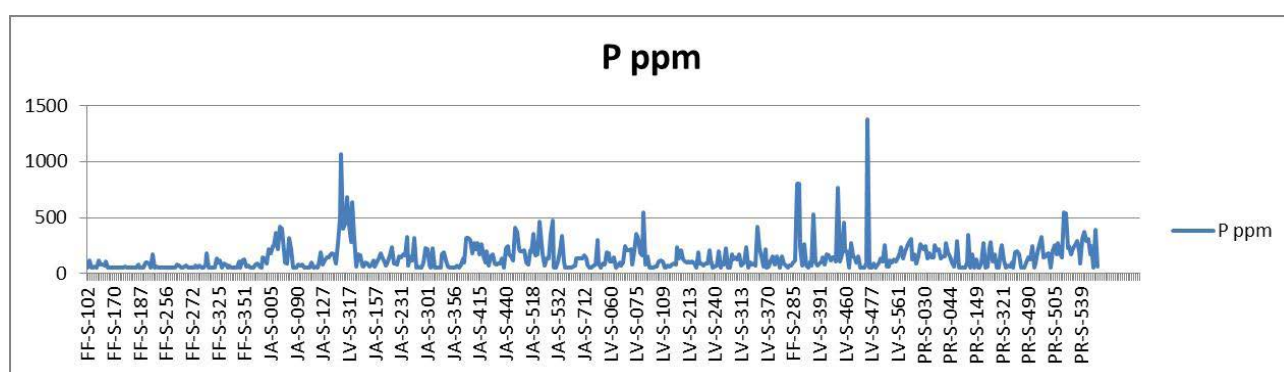


Figura 6.50 – Distribuição dos valores de fósforo em sedimento de corrente. Além dos valores anômalos isolados, existem populações de resultados anômalos (identificados pelas elipses).

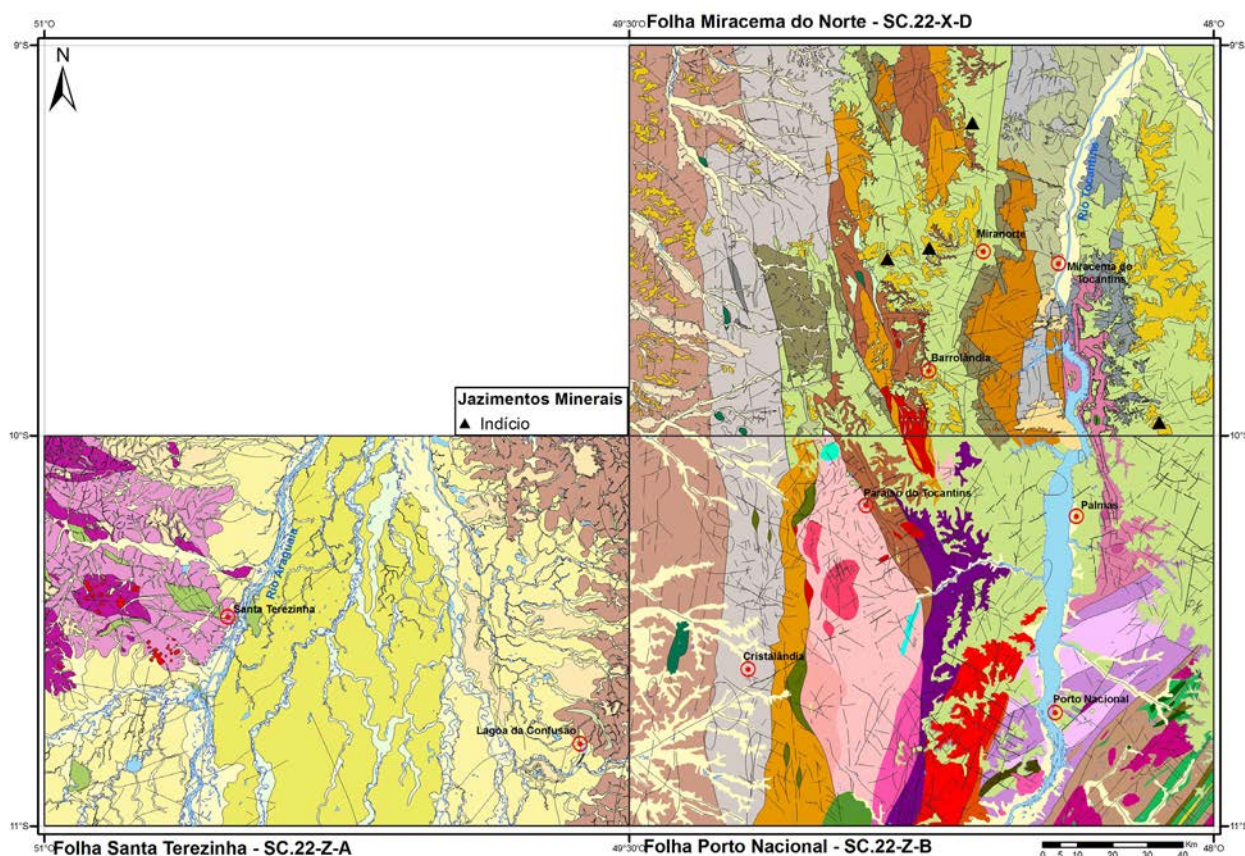


Figura 6.51 – Localização das amostras analisadas para fósforo.

Brasileiro (DNPM, 2014) o Brasil possui uma das maiores reservas de grafita do mundo (72 milhões de toneladas), entretanto, o maior produtor é a China que

em 2013 foi responsável por 70% da produção desse bem mineral. Na área do projeto, foram identificados alguns jazimentos de grafita (Fig.6.52).

Tabela 6.35 – Resultados das análises de fosforo em rochas das Formações Pimenteiras e Longá.

PONTO	UTM X	UTM Y	UNID_ESTRATIGRÁFICA	P (ppm)
CA-L-152A	737411	8963015	Fm. Pimenteiras	1191
CA-L-152B	734150	8961970	Fm. Pimenteiras	2762
CA-R-051	749225	8946910	Fm. Pimenteiras	2538
CA-R-066B	757142	8954454	Fm. Pimenteiras	1054
CA-R-104A	737414	8943318	Fm. Pimenteiras	3515
CA-R-149	761803	8979061	Fm. Pimenteiras	1438
CA-R-180A	813597	8896909	Fm. Pimenteiras	5705
CA-R-180B	813597	8896909	Fm. Pimenteiras	5031
CA-R-180C	812145	8899245	Fm. Pimenteiras	1509
CA-R-199A	764585	8983428	Fm. Pimenteiras	1956
CA-R-199C	761579	8982305	Fm. Pimenteiras	7076
CA-R-199D	761579	8982305	Fm. Pimenteiras	4967
CA-R-239A	766587	8957448	Fm. Pimenteiras	1718
CA-R-241	742715	8952787	Fm. Pimenteiras	1355
CA-R-242A	752231	8951092	Fm. Pimenteiras	1756
SK-R-022	752738	8919736	Fm. Pimenteiras	1710
SK-R-026A	770624	8922138	Fm. Longá	1141
SK-R-026B	769881	8919722	Fm. Longá	1743

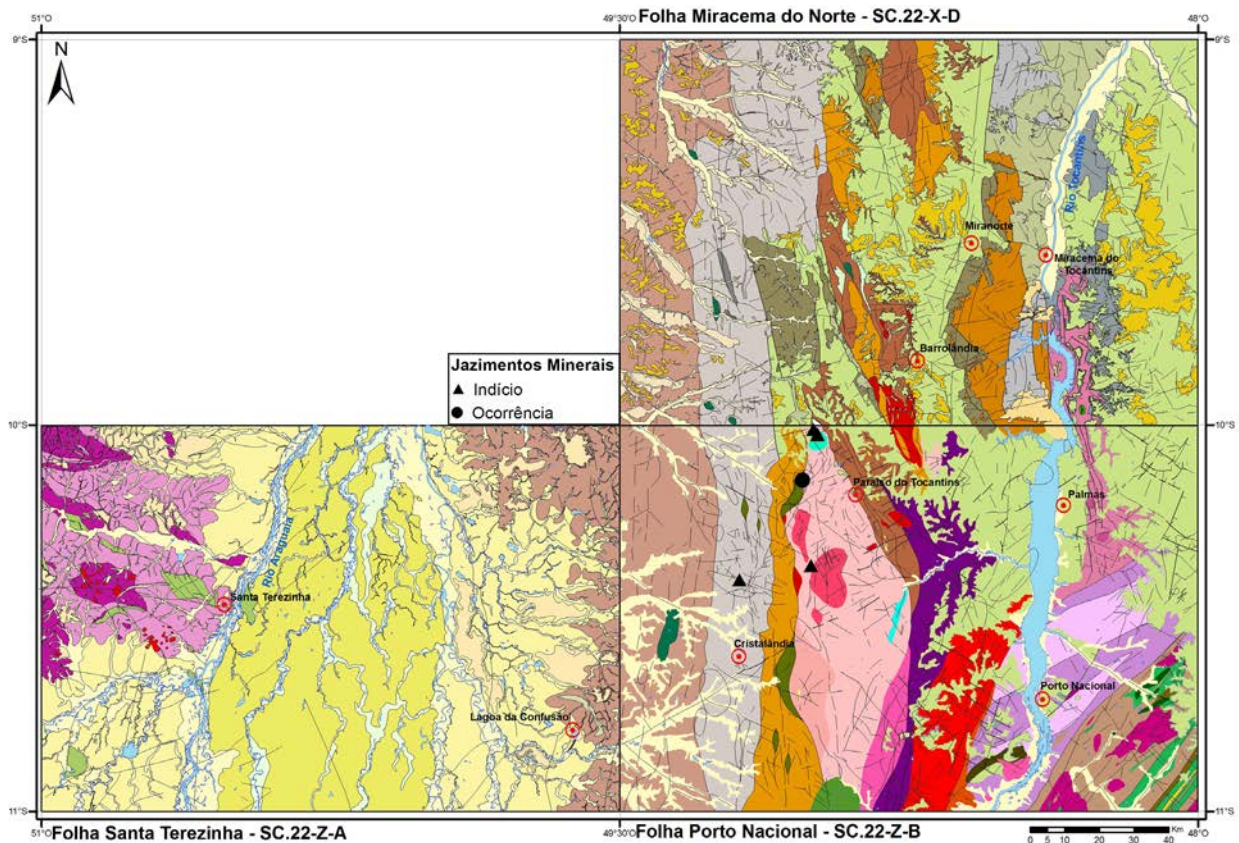


Figura 6.52 – Localização dos principais jazimentos de grafita.



Figueiredo (1978), cita a presença de níveis de grafita maciça em furos de sonda na região de Paraíso do Tocantins e sugere que estes níveis seriam os responsáveis por anomalias aerogeofísicas detectadas pelo Projeto Aerogeofísico Brasil-Canadá. Estas anomalias motivaram a implantação, após pesquisa de superfície, de um programa de sondagem visando à descoberta de sulfetos maciços.

O principal jazimento de grafita, com espessura em torno de 1,5 m (Figs. 6.53 A e B) localiza-se próximo à sede do município de Monte Santo sob a forma de lente intercalada com metapelitos da Formação Pequizeiro.

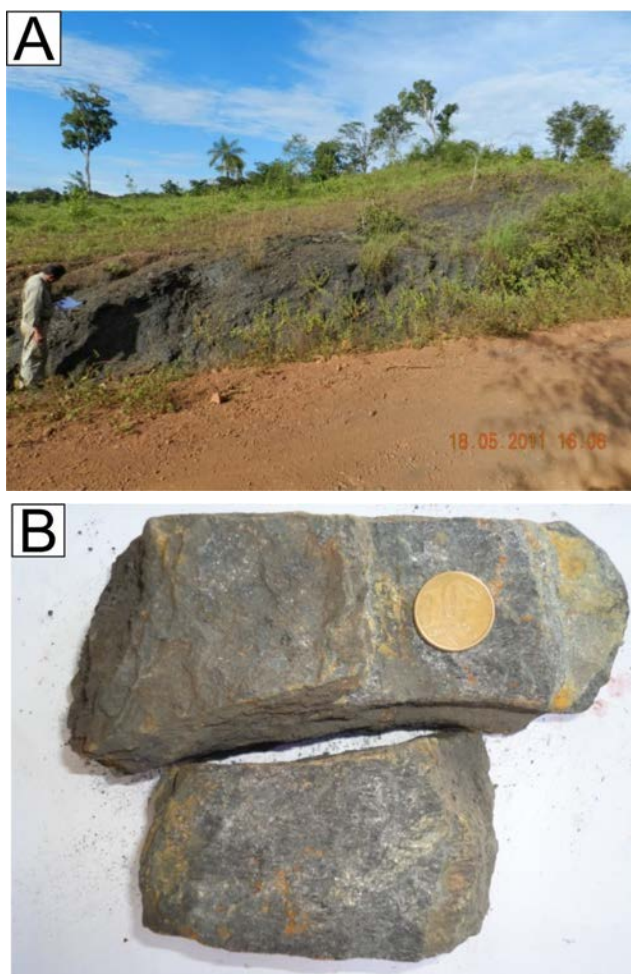


Figura 6.53 – Afloramento de xisto grafitoso com alto teor de grafita e amostra de grafita planar. A) Corte de estrada onde se pode observar o filito grafitoso no qual foi coletada a amostra para caracterização do tipo de grafita. B) Exemplar de amostras idênticas àquelas enviadas para caracterização do tipo de grafite.

Tabela 6.36 – Caracterização do tipo de carbono encontrado na principal ocorrência de grafite localizada na área do projeto.

AMOSTRA	C (Carbonato)	C (Elementar)	C (Orgânico)
PS-M-53B	<0,05%	6,52%	0,11%

Os teores de exploração podem variar de acordo com o mercado e características do depósito, entretanto, poderia se afirmar que, a depender destas características, estes teores poderiam ficar entre 5% e 10% de carbono elementar. Uma amostra de minério da ocorrência de Monte Santo revelou teores de 6,52% de carbono elementar, conforme está demonstrado na tabela 6.36 abaixo.

#### 6.2.3.7 - Material para Construção Civil

Os jazimentos incluídos na categoria de material para a indústria da construção civil foram os depósitos de areia e cascalho, pedreiras para extração de brita, além dos jazimentos de argila e caulim que, por sua importância estratégica como matéria prima para a indústria cerâmica, foram “plotados” em um mapa separado. As figuras 6.54 e 6.55 mostram a localização destes jazimentos e na tabela 6.37 a relação dos mesmos. Com a construção da Ferrovia Norte-Sul, intensificou-se a demanda por material para a indústria da construção civil, sobretudo brita. Rochas da Suíte Lajeado (Granitos Matança, Palmas e Lajeado), e da Suíte Serrote são as principais fontes desses bens minerais. Os Jazimentos de areia e cascalho encontram-se nos paleoaluviões do Rio Tocantins ou nos colúvios e elúvios produtos da desagregação de sedimentos psamíticos e pefíticos da Formação Jaicós, do Grupo Serra Grande e dos sedimentos pelíticos da Formação Pimenteiros do Grupo Canindé, pertencentes à Bacia do Parnaíba. Os jazimentos de argila, também estão relacionados aos sedimentos da Bacia do Parnaíba. A figura 6.56 mostra as características de alguns tipos de jazimentos de material para a construção civil.

#### 6.2.3.8 - Rochas Ornamentais

Apesar da enorme variedade de ambientes com potencial para depósitos deste bem mineral e da enorme variedade de tipos de rochas ornamentais, o Brasil ocupa um modesto sétimo lugar no *ranking* mundial da produção de rochas ornamentais. Segundo o Anuário Mineral Brasileiro de 2014, em 2013 o Brasil exportou U\$ 1,3 bilhões com crescimento em torno de 20% em relação ao ano anterior. A exportação de granitos em blocos

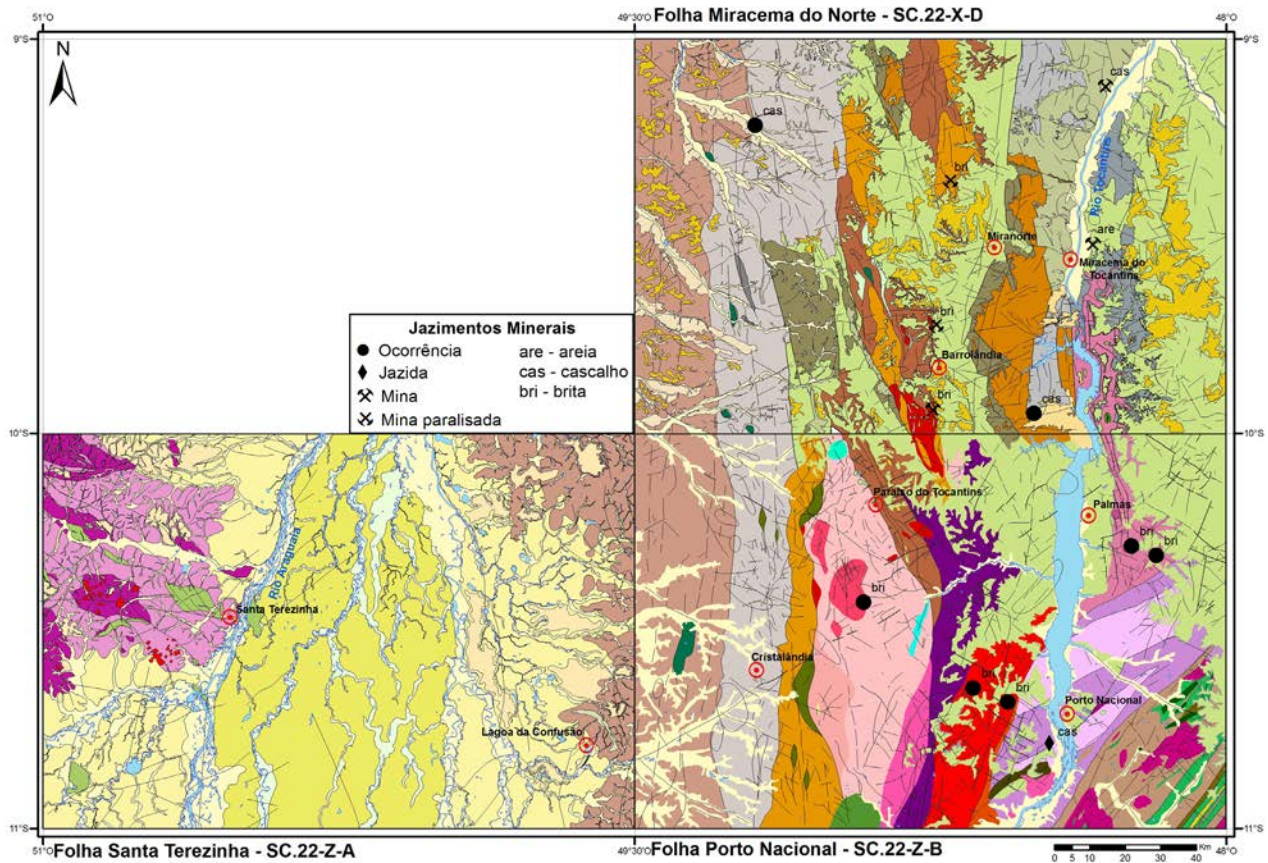


Figura 6.54 – Localização dos principais jazimentos de materiais para construção civil.

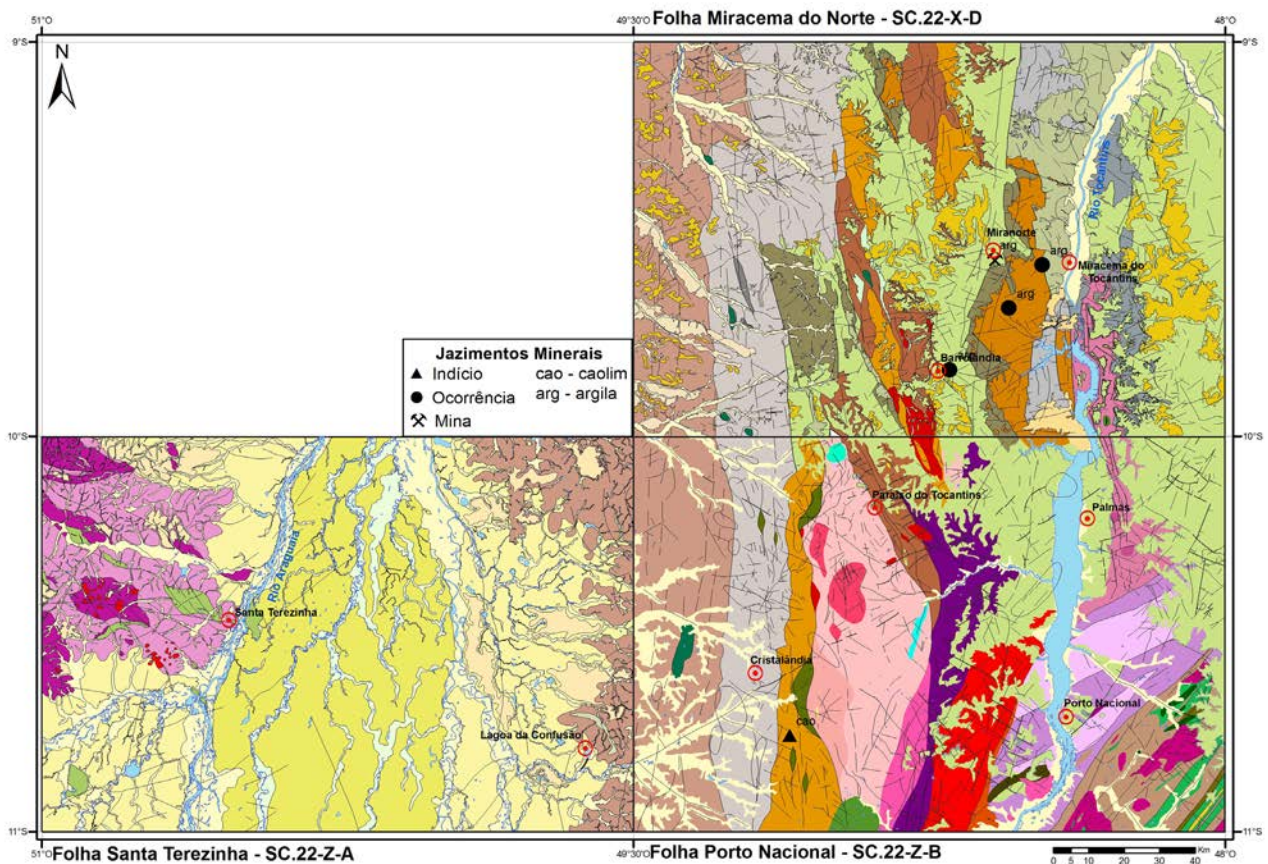


Figura 6.55 – Localização dos jazimentos de argila e caulim.

Tabela 6.37 – Relação dos jazimentos minerais incluídos na categoria de material para a indústria da construção civil, inclusive os jazimentos de argila e caulim.

LOCAL	UTM X	UTM Y	MATERIAL	STATUS
CA-052	791525	8946621	Areia	Mina
PS-R-254	779053	8806702	Cascalho	Jazida
CA-012	775462	8899129	Cascalho	Ocorrência
CA-084	698332	8980541	Cascalho	Ocorrência
CA-213	795385	8990922	Cascalho	Mina
PS-R-006	727724	8846644	Brita	Ocorrência
AS-R-024	767594	8818366	Brita	Ocorrência
AS-R-028	758047	8822338	Brita	Ocorrência
AS-R-037	809162	8859141	Brita	Ocorrência
AS-R-039	802348	8861931	Brita	Ocorrência
CA-119	746633	8900512	Brita	Mina (paralisada)
SK-019	747571	8923980	Brita	Mina (paralisada)
CA-166	751851	8964493	Brita	Mina (paralisada)
AS-R-024	767594	8818366	Brita	Mina (paralisada)
AS-R-039	802348	8861931	Brita	Mina (paralisada)
PS-R-418	707285	8810271	Caulim	Indício
CA-045	778369	8941663	Argila	Ocorrência
SK-029B	752445	8912417	Argila	Ocorrência
SK-044	764478	8943223	Argila	Mina
CA-251	769024	8929628	Argila	Ocorrência

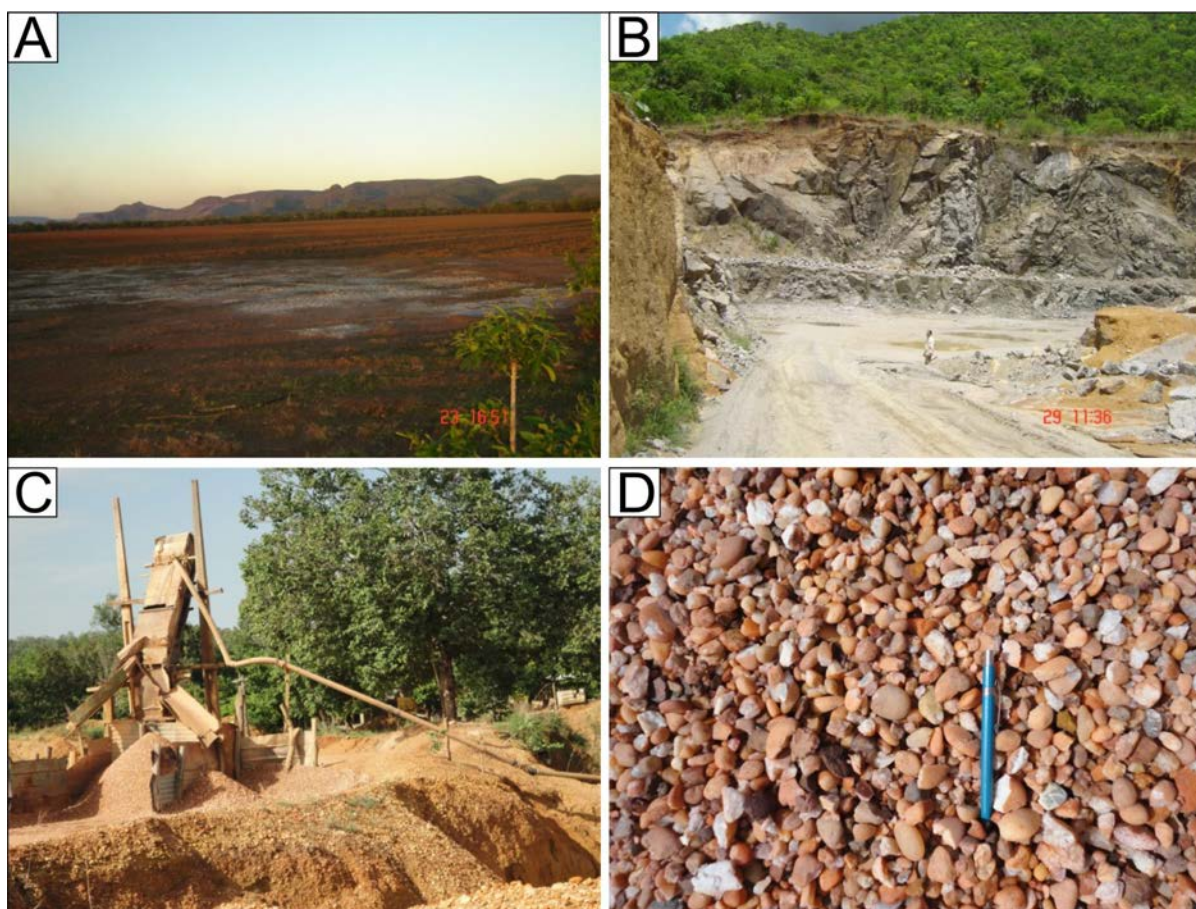


Figura 6.56 – Aspectos de alguns dos jazimentos de material para a indústria da construção civil: A) Serras de granito da Suíte Lajeado (Granito Matança). B) Pedreira da ENZA MINERAÇÃO localizada no município de Taquaruçu – Granito Palmas - Suíte Lajeado. C) Exploração de cascalho e areia em paleoaluvião do Rio Tocantins. D) Cascalho produzido na planta mostrada na fotografia anterior.

(leia-se exportação de vaga de trabalho) somou US\$ 300 milhões. A China responde por 30% da produção mundial de rochas ornamentais. A tabela 6.38 apresenta os principais países produtores de rochas ornamentais.

Foram cartografados 23 jazimentos de rochas ornamentais, relacionadas aos mais diferentes ambientes geotectônicos e com as mais diversas características. A figura 6.57 mostra a localização dos principais jazimentos de rochas ornamentais

Tabela 6.38 – Relação dos principais países produtores de rochas ornamentais.

Discriminação	Produção (10 <sup>3</sup> t)			
	2011 (e)	2012 (e)	2013 (e)	%
Países				
Brasil	9.000	9.300	10.500	7,5
China	33.000	36.000	38.000	30,8
Índia	13.250	14.000	17.500	14,2
Turquia	10.000	10.600	11.500	9,3
Irã	8.500	8.500	7.000	5,7
Itália	7.800	7.500	7.250	5,9
Espanha	5.750	5.500	5.250	4,3
Egito	3.500	3.500	3.000	2,4
Portugal	2.750	2.750	2.750	2,2
Outros países (e)	18.050	18.650	21.950	17,8
TOTAL	111.500	116.000	123.500	100

Fonte: Dados mundiais segundo estimativas da XXIV Raporto Marmo e Pietrenel Mondo 2013 (XXIV Report Marbleand Stones in the World), elaborado pelo Dr. Carlo Montani “Relatório 2013”; (1) Produção estimativa da Abirochas (Associação Brasileira da Indústria de Rochas Ornamentais).

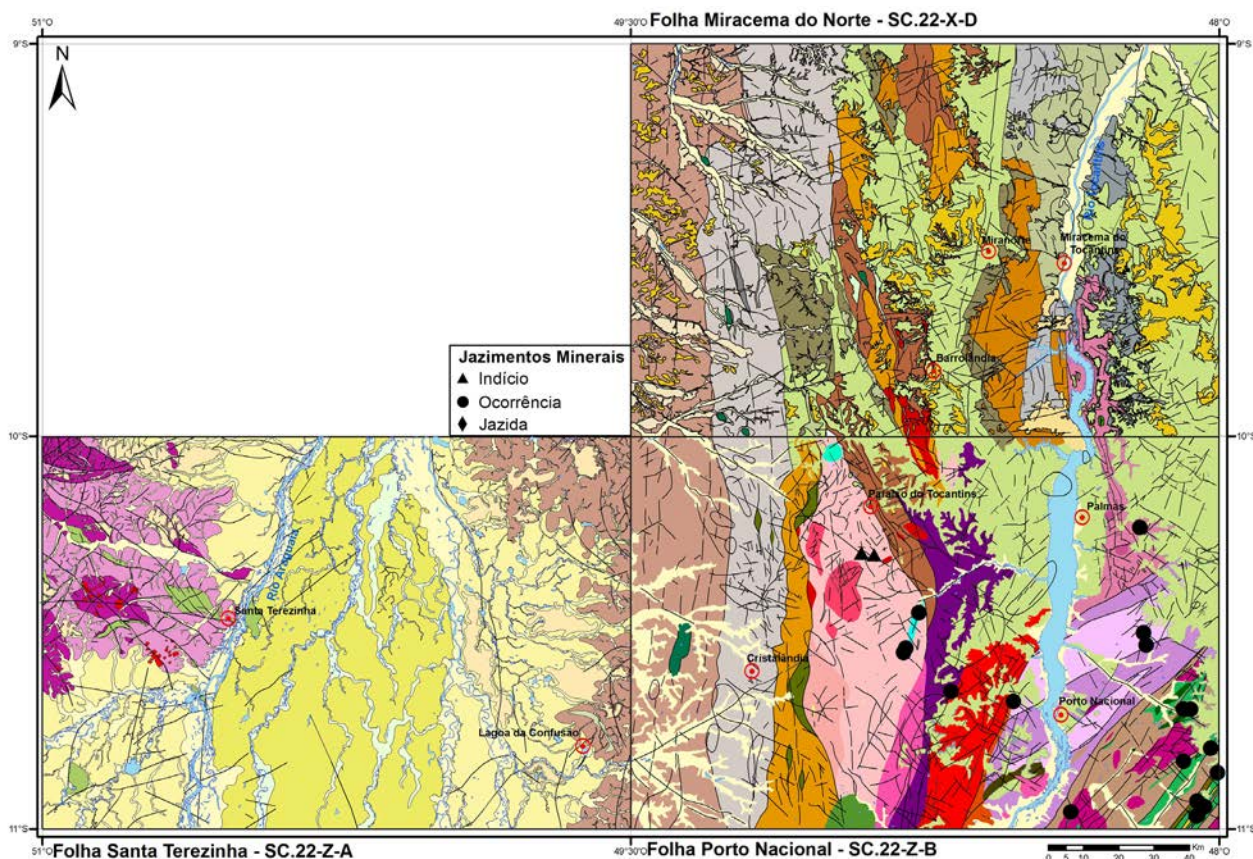


Figura 6.57 – Localização dos principais jazimentos de rochas ornamentais.

e a tabela 6.39 relaciona esses jazimentos e sua localização. Alguns jazimentos, como os de quartzitos da Formação Monte do Carmo, encontram-se em exploração. Para a seleção dos jazimentos de pedras ornamentais, foram considerados alguns pré-requisitos, tais com a morfologia dos jazimentos, considerando para efeito de catalogação aqueles de relevo positivo. Neste Pré-requisito, a exceção ficou por conta das calcissilicáticas que mesmo encontrando-se em relevo arrasado, foram selecionadas em função do alto valor de mercado que estas rochas podem alcançar no exterior. Outro pré-requisito

importante foi o volume, e neste pré-requisito a exceção ficou por conta dos jazimentos de brecha vulcânica que não possuem grande volume, mas foram enquadrados na categoria de raridades, em função da beleza exótica. Outros parâmetros mais técnicos, como grau de fraturamento da rocha, resistência à abrasão, ausência de minerais susceptíveis ao intemperismo, como os sulfetos, minerais de baixa dureza, como os carbonatos, por exemplo, também foram considerados na seleção dos jazimentos cartografados. As figuras 6.58, 6.59 e 6.60 mostram as características dos diversos tipos de rochas cartografados.

Tabela 6.39 – Relação de jazimentos de rochas ornamentais.

SIGLA	UTM_X	UTM_Y	JAZIMENTO
AS-R-001	823916	8788584	Rocha ornamental (Basalto andesítico)
AS-R-008	821531	8785959	Rocha ornamental (metaconglomerado)
AS-R-008	822072	8786306	Rocha ornamental (ardósia cor rosa)
AS-R-022	770791	8818714	Rocha ornamental (granada granulito)
PS-R-013	725051	7338857	Rocha ornamental (monzogranito)
PS-R-015	744625	8843979	Rocha ornamental (rocha alcalina)
AS-R-026	753414	8821722	Rocha ornamental (gnaisse)
PS-R-96	728680	8861000	Rocha ornamental (calcissilicática)
PS-R-97	732217	8860389	Rocha ornamental (calcissilicática)
PS-R-115	740935	8834020	Rocha ornamental (rocha alcalina)
PS-R-138	740226	8832816	Rocha ornamental (rocha alcalina)
PS-R-147	728624	8860851	Rocha ornamental (rocha calcissilicática)
PS-R-206	726539	8787497	Rocha ornamental (monzogranito)
PS-R-226	821779	8790190	Rocha ornamental (brecha vulcânica)
PS-R-235	825759	8805101	Rocha ornamental (vulcânica deformada)
PS-R-239	827537	8798130	Rocha ornamental (brecha vulcânica)
PS-R-242	817091	9799443	Rocha ornamental (chapas de quartzito)
PS-R-244	818149	8801521	Rocha ornamental (chapas de quartzito)
PS-R-283	820287	8816101	Rocha ornamental (vulcânica)
PS-R-286	818240	8816245	Rocha ornamental (vulcânica)
PS-R-301	807968	8834348	Rocha ornamental (granada granulito)
PS-R-382	806506	8867573	Rocha ornamental (monzogranito)
PS-R-421	807272	8837813	Rocha ornamental (granada gnaisse)

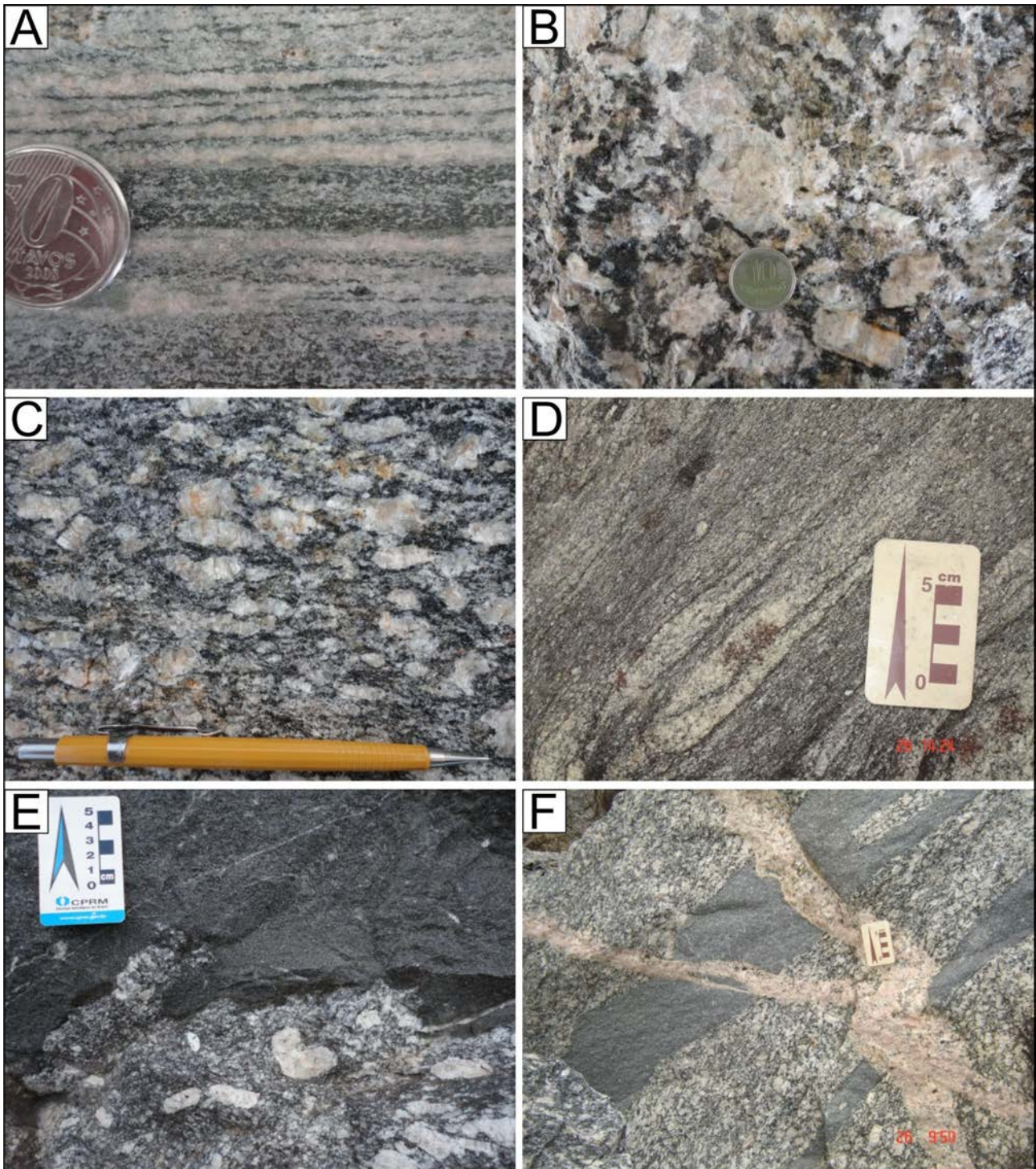


Figura 6.58 – Aspectos das rochas ornamentais: A) Rocha calcissilicática - Rio dos Mangues. B) Monzogranitos Suíte Lajeado - Granito Matança. C) Monzogranito Suíte Lajeado - Granito Palmas. D) Rochas deformadas - Granodiorito - Complexo Rio dos Mangues. E) Feições de mistura de magma - Suíte Lajeado - Granito Palmas. F) Magmas tonalíticos e dioríticos cortados por soluções tardias de composição quartzo-feldspáticas. Suíte Lajeado - Granito Matança.

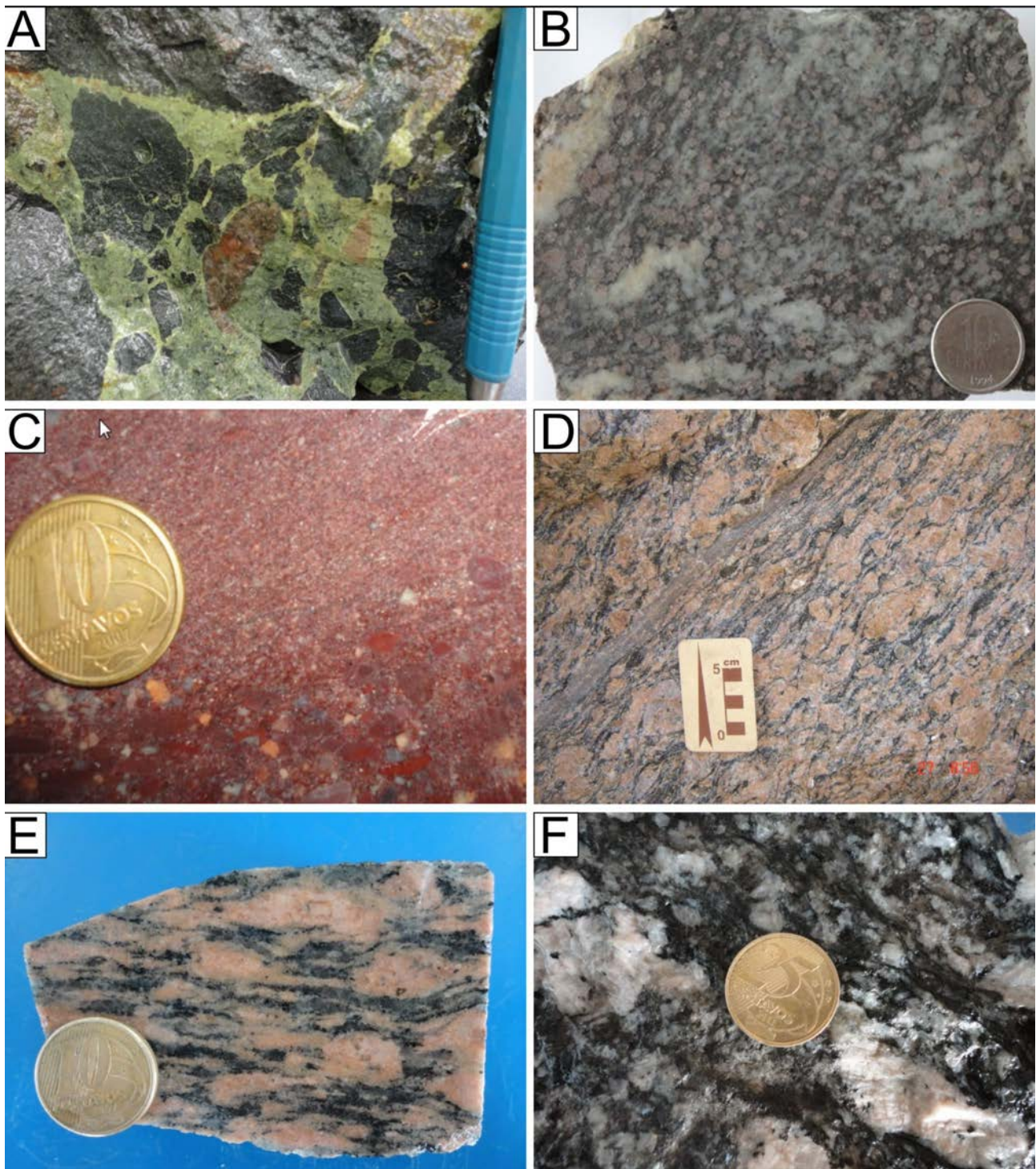


Figura 6.59 – Aspectos das rochas ornamentais: A) Brecha vulcânica - Formação Monte do Carmo - Vulcanossedimentar. B) Granada granulito - Complexo Porto Nacional. C) Metaconglomerado - Formação Monte do Carmo. D) Monzogranito deformado - Suíte Lajeado - Granito Matança. E) Monzogranito deformado - Suíte Lajeado - Granito Matança. F) Granodiorito porfírico - Suíte Lajeado - Granito Palmas.

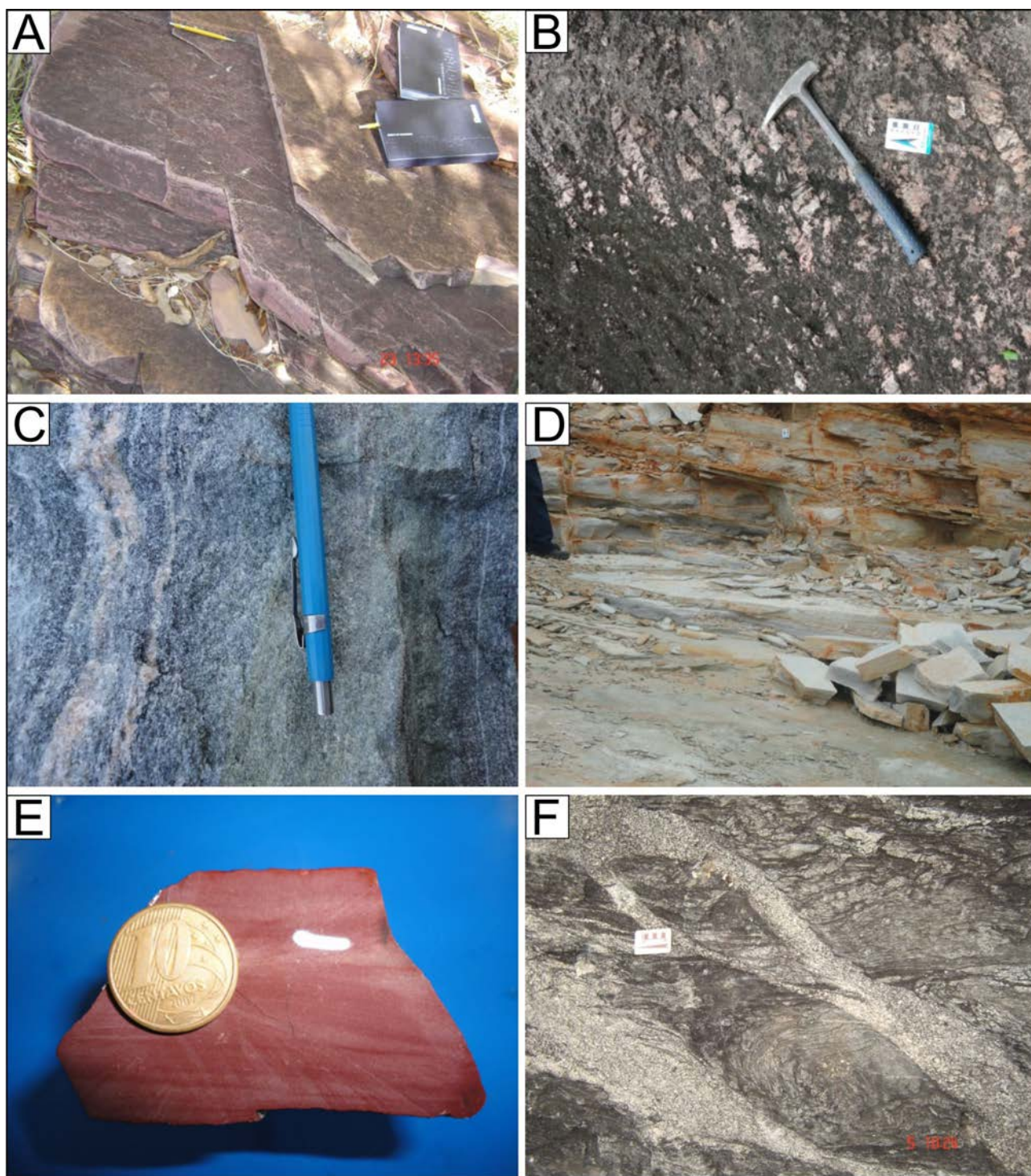


Figura 6.60 – Aspectos das rochas ornamentais: A) Ardósias de cor rosada - Formação Monte do Carmo. B) Pegmatito - Suíte Santa Luzia. C) Rocha calcissilicática - Complexo Rio dos Mangues. D) Quartzitos - Formação Monte do Carmo. E) Quartzito - Formação Monte do Carmo. F) Gnaíse com apófises graníticas - Formação Xambioá - Suíte Santa Luzia.

#### 6.2.4 - Pedras Preciosas e Semi-Preciosas

##### 6.2.4.1 - Água Marinha

Foram identificados nas folhas Porto Nacional e Miracema do Norte, indícios de água marinha associados a pegmatitos gerados nos estágios finais de cristalização dos granitos

peraluminosos da Suíte Santa Luzia. Na figura 6.61 estão localizadas as principais ocorrências de água marinha identificadas no mapeamento. Os principais pegmatitos portadores de água Marinha estão localizados em serra de grandes dimensões onde foram desenvolvidos garimpos que, em função de disputas entre garimpeiros e detentores dos direitos legais, hoje se encontram



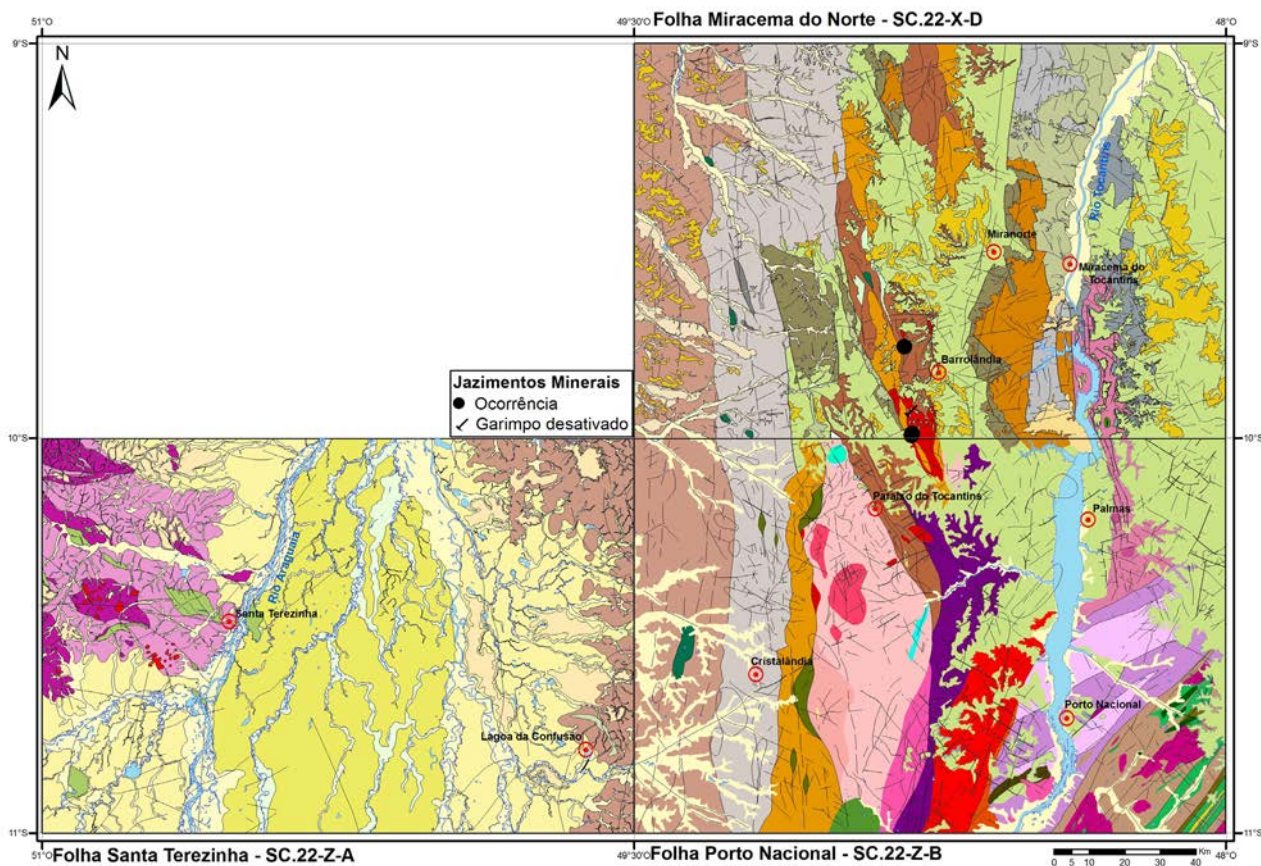


Figura 6.61 – Mapa geológico com a localização das duas principais áreas de garimpo de água marinha.

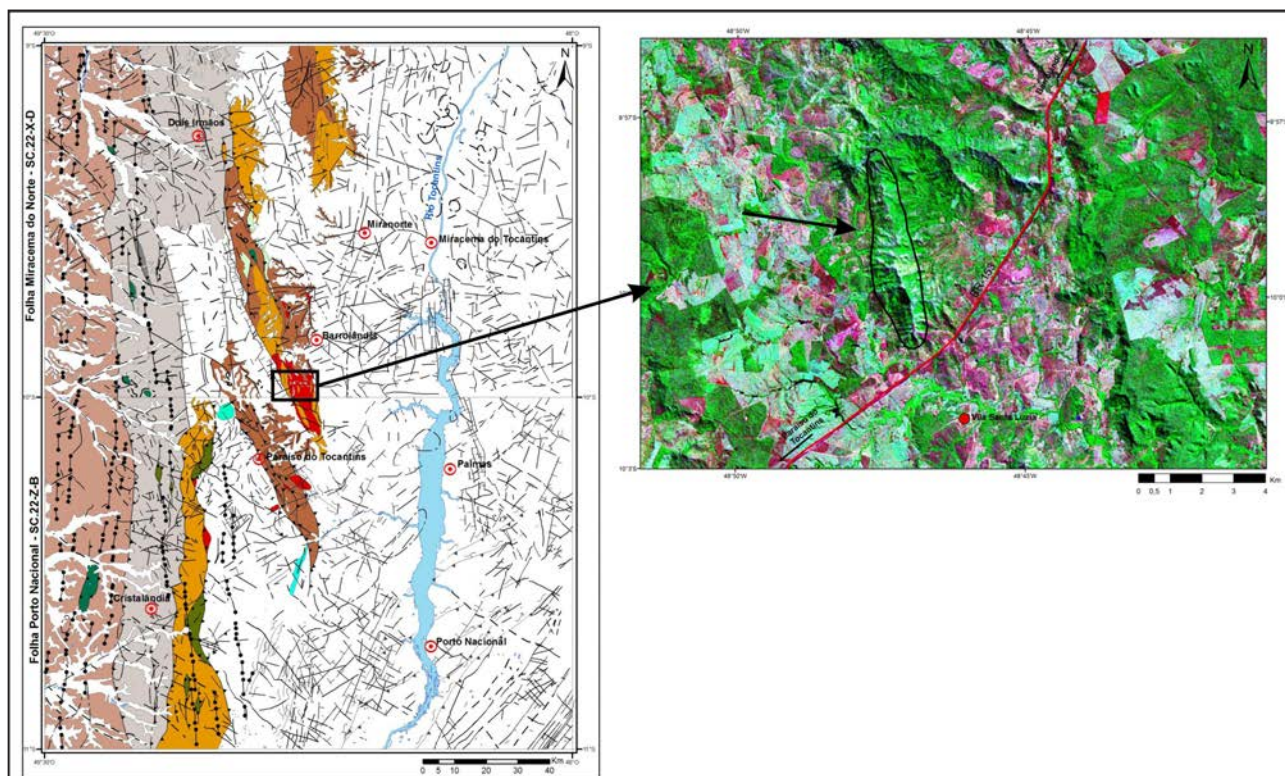


Figura 6.62 – Mapa geológico das folhas Porto Nacional e Miracema do Norte e imagem de satélite com a localização do pegmatito com indícios de Água Marinha.

paralisados. A Suíte Santa Luzia é composta por granitos peraluminosos à duas micas, formados a partir da fusão de sedimentos, durante a fase final de evolução do Orógeno Araguaia. A figura 6.62 mostra detalhe da localização do principal corpo de pegmatito. No principal pegmatito cartografado,

a água marinha ocorre sob a forma de cristais milimétricos disseminados (Fig. 6.63). O pegmatito tem dimensões quilométricas e é formado predominantemente por cristais centimétricos de feldspato. As encaixantes do pegmatito são granitos com restitos de metassedimentos.

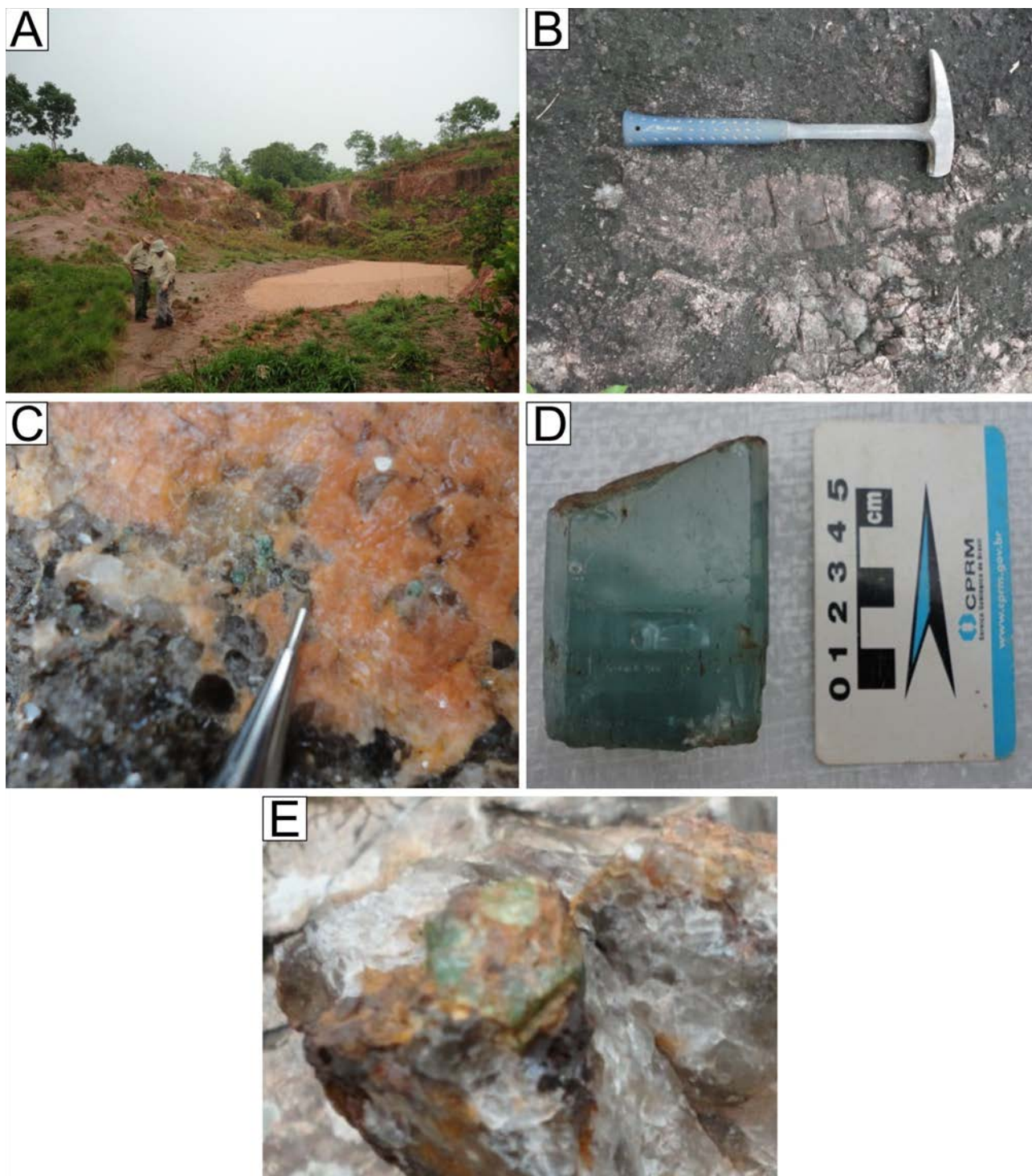


Figura 6.63 – Aspectos dos jazimentos de água marinha: A) Garimpo abandonado de água Marinha. B) Pegmatito com cristais centimétricos de feldspato potássico. C) Detalhe do pegmatito da fotografia anterior, onde são observadas as seções basais de milimétricos cristais de berilo água marinha. D) Cristal de água marinha recuperado em um dos garimpos abandonados na região do João Macambira. E) Seção basal de um berilo de garimpo da região do João Macambira.

## 6.2.4.2 - Diamante

Foram catalogados três indícios de diamantes, dois identificados durante a realização deste projeto e um que consta da bibliografia. São garimpos secundários em aluvião. Pelo fato de serem garimpos abandonados, as informações sobre os jazimentos, inclusive se eram realmente garimpos de diamantes, foram dadas por moradores locais. Portanto, a única informação diz respeito à existência dos garimpos abandonados. A tabela 6.40 consta a relação dos garimpos e na figura 6.64 a localização. A decisão de cartografar estes garimpo, a despeito da precariedade das informações, deve-se a ambiência, uma vez que os mesmos estão localizados na borda da Bacia do Parnaíba, onde os mapas aeromagnetométricos mostram a existência de anomalias magnéticas com dipolos de diâmetros variados.

## 6.2.4.3 - Esmeralda

As primeiras evidências de esmeraldas na região remontam à década de 1990 quando garimpeiros encontraram uma ocorrência nas proximidades da sede do município de Monte Santo. A figura 6.65 mostra a localização dos jazimentos identificados durante o mapeamento geológico nas bordas do corpo alcalino de Monte Santo.

Os dados levantados permitiram propor hipóteses sobre a gênese das mineralizações de esmeralda e os diversos fatores que contribuíram para a formação dos depósitos. A primeira hipótese associa a origem das esmeraldas a fluidos originados dos granitos peraluminosos da Suíte Santa Luzia, produtos da granitogênese que marca o fechamento da Faixa Araguaia, enquanto a segunda relaciona os fluidos às rochas alcalinas de Monte Santo, do

Tabela 6.40 – Relação dos garimpos de diamantes.

LOCAL	UTM X	UTM Y	SUBSTÂNCIA	STATUS
GIS BRASIL	815380	9002406	Diamante	Garimpo abandonado
CA-198	790640	8990122	Diamante	Garimpo abandonado
CA-214	795718	8990008	Diamante	Indício

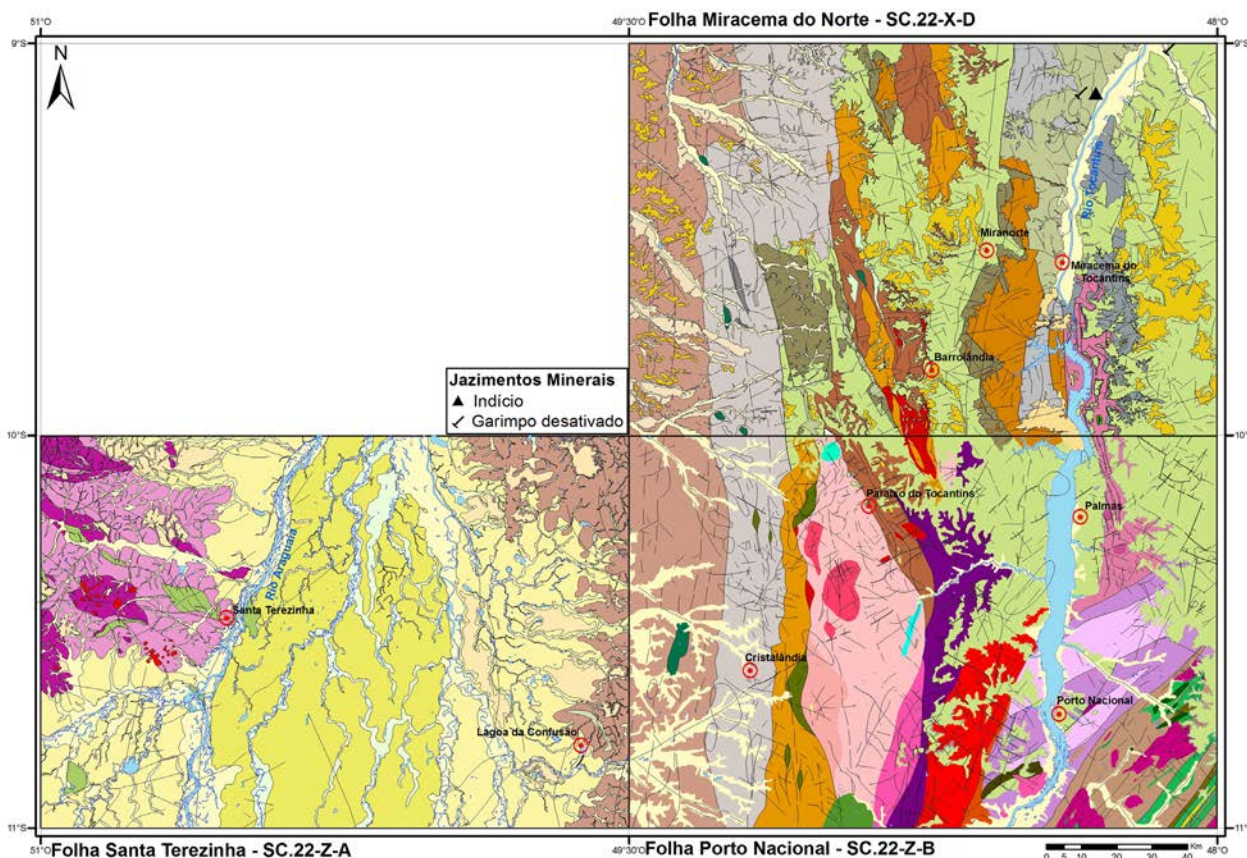


Figura 6.64 – Localização dos jazimentos de diamantes.

evento magmático que marca o início da evolução da Faixa Araguaia. A relação das esmeraldas com os granitos da Suíte Santa Luzia não teria limitações no que diz respeito a idades, uma vez que este granito é mais jovem que todas as rochas cartografadas na região dos jazimentos e, portanto, poderia contribuir para a mineralização de qualquer encaixante, mas as relações de campo e a distribuição espacial dos Jazimentos, relacionam as mineralizações às rochas alcalinas. Neste caso, as encaixantes teriam que ser mais antigas que as rochas alcalinas, ou seja, teriam que ter mais de 1000 Ma. As relações de campo indicam que as mineralizações se formaram a partir da interação dos fluidos metassomático-hidrotermais da rocha alcalina com os metassedimentos do Complexo Rio dos Mangues, compostos predominantemente de rochas calcissilicáticas com metarenitos e metassiltitos subordinados.

As rochas do Complexo Rio dos mangues, encaixantes das mineralizações, são quartzitos ferruginosos, anfíbolitos hidrotermalizados, hornblenda fels pegmatóides, hornblenda fels com calcita, meta quartzo-hornblenda-clinopiroxenio diorito, talco-tremolita fels com calcita e opacos ou metaultramáficas. As rochas compostas predominantemente por talco e calcita podem ser produto do metamorfismo de calcários magnesianos ou de rochas

ultramáficas. A figura 6.66 mostra os aspectos macroscópicos dos afloramentos e rochas que compõe este conjunto.

A interação entre fluidos oriundos da rocha alcalina e as encaixantes, produziu importantes halos de alteração, com maior expressão nos locais onde o magma alcalino manteve contato com rochas mais reativas, como as rochas calcissilicáticas, as metamáficas e as metaultramáficas. Nas escavações garimpeiras a alteração mais visível foi um metassomatismo sódico que deu origem a grandes massas de albitos. A figura 6.67 mostra as principais feições relativas mais especificamente às mineralizações.

Os produtos da ação de fluidos metassomático-hidrotermais representados por sodalitos e albitos que ocorrem além da área aflorante da alcalina de Monte Santo, levam a supor que se trata de um corpo sub-aflorante, o que amplia a área prospectiva em relação aos produtos dessas alterações.

Os quartzitos ferruginosos, encaixantes da mineralização, são cinza escuros de granulação muito fina, com fraturas esparsas, preenchidas por argila e hidróxidos de ferro. A rocha é constituída de diminutos grãos de quartzo, opacos, raríssimos grãos de feldspato, e palhetas dispersas de biotita e ou clorita parcialmente oxidadas só perceptíveis

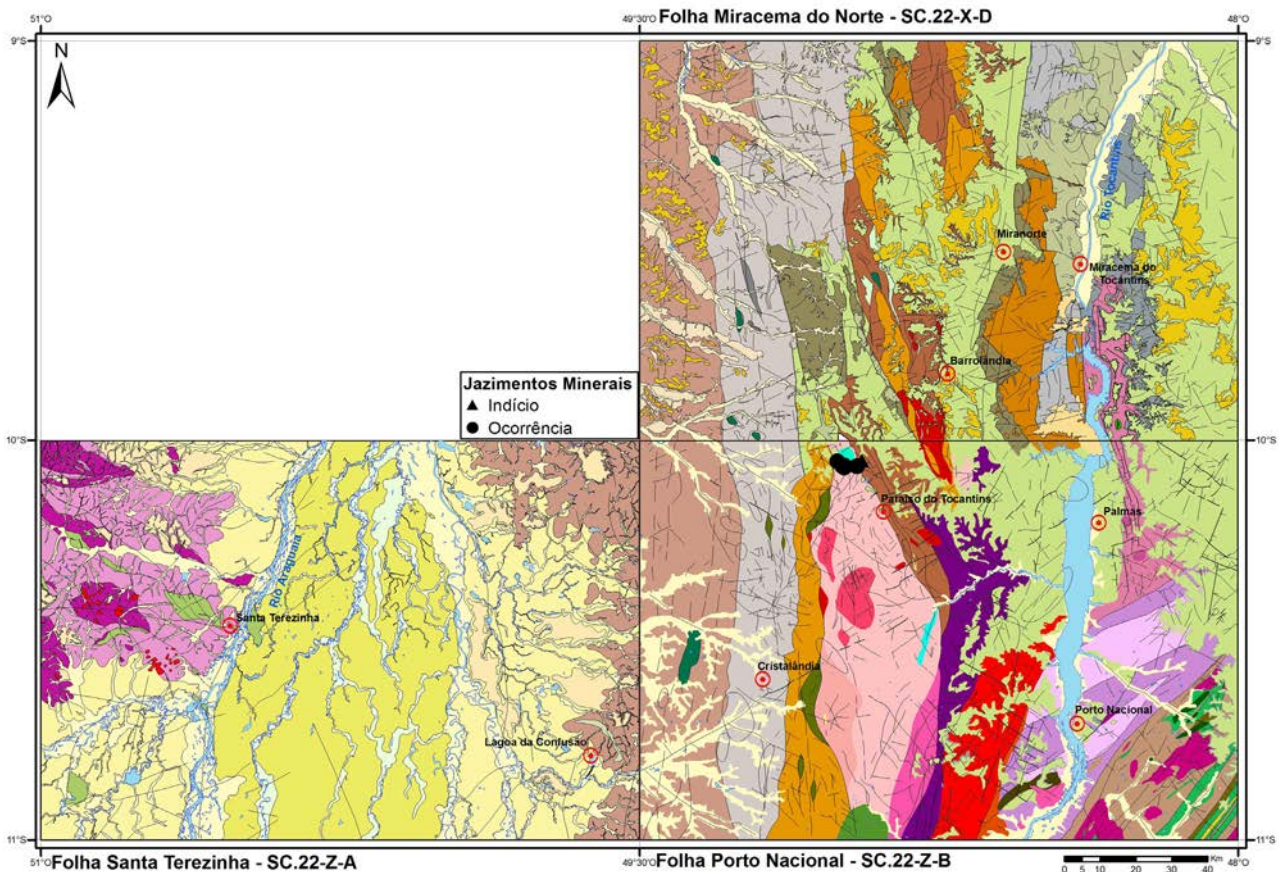
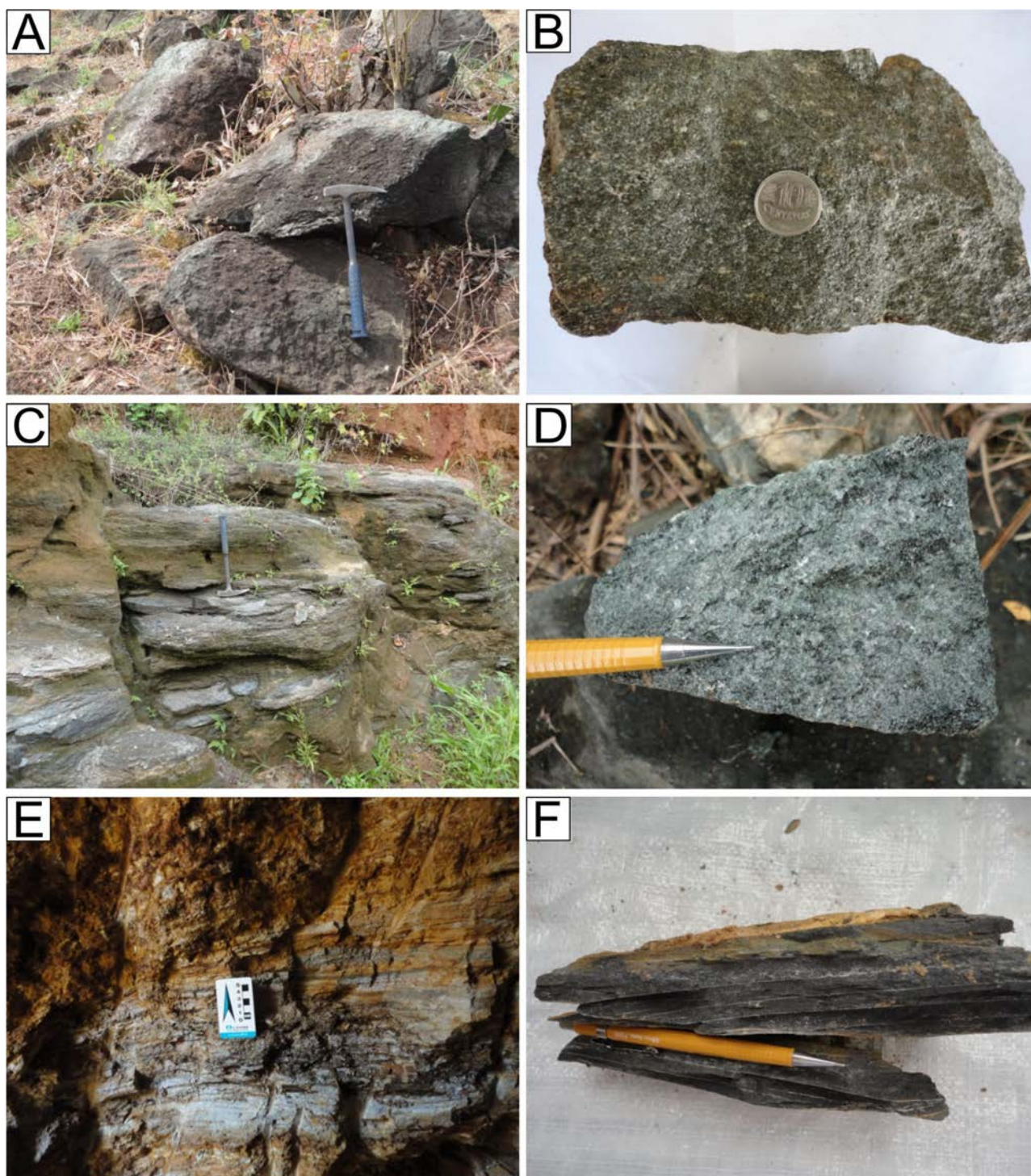


Figura 6.65 – Localização dos jazimentos de esmeralda.



*Figura 6.66 – Rochas encaixantes das mineralizações de esmeralda da região de Monte Santo: A) Afloramento de talco-tremolita fels ou metaultramáficas. B) Detalhe de amostra da fotografia anterior. C) Afloramento no leito de uma drenagem de anfibolito hidrotermalizado. D) Hornblenda fels com calcita. E) Parede de uma das frentes de garimpagem. Quartzito fino. F) Amostra de mão de um quartzito ferruginoso impregnado por material escuro não identificado.*

com lupa de grande aumento. A constituição mineralógica de uma amostra representativa do quartzito encaixante das mineralizações é composta de quartzo (70,2%), opacos (25%), biotita/clorita (2,4%), feldspatos (1,2%) e hidróxidos de ferro (1,2%). Em lâmina delgada é possível distinguir fraturas preenchidas por material oxidado, agregados de

filossilicatos em grãos não orientados e oxidados que podem ser de clorita ou biotita. Além desses minerais, ocorrem hidróxidos de ferro, que devem ter se originado da alteração dos mesmos minerais, e vazios. A rocha cortada por estas fraturas é clara com minerais incolores e de baixo relevo e com inúmeros pontos negros que podem ser opacos (Fig.6.68).

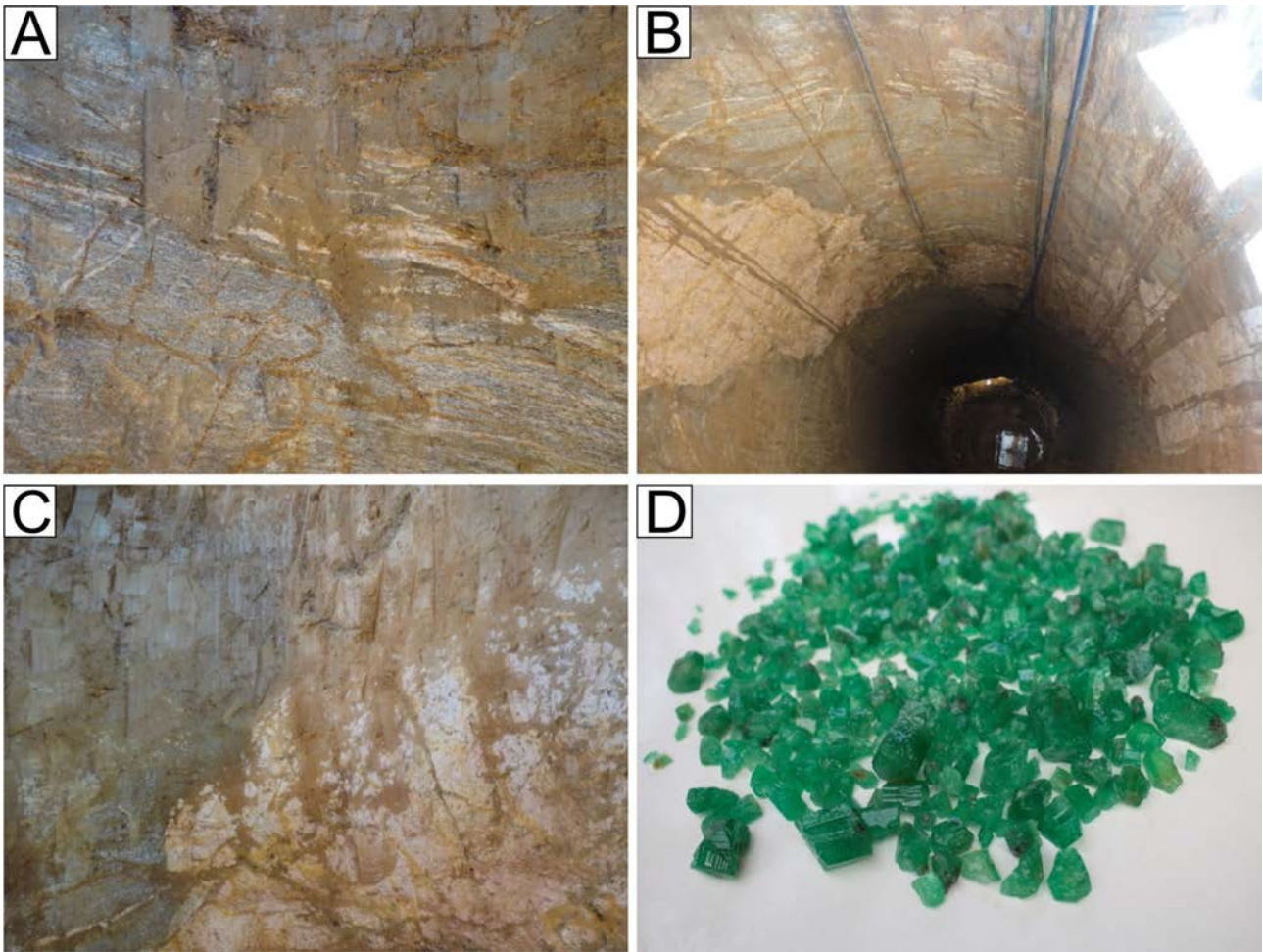


Figura 6.67 – Aspecto da mineralização de esmeralda: A) Rocha calcissilicática hidrotermalizada. B) Shaft construído por garimpeiros para a exploração de esmeraldas, onde se pode observar os albititos. C) Detalhe da fotografia anterior. D) Esmeraldas do jazimento de Monte Santo.

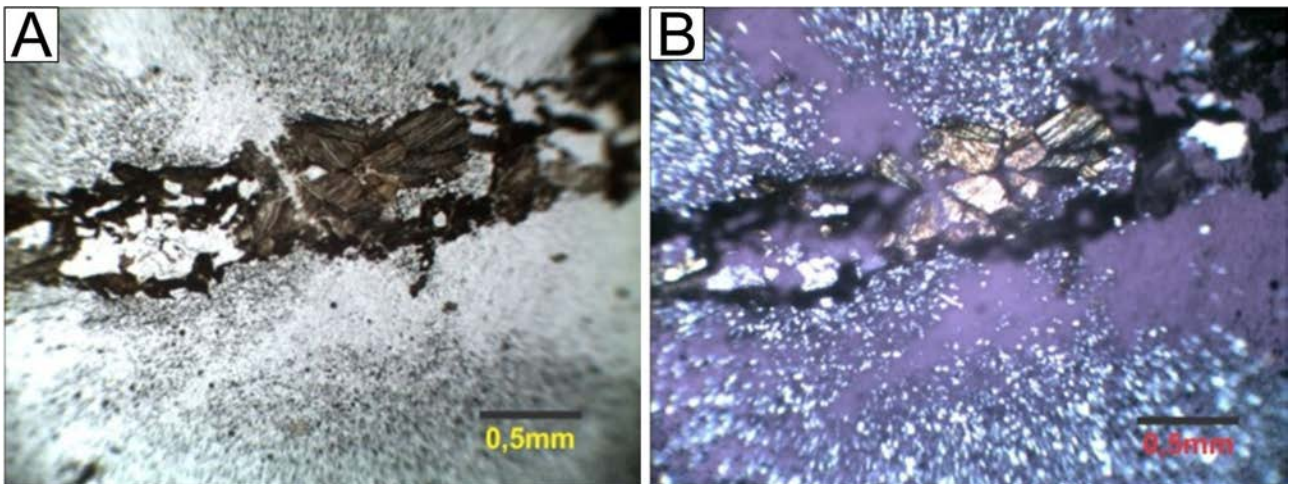


Figura 6.68 – Aspectos microscópicos dos quartzitos do Complexo Rio dos Mangues, com fraturas preenchidas por material hidrotermal: A e B) Fratura preenchida por material oxidado e filossilicatos.

Considerando que as mineralizações distais de esmeralda estão relacionadas às soluções oriundas das rochas alcalinas, as rochas encaixantes destas mineralizações teriam, obrigatoriamente, idades superiores a 1 Ga, idade da alcalina de Monte Santo. Na região dos jazimentos de esmeralda ocorrem

rochas metamáficas e metaultramáficas cuja origem precisa ser melhor definida. Um desses afloramentos foi estudado e os principais tipos litológicos foram descritos petrograficamente e datados pelo método U-Pb com idade de 2100 Ma. O afloramento estudado se estende por uma área de aproximadamente 300

m<sup>2</sup> e a rocha mais preservada da alteração apresenta cor cinza esverdeada, textura equigranular média, fracamente magnética, classificada petrograficamente como meta-hornblenda-clinopiroxênio diorito. A rocha é composta essencialmente de plagioclásio, clinopiroxênio, tremolita e zoisita e como acessórios ocorrem apatita e titanita. A composição mineralógica desta rocha se encontra na tabela 6.41.

As porções mais alteradas apresentam cores cinza esverdeadas com pequenas manchas brancas. São rochas compostas por minerais untuosos ao tato e fibrorradiados. São magnéticas e reagem em presença de ácido clorídrico. Em lamínas, destacam-se minerais fibrosos incolores e carbonatos, distinguíveis pelo relevo oscilante, além de raros opacos que parecem ser magnetita. A composição mineralógica da rocha descrita está representada na tabela 6.42. Parte dos minerais fibrosos é constituída de talco e outra parte de minerais de baixas cores de interferência que, aparentemente, são cloritas (Figs. 6.69 A e B).

Em uma das frentes de garimpo pode-se observar o resultado do intenso metassomatismo

sódico, representado por albitos. Estes albitos ocorrem sob a forma de bolsões ou em fraturas. São rochas de cor branca e granulação fina. A composição essencial da rocha é albita (82%) e granada (6%). A tabela 6.43 apresenta a composição modal de uma amostra representativa dos albitos que representam uma das frentes de alteração das mineralizações de esmeralda da região de Monte Santo.

Ao microscópio é possível observar feixes de biotita com pleocroísmo quase incolor a castanho esverdeado ou verde claro ao lado de clorita com pleocroísmo incolor a verde azulado, numa clara reação de substituição (Fig.6.70 A). Muito localmente observa-se cristal anédrico de titanita (Fig.6.70 B e C). Os minerais euédricos ou anédricos observados em amostra de mão são agregados de pequenos grãos de granada ao lado de clorita, biotita e minerais incolores de baixo relevo. Os pequenos grãos de granada ocorrem também como cordões ao lado de feixes orientados de clorita e biotita (Fig.6.70 D). Os feldspatos (alguns parcialmente sericitizados) são biaxiais positivos e foram identificados como albita

Tabela 6.41 – Composição mineralógica de uma das amostras representativa das rochas máficas que ocorrem na área dos jazimentos de esmeralda da região de Monte Santo.

Quartzo	Plagioclásio	Clinopiroxênio	Hornblenda	Tremolita	Zoisita
5,2	24	39,94	23	3	
Opacos	Apatita	Titan	Zircão	Mim. Não iden.	
0,1	0,24	0,12			

Tabela 6.42 – Composição mineralógica aproximada das rochas de composição ultramáfica que ocorrem na área dos jazimentos de esmeralda.

Tremolita/Clorita	Talco	Calcita	Clorita	Opacos
52,1	40	7		0,9

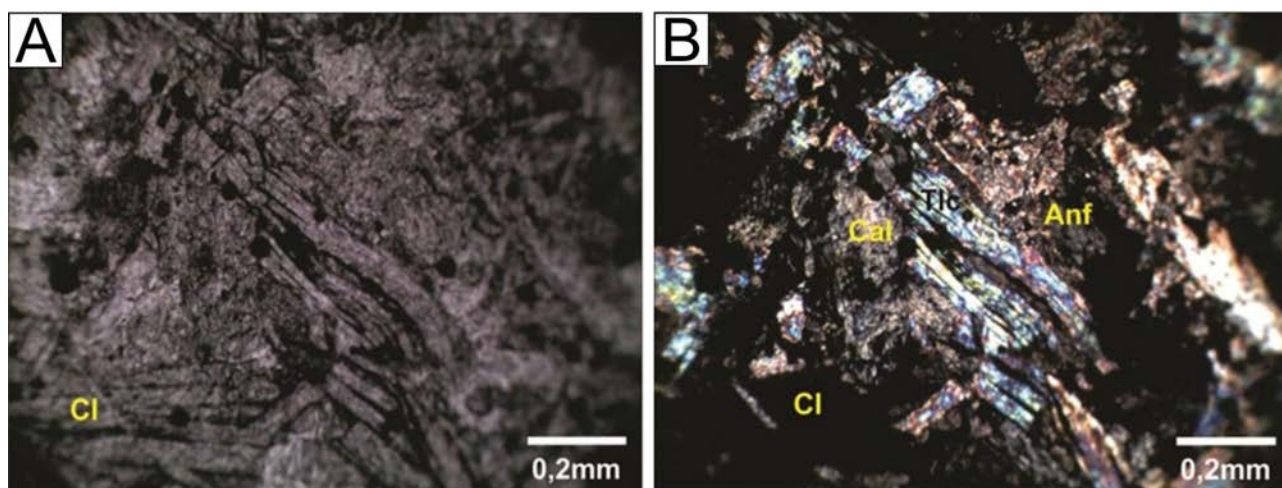


Figura 6.69 – Rocha ultramáfica com evidência de alteração hidrotermal: A e B) Fotomicrografias em nicóis paralelos e cruzados mostrando a composição mineralógica, com destaque para os anfibólios e calcita.

(Fig.6.70 C). As granadas, biotita e clorita são prováveis remanescentes da rocha (paraderivada) encaixante que foi submetida ao metassomatismo sódico.

Os metabasitos são rochas cinza com manchas escuras de minerais máficos e manchas claras de feldspatos. São inequigranulares de granulação fina

a média e reagem ao HCl. Alguns minerais escuros foram identificados como anfibólios e os claros como feldspatos. A tabela 6.44 apresenta a composição mineralógica de uma amostra de metabasito, coletada na região do garimpo de Monte Santo e a figura 6.71 mostra a mineralogia essencial destes litotipos.

Tabela 6.43 – composição mineralógica de uma amostra de albitito em uma das frentes do garimpo de esmeraldas de Monte Santo.

Quartzo	Albita	Biotita	Granada	Clorita	Titanita	Zircão
3,4	82,34	4,4	6,1	1,8	0,44	0,12

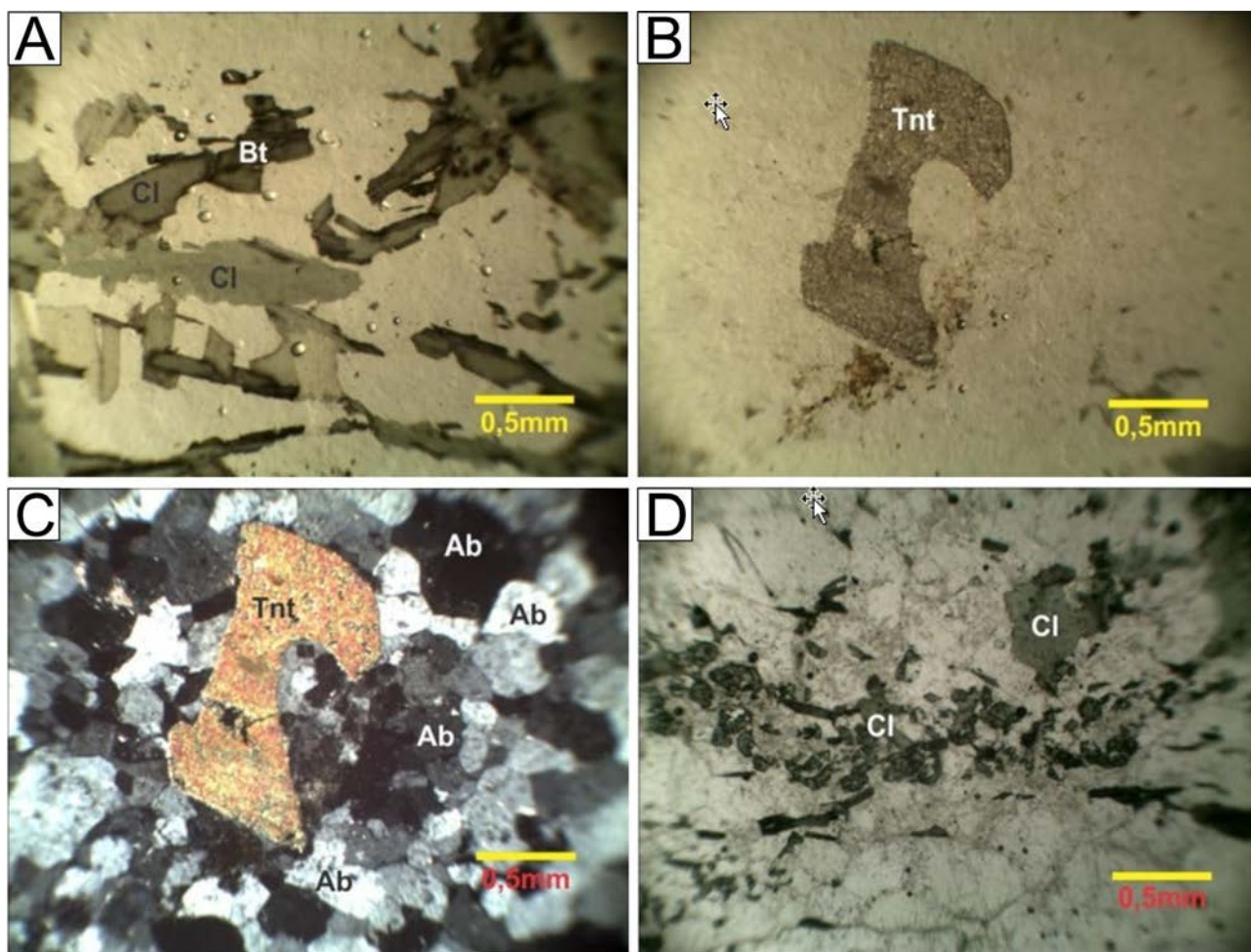


Figura 6.70 – Características dos albititos de uma das frentes de mineralizações de esmeralda da região de Monte Santo. As rochas que foram submetidas aos processos metassomáticos de albitização e ainda são passíveis de identificação são metabasitos e granada gnaisses dioríticos: A) Relação de substituição entre biotita e clorita (np). B) Cristal anédrico de titanita (np). C) Cristais de albita compondo a mineralogia essencial da rocha (nc). D) Cordões de granadas, provavelmente remanescentes do protólito. (np).

Tabela 6.44 – Composição mineralógica de uma das encaixantes das mineralizações de esmeralda que foram submetidas a intenso processo de alteração.

Quartzo	Anfibólio	Plagioclásio	Biotita	Clinopiroxênio+ortopiroxênio
	29,82	43,56	6,6	13%
Opacos	Apatita	Titan	Zoisita	
0,1	0,22	0,5	6,2	



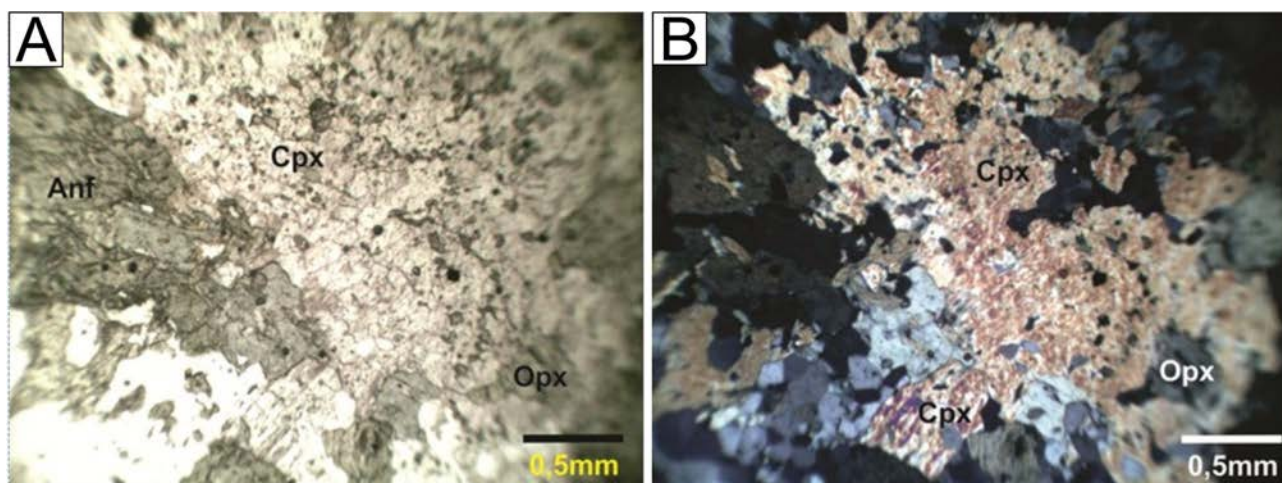


Figura 6.71 – Aspectos dos minerais essenciais dos metabasitos encaixantes das mineralizações de esmeralda:  
 A) Composição mineralógica essencial dos metabasitos encaixantes das mineralizações de esmeralda (np).  
 B) Idem foto anterior (nc).

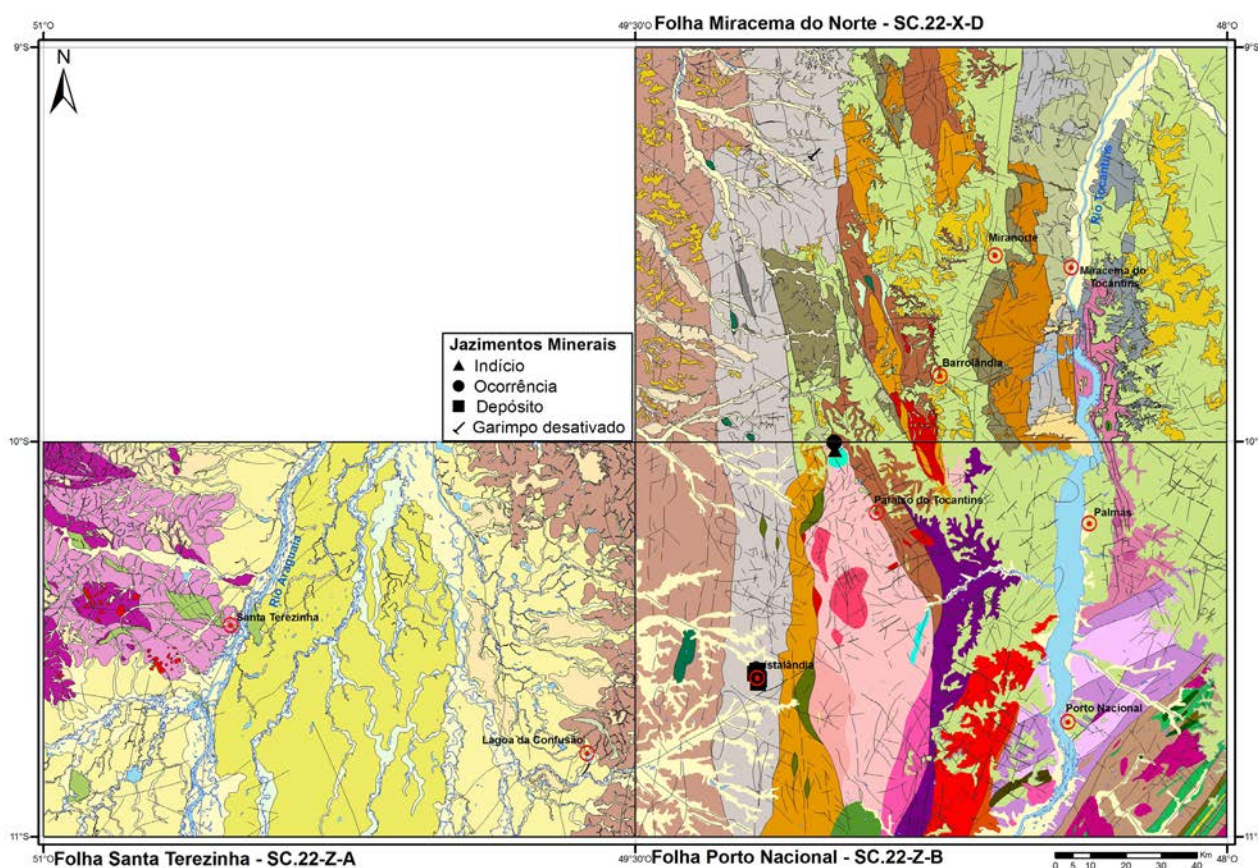


Figura 6.72 – Localização dos jazimentos de quartzo, com destaque para o polo de Cristalândia.

#### 6.2.4.4 - Quartzo

O Brasil se destaca como detentor da maior reserva de cristal de quartzo do mundo com 98% das reservas mundiais, equivalente a 80 milhões de toneladas. O estado do Pará concentra as maiores reservas medidas com 64% das jazidas brasileiras. O estado do Tocantins, apesar de possuir grandes depósitos desse bem mineral e ser uma das maiores regiões produtoras, praticamente não consta das

estatísticas. Em 2013 o Brasil produziu 10.700 toneladas de cristal de quartzo, sendo a maior parte produzida por pequenos mineradores e por mineradores informais.

Os jazimentos de cristal de quartzo identificados na área do projeto estão localizados em uma ampla região que se estende desde o município de Duerê até o município de Pium, passando pelo polo produtor de Cristalândia. A figura 6.72 apresenta a localização dos jazimentos de quartzo,

com destaque para o polo de Cristalândia, onde se encontra seguramente uma das maiores reservas de cristal do Brasil.

Os jazimentos de quartzo da região são conhecidos há pelo menos meio século. Barbosa et al. (1961), cita a região que abrange os municípios de Duerê, Cristalândia, Pium e Pequizeiro como um importante pólo produtor de cristal de rocha. Entre os anos de 1951 e 1957, parte das 500 a 700 toneladas desse bem mineral produzido pelo Brasil, segundo aquele autor, teria sido proveniente dessa região.

Na maioria dos garimpos da região a lavra é realizada a céu aberto, de forma manual ou semi-

-mecanizada e cada frente de lavra emprega em torno de 7 a 10 trabalhadores. As jazidas são exploradas por mineradores locais, isolados ou sob a forma de cooperativas de garimpeiros, em sistema de parcerias com fazendeiros e comerciantes da região. A região produz cristais da altíssima qualidade para lapidação, para a indústria siderúrgica e para exportação. Uma grande parte do quartzo produzido é levada para Curvelo em Minas Gerais onde existe um pólo industrial que utiliza o quartzo para a fabricação de artesanato mineral, na indústria ótica e na indústria siderúrgica. As figuras 6.73, 6.74 e 6.75 apresentam as principais características dos jazimentos de cristal da região.

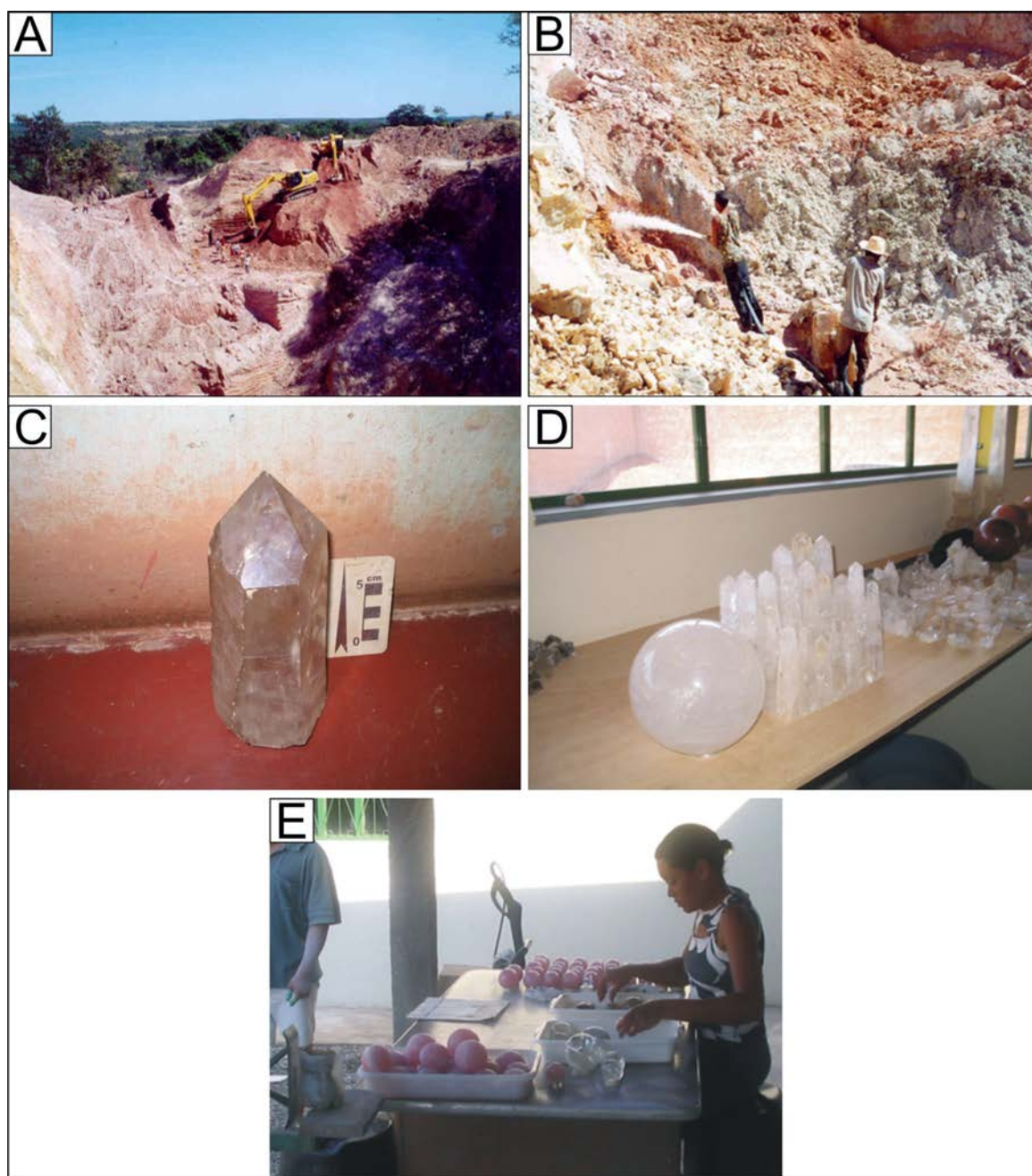
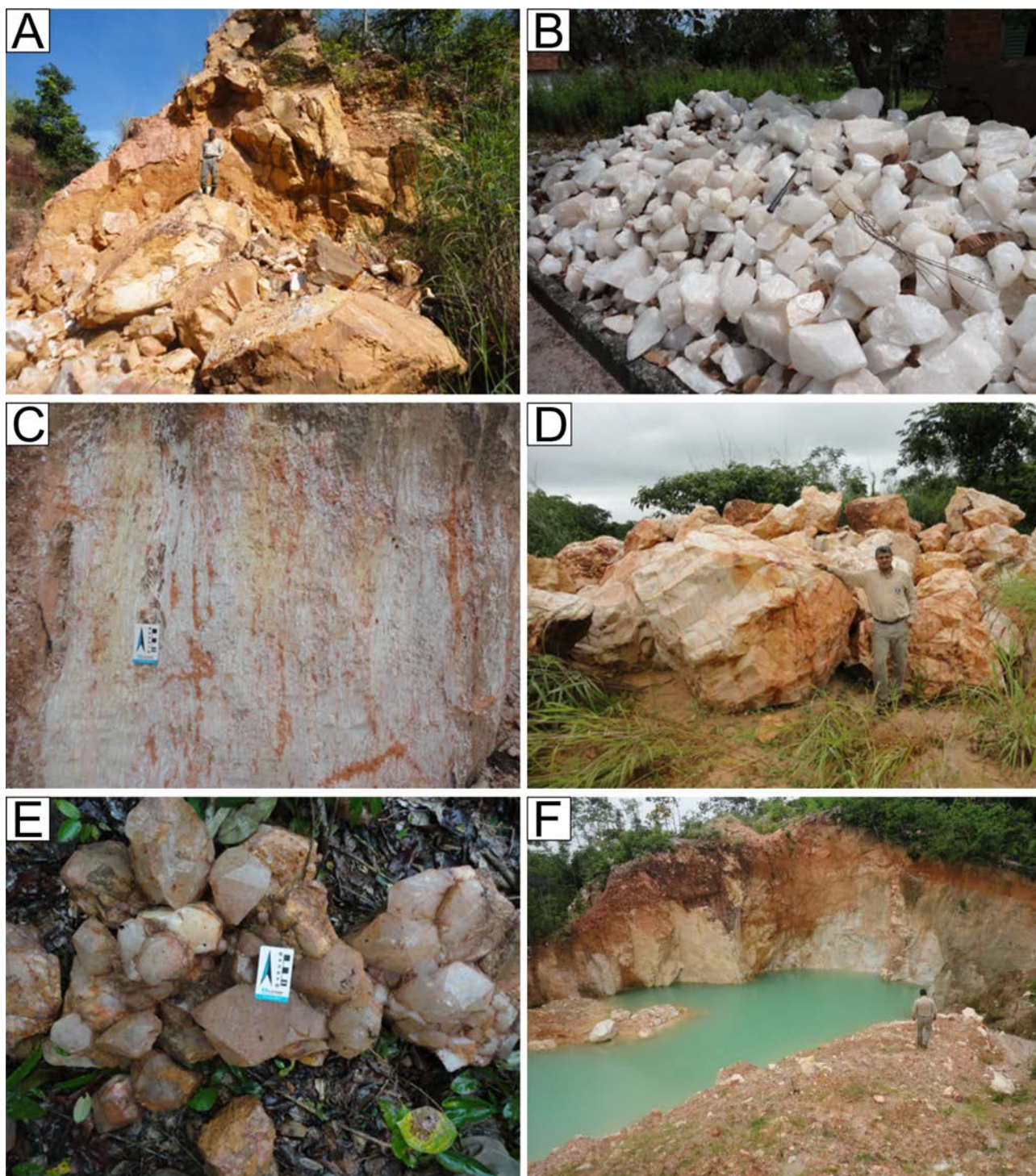


Figura 6.73 – Características das jazidas, tipo de lavra e utilização do cristal de quartzo: A) Lavra semi-mecanizada de quartzo. B) Garimpo de quartzo da região de Duerê. Lavra através de desmonte hidráulico. C) Cristal de quartzo translúcido. D) Lapidação de quartzo em Curvelo-MG. E) lapidação de quartzo em Curvelo-MG. (Fonte: Projeto Quartzo Industrial Duerê-Cristalândia-TO).



*Figura 6.74 – Características das mineralizações de cristal de quartzo da região de Cristalândia-TO: A) Cristais métricos de quartzo leitoso. B) Quartzo leitoso para a indústria siderúrgica. C) Metarenito fino bem selecionado. D) Mega cristal de quartzo. E) Cristais de quartzo hialino, bem formados. F) Garimpo abandonado de cristal de quartzo.*

A rocha hospedeira das mineralizações é um sericita  $\pm$  grafita  $\pm$  clorita xisto, quartzo xistos e, principalmente, lentes de metarenitos de granulação muito fina e homogêneos, pertencentes a Formação

Pequizeiro. Na região de Cristalândia, não foi observada a presença de granitos relacionados à mineralização, a exemplo do que ocorre na região de Duerê, ao sul da área deste projeto, onde



Figura 6.75 – Características do cristal de quartzo da região de Cristalândia – TO: A) Quartzo leitoso com alto grau de pureza, utilizado na limpeza de moinhos. B) Detalhe da fotografia anterior, mostrando o quartzo ensacado, pronto para o transporte. C) Cristal de quartzo leitoso e lascas de quartzo hialino de alta pureza. D) Mega cristal de quartzo. E) Produção artesanal de lascas de quartzo de alta pureza, para exportação. F) Pilha de quartzo leitoso a espera de comprador.

todas as evidências de campo demonstram que as mineralizações estão relacionadas a soluções graníticas. No caso de Cristalândia existe uma forte componente estrutural e as lentes de quartzito fino e homogêneo estão na origem das mineralizações.

Foram cartografados na área do projeto cerca de uma dezena de jazidas lavradas sob a forma de garimpo. A figura 6.72 apresenta a localização dos jazimentos, com destaque para o pólo de Cristalândia e a tabela 6.45 a relação destes jazimentos.

Tabela 6.45 – Relação de jazimentos de cristal de quartzo.

LOCAL	UTM X	UTM Y	JAZIMENTO
CA-096	713600	8974556	Cristal (quartzo industrial)
PS-R-351	698289	8827404	Cristal (quartzo industrial)
PS-R-352	698457	8827463	Cristal (quartzo industrial)
PS-R-353	698146	8827876	Cristal (quartzo industrial)
PS-R-356	697985	8829844	Cristal (quartzo industrial)
PS-R-357	698194	8829452	Cristal (quartzo industrial)
PS-R-358	697315	8829059	Cristal (quartzo industrial)
PS-R-404	717926	8893656	Cristal (quartzo industrial)
PS-R-405	719897	8891311	Cristal (quartzo industrial)

#### 6.2.4.5 - Sodalita

Foram cartografados alguns veios de sodalita encaixados em gnaisses, além dos limites da alcalina de Monte Santo, o que leva a acreditar que esta intrusão é subafiorante. A figura 6.76 representa um mapa com a geologia das três folhas do projeto e a localização dos indícios de sodalita. Até o momento, os jazimentos identificados estão enquadrados na categoria de indícios, pois são veios intermitentes e bolsões centimétricos de sodalita que podem ser seguidos por no máximo 3 a 5 metros com espessura centimétrica. No contato dos veios com a encaixante ocorre borda centimétrica de reação formada por um mineral branco que pode ser albita. A figura 6.77 mostra as principais feições dos jazimentos de sodalita.

#### 6.2.4.6 - Zirconita (Zr-Hf)

Uma das primeiras citações sobre zirconita na área do projeto encontra-se em Cunha et al. (1981), que se referem a uma ocorrência de zircão, cadastrada pelo DNPM na Serra da Estrela como concentrado na rocha em pequenos cristais ou concentrado na zona de intemperismo. Na área do projeto foram identificados dois corpos de rocha alcalina com indícios de diversos tipos de bens minerais, entre eles a zirconita. Os principais indícios de zirconita localizam-se na borda leste do corpo alcalino de Serra da Estrela (Fig.6.78). Jazimentos de zirconita semelhantes aos encontrados na área deste projeto estão sendo lavrados no complexo Alcalino de Peixe.

A zirconita é um silicato de zircônio ( $ZrSiO_4$ ) com quantidades variáveis de Hf, Fe, Ca, Na e Mn, entre outros elementos. O Hf varia de 1 a 4%. Possui cores amarelo, laranja, vermelho, azul, marrom e verde. Quando transparente pode ser usada como gema. Está normalmente associada às rochas ígneas como granitos e sienitos. Os depósitos de zirconita podem ser primários como os depósitos de Pitinga,

no Amazonas, e Catalão, em Goiás, ou secundários, como o depósito de Mataraca, na Paraíba. A zirconita é a principal fonte de zircônio, que em função de suas propriedades físicoquímicas ( $D = a 7,5$ ;  $PF = 1500^\circ C$ , etc.) é utilizada em diferentes segmentos da indústria. O zircônio é um metal resistente ao ataque ácido, porém pode ser dissolvido por ácido fluorídrico concentrado e água régia.

A zirconita tem aplicação nos setores de fundição, cerâmica e refratários (GARNAR,1994; SABEDOT;SAMPAIO, 2002), tinta para fornos e moldes, moldes de fundição, abrasivos, cerâmica industrial e louças, isolantes térmicos e elétricos, cimento refratário, tijolo para fornos, entre outras. Uma das aplicações mais nobres para o zircônio é no revestimento de reatores nucleares, assim como na fabricação de ligas utilizadas na fabricação de capsulas para combustível nuclear. Nestas aplicações, o háfnio não pode estar presente, como também na fabricação de ligas com finalidades muito específicas como àquelas com nióbio que são supercondutoras a altas temperaturas.

Segundo o Anuário Mineral Brasileiro, DNPM (2014), a maior parte do consumo de concentrado de zircônio no mundo, está voltada para os setores de cerâmicas de revestimento e piso, metalurgia e fundição. No Brasil, quase todo o zircônio produzido, 99%, é utilizado na fabricação de produtos cerâmicos, pisos e revestimentos. O mercado interno é suprido, principalmente pelas empresas Millenium Inorganic Chemicals do Brasil S/A e Indústrias Nucleares Brasileiras S/A (INB).

As reservas mundiais em 2013 ficaram na ordem de 66,7 milhões de toneladas (Mt) de  $ZrO_2$  contido. As principais reservas de zircônio encontram-se na Austrália (60%) e África do Sul (21%), seguidos de Índia (5%) e Brasil (3,2%). Na mina do Pitinga, no município de Presidente Figueiredo, no estado do Amazonas, existem reservas superiores a um milhão de toneladas de zirconita. A tabela 6.46 apresenta as reservas mundiais de zirconita em 2013 e a produção em 2012 e 2013.

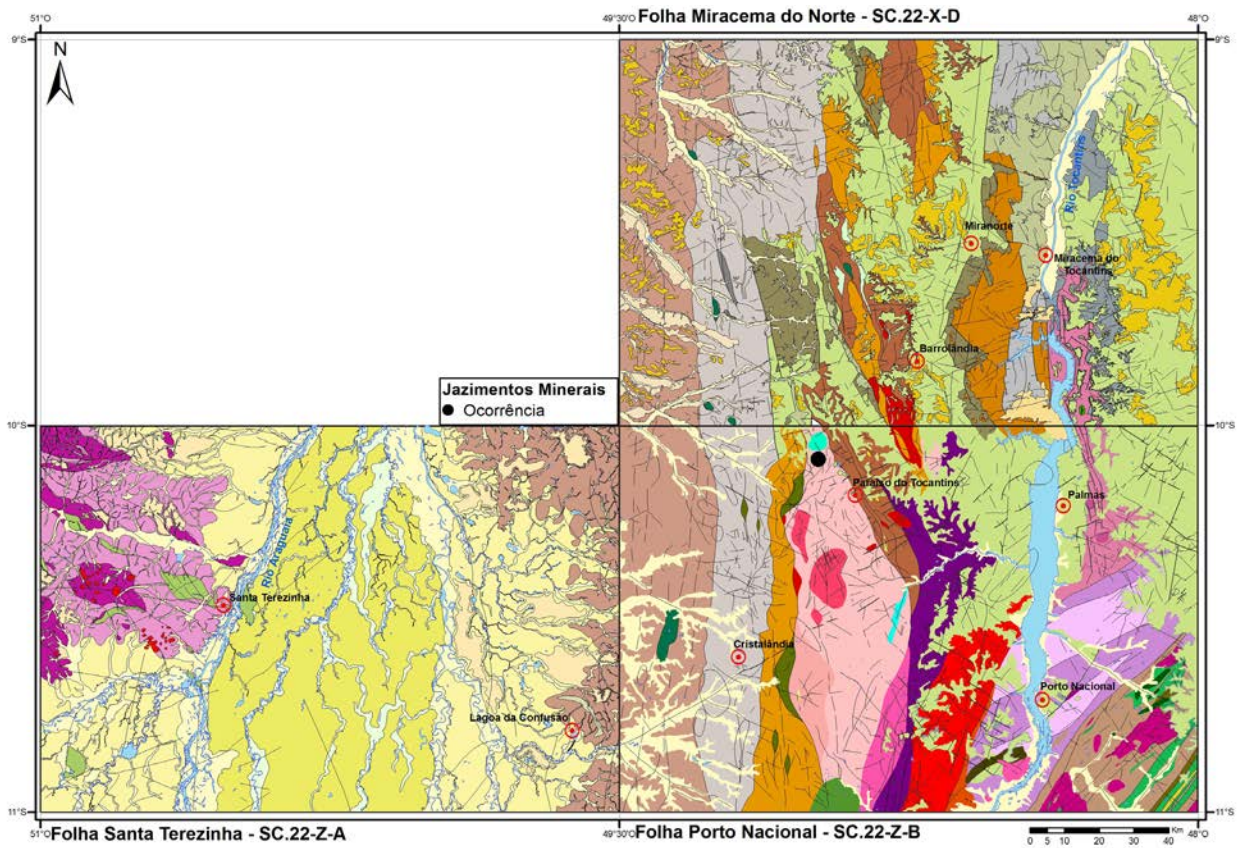


Figura 6.76 – Localização dos indícios de sodalita.

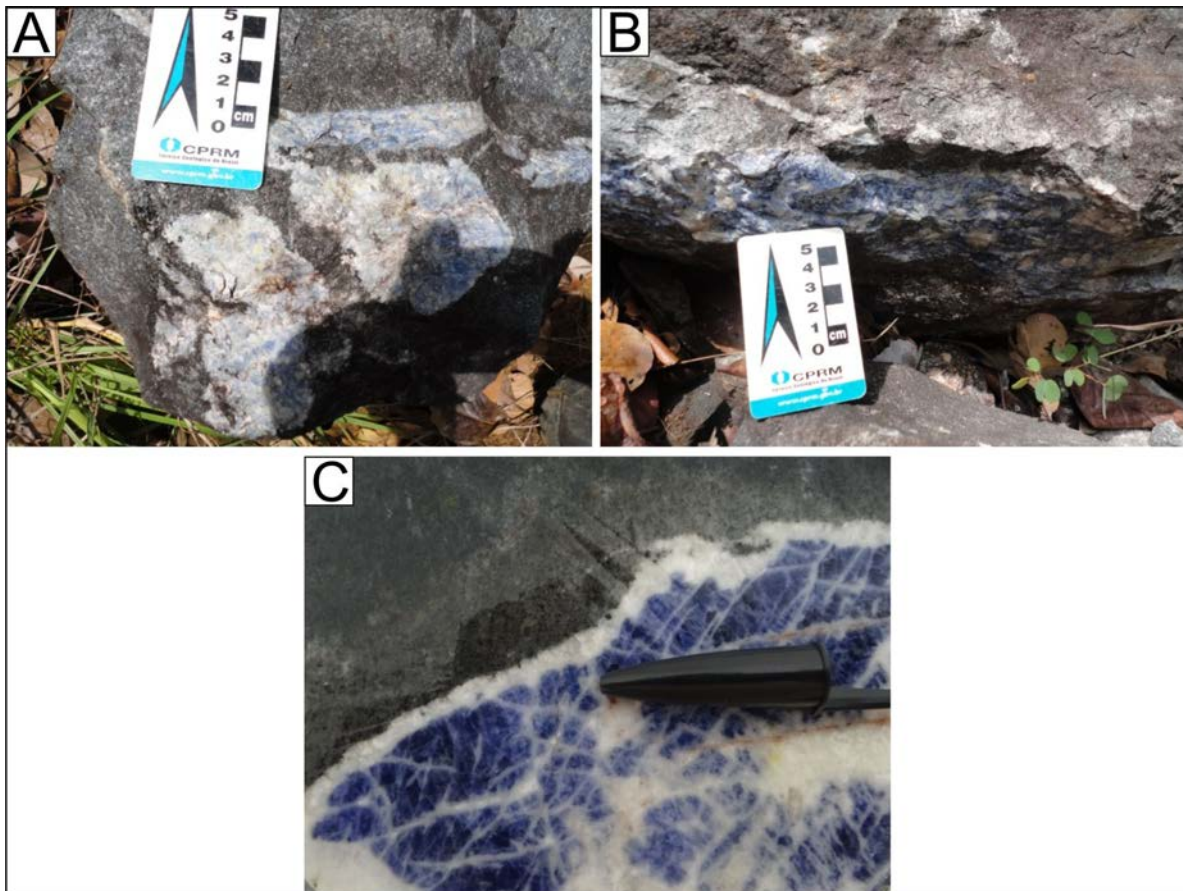


Figura 6.77 – Características de um jazimento de sodalita que ocorre na alcalina de Monte Santo: A) Veio de sodalita com borda centimétrica de albita. B) Bolsão de sodalita. C) Detalhe de um veio de sodalita com borda de reação metassomática com a encaixante formada por albita.

Na área do projeto a zirconita encontra-se disseminada nos sienitos, pegmatitos ou em acumulações eluvio-coluvionares associadas às rochas alcalinas. Os jazimentos eluvio-coluvionares localizam-se nas bordas da Serra da Estrela e a zirconita se acumula em grandes quantidades no leito da estrada com teores de até 370 Kg/ton.

Algumas amostras de rocha alcalina foram analisadas e apresentaram altos valores de zircão. Na alca-

lina de Serra da Estrela foram encontrados os valores mais elevados. Nestas amostras, como pode ser observado nas figuras 6.79 e 6.80, os teores de háfnio acompanham perfeitamente os teores de zircônio.

Os resultados das análises das amostras de sedimento de corrente também mostram uma perfeita correlação entre os teores de zircônio e háfnio, como pode ser observado nas figuras 6.81 e 6.82, o que sugere que a fração dos sedimentos

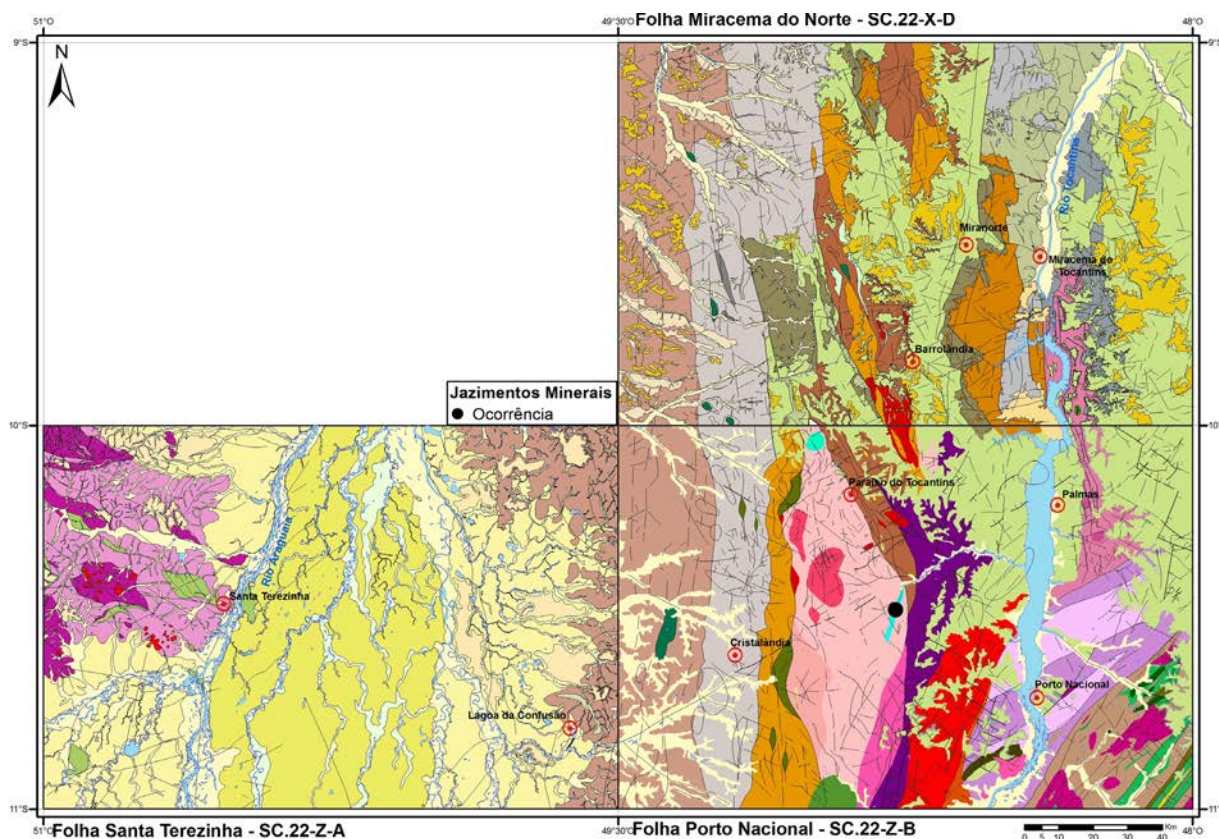


Figura 6.78 – Localização do principal jazimento de zirconita identificado na área do projeto, local onde foi realizada a amostragem de minério colúvio-eluvionar.

Tabela 6.46 – Reservas de zirconita referente ao ano de 2013 e produção mundial 2012 e 2013.

Descrição	Reservas(10 <sup>3</sup> t)	Produção(10 <sup>3</sup> t) <sup>(2)</sup>		
Países	2013 <sup>(r)</sup>	2012 <sup>(r)</sup>	2013 <sup>(p)</sup>	(%)
Brasil <sup>(1)</sup>	2.566	20.400	21.154	1,47
Austrália	40.000	605.000	600.000	41,81
África do Sul	14.000	380.000	360.000	25,09
China	500	140.000	140.000	9,76
Indonésia	nd	120.000	120.000	8,36
Moçambique	1.100	47.000	65.000	4,53
Índia	3.400	40.000	40.000	2,79
Estados Unidos da América	500	nd	nd	
outros países	5.075	109.600	88.846	6,19
TOTAL	67.141	1.462.000	1.435.000	100

Fonte: DNPM/DIPLAM para dados de produção de empresas no Brasil; USGS-Mineral Commodity Summaries 2013 para dados referentes aos demais países; (1) reserva lavrável; (2) concentrado de zircônio; (p) dado preliminar; (r) revisado; nd - dado não disponível.

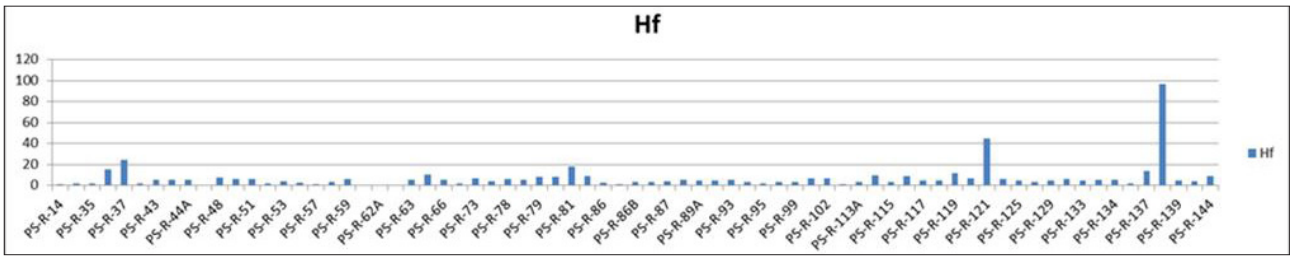


Figura 6.79 – Teores de zircônio em rocha, com destaque para os valores de 2334 ppm e 5570 ppm, relacionados ao corpo alcalino de Serra da Estrela e 1280 ppm relacionado à alcalina de Monte Santo.

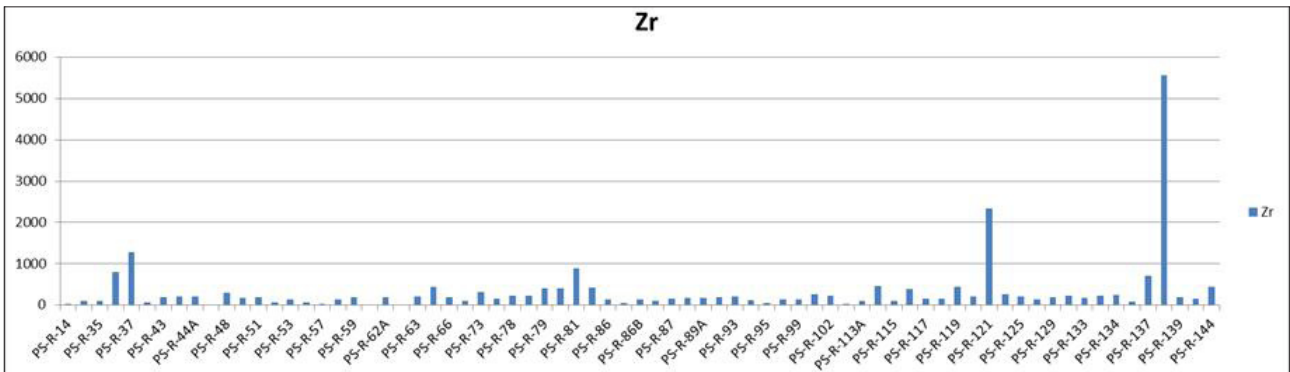


Figura 6.80 – Teores de háfnio em amostras de rocha, onde se pode observar a perfeita correspondência entre os valores de zircônio e háfnio.

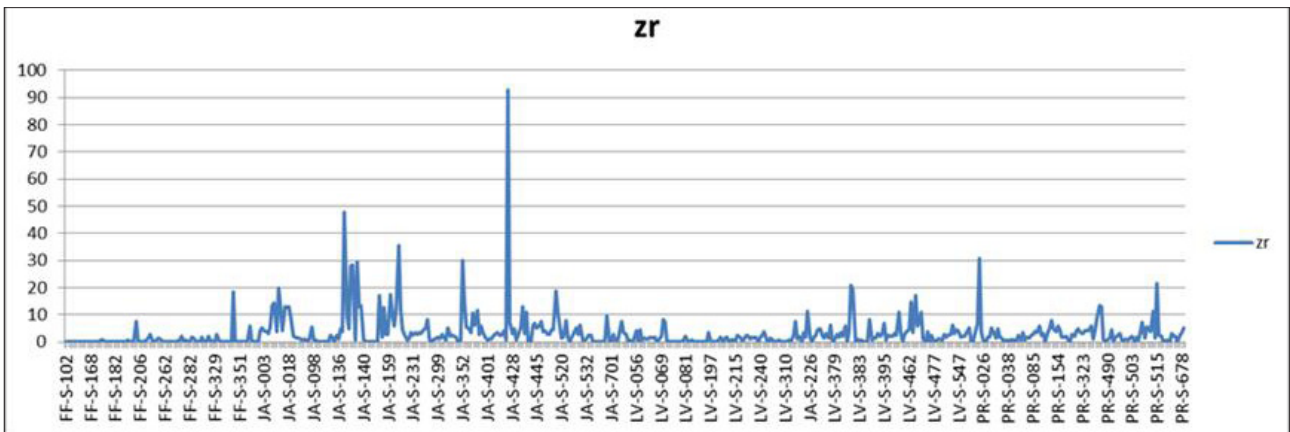


Figura 6.81 – Valores de zircônio em sedimento de corrente.

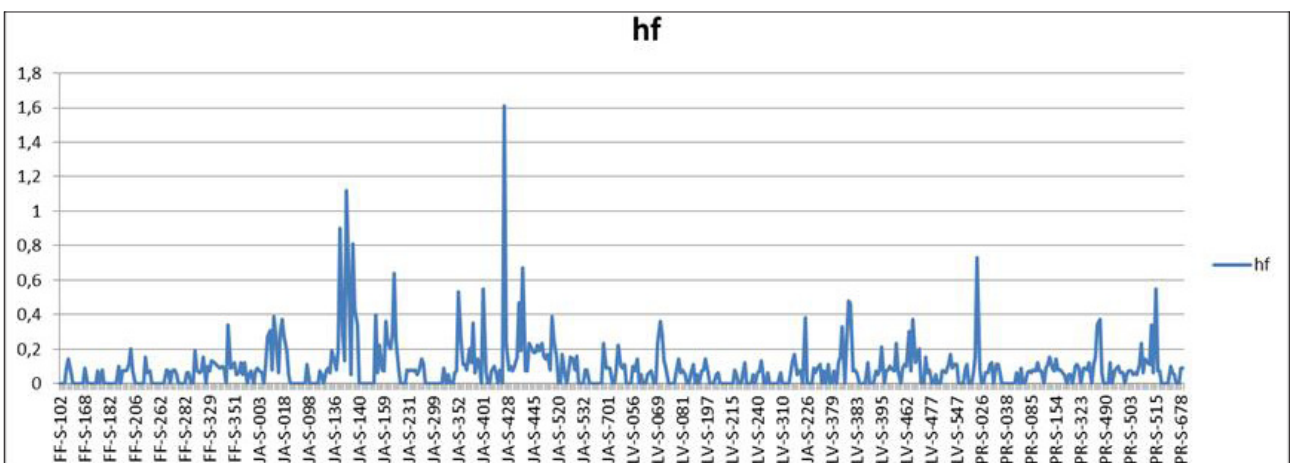


Figura 6.82 – Valores de háfnio em sedimento de corrente, em correspondência com os valores de zircônio. Gráficos com a mesma configuração. No eixo "Y" teores em ppm e no eixo "X" número das amostras.



analisados é composta pelo mineral zirconita e que o háfnio, encontra-se na estrutura deste mineral.

No principal jazimento localizado, foram coletadas duas amostras de solo para avaliação das suas características. As amostras foram coletadas em profundidade de 50 cm com diâmetro de 20 cm, aproximadamente 0,0157 m<sup>3</sup>. As amostras foram coletadas a 200 metros de distância uma da outra. O material de cada amostra foi pesado, peneirado

em peneiras de 1 mm, 2 mm e 4 mm (para maior efetividade do bateamento) e concentrado com o auxílio de bateia. O concentrado, depois de seco e pesado foi dividido em cinco frações, com o objetivo de verificar a distribuição granulométrica do minério. A zirconita encontrada possui forma bipiramidal, cor caramelo a incolor, com tamanhos variáveis (Fig.6.83). A tabela 6.47 mostra os dados das duas amostras coletadas.

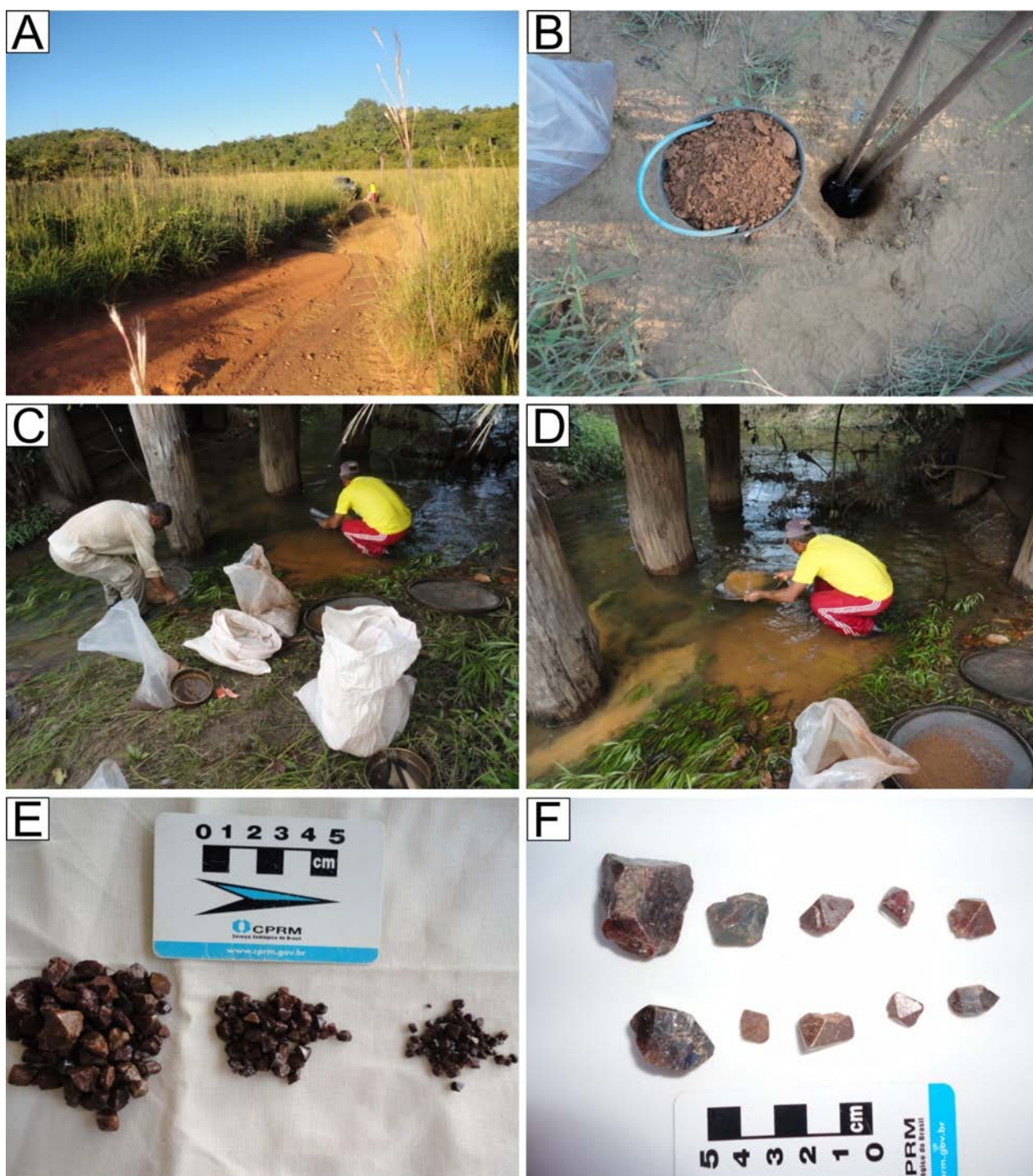


Figura 6.83 – Características do jazimento colúvio-eluvionar de zirconita da Serra da Estrela: A) Destaque para a grande concentração na canaleta da estrada (seta) que bordejia o corpo de rocha alcalina. Ao fundo o corpo alcalino de Serra da Estrela. B) Amostragem de solo com auxílio de escavadeira tipo “boca de lobo” em colúvio com zirconita. C) Concentração do solo com auxílio de peneiras e bateia. D) Detalhe da fotografia anterior. E) Cristais de zirconita (em diversas granulometrias) obtidos a partir da concentração em bateia. F) Detalhe dos cristais de zirconita.

Uma análise dos quadros das tabelas 6.48 e 6.49 demonstra que há uma variedade na granulometria do minério. Na amostra PS-L-B-18A, o maior percentual de zirconita (76%), encontra-se acima de 16 mesh, enquanto na amostra PS-L-B-18B, a granulometria do minério é predominantemente mais fina, com 56% abaixo de 28 mesh.

A análise química da zirconita, realizada no laboratório da GEOSOL, expressa na tabela 6.50, deve ser olhada com reservas, uma vez que

aparentemente não reflete a composição média do mineral de minério, pois como foi demonstrado acima, a zirconita possui valores expressivos de háfnio, o que não foi observado nesta análise. Os elementos encontrados na estrutura da zirconita foram ítrio, tório, cério e urânio.

Foram identificados, também, magnetita e ilmeno-rutilo em associação paragenética com a zirconita. A análise química desses minerais encontra-se na tabela 6.51.

Tabela 6.47 – Dados das amostras de solo coletadas para caracterização do minério de zirconita.

Amostra	Peso Am. (Kg)	Volume	Peso do Conc. De zirconita (Kg)	Teor (Kg conc./M <sup>3</sup> )	Teor (Kgconc./ton)
PS-L-18A	28	0,0157M <sup>3</sup>	1,072	68	38
PS-L-18B	27	0,0157M <sup>3</sup>	0,570	21	21

Tabela 6.48 – Distribuição granulométrica da zirconita do minério da amostra PS-L-B-18 A.

Fração	Peso Conc. de Zirconita (g)	Percentual	Percentual acumulado
>4#	303,58	28	28
<4#>8#	284,73	27	55
<8#>16#	228,72	21	76
<16#>28#	70,91	7	83
<28#	184,19	17	100
PESO TOTAL:	1072,13		
Volume total da amostra: 0,0157m <sup>3</sup>			
Peso total da amostra: 28 Kg			

Tabela 6.49 – Distribuição granulométrica do minério da amostra PS-L-B-18 B.

Fração	Peso Conc. de Zirconita (g)	Percentual	Percentual acumulado
>4#	3,14	1	1
<4#>8#	132,28	23	24
<8#>16#	41,63	7	31
<16#>28#	71,6	13	44
<28#	321,77	56	100
PESO TOTAL:	570,42		
Volume total da amostra: 0,0157m <sup>3</sup>			
Peso total da amostra: 27Kg			

Tabela 6.50 – Elementos que compõe a zirconita da Alcalina da Serra da Estrela.

	Zr	Y	Th	Ce	U
	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)
PS-M-18	6091	253	490	82	40

Tabela 6.51 – análise química dos minerais associados à zirconita.

	TiO <sub>2</sub> (%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	Nb (ppm)	Ta (ppm)
PS-M-28A	>25	6,28	46984	650,65
PS-M-36	>25	53,72	3411	0,49
PS-M-121A	4,68	>75	N.A.	15,47

## 7 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

### 7.1 - SÍNTESE DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES

O grande acervo de dados coletados demonstra que a área apresenta uma grande complexidade geológica. Contempla ambientes geológico-geotectônicos distintos, reunidos em quatro grandes compartimentos geotectônicos: Cráton Amazônico, Província Tocantins com suas faixas móveis neoproterozoicas (orogênos Araguaia e Brasília) e seu embasamento Paleoproterozoico, além das bacias do Parnaíba (Paleozoico) e Bananal (Cenozoico).

O Craton Amazônico está representado na porção oeste da área, folha Santa Teresinha, por quatro unidades: rochas gnáissicas e migmatíticas arqueanas (2820 a 2760 Ma) pertencentes ao Complexo Santana do Araguaia; granitoides de uma série expandida pertencentes a Suíte Intrusiva Vila Rica (1978±4 a 1968±15 Ma) gerados em um ambiente de arco de margem continental desenvolvido na borda do terreno Arqueano representado pelo Complexo Santana do Araguaia, com o qual mantém contatos tectônicos e intrusivos; granitos com assinaturas pós-orogênicas, do tipo A, sub-tipo A2 pertencentes a Suíte Intrusiva Rio Dourado (1878±4,3 a 1864±4,6 Ma). Associada a estas rochas, através de contatos tectônicos, ocorre a Sequência Fazenda Santa Fé, unidade vulcanossedimentar com idade máxima de deposição de 1945 Ma. As unidades cartografadas nesta região do Cráton Amazônico podem ser correlacionadas às unidades do Domínio Rio Maria da Província Arqueana de Carajás e às unidades dos arcos magmáticos paleoproterozoicos da Província Aurífera do Tapajós, o que, analogamente, indica potencial aurífero para esta porção do Cráton Amazônico.

As principais propostas de avanço com relação à área deste projeto relacionam-se à evolução da Província Tocantins (Orógenos Araguaia e Brasília) e seu embasamento.

Com relação ao embasamento da Província Tocantins, do qual fazem parte os complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional, Suíte Serrote e Suíte Plutonovulcânica Ipueiras, os principais avanços são:

1 - Cartografia no centro da folha Porto Nacional de larga faixa de rochas calcissilicáticas com direção norte-sul, 100km de comprimento e aproximadamente 25Km de largura, incluída no Complexo Rio dos Mangues. Com suporte nos dados de campo e geocronologia, é possível sugerir

que estas rochas metassedimentares, juntamente com kinzigitos, quartzitos e granada gonditos do Complexo Granulítico Porto Nacional, representem diferentes fácies de uma mesma bacia sedimentar paleoproterozoica com idade máxima de deposição ao redor de 2100 Ma. O Complexo Granulítico Porto Nacional mostra paragêneses e petrotramas indicativas de metamorfismo de fácies granulito. No Complexo Rio dos Mangues essas evidências são locais e predominam rochas com metamorfismo de fácies anfíbolito superior. As análises U-Pb LA de zircões detríticos das calcissilicáticas do Complexo Rio dos Mangues apresentam histograma com distribuição das idades semelhante ao histograma gerado a partir das idades de kinzigitos do Complexo Granulítico Porto Nacional, o que reforça a hipótese de tratar-se de uma mesma bacia, com diferenças faciológicas: as calcissilicáticas reunidas no Complexo Rio dos Mangues representaria a porção plataformal da bacia, enquanto os gonditos e kinzigitos representariam a porção mais profunda. Os indícios de cobre e volfrâmio em rocha, além de indícios de ETR em sedimento de corrente, relacionados às rochas calcissilicáticas tornam este ambiente atrativo do ponto de vista prospectivo;

2 - As primeiras rochas geradas durante a evolução do embasamento desta porção do Orógeno Araguaia, foram os gnaisses de composição tonalítica do Complexo Granulítico Porto Nacional, com idade de 2.170 Ma (método U-Pb via LA-ICP-MS em zircão). Para efeito de consolidação do modelo evolutivo proposto para o embasamento do Orógeno Araguaia, foram considerados os dados geocronológicos de Arcanjo (2002) que obteve idade de até 2127±9 Ma, pelo método Pb-Pb em tonalitos do Complexo Rio dos Mangues. Estes dados sugerem que os complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional fazem parte da mesma evolução, juntamente com os granitos das suítes Serrote e Ipueiras;

3 - Datações pelo método U-Pb LA-ICP-MS em zircão, resultaram em idade de 2070 Ma para os granitos da Suíte Serrote, consideradas como idades de cristalização de rochas desta unidade. As idades até então encontradas para as rochas da Suíte Serrote, ao redor de 1800 Ma não se enquadravam no quadro evolutivo proposto para esta porção do embasamento do Orógeno Araguaia. Portanto, a idade encontrada neste projeto pode ser considerada um avanço;

4 - Considerando apenas as datações U-Pb para as rochas da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras, foram obtidas idades variando entre 2083 Ma e 2054 Ma;

5 - É possível propor que o embasamento desta porção do Orógeno Araguaia evoluiu no intervalo de aproximadamente 100 Ma (de 2170 Ma a 2070 Ma). Os tonalitos e granodioritos do Complexo Granulítico Porto Nacional e do Complexo Rio dos Mangues fariam parte de uma série expandida com características de arco magmático e os monzogranitos com textura rapakivi e assinatura química de granito tipo A da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras juntamente com os monzogranitos e sienogranitos da Suíte Serrote, representam os produtos da fase pós-orogênica/anorogênica da evolução deste arco. O comportamento semelhante dos histogramas elaborados a partir da datação de zircões das rochas metassedimentares (calcissilicáticas) do Complexo Rio dos Mangues e de zircões das rochas metassedimentares (gonditos e kinzigitos) do Complexo Porto Nacional, indicam que estes sedimentos pertencem a uma mesma bacia com características plataformais.

Alguns dados geocronológicos e, principalmente de cartografia básica permitiram consolidar para o Orógeno Araguaia a seguinte evolução:

a - Uma fase pré-*rift* que teria ocorrido entre 1,0 e 0,90 Ga, marcada pelo alojamento dos corpos da Suíte Alcalina Monte Santo-Serra da Estrela, aos quais estão associadas ocorrências de gemas, principalmente esmeraldas, produto de metassomatismo sódico (albitização) a partir de fluidos originados nas rochas alcalinas sobre as rochas calcissilicáticas encaixantes (Complexo Rio dos Mangues), além de ETR, zirconita e sodalita.

b - Uma fase *rift* que culminou com a evolução da “Bacia Araguaia” que inicia com uma sedimentação predominantemente imatura representada por metaconglomerados polimíticos, quartzitos, xistos feldspáticos, paragneisses e micaxistos das formações Morro do Campo, Canto da Vazante e Xambioá, evoluindo para uma fase de oceanização, representada pela sequência ofiolítica do Complexo Quatipuru, formada por corpos peridotíticos serpentinizados, metabasaltos, vulcânicas básicas e ultrabásicas, sherts, formações ferríferas e enxames de diques básicos com jazimentos de cromita podiforme, níquel laterítico e indícios de platina e paládio, e pela sedimentação clasto-química representada pelas formações Pequizeiro e Couto Magalhães portadoras de depósitos de sulfetos polimetálicos (a exemplo do depósito de San Martin, a norte, fora da área do projeto), imensos depósitos de quartzo industrial e gemológico associados a veios de quartzo e depósitos de rochas carbonáticas utilizados na agricultura.

6 - Novos dados cartográficos e geocronológicos permitem afirmar que a Unidade Vulcanossedimentar Rio do Coco, definida por Barradas (1980) como sequência vulcanossedimentar tipogreenstone belt arqueano, na realidade, depositou-se durante a fase de oceanização e geração da sequência Ofiolítica do Complexo Quatipuru durante a evolução do Orógeno Araguaia, no Neoproterozoico. Datações de zircões extraídos de metabasaltos (U-Pb - LA-ICP-MS) resultaram em diagramas de frequência com destaque para três populações de idades: (i) 4 zircões com idades em torno de 2600 Ma, (ii) 11 zircões com idades ao redor de 2100 Ma e (iii) 4 zircões com idades em torno de 800 Ma. Os dois primeiros conjuntos de idades foram interpretados como zircões herdados e o último como idade de cristalização da rocha vulcânica. A maior quantidade de zircões herdados com idade em torno de 2100 Ma, justifica-se pela proximidade com as encaixantes do Complexo Rio dos Mangues que foram datadas e possuem esta idade;

7 - A Unidade Inferior da Unidade Vulcanossedimentar Rio do Coco de Barradas (1980), formada por intercalações centimétricas a métricas de derrames vulcânicos e sedimentos clastoquímicos com corpos peridotíticos serpentinizados associados, foi cartografada neste projeto, como parte do Complexo Ofiolítico Quatipuru, representando lascas ofiolíticas com formação ferrífera bandada e outros componentes vulcanossedimentares imbricadas tectonicamente nas rochas metassedimentares do Orógeno Araguaia. A Unidade Superior da Unidade Vulcanossedimentar Rio do Coco, formada por sedimentos imaturos (xistos feldspáticos com zoisita e carbonatos) foi cartografada como parte da Formação Canto da Vazante. Aos corpos peridotíticos estão relacionados depósitos de cromita podiforme, níquel laterítico e indícios de platina e paládio e a sequência vulcanossedimentar apresenta também potencial para sulfetos polimetálicos;

8 - O processo de inversão tectônica e metamorfismo que estruturou o Orógeno Araguaia é bem marcado por uma deformação dúctil compressiva-transpressiva, envolvendo empurrões e dobras inversas com vergência para WNW. No período entre 590 e 540 Ma houve a geração de granitos peraluminosos sin a tectônicos (suítes Aliança e Santa Luzia), gerados em condições de pico metamórfico, tanto pela fusão das rochas metassedimentares do Orógeno Araguaia (Formação Canto da Vazante e Xambioá), quanto de rochas de seu embasamento, representado pelo Complexo Rio dos Mangues. As paragêneses minerais e feições migmatíticas nos micaxistos da Formação Canto da Vazante e Xambioá, indicam que o pico metamórfico

alcançou o fácies anfibolito superior no extremo leste do Orógeno Araguaia, gradando para condições de fácies xisto verde baixo a incipiente no seu limite oeste. A estes granitos estão relacionados os jazimentos de Gemas (água marinha e turmalina) e feldspatos, em pegmatitos formados a partir dos resíduos finais de cristalização.

9 - A Orógeno Brasília, representado na porção sudeste da área do projeto pela Sequência Vulcanossedimentar Monte do Carmo com idade de 600 Ma, representa o prosseguimento nordeste do Arco Magmático de Goiás. Trata-se de sequência formada por conglomerados polimiticos, vulcanismo bimodal subaquático (andesitos, riolitos, tufos, brechas e conglomerados epiclásticos), intercalações de sedimentos pelíticos com a presença de peperitos e raros sedimentos químicos.

10 - A partir do ponto no qual os Lineamentos Transbrasilianos, de direção nordeste, truncam os lineamentos Xambioá-Alvorada que controlam as rochas metassedimentares do Orógeno Araguaia, ocorre uma associação de rochas de composição granítica reunidas na Suíte Lajeado (Granitos Matança, Aroeira, Palmas e Lajeado) em relação de mistura de magmas com rochas máficas reunidas na Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida (intrusivas Morro da Mata e Carreira Comprida) com características similares a uma associação do “tipo” AMCG. A área de ocorrência das duas unidades está marcada por forte assinatura magnética e as rochas ácidas e máficas apresentam contatos lobados, interpenetrativos e gradacionais. Observam-se cristais de feldspatos “pingados” nos bolsões de rochas máficas, próximo ao contato entre os granitos com hiperstênio ou olivina e as rochas máficas. Nos granitos observa-se a presença de cristais de feldspato com textura rapakivi e antirapakivi. As idades dos granitos e das rochas máficas também são similares, ao redor de 550 Ma. As evidências são sugestivas de um processo de delaminação crustal. As rochas gabro-anortosíticas apresentam potencial para depósitos de bauxita e ilmenomagnetita vanadinífera;

11 - A Bacia do Parnaíba ocorre em vasta extensão da porção leste da área do projeto, representada por sedimentos fluviais e marinhos individualizados nas seguintes unidades: Formação Jaicós (Grupo Serra Grande), formações Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti (Grupo Canindé), e Formação Piauí (Grupo Balsas). Apresentam inúmeros jazimentos de ferro, manganês, fosfato, água mineral e indícios de diamante. O contato entre os sedimentos fluviais da Formação Jaicós, unidade de topo do Grupo Serra Grande e os sedimentos transicionais a marinhos da Formação Pimenteiras, base do Grupo Canindé, é gradacional.

## 7.2 - RECOMENDAÇÕES

1 - Aprofundar os estudos geocronológicos, petroquímicos e estruturais para consolidar as correlações geológicas entre as suítes Vila Rica e Ri Dourado e as rochas da Província Tapajós e aprimorar o modelo tectônico e metalogenético voltado para o potencial aurífero da região;

2 - Mapeamento, datação e amostragem geoquímica específica em escala 1:100.000 ou 1:50.000 das rochas calcissilicáticas do Complexo Rio dos Mangues e metapelitos do Complexo Granulítico Porto Nacional, para investigar a extensão e natureza desta bacia e seu potencial para depósitos de metais, uma vez que nestas unidades foram identificados indícios de cobre, volfrâmio, manganês e ETR;

3 - Datar pelo método U-Pb os anortositos do corpo Carreira Comprida para determinar definitivamente o seu posicionamento geotectônico;

4 - Estudar com maior detalhe as relações entre os tonalitos e granodioritos do Complexo Rio dos Mangues e Complexo Granulítico Porto Nacional com os granitos da Suíte Serrote e da Suíte Plutonovulcânica Ipueiras;

5 - Confirmar o ambiente geotectônico no qual foram depositadas as supracrustais da Sequência Vulcanossedimentar Monte do Carmo;

6 - Realizar *follow-up* em anomalias geoquímicas de sedimento de corrente relacionadas à Faixa Araguaia, visando depósitos de sulfetos polimetálicos;

7 - Realizar *follow-up* em anomalias de concentrado de bateia para ouro em áreas não garimpadas e verificar a origem das granadas kimberlíticas e ilmenitas kimberlíticas relacionadas à Bacia do Parnaíba;

8 - Datar as mineralizações de ouro da mina da Serra Alta, localizada no município de Monte do Carmo, e as encaixantes da mina de ouro do Pontal;

9 - Realizar perfis gravimétricos no Complexo Granulítico Porto Nacional com o objetivo de determinar possível zona de sutura e nos granitos da Suíte Lajeado para comprovar possível zona de delaminação crustal;

10 - Realizar levantamento geofísico magnetométrico terrestre na região da Unidade Rio do Coco e na Formação Pequizeiro com o objetivo de identificar corpos de minério sulfetado;

11 - Em função da diversidade de ambientes geotectônicos e tipos litológicos, além de grande variedade de jazimentos minerais, facilidade de acesso aos afloramentos, infraestrutura (hotéis, estradas, bancos, etc), sugere-se transformar a área em Centro de Estudos Integrados para treinamento em mapeamento geológico básico e identificação de depósitos minerais.



## 8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABNT – ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. NBR 10520: **Informação e Documentação: citações em documentos, apresentação.** Rio de Janeiro, 2002.
- ABNT – ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. NBR 6023: **Informação e Documentação: referências, elaboração.** Rio de Janeiro, 2002.
- AGUIAR, G. A. Revisão geológica da Bacia paleozóica do Maranhão. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1971. v.3, p.113-122.
- ALBUQUERQUE, O. R.; DEQUECH, V. Contribuição para a geologia do meio-norte, especialmente Piauí e Maranhão. Brasil. In: CONGRESSO PANAMERICANO DE ENGENHARIA DE MINAS E GEOLOGIA, 2., 1946, Petrópolis. **Anais...** Rio de Janeiro, 1946. v.3, p. 69-109.
- ALLÈGRE, C. J.; MINSTER, J. F. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. **Earth and Planetary Science Letters**, n.38, p.1-25, 1978.
- ALLEN, J. R. L. The classification of cross-stratified units with notes on their origin. **Sedimentology**, v.2, p.93-114. 1963.
- ALMEIDA, F. F. M. Evolução Tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozoico Superior. **Anais Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, n.40, p.285-293,1968.
- ALMEIDA, F. F. M. Sistema Tectônico Marginal do Cráton do Guaporé. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28.,1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 1974. v.4, p.11-12 .
- ALMEIDA, F. F. M. HASUI, Y; BRITO NEVES, B.B. The Upper Pre-Cambrian of South America. **Bol. Hist. Geoc. USP**, n.7, p.45-80, 1976.
- ALMEIDA, F. F. M. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. **Atas...**Campina Grande:SBG, 1977. p.363-391.
- ALMEIDA, F. F. M. et al. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. **Earth Sci. Rev.**, n.17, p.1-29, 1981.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO-NETO, Virgínio (Org.) et al. **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marque de Almeida.** São Paulo: Beca, 2004. 673p. il. ISBN 8587256459. p.43-58.
- ALVARENGA, C. J. S. et al. Paraguay and Araguaia Belts. In: CORDANI, Umberto Giuseppe et al. **Tectonic Evolution of South America.** Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p.183-193. ISBN 8590148211.
- ALVES, Cleber Ladeira. **Petrografia, geoquímica e geocronologia do Granito Ramal do Lontra e sua relação com a tectônica e metamorfismo do Cinturão Araguaia, Xambioá – TO.** Belém, 2006. Dissertação(Mestrado em Geoquímica e Petrologia)- Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2006. 1 CD-ROM.
- ALVES, Cleber Ladeira (Org.) et al. **Geologia e recursos minerais das Folhas São José do Xingu e Rio Comandante Fontoura. Escala 1:250.000.** Goiânia: CPRM, 2010. 120 p. il.. Projeto Noroeste - Nordeste de Mato Grosso. Programa Geologia do Brasil. Levantamentos Geológicos Básicos. Sistema de Informação Geográfica - SIG. Convenio CPRM/ SICME-MT. ISBN 978-85-7499-121-4.
- ANDRADE, S. M.; DAEMON, R. F. Litoestratigrafia e bioestratigrafia do flanco sudoeste da Bacia do Parnaíba (Devoniano e Carbonífero). CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. **Anais...** Porto Alegre:SBG, 1974. v.2, p.129-137.
- ARAÚJO, J. B.; CARNEIRO, R. G. **Planície do Araguaia, reconhecimento geológico-geofísico.** Belém: Petrobrás/RENOR, 1977. 11p. (Relatório Técnico Interno, 348).
- ARCANJO, S. H. S. **Evolução geológica das seqüências do embasamento na porção sul do Cinturão Araguaia-Região de Paraíso do Tocantins.** 2002. 176p. Tese (Doutorado em Geociências) - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2002.
- ARCANJO, S. H. S.; MOURA, C. A. V. Geocronologia Pb-Pb em Zircão (método de evaporação) das rochas



- do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia-região de Paraíso do Tocantins (TO). **Revista Brasileira de Geociências**, v.30, n.4, p.665-670, 2000.
- ARCANJO, S. H. S.; ABREU, F. A. M.; MOURA, C. A. V. Magmatismo Alcalino Mesoproterozóico na Província Tocantins – Uma Evidência de Quebramento do Supercontinente Rodínia? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos Expandidos...** Belém: SBG. Núcleo Norte, 2001. 1 CD Rom.
- ARCANJO, S. H. S.; ABREU, F. A. M.; MOURA, C. A. V. Resultados geocronológicos (Pb-Pb em zircão e Sm-Nd) das unidades do embasamento da porção sul do Cinturão Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 15-20 set. 2002, João Pessoa. **Anais...** a Geologia e o homem. João Pessoa: SBG. Núcleo Nordeste, 2002. v.1. p.291-291.
- ARCANJO, S. H. S.; ABREU, F. A. M.; MOURA, C. A. V. Evolução Geológica das Sequências do Embasamento do Cinturão Araguaia na Região de Paraíso do Tocantins (TO), Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.43, n.3, p.501-514, 2013.
- BARBOSA, O. et al. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia**. Rio de Janeiro: DNPM, 1966. 94f. 4 mapas.
- BARBOSA, O.; COSTA, L. A. M. **Projeto Leste do Tocantins / Oeste do Rio São Francisco Letos: Fase IV - Mapeamento Sistemático. 2ª Etapa de Campo. Texto**. Rio de Janeiro: CPRM, 1973. v.1. 219 p. il. color. Convênio DNPM/CPRM; Executado pela PROSPEC. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2028)
- BARKER, F.; ARTH, J.G. Generation of Trondhjemite-Tonalite liquids and Archaean bimodal Trondhjemite-basalt suites. **Geology**, n.4, p.596-600, 1976.
- BARRADAS, João Augusto da Silva. **Geocronologia das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas da porção Centro Sul do Estado de Tocantins (Região de Porto Nacional Monte do Carmo)**. Belém, 1994. 69f. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia)-Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, Belém, 1994.
- BARRADAS, João Augusto; LAFON, Jean Michel; KOTSCHOUBEY, Basile. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr da região de Monte do Carmo - Porto Nacional, TO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 9-15 dez. 1992, São Paulo. **Boletim de Resumos Expandidos: Sessões Temáticas...** São Paulo: SBG. Núcleo de São Paulo, 1992, v.2, p.182-183.
- BARREIRA, Celio Freitas. **Geologia, prospecção geoquímica e geofísica da área do Rio do Coco, Paraíso do Norte-GO**. Brasília, 1980. 158f. Dissertação (Mestrado em Ciências)-Universidade Federal do Pará. Curso de Pós Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Belém, 1979.
- BARREIRA, C. F.; DARDENE, M. A. Sequência vulcanoscandimntar do Rio do Coco. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1., 25-31 out. 1981, Goiânia. **Ata...** Goiânia: SBG Núcleos Centro-Oeste e Brasília, 1981. p.241-264.
- BARRETT, T. J.; MACLEAN, W. H., Mass changes in hydrothermal alteration zones associated with VMS deposits of the Noranda area, Exploration and Mining. **Geology**, n.3, p.131-160, 1994.
- BARROS, G. S. **Petrografia, geoquímica e geocronologia dos metagabros da região de Xambioá-Araguanã-TO**; 2010; Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2010.
- BARROS, T. P. de; BRESSAN, S. R. Pesquisa de cobre em rochas calcossilicatada em Paraíso do Norte, TO. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. **Anais ...** Porto Alegre: SBG, 1974. v.5, p.171-187.
- BARROS, M. A. S. et al. Grupo Iriri e Granito Rio Dourado, magmatismo paleoproterozóico do sul da área Xingu-Iricoumé, nordeste do Mato Grosso. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3., 2005, Cabo Frio-RJ. **Atas...** Cabo Frio-RJ: SBG, 2005.
- BARROS, M. A. S. et al. Geoquímica e Dados Isotópicos das Suítes Intrusivas Vila Rica e Rio Dourado – Mato Grosso – Área Xingu – Província Amazônia Central – Sul do Cráton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4., 2008, Foz do Iguaçu. **Atas...** Foz do Iguaçu: SBG, 2008.
- BARROS, M. A. S. et al. A Suíte Intrusiva Rio Dourado – Um Granito Tipo A de 1,88 Ga – SE do Cráton Amazônico, Mato Grosso/Brasil. **Revista do Instituto de Geociências – USP**, v.11, n.1, p75-93, 2011.
- BATCHELOR, R. A.; BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, n.48, p.43-55, 1985.

- BATTILANI, Gislaine Amorés et al. Datação U-Pb pelo método SHRIMP em rochas alcalinas da suíte Monte Santo, Estado de Tocantins/Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 12., Pirenópolis, 2011. **Resumos ...** [Goiânia]: SBG-Núcleo Centro-Oeste. 1 DVD.
- BETTENCOURT, J. S. et al. Mesoproterozoic rapakivi granites of Rondonia tin province, southwestern border of the Amazonian Craton, Brazil: reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. **Precambrian Research**, n.95, p.41- 67, 1999.
- BEURLIN, K. Observações no Devoniano do Estado do Piauí. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.37, n.01, 1965, p.61-67.
- BEURLIN, K.; MABESONE, J. M. Novas observações sobre o devoniano do Piauí. **Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.41, n.2, p.199-210, 1969.
- BEZERRA, P. E. L. et al. Associação Plutonovulcânica de Ipueiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 1., Goiânia, 1981. **Ata ...** Goiânia SBG. p.363-375.
- BHATIA, M. R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. **The Journal of Geology**, p.611- 627, 1983.
- BHATIA, M.R., Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. **Sedimentary Geology**, n.45, p.97-113, 1985.
- BHATIA, M.R., CROOK, K.A.W., Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, n.92, p.181-193, 1986.
- BIZZI, Luiz Augusto et al. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, 2003. p.227-334. ISBN 8523007903.
- BLEIN, O.; LAFLECHE, M. R.; CORRIVEAU, L. Geochemistry of the granulitic Bondy gneiss complex: 1.4 Ga arc in the central metasedimentary belt, Grenville province, Canada. **Precambrian Research**, n.120, p.193-217, 2003.
- BOYNTON, W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (Eds.). **Rare earth element geochemistry**. Oxford: Elsevier, 1984. p.63-114.
- BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SB.22 -Araguaia e parte da folha SC.22 Tocantins: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro: DNPM, 1974. v.4. il. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- BROWN, G. C. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. In: THORPE, R. S. (ed.). **Orogenic Andesites and Related Rocks**. London:Wiley, 1982. p.437-61.
- CAPUTO, Mário Vicente. **Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil**. 1984. 566f. Tese (Doutorado em Filosofia e Geologia) - University of California, Santa Barbara, California, 1984.
- CAPUTO, Mario Vicente; LIMA, Eglemar Conde. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande, Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 28 out. - 04 nov. 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG-Núcleo Rio de Janeiro, 1984. 12v., v.2, p.740-753.
- CAPUTO, Mário Vicente et al. Evolução tectônica da bacia do Parnaíba, qual é a influência das orogenias? In.: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 9., 19-23 mar., 2006. Belém/Pará. **Anais...** Conhecer para desenvolver. Belém: SBG-Núcleo Norte, 2006. 1 CD-ROM.
- CAROZZI, Albert Victor et al. **Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão**. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1975. 48p. il. (Seção: Exploração de Petróleo, 7).
- CHAMPION, D. C.; SMITHIES, R. H. Archaean granites of the Yilgarn and Pilbara cratons, Western Australia. In: CASSIDY, K.F. et al. ARCHAEOAN SYMP., 4., 2002. **Extended abstracts**, AGSO Geoscience Australia, Record 2001/37, 2001. p.134-136.
- CHAMPION, D. C.; SMITHIES, R. H. Archaean granites. In: M. BLEVIN, Johnes; CHAPPELL (Eds.). **Magma to mineralization**. The Ishihara Symposium, Geoscience Australia, 2003. p.19-24.
- CHAVES, C. L.; GORAYEB, P. S. de S.; MOURA, C. A. V. Geocronologia Idade Modelo Sm-Nd ( $T_{DM}$ ) de Granitos Neoproterozóicos da Região de Lajeado-Palmas-Porto Nacional-TO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 15-20 set. 2002, João Pessoa. **Anais...** A Geologia e o homem. João Pessoa: SBG. Núcleo Nordeste, 2002.

- CHAVES, C. L.; GORAYEB, P. S. S.; MOURA, C. A. V. Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos tipo A do setor setentrional da Província Tocantins. **Revista Brasileira Geociências**, São Paulo, n.38, p.366-378. 2008.
- COLEMAN, J. M. **Deltas: Processes of Deposition and Models for Exploration**: Continuing Education Publ. Co.. Champaign, IL., 1976. 102p.
- COLLINS, W. J. et al. Nature and origin of A-type Granites with particular reference to southeastern Australia. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, n.80, p.189-200, 1982.
- CONDIE, K. C. **Plate tectonics: crustal evolution**. 3ed. Inglaterra: Pergamon Press, 1989. 474p. il. ISBN 80348734.
- CONDIE, Kent C. **Mantle plumes and their record in Earth history**. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 306p. il. ISBN 0521806046
- CONDIE, K. C. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, n.4, v.1, p.1-28, 2003.
- CONDIE, K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? **Lithos**, n.79, p.491-504, 2005.
- CONDIE, K. C. Changing tectonic setting through time: Indiscriminate use of geochemical discriminant diagrams. **Precambrian Research**, n.266, p.587-591, 2015.
- CORDEIRO, A. A. C.; McCANDLESS, G. Maciço Ultramáfico de Quatipuru. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Ouro Preto, **Anais...** Ouro Preto: SBG, 1976. v.3, p.9-15.
- CORREA, Lívio Wagner Chaves; MACAMBIRA, Moacir José Buenano. Evolução da região de Santana do Araguaia (PA) com base na geologia e geocronologia Pb-Pb em zircão de granitoides. **Revista do Instituto de Geociências – USP**, v.14, n.2, p.45-66, Junho 2014.
- COSTA, João Batista Sena. **Evolução geológica da Região de Colméia**. Belém, 1980. 71 p. Dissertação (Mestrado em Ciências/Geologia)- Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 1980.
- COSTA, João Batista Sena. **Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-oeste de Goiás**. 1985. 210f. Tese (Doutorado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 1985.
- COSTA, João Batista Sena et al. Geologia da região de Porto Nacional, GO. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo: SBG, v.14, n.1, p.3-11, il. 1984.
- COSTA, João Batista Sena et al. **Projeto Paraíso do Norte**. Belém:MEC/UFPa/CVRD, 1983. 125p. il.p.
- COSTA, João Batista Sena et al. **Projeto Porto Nacional: Relatório Final**. Belém: UFBA, 1982. il. 104p.Conv. DNPM/UFPa. (Relatório Inédito).
- COSTA, L. A. M. et al. **Projeto Leste do Tocantins-Oeste do São Francisco**. Rio de Janeiro:CPRM, 1976. Convênio DNPM/CPRM. Executado pela PROSPEC.
- CRUZ, Waldemir Barbosa da; ABOARRAGE, Antônio Michel; SANTOS, Maria Eugenia C. Marchesini. **Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba: Relatório de Progresso das Etapas II e III**. Recife: CPRM, 1973. v.2. 3v.
- CULLERS, R. L. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. **Lithos**, n.51, p.181-203, 2000.
- CUNHA, B. C. C. et al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto **RADAMBRASIL. Folha SC.22 Tocantins**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1981. p.21-196. (Levantamento de Recursos Naturais, 22).
- DALLAGNOL, R. et al. Petrologia dos Gnaisses e Micaxistos da porção norte da Faixa de Dobramentos Araguaia-GO - Brasil. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO GEOLOGIA, 7., 1988, Belém. **Anais...** Belém:SBG, 1988. p.1-9.
- DALL'AGNOL, R. et al. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites. Amazonian craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. **Lithos**, n.46, p.431-462, 1999a.
- DALL'AGNOL, R.; SCAILLET, B.; PICHAVANT, M. An experimental study of a lower Proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian craton, Brazil. **Journal of Petrology**, n.40, p.1673-1698, 1999b.
- DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, D. C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás. Brazil:

- Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. **Lithos**, n.93, p.215-233, 2007.
- DAVIDSON, J. et al. Late Paleozoic accretionary complexes on Gondwana margin of Southern Chile: Evidence from the Chonos Archipelago. In: MCKENZIE, G. D. (ed.). **Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics**. 1987. p.221-227. (Geophysical Monograph Series, 40).
- DAVIS JR., R.A. **A Genetic Approach to Sedimentary Geology**. New Jersey:Prentice-Hall, Inc., 1983. 661 p.
- DEBON, F.; LE FORT, P. A chemical classification of common plutonic rocks and associations. **Earth and Planetary Science**, n.73, p.135-149, 1983.
- DEFANT, M. J.; DRUMMOND, M. S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. **Nature**, n.347, p.662-665, 1990.
- DELA ROCHE, H. La chimie dès roches présentée et interprétée d'après la structure de leur faciés mineral dans l'espace dès variables chimiques: fonctions spécifiques et diagrammes qui s'en déduisent-application aux roches ignées. **Chemical Geology**, n.21, p.63-87, 1980.
- DELGADO, I. M. et al. Província Tocantins. In: BIZZI, Luiz Augusto et al. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG**. [Geology, tectonics and mineral resources of Brazil: text, maps e GIS]. Brasília: CPRM, 2003. p.281-292. il. ISBN 8523007903.
- DELLA FÁVERA, Jorge Carlos. **Tempestitos da Bacia do Parnaíba**. 1990. 243p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.
- DEMPSTER, T. J.; JENKIN, G.R.T.; ROGERS, G. The Origin of Rapakivi Texture. **Journal of Petrology**, v. 35, Part 4, p.363-381, 1994.
- DICKINSON, W. R.; SUCZEK, C. A. Plate tectonics and sandstone compositions. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, n.63, p.2164-2182, 1979.
- DICKINSON, W. R. et al. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. **Bulletin of the Geological Society of America**, n.94, p.222-235, 1983.
- EBY, G. N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. **Lithos**, n.26, p.115-134, 1990.
- EBY, G.N., Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenesis and tectonic implications. **Geology**, n.20, p.641-644, 1992.
- FEDO, C. M.; NESBITT, H. W.; YOUNG, G. M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. **Geology**, n.23, p.921-924, 1995.
- FEDO, C. M.; ERIKSSON, K.A.; KROGSTAD, E.J. Geochemistry of shales from the Archean (~3.0 Ga) Buhwa Greenstone Belt, Zimbabwe: implications for provenance and source-area weathering. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, n.60, p.1751-1763, 1996.
- FIGUEIREDO, A. M. de. Pesquisas em áreas de anomalias aerogeofísicas na região de Paraíso do Norte, GO. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Resumo das Comunicações...** Recife:SBG, 1978. Boletim 1, p.236.
- FLOYD, P.; LEVERIDGE, B. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. **Journal of the Geological Society**, v.144, n.4, p.531, 1987.
- FRASCA, Antônio Augusto Soares; ARAUJO, Vanderlei Antônio de. **Palmas, Folha SD.22-Z-B, Estado do Tocantins**. Brasília: CPRM, 2001. 52 p. il. + 2 mapas; Escala 1:250.000. Projeto Hidrogeologia no Tocantins; Programa Levantamentos Hidrológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- FRASCA, Antônio Augusto Soares (Org.) et al. **Geologia e Recursos Minerais da folha Gurupi: SC.22-Z-D, estado de Tocantins**. Goiânia: CPRM, 2010. 180 p. il. color. Escala 1:250.000. Cartografia da Amazônia. Levantamentos Geológicos Básicos. Programa de Geologia do Brasil - PGB. Projeto Sudeste do Tocantins. ISBN 9788574990873.
- FRIEND, C. R.L. The link between charnockite formation and granite production: evidence from Kabbaldurga, Karnataka, south India. In: ATHERTON, M.; GRIBBLE, C. D. (Eds.). **Migmatites, Melting, Metamorphism**. Nantwich:Shiva Press, 1983. p.264-276.
- FROST, B. R. et al. A geochemical classification for granitic rocks. **Journal of Petrology**, n.42, p.2033-2048, 2001.

- FUCK, R. A. et al. Crosta continental paleoproterozóica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd U-Pb. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002. João Pessoa. **Anais...** Recife : SBG, 2002. v.1. p.308-308.
- GAMA JR., J. M. **Braquiópodes da Formação Pimenteiras (Devoniano Médio/Superior), na região sudoeste da bacia do Parnaíba, Município de Palmas, Estado do Tocantins, Brasil.** Brasília, 2008, 64p. Dissertação (Mestrado). Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília, 64p.
- GÓES, A. M. **A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba.** São Paulo, 171p. 1995. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências/USP, São Paulo – SP, 1995.
- GOES, A. M. O.; SOUZA, J. M. P.; TEIXEIRA L. B. Estágio Exploratório e Perspectiva petrolíferas da Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, n.4, 1990, p.55-64.
- GÓES, A. M. O.; TRAVASSOS, W.A.; NUNES, K.C. **Projeto Parnaíba: Reativação da bacia e perspectivas exploratórias.** Belém: Petrobrás, 1992. (Relatório Interno).
- GOÉS, Ádison M.; FEIJÓ, Flavio J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro: Petrobras, v.8, n.1, p.57-67, jan./mar. 1994.
- GORAYEB, P. S. S. **Evolução geológica da região de Araguacema-Pequizeiro (GO).** 1981. 100p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará/Belém, Belém, 1981.
- GORAYEB, P. S. S. **Corpos serpentínicos da Faixa Araguaia na Região de Araguacema-Pequizeiro – Conceição do Araguaia (Goiás-Pará).** **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.19, p. 51-62, 1989.
- GORAYEB, P. S. S. **Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional (TO).** 1996. 262p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1996.
- GORAYEB, P. S. de S.; MOURA, C. A. V.; CHAVES, C. L.. A Granitogenese Neoproterozóica no Setor Setentrional da Província Tocantins: Implicações para a redefinição da Suíte Lajeado. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos Expandidos.** Belém: SBG. Núcleo Norte, 2001. p 11-14.
- GORAYEB, P. S. S.; MOURA, C. A. V. Idade modelo TDM dos granulitos de Porto Nacional-TO. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 41., 15-20 set. 2002, João Pessoa. **Anais...**: a Geologia e o homem. João Pessoa: SBG. Núcleo Nordeste, 2002. v.1. p.309-309.
- GORAYEB, P. S. S.; LAFON, J. M. Resultados Geocronológicos Rb-Sr como Indicadores do Metamorfismo Granulítico de Porto Nacional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais ...** Salvador: SBG, 1996. p.300-302.
- GORAYEB, P. S. S.; MOURA, C. A. V.; BARROS, G. R. Pb-Pbzircon ages of the Porto Nacional High-Grade Metamorphic Terrain, Northern portion of the Goiás Massif, Central-Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.30, n.1, p.215-224, 2000.
- GORAYEB, P.S.S.; MOURA, C.A.V.; CALADO, W.M. Suíte Intrusiva Xambica: um magmatismo toleítico neoproterozóico pré-tectônico no Cinturão Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 17-22 out. 2004, Araxá. **Anais...** Recursos Minerais e Desenvolvimento Socioeconômico. Araxá, MG: SBG. Núcleo Minas Gerais, 2004. p.35.
- GRAHN, Y. Revision of Silurian and Devonian Strata of Brazil. **Palyngology**, v.16, p.35-61, 1992.
- GU, X. X.; LIU, J. M.; ZHENG, M. H. Provenance and tectonic setting of the Proterozoic turbidites in Hunan, South China: Geochemical Evidence. **Journal of Sedimentary Research**, v.72, n.3, p.393-407, 2002.
- GUO, Q. et al. Provenance and tectonic settings of Permian turbidites from the Beishan Mountains, NW China: implications for the Late Paleozoic accretionary tectonics of the southern Altai. **Journal of Asian Earth Sciences**, n.49, p.54-68, 2012.
- HAAPALA, I.; RÄMÖ, O. T. Petrogenesis of the rapakivi granites of Finland. In: Stein. H.J., Hannah, J.L. (Eds.). **Orebearing Granite Systems: Petrogenesis and Mineralizing Processes. Special Paper-Geological Society of America**, n.246, p.275-286, 1990.
- HARMS, J.C. et al. Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences. **Soc. Econ. Paleont. and Mineral.**, Short Course No. 2, Lecture Notes, 1975. 161p.
- HAROLD, A.; TAYLOR, J. R. Manganese minerals. In: CARR, Donald D. (Ed.). **Industrial minerals and rocks.** 6ed. Littleton, Co: Society for Mining, Metallurgy, and Exploration, 1994. il. p.655-660. ISBN 0873351037.

- HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A.; TINDLE, A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M. P.; RIES, A.C. (Eds.). COWARD, M. P.; RIES, A. C.(Eds.). **Collision tectonics**. Oxford: Blackwell, 1986. p.67-81. (Geological society special publications, 19). ISBN 0-632-01211-0415.
- HASUI, Y.; HENNIES, W. T., IWANUCH, W. Idades K-Ar do Pré-cambriano da Região centro-norte do Brasil. **B. inst. Geoci.**, São Paulo, n.6, 1975, p.77-83
- HASUI, Y.; ABREU, F. A. M.; RANGEL, J. M. R. Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai Araguaia no centro norte do Brasil. **Boletim do IG - USP**, n.8, p.107-118,1977.
- HASUI, Y. et al. Considerações sobre a geologia da região de Porto Nacional e Ipueiras, GO. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.17, n.3, p.295-301, 1987.
- HASUI, Y. et al. Idades K/Ar e Rb/Sr do centro-norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Balneário de Camboriú. **Anais...** Balneário de Camboriú: SBG, 1980. v.5. p.2659-2676.
- HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; ABREU, F. A. M. Evolução Estrutural da Região de Colméia, GO. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21., 1980. **Anais...** Camboriú: SBG, 1980. v.5, p.1648-2658.
- HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; ABREU, F. A. M. Província Tocantins - Setor setentrional. In: ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de; HASUI, Yociteru (Coord.). **O pré-cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blucher Ltda, 1984. p.187-204.
- HOFMANN, A. W. et al. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. **Earth and Planetary Science Letters**, n.79, p.33-45, 1986.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Censo de 2014. Base de informações por setor censitário: **censo demográfico 2014**. Disponível em [http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/estimativa2014/estimativa\\_dou.shtm](http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/estimativa2014/estimativa_dou.shtm). Acesso em 19 nov 2014.
- IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Science**, n.8, p.523-548, 1971.
- IWANUCH, W. **Geologia dos complexos alcalinos proterozóicos do centro do estado de Tocantins**. 1991. 202f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.
- JAYANANDA, M. et al. 2.61 Ga potassic granites and crustal reworking, Western Dharwar craton (India): tectonic, geochronologic and geochemical constraints. **Precambrian Research**, n.150, p.1-26, 2006.
- JENSEN, L. S.; PYKES, D. R. Komatiites in the Ontario Portion of the Abitibi Belt. In: ARNDT, N.T., NISBET, E.G. (Eds.). **Komatiites**. London: Allen & Unwin,1982. p.147-157. 1982.
- JUNGES, S. L. et al. U-Pb-ICPMS ages and a new tectonic context for the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc, Central Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY - SSAGI, 6., 13-17 apr., 2008, San Carlos de Bariloche, Argentina. **Proceedings...** San Carlos de Bariloche: Asociacion Geologica Argentina, 2008. 1 CD-ROM.
- JUNQUEIRA-BROD, T. C. et al. Sequência Vulcânica da Pedra Furada, Monte do Carmo, TO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 26 set. - 01 out. 2010, Belém. Desenvolvimento e mudanças globais; a importância das geociências. **Anais...** Belém:SBG-Nucleo Norte, 2010. 110p.
- KEGEL, Wilhelm. Lamelibrânquios da formação Poti (carbonífero inferior) do Piauí. **Notas Preliminares e Estudos**, Rio de Janeiro, DNPM, n.88, 18 f. 1954.
- KEGEL, Wilhelm. **Contribuição para o estudo do devoniano da bacia do Parnaíba**. Rio de Janeiro: DNPM-DGM, 1953. il. 46 p. Inclui perfil geológico, diagramas e fotografias.
- KNUDSEN, T. L.; ANDERSEN, T. Petrology and geochemistry of the Tromøy gneiss complex, south Norway, an alleged example of Proterozoic depleted lower continental crust. **Journal of Petrology**, n.40, p.909-933, 1999.
- KOTSCHOUBEY, B.; HIERONIMUS, B. Origem e significado geotectônico dos metassedimentos e meta-ultramafitos da Serra do Quatipuru-PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador:SBG, 1996. v.6, p.22-25.
- KOTSCHOUBEY, B.; HIERONYMUS, B.; ALBUQUERQUE, C.A.R. Disrupted peridotites and basalts from the Neoproterozoic Araguaia belt northern Brazil: Remnants of a poorly evolved oceanic crust? **Journal of South American Earth Sciences**, n.20, p.211-230, 2005.

- LACERDA FILHO, J. V.; REZENDE, A.; SILVA, A. **Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal**. Escala 1:500.000. Goiânia, CPRM/METAGOSA/UnB, 1999. 176p. (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB).
- LACERDA FILHO, J. V. de et al. (Org.). **Geologia e recursos minerais do Estado de Mato Grosso: Sistema de informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado de Mato Grosso: Escala 1:1.000.000**. Goiânia: CPRM, 2004. CPRM/SICME-MT, 225p. il. 1 CD-ROM. Programa Geologia do Brasil (PGB).
- LAMARÃO, C. N.; KOTSCHOUBEY, B. Granitóides Santa Luzia, registro do magmatismo granítico brasileiro do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, n.26, p.277-288, 1996.
- LAMARÃO C. N. et al. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. **Precambrian Research**, v.119, p.189-223, 2002.
- LAUX, J. H. et al. Two neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.18, n.1, p.183-198, 2005.
- LE MAITRE, R. W. et al. **A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks**. Oxford: Blackwell, 1989.
- LIMA FILHO, E. de A. M.; LEITE, J. F. **Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba: integração geológico-metalogenética: relatório final da etapa III**. Recife: CPRM, 1978. 212 p.
- LINDENMAYER, D. H.; LINDENMAYER, Z. G. **Sobre as rochas alcalinas do Centro-Oeste e seu potencial econômico**. Goiânia:DNPM, 6º Distrito Centro Oeste, Goiás-Mato Grosso, 1971. 49p.
- LISBOA, M. A. R. The permian geology of Northern Brazil. **American Journal of Science**, New Haven, Ser. 4, v.37, n.221, p.425-443, may.1914.
- LOBATO, G.; BORGHI, L. **Análise estratigráfica de alta resolução do limite formacional Longá/Poti, Bacia do Parnaíba – Um caso de investigação de possíveis corpos isolados de arenito**. Campinas: 4ª PDPetro, 2007. 10 p.
- LUCAS, F. R. A.; MOURA, C. A. V. **Estudo de proveniência sedimentar em quartzitos do cinturão Araguaia na região de Colméia-Pequizeiro (TO)**. 2006. (Apresentação de Trabalho/Seminário).
- MACAMBIRA, J. B. **Geologia e ocorrências minerais na Braquianticlinal do Lontra (GO)**. 1983. 108p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, 1983.
- MACAMBIRA, M. J. B.; PINHEIRO, R. V. L.; ARMSTRONG, R. A. A fronteira Arqueano-Paleoproterozóico no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 10., 2007, Porto Velho. **Anais...** Porto Velho: SBG-Núcleo Norte, 2007. p.105-108. 1 CD-ROM.
- MAMEDE, L.; ROSS, J. L. S.; SANTOS, L. M. Geomorfologia In: BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. **Folha SC.22 Tocantins: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro: DNPM, 1981. il. v.22. p.21-196 (Levantamento de Recursos Naturais, 22).
- MANIAR, P. D.; PICCOLI, P. M. Tectonic discrimination of granitoids. **Bulletin of the American Geological Society**, n.101, p.635-643, 1989.
- MANTESSO-NETO, Virgínio (Org.) et al. **Geologia do continente Sul Americano: evolução da obra de Fernando Flávio de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. 673 p. il. ISBN 8587256459.
- MARTIN, H.; CHAUVEL, C.; JAHN, B. M. Major and trace element geochemistry and crustal evolution of granodioritic Archaean rocks from eastern Finland. **Precambrian Research**, n.21, p.159-180, 1983.
- MARTIN, H.; MOYEN, J-F. Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth. **Geology**, n.30, p.319-322, 2002.
- MCLENNAN, S. et al. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, n.54, p.2015-2050, 1990.
- MCLENNAN, S.; TAYLOR, S. R. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. **Journal of Geology**, n.8, p.1-21, 1991.
- MCLENNAN, S., et al. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics.

- Geological Society of America Special Papers**, n.284, p.21-40, 1993.
- MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S; STREEL, M.. Latest Devonian to Early Late Carboniferous Biostratigraphy of Northern Brazil: an update. **Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration production**, Pau, v.22, 1998, p.13-33.
- MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S. Viséan miospore biostratigraphy and correlation of the Poti Formation (Parnaíba Basin, northern Brazil). **Review of Palaeobotany and Palynology**, n.112, 2000, p.147-165.
- MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S. Devonian–Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, northern Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, n.124, 2003, p.31-202.
- MESNER, John C; WOOLDRIDGE, L. C. Paul. Maranhão paleozoic basin and cretaceous coastal basins North Brazil. **Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists**, Belém: [s.n.], v.48, n.9, p.1475-1512, 1964
- MESQUITA, M. J. M. **Controle estrutural e alteração hidrotermal nos depósitos de ouro da Região de Porto Nacional, TO**. Porto Alegre. 1996. 381p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Porto Alegre, 1996.
- MIALL, Andrew D. A. **Review of the Braided**. Amsterdam: Elsevier, 1977. 63p.
- MONTALVÃO, R. M. G. **Litoestratigrafia do Grupo Xambioá (Grupo Araxá)**. Belém: Projeto RadamBrasil, 1977. 15p (Relatório Interno RadamBrasil, 135-G).
- MONTALVÃO, R. M. G.; CUNHA, B. C. C da; POTIGUAR, L. A. T. **Contribuição a Geologia da Faixa Orogênica Araguaia-Tocantins na porção Leste da Quadrícula SC.22-X-B**. Goiânia: Projeto RadamBrasil, 1979. 14p (Relatório Interno RadamBrasil, 233-G).
- MORAES REGO, Luiz Flores de. Notas geográficas e geológicas sobre o rio Tocantins. **B. Museu Paraense Emilio Goeldi**, Belém, v.9, p.273-88, 1933.
- MOURA, C. A. V.; GAUDETTE, H. E. Zircon Ages of the Basement orthogneisses of the Araguaia Belt, North - Central Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOQUÍMICA, 4., 1993, Brasília. **Resumos Expandidos...** Brasília:SBQ, 1973. p.232-234.
- MOURA, C. A. V.; SOUZA, S. H. P. Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador:SBG, 1996. v.6, p.31-34.
- MOURA, C. A. V.; GAUDETTE, H. E. Zircon ages of the basement orthogneisses from the northern segment of the Araguaia belt, Brazil. In: SINHA, A. K. (ed.) **Basement tectonics**. New York: Kluwer Academic Plubischers, 1999. p.155-178.
- MOURA, C. A. V.; SOUSA, C. S. Idades Pb-Pb em zircão do Granito Santa Luzia: implicações para a determinação da idade da granitogênese brasileira tarditectônica no Cinturão Araguaia (TO). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002. João Pessoa. **Anais...** João Pessoa: SBG, 2002. p.500.
- MOURA, C. A. V. et al. Estudo Geocronológico Multimétodo do Granito Serrote na Região de Paraíso do Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 9., 2003, Belem-PA. **Resumos ...** Belém:SBQ, 2003. p.444-446.
- MOYEN, J.F. et al. Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). **Precambrian Research**, n.127, p.103-123, 2003.
- MÜLLER, H. **Report on palynological results of samples examined from wells in Maranhão**. Salvador: Petrobrás, 1962. (Relatório no. 500).
- NELSON, D. R. Compilation of Geochronology Data, 1998. Western Australia Geological Survey, Record 1999/2, 1999. 222p.
- NESBITT, H. W.; MARKOVICS, G. Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.44, n.11, p.1659-1666, 1980.
- O'CONNOR, J. T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. **US Geological Survey Professional Paper**, n.525, p.79-84, 1965.
- OLIVEIRA, A. I.; LEONARDOS, O. H. **Geologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura, 1943. 813p. (Série Didática, 2).
- PADILHA, R. A; BARROS, M. A. S. Petrologia e Geoquímica das Suítes Intrusivas Vila Rica e Rio Dourado – Província Amazônia Central, Borda Sudeste do Cráton Amazônico (MT). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.38, n.4, p.642-653, 2008.



- PAIKARAY, S.; BANERJEE, S.; MUKHERJI, S. Geochemistry of shales from the Paleoproterozoic to Neoproterozoic Vindhyan Supergroup: implications on provenance, tectonics and paleoweathering. **Journal of Asian Earth Sciences**, v.32, n.1, p.34-48, 2008.
- PAIVA, G. ; MIRANDA, J. Carvão mineral do Piauí. **Boletim no Serviço de Fomento da Produção Mineral**, DNPM, n. 20. Rio de Janeiro – RJ. 1937. 92p.
- PAIXÃO M. A. P.; NILSON, A. A.; DANTAS, E. L. The Neoproterozoic Quatipuru ophiolite and the Araguaia fold belt, central-northern Brazil, compared with correlatives in NW Africa. **Geological Society**, London, Special Publications, n.294, p.297-318. 2008.
- PALERMO, N. **Geologia e Mineralizações auríferas da região de Monte do Carmo, Goiás**. 1988. 139p. Dissertação (mestrado em Geociências), Instituto de Geociências, Rio de Janeiro-UFRJ, 1988.
- PEARCE, J. A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R.S. (Ed.). **Andesites: orogenic andesites and related rocks**. Chichester: Wiley, 1982. p.525-548.
- PEARCE, J. A. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: HAWKES WORTH, C. J.; NORRY, M. J. (Eds.) **Continental Basalt and Mantle Xenoliths**. Nantwich: Shiva Pub. Ltd., 1983. p.230-249.
- PEARCE, T. H.; GORMAN, B. E.; BIRKETT, T. C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. **Earth and Planetary Science Letters**, n.36, p.121-132, 1977.
- PEARCE, J. A.; PEATE, D.W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. **Annu. Rev. Earth and Planetary Science**, n.23, p.251-285, 1995.
- PECCERILLO, A.; TAYLOR, S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. **Contribution to Mineralogy and Petrology**, n.58, p.63-81, 1976.
- PENA, G. S. et al. **Projeto Goiânia II: Relatório Final**. Goiânia: CPRM, 1975. v. 1. Convênio CPRM/DNPM.
- PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E.; SIEVER, R. **Sand and Sandstone**. New York:Springer-Verlag, 1972. p.158.
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; GIOIA, S. M. C. L. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, central Brazil: a review and new Sm–Nd isotopic data. **Revista Brasileira de Geociências**, n.30, p.35-39, 2000.
- PIMENTEL, M. M.; JOST, H.; FUCK, R. A. O Embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: MANTESSO-NETO, V. et al. **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques**. São Paulo: Beca, 2004. p.355-370.
- PLUMMER, F. B. **Bacia do Parnaíba**. Rio de Janeiro: [s.e.], 1946. p.87-134. (Relatório do Conselho Nacional do Petróleo).
- PINHEIRO, B. L. et al. Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, n.41, v.2, p.304-318.
- POLAT, A.; HOFMANN, A. W.; ROSING, M.T. Boninite-like volcanic rocks in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth. **Chemical Geology**, v.184, p.231-254, 2002.
- PONCIANO, L. C. M. O.; DELLA FÁVERA, J. C. Flood-dominated fluvio-deltaic system: a new depositional model to Cabeças Formation, Parnaíba Basin, Piauí, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.81, n.4, p.769-780. 2009.
- Programa das Nações Unidas para o Desenvolvimento (PNUD). Relatório de desenvolvimento humano 2010. **A Verdadeira Riqueza das Nações: Vias para o Desenvolvimento Humano** Disponível em: <[http://www.pnud.org.br/hdr/arquivos/RDHglobais/PNUD\\_HDR\\_2010.pdf](http://www.pnud.org.br/hdr/arquivos/RDHglobais/PNUD_HDR_2010.pdf)>. Acesso em: 17 out. 2014
- PUTY, C. O. F et al. **Projeto Marabá**, relatório integrado. Belém: DNPM/CPRM, 1972. 12v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM).
- QUARESMA, E. C.; KOTSCHOUBEY, B. Petrologia e geoquímica de rochas da Formação Monte do Carmo, Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., 2001, Belém. **Resumos Expandidos...** Belém:SBG, 2001. p.35-37
- QUARESMA, E. C.; KOTSCHOUBEY, B. Caracterização preliminar de Seqüência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas, região de Monte do Carmo, Tocantins. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO

- E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002. Belém. **Resumos...** Belém:SBG, 2002.
- QUEIROZ, J. P. C.; KOTSCHOUBEY, B.; LAFON, J. M.; Magmatismo e evolução geotectônica na região de Monte do Carmo, centro-sul do Estado do Tocantins. In: SIMPÓSIO DA GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., Manaus, 1999. **Anais...**Manaus: SBG, 1999. p.574-576.
- REINECK, Hans-Erich; SINGH, I. B. **Depositional Sedimentary Environments: With Reference to Terrigenous Clastics**. 5nd Edition. Corrected Reprint of the First Edition. New York: Springer Verlag, 1973. ISBN 3-540-07377-9 REINECK, H. E.; SINGH, I. B. **Depositional Sedimentary Environments**. New York: Springer-Verlag, 1980. 551 p.
- RODRIGUES, R. **Estudo sedimentológico e estratigráfico dos depósitos silurianos e devonianos da bacia do Parnaíba**: Geologia do sudoeste de Carolina. Belém: Petrobrás, 1967. 61p. il. (Relatório Técnico, n. 273).
- ROSER, B.; KORSCH, R. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using content and ratio. **Journal of Geology**, n.94, v.5, p.635-650, 1986.
- SÁ, J.H.S.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. Datações Geocronológicas do Norte da Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 31., 1980, Camburiú. **Bol. Resumos...** Camboriú:SBG, 1980. p.401.
- SABÓIA, A. M.. **O vulcanismo em Monte do Carmo e Litoestratigrafia do Grupo Natividade, Estado de Tocantins**. 2010. 71 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 2010.
- SABÓIA, A. M. et al. Dados Isotópicos e Geocronológicos da região de Monte do Carmo – TO. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 11., 2009, Manaus. **Resumos...** Manaus: SBG, 2009. CD-ROM.
- SABÓIA, A. M.; DARDENNE, M. A.; JUNQUEIRA-BROD, T. C. O Vulcanismo na Região de Monte do Carmo - Tocantins, Geologia, Geocronologia, Geoquímica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010, Belém. **Anais ...** Belém:SBG, 2010.
- SACHETT, C. R.; LAFON, J. M.; KOTSCHOUBEY, B. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr das rochas ígneas e dos veios auríferos da Região de Monte do Carmo (TO): Novos Resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1996. p.264-267.
- SADOWSKI, G. R.; CAMPANHA, G. A. C. Grandes falhas no Brasil continental. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Ed.). **Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p.407-421.
- SAMPAIO, João Alves et al. Manganês. In.: LUZ, Adão Benvindo da (Ed.); LINS, Fernando Antônio Freitas (Ed.). **Rochas e minerais industriais: usos e especificações**. Rio de Janeiro: CETEM; MCT, 2005. p.515-530. ISBN8572272178. Disponível em <http://www.cetem.gov.br/files/docs/livros/2005/Livro%20Rochas%20e%20Min.%20Ind.%201a.pdf>, acessado em 19 de março de 2015.
- SANTOS J. O. S. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. In: BIZZI, L. A., SCHOBENHAUS C, VIDOTTI R.M., GONÇALVES J.H. (eds.) **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, 2003. il. p.169-226.
- SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; GAUDETTE, H. E. et al. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. **Gondwana Research**, n.3, p.453-488, 2000.
- SANTOS, J. O. S. et al. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology. **Precambrian Research**, v.13, p.73-109, 2004.
- SANTOS, Maria Eugenia de Carvalho Maechesini; CARVALHO, Marise Sandenberg Salgado de. **Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís: reconstituições paleobiológicas**. 2ed. Rio de Janeiro: CPRM, 2004. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB.
- SANTOS, Moacyr Martins dos. **Contribuição à geologia e à geoquímica do depósito Pontal, Tocantins**. São Paulo, 1989. 143p. Dissertação (Mestrado)-Universidade de Brasília. Instituto de Geociências, Brasília, 1989.
- SANTOS, R. F.; ALKMIM, F. F.; PEDROSA-SOARES, A. C. A Formação Salinas, Orógeno Araçuaí, MG: História deformacional e significado tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.39, n.1, 2007. p.81-100.
- SANTOS, W. P. **Petrografia, geoquímica e geocronologia dos granitos Presidente Kennedy**

- e Barrolândia, noroeste do Tocantins - Cinturão Araguaia.** 2011. 100p. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, UFPA, Belém, 2011.
- SATO, K.; TASSINARI, C. C. G. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico, baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: COSTA, M. L.; ANGÉLICA, R. S. (coords.). **Contribuições à Geologia da Amazônia.** Belém: SBG, 1997. v.1, p.91-142.
- SCANDOLARA, Jaime E. **Geologia e evolução do terreno Jamari, embasamento da Faixa Sunsás Aguapeí, Centro Leste de Rondônia, SW do Craton Amazônico.** 383 p. 1 CD-ROM. Tese (Doutorado em Geologia Regional)-Instituto de Geociências. Universidade de Brasília, Brasília, 2006.
- SCANDOLARA, J. E. et al. Geochemistry and origin of the early Mesoproterozoic mangerite-charnockite-rapakivi granite association of the Serra da Providência suite and associated gabbros, central-eastern Rondônia, SW Amazonian Craton, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, n.45, p.166-193, 2013.
- SCHIEBER, J. A combined petrographical–geochemical provenance study of the Newland Formation, Mid-Proterozoic of Montana. **Geological Magazine**, n.129, v.2, p.223-237, 1992
- SCHOBENHAUS, C. et al. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo.** Folha Goiás (SD.22). Brasília:DNPM, 1975.
- SILVA, A. J. P. et al. Bacias Sedimentares Paleozoicas e Meso-Cenozoicas Interiores. In: BIZZI, L. A., et al. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil.** Texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, 2003. il. p.55-85.
- SILVA, G. G. et al. Geologia. In.: BRASIL. Departamento da Produção Mineral. **Folha SB.22 Araguaia e parte da folha SC.22 Tocantins:** geologia, geomorfologia, solos, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro: [s.n.], 1974. v.4. p.22-131. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- SIMS, K. W. W.; DEPAOLO, D. J. Inferences about mantle magma sources from incompatible element concentration ratios in oceanic basalts. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.61, n.4, p.765-784, 1997.
- SMALL, H. L. **Geologia e suprimento d'água subterrânea no Piauí e parte do Ceará.** Rio de Janeiro: Inspeção Federal de Obras contra as Secas, 1914. 146p. (Série 1-D, publ. 32).
- SOUZA, João Olímpio; MORETON, Luiz Carlos. **Xambioá:** Folha SB.22-Z-B. Estados do Pará e Tocantins. Escala 1:250.000. Brasília: CPRM, 1995. 1v. Projeto Especial. Mapas de Recursos Minerais de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás. Subprojeto Recursos Minerais. Programa Levantamentos Geológicos Básicos (PLGB).
- SOUZA, S. H. P.; MOURA, C. A. V. Idades Pb-Pb em Zircões das Rochas do Embasamento do Cinturão Araguaia na Região de Paraíso do Tocantins (TO). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5. , nov. 1995, Gramado. **Boletim de resumos expandidos.** Gramado: SBG, 1995. 445p. il. p.95-97
- SOUZA, S. H. P.; MOURA, C. A. V. Considerações Estratigráficas, com base em Datações Geocronológicas, para as Rochas Graníticas de Paraíso do Tocantins (To). In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 5, 1996, Belém. **Boletim de resumos e guia de excursões.** Belém: SBG. Núcleo Norte, 1996. 427p.
- STRECKEISEN, A. To each plutonic rocks its proper name. **Earth Sci. Rev.**, n.12, p.1-33, 1976.
- STROPPER, José Luciano et al. Proveniência das rochas metassedimentares da sequencia Zazend Santa Fé no nordeste do Mato Grosso. In.: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 47, 21-26 set. 2014, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG-Núcleo Bahia, 2014. 1 CD-ROM.
- SUN, S. S.; MCDONOUGH, W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A. D.; NORRY, M.J. (Eds.). **Magmatism in the Ocean Basins.** London, 1989. p.313-345 (Geological Society, London, Special Publication, n.42)
- SUN, W. H. Provenance and tectonic setting of the Neoproterozoic Yanbian Group, western Yangtze Block (SW China). **Precambrian Research**, n.167, v.1–2, p.213-236, 2008.
- SYLVESTER, P. J. Post-collisional alkaline granites. **Journal of Geology**, n.97, p.261-280, 1989.
- TAO, H. et al. Provenance and tectonic setting of Late Carboniferous clastic rocks in West Junggar, Xinjiang, China: A case from the Hala-alat Mountains. **Journal of Asian Earth Sciences**, n.64, p.210-222, 2013.

- TASSINARI, C. C. G.; BASEI, M. A. S. Primeiros resultados arqueanos em migmatitos da região da serra do Tapirapé, Mato Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. **Anais...** Camboriú: SBG, 1980. v.5, p.2744-2751.
- TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Ed.). **Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p.471-485.
- TASSINARI, C.C.G. et al. The Amazonian Craton. In: CORDANI, Umberto Giuseppe (Ed.) et al. **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. 1v (4 partes). parte I, p.41-95. il. ISBN 8590148211.
- TATSUMI, Y. The subduction factory: how it operates in the evolving Earth. **GSA Today**, n.15, p.4-10, 2005.
- TATSUMI, Y.; EGGINS, S. **Subduction zone magmatism**. Boston: Blackwell Science, 1995. 211 p.
- TAYLOR, Stuart Ross; MCLENNAN, Scott M. **The continental crust: its composition and evolution: an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks**. Oxford: BlackWell Scientific Publications, 1985. 312p. il. (Geoscience texts). ISBN 0-632-01148-3.
- THOMPSON, R. N. Magmatism of British Tertiary volcanic province. **Scottish Journal of Geology**, n.18, p.49-107, 1982.
- TROUW, R. A. J. et al. Geologia da região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Ouro Preto. **Resumo dos trabalhos...** Belo Horizonte: SBG Núcleo Minas Gerais, 1976. p.20-31.
- TUCKER, M. E. **The Field Description of Sedimentary Rocks**. New York: John Wiley & Sons, 1982. 112 p. Geological Society of London Handbook Series, n.2.
- VALENTE, Sidney Rodrigues. **Controles físicos na evolução das unidades geoambientais da bacia do rio Araguaia, Brasil Central**. 2007. 156f. Tese (Doutorado em Ciências Ambientais)-Universidade Federal de Goiás, Goiânia, 2007.
- VASQUEZ, M. L. et al. Datação por evaporação de Pb em zircão de ortognaisses e granitoides da região de Santana do Araguaia – Sudeste do Pará. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 10., Porto Velho, 2007. **Resumos Expandidos...** Porto Velho: SBG – Núcleo Norte, 2007. CD-ROM.
- VASQUEZ, M. L. et al. Domínios tectônicos do Pré-cambriano do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008, Curitiba. **Anais...** Curitiba: SBG, 2008.
- VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. da (Org.). **Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Pará**. Belém: CPRM, 2008. 328p. il. color. escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil (PGB).
- VAZ, Pekim Tenório et al. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro: Petrobras, v.15, n.2, p.53-263, maio/nov.2007.
- VIANA, Rúbia R. et al. Novos dados isotópicos U-PB para rochas do cinturão Araguaia na região de Monte Santo, Estado de Tocantins. In.: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 12., 16-19 out. 2011, Pirenópolis. **Resumos Expandidos**. Brasília: SBG-Núcleo Brasília, 2011.
- WANG, K. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. **Journal of Geophysical Research**, n.107, p.5-21, 2002.
- WATSON, E. B.; HARRISON, T. M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. **Earth and Planetary Science Letters**, n.64, p.295-304, 1983.
- WHALEN, J. B.; CURRIE, K. L.; CHAPPELL, B. W. A-type granite: geochemical characteristics. discrimination and petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, n.95, p.407- 419, 1987.
- WRIGHT, J. B. A. A simple alkalinity ratio and its application to questions of nonorogenic granite genesis. **Geology Magazine**, n.106, p.370-384, 1969.

A elaboração do Projeto Geologia da Região de Palmas, Geologia e Recursos Minerais das Folhas Miracema do Norte SC.22-X-D; Porto Nacional SC.22-Z-B e Santa Teresinha SC.22-Z-A, escala 1:250.000, resulta de uma ação do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, empresa pública vinculada à Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral do Ministério de Minas e Energia.

O produto foi executado pela Superintendência Regional de Goiânia, no âmbito do “Programa Geologia do Brasil” com recursos do Programa de Aceleração do Crescimento – PACII.

A área do projeto inclui segmentos de quatro importantes domínios geotectônicos: Cráton Amazônico, Província Tocantins e bacias do Parnaíba e Bananal.

Esse projeto deverá auxiliar os órgãos de planejamento das esferas de governo federal, estadual e municipal, em especial ao governo do estado do Tocantins e seus respectivos municípios, no estabelecimento de políticas públicas de desenvolvimento regional assim como a iniciativa privada, na medida em que serve de base para estudos mais detalhados de prospecção e exploração mineral, além de subsidiar estudos de zoneamento ecológico-econômico e de gestão ambiental do território.

## **GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DAS FOLHAS MIRACEMA DO NORTE SC.22-X-D, PORTO NACIONAL SC.22-Z-B, SANTA TERESINHA SC.22-Z-A**

Escala: 1:250.000

### **ESTADO DO TOCANTINS**



[www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br)

**PAC**

#### **SERVIÇO DE ATENDIMENTO AO USUÁRIO - SEUS**

Tel: 21 2295-5997 – Fax: 21 2295-5897  
E-mail: seus@cprm.gov.br

#### **OUVIDORIA**

Tel: 21 2295-4697 – Fax: 21 2295-0495  
E-mail: ouvidoria@cprm.gov.br