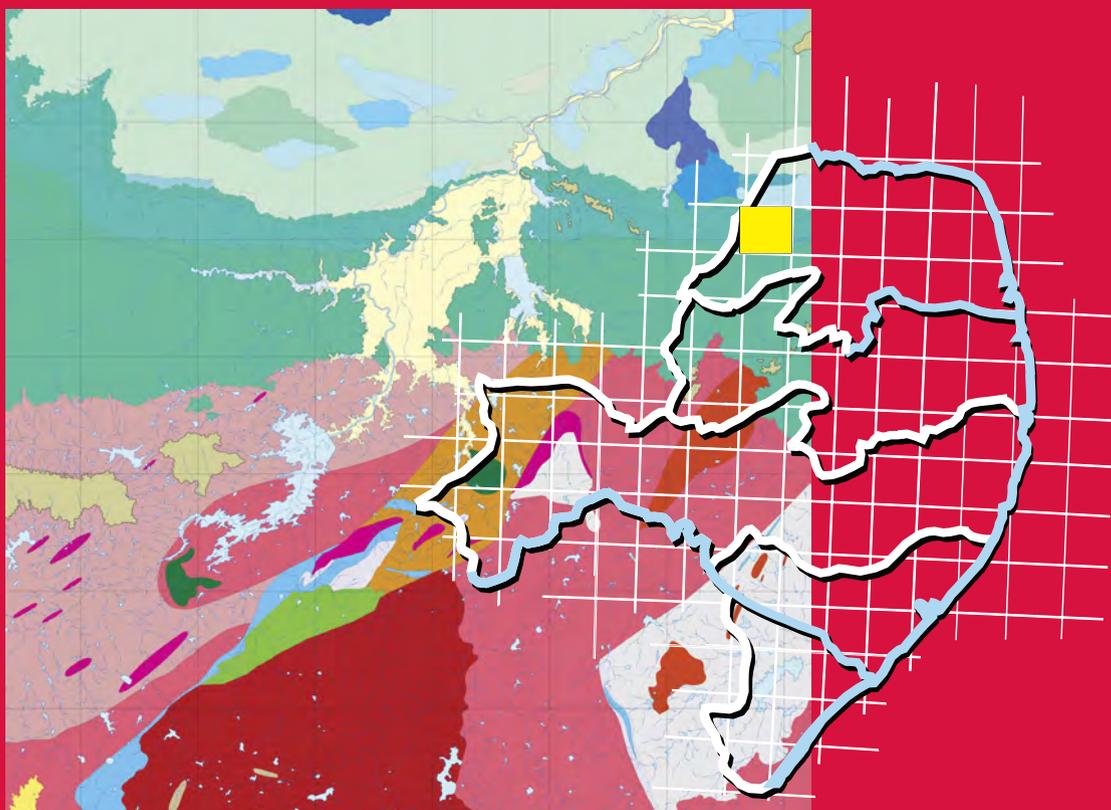


Programa Geologia do Brasil
Levantamentos Geológicos Básicos

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA APODI* – SB.24-X-C-VI



Escala: 1:100.000
2017

* PARCERIA COM A UNIVERSIDADE FEDERAL DO
RIO GRANDE DO NORTE – UFRN

 **CPRM**
Serviço Geológico do Brasil

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 RECIFE

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA
FOLHA APODI*
SB.24-X-C-VI

Escala 1:100.000

ESTADO DO RIO GRANDE DO NORTE

Antonio Carlos Galindo
Narendra Kumar Srivastava
Laécio Cunha de Souza
Heitor Neves Maia

Jaziel Martins Sá
Andressa Guedes dos Santos Araújo
Maria Tatiany Duarte de Oliveira
Rafael Rabelo Fillippi

* Parceria com



Contrato Nº 059/PR/2008



Recife
2017

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL – PGB
INTEGRAÇÃO, ATUALIZAÇÃO E DIFUSÃO DE DADOS DA GEOLOGIA DO BRASIL

CPRM - SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE RECIFE
AV. SUL, 2291 – BAIRRO AFOGADOS
RECIFE – PE – 50.770-011
FAX: (81) 3216-1400
TEL: (81) 3316-1403
HTTP://WWW.CPRM.GOV.BR
BIBLIOTECARE@CPRM.GOV.BR

Galindo, Antonio Carlos (Org.)

Geologia e Recursos Minerais da Folha Apodi SC.24-X-C-VI Escala 1:100.000.
Estados do Rio Grande do Norte. / Antonio Carlos Galindo [et al.]. - Recife: CPRM - Serviço
Geológico do Brasil / Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2016.

183 il. + mapas

ISBN 978-85-7499-316-4

Programa Geologia do Brasil - PGB. Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.

1. Geologia Regional 2. Mapeamento Geológico. 3. SIG 4. Brasil 5. Rio Grande do
Norte I. Srivastava, Narendra Kumar. II. Souza, Laércio Cunha de III. Maia, Heitor Neves IV.
Sá, Jaziel Martins. V. Araújo, Andressa Guedes dos Santos. VI. Fillippi, Rafael Rabelo. VII.
Oliveira, Maria Tatiany Duarte de

CDD 558.132

Ficha catalográfica elaborada na CPRM-RE por Bibl. Dalvanise da Rocha S. Bezeril

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 RECIFE

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA APODI

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Fernando Coelho Filho
Ministro de Estado

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

Vicente Lôbo
Secretário

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

Eduardo Jorge Ledsham
Diretor-Presidente

José Carlos Garcia Ferreira

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

Stênio Petrovich Pereira

Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

Esteves Pedro Colnago

Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

José Carlos Garcia Ferreira (interino)

Diretor de Administração e Finanças

Reginaldo Alves dos Santos

Chefe do Departamento de Geologia

Edilton José dos Santos

Chefe da Divisão de Geologia Básica

Patricia Duringer Jacques

Chefe da Divisão de Geoprocessamento

Marília Santos Salinas do Rosário

Chefe da Divisão de Cartografia

José Márcio Henriques Soares (interino)

Chefe do Departamento de Relações Institucionais e Divulgação

José Márcio Henriques Soares

Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE RECIFE

Sérgio Maurício Coutinho Corrêa de Oliveira

Superintendente Regional

Ana Cláudia de Aguiar Accioly

Gerente de Geologia e Recursos Minerais

Douglas Silva Luna

Gerente de Relações Institucionais e Desenvolvimento

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE

Angela Maria Paiva Cruz

Reitora

Heitor Neves Maia

Chefe do Departamento de Geologia

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 RECIFE

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA APODI

CRÉDITOS DE AUTORIA DO RELATÓRIO

Capítulo 1 - INTRODUÇÃO

Antonio Carlos Galindo, Heitor Neves Maia,
Rafael Rabelo Fillippi

Capítulo 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Antonio Carlos Galindo, Narendra Kumar Srivastava

Capítulo 3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Antonio Carlos Galindo, Narendra Kumar Srivastava,
Laécio Cunha de Souza, Andressa Guedes dos Santos
Araújo, Maria Tatiany Duarte de Oliveira, Rafael Rabelo
Fillippi

Capítulo 4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO

Laécio Cunha de Souza, Antonio Carlos Galindo, Jaziel
Martins Sá

Capítulo 5 – GEOCRONOLOGIA

Jaziel Martins Sá, Antonio Carlos Galindo, Laécio Cunha
de Souza

Capítulo 6 – RECURSOS MINERAIS

Heitor Neves Maia, Rafael Rabelo Fillippi

Capítulo 7 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Antonio Carlos Galindo, Laécio Cunha de Souza, Narendra
Kumar Srivastava, Heitor Neves Maia, Jaziel Martins Sá

APOIO TÉCNICO DA CPRM

Adeilson Alves Wanderley
Edilton José dos Santos
José Wilson de Castro Temoteo
Patricia Duringer Jacques
Reginaldo Alves dos Santos
Vladimir Cruz de Medeiros
Responsável pelo Contrato
Luiz Carlos da Silva

Superintendência Regional de Recife
Sérgio Maurício Coutinho Corrêa de Oliveira
Gerência de Geologia e Recursos Minerais
Ana Cláudia Aguiar Accioly
Coordenação de Revisão Bibliográfica
Roberta Pereira da Silva de Paula
Organização e Controle da Edição Final
Alan Düssel Schiros
Washington José Ferreira Santos

Edição para publicação
UNIKA Editora

EDIÇÃO DO PRODUTO DIGITAL

Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento
Departamento de Relações Institucionais e Divulgação – DERID - José Márcio Henriques Soares (interino)
Divisão de Marketing e Divulgação – DIMARK - José Márcio Henriques Soares
Divisão de Geoprocessamento – DIGEOP/SA - Reginaldo Leão Neto – SIG/GEOBANK

APRESENTAÇÃO

O Programa Geologia do Brasil (PGB), desenvolvido pela CPRM -Serviço Geológico do Brasil é responsável pela retomada em larga escala dos levantamentos geológicos básicos do país. Este programa tem por objetivo a ampliação acelerada do conhecimento geológico do território brasileiro, fornecendo subsídios para mais investimentos em pesquisa mineral e para a criação de novos empreendimentos mineiros, com a conseqüente geração de oportunidades de emprego e renda. Além disso, os dados obtidos no âmbito desse programa também são aplicados em programas de águas subterrâneas subterrânea gestão territorial e em outras atividades de interesse social. Destaca-se, entre as ações mais importantes e inovadoras desse programa, a estratégia de implementação de parcerias com grupos de pesquisa de universidades públicas brasileiras, em trabalhos de cartografia geológica básica na escala 1:100.000. Trata-se de uma experiência que, embora de rotina em outros países, foi de caráter pioneiro no Brasil, representando uma importante quebra de paradigmas para as instituições envolvidas. Essa parceria representa assim, uma nova modalidade de interação com outros setores de geração de conhecimento geológico, à medida que abre espaço para a atuação de professores, em geral líderes de grupos de pesquisa, os quais respondem diretamente pela qualidade do trabalho e possibilitam a inserção de outros membros do universo acadêmico.

Esses grupos incluem também diversos pesquisadores associados, bolsistas de doutorado e mestrado, recém-doutores, bolsistas de graduação, estudantes em programas de iniciação científica, dentre outros. A sinergia resultante da interação entre essa considerável parcela do conhecimento acadêmico nacional com a excelência em cartografia geológica praticada pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB) resulta em um enriquecedor processo de produção de conhecimento geológico que beneficia não apenas a academia e o SGB, mas à toda a comunidade geocientífica e à indústria mineral.

Os resultados obtidos mostram um importante avanço, tanto na cartografia geológica quanto no estudo da potencialidade mineral e do conhecimento territorial em amplas áreas do território nacional. O refinamento da cartografia, na escala adotada, fornece aos potenciais usuários, uma ferramenta básica, indispensável aos futuros trabalhos de exploração mineral ou aqueles relacionados à gestão ambiental e à avaliação de potencialidades hídricas, dentre outros.

Além disso, o projeto foi totalmente desenvolvido em ambiente SIG e vinculado ao Banco de Dados Geológicos da CPRM (GEOBANK), incorporando o que existe de mias atualizado em técnicas de geoprocessamento aplicado à cartografia geológica e que encontra-se também disponível no Portal da CPRM www.cprm.gov.br.

Esse volume contém a Nota Explicativa da Folha Apodi (SB-24-X-C-VI), juntamente com o Mapa Geológico na escala 1:100.000 em ambiente SIG, executado pela UFRN, através do Contrato CPRM-UFRN No.059/PR/08.

EDUARDO JORGE LEDSHAM
Diretor - Presidente
Serviço Geológico do Brasil - CPRM

JOSÉ CARLOS GARCIA FERREIRA
Diretor de Geologia e Recursos Minerais
Serviço Geológico do Brasil - CPRM

RESUMO

A Folha Apodi está situada entre as latitudes 05°30' e 06°00' S e as longitudes 37°30' e 38°00'W, abrangendo partes dos municípios de Caraúbas, Apodi, Felipe Guerra, Olho D'Água dos Borges, Umarizal, Viçosa, Riacho da Cruz, Itaú e Severiano Melo, no extremo oeste Potiguar. A cartografia geológica associada aos dados geocronológicos (U/Pb e Sm/Nd) têm evidenciado dois Domínios gnáissico-migmatíticos, riacianos, denominados de complexos Jaguaretama e Caicó, essencialmente ortoderivados e separados pela Zona de Cisalhamento Portalegre - ZCPA. O Complexo Jaguaretama é intrudido pelos ortognaisses augen, estaterianos da Suíte Serra do Deserto. No Complexo Caicó se destacam as intrusões dos ortognaisses augen, riacianos superiores a orosirianos, da Suíte Poço da Cruz. Sobreposto a este embasamento, Complexo Caicó, ocorrem metassedimentos do Grupo Seridó, representados principalmente por paragnaisses e mármore da Formação Jucurutu, os quais, no contexto do terreno Rio Piranhas-Seridó, são relatados ao Ediacarano. Esses dois domínios são fortemente afetados pela tectônica Brasileira, sob metamorfismo de fácies xisto verde a anfibolito superior, com volumoso aporte magmático granítico e diorítico durante o Neoproterozoico. As estruturas dúcteis brasileiras foram reativadas no Mesozoico, tendo estas reativações sido responsáveis pela formação de sistemas de grabens gerando estreitas e rasas bacias sedimentares como a Bacia de Gangorra, assoreada principalmente por conglomerados e arenitos, com intercalações siltico-argilosas. Os recursos minerais se destacam pelas presenças de água mineral, rochas para uso ornamental e uso como agregados para construção civil e argilas para a fabricação de cerâmica vermelha. Enfim, a Folha Apodi encerra representantes litológicos de quase todos os períodos geológicos, fato pouco comum nas demais folhas geológicas 1:100.000 no nosso país.

ABSTRACT

The Apodi geological map is located between latitudes 05°30' and 06°00'S and longitudes 37°30' and 38°00'W, in the western of Rio Grande do Norte encompassing parts of Caraúbas, Apodi, Felipe Guerra, Olho D'Água dos Borges, Umarizal, Viçosa, Riacho da Cruz, Itaú and Severiano Melo counties. The geological mapping associated with geochronological U-Pb and Sm-Nd data have evidenced two Rhyacian geological terranes separated by the Portalegre Shear Zone, the so called Jaguaretama and Caicó Basement Complexes, being also represented by banded gneisses, orthogneisses and migmatites. The Jaguaretama Complex, in the western part of Portalegre Shear Zone, is intruded by Statherian orthogneisses of the Serra do Deserto Suite. In the Caicó Complex, in the eastern part, stand out the intrusions of Superior Rhyacian to Orosirian augen orthogneisses of the Poço da Cruz Suite. Superimposed on this basis, Complex Caicó, occur Seridó Group metasediments, mainly represented by paragneisses and marbles Jucurutu Formation, which, in the context of terrane Rio Piranhas-Seridó are reported to Ediacaro. These two Domains are strongly affected by brasiliano tectonic events, on greenschist to superior amphibolite facies, with important contribution of dioritic and granitic magmatism during later Neoproterozoic times. The ductile Brasiliano structures were reactivated in the Mesozoic period, which were responsible by the formation of graben generating the narrow Gangorra sedimentary basin. These basin are mainly represented by conglomerates and sandstones, including silt and clay intercalations. The mineral resources are highlighted by the presence of mineral water, rocks for ornamental use and use as construction aggregates and clays for the manufacture of red ceramic. Anyway, the Apodi geological map closes lithological representatives of almost all geological periods, indeed unusual in other 1:100,000 geological maps in our country.

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO	15
1.1 - CONSIDERAÇÕES INICIAIS.....	15
1.2 - TRABALHOS PRÉVIOS	15
1.3 - ASPECTOS FISIOGRAFICOS.....	16
1.4 - ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS	17
2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	19
2.1 - O DOMÍNIO JAGUARIBEANO	20
2.2 - O DOMÍNIO RIO PIRANHAS-SERIDÓ	20
2.3 - A GRANITOGÊNESE EDIACARANA	20
2.4 - A BACIA POTIGUAR	21
2.4.1 - Arcabouço Estrutural	21
2.4.2 - Estratigrafia da Bacia Potiguar	21
2.4.3 - Evolução Tectono-Sedimentar	22
3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	25
3.1 - DOMÍNIO JAGUARIBEANO.....	25
3.1.1 - Complexo Jaguaretama (PP2j)	25
3.1.2 - Suíte Serra do Deserto (PP4ys).....	28
3.2 - DOMÍNIO RIO PIRANHAS - SERIDÓ	31
3.2.1 - Complexo Caicó (PP2cai).....	31
3.2.2 - Suíte Poço da Cruz (PP3ypc).....	32
3.2.3 - Grupo Seridó/Formação Jucurutu (NP3sju)	33
3.3 - MAGMATISMO EDIACARANO	35
3.3.1 - Suíte Intrusiva São João do Sabugi (NP3δ2s).....	37
3.3.2 - Suíte Intrusiva Itaporanga (NP3γ2it)	39
3.3.3 - Granitoide Quixaba (NP3γ2q)	48
3.3.4 - Suíte Intrusiva Dona Inês (NP3γ3di)	52
3.3.5 - Suíte Intrusiva Umarizal (NP3γ4u).....	52
3.4 - SEDIMENTOS MESO-CENOZÓICOS	61
3.4.1 - Bacia Potiguar	61
3.4.2 - Bacia de Gangorra/Formação Pendência (K1pn)	84
3.4.3 - Coberturas Continentais	86
4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO	89
4.1 - INTRODUÇÃO.....	89
4.2 - EVENTO DEFORMACIONAL/METAMÓRFICO (D_1/M_1)	89
4.3 - EVENTO DEFORMACIONAL/METAMÓRFICO (D_2/M_2)	90
4.4 - EVENTO DEFORMACIONAL/METAMÓRFICO (D_3/M_3)	91
4.5 - EVENTO DEFORMACIONAL RÚPTIL (D_4)	94
5 – GEOCRONOLOGIA	95
5.1 - AS IDADES DA LITERATURA	95
5.2 - AS IDADES DESTE TRABALHO	95

5.2.1 - Análises U-Pb.....	95
5.2.2 - Análises Sm-Nd.....	96
6 – RECURSOS MINERAIS.....	101
6.1 - AREIA.....	101
6.2 - ARGILA.....	108
6.3 - CALCÁRIO.....	108
6.4 - MÁRMORE.....	109
6.5 - ROCHAS GRANÍTICAS.....	109
6.6 - TUNGSTÊNIO (SCHEELITA).....	110
6.7 - ÁGUA MINERAL.....	110
7 – CONCLUSÕES.....	113
7.1 - CONCLUSÕES.....	113
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	115
ANEXO - FICHAS DE DESCRIÇÕES PETROGRÁFICAS.....	123

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DA FOLHA APODI - SB.24-X-C-VI**

ESTADO DO RIO GRANDE DO NORTE

1 – INTRODUÇÃO

1.1 - Considerações Iniciais

O presente relatório é resultado dos trabalhos de levantamento geológico e de recursos minerais da Folha Apodi, realizados na escala de 1:100.000, e está inserido no contexto do projeto PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL, através de um contrato celebrado entre o Ministério das Minas e Energia/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Serviço Geológico do Brasil) e a Universidade Federal do Rio Grande do Norte, com interveniência da Fundação de Pesquisa do Rio Grande do Norte (FUNPEC). A Folha Apodi (SB24-X-C-VI), situada na porção extremo oeste do Rio Grande do Norte (Figura 1.1), localiza-se entre as latitudes 5°30' e 6°00'S e as longitudes 37°30' e 38°00'W, abrangendo partes dos municípios de Caraúbas, Apodi, Felipe Guerra, Olho D'Água dos Borges, Umarizal, Viçosa, Riacho da Cruz, Itaú e Severiano Melo (Figura 1.2).

1.2 - Trabalhos Prévios

No âmbito da geologia da Folha Apodi vários

trabalhos envolvendo cartografia geológica em diferentes escalas, estudos micropetrográficos, geoquímicos, geofísicos e geocronológicos foram desenvolvidos, notadamente a partir da década de 1980 (Figura 1.2). Estes trabalhos envolvem relatórios de graduação executados por alunos do Curso de Geologia da UFRN (Araújo 1985; Curioso 1987; Moraes Neto 1987; Apoluceno 1995, Menezes 1995, Nóbrega 2002, Moura Lima 2004), dissertações de mestrado (Lins 1987; Campelo 1999; Menezes, 1999; Moraes Neto 1999; Nóbrega 2004), teses de doutorados (Galindo 1993; Trindade 1999; Oliveira, 2008), além de diversos artigos publicados em periódicos de circulação regional, nacional e internacional (Hackspacher & Oliveira 1984; Corsino & Tiriba 1985; Hackspacher & Legrand 1989; Galindo et al. 1995; Archanjo et al. 1998; McReath et al. 2002; Nóbrega et al. 2004, entre outros), e trabalhos de cartografia geológica de cunho regional como o Mapa Geológico do Rio Grande do Norte em 1:500.000 (Angelim et al. 2006) e a cartografia da Folha Souza em 1:250.000 (Medeiros et al 2008). Estes trabalhos, juntamente

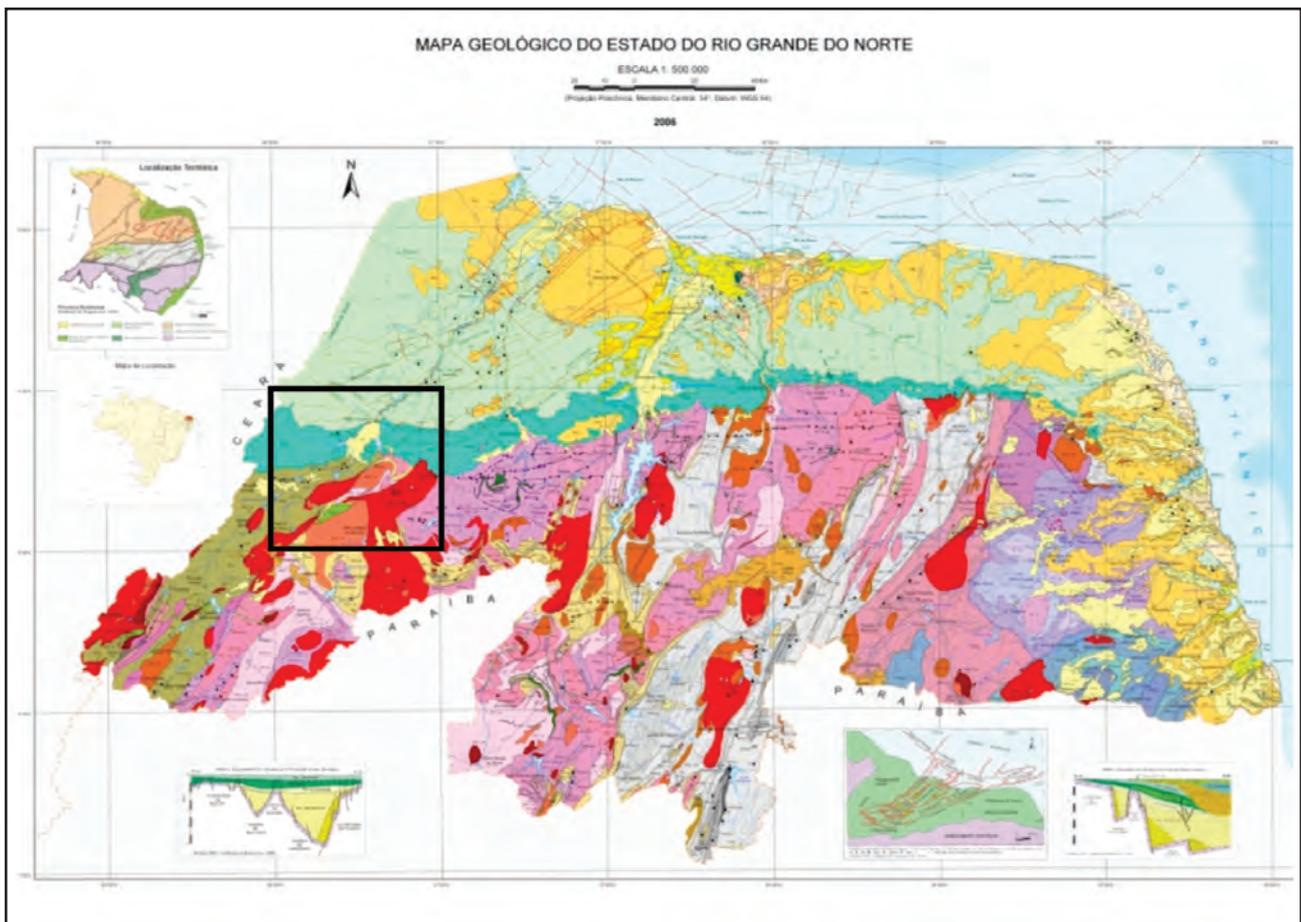


Figura 1.1 – Localização da Folha Apodi no contexto da geologia do Rio Grande do Norte (fonte do Mapa Geológico: Angelim et al. 2006).

com produtos de sensores remotos, serviram de base para a confecção de um mapa prévio para Folha Apodi, incluindo uma definição preliminar de sua litoestratigrafia.

1.3 - Aspectos Fisiográficos

A região onde se insere a Folha Apodi é representada por terrenos arrasados da Depressão Sertaneja, com morros e ondulações relativamente suaves, separados por vales com baixa declividade. Localmente, o relevo é caracterizado por intenso arrasamento dos terrenos cristalinos, cujas cotas atingem no máximo 250m, e alguns remanescentes isolados com formas de serrotes e morros testemunhos, acompanhados de porções de tabuleiros mais aplainados, correspondendo à zona da cobertura sedimentar da Bacia Potiguar, destacando-se a Chapada do Apodi com terras planas ligeiramente elevadas (Nóbrega 2002, Araújo 2011).

A área encontra-se inserida na Bacia Hidrográfica Apodi-Mossoró, com diversos riachos como o João Dias, Melancias e da Barra, por exemplo. Os açudes, dentre os quais se destaca a Barragem de Santa Cruz no município de Apodi, possuem capacidade de acumulação superior a 100.000m³. A rede de drenagem mostra um padrão dentrítico

grosso a médio, com os curso d'água no geral controlados por estruturas regionais de orientação N-S, NE-SW e E-W (Nóbrega 2002, Araújo 2011).

O clima dominante é quente e semi-árido úmido, segundo a classificação de Köppen, no geral com umidade relativa média acima de 60%, temperaturas altas, variando entre 26° – 29°, e com precipitações pluviométricas anuais geralmente inferiores a 700 mm, com os meses de março a maio apresentando as maiores precipitações. A vegetação é típica do nordeste, a caatinga, hiperxerófila com vegetação de caráter mais seco, abundância de cactáceas e plantas de porte mais baixo e espalhadas como jurema-preta, mufumbo, faveleiro, marmeleiro, xique-xique, facheiro e o carnaubal. Nas áreas de planícies de inundação de rios e riachos desenvolvem-se palmeiras como carnaubeiras e coqueiros. Devido a natureza das associações litológicas encontradas na área as coberturas pedológicas incluem solos dos tipos regossolo eutrófico, litólico eutrófico, podzólico arenosos aluviais, segundo a classificação apresentada pelo Projeto Radambrasil (Nóbrega 2002, Araújo 2011).

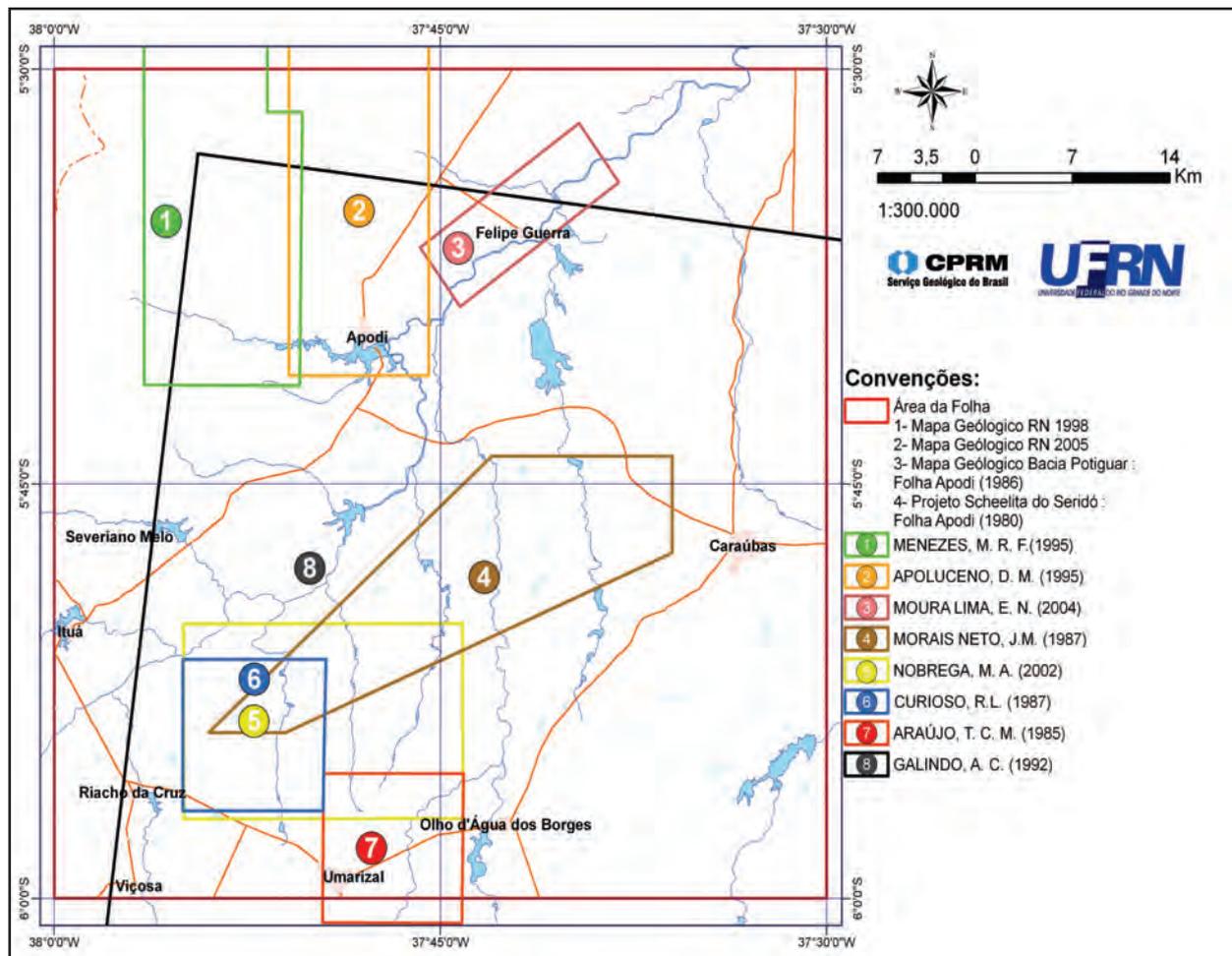


Figura 1.2 – Localização de trabalhos prévios na Folha Apodi.

1.4 - Aspectos Sócio-econômicos

As atividades econômicas no contexto da Folha Apodi envolvem, em menor grau o turismo, além de atividades mineiras diversas (extração de petróleo, areia, calcário e brita), agricultura e pecuária, além de atividade pesqueira.

As atividades mineiras envolvem principalmente a extração de petróleo (vários campos em terra explorados pela PETROBRAS), de rocha cálcica (para utilização na indústria de cimento, corretivo de solo e cal-argamassa) e de rochas silicáticas cristalinas, ambas nas regiões dos municípios de Apodi (areia, petróleo e calcário) e Caraúbas (petróleo e rocha granítica para a produção de brita, calcamento etc).

No contexto da agricultura, além da cultura, principalmente de subsistência (feijão e milho, principalmente), há a fruticultura por vezes em larga escala, de caju, banana e mamão na região do vale do rio Apodi. Há ainda a piscicultura e a pesca artesanal bem desenvolvidas principalmente nas barragens do Apanha Peixe (em Felipe Guerra) e Santa Cruz (em Apodi).

A pecuária é representada principalmente pelos rebanhos de bovinos, suínos, caprinos e ovinos, e em menores proporções muaras. Os principais produtos de origem animal são a carne (de bovina e de caprinos) e o leite. Uma outra atividade econômica de destaque na região é a apicultura, com o município de Apodi sendo considerado um dos maiores produtores de mel do país, já tendo alcançado por vezes o segundo lugar na produção de mel no Brasil.

2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Folha Apodi (SB.24-X-C-VI) localiza-se entre as latitudes 5°30' e 6°00'S e as longitudes 37°30' e 38°00'W, geologicamente inserida no contexto da Província Borborema (Almeida et al 1981), mais precisamente na sua porção NE. Seu contexto geológico abrange tanto terrenos cristalinos (em torno de 60% da área) proterozoicos dos domínios tectônicos Jaguaribeano (**DJ**) e Rio Piranhas-Seridó (**DPS**), quanto coberturas fanerozoica, representadas principalmente pelos sedimentos meso-cenozoicos da Bacia Potiguar (Figura 2.1). Os domínios Jaguaribeano e Rio Piranhas-Seridó são separados

pela Zona de Cisalhamento Portalegre-**ZCP**, uma megaestrutura instalada durante a orogênese Brasiliana, de direção geral NNE-SSW, com mais de 250 km de extensão e, em alguns trechos, com até 2 km de largura (Hackspacher & Oliveira 1984, Hackspacher & Legrand 1989, Moraes Neto 1987). Intrusivos no **DJ** e no **DPS** ocorre uma extensa gama de granitoides, de idade ediacarana, entre os quais se destaca uma família de granitos porfíricos, intimamente associados com rochas intermediárias a máficas/dioríticas (suítes intrusivas Itaporanga e São João do Sabugi, no senso de Angelim 2006).

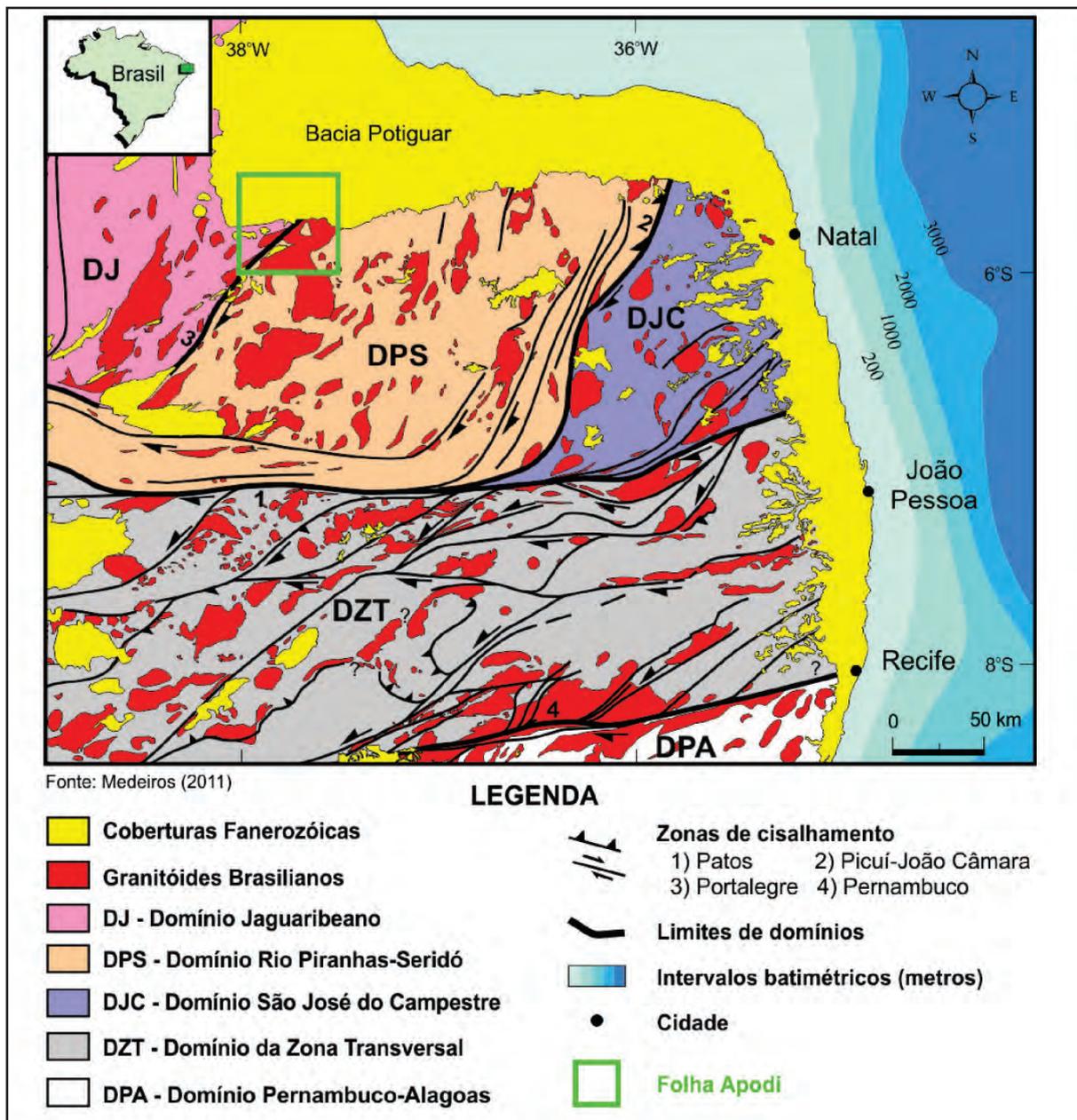


Figura 2.1 – Localização da Folha Apodi (retângulo em verde) no contexto da Província Borborema.

2.1 - O Domínio Jaguaribeano

Este domínio tectônico é limitado a leste pela Zona de Cisalhamento Portalegre, a oeste pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, a sul pela Zona de Cisalhamento Patos e a norte recoberto por coberturas sedimentares fanerozoicas, principalmente pelos sedimentos da Bacia Potiguar (Figura 2.1).

No seu arcabouço litoestratigráfico são identificados um complexo de embasamento, de idade paleoproterozóica (2,3 – 2,05 Ga), representado por um conjunto de rochas gnáissicas, essencialmente ortoderivadas, os complexos Jaguaretama e Iracema, de composição tonalítica a granítica, em parte migmatizadas com feições de metatexitos a diatexitos, além de raros anfíbolitos, micaxistos, rochas calciossilicáticas e augen gnaisses. Sobreposta a este embasamento tem-se rochas metavulcanossedimentares (faixas Orós e Jaguaribe) e metaplutônicas (Suíte Serra do Deserto) associadas, formadas durante o final do paleoproterozóico (Medeiros Neto 1981, Sena de Sá 1981, Souza 1981, Cavalcante 1999, Gomes & Vasconcelos 2000, Sá 1991, Mendonça & Braga 1987).

As faixas Orós e Jaguaribe são compostas por metaplutônicas, metavulcânicas, ácidas e básicas, com intercalações de metassedimentos (paragnaisses, micaxistos e mármore), com idades U-Pb entre 1,7 - 1,8 Ga (Macedo et al. 1988 – in Melo 2011, Sá 1991, Cavalcante 1999). É relatado ainda na porção leste da Faixa Jaguaribe quartzitos, metaconglomerados, paragnaisses, micaxistos e metavulcânicas (com idade em torno de 1,77 Ga – Cavalcante 1999) pertencentes ao Grupo São José (Melo 2011).

2.2 - O Domínio Rio Piranhas-Seridó

Este domínio tectônico é limitado a oeste pela Zona de Cisalhamento Portalegre, a leste pela Zona de Cisalhamento Picuí – João Câmara, a norte pelas coberturas sedimentares da Bacia Potiguar e a sul pela Zona de Cisalhamento Patos (Figura 2.1).

O seu arcabouço litoestratigráfico compreende o Complexo Caicó (Campos et al. 1979), um conjunto de rochas gnáissicas, predominantemente ortognaisses tonalíticos a graníticos, com paragnaisses e intercalações subordinadas de anfíbolitos, quartzitos, mármore e rochas calciossilicáticas. Inúmeros dados geocronológicos dos ortognaisses, idades U-Pb em zircão, permitem estabelecer um intervalo em 2,25 – 2,15 Ga para este Complexo (Souza et al. 2007, Hollanda et al. 2011, Medeiros et al. 2012, entre outros).

Intrusivo nestes gnaisses tem-se corpos de augen ortognaisses, essencialmente graníticos, relatados na literatura como “Granitoides G₂” (Jardim de Sá et al. 1981) ou “Suíte Poço da Cruz” (Angelim et al. 2006). Dados geocronológicos prévios da literatura (Rb-Sr, Pb-Pb e U-Pb) suportavam uma idade em torno de 2,0 Ga para este magmatismo (Macedo et al. 1984, Legrand et al. 1991, Jardim de Sá et al. 1995), porém dados

mais recentes (Hollanda et al. 2011), U-Pb em zircão por SHRIMP, apontam uma idade em torno de 2,2 Ga para estes augen ortognaisses, ou seja, eles seriam cronocorrelatos aos gnaisses do Complexo Caicó. Uma idade de 1,75 Ga foi encontrada por estes autores em um dos augen ortognaisses estudados (Plúton Serra Negra), a qual está em consonância com as idades do magmatismo Serra do Deserto que ocorre no Domínio Jaguaribeano.

Sobreposto a este embasamento ocorre uma faixa de metassedimentos, o Grupo Seridó. A estratigrafia do Grupo Seridó ainda é bastante discutida na literatura, entretanto aquela proposta por Jardim de Sá & Salim (1980) é ainda a mais aceita. Essa subdivisão é constituída por uma unidade basal, constituída por paragnaisses, com intercalações de mármore e rochas calciossilicáticas (Formação Jucurutu), uma intermediária composta por quartzitos e metaconglomerados (Formação Equador) e uma superior essencialmente constituída por micaxistos (Formação Seridó). Quanto aos aspectos cronoradiométricos para as rochas deste Grupo, Van Schmus *et al.* (2003) reportam idades modelo Sm-Nd maiores que 1,06 Ga para os micaxistos da Formação Seridó e 1,4 Ga para os gnaisses da Formação Jucurutu. As datações U-Pb realizadas em zircões detríticos fornecem idades mínimas em torno de 650 Ma (Van Schmus *et al.* 2003), sendo estas admitidas como a provável idade para a deposição do Grupo Seridó.

2.3 - A Granitogênese Ediacarana

Esta granitogênese extensiva aos domínios Jaguaribeano e Rio Piranhas-Seridó é representada principalmente por corpos graníticos batolíticos de diferentes aspectos texturais e linhagens geoquímicas com idades no intervalo de 630–542 Ma (Nascimento et al. 2008). Os tipos dominantes são representados por granitos porfíricos (monzogranitos e sienogranitos, com granodioritos subordinados), onde se destacam cristais de K-feldspatos com até 10 cm de tamanho, usualmente zonados e em alguns corpos com texturas cumuláticas, os quais são denominados na literatura como “granitos tipo Itaporanga” (Almeida et al. 1967), Granitos G3a (Jardim de Sá et al., 1981) ou Suíte Intrusiva Itaporanga (Angelim et al. 2006). Estes granitos porfíricos têm afinidade geoquímica com granitóides da série cálcio-alcalina de alto potássio (Galindo 1993, Nascimento et al. 2000-2008). Associa-se a estes granitos porfíricos uma suíte de rochas intermediárias a máficas, de composição predominantemente diorítica, as quais ocorrem principalmente como enclaves e mais raramente como corpos isolados. Estas rochas dioríticas são referidas na literatura como Suíte Básico-Intermediária (Jardim de Sá 1994) ou ainda Suíte Intrusiva São João do Sabugi (Angelim et al. 2006), e apresentam afinidades geoquímicas com rochas da série shoshonítica (Nascimento et al. 2000-2008). Ainda abundantes nestes dois

domínios tem-se plútons granitóides onde dominam rochas de textura fina a média, equigranulares, predominantemente biotita granitos, os quais são conhecidos na literatura como Granitos G_{3b} (Jardim de Sá et al. 1981), Suíte Leucogranítica (Jardim de Sá 1994), ou ainda Suíte Intrusiva Dona Inês (Angelim et al. 2006). Estes granitos equigranulares mostram afinidades geoquímicas também com rochas da série cálcio-alcálica de alto potássio (Nascimento et al. 2000-2008).

Mais restrito ao Domínio Rio Piranhas-Seridó ocorrem outras duas tipologias de granitóides: a primeira é representada por rochas charnoquíticas - o Granitóide de Umarizal (Galindo 1993), e a segunda envolve um conjunto de pequenos corpos/stocks de leucomicrogranitos, que podem apresentar granada tipo andradita, os quais ocorrem no geral bordejando a Zona de Cisalhamento Picuí – João Câmara (os corpos de Serra do Algodão, Caxexa e Japi (Nascimento 1998, Hollanda 1998, Jardim de Sá et al. 1999, Nascimento 2000). O Granitoide Umarizal é representado por mangeritos, faialita-sieno e monzogranitos, e mostra afinidade geoquímica com rochas da série alcalina e granitos tipo-A (Galindo 1993, Galindo et al. 1995, McReath et al. 2002, Nascimento et al. 2000-2008). Já os leucomicrogranitos Caxexa, Serra do Algodão e Japi são composicionalmente essencialmente álcali feldspato granito, e também mostra afinidade geoquímica com rochas da série alcalina e granitos tipo-A (Nascimento et al. 2000-2008, Nascimento et al. 2012).

2.4 - A Bacia Potiguar

A Bacia Potiguar localiza-se no extremo leste da Margem Equatorial Brasileira, compreendendo um segmento emerso e outro submerso. Distribui-se em sua maior parte no Estado do Rio Grande do Norte e, parcialmente, no Estado do Ceará. Geologicamente, é limitada a sul, leste e oeste pelo embasamento cristalino, estendendo-se a bacia marinha para norte até a isóbara de 2.000 m. O Alto de Fortaleza define seu limite oeste com a Bacia do Ceará, enquanto que o Alto de Touros define seu limite leste. A bacia abrange uma área de aproximadamente 48.000 km², sendo que 21.500 km² (45%) encontram-se emersos e 26.500 km² (55%) submersos (Pessoa Neto *et al.*, 2007).

Segundo Matos (1987), a Bacia Potiguar é a mais oriental das bacias da margem equatorial, estando, no entanto, geneticamente relacionada a uma série de bacias neocomianas intracontinentais que compõem o Sistema de Riftes do Nordeste Brasileiro. O registro estratigráfico inclui três superseqüências: uma Superseqüência Rife, depositada no Cretáceo Inferior; uma Superseqüência Pós-rife, depositada durante o Andar Alagoas; e uma Superseqüência Drifte, depositada entre o Albiano e o Recente (Pessoa Neto *et al.*, 2007).

2.4.1 - Arcabouço Estrutural

A arquitetura da Bacia Potiguar é composta de três unidades básicas: grabens, altos internos e plataformas do embasamento (Figura 2.2), as quais comportam seqüências sedimentares neocomianas a terciárias distintas para cada compartimento (Bertani *et al.*, 1990).

Os grabens são assimétricos e dividem-se em partes emersas e submersas. Na parte emersa, os mais importantes são os do Apodi, Umbuzeiro, Guamaré e Boa Vista, com feições lineares e eixos orientados na direção NE-SW, levemente oblíquos em relação aos principais lineamentos do embasamento sul da bacia, os quais estão orientados para NNE-SSW. Os da parte submersa da bacia possuem eixos orientados aproximadamente paralelos à atual linha da costa.

Os altos internos principais são os Altos de Quixaba, Serra do Carmo e Macau. Consistem de cristas do embasamento separando os principais grabens e são compostos por blocos de gnaiss, migmatitos ou xistos soerguidos por falhas normais. De um lado, são limitados por escarpas abruptas e, do lado oposto, por uma rampa com falhas sintéticas secundárias. Normalmente, as seqüências do Cretáceo Inferior estão ausentes sobre os altos internos devido à erosão ou não deposição. As plataformas do embasamento são normalmente recobertas por sedimentos do Aptiano e Cretáceo Superior, na parte terrestre, e por seqüências terciárias, na parte marítima. As principais são as de Touros (a leste) e Aracati (a oeste). Associadas a estas feições, observam-se falhas E-W com rejeitos significativos, cortando e deslocando os lineamentos dos altos internos SW-NE. Segundo Hackspacher *et al.* (1985), além das estruturas de direção NE-SW presentes na bacia, são observadas outras importantes estruturas de direção NW-SE, interpretadas como produto de reativações pós-campanianas. Cremonini *et al.* (1996) caracterizaram este padrão de falhamentos NW-SE e NE-SW, na porção submersa da bacia, como sendo o produto de superposição de fases de rifteamento.

2.4.2 - Estratigrafia da Bacia Potiguar

O registro estratigráfico inclui três superseqüências: uma Superseqüência Rife, depositada no Cretáceo Inferior; uma Superseqüência Pós-rife, depositada durante o Andar Alagoas; e uma Superseqüência Drifte, depositada entre o Albiano e o Recente (Figura 2.3) (Pessoa Neto *et al.*, 2007). A Superseqüência Rife é representada pelos depósitos flúvio-deltaicos e lacustres das formações Pendência e Pescada (Berriasiano/Eo-Aptiano). A Superseqüência Pós-rife é caracterizada pela deposição de uma Seqüência flúvio-deltaica, com os primeiros registros de ingresso marinha (Formação Alagamar). A Superseqüência Drifte é caracterizada por uma seqüência flúvio-marinha transgressiva

(formações Açú, Ponta do Mel, Quebradas, Jandaíra e Ubarana), recoberta por uma seqüência clástica e carbonática regressiva (formações Ubarana, Tibau e Guamaré). Rochas vulcânicas associadas à Formação Macau foram depositadas entre o Eoceno e o Oligoceno na bacia. O preenchimento sedimentar da Bacia Potiguar está intimamente relacionado com as diferentes fases de sua evolução tectônica: duas fases de rifteamento (Rifte I e Rifte II), cujo registro estratigráfico é correspondente ao conjunto de seqüências continentais que compõem a Superseqüência Rifte; uma fase aqui denominada pós-Rifte, que corresponde a Superseqüência do mesmo nome, e a fase Termal constituída pelos conjuntos de seqüências marinhas transgressivas e regressivas, que compõem a Superseqüência Drifte (Pessoa Neto *et al.*, 2007).

2.4.3 - Evolução Tectono-Sedimentar

Segundo Matos (1987), a origem dos riftes intracontinentais da Província Borborema ocorreu como resposta a um processo de estiramento e afinamento crustal atuante durante a fragmentação do Continente Gondwana.

Françolin & Szatmari (1987) admitem que a origem do Rifte Potiguar esteja inserida no contexto da evolução da margem equatorial atlântica, iniciado ao final do Jurássico. Segundo esses autores, a separação entre a América do Sul e a África gerou, na Província Borborema, esforços com distensão nortesul e compressão leste-oeste que propiciaram o desenvolvimento de diversas bacias rifte sob regime transtensional (caso do Rifte Potiguar).

De acordo com Bertani *et al.* (1990), o preenchimento sedimentar da Bacia Potiguar está intimamente relacionado com uma fase rifte, dividida em diferentes estágios: Sin-Rifte I e Sin-Rifte II, desenvolvidas sob o regime predominantemente distensional, e Sin-Rifte III, desenvolvido em regime transtensional. Matos (2000 *apud* Soares & Rossetti 2005) admitiram uma divisão com base na evolução da bacia propondo três estágios: Pré-, Sin- e Pós-transformante.

O estágio Sin-Rifte I (Neojurássico) refere-se ao início da deformação distensional, com a deposição de clásticos em uma ampla depressão denominada Depressão Afro-Brasileira. Não há registros dessa fase na Bacia Potiguar.

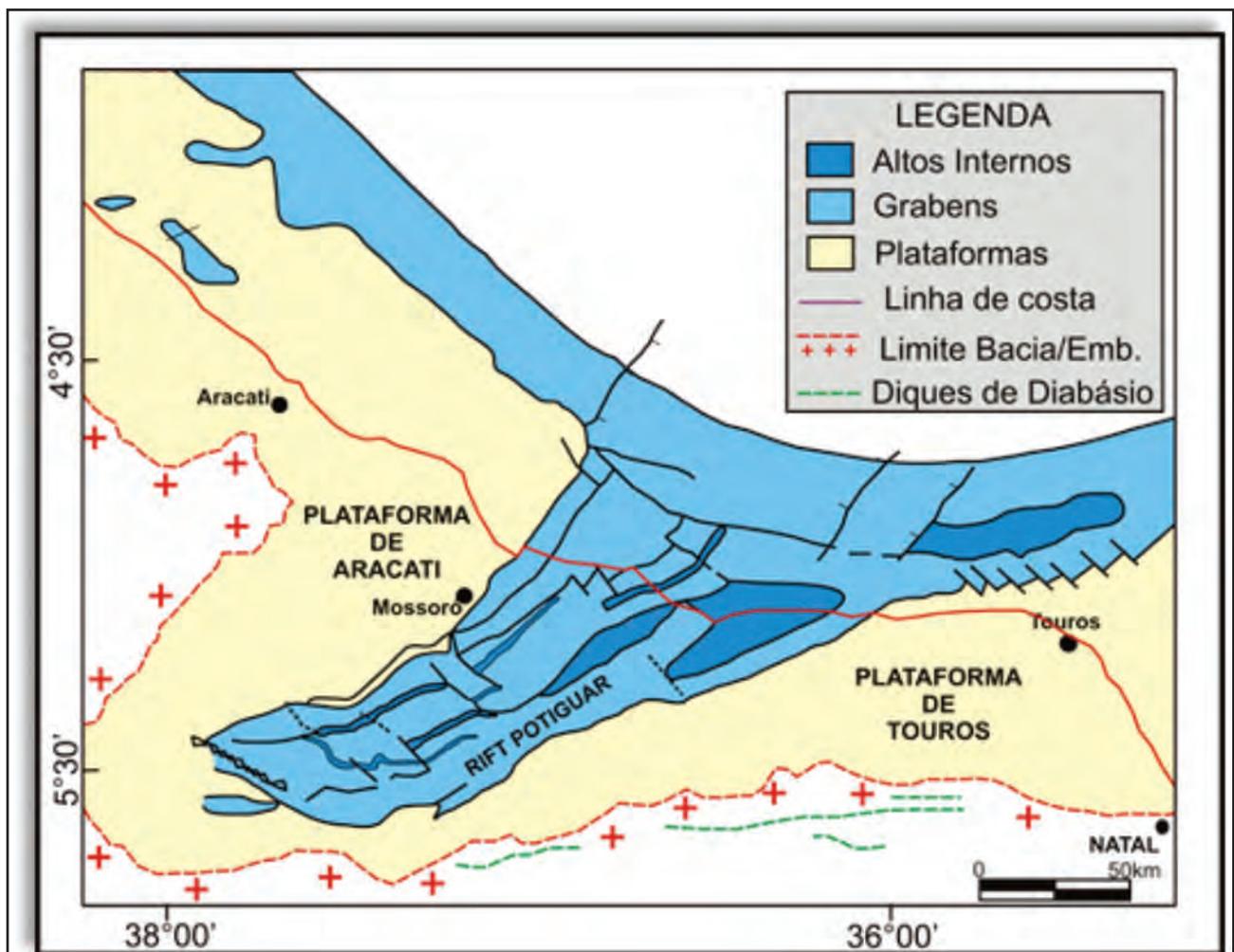
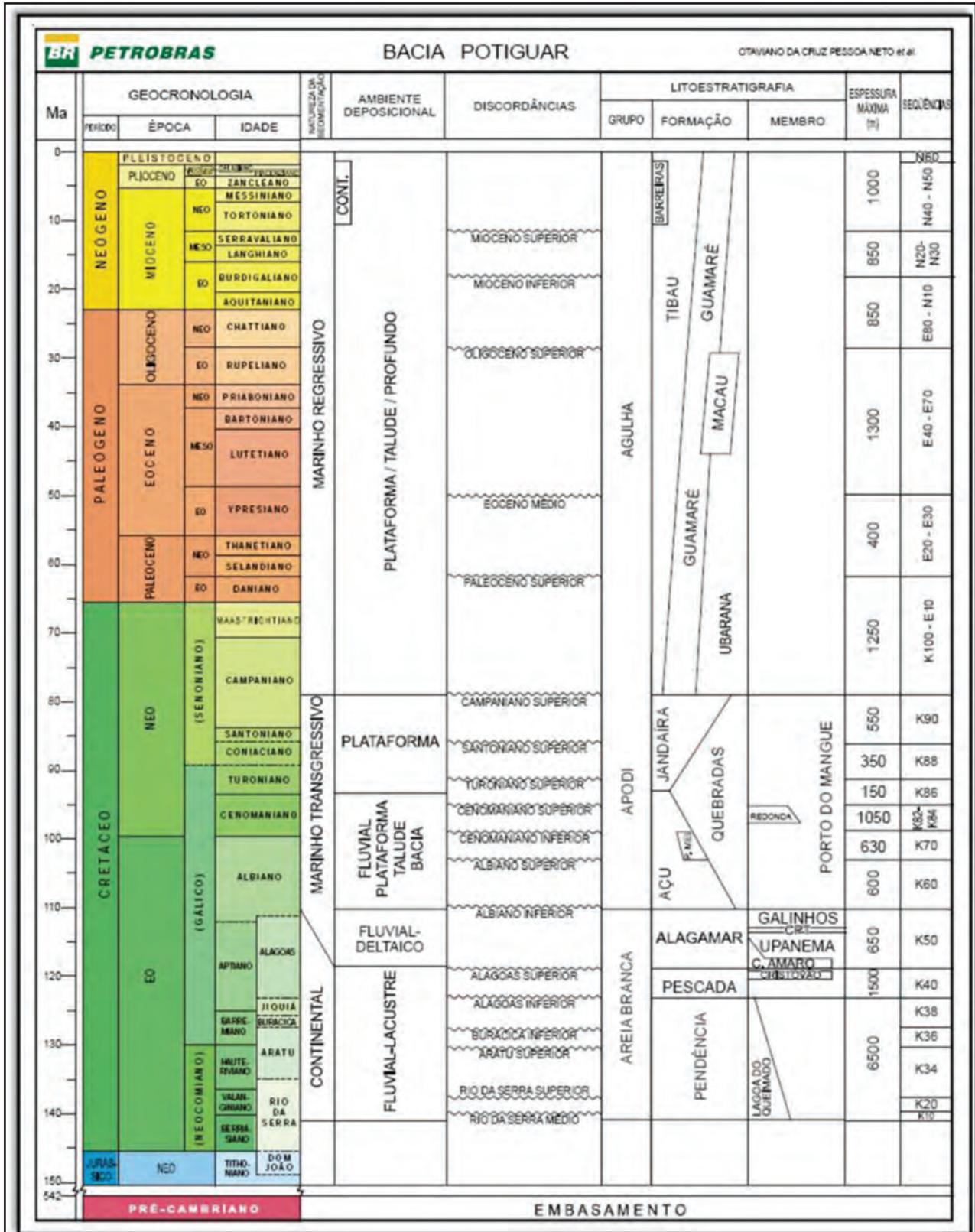


Figura 2.2 – Arcabouço tectônico da Bacia Potiguar (modificado de Cremonini *et al.*, 1996).



O estágio Sin-Rifte II (Neoberriasiano/Eobarremiano) caracteriza-se pelo desenvolvimento de bacias rifte intracontinentais controladas por falhas de rejeito, preferencialmente normais, definindo *meio-grabens* assimétricos e altos internos de direção geral NE-SW, os quais foram preenchidos pelos depósitos lacustrinos, fluvio-deltaicos e fandeltaicos que constituem a Formação Pendência.

O estágio Sin-Rifte III (Neobarremiano/Eoaptiano) é caracterizado pela implantação do regime transcorrente/transformante ao longo da futura margem equatorial, causando grande mudança na cinemática rifte. Este evento provocou um deslocamento do eixo de rifteamento para a porção submersa da Bacia Potiguar, ao mesmo tempo em que causou soerguimento e erosão na porção emersa. De acordo com Pessoa Neto *et al.* (2007), o registro dessa fase na Bacia Potiguar é restrito à porção submersa, sendo representado pelas formações Pendência e Pescada.

O final da fase rifte é marcado pela deposição da seqüência neoaptiana, representada pelos sedimentos da Formação Alagamar, sobre uma discordância regional (mais evidente na porção emersa), em resposta ao início de uma subsidência termal lenta e generalizada (Pessoa Neto *et al.*, 2007).

A partir do Albiano, tem início a deposição da seqüência flúvio-marinha transgressiva na Bacia Potiguar, representados pelos sedimentos siliciclásticos das formações Açú e Quebradas, bem como pelo desenvolvimento mais restrito de uma plataforma carbonática albiana denominada Formação Ponta do Mel (Soares *et al.*, 2003).

A transição do Mesozoico para o Cenozoico é marcada por dois eventos representativos para a evolução tectono-sedimentar da Bacia Potiguar: o Magmatismo Serra do Cuó e o soerguimento da bacia, durante o Mesocampaniano.

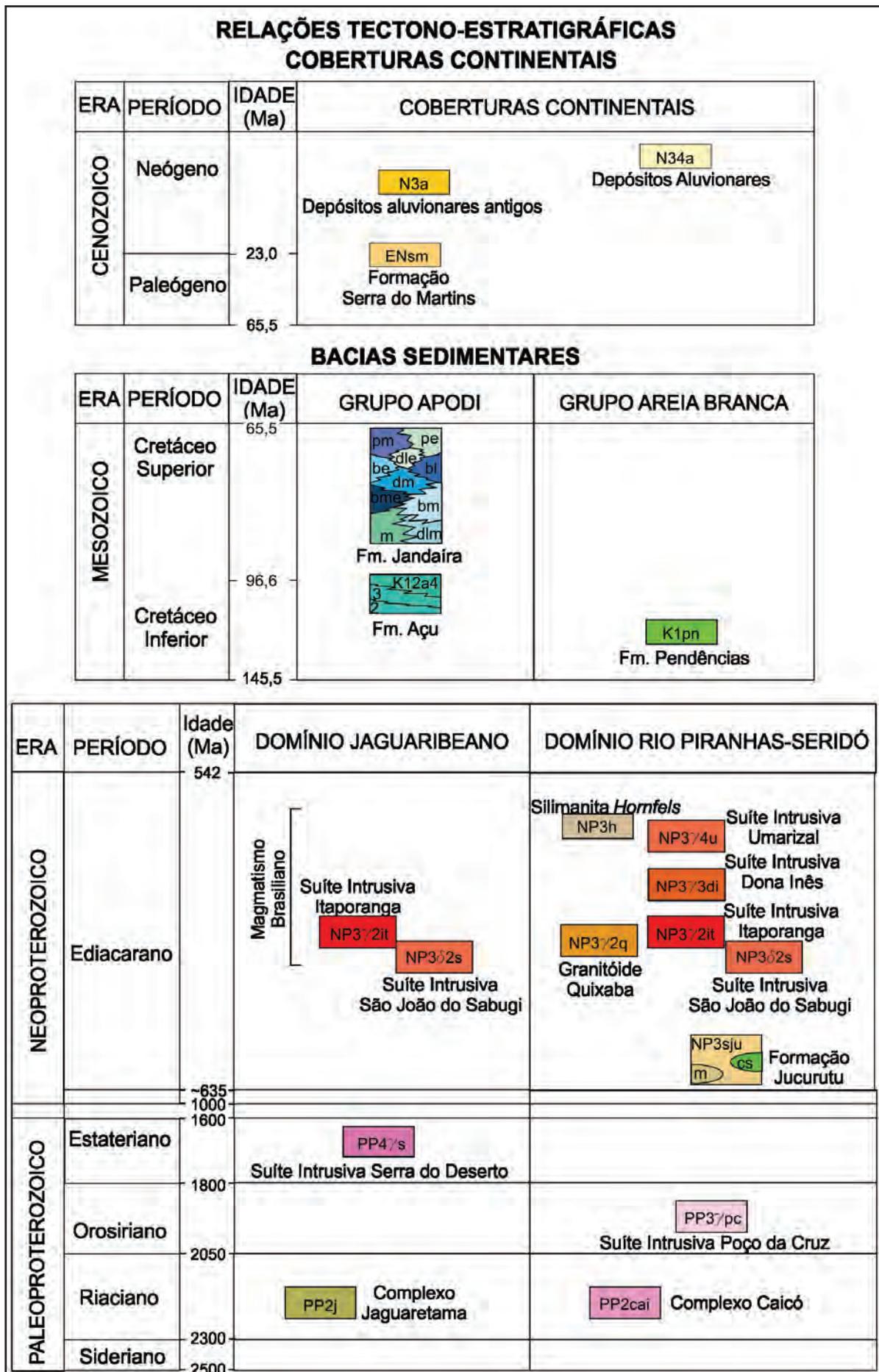


Figura 3.1 B – Quadro litoestratigráfico para a Folha Apodi.

cm dispostos numa foliação de caráter milonítico, podendo, num mesmo afloramento, apresentar feições de cominuição para uma textura mais fina e/ou bolsões migmatizados. A foliação principal, associada ao evento brasileiro, varia de E-W com mergulhos suaves para S a NE-SW, variando entre 200°-240°Az com mergulhos moderados (20° a 35°) para SE ou NW (Figura 3.2 C e D).

Composicionalmente os ortognaisses de textura fina a média são predominantemente biotita-anfibólio gnaisses tonalíticos, com a paragênese félsica composta por plagioclásio (fase mineral dominante), quartzo e K-feldspato, somando entre 65-80% modal. O plagioclásio (35-45%) é oligoclásio cálcico com $An_{25-29\%}$ xenomórfico a hipidiomórfico, com extinção ondulante e geminação polissintética com as maclas por vezes curvadas e/ou descontínuas. Desenvolve texturas intergranular e mirmequítica, e por vezes cristais menores estão inclusos em cristais de quartzo. Cristais maiores, em torno de 2,0 mm, podem mostrar inclusões de quartzo, biotita e opacos (textura poiquilítica). O quartzo (25-30%) por sua vez, é no geral xenomórfico com granulação variando de

fina à média, usualmente estirado na foliação, com forte extinção ondulante e textura de subgrãos, alguns com fraturas, e podendo apresentar-se localmente com textura mosaico com formação de ponto triplo (Figura 3.3 A, B e C). O K-feldspato ($\approx 5\%$) é uma típica microclina com maclas polissintéticas albíta *versus* periclina em padrão *tartan*, em cristais principalmente xenomórficos e com extinção ondulante, alguns com textura pertítica.

A paragênese máfica (20-35%) é composta por anfibólio e biotita como as fases essenciais, com titanita, epidoto, minerais opacos, allanita, zircão e apatita como os acessórios. O anfibólio (10-15%) é de coloração verde, e identificada como uma hornblenda, em cristais xeno-hipidiomórficos, frequentemente fraturados e com inclusões de titanita. A biotita (8-10%) é de coloração amarelada e com pleocroísmo em tons castanho, em hábito lamelar e/ou ripas, fina, hipidiomórfica, sempre orientada marcando bem a foliação, por vezes com textura esquelética, e comumente apresentando inclusões de epidoto e zircão. O epidoto (2-5%), disperso na matriz ou incluso em biotita e/ou anfibólio, é prismático e no

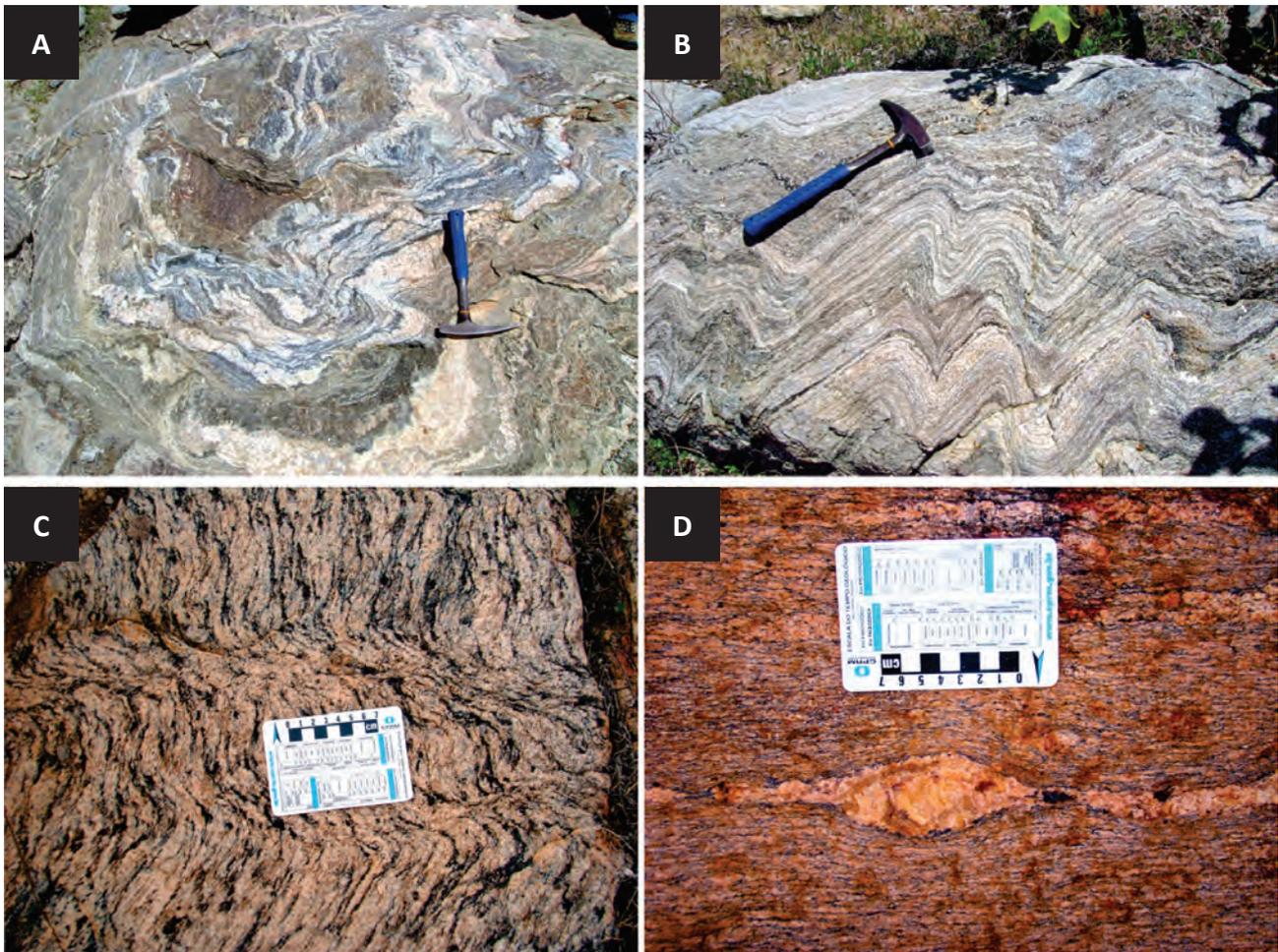


Figura 3.2 – Aspectos de campo das rochas do Complexo Jagaretma: (A) Aspecto geral dos ortognaisses granodioríticos-tonalíticos com feição migmatítica estromatítica (afloramento FA-105); (B) Detalhe dos ortognaisses granodioríticos-tonalíticos com dobras D3 (afloramento FA-105); (C) Aspecto geral dos augen ortognaisses graníticos com dobras D3 e zonas de cisalhamento (afloramento FA-12), e em (D) o augen gnaisses milonitizado e com boudins de pegmatito (afloramento FA-11).

geral idio-hipidiomórfico, de coloração amarelo limão claro, levemente pleocróico, sendo comum apresentar núcleo de allanita (Figura 3.3 D e E). A titanita (~1%) está associada aos minerais opacos, no geral como coroas irregulares sobre estes, e às demais fases máficas essenciais. A allanita (~1%) muitas vezes está compondo o núcleo do epidoto e, mais raramente como pequenos cristais idio-hipidiomórficos isolados. O zircão, a apatita e os minerais opacos ocorrem essencialmente como poucos e pequenos cristais, idio-hipidiomórficos, que juntos não ultrapassam os 3% modal.

Composicionalmente os augen ortognaisses são biotita monzogranitos. A paragênese félsica com plagioclásio, K-feldspato e quartzo soma em torno de 80-85% modal. O plagioclásio (~30%) ocorre em cristais no geral xeno-hipidiomórficos, com extinção ondulante, comumente desenvolve textura mirmequítica nos contatos com o K-feldspato, e composicionalmente são oligoclásio cálcico (An_{26-28}). O K-feldspato é uma microclina (25-30%) com perfeita geminações albita-periclina em padrão *tartan*, ocorre principalmente em cristais xenomórficos, por vezes estirados/orientados na foliação, fraturados e podendo apresentar mirmequitas nas bordas (Figura 3.3 F). O quartzo (~25%) é xenomórfico, apresentando forte extinção ondulante, fraturas, textura intergranular, alguns com contato em ponto triplo e textura de subgrãos. A biotita (~10%) é a fase máfica dominante, cristais lamelares hipidiomórficos de cor amarelada-esverdeada e com pleocroísmo marrom esverdeado escuro, podendo apresentar cloritização. Desenvolve orientação preferencial marcando a trama da rocha e, assim, atribuindo textura lépido-granoblástica. Anfibólio verde da família da hornblenda (<5%) ocorre em cristais tabulares, e juntamente com epidoto (~1%) e titanita (~1%) são os acessórios e estão comumente associados à biotita. Ocorrem ainda poucos e pequenos cristais de allanita (~1%), opacos (~1%), zircão (~1%) e apatita (~1%).

As paragnêses minerais, tanto dos gnaisses tonalíticos quanto dos monzograníticos (plagioclásio oligoclásico cálcico + quartzo + K-feldspato + hornblenda + biotita), indicam que o metamorfismo foi pelo menos em fácies anfibolito. A migmatização também observadas nestas rochas coaduna-se com esta idéia.

3.1.2 - Suíte Serra do Deserto (PP4ys)

Na folha esta unidade ocorre como pequenos corpos alongados, a oeste da ZCP, com orientação essencialmente NE-SW (vide mapa geológico). Litologicamente são augen ortognaisses com pórfiros de K-feldspato de até 5,0 – 6,0 cm de tamanho (Figura 3.4 A), apresentam feições migmatíticas estromáticas e por vezes (como no corpo de Itaú, por exemplo) finas lentes anfibolíticas descontínuas. Localmente mostram zonas de cisalhamento que imprimem uma deformação heterogênea, apresentando variações de faixas mais e menos deformadas onde o gnaisse

mostra diferentes graus de cominuição dos seus cristais, com gradação de textura porfirítica grossa ate textura de granulação média a fina (Figura 3.4 B). Mostram ainda diques de granito fino-médio, já foliados e/ou milonitizado, truncando a foliação principal do augen (Figura 3.4 C e D), além de finos veios pegmatíticos que truncam tanto o augen gnaisse quanto os granitos, como na região de Melancias, a NE de Itaú (afloramento onde foi datada esta unidade).

Composicionalmente são biotita-anfibólio gnaisses sienograníticos/monzograníticos a titanita-biotita gnaisses monzograníticos. A paragênese félsica é dominante (65–80% modal) e composta por quartzo, K-feldspato e plagioclásio. O quartzo (22 – 30%) ocorre como cristais essencialmente xenomórficos/xenoblásticos com forte extinção ondulante, textura de subgrãos, fraturados, normalmente compondo bandas orientadas e com forte recristalização ao longo de corredores miloníticos (Figura 3.5 A e B). O K-feldspato (20 – 44%) ocorre no geral como pórfiros xeno-hipidiomórficos com até 6,0 mm de tamanho, são típicas microclinas com as maclas albita-periclina em padrão *tartan*, com texturas pertítica (tipos fios e filetes), poiquilítica (inclusões principalmente de quartzo e biotita) e mortar, sendo comum ainda colônias de mirmequitas nas bordas dos cristais maiores revelando a intensa ação de fluidos aquosos tardios na rocha durante a milonitização, e localmente cristais menores (< 0,5 mm) compondo uma matriz fina nas interfaces dos pórfiros mostram textura de recristalização com contatos poligonais em ponto tríplice (Figura 3.5 C e D). O plagioclásio (6 - 32%) ocorre em cristais no geral hipidiomórficos com maclas polissintéticas (albita e/ou periclina) bem definidas e por vezes deformadas, com saussuritização incipiente e de composição oligoclásica ($An_{22-25\%}$), comumente desenvolvendo mirmequita nos contatos com a microclina. Cristais menores, idiomórficos, que ocorrem compondo uma fina matriz nas interfaces de pórfiros de microclina apresentam contatos poligonais em ponto tríplice denotando recristalização em equilíbrio (Figura 3.5 E).

A associação máfica (20 – 35%) apresenta anfibólio e biotita como as fases essenciais, e as que melhor definem a foliação (juntamente com o quartzo) e titanita, minerais opacos, allanita, epidoto, apatita e zircão são os acessórios, com granada presente em apenas uma lâmina (FA-67). O anfibólio (0 – 12%) é uma hornblenda de cor verde com pleocroísmo em tons de verde escuro a verde amarelado, ocorre em cristais hipidiomórficos em seções longitudinais, mais raramente basais, podendo ter inclusões de titanita e opacos, sempre orientados na foliação (Figura 3.5 F e G). A biotita (5 – 15%) ocorre em cristais lamelares sempre dispostos na foliação, são de cor amarelada e fortemente pleocróicos em tons de castanho, podendo apresentar cloritização e/ou muscovitização, e comumente inclusões de pequenos cristais de zircão (Figura 3.5 F e H). A titanita (1 – 8%) ocorre como cristais idio-hipidiomórficos de coloração marrom

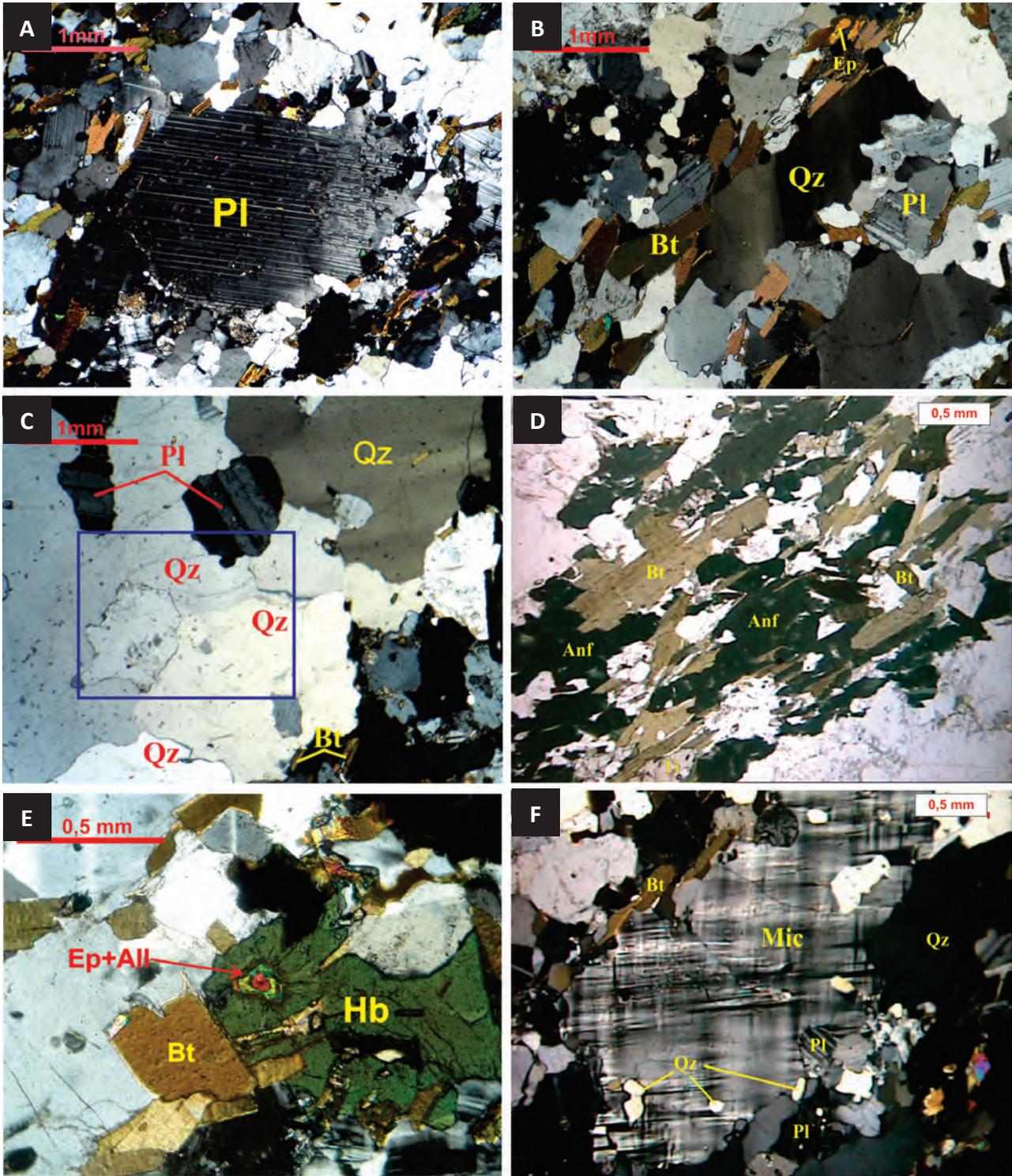


Figura 3.3 – Fotomicrografias dos ortogneisses do Complexo Jaguaretama. (A) Plagioclásio (Pl) hipidiomórfico com extinção ondulante e planos de maclas albíta; (B) Quartzo (Qz) estirado em S3 e com extinção ondulante, vê-se ainda biotita (Bt) e plagioclásio (Pl); (C) Quartzo (Qz) recristalizado com contato em ponto tríplice, no detalhe, e finos cristais de biotita (Bt); (D) Foliação principal (S3) marcada pela orientação dos cristais de biotita (Bt) e anfibólio (Anf); (E) Detalhe de cristal idiomórfico de epidoto (Ep) com núcleo de allanita, incluso em hornblenda (Hb), tem-se ainda biotita (Bt); (F) Pórfiro de microclina (Mic) fraturado e com inclusões de quartzo (Qz), e ainda finas lamelas de biotitas (Bt) orientadas. Obc. Fotos A, B, C, E e F em nicóis cruzados, e D em nicóis paralelos.

claro, em seções prismáticas irregulares e losangulares irregulares, desde cristais pequenos (< 0,5 mm) até fenocristais com 1,5 mm de tamanho, também dispostos na foliação (Figura 3.5 F). A granada (≈4%), de cor bege

a levemente rosada, presente em apenas uma lâminas, ocorre como cristais/porfiroblastos de até 2,0 mm de tamanho, mostra textura poiquiloblástica com inclusões de anfibólio e/ou biotita, e também está disposta na

foliação (Figura 3.5 G). Os minerais opacos (0 – 5%) ocorrem principalmente como pequenos cristais xeno-hipidomórficos, mais raramente como cristais maiores com até 1,5 mm de tamanho, sendo comum, nestes casos, apresentarem finas e irregulares coroas de titanita (processo esfenitização). Allanita (1 – 3%) ocorre como cristais no geral idiomórficos de coloração

amarelada a avermelhas, em alguns casos com textura metamictica. Epidoto, zircão e apatita somam em torno de 1,0 %, são no geral pequenos cristais idiomórficos via de regra inclusos em biotita e/ou anfibólio.

As paragnêses minerais, tanto desses augen ortognaisses sienograníticos a monzograníticos (plagioclásio oligoclásico cálcico + quartzo +

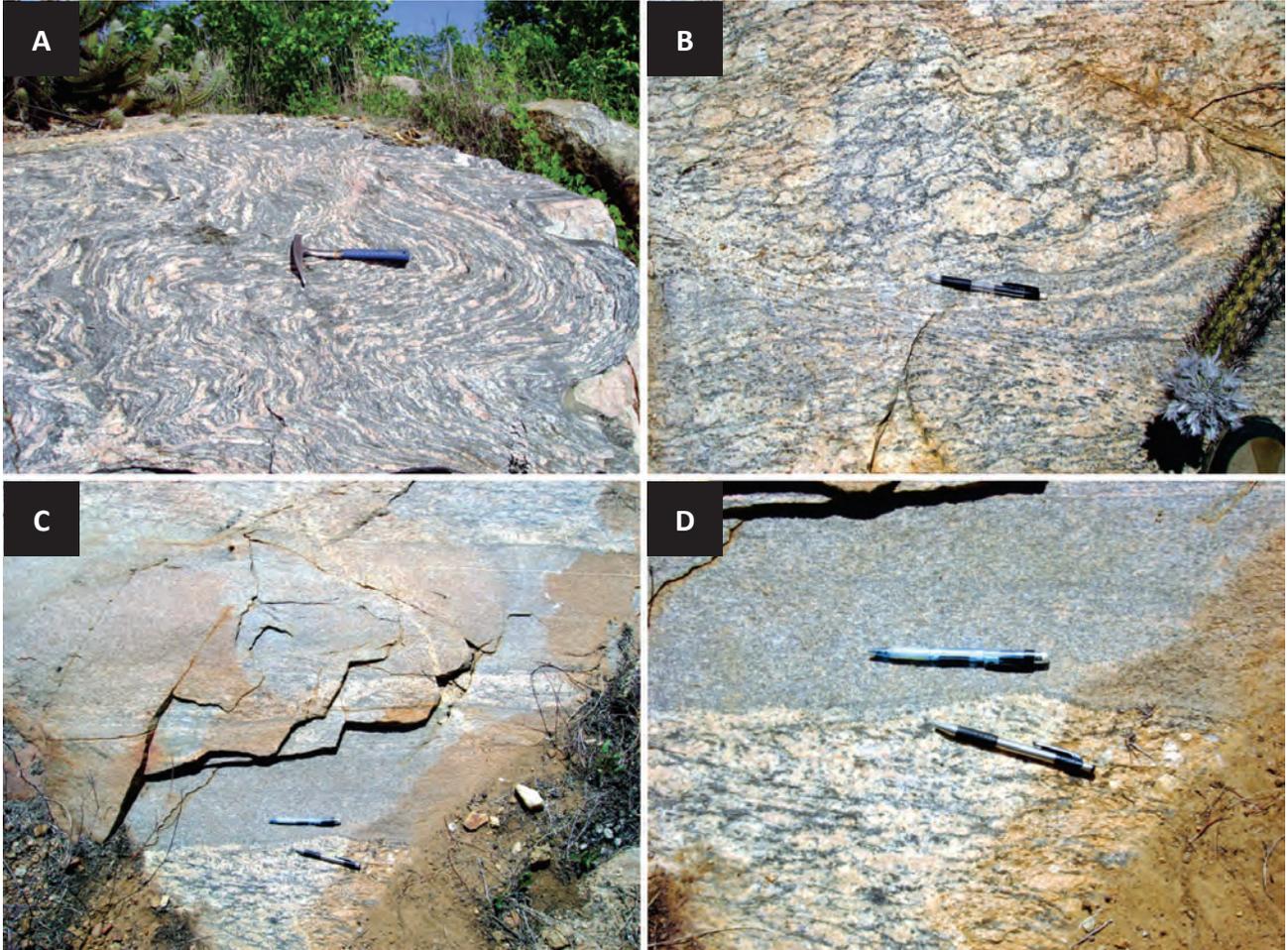


Figura 3.4 – Aspectos de campo das rochas da Suíte Serra do Deserto: (A) Aspecto geral do augen ortognaisse com dobras D3 (afioramento FA-18 em Itaú); (B) Aspecto do augen ortognaisse afetado por zona de cisalhamento que provoca cominuição textural; (C) Dique, já foliado, de microgranito truncando a foliação principal do augen ortognaisse; (D) Detalhe da foto anterior. Obs. as fotos B, C e D são no floramento FA-67 no povoado Melancias, que foi datado por U-Pb em 1,78Ga.

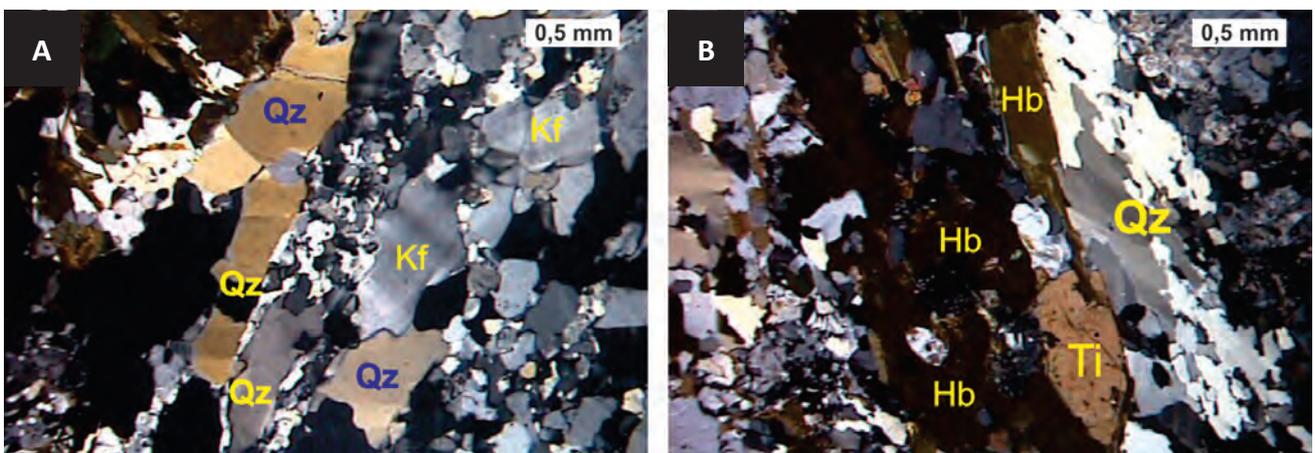


Figura 3.5 – Fotomicrografias dos augen ortognaisses da Suíte Serra do Deserto. (A) Cristais de quartzo (Qz) e K-feldspato (Kf) estirados/orientados na foliação milonítica, (B) Quartzo (Qz) fortemente deformado/recristalizado em corredor milonítico, com hornblenda (Hb) e titanita (Ti) também orientados na foliação.

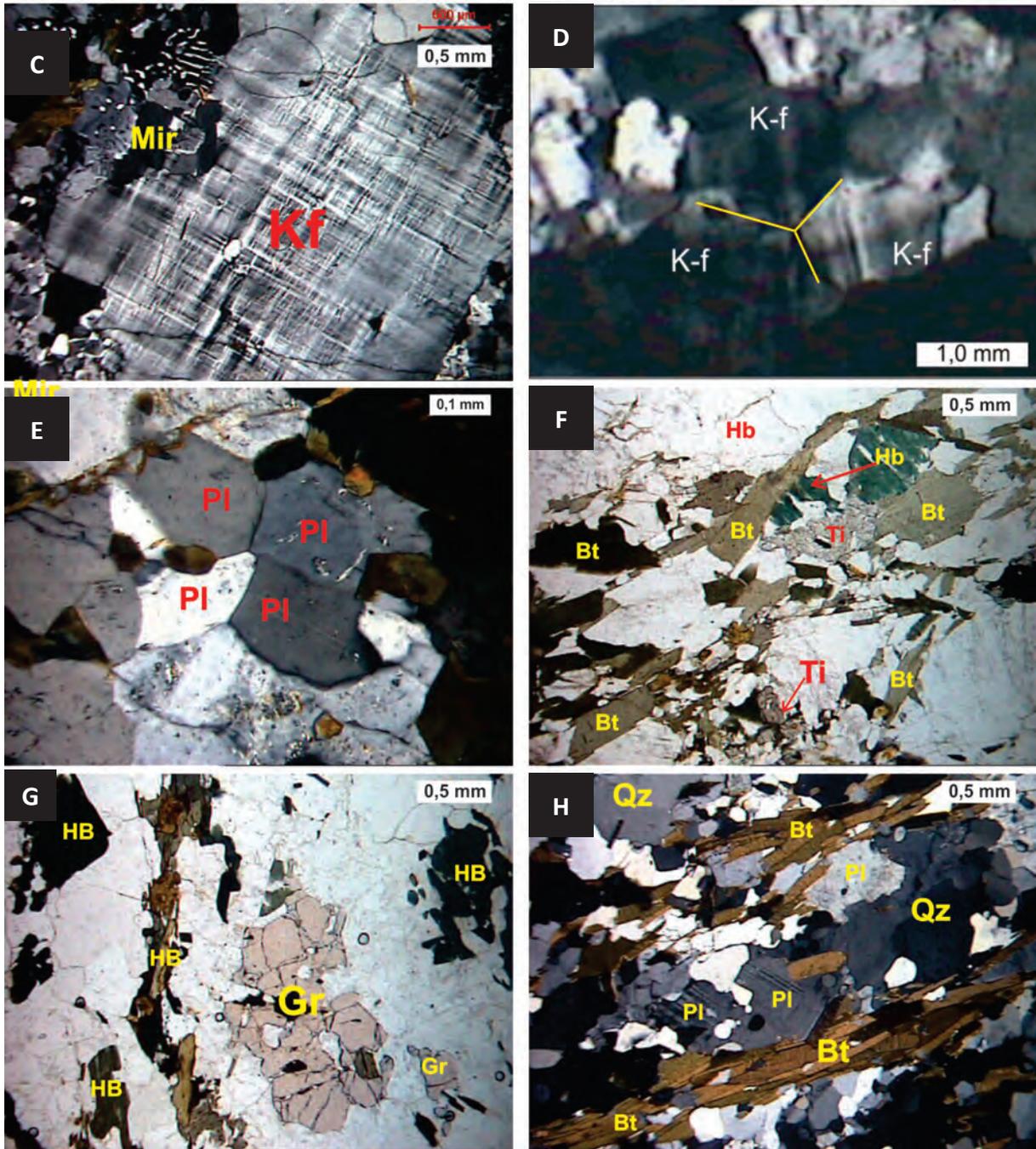


Figura 3.5 – Fotomicrografias dos augen ortognaisses da Suíte Serra do Deserto. (C) Detalhe de pórfiro de K-feldspato (Kf) (microclina) fraturado e com coloniais de mirmequitas (Mir) nas bordas; (D) Cristais menores de K-feldspato (Kf) com contatos poligonias em ponto tríplice; (E) Cristais menores, idiomórficos, de plagioclásios (Pl) compondo uma fina matriz nas interfaces de pórfiros de microclina apresentando contatos poligonais em ponto tríplice; (F) Associação máfica dominante nos gnaisses com biotita+hornblenda+titanita (Bt+Hb+Ti) definindo a foliação principal; (G) Porfiroblasto de granada (Gr), poiquiloblástico, orientado na foliação principal juntamente com a hornblenda (Hb); (H) Cristais lamelares de biotitas (Bt), com plagioclásio (Pl) e quartzo (Qz), marcando bem a foliação principal do gnaisse. Obs. A exceção da fotomicrografia F, em nicóis paralelos, as demais são em nicóis cruzados.

K-feldspato + hornblenda + biotita + granada), indicam que o metamorfismo foi pelo menos em fácies anfibolito. A migmatização localmente observada nestas rochas coaduna-se com esta idéia.

3.2 - Domínio Rio Piranhas - Seridó

3.2.1 - Complexo Caicó (PP2cai)

Na área esta unidade aflora principalmente na porção leste e no núcleo de uma estrutura anticlinal, a oeste da cidade de Caraúbas. Na porção extremo

leste seus contatos com as rochas da suíte intrusiva Itaporanga, o granitoide Caraúbas, é limitado pela Zona de Cisalhamento Caraúbas-ZCC (Trindade 1999) compondo uma faixa milonítica de direção NE-SW com mais ou menos 150 km de extensão e até 1,0 km de largura. Por outro lado, os contatos com os metassedimentos da Formação Jucurutu e as rochas do granitoide Serra do Lima (da suíte intrusiva Itaporanga), na porção extremo SE da área, foram traçados com base em produtos de sensores remotos com ajuda de pontos de campo e mapas prévios.

Em campo as litologias dessa unidade são representadas principalmente por ortognaisses bandados e/ou migmatizados (estruturas nebulíticas e/ou agmatíticas), em geral de coloração cinza e textura granoblástica fina-média, por vezes com feições locais para augen ortognaisses com pórfiros de K-feldspato com tamanho $\geq 3,0$ cm. Mostram padrões de dobramentos diversos com a foliação principal predominantemente NE-SW e com mergulhos variados ($\geq 20^\circ$) principalmente para SE. Intercalações com lentes e/ou diques anfíbolíticos são observadas em alguns afloramentos, bem como diques pegmatíticos e enclaves máficos dioríticos (Figura 3.6).

Composicionalmente estas rochas são anfíbolio-biotita gnaisses monzograníticos de textura granoblástica fina a média, equigranulares, leucocráticas, com plagioclásio, K-feldspato e quartzo compondo a paragênese félsica e dominante (em torno de 80-90% modal). Os cristais de quartzo (20-35%) são xenoblásticos, no geral orientados/estirados, com forte extinção ondulante e de caráter intersticial, podem apresentar-se fraturados, intercrescimento com o plagioclásio (em textura mirmequítica) e por vezes em textura mosaico com contatos em ponto triplo (Figura 3.7 A). O plagioclásio (15-30%), esta sempre com maclas polissintéticas bem definidas, é de composição oligoclásica cálcica ($An_{23-25\%}$), xenohipidioblástico, com extinção ondulante, comumente desenvolvendo textura mirmequítica, dominando o tipo bulbosa, nos contatos com o K-feldspato, e com

freqüentes inclusões de muscovita e biotita (Figura 3.7 B). O feldspato alcalino (25-35%) é uma típica microclina em cristais xenoblásticos, com geminação albita-periclina composta em padrão *tartan*, podendo apresentar em algumas seções textura pertítica (Figura 3.7 C).

Quanto aos máficos, a fase predominante é a biotita (5-10%) que ocorre em ripas hipidioblástica de coloração amarelada a marrom avermelhado, com algumas fraturas e/ou textura esquelética e no geral orientadas (Figura 3.7 D). Clorização é incipiente e pequenas inclusões com halos pleocróicos (zircões) são comuns. O anfíbolio (5-10%) é do grupo da hornblenda, de coloração verde e pleocróico, xenoblástico à hipidioblástico, com desenvolvimento de fraturas e está frequentemente em contato com a biotita, além de outras fases associadas. O epidoto (~1%) é prismático tabular hipidiomórfico, de coloração amarelo limão pálido e está comumente associado a titanita e allanita. A titanita (~1%) ocorre em pequenos cristais idio-hipidiomórficos, está, por vezes, associada aos minerais opacos (~1%) que são pequenos e xeno-hipidiomórficos. A allanita, zircão e apatita aparecem como pouco e pequenos cristais no geral idiomórficos.

As paragnêses minerais destes ortognaisses (plagioclásio oligoclásico cálcico + quartzo + K-feldspato + hornblenda + biotita), indicam que o metamorfismo foi pelo menos em fácies anfíbolito. Proeminente migmatização nestas rochas ratificam esta conclusão.

3.2.2 - Suíte Poço da Cruz (PP3ypc)

Na folha esta unidade ocorre como pequenos corpos na porção central da área, a N da cidade de Umarizal, e a W da cidade de Caraúbas bordejando uma estrutura antiformal na interface de contato com o Granitoide Quixaba, ou ainda como janelas e/ou megaxenólitos neste granitoide (vide mapa geológico anexo). São compostos predominantemente

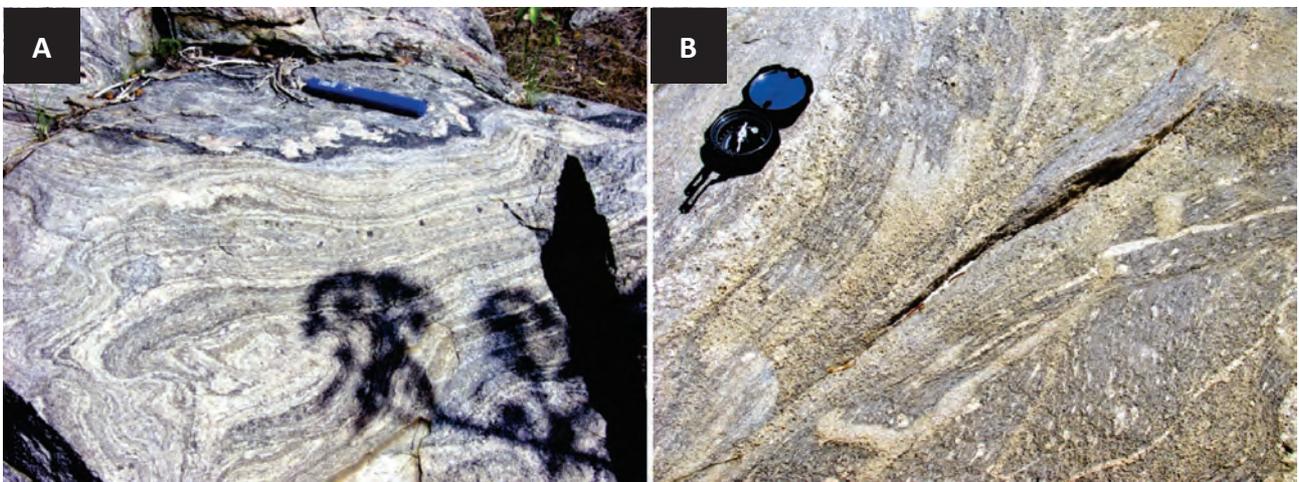


Figura 3.6 – Aspectos de campo das rochas do Complexo Caicó: (A) Aspecto geral do ortognaisse com padrão de dobras complexas e uma crenulação sobreposta (afloramento FA-169 em Firmeza, oeste de Caraúbas); (B) Aspecto geral do ortognaisse afetado por cisalhamento que provoca cominuição textural no gnaisse (afloramento FA-171/CG185 estrada Caraúbas-Patu).

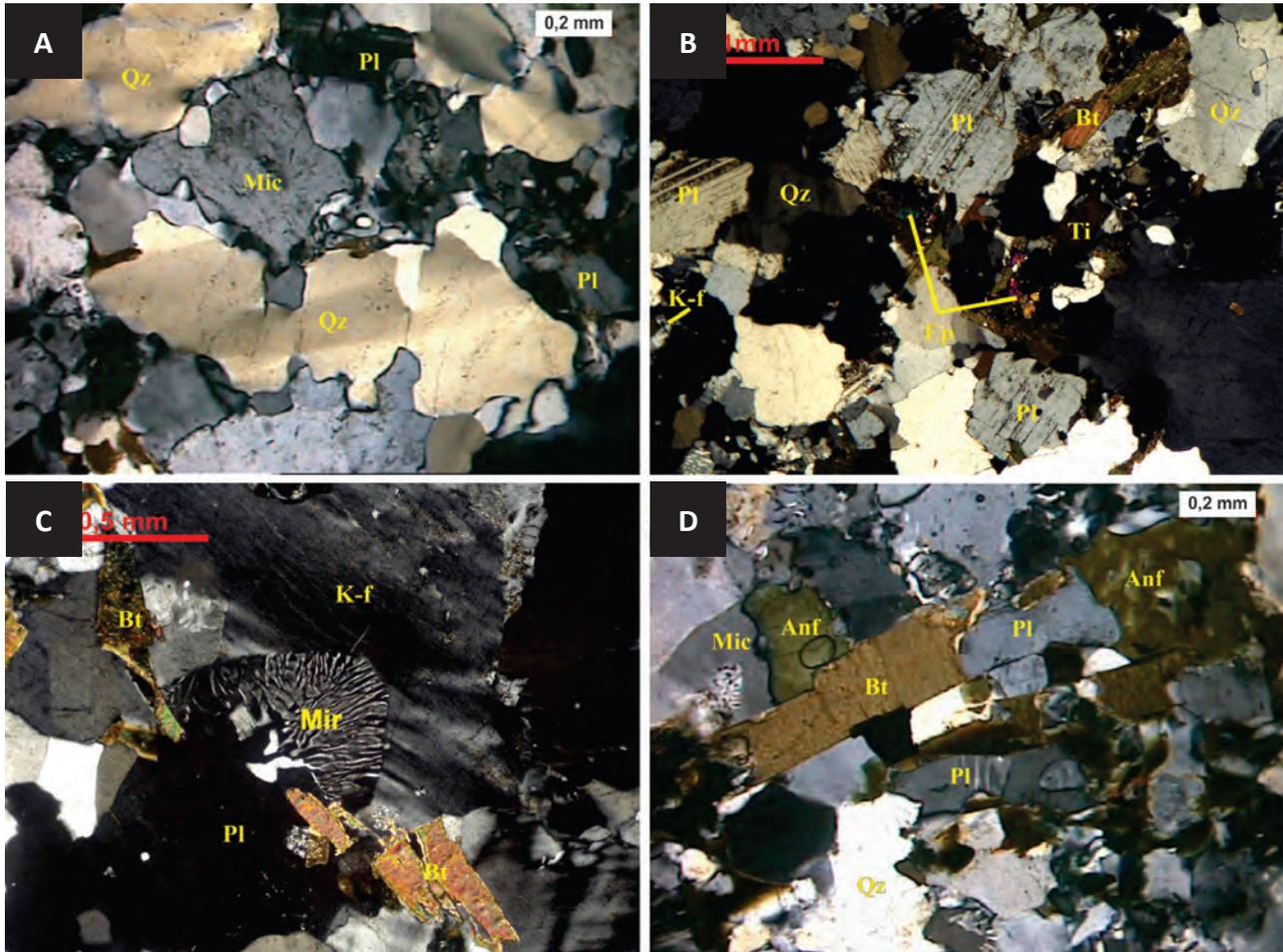


Figura 3.7 – Fotomicrografias dos ortogneisses do Complexo Caicó. (A) Cristais xenoblásticos de quartzo (Qz), com forte extinção ondulante, vê-se ainda microclina (Mic) e plagioclásio (Pl); (B) Cristais hipidioblásticos de plagioclásios (Pl) com maclas polissintéticas bem definidas, e com incipiente alteração secundária, vê-se ainda biotita (bt), quartzo (Qz) e epidoto (Ep); (C) Feldspato potássico (Kf) (microclina) com extinção ondulante e mirmequita (Mir) bulbosa na borda, tem ainda lamelas de biotita (bt); (D) Cristais de biotita (Bt), anfibólio (Anf) e plagioclásio (PL) dispostas na foliação do gnaisse.

por augen ortogneisses de coloração cinza clara, com pórfiros de K-feldspato com tamanhos variados, usualmente $\geq 3,0$ cm e chegando até 5,0 – 6,0 cm, sempre orientados na foliação principal que mostra características miloníticas, e apresentam, localmente, faixas decimétricas e métricas, descontínuas, de milonitos. Esta foliação varia de NE a NW com mergulhos relativamente fortes ($\geq 40^\circ$) para NW ou SE. Diques de leucomicrogranitos, provavelmente relacionados ao magmatismo ediacarano, são comuns cortando estes augen gnaisses. Segundo Morais Neto (1987) e Galindo (1993), composicionalmente estas rochas são principalmente gnaisses monzograníticos, leucocráticos, com K-feldspato (microclina), plagioclásio e quartzo chegando até $\geq 80\%$ modal. Biotita é a fase máfica principal (até 20%), e titanita, epidoto, allanita, minerais opacos, apatita e zircão como acessórios. Mica branca (muscovita e/ou sericita) e saussurita são fases tardias de alteração.

3.2.3 - Grupo Seridó/Formação Jucurutu (NP3sju)

Na folha esta unidade é representada tão



Figura 3.8 – Aspecto geral do augen ortogneisse Poço da Cruz com destaque para pórfiros de K-feldspatos $\geq 3,0$ cm, e dobras D3 (afloramento FA-168 em Firmeza, W de Caraúbas).

somente por litologias da Formação Jucurutu, aqui composta principalmente por biotita gnaisses e mármore, com rochas cálcio silicáticas subordinadas associadas aos mármore usualmente como nódulos.

Os biotitas gnaisses e os mármore ocorrem principalmente como uma faixa contínua ao longo/ bordejando o ramo principal NE-SW da Zona de Cisalhamento Portalegre-ZCP, se estendendo por mais de 30 km, com espessura variada, chegando a mais de 1,0 km na porção extremo SW da área (nas imediações da cidade de Viçosa), onde é recoberta por depósitos coluvionares relacionados aos arenitos da formação Serra dos Martins que ocorrem mais a sul (na folha Catolé do Rocha). Nódulos e/ou finas faixas cálcio silicáticas são intercaladas aos mármore, principalmente na região de Viçosa, e a norte na interface de contato entre o granitoide Prado (da suíte intrusiva Itaporanga) e os sedimentos da Bacia de Gangorra. Ocorre ainda como megaxenólitos no granitoide Quixaba, bem como na interface de contato entre este granitoide e o granitoide Prado (vide mapa geológico anexo). Uma outra faixa de biotita gnaisses e mármore intercalados, ocorre na porção SE da área, com orientação aproximada N-S, na interface de contato entre os ortognaisses do Complexo Caicó e granitos porfíricos da suíte intrusiva Itaporanga.

De outra forma, estes biotita gnaisses ocorrem ainda como megaxenólitos no granitoide Umarizal (próximo a cidade de Umarizal e na estrada que

vai para Martins – vide mapa geológico). Nesses casos, o efeito térmico da intrusão do charnoquito Umarizal provocou fortes modificações texturais e mineralógicas nos biotita gnaisses transformando-os em rochas de granulação fina a maciça, de coloração escura/preta, densa, e apresentando, em alguns casos, pequenos cristais idiomórficos de sillimanita (sillimanita hornfelse).

Os biotita gnaisses são rochas de textura granolepidoblástica de granulometria fina a média, coloração cinza escura, e apresentam um fino bandamento onde se intercalam níveis máficos compostos essencialmente por biotita, e níveis félsicos compostos por plagioclásio+quartzo. Por sua vez, os mármore são rochas de coloração esbranquiçada a cinza, com alguns níveis rosados, de textura fina homogênea, por vezes bandados e afetados por tectônica frágil tardia (Figura 3.9).

Nos biotita gnaisses a paragênese félsica é composta principalmente por quartzo e plagioclásio (25 – 40%), com K-feldspato subordinado (5 – 10%). A biotita é o principal componente máfico ($\geq 10\%$), e epidoto, titanita, minerais opacos, muscovita, allanita, apatita e zircão os acessórios. Quando afetado pelo

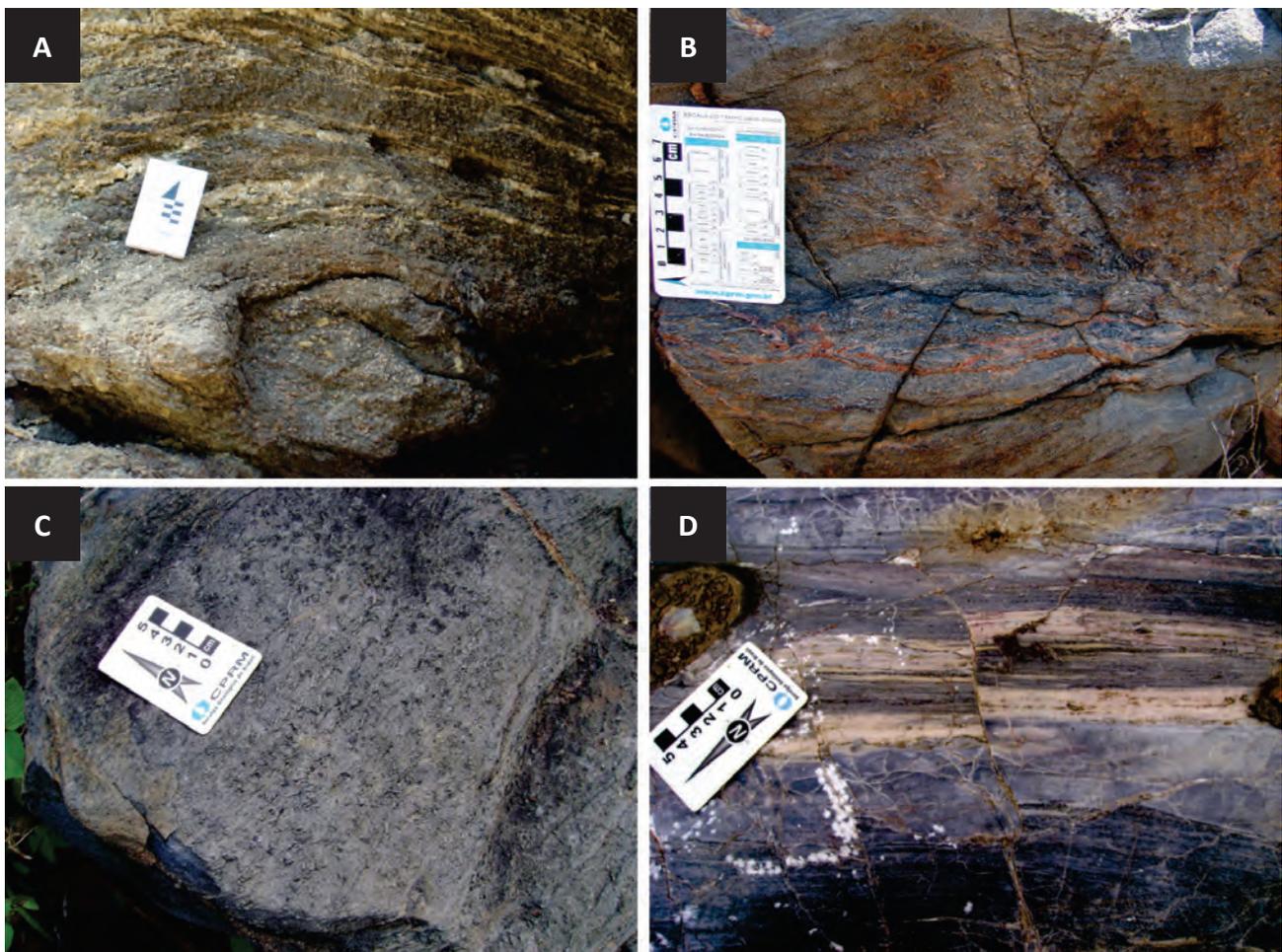


Figura 3.9 – Aspectos de campo das rochas da Formação Jucurutu: (A) O biotita gnaiss finamente bandado e já alterado (FA-21 em Viçosa); (B) O biotita gnaiss afetado pela intrusão do charnoquito da Suíte Intrusiva Umarizal transformando-o em hornfelse (FA-38 estrada para Martins); (C) Detalhe da foto anterior onde já se observa pequenos cristais idiomórficos de sillimanita no “hornfelse” (FA-38 estrada para Martins); (D) Aspecto do mármore afetado por tectônica frágil (FA-07 na Fazenda Caieira, W de Umarizal).

cisalhamento, como ao longo da ZCP (regiões das fazendas Bonito e Reforma, a N de Umarizal), estas rochas constituem milonitos finos a ultramilonitos.

O quartzo (25-40%) ocorre em cristais essencialmente xenoblásticos, por vezes alongado, atribuindo textura nematoblástica à rocha, mostra sempre forte extinção ondulante e textura de subgrãos, e localmente mostra textura de equilíbrio com formação de ponto triplo. Nos litotipos miloníticos o quartzo encontra-se fortemente estirado, com texturas *ribbons* e subgrãos (Figura 3.10 A, B e C). O plagioclásio (25-40%) é oligoclásio cálcico ($An_{26-24\%}$), xeno-hipidioblástico, com extinção ondulante, e pode apresentar zonação, textura mirmequítica além de inclusões de minerais máficos. O K-feldspato é a uma microclina com maclas albíta-periclina em padrão *tartan* (5-10%) em cristais xenoblásticos com extinção ondulante, e de caráter intersticial.

A biotita (10-20%) é o principal marcador da trama da rocha, ocorre em ripas hipidioblásticas de coloração amarelada, com pleocroísmo castanho a marrom esverdeado escuro, orientadas e com textura esqueletal, cloritização não é muito desenvolvida e inclusões de zircão geram halos pleocrômicos. O epidoto (2-5%) é hipidioblástico granular prismático e também com textura esqueletal, de coloração amarelo limão pálido e com fortes cores de birrefringência (Figura 3.10 D). A muscovita (~1%) tem hábito lamelar esqueletal, é hipidioblástica, frequentemente inclusa no plagioclásio e desenvolvendo contatos irregulares com a biotita. Titanita (~1%) e minerais opacos (~1%) associam-se mutuamente, as vezes em textura tipo esfenitização. A apatita, o zircão e a allanita (por vezes em núcleo de cristais de epidoto) ocorrem como poucos e pequenos cristais idio-hipidioblásticos.

Nos tipos que sofreram ação térmica da intrusão do charnoquito (Suíte Intrusiva Umarizal), os megaxenólitos já antes referidos, a textura é fina e equigranular, e quartzo, K-feldspato e plagioclásio chegam a somar até 80% modal (Figura 3.10 E). Aqui o quartzo (30-40%) é xenoblástico com estiramento incipiente, com forte extinção ondulante e algumas fraturas. Além disso, inclusões de opacos e silimanita são notadas. Desenvolve textura intergranular com os feldspatos e sua granulometria é sutilmente maior quando em contato com alguns cristais de silimanita. Localmente é possível visualizar-se microexsudações deste mineral. A microclina (30-35%) apresenta-se também xenoblástica e com textura em mosaico e pertítica. Deformações na rede cristalina na maioria dos cristais refletem-se no aparecimento de extinção ondulante e algumas irregularidades na geminação albíta-periclina. Quanto ao plagioclásio (0-5%), não é possível determinar o teor de anortita, devido à quantidade modal e granulometria muito reduzida. Quanto aos máficos, a silimanita (5-10%) aparece como principal mineral indicador de metamorfismo de altas temperaturas (não menores que 500°C), decorrente da provável desestabilização da biotita. A sua forma é idio-hipidioblástica, o hábito é prismático, por vezes variando em fibrolita, e apresenta

microjuntas perpendiculares ao seu alongamento (Figura 3.10 F). Muitos opacos (10%) ocorrem por toda lâmina resultantes desse processo metamórfico. A biotita (0-3%) aparece como resquício dessa desestabilização. Sua coloração avermelhada sugere um caráter titanífero. Raros e pequenos cristais de cordierita também foram observados.

Os mármoreos são rochas holocristalinas com granulometria muito fina gerada sob regime metamórfico. Quanto à mineralogia, a calcita ($\geq 95\%$) é xenoblástica granular, com granulometria inferior a 0,3mm e atribui textura granoblástica à rocha (Figura 3.11 A), e desenvolve textura em mosaico. O quartzo (~1%) é xenoblástico arredondado, com forte deformação acompanhada de extinção ondulante, além de sua granulometria muito reduzida. Forma contato intergranular com a calcita e ocorre como clastos dispersos pela lâmina. Ripas de muscovita (<1%) com seus planos de clivagem, por vezes, levemente curvados, são também observadas (Figura 3.11 B). Esse mineral é o responsável por marcar uma trama na rocha.

Em uma seção delgada foi observado uma fratura com pouco menos de 1 mm de espessura preenchida por cristais de calcita e de um outro mineral. Nota-se que nesta região da lâmina há um aumento na granulometria da maioria dos cristais de calcita, isso ocorre devido ao regime de transtração pelo qual a rocha foi submetida. Ainda notado, mais ao centro da fratura, a presença de clinocloro (<1%) (Figura 3.11 C).

3.3 - Magmatismo Ediacarano

O magmatismo ediacarano é representado por cinco diferentes suítes intrusivas (tipos São João do Sabugi, Itaporanga, Quixaba, Umarizal e Dona Inês), as quais compõem em torno de 40% de área aflorante na Folha (vide mapa geológico). O caráter intrusivo dos mesmos fica demonstrado pela presença frequente de xenólitos de biotita gnaisse da Formação Jucurutu (por vezes megaxenólitos com textura de hornfels) e de ortognaisse do embasamento pertencentes aos complexos Caicó e Jaguaretama. Esses granitoides foram afetados por apenas uma deformação, dúctil/frágil, de caráter regional, responsável por uma foliação de *trend* geral NE-SW com mergulhos para NW ou SE, a qual é definida pelas zonas de cisalhamento brasileiras que cortam a área e são responsáveis pelo alojamento desses granitoides (Galindo 1993, Galindo et al. 1995). Apesar dessa deformação, na maioria das suítes é possível ainda se identificar texturas primárias como: formas euédricas e zoneamento em fenocristais de K-feldspato, texturas do tipo *tuilage* (entelhamento de cristais) e de fluxo magmático, todas tidas como tipicamente desenvolvidas no estágio magmático desses granitoides.

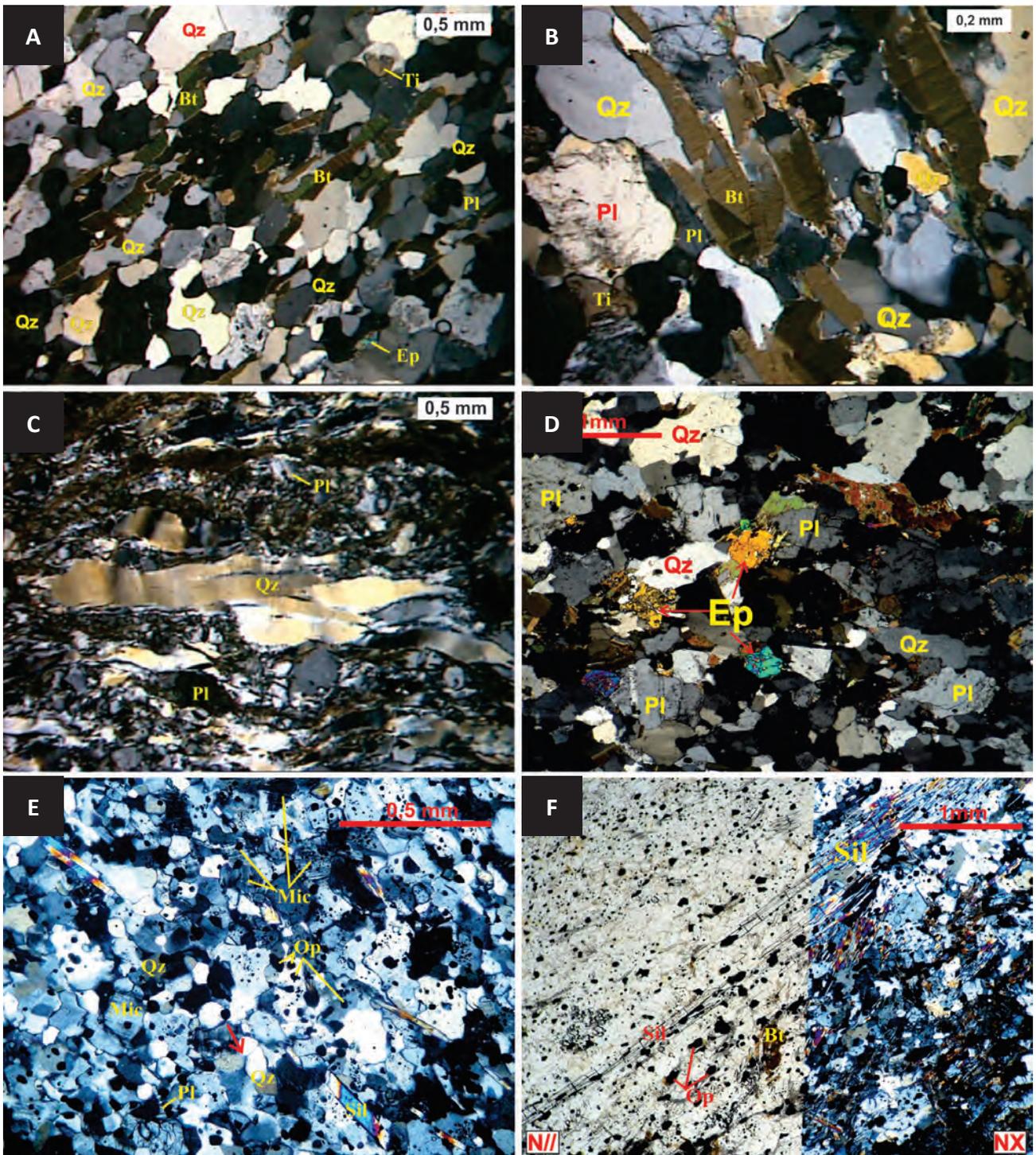


Figura 3.10 – Fotomicrografias do biotita gnaiss da Formação Jucurutu. (A) Aspecto geral do biotita gnaiss com a trama da rocha bem marcada pelos cristais de biotita (Bt) e quartzo (Qz); (B) Detalhe da trama da rocha com destaque para os cristais de biotita (Bt), quartzo (Qz) e plagioclásio (Pl); (C) Aspecto do biotita gnaiss já milonitizado, com uma fina matriz e cristais de quartzo (Qz) fortemente deformados; (D) Aspecto geral do gnaiss com trama pouco desenvolvida, e com cristais idio-hipidomórficos de plagioclásio (Pl) e epidoto (Ep), tem ainda quartzo (Qz); (E) Textura fina e homogênea do hornfelse sillimanita, com finos cristais de quartzo (Qz), microclina (Mic) e opacos (Op); (F) Detalhe dos cristais de sillimanita (Sil) já definindo uma trama na rocha. Esta foto está N// e NX. Obs. As fotos A, B, C, D e E são em nicóis cruzados (NX).

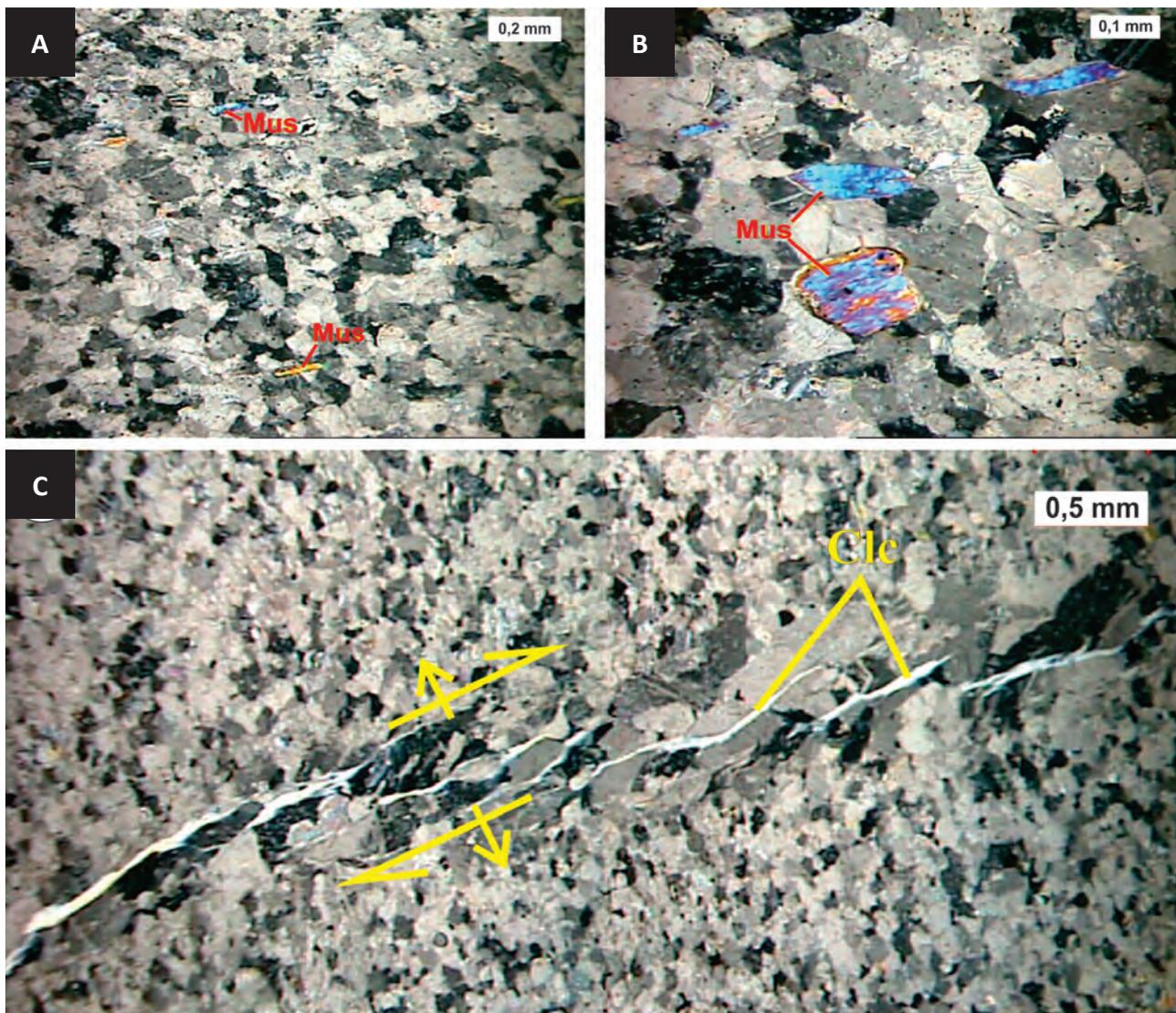


Figura 3.11 – Fotomicrografias dos mármoreos da Formação Jucurutu. (A) Aspecto geral da composição mineralógica da rocha, composta essencialmente por pequenos cristais de calcita, e da trama marcada por calcita+muscovita (Mus); (B) Detalhe dos cristais de muscovita (Mus); (C) Fratura preenchida por cristais de calcita e clinoclóro-Clc, e mostrando o sentido de deslocamento da mesma.

3.3.1 - Suíte Intrusiva São João do Sabugi (NP3δ2s)

Esta suíte é a de menor abrangência na área. Ocorre essencialmente como enclaves máficos a intermediários de formas e tamanhos variados (elipsoidais ou arredondados, por vezes lenticulares, com razões comprimento-largura muito variadas), usualmente centimétricos, apresentando contatos geralmente bem marcados, ou ainda irregulares e lobados, principalmente inclusos nas rochas da Suíte Intrusiva Itaporanga, e mais raramente nas das suítes Quixaba e Umarizal. Estes enclaves apresentam diferentes graus de mistura com os granitos porfíricos, desde textura tipo *mingling* (mistura mecânica de fenocristais de K-feldspato nos enclaves, feições tipo *stockwork* do granito no diorito etc.) até misturas mais complexas, texturas tipo *mixing*, gerando rochas híbridas de composição intermediária (Figura 3.12). Localmente as rochas

dessa suíte podem compor áreas de maior exposição, como é o caso do que ocorre na porção extremo SW do Granitoide Prado (vide mapa geológico).

Litologicamente é constituída por rochas de natureza máfica a intermediária, de textura fanerítica fina a muito fina, de composição predominantemente quartzo diorítica (Figura 3.13 e Tabela 3.1) com os minerais máficos variando entre 30-40% modal. A paragênese félsica é composta predominantemente por plagioclásio que ocorre em cristais principalmente hipidiomórficos e zonados, de composição oligoclásica cálcica a andesínica sódica (An25-35%), usualmente com moderado grau de alteração secundária (saussuritização e carbonatação) e podendo mostrar os planos de maclas deformados, por quartzo em poucos e pequenos cristais xenomórficos e com extinção ondulante, e por K-feldspato em cristais xeno-hipidiomórficos de microclinas com textura pertítica fina (fios e filetes). Os minerais máficos são

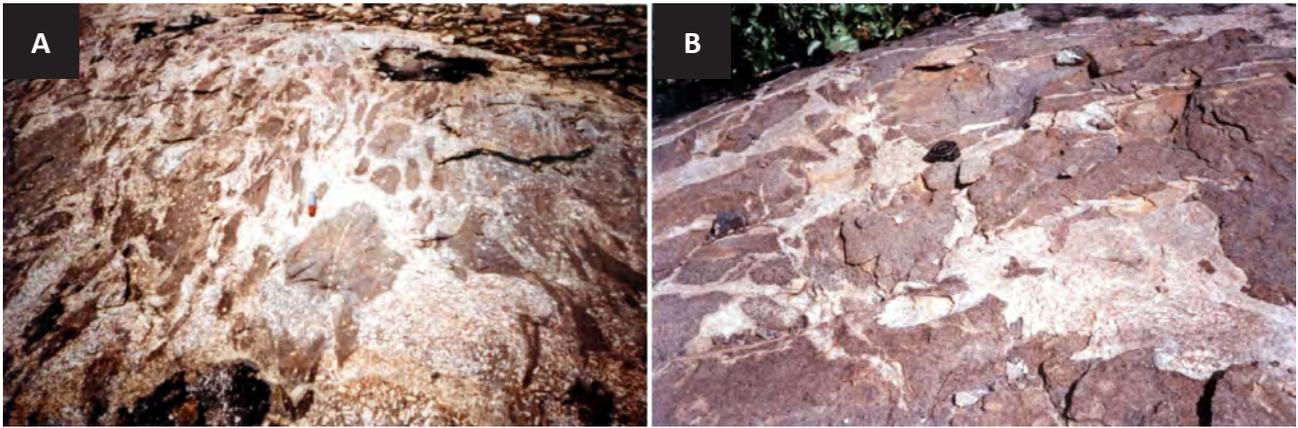


Figura 3.12 – Textura de mistura de magmas na Suíte Intrusiva São João do Sabugi. Em A tem-se mingling (enclaves dioríticos com fenocristais de K-feldspato do granito porfirítico) e em B stockwork do granito no diorito.

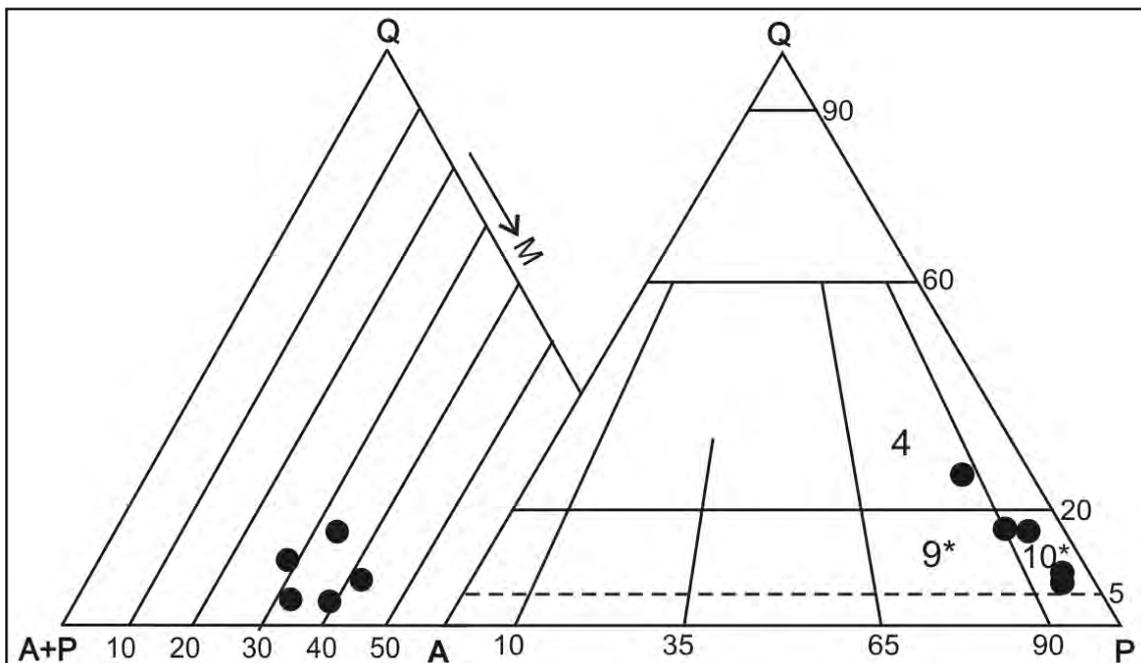


Figura 3.13 – Diagramas modais “QAP e QA+PM” (Streckeisen 1976) para as rochas da Suíte Intrusiva São João do Sabugi. 4-Granodiorito; 9*-Quartzo monzodiorito; 10*-Quartzo diorito.

Tabela 3.1 – Composições modais para as rochas da Suíte Intrusiva São João do Sabugi. Obs. Todas as amostras são de Galindo (1993); Acc=minerais acessórios (zircão, apatita, e minerais de alteração como mica branca, clorita e epidoto).

	P-311c	P-310c	P-253	P-308	P-313a
Quartzo	16,6	4,7	8,9	4,7	11,7
Plagioclásio	42,3	53,0	45,1	57,4	52,7
K-feldspato	6,4	2,5	3,4	3,3	6,1
Biotita	23,5	27,9	27,9	25,1	18,1
Anfibólio	5,3	9,3	14,4	7,7	5,1
Titanita	4,8	1,8		0,8	3,2
Epidoto	0,5	Tr			
Allanita	0,2	Tr			1,0
Opacos	0,3	0,8			0,5
Acc	Tr	Tr	Tr	1,1	1,1

representados por biotita, anfibólio e titanita como fases dominantes, e epidoto, allanita, minerais opacos, apatita e zircão como acessórios (sempre com teores modais $\leq 1,0\%$). A biotita é de cor amarelada e com pleocroísmo em tons castanho e podendo apresentar inclusões de titanita, apatita e zircão. O anfibólio (hornblenda hastingsítica – Galindo et al. 2006) é de cor verde, com pleocroísmo em tons variados de verde, também apresentando inclusões de apatita, titanita e por vezes de minerais opacos. A titanita é usualmente idiomórfica em cristais losangulares, de cor marrom e por vezes com geminação lamelar, podendo ainda ocorrer como finas e irregulares coroas sobre minerais opacos.

Apesar dos poucos dados químicos disponíveis (Tabela 3.2), algumas considerações podem ser feitas. Em relação as suítes Itaporanga, Quixaba e Umarizal, as rochas desta suíte se diferem por serem

Tabela 3.2 – Composições química para as rochas da Suíte Intrusiva São João do Sabugi. Obs: Todas as amostras são de Galindo (1993); elementos maiores em %, elementos traços e terras raras em ppm; $Eu/Eu^* = EuN/[(SmN/GdN)/2]$.

	P-310c	P-308	P-269	P-253	P-311c
SiO ₂	53,2	54,2	54,4	54,6	57,9
Al ₂ O ₃	15,7	16,7	16,2	15,8	15,6
Fe ₂ O ₃ (t)	10,1	9,7	10,8	11,2	8,2
MnO	0,1	ND	ND	ND	0,1
MgO	4,1	2,9	2,6	4,2	2,3
CaO	6,2	5,8	4,5	6,2	5,1
Na ₂ O	3,3	3,4	3,5	2,7	3,6
K ₂ O	3,0	3,6	4,2	3,0	3,5
TiO ₂	2,0	2,2	2,1	2,5	1,6
P ₂ O ₅	0,9	1,0	0,9	0,9	0,9
PF	1,0	ND	ND	ND	0,8
Total	98,9	98,9	98,5	100,3	98,9
Rb	83	115	103	127	138
Sr	917	1124	820	856	825
Nb	26	34	28	43	25
Y	27	44	31	29	23
Zr	362	497	315	302	316
Ba	1539	ND	ND	ND	1566
Ga	18	ND	ND	ND	18
Th	7	ND	ND	ND	11
La	80,1				94,9
Ce	157,6				173,0
Nd	61,1				64,9
Sm	10,8				11,1
Eu	2,8				2,8
Gd	7,7				7,5
Dy	4,8				4,0
Er	2,2				1,8
Yb	1,8				1,4
Lu	0,3				0,2
ETRT	329,1				361,5
(La/Yb)N	29,5				45,6
Eu/Eu*	0,9				0,9

empobrecidas em SiO₂ ($\leq 58,0\%$), K₂O ($\leq 4,0\%$), Na₂O ($\leq 3,5\%$) e Rb ($\leq 140\text{ppm}$), e enriquecidas em MgO ($\geq 2,5\%$), CaO ($\geq 4,5\%$), Fe₂O₃ ($\geq 8,0\%$), TiO₂ ($\geq 1,5\%$) e Sr ($\geq 800\text{ppm}$). Da mesma forma, em diagramas discriminantes de séries magmáticas, esta suíte se distingue das demais: são rochas essencialmente metaluminosas (apresentam diopsídio normativo) e de quimismo transicional entre associações alcalinas/cálcio alcalinas de alto potássio, sendo dessa forma correlacionadas as rochas da série shoshonítica (Figura 3.14), fato este já constatado por vários autores no estudo de rochas/granitóides similares no Domínio Rio Grande do Norte (Leterrier et al. 1990, Galindo 1993, Jardim de Sá 1994, Galindo et al. 1995, Nascimento et al. 2000 e 2008).

Diagramas para elementos terras raras (ETR) e multielementos (Figura 3.14) também confirmam a afinidade shoshonítica para esta suíte. Para os ETR observa-se um forte enriquecimento dos terras raras leves em relação aos pesados, com razões La/Yb relativamente altas (≥ 30), e praticamente ausência de anomalias do Eu ($Eu/Eu^*=0,9$), enquanto que no diagrama de multielementos (normalizado para Thompson 1982) há uma inclinação negativa do Ba ao Yb sem anomalias significativas, exceto para Nb e Sr com pequenas anomalias negativas (Nardi 1986, Zhou 1987, Guimarães 1989, Leterrier et al., 1990).

Com base em dados de campo, petrográficos e geoquímicos, ainda que limitados, admite-se uma origem mantélica para o magma progenitor das rochas dessa suíte, mas com provável contaminação crustal como bem atesta a presença de texturas tipos *mingling* e *mixing* observadas em campo principalmente com rochas da Suíte Intrusiva Itaporanga.

3.3.2 - Suíte Intrusiva Itaporanga (NP3y2it)

Esta suíte é a de maior abrangência na área, ela é composta pelos batólitos de Caraúbas e Tourão, na porção centro-sul da área, Prado na porção central, e partes dos batólitos Serra do Lima na porção extremo SE e Portalegre no extremo SW da área. Os contatos entre os corpos dessa suíte e suas encaixantes dá-se usualmente por zonas de cisalhamento e/ou falhas (vide mapa geológico).

Em campo predominam rochas de textura porfirítica grossa a muito grossa com fenocristais de K-feldspato de até 6 cm (usualmente $\geq 2,0$ cm – Figura 3.15). Localmente as dimensões e a quantidade desses fenocristais variam, e é comum eles apresentarem zonação, geminação simples e ainda inclusões de minerais máficos (essencialmente biotita e anfíblio) que comumente se dispõem segundo as faces de crescimento/zonação dos cristais. Associam-se a estes granitos porfiríticos leucomicrogranitos, que ocorrem principalmente como diques ou ainda como pequenas intrusões (a Suíte Intrusiva Dona Inês – vide discussão adiante), e uma suíte de rochas máficas-intermediárias representadas essencialmente por enclaves de formas

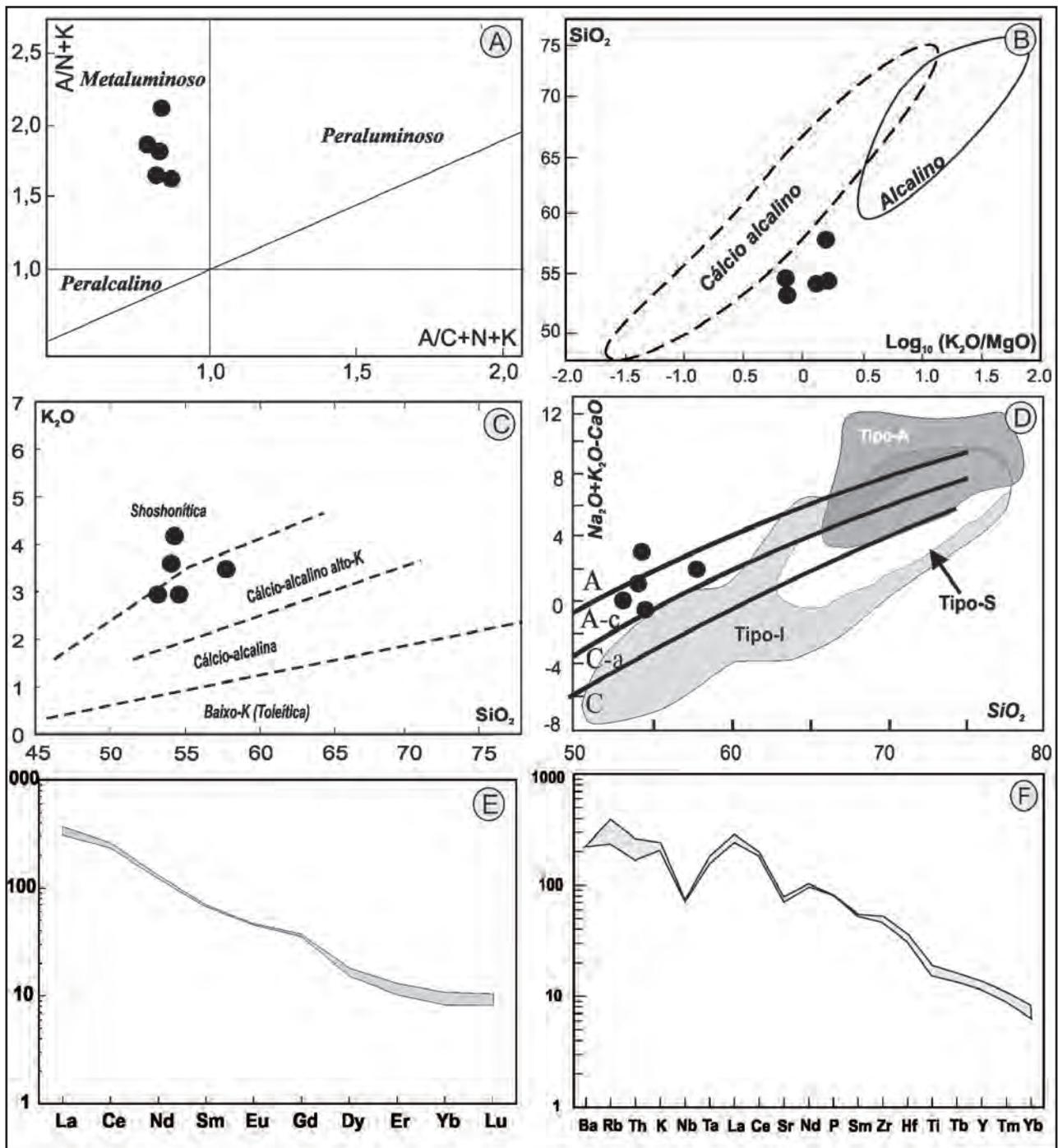


Figura 3.14 – Diagramas discriminantes geoquímicos para as rochas da Suíte Intrusiva São João do Sabugi. (A) índices de aluminosidade de Shand com campos conforme Maniar & Piccoli (1989); (B) diagrama de Rogers & Greenberg (1981); (C) diagrama de Rickwood (1989); (D) diagrama de Frost et al. (2001); (E) diagrama de terras raras com normalizador de Evensen (1978); (F) diagrama multielementos com normalizador de Thompson (1982).

e tamanhos variados (a Suíte Intrusiva São João do Sabugi já referida anteriormente), além de diques pegmatíticos e aplíticos.

Observa-se com frequência uma foliação de direção dominante NE com mergulhos da ordem de 45-60° predominantemente para SE, que é atribuída à tectônica regional do Cíclo Brasileiro. Este *fabric*, penetrativo também nas encaixantes (ortognaisses do embasamento e biotita gnaisses da Formação Jucurutu), é caracterizado principalmente pela orientação

de fenocristais de K-feldspato e das fases máficas. Apesar dessa deformação, nas porções mais internas dos corpos granitoides os fenocristais de feldspato potássico guardam ainda suas texturas primárias, como formas euédricas e zoneamento. São também encontradas, com relativa frequência, texturas do tipo *tuillage* e de fluxo magmático, tidas como tipicamente desenvolvidas no estágio magmático dos granitoides. Esta foliação é essencialmente milonítica e associada as zonas de cisalhamento que cortam ou limitam os

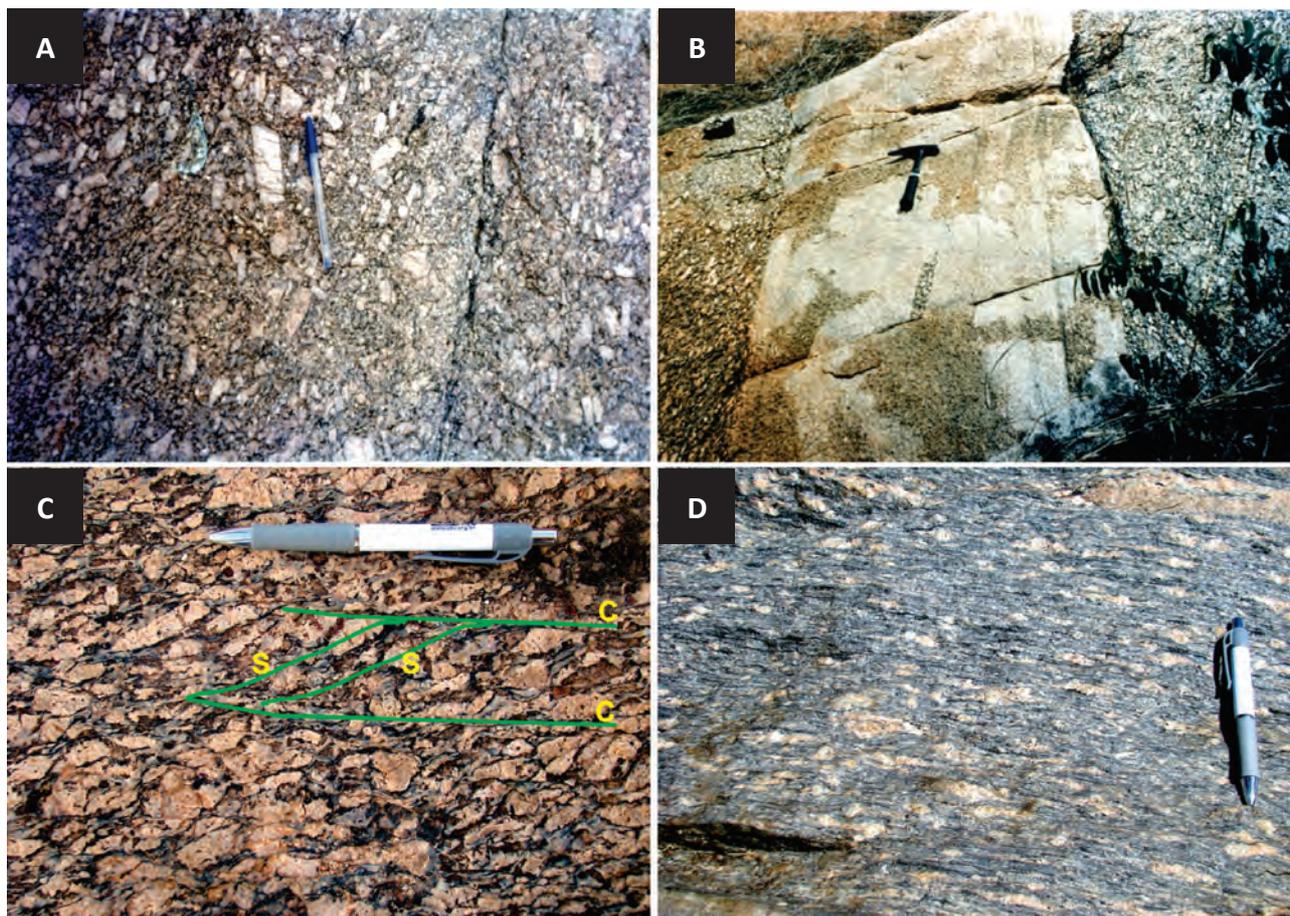


Figura 3.15 – Aspectos de campo dos granitos porfíricos da Suíte Intrusiva Itaporanga. (A) textura porfírica com fenocristais centimétricos de K-feldspatos com orientação incipiente; (B) dique de leucomicrogranito da suíte Dona Inês no granito porfírico, e com enclave deste; (C) protomilonito com planos S e C; (D) milonito do granito porfírico.

corpos granitoides. Nestas zonas, como por exemplo boa parte da borda sul do corpo Caraúbas-Patu, e bordas E-SE dos batólitos Prado e Portalegre, encontram-se protomilonitos e milonitos derivados do granito, com fenocristais de K-feldspato estirados, quebrados, e rotacionados, por vezes com sombras de pressão. A alternância de faixas pouco deformadas com outras muito deformadas, a nível de afloramento, ou em escala microscópica (lâmina delgada), mostra claramente que esta deformação por cisalhamento foi heterogênea (Figura 3.15).

O corpo do Prado, que aflora na porção central da área (a N-NW da cidade de Umarizal), mostra uma forma de amêndoa com aproximadamente 60 Km², tem seus contatos delimitados essencialmente por zonas de cisalhamento, e apresenta uma gama mais variada de litologias, incluindo granitos porfíricos (dominantes) e microgranitos leucocráticos (principalmente como diques), além de granodioritos e dioritos, com predominância dos primeiros. Não foi possível individualizar com precisão em mapa a distribuição dessas diferentes litologias, entretanto na porção extremo SW do corpo dominam as rochas dioríticas de textura fina pertencentes a suíte intrusiva São João do Sabugi.

Composicionalmente os granitos porfíricos são representados essencialmente por monzogranitos (biotita monzogranitos e anfíblio-biotita monzogranitos), com granodioritos, quartzo monzonitos, quartzo sienitos e sienogranitos subordinados. São rochas de caráter leucocrático com os minerais máficos variando entre 5-25% modal (Tabela 3.3 e Figura 3.16). Quartzo, K-feldspato e plagioclásio constituem a assembleia félsica e dominante nas rochas ($\geq 75,0\%$ modal), biotita é o máfico essencial ($\geq 5,0\%$ modal), e anfíblio, titanita, allanita, epídoto, opacos, zircão e apatita são os acessórios. Toda essa paragênese é produto da evolução magmática da rocha e distinta daquela gerada durante a deformação/cisalhamento e/ou ação de fluidos tardi a pós-magmáticos. Esta última é constituída por quartzo, biotita, clorita, minerais opacos, mica branca, carbonatos e epídoto.

O K-feldspato é uma microclina com textura pertítica (tipos fios e filetes), ocorre em cristais geralmente hipidiomórficos, alguns com zonação, podendo apresentar maclas Carlsbad e/ou Albita-Periclina conjugadas em padrão *tartan*, e ainda textura poiquilítica com inclusões de plagioclásio, quartzo, biotita, anfíblio, zircão e apatita. O plagioclásio ocorre em dois tipos texturais distintos: o tipo-1 apresenta-se como pequenas inclusões nos

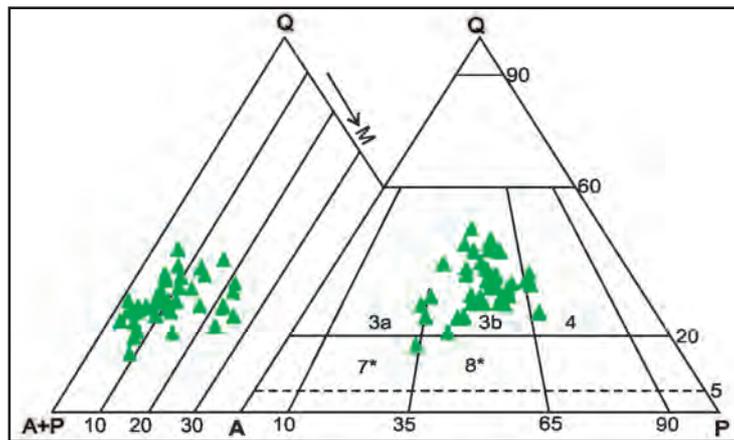


Figura 3.16 – Diagramas modais QAP e Q-A+P-M (Streckeisen 1976) para as rochas da Suíte Intrusiva Itaporanga. Obs: (3a) sienogranito; (3b) monzogranito; (4) granodiorito; (7*) quartzo sienito; (8*) quartzo monzonito.

Tabela 3.3 – Composições modais para as rochas da Suíte Intrusiva Itaporanga. Obs. Amostras T, C e P são de Galindo (1993), e FA são deste trabalho; Acc=minerais acessórios (zircão, apatita, e minerais de alteração como mica branca, clorita e epidoto).

	T-83	T-85	T-145	T-84	T-08	T-09	T-50a	T-75	T-76	T-78	T-81	T-126
Quartzo	25,8	18,8	28,8	22,2	29,0	29,1	31,9	29,1	22,8	26,5	34,6	30,0
Plagioclásio	23,0	29,7	35,5	30,9	33,6	35,9	33,8	23,7	32,6	32,3	27,9	32,2
K-feldspato	47,6	42,9	24,0	23,0	29,7	29,7	26,9	45,7	38,3	36,3	27,6	29,2
Biotita	2,6	6,8	10,1	20,1	6,3	4,4	6,3	0,3	4,8	3,8	7,7	8,4
Anfibólio				1,2								
Titanita	Tr	0,7	0,7	1,5	0,1	Tr	0,1	Tr	Tr	0,3	1,2	Tr
Epidoto	0,4	0,1	0,1	0,6	0,4	0,3	0,4	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1
Allanita	0,3	0,2	0,1	0,1	0,3	0,2	0,2	0,2	Tr	0,2	0,4	Tr
Opacos	0,1	0,4	0,5	0,3	0,3	0,2	0,3	0,5	0,4	0,2	0,2	Tr
Acc	0,1	0,4	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,9	Tr	Tr	0,1

	T-137	C-135	C-281	C-80	C-132	C-134	C-277	C-284	C-79	C-82	C-131	C-189
Quartzo	28,1	28,0	27,8	21,4	27,2	31,9	31,8	26,2	40,3	36,0	26,8	33,7
Plagioclásio	38,8	32,5	36,7	22,3	28,4	25,2	25,2	30,6	20,3	26,7	39,0	27,1
K-feldspato	27,1	17,5	18,9	41,5	22,2	30,0	19,3	31,3	23,3	23,4	29,0	32,4
Biotita	5,5	16,1	12,2	11,2	16,7	7,6	15,1	7,7	13,4	11,1	4,7	6,3
Anfibólio		4,1	2,1	1,1	3,8	3,6	6,8	2,6	0,4			
Titanita	Tr	1,4	1,2	1,4	1,4	1,5	1,3	1,4	1,0	0,9		0,3
Epidoto	0,1	0,1	0,5	0,5	0,1				0,2	0,9		
Allanita	0,1	0,1	0,4	0,3		0,1	0,4	0,1	0,4	0,3	0,1	0,1
Opacos	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1		0,1	0,7	0,7	0,4	
Acc	Tr	Tr	Tr	0,1	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	0,1

	C-279	P-254	P-268	P-314	P-318d	FA-09	FA-06	FA-08	FA-23	FA-24	FA-40	FA-81
Quartzo	36,9	29,8	26,3	22,4	34,0	38,9	22,0	20,0	20,0	27,0	20,0	30,0
Plagioclásio	21,3	36,0	32,7	30,6	28,9	25,3	15,0	15,0	15,0	20,0	15,0	15,0
K-feldspato	26,6	25,6	31,2	39,4	26,5	22,4	30,0	32,0	30,0	38,0	32,0	20,0
Biotita	12,9	6,8	8,4	6,5	9,9	12,2	10,0	12,0	15,0	10,0	12,0	20,0
Anfibólio	0,4		Tr	Tr			10,0	8,0	8,0		8,0	10,0
Titanita	1,7	1,1	0,6	0,3	0,5	0,4	3,0	3,0	3,0	2,0	3,0	1,0
Epidoto	0,1	0,1	0,2	0,4		0,4	3,0	3,0	1,0	1,0	3,0	
Allanita	0,1	0,2	0,3	0,2	0,2	0,1	1,0	1,0	2,0	Tr	1,0	
Opacos		0,3	0,2	0,2	Tr	0,3	5,0	5,0	5,0	1,0	5,0	4,0
Acc	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	Tr

K-feldspato, são no geral idiomórficas ($\leq 1,0$ mm) e com zonação, com núcleos mais transformados. O tipo-2, dominante, é preferencialmente hipidiomórfico, com contatos retos a irregulares e dimensões de 2,5

a 3 mm. Acha-se frequentemente deformado, com extinção ondulante, planos de macla vergados e/ou fraturados, por vezes formando textura tipo *kink bands*, podendo apresentar inclusões de biotita, apatita e

zircão, e encontra-se parcialmente transformado para mica branca e/ou epidoto (saussuritização). Mostra zonagem normal, e análises por microsonda revelaram composição de oligoclásio cálcico (An_{24-18}), alguns com finas e irregulares bordas albiticas. (An_{8-6}) O quartzo é essencialmente xenomórfico e de contatos irregulares, podem mostrar inclusões de biotita, apatita e zircão, no geral está deformado apresentando extinção ondulante, bandas de deformação e/ou textura de subgrãos, e, localmente, nas porções miloníticas, estão completamente recristalizado (Figura 3.17).

A biotita ocorre em palhetas hipidiomórficas de cor amarelada e pleocroísmo em tons castanho, via de regra orientadas segundo à foliação da rocha, mostra cloritização incipiente, além de inclusões de zircão, apatita, minerais opacos, allanita e epidoto. O anfibólio ocorre em cristais geralmente hipidiomórficos de cor verde, em agregados com biotita e titanita. Mostra pleocroísmo em diferentes tons de verde, ângulo de extinção pequeno, biaxial negativo, e sua composição indica (análises de microsonda) uma hornblenda hastingsítica. A titanita se apresenta em cristais idiomórficos losangulares e, comumente, tem inclusões de allanita, minerais opacos e apatita. A allanita ocorre essencialmente em cristais idiomórficos, em geral prismáticos alongados, mostrando quase sempre zonagem e processos de metamictização, e comumente possui mantos de epidoto de espessura variável. O epidoto ocorre em dois tipos texturais distintos (Ep-1 e Ep-2, ambos tidos como magmáticos). Ep-1 está associado com cristais de allanita constituindo mantos/coroas de espessuras variáveis e só ocorrem quando a allanita encontra-se inclusa (parcial ou total) em biotita ou anfibólio; o Ep-2 ocorre como cristais idiomórficos, sem núcleos de allanita, associados a biotita ou anfibólio ou neles inclusos. (Figura 3.17) Minerais opacos, apatita e zircão ocorrem como poucos ($\leq 1,0\%$ modal) e pequenos cristais idio-hipidiomórficos comumente inclusos nas demais fases. O primeiro é composicionalmente magnetita (dados de microsonda). Carbonatos, epidoto, clorita, mica branca e minerais opacos, ocorrem ainda como fases secundárias desenvolvidas durante a deformação e/ou ação de soluções tardi a pós-magmáticas.

Nas rochas miloníticas dessa suíte, as modificações texturais associadas à deformação por cisalhamento não são acompanhadas por mudanças mineralógicas significativas. Os feldspatos preservam-se como fenoclastos e, quando têm sombra de pressão e/ou caudas de recristalização, percebe-se que sofreram rotação. No geral estão fraturados, sendo as fraturas preenchidas por fases neoformadas (principalmente quartzo microgranular). Onde a deformação é mais intensa o quartzo está preferencialmente recristalizado, originando uma matriz fina. Agregados sigmoidais de quartzo mostram extinção ondulante, bandas de deformação, subgrãos e *ribbon quartz*. Os máficos também estão deformados, principalmente o anfibólio e a biotita. Esta última frequentemente tem extinção ondulante e, por

vezes, está dobrada, podendo ocorrer também uma biotita de grão mais fino, resultante de recristalização, orientada conforme a foliação milonítica (Figura 3.17).

Esta suíte é a que dispõem de maior número de análises químicas (28). Os dados (Tabela 3.4) mostram que são rochas ácidas ($SiO_2 \geq 65,0\%$), relativamente enriquecidas em álcalis ($K_2O+Na_2O=8,0-9,3\%$), notadamente em potássio ($K_2O=4,5-6,3\%$), Rb, Sr e Zr ($\geq 200ppm$), e empobrecidas em MgO e TiO_2 ($\leq 1,0\%$). São rochas com caráter de aluminosidade transicional entre metaluminosas (os anfibólio-biotita granitos) a peraluminosas (os biotita granitos), podendo apresentar corindon normativo em algumas amostras.

As rochas dessa suíte não apresentam em diagramas geoquímicos um comportamento típico de séries cálcio-alcálicas. Seus altos teores de álcalis (acima de 8%, em média), notadamente K_2O (média de 5%), e os teores relativamente baixos de CaO, MgO e Fe total, também depõem contra uma possível afinidade cálcio-alcálica. Da mesma forma, Rb, Ba e Sr são relativamente altos, quando comparados aos valores de granitos cálcio-alcálicos típicos. Em alguns diagramas estes granitoides chegam a se comportar como rochas de séries alcálicas (diagrama de Rogers & Greenberg 1981, por exemplo), mas isto não deve ser tomado como conclusivo, devendo ser creditado a utilização dos álcalis como elementos discriminantes nesses diagramas. Por outro lado, na maioria dos diagramas discriminantes de séries magmáticas (Figura 3.18) estes granitoides comportam-se como subalcálicos, ou álcali cálcio, ou ainda cálcio alcálicos de alto potássio segundo a terminologia de alguns autores (vide Sial 1986-1987 e Nascimento et al 2000-2008, por exemplo).

O padrão para os elementos terras raras (ETR) para as rochas dessa suíte mostra um fracionamento relativamente acentuado dos terras raras pesados-ETRP em relação aos terras raras leves-ETRL ($La/Yb \geq 30$), com uma leve convexidade do Dy ao Lu sugerindo fracionamento, ou retenção na fonte, de anfibólio. Observa-se ainda a presença de significativas anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^*=0,5-0,7$), que sugerem fracionamento expressivo de feldspatos durante a evolução desses magmas ou retenção dos mesmos na fonte. Os padrões para multielementos (normalizado para Thompson 1982) mostram inclinação negativa do Ba ao Yb, com enriquecimento de >10 vezes em relação aos normalizadores (exceção ao Ti), com Rb, Th, K, La, Nd e Ce enriquecidos em relação a Ba, Nb, Sr, P e Ti (Figura 3.18). O empobrecimento em Ba sugere que feldspato potássico e, em menor proporção, biotita, foram fracionados. O forte deplecionamento em Nb, Sr, P e Ti está ligado ao fracionamento do plagioclásio, hornblenda, titanita e apatita. Padrões similares, de ETR e multielementares, são observados para granitoides cálcio alcálicos potássicos da Suíte intrusiva Itaporanga em todo o domínio da Província Borborema (Sial et al. 1989, Mariano & Sial 1990, Galindo 1993, Nascimento et al. 2008, Medeiros et al. 2008).

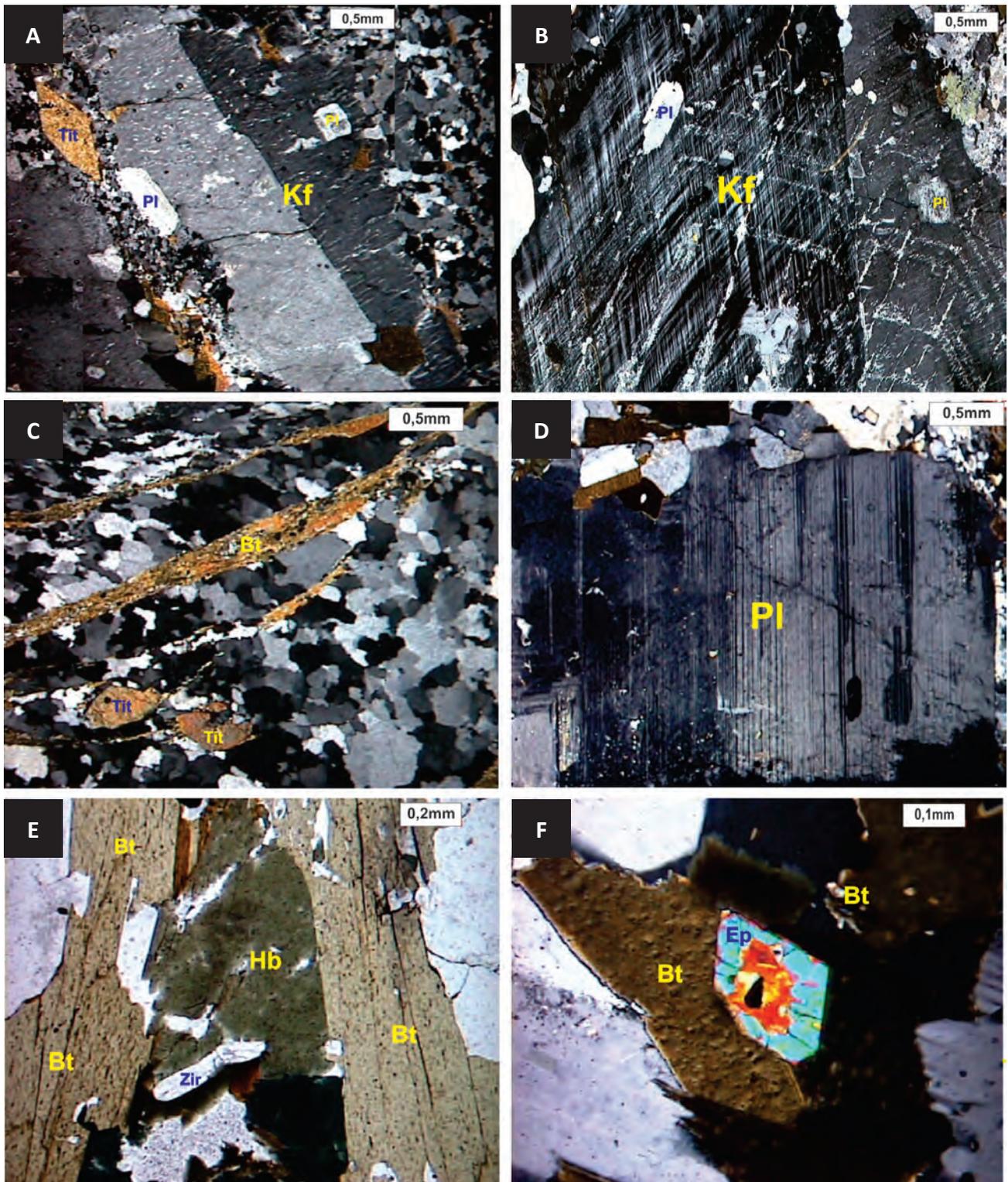


Figura 3.17 – Aspectos micropetrográficos da suíte intrusiva Itaporanga. (A) Fenocristal de K-feldspato (Kf) pertítico e com geminação tipo Carlsbad, com inclusões de plagioclásio (Pl). Tem-se ainda titanita (Tit) no corredor milonítico; (B) Megacrystal de K-feldspato (Kf) pertítico apresentando zonação e inclusões de plagioclásio (Pl); (C) Foliação milonítica marcada pela orientação dos fish de biotitas (Bt) e de titanitas (Tit), e da matriz quartzo-feldspática; (D) Fenocristal de plagioclásio do tipo-1 (Pl) com extinção ondulante e geminação polissintética em parte descontínua; (E) Assembléia máfica dominante nos granitos da Suíte Intrusiva Itaporanga composta por cristais de biotita (Bt) e hornblenda (Hb). Tem-se ainda zircão (Zir); (F) Epidoto tipo-1 idiomórfico (Ep), magmático, incluso em biotita (Bt). Notar núcleo avermelhado de allanita que provoca fraturas (cracks) radiais no epidoto. Todas as fotos são em nicóis cruzados, exceto a E que é em nicóis paralelos.

Tabela 3.4 – Composições químicas para as rochas da Suíte Intrusiva Itaporanga. Obs: Todas as amostras são de Galindo (1993); elementos maiores em %, elementos traços e terras raras em ppm; $Eu/Eu^* = EuN/[(SmN/GdN)/2]$.

	T-10a	T-183a	T-222	T-178	T-124b	T-145	T-85	T-83	T-84	T-126	T-09	T-50	T-78	T-137	T-76	C-135	C-79	C-82	C-189	C-284	C-134	P-268	P-254	P-253a	P-255	P-307	P-29	P-318d
SiO ₂	68,8	69,9	72,9	64,0	64,2	70,8	71,4	74,6	68,2	72,0	72,0	72,1	72,3	72,8	75,0	66,6	69,6	69,4	73,0	67,2	68,3	68,3	68,7	68,2	68,3	68,9	71,7	74,1
Al ₂ O ₃	14,3	14,2	13,1	14,8	15,1	14,6	14,5	13,8	14,8	13,9	13,6	13,6	13,9	13,8	14,3	14,6	13,9	13,9	14,2	14,6	14,1	14,6	14,4	15,3	15,3	15,6	14,7	13,7
Fe ₂ O ₃ (t)	2,7	2,6	2,5	7,4	5,1	2,9	2,8	1,9	4,8	2,1	1,9	2,4	2,2	2,1	1,5	4,5	3,9	3,3	2,4	4,7	4,2	3,3	3,6	3,8	3,7	3,1	3,0	1,9
MnO	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	0,4	0,4	0,3	1,1	0,9	0,5	0,6	0,3	1,0	0,3	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	0,9	0,7	0,5	0,4	0,9	0,8	0,6	0,7	0,7	0,7	0,5	0,1	0,4
CaO	1,8	1,5	1,4	3,2	2,7	1,6	1,5	1,3	2,4	1,2	1,3	1,4	1,2	1,3	1,1	2,3	2,0	1,7	1,3	2,4	2,5	1,8	1,9	2,0	1,9	1,6	1,3	1,3
Na ₂ O	3,0	2,9	2,9	3,9	3,3	3,7	3,2	3,3	3,3	3,5	3,2	3,2	3,3	3,6	3,6	3,2	3,2	3,3	3,4	3,3	3,2	3,4	3,5	3,4	3,4	3,5	3,1	3,8
K ₂ O	6,3	6,3	5,2	4,4	5,8	5,6	5,5	5,1	5,0	5,5	5,4	5,3	5,4	5,3	5,4	5,4	4,8	5,1	5,2	5,3	5,0	5,3	5,1	5,3	5,6	5,9	5,8	4,8
TiO ₂	0,4	0,3	0,4	1,0	0,8	0,4	0,4	0,3	0,8	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	0,6	0,5	0,4	0,3	0,7	0,6	0,5	0,5	0,6	0,5	0,4	0,3	0,3
P ₂ O ₅	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,3	0,3	0,2	0,1	0,3	0,4	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1
PF	0,7	0,3	0,3	ND	0,5	ND	ND	ND	ND	ND	0,5	0,7	1,0	ND	ND	0,4	0,4	0,6	ND	0,3	0,5	0,4	0,3	0,3	0,6	0,4	0,6	ND
Total	98,4	98,5	99,1	99,7	98,4	100,1	99,9	100,6	100,2	98,6	98,4	99,6	99,6	99,4	101,4	98,4	99,1	98,5	100,3	99,2	99,4	98,2	98,7	100,0	100,3	100,0	100,6	100,1
Rb	236	207	376	316	215	287	163	193	274	363	319	327	325	332	358	269	249	270	360	272	247	192	228	180	219	249	319	176
Sr	286	276	338	334	238	242	368	380	360	238	165	226	208	205	198	332	256	249	198	325	320	389	319	392	361	309	217	296
Nb	11	11	33	31	14	24	31	27	31	22	17	22	21	26	22	23	22	23	34	24	26	19	23	20	19	19	20	13
Y	20	18	30	27	17	29	48	37	26	20	18	27	22	23	23	33	34	36	29	37	44	13	20	13	15	16	34	9
Zr	266	225	349	348	267	221	438	415	350	271	175	226	228	267	225	383	326	285	287	339	344	290	333	348	314	267	315	212
Ba	1215	1167	ND	ND	861	ND	1546	ND	19	ND	17	3	23	ND	ND	1156	911	830	ND	1099	1097	1444	1107	1427	1305	1118	859	ND
Ga	19	20	ND	ND	19	ND	ND	19	ND	ND	17	3	23	ND	ND	22	21	19	ND	23	56	20	21	24	23	24	19	ND
Th	13	37	ND	ND	33	ND	ND	17	ND	ND	40	25	36	ND	ND	33	36	42	ND	32	24	23	28	20	21	23	42	ND
La	120,0	182,3	110,9			83,0					73,6	98,0	85,3		111,8	112,9	106,9		104,9	94,6	102,7	103,3						111,6
Ce	219,7	306,9	196,0			168,3					135,1	148,2	151,2		209,8	210,8	195,8		201,2	183,1	172,5	180,8						218,7
Nd	65,8	85,9	58,4			65,6					43,9	49,0	49,3		70,0	70,6	66,6		70,7	65,0	55,1	61,3						68,4
Sm	9,6	11,4	8,6			12,2					7,3	8,3	8,0		11,4	11,8	11,5		12,2	12,0	8,1	9,6						11,5
Eu	1,9	1,9	1,5			2,2					1,0	1,2	1,3		1,9	1,8	1,7		2,0	1,8	1,8	1,7						1,6
Gd	7,7	8,6	6,3			10,7					5,1	5,7	5,7		8,7	8,8	8,7		9,4	8,9	5,9	7,1						8,9
Dy	3,7	3,6	3,1			6,7					3,1	3,7	3,6		5,6	5,6	6,0		6,2	7,2	2,7	3,5						5,5
Er	1,7	1,6	1,5			3,1					1,6	1,9	1,9		2,8	2,8	3,0		3,2	3,6	1,2	1,7						3,0
Yb	1,4	1,2	1,2			2,4					1,4	1,7	1,7		2,4	2,6	2,4		2,7	3,2	0,9	1,4						2,6
Lu	0,2	0,3	0,3			0,4					0,3	0,2	0,3		0,4	0,5	0,4		0,4	0,4	0,2	0,3						0,4
ETRT	431,5	603,7	387,9			353,6					272,3	317,9	308,3		424,9	428,1	403,1		412,9	379,6	351,1	370,7						433,2
(La/Yb) N	58,4	102,1	60,5			23,4					36,2	40,7	33,8		30,9	29,8	29,5		25,8	20,2	79,2	50,9						28,5
Eu/Eu*	0,7	0,6	0,6			0,6					0,5	0,5	0,5		0,6	0,5	0,5		0,5	0,5	0,8	0,6						0,5

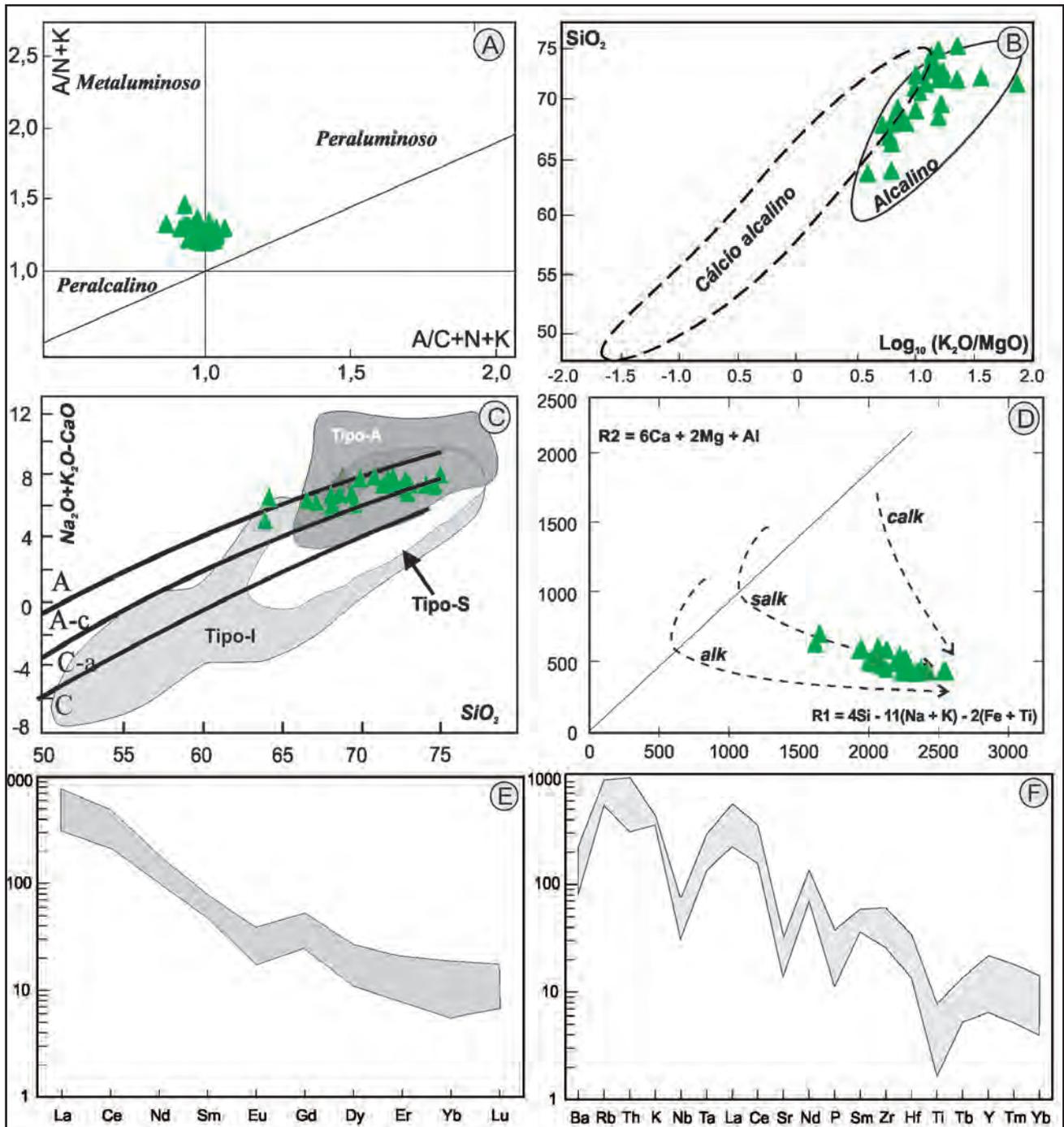


Figura 3.18 – Diagramas discriminantes geoquímicos para as rochas da suíte intrusiva Itaporanga. (A) índices de aluminosidade de Shand com campos conforme Maniar & Piccoli (1989); (B) diagrama de Rogers & Greenberg (1981); (C) diagrama de Frost et al. (2001); (D) diagrama R1R2 de La Roche et al (1980); (E) diagrama de terras raras com normalizador de Evensen (1978); (F) diagrama multielementos com normalizador de Thompson (1982).

No contexto de tipologias de granitoides, como proposto por autores australianos (White & Chappell 1977, White 1979, Collins et al. 1982, White & Chappell 1983, Whalen et al. 1987, entre outros), os granitoides dessa suíte não mostram afinidades típicas nem com granitos I nem S (muito menos com os granitos A ou M), porém algumas características mineralógicas (assembleia máfica dominante composta por biotita±anfibiólio±titanita ±epídoto) e químicas (metaluminosos a fracamente

peraluminosos, e subalcalinos/cálcio alcalinos potássicos) são mais próximas dos granitos tipo-I. Da mesma forma, considerando que a magnetita é seu principal mineral opaco dominante (Galindo 1993), eles podem ser entendidos com magnetita granitos no contexto mais amplo da proposta dos autores japoneses (Ishihara 1977-1981, Takahashi 1980).

No contexto de ambientes tectônicos, utilizando-se discriminantes geoquímicos, observa-se que as rochas desta suíte se definem essencialmente

como orogênicas, mostrando afinidade geoquímicas mais próxima com rochas de associações sincollisionais a pós-colisionais (Figura 3.19). Isto é coerente com a íntima associação dos granitoides dessa suíte com a instalação da zona de cisalhamento Portalegre, a qual afeta todos os corpos dessa suíte, notadamente Prado e Caraúbas, usualmente desenvolvendo protomilonitos e milonitos (Galindo et al 1995).

A combinação das evidências meso e microtextural (presença de cristais zonados de feldspatos e de allanita, principalmente), e do modelamento geoquímico realizado para as rochas dessa suíte, sugerem fortemente que cristalização fracionada foi o processo dominante envolvido na evolução magmática das mesmas (Galindo 1993). Estes dados sugerem ainda uma fonte predominantemente crustal e de composição monzonítica para seu magma progenitor, salientado ainda que em dado momento de sua evolução houve contaminação com magma mantélico da suíte intrusiva São João do Sabugi, como bem atestam as mesotexturas de misturas (*mingling* e *mixing*) observadas em campo, como também a presença de rochas de caráter híbrido com matriz diorítica no âmbito do Granitoide Prado.

As condições de cristalização indicam temperaturas da ordem de 750 ± 20 °C

(geotermômetro de Blundy & Holland 1990), enquanto que a temperatura de *liquidus*, com base no geotermômetro para Zr de Watson (1987) fica em 880-850 °C. A geobarometria de anfibólio (geobarômetro de Schmidt 1992) indica pressão de cristalização da ordem de 7,0 kbar para esses granitoides. A presença de allanita como uma fase máfica precoce, os baixos teores de minerais opacos e os altos conteúdos em Fe dos anfibólios e das biotitas, sugerem que o início da cristalização deu-se sob condições de fugacidade de oxigênio moderadas. Com a evolução da cristalização há o aparecimento de epidoto, e isto, junto com a presença de magnetita entre os minerais opacos desses granitoides, revela um aumento relativo no comportamento da fugacidade de oxigênio.

A colocação/alojamento dos granitoides que compõem esta suíte foi efetivamente controlada pela instalação da zona de cisalhamento Portalegre-ZCP e seus diferentes segmentos (NE-SW e E-W). A deformação observada nos mesmos, com o desenvolvimento de uma foliação de *trend* predominantemente NE-SW e com mergulhos moderados a forte principalmente para SE, associada a geração de milonitos (protomilonitos a ultramilonitos), indicam uma colocação predominantemente sintectônica a instalação da ZCP, principalmente para os corpos de

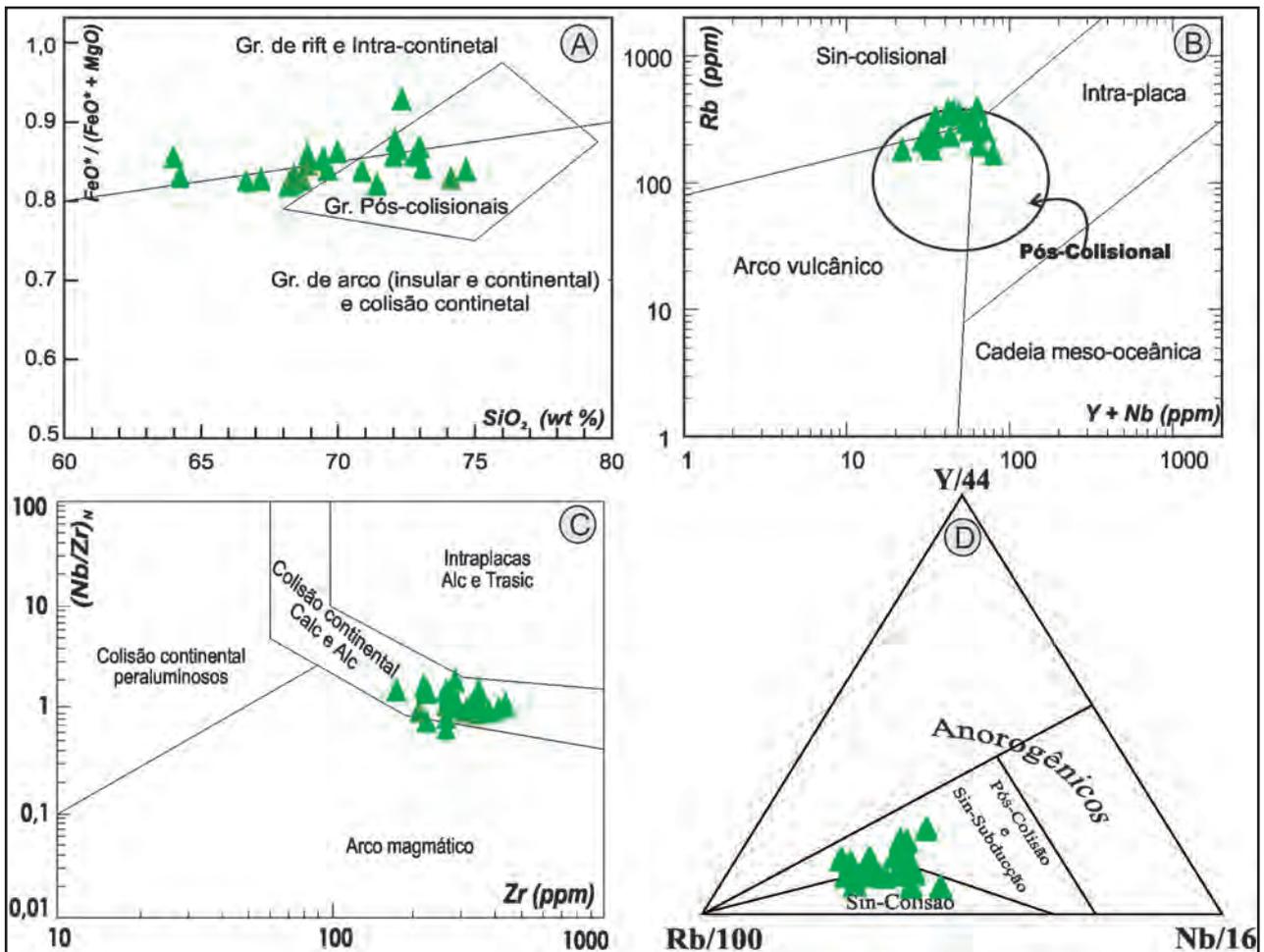


Figura 3.19 – Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos para a Suíte Intrusiva Itaporanga. (A) Maniar & Piccoli (1989); (B) Pearce et al. (1984); (C) Thiéblemont & Téggyey (1994); (D) Thiéblemont & Cabanis (1990).

Caraúbas e Prado. Para estes dois corpos, ambos com direção geral de alongamento NE-SW, Trindade (1999) sugere um alojamento por sucessão de corpos tabulares, os quais foram posteriormente deformados pela ZCP. Já o plúton de Tourão apresenta uma orientação geral N-S e praticamente ausência de deformação no estado sólido ao longo de todo o corpo, o que sugere uma colocação/alojamento um pouco mais tardia para o mesmo, mas ainda controlada pela ZCP.

3.3.3 - Granitoide Quixaba (NP3γ2q)

Aflora na porção central da área sob a forma de um corpo alongado de orientação NE com mais de 100 Km². É intrusivo nos ortognaisses do embasamento (Complexo Caicó) e nos *augen* gnaisses da suíte Poço da Cruz, e a norte seus contatos são recobertos pelos sedimentos da Bacia Potiguar. Com as rochas da Suíte Intrusiva Itaporanga (Granitoide Caraúbas) o contato se dá principalmente por zonas de cisalhamento de direções NE e E-W. São identificadas, em campo e petrograficamente, duas fácies: Quixaba e Umari. A primeira, que ocupa em torno de 90% do corpo, é constituída por rochas graníticas de textura grossa a muito grossa, com fenocristais euédricos de K-feldspato (≥ 2 cm), via de regra zonados, apresenta pequenos enclaves máficos e diques de pegmatitos e microgranitos. A fácies Umari (com características petrográficas similares as rochas da suíte São João do Sabugi) é representada por rochas intermediárias a máficas de textura fina, e ocorre como um pequeno corpo de forma subarredondada bem delimitado em imagens de sensores remotos e em perfis geofísicos por uma anomalia gravimétrica de forma subcircular, com profundidade estimada de 3,4 Km, e um raio de aproximadamente 3,3 km, assumido a forma do corpo como a de uma esfera (Lins 1987, Galindo 1993). Suas relações de contato com a fácies Quixaba não são observadas em campo, embora trabalhos prévios considerem que a fácies Umari precede a fácies

Quixaba (Morais Neto 1987). A área de afloramento dessas rochas possui relevo extremamente arrasado e solo escuro argiloso.

Uma foliação de *trend* predominantemente NE-SW com mergulhos fortes (40-60°) para SE é observada mas, em geral, é pouco penetrativa, porém efeitos superpostos de cisalhamento são comuns nas bordas do batólito imprimindo uma foliação milonítica de atitude similar, localmente transformando os granitos em verdadeiros *augen* gnaisses (Figura 3.20). Constata-se ainda que esta milonitização é descontínua e a nível de afloramento observam-se desde faixas pouco deformadas até ultramilonitos.

Composicionalmente a fácies Quixaba é representada por quartzo-monzodioritos e quartzo-monzonitos, com monzogranitos subordinados, com valores modais de máficos entre 20-30% modal, e a fácies Umari é composta essencialmente por monzodioritos com máficos entre 30-40% modal (Figura 3.21 e Tabela 3.5).

Na fácies Quixaba a assembleia félsica é representada por plagioclásio, fase mineral dominante, K-feldspato e quartzo. Dentre os máficos anfibólio e biotita são os dominantes, enquanto que allanita, titanita, opacos, zircão e apatita são acessórios. Carbonatos, mica branca, e também titanita, ocorrem como fases secundárias de transformações tardi a pós-magmáticas.

O plagioclásio ocorre tanto em agregados como em cristais maiores isolados e em ambos os casos mostra zoneamento normal com os primeiros sendo mais sódicos (An_{18-14}) do que os últimos (An_{38-16}), e nas porções deformadas eles podem compor *augens* orientados na foliação milonítica. O K-feldspato é uma microclina, pertítica, constantemente fraturada e com fraturas preenchidas por carbonatos ou mica branca. O quartzo é xenomórfico e nas rochas milonitizadas está totalmente recristalizado. Anfibólio e biotita ocorrem sempre em agregados, aos quais se associa também titanita. A biotita tem cor marrom-avermelhada e

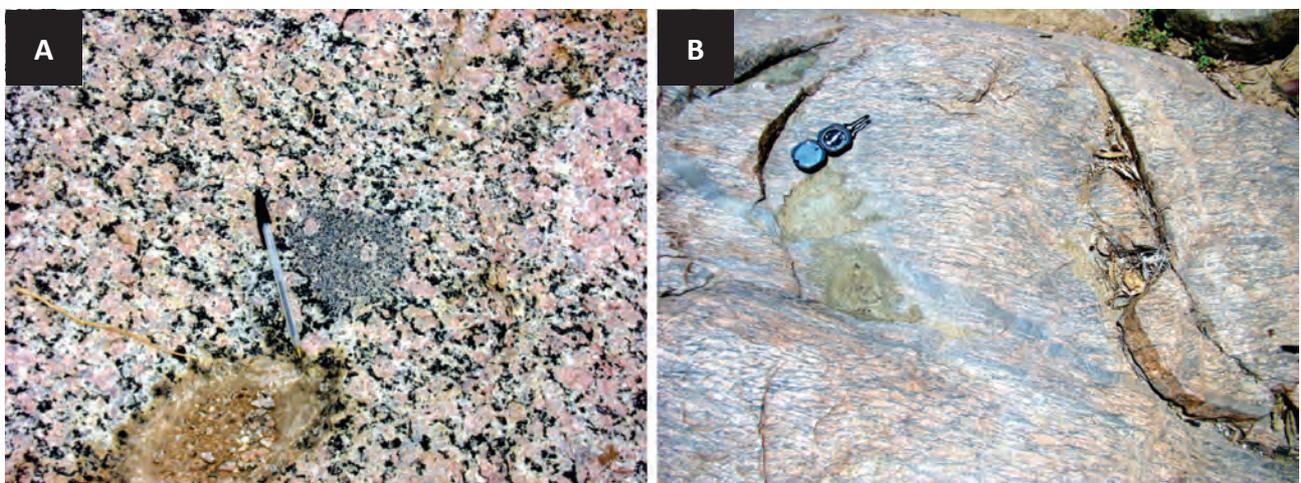


Figura 3.20 – Aspectos de campo das rochas do granitoide Quixaba. Em A tem-se textura grossa/porfirítica do granitoide Quixaba (fácies Quixaba) com enclave máfico e textura mingling, e em B feição de *augen* gnaisse no granito grosso/porfirítico afetado por zona de cisalhamento.

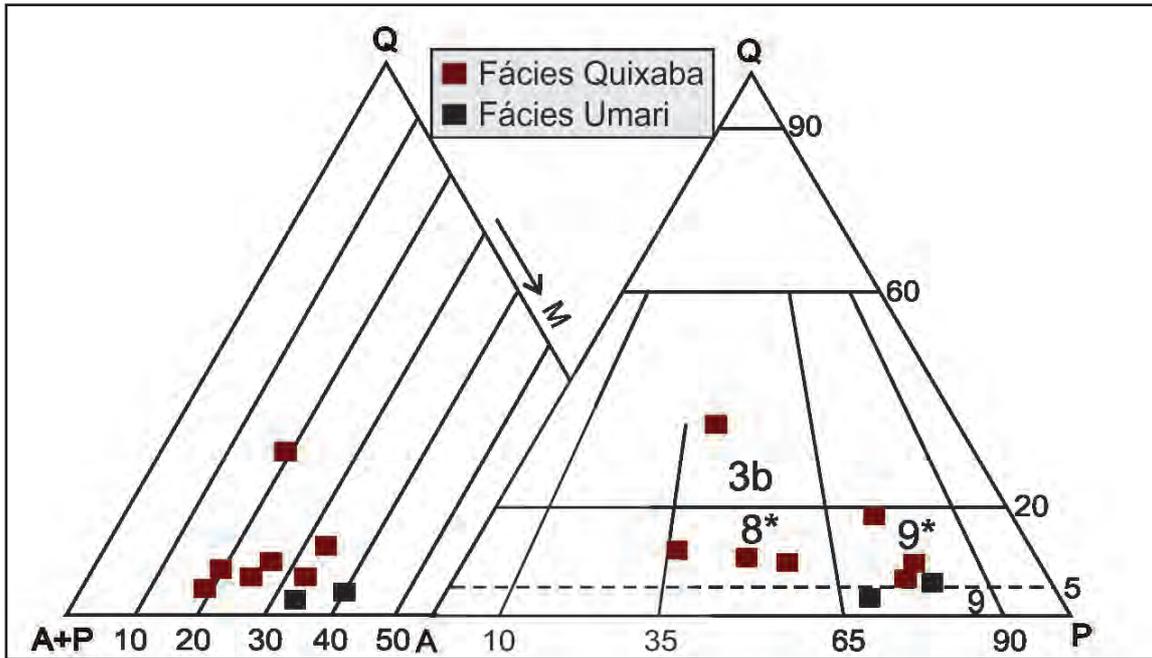


Figura 3.21 – Diagramas modais QAP e Q-A+P-M (Streckeisen 1976) para as rochas do granitóide Quixaba. Obs: (3b) monzogranito; (8*) quartzo monzonito; (9*) quartzo monzodiorito; (9) monzodiorito.

Tabela 3.5 – Composições modais para as rochas do granitóide Quixaba. Obs. Todas as amostras são de Galindo (1993); Acc=minerais acessórios (zircão, apatita, e minerais de alteração como mica branca, clorita e epidoto); Q=Fácies Quixaba e U=Fácies Umari.

	Q-270	Q-272	Q-273a	Q-291b	Q-296	Q-328	Q-333	U-325a	U-327
Quartzo	7,3	7,4	11,9	8,7	28,0	8,4	5,1	2,4	3,8
Plagioclásio	29,3	52,7	39,8	23,7	21,6	40,2	57,8	43,6	43,5
K-feldspato	31,7	15,8	15,4	41,4	31,4	32,8	19,5	20,4	12,0
Biotita	10,0	8,2	19,7	17,6	5,5	5,8	4,4	21,9	15,7
Anfibólio	20,5	15,0	10,9	8,2	11,8	12,2	12,4	3,8	0,2
Titanita		0,3	1,1	Tr	0,4	Tr		Tr	
Allanita	Tr	Tr		0,1	1,1	Tr	Tr		
Opacos	0,6	0,3	1,0	0,3	0,2	0,5	0,8	1,3	2,7
Cpx								3,4	14,5
Opx								3,1	7,6
Acc	0,5	Tr	0,1	Tr	Tr	0,1	Tr	0,1	Tr

o anfibólio é de cor verde escura e classificado, de acordo com dados de microsonda (Galindo 1993), como hornblenda-ferro-edenítica. A titanita ocorre tanto em cristais idiomórficos losangulares quanto como coroas finas e irregulares sobre minerais opacos num processo de esfenitização. A allanita é idiomórfica, de cor amarelada a alaranjada, via de regra zonada e metamictizada. Os minerais opacos, ilmenitas segundo análises por microsonda (Galindo 1993), são xeno-hipidiomórficos mostrando por vezes processos de esfenitização. Apatita e zircão são os poucos minerais acessórios, sempre em pequenos cristais idiomórficos, e não somam 1,0% modal (Figura 3.22).

Na fácies Umari os cristais de plagioclásio são hipidiomórficos e aparecem em dois tipos

texturais (PI-1 e PI-2): o PI-1 corresponde aos cristais maiores e mostram zoneamento normal (An_{34-26}), conforme análises por microsonda; o PI-2 ocorre como cristais menores, em agregados, e são menos anortíticos (An_{26-24}) (Galindo 1993). O K-feldspato é hipidiomórfico a xenomórfico, pobre em pertitas e, pelas suas características óticas, trata-se de sanidina ou ortoclásio (biaxial negativo com 2V pequeno; Figuras pseudo-uniaxiais). O quartzo é muito escasso e seus cristais são xenomórficos, intersticiais e pouco deformados. A assembleia máfica tem biotita, anfibólio e piroxênios (clino e orto) como fases principais, e minerais opacos, apatita e zircão como acessórios. Carbonatos e mica branca ocorrem como fases secundárias ligadas às transformações tardi a pós-magmáticas. O clinopiroxênio tem cor verde claro, é

pleocróico, com birrefringência alta e biaxial positivo. Os cristais são predominantemente hipidiomórficos e constantemente envoltos por coroas de anfibólio verde, e análises por microsonda indicam ser uma augita (Galindo 1993). O ortopiroxênio é francamente pleocróico, variando de incolor a amarelo pálido e biaxial negativo, com fraturas grossas preenchidas por óxidos, e análises por microsonda revelam composição de ferrohiperstênio (Galindo 1993). A biotita ocorre usualmente em cristais hipidiomórficos e forma simplectitos com o quartzo. O anfibólio é principalmente produto de destabilização dos piroxênios, tem cor verde e composição de hornblenda-ferro-edenítica (Figura 3.22).

Os dados geoquímicos disponíveis (Tabela 3.6), todos da fácies Quixaba, mostram que as rochas dessa suíte são empobrecidas em SiO_2 (teores entre 57,8 - 60,4%), MgO (<2,0%) e Rb (≤ 150 ppm), e enriquecidas em Al_2O_3 ($\geq 16,0\%$), Na_2O e K_2O ($\geq 4,0\%$), P_2O_5 (teores da ordem de 1,0%) e Sr (≥ 800 ppm). Apesar dos relativos altos teores de Al_2O_3 (entre 15,0 - 18,0%) são rochas essencialmente metaluminosas, com

diopsídio normativo e anfibólio cálcico (hornblenda ferro edenítica) como máfico dominante ($\geq 10,0\%$ modal).

Em diagramas discriminantes de séries magmáticas as rochas desta suíte são essencialmente metaluminosas, e não apresentam comportamento típico de séries cálcio alcalinas, ainda que mostre teores relativamente altos para Fe e Ca ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \geq 5,0\%$ e $\text{CaO} \geq 3,0\%$), nem alcalinas (ainda que tenha $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} \geq 8,0\%$), e no geral mostra comportamento de associações subalcalinas/cálcio alcalinas potássicas a alcalinas, típicas de rochas da série shoshonítica (Figura 3.23 e Tabela 3.6). Porém os valores também relativamente elevados de Nb, Y e Zr são mais próprios de séries alcalinas, e isto mostra que as rochas de Quixaba têm um caráter alcalino mais acentuado do que o normal para shoshonitos plutônicos. Merece ser ainda referido que a associação litológica dessa suíte, constituída por quartzo monzodiorito, quartzo monzonito e monzogranitos, corresponde à da série SAM (subalcalina monzonítica) de Bowden et

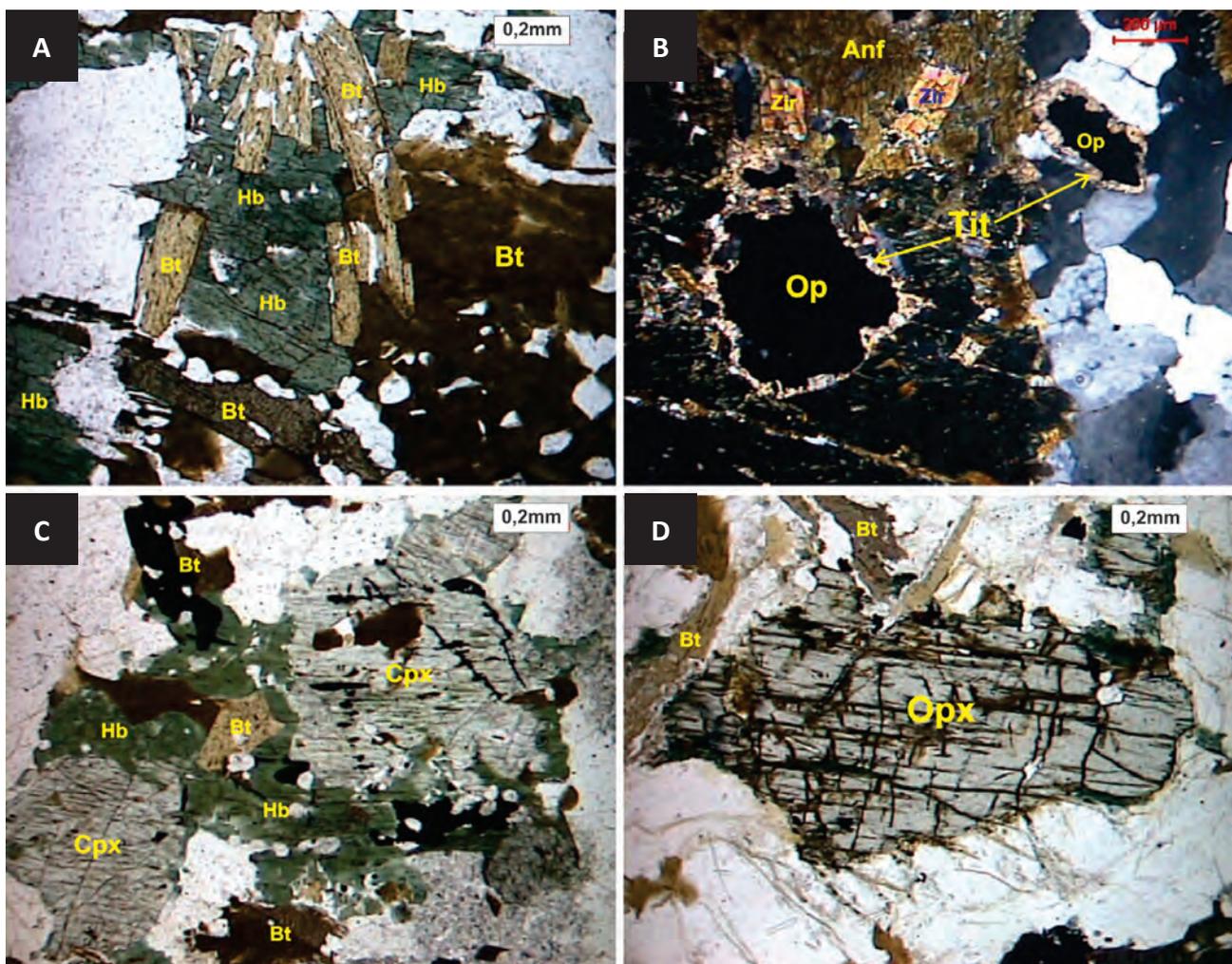


Figura 3.22 – Aspectos micropetrográficos do granitóide Quixaba. (A) assembléia máfica dominante do fácies Quixaba com cristais de biotita (Bt) e hornblenda (Hb). Foto com nicóis paralelos; (B) minerais opacos (Op) com textura de esfenitização (finas coroas irregulares de titanita - Tit) e zircões (Zir) inclusos em anfibólio (Anf). Foto em nicóis cruzados. (C): Clinopiroxênio (Cpx), hornblenda (Hb) e biotita (Bt) no fácies Umari. Foto em nicóis paralelos. (D): Cristal de ortopiroxênio (Opx) no fácies Umari, e ainda vê-se finas lamelas de biotitas (Bt). Foto em nicóis paralelos.

al. (1984), comumente correlacionadas por vários autores a séries shoshoníticas plutônicas.

Esta suíte é a que apresenta no geral menor conteúdo em ETR, com variação de 230 a 430 ppm, e onde os padrões de distribuição de todas as amostras são muito similares, enriquecidos em relação aos normalizadores, com empobrecimento dos ETRP em relação aos ETRL ($La_{(N)}/Yb_{(N)}$ entre 8–23), e praticamente ausência de anomalias de Eu (Eu/Eu^* variando de 0,7 a 1,2). Estas pequenas oscilações nas anomalias do Eu podem ser devidas

ao fracionamento limitado de plagioclásio durante a diferenciação magmática ou a acumulação de cristais desse mineral ou, ainda, ao delicado balanço entre os coeficientes de partição do európio nas fases máficas e no plagioclásio e as variações de teores modais dos mesmos. Já o empobrecimento em ETRP, com leve padrão convexo, sugere a presença no resíduo de fusão, ou alternativamente fracionamento limitado, de anfibólio (Figura 3.23).

O padrão geral no diagrama de multielementos mostra um decaimento relativamente suave do Ba

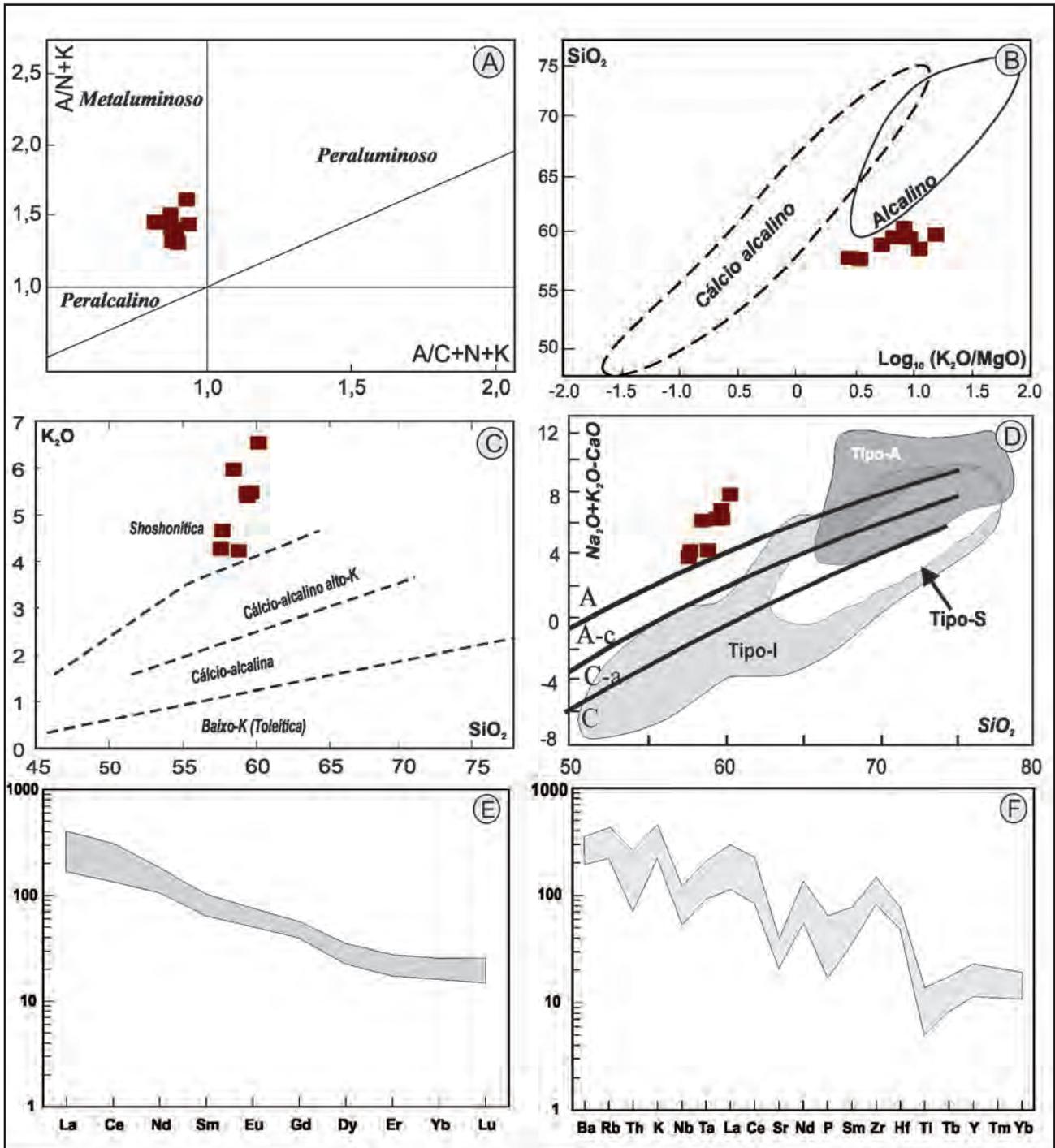


Figura 3.23 – Diagramas discriminantes geoquímicos para as rochas do granitoide Quixaba. (A) índices de aluminosidade de Shand com campos conforme Maniar & Piccoli (1989); (B) diagrama de Rogers & Greenberg (1981); (C) diagrama de Rickwood (1989); (D) diagrama de Frost et al. (2001); E-diagrama de terras raras com normalizador de Evensen (1978); F-diagrama multielementos com normalizador de Thompson (1982).

para o Yb, e um enriquecimento de todos os elementos em relação ao condrito (de 10 a 500 vezes). Verifica-se ainda um enriquecimento relativo em Rb, K, La, Nd e Zr, sugerindo que biotita, K-feldspato, allanita e zircão não foram fases residuais importantes, e decaimento de Th, Nb, Sr, P e Ti, sugerindo fracionamento de anfíbólio, titanita, ilmenita e apatita (Figura 3.23).

Este comportamento dos ETR mostra similaridades com shoshonitos plutônicos, onde vários autores têm mostrado que estas associações apresentam padrões de ETR com alto grau de fracionamento (La/Yb acima de 10), caracterizando-se por acentuado enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP e por serem desprovidos ou apresentarem anomalias de Eu muito discretas. Da mesma forma, os padrões observados no diagrama de multielementos são também bastante similares aos de shoshonitos plutônicos (Nardi 1986 e 1989; Zhou 1987, Guimarães 1989; Sial et al. 1989, Leterrier et al., 1990, Thompson & Fowler 1986).

Quanto a definição do ambiente de alojamento desse granitoide, os dados geoquímicos não são compatíveis de utilização na maioria dos diagramas discriminantes tectônicos disponíveis na literatura (Maniar & Piccoli 1989, Pearce et al. 1984, Thiéblemont & Cabanis 1990, Thiéblemont & Tégvey 1994, entre outros), entretanto vários autores afirmam que associações shoshoníticas são relacionadas a zonas de convergência de placas, e são encontradas em ambiente de arcos vulcânicos, ou ainda em outros ambientes tectônicos como no caso de colisão continental, onde costumam ocorrer num estágio tardio ou posterior à colisão (Morrison 1980, Pearce 1982, Zhou 1987, Guimarães 1989). No caso do Granitoide Quixaba um ambiente de colisão continental ligada à orogenia Brasileira seria mais coerente, considerando sua íntima associação com a instalação da zona de cisalhamento Portalegre.

A dominância de rochas empobrecidas em sílica nessa suíte sugere a derivação do magma a partir de fonte mantélica, porém sem descartar contaminação crustal e/ou mistura incompleta de magmas, haja vista sua associação com rochas da suíte São João do Sabugi (fácies Umari). Esta suíte mostra afinidades petrográficas e geoquímicas com rochas de associações shoshoníticas, entretanto, é nítido que o Granitoide Quixaba possui um caráter mais alcalino que as associações shoshoníticas típicas.

Quanto as condições de cristalização, estima-se que a fácies Umari deve ter iniciado sua cristalização a temperaturas superiores as da fácies Quixaba. Para a primeira estima-se, com base na estabilidade da assembleia ortopiroxênio + clinopiroxênio (Ormaasen 1977; Anderson 1980), que o início de sua cristalização deve ter ocorrido a temperaturas da ordem de 950 ± 50 oC a pressão de 8 ± 1 kbar. As condições de fugacidade de oxigênio devem ter sido baixas, como atesta ausência de magnetita primária e a presença de ilmenita com baixos conteúdos de hematita molecular. Com o avanço da cristalização,

em função da ascensão do corpo, deve ter-se atingido temperaturas da ordem de 800 ± 50 oC (associação Cpx-Hb) e sua cristalização final deve ter-se dado a pressão da ordem de 5 ± 1 kbar, e a temperaturas próximas de 700 oC. Já a fácies Quixaba, de natureza monzonítica-monzogranítica, deve ter iniciado sua cristalização a temperatura e pressão inferiores as da fácies Umari. A fugacidade de oxigênio deveria ser baixa e análoga a da fácies Umari (presença de ilmenita como mineral opaco principal), porém com aumento relativo no final da cristalização (presença de epidoto e titanita tardios). As temperatura e pressão de cristalização final devem ter sido similares as da fácies Umari.

Considerando-se a íntima associação desse granitoide com a ZCP, sua forma alongada em trend NE-SW, totalmente controlada por zonas de cisalhamentos de *trends* NE-SW e E-W do sistema Portalegre, e seu padrão deformacional com geração de milonitos nas bordas, são evidências que demonstram claramente uma colocação/alojamento em parte sintectônico a instalação da ZCP (Galindo 1993, Galindo et al. 1995, Trindade 1999).

3.3.4 - Suíte Intrusiva Dona Inês (NP3γ3di)

As rochas dessa suíte são representadas por leucomicrogranitos que ocorrem principalmente associados aos granitos porfíricos da suíte Itaporanga, no geral como diques de espessuras variadas (vide Figura 3.15B), ou ainda como matacões isolados e/ou compondo pequenos corpos (vide mapa geológico). São rochas de coloração cinza clara, textura equigranular fina a fina/média, e podem também apresentar uma foliação, pouco penetrativa, de *trend* NE. Petrograficamente são essencialmente monzogranitos hololeucocráticos, com quartzo, plagioclásio e microclina somando em média 95%. Biotita é o máfico principal e titanita, epidoto, allanita, opacos, zircão e apatita são os acessórios comuns. Raros cristais de tardios de fluorita e albita intergranular são encontrados (Galindo 1993).

Os dados litogeoquímicos são escassos, apenas cinco amostras, e mostram que são rochas bastante evoluídas com SiO₂ entre 72-77%, K₂O entre 5-6%, CaO ≤ 1,3%, Rb entre 200-350ppm e Sr ≤ 180ppm. Em diagramas discriminantes de associações magmáticas têm caráter essencialmente peraluminoso e cálcio alcalino potássico/subalcalino. Padrões de terras raras e diagramas multielementos sugerem, no geral, que em parte, esses leucomicrogranitos tenham se formado a partir da cristalização de líquidos residuais dos granitos porfíricos (Galindo 1993).

3.3.5 - Suíte Intrusiva Umarizal (NP3γ4u)

Aflora na porção centro sul da área, se estendendo para a área da Folha Catolé do Rocha (a sul), numa extensão de mais de 300 km². Seus contatos a N e NW são em parte recobertos pelos sedimentos

Tabela 3.6 – Composições química para as rochas do granitoide Quixaba. Obs: Todas as amostras são de Galindo (1993); elementos maiores em %, elementos traços e terras raras em ppm; $Eu/Eu^* = EuN/[(SmN/GdN)/2]$; Q=Fácies Quixaba.

	Q-270	Q-273a	Q-328	Q-272a	Q-331	Q-291b	Q-293	Q-273.2
SiO ₂	57,8	57,9	58,6	59,0	59,5	59,6	59,8	60,4
Al ₂ O ₃	15,4	15,8	18,1	16,7	16,9	17,5	18,3	17,6
Fe ₂ O ₃ (t)	9,8	8,8	6,4	8,0	7,3	7,2	5,4	5,2
MnO	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	1,3	1,7	0,5	0,8	0,6	0,8	0,4	0,8
CaO	4,3	4,2	4,0	4,2	3,4	3,3	3,5	3,0
Na ₂ O	3,8	3,8	4,2	4,2	4,3	4,1	4,9	4,2
K ₂ O	4,3	4,7	5,9	4,3	5,4	5,5	5,5	6,6
TiO ₂	1,1	1,4	0,7	0,8	0,7	0,8	0,5	0,6
P ₂ O ₅	0,5	0,7	0,3	0,4	0,3	0,3	0,2	0,2
PF	1,2	0,6	0,6	0,9	1,0	0,3	1,0	0,9
Total	98,8	98,9	99,4	98,8	99,5	99,6	99,5	99,5
Rb	78	113	121	105	100	125	97	149
Sr	347	464	434	407	251	395	312	374
Nb	33	42	31	27	32	31	25	19
Y	46	42	45	40	33	33	23	35
Zr	687	564	897	>1000	689	>1000	669	740
Ba	1760	1531	2368	2411	1886	2411	1999	1698
Ga	24	23	29	25	27	25	29	28
Th	5	9	5	7	4	7	3	7
La	64,5	97,4	50,9	61,5	41,1	57,7	37,2	56,6
Ce	140,8	197,5	104,1	132,5	86,5	119,7	72,5	120,6
Nd	63,7	86,1	61,1	59,4	50,7	52,1	35,0	65,2
Sm	12,5	15,7	12,7	11,7	10,8	9,9	7,1	13,1
Eu	3,5	3,2	4,3	3,6	3,9	3,6	4,1	3,0
Gd	10,3	11,6	10,0	9,2	8,1	8,4	5,7	9,6
Dy	8,1	7,9	8,8	7,0	6,9	5,7	4,6	7,4
Er	4,0	3,6	4,6	3,6	3,3	2,9	2,4	3,5
Yb	3,6	2,9	4,2	3,3	3,3	2,7	2,4	3,1
Lu	0,5	0,4	0,7	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5
ETRT	311,6	426,3	261,3	292,2	215,0	263,0	171,3	282,4
(La/Yb)N	12,0	22,6	8,2	12,7	8,5	14,6	10,5	12,3
Eu/Eu*	0,9	0,7	1,1	1,0	1,2	1,2	1,9	0,8

da Bacia de Gangorra, a leste, com o Granitoide Tourão, são em parte limitados por falhas, e a oeste em parte pela zona de cisalhamento Portalegre. O relevo de sua área de ocorrência é muito arrasado e os afloramentos no geral são bastante alterados, e em alguns locais, como na porção centro-norte do corpo, pode-se encontrar coberturas residuais, geradas a

partir da alteração do granito, com espessura superior a 3,0 m de espessura (Araújo 1985). São definidas em campo, e confirmadas petrograficamente, três fácies principais de caráter granítico: Umarizal, Lagoa e Açã. A primeira domina mais de 80% do corpo; a segunda ocorre com pequenas intrusões e diques no Granitoide Tourão, a sul, na área da folha Catolé do

Rocha, e a terceira tem sua área de ocorrência restrita ao extremo NE do batólito.

A fácies Umarizal é de textura grossa, isotrópica, com grande densidade de cristais de feldspato potássico, usualmente de coloração cinza a esverdeada, ou ainda rosados, euédricos, com dimensões média da ordem de 1 a 2 cm, e sem apresentar orientação preferencial. A fácies Lagoa é de textura porfírica grossa, os fenocristais de K-feldspato são de coloração cinza a castanho esverdeado, atingem até 4 cm de dimensão e também não se mostram orientados. Já a fácies Ação é representada por granitos de textura francamente porfírica, grossa a muito grossa, onde se destacam os fenocristais centimétricos de K-feldspato de coloração rósea, apresentando localmente textura do tipo rapakivi, e seus afloramentos ocorrem no geral como matacões, apresentando comumente enclaves arredondados ou discóides de natureza diorítica a granodiorítica, e xenólitos de biotita gnaisses da Formação Jucurutu.

Não se observam neste granitoide vestígios de foliação de caráter regional. Em alguns poucos afloramentos observa-se orientação de fenocristais de feldspato potássico sugerindo uma foliação magmática. Apesar de sua proximidade da zona de

cisalhamento Portalegre, não há efeitos marcantes de deformação dúctil e/ou milonitização em suas litologias, apenas efeitos de uma tectônica frágil com fraturas preenchidas por um fino material acinzentado, não identificado em campo, e intensa neoformação de cristais de quartzo (Figura 3.24 A).

Outra feição marcante neste granitoide observada em diversos afloramentos, especificamente na fácies Umarizal, é uma grande profusão de xenólitos sem orientação, de dimensões, formas e natureza diversas, destacando-se aqueles das litologias da Formação Jucurutu, que é a sua principal encaixante, embora também se encontrem outros similares a ortognaisses do embasamento e a rochas dioríticas. Esse tipo de estrutura, sugestivo de uma feição de topo de intrusão granítica, foi interpretado como brechas magmáticas. Além disso, a forma angulosa dos xenólitos e a ausência de orientação dos mesmos, bem como no granitoide, demonstram a existência de alto contraste de viscosidade entre o granito e as suas encaixantes (Pitcher & Berger 1972, Pitcher 1979, Marre, 1982). Isso demonstra que a colocação do granito deu-se quando o magma ainda dispunha de uma fração líquida importante, estando portanto em um estado físico distinto do apresentado por um *crystal mush* (Figura 3.24 B, C e D).

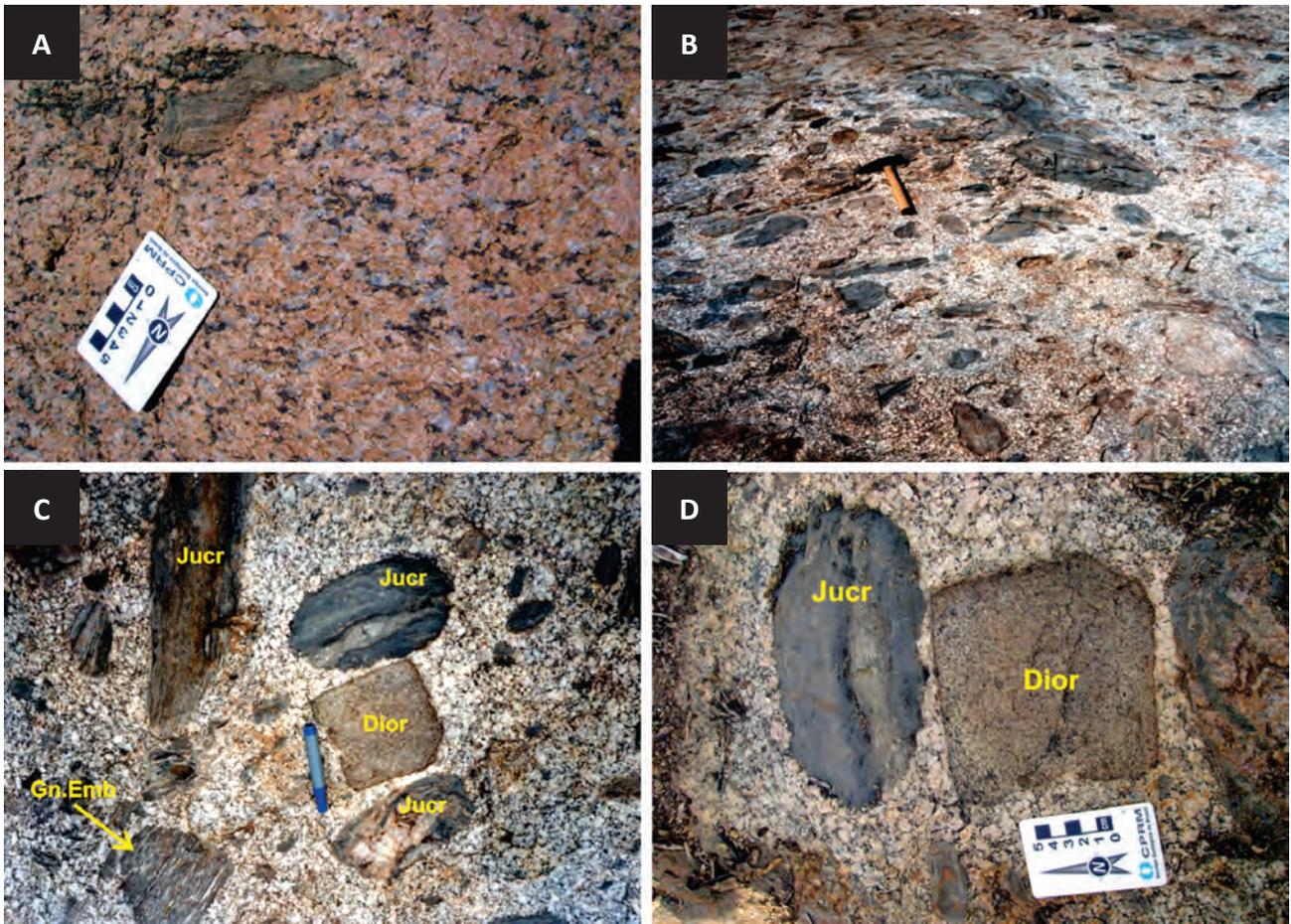


Figura 3.24 – Aspectos de campo da fácies Umarizal, da suíte intrusiva homônima: (A) textura grossa com fenocristais de coloração rósea de K-feldspatos, sem orientação, muita recrystalização de quartzo e enclave de gnaisse do Jucurutu; (B) aspecto geral da brecha magmática; (C) diversidade composicional dos enclaves da brecha magmática (Jucr-gnaisse do Jucurutu, Dior-diorito, Gn.Emb-gnaisse do embasamento); (D) um detalhe da foto C.

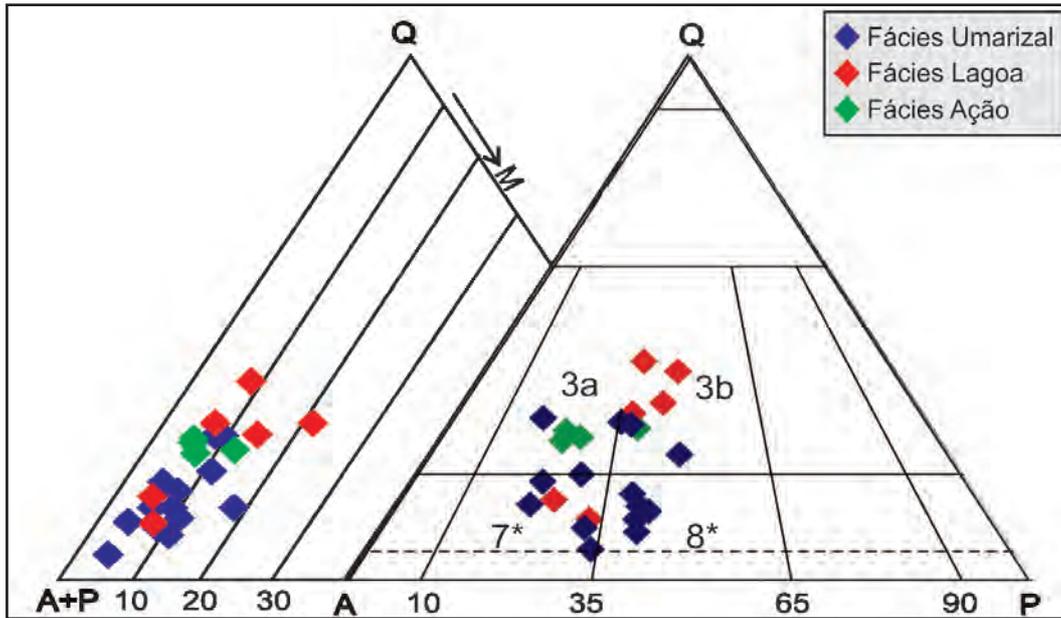


Figura 3.25 – Diagramas modais QAP e Q-A+P-M (Streckeisen 1976) para as rochas da suíte intrusiva Umarizal. Obs:(3a) sienogranito/charnoquito; (3b) monzogranito/charnoquito/farsundito; (7*) quartzo sienito; (8*) quartzo monzonito/mangerito.

Tabela 3.7 – Composições modais para as rochas da Suíte Intrusiva Umarizal. Obs. Todas as amostras são de Galindo (1993); Acc=minerais acessórios (zircão, apatita, e minerais de alteração como mica branca, clorita e epidoto); FU=Fácies Umarizal, FL=Fácies Lagoa e FA=Fácies Açã.

	FU-01	FU-02	FU-16a	FU-18	FU-27	FU-34	FU-42	FU-44	FU-54	FU-73	FU-92	FU-93
Quartzo	10,4	8,6	18,7	21,3	12,4	10,6	14,3	17,0	28,0	13,9	4,8	13,9
Plagioclásio	25,1	31,9	21,1	31,9	32,0	26,7	16,4	16,0	11,0	25,4	30,6	30,3
K-feldspato	53,2	47,7	53,9	34,9	44,3	57,3	62,7	57,6	51,5	41,3	59,5	46,2
Biotita	0,6	0,9	2,1	3,8	0,6	2,7	0,9	1,0	2,0	5,1	2,8	0,6
Anfibólio	2,8	4,4	3,0	7,4	1,8	1,2	3,8	7,1	3,7	11,6	1,2	3,0
Cpx	4,5	3,7	0,6	0,3	7,3	1,4	1,6	0,8	2,6	Tr	0,9	3,5
Opx												
Faialita	1,6	2,1	Tr	Tr	Tr		Tr	0,2	Tr			1,7
Opacos	0,8	0,6	0,3	0,3	1,4	Tr	0,3	0,2	0,3	1,3	0,2	0,8
Allanita				Tr				0,1		1,3	Tr	
Acc	Tr	0,1	Tr	Tr	0,2	Tr	Tr	Tr	Tr	0,1	Tr	Tr

	FU-142	FL-118	FL-334	FL-11	FL-116a	FL-148	FL-166b	FA-45	FA-48	FA-57	FA-58
Quartzo	27,6	15,6	10,7	27,9	37,6	29,7	30,5	25,4	24,2	27,2	26,4
Plagioclásio	21,6	19,5	31,9	24,7	19,6	22,4	21,5	23,4	15,7	15,9	17,9
K-feldspato	42,1	59,4	48,1	31,9	33,6	39,7	26,0	38,1	51,4	51,2	48,9
Biotita	4,0	1,7		9,6	5,6	2,6	6,3	5,9	1,4	0,8	1,4
Anfibólio	3,8	2,9	4,4	5,1	3,0	4,9	14,6	7,0	7,3	4,8	5,3
Cpx	0,6	0,2	1,7								
Opx		0,2	2,9								
Faialita											
Opacos	0,3	0,2	0,3	0,3	0,2	0,3	0,8	0,1	Tr	Tr	Tr
Allanita		0,3		0,4	Tr	0,2	Tr				
Acc	Tr	Tr	Tr	Tr	0,4	0,2	0,3	Tr	Tr	0,1	Tr

Composicionalmente são rochas leucocrtaicas ($M \leq 20\%$) onde as fácies Umarizal e Lagoa são compostas por rochas charnoquíticas, segundo a proposta do IUGS (Streckeisen 1976) e variam de quartzo-monzonito a quartzo-sienito, com monzo e sienogranitos subordinados, para a fácies Umarizal, e de quartzo sienitos a monzogranitos para a fácies Lagoa, enquanto que a fácies Ação é predominantemente sienogranítica. Em ambos os casos a assembleia félsica é composta por quartzo, plagioclásio e K-feldspato, e o conteúdo de máficos é $\leq 20\%$ modal (Figura 3.25 e Tabela 3.7). Anfibólio, biotita, allanita, minerais opacos, zircão e apatita constituem a paragênese máfica comum as três fácies, porém a paragênese clinopiroxênio+olivina (faialita) na fácies Umarizal, e clinopiroxênio+ortopiroxênio na fácies Lagoa, caracterizam as rochas dessas duas fácies como charnoquíticas segundo a proposta do IUGS (Streckeisen 1976).

O feldspato potássico nas três fácies é no geral xeno-hipidiomórfico e com dimensões médias $\geq 5,0$ mm, podendo atingir 7,0-8,0 mm. É uma microclina pertítica a mesopertítica (pertitas dos tipos fios, filetes e em chamas), comumente com zonação e textura poiquilítica com inclusões de plagioclásio (principalmente), biotita, anfibólio e piroxênios. O plagioclásio ocorre em dois tipos texturais distintos (PI-1 e PI-2), mas em ambos os casos são oligoclásio com An²²⁻¹⁸: o PI-1 ocorre em cristais isolados e de dimensões variadas, mas sempre $\geq 1,0$ mm (podendo chegar a 3,0-5,0 mm), são xeno-hipidiomórficos e frequentemente exibem zoneamento normal e inclusões de biotita, apatita, minerais opacos e zircão; o PI-2, presente principalmente nas fácies Umarizal e Lagoa, ocorre em agregados mostrando contatos em ponto tríplice, é idio-hipidiomórfico e com dimensões médias $\leq 1,0$ mm. Em ambas as fácies o quartzo é essencialmente xenomórfico e exibe contatos irregulares. Seus cristais variam desde 1,0 até 5,0 mm (mais raramente), mostram comumente extinção ondulante, mas acham-se muito menos deformados do que nos granitoides precedentes (Figura 3.26 A, B, C e D).

O clinopiroxênio, presente nas fácies Umarizal e Lagoa, é, ao lado do anfibólio, o máfico predominante nessas rochas. Os cristais são usualmente hipidiomórficos de cor verde claro com pleocroísmo em tons esverdeados e amarelados. Análises de microsonda eletrônica revelam uma composição de hedenbergita. Comumente mostram coroas irregulares compostas por um simplectito de anfibólio+quartzo, e por vezes o processo de substituição é muito avançado e chega-se a ter pseudomorfos de anfibólio. O ortopiroxênio, presente apenas na fácies Lagoa, ocorre em cristais xeno-hipidiomórficos usualmente em agregados com clinopiroxênio, mostra cor amarela pálida com fraco pleocroísmo, caráter biaxial negativo, e estas características óticas levam a classificá-lo como hiperstênio. É comum mostrar coroas de anfibólio verde, além de fraturas grossas preenchidas por opacos e/ou material oxidado de cor amarelo-

avermelhada. A olivina, presente apenas na fácies Umarizal, ocorre em cristais xeno-hipidiomórficos, incolores a levemente coloridos em tons pálido, com altas cores de birrefringência, e frequentemente com zonas de alteração onde se concentram minerais opacos e anfibólios secundários, sendo classificada como faialita (análises por microsonda – Galindo 1993). Comumente apresenta textura de coroa dupla com dois anfibólios. A primeira coroa, fina e irregular é composta de anfibólio incolor e com altas cores de birrefringência, classificado como grunerita (análises por microsonda – Galindo 1993). A segunda coroa é, via de regra, mais espessa, porém também irregular, sendo formada por mesmo anfibólio de cor verde da família das hornblendas. Análises por microsonda (Galindo 1993) dão composição de hedenbergita para os clinopiroxênios, grunerita para o anfibólio incolor, e de faialita ($Fa_{93}Fo_{04}Tf_{03}$) para a olivina (Figura 3.26 E e F).

Apesar de ocorrer principalmente como coroas sobre os piroxênios, o anfibólio se apresenta também em cristais isolados cristalizados, ao que tudo indica, diretamente do líquido magmático, são de cor verde, com pleocroísmo em tons de verde amarelado a verde escuro, e análises por microsonda dão composições de hornblenda-ferro-edenítica com baixas razões de $Mg/(Mg+Fe)$, da ordem de 0,1. A biotita tem coloração amarelada e com pleocroísmo em tons de marrom escuro, ocorre predominantemente em simplectitos com quartzo, embora possa apresentar-se também em palhetas homogêneas. O processo de cloritização é incipiente. O zircão ocorre em pequenos cristais idiomórficos, podendo ser tanto em seções prismáticas finas quanto basais quadráticas. Apesar de não ter expressão modal é uma fase acessória relativamente abundante, principalmente nos termos com faialita. Apatita e allanita são essencialmente idiomórficas. Os minerais opacos têm expressão modal, principalmente na fácies Umarizal, com proporções de até 1,4%, são idiomórficos a xenomórficos, e composicionalmente tem-se tanto magnetita quanto ilmenita, nas fácies Umarizal e Lagoa (Galindo 1993).

As principais diferenças mineralógicas e texturais da fácies Ação em relação as fácies Umarizal e Lagoa são: ausência de plagioclásios do tipo-2 (aqueles que ocorrem em agregados), de piroxênios e olivina; presença de epidoto e titanita (esta última tanto como coroas irregulares sobre opacos e como pequenos cristais idiomórficos losangulares), ainda que em pequenas quantidades; o anfibólio é sempre maciço e nunca exibe textura reacional; e, a biotita nunca mostra textura simplectítica, ocorrendo sempre em cristais maciços.

Os dados geoquímicos dessa suíte mostram que são rochas com uma variação relativamente restrita de SiO_2 (63,6 - 69,8%), são empobrecidas em MgO , TiO_2 , P_2O_5 (teores médios de 0,28%, 0,46% e 0,14, respectivamente) e ainda em Rb e Sr (média da ordem de 130 e 170 ppm, respectivamente). Por outro lado, mostram-se enriquecidas em K_2O

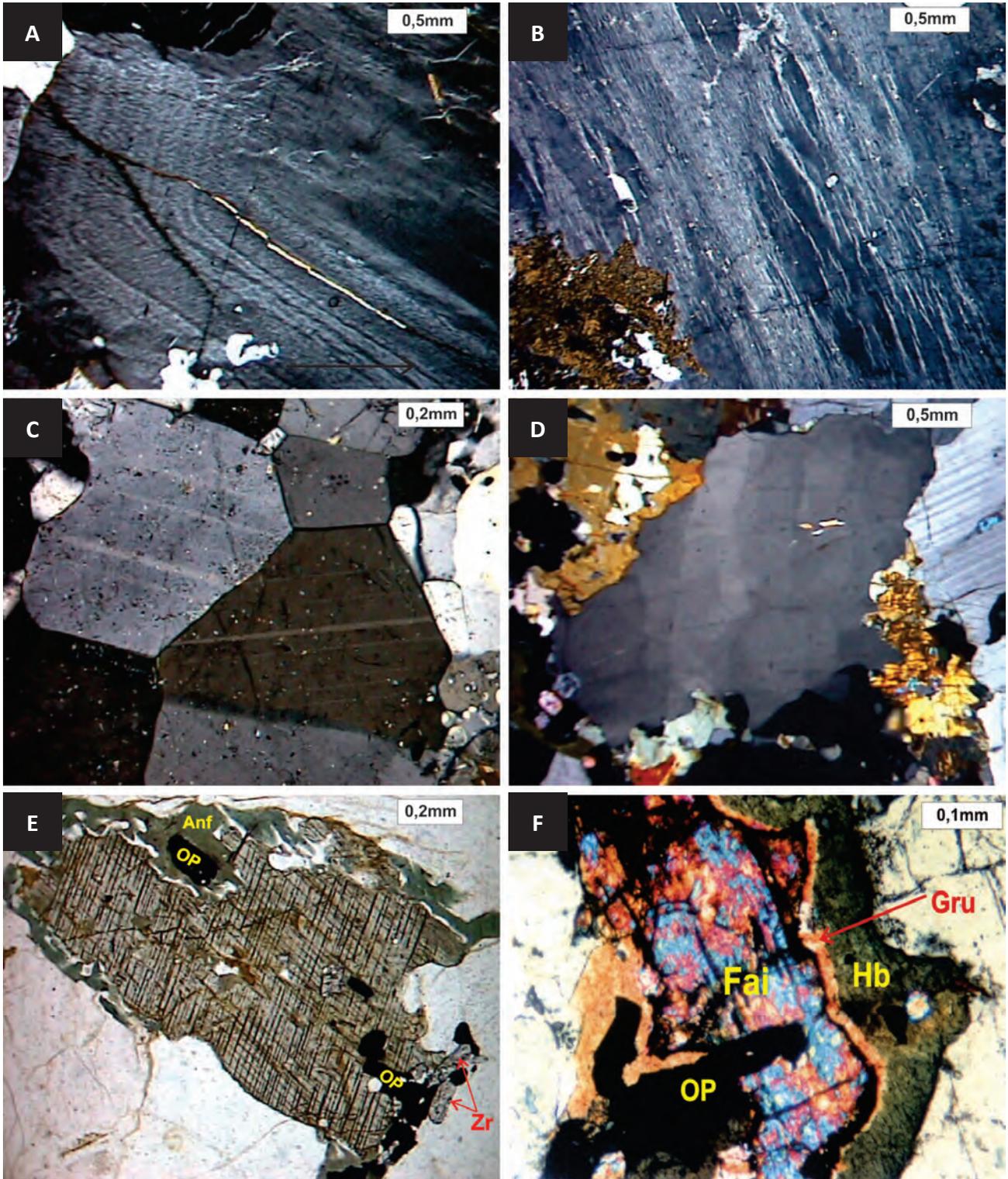


Figura 3.26 – Aspectos micropetrográficos da suíte intrusiva Umarizal. (A) Fenocristal de K-feldspato (Kf) perítico e com zonação; (B) Megacristal de K-feldspato (Kf) mesoperítico; (C) Agregado de cristais de plagioclásio (Pl-2) com contatos em ponto tríplice indicando cristalização em equilíbrio; (D) Fenocristal de quartzo com extinção ondulante em padrão de subgrãos; (E) Clinopiroxênio com textura de exsolução, e com coroa irregular composta por um simplectito de anfibólio (Anf) mais quartzo (em branco). Foto em nicóis paralelos. Têm-se ainda opacos (Op) e zircões (Zr); (F) Cristal de failaita (Fai) com coroa dupla de grunerita (Gru) e hornblenda (Hb). Têm-se ainda opaco (Op). Foto em nicóis cruzados. Obs. A foto-A é do fácies Lagoa e as demais do fácies Umarizal.

Tabela 3.8 – Composições química para as rochas da Suíte Intrusiva Umarizal. Obs: Todas as amostras são de Galindo (1993); elementos maiores em %, elementos traços e terras raras em ppm; $Eu/Eu^* = EuN/[(SmN/GdN)/2]$; FU=Fácies Umarizal, FL=Fácies Lagoa e FA=Fácies Açãõ.

	FU-02	FU-44	FU-142	FU-01	FU-93	FU-18	FU-54	FU-73	FL-334	FL-118	FL-11	FA-45	FA-48
SiO ₂	63,6	66,0	66,6	66,9	68,6	69,2	69,3	69,4	66,3	67,5	67,8	68,4	69,8
Al ₂ O ₃	15,9	14,3	15,6	15,7	14,5	14,3	14,5	14,8	15,7	14,9	13,9	14,0	13,8
Fe ₂ O ₃ (t)	5,6	4,8	5,1	5,2	3,4	4,1	3,7	4,2	5,7	4,3	5,7	4,5	3,8
MnO	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
MgO	0,2	0,3	0,5	0,2	0,2	ND	ND	0,3	0,4	0,3	0,7	ND	ND
CaO	2,1	1,9	2,0	1,9	1,5	1,2	1,3	1,6	2,3	1,8	2,2	1,6	1,2
Na ₂ O	4,0	3,9	4,1	3,7	3,5	3,4	3,5	3,1	4,1	3,3	3,1	3,5	3,4
K ₂ O	6,4	5,8	6,0	6,4	6,1	5,9	6,3	6,0	5,6	6,6	5,5	5,3	5,4
TiO ₂	0,5	0,5	0,6	0,5	0,3	0,3	0,3	0,4	0,6	0,4	0,7	0,4	0,3
P ₂ O ₅	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2
PF	0,2	ND	ND	ND	0,6	0,5	0,3	ND	ND	0,3	0,4	0,6	0,6
Total	98,2	96,7	100,3	100,3	98,6	99,0	99,1	99,6	100,5	99,3	100,5	98,3	98,4
Rb	105	133	134	124	125	107	121	129	99	147	162	155	155
Sr	125	236	211	152	142	123	107	217	242	177	201	179	156
Nb	29	27	30	24	17	25	23	26	26	22	29	34	29
Y	27	36	34	24	22	26	27	27	33	27	52	52	46
Zr	962	678	643	735	491	707	598	616	665	606	569	515	470
Ba	1243	ND	ND	ND	1152	1151	1016	ND	ND	820	861	1204	1138
Ga	22	ND	ND	ND	18	19	22	ND	ND	20	19	24	22
Th	25	ND	ND	ND	84	11	13	ND	ND	164	21	14	17
La	45,6				99,0	76,0	150,8			177,5	140,3	77,4	88,5
Ce	92,3				178,7	156,4	200,0			327,8	281,4	169,3	180,2
Nd	42,2				82,2	61,1	72,2			134,9	100,2	72,8	69,1
Sm	8,1				10,6	10,1	11,5			15,2	15,5	14,9	13,2
Eu	3,0				2,1	2,4	2,4			2,4	1,9	2,3	2,1
Gd	6,8				8,1	8,5	8,7			11,4	13,0	13,0	10,7
Dy	4,9				4,2	5,1	5,1			4,9	9,0	9,4	8,0
Er	2,5				2,1	2,5	2,5			2,4	4,5	4,6	4,1
Yb	2,5				1,8	2,3	2,2			1,9	3,9	3,9	3,6
Lu	0,5				0,3	0,4	0,5			0,4	0,6	0,7	0,6
ETRT	208,3				388,9	324,9	455,9			678,7	570,4	368,2	380,0
(La/Yb) _N	12,4				37,8	22,4	46,4			61,5	24,3	13,4	16,5
Eu/Eu*	1,2				0,7	0,8	0,7			0,5	0,4	0,5	0,5

e Zr (teores médios da ordem de 6,0% e 600 ppm, respectivamente) (Tabela 3.8).

Em diagramas discriminantes de séries magmáticas verifica-se que são rochas predominantemente metaluminosas, e sistematicamente mostram afinidades com rochas granitoides de associações alcalinas, o que as distingue bem das demais suítes. Este aspecto é ressaltado principalmente pelos seus altos teores de álcalis ($K_2O+Na_2O \geq 9,0\%$), Zr (no geral $\geq 500\text{ppm}$), elevados valores de Fe# [$100\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO}) \geq 90$], e teores baixos de Sr, e extremamente baixos de MgO. Estas características geoquímicas são mais próprias de granitoides tipo A (Collins et al., 1982, Whalen et al. 1987, Eby 1990, King et al. 1997, McReath et al. 2002 por exemplo), mas por outro lado, os teores de SiO₂ e Y são inferiores aos comumente encontrados

em típicos granitos A, e seu padrão de distribuição de terras raras (vide discussão a seguir) não mostra as acentuadas anomalias negativas de Európio e o enriquecimento em terras raras pesados geralmente observado em granitos nestes tipos de granitos (Figura 3.27).

Este contexto de granitos-A para esta suíte está mais definido pelos seus aspectos geoquímicos, e mineralógicos (mineralogia máfica anidra importante com piroxênios e olivina faialítica), do que seus aspectos tectônicos, ainda que os dados de campo apontem mais para uma colocação póstectônica/póscollisional para os seu(s) magma(s), em relação as demais suítes granitoides da área, no contexto da orogenia Brasileira (Galindo 1993 e McReath et al. 2002).

No tocante aos padrões de distribuição dos ETR (normalizado para o condrito de Evensen et al.

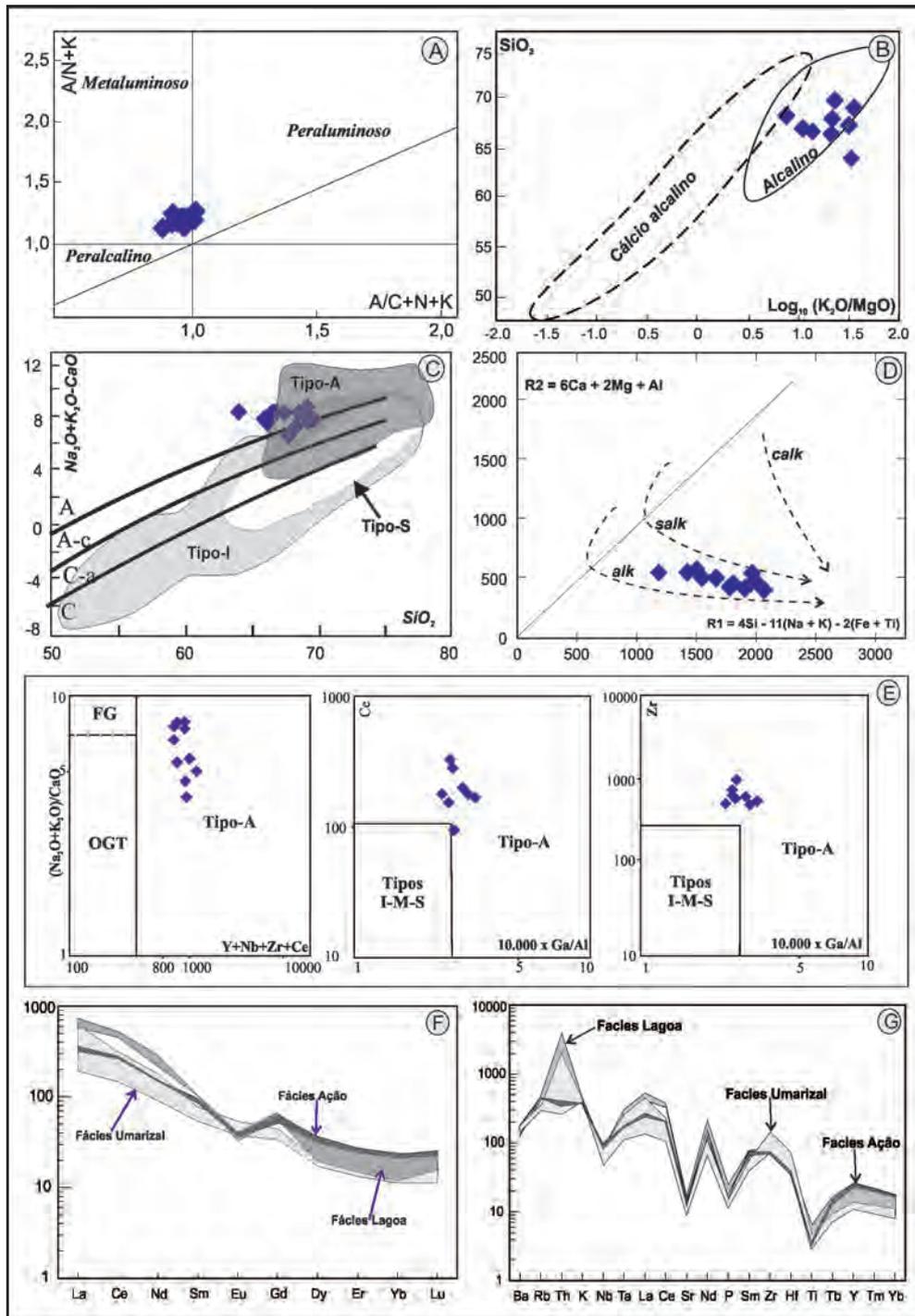


Figura 3.27 – Diagramas discriminantes geoquímicos para as rochas da suíte intrusiva Umarizal. (A) índices de aluminosidade de Shand com campos conforme Maniar & Piccoli (1989); (B) diagrama de Rogers & Greenberg (1981); (C) diagrama de Frost et al. (2001); (D) diagrama R1R2 de La Roche et al (1980); (E) diagramas de Whalen (1987); (F) diagrama de terras raras com normalizador de Evensen (1978); G-diagrama multielementos com normalizador de Thompson (1982).

1978), observa-se algumas diferenças entre a fácies Umarizal e as outras duas (Lagoa e Ação), sobretudo em termos do comportamento do európio. Por outro lado, constata-se que as fácies Lagoa e Ação são muito similares entre si (Figura 3.27). Para as três fácies observa-se um enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP, com valores da razão La/Yb

no geral maior que 20, e este enriquecimento pode estar associado a retenção na fonte de minerais como granada, clinopiroxênio e anfibólio. A fácies Umarizal apresenta anomalias discretas de Eu, positivas e negativas (Eu/Eu* entre 0,7 e 1,2). A anomalia positiva é observada na amostra menos evoluída dessa fácies, sugerindo acumulação de feldspatos,

enquanto as anomalias negativas estão presentes nas amostras mais evoluídas sugerindo fracionamento de feldspatos durante a diferenciação magmática. Por outro lado, como já referido, os padrões das fácies Lagoa e Açã são extremamente similares, e ambos os casos tem-se significativas anomalias negativas de Eu (Eu/Eu^* entre 0,4 e 4,5), sugerindo que neste caso houve fracionamento efetivo de feldspatos durante a evolução do(s) magma(s). Vale ressaltar ainda que a fácies Lagoa é a que apresenta maior enriquecimento em ETR ($\Sigma ETR > 500$), e isto pode ser explicado pela presença de quantidades modais relativamente significativas na mesma de allanita (até 0,4%), hornblenda ($> 3,0\%$) e clinopiroxênios (entre 0,2 – 1,7%).

No diagrama de multielementos, normalizado para o padrão de Thompson et al. (1982), observa-se que os padrões apresentados pelas três fácies desse granitoide são similares, notando-se porém um maior enriquecimento em Th nas fácies Umarizal e Lagoa. Há um decréscimo do Ba ao Yb, e em todos os casos, a exceção do Ti, tem-se enriquecimento 10 vezes maior em relação ao normalizador (Figura 3.27). Há acentuado enriquecimento em Th, La, Nd, e Zr (picos positivos), enquanto que Nb, Sr, P e Ti mostram forte decaimento.

O empobrecimento relativo em Sr indica retenção na fonte ou fracionamento de plagioclásio, ambos já sugeridos pelos padrões de ETR o comportamento de P sugere retenção de apatita no resíduo e o do Ti de ilmenita e/ou titanomagnetita. O enriquecimento relativo em Zr traduz o caráter alcalino desse granitoide que favorece a concentração desse elemento na fase líquida e não no resíduo. O empobrecimento em Nb sugere em parte componente crustal para o magma, talvez aliado à presença no resíduo de fases enriquecidas em tal elemento (titanita, anfibólio etc.).

No contexto de ambientes tectônicos, utilizando-se discriminantes geoquímicos, observa-se que esta suíte granitoide mostra características transicionais entre ambientes intraplacas e colisionais (Figura 3.28). Por outro lado, seus baixos teores de Nb (≤ 30 ppm) são indicativos de ambiente orogênico, o que é mais compatível com os dados de campo e sua idade (discussão mais adiante), sendo a priori sugerido um ambiente pós-colisional no contexto da orogenia Brasileira (Galindo et al. 1995, McReath et al. 2002).

Os dados de campo, petrográficos e geoquímicos apontam para uma provável fonte única para o(s) magma(s) das rochas das três fácies dessa

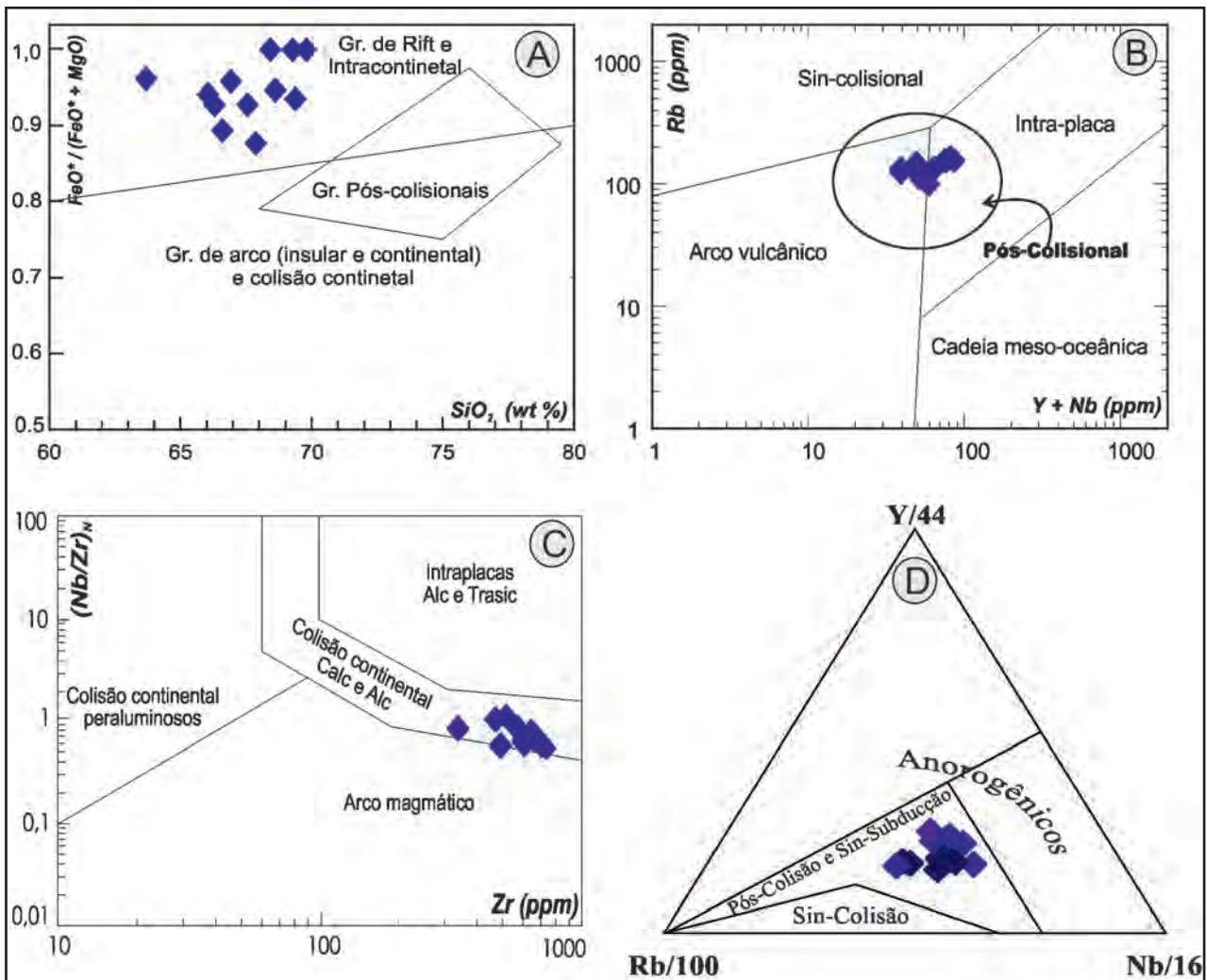


Figura 3.28 – Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos para a suíte intrusiva Umarizal. (A) Maniar & Piccoli (1989); (B) Pearce et al. (1984); (C) Thiéblemont & Tégely (1994); (D) Thiéblemont & Cabanis (1990).

suíte e, possivelmente, com histórias evolutivas distintas, ocorrendo em um curto espaço de tempo, com a fácies Umarizal sendo a mais precoce e menos evoluída, e a fácies Ação a mais tardia e mais evoluída.

A típica paragênese máfica desse granitoide composta por piroxênios e olivina, deixa claro que o mesmo se originou a partir de um líquido deficiente em água, gerado na crosta inferior, provavelmente a partir de uma fonte submetida a condições de fácies granulito. Para faialita granitos, com ou sem piroxênios, similares a esse granitoide, diversos autores defendem esta hipótese (Eborall 1976, Ormaasen 1977, Stephensen & Hensel 1978, Anderson 1980). Adicionalmente, as composições isotópicas de Sr também sugerem uma fonte crustal para o(s) magma(s) desse granitóide, enquanto que os padrões de ETR com forte enriquecimento em ETRL sugerem que estes magmas foram gerados em equilíbrio com um resíduo com granada. As condições de cristalização desses granitos indicam temperatura do *liquidus* da ordem de 900°C e decrescendo com o avanço da cristalização para temperaturas finais de cristalização da ordem de 800-700°C, as pressões de cristalização são variadas e com início em torno de 8,0-7,0 Kbar e término na faixa de 5,0±1,0 kbar, sendo P mínima da ordem de 3,5±1,5 Kbar, face sua associação com a Zona de Cisalhamento Portalegre, e sob condições baixa fugacidade de oxigênio controlada pelo tampão FMQ, como bem atesta a presença de ilmenita como mineral opaco comum as três fácies (Hackspacher & Legrand 1989, Galindo 1993, Galindo et al. 1995, McReath et al. 2002).

Por fim, os dados de campo mostram que a colocação/alojamento do plúton Umarizal foi controlada pelas zonas de cisalhamento Portalegre-ZCP, de *trend* geral NE-SW, e Frutuoso Gomes-ZCFG, de *trend* NW-SE, que limita a porção SSW do corpo (já ao sul da área na folha Catolé do Rocha). Segundo, os dados estruturais, do plúton Umarizal e suas encaixantes, e o estudo de ASM (anisotropia de susceptibilidade magnética) não são coerentes com o modelo alojamento por diapirismo. Por outro lado, as lineação e foliação magnéticas são concordantes com o *trend* NW-SE da ZCFG ao longo da borda WSW do plúton (indicando uma colocação sintectônica a esta estrutura), enquanto que na sua porção central são aproximadamente concêntricas com caimento para as bordas, e pode isto sugerir/indicar, em parte, um alojamento tipo "*like a sill*" (Archanjo et al. 1998). Adicionalmente, a presença relativamente frequente de estruturas do tipo *stopping* e/ou brechas magmáticas (Figura 3.24 B, C e D), notadamente nas bordas do corpo, indica que o granito intruiu uma crosta já relativamente fria e que a fração líquida do magma era ainda muito importante, determinando, dessa forma, um elevado contraste de viscosidade entre o mesmo e as suas encaixantes (Pitcher 1979, Marre 1982).

3.4 - Sedimentos Meso-Cenozóicos

Neste item serão descritos as bacias sedimentares Potiguar, a qual ocupa toda a porção norte da folha (compondo em torno de 40% da área) e recobre todas as unidades paleoproterozoicas e neoproterozoicas dos domínios Jaguaribeano e Rio Piranhas-Seridó, e Gangorra, uma pequena bacia crono-correlata a bacia Potiguar, encaixada num sistema de falhas relativo a reativação fanerozóica da Zona de Cisalhamento Portalegre. Serão ainda abordadas aqui as Coberturas Continentais (sedimentos colúvio-aluvionares) presentes na área.

3.4.1 - Bacia Potiguar

A Folha de Apodi encontra-se inserida na porção oeste da Bacia Potiguar, onde as unidades litoestratigráficas identificadas neste trabalho representam a porção superficial desta bacia. As unidades que afloram na área da Folha Apodi são: Formação Açú (composta por rochas siliciclásticas), Formação Jandaíra (composta por rochas carbonáticas), e Depósitos Quaternários (sedimentos aluvionares antigos e depósitos aluvionares de canal). Através do estudo das lâminas delgadas, foi possível caracterizar as litofácies carbonáticas e siliciclásticas, baseadas nas características composicionais da rocha como os grãos do arcabouço, matriz e cimento, bem como suas características texturais, com o objetivo de identificar as litofácies deposicionais, interpretar seus sistemas deposicionais e desenvolver a história diagenética destas.

As rochas carbonáticas foram classificadas, segundo a classificação de Folk (1959), considerando o percentual da matriz presente na rocha, juntamente com seus constituintes principais e subordinados. As rochas siliciclásticas foram classificadas de acordo com a classificação proposta por Folk (1968).

O relevo apresenta menos de 100 metros de altitude, destacando-se a Chapada do Apodi, com terras planas ligeiramente elevadas, cortados pelos rios Apodi-Mossoró. São observados três tipos de solo, predominantemente: o solo eutrófico, com fertilidade média a alta, textura média, bem ou moderadamente drenado, relevo suave e ondulado, o cambissolo eutrófico com fertilidade alta, textura argilosa, bem a moderadamente drenado, relevo plano, e o solo do tipo rendzina com fertilidade alta, textura argilosa, moderada a imperfeitamente drenado.

3.4.1.1 - Formação Açú (K12a)

Esta formação foi primeiramente definida por Kreidler & Andery (1949), e formalizada por Sampaio & Schaller (1968), para designar os arenitos finos a grossos, intercalados com folhelhos, argilitos e

siltitos, os quais se sobrepõem discordantemente a Formação Alagamar e interdigitam-se lateralmente com as rochas das formações Ponta do Mel e Quebradas, estando sotopostos concordantemente com as rochas carbonáticas da Formação Jandaíra. As rochas da Formação Açú são classificadas informalmente em quatro unidades, denominadas de Açú I a Açú IV, associadas respectivamente aos sistemas deposicionais leques aluviais, sistemas fluviais entrelaçados e meandranes, e estuarino (Vasconcelos et al. 1990). A unidade operacional Açú 4, objetivo deste trabalho, corresponde à porção superior da Formação Açú. É caracterizada por arenitos médios a muito finos, argilitos, folhelhos, siltitos, e eventualmente, calcilutitos e margas dolomitizados. O sistema deposicional desta unidade representa a implantação de um sistema litorâneo estuarino com desenvolvimento de ilhas barreiras, cortadas por canais de maré com laguna na retaguarda (Vasconcelos et al. 1990; Córdoba, 2001). O Membro

Mossoró, equivalente ao Açú 4, foi estudado em detalhe por Castro (1992), o qual propõe quatro sistemas deposicionais: fluvial meandrante, planície deltáica, planície de maré e marinho raso. Bagnoli (1992), estudando os arenitos do mesmo membro localizados no Campo de Canto do Amaro, identificou também canais de maré, planície de maré, laguna, delta e pântanos desenvolvidos durante um período de subida do nível relativo do mar com linha de costa de direção NE-SW.

Trabalhos importantes relacionados com esta unidade são os desenvolvidos por Castro e Barrocas (1981), Bagnoli e Farias (1989), Farias et al. (1990), Bagnoli (1992), Apoluceno (1995) e Reyes-Pérez (2003).

O afloramento de melhor exposição da área encontra-se localizado na escarpa da Chapada do Apodi, a três quilômetros da cidade de Apodi (RN). Este afloramento foi interpretado como originado a partir de sistema fluvial meandrante (Castro e Barrocas

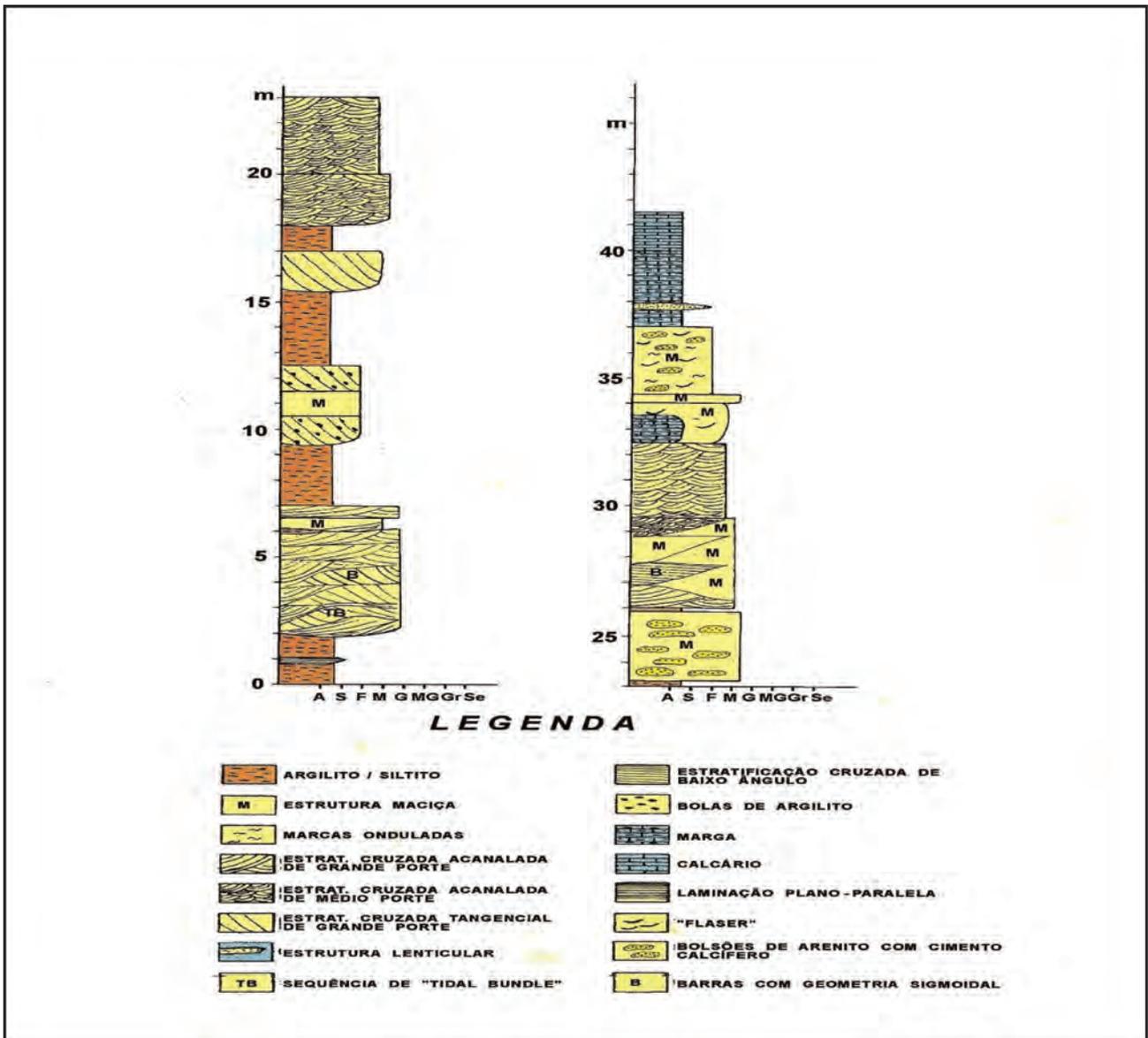


Figura 3.29 – O perfil do afloramento da Formação Açú, na subida da escarpa, a norte da cidade de Apodi (segundo Apoluceno, 1995).

1981) e, posteriormente, reinterpretado como depositado em ambiente transicional, relacionado a sistemas influenciados por marés (Bagnoli e Farias 1989); (Bagnoli 1992). O afloramento, que apresenta uma extensão de aproximadamente 1 km, expõe na base, rochas da Formação Açu (Unidade Açu-4) e na porção superior calcários da Formação Jandaíra. Na base ocorrem conglomerados com estratificação cruzada acanalada e tabular, marcada por clastos de argilas e raramente seixos de quartzo; arenito grosso, médio, fino e muito fino com estratificação cruzada, mostrando uma variação regular tanto no mergulho quanto na espessura (*tidal bundles*) e argilito laminado. Nestas rochas podem ser observadas outras estruturas sedimentares primárias das quais podem ser destacadas as laminações cruzadas de pequeno porte (marcas onduladas reversas), os pares conjugados de argila (*mud couplets*) e as superfícies de reativação. A presença associada destas diferentes feições pode ser empregada como critério diagnóstico da fluência da ação de correntes de marés (Figura 3.29).

Na descrição das fácies siliciclásticas da Formação Açu presentes no contexto da área em estudo (Folha Apodi) utilizou-se preponderantemente as observações macroscópicas das rochas em campo. A grande quantidade e qualidade dos afloramentos foram suficientemente satisfatórias para a interpretação detalhada deste grupo de litofácies. As rochas foram descritas macroscopicamente em termos de aspectos texturais, composicionais, granulométricos, além de terem sido analisadas as estruturas sedimentares e geometria das camadas, critérios para indicar condições de energia do ambiente e os possíveis sistemas deposicionais.

A classificação dessas litofácies foi feita de acordo com a granulometria, bem como, classificação composicional proposta por Folk (1968) quando possível (Figura 3.30).

Estas rochas apresentam um contato normal sobre o embasamento cristalino, em típica discordância heterogênea. Embora por vezes, em perfil apresentar um contato abrupto, seu contato superior é transicional para as rochas carbonáticas da Formação Jandaíra. Exibem pacotes com espessura mínima de 0,5 m e máxima de 6,0 m, mergulhando 2° a 4° para sudeste e formam relevos

relativamente planos.

Com o estudo detalhado dos afloramentos foi possível identificar três diferentes fácies, classificadas de acordo com a granulometria e quando possível composição mineralógica (Figura 3.30). As fácies foram denominadas de A, B e C, e serão apresentadas a seguir de acordo com as características texturais.

-Fácies K12a2-Arenito grosso arcossiano (Fluvial Entrelaçado/Anastomosado)

Esta fácies possui contato inferior abrupto e possivelmente discordante com o embasamento. O contato superior com a fácies K12a3 (fluvial meandrante) é abrupto. Litologicamente engloba predominantemente arenitos grossos arcossiano e, localmente arenitos finos, folhelhos a siltitos, além de calcarenitos e calcilutitos. Os arenitos arcossianos apresentam-se mal selecionados, com granulometria média a grossa (Figura 3.31A). Os folhelhos são, em geral pouco desenvolvidos e apresentam significativa variação lateral de espessura e faciológica, gradando a siltitos argilosos. São observadas fraturas (Figura 3.31C) e, estratificações cruzada acanalada (Figura 3.31D) e tabular.

A porção basal da unidade é, em geral, mais arenosa e grossa, correspondendo a um sistema fluvial anastomosado (Figura 3.31B). Os corpos arenosos são mais espessos na base, diminuindo de espessura para o topo. Este afinamento coincide com a presença de intercalações argilosas, refletindo a mudança para um sistema fluvial meandrante.

- Fácies K12a3 - Arenito fino a médio argiloso (Fluvial Meandrante)

O contato basal é com a fácies K12a2 (Fluvial Entrelaçado/Anastomosado), abrupto na maior parte da área. O contato superior se dá com a fácies K12a4 (Estuarino/Deltáico). A principal característica desta fácies é o aumento de argilosidade para o topo.

Litologicamente é composto predominantemente por arenitos médios a finos argilosos, e localmente por siltitos e folhelhos (Figura 3.32 A e B). Os arenitos são mais espessos e grossos na base diminuindo para o topo. Compõem camadas homogêneas e apresentam laminações formando intercalações de níveis oxidantes e redutores, representados respectivamente por arenito médio



Figura 3.30 – Classificação de rochas siliciclásticas de acordo com a granulometria e composição, segundo Folk (1968).

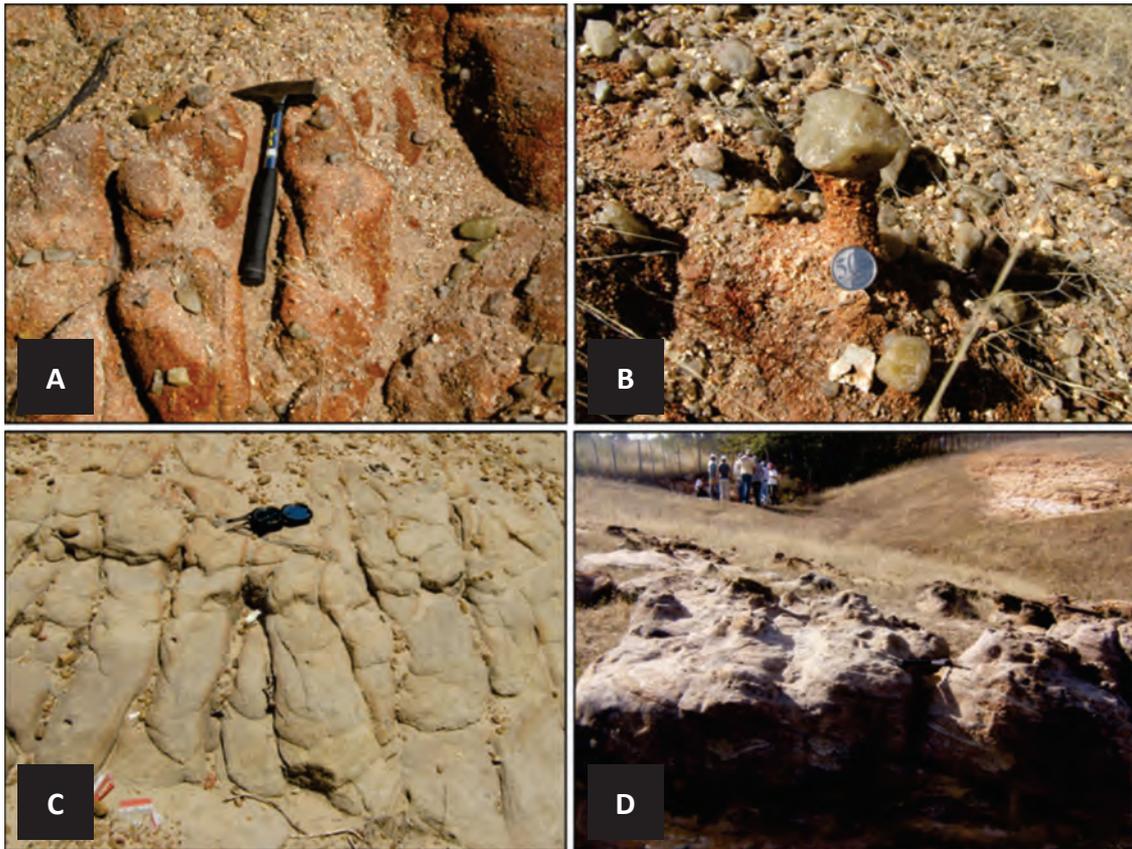


Figura 3.31– Aspectos de campo das rochas da Fácies arenito grosso arcoseano (fluvial entrelaçado/anostomosado). (A) Arenito de granulometria grossa; (B) Seixos de quartzo e feldspato, sistema fluvial anastomosado; (C) Arenito fraturado; (D) Estratificação cruzada acanalada.

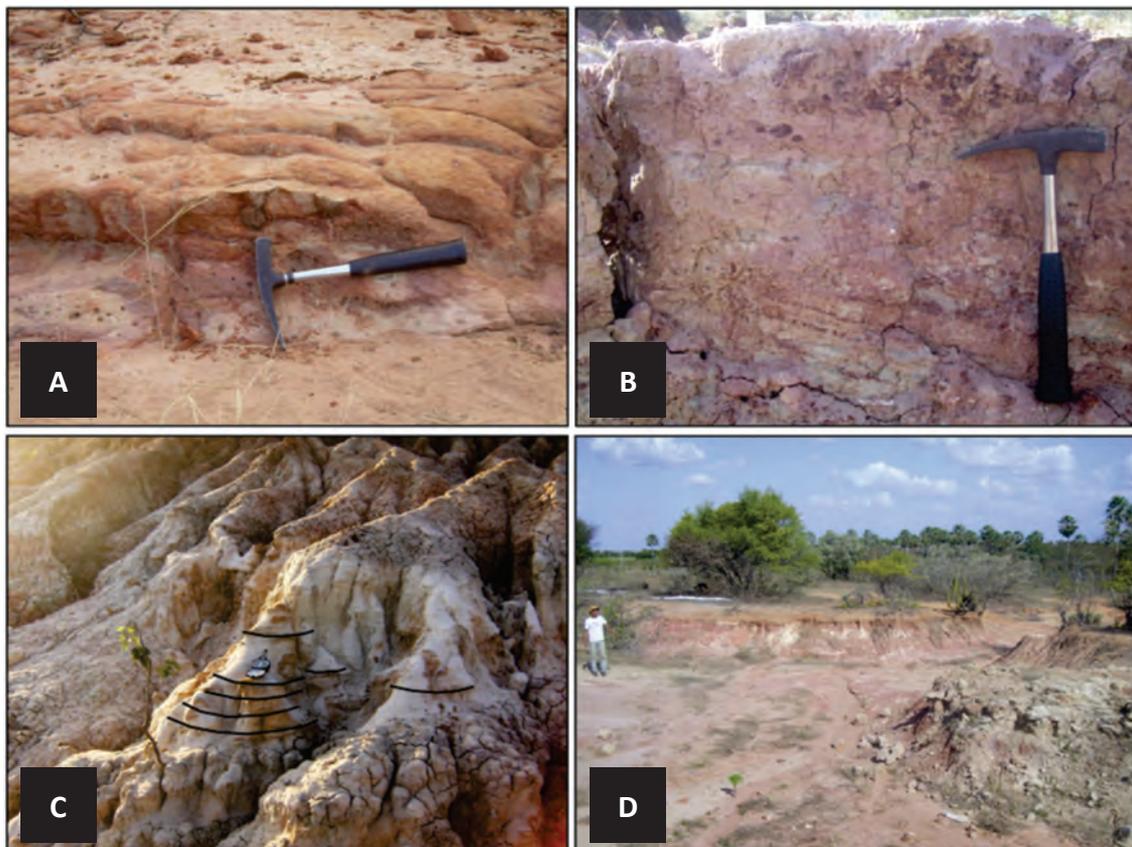


Figura 3.32 – Aspectos de campo das rochas da Fácies arenito fino a médio argiloso (fluvial meandrante). (A) Arenito com granulometria média. Ponto 63; (B) Siltito. Ponto 161; (C) Estratificação cruzada acanalada. Ponto 228; (D) Planície de inundação, caracterizando o ambiente deposicional. Ponto 160.

a fino avermelhado caracterizando sistema fluvial meandrante (leito de rio) com arenito fino argiloso esverdeado de planície de inunda  o. Estes pacotes ocorrem dispostos segundo uma geometria sigmoidal a tabular, formando corpos espessos com pouca continuidade lateral. Os arenitos ocorrem em lentes no pacote rochoso, apresentando estratifica  o cruzada acanalada de médio a grande porte (Figura 3.32C) e tangenciais de baixo   ngulo. Tais estratifica  es indicam paleocorrente predominantemente para norte. De acordo com o ambiente deposicional, planície de inunda  o    comum na   rea (Figura 3.32D).

- FÁCIES K12a4 - Arenito fino, Siltitos e Argilitos (Estuarino/Delta  ico)

O contato basal se d   com a fácies B. O topo    marcado nos primeiros calcários a partir de onde o pacote torna-se essencialmente carbonático, correspondendo    Forma  o Janda  ira.

Litologicamente abrange arenitos finos, siltitos e argilitos, e localmente arenitos muito finos a médio e eventuais calcilutitos e margas dolomitizadas. Os argilitos e siltitos são avermelhados a esverdeados e compõem pacotes com espessura variando desde centimétrica a métrica. Estes litótipos, por vezes,

apresentam lamina  o plano paralela (Figura 3.33).

Estes pacotes estão dispostos segundo uma geometria predominantemente sigmoidal e apresentam como estruturas sedimentares mais características estratifica  es cruzadas de baixo ângulo, estratifica  es cruzadas tangenciais e acanaladas. As estratifica  es indicam paleocorrente predominantemente para norte (Figura 3.33).

Estas rochas compõem pacotes que variam de 0,5 a 3,0 metros de espessura, normalmente com pouca continuidade lateral. Nas proximidades do contato com a Forma  o Janda  ira, estes litótipos encontram-se formando bolsões de arenito com cimentac  o calcítica.

Tais rochas dispõem-se como corpos tabulares e extensos lateralmente ou ocorrem preenchendo as depressões entre as barras estuarinas (Figura 3.33).

3.4.1.2 - Forma  o Janda  ira (K2j)

As rochas da Forma  o Janda  ira, depositadas sobre a Forma  o Açu, ocorrem aflorantes em grande parte da Bacia Potiguar, sob a forma de um extenso platô, intensamente carstificado e erodido (Córdoba *et al.*, 2001). Apresenta espessura variável,

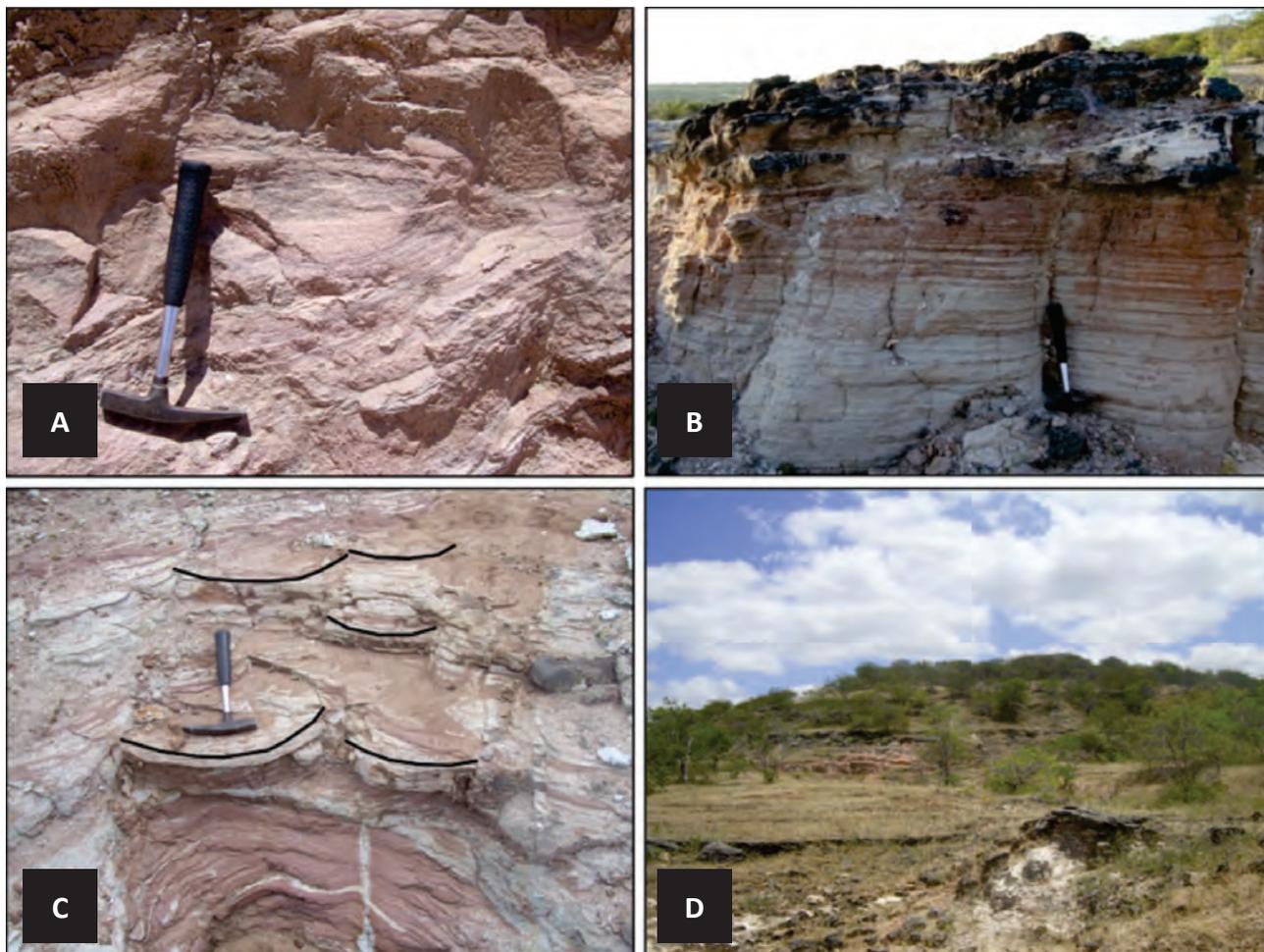


Figura 3.33 – Aspectos de campo das rochas da Fácies arenito fino, siltitos e argilitos (estuarino delta  ico). (A) Arenito com granulometria fina. Ponto 156; (B) Contato arenito (Forma  o Açu) e calcário (Forma  o Janda  ira). Ponto 15; (C) Paleocorrente para o norte. Ponto 156; (D) Visão geral da fácies K12a4. Ponto 156.

de menos de um metro em direção à água profunda, por efeito de erosão e condensação, até 600 m, na porção da plataforma interna atual, e mergulha com baixa inclinação em direção ao Oceano Atlântico (Pessoa Neto *et al.*, 2007). Esta unidade é composta tipicamente por calcarenitos e calcilitos bioclásticos, cujas cores variam do cinza clara ao amarelo, com ocasionais intercalações de arenitos, folhelhos, margas e evaporitos. Tais rochas foram depositadas entre o Turoniano e o Eocampaniano já no final da seqüência Transgressiva Marinha, em condições de deriva continental e mar aberto. Nessas condições, estão envolvidos os sistemas deposicionais de planície de maré, laguna rasa, plataforma rasa e mar aberto. A Formação Jandaíra exibe ainda a maior quantidade de fósseis da Bacia Potiguar, sejam eles macrofósseis ou microfósseis. Por isso, apresenta inúmeros trabalhos de cunho paleontológico e bioestratigráfico.

As rochas carbonáticas da área estudada, Folha Apodi, correspondem aos calcários da Formação Jandaíra, que faz parte também da litofaciologia dessa área. As rochas carbonáticas apresentam uma maior complexidade e apenas o estudo de campo não é suficiente para descrevê-las. Com isso, além do estudo, análise e interpretação de dados em campo dos afloramentos, foi necessário o estudo petrográfico detalhado em seções delgadas. Para a determinação das fácies nas rochas carbonáticas, foram analisadas 37 lâminas delgadas, confeccionadas a partir de amostras coletadas em campo na área em estudo. Os critérios microscópicos utilizados para a individualização das fácies nas lâminas carbonáticas foram: os aspectos composicionais e texturais, com ênfase nos tipos e proporção de grãos, matriz e cimento. Os tipos, as associações e a textura dos constituintes aloquímicos e ortoquímicos são importantes critérios para indicar condições

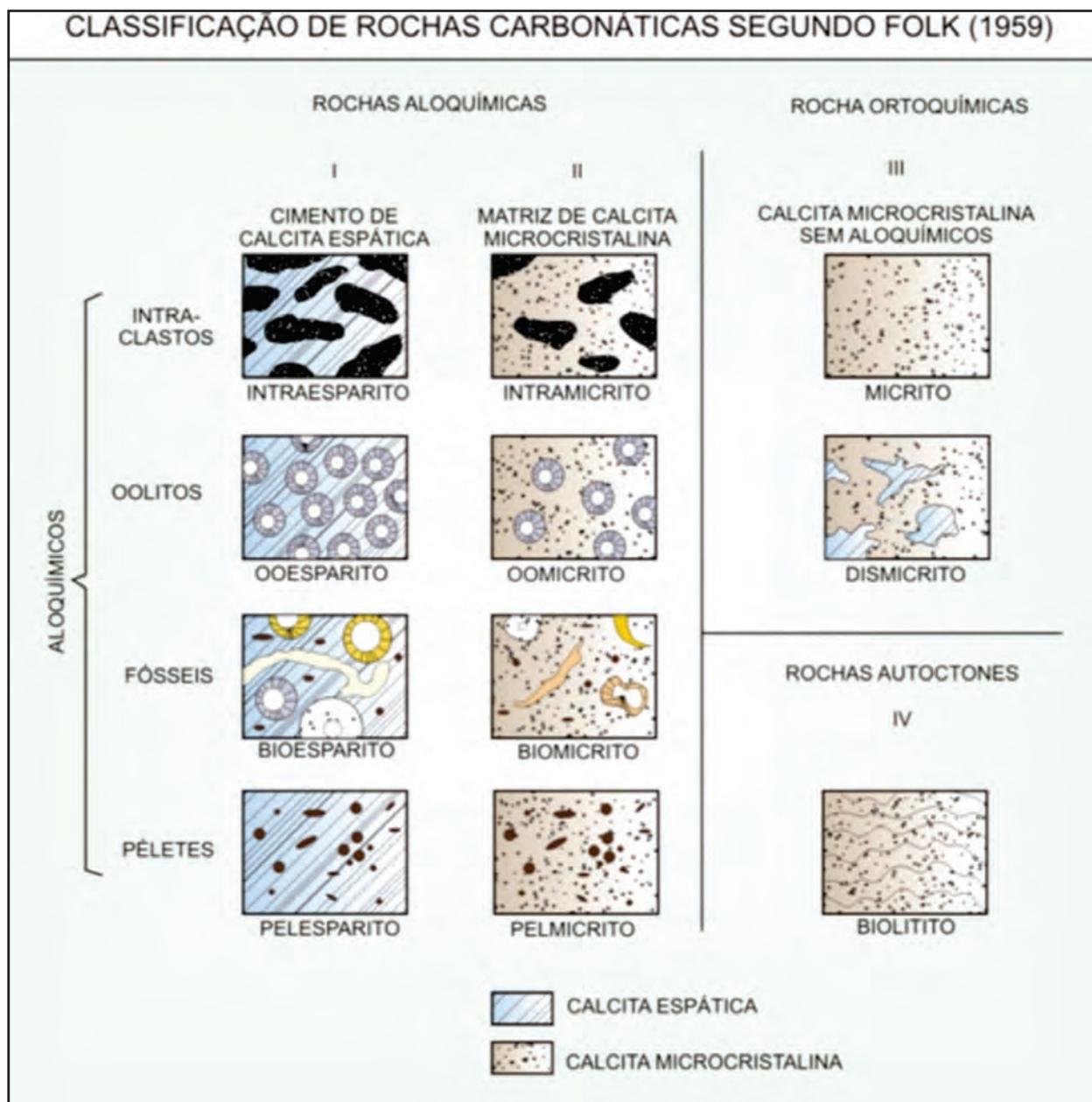


Figura 3.34 – Classificação das rochas carbonáticas, segundo Folk (1959).

de energia atuantes no ambientes e seus possíveis sistemas deposicionais.

Para nomear as fácies carbonáticas, utilizou-se a classificação de Folk (1959), que se baseia nas proporções relativas entre grãos, matriz, cimento e no tipo de aloquímicos predominantes (Figura 3.34). Os aloquímicos encontrados em rochas carbonáticas consistem em: intraclastos, oólitos, fósseis e pelotas fecais. Dessa forma, para a classificação descritiva dos calcários, usam-se os prefixos *oo* para oólitos, *intra* para intraclastos, *bio* para fósseis e *pel* para péletes, acrescentando os termos *micrito* para matriz e *esparito* para cimento, como sufixos. Quando a rocha é constituída apenas por matriz, ou seja, cem por cento de lama carbonática, é denominada micrito, e dismicrito quando exibe, junto com a lama carbonática, *birdseyes*.

Estas rochas repousam concordantemente sobre os arenitos da Formação Açú. Exibem pacotes com espessura mínima de 1,0 m e máxima de 6,0 m, mergulhando 2° a 4° para nordeste e formam relevos relativamente planos. Com o estudo de lâminas delgadas, agregado a descrição de afloramentos na

área em estudo, foi possível identificar dez diferentes litofácies, classificadas de acordo com Folk (1959), as quais serão apresentadas a seguir de acordo com as características texturais:

- *Bioesparito (K2jbe)*

As rochas desta fácies apresentam coloração acinzentada e uma granulometria muito grossa (Figura 3.35). Como estrutura sedimentar foi reconhecida estratificação cruzada acanalada.

Esta litofácies, microscopicamente, apresenta-se sustentada pelos componentes aloquímicos, os quais variam de 50% a 60% da composição total da rocha. Estes se apresentam um pouco micritizados a bastante micritizados e são representados em sua maioria por bioclastos, como: miliolídeos, bivalves, gastrópodes, equinodermas, espinhos de ouriço do mar e algas vermelhas (Figura 3.35). Em menor quantidade são observados intraclastos, que localmente apresentam-se oxidados, e péletes. Sua granulometria varia de areia muito fina a grânulo, caracterizando uma seleção pobre a moderada. Os contatos são predominantemente flutuantes,

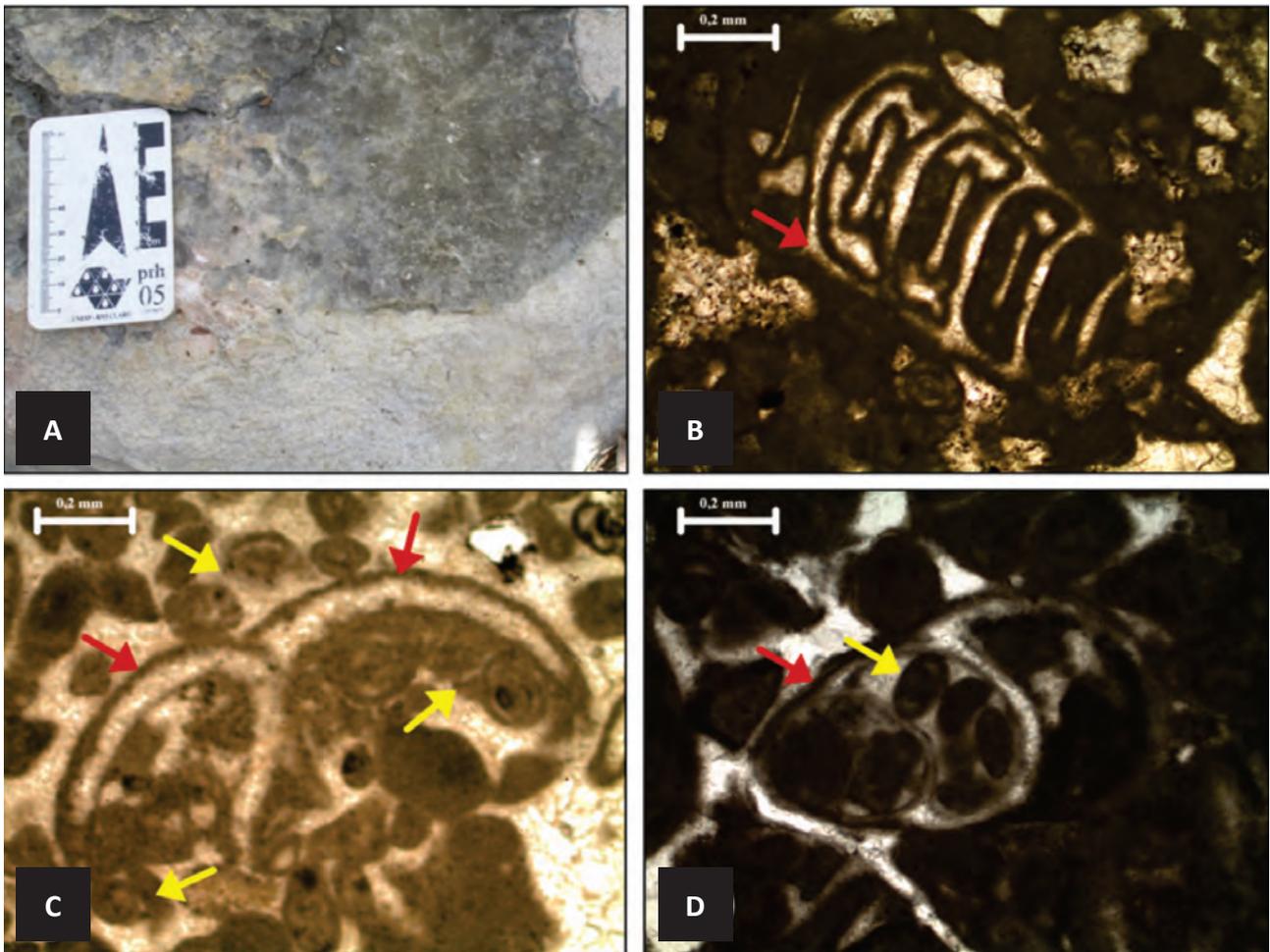


Figura 3.35 – Aspectos de campo (A) e de lâminas (B, C e D) da fácies Bioesparito. (A) Fotografia de afloramento da fácies Bioesparito; (B) Fotomicrografia da fácies Bioesparito com Gastrópode indicado pela seta vermelha. Nicóis paralelos. Ponto 68; (C) Fotomicrografia da fácies Bioesparito com Bivalves indicados pelas setas vermelhas e Miliolídeos indicados pelas setas amarelas. Nicóis paralelos. Ponto 112; (D) Fotomicrografia da fácies Bioesparito com Gastrópode indicado pela seta vermelha e Miliolídeos indicados pelas setas amarelas. Nicóis paralelos. Ponto 147.

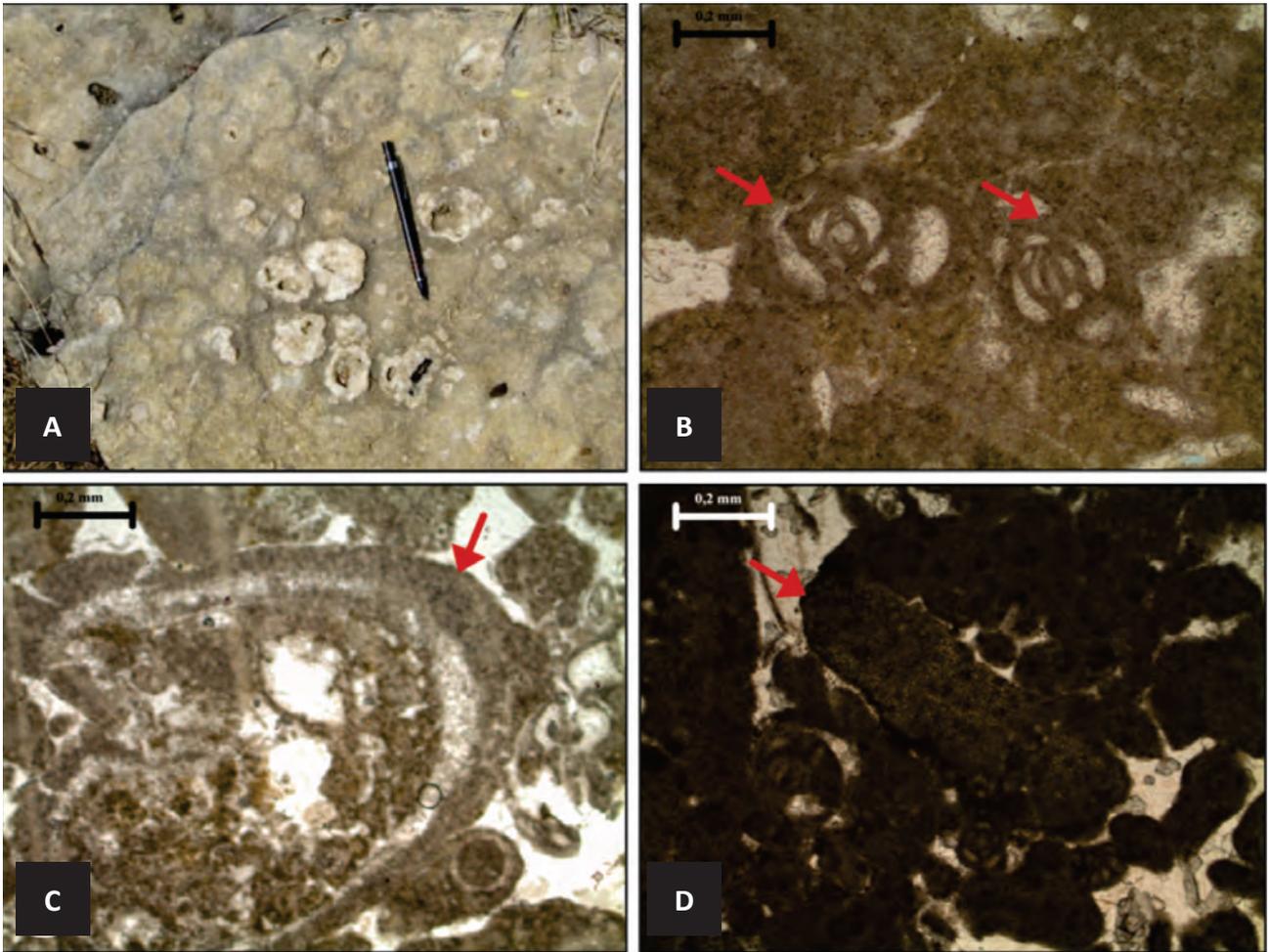


Figura 3.36 – Aspectos de campo (A) e de lâminas (B, C e D) da fácies Biomicroesparito. (A) Fotografia de afloramento da fácies biomicroesparito. Ponto 88; (B) Fotomicrografia da fácies biomicroesparito com Miliolídeos indicados pelas setas. Nicóis paralelos. Ponto 143; (C) Fotomicrografia da fácies biomicroesparito com Bivalve indicado pela seta. Nicóis paralelos. Ponto 143; (D) Fotomicrografia da fácies biomicroesparito com intraclasto indicado pela seta. Nicóis paralelos. Ponto 70.

contatos pontuais e côncavo-convexos são comuns e raramente são observados contatos retos, sugerindo assim um empacotamento normal.

O cimento ocorre preenchendo o espaço intergranular, como um mosaico espático de cristalinidade fina a média. A matriz em menor quantidade é do tipo micrítica e ocorre de forma deposicional e localmente preenchendo os grãos internamente.

- Biomicroesparito (K2jbme)

Macroscopicamente, a presente litofácies é caracterizada por rochas de textura grossa e cor acinzentada. Por vezes são observados geodos de calcita (Figura 3.36).

Microscopicamente, esta litofácies apresenta um arcabouço sustentado por componentes aloquímicos, os quais superam 50% da composição total da rocha e apresentam-se micritizados. Em maior proporção são representados pelos bioclastos, principalmente miliolídeos (Figura 3.34), bivalves (Figura 3.36), equinodermas, espinhos de equinodermas,

gastropodes. Secundariamente são observados intraclastos (Figura 3.36) e péletes. A granulometria varia de areia muito fina a grânulo, resultando em uma seleção pobre a moderada. Seus contatos são predominantemente côncavo-convexo e comumente são observados contatos flutuantes, pontuais e retos, sugerindo um empacotamento normal.

O cimento ocorre preenchendo o espaço intergranular, como um mosaico espático de cristalinidade de fina a média. A matriz ocorre em quantidade apenas um pouco inferior ao cimento, varia do tipo deposicional micrítica a síltica peloidal. E além da forma deposicional, ocorre ainda preenchendo os grãos.

- Biolitito (K2jbl)

Esta litofácies representa um banco de ostras, denominado *lumachelle*, o qual está preservado *in situ* (Figura 3.37). A coloração destas rochas é cinza claro a escuro, e sua granulometria é grossa (Câmara, 2010). Nas imagens aéreas mostra-se como uma grande estrutura em forma de lente.

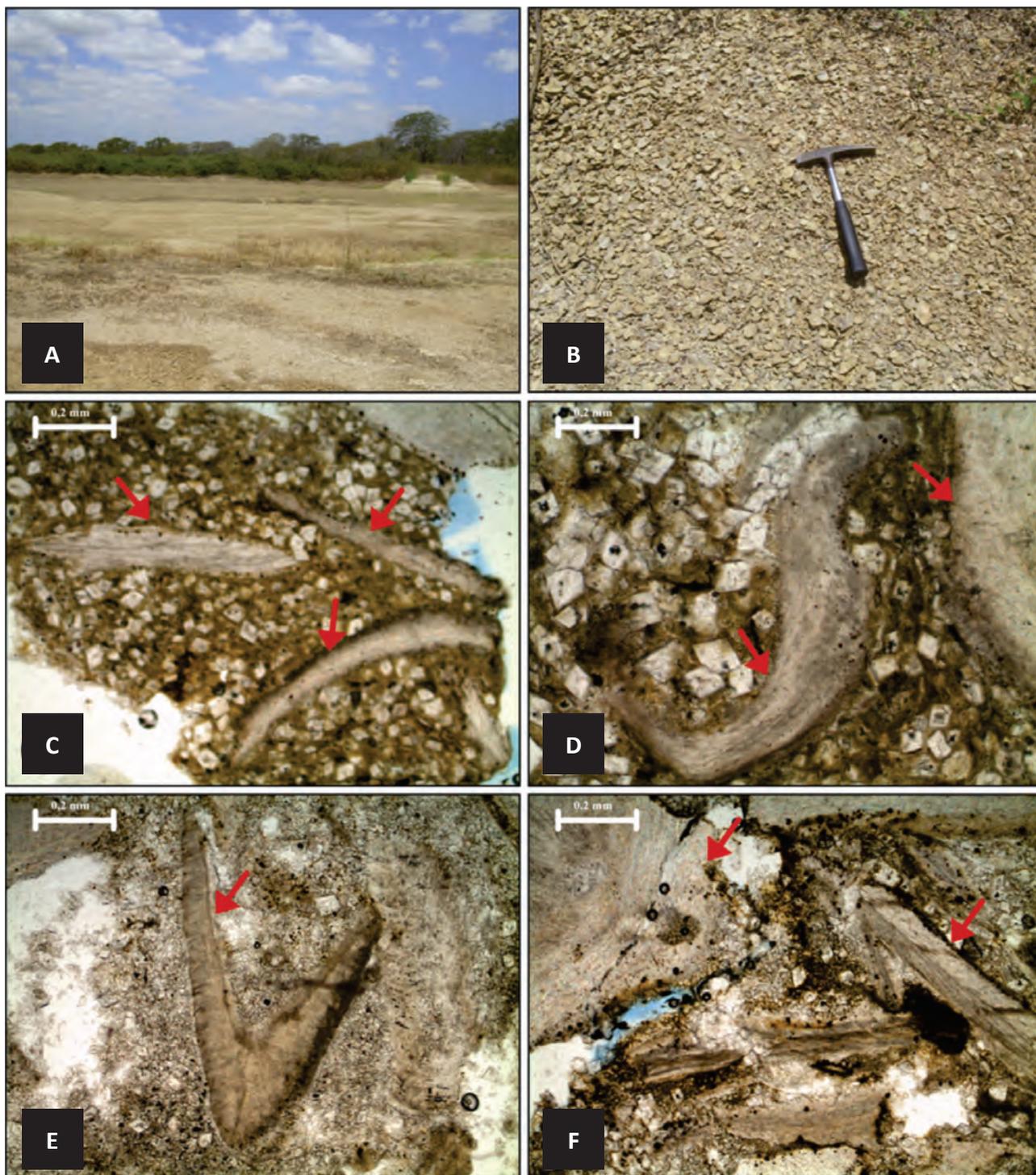


Figura 3.37 – Aspectos de campo (A e B) e de lâminas (C, D, E e F) da fácies Biolitito. (A) Visão geral do banco de ostras. Ponto 151; (B) Fotografia de afloramento da fácies Biolitito. Ponto 151; (C, D, E, F) Fotomicrografias da fácies Biolitito com Bivalves indicados pelas setas. Nicóis paralelos. Ponto 151.

Composicionalmente a matriz é o constituinte predominante da rocha, ultrapassando 50%. Essa matriz é do tipo deposicional micrítica a recristalizada.

A descrição petrográfica permitiu identificar que os grãos mais comuns são os bioclastos, representado pelos bivalves, os quais representam aproximadamente 35% da composição total da rocha (Figura 3.37). A granulometria varia de areia fina a seixo, evidenciando uma seleção pobre a moderada.

Os contatos são predominantemente flutuantes, contatos retos e côncavo-convexo são comuns e raramente ocorrem contatos pontuais. Dessa forma o empacotamento é normal. Em pequena quantidade o cimento ocorre preenchendo o espaço inter e intragranular, como um mosaico espático de cristalinidade fina. É observada ainda, ocorrência de dissolução.

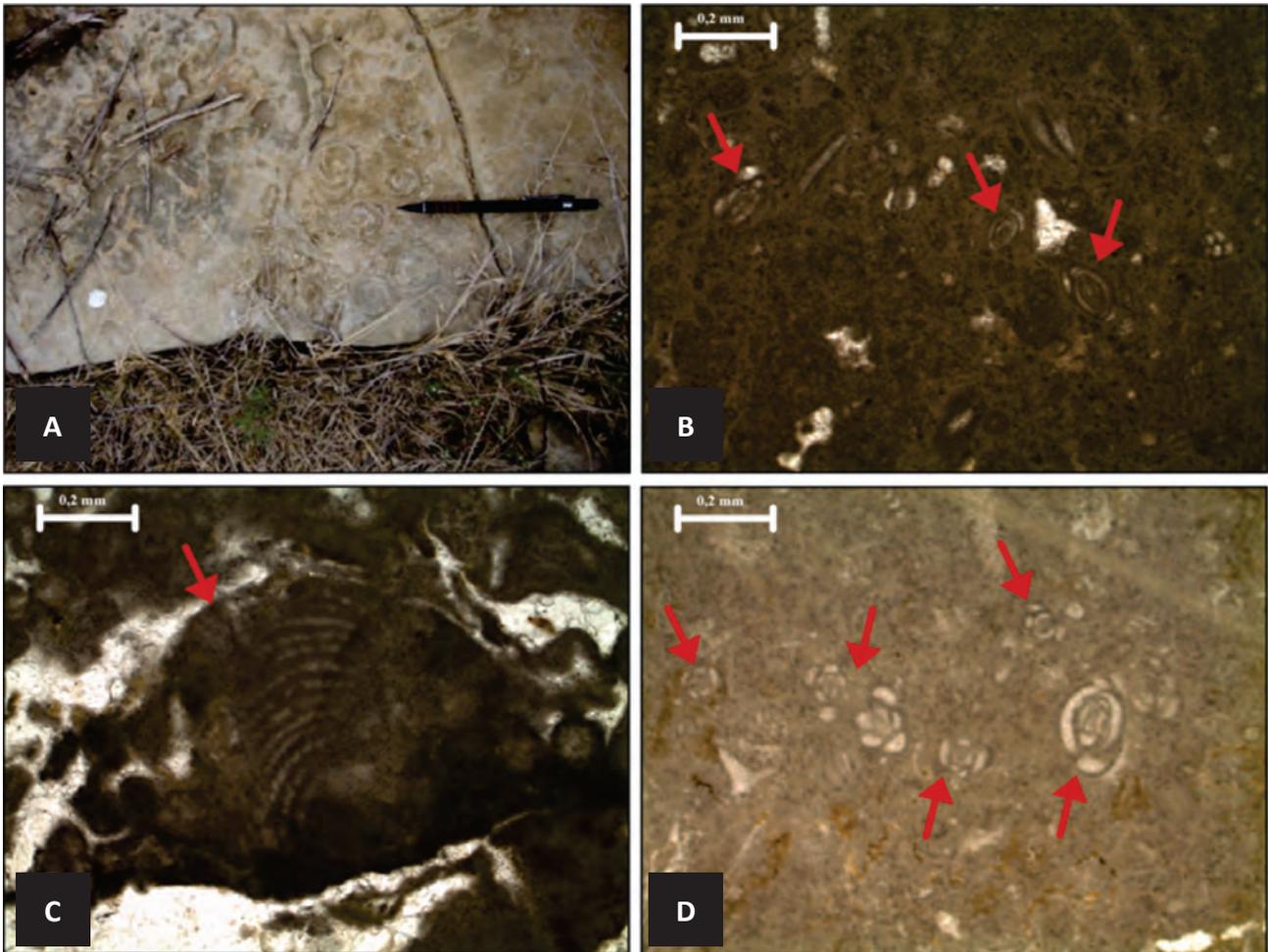


Figura 3.38 – Aspectos de campo (A) e de lâminas (B, C e D) da fácies Biomicrito. (A) Fotografia de afloramento da fácies Biomicrito com macrofósseis. Ponto 165; (B) Fotomicrografia da fácies Biomicrito com miliolídeos indicados pela setas. Nicóis paralelos. Ponto 127; (C) Fotomicrografia da fácies Biomicrito com algas vermelhas indicados pela setas. Nicóis paralelos. Ponto 124; (D) Fotomicrografia da fácies Biomicrito com miliolídeos indicados pela setas. Nicóis paralelos. Ponto 148.

- Biomicrito (K2jbm)

As rochas dessa fácies apresentam coloração creme, granulometria fina, e abundância de macrofósseis (Figura 3.38). Além disso, ocorre a presença de juntas estilólíticas ou estilólitos horizontais, sendo esses subparalelos ao acamamento (Santos, 2009).

Composicionalmente a matriz é o constituinte predominante da rocha, variando de 50% a 70%. Essa matriz é do tipo micrítica síltica peloidal, ocorre de forma deposicional e às vezes preenchendo internamente os grãos.

Os componentes aloquímicos são representados predominantemente por bioclastos, como: miliolídios (Figura 3.38), gastrópodes, bivalves, foraminíferos planctônicos, equinodermas e algas vermelhas (Figura 3.38), que por vezes apresentam-se bastante micritizados. Secundariamente ocorrem péletes, intraclastos e oólitos. A granulometria varia de areia muito fina a grânulo, caracterizando uma podre a moderada seleção. Seus contatos são predominantemente flutuantes e raramente contatos pontuais, retos e côncavo-convexos, resultando

em um empacotamento frouxo. O cimento ocorre preenchendo o espaço inter e intragranular, como um mosaico espático de cristalinidade fina.

- Dismicrito (K2jdm)

A presente litofácies é caracterizada por rochas de textura muito fina, coloração bege claro (Figura 3.39), gretas de contração e *birdseyes* no topo de suas camadas.

Esta litofácies é representada em sua totalidade por grãos ortoquímicos. A matriz é o constituinte abundante desta litofácies, ultrapassando os 80% e é do tipo deposicional micrítica. O cimento é do tipo mosaico espático de cristalinidade fina a média e ocorre preenchendo os *birdseyes* presente em quantidade considerável em toda lâmina (Figura 3.39).

Os *birdseyes* são estruturas originadas principalmente pelo escape de gases durante a deposição da matriz, e estas estruturas ocorrem predominantemente em regiões de supamaré a intermaré superior. Observam-se ainda feições *geopetais* nos *birdseyes*, evidenciando que a deposição da matriz ocorreu antes da cimentação.

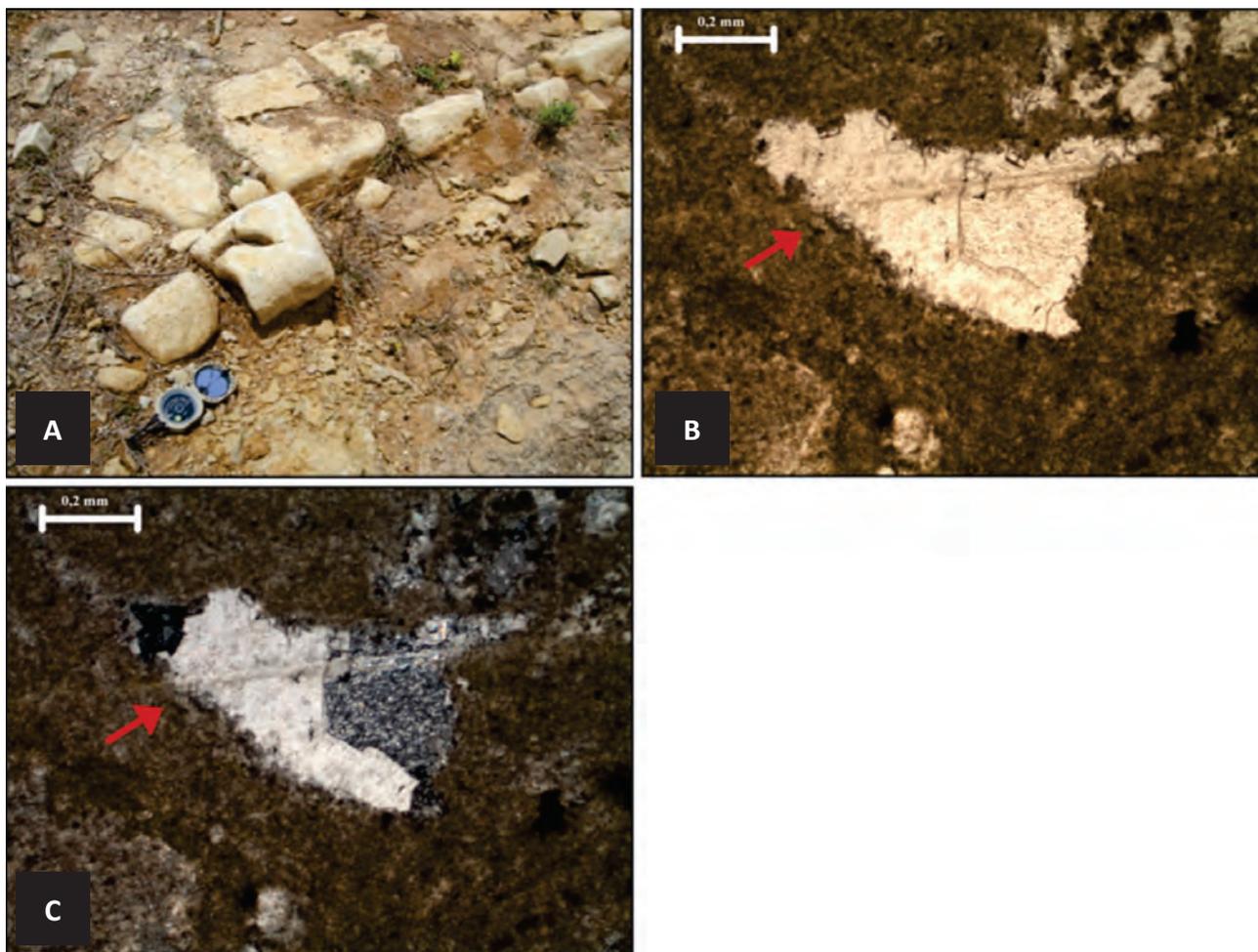


Figura 3.39 – Aspectos de campo (A) e de lâminas (B e C) da fácies Dismicrito. (A) Fotografia de afloramento da fácies Dismicrito. Ponto 23; (B) Fotomicrografia da fácies Dismicrito com birdseyes indicado pela seta. Nicóis paralelos. Ponto 23; (C) Fotomicrografia da fácies Dismicrito com birdseyes indicado pela seta. Nicóis cruzados. Ponto 23.

- *Doloesparito (K2jdle)*

Macroscopicamente essa fácies apresenta rochas com textura média, cor creme (Figura 3.40) e estratificação cruzada acanalada.

Microscopicamente a litofácies é formada em sua maioria por cristais romboédricos de dolomita, variando de 60% a 80% (Figura 3.40). Localmente são observados intraclastos, uma pequena quantidade de porosidade e material terrígeno, variando em pequenas e grandes quantidades, o qual é representado por grãos de quartzo e feldspato. A granulometria varia de areia muito fina a grânulo, caracterizando uma pobre a moderada seleção. Seus contatos são predominantemente flutuantes e raramente são observados contatos pontuais, retos e côncavo-convexo, resultando em um empacotamento frouxo. O cimento ocorre como um mosaico espático, preenchendo o espaço intergranular, de cristalinidade fina a média. A matriz é do tipo micrítica deposicional recristalizada e ocorre em pequena quantidade.

- *Dolomicrito (K2jdlm)*

Macroscopicamente essa fácies apresenta rochas com textura fina, cor creme (Figura 3.41) e comumente fraturadas.

Microscopicamente, esta litofácies é constituída em sua totalidade por componentes ortoquímicos. Os quais são predominantemente cristais romboédricos de dolomita (Figura 3.41), ultrapassando 80% da composição total, formados principalmente penecontemporaneamente, ou seja, ocorrido sob influência de uma zona de mistura (água marinha e água meteórica). A granulometria varia de areia muito fina a areia fina, caracterizando uma boa seleção. São comuns contatos, flutuantes, pontuais, retos e côncavo-convexo, resultando em um empacotamento normal. A matriz ocorre em pequena quantidade e na forma deposicional micrítica recristalizada. Também em mesma quantidade, ocorre o cimento, preenchendo o espaço intercrystalino, como um mosaico espático de cristalinidade fina.

- *Micrito (K2jm)*

Macroscopicamente, esses litotipos apresentam granulometria fina, cor clara, (Figura 3.42), estratificação cruzada de grande porte e bioturbações, sua geometria ocorre sob forma tabular. Comumente ocorrem na forma de lajedos (Figura 3.42).

Microscopicamente, essa litofácies apresenta composicionalmente quantidade superior a 90% de

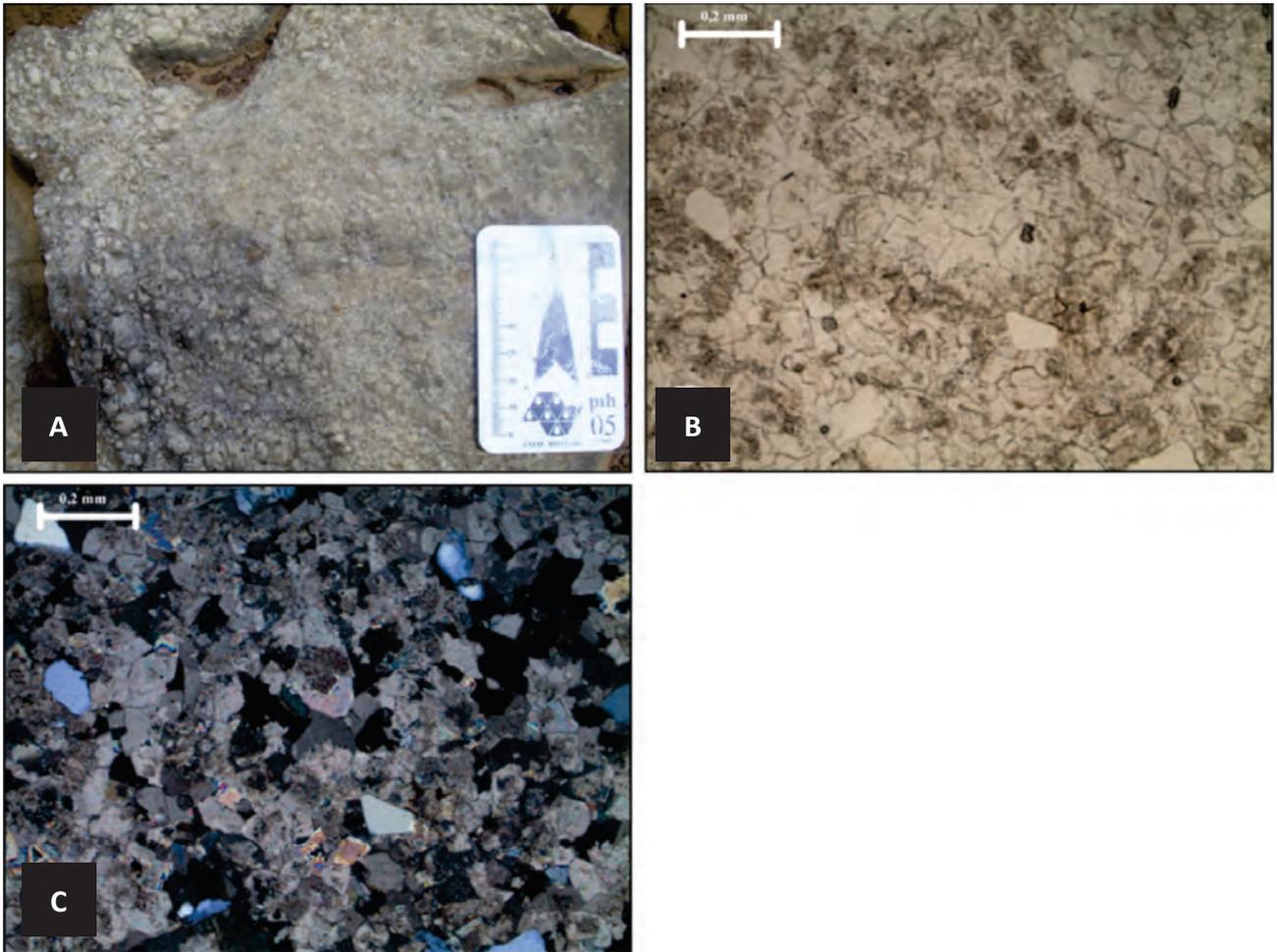


Figura 3.40 – Aspectos de campo (A) e de lâminas (B e C) da fácies Doloesparito. (A) Fotografia de afloramento da fácies Doloesparito. Ponto 155; (B) Fotomicrografia da fácies Doloesparito. Nicóis paralelos. Ponto 181; (C) Fotomicrografia da fácies Doloesparito. Nicóis cruzados. Ponto 181.

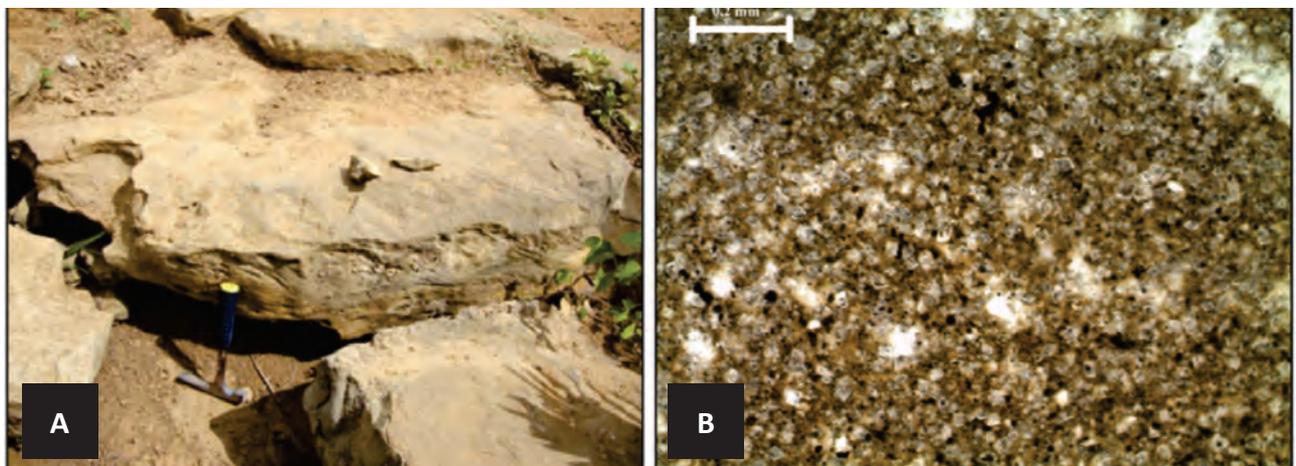


Figura 3.41 – Aspectos de campo (A) e de lâmina (B) da fácies Dolomicrito. (A) Fotografia de afloramento da fácies Dolomicrito. Ponto 172; (B) Fotomicrografia da fácies Dolomicrito. Nicóis paralelos. Ponto 172.

matriz (Figura 3.42). Os constituintes aloquímicos são raros e são representados por bioclastos, como: miliólídeos (Figura 3.42) e gastrópodes, e intraclastos. A granulometria varia de areia fina a areia média, evidenciando uma boa seleção. Seus contatos são

predominantemente flutuantes, raramente são observados contatos pontuais e contatos retos e côncavo-convexos são inexistentes, caracterizando um empacotamento frouxo.

A matriz é predominantemente deposicional micrítica, localmente ocorrendo recristalizada. A

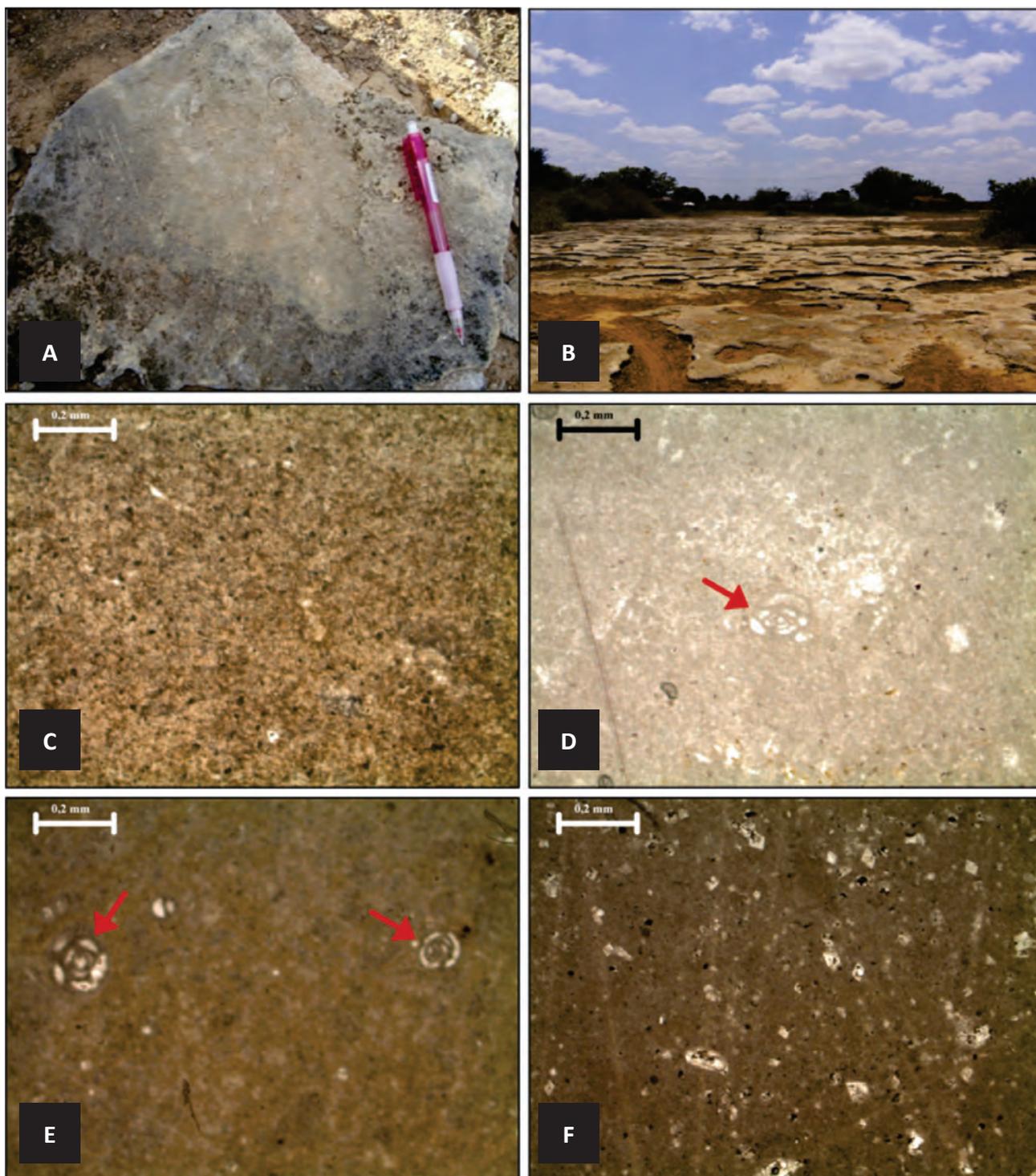


Figura 3.42 – Aspectos de campo (A e B) e de lâminas (C, D, E e F) da fácies Micrito. (A) Fotografia de afloramento da fácies Micrito. Ponto 1; (B) Fotografia de afloramento tipo lajedo da fácies Micrito. Ponto 223; (C) Fotomicrografia da fácies Micrito. Nicóis paralelos. Ponto 113; (D) Fotomicrografia da fácies Micrito com Miliolídeo indicado pela seta. Nicóis paralelos. Ponto 146; (E) Fotomicrografia da fácies Micrito com Miliolídeo indicado pela seta. Nicóis paralelos. Ponto 136; (F) Fotomicrografia da fácies Micrito. Nicóis paralelo. Ponto 166.

pequena ocorrência de cimento é na forma de um mosaico espático de cristalinidade fina, preenchendo o espaço intergranular, bem como *birdseyes* e fraturas que ocorrem localmente.

- Pelesparito (K2jpe)

Macroscopicamente a rocha apresenta coloração creme, textura fina a média (Figura 3.43), comumente carstificada devido à atuação do intemperismo.



Figura 3.43 – Aspectos de campo (A) e de lâminas (B e C) da fácies Pelesparito. (A) Fotografia de afloramento da fácies Pelesparito. Ponto 13; (B, C) Fotomicrografias da fácies Pelesparito com péletes indicados pelas setas. Nicóis paralelos. Ponto 13.

Microscopicamente, essa fácies é clasto-suportada, pois os grãos ultrapassam 50% da composição total. O principal componente aloquímico são péletes (Figura 3.43), ocorre ainda em pequenas quantidades intraclastos e bioclastos do tipo miliolídeos. A granulometria varia de areia fina a grânulo, resultando em uma seleção pobre a moderada. Os contatos são predominantemente flutuantes, contatos pontuais são comuns e raramente ocorrem contatos retos. Caracterizando um empacotamento normal.

O cimento ocorre preenchendo o espaço intergranular e sintaxial em torno de bioclastos, como um mosaico espático de cristalinidade fina. A matriz é do tipo deposicional micrítica e representa uma pequena porcentagem da composição total da rocha.

- Pelmicrito com *birdseyes* (K2jpm)

Macroscopicamente a litofácies é caracterizada por rochas de textura muito fina e coloração creme (Figura 3.44), possuem ainda gretas de contração no topo de suas camadas. São observados ainda *birdseyes*, feições originadas principalmente a partir do escape de gases durante a deposição da matriz, típicos de regiões de supramaré.

Microscopicamente esta litofácies é caracterizada por apresentar grande quantidade de matriz, maior que 50% da composição total. Possui coloração marrom escura, e são do tipo síltica-peloidal e *birdseyes*.

Como componentes aloquímicos são observadas grande quantidade de péletes (Figura 3.44), seguidas secundariamente por bioclastos (miliolídeos e ostracodes) e intraclastos. A granulometria varia de areia muito fina a areia muito grossa, caracterizando uma seleção pobre a moderada. Os contatos são predominantemente flutuantes, contatos pontuais são comuns e contatos retos são raros. Sugerindo assim, um empacotamento frouxo.

O cimento ocorre em pequena quantidade preenchendo o espaço intergranular e os *birdseyes*, como um mosaico espático de cristalinidade fina a média (Figura 3.44). São observadas ainda nos *birdseyes* feições geopetais, evidenciando que a deposição da matriz ocorreu antes da cimentação (Figura 3.44).

3.4.1.3 - Sistemas Depositionais

De acordo com as características das fácies siliciclásticas e carbonáticas descritas, foi possível fazer uma interpretação da gênese e do ambiente deposicional. Os parâmetros utilizados para tal interpretação foram: textura, composição do arcabouço e os processos diagenéticos atuantes nas rochas.

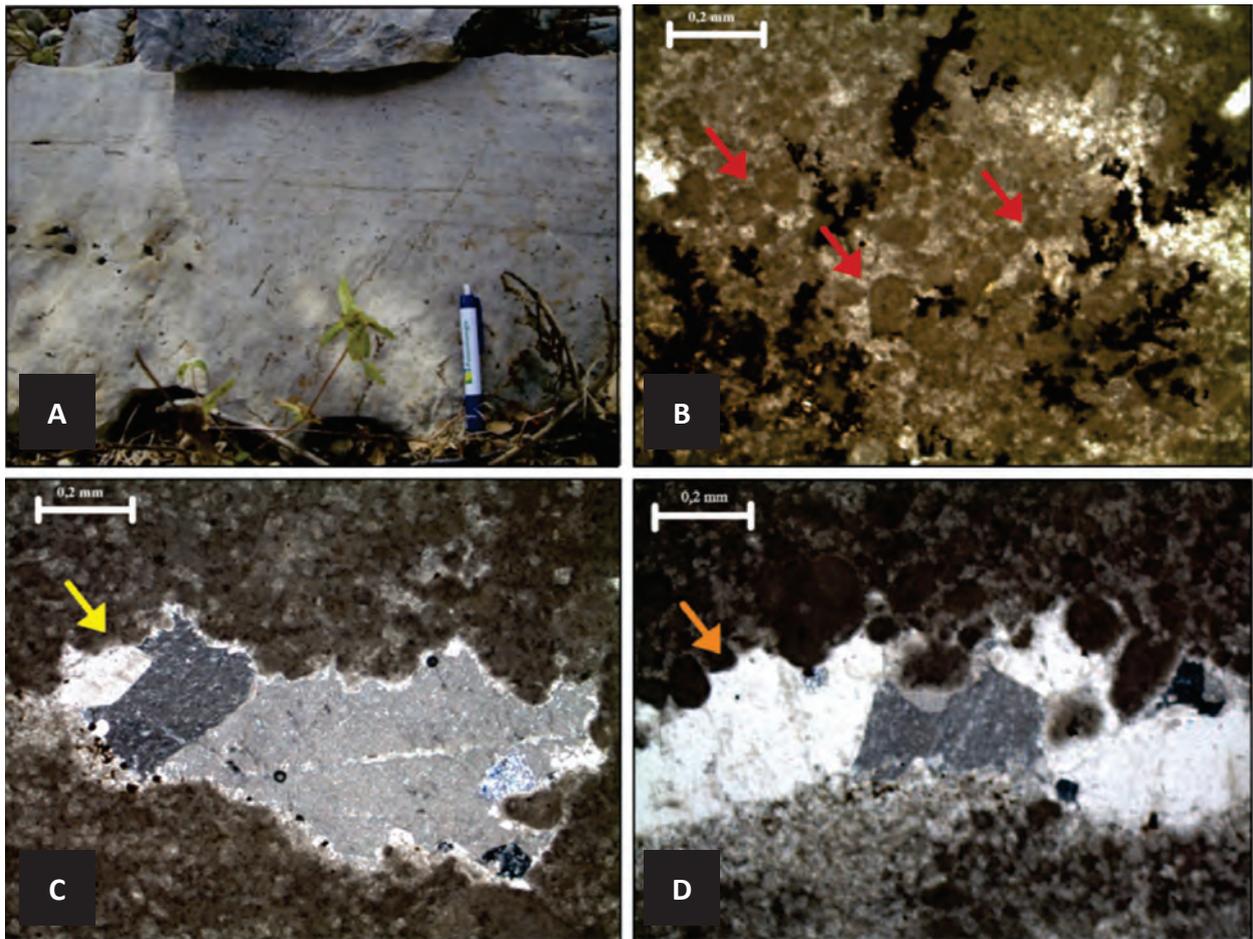


Figura 3.44 – Aspectos de campo (A) e de lâminas (B, C e D) da fácies Pelmicrito com birdseyes. (A) Fotografia de afloramento fácies Pelmicrito com birdseyes. Ponto 37; (B) Fotomicrografia da fácies Pelmicrito com birdseyes. Birdseyes indicado pela seta. Nicóis paralelos. Ponto 37; (C) Fotomicrografia da fácies Pelmicrito com birdseyes. Birdseyes indicado pela seta. Nicóis cruzados. Ponto 37; (D) Fotomicrografia da fácies Pelmicrito com birdseyes. Birdseyes com feição geopetal indicado pela seta. Nicóis cruzados. Ponto 37

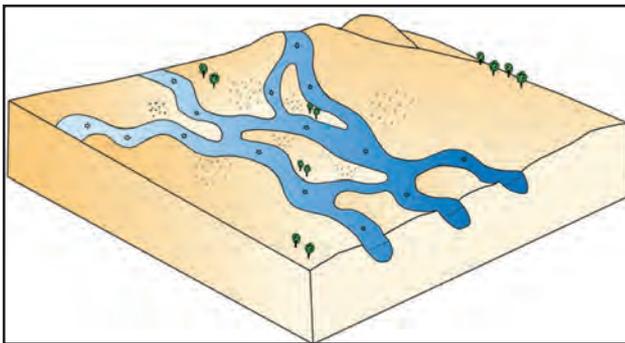


Figura 3.45: Sistema Fluvial Entrelaçado/Anastomosado.

3.4.1.3.1 - Sistemas Depositionais Siliciclásticos

Para construção deste modelo deposicional foi utilizada a proposta de Vasconcelos (1990) para a Formação Açú da Bacia Potiguar, o qual apresenta e descreve leques aluviais, sistemas fluviais entrelaçado/anastomosado, meandantes e sistema deltáico/estuarino. Na área em estudo não foi observado fácies pertencentes aos leques aluviais, portanto os mesmos não serão abordados.

- Sistema Fluvial Entrelaçado/Anastomosado

Segundo Walker e Cant (1984), o sistema fluvial entrelaçado possui um arranjo marcado principalmente pela presença de sedimentos grossos, resultante de intensas descargas. Este modelo é marcado por uma complexidade de feições deposicionais, representadas por formas de leitos individuais, barras transversais e longitudinais e um complexo de planície arenosa. Sequências completas são marcadas

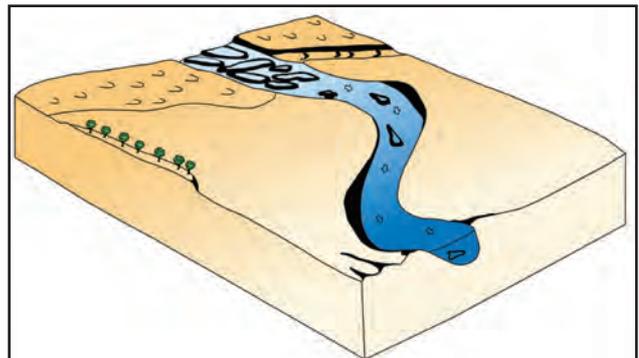


Figura 3.46 – Sistema Meandrante (modificado de Apoluceno, 1995).

por uma sucessão de fácies com granodecrescência ascendente, representadas na sua base por depósitos de preenchimento de canal. Apresentam textura grossa, podendo apresentar estratificações cruzadas acanaladas passando a cruzadas tangenciais, atingindo gradativamente sedimentos menos grossos, com estratificações cruzadas de baixo ângulo.

De acordo com Smith & Smith (1980), o modelo para o sistema anastomosado é formado por uma rede de canais interconectados, relativamente profundos e estreitos, retilíneos a sinuosos, em locais de baixo gradiente. Os canais são caracterizados por arenitos grossos e conglomerados e a planície de inundação por lamitos. Neste sistema, predomina a gradação vertical.

Na área de estudo este sistema (Figura 3.45) é representado pela fácies K12a2, correspondendo predominantemente aos arenitos grossos arcossianos. Estes pacotes rochosos apresentam estruturas típicas deste sistema deposicional, como estratificação cruzada acanalada e afinamento textural para o topo.

- Sistema Meandrante

Walker e Cant (1984) apresentam um arranjo deposicional para sistema meandrante composto por um canal meandrante ativo, meandros abandonados e uma série de outros de outros depósitos formados próximos ao canal ativo, representados por barras de acreção lateral, diques marginais e depósitos de transbordamento. Os rios meandrantos possuem alta sinuosidade, predominam material transportado em suspensão e morfologias com suaves declividades. É representado por fácies areníticas fina a média com estratificações cruzadas acanaladas de médio a grande porte e cruzadas tabulares.

Na área em estudo, esse sistema deposicional (Figura 3.46) corresponde à fácies K12a3, a qual é representada por arenitos finos a médios de matriz argilosa. Estruturas características deste sistema deposicional estão presentes nesta fácies, estratificações cruzadas acanaladas de médio a grande porte e tangenciais de baixo ângulo.

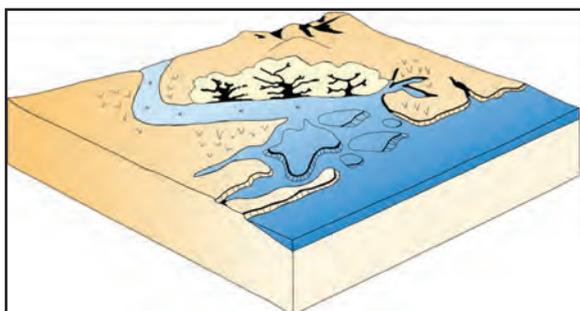


Figura 3.47 – Sistema Deltáico/Estuarino (modificado de Apoluceno, 1995).

- Sistema Deltáico/Estuarino

A forma de estuário é uma feição diagnóstica de delta dominado pela ação de maré, constituindo,

assim, a porção inferior do rio sobre influência de marés. O mesmo compreende numerosos canais subaquosos, que migram lateralmente, separados por barras alongadas que podem emergir como ilhas fluviais. Os depósitos de estuário possuem corpos arenosos multicanalizados, com sucessões de granodecrescência ascendente, e estratificação cruzada acanalada de ângulo variável. Em alguns estuários observa-se a estrutura de *tidal bundles* (Della Fávera 1984).

A natureza e distribuição das fácies sedimentares nos estuários são controlados pela interação entre o tipo e quantidade dos componentes sedimentares disponíveis (como conchas, matéria orgânica, grãos de

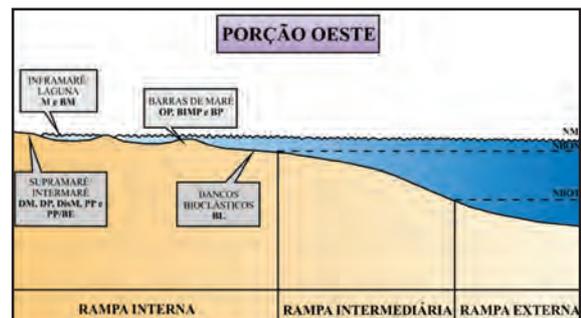


Figura 3.48 – Perfil modificado de Córdoba (2001), adaptado para este trabalho, na porção oeste da rampa carbonática Jandaíra, mostrando as associações de fácies e seus ambientes de ocorrência.

areia de quartzo, pelotas fecais, a minerais de argila), processos hidrodinâmicos, e morfologia do fundo (Allen *et al.*, 1973 *apud* Davis 1985).

Os sedimentos estuarinos são derivados de um número de fontes incluindo a bacia hidrográfica, a plataforma continental, a atmosfera, erosão das margens dos estuários e fundo, aporte fluvial e atividade biológica dentro do sistema. A dominância de uma fonte de sedimento depende da sua relativa magnitude a todas as outras fontes e a dinâmica de erosão, transporte, e processos de deposição (Davis 1985).

Na área em estudo, essa combinação de sistemas deposicionais (Figura 3.47) é caracterizada pela fácies K12a4. Esta fácies compreende arenitos finos, siltitos e argilitos, onde levando-se em consideração a litologia, granulometria e contexto foi possível estabelecer que estes litótipos depositaram-se em um ambiente dominado por um sistema deltáico. Já os arenitos muito finos a médios e eventuais calcilitos e margas dolomitizadas que ocorrem de forma localizada na área foram interpretados como resultantes de uma deposição em um ambiente de domínio estuarino.

3.4.1.3.2 - Sistemas Depositionais Carbonáticos

O modelo deposicional adotado para este trabalho baseou-se na proposta de Córdoba (2001)

para a porção oeste da bacia, que consiste em uma rampa subdividida em: interna, intermediária e externa. As fácies descritas neste trabalho representam a porção interna. A rampa intermediária e rampa externa não serão abordadas neste trabalho, pois não foi encontrada nenhuma fácies que caracterize esses ambientes. A rampa interna abrange a zona desde a linha de costa até o nível de base de ondas normais (NBON), onde os sedimentos são submetidos à ação de ondas e/ou marés (Figura 3.48).

De acordo com Córdoba (2001) na rampa interna, para porção oeste da bacia, desenvolveram-se os seguintes sistemas deposicionais: planície de maré, barras de maré carbonática e bancos bioclásticos (Figura 3.48).

- Planície de Maré

A planície de maré é um sistema integrado por vários subsistemas que se desenvolvem na região entre a porção subárea e o mar, protegidos da ação de ondas e influenciadas por marés e grandes tempestades (James 1984). Segundo Hardie & Shinn (1986), as planícies de maré são divididas em três zonas de acordo com a oscilação do nível de maré: zona de supramaré, zona de intermaré e zona de inframaré. A zona de supramaré ocorre acima do nível de maré alta, que permanece normalmente exposta, sendo somente inundada por marés de sizígia ou de tempestades; zona de intermaré, região entre os níveis de maré alta e maré baixa, cujos sedimentos somente são expostos uma ou duas vezes ao dia; e a zona de inframaré ou laguna, na qual os sedimentos depositam-se abaixo do nível normal de maré baixa, sendo raramente expostos às condições subáreas.

Na zona de supramaré, podem ocorrer estruturas como: gretas de contração, *birdseyes*, laminações algáceas e processo de dolomitização (Leeder 1982), enquanto que na zona de intermaré é comum serem encontradas laminações produzidas por tempestades, laminações estromatolíticas e estruturas fenestrais. Na zona de inframaré ou laguna, depositam-se predominantemente lamas calcárias e peloidais com uma assembleia de bioclastos de baixa diversidade (Tucker & Wright 1990).

Na área de estudo, a região de supramaré a intermaré é representada pelas fácies discimicrito (K2jdm), doloesparito (K2jdle), dolomicrito (K2jdlm), pelesparito (K2jpe) e pelmicrito com *birdseyes* (K2jpm), as quais caracterizam-se pelo processo de dolomitização, ocorrido sob influência de uma zona de mistura (água marinha e água meteórica); estruturas do tipo *birdseyes* dispostas de forma estratiforme, feições geopetais e gretas de contração, decorrentes da exposição subárea; pela presença de grande quantidade de matriz peloidal; e dos seguintes bioclastos: miliólídeos, predominantemente, e ostracodes, subordinadamente.

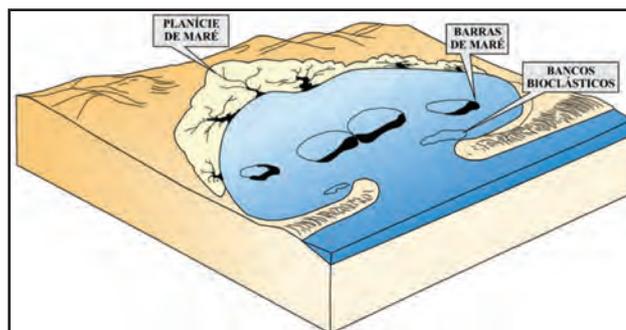


Figura 3.49 – Modelo deposicional para as rochas carbonáticas, no contexto da Folha Apodi (modificado de Apoluceno, 1995).

A zona inframaré é representada pela fácies biomicrito (K2jbm) e micrito (K2jm) formadas por quantidade significativa de matriz indicando ambiente de baixa energia na deposição. Apresenta intensa bioturbação e uma biota representada principalmente por miliólídeos, algas verdes e moluscos, no qual cianobactérias exercem um papel significativo no colapso dos esqueletos calcários e micritização dos mesmos, permitindo inferir que esta fácies depositou-se em uma laguna de águas calmas e protegidas.

- Barras de Maré

Esse sistema é caracterizado pelas associações de fácies depositadas em um ambiente de moderada a alta energia, suficientemente forte para gerar uma textura suportada por grãos e o bombeamento contínuo de água através dos grãos de modo a cimentá-los, apesar de ainda haver micrita (detritica ou sedimento interno). É composto pelas fácies bioesparito (K2jbe), biomicroesparito (K2jbme). As quais representam condições de energia moderada a alta, em áreas menos rasas das barras. De acordo com Córdoba (2001), a grande quantidade de miliólídeos, algas verdes e ostracodes encontrada nas fácies do sistema de barras de maré, revela que esses depósitos se instalaram em locais próximo à costa e com certa restrição de vida marinha.

- Bancos Bioclásticos

Este sistema deposicional caracteriza uma sedimentação episódica, representado por fácies transportadas em condições de alta energia, e posteriormente, cessada a energia de transporte, depositados em um ambiente de águas calmas, em condições de baixa energia. É composto pela fácies biolitito (K2jbl). A energia necessária ao transporte dos bivalvíos encontrados nesta fácies e sua boa preservação são fatores que indicam depósitos de tempestades (Figura 3.49).

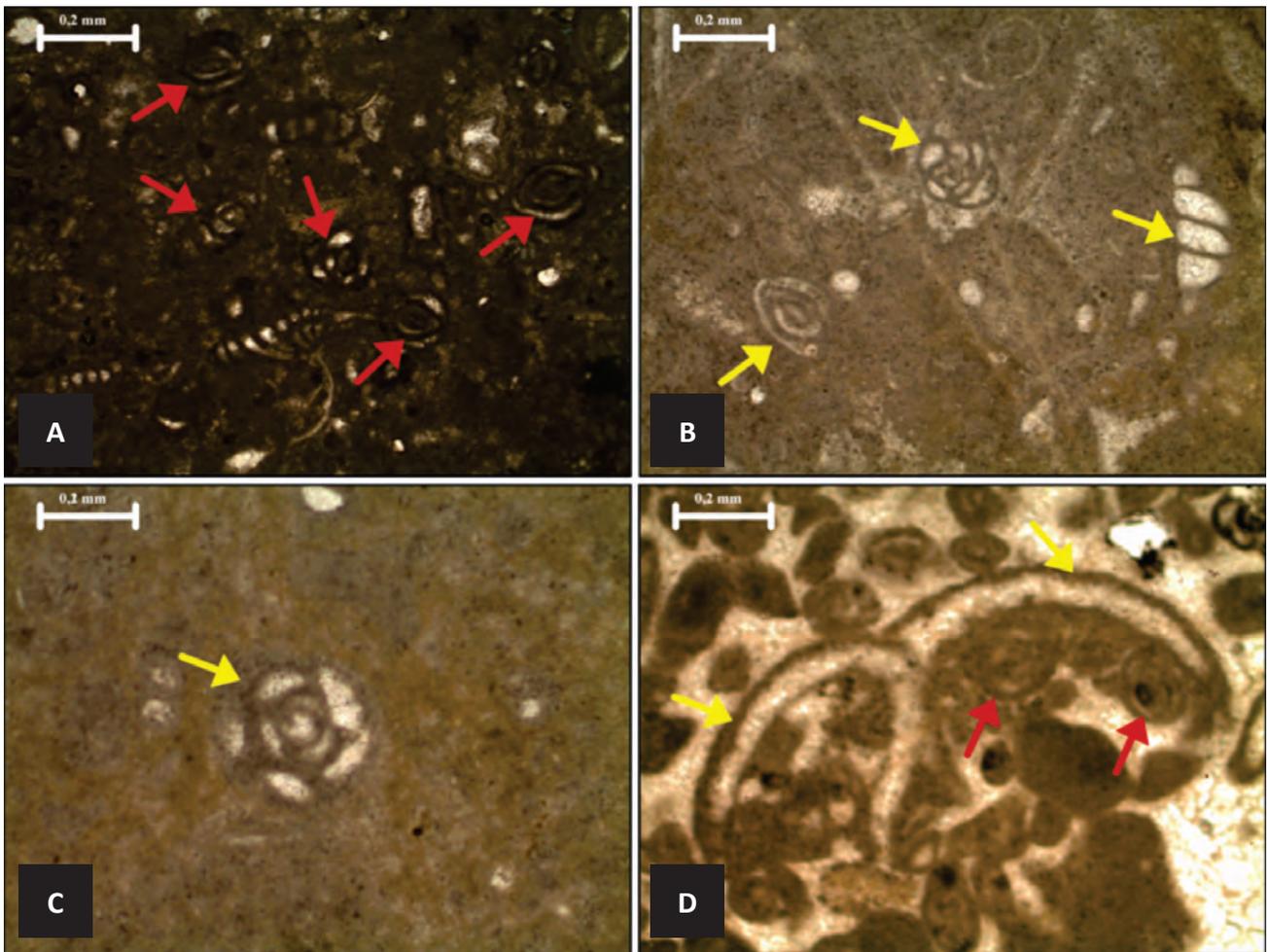


Figura 3.50 – Fotomicrografias do processo de micritização. Nicóis //. (A) Miliolídeos indicados pelas setas totalmente micritizados na fácies Biomicrito. Ponto 148; (B) Miliolídeos indicados pelas setas com as bordas micritizadas na fácies Biomicrito. Ponto 149; (C) Miliolídeos indicados pelas setas totalmente micritizados na fácies Micrito. Ponto 136; (D) Bivalves indicados pelas setas amarelas com as bordas micritizadas e miliolídeos indicados pelas setas vermelhas totalmente micritizados na fácies Bioesparito. Ponto 112.

3.4.1.4 - Diagenese da Formação Jandaíra

A diagenese engloba todos os processos físico, químico, bioquímico e biológico que alteram os sedimentos desde a sua deposição, durante e após a sua litificação, excluindo os processos de metamorfismo e intemperismo. Assim como o metamorfismo, a diagenese é uma transformação em adaptação a novas condições físicas (pressão e temperatura) e químicas (Eh, pH e pressão de água). A diferença é que o material original aqui é exclusivamente sedimentar e que os processos de transformação não incluem recristalização no estado sólido, mas dissoluções e reprecipitações a partir das soluções aquosas existentes nos poros (Giannini 2001).

Os carbonatos são especialmente susceptíveis a diagenese, por serem constituídos por minerais metaestáveis, tais como aragonita e calcita magnésiana. Estes são solúveis em água, sendo facilmente dissolvidos e recristalizados. A diagenese inicia-se logo após a deposição dos sedimentos, prosseguindo até que as primeiras reações de natureza metamórfica ocorram (Chaparro 2002).

3.4.1.4.1 - Eventos Diagenéticos

Os principais eventos diagenéticos identificados nos calcários da Formação Jandaíra foram: micritização, cimentação, neomorfismo, dolomitização, compactação, dissolução, oxidação e fraturamento.

- Micritização

A micritização é um processo que altera os grãos bioclásticos, oolíticos e oncolíticos por ação de algas, bactérias e fungos endolíticos. De acordo com Kobluk & Risk (1977), a micritização pode resultar da atuação de microorganismos perfurando os grãos, da atividade algácea, funcionando como agentes concentradores de finas partículas ou, ainda, originando-se da dissolução superficial de grãos, gerando a micritização residual. Às vezes esse processo é tão intenso que chega a micritizar completamente o grão.

Este processo foi observado em praticamente todas as fácies estudadas. No entanto, nas fácies Biomicrito (Figura 3.50A e B) e Micrito (Figura 3.50C), os grãos encontram-se na maioria das

vezes, totalmente micritizados. Já nas fácies Bioesparito (Figura 3.50D), Biointramicroesparito, Biolitito, Pelesparito e Pelmicrito com *birdseyes*, a micritização ocorre de forma mais intensa e atua nas bordas dos grãos.

- Cimentação

É um dos principais processos diagenéticos que afetam as rochas carbonáticas, levando a formação de novos minerais. A cimentação ocorre através da precipitação química de fluidos saturados em determinada fase mineral por fatores cinemáticos, nos poros existentes entre os grãos. Nas rochas carbonáticas os cimentos mais comuns são os de calcita, aragonita e dolomita, e de forma mais rara ocorrem os cimentos de quartzo e evaporitos.

Este é um processo que não beneficia a porosidade na rocha, pois ele gera o preenchimento, parcial ou total dos poros nas rochas carbonáticas. A cimentação ocorre em profundidades ainda rasas em zona freática, vadosa e de mistura.

Nas rochas estudadas, para a identificação da mineralogia do cimento foi realizada análise microscópica, sendo o cimento dominante observado nas rochas carbonáticas o de calcita, por

vezes aparece substituído por dolomita. Os cristais variam de cristalinidade fina a grossa e em formato irregular.

O cimento nas rochas carbonáticas pode ocorrer sob as seguintes formas: em franja ao redor dos grãos, syntaxial em torno de bioclastos, e/ou preenchendo o espaço intergranular, como um mosaico espático de cristalinidade fina a grossa, mosaico blocoso ou mosaico poiquilotópico. O cimento syntaxial ocorre em torno dos equinodermas, onde a calcita se precipitou em continuidade óptica com os equinodermas.

As fácies que apresentam cimentação em franja são Bioesparito, Biolitito (Figura 3.51A) e Pelesparito, indicando que a rocha foi exposta a condições marinhas. Já o cimento syntaxial foi observado em torno dos equinodermas na fácies Biomicrito (Figura 3.51B).

O cimento em mosaico ocorre com textura blocosa irregular, tamanho variando de microcristalino a mesocristalino médio, ocorre em quase todas as fácies e comumente exibe-se nas fácies Dismicrito e Pelmicrito com *birdseyes* (Figura 3.51C), preenchendo os *birdseyes*.

A partir das características texturais e mineralógicas do cimento é possível relacioná-lo

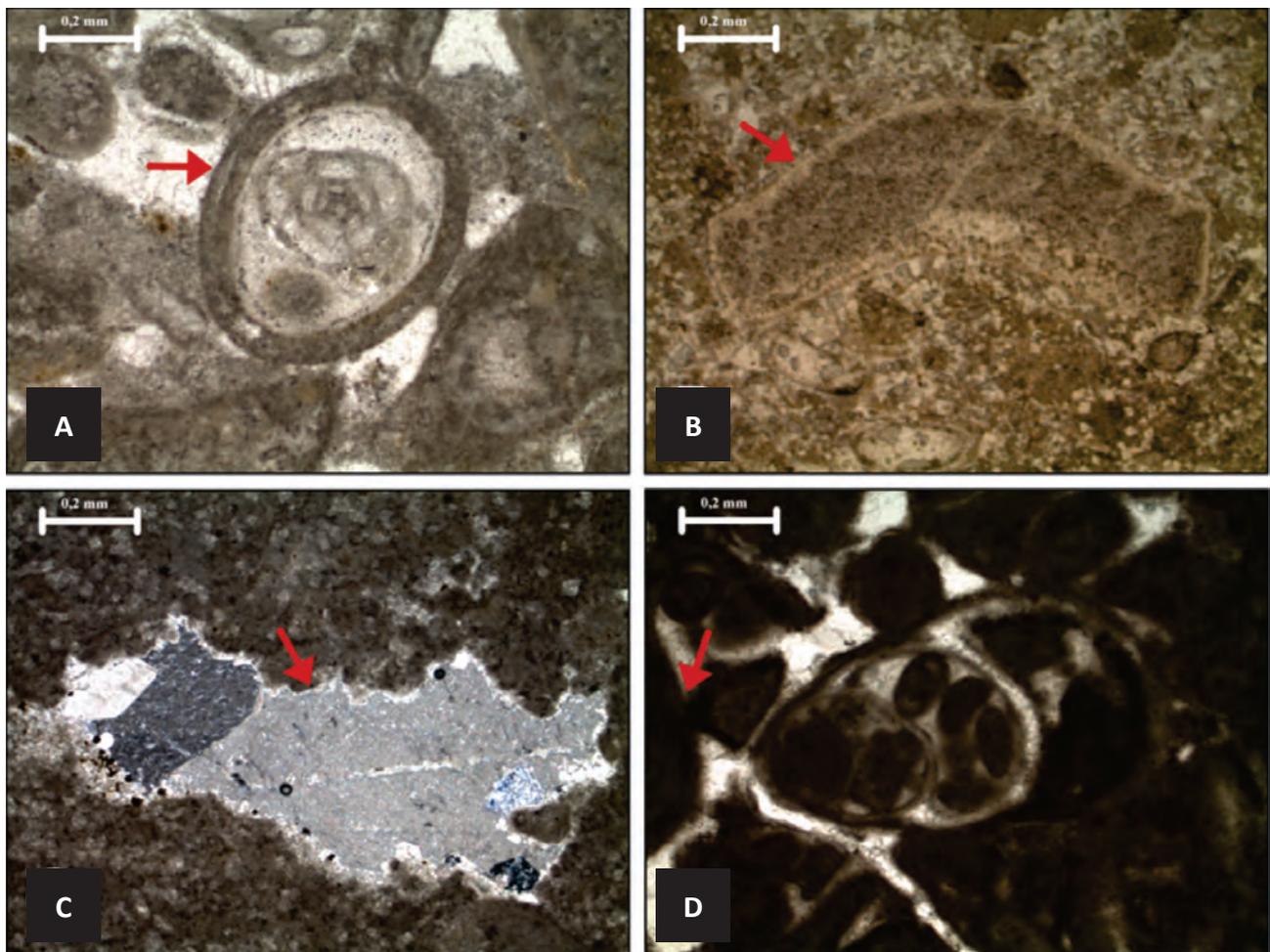


Figura 3.51 – Fotomicrografias de tipos de cimentação. N// e NX. (A) Cimento em franja prismática indicado pela seta na fácies Bioesparito. N//; (B) Cimento syntaxial em torno do equinoderma indicado pela seta na fácies Biomicrito. N//; (C) Cimento em mosaico indicado pela seta na fácies Pelmicrito com *birdseyes*. NX; (D) Cimento em menisco indicado pela seta na fácies Bioesparito. N//.

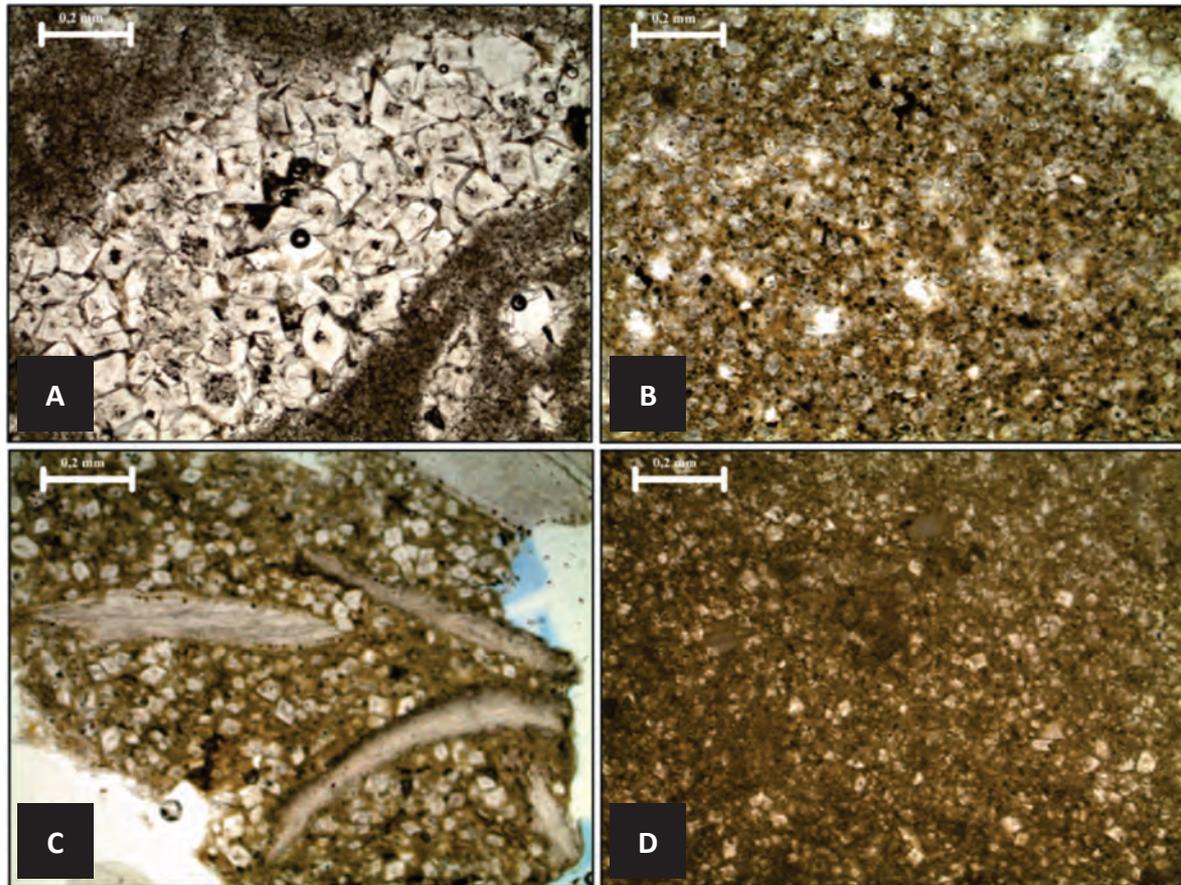


Figura 3.52 – Fotomicrografias do processo de dolomitização. Em N//. (A) Dolomitização na fácies Doloesparito. Ponto 157; (B) Dolomitização na fácies Dolomicrito. Ponto 172; (C) Dolomitização na fácies Biolitito. Ponto 151; (D) Dolomitização na fácies Micrito. Ponto 150.

a um ambiente diagenético específico. Nas rochas analisadas, as fácies Bioesparito (Figura 3.51D) Biointramicroesparito e Dismicrito apresentam cimento em meniscos, indicando zona vadosa. Os cimentos em mosaico e sintaxiais representam uma zona meteórica freática, esse tipo de cimento é encontrado em quase todas as fácies que contém cimento de calcita e equinodermas. De forma localizada, algumas fácies apresentam o cimento blocoso, obstruindo assim o espaço poroso original.

- Neomorfismo

O neomorfismo engloba todos os processos de recristalização envolvendo minerais de mesma composição química. Este processo envolve a substituição de uma mineral por outro de mesma composição, porém com diferentes sistemas cristalográficos. Segundo Scholle & Ulmer-Scholle (2003), o neomorfismo engloba três processos: (a) inversão, quando um mineral é substituído pelo seu polimorfo; (b) recristalização por deformação, quando um mineral deformado transforma-se em um mosaico de cristais não deformados do mesmo mineral; (c) recristalização, quando um mineral não deformado muda sua forma, tamanho ou orientação.

Este processo ocorre com frequência nas fácies estudadas. É observado nos bioclastos,

principalmente nos gastrópodes e nos bivalves encontrados nas fácies de baixa energia.

- Dolomitização

A dolomitização é um processo geoquímico onde o calcário, essencialmente composto de calcita, transforma-se em dolomito pela substituição parcial do carbonato de cálcio (CaCO_3) original por carbonato de magnésio (MgCO_3). Na Formação Jandaíra, a dolomitização está associada tanto ao cimento como a matriz. Apresenta cristalinidade fina a média, e é comum nas fácies de baixa a moderada energia, ocorrendo ainda, de forma localizada, nas fácies de alta energia.

As fácies Doloesparito (Figura 3.52A) e Dolomicrito (Figura 3.52B) apresentam um processo tão intenso de dolomitização que mascarou completamente a textura da rocha se assemelhando muito a um carbonato cristalino. A dolomitização ocorre também de forma um pouco menos intensa, mas bastante considerável, nas fácies Biomicrito, Biolitito (Figura 3.52C) e Micrito (Figura 3.52D).

- Compactação

A compactação diagenética em rochas carbonáticas ocorre de duas formas: mecânica e química. A compactação mecânica ocorre

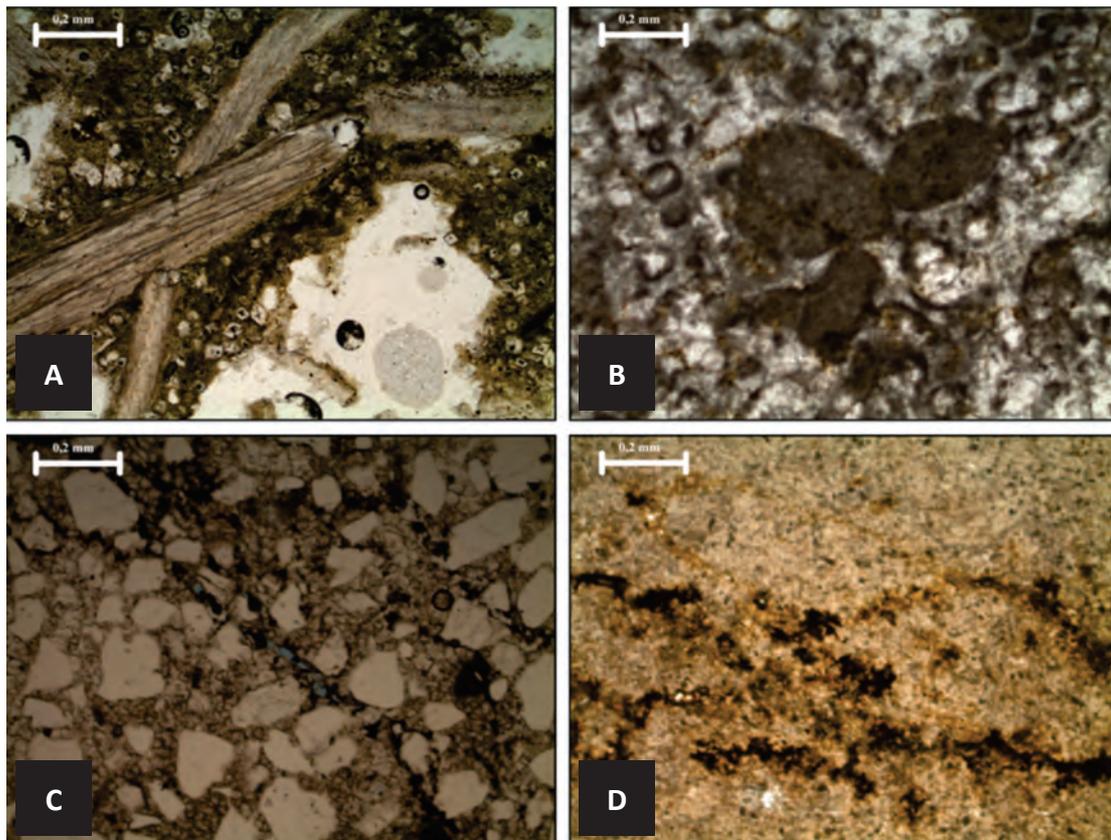


Figura 3.53 – Fotomicrografias do processo de compactação. Em N//. (A) Grão quebrado pelo processo de compactação mecânica na fácies Biolitito. Ponto 151; (B) Grãos em contatos côncavo-convexo por processo de compactação mecânica na fácies Pelesparito. Ponto 13; (C) Estilólito na fácies Doloesparito. Ponto 112; (D) Estilólito oxidado na fácies Micrito. Ponto 113.

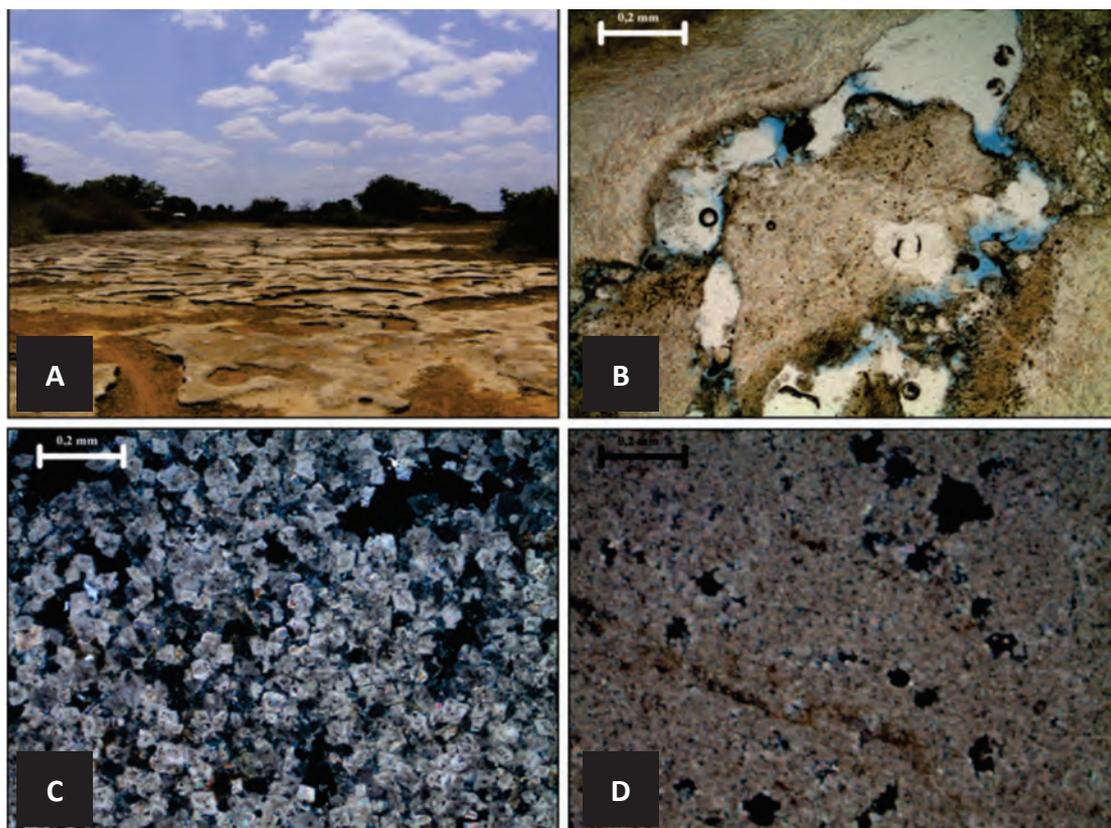


Figura 3.54 – Fotografia e Fotomicrografias do processo de dissolução. (A) Dissolução observada em lajedo na fácies Micrito. Ponto 223; (B) Dissolução na fácies Biolitito. Nicóis paralelos. Ponto 151; (C) Dissolução na fácies Doloesparito. Nicóis cruzados. Ponto 162; (D) Dissolução na fácies Micrito. Nicóis cruzados. Ponto 145.

quando o soterramento, gerando mudanças no empacotamento dos grãos (rotação, deformação e quebra dos grãos), tornando-se mais fechado, como resposta ao soterramento. Esse tipo de compactação causa a redução da espessura do volume das camadas, a reorganização dos grãos do arcabouço e a expulsão dos fluidos nos espaços intergranulares. A compactação química ocorre com a evolução do soterramento, a qual provoca a dissolução em nível de grãos, representada pelos contatos suturados e côncavo-convexo. A mudança do tipo de contato intergranular reflete a interpenetração gradual dos grãos submetidos a lenta dissolução sob pressão (Giannini, 2001). Outro resultado dessa compactação, em nível de rocha, é a presença de estilólitos, que acarretará na dissolução dos grãos gerando uma porosidade secundária.

A compactação mecânica é bem evidenciada nas fácies Bioesparito, Biomicroesparito, Biolitito (Figura 3.53A), Doloesparito e Pelesparito (Figura 3.53B), e ocorre eventualmente nas fácies Biomicrito e Dolomicrito. A compactação química, ocorre sob a forma de estilólitos e foram observados nas fácies Doloesparito (Figura 3.53C) e Micrito (Figura 3.53D).

- Dissolução

A dissolução é o resultado da percolação de fluidos, sob condições superficiais ou de soterramento efetivo, causando a dissolução dos grãos. Este processo pode ser observado tanto em escala de afloramento,

quanto em escala microscópica. Dependendo do grau de reação da rocha com os fluidos, podem ser gerados desde pequenos *vugs* até a geração de extensos sistemas de cavernas (carstificação), facilitando o aumento da porosidade nas rochas.

Este processo de dissolução de rochas carbonáticas em escala macroscópica é observado na área em pequenos lajedos aflorantes (Figura 3.54A), ocasionando a carstificação destas rochas e o alargamento das fraturas. Já em escala microscópica, foi observada dissolução da rocha. Na fácies Biolitito (Figura 3.54B) ocorre em grande quantidade. Já nas fácies Bioesparito, Bioimicroesparito, Biomicrito, Dismicrito, Doloesparito (Figura 3.54C), Dolomicrito e Micrito (Figura 3.54D), ocorre de forma bastante incipiente.

- Oxidação

Este evento foi observado através do aspecto ferruginoso incrustado nos grãos e matriz, e ocorreu devido à exposição subárea das fácies carbonáticas. Esta oxidação foi ocasionada possivelmente pela alteração da pirita, onde a reação ocorre entre o ferro presente neste mineral e o oxigênio. Na fácies Micrito (Figura 3.55A) a oxidação ocorre de forma intensa. Este processo também foi observado nas seguintes fácies: Pelmicrito com *birdseyes* (Figura 3.55B), Doloesparito (Figura 3.55C), Dismicrito (Figura 3.55D), Bioesparito, Biolitito e Pelesparito.

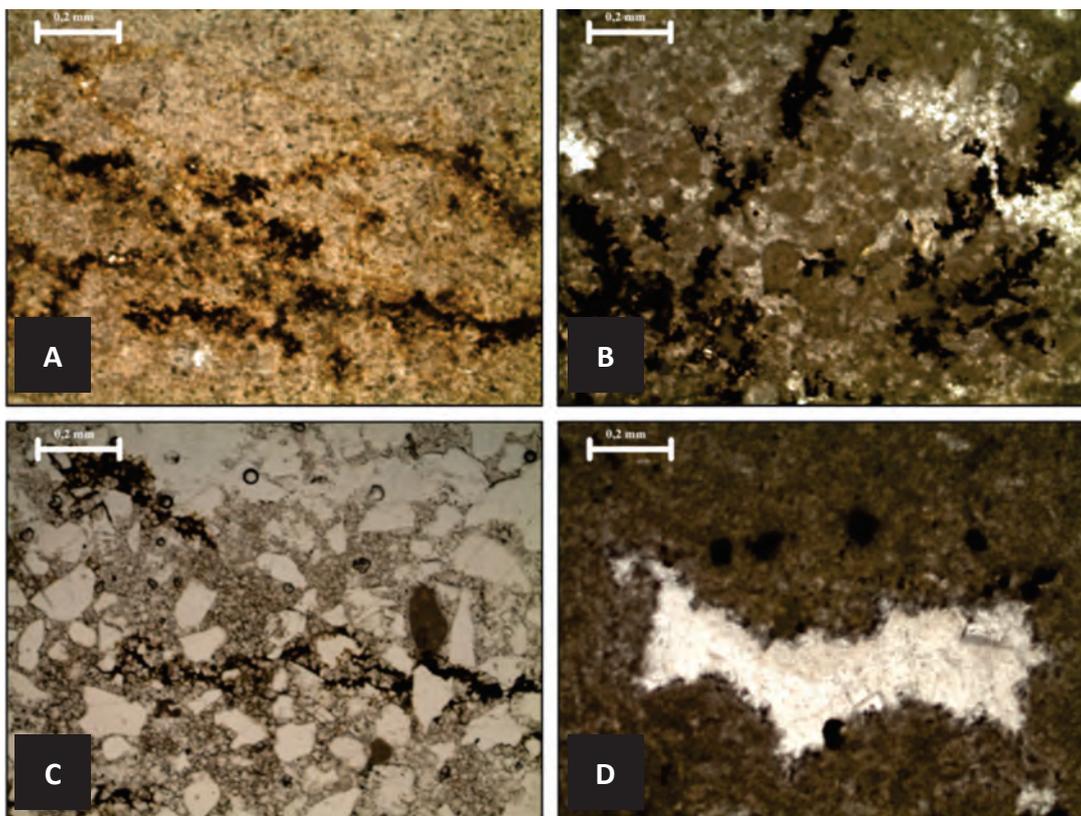


Figura 3.55 – Fotomicrografias do processo de micritização. Em N // . (A) Oxidação na fácies Micrito. Ponto 113; (B) Oxidação na fácies Pelmicrito com *birdseyes*. Ponto 37; (C) Oxidação na fácies Doloesparito. Ponto 132; (D) Oxidação na fácies Dismicrito. Ponto 23.

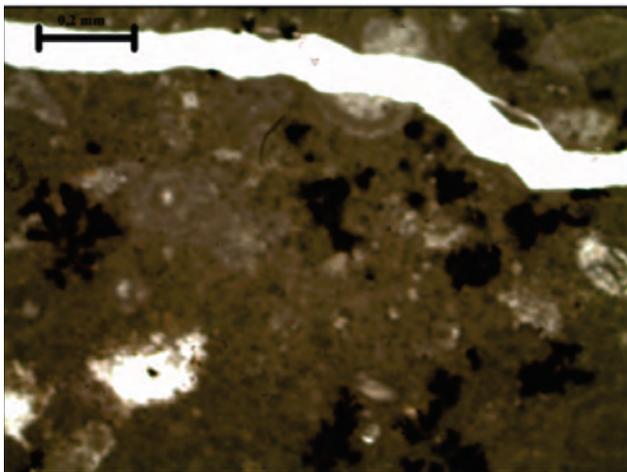


Figura 3.56 – Fotomicrografia do processo de fraturamento. Em N // . Fratura na fácies Pelmicrito com *birdseyes*. Ponto 37.

- Fraturamento

Em nível macroscópico, foram reconhecidas várias fraturas na área estudada. Estas fraturas, normalmente são subverticalizadas e sem preenchimento. Já em nível microscópico, foram observadas pequenas fraturas, em sua maioria preenchida por carbonatos, nas fácies Bioesparito, Doloesparito, Micrito e Pelmicrito com *birdseyes* (Figura 3.56).

O fraturamento ocorre em superfície e em subsuperfície, é responsável por um aumento na porosidade das rochas. Este processo é muito bem observado principalmente em microfraturas, através do estudo microscópico de lâminas delgadas.

3.4.1.4.2 - Sequência Diagenética

A partir dos processos diagenéticos que afetaram as rochas da Formação Jandaíra é possível caracterizar sua evolução diagenética. A história diagenética é condicionada de acordo com as condições de energia do ambiente deposicional e dos ambientes diagenéticos a que foram submetidas estas rochas. A diagênese carbonática opera em três principais ambientes: marinho, meteórico e de subsuperfície. Segundo Choquette & Pray (1970), a diagênese é dividida em três principais estágios: eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese.

A eodiagênese ocorre próxima à superfície de sedimentação onde a química das águas superficiais é controlada principalmente pelo ambiente superficial. A mesodiagênese, regime ainda presente em subsuperfície, é capaz de isolar as águas intersticiais da influência das águas superficiais. A telodiagênese relaciona todos os processos ocorridos nas rochas após o soterramento efetivo, durante o soerguimento, até a atuação do intemperismo e erosão. Os ambientes marinho, meteórico e de mistura ocorrem em superfície ou próximo a ela, correspondendo às zonas de eodiagênese e telodiagênese. O ambiente de subsuperfície corresponde à zona de mesodiagênese.

A sequência cronológica de eventos é possível relacionando os processos diagenéticos à textura. Os calcários da Formação Jandaíra iniciaram sua diagênese na zona eodiagenética, em ambiente marinho raso, onde ocorreu processo de micritização parcial (fácies Bioesparito, Biomicroesparito, Biolitito, Pelesparito e Pelmicrito com *birdseyes*) ou total dos grãos (fácies Biomicro e Micrito) e a cimentação em franja fibrosa ao redor dos grãos (fácies Bioesparito, Biolitito e Pelesparito). Após estes processos, seguiu-se o período de emersão, onde os grãos parcialmente ou totalmente micritizados e cimentados, foram submetidos à exposição subaérea. Agora sob novas condições de ambiente meteórico freático, ocorreu à precipitação de mosaicos de calcita (fácies Dismicrito e Pelmicrito com *birdseyes*), cimentação sintaxial (fácies Bioesparito e Biomicroesparito) e neomorfismo (fácies Biomicroesparito e Biomicro). O processo de dolomitização pode ter ocorrido em algumas fácies ainda em zona eodiagenética (fácies Biolitito, Biomicro, Doloesparito, Dolomicrito e Micrito). A associação dos cristais de dolomita com a micrita e o cimento de cristais equantes sugere que as rochas podem ter atravessado uma zona de mistura (água marinha ou água meteórica), antes do soterramento profundo provocando alterações na composição química da água, promovendo o processo de dolomitização nessas fácies (Silva 2007).

Na mesodiagênese os principais processos atuantes foram a compactação mecânica e a compactação química. O principal registro deixado pelo processo de compactação mecânica foi a quebra e rotação dos grãos (fácies Biolitito) e, na compactação química, contatos suturados e côncavo-convexos (fácies Biomicroesparito, Doloesparito, Dolomicrito e Pelesparito). Com o avanço da compactação química inicia-se a geração de estilólitos (Doloesparito e Micrito), processo atuante de forma local nas rochas. A presença de cristais de dolomita ao redor dos estilólitos sugere que o processo de dolomitização tenha ocorrido, de forma incipiente (Moore 1989), nas fácies de mais baixa energia. Na fácies onde a rocha encontra-se totalmente dolomitizada, o processo de dolomitização foi intenso, a ponto de obliterar totalmente os aspectos primários da rocha, formando um calcário dolomítico cristalino (fácies Doloesparito e Dolomicrito).

A oxidação de minerais opacos, reconhecida pelo aspecto ferruginoso impregnado nos grãos e na matriz (fácies Bioesparito, Biolitito, Dismicrito, Doloesparito, Micrito, Pelesparito e Pelmicrito com *birdseyes*) é característica da zona de telodiagênese.

3.4.1.5 - Geologia Estrutural da Bacia

A partir da interpretação de fotografias aéreas e de sensores remotos foi possível identificar estruturas frágeis como falhas, fraturas e juntas, com direções preferenciais principalmente NE-SW e SE- NW. Provavelmente estas estruturas são condicionantes

para a deposição das rochas sedimentares observadas na área em estudo.

Nos arenitos da Formação Açu são observadas estruturas frágeis na mesma direção predominante da área geral, e subordinadamente na direção ENE-WSW. Tais fraturas ocorrem em sua maioria sem preenchimento, e por vezes com preenchimento de cimento carbonático.

Nos calcários da Formação Jandaíra as estruturas obedecem o mesmo padrão da unidade acima citada. Estas encontram-se sem preenchimentos, ou localmente preenchidas por calcita, bem como desenvolvimento de geodos. No Lajedo Soledade, desenvolveram-se ravinas, que ultrapassam 800m de extensão, e ocorrem na direção preferencial da área. Estas ravinas foram originadas a partir da percolação de água nas descontinuidades, permitindo assim uma visualização tridimensional das estruturas sedimentares presentes nesta unidade.

Estas estruturas observadas são de idades cenozóicas, sendo algumas de idades quaternárias, representam reativações de fraqueza formadas durante a instalação do rifte potiguar. Podendo ainda ser possíveis controladoras de trapas estruturais em campos de petróleo.

3.4.2 - Bacia de Gangorra/Formação Pendência (K1pn)

A Bacia de Gangorra apresenta uma forma triangular, alongada na direção NE-SW (aproximadamente com 10 km no seu eixo maior), sendo estreita na porção SW, na região de Milona (1 km) e larga na região de Sucupira (5 km), na porção NE da área (vide Mapa geológico anexo). As rochas que compõem seu preenchimento sedimentar exibem um acamamento sedimentar $40^{\circ}\text{Az}/10^{\circ}\text{NW}$ e direções médias de paleocorrentes para SW (Nóbrega 2002).

Corsino & Tiriba (1985), em nota prévia, fizeram alusão à ocorrência desta bacia, que está encaixada num sistema de falhamentos do embasamento cristalino. A bacia foi descoberta pela CDM/RN (antiga Companhia de Desenvolvimento Mineral do Rio Grande do Norte), quando efetuava perfurações de poços na região. Levantamentos geofísicos realizados na área (Silva 1987), por métodos de eletroresistividade e gravimétricos, propiciaram a delimitação do arcabouço cristalino da mesma. Os perfis de resistividade forneceram informações sobre a espessura mínima do capeamento sedimentar da bacia, sendo de 28m em Milona e de 209m em Sucupira, e, a presença de valores anômalos na parte central da bacia sugere a presença do cristalino mais elevado como reflexo do paleo relevo (horsts). Contatos com o embasamento cristalino indicam que na porção norte da bacia o comportamento das falhas de bordas apresentam direção $\text{N}40^{\circ}\text{E}$ e mergulho vertical a forte, enquanto que na porção sul, as falhas são de direção $\text{N}60^{\circ}\text{-}70^{\circ}\text{E}$ e mergulho forte a suave.

Os trabalhos mais recentes realizados por Nóbrega (2002), abordando aspectos estruturais e sedimentológicos desta bacia, são aqui considerados e

apresentados de forma sucinta. O mapeamento da bacia realizado pela autora, associado a descrição de poços tubulares, possibilitou a separação de quatro unidades, da base para o topo, sendo elas: conglomerados, arenitos conglomeráticos, arenitos grossos e arenitos argilosos, os quais foram cartografados na Folha Apodi, referido genericamente com o Formação Pendência.

Os conglomerados são rochas de coloração avermelhada a esbranquiçada, e com estratificação cruzada acanalada (Figura 3.57A). Texturalmente, são imaturos, pobremente selecionados, subanguloso e de baixa esfericidade. Os grãos do arcabouço são constituídos por fragmentos de rochas, quartzo, plagioclásio e K-feldspato. A matriz é do tipo primária, constituída por quartzo e K-feldspato, com granulometria areia grossa e com estrutura homogênea. Há dois estágios de cimentação, um com material silicoso e outro argiloso. A porosidade é do tipo intergranular, primária, equigranular, com bom selecionamento, distribuição homogênea e sem orientação. A maturidade mineralógica é média. Os eventos diagenéticos identificados em lâminas são: deposição de sedimentos, compactação mecânica baixa, cimentação por sílica e cimentação por argila.

Os arenitos conglomeráticos são rochas de coloração avermelhadas, texturalmente imaturos, moderadamente pobremente selecionados, com grãos subangulosos e esfericidade baixa (Figura 3.57B e C). Os grãos do arcabouço são constituídos por quartzo e K-feldspato e apresentam diâmetro variando de 1 a 3 cm. A matriz é do tipo primária, de composição quartzosa, e granulação de areia grossa. A cimentação é por um material argiloso (esmectita) de tamanho criptocristalino. A porosidade intergranular, de origem primária, equigranular, com bom selecionamento, distribuição homogênea, sem orientação, e constitui 20% da rocha. Os eventos diagenéticos identificados em lâminas são: deposição de sedimentos, compactação mecânica baixa e cimentação por argila. As estruturas internas observadas são estratificações cruzadas de grande porte, que localmente verifica-se a formação de barras menores.

Os arenitos Grossos são de coloração esbranquiçada e sem estratificação (Foto 3.57D), texturalmente maduros, bem selecionados, subarredondados a subangulosos e com esfericidade média. Os grãos do arcabouço são constituídos por quartzo, feldspatos e clastos de argilas. A matriz é do tipo primária, de composição quartzosa e estrutura homogênea. A cimentação é por um material argiloso de tamanho criptocristalino. A maturidade mineralógica é média. Os eventos diagenéticos identificados em lâminas são: deposição de sedimentos, compactação mecânica baixa e cimentação por argila.

Os arenitos Argilosos são de coloração cinza e esbranquiçados e estrutura maciça texturalmente maduros (relações entre selecionamento e arredondamento dos grãos), apresentando-se bem selecionados, subarredondados e com esfericidade média. Os grãos do arcabouço são constituídos por

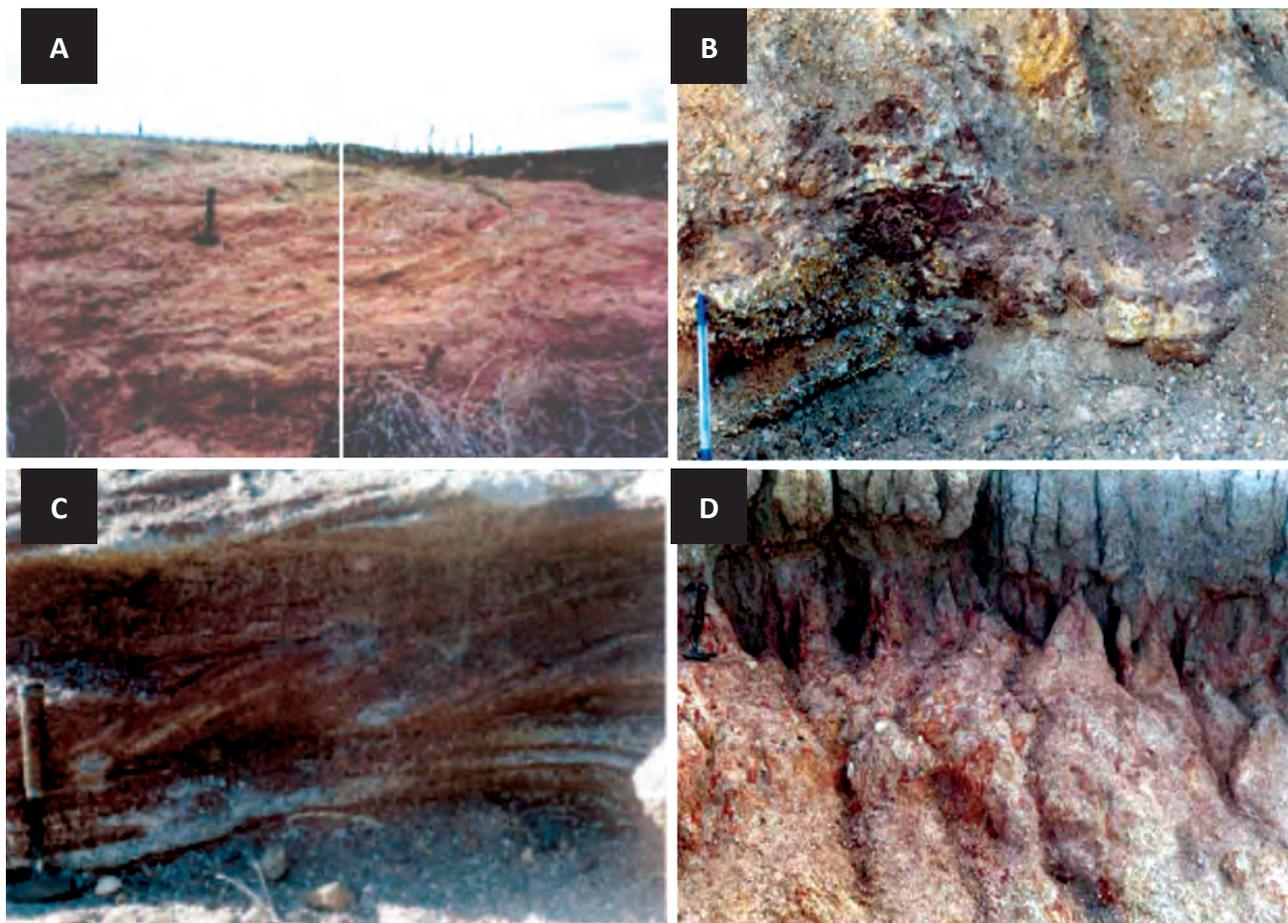


Figura 3.57 – Aspectos de campo das unidades da Bacia de Gangorra: (A) conglomerado, (B) arenito conglomerático homogêneo e (C) com estratificação cruzada, e (D) arenito grosso homogêneo. Obs: Todas as fotos são de Nóbrega (2002).

quartzo. A matriz é do tipo primária, de composição argilosa e estrutura homogênea. A maturidade mineralógica é alta.

Estruturalmente são identificadas falhas de borda da bacia, as quais apresentam no geral direções de 40° Az com mergulho vertical a forte, na porção norte, e as de direções 60° - 70° Az com mergulho forte a suave na porção sul. Estas falhas são bem identificadas principalmente em imagens de satélites. Identifica-se ainda fraturas, tanto em campo quanto em produtos de sensores remotos, de direção predominantemente NE, e secundária NW, que podem apresentar mergulhos subverticais e/ou em planos mergulhando em média 50° para SE, basculando as camadas por falhas inversas.

Sobre os Dados de Poços

Para esta bacia obteve-se dados de seis (06) poços, de captação de água perfurados pela antiga CDM/RN, com seus respectivos perfis litológicos, localizados nas fazendas Milona, Bezerras e Sucupira. As descrições disponíveis, não exibem detalhes sobre as camadas, apenas classificando-as em: arenitos, argilitos, calcários e o tipo da matriz. O poço **P1** apresenta uma profundidade de 18m, atravessando uma camada descrita como arenito siltico-argiloso, após esta camada é atingido o embasamento alterado. O poço **P2** apresenta profundidade de 99m,

constituído em sua base por um pacote de 66m de arenito argiloso, sobreposto por um pacote de argilito arenoso. O poço **P3** foi perfurado no embasamento alterado. O poço **P4** possui uma profundidade de 123m, atravessando pacotes descritos como calcários argilosos (20m), argilito calco-arenoso (8m), folhelhos (5m) e intercalações de arenito argilosos e argilitos arenosos (90m). O poço **P5** (70m) e **P6** (190m) correspondem a intercalações de argilitos arenosos e arenitos argilosos.

Ambientes Depositionais

Na bacia a instalação de leques aluviais podem ser identificados nas regiões de bordas, onde verifica-se a presença de depósitos de conglomerados com estratificações cruzadas acanaladas. Estes depósitos gradam para arenitos grossos com estratificações cruzadas acanaladas a cruzadas tabular, resultante da migração de barras em um fluxo entrelaçado. Outro aspecto que chama atenção é a presença de níveis de folhelhos e carbonatos, identificados nos perfis de poços (P4), localizados na porção central da bacia que podem ser interpretados como a implantação de um lago (comum a deposição de frações terrígenas mais finas e, em menor proporção, carbonatos lacustres). Sobre a paleogeografia da bacia, pode-se propor uma evolução onde a atuação de processos de reativações da Zona de Cisalhamento de Portoalegre, resultando em movimentos gravitacionais e o abatimento dos

blocos, propiciaram assim a formação da depressão assimétrica. A partir disto houve o rejuvenescimento do relevo e conseqüentemente a aceleração dos processos erosivos. Grandes volumes de detritos terrígenos passaram a ser carreados para a depressão tectônica, formando espessos leques aluviais e depósitos fluviais entrelaçados, e nas regiões centrais e mais profunda da depressão, a implantação de um lago.

3.4.3 - Coberturas Continentais

Esta unidade engloba os Sedimentos Cenozoicos que ocorrem em toda área, sendo representados por: arenitos da Formação Serra dos Martins, depósitos aluvionares antigos e recentes, caliche (solo carbonático), e coberturas areno-argilosos (solo arenoso).

3.4.3.1 - Formação Serra dos Martins (ENsm)

Esta unidade aparece apenas na porção extremo SW da área, compondo parte do altiplano da Serra de Portalegre. É constituída predominantemente por arenitos conglomeráticos, arenitos grossos a finos e siltico-argilosos. Segundo Menezes (1999) os estudos de campo em geral (texturas e estruturas das rochas, levantamento de perfis seqüenciais etc.), indicam sistema deposicional fluvial entrelaçado a meandrante grosso para os litotipos dessa unidade. Esse sistema fluvial é representado principalmente pelos depósitos de fundo de canal, preenchimento de canal, transbordamento de canal e de planície de inundação. Ainda segundo esta autora, vários pesquisadores têm associado a origem e evolução desta unidade a processos morfoclimáticos terciários, presumindo uma idade oligo-miocênica para a mesma. Ressalta ainda, que o seu caráter afossilífero e a falta de bons marcadores que possibilitem datações radiométricas, dificultam a definição de sua idade precisa. Estudos mais recentes desenvolvidos por Lima (2008), em perfis de intemperismo de arenitos da Formação Serra dos Martins, também não chegaram a resultados conclusivos sobre a idade desses arenitos.

3.4.3.2 - Depósito Aluvionares Antigos (N3a)

Estes depósitos ocorrem tanto no contexto da Bacia Potiguar, quanto sobrepostos aos ortognaisses do embasamento Jaguaretama, na porção oeste da área (vide Mapa Geológico).

Na Bacia Potiguar são depósitos de antigos canais fluviais que, à medida que migram no sentido da variação decrescente das cotas topográficas, possivelmente devido a basculamentos, deixam seus registros na forma de terraços aluvionares. Os antigos canais foram abandonados e, como canais atuais, reposicionaram-se em cotas que não permitem mais que os mesmos inuntem os antigos depósitos em períodos de cheias. Devido à ausência de datação não foi estabelecer a idade dos mesmos, com isso estes foram agrupados na mesma seqüência sedimentar. No entanto, notáveis diferenças nestes depósitos tornaram possível a individualização em dois depósitos distintos com características destoantes na área em estudo.

O primeiro depósito é representado por sedimentos depositados no fundo de canais fluviais, e é composto por ortoconglomerados, com predominância de seixos arredondados predominantemente de quartzo e fragmentos de rocha, e em menor proporção matriz arenosa argilosa (Figura 3.58 A e B). Estes pacotes apresentam espessuras que variam de 1,0 a 5,0 m e estão localizados na porção nordeste da área. Repousam preferencialmente sobre as formações Açú e Jandaíra. Estes depósitos representam fácies fluviais meandrantas de baixa energia proximais a distais associadas à fácies de transbordamento.

O segundo depósito é representado por paraconglomerados, composto predominantemente por matriz arenosa argilosa e secundariamente por fragmentos de rocha, e seixos de quartzo e feldspato (Figura 3.59A e B). Como uma das principais características ocorre a presença de lateritos. Localmente apresenta coloração amarela avermelhada, provavelmente ocasionada devido a presença de minerais radioativos (Figura 3.59C). Não

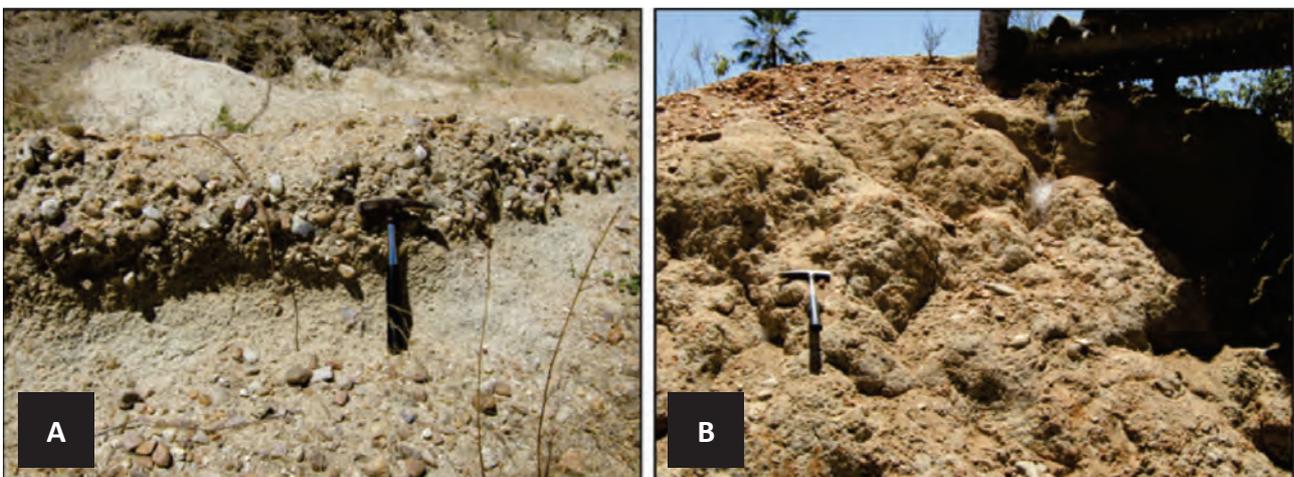


Figura 3.58 – Fotografias representativas dos ortoconglomerados do sedimento aluvionar antigo. (A e B) Ortoconglomerados com predominância de seixos de quartzo e fragmento de rocha. Ponto 269 e 271 respectivamente.

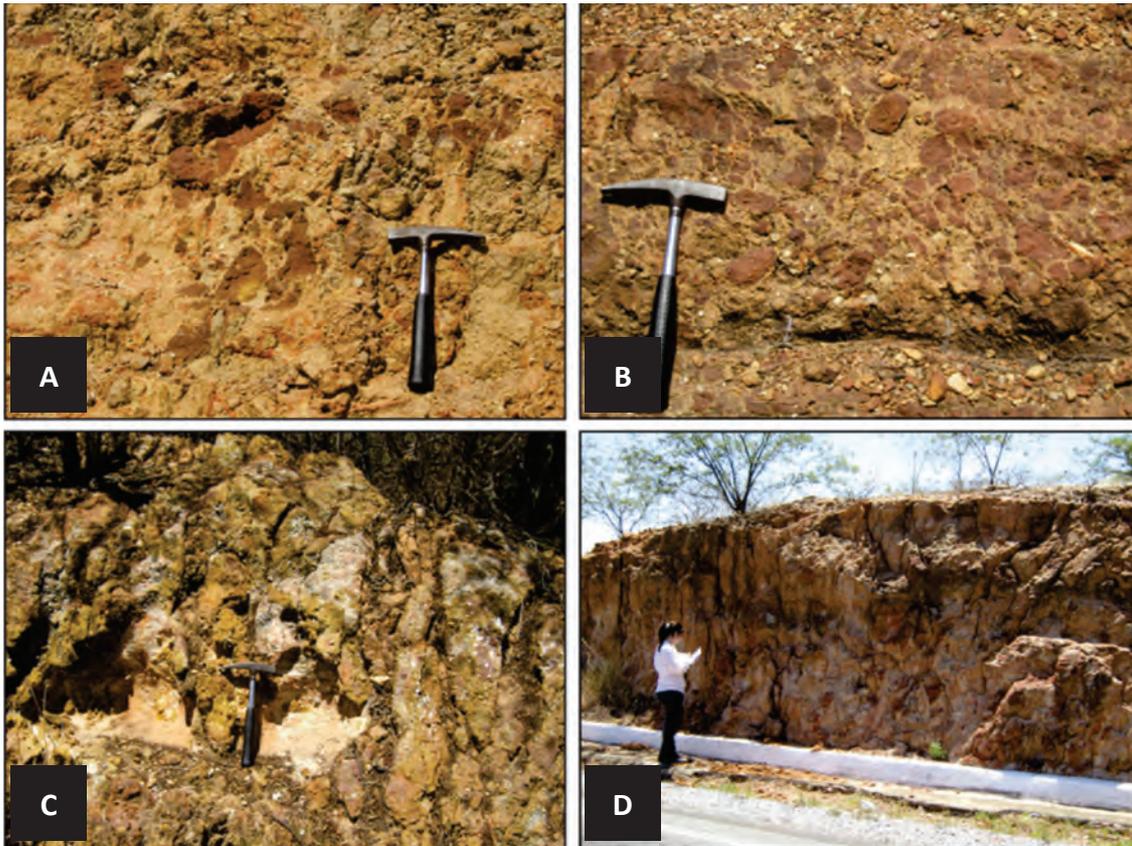


Figura 3.59 – Fotografias representativas dos paraconglomerados do sedimento aluvionar antigo. (A e B) Paraconglomerados com predominância de matriz arenosa argilosa. Pontos 236 e 242 respectivamente; © Cor amarela avermelhada. Ponto 270; (D) Corte de estrada. Ponto 271.

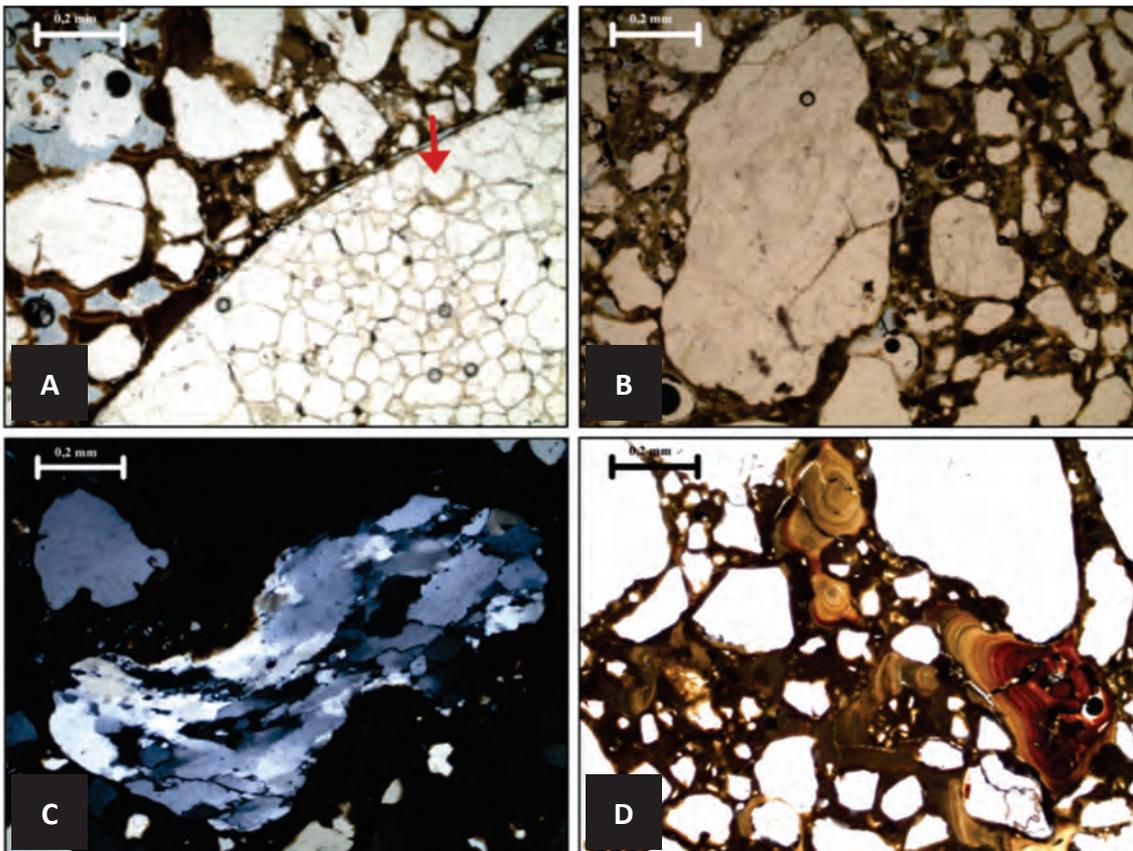


Figura 3.60 – Fotomicrografias dos paraconglomerados do sedimento aluvionar antigo. (A) Fragmento de rocha indicado pela seta. Nicóis paralelos. Ponto 236; (B) Contatos predominantemente flutuantes. Nicóis paralelos. Ponto 240; (C) Grão com orientação preservada. Nicóis cruzados. Ponto 236; (D) Matriz ferruginosa. Nicóis paralelos. Ponto 236.

foram observados fósseis nestes depósitos, o que indicaria uma possível idade destes depósitos. Os pacotes variam de 2,0 a 4,0 m e estão localizados na porção sudoeste da área (Figura 3.59D).

Microscopicamente, apresentam como constituintes fragmentos de rocha (Figura 3.60A) e grãos com granulometria areia muito fina a grânulo, caracterizando uma pobre seleção. Os contatos são predominantemente flutuantes (Figura 3.60B) contatos pontuais e retos são raros, e suturados inexistentes. Apresenta porosidade intergranular e intrapartícula em pequena quantidade, não ultrapassando 10% da rocha. É possível também observar alguns grãos com a orientação ainda preservada (Figura 3.60C). Apresenta uma matriz com caráter ferruginoso (Figura 3.60D). Estes depósitos representam fácies fluviais meandranes de alta energia proximal.

Até o presente momento estes depósitos eram considerados uma relíquia da Formação Açú, no entanto diante das características supracitadas, bem como a localização, já que os mesmos encontram-se situados ao sul da Bacia Potiguar e repousam sobre o embasamento cristalino, foi constatado que estes não fazem a referência à Formação Açú, tratam-se de sedimentos aluvionares antigos de idade Quaternária.

3.4.3.3 - Depósito Aluvionares (N34a)

Tratam-se de sedimentos depositados no fundo de canais fluviais (como exemplo o Rio Apodi). Ocorrem na porção noroeste, nordeste e leste da Folha Apodi.

- Coberturas areno-argilosas (solo arenoso)

Trata-se de solo composto por areia quartzosa e argila. Possui coloração avermelhada a amarronzada. Ocorre praticamente em toda porção sul da área de estudo. Os pequenos açudes e barragens efêmeros contêm sedimentos areno-argilosos quaternários de diversas composições mineralógicas refletindo as variadas proveniências do material de intemperismo que forma a cobertura holocênica.

- Caliche (solo carbonático)

Apresenta-se como sedimento, de coloração branca a creme. Trata-se de solos carbonáticos, formados pela dissolução e reprecipitação de CaCO_3 . Isso ocorre pela exposição subárea do calcário durante um longo tempo, em regiões de clima árido e semi-árido. Ocorre em grande quantidade na porção norte da área de estudo.

4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO

4.1 - Introdução

Serão apresentados os aspectos metamórficos e estruturais da região objetivando um melhor entendimento da evolução geológico-estrutural da folha. Desta forma, descrevemos as estruturas geológicas acompanhadas de suas condições metamórficas desenvolvidas que afetaram os litotipos da área mapeada, buscando enquadrá-las no contexto geológico dos Domínios Jaguaribeano e Rio Piranhas - Seridó. Neste contexto serão utilizadas determinadas simbologias descritas como seguem. A letra “D” indica deformação, a letra “S” a foliação, “M” o evento metamórfico, “Lx” lineação de estiramento mineral e “Lb” corresponde a lineação de eixo de dobra. Os índices numéricos servem para indicar ordem cronológica da deformação e metamorfismo.

Os dados obtidos na etapa de campo deste trabalho permitiram a individualização de três eventos tectono-metamórficos em estágio dúctil das rochas, designados neste trabalho de evento D_1 , D_2 e D_3 , M_1 , M_2 e M_3 onde cada fase é responsável pela geração de um determinado grupo de estruturas (D) e de assembleias minerais (M). Um episódio D_4 é creditado às estruturas sob regime rúptil. O evento deformacional D_1 foi o primeiro evento tectônico-metamórfico afetando ainda os complexos do embasamento - Jaguaretama e o Caicó, sendo representado por um bandamento metamórfico em fácies anfibolito superior, muitas vezes desenvolvendo migmatitos. O evento posterior, denominado de D_2 , corresponde ao segundo a afetar os complexos Jaguaretama e Caicó, originando dobras isoclinais recumbentes, intrafoliais a transpostas nas rochas desses embasamentos, em alto grau metamórfico, na fácies anfibolito superior.

As feições em mega-escala e as atuais configurações da área mapeada são funções do último evento deformacional, denominado de D_3 , que se impôs sobre os eventos anteriores culminando com importantes zonas de cisalhamento, por exemplo, a Zona de Cisalhamento Portalegre e outras cronocorrelatas, sob condições de fácies xisto verde superior a anfibolito. A este evento deformacional, estão correlacionadas as intrusões de granitóides neoproterozóicos (Ediacaranos), além de encurtamento crustal nas áreas de embasamento, gerando megadobras antiformes e sinformes.

Diversas fraturas e falhas foram observadas, nestes corpos intrusivos, caracterizando uma deformação sob regime rúptil mais jovem do que as anteriores, podendo ser correlata a um episódio posterior, inclusive meso-cenozóico com formação de falhamentos normais, gerando grabens representado pela Bacia de Gangorra.

4.2 - Evento Deformacional/Metamórfico (D_1/M_1)

O primeiro evento tectônico é limitado às rochas gnáissico-migmatíticas dos complexos Jaguaretama e Caicó, sendo marcado pela formação de um bandamento/foliação de alto grau (S_1). Esta foliação S_1 foi posteriormente dobrada pelo evento D_2 , gerando uma foliação de plano axial S_2 , paralela ao bandamento S_1 . Este bandamento mostra orientações muito variadas e sendo marcado pela alternância entre faixas escuras ricas em máficos (biotita e anfibólio) e faixas claras quartzo-feldspáticas.

Estruturas complexas e polifásicas, com desenvolvimento de dobras isoclinais a fortemente transpostas, sem raízes e com espessamento apical acentuado, com padrões de interferência tipos 1 e 3 de Ramsay (1967) indicando muitas vezes superposição de fases de dobramentos com direções ortogonais, são frequentemente observados nestas unidades dos complexos Caicó e Jaguaretama. Formação de gnaisses bandados paralelizando muitas vezes estruturas e unidades antigas, feições de migmatização com nebulitos e produzindo mobilizados neossomáticos com neoformação de microclina e plagioclásio, além de sillimanitas produzidas durante estas deformações, atestam que estas rochas foram submetidas a condições de alta temperatura (Figuras 4.1, 4.2 e 4.3).

A formação do bandamento (evento M_1),



Figura 4.1 – Bandamento metamórfico gnáissico S_1 marcado por segregação composicional em fácies anfibolito alto, observando-se princípio de migmatização com desenvolvimento de melanossoma e leucossoma. Evidencia-se na parte inferior esquerda da fotografia, padrão de interferência entre dobras com eixos ortogonais e desenvolvimento de uma nova foliação S_2 (parte superior esquerda) cortando e fazendo alto ângulo com o bandamento S_1 (Afloramento FA-169, Complexo Caicó, na fazenda Firmeza a oeste da cidade de Caraúbas).



Figura 4.2 - Outro aspecto do bandamento metamórfico gnáissico S_2 , no Complexo Jaguaretama, bem marcado por bandamento metamórfico bem desenvolvido, e desenvolvimento de neossoma. Este tipo de estruturas plásticas bem evidenciadas e aparentemente complexas só é encontrada nestas rochas do embasamento. Afloramento FA-105, Complexo Jaguaretama, no povoado Santa Rosa-1 na estrada Apodi-Caraúbas).



Figura 4.3 - Feições de migmatização com nebulitas e produzindo mobilizados neossomáticos, com restitos máficos e posteriormente afetados por estreitas zonas de cisalhamentos (Afloramento FA-60, Complexo Jaguaretama, lado direito da estrada Apodi-Caraúbas, próximo ao povoado Santa Rosa-1).

bem como a migmatização dessas rochas, atestam as condições de metamorfismo regional de médio a alto grau, alcançando a fácies anfibolito superior culminando com a anatexia, favorecida pela disponibilidade de água no sistema. A blastese de K-feldspatos, seguindo o bandamento, é a principal evidência. Esse evento é correlato à fase F_1 definida por Cavalcante (1999) no embasamento das faixas Orós e Jaguaribe, correlata ao metamorfismo regional M_1 .

As associações, em conjunto com texturas preservadas como fenocristais de microclina e inclusões de minerais primários na assembleia predominante, indicam quase sempre um protólito ígneo de composição granítica a tonalítica (Figura 4.4) com biotita (\pm) hornblenda/ferrohastingsita + quartzo + microclina + plagioclásio (oligoclásio/andesina), além de zircão + apatita + allanita como minerais primários do protólito. Em anfibolitos, muito frequente no Complexo Caicó, a assembleia é composta por hornblenda + plagioclásio (andesina predominante).



Figura 4.4 – Ortogneise granodiorítico a tonalítico homogêneo do Complexo Jaguaretama exibindo um bandamento discreto e foliação bem desenvolvida durante o evento D_1/S_1 (Afloramento FA-33, próximo a localidade Cajuais a NE de Riacho da Cruz).

4.3 - Evento Deformacional/Metamórfico (D_2/M_2)

O evento D_2/M_2 também bem penetrativo e marcado por toda a área, afetam as rochas do embasamento (complexos Caicó e Jaguaretama), bem como os augen gnaiesses Poço da Cruz e Serra do Deserto (Figuras 4.5 e 4.6), é também caracterizado por dobras isoclinais a apertadas, recumbentes com transposição dos flancos, formando uma foliação penetrativa S_2 . Muitas vezes estas estruturas, devido a sua intensidade, paralelizam os planos S_1 a S_2 , tornando-as de difícil distinção, embora em muitos mostrem ângulos de 90° entre os eixos b_1 e b_2 . Estas estruturas afetam o bandamento gnáissico S_1 , além das venulações graníticas e pegmatíticas relativas ao episódio D_1 . Estas venulações por vezes ocorreram formando dobras D_2 fechadas a abertas, por vezes ptigmáticas. O padrão de interferência bem marcado na Figura 4.1 mostra a interseção destas duas fases, bem como a foliação proeminente em ângulo com o bandamento é relacionada à S_2 . Em seções delgadas observa-se a foliação dobrada $S_2//S_1$ comumente marcada pelas lamelas de biotita e em algumas seções por hornblenda.

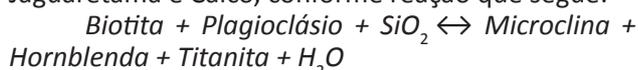


Figura 4.5 – Deformação D_2 com uma foliação S_2 bem desenvolvida e penetrativa nos ortognaisses (augen gnaiesses) Poço da Cruz (Afloramento FA-168, localidade Varginha a NW de Caraúbas).



Figura 4.6 – Outra feição da foliação S_2 bem desenvolvida em ortognaisses (augen gnaiesses) da Suíte Serra do Deserto (Afloramento FA-67, localidade Melancias margem esquerda da rodovia BR-405, Itaú-Apodi).

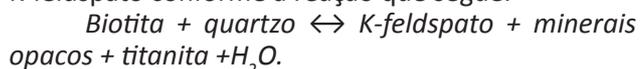
O evento metamórfico M_2 correlacionado a este evento deformacional D_2 ocorre com a mesma assembleia do evento metamórfico M_1 . A neoblastese e a recristalização da microclina indicam metamorfismo de fácies anfibolito inferior a superior. A foliação S_2 é marcada pela orientação da biotita, anfibólio, quartzo e feldspatos. Além da blastese de feldspato e hornblenda, nota-se ainda, de forma incipiente, a formação de titanita durante o evento metamórfico M_2 em algumas seções delgadas de ortognaisses graníticos do embasamento Jaguaretama e Caicó, conforme reação que segue:



As lineações de estiramento Lx_2 correspondentes à deformação D_2 , são de difícil separação devido ao evento D_3 que paraleliza as lineações Lx_3 e Lx_2 . Nota-se que a foliação S_2 apresenta mergulhos predominantemente baixos

a moderados ($30-50^\circ$) e direção NE-SW, raramente NW-SE, obedecendo ao *trend* geral.

O evento metamórfico M_2 , em geral em condições PT de Fácies Anfibolito tem seu grau metamórfico indicado pela paralelização das foliações e recristalização dos feldspatos. Migmatização associada a este evento é de caráter local. Em alguns afloramentos pode-se notar a presença de grande quantidade de minerais opacos, indicando um excesso de ferro muito provavelmente ocorrido durante a desestabilização de biotita para formar K-feldspato conforme a reação que segue.



4.4 - Evento Deformacional/Metamórfico (D_3/M_3)

O evento deformacional D_3 se impôs sobre os eventos anteriores e foi responsável pelo forte encurtamento crustal envolvendo estruturas desinformes e antiformes regionais (ver mapa geológico em anexo). Este encurtamento crustal evoluiu para frequentes zonas de cisalhamento sendo marcadas por transcorrências dextrais regionais afetando todas as rochas mapeadas na área, exceto as rochas sedimentares da Bacia Rio do Peixe (Fanerozoico). Este evento gerou uma superfície S_3 de mergulho forte afetando as superfícies S_1 e S_2 e muitas vezes evoluindo para superfícies miloníticas ao longo de zonas de cisalhamento.

Durante esse evento (D_3/M_3), como já mencionado, ocorreu à formação da superfície S_3 , definida como plano axial de megadobras (sinformes e antiformes) presentes no embasamento. Mesodobras atribuídas a este evento são bastante frequentes, refletindo dobras abertas a fechadas, às vezes apertadas, porém desenvolvendo discreto espessamento apical, conforme pode ser observado seja nas rochas do embasamento (Figura 4.7) ou da Suíte Serra do Deserto (Figura 4.8).

No Grupo Jucurutu esse evento se manifesta como uma foliação penetrativa nos biotita gnaiesses



Figura 4.7 – Dobras decimétricas fechadas e ligeiramente assimétricas com plano axial inclinado, da fase D_3 , dobrando superfície S_2 (Afloramento FA-105, ortognaisses bandados do Complexo Jaguaretama no povoado Santa Rosa-1 na estrada Apodi-Caraúbas).



Figura 4.8 – Dobras fechadas da deformação D_3 com discreto espessamento apical. No campo é possível observar biotitas S_3 paralelo ao plano axial das dobras. Augen gnaissé da Suíte Serra do Deserto (Afloramento FA-18, margem esquerda da BR-405 na entrada da cidade de Itaú).

xistosos, estando à foliação S_3 na direção NE-SW e mergulhos geralmente fortes para NW e SE. Sincronicamente, foi gerada uma foliação milonítica S_{3m} de mergulho forte e orientação predominante NE-SW e lineações mineral de estiramento bastante penetrativas no embasamento, além da verticalização das superfícies S_1 e S_2 deste embasamento. No Complexo Jaguaretama a deformação D_3 é evidenciada pelos planos axiais (S_3) subverticalizados em escala de megadobras (ver mapa geológico) ou mesodobras (vide Figura 4.7). As estruturas S_1/S_2 subhorizontais deste Complexo podem evoluir para uma foliação de mergulho forte e até milonítica (S_{3m}).

Nos augen gnaisses Poço da Cruz e Serra do Deserto, é muito frequente o desenvolvimento de zonas de cisalhamentos estreitas, discretas, ou mesmo bem pronunciadas, afetando uma foliação prévia. A Figura 4.9 exibe o desenvolvimento de uma estreita zona de cisalhamento provocando a cominuição da rocha e formação de uma foliação milonítica sobreposta a uma foliação prévia, provavelmente S_2 .

Ao longo das zonas de cisalhamento ou de alta deformação ocorreram expressivas modificações petrográficas, onde as rochas ortoderivadas, leucognaisses da Suíte Serra do Deserto, se transformaram em muscovita gnaisses miloníticos e muscovita quartzitos por vezes com fibrolita. Ainda nos leucognaisses/ortognaisses Serra do Deserto, estruturas de cisalhamento do tipo S-C podem ser formadas nas regiões com forte milonitização (Figuras 4.10 e 4.11).

O metamorfismo regional grada para o expressivo metamorfismo dinâmico o qual está associado às zonas de cisalhamento dextrais que atravessam área, gerando rochas protomiloníticas, miloníticas até ultramiloníticas. Na Zona de Cisalhamento Portalegre as rochas sofrem intensa deformação dúctil, afetando as rochas dos complexos

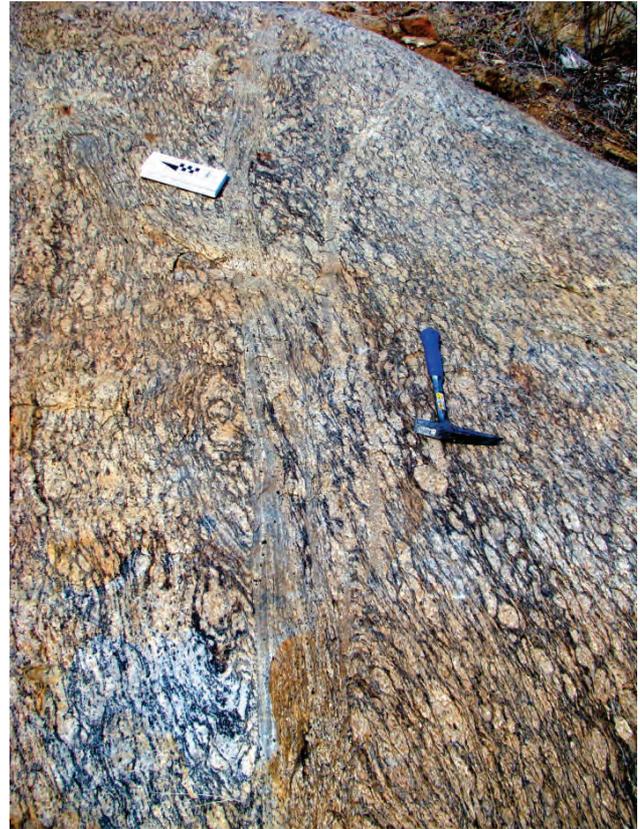


Figura 4.9 – Desenvolvimento de uma discreta zona de cisalhamento contemporânea à deformação D_3 , gerando uma discreta zona de cisalhamento sobreposta à foliação S_2 . Augen gnaissé Serra do Deserto (Afloramento FA-67, localidade Melancias margem esquerda da rodovia BR-405, Itaú-Apodi).

Jaguaretama e Caicó, onde os ortognaisses são transformados em protomilonitos e milonitos xistosos. Neste contexto, há porfiroclastos de feldspatos com sombras de pressão e caudas de recristalização, textura de subgrãos e recristalização dinâmica em níveis quartzosos e estruturas S-C'. Essas rochas evoluem para ultramilonitos xistosos até filonitos. Os milonitos a ultramilonitos apresentam-se com granulometria fina a muito fina, indicando alto grau de cominuição da rocha original, além de texturas como *quartzo-ribbons* e *mica-fishes* esporádicas de muscovita, sob condições metamórficas de fácies xisto verde superior a anfibolito.

Dantas *et al.* (2002) e Trindade *et al.* (2008) mostram que regionalmente, zonas de cisalhamento submeteram essas rochas transformadas a temperatura e pressão em torno de 575 °C e 3,5 Kb respectivamente. Estes dados previam a presença de sillimanita e/ou cianita. Legrand & Magini (1992) calcularam a temperatura por volta de 400 °C para quando não havia a presença de um bom geotermômetro como a sillimanita. Localmente Medeiros (1981) descreveu a cianita nos quartzitos tectônicos, próximo a Coronel João Pessoa (fora da área mapeada, mas próximo a Oeste). O par muscovita - quartzo pode resistir a temperaturas de metamorfismo de fácies anfibolito.

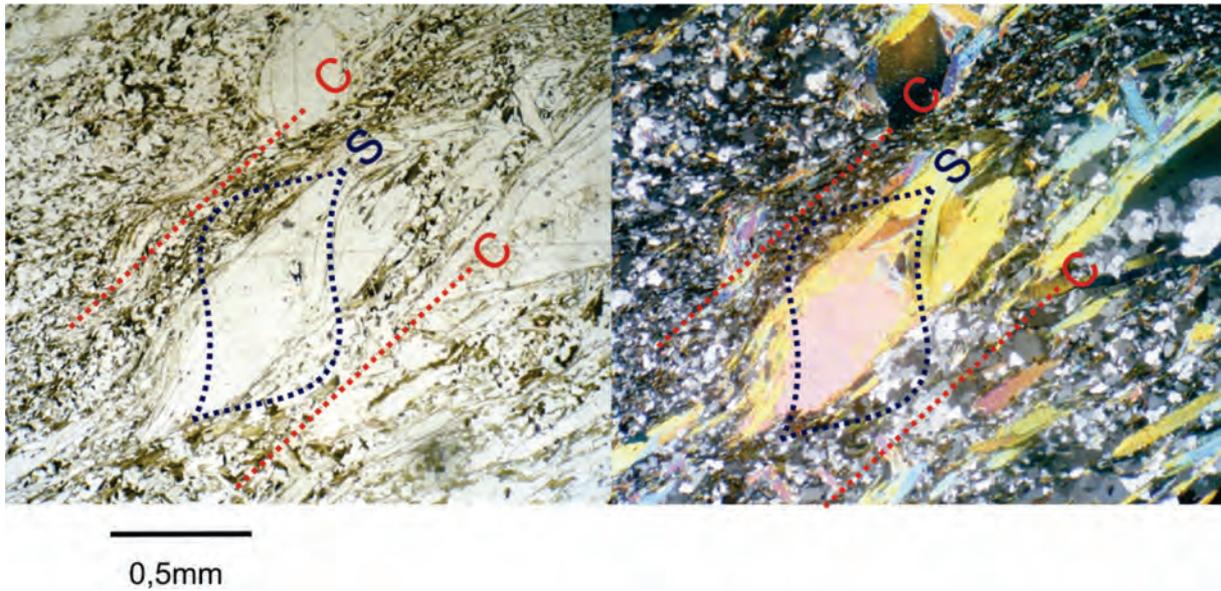


Figura 4.10 – Fotomicrografias em ortogneisse Serra do Deserto transformado em muscovita gnaiss milonítico a muscovita quartzito milonítico, exibindo estrutura S-C em lamelas de muscovita. Afloramento LU-0618, NW de Encanto, Serra do Cantinho, situado na Folha. Pau dos Ferros, próximo a esta área.

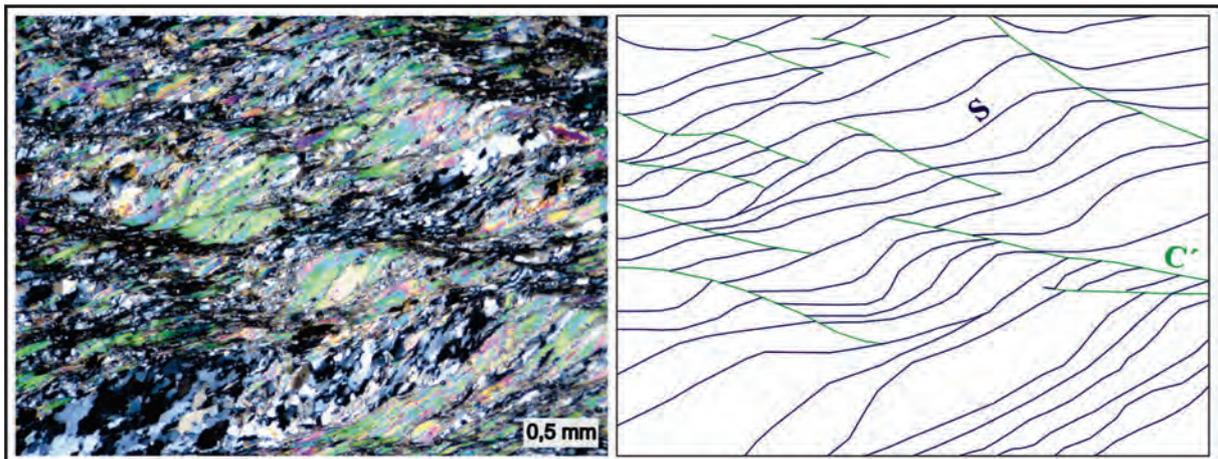


Figura 4.11 – Fotomicrografia em muscovita xisto tectônico (ou muscovita quartzito xistoso tectônico) derivado dos ortogneisses Serra do Deserto, nas imediações da comunidade Minhuins, a N de Poço Dantas/PB (Folha Pau dos Ferros, próximo a esta área) com respectivo desenho esquemático das foliações S e C' e destacando lamelas de muscovita fish (Afloramento LU-0135).

Esse episódio M_3 mostra tendência regressiva com a retromorfose no sentido da fácies xisto verde, o qual guarda íntima relação com as estruturas (gnaissificação, xistosidade e/ou foliação milonítica) de mergulho forte. As assembleias minerais envolvendo a recristalização de feldspatos nos complexos de embasamento paleoproterozoicos (Riagianos) e rochas metagranitoides (Estaterianos e Neoproterozóicos), blastese de sillimanita, localmente de cianita, de escapolita nos milonitos ao longo das zonas de cisalhamento, indicam o pico metamórfico em fácies anfibolito. Este pico metamórfico pode estar associado ao alojamento do volumoso magmatismo diorito-granítico neoproterozoico representado pelos vários batólitos sin-cinemáticos, os quais ocupam grande parte da Folha.

Neste contexto, está claro que o desenvolvimento deste evento D_3 está intrinsicamente relacionado à evolução das zonas de cisalhamento que cortam a área, principalmente as associadas ao sistema de cisalhamento Portalegre. Este sistema compreende um conjunto de cinturões miloníticos interligados, com padrão anastomosado e de orientação geral NE-SW, apresentando no geral cinemática dextral, e controla o alojamento das suítes intrusivas associadas ao evento brasileiro. No seu ramo principal a Zona de Cisalhamento Portalegre-ZCPa secciona toda a área, se estendendo para sul na Folha Paus do Ferro, compreendendo mais de 200 km de extensão e com espessuras variadas (Hackspacher & Oliveira 1984, Hackspacher & Legrand 1989, Galindo 1993, Trindade 1999). A norte ela é capeada/recoberta pelos sedimentos da Bacia Potiguar, e a sul

ela conecta-se com a Zona de Cisalhamento Patos.

Na área a ZCPa, na sua porção mais central, pode apresentar larguras que podem chegar a $\pm 5,0$ km (nas interfaces de contatos entre os granitoides Prado/Umarizal/Bacia de Gangorra e entre os granitoides Prado/Quixaba/Caraúbas). Nestes locais observa-se o desenvolvimento indiscriminado de milonitos (protomilonitos a ultramilonitos) de protólitos dos granitoides ediacaranos (corpos do Prado, Quixaba e Caraúbas) e de biotita gnaisses, mármores e rochas calciossilicáticas da Formação Jucurutu (Morais Neto 1987, Galindo 1993, Trindade 1999). No geral estes cisalhamentos desenvolvem uma forte foliação milonítica de mergulhos subvertical a verticalizados, com uma lineação de estiramento subhorizontal (Hackspacher & Oliveira 1984, Trindade 1999). Constata-se ainda que a escala de afloramento, numa faixa relativamente estreita de granitos porfiríticos, observa-se desde faixas protomiloníticas a ultramiloníticas, até mesmo superfícies S-C e C', além de fenocristais de K-feldspatos não deformados e com textura de entelhamento, indicando que esta deformação por cisalhamento é bastante heterogênea. Ramificações de direção geral E-W, que aparecem essencialmente na região central da área, em parte limitam os contatos dos granitoides Prado (a norte) e Quixaba (a sul), e ainda adentram o granitoide Caraúbas. Os critérios cinemáticos indicam para as mesmas movimentação dextral, os mergulhos são variáveis ($\geq 30^\circ$) e as lineações de estiramento também se apresentam de baixo ângulo para SW (no granitoide Caraúbas) ou para NE, no caso do limite norte do granitoide Prado (Trindade 1999).

Observa-se ainda na área, na sua porção W-SW, uma zona de cisalhamento de direção geral também NE-SW que controla/limita todo o contato sudeste do Granitoide Caraúbas (Galindo 1993). Esta estrutura, que é paralela a Zona de Cisalhamento Patos, foi denominada por Trindade (1999) de Zona de Cisalhamento Caraúbas-ZCC. Segundo este autor esta estrutura é marcada por uma faixa milonítica com mergulhos fortes, entre $50^\circ - 70^\circ$ para SE, com lineação de estiramento subhorizontal, e critérios cinemáticos indicando movimentação dextral. Localmente, a nível de escala de afloramento, observam-se milonitos caracterizados por forte lineação de estiramento desenvolvendo tectonitos L>S.

4.5 - Evento Deformacional Rúptil (D_4)

Este episódio se caracteriza pela deformação frágil, com *trends* variáveis N-S, WNW-ESSE e NW-SE, sendo representada pelos planos de falhas, fendas por vezes preenchidas por pegmatitos, aplitos, exudados de quartzo e fraturas conjugadas. As estruturas frágeis comumente afetam os corpos graníticos, sendo estas estruturas notadamente visíveis desde a escala megascópica (fotos aéreas) até a escala microscópica (seções delgadas). Através de análises de imagens aéreas os vales retilíneos são exemplos dessas estruturas.

Esta tectônica está representada na área principalmente por falhas e fraturas associadas a eventos de reativação, no fanerozoico, do sistema de cisalhamento Portalegre. Nos granitoides ediacaranos esta tectônica aparece bem nos granitoides Tourão (suíte intrusiva Itaporanga) e Umarizal (suíte intrusiva homônima). No primeiro, em afloramentos na entrada da cidade de Olho d'Água dos Borges, têm-se falhas de direção $280^\circ - 295^\circ$ Az com intrusão de diques pegmatíticos e/ou quartzosos com forte percolação de fluidos hidrotermais ao longo de seus planos promovendo farto metassomatismo potássico no granito porfirítico, e epidotização+caulinização associada aos diques quartzosos. Já no granitoide Umarizal a reativação da ZCPa promove intenso fraturamento com percolação de fluidos silicosos promovendo uma forte recristalização de quartzo em cristais globulares de levemente coloridos em tom azulado. Pequenas falhas estão preenchidas por um material secundário extremamente fino não identificado em amostra de mão.

O intenso fraturamento por vezes produz cataclastos, afetando ortognaisses miloníticos Serra do Deserto. Alguns fraturamentos e planos de falhas podem ser interpretados tanto como estruturas formadas no alívio de pressão dos granitoides brasileiros com preenchimento por pegmatitos e exudados de quartzo.

A formação de *grabens* de idade cenozoica é mais comum próximo ao litoral do Nordeste brasileiro (Nogueira 2008), contudo, ao longo do eixo principal NE-SW da Zona de Cisalhamento Portalegre foram gerados vários pequenos grabens preenchidos por material predominantemente siliciclástico, originando, por exemplo, a Bacia de Gangorra, nas imediações de Umarizal, temporalmente correlatas à Bacia Potiguar, bem como muitas outras pequenas bacias em áreas contíguas (Bacias de Coronel João Pessoa e Rafael Fernandes, p.ex.). A sua formação está relacionada às reativações de zonas de cisalhamento desenvolvidas durante o evento D_3 , que ocorreram no Fanerozoico (Nóbrega et al. 2005), em regime frágil.

5 – GEOCRONOLOGIA

Os dados geocronológicos são em parte oriundos de uma revisão bibliográfica (dados das suítes intrusivas ediacaranas São João do Sabugi, Itaporanga e Dona Inês) e de seis amostras que foram analisadas neste trabalho (Sm-Nd em rocha total e U-Pb em zircão): 2 do magmatismo Ediacarano (Granitóide Quixaba e suíte intrusiva Umarizal), 3 de rochas do embasamento (1 do Complexo Jaguaretama e 2 do Complexo Caicó), e 1 da suíte intrusiva Serra do Deserto. As seis amostras foram trituradas e moídas no Departamento de Geologia da UFRN e as análises executadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Brasília, seguindo os procedimentos descritos em Buhn et al. (2009) e Gioia & Pimentel (2000), tendo sido usados para o cálculo das idades o Programa ISOPLOT versão 3.0 (Ludwig, 2003).

5.1 - As Idades da Literatura

Para a Suíte Intrusiva São João do Sabugi não existem dados geocronológicos na área, entretanto rochas similares dessa suíte em outras regiões do Domínio Piranhas-Seridó (associação diorítica do granitoide Acari e noritos do plúton Poço Verde) apresentam idades U-Pb, em zircão, num intervalo de tempo entre 579 e 599 Ma (Leterrier *et al.* 1994, Dantas 1997, sumarizadas em Nascimento et al. 2008).

Já para a suíte intrusiva Itaporanga há um considerável volume de dados geocronológicos, tanto datações Rb-Sr quanto U-Pb em zircão e titanita, estabelecendo bem a idade desse magmatismo na área. Os dados Rb-Sr (Galindo 1993, Galindo et al 1995) indicam idades em 575 ± 15 , 600 ± 7 e 631 ± 23 Ma, respectivamente para os plútons de Serra do Lima, Tourão e Caraúbas, ou seja, um intervalo geral entre 631 – 575 Ma para a atuação do evento Brasileiro naquela área. Por outro lado, as idades U-Pb em zircão e titanita (Trindade 1999, Trindade et al. 1999), obtidas nos plútons de Tourão e Caraúbas, são respectivamente de 574 ± 10 e 579 ± 4 Ma, ou seja, indicando uma faixa de idade em torno de 576 ± 3 Ma para este magmatismo tipo Itaporanga na área, o que é compatível com idades encontradas para plútons similares em outras regiões do Domínio Rio Grande do Norte-DRN (Monte das Gameleiras, Serrinha e Solânea, na porção leste, e Catolé do Rocha e São José do Espinhara na porção oeste do DRN, por exemplo – vide Medeiros et al 2007 e Nascimento et al. 2008) com idades entre 576 – 571 Ma.

Para os leucomicrogranitos da Suíte Intrusiva Dona Inês não existe dados geocronológicos na área, entretanto rochas similares dessa suíte em outras regiões do DRN, dados Rb-Sr em rocha total e U-Pb em zircões, apontam no geral idades no intervalo de 540 – 580 Ma (Medeiros *et al* 2007, Nascimento *et al* 2008, Guimarães *et al* 2009).

5.2 - As Idades deste Trabalho

5.2.1 - Análises U-Pb

Três frações de zircões foram selecionados, sendo uma de augen gnaisse foliados da região de Itaú (suíte Serra do Deserto, amostra FA- 67, gnaisse monzogranítico), uma do granito/charnoquito da suíte intrusiva Umarizal (amostra FA-04) e outra do um granito porfirítico do Granitoide Quixaba (amostra FA-108, monzogranito).

Os zircões do augen gnaisse são límpidos e alongados, muitos prismáticos ou mesmo quebrados, porém em geral possuem bordas corroídas e fraturas internas. Estas observações foram realizadas diretamente na lupa bem como no microscópio eletrônico de varredura (MEV) da UFRN. Os pontos de análise em geral foram posicionados no centro do cristal, e repetidos quando não apresentavam constância nos resultados. Os resultados estão mostrados na Tabela 5.1 os quais forneceram pontos muito próximos ou sobre a curva concórdia, fornecendo uma idade de 1777 ± 8 Ma (Figura 5.1), sendo considerado como um resultado de muito boa qualidade e interpretado como idade da cristalização destes augen gnaisse, marcando o Período Estateriano na região, correlatos aos augen gnaisse Serra do Deserto já identificados por Sá (1991) e Sá et al (1995) nesta Faixa Jaguaribeano, a Oeste da Zona de Cisalhamento Portalegre.

Foram também selecionados zircões da unidade denominada suíte intrusiva Umarizal, exatamente na localidade-tipo, na cidade de Umarizal. Os zircões são em geral bastante alongados, prismáticos com faces um pouco corroídas, límpidos e com poucas inclusões. Os resultados analíticos estão representados na Tabela 5.2, os quais produziram pontos concordantes concentrados sobre ou muito próximas da curva concórdia (Figura 5.2), fornecendo uma idade com excelente qualidade de 611 ± 10 Ma, representando a idade de cristalização desta rocha. Estes dados são similares aos produzidos por McReath et al. (2002) com valores de 593 ± 5 Ma, confirmando ambas as idades a cristalização no período Ediacarano para esta suíte intrusiva (Granitoide Umarizal).

Por sua vez, as análises realizadas no Granito Quixaba (Tabela 5.3) produziram duas concentrações de pontos com idades bem distintas, ambas sobre ou muito próximas da curva concórdia, sendo uma concentração com idade em torno de 1800 Ma e outra a 630 Ma, conforme ilustrado na Figura 5.3 A. Todavia, o gráfico ilustrado na Figura 5.3 B, sem considerar a influência dos zircões mais antigos (herança), produzem uma idade concordante de 591 ± 25 Ma, interpretada como idade da cristalização

Tabela 5.1 – Análises isotópicas U-Pb em zircões do augen gnaisse Serra do Deserto (FA-67).

Zircão	f(206) %	Th/U	6/4 ratio	7/6 ratio	1s (%)	7/5 ratio	1s (%)	6/8 ratio	1s (%)	Rho	Idade aparente						Conc (%)
											7/6 age	1s (%)	7/5 age	1s (%)	6/8 age	1s (%)	
035 Z21	0,04	0,36	44210	0,107	0,5	4,512	1	0,305	0,8	0,86	1755,1	8,5	1733,2	7,9	1715,1	12,6	97,72
005 Z03	0,03	0,29	48242	0,109	0,4	4,545	1,3	0,303	1,2	0,95	1776,6	6,9	1739,3	10,6	1708,4	18,2	96,16
021 Z12	0,02	0,34	69702	0,109	0,3	4,641	0,8	0,309	0,8	0,89	1783,8	6,4	1756,6	6,9	1733,8	11,5	97,19
027 Z16	0,01	0,3	163890	0,108	0,3	4,658	0,8	0,313	0,7	0,91	1766,2	5,6	1759,7	6,6	1754,3	11,2	99,32
022 Z13	0,04	0,29	39435	0,110	0,4	4,704	1,1	0,309	1,1	0,93	1804,3	7,2	1767,9	9,5	1737,3	16,2	96,29
023 Z14	0,05	0,29	34765	0,110	0,4	4,717	1,4	0,310	1,3	0,95	1805,9	7,6	1770,2	11,3	1740,1	19,7	96,36
016 Z09	0,01	0,26	417402	0,111	0,5	4,803	1,1	0,314	1	0,91	1815,9	8,2	1785,5	9,4	1759,6	15,8	96,9
034 Z20	0,01	0,34	65144	0,110	0,4	4,808	1,2	0,318	1,1	0,95	1791,2	6,5	1786,2	9,7	1782	17,2	99,49
024 Z15	0,02	0,21	100057	0,109	0,6	4,844	1,1	0,322	0,9	0,92	1787,2	11,2	1792,6	9,1	1797,3	14	100,56
018 Z11	0,01	0,31	169034	0,108	0,4	4,875	1	0,327	0,9	0,96	1767	8	1798	8,6	1824,9	14,7	103,28
040 Z24	0,07	0,4	13375	0,111	0,7	4,897	1,5	0,321	1,4	0,89	1810,5	12,6	1801,7	12,8	1794,2	21,3	99,1
036 Z22	0,02	0,41	69394	0,109	0,7	4,911	1	0,327	0,8	0,88	1782	12,6	1804,1	8,8	1823,3	12,4	102,32
012 Z08	0,03	0,36	48511	0,110	0,9	4,937	1,6	0,326	1,3	0,93	1796,3	17,1	1808,7	13,3	1819,4	20	101,29
030 Z19	0,02	0,24	84379	0,108	0,7	4,940	1,1	0,331	0,8	0,87	1771,6	13,4	1809	9,1	1841,7	12,7	103,96
009 Z05	0,02	0,37	82918	0,110	0,4	4,992	0,9	0,330	0,8	0,86	1793	7,5	1817,9	7,4	1839,7	12,3	102,61
028 Z17	0,03	0,26	47603	0,110	0,4	5,005	1	0,331	0,9	0,88	1796,6	7,8	1820,2	8,2	1840,8	14	102,46
029 Z18	0,01	0,41	178580	0,107	0,3	5,043	0,8	0,341	0,8	0,91	1755,4	5,8	1826,5	6,9	1889,5	12,4	107,64
011 Z07	0,01	0,37	154129	0,108	0,2	5,127	0,7	0,345	0,7	0,92	1762,3	4,5	1840,5	5,9	1910,5	10,8	108,41

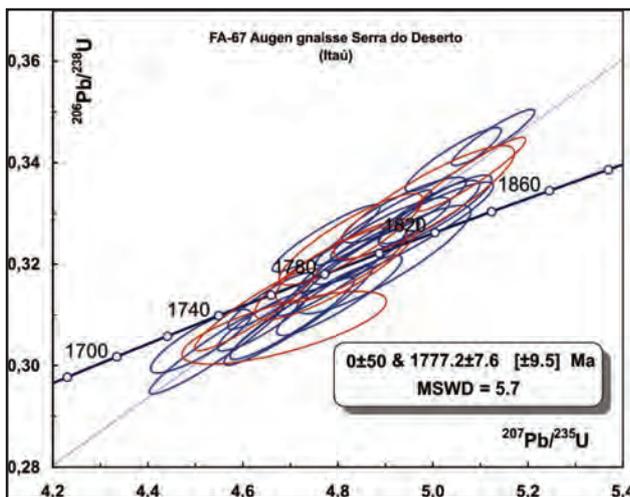


Figura 5.1 – Diagrama discordia U-Pb para o augen gnaisse Serra do Deserto na Folha Apodi.

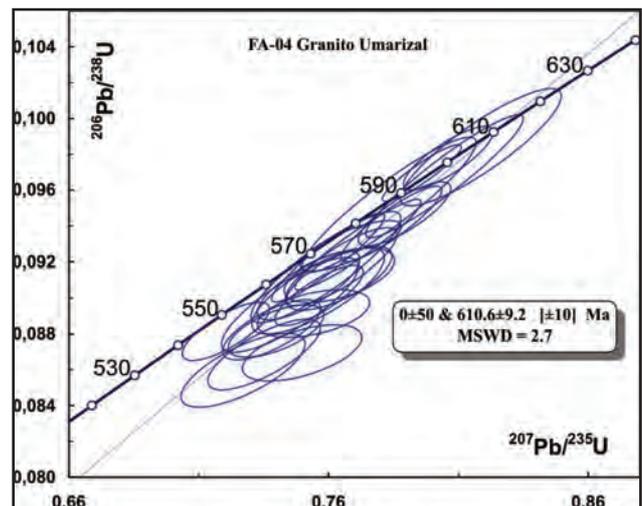


Figura 5.2 – Diagrama discordia U-Pb obtido de zircões neoformados do Granito Umarizal na Folha Apodi.

deste granito. Estas são as primeiras idades U-Pb produzidas neste Granito Quixaba, o qual, embora absolutamente não comagmático com o granito Umarizal, estes dados mostram que estes granitos ou são contemporâneos ou têm idades de cristalização muito próximas. Ressalta-se ainda a herança e a conservação no sistema fechado de zircões herdados e que produzem idades significativas a 1,8 Ga, fato muito similar e também repetido para o Granito Pereiro (Souza et al. 2013; Magini 2001), claramente

também não comagmático com o Granito Quixaba, corroborando a importância dos granitos estaterianos na região, como o apresentado na Figura 5.1, na região de Itaú, dentro desta Folha Apodi.

5.2.2 - Análises Sm-Nd

Seis amostras foram moídas e preparadas para análises Sm-Nd, rocha total, sendo três dos embasamentos Jaguaretama e Caicó, uma do

Tabela 5.2 – Análises isotópicas U-Pb em zircões do Granito Umarizal (FA-04).

Zircão	f(206) %	Th/U	6/4 ratio	7/6 ratio	1s (%)	7/5 ratio	1s (%)	6/8 ratio	1s (%)	Rho	Idade aparente						Conc (%)
											7/6 age	1s (%)	7/5 age	1s (%)	6/8 age	1s (%)	
039 Z23	0,16	0,35	11194	0,059	0,6	0,720	1	0,088	0,8	0,76	577,2	12,5	550,9	4	544,6	3,9	94,34
003 Z01	0,1	0,16	18739	0,061	0,9	0,727	1,3	0,086	1	0,71	650,9	19,5	554,8	5,7	531,7	5	81,68
004 Z02	0,09	0,26	14217	0,061	0,8	0,735	1,2	0,087	0,9	0,75	652,8	16,4	559,6	5,2	536,9	4,8	82,25
040 Z24	0,1	0,3	19025	0,061	0,7	0,738	1	0,088	0,8	0,72	627,3	14,9	561,3	4,5	545,1	4,1	86,89
005 Z03	0,08	0,35	22537	0,061	0,8	0,740	1	0,088	0,7	0,62	634,1	16,2	562,3	4,4	544,7	3,5	85,9
035 Z21	0,11	0,29	15748	0,060	0,8	0,745	1,4	0,090	1,2	0,82	614,8	17,4	565,4	6,2	553,2	6,4	89,99
034 Z20	0,11	0,39	28306	0,063	1	0,750	1,3	0,087	0,7	0,55	692,9	21,4	568,1	5,4	537,4	3,8	77,57
045 Z27	0,06	0,38	32361	0,060	0,7	0,752	1,1	0,091	0,9	0,77	609,5	14	569,6	4,7	559,6	4,6	91,81
029 Z18	0,14	0,36	12453	0,061	1	0,754	1,2	0,089	0,6	0,46	652	21,3	570,7	5,1	550,5	3,2	84,43
028 Z17	0,08	0,37	60607	0,061	0,9	0,756	1,4	0,090	1,1	0,77	626,9	18,3	571,7	6	557,9	5,8	89
015 Z08	0,04	0,4	48978	0,061	0,5	0,756	0,9	0,090	0,8	0,8	634,2	11,2	571,9	4	556,3	4	87,72
027 Z16	0,07	0,3	25583	0,060	0,7	0,759	1,6	0,092	1,4	0,88	604,1	15,6	573,4	6,8	565,7	7,4	93,63
016 Z09	0,01	0,25	344637	0,060	0,4	0,760	1,2	0,092	1,1	0,93	594	9,1	573,9	5,1	568,8	5,9	95,77
022 Z13	0,1	0,26	15810	0,061	0,7	0,764	1,1	0,091	0,8	0,7	633,2	16	576,3	4,8	562	4,3	88,75
047 Z29	0,03	0,38	51905	0,061	0,9	0,764	1,1	0,091	0,7	0,55	629,7	19,5	576,4	5	563	3,6	89,4
046 Z28	0,06	0,36	28314	0,060	0,6	0,765	1,1	0,092	1	0,82	620,3	13,6	576,8	5	565,8	5,2	91,23
030 Z19	0,03	0,22	57386	0,060	0,8	0,769	1	0,093	0,6	0,76	603,2	18	578,9	4,6	572,7	3,3	94,94
024 Z15	0,02	0,18	102720	0,060	0,7	0,771	1,3	0,093	1,1	0,94	609,8	14,2	580,5	5,7	573,1	6,1	93,98
017 Z10	0,1	0,23	16963	0,060	0,7	0,783	1,7	0,095	1,6	0,92	592	14,4	587,4	7,8	586,2	9,1	99,02
021 Z12	0,04	0,25	48631	0,060	0,4	0,784	1	0,094	0,9	0,89	619,2	9,3	587,9	4,5	579,8	5,1	93,64
023 Z14	0,03	0,39	52476	0,060	0,5	0,789	0,9	0,095	0,8	0,81	620,3	10,9	590,7	4,1	583,1	4,3	94,01
042 Z26	0,01	0,3	235203	0,060	0,4	0,796	0,8	0,097	0,7	0,92	586,8	8,9	594,5	3,5	596,5	3,8	101,67
009 Z05	0,04	0,32	42813	0,060	0,5	0,805	1,5	0,097	1,4	0,94	614,5	11,2	599,4	6,9	595,5	8,2	96,91
011 Z07	0,04	0,47	47191	0,060	0,5	0,806	0,9	0,098	0,7	0,82	595,9	10,1	600,3	4	601,4	4,3	100,92
010 Z06	0,05	0,33	43673	0,060	0,7	0,819	1,5	0,098	1,4	0,87	615,7	15,9	607,3	7	605	7,8	98,26

augen-gnaiss Serra do Deserto, uma do granito/charnoquito da suíte intrusiva Umarizal e outra do granito porfirítico do Granitoide Quixaba. Os dados estão apresentados na Tabela 5.4, podendo ser visualizada suas evoluções ao longo do tempo na Figura 5.4.

As rochas dos embasamentos a Leste e Oeste da Zona de Cisalhamento Portalegre, representantes dos complexo Jaguaretama e Caicó, apresentaram todas idades modelo (T_{DM}) arqueanas, entre 2,5 e 3,0 Ga, com e_{Nd} negativos porém com valores muito baixos calculados a 2,19 Ga, significando assinaturas muito próximas ao CHUR, sem diferenças significativas dos dados obtidos na Folha Pau dos Ferros (Souza et al., 2013) (Tabela 5.4 e Figura 5.4), ressaltando-se que não foram detectadas diferenças significativas, entre os embasamentos dos dois terrenos supracitados, no que concerne a assinatura de isótopos Sm-Nd.

Os augen-gnaisses Serra do Deserto cujas idades U-Pb forneceram idades estaterianas (Tabela 5.4, Figura 5.4), também exibem idades T_{DM} arqueanas em 2,53 Ga e $e_{Nd(t)} = -6,05$, valores estes indicativos de protólitos arqueanos e fonte com assinatura ou indicando leve contaminação crustal.

As duas análises realizadas nos granitoide neoproterozoicos Umarizal e Quixaba, corroboram com a informação que estes dois magmas embora de idades similares, não são parentais, fornecendo o granitoide Umarizal uma idade modelo (T_{DM}) em torno de 2,2 Ga e o granitoide Quixaba valores da ordem 1,8 Ga. Esta idade T_{DM} para o granitoide Quixaba corrobora a interpretação de zircões herdados a 1,8 Ga bem como é fortemente sugestivo que estes ortognaisses estaterianos não foram as fontes, ao menos, para o granitoide Quixaba, sendo este o primeiro granito da região que apresentam zircões herdados e protólito/fonte claramente paleoproterozóica/estateriana.

Tabela 5.3 – Análises isotópicas U-Pb em zircões do Granito Quixaba (FA-108).

Zircão	f(206)%	Th/U	6/4 ratio	7/6 ratio	1s(%)	7/5 ratio	1s(%)	6/8 ratio	1s(%)	Rho	Idade aparente						
											7/6 age	1s(%)	7/5 age	1s(%)	6/8 age	1s(%)	Conc (%)
Neoproterozóicos																	
029-Z23	0,02	0,33	86727	0,058	1,7	0,818	2,4	0,102	1,7	0,71	527,6	36,3	606,9	10,9	628,4	10,2	119,11
040-Z32	0,47	0,37	3742	0,058	2,2	0,822	2,9	0,103	2	0,88	527,4	47,2	609,2	13,5	631,4	12,1	119,7
033-Z25	0,19	0,21	9389	0,058	2,4	0,824	3	0,102	1,7	0,56	546,1	53,5	610,5	13,6	628	10	115,01
006-Z04	0,95	0,44	1862	0,060	2,1	0,826	2,7	0,099	1,6	0,82	614,9	46,4	611,5	12,3	610,6	9,4	99,3
014-Z10	0,08	0,25	23047	0,062	0,6	0,834	1,7	0,098	1,5	0,93	663,4	13	615,7	7,7	602,7	8,9	90,86
037-Z29	0,15	0,3	12042	0,058	1,2	0,837	1,5	0,104	0,9	0,6	544,5	25,7	617,6	6,9	637,8	5,6	117,14
034-Z26	0,02	0,33	76917	0,060	0,8	0,837	1,6	0,101	1,5	0,88	607,1	16,3	617,7	7,6	620,6	8,7	102,22
025-Z19	0,03	0,21	57961	0,059	1	0,843	2,1	0,104	1,9	0,87	561,4	22,3	621	9,9	637,5	11,3	113,54
009-Z07	0,46	0,39	3812	0,059	0,8	0,846	1,4	0,105	1,2	0,81	555,2	18	622,7	6,7	641,4	7,2	115,53
013-Z09	0,03	0,29	68486	0,059	1	0,848	2	0,104	1,7	0,87	570,7	20,8	623,7	9,2	638,4	10,5	111,86
030-Z24	0,08	0,3	20828	0,059	2,7	0,860	3,2	0,105	1,6	0,75	578,8	59,3	630	14,9	644,3	9,9	111,32
008-Z06	0,07	0,35	23930	0,060	0,9	0,864	2	0,105	1,7	0,87	601,9	20,5	632,5	9,3	641,2	10,6	106,53
036-Z28	0,7	0,26	2513	0,059	0,7	0,881	1,2	0,107	0,9	0,9	584,8	16	641,4	5,6	657,6	5,7	112,45
Paleoproterozóicos (herança)																	
025 Z17	0,43	0,22	3700	0,117	0,4	4,549	2,1	0,282	2,1	0,98	1910,6	7,1	1740	17,4	1601,6	29,1	83,83
024 Z16	0,46	0,15	1278	0,115	0,4	4,641	1,2	0,292	1,1	0,94	1886,1	7,1	1756,8	9,7	1650,1	15,8	87,49
023 Z15	0,97	0,24	1627	0,117	0,7	4,934	2,1	0,307	1,9	0,94	1905,2	12,5	1808,1	17,4	1725,2	29,4	90,55
015 Z10	0,12	0,38	12681	0,115	1,6	5,424	1,9	0,342	1,1	0,52	1882,5	29,5	1888,7	16,7	1894,2	17,3	100,62
013 Z08	0,01	0,26	128264	0,113	0,4	5,585	0,8	0,358	0,7	0,84	1853	7,4	1913,8	7	1970,3	12	106,33
028 Z20	0,02	0,32	118450	0,113	0,4	5,646	1,3	0,361	1,2	0,95	1853,7	6,7	1923,2	10,8	1988,2	20,4	107,25
033 Z22	0,01	0,24	139739	0,115	0,3	5,690	0,9	0,360	0,8	0,91	1874,6	6,2	1929,9	7,5	1981,8	13,6	105,72
009 Z07	0,02	0,22	87200	0,112	0,4	5,728	0,9	0,369	0,8	0,88	1839,8	6,8	1935,6	7,4	2026,4	13,4	110,14
029 Z21	0,01	0,2	261449	0,113	0,3	5,779	0,9	0,370	0,8	0,92	1853,3	6,1	1943,3	7,7	2028,8	14,4	109,47
007 Z05	0,01	0,21	247919	0,113	0,4	5,789	0,7	0,371	0,6	0,8	1849	6,5	1944,8	5,8	2036	10	110,11
017 Z12	0,02	0,21	91877	0,114	0,4	5,808	0,8	0,370	0,7	0,79	1859,8	8,1	1947,6	6,9	2031,2	11,5	109,21
018 Z13	0,01	0,23	169771	0,112	0,5	5,832	0,8	0,377	0,6	0,74	1836,2	8,3	1951,2	6,6	2061,4	10,6	112,26
036 Z25	0,01	0,25	262189	0,114	2,7	5,835	2,8	0,370	0,9	0,54	1870,7	48,5	1951,6	24,6	2028,8	16	108,45
034 Z23	0,01	0,19	134862	0,115	0,3	5,865	0,8	0,370	0,7	0,89	1878,3	6,1	1956	6,9	2030,3	12,6	108,09
027 Z19	0,03	0,22	45367	0,116	0,3	5,989	2,4	0,376	2,4	0,99	1888,1	5,9	1974,3	21,1	2057,6	42,3	108,98
016 Z11	0,01	0,18	169336	0,112	0,7	5,993	1,1	0,389	0,8	0,84	1827	13,6	1974,8	9,3	2118,9	13,9	115,98
008 Z06	0,05	0,25	41564	0,114	0,6	5,997	2,1	0,383	2	0,95	1857	11,4	1975,5	18,5	2090,6	36,3	112,58
019 Z14	0,01	0,16	107362	0,111	0,4	6,030	1,2	0,392	1,1	0,94	1823,5	6,9	1980,1	10,2	2133,6	20,1	117,01

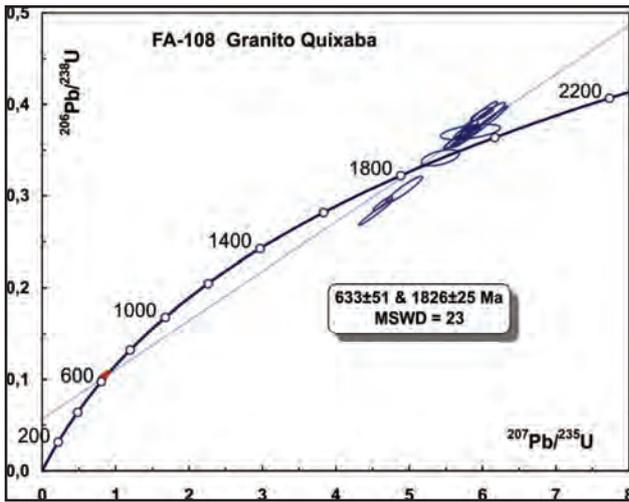


Figura 5.3 A – Diagrama discordia U-Pb exibindo zircões herdados e neoformados para rochas do Granito Quixaba na Folha Apodi.

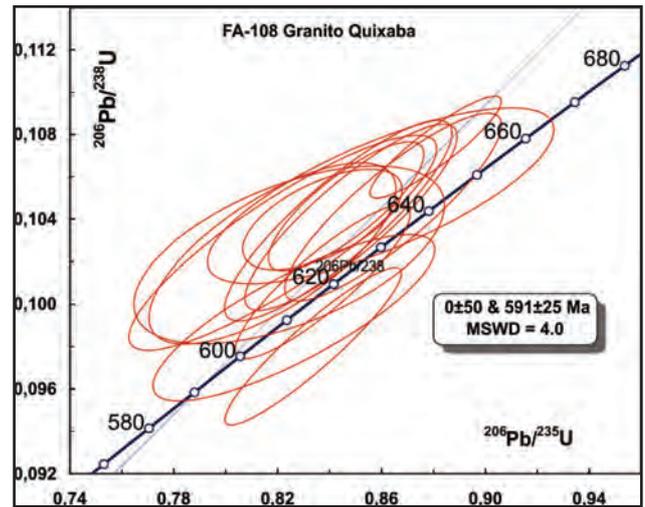


Figura 5.3 B – Diagrama discordia U-Pb exibindo zircões neoformados do Granito Quixaba na Folha Apodi.

Tabela 5.4 – Análises isotópicas Sm-Nd (RT) do embasamento, augen gnaiss e granitos neoproterozóicos.

Unidade	Amostra	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\text{Sigma}$)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	T_{DM} (Ga)	Idade U-Pb (Ga)	Coordenadas
Embasamento Jaguaratama	FA 63	14,122	78,682	0,109	0,510989+/-7	-32,17	-7,39	2,98	(2,19)-	9364920N 634612E
Embasamento Caicó	FA 99	7,033	43,382	0,098	0,511141+/-1	-29,2	-1,44	2,5	-2,19	9340754N 656381E
Embasamento Caicó	FA 94	6,482	42,588	0,092	0,511060+/-2	-30,78	-1,33	2,47	-2,19	9338864N 656131E
Augen gnaiss Serra do Deserto	FA 67	49,839	273,682	0,110	0,511315+/-1	-25,8	-6,05	2,53	1,78	9365278N 628300E
Granito Umarizal	FA 04	21,102	123,466	0,103	0,511470+/-9	-22,79	-16,36	2,16	0,6	9339904N 635850E
Granito Quixaba	FA 108	20,997	149,48	0,085	0,511507+/-4	-22,06	-13,79	1,81	0,6	9368364N 650887E

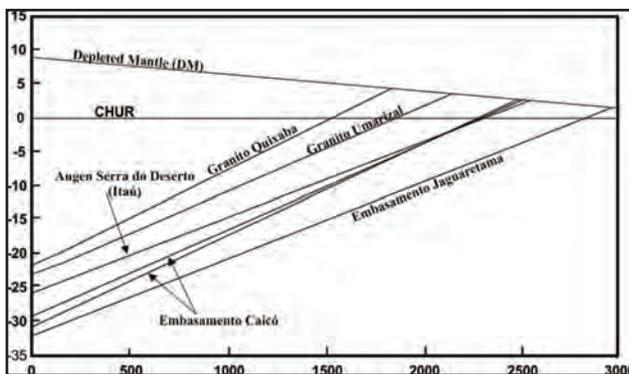


Figura 5.4 – Diagrama ϵ_{Nd} vs Tempo para rochas da Folha Apodi.

6 – RECURSOS MINERAIS

Este capítulo foi descrito com base em dados obtidos em visitas de campo e dados disponíveis nos bancos de dados do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM). Os recursos minerais presentes na área da Folha Apodi bem como a distribuição das áreas requeridas junto ao DNPM para pesquisa/exploração destes recursos minerais são mostrados na Figura 6.1. Estes recursos estão representados por areia, argila, argilito, água térmica, água mineral, brita, esmeralda, mármore, calcário, rochas ornamentais e tungstênio (scheelita). Na Tabela 6.1, estão relacionados os processos registrados no Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) e na tabela 6.2 os recursos minerais da Folha Apodi com algumas informações adicionais. Alguns recursos minerais que constam nas tabelas 6.1 e 6.2, não foram descritos neste capítulo, por não terem sido constatados suas presenças no campo.

6.1 - Areia

No Estado do Rio Grande do Norte, os depósitos de areias são representados por quatro principais tipos: aluvionares, lacustres, coberturas arenosas e praias (Angelim et al., 2006). Na área da Folha Apodi foram reconhecidos os depósitos de areia dos tipos aluvionar e cobertura arenosa. Foram cadastrados por Nesi & Carvalho (1999) cerca de 21 depósitos de areias aluvionares, entre estes os do rio Apodi, um principais rios presente na área da folha citada. Estas areias aluvionares são essencialmente quartzosas, constituídas por até 85% de quartzo, e o restante, por feldspato, mica, limonita, minerais pesados e concentrações argilosas.

Os depósitos de cobertura arenosa (Figura 6.2) ocorrem principalmente capeando rochas sedimentares. Eles são mais importantes que os depósitos aluvionares, e diferem destes, devido as suas especificações químicas e físicas, pois podem ter usos mais diversificados. Foram cadastrados por Nesi

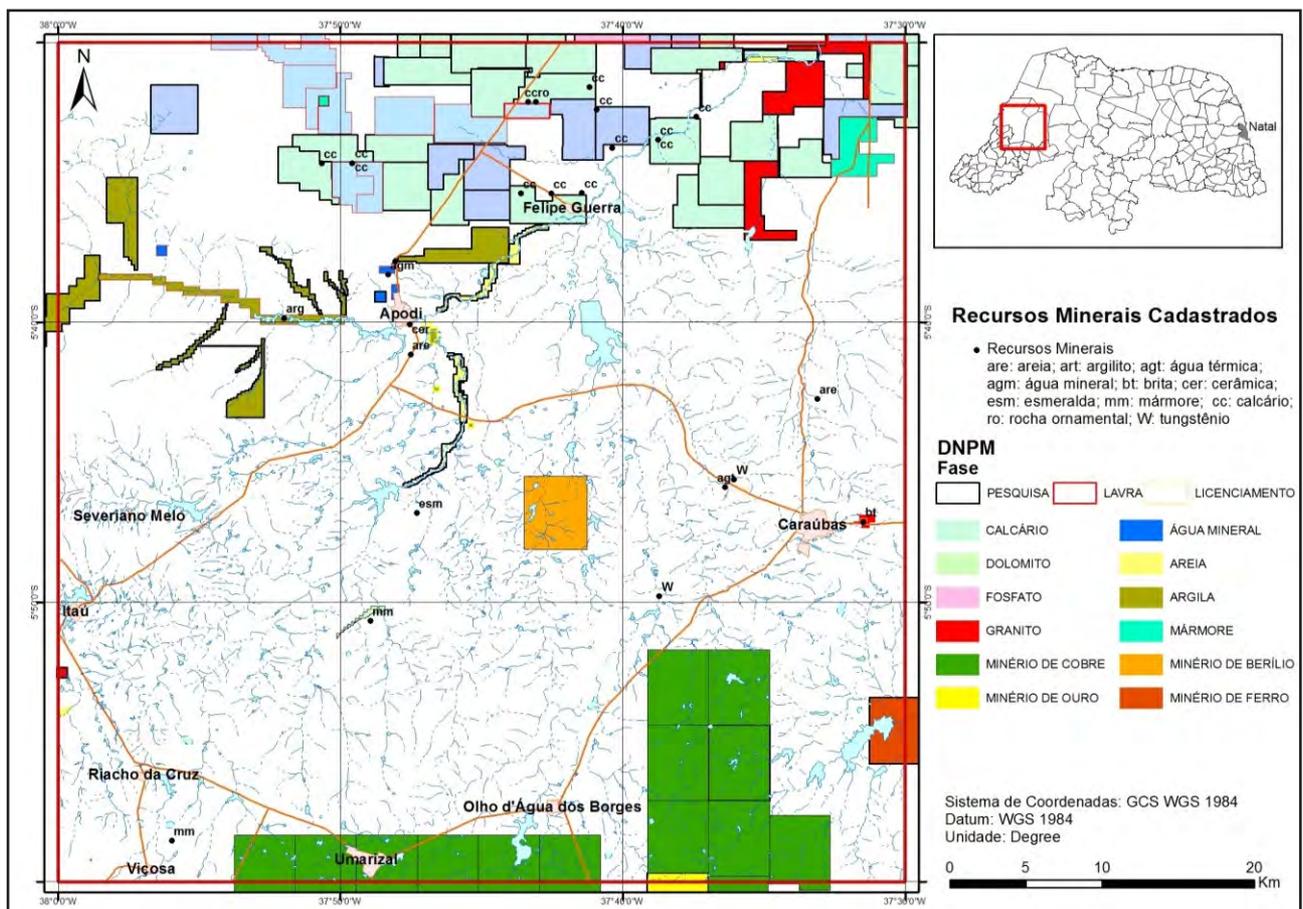


Figura 6.1 – Distribuição dos recursos minerais da Folha Apodi, (DNPM-GEOBANK) e distribuição das áreas requeridas ao DNPM (poligonais) para pesquisa e/ou exploração de recursos minerais, dentro da citada folha (Fonte: SIGMINE/DNPM, 10/11/2013 às 17:00 hs).

Tabela 6.1 – Relação dos processos registrados no DNPM até 10 de novembro de 2013.

PROCESSO	ÁREA_ha	FASE	NOME	SUBSTÂNCIA	USO
848527/2007	2000	Autorização de Pesquisa	Crusader do Brasil Mineração Ltda	Minério de ouro	Industrial
848005/2007	944,2	Autorização de Pesquisa	Quimica Industrial Itamil Ltda	Calcário calcítico	Fabricação de cal
848079/2007	600	Autorização de Pesquisa	Francisco Gray Ribeiro	Calcário calcítico	Fabricação de cal
848100/2007	920,61	Autorização de Pesquisa	Mineração Apodi Ltda.	Calcário calcítico	Fabricação de cal
848192/2008	990,32	Autorização de Pesquisa	Limestone Marmores do Brasil Ltda	Mármore	Revestimento
848065/2008	693,38	Autorização de Pesquisa	Limestone Marmores do Brasil Ltda	Mármore	Revestimento
848227/2008	299,83	Autorização de Pesquisa	Limestone Marmores do Brasil Ltda	Mármore	Revestimento
848561/2008	697,51	Autorização de Pesquisa	Vulcano Export Mineração Exportação e Importação Ltda.	Calcário	Fabricação de cal
848710/2008	839,18	Autorização de Pesquisa	Adelino Joel Perazzo Leite Galvão	Mármore	Revestimento
848500/2008	852,51	Autorização de Pesquisa	Vulcano Export Mineração Exportação e Importação Ltda.	Calcário	Fabricação de cal
848083/2006	782,88	Autorização de Pesquisa	Mont Granitos S/A	Mármore	Revestimento
848523/2008	969,2	Autorização de Pesquisa	Vulcano Export Mineração Exportação e Importação Ltda.	Calcário	Fabricação de cal
848142/2009	48,71	Autorização de Pesquisa	Pavotec Pavimentação E Terraplenagem Ltda	Granito	Brita
848077/2009	999,91	Autorização de Pesquisa	Serra Norte Granitos Ltda	Granito	Revestimento
848034/2009	999,58	Autorização de Pesquisa	Vulcano Export Mineração Exportação e Importação Ltda.	Calcário	Fabricação de cal
848121/2009	120,02	Autorização de Pesquisa	Mpp Comércio, Serviços e Mineração Ltda	Calcário calcítico	Fabricação de cal
848012/2009	974,92	Autorização de Pesquisa	Limestone Marmores do Brasil Ltda	Mármore	Revestimento
848111/2010	990,87	Autorização de Pesquisa	Vulcano Export Calcários Ltda. Me	Calcário calcítico	Fabricação de cal
848562/2008	726,95	Autorização de Pesquisa	Vulcano Export Mineração Exportação e Importação Ltda.	Calcário	Fabricação de cal
848304/2009	12,74	Autorização de Pesquisa	Mineragran Mineração de Mármore e Granitos	Mármore	Revestimento
848264/2010	712,48	Autorização de Pesquisa	Vpx Mineração Industrial Ltda.	Calcário	Fabricação de cal
848203/2010	895,57	Autorização de Pesquisa	Cearagran Mineração Export Ltda.	Calcário	Fabricação de cal
848251/2009	51,69	Autorização de Pesquisa	Mineração Agreste Ltda	Calcário calcítico	Fabricação de cal
848267/2010	999,75	Autorização de Pesquisa	Vpx Mineração Industrial Ltda.	Calcário	Fabricação de cal
848004/2010	603,19	Autorização de Pesquisa	Mont Granitos S/A	Mármore	Revestimento
848272/2010	904,62	Autorização de Pesquisa	Vpx Mineração Industrial Ltda.	Calcário	Fabricação de cal
848202/2010	994,73	Autorização de Pesquisa	Cearagran Mineração Export Ltda.	Calcário	Fabricação de cal
848180/2010	976,58	Autorização de Pesquisa	Limestone Marmores do Brasil Ltda	Mármore	Revestimento
848559/2008	696,76	Autorização de Pesquisa	Vulcano Export Mineração Exportação E Importação Ltda.	Calcário	Fabricação de cal
848709/2008	824,9	Autorização de Pesquisa	Adelino Joel Perazzo Leite Galvão	Mármore	Revestimento
848354/2010	839,2	Autorização de Pesquisa	João Bosco Pereira Dantas	Calcário calcítico	Corretivo de solo
848088/2007	600	Autorização de Pesquisa	Francisco Gray Ribeiro	Calcário calcítico	Fabricação de cal
848200/2007	112,82	Autorização de Pesquisa	Mineração Agreste Ltda	Mármore	Revestimento

Tabela 6.1 – Relação dos processos registrados no DNPM até 10 de novembro de 2013. (continuação)

PROCESSO	ÁREA_ha	FASE	NOME	SUBSTÂNCIA	USO
848006/2009	27,26	Autorização de Pesquisa	Mpp Comércio, Serviços e Mineração Ltda	Calcário	Fabricação de cal
848273/2009	167,97	Autorização de Pesquisa	Eudorio Oliveira Nato	Mármore	Revestimento
848486/2010	933,23	Autorização de Pesquisa	João Bosco Pereira Dantas	Calcário calcítico	Fabricação de cal
848488/2010	989,48	Autorização de Pesquisa	João Bosco Pereira Dantas	Calcário calcítico	Fabricação de cal
848226/2008	984,89	Autorização de Pesquisa	Limestone Mármore do Brasil Ltda	Mármore	Revestimento
848367/2008	435,19	Autorização de Pesquisa	Jeanne de Menezes Lyra	Mármore	Revestimento
848458/2008	301,51	Autorização de Pesquisa	Mineração Ouro Branco Ltda	Calcário	Fabricação de cal
848052/2011	1926,72	Autorização de Pesquisa	Ical Indústria de Calcinação Ltda.	Fosfato	Fertilizantes
848196/2011	499,96	Autorização de Pesquisa	Stone Mineração Ltda	Granito	Revestimento
848519/2011	1872,47	Autorização de Pesquisa	Vicenza Mineração e Participações S A.	Minério de cobre	Industrial
848506/2011	1791,03	Autorização de Pesquisa	Vicenza Mineração e Participações S A.	Minério de cobre	Industrial
848448/2011	1791,61	Autorização de Pesquisa	Vicenza Mineração e Participações S A.	Minério de cobre	Industrial
848526/2011	1983,46	Autorização de Pesquisa	Vicenza Mineração e Participações S A.	Minério de cobre	Industrial
848445/2011	1999,36	Autorização de Pesquisa	Vicenza Mineração e Participações S A.	Minério de cobre	Industrial
848517/2011	1997,82	Autorização de Pesquisa	Vicenza Mineração e Participações S A.	Minério de cobre	Industrial
848439/2011	495,72	Autorização de Pesquisa	Camilo Hemerly Simonelli	Mármore	Revestimento
848466/2011	1799,77	Autorização de Pesquisa	Vicenza Mineração e Participações S A.	Minério de cobre	Industrial
848657/2011	984,79	Autorização de Pesquisa	Limestone Mármore do Brasil Ltda	Mármore	Revestimento
848732/2011	999,78	Autorização de Pesquisa	N R M Nordeste Recursos Minerais Ltda	Calcário	Fabricação de cimento
848003/2012	986,8	Autorização de Pesquisa	Antonio de Padua de Paiva Rego	Calcário	Fabricação de cimento
848733/2011	875,11	Autorização de Pesquisa	N R M Nordeste Recursos Minerais Ltda	Calcário	Fabricação de cimento
848430/2011	835,98	Autorização de Pesquisa	N R M Nordeste Recursos Minerais Ltda	Calcário	Fabricação de cimento
848793/2011	992,33	Autorização de Pesquisa	François Forte Melo	Argila	Industrial
848446/2011	1902,85	Autorização de Pesquisa	Vicenza Mineração e Participações S A.	Minério de cobre	Industrial
848532/2011	1798,63	Autorização de Pesquisa	Vicenza Mineração e Participações S A.	Minério de cobre	Industrial
848735/2011	896,64	Autorização de Pesquisa	N R M Nordeste Recursos Minerais Ltda	Calcário	Fabricação de cimento
848518/2011	1965,81	Autorização de Pesquisa	Vicenza Mineração e Participações S A.	Minério de cobre	Industrial
848002/2012	918,74	Autorização de Pesquisa	Antonio de Padua de Paiva Rego	Calcário	Fabricação de cimento
848266/2010	950,52	Autorização de Pesquisa	Vpx Mineração Industrial Ltda.	Calcário	Fabricação de cal
848243/2010	979,49	Autorização de Pesquisa	Elizabeth Produtos Cerâmicos Ltda	Calcário	Fabricação de cimento
848736/2011	962,9	Autorização de Pesquisa	N R M Nordeste Recursos Minerais Ltda	Calcário	Fabricação de cimento
848492/2010	48,92	Autorização de Pesquisa	Jose Maria da Silva	Água mineral	Engarrafamento

Tabela 6.1 – Relação dos processos registrados no DNPM até 10 de novembro de 2013. (continuação)

PROCESSO	ÁREA_ha	FASE	NOME	SUBSTÂNCIA	USO
848521/2008	485,35	Autorização de Pesquisa	Jeanne de Menezes Lyra	Mármore	Revestimento
848263/2010	864,96	Autorização de Pesquisa	Vpx Mineração Industrial Ltda.	Calcário	Fabricação de cal
848242/2010	995,44	Autorização de Pesquisa	Elizabeth Produtos Cerâmicos Ltda	Calcário	Fabricação de cimento
848487/2010	957,22	Autorização de Pesquisa	Ical Indústria de Calcinação Ltda.	Calcário	Fabricação de cimento
848197/2011	14,54	Autorização de Pesquisa	Stone Mineração Ltda	Granito	Revestimento
848505/2011	1798,21	Autorização de Pesquisa	Vicenza Mineração e Participações S A.	Minério de cobre	Industrial
848198/2011	852,96	Autorização de Pesquisa	Stone Mineração Ltda	Granito	Revestimento
848525/2011	1985,57	Autorização de Pesquisa	Vicenza Mineração e Participações S A.	Minério de cobre	Industrial
848449/2011	1795,69	Autorização de Pesquisa	Vicenza Mineração e Participações S A.	Minério de cobre	Industrial
848300/2012	264,05	Autorização de Pesquisa	Javkson Jaedson Pinto Verissimo	Argila	Industrial
848280/2012	202,01	Autorização de Pesquisa	Javkson Jaedson Pinto Verissimo	Argila	Industrial
848347/2012	918,09	Autorização de Pesquisa	Minérios Brasil Representações Comerciais Ltda Me	Argila	Industrial
848278/2012	837,31	Autorização de Pesquisa	Javkson Jaedson Pinto Verissimo	Argila	Industrial
848380/2012	854,92	Autorização de Pesquisa	Marcio Cristian Filgueira Mendes	Mármore	Revestimento
848348/2012	134,83	Autorização de Pesquisa	Minérios Brasil Representações Comerciais Ltda Me	Argila	Industrial
848293/2012	354,74	Autorização de Pesquisa	Mont Granitos S/A	Mármore	Revestimento
848295/2012	505,22	Autorização de Pesquisa	Javkson Jaedson Pinto Verissimo	Argila	Industrial
848289/2012	870,72	Autorização de Pesquisa	Mont Granitos S/A	Mármore	Revestimento
848290/2012	821,52	Autorização de Pesquisa	Limestone Marmores do Brasil Ltda	Mármore	Revestimento
848072/2013	229,52	Autorização de Pesquisa	Jussier da Silva Monteiro	Areia	Construção civil
848730/2011	997,3	Autorização de Pesquisa	N R M Nordeste Recursos Minerai s Ltda	Calcário	Fabricação de cimento
848630/2011	101,36	Autorização de Pesquisa	Votorantim Cimentos N NE S A	Calcário	Fabricação de cimento
848068/2013	924,97	Autorização de Pesquisa	Limestone Marmores do Brasil Ltda	Calcário calcítico	Fabricação de cal
848036/2013	86,69	Autorização de Pesquisa	José Barbosa Vidal	Dolomito	Corretivo de solo
848292/2012	613,65	Autorização de Pesquisa	Limestone Marmores do Brasil Ltda	Mármore	Revestimento
848200/2012	986,55	Autorização de Pesquisa	José de Arimatéia Silveira	Calcário	Fabricação de cimento
848015/2013	437,26	Autorização de Pesquisa	Vanderlei Raposo de Lima	Areia	Construção civil
811545/1974	975	Concessão de Lavra	Unimin do Brasil Ltda.	Calcário	Não informado
811546/1974	950	Concessão de Lavra	Unimin do Brasil Ltda.	Calcário	Não informado
848149/2002	49	Concessão de Lavra	Bela Fonte Industria e Comercio Ltda	Água mineral	Engarrafamento
848012/2002	50	Concessão de Lavra	Nordeste Ind E Com de Produtos Alim E Bebidas Ltda	Água mineral	Industrial

Tabela 6.1 – Relação dos processos registrados no DNPM até 10 de novembro de 2013. (continuação)

PROCESSO	ÁREA_ha	FASE	NOME	SUBSTÂNCIA	USO
848297/1999	50	Concessão de Lavra	Mineração São Francisco Ltda	Água mineral	Não informado
840362/1992	300	Concessão de Lavra	Granverti Granitos e Travertinos Mineração e Participações Ltda	Calcário	Não informado
848158/2002	50	Licenciamento	Cerâmica T M Industria e Comércio Ltda. Me	Argila	Cerâmica vermelha
848083/2005	10	Licenciamento	Pedreira Potiguar Ltda	Granito	Brita
848508/2007	50	Licenciamento	Jose Eudes de Moraes	Areia	Construção civil
848011/2010	11,99	Licenciamento	Savana Produtos Cerâmicos Ltda Me	Argila	Cerâmica vermelha
848033/2011	8,98	Licenciamento	Cerâmica Olaria Santa Rosa Ltda Me	Argila	Cerâmica vermelha
848026/2005	998,38	Requerimento de Lavra	Mont Granitos S/A	Calcário	Revestimento
848081/2007	975	Requerimento de Lavra	Mineração Apodi Ltda.	Calcário calcítico	Fabricação de cal
848170/2004	937,37	Requerimento de Lavra	Construtora A. Aurora Ltda	Argila branca	Industrial
848106/2004	576,6	Requerimento de Lavra	Mont Granitos S/A	Calcário	Revestimento
848082/2006	994,21	Requerimento de Lavra	Mont Granitos S/A	Mármore	Revestimento
848016/2004	840,63	Requerimento de Lavra	Mont Granitos S/A	Calcário	Industrial
848566/2008	24,99	Requerimento de Lavra	Pedreira Potiguar Ltda	Granito	Revestimento
848609/2007	616,51	Requerimento de Lavra	Mineração Apodi Ltda.	Calcário	Brita
848065/2005	808,35	Requerimento de Lavra	Mont Granitos S/A	Calcário	Pedra decorativa
848567/2008	23,21	Requerimento de Lavra	Pedreira Potiguar Ltda	Granito	Brita
848172/2004	721,44	Requerimento de Lavra	Mont Granitos S/A	Calcário	Revestimento
848021/2010	12,62	Requerimento de Lavra	Pedreira Potiguar Ltda	Granito	Brita
848106/2004	422,4	Requerimento de Lavra	Mont Granitos S/A	Calcário	Revestimento
848232/2009	29,58	Requerimento de Licenciamento	Pavotec Pavimentação e Terraplenagem Ltda	Areia	Construção civil
848209/2013	42,13	Requerimento de Licenciamento	Cerâmica T M Industria e Comércio Ltda. Me	Areia	Construção civil
848544/2010	1763,58	Requerimento de Pesquisa	Rio Tinto Desenvolvimentos Minerais Ltda	Minério de ferro	Industrial
848542/2011	1997,24	Requerimento de Pesquisa	Vicenza Mineração e Participações S.A.	Minério de cobre	Industrial
848166/2012	1997,54	Requerimento de Pesquisa	P J De Carvalho Poli	Minério de berílio	Industrial
848073/2013	29,11	Requerimento de Pesquisa	Geomine Consultoria Mineral Ltda.	Areia	Construção civil
848073/2013	3,03	Requerimento de Pesquisa	Geomine Consultoria Mineral Ltda.	Areia	Construção civil
848073/2013	23,41	Requerimento de Pesquisa	Geomine Consultoria Mineral Ltda.	Areia	Construção civil
848073/2013	182,62	Requerimento de Pesquisa	Geomine Consultoria Mineral Ltda.	Areia	Construção civil
848150/2013	49,13	Requerimento de Pesquisa	Vulcano Export Calcários Ltda. Me	Mármore	Revestimento
848194/2013	14,54	Requerimento de Pesquisa	Brasil Exportação de Marmores e Granitos Ltda	Granito	Revestimento
848193/2013	852,96	Requerimento de Pesquisa	Brasil Exportação de Marmores e Granitos Ltda	Granito	Revestimento
848195/2013	500,01	Requerimento de Pesquisa	Brasil Exportação de Marmores e Granitos Ltda	Granito	Revestimento

Tabela 6.2 – Listagem dos recursos minerais da Folha Apodi.

Nº	Geobank	Toponímia	Município	UF	Latitude	Longitude	Substância	Sigla	Status econômico/ grau de importância	Situação	Classe utilitária
1	33738	Fazenda Diamante	Caraúbas	RN	-5,83000000	-37,64500000	Tungstênio	w	Não explorado	inativo	Metais ferrosos
2	33740	Fazenda Baiacus - Olho D'água Do Milho	Caraúbas	RN	-5,76041108	-37,60105871	Tungstênio	w	Garimpo	inativo	Metais ferrosos
3	33746	Apodi	Apodi	RN	-5,68583333	-37,79194444	Areia	are	Não explorado	inativo	Rochas e minerais industriais, Material de uso na construção civil
4	33747	Cachoeira	Caraúbas	RN	-5,71222222	-37,55166667	Areia	are	Não explorado	inativo	Rochas e minerais industriais, Material de uso na construção civil
5	33752	Fazenda Marizeiro	Felipe Guerra	RN	-5,54417000	-37,62333000	Calcário	cc	Não explorado	inativo	Material de uso na construção civil
6	33753	Fazenda Sussuarana	Felipe Guerra	RN	-5,56250000	-37,67278000	Calcário	cc	Não explorado	inativo	Material de uso na construção civil
7	33754	Fazenda Gaspariano	Felipe Guerra	RN	-5,55778000	-37,64583000	Calcário	cc	Não explorado	inativo	Material de uso na construção civil
8	33758	Soledade I	Apodi	RN	-5,57194000	-37,84444000	Calcário	cc	Não explorado	inativo	Material de uso na construção civil
9	33759	Soledade II	Apodi	RN	-5,57167000	-37,82639000	Calcário	cc	Não explorado	inativo	Material de uso na construção civil
10	33764	Marizeiro	Felipe Guerra	RN	-5,53972000	-37,68194000	Calcário	cc	Não explorado	inativo	Material de uso na construção civil
11	33765	Poço Xavier	Felipe Guerra	RN	-5,52639000	-37,68639000	Calcário	cc	Não explorado	inativo	Material de uso na construção civil
12	33766	Fazenda Nova	Felipe Guerra	RN	-5,58972000	-37,72694000	Calcário	cc	Não explorado	inativo	Material de uso na construção civil
13	33767	Fazenda Jurema	Felipe Guerra	RN	-5,58972000	-37,70889000	Calcário	cc	Não explorado	inativo	Material de uso na construção civil
14	33768	Fazenda Brejo	Felipe Guerra	RN	-5,58944000	-37,69083000	Calcário	cc	Não explorado	inativo	Material de uso na construção civil
15	33769	Apodi	Apodi	RN	-5,63028000	-37,80083000	Argilito	art	Não explorado	inativo	Material de uso na construção civil
16	50278	Apodi	Apodi	RN	-5,63027778	-37,80083333	Argilito	art	Não explorado	inativo	Rochas e minerais industriais

Tabela 6.2 – Listagem dos recursos minerais da Folha Apodi. (continuação)

Nº	Geobank	Toponímia	Município	UF	Latitude	Longitude	Substância	Sigla	Status econômico/ grau de importância	Situação	Classe utilitária
17	50432	Faz. Lorena II	Governador Dix-Sept Rosado	RN	-5,55777778	-37,64583333	Calcário	cc	Não explorado	inativo	Material de uso na construção civil
18	50433	Cruzeiro	Apodi	RN	-5,57166667	-37,82638889	Calcário	cc	Explorado	ativo	Material de uso na construção civil
19	50434	Murici	Pendencias	RN	-5,53527778	-37,72250000	Calcário	cc	Não explorado	inativo	Material de uso na construção civil
20	50590	Faz. Mocambo	Caraúbas	RN	-5,84467384	-37,81555556	Mármore	mm	Não explorado	inativo	Rochas e minerais industriais
21	50730	Fazenda Cruzeiro	Felipe Guerra	RN	-5,53527780	-37,71805560	Rocha Ornamental	ro	Mina	ativo	Rochas e minerais industriais
22	51025	Rodovia Br 405-Km 74	Apodi	RN	-5,63810000	-37,80530000	Água Mineral	agm	Mina	ativo	Água mineral ou potável de mesa
23	51048	Sítio Córrego	Apodi	RN	-5,66411388	-37,86674577	Argila	arg	Garimpo	ativo	Rochas e minerais industriais
24	Novo	Faz. Mocambo	Caraúbas	RN	-5,97548584	-37,93283528	Mármore	mm	Não explorado	inativo	Rochas e minerais industriais
25	Novo	Tabuleiro Grande	Caraúbas	RN	-5,78561406	-37,52472772	Brita	bt	Mina	ativo	Material de uso na construção civil
26	Novo	Baiacus	Caraúbas	RN	-5,76485679	-37,60626211	Água térmica	agt	Mina	ativo	Água mineral ou potável de mesa
27	Novo	Santacruz	Apodi	RN	-5,78021443	-37,78820739	Esmeralda	esm	Garimpo	inativo	Gemas
28	Novo	Apodi	Apodi	RN	-5,66779169	-37,79235067	Cerâmica	cer	Mina	ativo	Material de uso na construção civil



Figura 6.2 – Depósito de areia, próximo a cidade de Apodi.

& Carvalho (1999) cerca de 17 tipos destes depósitos. Eles capeiam os sedimentos da Formação Serra do Martins (Paleógeno/Neógeno), e localmente, os da Bacia Potiguar.

6.2 - Argila

Os depósitos de argilas comuns de queima vermelha, utilizados para a produção de cerâmica vermelha e os de argilas plásticas, tipo *ball-clays*, de queima branca, utilizados para a produção de cerâmica de revestimento e de base branca, são classificados em quatro principais tipos: várzeas, relacionados a aluviões e a planícies de inundação dos rios; lacustres; residuais e formacionais (em camadas sedimentares argilosas). Nesi & Carvalho (1999), cadastraram cerca de 113 depósitos e ocorrências de argilas no estado do Rio Grande do Norte, dentre estas as da área da Folha Apodi, sendo: várzeas - 90; lacustres -12; residuais - 6 e formacionais - 5. Foram também cadastradas 5 ocorrências de argilitos.

O primeiro tipo, os depósitos de argilas comuns de várzeas são os mais conhecidos e importantes, por encerrarem expressivas reservas, sendo principalmente utilizados para a produção de cerâmica vermelha e em menor proporção, na cerâmica de revestimento e de base branca (Angelim et al., 2006). Uma das áreas de produção destas argilas (Figura 6.3) ocorre no médio a baixo curso dos rios Apodi, abrangendo principalmente os municípios de Mossoró e Apodi.

De uma maneira geral, as argilas comuns apresentam *in natura* colorações cinza a cinza escura, e vermelha e/ou marrom escura após queima, com teor médio de 7,2% de Fe_2O_3 . É uma argila plástica, onde predominam os argilominerais illita e esmectita (K_2O entre 1,9% a 4,1% e $MgO + CaO$ altos, entre 3,5% a 5,1%), seguindo-se subordinadamente a caulinita ($Al_2O_3 > 20%$) e camada mista irregular de illitaesmectita. Trata-se de argilas que apresentam boa conformação e boa resistência mecânica a seco e baixa absorção de água,

sendo principalmente aproveitada para telhas, tijolos e outros artefatos Nesi e Carvalho (1999).

Depósitos e ocorrências de argilas plásticas (tipo *ball-clays*), de várzeas, utilizadas para cerâmica de revestimento e de base branca, foram identificadas por autores diversos também no rio Apodi, dentro da área da folha. De uma maneira geral, as argilas plásticas apresentam *in natura* colorações cinza claro, cinza escura e preta, devido à incidência de matéria orgânica, e branca, branco róseo, róseo, amarelo claro e marrom claro após queima, com teor médio de 1,30% de Fe_2O_3 . Depósitos de argilas residuais, intimamente relacionados com ambientes das rochas carbonáticas da Bacia Potiguar, também estão descritos na área da Folha Apodi.

6.3 - Calcário

As rochas carbonáticas sedimentares fazem parte de uma sequência de calcários e dolomitos cretáceos da Formação Jandaíra da Bacia Potiguar. Elas abrangem a região setentrional do Rio Grande do Norte, constituindo espessas camadas, são extensamente aflorantes, ocupando 24.500 km² desta bacia (Angelim et al., 2006). Toda esta sequência foi agrupada por França (2005) no Distrito Metalogenético Apodi. No estado do Rio Grande do Norte, foram cadastrados cerca de 174 jazimentos de calcários e dolomitos sedimentares, incluindo minas e garimpos, compreendendo calcários calcíticos, calcários dolomíticos e dolomitos. Os calcários sedimentares calcíticos englobam os municípios de Mossoró, Gov. Dix-Sept Rosado, Baraúnas, Felipe Guerra (dentro da Folha Apodi - Figura 6.4), Macau, Alto do Rodrigues, Pendências, dentre outros. São calcários de granulação fina a grossa, esbranquiçados a bege, lajeados, compactos, conchíferos, fossilíferos e/ou afossilíferos, predominantemente calcíticos, por vezes, de alto grau de pureza, cujos teores de CaO são superiores a 53%, $CaCO_3$ maior que 90%; MgO menor que 2% e resíduo insolúvel (RI) menor que 5%. Petrograficamente são biomicritos, biomicrosparitos, biosparitos e dismicritos.

Grande parte da produção do calcário da área da Folha Apodi, é destinada para a utilização em cimento *portland*, cal virgem e hidratada, ração animal e carga para asfalto.

6.4 - Mármore

Os mármore ocorrem intercalados, em sua maioria, nos metassedimentos do Grupo Seridó, e em menor proporção como enclaves em ortognaisses do embasamento (Complexo Caicó). Foram cadastrados cerca de 63 jazimentos minerais, entre minas e garimpos de mármore calcíticos e dolomíticos em todo o Estado do Rio Grande do Norte. Eles constituem depósitos lenticulares, estratiformes, de pequeno porte. Exibem espessuras de afloramentos de poucos metros e extensões de algumas dezenas de metros, mas também formam camadas de grande porte (megalentes), alcançando espessuras de afloramentos de até centenas



Figura 6.3 – Depósito de argila próximo a cidade de Apodi e o uso desta argila na fabricação de cerâmica vermelha.



Figura 6.4 – Ocorrência de calcário próximo cidade de Felipe Guerra.



Figura 6.5 – Ocorrência de mármore próximo a cidade de Riacho da Cruz.

de metros e extensões quilométricas. Estas megalentes formam os depósitos mais importantes economicamente no estado do Rio Grande do Norte, estando entre eles os depósitos localizados na região entre Riacho da Cruz-Apodi localizada na área da Folha Apodi (Figura 6.5).

Estes mármores apresentam uma coloração cinza claro ou esbranquiçada, quando puros e adquirem tonalidades creme, rósea, alaranjada e esverdeada, pela presença dos minerais acessórios, como tremolita, flogopita, condrodita, apatita e óxido de ferro. Por vezes, exibem minúsculas palhetas de grafita e pequenos cristais de pirita e magnetita. Agranulação é fina a grossa, de textura maciça, por vezes sacaroidal, mostrando cristais de calcita visíveis a olho nú (Angelim et al., 2006). Em alguns locais, estes mármores são explorados para uso como rochas ornamentais.

6.5 - Rochas Graníticas

O Estado do Rio Grande do Norte apresenta uma ambiência geológica extremamente favorável à existência de rochas graníticas para uso ornamentais

nobres de comprovada aceitação no exigente mercado internacional ou para uso na construção civil na forma de brita. Dentre os tipos catalogados para uso ornamental, têm-se as rochas movimentadas associadas aos terrenos gnáissico-migmatíticos de idade arqueana a paleoproterozóica (Angelim et al., 2006). As rochas neoproterozoicas associadas à Orogênese Brasileira, tais como os granitóides homogêneos relacionados ao magmatismo sin, tardi a póstectônicos, e os litotipos multicoloridos, de textura e estrutura variadas, que incluem tanto as rochas associadas às intrusões pegmatíticas, quanto às associadas aos metassedimentos do Grupo Seridó representadas por rochas calcissilicáticas e metaconglomerados. As principais reservas de rochas ornamentais do estado estão localizadas nos municípios de Cerro Corá, Currais Novos, Lajes, Parelhas e São João do Sabugi, seguidos por, Messias Targino, São José do Campestre e Patu (Angelim et al., 2007).

Na área da Folha Apodi, a figura 6.1 mostra, nas proximidades dos municípios de Caraúbas e Itaú, áreas requeridas para pesquisa/exploração de granitos. Para o caso do município de Caraúbas,

estes granitos são explorados para uso na construção civil como brita (Figura 6.6).

6.6 - Tungstênio (Scheelita)

Trata-se de um metal considerado estratégico, pois possui uma ampla aplicação cotidiana, principalmente nas indústrias elétricas, bélica e espacial. A base de dados GEOBANK da CPRM lista cerca de 388 jazimentos minerais de scheelita no Rio Grande do Norte, incluindo 12 minas e 376 outros registros, entre depósitos e ocorrências, contendo subordinadas concentrações de molibdenita, bismutinina, calcopirita e ouro, com reservas estimadas em 100.000 t de WO_3 (Angelim et al., 2007).

Na área da Folha Apodi, a figura 6.7 mostra, nas proximidades da cidade de Caraúbas uma ocorrência de rocha calciossilicatada mineralizada e scheelita (mineral de tungstênio).

6.7 - Água Mineral

Do ponto de vista geológico e hidrogeológico, as águas minerais são captadas dos aquíferos do Grupo Barreiras (Paleógeno/Neógeno) e da Formação Açú do Grupo Apodi da Bacia Potiguar, de idade cretácea, através de surgências e poços tubulares, cujas vazões variam entre 1.500 l/h a 130.000 l/h. Estas águas foram classificadas pelo DNPM em três principais tipos: fluoretada litinada e hipotermal, de temperatura entre 25°C a 33°C na fonte; fluoretada mesotermal, de temperatura entre 33°C a 36°C na fonte e hipotermal na fonte. Elas são, principalmente, utilizadas para consumo humano, por possuir composição físico-química bem definida e que satisfaz as condições de potabilidade, sendo desta forma, consideradas como águas potáveis de mesa.

Atualmente, no estado do Rio Grande do Norte, 12 fontes de água mineral encontram-se em exploração, cuja produção atual supera 90 milhões de litros por ano (Angelim et al., 2007). Entre estas fontes de Água Mineral encontra-se a situada no município de Apodi o qual está dentro da área da Folha Apodi, como mostram as figuras 6.8.



Figura 6.6 – Extração de granito para uso na construção civil (brita) próximo a cidade de Caraúbas.



Figura 6.7 – Ocorrência de rocha calciossilicatada mineralizada em scheelita, próximo a localidade de Olho D'água do Milho.



Figura 6.8 – Visão geral de poços de captação de água mineral, próximo a cidade de Apodi e do processo de envasamento desta água.

7 – CONCLUSÕES

7.1 - Conclusões

O estudo realizado nesta Folha permitiu agrupar as unidades em 6 (seis) grandes grupos litológicos, representados pelo (1) embasamento riaciano gnáissico-migmatítico constituindo os complexos Caicó e Jaguaretama, este último com raras lentes de mármore; (2) suítes paleoproterozoicas - graníticas/ortognaisses Poço da Cruz (riaciana) e Serra do Deserto (estateriana); (3) estreitas faixas metassedimentares representada por biotita gnaisses, mármores e rochas calciossilicáticas correlacionadas a Formação Jucurutu do Grupo Seridó (neoproterozoico); (4) suítes neoproterozoicas dioríticas São João do Sabugi e graníticas Itaporanga, Dona Inês e Umarizal, e o Granitóide Quixaba (5) sedimentos predominantemente siliciclásticos mesozoicos dos Grupos Areia Branca e Apodi pertencentes à Bacia Potiguar, bem como sedimentos siliciclásticos do graben/Bacia de Gangorra, correlacionados aos sedimentos do Grupo Areia Branca supracitado, e os (6) arenitos cenozoicos da Formação Serra do Martins e os sedimentos de cobertura, inconsolidados, aluvionares e coluvionares.

Quatro episódios de deformação puderam ser constatados, três dúcteis e um rúptil. Aqueles dúcteis foram acompanhados de seus respectivos episódios metamórficos regionais. O evento D_1/M_1 está claramente restrito às rochas dos complexos Caicó e Jaguaretama, ocorreram em alto grau metamórfico atingindo a anatexia, desenvolvidos durante o período riaciano. O episódio D_2/M_2 também desenvolveu condições de deformação de alto *strain* atingindo temperaturas de fácies anfibolito, porém com migmatização menos extensiva. O evento D_2 está também registrado nos ortognaisses Poço da Cruz e Serra do Deserto, bem como nos metassedimentos neoproterozoicos do Grupo Seridó/Formação Jucurutu, sendo esta a principal trama tectônica em geral registrada nestas unidades. O episódio D_3/M_3 , além de desenvolver megadobras abertas a fechadas e ser responsável pela estruturação atual da região, é também responsável pela instalação e desenvolvimwento da extensa Zona de Cisalhamento Portalegre (ZCPa) e suas cronocorrelatas, sob regime transpressivo e encurtamento crustal, as quais promoveram intensas transformações petroquímicas, produzindo proto- a ultramilonitos.

Este evento atingiu também, embora localmente, condições de fácies anfibolito. Associado a este episódio D_3 é registrado o volumoso magmatismo diorito-granítico representado pelas suítes São João do Sabugi, Itaporanga, Dona Inês, Umarizal e Quixaba. O episódio D_4 restringe-se

à deformação rúptil, sendo representada pelas frequentes fraturas e fendas, por vezes preenchidas por pegmatitos e aplitos, as quais juntamente com a ZCPa e suas cronocorrelatas, foram reativadas no Mesozoico gerando *rifteamento* e formação da Bacia de Gangorra (Nóbrega *et al.* 2005).

Particularmente, a ZCPa, no contexto geodinâmico, torna-se importante marcador na divisão de Terrenos Geológicos, delimitando os terrenos Rio Piranhas-Seridó a leste, e Jaguaribeano a oeste. Este marcador é registrado tanto nas idades de alguns terrenos que a circundam bem como por anomalias geofísicas, justapondo Terrenos geológicos com diferentes assinaturas geofísicas (Cavalcante *et al.* 1998, Cavalcante 1999, Campelo 1999). Os dados e estudos apresentados referem-se exatamente às regiões a leste e oeste desta zona de cisalhamento. Os complexos Jaguaretama e Caicó são gnáissicos e petrograficamente semelhantes, porém, no primeiro se destacam algumas lentes de mármores nas regiões de Riacho de Santana e Poço Dantas, que afloram a oeste e fora desta área mapeada, enquanto no segundo há frequentes lentes de anfibolitos, com ausência daqueles mármores. Isto é mais um argumento para considerar os terrenos Jaguaribeano e Rio Piranhas-Seridó são geologicamente diferentes.

Sobrepostas a estas rochas destes embasamentos paleoproterozoicos, e a oeste desta Folha mapeada, são identificadas importantes sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares identificadas como grupos São José, Orós e Peixe Gordo, a oeste da Zona de Cisalhamento Portalegre (ZCPa). Estas sequências ocupam áreas expressivas na região e representam antigas bacias desenvolvidas sobre estas rochas do embasamento já previamente deformadas por, pelo menos, o evento D_1/M_1 . Estas sequências foram depositadas durante o período estateriano (1,8-1,7 Ga). Foi encontrada na área mapeada e a oeste da ZCPa, apenas as rochas neoproterozoicas do Grupo Seridó, atribuídas como tendo sido desenvolvida no neoproterozoico. A ausência de sequências estaterianas a leste da ZCPa seria um outro fator a considerar com relação a estes possíveis Terrenos com evolução geodinâmica diferentes.

Análises Sm-Nd forneceram idades modelos T_{DM} de 2,53 a 2,98 Ga e $\epsilon_{Nd(2,19)}$ de -1,6 a -7,39, para este Complexo Jaguaretama. Por outro lado, as análises Sm-Nd realizadas em ortognaisses do Complexo Caicó exibem idades modelo T_{DM} sempre superiores a 2,5 Ga e $\epsilon_{Nd(2,19)}$ sempre muito pequeno e negativos, próximos ao CHUR. Estes dados acima reforçam a idéia de que os complexos Jaguaretama e Caicó, embora de idades similares, podem ser terrenos geológicos distintos.

Hollanda *et al.* (2011) dataram *augen* gnaisses G_2 (considerados equivalentes aos ortognaisses Poço da Cruz) obtendo idades U-Pb em zircões em torno de 2,2 Ga, em várias localidades, com um único corpo fornecendo a idade de 1,74 Ga na região de Serra Negra/RN. Baseados nestes resultados estes autores interpretam que estes *augen* gnaisses devem pertencer ao magmatismo inerente ao Complexo Caicó, magmatismo este que se estendeu desde o período Riáciano (2,24 Ga) até o período Estateriano (1,75 Ga), estendendo estas conclusões ao Terreno Jaguaribeano, mesmo que todas estas análises tenham sido realizadas exclusivamente no Terreno Rio Piranhas-Seridó. Macedo *et al.* (1984) foram os primeiros a efetuarem datações isotópicas Rb-Sr em rocha total nestes ortognaisses correlatos à Suíte Poço da Cruz, no Domínio Rio Piranhas-Seridó e obtiveram idades ca. 2,0 Ga, interpretando-as como intrusões sintectônicas. Neste trabalho aqui apresentado, os ortognaisses porfiríticos (*augen* gnaisses) riácianos intrusivos no Complexo Caicó pertencem à Suíte Poço da Cruz ou à Suíte Serra do Deserto.

Num *augen* gnaisse da Suíte Serra do Deserto, próximo e a oeste da ZCPa a noroeste desta Folha, na região de Itaú/RN e no domínio do Terreno Jaguaribeano, foram realizadas novas datações U-Pb com idade de 1.777 ± 8 Ma, sendo considerado como um resultado de muito boa qualidade e interpretado como idade da cristalização destes *augen* gnaisses, marcando o Período Estateriano nesta Folha. Estes dados corroboram as idades já obtidas por Sá (1991), Sá *et al.* (1995) e Cavalcante (1999), ressaltando um expressivo magmatismo durante o Estateriano no Domínio Jaguaribeano. Isto mostra que há indicações de evolução geológica diferenciada temporalmente nestes dois Terrenos, ora justapostos pela importante ZCPa, sendo por isto considerada como um importante divisor de Terrenos geológicos.

A leste e oeste da ZCPa, importante plutonismo neoproterozoico está bem evidenciado. Os batólitos, predominantemente graníticos, apresentam em geral uma tênue foliação, porém penetrativa nas proximidades dos cisalhamentos brasileiros representados pela ZCPa e suas cronocorrelatas. Todavia, texturas e estruturas primárias tais como zoneamento magmático de feldspatos, estrutura de fluxo e textura de entelhamento de cristais podem ser preservadas.

Merece especial atenção à distribuição no diagrama concórdia dos zircões dos 31 zircões analisados no Granito neoproterozoico Quixaba, os quais mesmo representando uma população homogênea, com formas prismáticas alongadas e texturalmente similares, estão distribuídos em duas concentrações de pontos com idades bem distintas. Ambas as concentrações encontram-se sobre ou muito próximas da curva concórdia, sendo uma concentração com idade ca. 1,8 Ga, coincidindo com a idade dos ortognaisses Serra do Deserto da região (zircões herdados), e outra marcando o intercepto inferior a 590 Ma, compatível com as idades do magmatismo Ediacarano da região e considerada época de cristalização deste Granito Quixaba. Esta mesma distribuição já foi encontrada no Granito Pereiro (Folha Pau dos Ferros), tendo sido considerada como zircões herdados, também sugerindo fonte de idade estateriana. Outras datações realizadas a leste ZCPa, com ca. 600 Ma foram obtidas no Granito Umarizal. Estas idades ediacaranas caracterizam intenso magmatismo plutônico nesta época de 620 a 570 Ma, sendo o granito Pereiro um dos mais jovens da região, seja a leste ou oeste da ZCPa.

Os resultados Sm-Nd em rocha total destes mostram sempre idades-modelo T_{DM} paleoproterozoicas, predominantemente do Paleoproterozoico (estateriano e riáciano), evidenciando fontes possivelmente do embasamento Jaguaretama e Caicó. Alguns corpos, exatamente os que forneceram zircões herdados estaterianos, exibiram idades-modelo a 1,8 Ga reforçando a indicação deste magmatismo na região, que também serviu como fonte para os granitos ediacaranos.

O potencial mineral da Apodi mostra-se promissor, haja vista o número de autorizações de pesquisa e licenciamento bem como as concessões de lavra e licenciamentos registrados no DNPM. Atualmente os setores de água mineral, rochas para uso ornamentais (calcário e mármore) e como agregados para construção civil, assim como materiais usados na fabricação de telhas e tijolos encontra-se em plena atividade. Isto vem mostrar que a região da Folha Apodi produz boa parte dos materiais usados na construção civil local, como por exemplo, brita, areia e argila para cerâmica vermelha.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.; Leonardos JR, O.H.; Valença, J. 1967 **Review on granitic rocks of northeast South America**. IUGS/UNESCO. Symp., Recife, 41pp.
- Almeida F.F.M., Brito Neves B.B. & Fuck R.A. 1981 Brazilian structural provinces: na introduction. *Earth-Science Reviews*, 17: 1-29.
- Anderson, J.L. 1980 Mineral equilibria and crystallization condition in the late precambrian Wolf River rapakivi massif, Wisconsin. **Am. J. Sci.**, **280**:289-392.
- Angelim, L. A. A.; Medeiros, V. C.; Nesi, J. R. 2006 Geologia e recursos minerais do estado do Rio Grande do Norte – Escala 1:500.000. Mapa e texto explicativo. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 119 p.
- Apoluceno, D. M., 1995. *Faciologia e Sistemas Depositionais das Formações Açú e Jandaíra, na Região de Apodi, RN*. Relatório de Graduação, UFRN, 135 p.
- Araújo, A. G. S. 2011 Mapeamento litofaciológico da Bacia Potiguar na folha Apodi-RN. Relatório de Graduação, Curso de Geologia-UFRN. 85p.
- Araújo, T.C.M. 1985 **Estudo geológico/geofísico da região de Umarizal (RN) Área III**. Rel. Grad. Natal, UFRN-DG, 93p.
- Archanjo C. J.; Macedo J. W. C.; Galindo, A. C. & Araújo M. G. S. 1998. Brasiliano crustal extension and emplacement fabrics of the mangerite-charnockite pluton of Umarizal, North-east Brazil. *Precambrian Research*, **87**: 19-32.
- Bagnoli E. 1992. The Mossoró sandstone, Canto do Amaro oil Field, Late Cretaceous of Potiguar Basin, Brazil: An example of a Tidal Inlet-Channel reservoir. In: E. G. Rhodes, T. F. Moslow (eds.), *Marine clastic reservoirs: examples and analogues*, p. 183-199.
- Bagnoli E. & Farias P.R.C. 1989 Roteiro da excursão à Bacia Potiguar Emersa PETROBRÁS/DEPEX/DEBAR,Natal, Relatório Interno, 10p.
- Bertani, R. T.; Costa, I. G.; Matos, R. M. D. 1990. *Evolução tectonosedimentar, estilo estrutural e "habitat" do petróleo na Bacia Potiguar*. In: GABAGLIA, G. P. R., MILANI, E.J., (ed). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: Petrobrás.291-310p.
- Blundy, J.D. & Holland, T.J. 1990 Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. **Contrib. Mineral. Petrol.**, **104**:208-224.
- Buhn, B.; Pimentel, M. M.; Matteini, M.; Dantas, E. 2009 High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. **81**, p. 99-114.
- Bowden, P.; Batchelor, R.A.; Chappell, B.W.; Didier, J.; Lameyre, J. 1984 Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. **Phys. Earth Planet. Inter.**, **35**:1-11.
- Câmara, R. N. 2010. *Mapeamento Litofaciológico da Formação Jandaíra (Bacia Potiguar), na Porção Sudeste da Folha Mosoró-RN*. Relatório de Graduação, UFRN, 81 p.
- Campelo, R.C. 1999 Análise de terrenos na porção setentrional da Província Borbo-rema, NE do Brasil: integração de dados geológicos e gravimétricos. UFRN-PPGG. 130pp.
- Campos, M.; Braga, A. P. G.; Souza, E. M.; Silva, F. A.; França, J. B. 1979. Projeto Rio Jaguaribe, relatório final. Brasília, DNPM, 149p (Série Geologia).
- Castro J.C. 1992. Facies, reservoirs and stratigraphic framework of the Mossoró Member (Latest Cenomanian – Earliest Turonian) in Potiguar Basin, NE/Brazil: An example of a Tide and Wave dominated Delta. In: E. G. Rhodes, T. F. Moslow (eds.), *Marine clastic reservoirs: examples and analogues*, p. 161-182.
- Castro,J.C. & Barrocas,S.L.S. 1981 Roteiro de Campo:Fácies da Formação Açú,Bacia Potiguar,Rio de Janeiro,PETROBRÁS/CENPES,30p.,Relatório Interno 673-2256.
- Cavalcante, C. J.; Medeiros, W. E.; Castro, D. L.; Sá, J. M. 1998. A Faixa Jaguaribeana: integração geológico-gravimétrica.. In: Sociedade Brasileira de Geologia - Atas, 1998. Atas do XL Congr. Brasileiro de Geologia, 1998. v. 1. p. 13-13.
- Cavalcante, J.C. 1999. Limites e evolução geodinâmica do Sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil. Dissertação nº 09/PPGG/UFRN. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, 183 p, Natal.
- Chaparro, C. I. E. 2002. *Caracterização das fácies calcárias da Formação Cimarrona campo Guaduas-VMM- Colômbia*. Dissertação de mestrado, UFRJ, p.120.

- Choquette, P. W. & Pray, L. C. 1970. *Geologic Nomenclature e Classification of Porosity In Sedimentary Carbonates*. The American Association of Petroleum Bulletin. Vol. 54 n°2, p. 207-250.
- Cocentino, W. M. 2010 Mapeamento Geológico na Escala de 1:50.000 em uma Área a Oeste de Enconato- RN. Relatório de Graduação, Curso de Geologia-UFRN.78p.
- Collins, W.J.; Beams, S.D; White, A.J.R.; Chappell, B.W. 1982 Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. **Contrib. Mineral. Petrol.**, **80**:189-200.
- Córdoba, V. C. 2001. *A Evolução da Plataforma carbonática Jandaíra durante o Neocretáceo na Bacia Potiguar: Análise paleoambiental, diagenética e estratigráfica*. Tese Doutorado, UNESP, 239 p.
- Corsino, A.R. e Tiriba, V.F., 1985. Ocorrência de uma pequena bacia sedimentar ao norte do município de Umarizal (RN). Boletim DG, n° 09, Natal RN, 54-56p.
- Cremonini, O. A.; Goulart, J. P. M., Soares, U. M. 1996. *O Rifte Potiguar: novos dados e implicações tectônicas*. In: UNEP, Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 4, Rio Claro-SP. *Anais...*: 89-93.
- Dantas, E.L. 1997. *Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutorado, 206p.
- Dantas, E. L.; Hackspacher, P. C.; Magini, C.; Legrand, J.M. 2002. Sistema Sm-Nd em rocha-total aberto versus fechado: Comportamento Isotópico em Zonas de Alta Deformação. *Revista do Instituto de Geociências. Geol. USP Sér. Cient.*, São Paulo, 2:109-129.
- Davis, R. A. 1985. *Coastal Sedimentary Environments*. 2nd ed. USA: Halliday Lithograph.
- Debon, F. & Le Fort, P. 1988 A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic association: principles, method, application. **Bull. Minéral.**, **11**: 493-510.
- Della Fávera, J. C. 1984. *Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras, uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar*. In: CONG. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. P. 489-501.
- Eborall, M.I. 1976 Intermediate rock from the granite complex of the Bauchi area, northern Nigeria. In: KOGBE,C.A. ed **Geology of Nigéria**, Lagos, E. Publ. p.65-74.
- Eby G. N. 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their genesis. *Lithos*, **26**: 115-134
- Evensen, N.H.; Hamilton, P.J.; O’Nions, R.K. 1978 Rare earth abundances in chondritic meteorite. **Geoch. Cosmch. Acta**, **42**:1199-1212.
- Folk, R. L. 1959. Practical petrography classification of limestone. AAPG Bull. 143 (**511**): 1-38.
- Folk R.L. 1968. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Texas: Hemphill, p.107.
- Françolin, J. B. L.; Szatmari, P. 1987. *Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira*. *Revista de Geociências, São Paulo*, v. 17, n. 2, p. 196-207.
- Frost, R.B.; Barners, C.G.; Collins, W.J.; Arculus, R.J.; Ellis, D.J.; Frost, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42 (11)**: 2033-2048.
- Galindo A. C. 1993. **Petrologia dos granitóides brasileiros da região de Caraúbas - Umarizal, Oeste do Rio Grande do Norte**. Tese de Doutorado, CG-UFPA.370p.
- Galindo A. C.; Dall’agnol, R.; McReath, I.; Lafon, J.M.; Teixeira, N. 1995. Evolution of Brasiliano-age granitoid types in a shear zone environment, Umarizal - Caraúbas region, Rio Grande do Norte, north-east Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **8**: 79-95
- Galindo, A.C.; Alves da Silva, F.C.;Jardim de Sá, E.F.; Antunes, A.F. 2006 Química mineral de anfibólios e biotitas da suíte neoproterozóica básico-intermediária da Faixa Seridó-FSe da Província Borborema, NE do Brasil. XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju:83p.
- Gianini, P. C. F. 2001. *Depósito de Rochas Sedimentares*. In: Teixeira, W. et al. Decifrando a Terra. São Paulo: Oficina de Textos, p 286-304.
- Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M.M., 2000. The Sm–Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 72, 219–245.
- Gomes, J. R. C. & Vasconcelos, A. M. 2000 Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Estados do Ceará, Pernambuco e Piauí. Escala 1:500.000. Geologia e Metalogênese. Brasília, CPRM: CD-ROM.
- Guimarães, I.P. 1989 **The petrological evolution and tectonic association of the Bom Jardim Complex, Pernambuco state, NE - Brazil**. Tese de Doutorado, London, Imperial College. Royal School of Mines. Depto. Geol. 333p.

- Guimarães, I.P.; Araújo, D.B.; Silva Filho, A.F.; Silva, F.M.V.; Armstrong, R. 2009 Idades U-Pb em zircão por shrimp do magmatismo máfico e félsico do complexo Serrinha - Pedro Velho, Província Borborema, NE do Brasil. XXIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Novembro de 2009, Fortaleza/CE. 105P.
- Guinebertau, B.; Bouchez, J.L.; Vigneresse, J.L. 1987 The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implication. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, **99**:763-770.
- Hackspacher, P.C. & Oliveira, D.C. 1984 A evolução estrutural das zonas de cisalhamento Portalegre e Santa Mônica (RN). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG. v.4, p.1679-1692.
- Hackspacher, P. C.; Corsino, A.R.; Srivastava, N. K.; Tiriba, V. F., 1985. *A Falha de Afonso Bezerra como evidencia de significativo tectonismo frágil NW_SE, na Bacia Potiguar emersa – RN*. Boletim UFRN/CCET/DG, v.10, p.33-44.
- Hackspacher, P.C. & Legrand, J.M. 1989 Microstructural and metamorphic evolution of the Portalegre shear zone, northern Brazil **Rev Bras. Geoc.**, **19**(1):63-75.
- Hardie, L. A., Shinn, E. A. Tidal Flat. 1986. In: WARME, J. E., SHANLEY, K. W. (eds.) *Carbonate depositional environments - modern and ancient*. Golden, Colorado: Colorado Scholl of mines, 1986. P. 1-74. (Series Quaterly, v. 81, n. 1).
- Hollanda, M.H.B.M. 1998. Mecanismos de alojamentos de magmas granitoides exemplo do Plúton de Japi (RN). PPGG/UFRN, Natal, Dissertação de Mestrado, 126p.
- Hollanda, M.H.B.M., Archanjo, C.J., Souza, L.C., Liu, D., Armstrong, R., 2011. Long-lived Paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province–NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 287–300.
- Ishihara, S. 1977 The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. **Mining Geology**, **27**:293-305.
- Ishihara, S. 1981 The granitoid series and mineralization. **Econ. Geol., Aniver. Vol.**: 458-484.
- James, P. N. 1984. *Shallowing-upward sequences in carbonates*. In: WALKER, R. G. (ed.) *Facies models*. 2ª ed. Ontário: Geoscience Association of Canada, 1984. p. 213-228.
- Jardim de Sá, E.F. 1994 A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 803p.
- Jardim de Sá, E.F. & Salim, J. 1980. Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região do Seridó (RN-PB). **Miner Metal.**, **80**:16-28.
- Jardim de Sá, E.F.; Legrand, J.M.; McReath, I. 1981 Estratigrafia de rochas graníticas na região do Seridó (RN/PB), com base em critérios estruturais. **Rev. Bras. Geoc.**, **11** (1):50-57.
- Jardim de Sá, E.F., Fuck, R.A., Macedo, M.H.F., Peucat, J.J., Kawashita, K., Souza, Z.S., Bertrand, J.M., 1995. Pre-brasiliano orogenic evolution in the Seridó belt, NE Brazil: Conflicting geochronological and structural data. *Revista Brasileira de Geociências* 25: 307-314.
- Jardim de Sá, E.F.; Trindade, R.I.F.; Hollanda, M.H.B.M.; Araújo, J.M.M.; Galindo, A.C.; Amaro, V.E.; Souza, Z.S.; Vigneresse, J.L.; Lardeaux, J.M. 1999. Brasiliano Syntectonic alkaline granites emplaced in a strike slip/extensional setting (Eastern Seridó Belt, NE Brazil). *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **71**: 17-27.
- Kobluk, D.R., Risk, M.J. 1977. *Micritization and carbonate-grain binding by endolithic algae*. *AAPG Bulletin*, 61 (7), p. 1069 – 1082.
- King, P.L.; White, A.J.R.; Chappel, B.W.; Allen, C.M. 1997. Characterization and Origin of Aluminous A-type Granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Journ. Petrol.*, **38**:371-391.
- Kreidler W.L., Andery P.A. 1949. Mapa Geológico da área sedimentar costeira do estado do Rio Grande do Norte e parte do Ceará. Rio de Janeiro, Conselho Nacional do Petróleo. P. 86-90. Inédito.
- Lameyre, J.M. 1987 Granites and evolution of the crust. **Rev. Bras. Geoc.**, **17** (4):349-359.
- La Roche, H.; Leterrier, J.; Granclaude, P.; Marchal, M. 1980 A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 diagram and major element analyses. Its relationship with current nomenclature. **Chem. Geol.**, **29**:183-210.
- Le Maitre, R.W. 1989 **A classification of igneous rocks and glossary of terms**. Oxford, Blackwell, 193p.
- Leeder, M. R. 1982. *Sedimentology*. London: George Allen & Unwin Publishers Ltd., 1982. 334p.
- Legrand, J.M., Liegeois, J.P., Deutsch, S., 1991. Datação U/Pb e Rb/Sr de Rochas Pre-cambrianas da Região de Caicó. Reavaliação da Definição de um Embasamento Arqueano. In: XIV Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife. Sociedade Brasileira de Geologia, Anais. pp. 276-279.

- Legrand, J.M & Magini, C. 1992. Avaliação das condições termodinâmicas e dos movimentos de matéria na transformação de um granito em um muscovita quartzito numa zona de cisalhamento. In: XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. Boletim de resumo expandidos, 2:433-435.
- Letierrier, J.; Jardim DE Sá, E.F.; Macedo, M.H.F.; Amaro,V.E. 1990 Magmatic and geodynamic signature of the Brasiliano cycle plutonism in Seridó belt, NE Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. **Anais**. Natal, SBG, v.4, p.1640-1655.
- Letierrier, J.; Jardim de Sá, E.F.; Bertrand, J.M.; Pin, C. 1994. Ages U-Pb sur zircon de granitoides "brasilianos" de la ceinture do Seridó (Province Borborema, NE Brésil). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **318**: 1505-1511.
- Lima, M. G. 2008. A história do intemperismo na Província Borborema Oriental, NE do Brasil: implicações paleoclimáticas e tectônicas. Tese de Doutorado. PPGG-UFRN. 461p.
- Lins, F.A.P.L. 1987 **Geofísica aplicada ao estudo do arcabouço tectônico de bacias sedimentares entre as Bacias Potiguar e Rio do Peixe**. Dissertação de Mestrado, Recife, CTG-UFPE, 74p.
- Ludwig, K.R., 2003. Isoplot 3.00: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel (Revised Version), vol. 4. Berkeley Geochronological Center, Spec. Publ., Berkeley, CA. 70pp.
- Macedo, M.H.F., Jardim de Sá, E.F., Sá, J.M., 1984. Datações Rb-Sr em ortognaisses e a idade do Grupo Seridó. In: Atas XI Simpósio de Geologia do Nordeste, 253-262.
- Magini, C. 2001. Evolução Pré-Cambriana da Província Borborema: O Extremo Oeste Potiguar. Tese de Doutorado. UNESP/Rio Claro, SP, 218p.
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**: 635-643.
- Mariano, G. & Sial, A.N. 1990 Coexistence and mixing of magmas in the late precambrian Itaporanga batholith, state of Paraíba, northeastern Brazil. **Rev. Bras. Geoc.**, **20**(11):101-110.
- Marre, J. 1982 **Méthodes d'analyse structurale des granitoides**. Orléans, BRGM. 126p. (Manuels et Méthodes, 3).
- Matos, R. M. D. 1987. *Sistemas de riftes cretáceos do Nordeste Brasileiro*. In: Seminário de Tectônica da Petrobrás, 1, 1987, Rio de Janeiro. Atas..., Rio de Janeiro: Petrobrás/Depex.
- McReath, I.; Galindo, A.C.; Dall'Agnol, R. 2002. The Umarizal igneous association, Borborema Province, NE Brazil: implications for the genesis of a-type granites. *Gondwana Research*, **5**(2): 339-353.
- Medeiros Neto, F. A. de, 1981 Geologia do Extremo Oeste Potiguar – Área de Coronel João Pessoa-RN. Relatório de Graduação, Curso de Geologia da UFRN, 75 p.
- Medeiros, V.C., et al. 2008 Geologia e Recursos Minerais da Folha Sousa (SB.24-Z-A). Escala 1:250.000, Estados da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará. Nota Explicativa e Mapa geológico. CPRM-Serviço Geológico do Brasil. 312p.
- Medeiros, V.C., Galindo, A.C., Nascimento, M.A.L. 2007. Geologia, petrografia e idade do Batólito de Catolé do Rocha (RN-PB), porção oeste do Domínio Rio Grande do Norte da Província Borborema. **Revista de Geologia da UFC (20)2**:219-230.
- Medeiros, V.C.; Galindo, A.C; Nascimento, M.A.L. 2008 Litogeoquímica do batólito Catolé do Rocha (RN-PB), porção W do Domínio Rio Grande do Norte da Província Borborema. **Estudos Geológicos**, **18**(1):26-44.
- Medeiros, V.C.; Nascimento, M.A.L.; Galindo, A.C.; Dantas, E. L. 2012 Augen gnaisses riacianos no Domínio Rio Piranhas – Seridó, Província Borborema, Nordeste do Brasil. **Geologia-USP, Série Científica**. **12**(2):3-14..
- Melo, T. F. de 2011 Mapeamento geológico na escala 1:100.000 da porção sul da Folha Pau dos Ferro com ênfase nas rochas miloníticas da Zona de Cisalhamento São José. Relatório de Graduação, Curso de Geologia da UFRN. 98p.
- Mendonça & Braga 1987 As faixas vulcano-sedimentares de Orós e Jaguaribe: um *grenstone belt*? *Rev. Bras. Geoc.* (17)3:225-241.
- Menezes, M. R. F. 1999. Estudos sedimentológicos e o contexto estrutural da Formação Serra dos Martins, nos platôs de Portalegre, Martins e Santana/RN. Dissertação de Mestrado, PPGG-UFRN. 174p.
- Moore, C. H. 1989. *Carbonate diagenesis and porosity*. Amsterdam: Elsevier Science Publishers B. V., 1989. 338 p. (Developments in Sedimentology, **46**).
- Morais Neto, J.M. 1987 **Mapeamento geológico da zona de cisalhamento Portalegre (ZCP) e encaixantes, numa área entre Caraúbas, Apodi e Umarizal (RN)**. Rel. Grad., Natal, DG-UFRN-CCET: 224p.
- Morrison, G.W. 1980 Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rocks association. **Lithos**, **13**:97-108.

- Nardi, L.V.S. 1986 As rochas granitóides da série shoshonítica. **Rev. Bras. Geoc.**,**16**(1):3-10.
- Nardi, L.V.S. 1989 Geoquímica dos elementos terras raras na rochas graníticas da região centro-sul do Brasil. In: FORMOSO,M.L.L.; NARDI,L.V.S.; HARTMANN,L.A. ed., **Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil**. Porto Alegre, CPRM/DNPM/SBGq, p.71-81.
- Nascimento, M.A.L. 2000. Petrologia do magmatismo tardi-Brasiliano no Maciço São José de Campestre (RN/PB), com ênfase no Plúton Alcalino Caxexa. PPGG/UFRN, Natal, Dissertação de Mestrado, 142p.
- Nascimento, M.A.L.; Antunes, A.F.; Galindo, A.C.; Jardim de Sá, E.F.; Souza, Z.S. 2000 Geochemical signature of the Brasiliano-age plutonism in the Seridó Belt, Northeastern Borborema Province (NE Brazil). **Rev. Bras. Geoc.**, **30**:161-164.
- Nascimento, M.A.L.; Medeiros, V.C.; Galindo, A.C. 2008 Magmatismo ediacarano a cambriano no domínio Rio Grande do Norte, Província Borborema, NE do Brasil. **Estudos Geológicos**, **18**(1):4-25.
- Nascimento, R.S.C. 1998. Petrologia dos granitóides brasileiros associados à Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos (PB). PPGG/UFRN, Natal, Dissertação de Mestrado, 133p.
- Nóbrega, M. A. 2002. Estudo Geológico-Estrutural da Bacia de Gangorra e seu Embasamento Cristalino, Umarizal (RN). Relatório Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 46p. Natal.
- Nóbrega, M. A. 2004. Evolução Estrutural e Termocronológica da Zona de Cisalhamento Portalegre, Nordeste do Brasil. 2004. 72 f Dissertação de Mestrado, PPGG/UFRN. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, 72p.
- Nóbrega, Mirnis A.; Sá, J. M.; Bezerra, F H R; Hadler Neto, Júlio C; Lunes, Pedro J.; Guedes, S.; Tello Saenz, C A; Hackspacher, P C; Lima Filho, F. P. 2005. The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movements and sedimentary basin evolution in northeastern Brazil. *Radiation Measurements*, Elsevier, v. 39, p. 627-633.
- Nogueira, F.C.C. 2008. Estruturas tectônicas cenozóicas na porção leste da Bacia Potiguar – RN. Tese de Doutorado n° 23/PPGG/UFRN. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, 143 p. Natal.
- Ormaasen, D.E. 1977 Petrology of the Hope mangerite-charnockite intrusion, Loften, north Norway. **Lithos**, **10**:291-310.
- Pearce, J.A. 1982 Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe,R.S. ed. **Andesites**, New York, Wiley & Sons. p.525-548.
- Pearce, J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episode*, 19:120-125.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.G. 1984 Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **J. Petrol.**,**25**(4):956-983.
- Pessoa Neto, O. C.; Soares, U. M.; Silva, J. G. F.; Roesner, E. H.; Florencio, C. P.; Souza, C. A. V. 2007. *Bacia Potiguar*. Boletim de Geociências Petrobras, Rio de Janeiro. 2007. v. 15, n. 2, p. 357-369.
- Pitcher, W.S. 1979 The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. **J. Geol. Soc. London**,**136**:627-662.
- Pitcher, W.S. & Berger, A.R. 1972 **The geology of Donegal: A study of granitic emplacement and unroofing**. Regional Geol. Series, Ed. by L.U. De Sitter.
- Ramsay, J.G. 1967. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill Book Co., New York, 568p.
- Rickwood, P.C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams with use oxides of major and minor elements. *Elsevier Science Publishers B. V. Lithos*, **22**: 247-263.
- Rogers, J.J & Greenberg, J.K. 1981 Trace elements in continental margin magmatism. Part. III. Alkali granites and their relationship to cratonization. **Bull. Geol. Soc. America**, **92**:6-9.
- Sá, J. M. 1991. Evolution Geodynamique de la Ceinture Proterozoïque d'Orós, Province Borborema, Nord-Est du Brésil. Tese de doutorado, Université de Nancy I, França. 177p.
- Sá, J. M.; Leterrier, J., Bertrand, J. M. 1995. Petrology, Geochemistry and Geodynamic Setting of Proterozoic Igneous Suites of the Orós fold Belt, Borborema Province, Northeast Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, nº 3, p. 299-314.
- Sampaio A.V., Schaller H. 1968. Introdução à Estratigrafia da Bacia Potiguar. Rio de Janeiro, Boletim Técnico PETROBRÁS, 11(1): 19-44.
- Schmidt, M.W. 1992 Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. **Contrib. Mineral. Petrol.** **110**:304-310.
- Scholle, P., Ulmer-Scholle, D.S. 2003. *A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity and diagenesis*. AAPG Memoir **77**, 474p.

- Sena de Sá, C. A. 1981 Geologia do Extremo Oeste Potiguar – Área de Riacho de Santana-São Fernandes-RN. Relatório de Graduação, Curso de Geologia da UFRN, 115 p.
- Sial, A.N. 1986 Granite-types in northeast Brazil: current knowledge. **Rev. Bras. Geoc.**, **16**(1):54-72.
- Sial, A.N. 1987 Granitic rocks of northeast Brazil. In: INT. SYMP. GRANITES ASSOC. MINERALIZATION, Salvador. **Ext. Abst.**. Salvador. p.61-69.
- Sial, A.N.; Mariano, G.; Ferreira, V.P. 1989 Síntese da geoquímica dos elementos terras raras em granitóides do nordeste e norte do Brasil. In: Formoso, M.L.L.; Nardi, L.V.S.; Hartmann, L., ed. **Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil**. Porto Alegre, CPRM, DNPM, SBGq. p.83-95.
- Silva, R.L.C. 1987 Mapeamento geofísico da região de Umarizal (RN). Relatório de Graduação, Curso de Geologia-UFRN, Natal.
- Silva, I. T. 2007. *Faciologia, diagênese e propriedades petrofísicas na Formação Jandaíra – Bacia Potiguar*. Relatório de Graduação, UFRN, 113 p.
- Smith, D. G. and Smith, N.D. 1980. *Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta*. Journal of Sedimentary Petrology, **50**: 157-164.
- Soares, U. M.; Rossetti, E. L. 2005. *Tectonismo e sedimentação na porção SW do Rifte Potiguar – Bacia Potiguar emersa*. B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro. v. 3, n.2, p. 149-166.
- Soares, U. M.; Rossetti, E. L.; Cassab, R. C. T. 2003. *Bacia Potiguar*. Fundação Paleontológica Phoenix. Bacias Sedimentares Brasileiras, Ano 5, nº 55.
- Souza, L. C. 1981 Geologia do Extremo Oeste Potiguar – Área de Pau dos Ferros-RN. Relatório de Graduação, Curso de Geologia da UFRN, 131 p.
- Souza, L. C.; Sá, J.M.; Legrand, J.M.; Maia, H.N 2013 Nota Explicativa da Folha Paus dos Ferros. CPRM-Serviço geológico do Brasil.
- Souza, Z. S.; Martin, H.; Peucat, J. J.; Jardim de Sá, E. F.; Macedo, M. H. F. 2007 Calc-alkaline magmatism at the archaean-proterozoic transition: the Caicó Complex basement (NE Brasil). Journal of Petrology, v. 48, n. 11, p. 2149-2185.
- Stephenson, N.C.N.& Hensel, H.D. 1978 A precambrian fayalite granite from the south coast of Western Australia. **Lithos**,**11**:209-218.
- Streckeisen, A. 1976 To each plutonic rock its proper name. **Earth Sci. Rev.**, **12**:1-33.
- Takahashi, M.; Aramaki, S.; Ishihara, S. 1980 Magnetite-series/ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. **Mining. Geol. Spec. Issue.**,**8**:13-28.
- Thieblemont, D. & Cabanis, B. 1990 Utilisation d'un diagramme (Rb/100)- Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. **Bull. Soc. Géol. France**, Série 8, 6 (1):23-35.
- Thiéblemont, D.; Téguy, M. (1994) Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C. R. Acad. Sci. Paris. II*, **319**: 87-94.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British tertiary volcanic province. **Scott. J. Geol.**, **18**: 49-107.
- Thompson, R.N. & Fowler, M.B. 1986 Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from the Scottish Caledonides. **Contrib. Mineral. Petrol**,**94**:507-522.
- Trindade, I.R.; Sá, J. M.; Macedo, M. H. F. 2002. Comportamento de elementos químicos em rochas mineralizadas em ouro na Faixa Seridó, Província Borborema. Revista Brasileira de Geociências, **38**:303-318.
- Trindade, R.I.F. 1999 Magnetismo de corpos graníticos e a evolução tectônica brasileira na porção ocidental da Faixa Seridó (NE do Brasil). Tese de Doutorado, IAG-USP. 184p.
- Trindade, R.I.; Dantas, E.L.; Babinski, M.; Schmus, W.R.V. 1999. Short-lived granitic magmatism along shear zone: evidence from U-Pb zircon and sphene age of Caraúbas and Tourão granite. In: South American Symposium on Isotope Geology, 2, Argentina, Actas, 143-144.
- Tucker, M. E. & Wright, V. P. 1990. Carbonate sedimentology. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 482p.
- Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B.; Williams, I.S.; Hackspacher, P.C.; Fetter, A.H.; Dantas, E.L., Babinski, M. 2003 The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research*, **127**: 287-327.
- Vasconcelos, E. P.; Lima Neto, F. F.; Ross, S. 1990. *Unidades de Correlação da Formação Açú*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG. Vol.1. p. 227-240.
- Walker, R. G. & Cant, D. J. 1984. *Sandy fluvial systems*. In: R.G. Walker (ed), *Facies Models*, 2 ed. Geoscience Canada Reprint Series, **1**: 71-79.

- Whalen, J.B.; Currie, K.L.; Chappel, B.W. 1987 A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contrib. Mineral. Petrol.**, **95**:407-419.
- White, A.J.R. 1979 Sources of granitic magmas. **Geol. Soc. Am. Abst.** **11**:539.
- White, A.J.R. & Chappell, B.W. 1977 Ultrametamorphism and granitoid genesis. **Tectonophysics**, **43**:7-22.
- White, A.J.R. & Chappell, B.W. 1983 Granitoids types and their distribution in the Lachland Fold Belt, southeastern Australia. **Geol. Soc. Am. Mem.**, **159**:21-34.
- Watson, E.B. 1987. The role accessory minerals in granitoid geochemistry. In: *Hutton Conference of the Origin of Granites*, Univ. Edinburg, p.209-211.
- Zhou, J.X. 1987 An occurrence of choshonites near Kilmelford in the Scottish caledonides and its tectonic implications. **J. Geol. Soc. London** , **144**:699-706.

ANEXO

Fichas de descrições petrográficas

**PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI
PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA**

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 06

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha de textura porfirítica com fenocristais de K-feldspato, apresentando forte foliação de caráter milonítico, composta principalmente por quartzo estirados e K-feldspatos sigmoidais.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

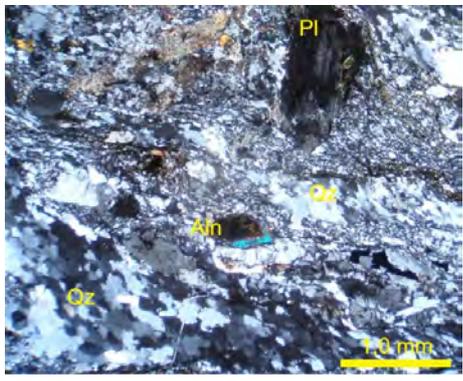
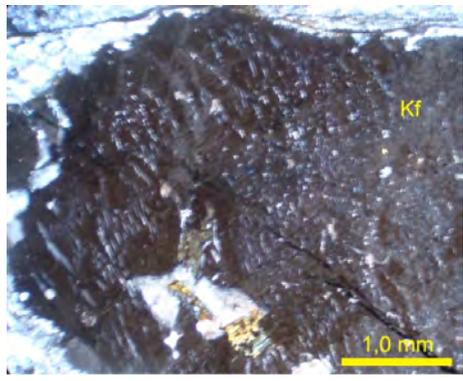
Em lâmina a rocha é hipocristalina apresentando textura subfanerítica e inequigranular com fenocristais de K-feldspatos. Sua assembléia félsica é constituída por **K-feldspato** (30%) hipidioblástico, do tipo microclina, rotacionados, boudinados e recristalizados, além de apresentar sombra de pressão, textura poiquiloblástica e pertita, **Quartzo** (22%) xenoblásticos com extinção ondulante, apresentando textura ribbon, e **Plagioclásio** (15%) hipidioblástico também rotacionados e recristalizados, apresentam-se saussuritizados. Os félsicos são representados pela **Biotita** (10%), **Hornblenda** (10%) e **Opacos** (5%), os dois primeiros estão em fita, salvo exceção quando se encontram inclusos nos K-feldspatos, já os opacos são idioblástico, possivelmente magnetita, e xenoblásticos, possivelmente ilmenita. Tem-se ainda minerais acessórios como a **Titanita** (3%) que apresenta-se geminada e boudinada, **Epidoto** (3%) que são pré-tectônicos e sin-tectônicos, **Alanita** (1%) que encontra-se rotacionadas, zonadas e observa-se textura metamítica, e **Zircão** (1%) e **Apatita** (Tr).

PARAGÊNESES MINERAIS: (1) Zircão + Apatita + Plagioclásio + Hornblenda₁ + Biotita₁ + K-feldspato + Quartzo + Titanita + Epidoto₁ + Alanita + Opacos₁; (2) Plagioclásio + Hornblenda₂ + Biotita₂ + K-feldspato + Epidoto₂ + Opacos₂.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea

ROCHA: Biotita-hornblenda monzogranito milonitizado (com opacos)

Fotomicrografias	
	
<p>Figura 01: Cristal de Plagioclásio (Pl), Alanita (Aln) circundando por epidoto, e Quartzo (Qz) em textura ribbon. Nicóis cruzado.</p>	<p>Figura 02: Cristal de K-feldspato (Kf) apresentando textura pertita. Nicóis cruzado.</p>

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA-07

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha de coloração esbranquiçada a cinza, localmente com alguns níveis rosados, de textura fina homogênea, por vezes bandados.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Trata-se de uma rocha holocristalina com granulação muito fina gerada sob regime metamórfico.

Quanto à mineralogia, a **calcita (>95%)** é xenoblástica granular, com granulometria inferior a 0,3mm e atribui textura granoblástica à rocha. Desenvolve textura em mosaico.

Quartzo (~1%) é xenoblástico arredondado, com forte deformação acompanhada de extinção ondulante, além de sua granulação muito reduzida. Forma contato intergranular com a calcita e ocorre como clástos dispersos pela lâmina.

Ripas de **muscovita (<1%)** com seus planos de clivagem, por vezes, levemente curvados. Esse mineral é o responsável por marcar uma trama na rocha.

Uma fratura com pouco menos de 1 mm de espessura é preenchida por cristais de calcita e de um outro mineral. Nota-se que nesta região da lâmina há um aumento na granulometria da maioria dos cristais de calcita, isso ocorre devido ao regime de transtração pelo qual a rocha foi submetida. Ainda notado, mais ao centro da fratura, a presença de **clinocloro (<1%)**.

PARAGÊNESES MINERAIS

A presença desta clorita magnésiana indica que o calcário que originou este mármore apresentava teores consideráveis de Mg^{2+} , proveniente de várias fontes, por exemplo: dolomita, calcita magnésiana, algum clinopiroxênio como o diopsídio. Traços de minerais opacos são encontrados. O principal indicador do fácies xisto verde da rocha é a muscovita.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Calcita mármore

Fotomicrografias

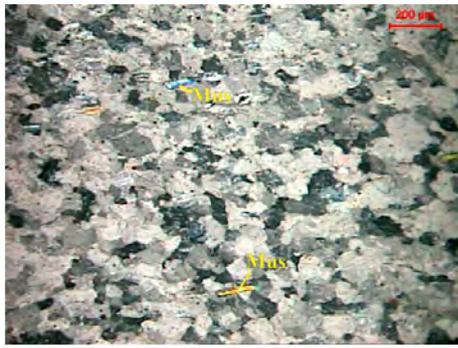


Figura 1 – Ripas de muscovita(Mus) orientadas em mármore. Aumento de 100X. Nicóis cruzados.

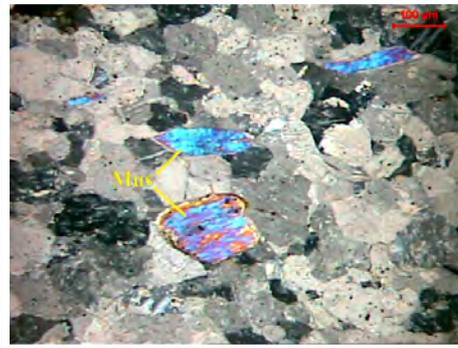


Figura 2 – Em detalhe, lamelas de muscovita(Mus) orientadas em mármore. Aumento de 200X. Nicóis cruzados.

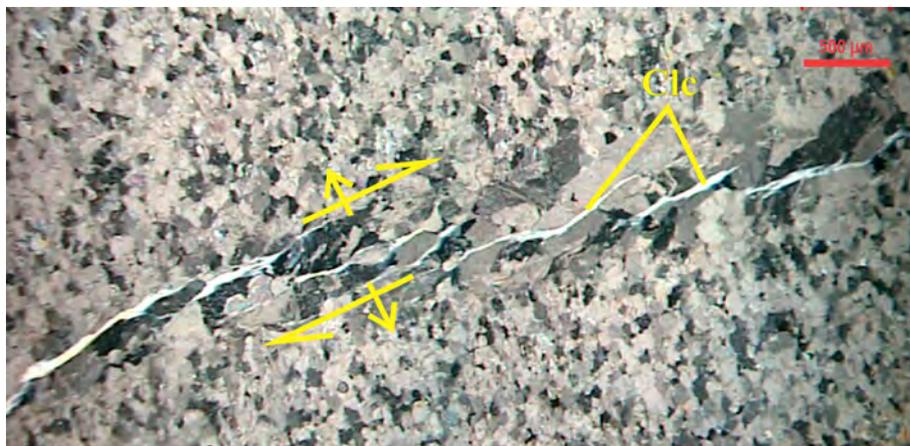


Figura 3 – Fratura transtraccional dextral com recristalização de calcita e neoblastese de clinocloro em mármore. Aumento de 50X. Nicóis cruzados.

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 08

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha de textura porfirítica com fenocristais de K-feldspato, apresentando forte foliação de caráter milonítico, composta principalmente por quartzo estirados e K-feldspatos sigmoidais.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

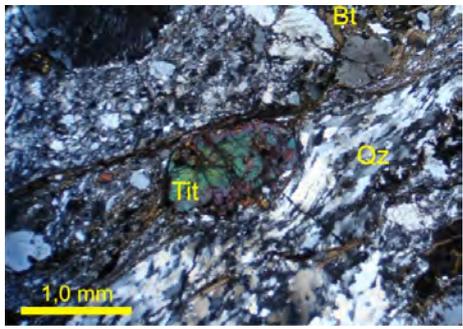
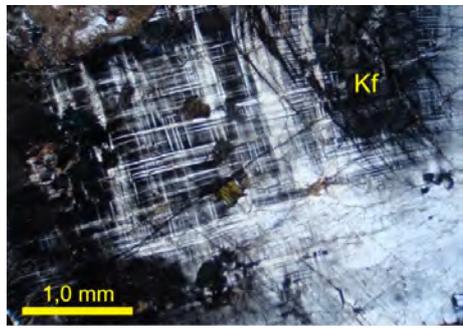
Em lâmina a rocha é hipocristalina apresentando textura subfanerítica e inequigranular com fenocristais de K-feldspatos. Sua assembléia félsica é constituída por **K-feldspato** (32%) hipidioblástico, do tipo microclina, rotacionados, boudinados e recristalizados, além de apresentar sombra de pressão, textura poiquiloblástica e pertita, **Quartzo** (20%) xenoblásticos com extinção ondulante, apresentando textura ribbon, e **Plagioclásio** (15%) hipidioblástico também rotacionados e recristalizados, apresentam-se saussuritizados. Os máficos são representados pela **Biotita** (12%), **Hornblenda** (8%) e **Opacos** (5%), os dois primeiros estão em fita, salvo exceção quando se encontram inclusos nos K-feldspatos, já os opacos são idioblástico, possivelmente magnetita, e xenoblásticos, possivelmente ilmenita. Tem-se ainda minerais acessórios como a **Titanita** (3%) que apresenta-se geminada e boudinada, **Epidoto** (3%) que são pré-tectônicos e sin-tectônicos, **Alanita** (1%) que encontra-se rotacionadas, zonadas e observa-se textura metamítica, e **Zircão** (1%).

PARAGÊNESES MINERAIS: (1) Zircão + Plagioclásio + Hornblenda₁ + Biotita₁ + K-feldspato + Quartzo + Titanita + Epidoto₁ + Alanita + Opacos₁; (2) Plagioclásio + Hornblenda₂ + Biotita₂ + K-feldspato + Epidoto₂ + Opacos₂.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea

ROCHA: Monzogranito milonitizado

Fotomicrografias	
	
Figura 01: Cristal de Titanita (Tit) rotacionado, Biotitas (Bt) em fita e Quartzo (Qz) apresentando textura ribbon. Nicóis cruzado.	Figura 02: Cristal de K-feldspato apresentando textura pertita e poiquilítica. Nicóis cruzado.

**PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI
PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA**

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 11

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Em amostra de mão a rocha é um gnaiss com fino bandamento, textura granoblástica de granulometria fina a média, e de coloração cinza clara.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

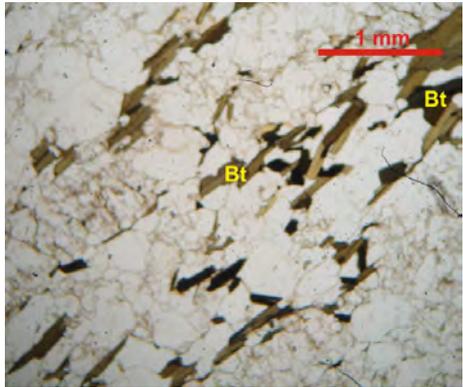
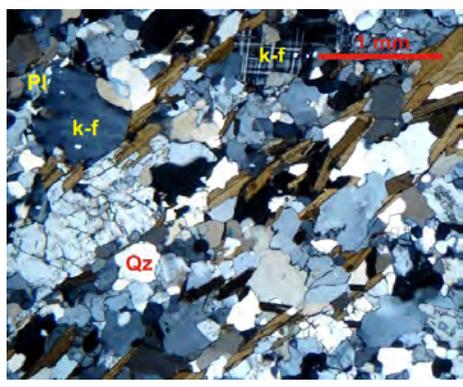
Em lâmina, trata-se de uma rocha holocristalina, com predomínio de granulação fina, leucocrática. A assembléia félsica é formada por **microclina** (25-30%) apresentando macla albita-periclina bem definida e atribuindo caráter nematoblástico à rocha. É alotrioblástica, com inclusões de quartzo e plagioclásio (poiquiloblástica) e alguns grãos (minoria) podem chegar até 5 mm. O **plagioclásio** (20-30%) é oligoclásio, An_{28-30} , granoblástico, com a maioria das secções com extinção não homogênea. O **quartzo** (20-25%) é alotrioblástico aparece tanto com textura intergranular quanto com relação de inclusão em demais fases. Tem extinção ondulante e ponto triplo e ainda confere à rocha texturas granoblástica e nematoblástica. A assembléia félsica é quase que totalmente representada pela **biotita** (5-10%), amarela claro em x ótico e amarela escura em z. É a fase que evidencia a foliação principal na rocha. Ainda é notada uma segunda foliação posterior à principal, ocorrendo assim duas gerações deste mineral de hábito lamelar e forma hipidioblástica. **Zircão** (0-1), **apatita** (1-2%) e **alanita** (0-1%).

PARAGÊNESES MINERAIS: Biotita + oligoclásio An_{28-30} + quartzo indica fácies xisto verde superior.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Biotita gnaiss monzogranítico

Fotomicrografias	
	
<p>Figura 01 – Foliação marcada pelas biotitas. Nicóis //. Aumento de 40X.</p>	<p>Figura 02 – Paragênese félsica em biotita gnaiss sienogranítico nematolepidoblástico. Nicóis X. Aumento de 40X.</p>

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 12 (Lâmina 12A)

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Em amostra de mão a rocha é um gnaisse de coloração cinza clara, textura granoblástica de granulometria fina-média, com finos cristais de biotita e anfibólio.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

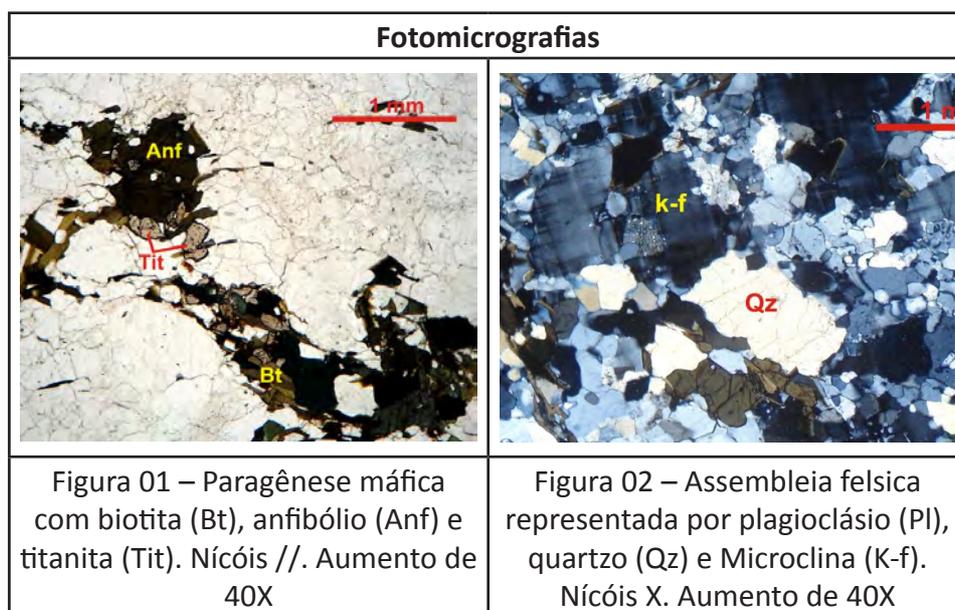
Em lâmina, a rocha é holocristalina, com predomínio de uma granulação fina, com alguns cristais de tamanho médio e leucocristalina. O félsico predominante é a **microclina** (30-35%) cujos cristais são nematoblásticos e que, por vezes, se destacam na rocha pela sua granulometria notadamente maior quando comparada às outras fases. É alotrioblástica e tem extinção ondulante. O **plagioclásio** (20-25%) é alotrioblástico, de textura fina e com mirmequita crescente rumo à microclina. A macla polissintética é pouco presente, não permitindo aferir o teor de anortita do mesmo e, por fim, saussuritiza para epidoto. O **quartzo** (15-25%) também é alotrioblástico. Desenvolve textura de subgrãos e muitos são arredondados. Sobre os máficos, constata-se que o **anfibólio** (2-5%) é hornblenda com algumas fraturas e textura de intercrescimento com o plagioclásio. A **biotita** (2-5%) é lamelar hipidioblástica com orientação preferencial (lepidoblástica). **Epidoto** (1-3%), **Alanita** (0-1%), minerais **opacos** (0-1%) e **apatita** (0-1%).

PARAGÊNESES MINERAIS: A associação: hornblenda + biotita + plagioclásio + epidoto sugere que o fácies metamórfico associado seja o xisto verde superior.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Biotita-hornblenda gnaisse monzogranítico



PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 12 (Lâmina 12B)

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Em amostra de mão a rocha é um gnaisse de coloração cinza, textura granoblástica de granulometria média, com finos cristais de biotita.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

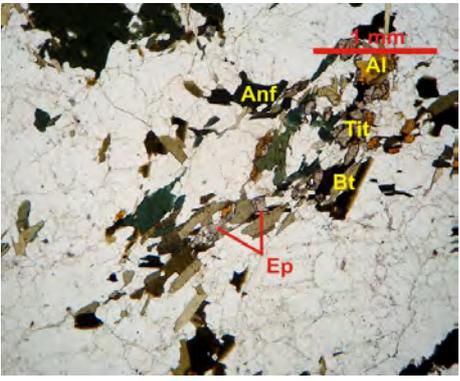
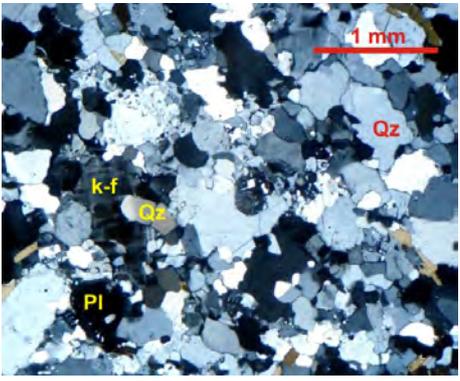
Em lâmina, trata-se de uma rocha é holocristalina, com predomínio de uma granulação fina a média e leucocristalina. O félsico predominante é a **microclina** (35-40%) cujos cristais são nematoblásticos e que por vezes se destacam na rocha pela sua granulometria notadamente maior, quando comparada às outras fases. É alotrioblástica e tem extinção ondulante. O **plagioclásio** (15-25%) é alotrioblástico, de textura fina e com mirmequita crescente rumo à microclina, no contato dessas fases. A macla polissintética é pouco presente, não permitindo aferir o teor de anortita do mesmo e, por fim, saussuritiza para epidoto. O **quartzo** (15-20%) também é alotrioblástico. Desenvolve textura de subgrãos e muitos são arredondados. Sobre os máficos constata-se que o **anfíbólio** (2-5%) é hornblenda e forma simplectito com o plagioclásio. A **biotita** (2-5%) é lamelar hipidioblástica com orientação preferencial (lepidoblástica). **Epidoto** (1-3%), **Alanita** (0-1%), minerais **opacos** (0-1%) e **apatita** (Tr).

PARAGÊNESES MINERAIS: A associação: hornblenda + biotita + plagioclásio + epidoto sugere que o fácies metamórfico associado seja o xisto verde superior.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Biotita-hornblenda gnaisse monzogranítico

Fotomicrografias	
	
Figura 01 – Paragênese máfica. Bt=biotita, Anf=anfíbólio, Tit=titanita, Ep=epidoto, Al= Alanita. Nicóis //. Aumento de 40X.	Figura 02 – Assembleia félsica de composição sienogranítica. Nicóis X. Aumento de 40X.

**PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI
PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA**

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLO. Nº: FA-14

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

A rocha é um ortogneisse de textura granoblástica, de granulometria média, localmente com augens de K-feldspato, e de coloração cinza clara, com biotita como máfico principal.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Trata-se de uma rocha holocristalina, leucocrática, equigranular e de granulação fina.

Quanto aos minerais félsicos, o **plagioclásio (20-30%)** é oligoclásio ($An_{26-28\%}$) xenoblástico com extinção ondulante, textura mirmequítica e intergranular com quartzo e K-feldspato. O feldspato alcalino é a **microclina (25-30%)** com perfeita geminação albita-periclina, xenoblástico e chegando a formar ponto triplo. O **quartzo (20-30%)** é xenoblástico, apresentando forte extinção ondulante, fraturas, textura intergranular, ponto triplo e subgrãos. É a principal fase a atribuir caráter nematoblástico à rocha, mesmo que de forma incipiente.

Quanto à assembleia máfica, a **biotita (~10%)** é hidioblástica lamelar com pleocroísmo marrom esverdeado escuro, sofre cloritização. Desenvolve orientação preferencial marcando a trama da rocha e, assim, atribuindo textura lepidoblástica. **Anfíbólio (<5%), epidoto (~1%) e titanita (~1%)** estão comumente associados à biotita. Assumido como do grupo da hornblenda, esse anfíbólio é hipidioblástico tabular com muitas fraturas, além de inclusões de **alanita (~1%). Opacos (~1%), zircão (~1%), apatita (~1%)**.

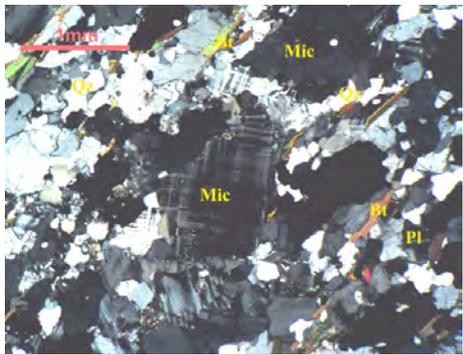
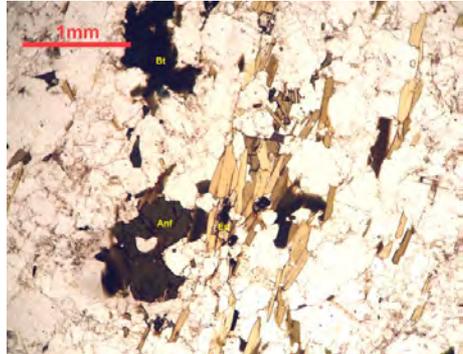
PARAGÊNESES MINERAIS

A presença de biotita + hornblenda + oligoclásio (An_{26-28}) + quartzo pode indicar fácies anfibolito inferior. O epidoto ocorre como fase primária na rocha.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: biotita gnaisse monzogranítico com anfíbólio nematolepidoblástico.

Fotomicrografias	
	
<p>Figura 1 – pórfiros de microclina (Mic) em destaque e biotitas (Bt) alinhadas. Pl= plagioclásio. Aumento de 40X. Nicóis cruzados.</p>	<p>Figura 2- Ripas de Biotitas (Bt) orientadas marcando a foliação. Anf= anfíbólio.</p>

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 16

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha holocristalina de textura fanerítica, de coloração cinza, composta principalmente por plagioclásio, K-feldspato, quartzo e biotita.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

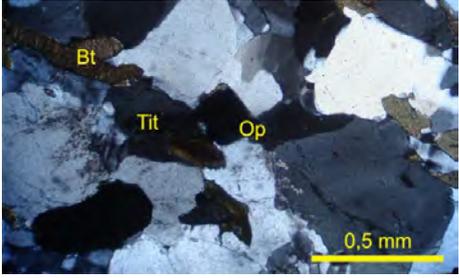
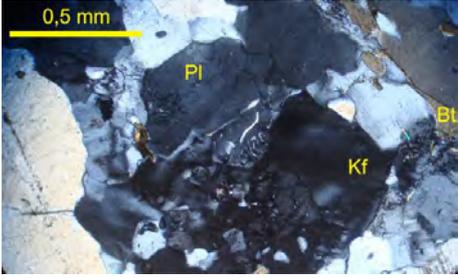
Em lâmina a textura é fina e equigranular, observa-se uma orientação preferencial dos minerais constituintes da rocha. A assembléia félsica é composta essencialmente por **Quartzo** (40%) que ocorre como cristais anedricos e com extinção ondulante, **K-feldspato** (25%) que ocorre como cristais subédricos, apresentando geminação do tipo microclina, e por **plagioclásio** (20%) apresentando geminação do tipo polissintética e textura mirmequita. A **Biotita** (8%) que ocorre em cristais lamelares de cor amarelo-esverdeado, é o máfico principal. Tem-se ainda como acessórios **Minerais Opacos** (4%), **Titanita** (3%), **Zircão** (Tr) e **Apatita** (Tr). São observados ainda Mica Branca como produto da alteração dos feldspatos e Clorita como produto da Biotita.

PARAGÊNESE MINERAL: Zircão, Apatita, Plagioclásio, K-feldspato, Quartzo, Biotita, Titanita, Alanita, Minerais Opacos. Tem-se ainda como minerais secundários a Mica Branca e a Clorita.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea

ROCHA: Biotita monzogranito

Fotomicrografias	
	
Figura 01: Cristais de Biotita (Bt), Titanita (Tit) e Opacos (Op). Nicóis cruzado.	Figura 02: Cristais de Biotita (Bt), K-feldspato (Kf) e Plagioclásio (Pl) com textura mirmequita. Nicóis cruzado.

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 18

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

A rocha é um ortogneisse, com feições augen, de coloração cinza, e com bandamento bem definido.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Em lâmina a rocha é holocristalina apresentando textura fanerítica e inequigranular com fenocristais de K-feldspatos. Sua assembléia félsica é constituída por **Quartzo (35%)**, que ocorre como cristais anédricos dispostos em bandas orientadas e com extinção reta; por **K-feldspato (30%)** do tipo microclina, ocorre como cristais subédricos e apresentam textura pertítica e ausência ou fraca geminação; e por **Plagioclásio (20%)**, que ocorre como cristais subédricos e apresentam uma fraca ou ausência de geminação, tem-se ainda textura mirmequita e estão sofrendo sericitização.

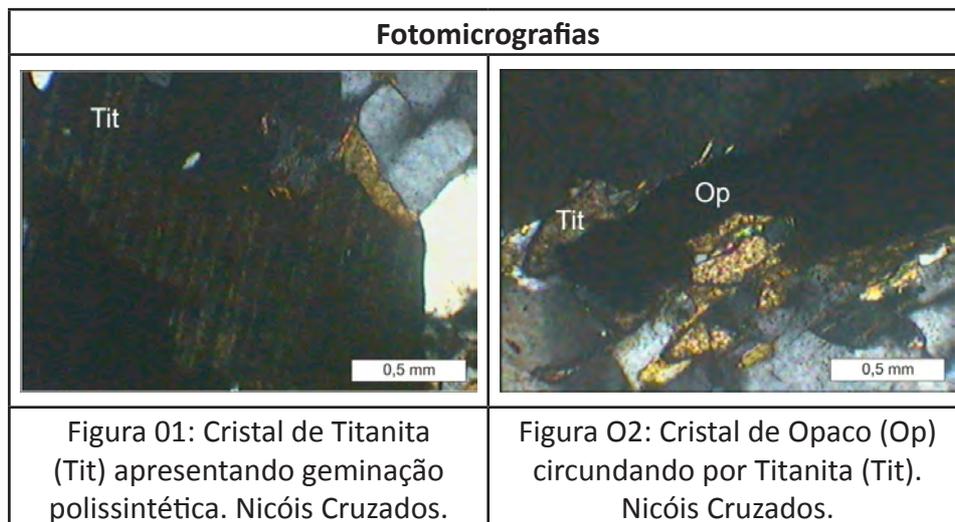
A assembléia máfica estão consentradas em bandas e constituída por **Biotita (8%)**, que ocorre como cristais lamelares de cor verde amarronzado sempre em contato com hornblenda e titanita, observa-se inclusões de zircão e alanita, está sofrendo clorotização; por **Hornblenda (5%)**, que apresenta inclusões de opacos e titanita, também observa-se alteração; e **Opacos (1%)**, que ocorrem sempre associado a titanita. Tem-se ainda **Titanita (1%)**, que ocorre sempre associado a biotita, hornblenda e opacos, observa-se por vezes uma fraca geminação polissitética; **Zircão (Tr)** e **Alanita (Tr)**.

PARAGÊNESE MINERAL: (1) Zircão + Alanita + Titanita + Plagioclásio + Hornblenda + Biotita + K-feldspato + Quartzo. Como produto de alteração tem-se Opacos.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea

ROCHA: Hornblenda-biotita gnaisse monzogranítico



**PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI
PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA**

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 23

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha de textura porfirítica com fenocristais de K-feldspato, apresentando foliação milonítica, composta principalmente por quartzo estirados e K-feldspatos.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

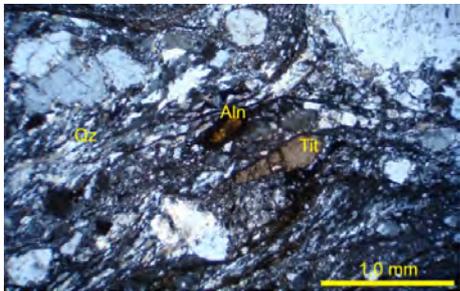
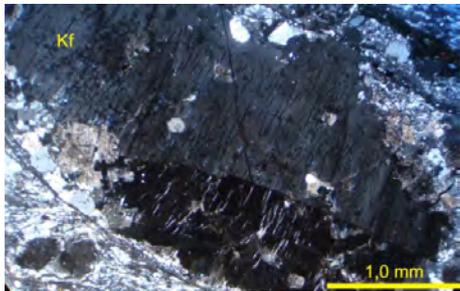
Em lâmina a rocha é hipocristalina apresentando textura subfanerítica e inequigranular com fenocristais de K-feldspatos. Sua assembléia félsica é constituída por **K-feldspato** (30%) hipidioblástico, do tipo microclina, porfiroclástico, rotacionados e recristalizados, apresentando extinção ondulante, textura mirmequita, do tipo bulbosa, pertita e poiquiloblástica, **Quartzo** (20%) xenoblásticos com extinção ondulante, apresentando textura ribbon, e **Plagioclásio** (15%) xenoblástico também rotacionados e recristalizados, apresentam-se saussuritizados e extinção ondulante. A assembléia máfica é composta por **Biotita** (15%), **Hornblenda** (8%), **Opacos** (5%), os dois primeiros estão em fita, salvo exceção quando se encontram inclusos nos K-feldspatos, já os opacos apresentam-se como idioblástico, caracterizando a magnetita, e como xenoblásticos, caracterizando a ilmenita. Como acessórios, tem-se a **Titanita** (3%), que encontra-se boudinadas e geralmente em contato com os opacos xenoblásticos, **Alanita** (2%), que estão muito alteradas, **Muscovita** (1%), **Epidoto** (1%), que são produto de alteração dos plagioclásios, e **Zircão** (Tr).

PARAGÊNESES MINERAIS: (1) Zircão + Plagioclásio + Hornblenda₁ + Biotita₁ + K-feldspato + Quartzo + Titanita + Alanita + Opacos₁; (2) Plagioclásio + Hornblenda₂ + Biotita₂ + K-feldspato + Muscovita + Epidoto₂ + Opacos₂.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea

ROCHA: Hornblenda-biotita monzogranito milonitizado

Fotomicrografias	
	
<p>Figura 01: Cristais de Quartzo (Qz) em ribbon, Titanita (Tit) boudinada e Alanita (Aln) rotacionada. Nicóis cruzado.</p>	<p>Figura 02: Cristal de K-feldspato (Kf) apresentando textura pertita. Nicóis cruzado.</p>

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 24

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha holocristalina de textura fanerítica média a grossa, de coloração cinza, composta principalmente por plagioclásio, K-feldspato, quartzo e biotita.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

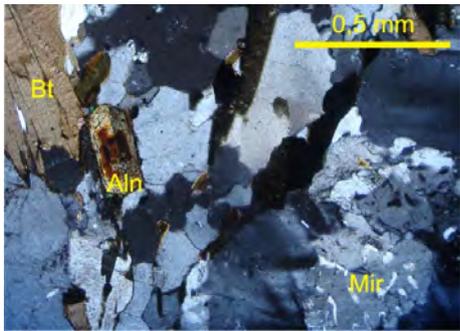
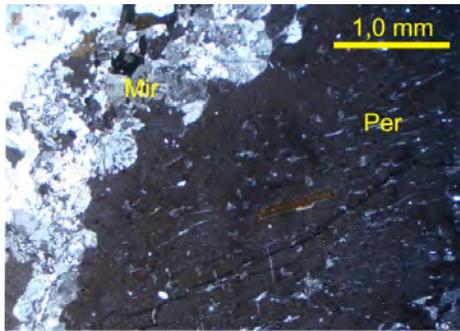
Em lâmina a textura é fina e equigranular, observa-se uma orientação preferencial dos minerais constituintes da rocha. A assembléia félsica é composta essencialmente por **K-feldspato (38%)**, do tipo microclina, que ocorre como fenocristais euédricos a subédricos e apresentam textura poiquilítica, pertítica e mirmequita bulbosa, **Quartzo (27%)** que ocorre como cristais anédricos e apresentam pontos triplos, **Plagioclásio (20%)**, do tipo oligoclásio, ocorre como cristais subédricos e apresentam fraca geminação polissintética, zonação, saussuritização e textura mirmequita do tipo bulbosa. A assembléia máfica é constituída por **Biotita (10%)** e **Minerais Opacos (1%)** que ocorrem como grãos anédricos, caracterizando a ilmenita, ou com quatro fases desenvolvidas, caracterizando a magnetita. Os acessórios são formados por **Titanita (2%)**, **Epidoto (1%)** que ocorre circundando a Alanita ou como produto do plagioclásio, **Alanita (Tr)**, que apresenta zonação e geminação simples, **Zircão (Tr)** que estão com halos e zonação, e **Apatita (Tr)**.

PARAGÊNESE MINERAL: Zircão, Apatita, Plagioclásio, K-feldspato, Quartzo, Biotita, Alanita, Titanita, Minerais Opacos. Tem-se ainda como minerais secundários o epidoto.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea

ROCHA: Biotita monzogranito

Fotomicrografias	
	
Figura 01: Cristais de Biotita (Bt), Alanita (Aln) e Textura mirmequita (Mir). Nicóis cruzados.	Figura 02: Texturas Pertita (Per) e Mirmequita (Mir). Nicóis cruzados.

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 25

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha holocristalina de textura fanerítica média a grossa, de coloração cinza, composta principalmente por plagioclásio, K-feldspato, quartzo e biotita.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Em lâmina a textura é fanerítica inequigranular, com fenocristais de K-feldspato. A assembléia félsica é composta por **K-feldspato (40%)**, que ocorre como cristais euédricos à subédricos de microclinas, apresenta textura pertítica e inclusão de plagioclásio, biotita e quartzo; o **Quartzo (30%)** ocorre como cristais anédricos apresentando uma fraca extinção ondulante e contatos suturados entre si; e por **Plágioclásio (20%)**, que ocorre como cristais euédricos a subédricos, apresenta ma fraca geminação polissintética e textura mirmequita, tem-se ainda inclusões de biotita quartzo, e além de ser observado alteração por sericitização.

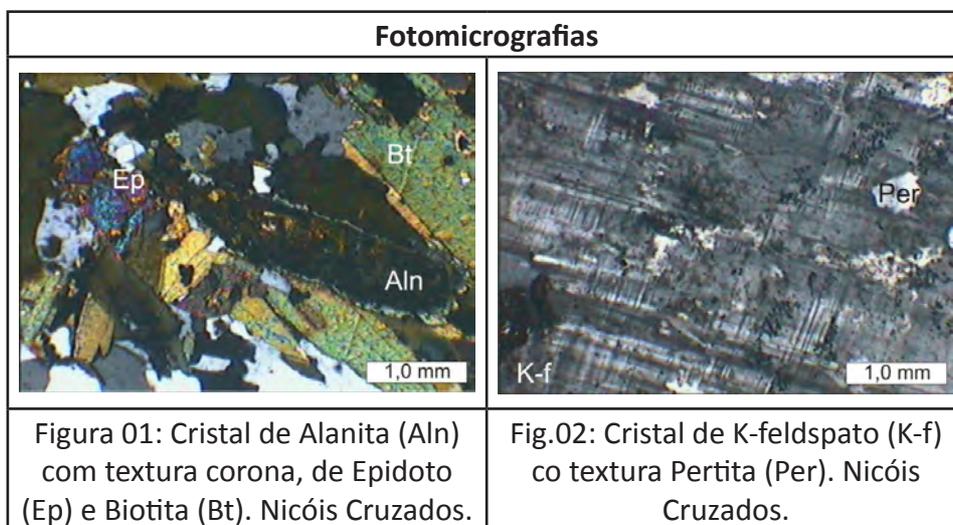
A assembléia máfica, é composta por **Biotita (6%)**, que ocorre como cristais lamelares de cor verde amarronzado e apresentam inclusão de zircão, alanita e titanita; por **Hornblenda (1%)**, que ocorre como cristais subédricos de cor verde escuro e estão sempre em contato com a biotita, observa-se inclusão de titanita; e **Opacos (1%)**, onde ocorrem como cristais anédricos, possivelmente ilmenita, inclusos ou em contato com a titanita e biotita. Tem-se ainda **Titanita (1%)**, que ocorre associado a opacos ou botita e encontra-se alteradas; **Alanita (1%)**, que está muito alterada e apresenta textura corona com epidoto a circundando; **Epidoto (Tr)** e **Zircão (Tr)**, que ocorre incluso na biotita apresentando halos.

PARAGÊNESE MINERAL: Zircão, Alanita, Titanita, Plagioclásio, Hornblenda, Biotita, K-feldspato, Quartzo. Tem-se ainda como minerais secundários a Mica Branca, Opacos e Epidoto.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea

ROCHA: Biotita monzogranito



PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 27

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha de textura porfirítica com fenocristais de K-feldspato, apresentando foliação milonítica, composta principalmente por quartzo estirados e K-feldspatos.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

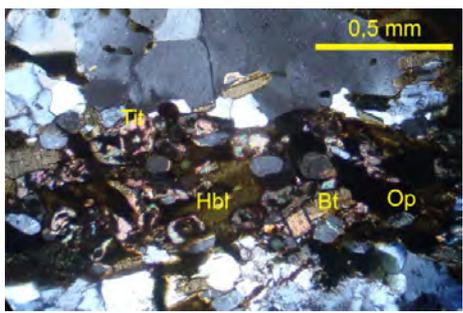
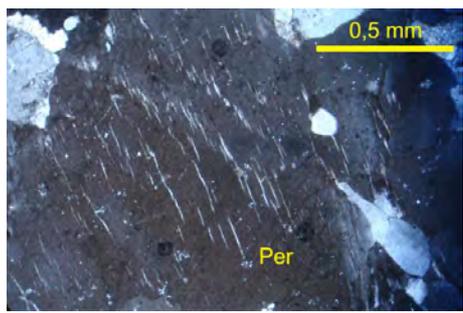
Em lâmina a rocha é holocristalina apresentando textura fanerítica e inequigranular com fenocristais de K-feldspatos. Sua assembléia félsica é constituída por **K-feldspato** (30%) do tipo microclina, ocorre como fenocristais subédricos e apresentam textura poiquilítica e pertítica, **Quartzo** (20%), que ocorre em bandas orientadas apresentando contato triplo entre si e extinção onduante, **Plagioclásio** (17%) que também ocorre como cristais subédricos apresentando geminação polissintética, saussoritização e textura mirmequita. A assembléia máfica estão concentradas em bandas e constituídas por **Biotita** (15%), **Hornblenda** (8%) e **Opacos** (5%). Como acessórios tem-se **Titanita** (3%), **Alanita** (1%), **Zircão** (1%).

PARAGÊNESE MINERAL: (1) Zircão + Plagioclásio + Hornblenda₁ + Biotita₁ + Titanita + Alanita + K-feldspato + Quartzo + Opacos.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea

ROCHA: Hornblenda-biotita monzogranito

Fotomicrografias	
	
Figura 01: Cristais em bandas, seguindo uma fraca orientação, de Biotita (Bt), Hornblenda (Hbl), Titanita (Tit) e Opacos (Op). Nicóis cruzados.	Figura 02: Cristal apresentando textura Pertita (Per). Nicóis cruzados.

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 32

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

A rocha é um ortogneisse milonitizado, textura granoblástica de granulometria média, localmente com porfiroblastos de K-feldspato, e com biotita.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

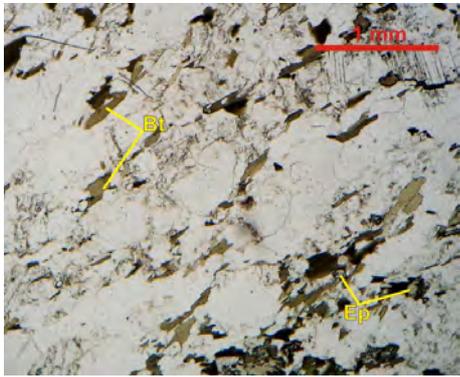
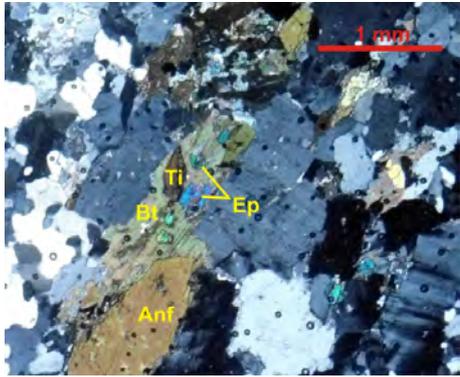
Em lâmina, a rocha é holocristalina, de granulação fina à média e leucocrática. A assembleia félsica é constituída por **quartzo** (20-25%) que é nematoblástico, alotrioblástico, apresentando textura de subgrãos e extinção ondulante. Por vezes, incluso, frequentemente intersticial. O **feldspato alcalino** (25-30%) é a microclina com boa extinção albita-periclina, desenvolvimento de pertita e com alteração para mica incolor. Predomina a granulação fina, entretanto alguns cristais têm um pouco mais que 2 mm. O **plagioclásio** (15-20%) é oligoclásio An29, alotrioblástico e de caráter granoblástico. Tem mirmequita, extinção ondulante e saussuritiza para epidoto, mica incolor e carbonato. Quanto à assembléia máfica, a **biotita** (10-15%) é lamelar, por vezes esqueletal, com pleocroísmo amarelo claro a verde, atribui foliação à rocha. O **epidoto** (0-3%) é primário com núcleo de alanita, pleocroico (verde limão), prismático e esqueletal, em constante contato com a biotita. **Anfibólio** (0-4%), **alanita** (0-1%), **apatita** (0-1%), **titanita** (0-1%), **carbonato** (0-1%), **opacos** (0-1%) e **zircão** (Tr).

PARAGÊNESES MINERAIS: (1) apatita + zircão + alanita + titanita + microclina + quartzo; (2) oligoclásio + microclina + quartzo + biotita + epidoto + carbonato + opacos. O fácies metamórfico associado é o xisto verde.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Biotita gnaisse monzogranítico com anfibólio

Fotomicrografias	
	
Figura 01 – Biotitas (Bt) marcando marcando foliação. Ep=epidoto. Nicóis //. Aumento de 40X.	Figura 02 – Paragênese máfica com anfibólio (Anf), biotita, titanita (Ti) e epidoto (Ep). Nicóis X. Aumento de 40X.

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA-37 C

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Em amostra de mão a rocha é maciça, fina, homogênea, de coloração cinza escuro a preto.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Rocha holocristalina, leucocrática, com matriz fina e equigranular. Esta matriz é composta em quase sua totalidade por minerais félsicos, descritos a seguir: **Quartzo** (30-40%) é xenoblástico com estiramento incipiente, com forte extinção ondulante e algumas fraturas. Além disso, inclusões de opacos e silimanita são notadas. Desenvolve textura intergranular com os feldspatos e sua granulometria é sutilmente maior quando em contato com alguns cristais de silimanita. Em algumas localidades da lâmina é possível visualizar microexsudações deste mineral. A **microclina** (30-35%) apresenta-se também xenoblástica e com textura em mosaico e pertítica. Deformações na rede cristalina na maioria dos cristais refletem-se no aparecimento de extinção ondulante e algumas irregularidades na geminação albita-periclina. Quanto ao **plagioclásio** (0-5%), não é possível determinar o teor de anortita, devido à quantidade modal e granulação muito reduzida. Quanto aos máficos, a **silimanita** (5-10%) aparece como principal mineral indicador de metamorfismo de altas temperaturas (não menores que 500°C), decorrente da provável desestabilização da biotita. A sua forma é hipidiomórfica a hidiomórfica, o hábito é prismático, por vezes variando em **fibrolita**, apresenta microjuntas perpendiculares ao seu alongamento. Muitos opacos (10%) por toda lâmina resultantes desse processo metamórfico. A **biotita** (0-3%) aparece como resquício dessa desestabilização. Sua coloração avermelhada sugere um caráter titanífero.

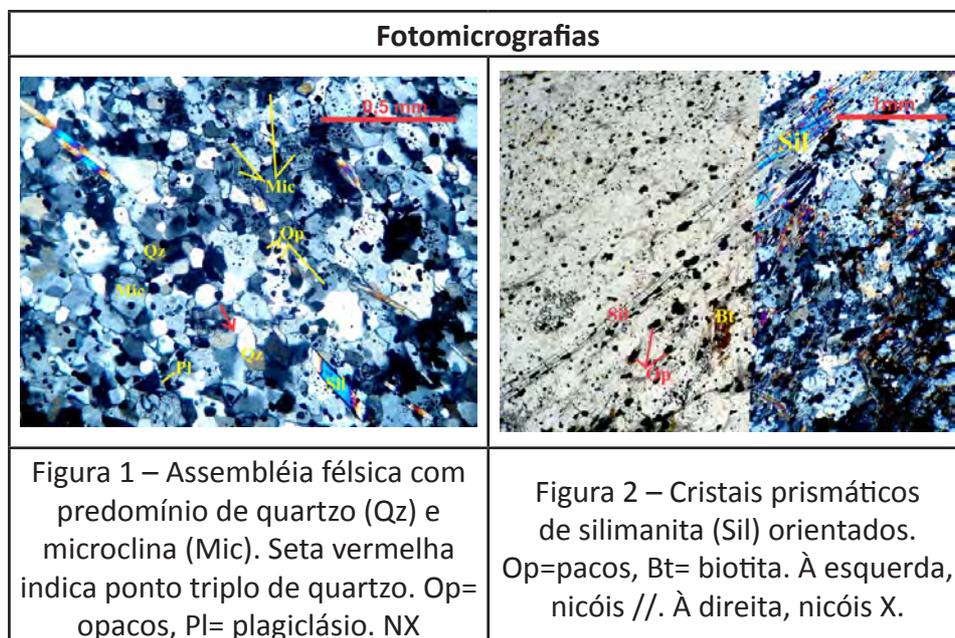
PARAGÊNESES MINERAIS

A desestabilização da biotita para gerar silimanita já é indicadora de fácies anfibolito.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Silimanita gnaiss hornfels com fina folicção.



**PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI
PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA**

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 40

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha de textura porfirítica com fenocristais de K-feldspato, apresentando forte foliação de caráter milonítico, composta principalmente por quartzo estirados e K-feldspatos sigmoidais.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

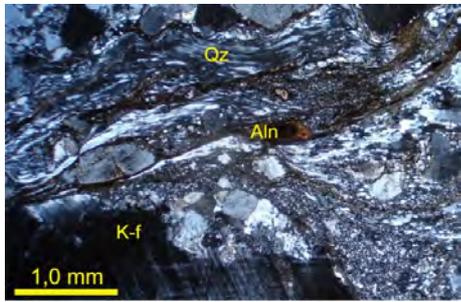
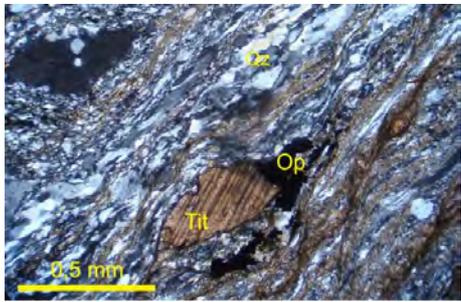
Em lâmina a rocha apresenta textura fanerítica inequigranular com fenocristais de K-feldspato. Sua assembléia félsica é constituída por **K-feldspato** (32%), do tipo microclina e ocorre como cristais hipiomórficos à xenomórficos, alguns rotacionados, boudinados e com caudas de recristalização e/ou sombras de pressão, além de textura poiquilítica com inclusões principalmente de plagioclásio; por **quartzo** (20%) que ocorre como cristais xenomórficos apresentando extinção ondulante e textura ribbon; e por **plagioclásio** (15%) que ocorre como cristais hipidiomórficos, alguns também rotacionados, com textura recristalização, e ainda apresentam-se saussuritizados. Os máficos são representados pela **Biotita** (12%), **Hornblenda** (8%) e **Opacos** (5%), os dois primeiros estão em fita, salvo exceção quando se encontram inclusos nos pórfiros de K-feldspato, já os opacos são idiomórficos, possivelmente magnetita, a xenomórficos. Tem-se ainda minerais acessórios como a **titanita** (3%) que apresenta-se geminada e boudinada, **epidoto** (3%) que são cristais no geral hipidiomórficos, **alanita** (1%) que encontra-se em cristais zonados e com textura metamítica, e **zircão** (1%).

PARAGÊNESES MINERAIS: (1) Zircão + Plagioclásio + Hornblenda₁ + Biotita₁ + K-feldspato + Quartzo + Titanita + Epidoto₁ + Alanita + Opacos₁; (2) Plagioclásio + Hornblenda₂ + Biotita₂ + K-feldspato + Epidoto₂ + Opacos₂.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea

ROCHA: Monzogranito Milonitizado

Fotomicrografias	
	
<p>Figura 01: Cristal de K-feldspato (K-f) e Alanita (Aln), e Quartzo em ribbon. Nicóis cruzados.</p>	<p>Figura 02: Cristal de Titanita (Tit) se alterando para Opacos (Op), e Quartzo em ribbon. Nicóis cruzados.</p>

**PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI
PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA**

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 42 (Lâmina 42A)

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha de granulometria fina a muito fina, coloração clara, homogênea a finamente bandada.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Em lâmina, a rocha é holocristalina, leucocrática, de granulação fina e equigranular. A assembléia félsica é granoblástica composta por **plagioclásio** (30-40%) é fase mineral dominante na lâmina, composicionalmente é oligoclásio cálcico com An_{26-28} , granular, desenvolvendo textura em mosaico, com formação de contatos em ponto triplo, sem grandes deformações, mas pode estar saussuritizado. O **feldspato alcalino** (5-10%) é uma microclina e comumente com sericitização. Encontra-se no geral dispersa na lâmina e a macla albita-periclina aparenta não sofrer perturbações físicas. O **quartzo** (30-35%) é intergranular, assim como as fases comentadas anteriormente. Extingue-se homoganeamente, não apresentando sinais de zonamento morfológico. Tem geração de ponto triplo e seus contatos são curvos. Quanto aos máficos, o principal é a **biotita** (1-5%). Este, por sua vez, não apresenta orientação preferencial, passa por processo de cloritização, muscovitização e associado a isso, minerais **opacos** (1-2%). O **epidoto** (1-2%) e o **clinopiroxênio** (1-2%) são pequenos, granulares e bastante alterados por processos secundários. O segundo tem bordas alterando para uralita. Por fim, recristalização de **carbonato** (0-1%). **Muscovita** (0-1%), **clorita** (0-1%), **apatita** (0-1%), **alanita** (0-1%), **zircão** (Tr) são sempre pequenos cristais.

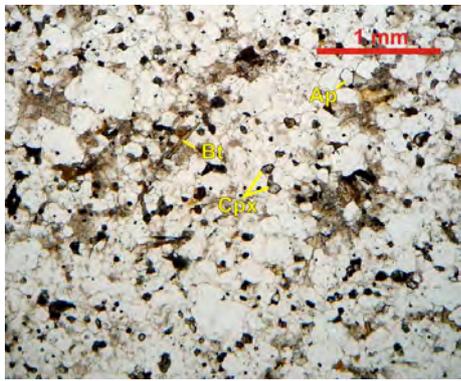
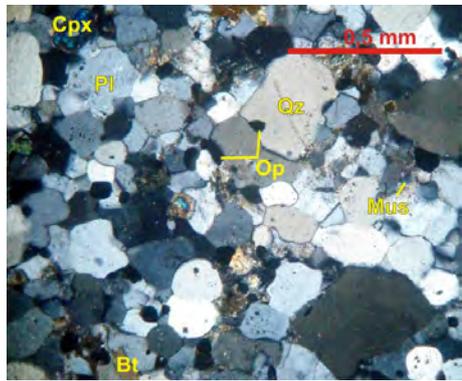
PARAGÊNESES MINERAIS:

A parênese (1) biotita + epidoto + oligoclásio An_{26-28} + quartzo indica fácies xisto verde. (2) carbonato + muscovita + clorita + opacos + quartzo.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Biotita hornfels com epidoto e clinopiroxênio granoblástico.

Fotomicrografias	
	
<p>Figura 01 – Textura granoblástica fina. Bt=biotita, Cpx=clinopiroxênio, Ap=apatita. Nicóis //. Aumento de 40X.</p>	<p>Figura 02 – Cristais de quartzo (Qz) com formação de vários pontos triplos. Pl=plagioclásio, Op=opacos, Mus=muscovita. NX. Aumento de 40X.</p>

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 42 (Lâmina 42B)

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha de textura fina, homogênea/maciça a finamente bandada, com destaque para pequenos porfirblastos de cordierita.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

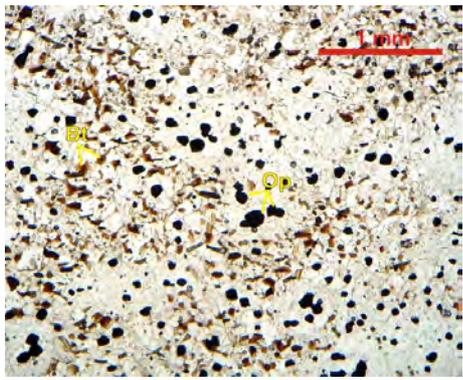
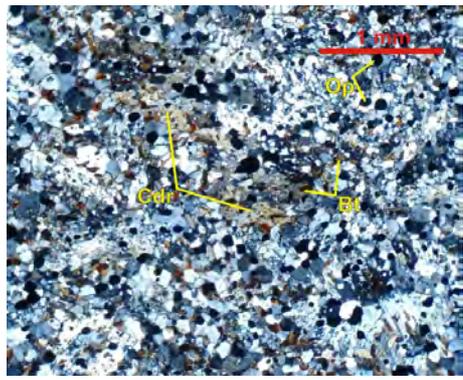
Em lâmina, trata-se de uma rocha é holocristalina, leucocrática e de granulação muito fina. A assembléia félsica é representada por **plagioclásio** (10-20%) oligoclásio, $An_{26-28\%}$ alotrioblástico, granular com sua geminação polissintética característica. O **Feldspato alcalino** (5-10%) é alotrioblástico, granular e sua macla albíta-periclina pode ser confundida com uma inexistente extinção ondulante. O **quartzo** (20-30) também é granular, com contatos côncavo-convexos. Ocorre ao longo da lâmina uma fratura preenchida por material granodiorítico de granulação fina, superior à da encaixante. Quanto à assembléia máfica, a **cordierita** (20-25%) desenvolve-se com a progressão do metamorfismo, formando diversos nódulos sob caráter poiquiloblástico consumindo a biotita e liberando muitos opacos. A **biotita** (5-10%) é tabular/lamelar, de coloração vermelho "tijolo", sem orientação preferencial. **Opacos** (2-4%), **anfibiólio** (0-1%), **carbonatos** (0-1%), **epidoto** (0-1%), **apatita** (0-1%), **zircão** (Tr).

PARAGÊNESES MINERAIS: A existência da cordierita já é indicadora de fácies anfibolito.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Cordierita hornfels.

Fotomicrografias	
	
Figura 01 – Paragénese máfica representada pela biotita (Bt) e opacos (Op). Nicóis //. Aumento de 40X.	Figura 02 – Cordieritas poiquiloblásticas Nicóis X. Aumento de 40X.

**PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI
PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA**

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 42 (Lâmina 42C)

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha de coloraçãocinza, de granulometria fina, com fino bandamento, com pequenos porfiroblastos de granada e vezuvianita.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

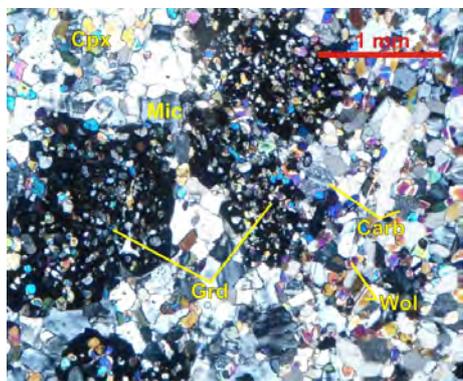
Em lâmina, a rocha é holocristalina, melanocrática e de granulação fina. A assembleia félsica é constituída por **plagioclásio** (10-15%), oligoclásio An26%, poiquiloblástico com inclusões de clinopiroxênio, microclina e apatita, desenvolve textura em mosaico e saussuritiza. A **microclina** (20-15%) é granoblástica, forma simplectito com clinopiroxênio, tem pertita e geração de ponto triplo. Quanto aos máficos, o **clinopiroxênio** (30-35%) é a salita. Este mineral é granoblástico com forma alotriomórfica, intercrescido com feldspatos e epidoto. Inclusões de titanita são comuns. O **carbonato** (5-10%) ocorre em duas gerações. A primeira (carbonato1) é hipidioblástica a hidioblástica com textura em mosaico. A segunda geração (carbonato2) está associada à recristalização tardia/intersticial. O **epidoto** (5-10%) é incolor e é produto da saussuritização. A **granada** (2-5%), grossulária, é poiquiloblástica (inclusões de salita, wolastonita, microclina), porfiroblástica, com diâmetros em torno de 3 e 5 mm. É pós-cinemática. A **wolastonita** (1-4%) está frequentemente associada ao carbonato1. **Titanita** (1-4%) ocorre como inclusão. **Mica incolor** (0-1%), **opacos** (Tr)

PARAGÊNESES MINERAIS: A grossulária + salita + epidoto definem fácies anfibolito.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Carbonato-epidoto-salita gnaissé bandado calciossilicático com granada granonematoporfiroblástico.

Fotomicrografias	
	
<p>Figura 01 – Salita (Cpx) intercrescido com fase(s) félsica(s) e com o epidoto (Ep). Ti=titanita. Nicóis //. Aumento de 40X.</p>	<p>Figura 02 – Granadas (Grd) poiquiloblásticas. Mic=microclina, Cpx=salita, Wol=wolastonita, Carb=carbonato. Nicóis X. Aumento de 40X.</p>

**PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI
PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA**

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 43

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha de coloração cinza clara, de granulometria fina, e com fino bandamento gnáissico.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

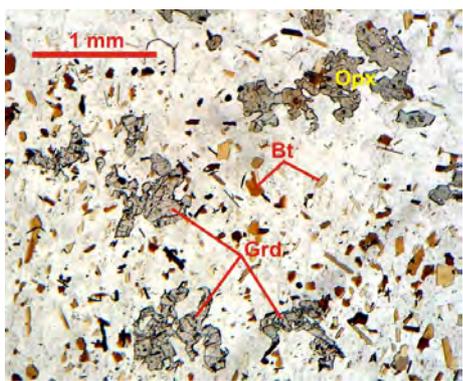
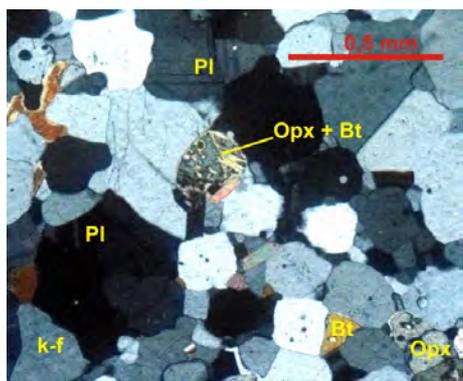
Em lâmina, trata-se de uma rocha holocristalina, leucocrática de granulação fina. A assembléia félsica desenvolve uma textura em mosaico. O **quartzo** (25-30%) forma contatos côncavo-convexos e retos, além de ponto triplo. O **feldspato alcalino** (25-30%) tem extinção ondulante, macla carlsbad e albita-periclina, e textura pertítica. O **plagioclásio** (15-20%) é oligoclásio An_{28-30%}, granoblástico e poiquiloblástico (inclusões de biotita). Quanto à assembléia máfica, A **biotita** (10-15%) é marrom avermelhada, lamelar hipidiomórfica, com halopleocroísmo. É predominantemente aleatória, ao passo que algumas ripas sugerem a existência de trama de forma. A **granada** (1-2%) cresce consumindo a biotita e desenvolve-se por coalescência sem formação de pórfiros. O **ortopiroxênio** (1-2%) é pleocroico (esverdeado a avermelhado claros), poiquiloblástico (feldspatos e biotita) e seu desenvolvimento se dá mediante a desestabilização da biotita. **Opacos** (0-1%).

PARAGÊNESES MINERAIS: A existência de ortopiroxênio + granada + oligoclásio An_{28-30%} remetem ao fácies granulito.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Gnaiss charnoquítico com granada

Fotomicrografias	
	
<p>Figura 01 - Ortopiroxênios e granadas consumindo biotita (Bt). Grd=granada, Opx=ortopiroxênio. Nicóis //. Aumento de 40X.</p>	<p>Figura 02 – textura em mosaico. Pl=plagioclásio, Bt=biotita, K-f=feldspato alcalino, Opx=ortopiroxênio. Nicóis X. Aumento de 100X.</p>

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 48

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha de textura grossa, homogênea, isotrópica, coloração creme a rósea, com fenocristais de K-feldspato de até 3,0 cm de tamanho.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

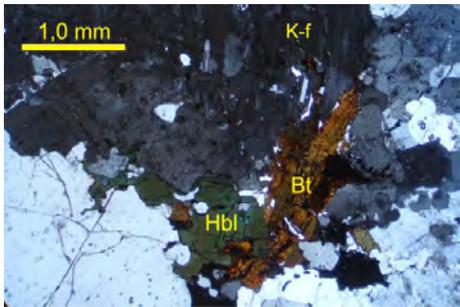
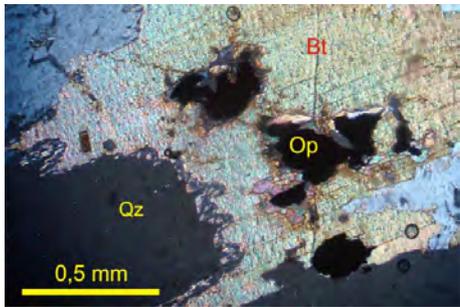
Em lâmina a rocha é holocristalina apresentando textura fanerítica, com fenocristais de K-feldspato. Sua assembléia félsica é formada por **K-feldspato (50%)** do tipo microclina que ocorre como fenocristais subédricos e apresenta textura pertítica e poiquilítica; **Plagioclásio (20%)** do tipo oligoclásio, que ocorre como cristais subédricos e apresentam geminação polissitética, borda albítica e textura mirmequítica; e por **Quartzo (10%)** que ocorre como cristais anédricos apresentando extinção ondulante e cristais menores com contatos em pontos triplos. Os máficos são representados pela **Biotita (6%)** que apresentam texturas poiquilítica e simplectítica, em cristais lamelres de amarelada; **Hornblenda (8%)** que ocorre como cristais subédricos de cor verde e pleocróicos, com relíctos de piroxênios em seus núcleos, e apresentando ainda textura poiquilítica; e **Opacos (2%)**. Como minerais acessórios têm-se **Titanita (2%), Alanita (1%), Zircão (1%) e Apatita (Tr)**.

PARAGÊNESES MINERAIS: Zircão, Apatita, Alanita, Plagioclásio, K-feldspato, Quartzo, Biotita, Titanita, Minerais Opacos.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea

ROCHA: Biotita-hornblenda quartzo sienito

Fotomicrografias	
	
Figura 01: Cristais de K-feldspato (K-f), Hornblenda (Hbl) e Biotita (Bt). Nicóis cruzados.	Figura 02: Cristal de Biotita (Bt) com inclusões de Opacos (Op) e em contato com Quartzo (Qz), onde observa-se textura simplectítica. Nicóis cruzados.

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 49 (Lâmina 49A)

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha de coloração cinza esbranquiçada, homogênea e de granulometria fina.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

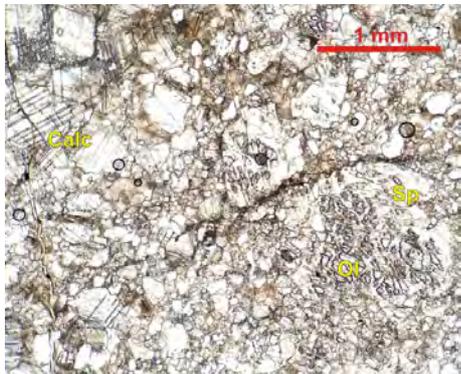
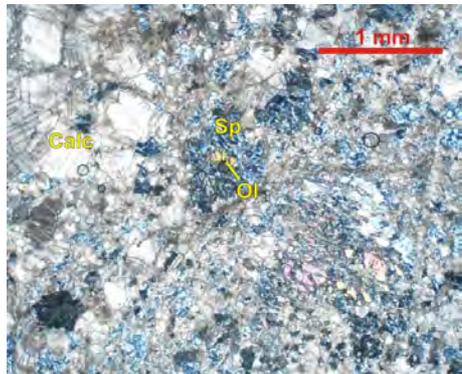
Em lâmina, a rocha é holocristalina, com granulação fina a média, constituída essencialmente por carbonato e serpentina. O **carbonato** (75-80%) é calcita de caráter granoblástico, alotrioblástico, com contatos irregulares e texturas seriada e intersticial. Ocorre em duas fases sendo a primeira associada à elevação do grau de metamorfismo e a segunda, produto de resfriamento. A **serpentina** (5-10%) é pseudomórfica e substitui a olivina mediante hidrotermalismo retrógrado do protólito. O produto retrógrado mais comum é a lizardita, porém não foi possível visualizar propriedades óticas que a distinguisse da antigorita, sendo assim mais conveniente aplicar o termo genérico do grupo. A **olivina** (0-5%) e o **clinopiroxênio** (0-5%) são pré-metamórficos e estão bastante fraturados. A **mica** (0-1%) existente é incolor e, devido às semelhanças óticas existentes entre os minerais deste grupo, torna-se muito difícil a confirmação entre paragonita e muscovita. Ocorre associada à calcita e a serpentina, às vezes no contato das mesmas. **Idingsita** (1-3%), **quartzo** (Tr) e **titanita** (Tr).

PARAGÊNESES MINERAIS: (1) calcita + olivina + clinopiroxênio indicando fácies anfibolito superior. (2) serpentina + idingsita + carbonato (recristalizado).

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Serpentina mármore com olivina e clinopiroxênio.

Fotomicrografias	
	
Figura 01 – Serpentinização de cristais de olivina (Ol) em mármore. Calc=calcita, Sp=serpentina. Nicóis //. Aumento de 40X.	Figura 02 – Serpentinhas (Sp) pseudomórficas substituindo cristais de olivina (Ol). Nicóis X. Aumento 40X.

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 49 (Lâmina 49B)

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha de textura fina, homogênea, e de coloração esbranquiçada.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Em lâmina, a rocha é holocristalina, melanocrática de granulação fina a média.

O **carbonato** (70-80%) apresenta feições miloníticas com sinais de estiramento. O **anfíbólio** (15-20%) é a tremolita. Losangular hidropioblástica é resultante do hidrotermalismo do sistema. Apresenta-se com secções losangulares com formas hipidioblásticas.

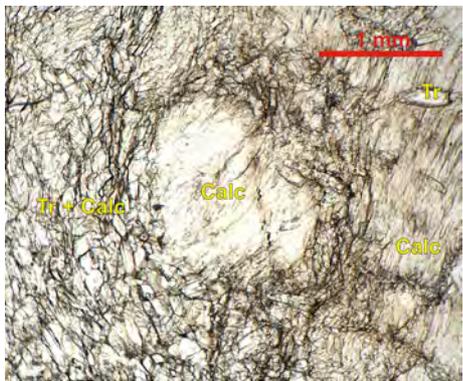
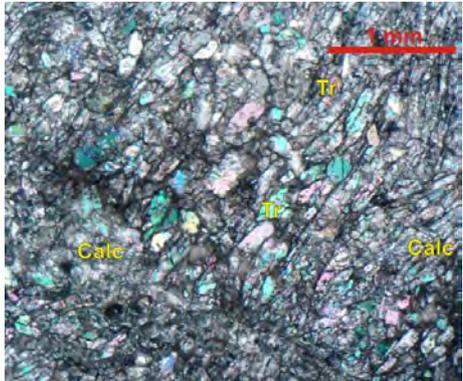
A rocha sofre uma intensa atividade cisalhante, o que a deixa com aparência milonítica, tornando muitas vezes confusa a identificação do carbonato e a conseqüente impressão de estamos diante de algum mineral micáceo, de hábito lamelar ou fibroso.

PARAGÊNESES MINERAIS: No mármore a tremolita torna-se o principal índice metamórfico. O fácies associado é o anfibolito.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Tremolita mármore milonitizado

Fotomicrografias	
	
Figura 01 – O carbonato (Calc) tem hábito fibroso do lado direito da fotografia. Tr=tremolita. Nicóis //. Aumento de 40X.	Figura 02 – Cristais de tremolita (Tr) e calcita milonitizados. Nicóis X. Aumento de 40X.

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA-50

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha de textura fina e fortemente milonitizada, coloração cinza.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Trata-se de uma rocha fortemente foleada, mesocrática, de granulção fina e intensa foliação.

É constituída por cláston de **plagioclásio (10-20%)** e de **feldspatos alcalino (5-10%)**, não muito maiores que a **matriz (50-60%)**. Ambas as fases têm suas geminações características pouco visíveis face à forte extinção ondulante decorrente da deformação dúctil. O **quartzo (20-30%)** está intensamente estirado, extinção irregular, sendo responsável por compor algumas microexsudações, além ser encontrado formando textura intergranular no restante da lâmina. A matriz citada chega a ser criptocristalina nas porções máficas, porém, onde é permitido reconhecer as fases, sabe-se que ela é essencialmente de composição granítica com quartzo, feldspatos e biotita.

A **biotita (~10%)**, juntamente com o quartzo, é a principal marcadora da trama da rocha e, devido à ação intensa da tectônica, seu hábito lamelar deu lugar às sequências estiradas de material máfico criptocristalino. Apenas em alguns pontos é possível ver lamelas diagnósticas, remanescentes do evento metamórfico. **Anfibólio, epidoto, alanita, titanita, apatitas e minerais opacos** quase não são notados na lâmina. Suas quantidades modais são muito baixas.

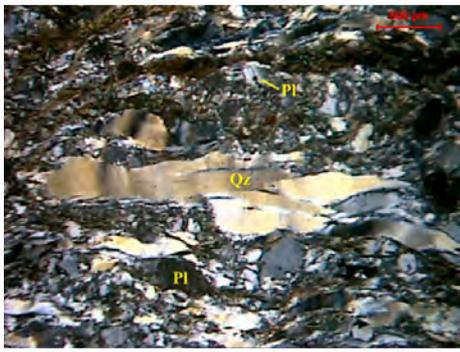
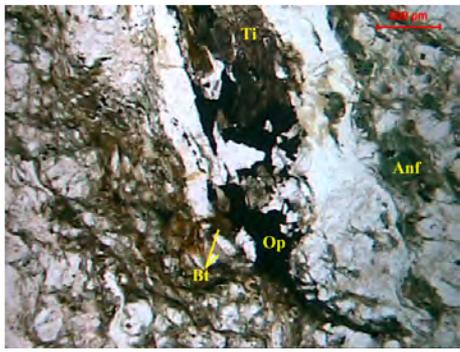
PARAGÊNESES MINERAIS

A biotita + hornblenda segurem fácies xisto-verde superior a anfibolito inferior.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: ortogneisse milonítico

Fotomicrografias	
	
Figura 1 – Assembleia félsica com quartzo (Qz) estirado em destaque. Plagioclásio (Pl). Aumento de 50X. Nicóis cruzados	Figura 2 – Assembleia máfica. Bt= biotita, Op= opacos, Anf= anfibólio, Ti= titanita. Aumento de 50X. Nicóis paralelos.

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA-50 (Lâmina 50A)

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha de textura gnáissica, granulometria fina e milonitizada, de coloração cinza.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Trata-se de uma rocha fortemente foleada, mesocrática, de granulação fina.

As fases félsicas predominantes são o **quartzo (20-30%)** e o **plagioclásio (20-30%)**. O primeiro é xenoblástico, com forte extinção ondulante e intenso estiramento resultante da deformação dúctil dos grãos e observado em bandamentos félsicos com até 1,5 mm de espessura. O feldspato alcalino é **microclina (10-15%)** e, assim como o plagioclásio, está fortemente deformado com suas geminações pouco definidas, dificultando a identificação do tipo de plagioclásio. A disposição dessas duas fases se dá de maneira intergranular, sem inclusões e sem simplectitos característicos.

Sobre os máficos, o anfibólio é classificado como **actinolita (15-25%)**, de coloração verde claro e não pleocróico. Este mineral também segue a foliação e tem forma hipidiomórfica. O **clinopiroxênio (10-20%)** é diopisídio, muito fraturado, xenoblástico. Este mineral desenvolve textura intergranular com o quartzo e os feldspatos. Nota-se a presença de **titanita (~1%), carbonato (<1%)** e **minerais opacos (Tr)**.

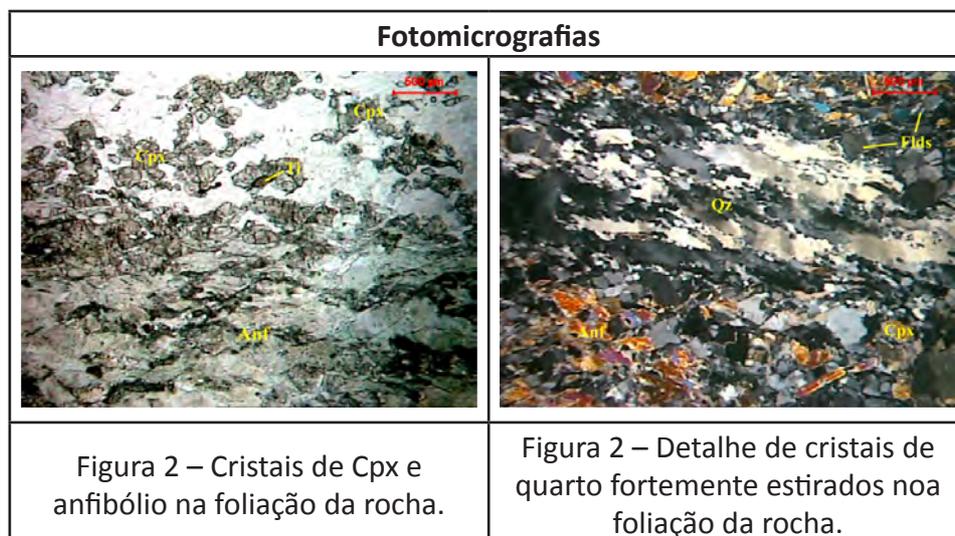
PARAGÊNESES MINERAIS

Existem duas paragêneses principais, uma marcada pela grande concentração de anfibólio e a outra, de diopisídio.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Calciossilicática milonítica



PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 53

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha granítica de textura porfírica (pórfiros de K-feldspato idomórficos e zonados), milonitizada, apresentando ainda textura tuillage e quartzo estirado.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

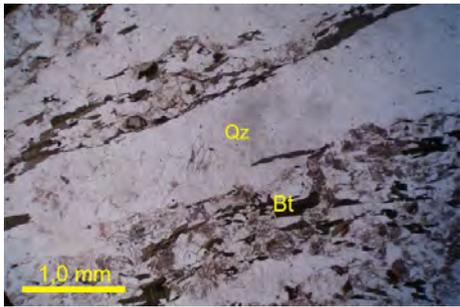
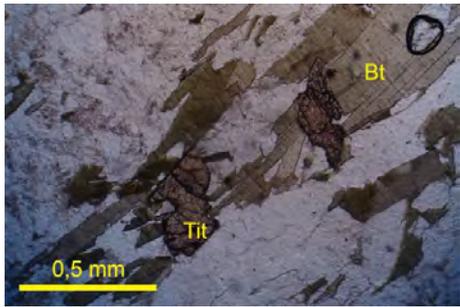
Em lâmina a rocha apresenta textura fanerítica porfírica, onde se destacam pórfiros de K-feldspato $\geq 5,0$ mm, e têm uma orientação preferencial. Sua assembléia félsica é constituída por **Quartzo (40%)** que ocorre como cristais xenomórfico ou em fita/textura ribbon apresentando extinção onduante; por **K-feldspato (30%)**, do tipo microclina que ocorre como cristais subédricos à anédricos apresentando textura pertítica, poiquilítica e mirmequita bulbosa; e por **Plagioclásio (20%)**, do tipo oligoclásio, que ocorre como cristais subédricos apresentando alto grau de saussuritização. Os máficos são caracterizados por **Biotita (7%)** em cristais lamelares que estão orientados, e **minerais Opacos (2%)**, que ocorre como cristais euédrico e anédricos. Como minerais acessórios têm-se a **titanita (1%)** e **Zircão (Tr)**.

PARAGÊNESE MINERAL: Zircão, Plagioclásio, K-feldspato, Biotita, Quartzo, Titanita, Minerais Opacos.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea

ROCHA: Biotita monzogranito

Fotomicrografias	
	
Figura 01: Bandas de félsicos, apresentando Quartzo (Qz) e máficos, apresentando Biotita (Bt). Nicóis paralelos.	Figura 02: Cristais de Biotita (Bt) com inclusões de Titanita (Tit). Nicóis paralelos.

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 54

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha granítica de textura porfírica milonitizada, apresentando ainda textura tuillage e quartzo estirado. Os pórfiros são de K-feldspato e comumente mostram-se zonados.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

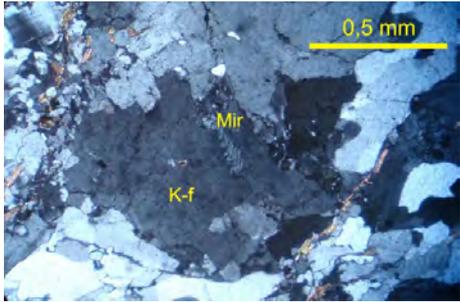
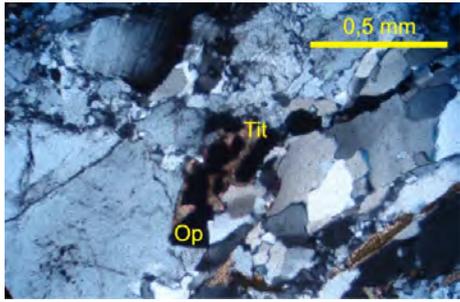
Em lâmina a rocha mostra textura fanerítica inequigranular, tipo porfírica, e observa-se uma orientação preferencial dos minerais associada a milonitização. Sua assembléia félsica é constituída por **Quartzo (40%)** que ocorre como cristais anédricos em fita apresentando extinção onduante; por **K-feldspato (32%)**, do tipo microclina que ocorre como cristais subédricos à anédricos apresentando textura perítica e mirmequita bulbosa nas bordas; e por **Plagioclásio (20%)**, do tipo oligoclásio, que ocorre como cristais subédricos apresentando geminação polissintética e saussuritização. Os máficos são caracterizados por **biotita (5%)**, que está estirada e orientada, em cristais lamelares de coloração amarelada; por **minerais Opacos (2%)**, que ocorre como cristais euédrico e anédricos. Como minerais acessórios têm-se a **titanita (1%)** e **zircão (Tr)**.

PARAGÊNESE MINERAL: Zircão, Plagioclásio, K-feldspato, Biotita, Quartzo, Titanita, Minerais Opacos.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea

ROCHA: Monzogranito

Fotomicrografias	
	
Figura 01: Cristal de K-feldspato (K-f) apresentando inclusões de textura mirmequita. Nicóis cruzados.	Figura 02: Cristal de Titanita (Tit) desestabilizando para opacos (Op). Nicóis cruzados.

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 55

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha holocristalina de textura fanerítica fina, fracamente foliada, de coloração cinza clara, composta principalmente por plagioclásio, K-feldspato, quartzo e biotita.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

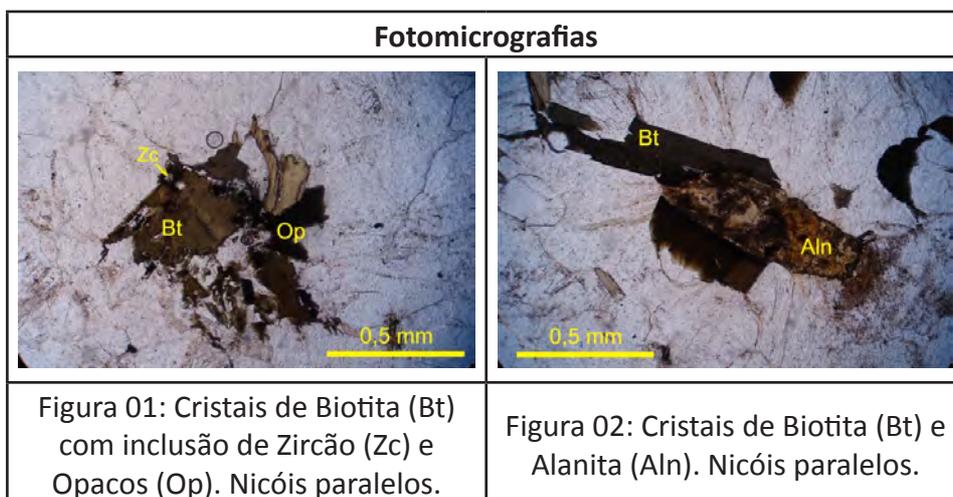
Em lâmina a rocha apresenta textura fina a média e texturas de intercrescimento. A assembléia mineralógica é composta por **Quartzo** (50%) que ocorre em cristais anédricos com extinção ondulante, **K-feldspato** (28%) que ocorre em cristais subédricos onde alguns grãos apresentam geminação com padrão em grade, típico de microclina, e alteração/sericitização, **Plagioclásio** (15%) que ocorre como cristais subédrico, com geminação polissintética e estão alterados/saussuritizados. A **Biotita** (5%) e os **minerais Opacos** (2%) são os máficos principais da rocha onde ambos sempre estão associados, observa-se ainda alteração da biotita para clorita. Como minerais acessórios tem-se a **titanita** e o **zircão**.

PARAGÊNESE MINERAL: Zircão, Plagioclásio, K-feldspato, Quartzo, Biotita, Titanita, Minerais Opacos. Tem-se ainda como minerais secundários a Mica Branca e a Clorita.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea

ROCHA: Monzogranito



PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 59

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha de textura fanerítica de granulometria média, coloração levemente rósea e fracamente foliada, composta principalmente por plagioclásio, K-feldspato, quartzo e biotita.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

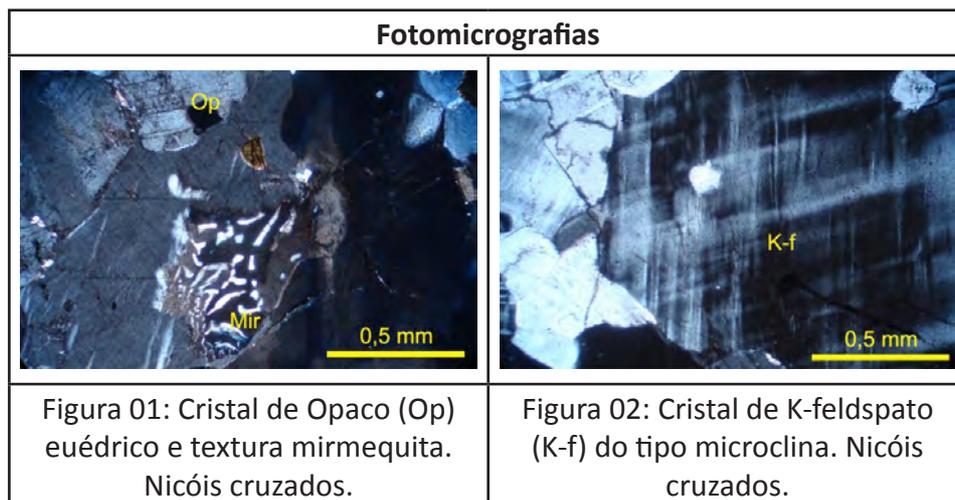
Em lâmina a rocha é holocristalina apresentando textura fanerítica fina e inequigranular, com raros fenocristais de quartzo, onde a assembléia félsica é composta por **quartzo** (45%) que apresenta-se anédrico, com extinção ondulante, fraturado e com inclusões de K-feldspatos e biotita; **K-feldspato** (30%) que ocorre como cristais subédricos, apresentando geminação em grade típico de microclina, alteração e uma fraca textura pertítica; e **Plagioclásio** (20%) do tipo olioclásio que ocorre como cristais subédrico, por vezes apresentando contato em ponto triplo, geminação polissintética e textura mirmequítica. A **Biotita** (4%) e os minerais **opacos** (1%) são os principais constituintes máficos da rocha, onde a biotita é a predominante e encontra-se alterada para a clorita e com inclusões de zircão. Como mineral traço tem-se o **zircão** que encontra-se incluso na biotita.

PARAGÊNESE MINERAL: Zircão, Plagioclásio, K-feldspato, Quartzo, biotita, Clorita e Minerais Opacos.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea

ROCHA: Biotita-Monzongranito



PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA-61

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Em amostra de mão a rocha é um gnaisse de coloração cinza, textura granoblástica de granulometria fina a média, com biotita e anfibólio.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Trata-se de uma rocha holocristalina, leucocrática e de granulação fina à média.

A assembleia félsica é composta por: **plagioclásio** (35,0-45,0%) é oligoclásio (An27%), xenomórfico com extinção ondulante e geminação polissintética e simples bem definidas. Desenvolve textura intergranular e, por vezes, está incluso em cristais de quartzo assim como também ocorre inclusões de quartzo no oligoclásio. O **quartzo** (20,0-30,0%) por sua vez, é xenomórfico com granulação variando de fina à média, com extinção ondulante, algumas fraturas e textura de equilíbrio com formação de ponto triplo. O **feldspato alcalino** é microclina, com típico padrão em grade das maclas albíta-periclina, e representa menos que 5,0% modal.

Referente aos máficos, o **anfíbólio** (10,0-15,0%) é hornblenda, *sensu lato*, hipidiomórfico tabular, frequentemente fraturado e com inclusões de alanita. A **biotita** (~10,0%) é lamelar hipidiomórfica, com extinção ondulante e inclusões de zircão. Associa-se com os demais máficos, destacando o anfíbólio e o epidoto pela frequência em que ocorrem. O **epidoto** (2,0-5,0%) é prismático hipidiomórfico, de coloração amarelo limão claro, levemente pleocróico e primário. A **titanita** (~1,0%) está associada aos minerais opacos e às demais fases máficas essenciais. A **alanita** (~1,0%) muitas vezes está compondo o núcleo do epidoto e, outrora, inclusa nas demais fazes. O **zircão**, a **apatita** e os **minerais opacos** juntos não ultrapassam os 3,0% da lâmina.

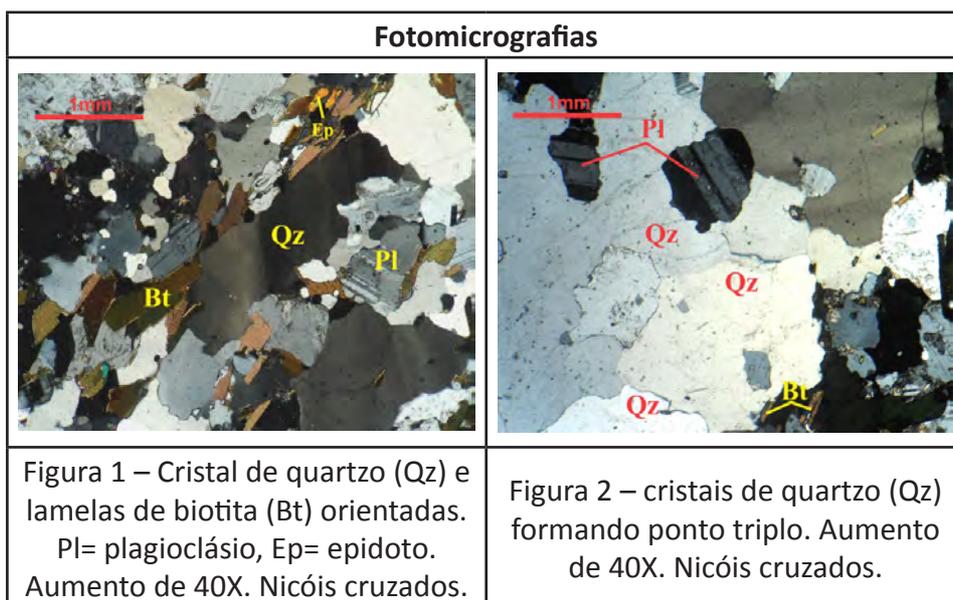
PARAGÊNESES MINERAIS

A paragênese “quartzo + plagioclásio oligoclásico + microclina + hornblenda + biotita”, indica metamorfismo pelo menos em fácies xisto verde.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Biotita-hornblenda gnaisse tonalito com epidoto



**PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI
PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA**

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLO. Nº: FA-63

CARACTERÍSTICAS MACROSCÓPICAS

Em amostra de mão a rocha é um gnaisse de coloração cinza, textura granoblástica e com granulometria fina a média, localmente com alguns augens de feldspato, e com biotita e anfibólio.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Trata-se de uma rocha holocristalina, leucocrática, de granulação fina. A sua assembleia félsica é constituída de **plagioclásio** (30-40%), **quartzo** (25-35%) e **feldspato alcalino** (<5%). O plagioclásio é oligoclásio ($An_{25-29\%}$) xenoblástico, com geminação polissintética bem marcada, por vezes com extinção ondulante e maclas curvadas. É poiquilítico (inclusões de mica, quartzo e minerais opacos) e desenvolve textura mirmequítica. O quartzo também é xenomórfico, por vezes alongado e com extinção ondulante. Apresenta textura de equilíbrio, de subgrãos e crescimento intersticial. O feldspato alcalino ($\approx 5\%$) é microclina com forma xenoblástica e geminação albita-periclina bem desenvolvida e apresenta pertita.

Quanto aos máficos: o **anfibólio** (10-15%) pertence ao grupo da hornblenda, é xenoblástico com muitas fraturas e inclusões de opacos e biotita, além de apresentar-se orientado. A mica é a **biotita** ($\sim 10\%$) e ocorre em ripas que acompanham a mesma orientação do anfibólio. É hipiomórfica, com textura esquelética e inclusão de epidoto. O **epidoto** ($\sim 1\%$) ocorre com hábito prismático hipidiomórfico, comumente associados aos máficos predominantes na rocha. A **titanita** ($\sim 2\%$) ocorre com núcleos de minerais opacos. **Alanita** (<1%) e **apatita** (<1%).

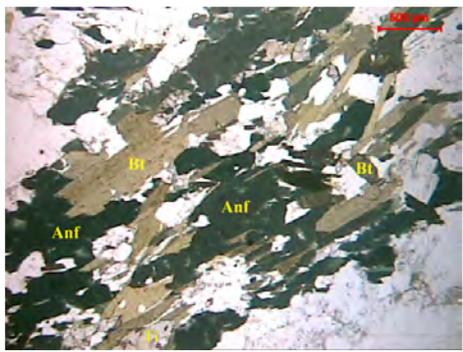
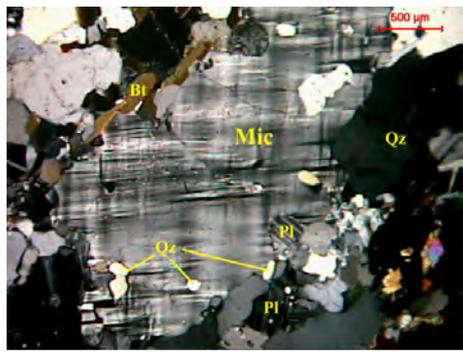
PARAGÊNESES MINERAIS

A paragênese principal é anfibólio + biotita + oligoclásio ($An_{25-29\%}$) + quartzo, a qual define fácies anfibolito inferior.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Biotita-hornblenda gnaisse tonalítico

Fotomicrografias	
	
<p>Figura 1 – Foliação marcada pela biotita (Bt) e anfibólio (Anf). Aumento de 50X. Nicóis paralelos.</p>	<p>Figura 2 – Pórfiro de microclina (Mic) com inclusões de quartzo (Qz). Aumento de 50X. Nicóis cruzados.</p>

**PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI
PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA**

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLO. Nº: FA 67

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

A rocha é um ortogneisse de textura fanerítica/granoblástica média-grossa, a porfírica, com pórfiros de K-feldspato, coloração cinza e um bandamento bem desenvolvido.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Em lâmina a rocha é holocristalina apresentando textura fanerítica e inequigranular com fenocristais de K-feldspatos. Sua assembléia félsica é constituída por **K-feldspato (35%)** do tipo microclina, ocorre como fenocristais subédricos e apresentam textura pertítica, observa-se recristalização de K-feldspatos poligonais em contato triplo compondo a matriz; por **Quartzo (30%)**, que ocorre em bandas orientadas com extinção reta, tem-se ainda recristalização também apresentando contato triplo entre si; e por **Plagioclásio (20%)**, que ocorre como cristais subédricos e apresentam uma fraca ou ausencia de geminação, tem-se ainda textura mirmequita.

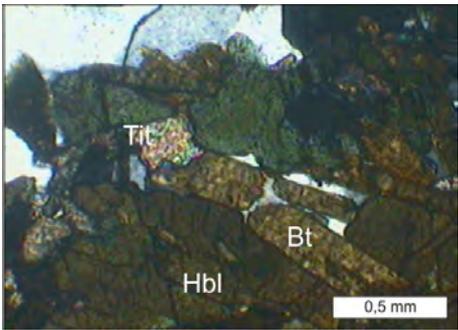
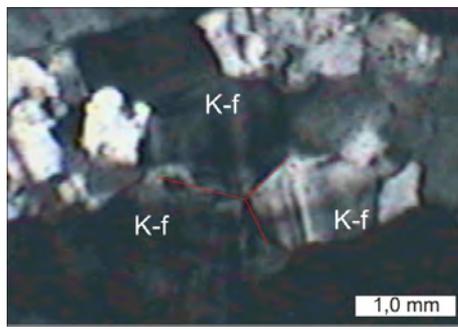
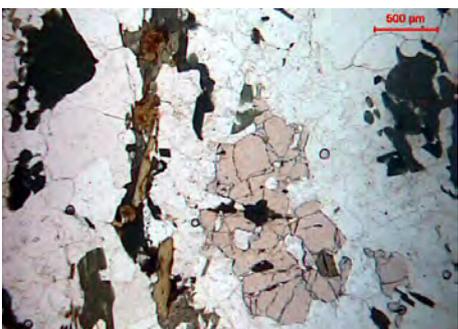
A assembléia máfica estão consentradas em bandas e constituída por **biotita (6%)**, que ocorre como cristais lamelares de cor verde amarronzado sempre em contato com hornblenda e titanita; por **hornblenda (4%)** em cristais hipidiomórficos de coloração verde e pleocróicos, e ainda **granada (3%)**, de cor bege a levemente rosada, que ocorre como cristais/porfiroblastos de até 2,0 mm de tamanho, e mostra textura poiquiloblástica com inclusões de anfibólio e/ou biotita. **Opacos (1%), titanita (1%) são pouco e pequenos cristais** que ocorrem sempre associado a biotita, hornblenda e opacos.

PARAGÊNESE MINERAL: (1) Titanita + Plagioclásio + Hornblenda + Biotita + Granada + K-feldspato + Quartzo + Opacos.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Biotita gnaisse monzogranítico (Ortogneisse)

Fotomicrografias	
	
<p>Figura 01: Cristais de Biotita (Bt), Hornblenda (Hbl) e Titanita (Tit). Nicóis Cruzados.</p>	<p>Figura 02: Cristais de K-feldspato (K-f) policonais recristlizados fomando contato triplo. Nicóis Cruzados.</p>
	
<p>Figura 03: Granada (bege), hornblenda e biotita na foliação.</p>	<p>Figura 04: Cristais de quartzo e K-feldspato orientados na foliação.</p>

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 68

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

A rocha é um ortogneisse com fino bandamento, de textura granoblástica, granulometria fina a média, coloração cinza, com anfibólio e biotita.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

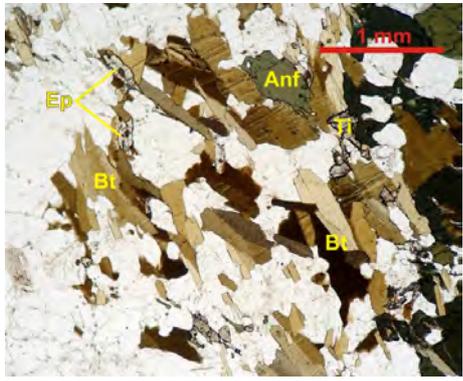
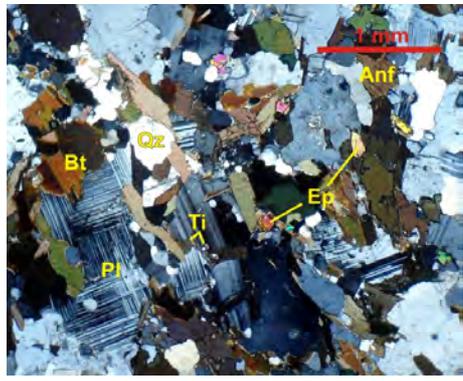
Em lâmina, trata-se de uma rocha holocristalina, mesocrática de granulação fina predominante. A assembléia félsica é formada pelo **plagioclásio** (35-40%) andesina An32. Saussuritiza para mica incolor; a mirmequita é pouca, ocorre antipertita, a macla da albita cruza a da periclina; **quartzo** (15-20%) que é granoblástico, alotriobástico e intersticial; por fim, o **feldspato alcalino** (0-5%) está intercrescido com as demais fases félsicas. A **biotita** (5-10%) é hipidioblástica e de hábito lamelar, surgindo como a principal marcadora da trama da rocha. Responsável assim pelo o caráter lepidoblástico. O **anfíbólio** (10-15%) é a hornblenda. Aparece com muitas fraturas, é alotrioblástico e sincrônico à biotita. O **epidoto** (1-3%) tem duas gerações, sendo uma primária, com hábito prismático. A secundária é alotrioblástica e produto da saussuritização. A **titanita** (1-3%) associa-se frequentemente à biotita. **Zircão** (0-1%), **apatita** (0-1%), **opacos** (0-1%), **alanita** (0-1%).

PARAGÊNESES MINERAIS: andesina An32 + hornblenda + biotia + epidoto + quartzo sugere fácies anfíbolito.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Biotita-anfíbólio gnaisse tonalítico com epidoto.

Fotomicrografias	
	
<p>Figura 01 - Foliação indicada pelas biotitas (Bt). Ep=epidoto, Anf=anfíbólio, Ti=titanita. Nicóis //. Aumento de 40X.</p>	<p>Figura 02 – Paragênese máfica e plagioclásio (Pl) com boa geminação polissintética. Qz=quartzo. Nicóis X. Aumento de 40X.</p>

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 69

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

A rocha é um gnaiss de textura granoblástica e granulometria média, finamente bandado e de coloração cinza.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

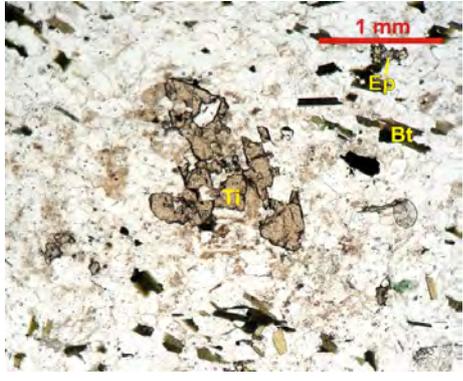
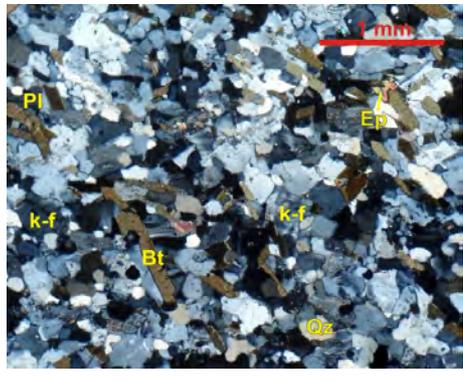
Em lâmina, trata-se de uma rocha holocristalina, leucocrática e de granulação muito fina. A assembléa félsica é composta de **plagioclásio** (20-30%), oligoclásio $An_{26-28\%}$, com geminações carlsbad-polissintética e polissintética, hipidioblástico com várias evidências de saussuritização resultando em epidoto, mica e carbonatos. A **microclina** (20-30%) é hipidioblástica a alotrioblástica, tem boa geminação albita-periclina, tem pertita e altera para argilominerais. O **quartzo** (15-25%) é sempre alotrioblástico e seus contatos são irregulares e retos. Em alguns momentos desenvolve textura em equilíbrio e tem pouca deformação associada. Quanto aos máficos, a **biotita** (5-10%) é lamelar, de pleocroísmo amarelo-verde. Tem orientação que marca a foliação da rocha, altera para mica incolor e clorita. A **titanita** (1-2%) destaca-se por apresentar secções de até 1 mm e engloba cristais bem formados de plagioclásio. **epidoto** (1-2%), **mica incolor** (1-2%), **clorita** (0-1%), **carbonato** (0-1%), apatita (1-2%), alanita (0-1%) e **minerais opacos** (0-1%).

PARAGÊNESES MINERAIS: A associação biotita + epidoto + plagioclásio + quartzo é indicadora de fácies xisto verde.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Biotia gnaiss monzogranítico.

Fotomicrografias	
	
Figura 01 – Titanita Alotrioblástica em biotita gnaiss. Bt=biotita, Ep=epidoto. Nicóis //. Aumento de 40X.	Figura 02 – Orientação de lamelas de biotita (Bt). Ep=epidoto, K-f=feldspato alcalino, Qz=quartzo, Pl=plagioclásio. Nicóis X. Aumento de 40X.

**PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI
PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA**

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 75 (Lâmina 75A)

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha de textura homogênea maciça, granulometria fina e coloração esverdeada.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

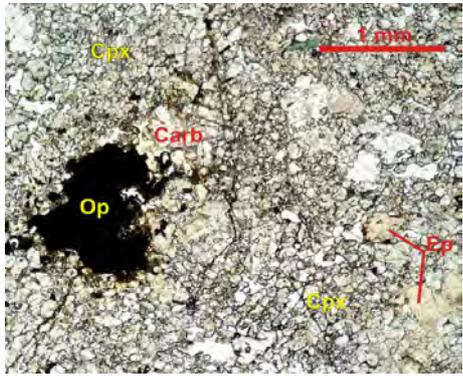
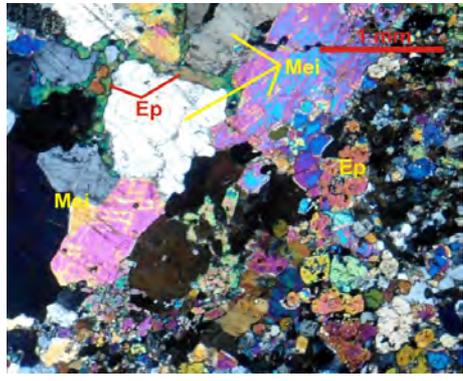
Em lâmina, trata-se de uma rocha holocristalina, melanocrática de granulação fina predominante. A assembleia félsica é formada por: **plagioclásio** (5-10%) poiquiloblástico (quartzo incluído) ocorrendo tanto como pórfiros de 3 a 5 mm, como grãos menores dispersos na matriz equigranular. Tem mirmequita, saussuritiza para epidoto e o seu teor de anortita não pôde ser aferido devido ausência de secções apropriadas. O **quartzo** (1-5%) é alotrioblástico, também estando distribuído de forma aleatória pela lâmina. O **feldspato alcalino** (1-5%) é microclina com macla albíta-periclina turva mediante pequena granulometria e possíveis deformações da rede cristalina. Quanto à assembleia máfica, a fase predominante é o **clinopiroxênio** (60-70%), salita, de hábito granular/tabular com forma alotrioblástica e suas bordas alteram para anfibólio. A **meionita** (3-5%) tem granulação fina à média, também formando mosaico, por vezes com cristais de **epidoto** (3-5%) secundário intersticiais. O **carbonato** (1-3%) é intersticial e produto da carbonatização do sistema. A **titanita** (1-3%) está frequentemente incluída na salita. **Minerais opacos** (Tr) e **alanita** (Tr).

PARAGÊNESES MINERAIS: (1) alanita + titanita + microclina + quartzo. (2) plagioclásio + microclina + salita. (3) meionita + epidoto + carbonato + opacos + quartzo. O fácies metamórfico associado é o xisto verde superior.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Meionita-salita calciossilicática

Fotomicrografias	
	
<p>Figura 01 – Paragênese com salita (Cpx) predominante. Ep=epidoto, Carb=carbonato, Op=opacos. Nicóis //. Aumento de 40X.</p>	<p>Figura 02 – cristais de meionita (Mei) com textura fina à média e epidoto (Ep) intersticial. Nicóis X. Aumento de 40X.</p>

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 76

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha de coloração clara, esbranquiçada a acinzentada, homogênea e de granulação fina a média. Localmente no afloramento tem porções finamente bandadas.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Em lâmina, a rocha é holocristalina, de granulação fina a média, cuja composição é essencialmente de **calcita** (95-99%). Esta fase tem cristais da ordem de 1,5 mm desenvolvendo textura em mosaico. É poiquiloblástica e atribui à rocha caráter granoblástico. As demais fases ocorrem com inclusões nesta anterior. A mica (0-1%) é pleocróica de hábito ripforme. O mineral opaco (0-1%) é hipidioblástico com secções quadráticas. Hidróxidos (Tr), feldspatos (Tr) e quartzo (Tr).

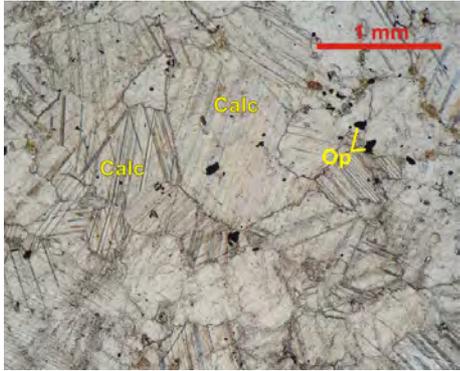
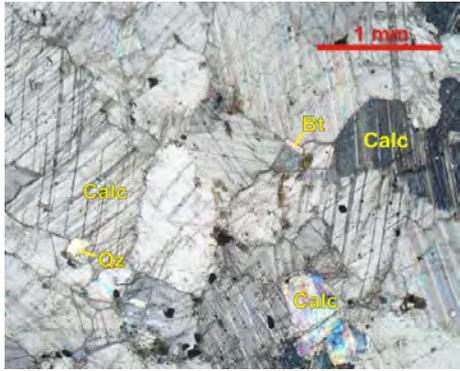
PARAGÊNESES MINERAIS:

Trata-se de uma rocha essencialmente monominerálica (calcita), cujo fácies metamórfico associado é o xisto verde.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: mármore granoblástico

Fotomicrografias	
	
Figura 01 – Calcitas (Calc) granoblásticas em mármore. Op=opacos. Nicóis //. Aumento de 40X.	Figura 02 – Fragmentos infimos de quartzo (Qz) e biotita (Bt). Nicóis X. Aumento de 40X.

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 81 (Lâmina 81A)

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha de textura porfírica, apresentando foliação milonítica, composta principalmente por bandas de quartzo estirados e bandas de biotita e hornbenda.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

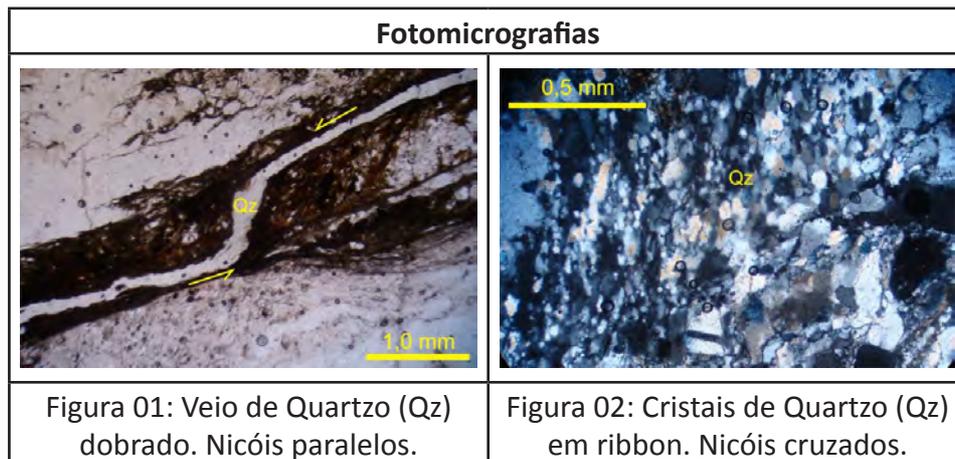
Em lâmina a rocha é hipocrystalina apresentando textura subfanerítica e inequigranular, e uma orientação preferencial. Sua assembléia félsica é constituída por **Quartzo (30%)** que ocorre como cristais xenoblástico, em veio ou em fita apresentando extinção onduante; por **K-feldspato (20%)**, do tipo microclina e ocorre como cristais hipidiolástico à xenoblástico apresentando textura pertita; e por **Plagioclásio (15%)**, do tipo oligoclásio, que ocorre como cristais hiidioblástico apresentando saussuritização e sericitização. Os máficos ocorrem em bandas orientadas e são caracterizados por **biotita (20%)** e **hornblenda (10%)**, que está estirada e orientada, e **minerais opacos (4%)**, que ocorrem como cristais hipioblástico e xenoblástico. Como minerais acessórios têm-se a **titanita (1%)** e o **zircão (Tr)**.

PARAGÊNESE MINERAL: Zircão, Hornblenda, Plagioclásio, K-feldspato, Biotita, Quartzo, Titanita, Minerais Opacos.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea

ROCHA: Hornblenda-biotita monzogranito milonitizado



PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 82

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha de textura equigranular, apresentando bandamento de fluxo, foliação milonítica e cominuído, composta principalmente por quartzo estirados e plagioclásio.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

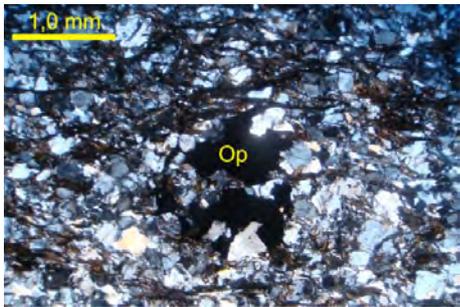
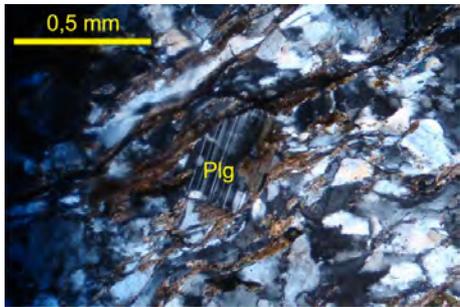
Em lâmina a rocha é hipocristalina apresentando textura subfanerítica e equigranular, e uma orientação preferencial. Sua assembléia félsica é constituída por **Quartzo (30%)** que ocorre como cristais anédricos ou em fita apresentando extinção onduante; por **Plagioclásio (20%)**, do tipo oligoclásio, que ocorre como cristais subédricos apresentando inclusões de quartzo e biotita, e saussiritização; e por cristais de **K-feldspato (15%)**, do tipo microclina que ocorre como cristais subédricos e apresentam inclusões de biotita.

Os máficos apresentam um bandamento de fluxo e são representados pela **Biotita (25%)**, que ocorre como cristais lamelares orientados ou inclusos, e estão sofrendo clorotização; e por **Opacos (10%)** que ocorre como cristais subédricos, possivelmente como produto de alteração da titanita, ou como cristais anédricos que apresentam inclusões de quartzo, plagioclásio e biotita. Como minerais acessórios tem-se a **Titanita (Tr)**, que ocorre nas bordas de opacos ou incluso no mesmo.

PARAGÊNESE MINERAL: Plagioclásio, K-feldspato, Biotita, Quartzo, Titanita, Minerais Opacos.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea
ROCHA: Granodiorito

Fotomicrografias	
	
Figura 01: Cristais anédricos de Opacos (Op). Nicóis cruzados.	Figura 02: Cristal de Plagioclásio (Plg) apresentando geminação polissitética e fratura. Nicóis cruzados.

**PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI
PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA**

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 83

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

A rocha é um ortogneisse com fino bandamento, textura granoblástica de granulometria média, e de coloração cinza.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

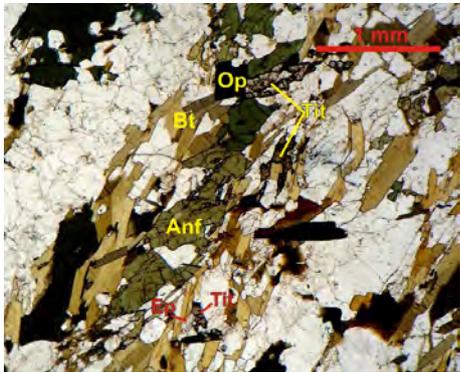
Em lâmina, a rocha é holocristalina, leucocrática, inequigranular com predomínio de granulação média. Sobre a assembleia félsica é possível afirmar que: o **plagioclásio** (35-40) é oligoclásio (An28) com forma alotrioblástica e extinção irregular. É poiquiloblástico com inclusões de quartzo. O plagioclásio desenvolve mirmequita e as maclas da albíta interceptam as da periclina. O **quartzo** (30-35%) forma contato triplo com ele próprio, Chega a ser nematoblástico e às vezes assume caráter intersticial. São notadas inclusões de plagioclásio e sua extinção é irregular. O **K-feldspato** (0-5%) não aparece em quantidades modais significantes. Quanto aos máficos, a **biotita** (5-10%) aparece como a principal marcadora da trama da rocha e ocorrem duas gerações deste mineral. encontram-se inclusas no anfibólio. Este, por sua vez, é definido como **hornblenda** (5-10%), sensu stricto, devido sua moderada variação do ângulo de extinção com valor máximo medido de 36°. Fraturas e inclusões de biotita, plagioclásio, quartzo e **alanita** (Tr) são comuns. **Apatita, zircão, titanita e epidoto** são traços.

PARAGÊNESES MINERAIS: O fácies metamórfico associado é o anfibolito em virtude da presença de hornblenda + biotita + oligoclásio (An28).

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Biotita-hornblenda gnaiss tonalítico

Fotomicrografias	
	
<p>Figura 01 – Foliação marcada pela biotita (Bt) + Anfibólio (Anf). Op=opacos, Tit=titanita, Ep=epidoto. Nicóis //. Aumento de 40X.</p>	<p>Figura 02 – Grãos de plagioclásio (Pl) com boa geminação polissintética. Op=opacos, Anf=anfibólio, Bt=biotita, Qz=quartzo, K-f=feldspato alcalino. Nicóis X. Aumento de 40X.</p>

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 87

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha granítica de textura porfírica, coloração cinza, e com fenocristais de plagioclásio e K-feldspato.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Em lâmina a rocha é holocristalina apresentando textura fanerítica grossa, com fenocristais de plagioclásio. Sua assembléia félsica é composta por **plagioclásio (35%)** do tipo oligoclásio, ocorre como cristais euédricos à subédricos e apresentam geminação polissitética e calspar, textura mimerquita e poiquilítica, saussuritização e sericitização; por **quartzo (20%)** que ocorre como cristais anédricos apresentando extinção ondulante e pontos triplos; e **K-feldspato (15%)** que ocorre como cristais subédricos e apresenta textura pertita e mirmequita bulbosa.

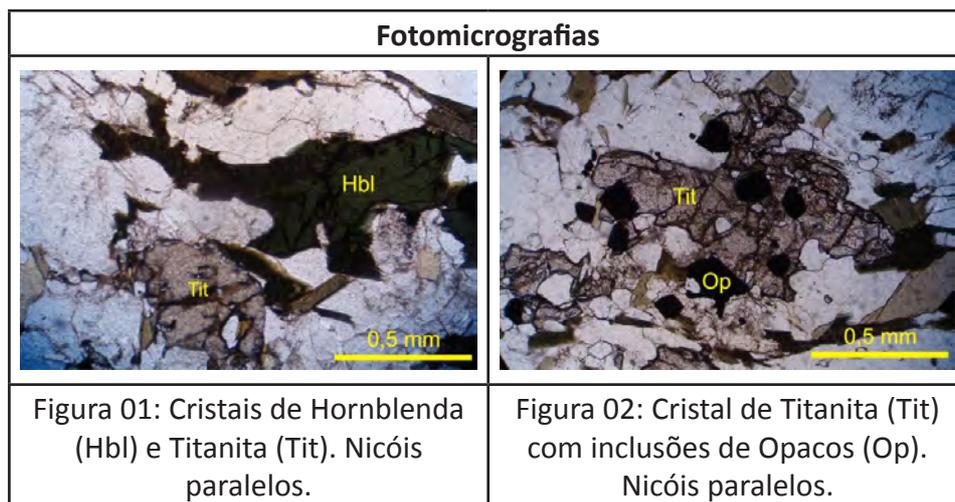
A assembléia máfica é formada por **biotita (15%)**, em cristais lamelares de cor amarelada, que apresentam textura poiquilítica e muscovitização; por **hornblenda (7%)** em cristais prismáticos de cor verde, e por minerais **opacos (5%)** que ocorrem com cristais euédricos, assocoados a biotita, e anédricos, associados a titanita. Como minerais acessórios tem-se **Titanita (2%)**, **Epidoto (1%)** e **Apatita (Tr)**.

PARAGÊNESES MINERAIS: Apatita, Epidoto, Hornblenda, Plagioclásio, K-feldspato, Quartzo, Biotita, Titanita, Minerais Opacos.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea

ROCHA: Hornblenda-biotita granodiorito



PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 91

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha fanerítica, mas fortemente alterada, hidrotermalizada, e de coloração cinza esbranquiçada.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

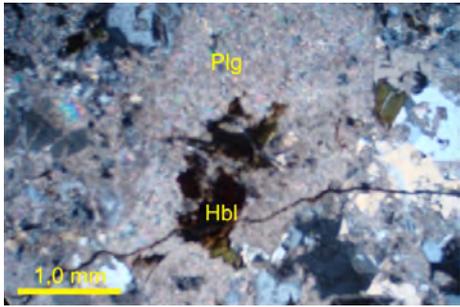
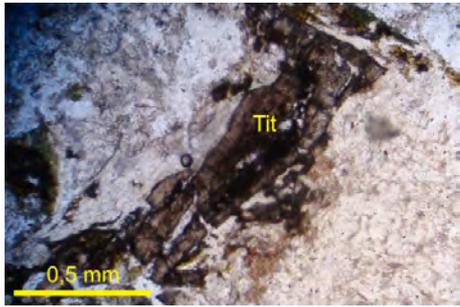
Em lâmina a rocha é holocristalina e equigranular, está muito alterada por processos de hidrotermalismo. Sua assembléia félsica é composta por **Plagioclásio (40%)**, que ocorre na forma de cristais euédricos à subédricos extremamente saussuritizado, permanecendo somente sua forma original; por **Quartzo (32%)**, que ocorre como cristais anédricos apresentando extinção ondulante e contatos em ponto triplo; e por **K-feldspato (20%)**, que ocorre como cristais subédricos sofrendo caulinização, e com ausência de geminação. Já a fase máfica principal é caracterizada pela **biotita (5%)**, que está sofrendo muscovitização e cloritização. Como acessório tem-se a **titanita (2%)**, **apaita (1%)** e **zircão (Tr)**.

PARAGÊNESES MINERAIS: Zircão, Apatita, Plagioclásio, K-feldspato, Quartzo, Biotita, Titanita.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea

ROCHA: Granodiorito

Fotomicrografias	
	
Figura 01: Cristal de Plagioclásio (Plg) totalmente alterado com inclusão de Hornblenda (Hbl). Nicóis paralelos.	Figura 02: Cristal de Titanita (Tit). Nicóis paralelos.

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 92

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha granítica de textura fanerítica porfírica, de coloração cinza, composta principalmente por plagioclásio, K-feldspato (compondo pórfiros), quartzo, biotita e anfibólio.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

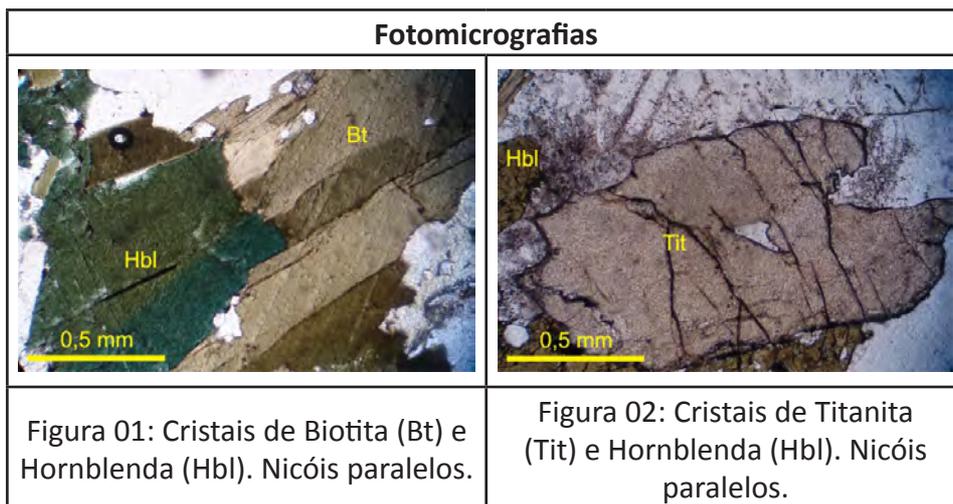
Em lâmina, a rocha é holocristalina de textura fanerítica e inequigranular. Apresentando uma assembléia félsica composta por **K-feldspato (34%)** que ocorre em fenocristais euédricos à subédricos, com geminação em grade típica de microclina, e com textura pertítica; **plágioclásio (30%)** que também ocorre em fenocristais euédricos a subédricos, apresenta geminação polissintética, saussuritização e textura mimerquítica; e por **quartzo (15%)** que ocorre em cristais anédrico e com extinção ondulante. Como assembléia máfica tem-se a **biotita (10%)**, que ocorre em cristais lamelares de cor verde-amarronzado e se alterando para clorita, **hornblenda (5%)** em cristais de cor verde e prismáticos alongados, e os **minerais Opacos (3%)**. Como minerais acessórios tem-se **titanita (2%)**, que apresentam uma fraca geminação lamelar, **epidoto (1%)**, **zircão (Tr)** e **apatita (Tr)**.

PARAGÊNESE MINERAL: Zircão, Apatita, Epidoto, Plagioclásio, Anfibólio, Biotita, K-feldspato, Quartzo e Opacos. Tem-se ainda como minerais secundários a Mica Branca e a Clorita.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea

ROCHA: Monzogranito



**PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI
PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA**

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLO. Nº: FA 93 (Lâmina 93A)

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha de textura granoblástica de granulometria fina, coloração cinza escura, com fino bandamento e localmente com feições migmatíticas.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Trata-se de uma rocha holocristalina, leucocrática, e granulação fina a média, não superando 3mm na maioria dos casos. O **plagioclásio (30-40%)** é oligoclásio ($An_{25\%}$), com forma xenoblástica, com iclusões de mica branca e textura mirmequítica. O **quartzo (25-35%)** xenoblástico de caráter intersticial intergranular, com textura de subgrãos e granulação variando de fina (predominante) à grosseira. Tem extinção ondulante e formação de ponto triplo. Este quartzo apresenta fraturas devido ao estiramento dos cristais e, por consequência da orientação geométrica dos mesmos, confere à rocha textura nematoblástica. O feldspato alcalino é **microclina (5-10%)** xenomórfica e intergranular. A **muscovita (<1%)** é lamelar hipidiomórfica com planos de clivagem levemente curvados.

Quanto aos minerais máficos, a **biotita (10-20%)** ocorre em ripas hipidiomórficas orientadas (geração primária) e com textura esqueletal (geração mais nova). Há cloritização e inclusões de zircão gernado halos pleocróicos. O **epidoto (2-5%)** é amarelo limão pálido, prismático hipidiomórfico a xenomórfico. Desenvolve hábito esqueletal semelhante à biotita. Sugere-se a existência de duas gerações deste mineral, sendo a primária representada por aqueles cristais mais hipidiomórficos, frequentemente apresentando núcleo de alanita. A geração secundária seria indicada pelos cristais esqueletais. A **alanita (<1%)** aparece como núcleo de alguns cristais de epidotos primários. **Opacos, apatita, zircão e titanitas** não somam 4% da lâmina.

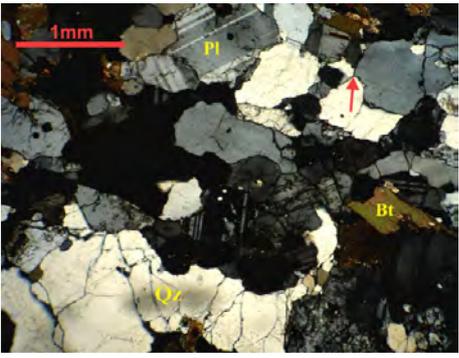
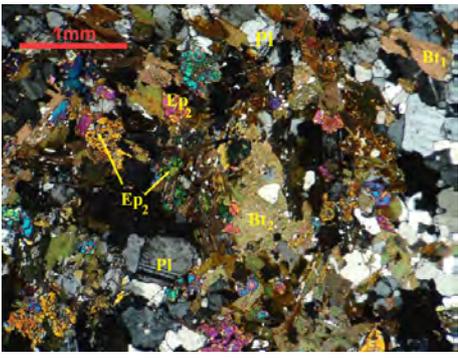
PARAGÊNESES MINERAIS

(1) Biotita₁ + Epidoto₁ + oligoclásio (An_{25}) + microclina + quartzo. (2) Biotita₂ + Epidoto₂ + oligoclásio (An_{25}) + microclina + quartzo. Ambas indicam fácies xisto verde superior (zona da biotita).

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: rocha metamórfica

ROCHA: Biotita gnaisse granodiorítico

Fotomicrografias	
	
<p>Figura 1 - Quartzo (Qz) estirado em gnaisse granodiorítico. A seta indica existência de ponto triplo de cristais de quartzo. Nota-se textura de subgrãos deste mesmo mineral. Pl= plagioclásio, Bt= biotita. Aumento de 40X. Nicóis cruzados.</p>	<p>Figura 2 – As biotitas (Bt1) orientadas e esqueletais (Bt2). Ep2= epidoto secundário, Pl= plagioclásio. Aumento de 40X. Nicóis cruzados.</p>

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 93 (Lâmina 93B)

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha granítica de granulação fina a média e coloração cinza clara, bem leucocrática com finas ripas de biotita.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Em lâmina, a rocha é holocristalina de textura fanerítica e inequigranular. Apresentando uma assembléia félsica composta por **Quartzo (40%)**, que ocorre como cristais anédrico apresentando inclusões de zircão, contatos suturados e concavo-convexo, além de extinção ondulante; **K-feldspato (30%)**, que ocorre como cristais euédricos à subédricos e são do tipo microclina, apresentando geminação, textura granofírica, inclusão de plagioclásio e alteração por sericitização; e por **Plagioclásio (25%)**, que ocorre como cristais euédricos a subédricos, apresenta geminação polissintética, textura mirmequita e sericitização.

A assembléia máfica, é composta por **Biotita (4%)** e **Opacos (1%)**, onde o primeiro ocorre como cristais lamelares euédricos sofrendo clorotização e inclusão parcila de titanita. Já os minerais opacos ocorrem como cristais anédricos, possivelmente ilmenita, inclusos ou em contato com a titanita ou como cristais euédricos, possivelmente magnetita.

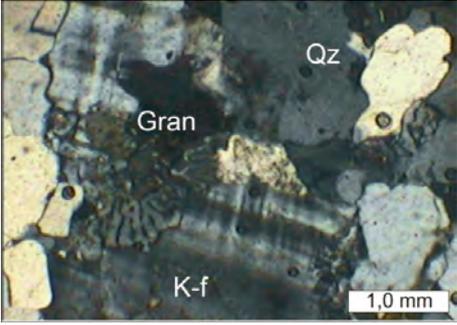
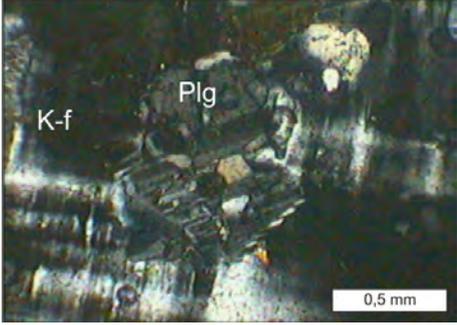
Tem-se ainda **Titanita (<1%)**, que ocorre associado a opacos, e **Zircão (Tr)**, que ocorre incluso em quartzo.

PARAGÊNESE MINERAL: Zircão, Opacos₁, Titanita, Plagioclásio, Biotita, K-feldspato, Quartzo. Tem-se ainda como minerais secundários a Mica Branca e Opacos₂.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea

ROCHA: Monzogranito

Fotomicrografias	
	
Figura 01: Crista de K-feldspato(K-f) apresentando textura granofírica (Gran) e em contato com cristal de Quartzo (Qz). Nicóis Cruzados.	Figura 02: Cristal de K-feldspato (K-f) com inclusão de Plagioclásio (Plg). Nicóis Cruzados.

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 93 (Lâmina 93C)

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha de textura granoblástica de granulometria fina, coloração cinza escura, com fino bandamento.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Trata-se de uma rocha holocristalina, leucocrática, com granulação fina e equigranular.

Quanto aos componentes félsicos: **quartzo (30-40%)** é xenoblástico, por vezes alongado, atribuindo textura nematoblástica à rocha. Além disso, tem extinção ondulante e textura de equilíbrio com formação de ponto triplo, textura intergranular e apresenta algumas fraturas. **Plagioclásio (25-30%)** é oligoclásio (An26%), também xenoblástico e apresenta zonação e algumas inclusões de minerais máficos e textura intergranular. O feldspato alcalino é a **microclina (5-10%)** xenoblástico de caráter intersticial. A geminação da albita-periclina não é tão perfeita, com aspecto turvo face à extinção ondulante de alguns cristais. A **muscovita (~1%)** tem hábito lamelar esqueletal, é hipidioblástica, frequentemente inclusa no plagioclásio e desenvolvendo contatos irregulares com a biotita.

Quanto aos máficos, a **biotita (10-15%)** ocorre em ripas hipidioblásticas orientadas e com pleocroísmo marrom esverdeado escuro ao longo do z ótico. É a principal marcadora da trama da rocha. É pouco cloritizada e desenvolve textura esqueletal. **Epidoto (~3%)** é hipidioblástico granular prismático e também com textura esqueletal. **Titanita (~1%)** e **minerais opacos (~1%)** associam-se mutuamente. A **apatita (Tr)**, o **zircão (Tr)** e a **alanita (Tr)** correm como inclusão.

PARAGÊNESES MINERAIS

Biotita + epidoto + oligoclásio (An26) + muscovita + quartzo indica fácies xisto verde superior.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Biotita gnaiss com epidoto

Fotomicrografias

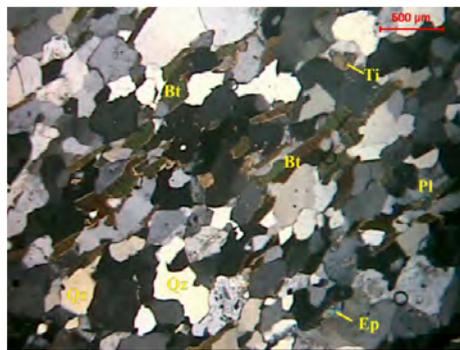


Figura 2 – Foliação marcada por quartzo (Qz) e plagioclásio (Pl), e pelos minerais máficos epidoto (Ep) e titanita (Ti). Aumento de 50X. Nicóis cruzados.

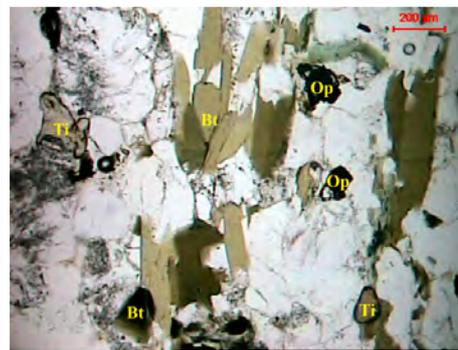


Figura 3 – Detalhe da foliação com biotita (Bt), titanita (Ti) e opacos (Op). Aumento de 100X. Nicóis paralelos.

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 94

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha gnáissica (com feição migmatíticas local) de coloração cinza claro, textura granoblástica de granulometria média a grossa, localmente com porfiroblastos de K-feldspato com até 3,0 cm de tamanho.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

É uma rocha holocristalina, leucocrática, de granulação média equigranular.

A sua porção félsica é formada por: **quartzo** (30-35%) com extinção ondulante, xenoblástico, formação de ponto triplo e de caráter intersticial. **Feldspato alcalino** (30-35%) é a microclina, xenoblástico com perfeita geminação albita-periclina, com textura pertítica e intergranular. Também forma ponto triplo. O **plagioclásio** (15-20%) é oligoclásio (An23), xenoblástico a hipidioblástico, com textura mirmequítica bulbosa e frequentes inclusões de muscovita e biotita. Estas fases atribuem uma textura granoblástica à rocha.

Os máficos são: **biotita** (5-10%) com pleocroísmo verde musgo em z ótico, de hábito lamelar e forma hipidiomórfica com orientação incipiente. Devido à pequena quantidade modal deste mineral a foliação não é bem marcante/definida. Há pouca cloritização, inclusões com halos pleocroísmo e alguns cristais desenvolvem textura esqueletal. O **epidoto** (~1%) é prismático tabular hipidiomórfico de coloração amarelo limão muito pálida e está comumente associado às demais fases máficas. A **titanita** (~1%) está, por vezes, associada aos **minerais opacos** (~1%). A **alanita**, **zircão** e **apatita** aparecem como traços.

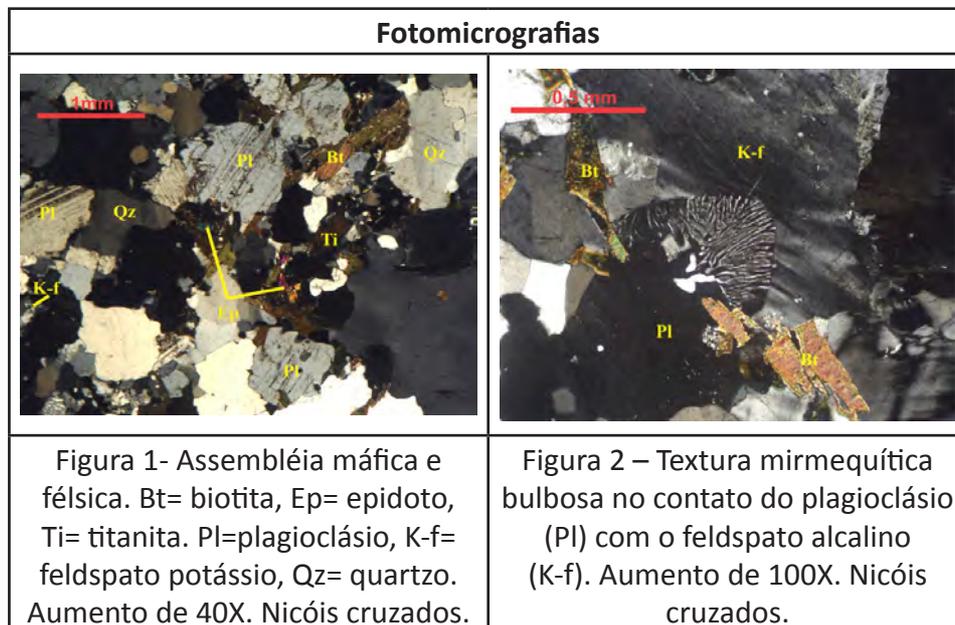
PARAGÊNESES MINERAIS

A paragénese desta rocha (quartzo, plagioclásio com An23, K-feldspato, biotita, titanita, epidoto, opacos, apatita, zircão e allanita) está associada ao fácies xisto verde na zona da biotita.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Biotita gnaiss monzogranítico



**PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI
PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA**

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 99

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

A rocha é um ortogneisse de coloração cinza, granoblástico de granulometria fina a média, com finos cristais de biotita.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

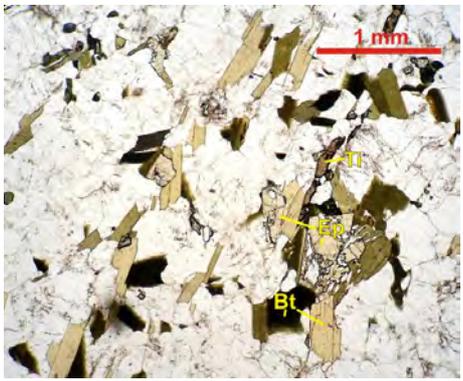
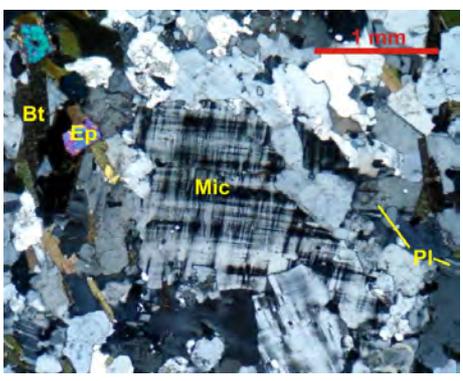
Em lâmina, a rocha é leucocrática, com predomínio de uma granulação fina. Referente à assembléia félsica pode-se afirmar que: o **plagioclásio** (30-35%) é oligoclásio, An28. Alotrioblástico, neste mineral a geminação da albita é, por vezes, cortada pela periclina. Texturalmente, são notadas inclusões de quartzo, biotita, bem como contatos tripos e mirmequita que, na maioria das vezes, desenvolve-se no contato com o feldspato alcalino. O **quartzo** (20-25%) é alotriomórfico, com ponto triplo, textura de subgrãos e de caráter intersticial. O **feldspato alcalino** (10-15%) é microclina, também é alotrioblástico, com granulação de média a fina e sofre alteração para mica. Pertita é comum. Quanto aos máficos, a **biotita** (10-15%) é a principal marcadora da foliação, assume hábito lamelar hipidioblástico e seu pleocroísmo é verde musgo em z óptico. São notadas inclusões de alanita, zircão e titanita, muitas vezes com halopleocroísmo. O **epidoto** (2-5%) é prismático, esqueletal hipidioblástico, com bordas com desenvolvimento de biotita. O **anfíbólio** (2-5%) é hornblenda (extinção máxima de 28-32°) alotrioblástica, muito fraturado e com inclusões de biotita, **titanita** (1-2%) e **alanita** (Tr).

PARAGÊNESES MINERAIS: A biotita + hornblenda + epidoto + plagioclásio (An) sugerem um protólito ígneo e são indicadores de fácies anfíbolito inferior.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Biotita gnaisse granodiorítico com hornblenda

Fotomicrografias	
	
<p>Figura 01 – Foliação das lamelas de biotitas (Bt). Ep=epidoto. Nicóis //. Aumento de 40X.</p>	<p>Figura 02 – Cristal de microclina com perfeita geminação albita-periclina. Nicóis X. Aumento 40X</p>

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 101

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha granítica de textura fanerítica fina, coloração levemente rósea e uma incipiente foliação.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

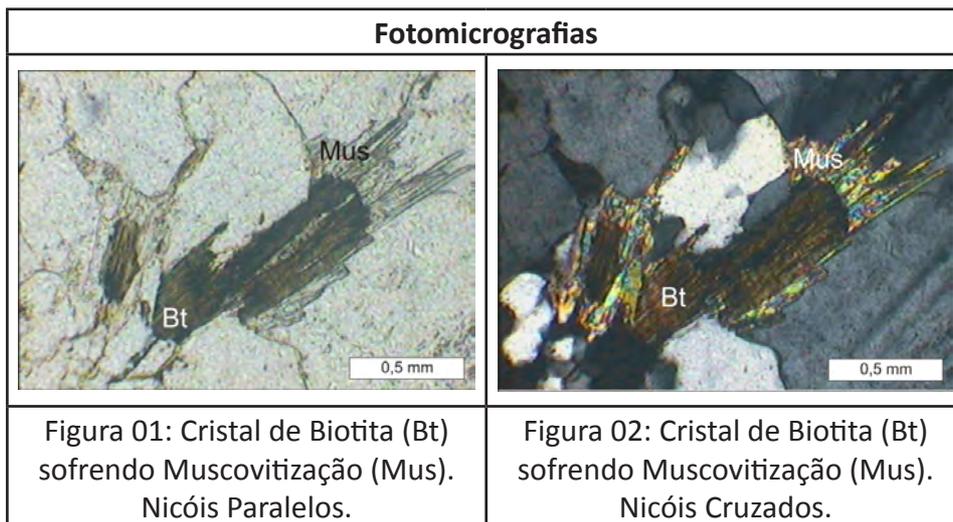
Em lâmina a rocha é holocristalina apresentando textura fanerítica fina e inequigranular, com raros fenocristais de K-feldspatos da ordem de 2,0-3,0 mm de tamanho. Sua assembléia félsica é constituída por **K-feldspato (40%)** do tipo microclina, ocorre como cristais subédricos e apresentam inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita, ausência ou fraca geminação são observados além de textura mirmequita bulbosa; por **Quartzo (30%)**, que ocorre como cristais anédricos dispostos com extinção reta; e por **Plagioclásio (25%)**, que ocorre como cristais subédricos e apresentam uma fraca ou ausencia de geminação, tem-se ainda textura mirmequítica e estão muito alterados sofrendo saussuritização.

A assembléia máfica é constituída por **Biotita (4%)**, que ocorre como cristais lamelares de cor verde amarronzado, está muito alterado sofrendo muscovitização e observa-se inclusões de opacos; e **Opacos (1%)**, que ocorrem sempre associado a biotita. Tem-se ainda como mineral traço a **Apatita (Tr)**.

PARAGÊNESE MINERAL: (1) Apatita + Plagioclásio + Biotita + K-feldspato + Quartzo. Como produto de alteração tem-se Muscovita + Opacos.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea
ROCHA: Sienogranito



**PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI
PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA**

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 105

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

A rocha é um ortogneisse de textura granoblástica e granulometria fina, de coloração cinza.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

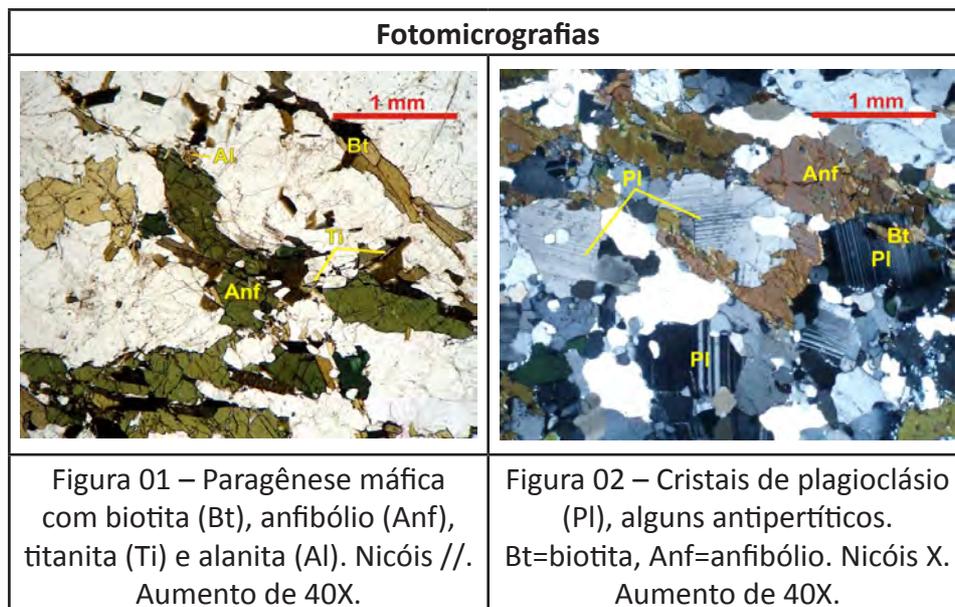
Em lâmina, a rocha é holocristalina, leucocrática, inequigranular com granulação fina à média. Sobre a assembleia félsica é possível afirmar que: o **plagioclásio** (35-40) é oligoclásio (An_{26-28}) com forma alotrioblástica e extinção irregular. É poiquiloblástico com predominio inclusões de biotita. Quartzo e carbonato correspondem às outras fases inclusas. O plagioclásio desenvolve textura inequigranular seriada, com tamanhos dos cristais variando entre 0,3 e 6 mm, em média; anti-peritita e mirmequita ocorrem com frequência. O **quartzo** (30-35%) forma contato triplo com ele próprio, sem orientação preferencial e é de caráter intersticial. São notadas inclusões de plagioclásio e sua extinção é irregular. O **k-feldspato** (0-5%) não aparece em quantidades modais significantes. Quanto aos máficos, a **biotita** (5-10%) aparece como a principal marcadora da trama da rocha. Algumas lamelas hipidioblásticas deste mineral encontram-se inclusas no anfibólio. Este, por sua vez, é definido como **hornblenda** (5-10%), sensu stricto. Fraturas e inclusões de biotita, plagioclásio, quartzo e **alanita** (Tr) são comuns neste mineiral. **Apatita, zircão, titanita e epidoto** são traços.

PARAGÊNESES MINERAIS: O fácies metamórfico associado é o anfibolito inferior em virtude da presença de hornblenda + biotita + oligoclásio (An_{26-28}).

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Biotita-hornblenda gnaiss tonalítico



PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 108 (Lâmina 108A)

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha granítica apresentando textura fina, isotrópica a fracamente foliada, coloração cinza, com pequenas palhetas de biotita.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Em lâmina, a rocha é holocristalina de textura fanerítica fina inequigranular. Apresentando uma assembléia félsica composta por **quartzo (40%)** que ocorre como cristais anédricos apresentando contatos suturados e uma fraca extinção ondulante; **Plagioclásio (30%)** que ocorre como cristais euédricos a subédricos, apresenta geminação polissintética ou, por vezes, carlsbad+polissintética conjugadas ou, por vezes, ausência de ambas. Estão muito alterados, sofrendo sericitização e saussuritização, tem-se ainda inclusão de epidoto e biotita; e por **K-feldspato (25%)** que ocorre como cristais euédricos à subédricos e são do tipo microclina com maclas albita+periclina em padrão xadrez, com alguns cristais mostrando inclusões de plagioclásio, além de textura mimerquítica nas bordas. Podem mostrar alteração secundária por sericitização.

A assembléia máfica é essencialmente composta por **biotita (5%)** que ocorre como cristais lamelares euédricos de cor verde amarronzados, apresentam inclusão de titanita e estão sofrendo alteração por cloritização.

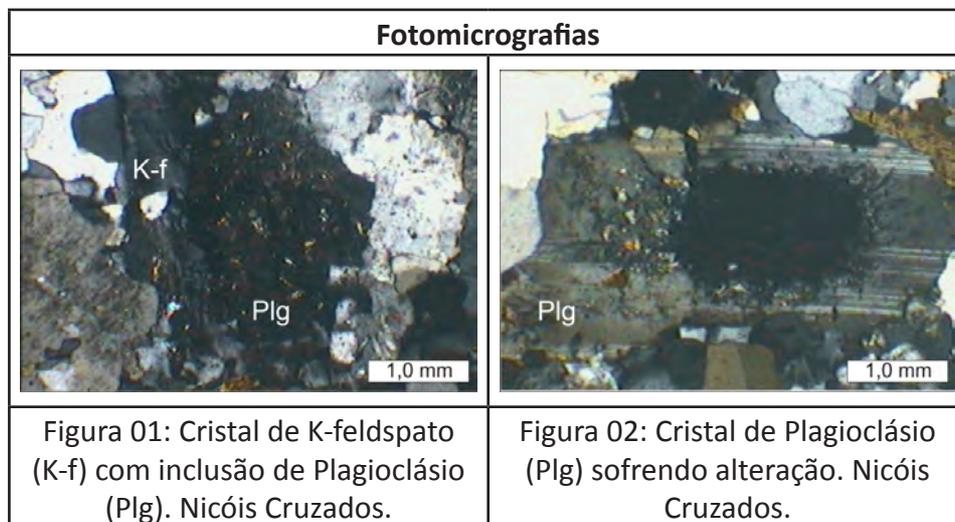
Como minerais acessórios tem-se a **titanita (<1%)** que ocorre como cristais subédricos sempre associado a biotita ou algum opaco, este raramente ocorre na seção delgada. Observa-se ainda **epidoto (Tr)**, inclusos em plagioclásio, e **opacos (Tr)**.

PARAGÊNESE MINERAL: Titanita, Plagioclásio, Epidoto₁, Biotita, K-feldspato e Quartzo. Têm-se ainda como minerais secundários a Mica Branca, Epidoto₂ e Opacos.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea

ROCHA: Monzogranito



**PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI
PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA**

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLO. Nº: FA 165

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha gnáissica de granulação fina, finamente bandada, com fino cristais de biotita, e de coloração cinza.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

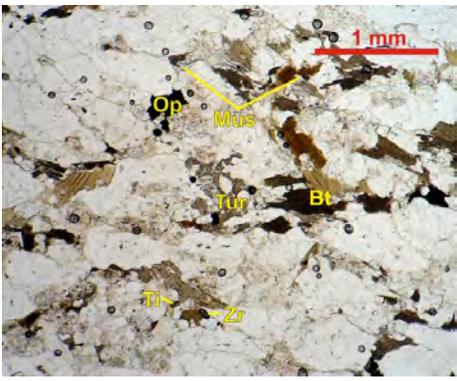
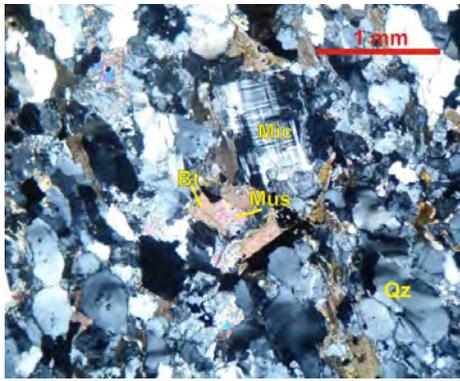
Em lâmina, a rocha é holocristalina, de granulação fina à média e leucocrática. A assembleia félsica é constituída por **quartzo** (30-35%) alotrioblástico com forte extinção ondulante e fraturas pouco apreciáveis. São visualizadas texturas de subgrãos, ponto triplo e seu estiramento com orientação preferencial atribuí à rocha uma textura nematoblástica. O feldspato alcalino é a **microclina** (30-40%) com forma alotrioblástica e seu desenvolvimento implicou no englobamento de ínfimos grãos de quartzo. A pertita é discreta e os grãos têm orientação. O plagioclásio (5-10%) é **oligoclásio** (An27-29%) com forma hipidioblástica à alotrioblástica sem orientação preferencial nítida na maioria dos cristais. É comum a sua para mica incolor e a mirmequita é vermicular. Quanto aos minerais máficos, a **biotita** (5-10%) é hipidioblástica, lepidoblástica, de coloração marrom avermelhada. Vale ressaltar a sua associação com minerais secundários: **muscovita** (1-2%) e **opacos** (1-2%). A **turmalina** (0-1%) é alotrioblástica pós-tectônica. **Apatita, alanita, zircão e titanita** são traços.

PARAGÊNESES MINERAIS: (1) apatita + zircão + alanita + titanita + microclina + quartzo; (2) oligoclásio + microclina + quartzo + biotita + muscovita + opacos + turmalina. O fácies metamórfico associado é o xisto verde.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Biotita gnaissie sienogranítico

Fotomicrografias	
	
<p>Figura 01 – Biotita (Bt) com extremidades alteradas para muscovita (Mus). A turmalina (Tur) esqueletal. Op=opacos, Ti=titanita, Zr=zircão. Nicóis //. Aumento de 40X.</p>	<p>Figura 02 – Cristal de microclina (Mic) com boa geminação. No detalhe, quartzo (Qz) com ponto triplo. Nicóis X. Aumento de 40X.</p>

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 166

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha granítica de textura fanerítica grossa a porfírica, com fenocristais de K-feldspato de coloração rósea, com incipiente orientação dos minerais.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

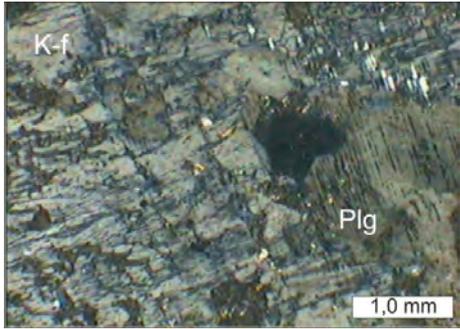
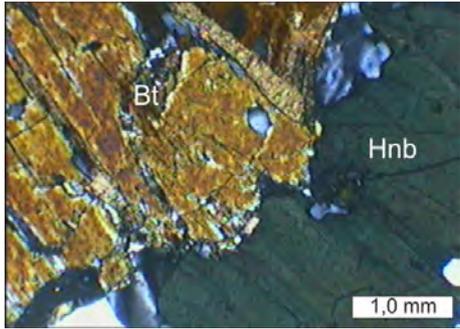
Em lâmina, a rocha é holocristalina e porfírica. Apresentando uma assembléia félsica composta por **K-feldspato (38%)** que ocorre como fenocristais euédricos à subédricos e são do tipo microclina, observa-se geminação albita-periclina em padrão xadrez, textura pertítica e inclusões de biotita, plagioclásio e quartzo. Estão sofrendo alteração por sericitização; por **plágioclásio (25%)** que ocorre como cristais euédricos a subédricos, apresenta uma fraca geminação polissintética ou ausência da mesma e textura mirmequítica. Estão muito alterados, sofrendo sericitização e saussuritização, tem-se ainda inclusões de quartzo e biotita; e por **quartzo (25%)** que ocorre como cristais anédrico apresentando contato reto ou, por vezes, suturados. Observa-se ainda uma fraca extinção ondulante e fraturas.

A assembléia máfica é composta por **biotita (5%)**, que ocorre como grandes cristais lamelares euédricos de cor verde amarronzados, e apresentam inclusão de titanita e opacos; e **hornblenda (5%)** em grandes cristais de cor verde apresentando inclusões de biotita. Têm-se ainda inclusões de titanita e opacos. Como minerais acessórios tem-se a **titanita (1%)** que ocorre como cristais subédricos sempre associado a biotita, hornblenda e opacos; e **opacos (1%)** que ocorrem como cristais anédricos associados a titanita, sempre inclusos na biotita e hornblenda.

PARAGÊNESE MINERAL: Titanita, Plagioclásio, Hornblenda, Biotita, K-feldspato e Quartzo. Têm-se ainda como minerais secundários a Mica Branca, Epidoto e Opacos.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea
ROCHA: Monzogranito

Fotomicrografias	
	
Figura 01: Cristal de K-feldspato (K-f) apresentando textura pertítica e inclusão de Plagioclásio (Plg). Nicóis Cruzados.	Figura 02: Cristais de Biotita (Bt) e Hornblenda (Hnb). Nicóis Cruzados

PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 167

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Rocha granítica de textura grossa com pórfiros rosados de K-feldspatos compondo augen face efeito de milonitização.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Em lâmina, a rocha é holocristalina e inequigranular. Apresentando uma assembléia félsica composta por **K-feldspato (35%)** que ocorre como fenocristais euédricos à subédricos e são do tipo microclina, observa-se geminação, textura pertítica e inclusões de plagioclásio e quartzo; por **Plagioclásio (30%)** que ocorre como cristais euédricos a subédricos, com geminação polissintética e textura mirmequítica, e com saussuritização, podendo mostrar inclusões de quartzo e biotita; e por **Quartzo (25%)** que ocorre como cristais anédrico apresentando contatos suturados a retos, com extinção ondulante, e textura de cominuição.

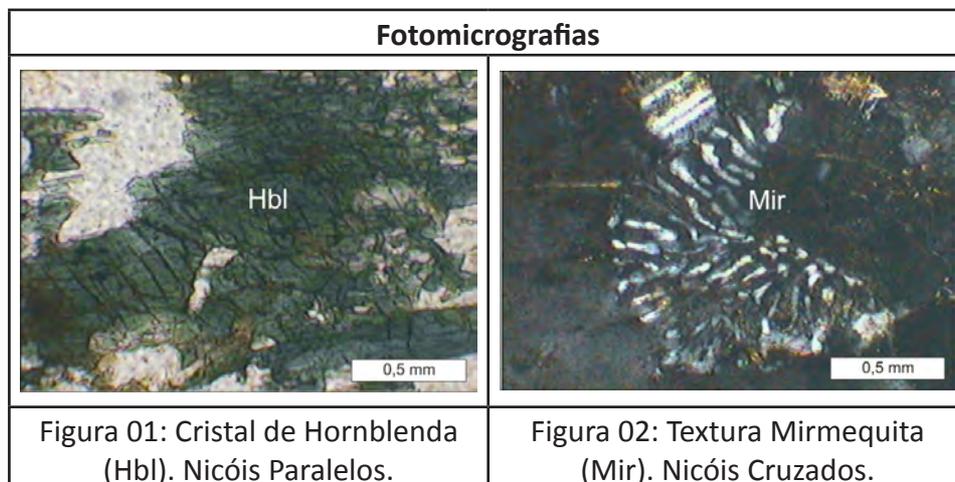
A assembléia máfica encontra-se seguindo uma orientação preferencial e é composta por **biotita (7%)**, que ocorre como cristais lamelares euédricos de cor verde amarronzados e apresentam inclusão de titanita e opacos, alguns cristais com incipiente cloritização; e **hornblenda (3%)**, que ocorre como grandes cristais de cor verde apresentando inclusões de biotita, ou em contato com a mesma. Podem apresentar ainda inclusões de titanita e opacos. Como minerais acessórios tem-se a **titanita (<1%)** em cristais losangulares subédricos, e **opacos (<1%)** que ocorrem como cristais anédricos associados a titanita, sempre inclusos na biotita e hornblenda.

PARAGÊNESE MINERAL: Titanita, Plagioclásio, Hornblenda, Biotita, K-feldspato e Quartzo. Tem-se ainda como minerais secundários a Mica Branca, Epidoto e Opacos.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha Ígnea

ROCHA: Biotita monzogranito



PROGRAMA DE MAPEAMENTO DA FOLHA SB24XCVI PLANILHA DE ANÁLISE PETROGRÁFICA

PROJETO: Folha Apodi
PREF.:

SUREG: Recife
AFLOR. Nº: FA 169

CARACTERÍSTICAS MESOSCÓPICAS

Em amostra de mão a rocha é um gnaisse com fino bandamento, de coloração cinza claro, com textura granoblástica de granulometria fina-média, e com biotita e anfibólio.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Trata-se de uma rocha holocristalina, leucocrática, textura granoblástica, equigranular, de granulometria fina. A assembléia félsica representa pelo menos 80% da lâmina e descrita a seguir:

Quartzo (20-25%) é xenoblástico, não orientado, com forte extinção ondulante e de caráter intersticial. Ainda apresenta algumas fraturas, intercrescimento com o plagioclásio e ponto triplo, além de extirpamento mineral decorrente da tectônica. O **plagioclásio (25-30%)**, oligoclásio ($An_{25\%}$), é, também, xenoblástico com sua geminação polissintética, nem sempre intensa e bem desenvolvida face à extinção ondulante de alguns cristais. Alguns são zonados. A textura mirmequítica é bastante frequente. O **feldspato alcalino (25-30%)** é a microclina xenoblástica, com geminação albita-periclina com padrão xadrez, por vezes turva decorrente de extinção irregular. Ocorrem cristais com pertita.

Quanto aos máficos, a fase predominante é a **biotita (~10%)**. Esta ocorre em ripas hipidioblástica de coloração marrom avermelhado em z ótico, com algumas fraturas e levemente orientadas. O **anfibiólio (5-10%)** é do grupo da hornblenda, xenoblástico à hipidioblástico, com desenvolvimento de fraturas e está frequentemente em contato com a biotita, além de outras fases associadas. O **epidoto** e a **alanita** são primários e estão quase sempre associados e, juntos, não devem ultrapassar o equivalente a 1% do volume da rocha. Os **opacos**, a **titanita**, o **zircão** e a **apatita** ocorrem como traços e estão sempre com inclusão nas demais fases onde ainda, os dois primeiros formando halos pleocroicos nos máficos encaixantes.

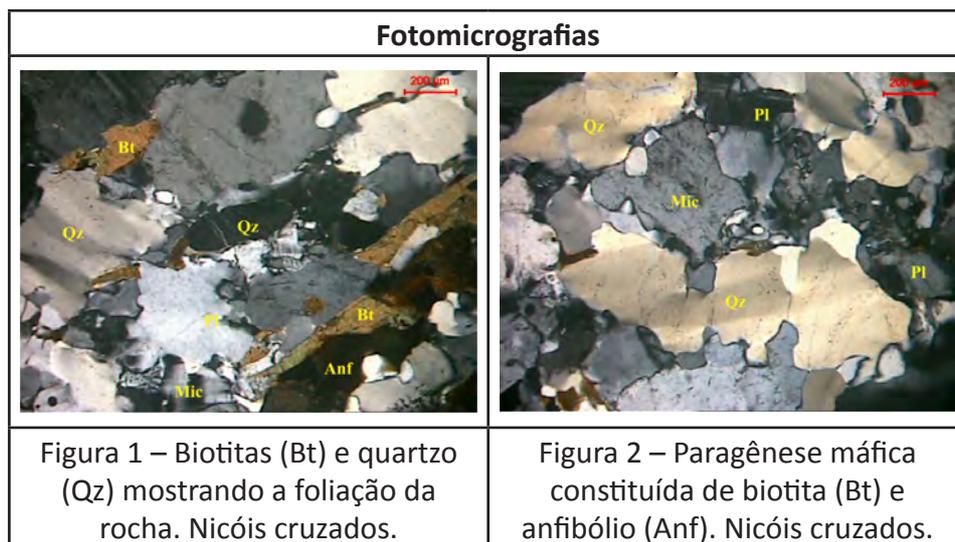
PARAGÊNESES MINERAIS

A paragênese formada por biotita + anfibiólio do grupo da hornblenda + plagioclásio (com $An_{25\%}$) indica fácies xisto verde superior a anfibolito inferior.

CLASSIFICAÇÃO

CLASSE: Rocha metamórfica

ROCHA: Biotita gnaisse monzogranítico



ISBN
978-85-7499-316-4

Programa Geologia do Brasil – carta geológica na escala 1:100.000 – cujo objetivo é o de gerar e difundir informações geológicas para subsidiar o planejamento territorial e o uso do solo e do subsolo, além de induzir o aumento dos investimentos em prospecção e pesquisa mineral, com vistas ao desenvolvimento da indústria de mineração no país.

A FOLHA APODI foi executada pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN, através de inovadora parceria com o Serviço Geológico do Brasil – CPRM, que permite incorporar à atividade de mapeamento sistemático do território nacional parte do acervo dos trabalhos das universidades, trazendo a público conhecimentos até então restritos ao ambiente acadêmico.

Com metodologia revista e atualizada, utilizando tecnologia de Sistema de Informação Geográfica – SIG, o mapa ora disponibilizado não retrata apenas leitura estática da geologia regional. É um produto dinâmico, através do qual a manipulação e atualização contínua permitem inúmeras possibilidades de cruzamento de dados e novas interpretações, de acordo com as necessidades e requisitos do usuário.

Este produto também está disponível para consultas e download de arquivos vetoriais no GEOBANK – banco de dados geológicos da CPRM na Internet.

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA APODI* – SB.24-X-C-VI

Escala: 1:100.000

ESTADO DO RIO GRANDE DO NORTE



* PARCERIA COM A UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO NORTE – UFRN



PAC

www.cprm.gov.br

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



SECRETARIA DE
GEOLOGIA, MINERAÇÃO
E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

MINISTÉRIO DE
MINAS E ENERGIA

