

**Programa Geologia do Brasil
Levantamentos Geológicos Básicos**

GEOLOGIA DA FOLHA BELO JARDIM* SC.24-X-B-III

Sistema de Informações Geográficas – SIG



**Escala 1:100.000
2008**

* PARCERIA COM A UNIVERSIDADE
FEDERAL DE PERNAMBUCO – UFPE

 **CPRM**
Serviço Geológico do Brasil

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

EDISON LOBÃO
Ministro

Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral

CLÁUDIO SCLIAR
Secretário

CPRM-SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

AGAMENON SÉRGIO LUCAS DANTAS
Diretor-Presidente

MANOEL BARRETTO DA ROCHA NETO
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

JOSÉ RIBEIRO MENDES
Diretor de Hidrogeologia e Gestão Territorial

FERNANDO PEREIRA DE CARVALHO
Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

EDUARDO SANTA HELENA
Diretor de Administração e Finanças

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO - UFPE

PROFESSOR AMARO LINS
Reitor

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

EDMILSON SANTOS DE LIMA
Diretor

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL
Contrato CPRM- UFPE N.º. 064/PR/05

Brasília, 2008



Secretaria de Geologia,
Mineração e Transformação Mineral

Ministério de
Minas e Energia



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 novos investimentos em pesquisa mineral e para a criação de novos empreendimentos mineiros, com a conseqüente geração de novas oportunidades de emprego e renda. Além disso, os dados obtidos no âmbito desse programa podem ser utilizados em programas de gestão territorial e de recursos hídricos, dentre inúmeras outras aplicações 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 do SGB (GEOBANK), incorporando o que existe de atualizado em técnicas de geoprocessamento aplicado à cartografia geológica e encontra-se também disponível no Portal do SGB www.cprm.gov.br.

As metas físicas da primeira etapa dessa parceria e que corresponde ao biênio 2005-2006, foram plenamente atingidas e contabilizam 41 folhas, na escala 1:100.000, ou seja aproximadamente 1,5% do território brasileiro. As equipes executoras correspondem a grupos de pesquisa das seguintes universidades: UFRGS, USP, UNESP, UnB, UERJ, UFRJ, UFMG, UFOP, UFBA, UFRN, UFPE e UFC.

Este CD contém a *Nota Explicativa da Folha Belo Jardim*, juntamente com o *Mapa Geológico na escala 1:100.000 (SC.24-X-B-III)*, em ambiente SIG, executado pela UFPE, através do Contrato CPRM-UFPE N°064/PR/05.

Brasília, abril de 2008

AGAMENON DANTAS
Diretor Presidente

MANOEL BARRETTO
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

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

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL
Contrato CPRM-UFPE N^o. 064/PR/05

NOTA EXPLICATIVA DA FOLHA

BELO JARDIM
(SC.24-X-B-III)

1:100.000

AUTORES

Gorki Mariano, José Maurício Rangel da Silva, Paulo de Barros Correia, Sérgio Pacheco Neves
Adeli Figueiroa Cabral, Francis Miller Judas Virtuoso da Silva, Isaac Thompson Chagas,
Tiago Siqueira de Miranda, Saulo Ferreira de Oliveira, Breno Soares Freire

COORDENAÇÃO GERAL
Ignez de Pinho Guimarães

APOIO INSTITUCIONAL DA CPRM

Departamento de Geologia-DEGEO

Divisão de Geologia Básica-DIGEOB

Inácio Medeiros Delgado

Divisão de Geoprocessamento-DIGEOP

João Henrique Gonçalves

Edição do Produto

Divisão de Marketing-DIMARK

Ernesto von Sperling

*Gerência de Relações Institucionais e
Desenvolvimento - GERIDE/ SUREG-BH*

Marcelo de Araújo Vieira

Brysa de Oliveira

Elizabeth de Almeida Cadête Costa

M. Madalena Costa Ferreira

Rosângela Gonçalves Bastos de Souza

Silvana Aparecida Soares

Representante da CPRM no Contrato

Adeilson Alves Wanderley

APOIO TÉCNICO DA CPRM

Supervisor Técnico do Contrato

Luiz Carlos da Silva

Apoio de Campo

Carlos Alberto dos Santos

Ana Cláudia A. Accioly

Revisão do Texto

Carlos Alberto dos Santos

Ana Cláudia A. Accioly

Luiz Carlos da Silva

Organização e Editoração

Luiz Carlos da Silva

Carlos Augusto da Silva Leite

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM/Serviço Geológico do Brasil.

Belo Jardim - SC.24-X-B-III, escala 1:100.000: nota explicativa./ Gorki Mariano, José Maurício Rangel da Silva, Paulo de Barros Correia, Sérgio Pacheco Neves, Adeli Figueiroa Cabral, Francis Miller J. Virtuoso da Silva, Isaac Thompson Chagas, Tiago Siqueira de Miranda, Saulo Ferreira de Oliveira, Breno Soares Freire - Pernambuco: UFPE /CPRM, 2007.

80p; 01 mapa geológico (Série Programa de Geologia do Brasil – PGB) versão em CD-Rom.

Conteúdo: Projeto desenvolvido em SIG – Sistema de Informações Geográficas utilizando o GEOBANK – Banco de dados.

- 1- Geologia do Brasil- I- Título II- Guimarães, I.P., Coord. III- Mariano, G. IV- Silva, J.M.R. V- Correia, P.B. VI- Neves, S.P., VII- Cabral, A.F., VIII- Silva, F.M.J.V., IX- Chagas, I.T., X- Miranda, T.S., XI- Oliveira, S.F., XII- Freire, B.S..

RESUMO

A folha Belo Jardim (SC.24-X-B-III) localiza-se na região agreste do Estado de Pernambuco, caracterizada por clima quente e seco, tropical chuvoso, com temperaturas mais amenas no período chuvoso. As altitudes da área variam de 400 a 1195m, atingindo o ponto culminante na localidade de Serra da Boa Vista (9097,3N e 787,4E) com cota de 1195m, a SE da cidade de Brejo da Madre de Deus. A Folha engloba as cidades de Belo Jardim e Tacaimbó, na sua porção central, São Caetano, no centro leste, Brejo da Madre de Deus, com o seu importante distrito de Nova Jerusalém, ao norte, Toritama, no extremo nordeste, Cachoeirinha, no centro sul, e Altinho, no extremo sudeste.

As principais feições estruturais da área são: a zona de cisalhamento transcorrente dextral Pernambuco Leste (ZCPE), de direção essencialmente E-W, que corta a porção central da folha, e as transcorrências sinistrais de direção NE, ramificadas a partir da ZCPE, na porção central e norte da folha, destacando-se a zona de cisalhamento Fazenda Nova.

As rochas mais antigas da área são ortognaisses de composição granítica, granodiorítica a quartzo monzonítica, localmente migmatizados, distribuídos nas porções norte e sul da folha, com idades de cristalização paleoproterozóicas (2,07-2,10 Ga). A suíte Serra da Taquaritinga consiste de um *augen* ortognaisse de idade mesoproterozóica (1,52 Ga) que ocorre na porção nordeste da área. Rochas metassedimentares foram englobadas nos complexos Una e Surubim-Caroalina, localizados, respectivamente, a sul e ao norte da ZCPE. O Complexo Una consiste de biotita gnaiesses granatíferos com sillimanita e de paragnaisses migmatizados, com ocorrências de quartzito, e o complexo Surubim-Caroalina é caracterizado por granada biotita gnaiesses e biotita xistos com sillimanita. O complexo Surubim-Caroalina é de idade neoproterozóica (< 665 Ma) e uma idade paleoproterozóica é provisoriamente assumida para o Complexo Una.

Corpos ígneos intrusivos nessas unidades ocorrem a norte e sul da ZCPE. O maior deles, imediatamente a norte da ZCPE e desenvolvendo uma larga faixa de milonitos na borda sul, é o Batólito Caruaru-Arcoverde, membro da associação cálcio-alcálica de alto potássio do tipo Itaporanga, com idades entre 583 Ma e 591 Ma. No extremo nordeste da folha ocorre o plúton Toritama, composto de sienitos metaluminosos de afinidade shoshonítica. Na porção centro-norte da folha aflora uma pequena parte do plúton Santa Cruz do Capibaribe, caracterizado por monzonitos a monzodioritos de granulação grossa e afinidade metaluminosa de alto potássio a shoshonítica. No extremo noroeste, o plúton Machado é composto por monzonitos grossos de coloração cinza, associados a gabros e dioritos.

Imediatamente a sul da ZCPE encontra-se o Granito Cabanas, que se estende na direção E-W por quase toda extensão da folha. O Granito Cabanas é o plúton mais novo datado na folha, com idade

de 573 Ma. Trata-se de um biotita muscovita granito de coloração cinza, afetado pela ZCPE, com assinatura geoquímica peraluminosa. O Granito Cabanas corta o Sienito Cachoeirinha, alongado na direção NNE-SSW, que é composto por biotita hornblenda sienitos de granulação grossa de coloração cinza a rósea, com idade U-Pb de 587 Ma. O Sienito Cachoeirinha possui assinatura geoquímica metaluminosa e pertence à associação shoshonítica. No extremo sudeste da área, ocorre o plúton Taquara, composto por hornblenda biotita quartzo monzonito a granito de granulação grossa e biotita granito equigranular de coloração cinza, com assinatura geoquímica metaluminosa a levemente peraluminosa e pertencendo à associação cálcio-alcálica de alto potássio. As rochas intrusivas mais jovens da folha Belo Jardim ocorrem na forma de diques milonitizados de composição variada (leucogranitos, sienitos, dioritos) deformados pelas zonas de cisalhamento Pernambuco Leste e Fazenda Nova (enxames de diques Caruaru e Riacho da Onça).

A folha Belo Jardim possui vocação para exploração de granitos *l.s.* como material de construção (britas e derivados) e rochas ornamentais, além de possuir áreas (Brejo da Madre de Deus e Fazenda Nova) que oferecem grande potencial para exploração de turismo ecológico com base geológica. Ocorrem na folha vários registros de fósseis da megafauna que possibilitam o estabelecimento de um parque temático que pode contribuir para o desenvolvimento da região.

ABSTRACT

The Belo Jardim topographic sheet SC.24-X-B-III) is located in the semi-arid region of NE Brazil, characterized by hot and dry climate with a rain season with mild temperatures. The topographic elevations vary from 400 to 1195 m, with the highest point located at the Serra da Boa Vista (9097,3N e 787,4E) with 1195m, to the southeast of the town of Brejo da Madre de Deus. The main towns covered by the sheet are: Belo Jardim and Tacaimbó, in the central portion, São Caetano, east central, Brejo da Madre de Deus, with its important county of Nova Jerusalém towards the north, Toritama, at the extreme northeast, Cachoeirinha, at central south, and Altinho in the extreme southeast.

The main structural features of the area are the transcurrent dextral East Pernambuco shear zone (EPESZ), striking E-W and cutting the entire sheet at its central portion, and transcurrent sinistral shear zones, with NE direction, branched from the EPSZ towards north, from which Fazenda Nova (FNSZ) is the most important.

The oldest rocks in the area are granitic, granodioritic to quartz monzonitic orthogneisses of paleoproterozoic age, locally migmatized, covering the northern and southern portions of sheet (2.07-2.10 Ga). The Serra da Taquaritinga augen orthogneiss, occurring the northeastern portion of the area, is of Mesoproterozoic age (1.52 Ga). Metasedimentary rocks are grouped in the Una and Surubim-Caroalina complexes, occurring, respectively, to the south and north of the EPESZ. The Una complex comprises biotite garnet gneisses, locally migmatized, and the Surubim-Caroalina complex is characterized by garnet biotite gneisses and biotite schists with sillimanite. This latter is neoproterozoic in age (< 665 Ma) and a paleoproterozoic age is provisionally assumed for the Una complex.

Numerous igneous bodies intrude these rocks and occur to the north and south of the EPESZ. Immediately to the north of the EPESZ and developing a large milonitic at its southern border, occurs the 583-591 Ma-old Caruaru-Arcoverde batholith, member of the high-K calc-alkalic association of the Itaporanga type. In the northeastern portion of the area outcrop the Toritama pluton, composed of metaluminous sienites with shoshonitic affinities. A small portion of the Santa Cruz do Capibaribe pluton, composed by coarse-grained metaluminous monzonites to monzodiorites belonging to the high-K calc-alkalic to shoshonite association, occurs in the northern portion of the area. Most of the northwest portion of the sheet is covered by the Machado pluton, composed by grey coarse-grained monzonites, associated to gabbros and diorites.

Immediately to the south of the EPESZ, the Cabanas granite crops out, extending in the E-W direction for approximately 35 km. The Cabanas granite is the youngest dated pluton in the Belo Jardim sheet, with an age of 573 Ma. It is composed by medium to coarse-grained grey

equigranular peraluminous biotite muscovite granite. The Cabanas granite intrudes the Cachoeirinha and Taquara plutons. The Cachoeirinha pluton is elongated in the direction NNE-SSW, has a U-Pb age of 587 Ma, and is composed by grey to pink coarse-grained biotite hornblende sienites. It has a metaluminous geochemical signature and belongs to the shoshonitic association. The Taquara pluton crop out in the southeasternmost portion of the sheet and is composed by coarse-grained grey hornblende biotite quartz monzonite to granite associated with equigranular grey granite, both with metaluminous to slightly peraluminous calc-alkaline signature. The youngest intrusions in the Belo Jardim sheet occur as milonitic dikes along the main shear zones (Caruaru and Riacho da Onça dike swarms), with variable composition (granites, sienites, diorites).

The region of Belo Jardim has a strong potential for exploration of granitic rocks (*l.s.*) as construction material and also as ornamental stones, besides areas with capability to develop ecologic tourism, supported by geological knowledge. In the Belo Jardim sheet, specially at the Brejo da Madre de Deus and Fazenda Nova regions, fossils of the mega fauna had been found, favoring the establishment of thematic parks which may contribute to the development of the region.

SUMÁRIO

RESUMO	i
ABSTRACT	iii
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Clima e Fisiografia	2
1.2 Aspectos Sócio-Econômicos	2
1.2.2 Município de Brejo da Madre de Deus (PE) e Distrito de Fazenda Nova (PE)3	
1.2.3 Município de Toritama (PE)	5
1.2.4 Municípios de São Caetano (PE) e Cachoeirinha (PE)	5
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	7
3. ESTRATIGRAFIA	10
3.1 Embasamento Paleoproterozóico	10
3.2 Embasamento Mesoproterozóico	13
3.3 Rochas Supracrustais	14
3.4 Rochas Plutônicas	16
4. PALEONTOLOGIA	23
4.1 Introdução	23
4.2 Fósseis e Localidades Fossilíferas da Folha Belo Jardim	24
4.2.1 Município de Brejo da Madre de Deus	24
4.2.2 Município de Toritama	26
4.2.3 Município de Belo Jardim	26
4.3 Descrição dos Gêneros e Espécies de Mamíferos Pleistocênicos da Folha Belo Jardim	26
4.4 Considerações Finais	30
5. ETROLOGIA E GEOQUÍMICA	32
5.1 O Ortognaisse Taquaritinga	32
5.2 O Batólito Caruaru-Arcoverde	34
5.3 O Sienito Cachoeirinha	44
5.4 O Granito Taquara	50
5.5 O Granito Cabanas	51
5.6 O Sienito Toritama	56
6. ESRUTURA E METAMORFISMO	60
6.1 Introdução	60
6.2 Rochas Encaixantes	60
6.3 Plútons	64
6.3.1 Estruturas magmáticas	64
6.3.2 Deformação no estado sólido	65
6.4 Evolução Tectônica	68
6.4.1 Eventos Pré- E Cedro-Brasilianos	68
6.4.2 Plutonismo e tectônica transcorrente	69
7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	72
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	74
DOCUMENTAÇÃO DISPONÍVEL PARA CONSULTA	79
ANEXOS	
1. Mapa geológico da Folha Belo Jardim na escala 1: 100.000.	
2. Mapa de pontos da Folha Belo Jardim na escala 1:100.000.	
3. Mapa temático com localização das ocorrências de megafauna na Folha Belo Jardim, escala 1:100.000.	

1. INTRODUÇÃO

Este texto apresenta uma síntese das informações coletadas durante o levantamento geológico básico da folha Belo Jardim na escala de 1:100.000, realizado pela parceria entre o Serviço Geológico do Brasil - CPRM (Ministério das Minas e Energia) e a Universidade Federal de Pernambuco, dentro do Programa Retomada dos Levantamentos Geológicos Básicos. Durante as etapas de campo foi realizada uma excursão conjunta do Professor Sérgio Pacheco Neves com os geólogos da CPRM Carlos Alberto Santos e Ana Claudia A. Accioly, que desenvolvem mapeamento geológico nas folhas Sertânia e Pesqueira, respectivamente.

A folha Belo Jardim localiza-se na porção centro leste do Estado de Pernambuco, sendo limitada pelas coordenadas 36°00' e 36°30' de longitude W e 8°00' e 8°30' de latitude S. A folha Belo Jardim faz contato com as folhas Sumé, Santa Cruz do Capibaribe e Surubim a norte, Pesqueira a oeste, Caruaru a leste e Venturosa, Garanhuns e Palmares a sul (Figura 1.1). Além da cidade de Belo Jardim, a principal aglomeração urbana, também estão inseridos na folha os municípios de São Caetano, Tacaimbó, Altinho, Cachoeirinha, Brejo da Madre de Deus, Fazenda Nova e Toritama. O principal acesso a área é pela BR-232, que constitui a principal artéria viária do Estado de Pernambuco.

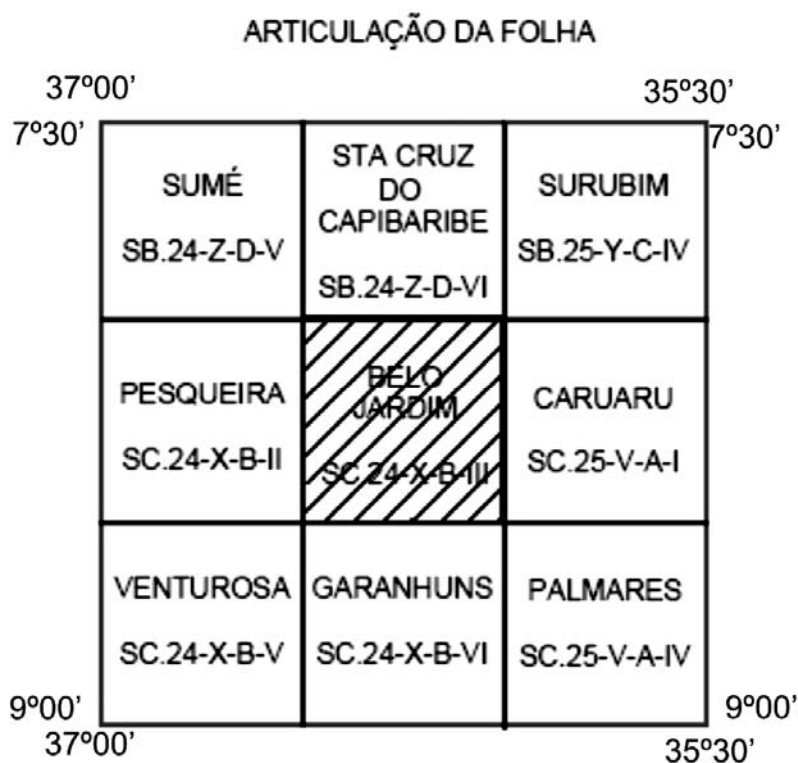


Figura 1.1: Articulação da Folha Belo Jardim.

1.1 Clima e Fisiografia

A folha Belo Jardim localiza-se na região agreste, sendo caracterizada por clima quente e seco, tropical chuvoso, com temperaturas mais amenas no período chuvoso que sofre variações ao longo do tempo, mas de forma geral tem início no mês de abril podendo estender-se até agosto ou setembro.

As altitudes da área variam de 400 a 1195 m, atingindo o ponto culminante na localidade de Serra da Boa Vista (9097,3N e 787,4E) com cota de 1195m, a SE da cidade de Brejo da Madre de Deus. Serras e regiões onduladas predominam na porção centro-norte da folha e uma região mais plana no extremo sul. A pluviometria da região varia de 650 a 1000 mm anuais. A geomorfologia da folha Belo Jardim é caracterizada na sua porção centro e norte por elevações definidas por erosão preferencial entre rochas graníticas, rochas dioríticas associadas às mesmas e rochas gnáissicas encaixantes. Localmente, nas regiões mais altas, ocorre a formação de solo argiloso proveniente da alteração de rocha granítica rica em K-feldspato e plagioclásio. Este manto



Figura 1.2: Vista da Serra da Boa Vista, a SW de Brejo da Madre de Deus.

de solo ocorre ao longo da estrada que liga Belo Jardim a Brejo da Madre de Deus, especialmente no trecho não asfaltado, entre Serra dos Ventos e Brejo da Madre de Deus. Nas proximidades de Brejo da Madre de Deus, os desníveis topográficos emprestam beleza especial à região, tornando-a propícia ao desenvolvimento de turismo ecológico (Figura 1.2).

A folha Belo Jardim é cortada por rios e riachos intermitentes que desenvolvem um padrão de drenagem dendrítica. Os principais rios da folha são o Ipojuca e o Capibaribe. O rio Ipojuca, com direção E-W localizado na porção central da folha a norte da BR 232 é paralelo à zona de cisalhamento Pernambuco Leste. O rio Capibaribe corta a folha no extremo noroeste, alojado ao longo da zona cisalhamento sinistral, homônima, de direção N40E.

1.2 Aspectos Sócio-Econômicos

A Folha Belo Jardim engloba as cidades de Belo Jardim e Tacaimbó, na sua porção central, São Caetano, no centro leste, Brejo da Madre de Deus, com o seu importante distrito de Nova Jerusalém ao norte, Toritama, no extremo nordeste, Cachoeirinha, no centro sul, e Altinho no extremo sudeste, todas no Estado de Pernambuco.

Geologicamente a folha é dominada por sete corpos graníticos; quatro localizados a norte da Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste (ZCPE) e três a sul. Ao norte da ZCPE encontra-se o batólito Caruaru-Arcoverde. Mais a nordeste da área, o plúton de Toritama, na porção central o plúton Santa Cruz do Capibaribe e no extremo noroeste o plúton Machado. Ao sul da ZCPE ocorrem o Granito Cabanas e os plútons Cachoeirinha e Taquara. Estes corpos estão encaixados em

ortognaisses, paragnaisses, xistos e migmatitos. Localmente podem ser encontradas rochas calcissilicáticas, cortadas por veios e diques de pegmatitos. Com a litologia acima apresentada os bens minerais encontrados são em sua maioria associados às rochas graníticas *l.s.*, argilas, e localmente mármore, quartzo e berilo. O Granito Cabanas é explorado em várias pedreiras artesanais para produção de paralelepípedo e por uma pedreira para produção de brita.

Além dos recursos minerais, a região apresenta recursos turísticos importantes de base geológica direta ou indireta. Abaixo são apresentados alguns trechos que representam áreas com potencial turístico, em alguns casos já em fase de exploração.

Municípios de Belo Jardim (PE) e Tacaimbó (PE)

Nos municípios de Belo Jardim (PE) e Tacaimbó (PE) os bens minerais são em geral argilas e rochas graníticas. Ocorrem, também, filões de quartzo que são conhecidos na região como cristais de rocha (Gomes, 2001).

Dentre os atrativos naturais turísticos de Belo Jardim, um destaque é a Cachoeira do Engenho Tira-Teima e a Cachoeira Bitury (Figura 1.3), localizada no meio da mata, com uma queda de vinte metros. Essa queda d'água move a roda-d'água do engenho, para a produção artesanal de rapadura e aguardente de cana, a tradicional cachaça pernambucana.

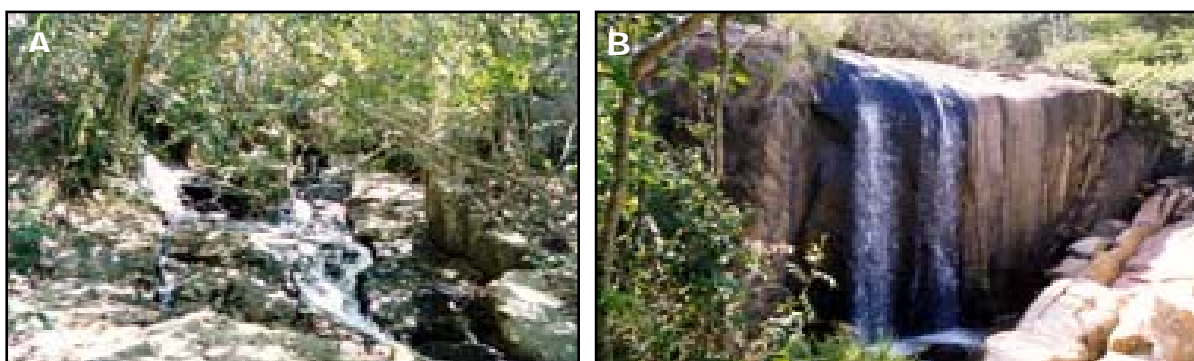


Figura 1.3: Atrativos de turismo ecológico de Belo Jardim. Em (A), a cachoeira do Engenho Tira-Teima; em (B) a cachoeira Bitury.

Outras atrações naturais do município são: a Corredeira da Espalhadeira, com dois pontos para banho; a Fazenda Inhumas, com sua casa grande e uma bela lagoa; a Serra dos Ventos, de clima permanentemente ameno; e a Serra do Caboclo, a 12 km do centro da cidade, que tem como destaque a Pedra do Caboclo. O topo desta gigantesca pedra está a mais de 100 metros de formação da serra e a sua altura tem gerado várias histórias, algumas fantasiosas. Dizem os moradores da região que, num dia claro, sem nuvens, e com auxílio de uma luneta, dali uma pessoa pode enxergar o mar.

1.2.2 Município de Brejo da Madre de Deus (PE) e Distrito de Fazenda Nova (PE)

No município de Brejo da Madre de Deus (PE) ocorrem rochas graníticas, mármore, calcita e berilo. Na região de Fazenda Nova, além do sienogranito porfirítico, ocorrem filões e veios de pegmatitos com presença de quartzo. A rocha granítica abundante é matéria prima para grandes esculturas baseadas em figuras folclóricas nordestinas, expostas em um grande pátio denominado parque das esculturas, próximo à vila de Fazenda Nova (Figura 1.4).

Mundialmente conhecido o maior teatro ao ar livre da Terra, que é a Nova Jerusalém (Figura 1.5), apresenta anualmente a encenação da Paixão de Cristo. A encenação tem a participação da comunidade local e de centenas de turistas que vem assistir à peça. A área do teatro conta com pousada com excelentes acomodações e restaurante com comidas típicas.

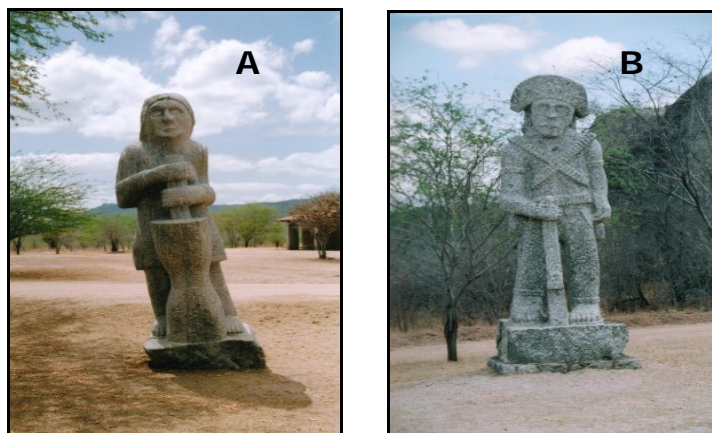


Figura 1.4: Esculturas em granito porfíritico, com figuras do cotidiano nordestino. A - Mulher Pilando Café B - Cangaceiro.

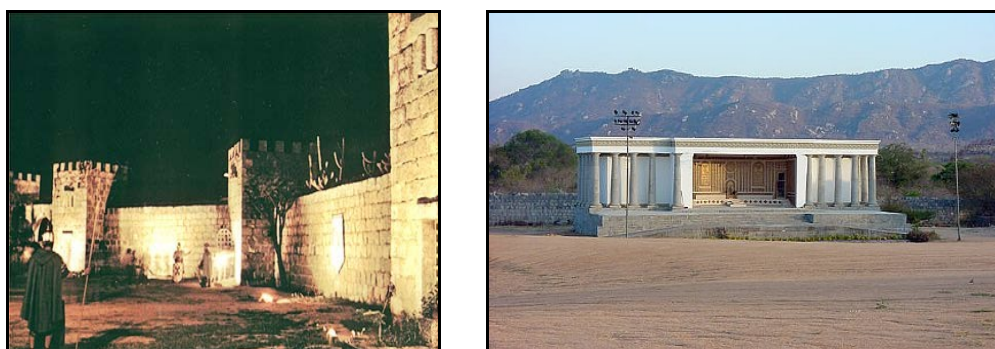


Figura 1.5: Aspectos de Nova Jerusalém, maior teatro ao ar livre do mundo, onde durante a semana santa é encenada a Paixão de Cristo. Desde o ano de 2004 deram início à encenação, também, de um alto natalino.

Na cidade Brejo da Madre de Deus (PE), um Museu apresenta objetos utilizados pelo homem contemporâneo, bem como objetos e esqueletos de pessoas que viveram há mais de 2000 anos na região. Além do Museu, descobertas arqueológicas localizaram um sítio, onde há cerca de 2000 anos esses homens viveram e morreram e onde há elementos preservados da sua cultura. Dentre os locais encontrados o mais famoso e em melhor estado de conservação é a Furna do Estrago (Figura 1.6).

Além do sítio arqueológico de Furna do Estrago, pesquisadores estão catalogando ossos fósseis de animais pré-históricos que viveram na região há mais de 11 mil anos. Há registros de Megatério e Gliptodonte. O Megatério era um mamífero de grande porte com cerca de 5m de comprimento. Conhecido como preguiça gigante, seu corpo era coberto de pêlos, como os das preguiças atuais. Tinha garras em três dos quatros dedos de cada pé. Os ossos fossilizados dos megatérios são os mais encontrados na região. O Gliptodonte era um animal semelhante aos tatus, tinha cerca de 2m de comprimento e 1,5m de altura. O seu corpo era protegido por uma carapaça de placas rígidas. Dispunha de garras longas e fortes nos dedos das mãos. Alimentavam-se de vegetais e possivelmente de pequenos animais.

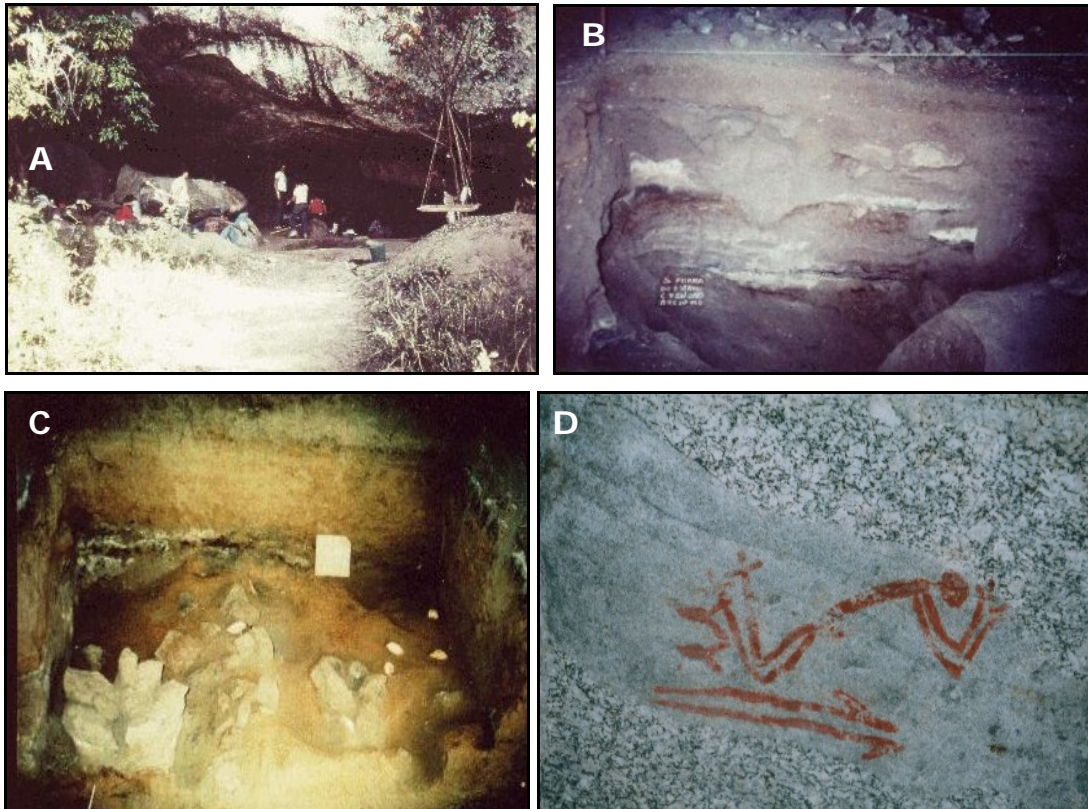


Figura 1.6: A Furna do Estrago, abrigo sob rocha localizado no município do Brejo da Madre de Deus, Pernambuco, escavado pela equipe de arqueologia da Universidade Católica de Pernambuco-UNICAP. Em (A) a entrada de Furna do Estrago; em (B) escavação com fogueira e resto de alimentos encontrados em Furna do Estrago; em (C) escavação de sepultamento em Furna do Estrago; (D) pintura rupestre na entrada de Furna do Estrago.

1.2.3 Município de Toritama (PE)



Figura 1.7: Artesanato em argila, largamente comercializado em Toritama.

além do sienito. Esses dois municípios têm grande tradição na manufatura de queijos de coalho e de manteiga. Cachoeirinha produz, ainda, artesanato em couro e aço. É importante produtora de celas e arreios para animais (Figura 1.8)

Figura 1.8: Artesanato em couro e aço no município de Cachoeirinha.

O corpo ígneo de Cachoeirinha foi tema de estudo

Em Toritama (PE) ocorrem sienito, argilas, feldspato e quartzo. As argilas são utilizadas na manufatura de artesanatos, largamente comercializados no município (Figura 1.7).

1.2.4 Municípios de São Caetano (PE) e Cachoeirinha (PE)

Na região de São Caetano (PE) ocorrem mármore, argila, granitóides, caulim e berilo. A leste de Cachoeirinha ocorre mármore, berilo e feldspato,



de relatório de graduação em Geologia de Beltrão (2000), sob orientação do prof. Sérgio Pacheco Neves. Um dos produtos deste trabalho foi o mapa de fácies do plúton. Foram identificadas três fácies: anfibólio biotita sienito cinza grosso a porfirítico; anfibólio biotita sienito médio equigranular de coloração rósea, e piroxênio anfibólio sienito máfico equigranular médio. Este último possui características que emprestam beleza à rocha, podendo ser utilizado como rocha ornamental. Faz-se necessário a realização de ensaios para determinação das características físicas, assim como um mapeamento de detalhe deste fácies.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

No contexto geológico regional, a Folha Belo Jardim compreende unidades pertencentes aos domínios central e sul da Província Borborema. O domínio central (também denominado Zona Transversal ou Domínio da Zona Transversal) é tradicionalmente separado do domínio sul (cuja porção setentrional é variavelmente designada como Maciço, Terreno Complexo ou Domínio Pernambuco-Alagoas) pelo lineamento Pernambuco, representado em mapas regionais como uma falha curvilínea que na folha Belo Jardim tem orientação aproximada N80E. Como a porção leste do lineamento Pernambuco consiste de várias faixas miloníticas dextrais, desenvolvidas sob condições metamórficas diferentes (ver Capítulo 6), e não de uma única faixa, Neves e Vauchez (1995a) e Neves e Mariano (1999) propuseram a substituição desta designação pelo termo mais preciso sistema de Zonas de Cisalhamento Pernambuco Leste (ZCPE).

A principal feição do domínio central da Província Borborema é um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais, com direção E-W a ENE-WSW, e sinistras, com direção NNE-SSW a NE-SW (Figura 2.1; Vauchez e Egydio-Silva, 1992; Neves e Vauchez, 1995a; Vauchez *et al.*, 1995; Neves e Mariano, 1999; Neves *et al.*, 2000; Silva e Mariano, 2000). Estas zonas de cisalhamento retrabalham uma foliação de baixo ângulo presente em ortognaisses e rochas supracrustais e estão espacialmente associadas com plútons graníticos e sieníticos.

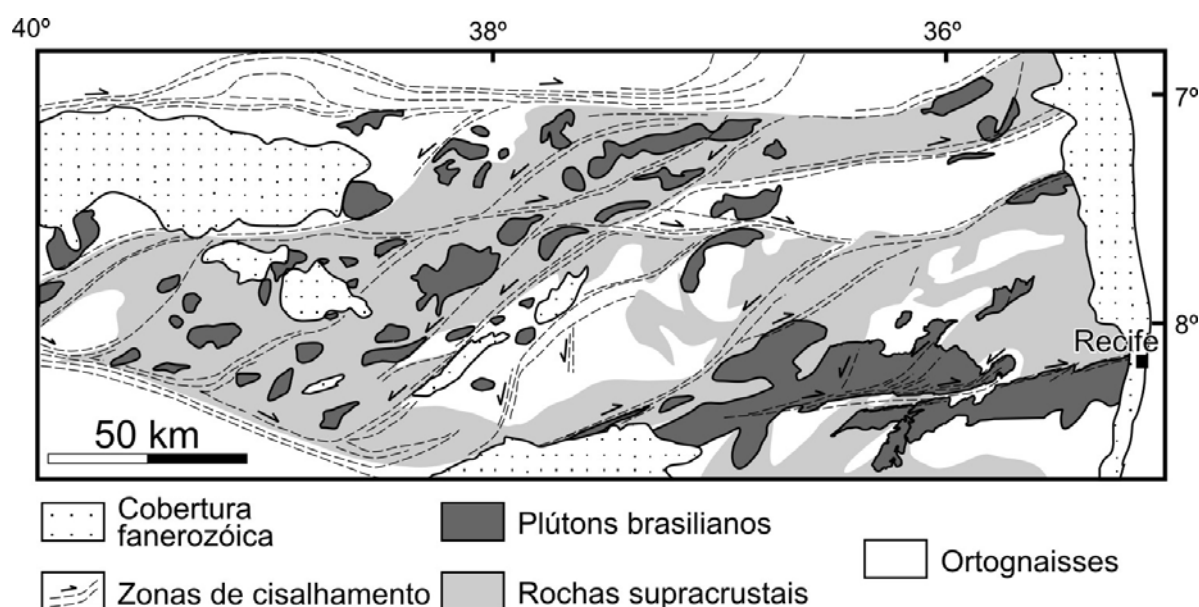


Figura 2.1: Mapa geológico esquemático do domínio central da Província Borborema, mostrando os principais plútons e zonas de cisalhamento transcorrentes.

A maioria dos ortognaisses tem idades U-Pb no intervalo 2,2-2,0 Ga (Santos, 1995; Van Schmus *et al.*, 1995; Brito Neves *et al.*, 2001a, 2001b; Kozuch, 2003; Neves *et al.*, 2004, 2006a). Ortognaisses e meta-anortositos com idades entre 1,7 e 1,5 Ga também foram encontrados e são interpretados como plútons anorogênicos deformados (Accioly *et al.*, 2000; Sá *et al.*, 2002). Um terceiro grupo de ortognaisses é derivado de granitóides com idades entre 0,98 e 0,92 Ga (Brito Neves *et al.*, 1995; Van Schmus *et al.*, 1995; Kozuch, 2003; Leite *et al.*, 2000; Brito Neves *et al.*, 2001a). Alguns autores interpretam esses ortognaisses como intrusões sintectônicas alojadas durante um evento orogênico cedo-Neoproterozóico, o qual foi denominado Cariris Velhos (Brito Neves *et al.*, 1995). No entanto, outros autores argumentam que o evento Cariris Velhos corresponde apenas a uma fase de rifteamento continental. Nesta interpretação, a trama gnaíssica teria sido desenvolvida apenas durante o evento brasileiro (Mariano *et al.*, 2001; Neves, 2003; Guimarães e Brito Neves, 2004; Neves *et al.*, 2006a).

As idades máximas de deposição do Complexo Surubim-Caroalina, no leste do domínio central, e do Grupo Cachoeirinha, no oeste, são de 665 Ma (Kozuch, 2003; Medeiros, 2004; Neves *et al.*, 2006a). O Complexo Riacho Gravatá, a leste e em contato tectônico com o Grupo Cachoeirinha, é de idade cedo-neoproterozóica (975 ± 10 Ma; Kozuch, 2003; Medeiros, 2004). Finalmente, deposição paleoproterozóica é sugerida para o Complexo Sertânia (Santos *et al.*, 2004), cuja relação de contato com o Complexo Surubim ainda precisa de detalhamento.

Idades U-Pb e Pb-Pb de plútons espacialmente associados com as zonas de cisalhamento transcorrentes restringem o principal período de movimentação nessas zonas ao intervalo 590-570 Ma (Guimarães e Da Silva Filho, 1998; Almeida *et al.*, 2002a, b; Guimarães *et al.*, 2004; Neves *et al.*, 2004). Um grupo de granitóides mais antigos, alojados antes do regime transcorrente, também foi recentemente reconhecido (Guimarães *et al.*, 2004; Neves *et al.*, 2006b).

A geologia do domínio Pernambuco-Alagoas é dominada por ortognaisses e rochas metassedimentares de alto grau, frequentemente migmatizadas, e por grandes batólitos graníticos. Ao contrário do domínio central, poucos dados geocronológicos estão disponíveis para essas unidades. Zircões de duas amostras de ortognaisses nas proximidades da ZCPE foram datados pelo método de evaporação (Neves *et al.*, 2004). Uma amostra forneceu uma idade de 2075 ± 7 Ma, interpretada como a idade de cristalização do protólito durante o evento Transamazônico. A outra, proveniente de um pequeno corpo de ortognaisse granítico (ortognaisse Caruaru) forneceu uma idade de 629 ± 9 Ma. Nas proximidades da cidade de Jupi, a datação U-Pb de um ortognaisse forneceu uma idade de 606 Ma (Neves *et al.*, no prelo). Nestes três casos, os ortognaisses apresentam uma foliação subhorizontal indicando a existência de uma tectônica tangencial brasileira pré-transcorrente.

Idades modelo (T_{DM}) de rochas supracrustais e migmatitos são predominantemente arqueanas a paleoproterozóicas (2,0-2,6 Ga; Da Silva Filho *et al.*, 2002; Osako, 2005), mas uma idade modelo mesoproterozóica (1,09 Ga) foi obtida em uma amostra de biotita gnaíssica (Da Silva Filho *et al.*, 2002). Muitos plútons também têm T_{DM} paleoproterozóico, principalmente entre 1,8 e 2,2 Ga, embora um grupo de plútons também tenha fornecido idades mais jovens (1,5-1,0 Ga; Da Silva Filho *et al.*, 2002). Esses dados sugerem que grande parte do domínio Pernambuco-Alagoas foi

formado durante o Paleoproterozóico, mas que adição de material juvenil ocorreu durante o Mesoproterozóico e/ou o Neoproterozóico.

A Província Borborema tem sido interpretada como uma colagem de terrenos exóticos (Santos, 1995; Santos e Medeiros, 1999). Em particular, no domínio central, quatro terrenos foram propostos (de leste para oeste): Rio Capibaribe, Alto Moxotó, Alto Pajeú e Piancó-Alto Brígida. Uma interpretação diametralmente oposta é defendida por outros autores, que consideram a Província Borborema como parte de um orógeno maior formado em ambiente predominantemente intracontinental (Neves, 2003; Neves *et al.*, 2004, 2006a). No modelo de terrenos, a porção centro-norte da folha Belo Jardim está inserida no terreno Rio Capibaribe e a porção sul no terreno Pernambuco-Alagoas.

3. ESTRATIGRAFIA

3.1 Embasamento Paleoproterozóico



Figura 3.1: Ortognaisse bandado com banda anfíbolítica venulada (Complexo Floresta). Porção norte da área (Afloramento SF-07).

apresentam alternâncias de bandas máficas e félsicas centi- a decimétricas e é comum a ocorrência de bandas de anfíbolito com até 1 metro de largura (Figura 3.1). O bandamento parece ser resultante da deformação intensa de um protólito máfico/intermediário com injeções de composição granítica.

Os ortognaisses finamente bandados têm bandas máficas de composição diorítica a quartzomonzo-diorítica e distinguem-se dos ortognaisses bandados por apresentarem granulação mais fina e bandamento mili- a centimétrico (Figura 3.2), provavelmente resultante de diferenciação metamórfica. Estas rochas são incluídas no Mapa Geológico de Pernambuco (Gomes, 2001) no Complexo Vertentes, definido como uma unidade metavulcanosedimentar de provável idade mesoproterozóica. No entanto, observações micropetrográficas indicam o caráter metaplutônico. Como o Complexo Floresta na localidade tipo também inclui ortognaisses dioríticos (Santos, 1995) e é difícil a separação em campo, na escala de mapeamento adotada, deste litotipo dos ortognaisses bandados típicos optou-se por incluí-los também no Complexo Floresta. Adicionalmente, idades de 2098 ± 15 Ma e 2075 ± 7 Ma (método Pb-Pb em zircão) foram obtidas, respectivamente, para amostras deste litotipo ao norte e ao sul do batólito Caruaru-Arcoverde (Melo, 2002; Neves *et al.*, 2004) confirmando a idade de cristalização paleoproterozóica do protólito.

Complexo Floresta (PP2ft) Ortognaisses presentes ao norte e imediatamente a sul do batólito Caruaru-Arcoverde foram englobados neste complexo devido à semelhança petrográfica dos membros dominantes (ortognaisses bandados) com gnaisses de idade paleoproterozóica presentes no embasamento do domínio central da Província Borborema (Santos, 1995; Brito Neves *et al.*, 2001; Neves *et al.*, 2006). Esta unidade compreende ortognaisses com bandamento centi- a decimétrico (Figura 3.1) e ortognaisses dioríticos finamente bandados (Figura 3.2). Os ortognaisses bandados



Figura 3.2: Ortognaisse diorítico finamente bandado (Complexo Floresta). Extremo sudeste da área (Afloramento ALT-20).

Os gnaisses bandados encontram-se na fácies anfibolito, como indicado pela recristalização de microclina (Figura 3.3A) e presença de hornblenda. As bandas máficas têm composição anfibolítica (essencialmente apenas anfibólio cálcico e plagioclásio; Figura 3.3B) e quartzo diorítica a quartzo monzogranítica. Os ortognaisses finamente bandados apresentam um predomínio de níveis máficos/intermediários sobre os níveis félsicos. As bandas máficas têm composição diorítica a quartzo monzodiorítica, com cristais maiores de plagioclásio e anfibólio cálcico com até 1 mm numa matriz fina composta por grãos menores desses minerais, biotita, quartzo e feldspato potássico. Os cristais maiores de plagioclásio e anfibólio são provavelmente cristais ígneos reliquiaes. Epidoto e titanita são abundantes nas bandas máficas como produto de desestabilização de anfibólio. Apatita é um acessório comum.

Ortognaisse Apolinário (PP2y1ap) Um ortognaisse granítico de aspecto mais homogêneo que os ortognaisses do Complexo Floresta ocorre ao longo do contato noroeste do batólito Caruaru-Arcoverde. Este litotipo apresenta comumente *strain* mais baixo que os ortognaisses bandados, podendo representar uma unidade mais jovem. Trata-se de uma rocha equigranular, de coloração cinza e granulação média, localmente migmatizada, podendo ou não apresentar bandamento (Figura 3.4A). Uma característica marcante da rocha é a ocorrência de cristais de magnetita circundados por leucossoma granítico (Figura 3.4B). O caráter ígneo plutônico é demonstrado pela presença de cristais de plagioclásio tabulares automórficos parcialmente preservados (Figura 3.5A). Termos meta e peraluminosos (com granada ígnea?) ocorrem. As composições variam de biotita sienogranito a biotita quartzo monzonito. Milonitização é uma constante (Figura 3.5B,C).

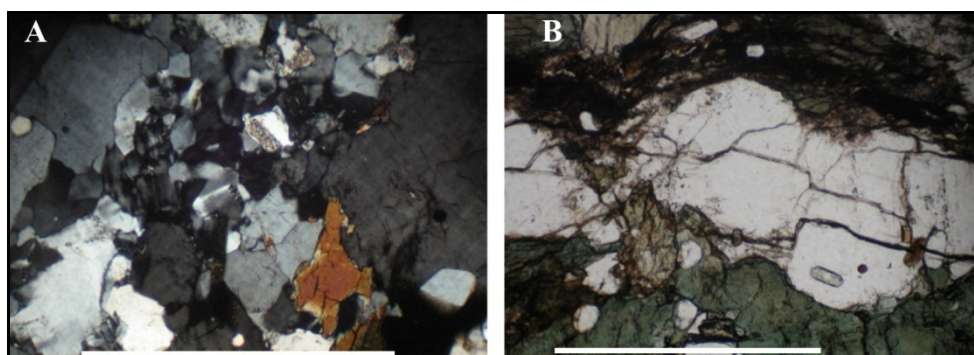


Figura 3.3: Feições microestruturais de gnaisses bandados (Complexo Floresta). (A) Recristalização de microclina para cristais < 1,0 mm é evidente no centro da foto. A direção do bandamento é NE-SW. (B) Alternância de níveis ricos em anfibólio e em plagioclásio em banda anfibolítica (barra = 1,0 mm).

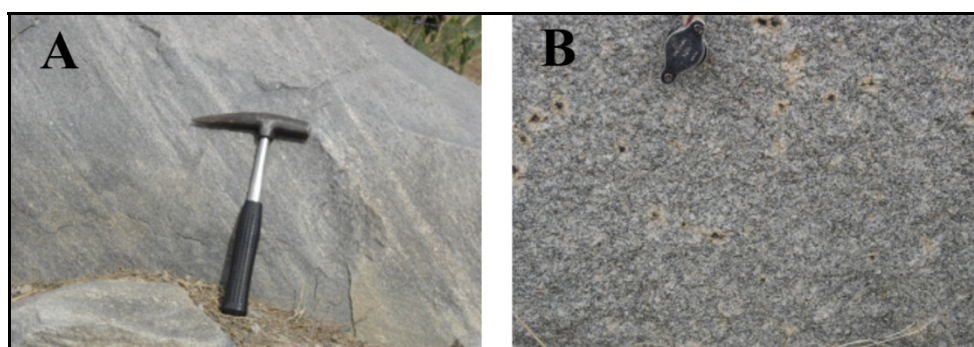


Figura 3.4: Ortognaisse Apolinário apresentando (A) bandamento incipiente, e (B) cristais de magnetita circundados por leucossomas graníticos. Porção noroeste da área (Afloramento CPRM 10).

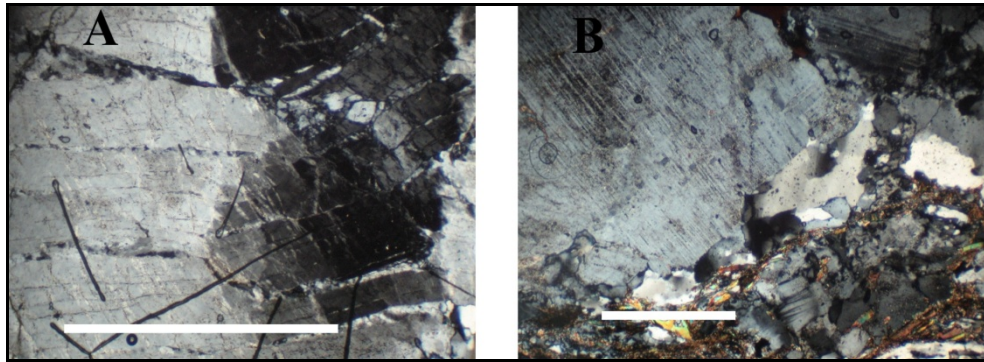


Figura 3.5: Feições microestruturais dos ortognaisses Apolinário. (A) Cristal de K-feldspato pertítico mostrando kinks (barra = 0,5 mm). (B) Megacristal de plagioclásio automórfico circundado pela foliação milonítica (barra = 0,2 mm).

Ortognaisses Camará (PP2γ1ca) e Altinho (PP2γ2alt). Estas duas unidades ocorrem na porção sul/sudeste da folha e foram individualizadas por apresentarem características distintas daquelas dos ortognaisses bandados do Complexo Floresta. O ortognaisse Camará consiste de ortognaisses e migmatitos com leucossomas sienograníticos de coloração rósea (Figura 3.6). O Ortognaisse Altinho consiste de ortognaisses granodioríticos equigranulares, localmente com augens de feldspato potássico róseo (Figura 3.7).

No Ortognaisse Camará, bandamentos na escala de amostra de mão foram gerados pelo estiramento de megacristais de feldspato. Esse bandamento pode ser descontínuo. Bandas mais escuras (diques ou soleiras antigas?), concordantes, que exibem estrutura “pinch-and-swell”, aparecem em algumas exposições. Ortognaisses e migmatitos são as litologias principais (Figura 3.6). Dentre os ortognaisses, predomina um tipo cujo protólito inclui granitóides porfíricos ou grossos. O Ortognaisse Altinho inclui variedades equigranulares de coloração cinza e variedades inequigranulares com porfiroclastos róseos de feldspato potássico com 0,5-1 cm de comprimento numa matriz de granulação média (Figura 3.7).

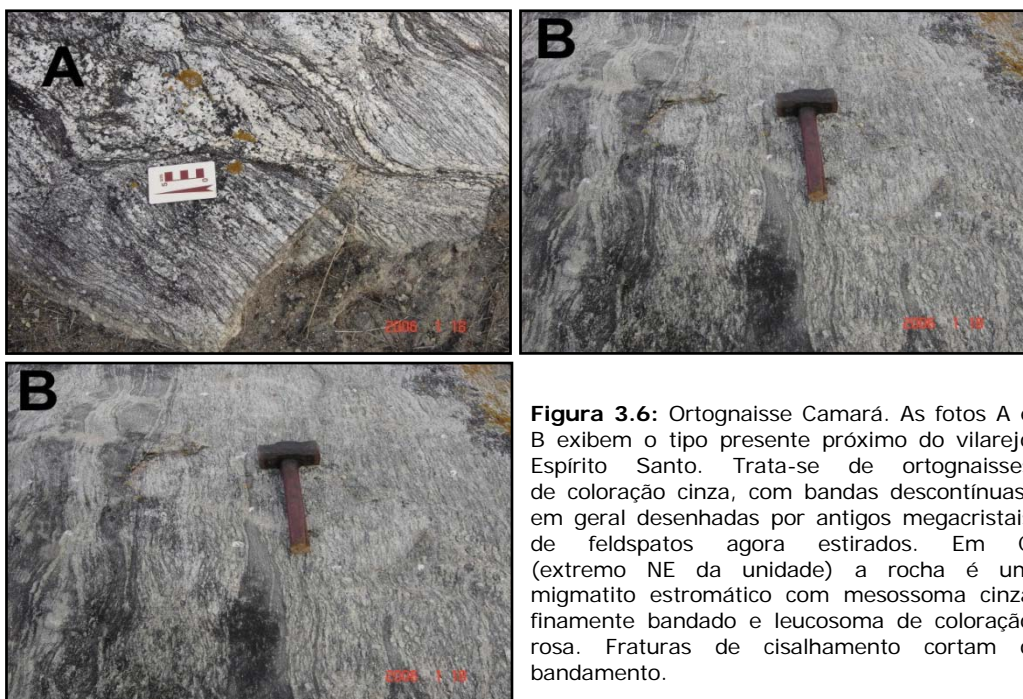


Figura 3.6: Ortognaisse Camará. As fotos A e B exibem o tipo presente próximo do vilarejo Espírito Santo. Trata-se de ortognaisses de coloração cinza, com bandas descontínuas, em geral desenhadas por antigos megacristais de feldspatos agora estirados. Em C (extremo NE da unidade) a rocha é um migmatito estromático com mesossoma cinza finamente bandado e leucossoma de coloração rosa. Fraturas de cisalhamento cortam o bandamento.

Estudos petrográficos mostram que os ortogneisses Camará e Altinho têm composição tonalítica a granodiorítica. A foliação dessas rochas é definida pela orientação preferencial de palhetas de biotita subidiomórficas. Cristais de plagioclásio com características ígneas são frequentemente observados. Forma tabular alongada e geminados polissintéticos paralelos ao alongamento do cristal incluem-se entre essas características (Figura 3.8). O plagioclásio possui tamanho comparável ao quartzo e geminados albita e periclina frequentes e extinção ondulante. O quartzo apresenta extinção ondulante e recristalização.



Figura 3.7: (A) Variedade equigranular do Ortogneisse Altinho. (B) Ortogneisse Altinho com augens de K-feldspato de coloração rósea.

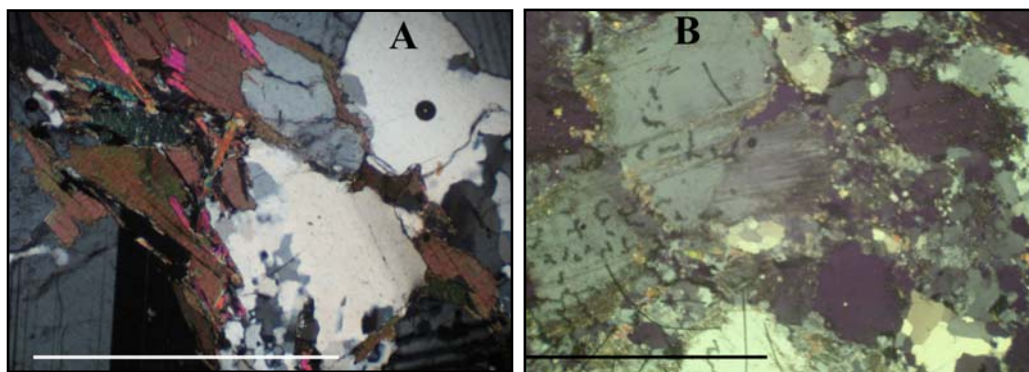


Figura 3.8: Aspectos micropetrográficos dos ortogneisses Camará (A) e Altinho (B). (A) porfiroclastos grossos de quartzo, e quartzo recristalizado. Alinhamento do quartzo e micas e cristal de plagioclásio com geminação simples de dois indivíduos (ígneos?). Nicóis cruzados; comprimento da barra 1,0 mm. (B) Cristais de plagioclásio subédricos associados com quartzo com formação de subgrão (porção inferior direita) e quartzo recristalizado; comprimento da barra 3,2 mm.

3.2 Embasamento Mesoproterozóico



Figura 3.9: Ortogneisse Taquaritinga com foliação de baixo ângulo afetada por dobras suaves. Afloramento BF-5.

Suíte Serra de Taquaritinga (MP1^{yst}). O

Ortogneisse Taquaritinga aflora nas folhas Belo Jardim e Santa Cruz do Capibaribe. Tem composição predominantemente sienogranítica e contém porfiroclastos de feldspato potássico com até 10 cm de comprimento numa matriz média/grossa de feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, anfibólio e biotita (Figura 3.9). Granada formada por reação metamórfica a partir de biotita e anfibólio durante deformação é observada em vários locais. O anfibólio

é uma hastingsita contendo menos de 1% de MgO e 1,9-2,3% de K₂O (Neves *et al.*, 2000b). Epidoto e titanita são minerais acessórios frequentes e calcita pode ocorrer como mineral de alteração. Turmalina é localmente encontrada e pode formar cristais com alguns centímetros de comprimento. Normalmente este mineral ocorre em porções leucocráticas que podem representar o magma residual ou fusão incipiente durante a deformação.

Uma idade U-Pb em zircão de 1521±7 Ma foi obtida para o Ortognaisse Taquaritinga na Folha Santa Cruz do Capibaribe (Sá *et al.*, 2002). Também nesta folha, uma idade de resfriamento de 553,4±1,1 Ma foi obtida em biotita pelo método Ar⁴⁰-Ar³⁹ (Neves *et al.*, 2000b). Geoquimicamente, o ortognaisse é metaluminoso e tem características similares à de granitos anorogênicos (Sá *et al.*, 2002).

3.3 Rochas Supracrustais

Complexo Rio Una (PPru1/PPru3). Os metassedimentos presentes nas porções sul e sudeste da folha são englobados no Complexo Una. Dominam biotita xistos e paragnaisses pelíticos (Figura 3.10A,B) e duas ocorrências de quartzito (Figura 3.10C) (apenas uma mapeável na escala de trabalho) (PPrun1/PPrun1qz). No extremo centro sul da folha, estas rochas mostram migmatização avançada (PPrun3). Ocasionalmente, pegmatitos de espessura métrica-decimétrica e de postura vertical cortam essas rochas. Uma idade paleoproterozóica é assumida provisoriamente com base em idades modelo Sm-Nd superiores a 2 Ga (Silva Filho, comunicação pessoal). No entanto, idades modelo em rochas sedimentares ou metassedimentares fornecem apenas a idade média de suas áreas fontes. Assim, elas não correspondem à idade da deposição, que pode ser bem mais jovem.

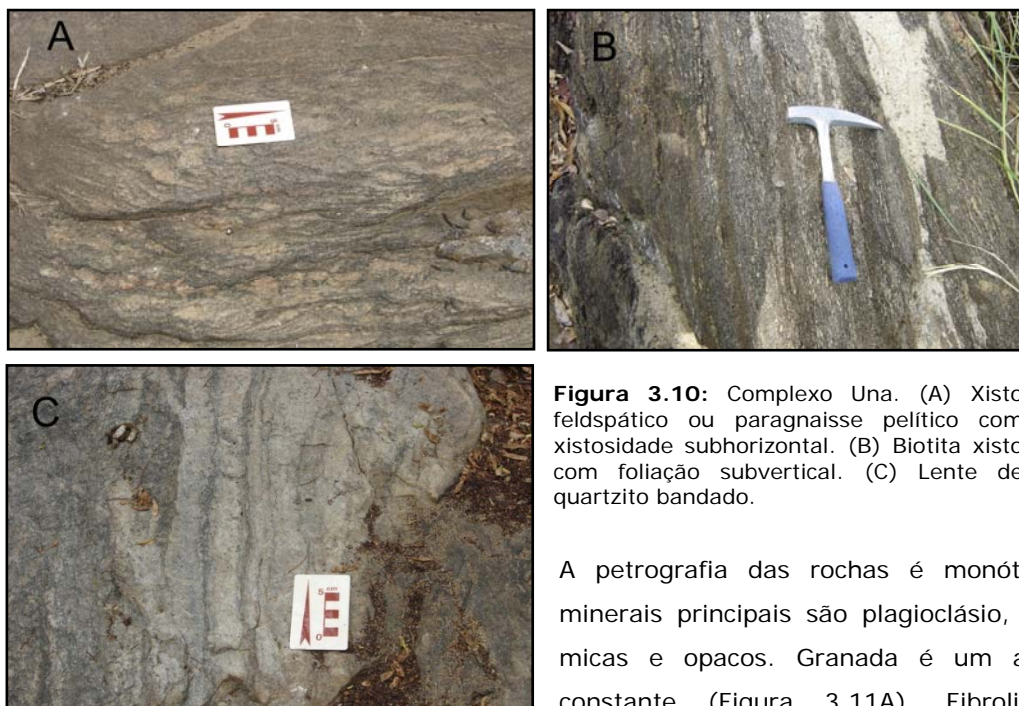


Figura 3.10: Complexo Una. (A) Xisto feldspático ou paragnaisse pelítico com xistosidade subhorizontal. (B) Biotita xisto com foliação subvertical. (C) Lente de quartzito bandado.

A petrografia das rochas é monótona. Os minerais principais são plagioclásio, quartzo, micas e opacos. Granada é um acessório constante (Figura 3.11A). Fibrolita está presente em muitas ocorrências (Figura 3.11B) e andaluzita foi observada em algumas seções (Figura 3.11C). Cordierita não foi encontrada nas lâminas estudadas, mas é descrita ao sul da folha (Osako, 2005). O acessório mais comum é a turmalina de cor preta. O plagioclásio aparece em

cristais xenomórficos de granulação fina-média com as geminações albita e periclina sendo comuns. Os cristais de quartzo frequentemente desenvolvem subgrãos alongados, os quais podem ser oblíquos à foliação da matriz. Esses cristais possuem contatos suturados e evidências de recristalização dinâmica. Cristais compostos de biotita e de mica branca sugerem que a mica branca pode ser primária. Granada ocorre como porfiroblastos de cor rosa com inclusões de biotita, plagioclásio e quartzo, às vezes apresentando coronas de mica branca + biotita + plagioclásio(?) (Figura 3.11A). Fraturas preenchidas por óxidos de ferro e micas foram observadas. A forma fibrosa da sillimanita é de ocorrência mais comum do que sua forma prismática, embora essa possa aparecer eventualmente com até alguns milímetros de comprimento (Figura 3.11B).

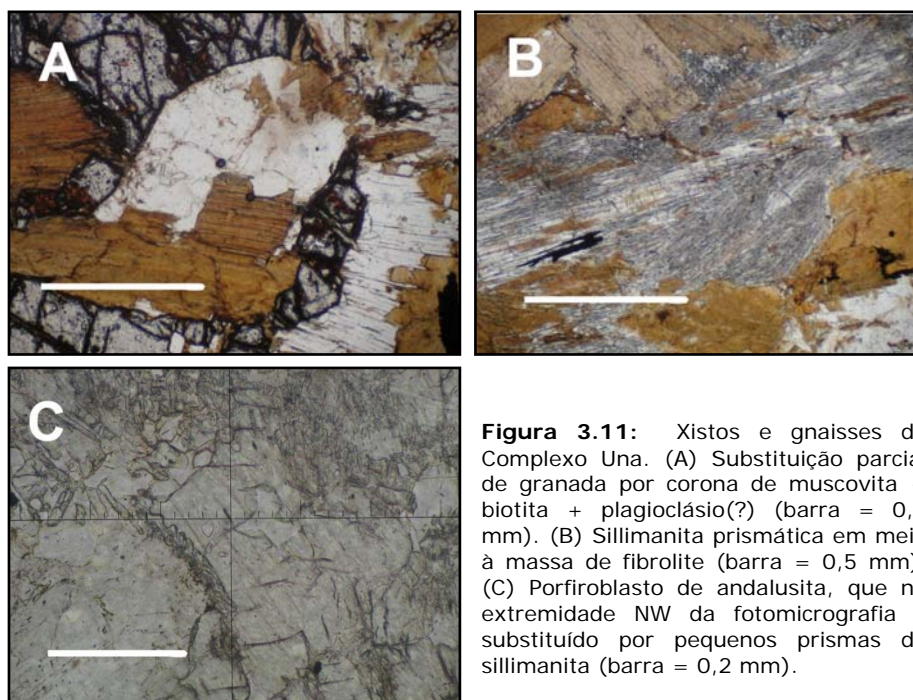


Figura 3.11: Xistos e gnaisses do Complexo Una. (A) Substituição parcial de granada por corona de muscovita + biotita + plagioclásio(?) (barra = 0,5 mm). (B) Sillimanita prismática em meio à massa de fibrolite (barra = 0,5 mm). (C) Porfiroblasto de andalusita, que na extremidade NW da fotomicrografia é substituído por pequenos prismas de sillimanita (barra = 0,2 mm).

Complexo Surubim–Caroalina (NP23sc). Rochas metassedimentares no norte da folha ocorrem em duas faixas, uma em contato com o batólito Caruaru-Arcoverde e outra englobada pelo Ortogneise Taquaritinga. As rochas dominantes são biotita xistos e paragneisses com granada e sillimanita. Paragneisses incluem variedades ricas em biotita (gnaisses pelíticos) e tipos mais quartzo-fedspáticos (prováveis metarcósios). Estas rochas estão englobadas no Mapa Geológico de Pernambuco (Gomes, 2001) no Complexo Vertentes. No entanto, devido ao caráter unicamente metassedimentar e à sua semelhança com os litotipos do Complexo Surubim-Caroalina presentes nas folhas Santa Cruz do Capibaribe e Surubim, elas serão aqui consideradas como pertencentes a esta última unidade (NMsc). Petrograficamente, as rochas desta unidade são também muito semelhantes àquelas descritas no Complexo Una, onde granada e sillimantia são os acessórios mais comuns. Andalusita e cordierita estão presentes em uma das seções estudadas.

Datação U-Pb de grãos de zircão detríticos de uma amostra de paragneisse na Folha Santa Cruz do Capibaribe forneceu idades do Neoproterozóico ao Arqueano (Neves *et al.*, 2006). Os grãos indicam fontes predominantemente do Paleoproterozóico (1,94-2,06 Ga), do final do Mesoproterozóico (1,20-1,15 Ga) e do Neoproterozóico médio (860-760 Ma). O grão mais jovem encontrado tem idade de 665 ± 34 Ma, a qual representa a idade máxima de deposição da seqüência.

3.4 Rochas Plutônicas

Suíte Intrusiva Itaporanga (NP372it) O Batólito Caruaru-Arcoverde (Neves e Mariano, 1999; Neves *et al.*, 2000a) é um dos maiores corpos intrusivos da Província Borborema. Ele estende-se por cerca de 120 km na direção leste-oeste da cidade de Bezerros até próximo à cidade de Arcoverde. Na Folha Belo Jardim compreende três fácies principais: anfibólio biotita sienogranito a monzogranito grosso, anfibólio biotita monzogranito porfirítico e quartzo diorito a quartzo monzodiorito. Neves e Vauchez (1995a, 1995b) incluíram a primeira fácies no Batólito Serra da Jappeganga, enquanto no Mapa do Brasil ao Milionésimo ela aparece como plúton Caruaru-Arcoverde, nomenclatura que será aqui mantida. As duas últimas fácies são dominantes na porção nordeste do batólito e foram agrupadas no Batólito Fazenda Nova em trabalhos anteriores (Melo, 1971; Neves e Vauchez, 1995a, b). A fácies porfirítica foi designada plúton Fazenda Nova no Mapa do Brasil ao Milionésimo. Melo (2002) designou a porção oeste do Batólito Caruaru-Arcoverde na Folha Belo Jardim de Batólito Brejo da Madre de Deus. Do ponto de vista geoquímico, o plúton Caruaru-Arcoverde (NP372it37), e as fácies porfirítica (NP372it38) e diorítica (NP382it38a) do plúton Fazenda Nova fazem parte da Suíte Intrusiva Itaporanga.

O plúton Caruaru-Arcoverde consiste de quartzo sienitos, sienogranitos e monzogranitos inequigranulares grossos, localmente porfiríticos, tipicamente com coloração creme a avermelhada (Figura 3.12). O plúton Fazenda Nova consiste de megacristais de feldspato potássico de cor cinza com até 8cm de comprimento numa matriz média/grossa (Figura 3.13). Em ambos os casos, os principais minerais acessórios são: magnetita, titanita, alanita, apatita e zircão. Os três primeiros são abundantes e podem formar cristais com até 1cm de comprimento. Epidoto é um acessório comum no plúton Fazenda Nova, mas parece resultar de reações subsolidus. Os minerais máficos são biotita e anfibólio, com predomínio do primeiro mineral no granito grosso e do segundo no granito porfirítico. As rochas dioríticas têm granulação fina/média e as variedades mais comuns contêm esparsos megacristais de feldspato potássico com 0,5-2,5 cm de comprimento. Os tipos mais máficos contêm quantidades similares de minerais máficos e félsicos, mas tipicamente biotita+anfíbólio perfazem cerca de 30% da moda. Clinopiroxênio é observado apenas no núcleo de cristais de anfíbólio. Análises de química mineral (Neves e Vauchez, 1995a) indicam que a composição do plagioclásio varia sistematicamente com o tipo petrográfico: An₂₆₋₃₅ nas rochas dioríticas, An₂₀₋₃₂ no granito porfirítico e An₁₃₋₂₃ no granito grosso. Nos três casos, a composição do anfíbólio plota predominantemente no campo das hornblendas.



Figura 3.12: Aspecto típico do granito grosso apresentando cristais de feldspato potássico com coloração creme/rósea.

O contato entre os plútons Caruaru-Arcoverde e Fazenda Nova é gradacional. Enclaves dioríticos decimétricos são comuns no plúton Caruaru-Arcoverde e tornam-se abundantes no plúton Fazenda Nova (Figura 3.13), onde várias outras feições indicam coexistência e mistura local de magmas. Entre estas, destacam-se a ocorrência de diques sinplutônicos, de enxames de enclaves (prováveis

diques sinplutônicos desmembrados), de megacristais corroídos de feldspato potássico em dioritos (sugerindo incorporação a partir de magma granítico coexistente) e de megacristais de feldspato potássico cruzando o contato granito/diorito.

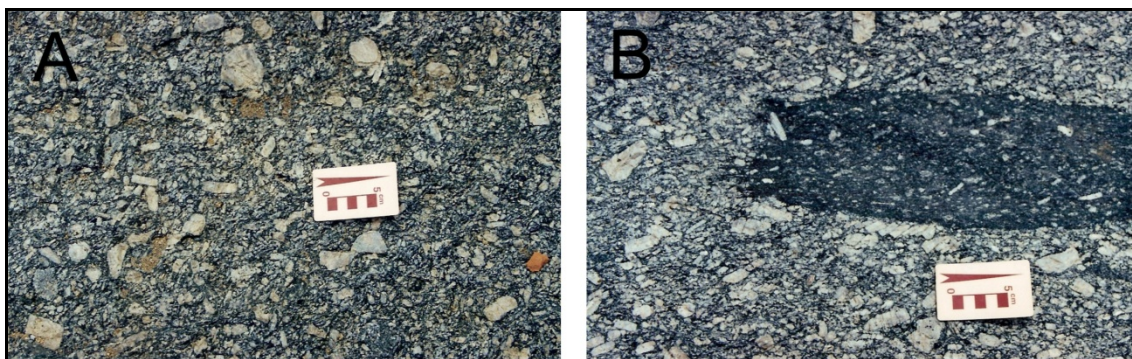


Figura 3.13: (A) Fácies porfírica do plúton Fazenda Nova com deformação incipiente no estado sólido. Notar fratura sintética no megacristal abaixo da escala indicando movimento dextral. (B) Enclave de diorito em granito porfírico (plúton Fazenda Nova). Notar o entelhamento de cristais de feldspato potássico no contato do granito com o enclave (acima e à esquerda da escala) sugerindo cisalhamento dextral.

Três datações pelo método Pb-Pb em zircão forneceram idades de 591 ± 5 , 587 ± 5 e 583 ± 4 Ma no plúton Caruaru-Arcoverde (Melo, 2002; Neves *et al.*, 2004). Estes resultados são similares a uma determinação U-Pb de 588 ± 12 Ma na fácies porfírica (Guimarães *et al.*, 2004). Estas idades são interpretadas como a idade de alojamento do Batólito Caruaru-Arcoverde. Idades de resfriamento foram obtidas pelo método $Ar^{40}-Ar^{39}$ em duas amostras de milonitos resultantes da deformação do granito grosso, uma na zona de cisalhamento Fazenda Nova e outra na zona de cisalhamento Pernambuco leste (Neves *et al.*, 2000b). Idades de 553 Ma em anfibólio e entre 533 e 545 Ma em biotita indicam resfriamento lento entre o alojamento do batólito e as temperaturas de fechamento para difusão de Ar nestes minerais ($500-550^{\circ}C$ e $\sim 300^{\circ}C$, respectivamente).

Monzonito Machado (NP3γ2mc) Este corpo ígneo foi cartografado neste trabalho. Trata-se de hornblenda biotita monzonito de granulação grossa associado com dioritos e gabros e diques e sills de leucogranito fino (Figura 3.16A). O monzonito Machado intrude gnaisses do Complexo Floresta e apresenta a borda NE em contato com o ortogneisse de Taquaritinga controlado por zona de cisalhamento de direção NE e cinemática sinistral. As rochas dioríticas e gabróicas encontram-se venuladas pela rocha de composição monzonítica, desenvolvendo feições que sugerem coexistência de magmas de composições distintas (Figura 3.16B). A assinatura geoquímica do corpo ainda não está definida.

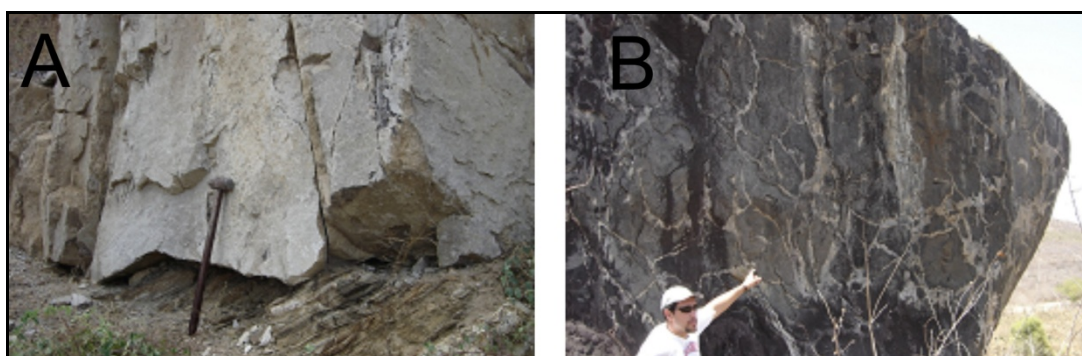


Figura 3.16: Aspectos de campo do monzonito Machado. (A) Contato intrusivo com ortogneisses do Complexo Floresta. (B) Complexo venular. Veios de composição monzonítica cortando diorito.

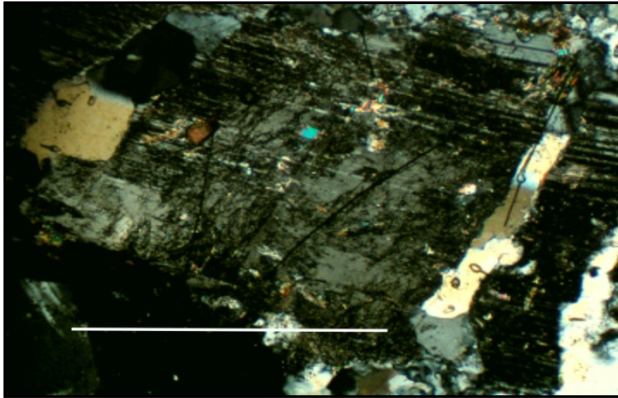


Figura 3.17: Grande cristal de plagioclásio hipidiomórfico que apresenta fraturas de extensão preenchidas por quartzo perpendiculares ao seu comprimento. Outros exemplos mostram calcita e sericita como os minerais preenchedores das fraturas. Nicóis cruzados, comprimento da barra = 1,0 mm.

concordante com o Sienito Cachoeirinha. Ele é composto por hornblenda biotita quartzo monzonitos a sienogranitos grossos nos bordos e por biotita granito equigranular médio a fino de coloração cinza na porção mais central. O sienogranito grosso é composto por megacristais de K-feldspato eudrais a subedrais com desenvolvimento de pertita em chama e inclusões de plagioclásio com bordos corroídos e sericitizados. Biotita ocorre em forma de palhetas subédricas, comumente associada a epidoto e alanita. A fácies cinza tem composição sienogranítica e consiste de cristais de microclina com até 4 mm de comprimento numa matriz com granulação em torno de 1 mm composta por quartzo, microclina, plagioclásio e biotita. Os cristais de microclina maiores podem ser zonados e apresentar pertitas. Inclusões de quartzo são comuns, bem como o desenvolvimento de mirmequitas nos bordos. Os cristais menores desse mineral conferem, juntamente com quartzo e plagioclásio, uma textura granular xenomórfica. A rocha é notável pela abundância de alanita, o qual ocorre como cristais euédricos zonados com até 2 mm de comprimento. Opacos (provavelmente magnetita) também são acessórios comuns. Este fácies é localmente explorado para produção de paralepípedo.

A petrografia do monzonito machado mostra cristais xenomórficos de quartzo com desenvolvimento de subgrão, plagioclásios em forma de grandes cristais eudrais, localmente sericitizados, K-feldspato (pertita) como megacristais e na matriz, e biotita definindo a foliação da rocha. Não foram descritas lâminas delgada das porções máficas a intermediárias.

Granito Taquara (NP3γ2ta) O Granito Taquara é cortado por diques de biotita muscovita granito relacionados ao Granito Cabanas (Figura 3.18) e mostra contato



Figura 3.18: Dique de leucogranito (Cabanas) intrusivo na facies quartzo monzonítica a sienogranítica grossa do Granito Taquara.

Monzonito Santa Cruz do Capibaribe (NP3γ2msc) Apenas uma pequena fração do plúton Santa Cruz do Capibaribe aflora na porção centro-norte da folha Belo Jardim. Na folha Santa Cruz do Capibaribe ele é composto predominantemente por hornblenda biotita monzonito grosso, aflorando na porção externa, e por monzogabros e monzodioritos no seu interior. Apenas a primeira fácies ocorre na folha Belo Jardim. Geoquimicamente trata-se de um monzonito metaluminoso de alto potássio a shoshonítico (Neves *et al.*, 1996).

Sienito Toritama (NP3γ3tn4) O Sienito Toritama é composto por três fácies principais (Melo, 1971, Guimarães, 1989, Guimarães e Da Silva Filho, 1998, Neves *et al.*, 2000b, Amorim, 2002): biotita anfibólio sienito grosso, biotita anfibólio sienito porfirítico, e anfibólio biotita sienito equigranular fino (Figura 3.14). A fácies porfirítica é caracterizada por cristais de feldspato potássico com até 5 cm de comprimento e coloração creme a marrom escura (mais comum). Estes



Figura 3.14: Contato subhorizontal entre as fácies grossa e equigranular fina do Sienito Toritama. Um dique de leucogranito tardio foi intrudido aproveitando o contato entre as duas fácies.

cristais são frequentemente manteados por oligoclásio. Em todos os tipos petrográficos, anfibólio, biotita, feldspato potássico e plagioclásio são os principais minerais. A composição do plagioclásio varia de An₁₅ a An₂₂ e o anfibólio dominante nas três fácies é magnésio hornblenda (Guimarães, 1989; Neves *et al.*, 2000b). Clinopiroxênio e quartzo são minerais essenciais (> 5% da moda) em algumas amostras. Os principais minerais acessórios são: titanita, magnetita, alanita, apatita e zircão. Geoquimicamente trata-se de um corpo metaluminoso shoshonítico (Guimarães, 1988; Guimarães e Da Silva Filho, 1998; Guimarães *et al.*, 2004).

Na porção sudeste, o Sienito Toritama faz contato com o Batólito Caruaru-Arcoverde, com o qual mostra contatos interdigitados (Neves *et al.*, 2000b). O contato do sienito equigranular com as rochas dioríticas deste último é gradacional, formando uma zona de transição com vários quilômetros de largura, dificultando um traçado preciso do contato. Uma transição entre a fácies porfirítica do sienito e o granito porfirítico do plúton Fazenda Nova também é observado. Aproximando-se deste último, a proporção de quartzo no sienito porfirítico aumenta progressivamente, a tal ponto que a rocha adquire uma composição granítica, distinguindo-se do granito porfirítico apenas pelo fato dos megacristais de feldspato potássico preservarem a coloração marrom escura e o manteamento típicos.

Guimarães e Da Silva Filho (1998) construíram uma isócrona Rb-Sr utilizando amostras do Sienito Toritama e do Complexo Bom Jardim, uma intrusão sienítica petrograficamente e geoquimicamente semelhante ao Sienito Toritama presente na Folha Surubim. A idade obtida foi 585±35 Ma, similar às idades disponíveis para o batólito Caruaru-Arcoverde, corroborando os dados de campo para uma superposição temporal entre o magmatismo sienítico e o magmatismo granítico/diorítico. Uma idade Ar⁴⁰-Ar³⁹ de 589 Ma em anfibólio foi obtida por Neves *et al.* (2000b). Esta idade é similar à idade Rb-Sr, mas não pode ser interpretada como indicando rápido resfriamento após o alojamento do plúton porque o espectro de idades em sela indica excesso de Ar. Esta idade, portanto, representa uma estimativa máxima para a idade de fechamento de argônio neste anfibólio. Apesar da idade brasileira o Sienito Toritama está listado no GEOBANK da CPRM como NP3γ3tn4. Em função das idades apresentadas o magmatismo referente a esse corpo é sin-brasiliano, devendo ser renomeado para NP3γ2tn4.

Sienito Cachoeirinha (NP3γ3sca)

O Sienito Cachoeirinha aflora nas folhas Belo Jardim e Garanhuns e possui duas fácies principais (Figura 3.15): biotita anfibólio sienito inegranular a porfirítico e biotita anfibólio quartzo sienito médio (Beltrão, 2002; Neves *et al.*, 2005a). O biotita anfibólio sienito tem coloração cinza escura e consiste de feldspato potássico (45-70%), plagioclásio (10-20%), quartzo (<5-15%), anfibólio (normalmente entre 5 e 15%, mas podendo atingir até 45%) e biotita (2-8%). O quartzo sienito é leucocrático, tem coloração rósea e consiste essencialmente de feldspato potássico (cerca de 70%), quartzo (10-20%) e plagioclásio (10-15%). A soma dos minerais máficos (biotita e anfibólio) é inferior a 8%. Magnetita, titanita, apatita e zircão são acessórios comuns nas duas fácies.

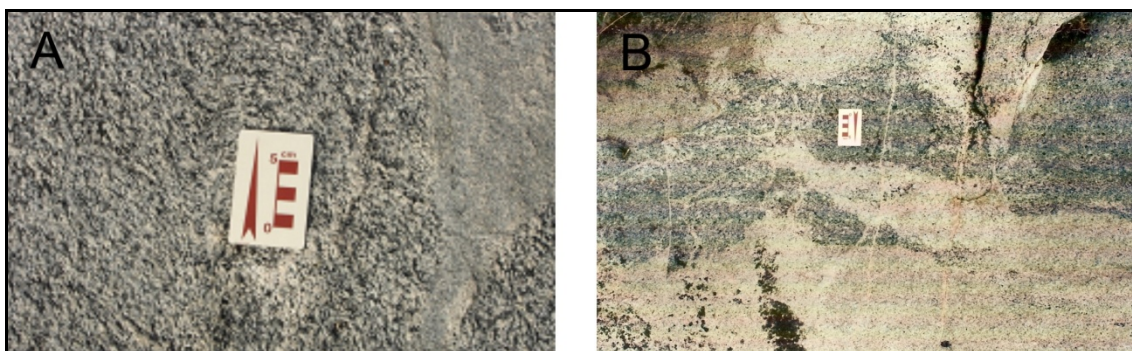


Figura 3.15: Aspectos de campo do Sienito Cachoeirinha. (A) Fácies cinza mostrando foliação magmática dobrada. A foliação é truncada por dique de leucogranito cinza. (B) Contato irregular entre as fácies cinza e rósea sugerindo coexistência de magmas.

A fácies cinza domina na porção externa e a fácies rosa na porção central do plúton. Afloramentos onde as duas fácies ocorrem conjuntamente são comuns entre estas duas zonas. Xenólitos de anfibólito e enclaves de sienito máfico são comuns na fácies cinza. Os enclaves máficos consistem essencialmente de feldspato potássico, clinopiroxênio e biotita e podem exibir contatos gradacionais com a hospedeira, sugerindo coexistência de magmas. O contato entre as fácies rósea e cinza também pode ser difuso, mas mais comumente são bem definidos, variando de curvos a retilíneos. Diques da fácies rosa na cinza também ocorrem. Estas observações sugerem que vários pulsos do magma quartzo sienítico foram injetados durante e após a cristalização da fácies cinza.

A fácies cinza do Sienito Cachoeirinha faz contato com os granitos Taquara e Cabanas. Com o primeiro apresenta contato concordante. O contato com o Granito Cabanas não foi diretamente observado no campo, mas como diques de muscovita granito semelhantes ao Cabanas (Figura 3.15A) ocorrem no Sienito Cachoeirinha é provável que este seja mais antigo.

Pessoa *et al.* (1978) obtiveram uma idade Rb-Sr em rocha total de 570 ± 25 Ma para o Sienito Cachoeirinha. A isócrona foi construída com 18 pontos, incluindo três análises de rochas encaixantes. Esta idade foi recalculada para 579 ± 28 Ma por Neves *et al.* (2005a) excluindo-se as amostras das encaixantes e utilizando a constante de decaimento atualmente aceita de $1,47 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$. Uma idade U-Pb em zircão de 587 ± 8 Ma foi obtida recentemente (Neves *et al.*, 2006b) e reflete mais acuradamente a idade de alojamento do plúton. Apesar da idade brasileira o Sienito Cachoeirinha está listado no GEOBANK da CPRM como NP3γ3sca. Em função das idades apresentadas o magmatismo referente a esse corpo é sin-brasiliano, devendo ser renomeado para NP3γ2sca.

Granito Cabanas (NP3γ3ca) – O Granito Cabanas é um sienogranito leucocrático com 5-10% de muscovita e biotita, normalmente com predomínio do primeiro (Neves *et al.*, 2003). O plúton é bastante homogêneo, apresentando apenas ligeiras variações em granulação, cor e composição modal. A textura é predominantemente equigranular média a grossa (3-6 mm). Variedades porfíricas, onde esparsos cristais de feldspato potássico com até 3 cm de comprimento estão presentes, são encontradas localmente. A rocha fresca tipicamente tem coloração cinza clara, com tons de creme sendo observados em locais com alteração superficial incipiente. É comum no plúton a ocorrência de falhas com direção NE-SW que, nas pedreiras para extração de brita e paralelos surgem em destaque topográfico (Figura 3.19). Ao longo de todo limite norte e noroeste, o plúton é deformado e desenvolve uma foliação forte a subvertical. Afastado desses locais a textura é isotrópica na maior parte dos afloramentos. O plúton trunca tanto a foliação regional das encaixantes quanto a foliação milonítica presente em xenólitos de granito grosso encontrados no seu interior. Uma idade U-Pb em zircão de 573±8 Ma foi obtida recentemente (Neves *et al.*, 2006b).



Figura 3.19: Aspecto do geral do Granito Cabanas em pedreira para exploração de britas e paralelos. Planos em destaque são falhas com direção 42Az/subverticais e apresentando lineação 34°/324Az.



Figura 3.20: Aspecto de campo do leucogranito Serra de São Bento, cortando em forma de dique o plúton Fazenda Nova, ao longo da zona de cisalhamento de Fazenda Nova.

Granitos Serra do Quati (NP3γ3sq) – O Batólito Caruaru-Arcoverde é intrudido na porção centro leste por dois corpos de biotita granito com textura equigranular, granulação média, leucocráticos e coloração creme. O Granito Serra do Quati é alongado na direção norte-sul e constitui um corpo horizontal tabular capeando o contato entre a fácies porfírica e a fácies grossa. Outro corpo pertencente a esta unidade ocorre alongado na direção NE-SW e parcialmente deformado pela zona de cisalhamento Fazenda Nova (Figura 3.20). Tratam-se de biotita granitos, cuja assinatura geoquímica ainda não está definida.

Diques de Caruaru (NP3γ3dc) e diques de Riacho da Onça (NP3γ3dr) – Milonitos a ultramilonitos L-S a L tendo protólitos ígneos variados estão presentes ao longo de partes das zonas de cisalhamento Pernambuco leste (ZCPE) e Fazenda Nova (ZCFN). Na ZCFN são comuns alternâncias de leucogranitos e dioritos extremamente deformados (Figura 3.21). Sienitos e monzonitos grossos a porfíricos, máficos a intermediários, com cristais vermelhos de feldspato potássico, como espessuras variando de decímetros até várias dezenas de metros, intercalados com dioritos, leucogranitos finos cinza e leucogranitos fino/médio rosa, ocorrem ao longo do segmento central da ZCPE. Todas estas rochas estão extremamente deformadas, têm mergulho alto a subvertical e são interpretadas como enxames de diques alojados durante os estágios

avançados da deformação transcorrente. Além da deformação dúctil com desenvolvimento de relações C-S, megacristais de K-feldspatos estirados as rochas apresentam deformação rúptil caracterizada por desenvolvimento de inúmeros planos de fraturas e feições texturais de brecha tectônica, resultando de provável reativação da ZCPE (Figura 3.22). A assinatura geoquímica destas rochas ainda não está definida.

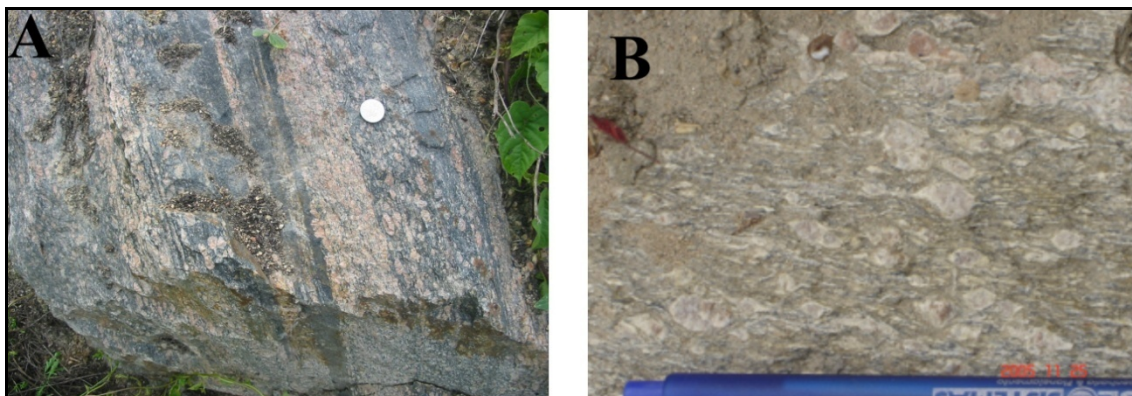


Figura 3.21: Exame de diques localizado a sul do Batólito Caruaru-Arcoverde, mostrando deformação dúctil com relação S-C dextral (A) e desenvolvimento de sigmóides em K-feldspatos (B).



Figura 3.22: Exame de diques Caruaru, mostrando textura de brecha cataclástica, sugerindo possível reativação da ZCPE.

4. PALEONTOLOGIA

4.1 Introdução

A Folha Belo Jardim apresenta rico registro fossilífero constituído de ossos, dentes, chifres e osteodermos de mamíferos pleistocênicos preservados em coberturas sedimentares clásticas neogênicas, dispostas em pequenas áreas de acumulação (não mapeáveis na escala 1:50.000) ligados a rios, lagoas e principalmente depósitos informalmente designados de tanques ou cacimbas. Os depósitos de *tanque* correspondem a antigas lagoas associadas a depressões com forma ocelar, ovalada e circular, esculpidas em rochas do embasamento cristalino. Bigarella *et al.* (1994), definiram essas depressões como uma espécie de cavidade na superfície da rocha, produzida pelo intemperismo químico. Mabesoone *et al.*, 1990, consideraram a gênese dessas depressões naturais ligadas ação do intemperismo e a presença de fraturas desenvolvidas sobre superfície de rochas pré-cambrianas. No passado, nas épocas das chuvas ou durante enchentes, os sedimentos continentais foram transportados juntamente com os restos esqueléticos, de mamíferos de grande porte (megafauna), mortos nas proximidades, e depositados nessas pequenas bacias, formando ricos jazigos fossilíferos que constituem feições exclusivas da região nordeste brasileira. Os restos ósseos destes depósitos ocorrem geralmente com as suas partes dissociadas, quebradas e desgastadas, evidenciando que após a morte, sofreram algum transporte ou remanejamento por águas torrenciais até o sepultamento definitivo (Rolim, 1974; Barreto *et al.*, 2004).

Em Pernambuco já são conhecidos trinta e quatro municípios com essas ocorrências, situadas no Sertão e Agreste. (Silva *et al.*, 2004; Barreto *et al.*, 2005). Os trabalhos pioneiros no estado são de N. Vidal, (1946), (1955), (1959) e Paula-Couto (1953). Nessa fase, muitos fósseis foram coletados e levados para o Museu Nacional do Rio de Janeiro, onde foram estudados sob aspectos taxonômicos.

A fauna pleistocênica de mamíferos, conhecida como megafauna é definida por um conjunto de animais, cuja massa corpórea adulta, excede a uma tonelada (Paula-Couto, 1979). Esses animais foram distribuídos por toda a América do Sul durante o Pleistoceno, incluem megaterídeos, gliptodontes, toxodontes, mamíferos de médio porte como tigres dente-de-sabre, cervídeos, camelídeos e equídeos. A presença de restos e vestígios desses animais, quase todos herbívoros extintos, constitui-se em forte evidência da existência pretérita de campos abertos, savanas, cerrados, assim como de maior ou menor quantidade de cursos d'água, pelo menos durante alguns intervalos do Pleistoceno (Rolim, 1981; Bergqvist *et al.*, 2004).

Segundo Silva (2004), sete ordens de mamíferos fósseis são conhecidas hoje no Estado de Pernambuco, a saber: Xenarthra (Cinco espécies distribuídas em três famílias), Notoungulata (uma

família e uma espécie), Proboscidea (uma família com duas espécies), Perisodactyla (uma família e duas espécies), Litopterna (uma família e uma espécie), Artiodactyla (duas famílias e duas espécies) e Carnívora (uma família e uma espécie). Segundo Bergqvist e Almeida (2004), o Nordeste brasileiro é a segunda região com maior diversidade de mamíferos (31 famílias), só perdendo para a região sudeste, com 63 famílias, de um total de 77 conhecidas no Brasil. A Folha Belo Jardim abrange o município que é conhecido por apresentar o maior número desses jazigos fossilíferos, Brejo da Madre de Deus.

4.2 Fósseis e Localidades Fossilíferas da Folha Belo Jardim

Dos oito municípios que fazem parte da Folha Belo Jardim, em três são registradas ocorrências de fósseis de mamíferos pleistocênicos, a saber: Belo Jardim, Brejo da Madre de Deus e Toritama. O município de Brejo da Madre de Deus tem o maior número de ocorrências de mamíferos pleistocênicos no Estado de Pernambuco, conhecidas até o momento (Silva, 2004). Até o momento, não há registros de megafauna nos municípios de Altinho, Cachoeirinha, São Caetano e Tacaimbó também inseridos na Folha em estudo (SC.24-X-B-III) – escala de 1:100.000. Provavelmente essa informação representa apenas o pequeno número de trabalhos realizados na área.

4.2.1 Município de Brejo da Madre de Deus

Através de levantamento bibliográfico e trabalhos de campo, foi verificado o registro de diversas localidades com ocorrências de fósseis no município de Brejo da Madre de Deus e adjacências. As ordens e espécies conhecidas até o momento são:

Ordem Xenarthra (Preguiças e Tatus gigantes): duas espécies.

Eremotherium laurillardii Cartelle e Bohòrquez, 1982;

Glyptodon sp. Owen, 1838

Ordem Proboscidea (Mastodontes): uma espécie.

Stegomastodon waringi Simpson e Paula-Couto, 1957.

Os tanques com registro de megafauna foram georeferenciados pela primeira vez no município e constituem importantes jazigos fossilíferos, ricos em restos esqueléticos e dentes de mamíferos pleistocênicos (Tabela 1).

Foram cadastradas quatro novas ocorrências de tanques fossilíferos, estando enumeradas de 8 a 11 na tabela acima (Tabela 1). Todas as localidades, que foram georeferenciadas, apresentam tanques com formatos variando de ocelar até quase circular, estando mais comumente associados ao granito porfirítico, normalmente com enclaves com textura mais fina. O jazigo fossilífero (tanque) localizado em Tabocas (número 11 da Tabela 1) é exceção, pois se encontra limitado em depressão produzida em granito com fácies fina, em zona de intercessão de linhas de fratura. As figuras 4.1, 4.2, 4.3 e 4.4 exemplificam forma, preenchimento sedimentar e registro fossilífero de depósito de tanque localizado na Fazenda Logradouro, Incó, Fazenda Nova, Brejo da Madre de Deus.

Tabela 1: Ocorrências fósseis de Mamíferos pleistocênicos em Brejo da Madre de Deus – PE, plotadas na folha Belo Jardim.

Localidade	Longitude	Latitude	Altitude	Observações Geológicas e Geomorfológicas
1 - Próximo à Fazenda Jucá	0805194	9091946	520m	Área de pedimento intermontano.
2 - Lagoa de Mãezinha, Sítio Toma Lá	0805212	9097570	516m	Média encosta da Serra do Quati.
3 - Lagoa do Sítio Maniçoba	0818120	9101506	479m	<i>Inselberg</i> em área de baixa encosta.
4 - Lagoa do Birundo, Sítio Baixio 1	0817751	9101840	499m	<i>Inselberg</i> em área de baixa encosta.
5 - Próximo à Lagoa do Muçu, Sítio Brejinho.	0796369	9104330	509m	Área de pedimento intermontano.
6 - Açude da Fazenda do Aristo	0812821	9092764	488m	Baixa encosta da Serra do Moleque.
7 - Tanque localizado em Nova Jerusalém	0809212	9094364	479m	Área de pedimento intermontano.
8 - Sítio Carneirinho	0818909	9100720	461m	<i>Inselberg</i> área de baixa encosta.
9 - Fazenda Logradouro, Incó	0812382	9094506	469m	<i>Inselberg</i> em área pedimentar.
10 - Propriedade do Sr. Adilson	0810964	9096382	476m	Área de pedimento intermontano.
11 - Propriedade do Sr. Fernando em Tabocas	0794607	9098088	511m	<i>Inselberg</i> em área de média encosta.



Figura 4.1: Depósito de tanque com formato ocelar, localizado na Fazenda Logradouro (Incó), Distrito de Fazenda Nova – Brejo da Madre de Deus, PE. A linha vermelha mostra a camada com maior concentração de fósseis de mamíferos pleistocênicos. No detalhe aspecto textural do granito porfirítico.

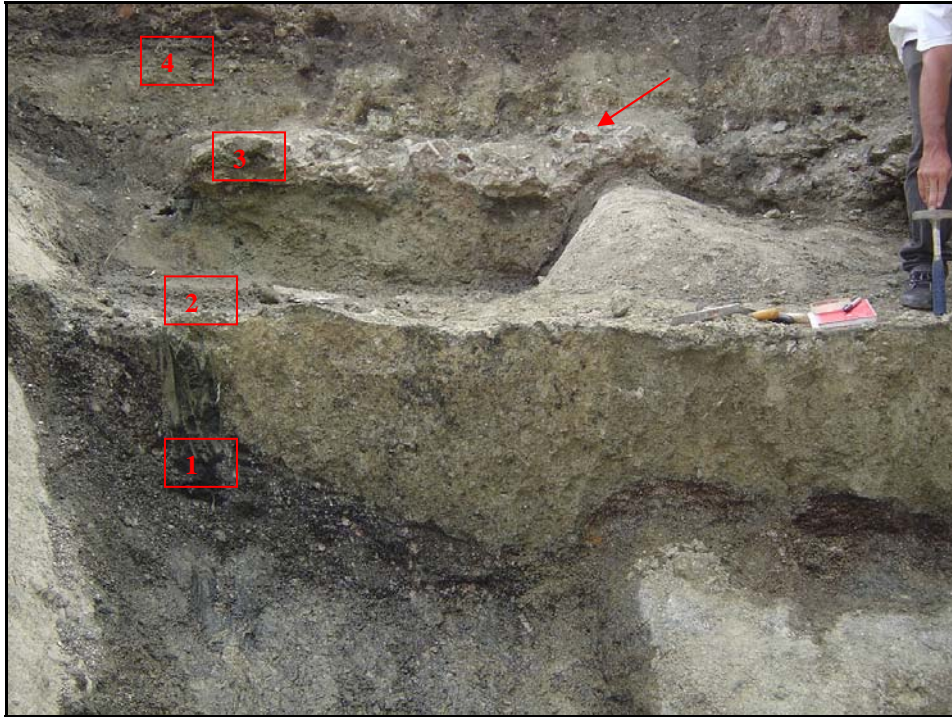


Figura 4.2: Preenchimento sedimentar do tanque da Fazenda Logradouro. 1 - Rocha alterada; 2 - Cascalho suportado por matriz argilosa feldspática, rica em pirita e com ossos e dentes de mamíferos pleistocênicos (ambiente com baixa energia, com água estagnada); 3 - conglomerado com bioclastos e matriz calcífera (calcrete); 4 cascalho suportado por matriz areno-argilosa e sem fósseis. A seta mostra nível com concentração de ossos (bioclastos) na camada 3, representando evento de mortandade.



Figura 4.3: Vista em planta de ossos de mamíferos no tanque da Fazenda Logradouro. Observa-se mistura de ossos de diferentes espécies que se encontram desarticulados, fragmentados e desgastados, evidenciando que sofreram transporte por águas torrenciais até o sepultamento definitivo.



Figura 4.4: Pequenas depressões de forma alongada (tanques naturais), paralelas a fraturas com orientação 260Az.

4.2.2 Município de Toritama

Depósitos de tanques com mamíferos pleistocênicos são encontrados na Localidade da Fazenda Cascavel. Rolim (1974) identificou as seguintes ordens e espécies:

Ordem Xenarthra (Preguiças e Tatus gigantes): duas espécies.

Eremotherium laurillardi Cartelle e Bohòrquez, 1982;

Panoctus sp.

Ordem Notoungulata (Toxodontes): uma espécie.

Toxodon platensis, Owen, 1840.

Ordem Proboscídea (Mastodontes): uma espécie.

Stegomastodon waringi Simpson e Paula-Couto, 1957.

4.2.3 Município de Belo Jardim

Não foram realizados registros georeferenciados de localidades fossilíferas nem a descrição das espécies do município, porém moradores da cidade relataram a existência de localidades fossilíferas. Necessitando assim, realização de novos trabalhos de campo para elaboração de cadastro paleontológico.

4.3 Descrição dos Gêneros e Espécies de Mamíferos Pleistocênicos da Folha Belo Jardim

Para as informações ecológicas, morfológicas e de sistemática paleontológica foram utilizadas as seguintes referências: Paleontologia Brasileira - Mamíferos (Paula-Couto, 1953), Tratado de Paleomastozoologia (Paula-Couto, 1979) e Paleontologia (Carvalho 2004)

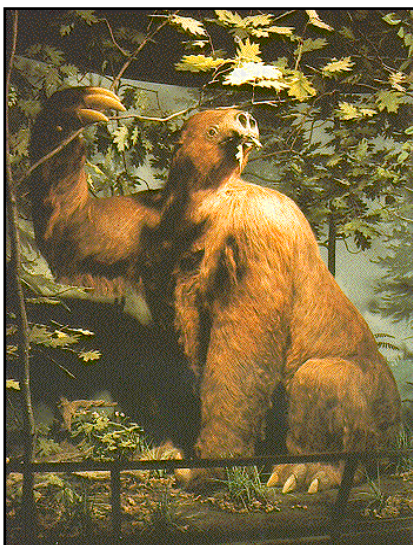
Ordem XENARTHRA Cope, 1889

Família MEGATHERIIDAE Owen, 1843

Gênero *Eremotherium* Spillmann, 1948

Espécie *Eremotherium laurillardi* Cartelle e Bohòrquez, 1982

O gênero *Ereotherium* é uma variante intertropical de *Megatherium*, com o qual foi confundido durante muito tempo. *E. laurillardi* é uma das maiores preguiças conhecidas (Figura 4.5). Estes animais chegavam a pesar cerca de cinco toneladas e alcançavam até seis metros de altura. Os



machos apresentavam porte maior que as fêmeas e eram cobertos de pêlos grossos. Alimentavam-se de folhas e capim. Essas preguiças viviam em savanas arbóreas abertas, pois seu grande porte dificultava o deslocamento em matas fechadas.

Encontram-se fósseis desta espécie em quase todos os estados brasileiros, assim como em outros países da América do Sul como Equador, Colômbia, Venezuela, Peru, Panamá, El Salvador, México e Estados Unidos. O maior número de achados tem ocorrido no Brasil.

Figura 4.5: Reconstrução do *E. laurillardi*, preguiça terrícola, encontrada com frequência em Pernambuco. A sua presença é sugestiva de região com cobertura vegetal do tipo savana ou cerrado.

Ordem XENARTHRA Cope, 1889

Família GLYPTODONTIDAE Burmeister, 1879

Gênero *Glyptodon* Owen, 1838



Figura 4.6: Reconstrução do *Glyptodon*, e fotografia de placa dérmica octagonal, com 4 cm de diâmetro, coletada na Fazenda Logradouro, Fazenda Nova, Brejo da Madre de Deus. A sua presença também sugere região com cobertura vegetal do tipo savana ou cerrado.

Os maiores gliptodontes chegavam a alcançar 1,20m de altura por 2m de comprimento (Figura 4.6). Possuíam a carapaça muito espessa, formada pela união de placas dérmica tetra, penta ou hexagonais, octogonais, ornamentadas em roseta com uma figura central. A cauda era protegida, em toda a sua extensão, por uma série de anéis móveis. Nos indivíduos velhos, os osteodermos soldam-se, às vezes, entre si. Os gliptodontes eram semelhantes aos tatus atuais, desprovidos de plastrão ventral. A cabeça e a cauda eram protegidas por carapaça óssea. A carapaça dorsal era soldada à coluna vertebral. Possuíam membros locomotores curtos, terminados em garras semelhantes a cascos. Eram herbívoros, alimentavam-se de gramíneas e folhas.

Representantes da fauna pleistocênica da Argentina, Uruguai, Bolívia e México. No Brasil parecem ter sido mais abundantes no Nordeste, Sudeste e Sul.

Ordem PROBOSCIDEA Illiger, 1811

Família GOMPHOTHERIIDAE Cabrera, 1929

Gênero *Stegomastodon* Hoffstetter, 1950

Espécie *Stegomastodon waringi* Simpson e Paula-Couto, 1957



Figura 4.7: Reconstrução do *Stegomastodon waringi* e dente molar, com 17 cm de largura, coletado na Fazenda Logradouro, Fazenda Nova, Brejo da Madre de Deus.

Estes animais tinham maior porte que os proboscídeos atuais, possuindo presas de até um metro e meio, recurvadas para cima. A substituição dos dentes ocorria como nos elefantes atuais, quando ficavam muito desgastados, os primeiros caíam e os segundos começavam a serem usados. Viviam em numerosos bandos, alimentando-se de arbustos, folhas, gramíneas duras, em regiões de savana arbórea próximas às drenagens (Figura 4.7).

Os mastodontes são característicos da América do Sul e muitos registrados no Nordeste do Brasil. Encontrados também na Argentina, Paraguai, Uruguai, Equador, Venezuela e sul do Brasil.

Ordem NOTOUNGULATA Roth, 1903

Família TOXODONTIDAE Gervais, 1847

Gênero *Toxodon* Owen, 1840

Espécie *Toxodon platensis* Owen, 1840



Figura 4.8: Reconstrução de *Toxodon platensis* e fragmento de dente e mandíbula, coletado na Fazenda Logradouro, Fazenda Nova, Brejo da Madre de Deus. A presença destes animais sugere proximidade de cursos de água, em virtude de seu provável hábito anfíbio.

Os *Toxodon platensis* podiam atingir o tamanho de um rinoceronte ou de um hipopótamo, alcançando quase três metros de comprimento (Figura 4.8). Possuíam crânio grande, 60 a 70 cm de comprimento, pequeno recuo das narinas externas, sugerindo a presença de tromba curta ou lábio preênsil. Caninos ausentes ou rudimentares e não funcionais e membros locomotores curtos, os anteriores mais que os posteriores, indicativo de que o animal possuía hábito anfíbio. Possuíam hábitos alimentares herbívoros, dieta constituída por gramíneas.

Larga distribuição na América do Sul. Presença em depósitos pleistocênicos da Argentina, Uruguai, Paraguai, Bolívia e Brasil.

4.4 Considerações Finais

As concentrações fossilíferas da Folha Belo Jardim estão relacionadas a mamíferos pleistocênicos preservados em pequenas áreas descontínuas com sedimentação clástica neogênica, denominados de depósitos de tanques ou cacimbas, localizadas na mesorregião agreste. Geomorfologicamente estão localizadas no planalto da Borborema, ligados preferencialmente a baixa encosta circundada por áreas elevadas, formando serras. Geologicamente, ocorrem em litologia de plútons brasileiros, de textura grossa a porfírica e com enclaves de composição diorítica. Estes plútons são caracterizados pela íntima relação entre quartzo monzonitos a granitos s.s. e dioritos, através de processos de coexistência e mistura local de magmas. A erosão preferencial de porções dioríticas nestes corpos pode representar um excelente controle litológico para a ocorrência destes depósitos. Os depósitos da Folha parecem, também, estar associados a importantes falhamentos ou fraturas geológicas.

Os sedimentos neogênicos da folha também abrigam depósitos de argila ou areia de importância para a construção civil.

O grande número de ocorrência de concentrações fossilíferas, pelo menos treze localidades, e a presença de três ordens (Ordem Xenarthra, Notoungulata e Proboscidea) e cinco espécies de mamíferos pleistocênicos de grande porte, mostra que folha mapeada tem grande potencial paleontológico, com a possibilidade de criação de parques temáticos ou museus. A cidade de Brejo da Madre de Deus se destaca no Estado de Pernambuco, com o maior número desses depósitos conhecidos até o momento. Estudos complementares, possivelmente ampliarão bastante o número de localidades e de espécies e fósseis conhecidas até o momento na folha e no estado de Pernambuco.

A presença da megafauna sugere que durante o Pleistoceno, e talvez até início do Holoceno, a região apresentava condições climáticas e vegetação diferente da atual, apresentando clima mais ameno e vegetação do tipo cerrado ou savana.

Por representarem pequenas bacias que armazenaram fósseis, sedimentos, além de água, durante o Pleistoceno, em ambientes tropicais, de baixas latitudes, os tanques pleistocênicos são provavelmente os mais importantes registros para a reconstrução de ambientes continentais em regiões do semi-árido e agreste do Nordeste brasileiro. Seu estudo sob aspectos sistemáticos, paleoecológicos, e geocronológicos contribuirá para elucidação sobre mudanças climáticas advindas dos estádios glaciais e interglaciais do Pleistoceno/Holoceno e podem colaborar também com a história evolutiva e causas da extinção dos mamíferos de grande porte.

Também se faz necessário à divulgação e um trabalho de conscientização do poder público e da população sobre a importância da preservação do patrimônio cultural e científico, para que os jazigos fossilíferos possam ser preservados, e ao mesmo tempo, contribuam para promover desenvolvimento cultural, social e econômico na região. Esses depósitos fossilíferos são encontrados em locais que o homem do campo escava para obter água, tais como, proximidades de leitos de rios, lagoas ou tanques naturais. Por isso, podem ser encontrados pela população local, justificando, desta forma, a necessidade da população ser informada sobre o que são e o que significam. O fóssil é Patrimônio Científico pré-histórico de uma região, por isso, faz parte da memória cultural dela, sendo, também, protegido por lei (Decreto Lei 4.146 de 1942) e considerado propriedade da Nação. O material fóssil coletado está sendo estudado e incorporado a Coleção Científica do Departamento de Geologia. Caso haja interesse e condições por parte do município, o material pode ser doado para fazer parte de museus. O poder público em geral e as prefeituras locais devem promover ações que levem a preservação, pesquisa e divulgação, para evitar a perda de Patrimônio Cultural. Essas ações também promovem resgates de valores culturais e pré-históricos da região; valorização da identidade da população e até a diversificação da economia local através da criação de parques temáticos e museus.

5. PETROLOGIA E GEOQUÍMICA

5.1 O Ortognaisse Taquaritinga

Sá *et al.* (2002) realizaram 11 análises químicas para elementos maiores, traços e terras raras para o Ortognaisse Taquaritinga (Tabelas 5.1, 5.2 e 5.3). Estas análises revelaram uma rocha de assinatura metaluminosa (Figura 5.1), rica em álcalis e distribuídas no campo sub-alcálico do diagrama álcalis totais ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs. sílica, mostrando uma leve correlação negativa entre álcalis e SiO_2 (Fig 5.2). No diagrama K_2O vs SiO_2 (Figura 5.3), proposto por Peccerillo e Taylor (1976), as amostras encontram-se distribuídas na transição dos campos cálcio-alcálico de alto potássio e shoshonítico, desenvolvendo um trend essencialmente vertical.

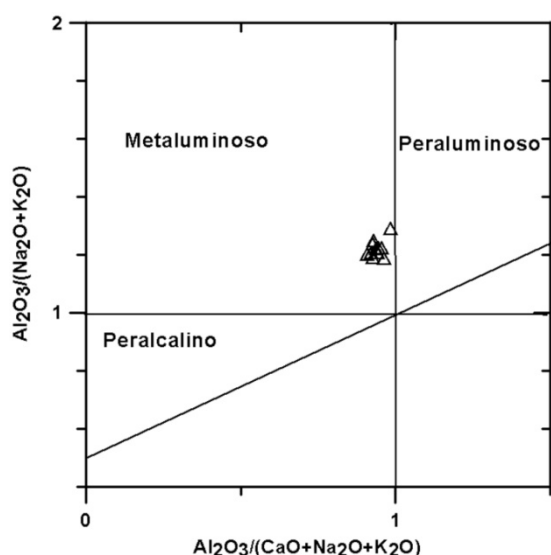


Figura 5.1: Índice de Shand para as rochas do Ortognaisse Taquaritinga. Diagrama proposto por Maniar e Piccoli (1989). Fonte dos dados: Sá *et al.* (2002).

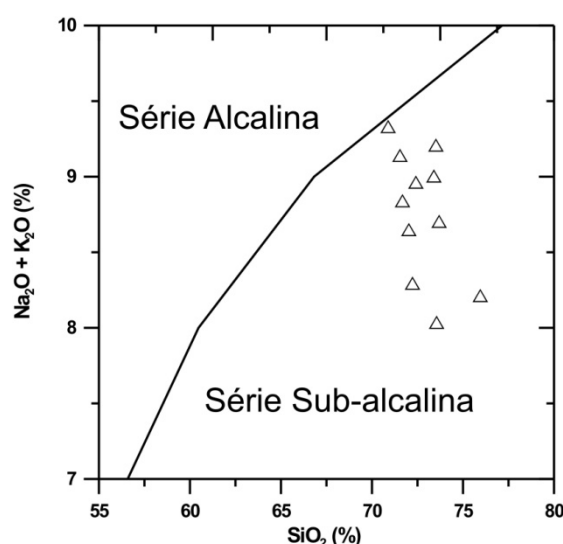


Figura 5.2: Diagrama álcalis totais vs. SiO_2 para o Ortognaisse Taquaritinga. Linha que delimita campos de Irvine e Baragar (1981). Fonte dos dados: Sá *et al.* (2002).

A distribuição dos elementos maiores do Ortognaisse Taquaritinga em relação a SiO_2 (diagramas do tipo Harker) é normalmente aleatória, desenvolvendo trends para TiO_2 , Al_2O_3 e Na_2O (Figura 5.4). Os elementos terras raras normalizados por condrito mostram um padrão bastante fracionado, com enriquecimento em terras raras leves em relação aos pesados e forte anomalia negativa de Eu (Figura 5.5). É importante ressaltar que as rochas do Ortognaisse Taquaritinga são enriquecidas em elementos terras raras pesados possuindo razões $(\text{La}/\text{Lu})_N$ variando de 4 a 39. Este comportamento, associado com a análise detalhada dos dados petrográficos, geoquímicos, valores elevados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial ($0,7104 \pm 0,00045$) e ϵNd (1,52) negativo (-10,45 a -8,79) permitiram a Sá *et al.* (2002) concluir que o Ortognaisse Taquaritinga evoluiu a partir de uma fonte ígnea metaluminosa, apresentando características semelhantes aos granitos do tipo A.

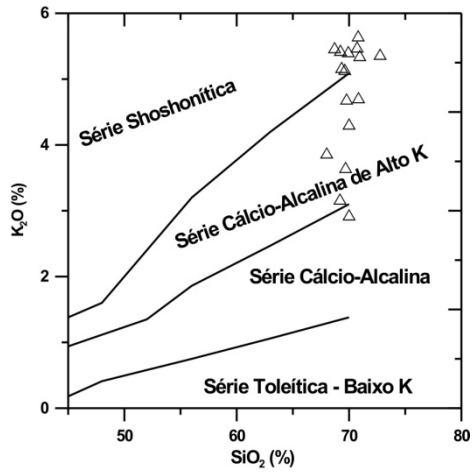


Figura 5.3: Diagrama K_2O vs. SiO_2 ((Peccerilo e Taylor, 1976) para as rochas do Ortognaisse Taquaritinga. Linhas que delimitam os campos de Middlemost (1985). Fonte dos dados: Sá *et al.* (2002).

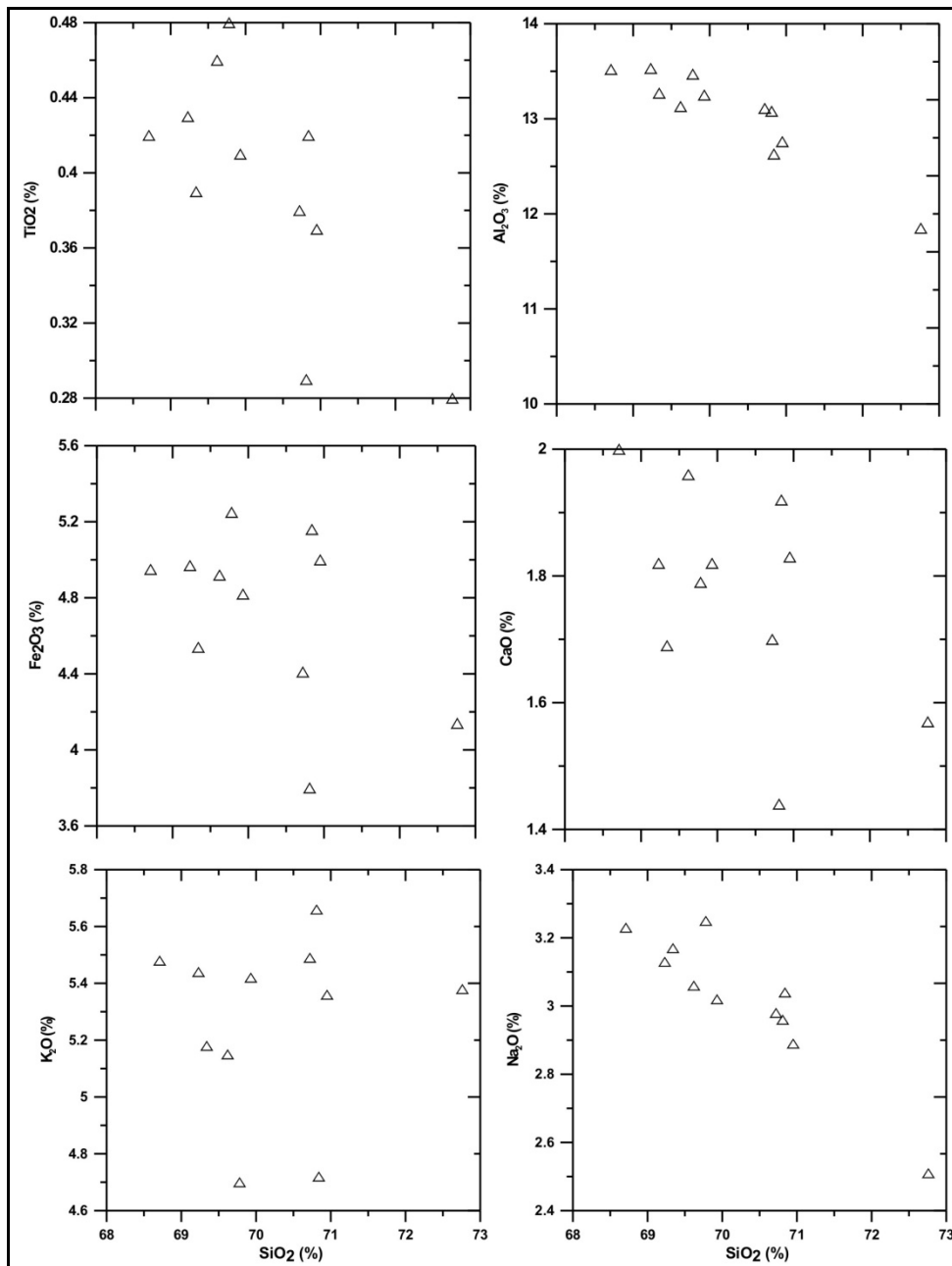


Figura 5.4: Diagrama tipo Harker para elementos maiores do augen ortognaisse Taquaritinga. Fonte dos dados Sá *et al.* (2002).

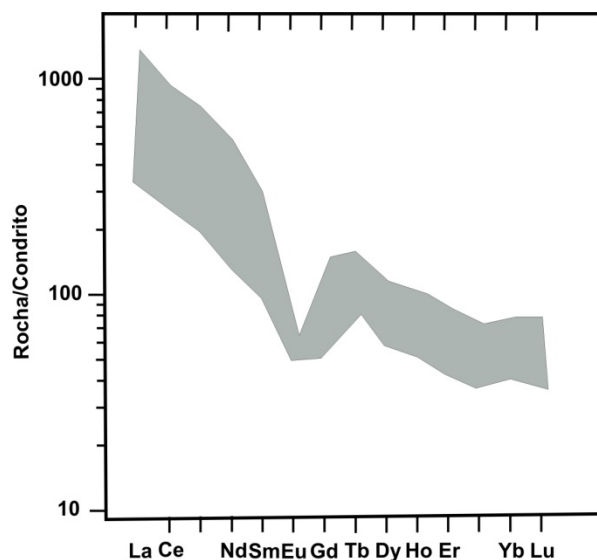


Figura 5.5: Diagrama de elementos terras raras normalizados para condrito do Ortogneise Taquaritinga. Fonte dos dados Sá *et al.* (2002).

Tabela 5.1: Análises químicas para elementos maiores (%) do augen gnaisse Taquaritinga. Fonte dos dados Sá *et al.* (2002).

Am	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
8A	69,78	0,48	13,47	5,25	0,06	0,29	1,79	3,25	4,7	0,11	99,18
8B	69,34	0,39	13,27	4,54	0,05	0,19	1,69	3,17	5,18	0,08	97,9
9	70,81	0,29	13,08	3,8	0,04	0,09	1,44	2,96	5,66	0,07	98,24
19	72,76	0,28	11,85	4,14	0,04	0,03	1,57	2,51	5,38	0,03	98,59
26A	70,95	0,37	12,76	5	0,05	0,11	1,83	2,89	5,36	0,08	99,4
26B	69,93	0,41	13,25	4,82	0,05	0,16	1,82	3,02	5,42	0,08	98,96
26C	70,72	0,38	13,11	4,41	0,04	0,13	1,7	2,98	5,49	0,06	99,02
14A	69,23	0,43	13,53	4,97	0,05	0,16	1,82	3,13	5,44	0,09	98,85
14C	70,84	0,42	12,63	5,16	0,07	0,13	1,92	3,04	4,72	0,08	99,01
14D	68,71	0,42	13,52	4,95	0,04	0,22	2	3,23	5,48	0,08	98,65
14E	69,62	0,46	13,13	4,92	0,06	0,15	1,96	3,06	5,15	0,1	98,61

Tabela 5.2: Análises químicas para elementos traços (ppm) do augen gnaisse Taquaritinga. Fonte dos dados Sá *et al.* (2002).

Am	Ba	Cu	Ga	Nb	Ni	Rb	Sr	Sc	Th	V	Y
8A	1944	6,8	25,7	41,6	4,4	134	213	5,3	23,8	19,3	80
8B	1860	9,1	26	31,4	4,2	139	208	4,7	30,2	17,8	74
9	1471	6,4	29,4	44,6	4,4	234	136	4,2	20,6	19,1	94,4
19	1288	10,6	29,7	61,7	3,8	177	112	4,1	44,3	16,1	140
26A	1220	7,8	32,3	61,2	3,8	219	130	5,4	33,9	13,8	133
26B	1648	8,5	26,1	38,7	3,8	168	176	5	24,1	16,5	83,7
26C	1856	8,1	25,2	36,8	4,4	154	196	4,4	31	18,7	73,6
14A	2055	19	28,2	36,1	4,6	132	234	5,6	52,8	18,4	73,5
14C	1835	11,8	24,7	36,9	4,3	110	205	5,3	32,3	20,1	79,3
14D	2232	15,7	26,7	38,8	6,5	118	279	5,9	17,8	20	77,1
14E	2011	9,2	25,7	36,6	3,8	128	224	5,1	16,8	16,6	67,7

Tabela 5.3: Análises químicas para elementos terras raras (ppm) do augen gnaiss Taquaritinga. Fonte dos dados Sá *et al.* (2002).

Am	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
8A	161	315	35	124	24	3	18	3	15	3	8	1	8	1
8B	186	352	40	136	23	3	18	3	15	3	7	1	8	1
9	79	157	18	64	15	3	13	3	17	4	10	2	10	2
19	329	616	75	253	49	3	37	6	31	6	15	2	14	2
26A	201	388	45	155	31	3	26	4	25	5	15	2	16	2
26B	156	320	39	135	25	3	21	3	17	3	9	1	9	1
26C	189	354	42	142	25	3	19	3	15	3	8	1	7	1
14A	377	646	73	223	31	4	25	3	17	3	8	1	7	1
14C	248	448	52	164	27	4	21	3	17	3	8	1	8	1
14D	151	316	38	132	25	3	19	3	16	3	8	1	8	1
14E	150	285	33	113	20	3	16	2	14	3	7	1	7	1

5.2 O Batólito Caruaru-Arcoverde

O Batólito Caruaru-Arcoverde (BCA), composto das unidades plúton Caruaru-Arcoverde (NP3γ2it37), plúton Fazenda Nova (NP3γ2it38), fácies quartzo monzonítica a granítica porfirítica e (NP3γ2it38d) plúton Fazenda Nova fácies diorítica, quartzo diorítica a monzodiorítica, representa o maior volume de magma de idade brasileira na folha Belo Jardim. O batólito pertence à associação cálcio-alcálica de alto potássio do tipo Itaporanga, caracterizada pela coexistência e mistura local de magmas de composição quartzo monzonítica a granítica (s.s.) com quartzo dioritos a dioritos. Os dados geoquímicos (Neves, *et al.*, 2000; Melo, 2002) para esta unidade são compostos de 29 análises químicas para elementos maiores para as rochas de composição granítica (*l.s.*) e 13 para as rochas de composição diorítica (*l.s.*). Ba, Rb, Sr, Nb, Y e Zr foram os elementos traços selecionados, com 15 análises para as rochas graníticas (*l.s.*) e 5 análises para as rochas dioríticas (*l.s.*). Elementos terras raras foram analisados para 16 amostras das rochas graníticas e para 7 amostras das rochas dioríticas. A tabela 5.4 mostra os intervalos de variação dos elementos maiores e traços analisados para as rochas graníticas e dioríticas. As tabelas 5.5, 5.6 e 5.7 mostram as análises químicas para elementos maiores, traços e terras raras, respectivamente.

Tabela 5.4: Intervalo de variação dos elementos maiores (%) para as rochas do Batólito Caruaru-Arcoverde.

Rochas Graníticas		Rochas Dioríticas	
SiO ₂	60,90 – 73,70	SiO ₂	51,21 – 60,15
TiO ₂	0,26 – 1,10	TiO ₂	0,76 – 2,23
Al ₂ O ₃	12,6 – 16,96	Al ₂ O ₃	13,83 – 17,82
Fe ₂ O ₃	2,17 – 7,33	Fe ₂ O ₃	5,37 – 10,60
MgO	0,20 – 3,35	MgO	1,21 – 5,83
CaO	0,84 – 3,84	CaO	3,04 – 4,91
Na ₂ O	2,84 – 4,36	Na ₂ O	2,94 – 4,35
K ₂ O	3,98 – 6,66	K ₂ O	2,64 – 5,77
P ₂ O ₅	0,05 – 0,43	P ₂ O ₅	0,27 – 1,12

Tabela 5.5: Análises químicas para elementos maiores (%) das rochas graníticas do BCA. Fonte dos dados: Neves, *et al.* (2000), Melo (2002).

Am	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TOTAL
9	66,01	0,59	16,96	4,61	0,1	0,61	1,92	4,04	5,95	0,18	100,02
16	71,44	0,39	14,41	3,17	0,07	0,39	1,62	2,84	5,58	0,09	100
19	71,63	0,35	14,49	2,69	0,06	0,23	1,52	2,94	5,98	0,11	100
39	73,7	0,27	13,99	2,17	0,08	0,46	1,41	3,42	5,03	0,09	99,99
40	65,24	0,72	16,49	4,35	0,1	1,01	3,03	3,64	5,16	0,26	100
45A	67,11	0,71	15,76	4	0,01	0,92	2,03	3,86	5,29	0,24	100
46	67,21	0,74	15,46	3,9	0,05	1,21	2,53	3,44	5,15	0,26	99,99
57B	69,86	0,49	14,48	3,3	0,05	1,21	1,61	3,42	5,43	0,14	100,01
60B	68,51	0,5	15,54	3,53	0,12	0,37	1,31	3,33	6,66	0,12	99,99
64B	65,49	0,72	16,37	4,23	0,1	0,83	2,22	4,04	5,76	0,23	99,99
71B	64,97	0,74	16,32	4,96	0,12	0,69	2,23	4,36	5,37	0,23	99,99
177	65,42	0,63	14,66	6,34	0,09	0,59	2,16	3,73	5,43	0,18	99,23
212	66,11	0,64	15,19	4,91	0,08	0,94	2,19	3,6	5,46	0,23	99,37
333	65,74	0,74	15,26	5,38	0,07	0,88	2,66	3,52	5,21	0,21	99,69
336	68,52	0,35	15,08	3,71	0,05	0,27	1,66	3,66	6,21	0,08	99,59
337	69,65	0,33	14,66	3,7	0,06	0,26	1,33	3,52	6,08	0,08	99,66
57*	69,35	0,51	13,89	4,37	0,05	0,61	1,81	3,42	5,15	0,15	99,4
186B*	67,1	0,64	15,09	4,67	0,07	0,91	2,15	3,95	4,64	0,2	99,41
233*	66,81	0,65	14,74	5,37	0,06	0,86	2,52	3,47	3,98	0,19	99,61
340*	66,46	0,52	13,96	6,51	0,08	1,55	2,94	3,37	3,99	0,18	99,57
343*	73,34	0,26	12,26	3,79	0,05	0,2	0,84	2,84	5,63	0,05	99,25
356*	68,93	0,44	13,37	5,8	0,08	0,41	1,59	3,15	5,5	0,11	99,38
52B	64,63	0,85	15,9	4,69	0,07	1,91	3,09	3,64	4,72	0,26	99,57
131A	61,43	0,85	15,9	4,69	0,07	1,91	3,09	3,64	4,72	0,26	99,47
228	62,3	0,96	15,02	6,05	0,09	2,99	3,84	3,57	4,21	0,39	99,42
264	61,2	0,91	15,15	6,34	0,09	3,35	3,81	3,23	4,97	0,36	99,4
159*	64,91	0,67	15,68	4,84	0,08	1,89	3,03	3,93	4,13	0,27	99,43
229*	61,67	0,77	16,35	6,14	0,08	2,51	3,77	3,73	4,45	0,31	99,78

Tabela 5.6: Análises químicas para elementos maiores (%) das rochas dioríticas do BCA. Fonte dos dados: Neves *et al.* (2000) e Melo (2002).

Am	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TOTAL
101A	71,05	0,5	14,27	3,22	0,14	3,31	1,81	3,22	5,33	0,15	100
122	68,62	0,64	15,04	3,3	0,06	1,1	2,12	3,73	5,25	0,21	100,01
133	70,78	0,41	14,68	3,1	0,04	0,58	1,41	3,12	5,73	0,13	100
10	60,9	1,1	16,75	7,33	0,15	1,4	3,51	4,31	4,92	0,43	99,99
11A#	57,09	1,61	16,26	8,83	0,14	3,31	5,92	3,11	3,31	0,42	100
11B#	60,14	1,12	15,65	7,22	0,14	3,45	5,49	3,15	3,25	0,4	100
58B*	51,21	2,23	17,24	10,6	0,12	3,85	7,4	3,45	2,64	1,12	100,01
66B*	66,15	0,94	17,82	5,37	0,11	1,21	3,04	4,25	5,77	0,34	100
70B*	60,03	1,11	17,69	6,17	0,14	1,31	3,44	4,35	5,36	0,41	100,01
52A	60,58	0,95	15,39	7,06	0,09	3,56	4,37	3,49	3,35	0,38	99,24
59	52,68	1,42	16,75	9,96	0,13	4,39	6,48	3,78	2,73	0,62	99,44
62	61,05	0,96	15,36	7,12	0,09	3,29	4,29	3,49	3,36	0,37	99,78
239	60,86	0,9	14,54	6,51	0,09	4,53	3,98	3,14	4,39	0,4	99,37
265	56,38	1,3	17,81	7,75	0,1	2,69	5,51	3,92	3,35	0,44	99,34
65*	58,13	1,05	13,83	8,43	0,14	5,83	5,28	3,43	2,81	0,35	99,3
185*	60,52	0,76	15,71	7,55	0,13	2,65	4,7	3,81	3,12	0,27	99,31
212*	60,88	0,81	13,95	7,16	0,1	4,23	3,98	2,94	4,54	0,4	99,37

Tabela 5.7: Análises químicas para elementos traços (ppm) das rochas graníticas do BCA. Fonte dos dados: Melo (2002).

Am	Ba	Rb	Sr	Nb	Zr	Y
9	1432	195	386	33,3	449	28
16	1108	260	271	25,4	398	17
19	743	319	178	27,4	367	16
39	819	199	297	22,1	218	11
40	1080	191	422	26,3	405	20
45A	1530	302	370	34,6	362	37
46	1221	270	437	40,4	356	35
57B	1181	119	354	12,1	303	10
60B	1050	206	175	28,3	419	82
64B	1901	167	534	38,4	469	25
71B	1359	312	191	47,6	503	34

Tabela 5.8: Análises químicas para elementos traços (ppm) das rochas dioríticas do BCA. Fonte dos dados: Melo (2002).

Am	Ba	Rb	Sr	Nb	Zr	Y
101A	771	211	265	22,1	331	14
122	1177	290	358	36,3	326	33
133	808	388	195	27,1	363	24
10	1779	179	180	47,2	578	50
11A#	1305	106	612	30,1	267	21
11B#	1342	126	589	24,4	324	18
58B*	1639	78	1052	23,3	175	19
66B*	1461	156	355	33,4	467	24
70B*	2229	168	568	35,4	480	26

Tabela 5.9: Análises químicas de elementos terras raras para as rochas graníticas do BCA, normalizadas para condrito de Evensen (1978). Fonte dos dados: Melo (2002).

ELEM	SM 9	10	64B	16	19	39	40	71B	101A	SM 122	SM 133	SM 45A	SM 45	SM 57B
La	421,137	493,295	564,31	468,152	557,89	224,612	392,232	403,23	494,808	194,95	470,56	242,15	365,658	315,249
Ce	288,446	365,261	376,23	454,617	426,4	159,288	291,582	305,691	346,449	151,419	393,635	190,782	271,996	236,714
Nd	66,737	96,665	72,6	43,584	56,06	42,085	54,96	94,66	44,449	93,626	234,276	117,771	180,625	128,641
Sm	65,13	113,182	77,85	95,455	85,45	35,844	64,416	85,584	64,805	40,519	88,636	47,903	66,753	42,636
Eu	27,74	41,882	33,09	18,959	17,92	11,375	26,37	32,747	21,889	16,236	19,218	22,613	30,162	17,821
Gd	30,21	57,024	35,54	38,522	31,28	15,887	29,124	42,78	26,187	17,372	33,735	21,096	29,109	15,125
Dy	19,126	37,072	22,2	18,064	15,7	10,35	15,45	28,8	14,404	13,711	18,406	15,427	18,111	7,186
Ho	14,638	27,866	16,58	10,935	10,23	7,231	11,64	21,517	9,524	11,834	15,291	13,968	16,473	6,914
Er	14,458	27,108	16,63	10,964	10,9	7,47	11,627	21,205	9,699	11,422	10,422	13,349	13,193	5,205
Yb	10,6	19,624	11,93	6,541	6,54	5,754	8,601	16,354	6,72	9,667	6,136	11,46	9,4	4,167
Lu	10,24	15,936	10,63	6,302	5,91	5,12	7,877	14,967	5,908	8,468	5,947	10,043	8,153	4,372

Tabela 5.10: Análises químicas de elementos terras raras para as rochas dioríticas do BCA, normalizadas para condrito de Evensen (1978). Fonte dos dados: Melo (2002).

Elem	11A#	11B#	66B*	70B*	58B*
La	268,684	297,67	440,392	331,03	183,32
Ce	202,116	215,065	310,393	250,823	153,22
Nd	53,968	48,164	69,395	76,192	112,64
Sm	55,26	54,416	75,519	75,584	45,79
Eu	33,954	31,368	37,918	35,539	29,52
Gd	29,075	26,921	36,711	38,13	19,82
Dy	18,497	15,45	22,629	25,573	11,318
Ho	14,286	12,698	16,578	18,166	10,582
Er	13,795	12,831	16,145	18,072	8,886
Yb	11,265	10,236	11,69	13,87	6,002
Lu	10,634	9,453	11,028	12,997	5,435

Diagramas do tipo Harker para elementos maiores plotados contra SiO_2 (Figura 5.6) mostram correlação negativa para TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO e P_2O_5 , com as rochas de composição diorítica apresentando valores mais elevados de Fe_2O_3 , MgO e CaO em relação às rochas graníticas. Al_2O_3 vs. SiO_2 apresenta uma distribuição bastante irregular, onde apesar dos valores máximos pertencerem às rochas dioríticas há uma forte superposição de valores entre dioritos e granitos.

Uma característica marcante da associação potássica cálcio-alcálica é a riqueza em álcalis (Na_2O e K_2O). O somatório destes elementos varia de 7,36 a 9,99 para as rochas de composição granítica e 6,09 a 10,02 para as rochas dioríticas. Os diagramas Na_2O e K_2O vs. SiO_2 mostram distribuição aleatória com superposição de valores para rochas dioríticas e graníticas (Figura 5.7). O diagrama K_2O vs. SiO_2 apresenta uma leve correlação positiva, todavia, mascarada pelo forte grau de dispersão. Este fato pode ser devido à grande variação na proporção de megacrístais de K-feldspato e na variação proporcional deste mineral na matriz da rocha. Este comportamento sugere que tanto o magma de composição diorítica como o de composição granítica possuem enriquecimento em álcalis totais relacionado com as suas fontes e não controlados por processos de interação entre ambos, ocorridos durante a evolução magmática do corpo. A razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ varia de 1,05 a 1,49 para as rochas de composição granítica e de 0,72 a 1,54 para as dioríticas. O enriquecimento de K_2O em relação a Na_2O é outra característica marcante da associação potássica cálcio-alcálica do nordeste do Brasil (Neves e Mariano, 1997), não observada em associações semelhantes no mundo.

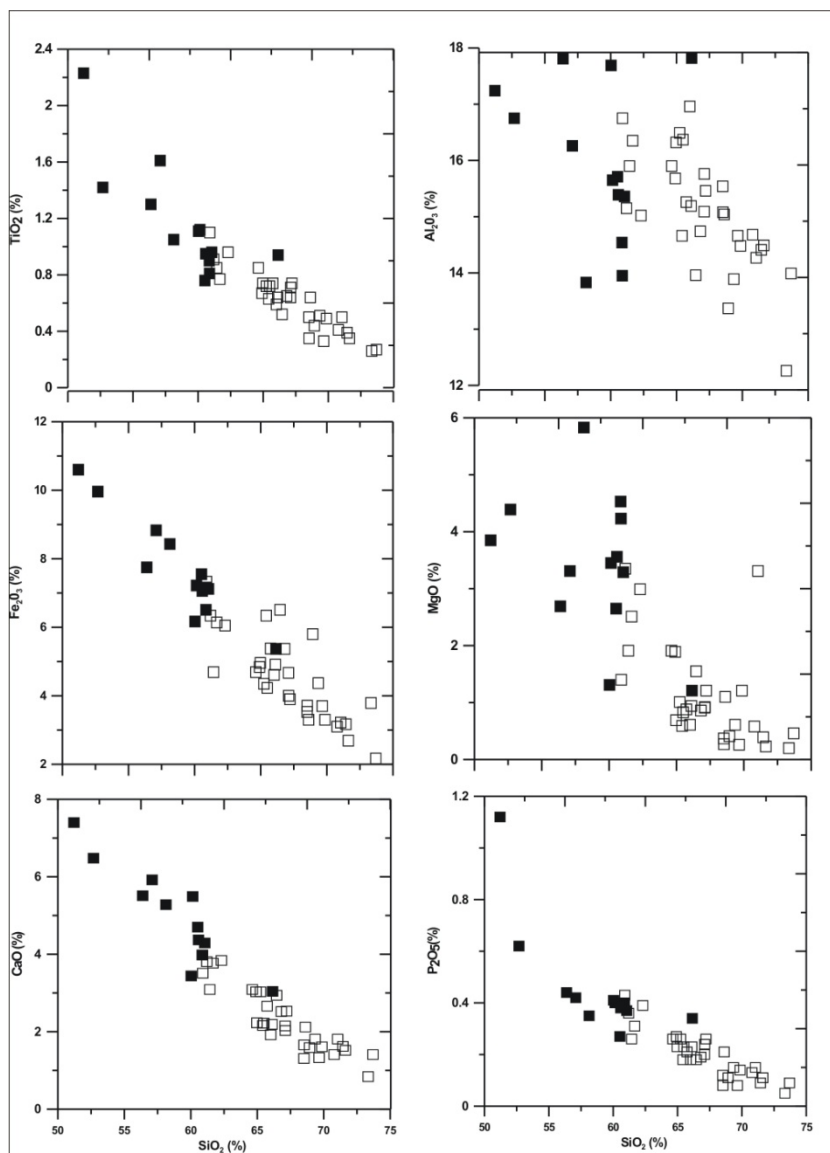


Figura 5.6: Diagramas do tipo Harker para elementos maiores do BCA. Quadrados abertos rochas graníticas (l.s.) e quadrados fechados rochas de composição diorítica. Fonte dos dados: Neves, *et al.* (2000), Melo (2002).

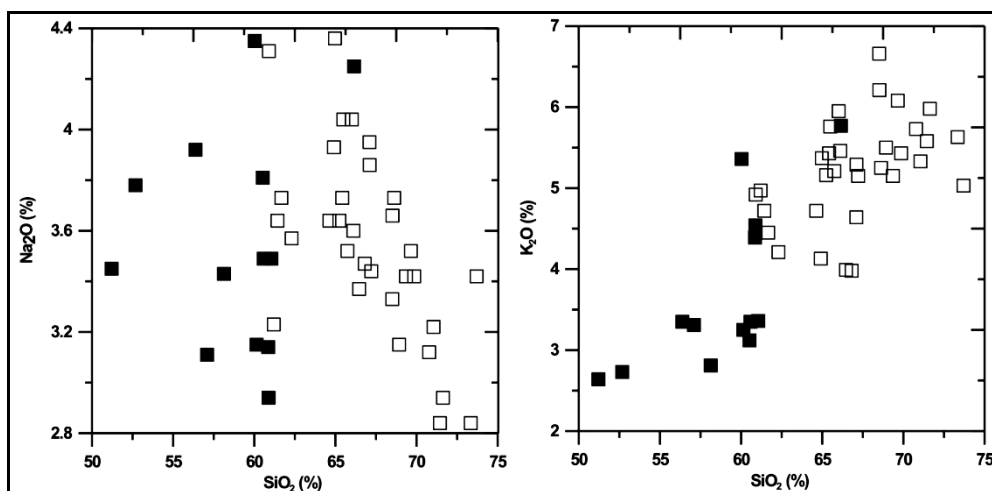


Figura 5.7: Diagramas tipo Harker Na₂O e K₂O vs. SiO₂ para o BCA. Quadrados abertos rochas graníticas (l.s.) e quadrados fechados rochas dioríticas. Fonte dos dados: Neves, *et al.* (2000), Melo (2002).

O diagrama álcalis totais ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) contra SiO_2 (Figura 5.8) mostra o espalhamento das amostras nos campos das séries alcalina e sub-alcalina. Este comportamento é observado em todos os corpos da associação cálcio-alcalina de alto potássio na Província Borborema (Neves e Mariano, 1997). O fato das amostras de rochas dioríticas e graníticas do BCA ocorrerem no campo da série alcalina se deve à abundância de álcalis em relação à SiO_2 para estas rochas, sendo mais forte para as rochas de composição diorítica.

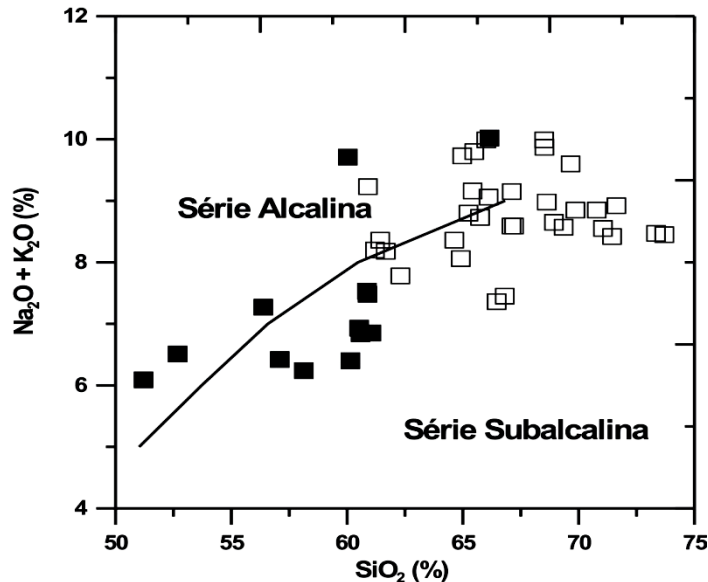


Figura 5.8: Diagrama álcalis totais ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs. SiO_2 . Linha que delimita os campos de Irvine e Baragar (1981). Quadrados abertos rochas graníticas (*I.s.*) e quadrados fechados rochas de composição diorítica. Fonte dos dados: Neves, *et al.* (2000), Melo (2002).

No diagrama AFM (Figura 5.9), onde Fe_2O_3 representa ferro total, as amostras do BCA definem um trend ao longo da linha que divide os campos das rochas toleíticas e cálcio-alcalinas, mostrando dispersão, especialmente para as rochas dioríticas, na porção central do diagrama.

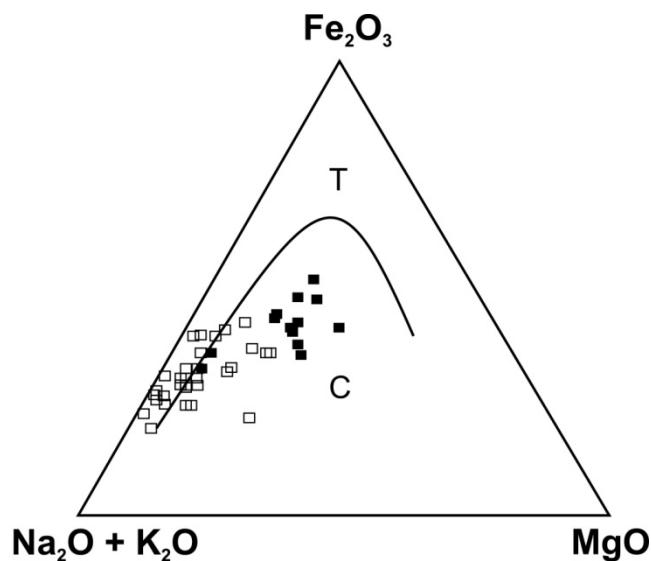
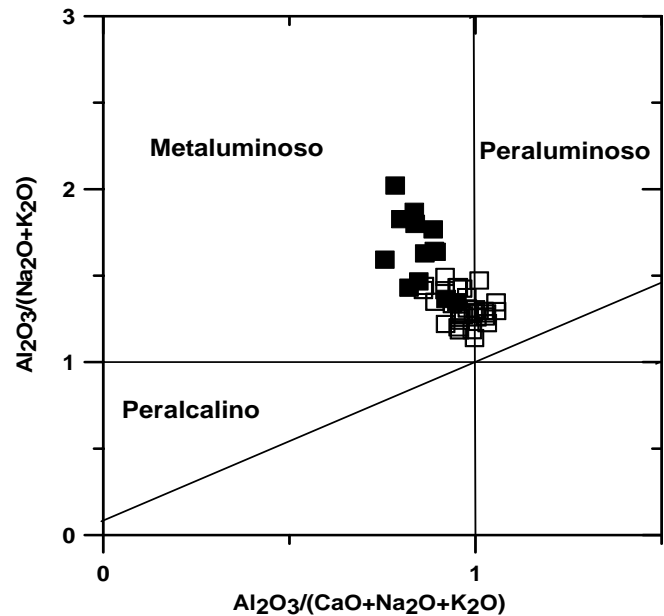


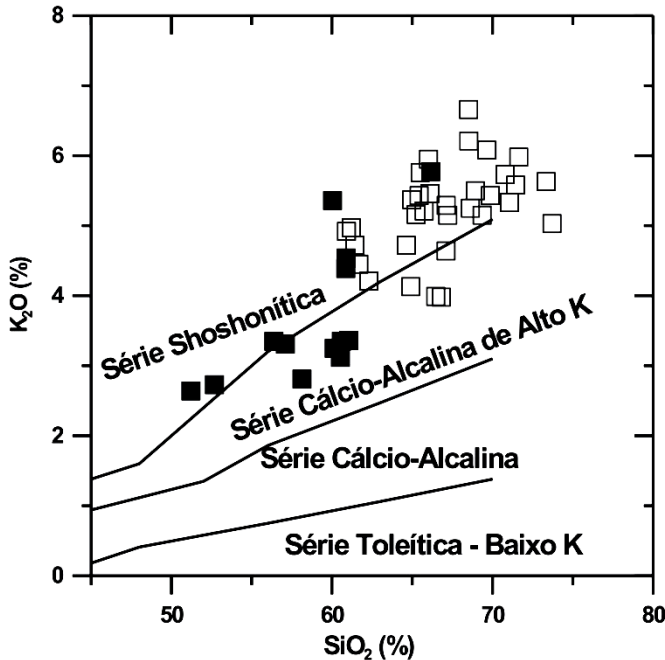
Figura 5.9: Diagrama AFM para o BCA. Linha que separa os campos T (toleítico) e C (cálcio-alcalino) de Irvine e Baragar (1971). Quadrados abertos rochas graníticas (*I.s.*) e quadrados fechados rochas de composição diorítica. Fonte dos dados: Neves, *et al.* (2000), Melo (2002).

O diagrama que estabelece a relação alumínio vs. álcalis (Figura 5.10) conhecido como índice de Shand proposto por Maniar e Piccoli (1989) mostra que a maioria das amostras do BCA se posiciona no campo metaluminoso com algumas amostras das rochas graníticas (*I.s.*) passando para o campo peraluminoso. Esta transição entre os campos metaluminoso a levemente peraluminoso é, também, uma característica comum à associação cálcio-alcálica de alto potássio da província da Borborema.

Figura 5.10: índice de Shand para as amostras do BCA. Diagrama proposto por Maniar e Piccoli (1989). Quadrados abertos rochas graníticas (*I.s.*) e quadrados fechados rochas de composição diorítica. Fonte dos dados (Neves *et al.*, 2000; Melo, 2002).



Na figura 5.11, K_2O vs SiO_2 (Peccerilo e Taylor, 1976) as rochas do BCA encontram-se distribuídas nos campos da série cálcio alcalina de alto potássio e mais fortemente no campo da série shoshonítica.



A grande maioria das rochas graníticas ocorre no campo da série shoshonítica, acima do limite de 4,0 % proposto por Peccerilo e Taylor (1976). Este comportamento é observado em todos os corpos da associação cálcio-alcálica de alto potássio da província Borborema (Neves e Mariano, 1997) e não deve ser interpretado como evidência de assinatura geoquímica shoshonítica para estas rochas.

Figura 5.11: K_2O vs SiO_2 (Peccerilo e Taylor, 1976). Linhas que delimitam os campos Middlemost (1985). Quadrados abertos rochas graníticas (*I.s.*) e quadrados fechados rochas de composição diorítica. Fonte dos dados (Neves *et al.*, 2000; Melo, 2002).

A distribuição dos elementos traços em diagramas do tipo Harker apesar do grau de dispersão, apresenta, correlação positiva com SiO_2 para Zr, Rb e Nb e correlação negativa para Ba e Sr (Figura 5.12). A ausência de distribuição linear bem definida para os elementos traços pode ser considerada como um forte indício de fontes distintas para o magmatismo diorítico e granítico. Comportamento semelhante foi observado para o Batólito Itaporanga (Mariano, 1989) outro membro da associação cálcio-alcálica de alto potássio. Os elevados valores de

Ba (743 a 1901 ppm), e moderados a altos valores de Sr (178 a 534 ppm); Rb (119 a 388 ppm) e Zr (578 a 218 ppm) são observados em todos os corpos da associação cálcio-alcálica de alto potássio da província Borborema e atribuídos à fonte destas rochas (Mariano, 1989; Neves e Mariano, 1997).

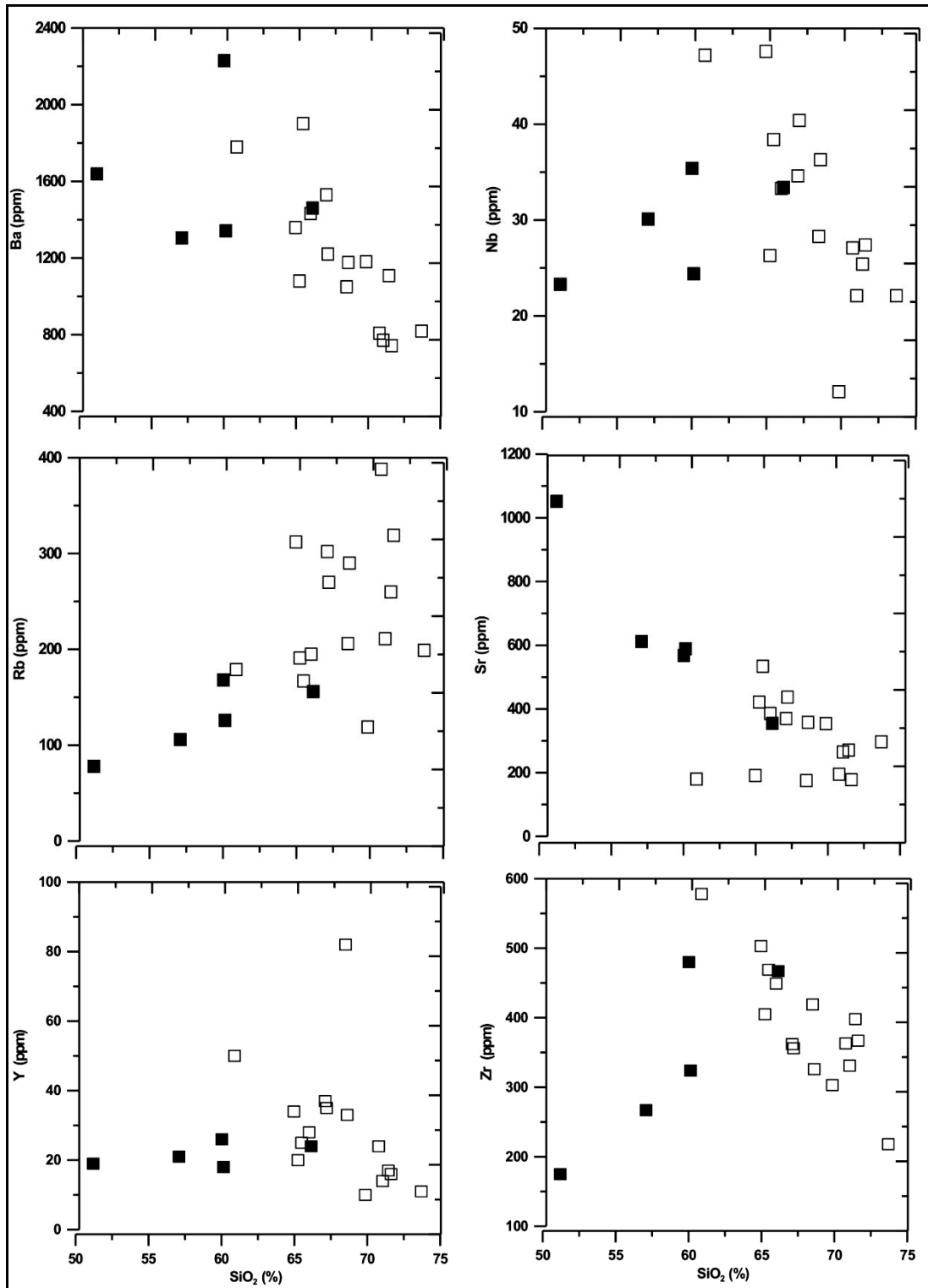


Figura 5.12: Diagramas do tipo Harker para elementos traços selecionados do BCA. Quadrados abertos rochas graníticas (*I.s.*) e quadrados fechados rochas de composição diorítica. Fonte dos dados (Neves *et al.*, 2000; Melo, 2002).

Os elementos terras raras normalizados por condrito para as rochas graníticas e dioríticas do BCA (Figura 5.13) mostram padrões fracionados com enriquecimento em terras raras leves em relação aos pesados e anomalia de Eu desprezível. Há uma completa superposição entre os valores de elementos terras raras para granitos e dioritos, com a razão $(La/Lu)_N$ variando de 15 a 87 e de 12 a 39, respectivamente, caracterizando um padrão mais fracionado para as rochas graníticas. A semelhança entre estes padrões é forte indício da independência entre os mesmos, reforçando a afirmação de que os magmas de composição granítica e diorítica possuem fontes distintas, como já foi observado para outros corpos da associação cácio-alcalina de alto potássio (Mariano, 1989; Neves e Mariano, 1997).

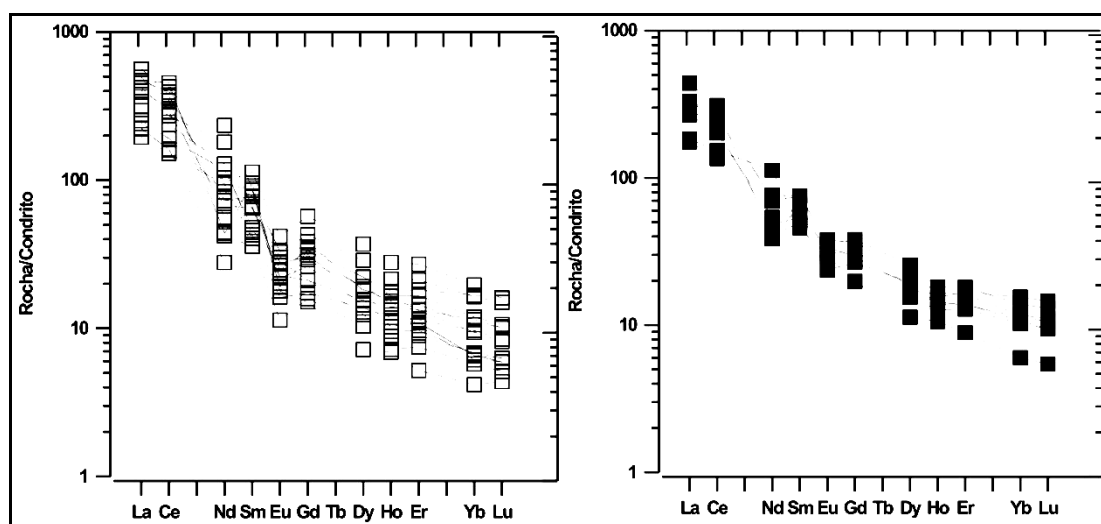


Figura 5.13: Elementos terras raras normalizados por condrito. Quadrados abertos rochas graníticas (*l.s.*) e quadrados fechados rochas de composição diorítica. Fonte dos dados (Neves *et al.*, 2000; Melo, 2002). Valores de normalização Evensen (1978).

A assinatura geoquímica das rochas graníticas e dioríticas do BCA mostra claramente que apesar da interação entre essas rochas, enquanto magmas/mush, caracterizada por feições de campo que evidenciam coexistência e mistura local destes magmas, as fontes de ambas são distintas.

5.3 O Sienito Cachoeirinha

O Sienito Cachoeirinha possui três fácies petrográficas: biotita anfibólio sienito com textura inequigranular a porfiritica; biotita anfibólio quartzo sienito de granulação média e biotita piroxênio sienito (Beltrão, 200 e Neves *et al.*, 2005). Na folha Belo Jardim a fácies predominante é o biotita anfibólio sienito equigranular grosso a pofirítico. Cinco amostras desta fácies foram analisadas no laboratório ACME do Brasil, para elementos maiores, traços e terras raras (Tabelas 5.11; 5.12 e 5.13). O Sienito Cachoeirinha mostra um caráter transicional entre os campos alcalino e subalcalino, metaluminoso a levemente peraluminoso (Figuras 5.14 e 5.15).

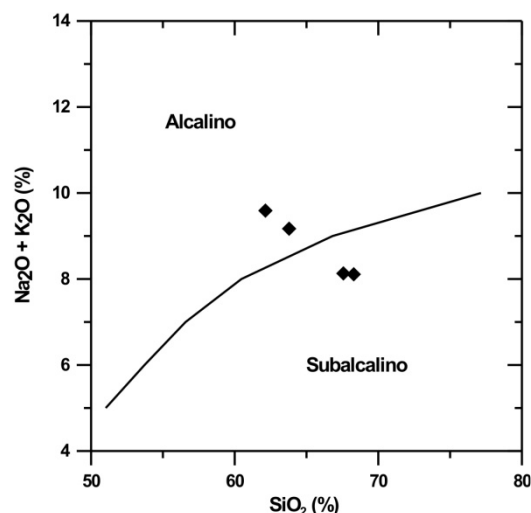


Figura 5.14: Diagrama álcalis totais ($Na_2O + K_2O$) vs. SiO_2 . Linha que delimita campos de Irvine e Baragar (1981).

Tabela 5.11: Análises químicas para elementos maiores (%) do Sienito Cachoeirinha.

Am	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	LOI	Total
BB01	67,57	15,12	3,19	1,43	2,49	3,68	4,59	0,57	0,2	0,1	0,9	99,84
BB25	68,29	15,29	2,78	1,22	2,61	3,83	4,3	0,52	0,19	0,05	0,8	99,88
BB44	62,14	14,24	4,87	4,54	3,8	3,35	4,76	0,61	0,37	0,08	0,9	99,66
BB46	63,79	16,2	3,5	1,85	2,49	3,71	5,88	0,51	0,35	0,05	1,3	99,63
BB80	68,55	16,08	2,71	0,48	1,6	3,48	5,69	0,43	0,15	0,04	0,7	99,91

Tabela 5.12: Análises químicas para elementos traços (ppm) do Sienito Cachoeirinha.

Am	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr
BB-01	1309,6	3	8,7	6,5	20,8	8,2	24,6	18,8	7	413,9	2,9	17,5	3,2	62	0,8	290,3
BB-25	1160,5	2	7,2	4,2	21,8	7,4	15,5	162,2	3	585,8	1,8	21,9	4,1	52	1,1	260,8
BB-44	2353,3	3	19,7	3,3	19,7	5,6	13,9	155,2	4	865,5	0,8	9,1	1,2	85	0,3	212,2
BB-46	2907,9	3	9,6	2,3	20,4	7,1	16,2	175,9	4	1063,1	1,1	10,2	1,5	66	0,4	259,7
BB-80	1227,8	3	3,4	7,7	23	9,7	19,9	284,3	6	270,2	1,4	52,5	2,9	25	0,3	354,6

Tabela 5.13: Análises químicas para elementos terras raras (ppm) do Sienito Cachoeirinha.

Am	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
BB-01	64,7	128,8	18,63	77	19,6	2,35	17,6	2,98	16,33	3	8,13	1,12	6,29	0,86
BB-25	51,4	107,3	11,71	39,6	6,9	1,19	4,06	0,63	3,16	0,66	1,67	0,25	1,74	0,25
BB-44	44,3	96,9	11,15	43,7	7,7	1,71	4,92	0,77	3,92	0,7	1,78	0,3	1,71	0,3
BB-46	60,2	122,3	13,89	49,3	8,6	1,72	5,08	0,79	3,7	0,62	1,93	0,28	1,58	0,24
BB-80	111,6	364,7	21,14	65	8,4	0,79	2,4	0,64	2,44	0,39	1,01	0,18	1,01	0,14

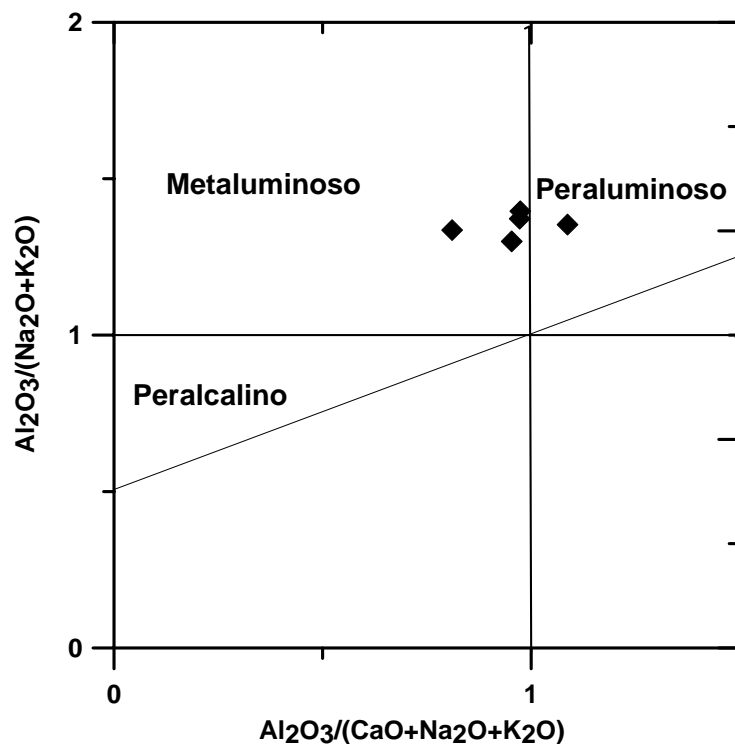


Figura 5.15: Índice de Shand para as amostras do Sienito Cachoeirinha. Diagrama proposto por Maniar e Piccoli (1989).

Devido ao reduzido número de amostras analisadas não é possível discutir trends nos diagramas tipo Harker para elementos maiores do Sienito Cachoeirinha. (Figura 5.16). Todavia, a variação observada sugere a necessidade de detalhamento geoquímico do corpo para uma análise concreta sobre sua fonte e sobre os processos petrogenéticos envolvidos durante sua evolução. Os diagramas do tipo Harker para os elementos traços, também não apresentam trends, ressaltando-se as concentrações elevadas de Ba e intermediárias a altas de Rb e Sr (Figura 5.17).

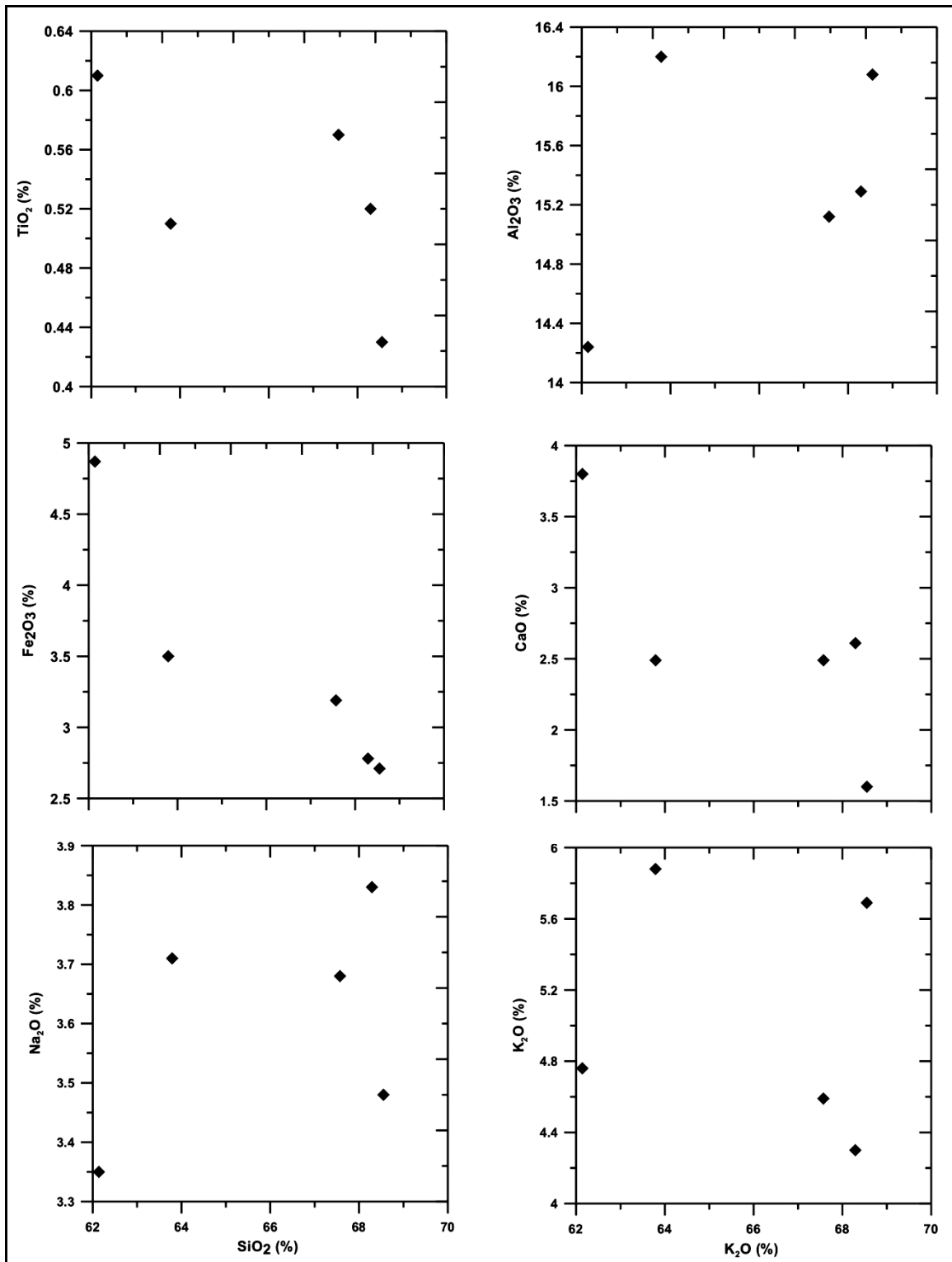


Figura 5.16: Diagramas do tipo Harker para elementos maiores selecionados do Sienito Cachoeirinha.

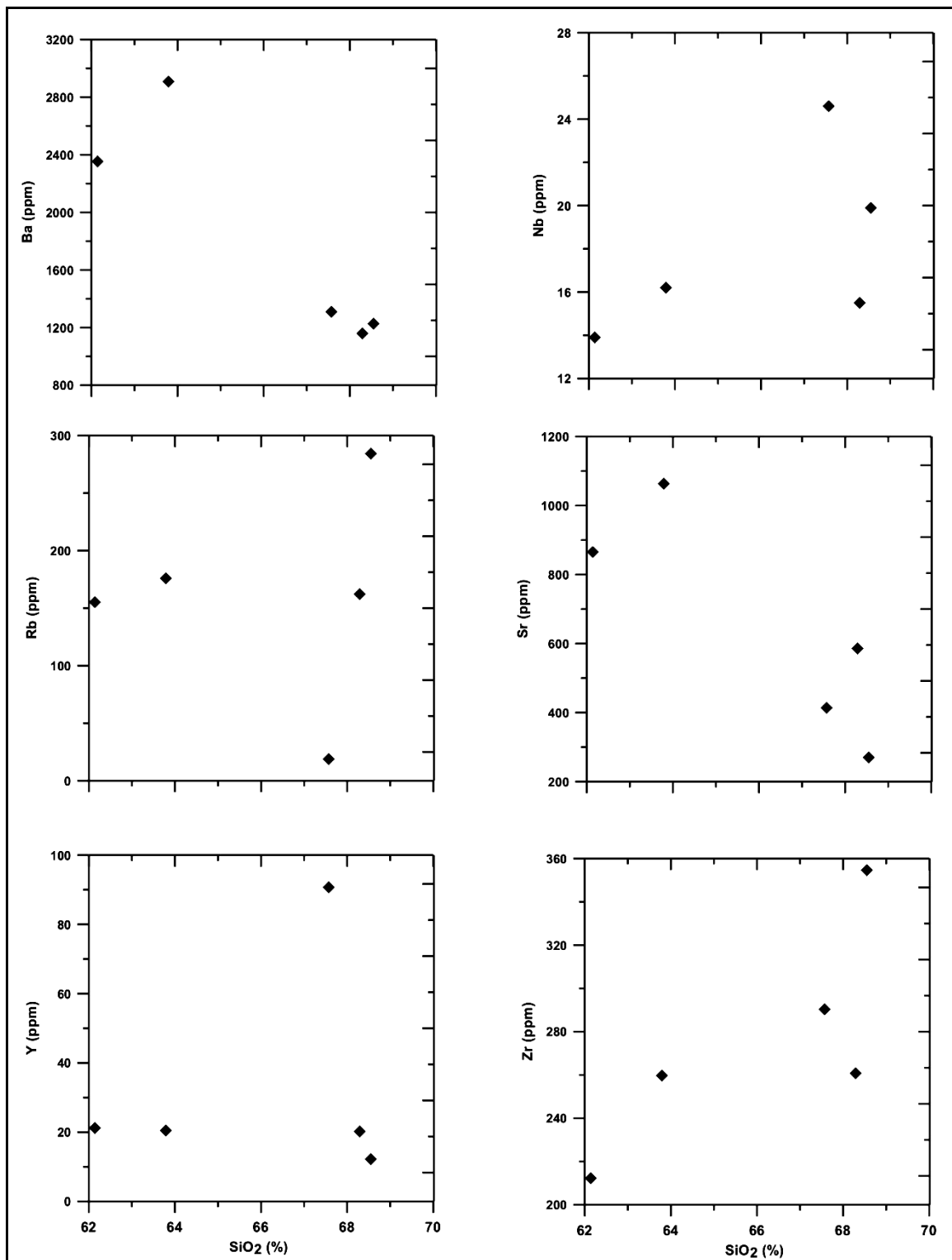


Figura 5.17: Diagramas do tipo Harker para elementos traços selecionados do Sienito Cachoeirinha.

O padrão de elementos terras raras para as amostras do Sienito Cachoeirinha mostra forte fracionamento, com enriquecimento em terras raras leves em relação aos pesados, com elementos terras raras pesados em torno de 10 vezes o valor do condrito (Figura 5.18). Este padrão é semelhante ao observado para os sienitos Toritama e Bom Jardim (Guimarães e Silva Filho, 1998), sugerindo fontes similares para os sienitos nos domínio central e sul da Província Borborema.

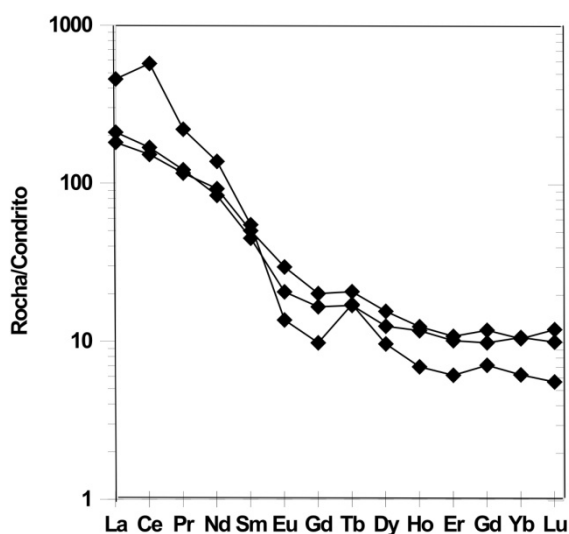


Figura 5.18: Elementos terras raras normalizados por condrito. Valores de normalização de Evensen (1978).

5.4 O Granito Taquara

O Granito Taquara (Np3γ2ta) apresenta dois fácies. Hornblenda biotita quartzo monzonito a sienogranito grosso ocorre nos bordos e biotita granito equigranular médio a fino de coloração cinza ocorre na porção central. Os dados geoquímicos do plúton se resumem a duas amostras do primeiro fácies, permitindo sua classificação como subcalino peraluminoso

(Figuras 5.19 e 5.20). A tabela 5.14 mostra a variação dos elementos maiores. Na tabela 5.15 mostra análises químicas para elementos traços, onde é importante observar os altos valores de Ba e W e os valores intermediários de Rb, Sr, e Zr.

Tabela 5.14: Análises químicas para elementos maiores (%) do Granito Taquara.

Am	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	LOI	Total
TQ1	69,9	15,07	2,56	0,7	1,9	3,27	5,09	0,45	0,2	0,04	0,6	99,75
TQ2	71,8	14,59	1,83	0,41	1,48	3,09	5,65	0,28	0,09	0,04	0,6	99,82

Tabela 5.15: Análises químicas para elementos traços (ppm) do Granito Taquara.

Am	Ba	Nb	Rb	Sr	Th	W	Zr
TQ1	1422,6	16	206,3	339,2	40,6	293	345,8
TQ2	1103,5	14,4	273,8	207,6	42,7	441,8	234,8

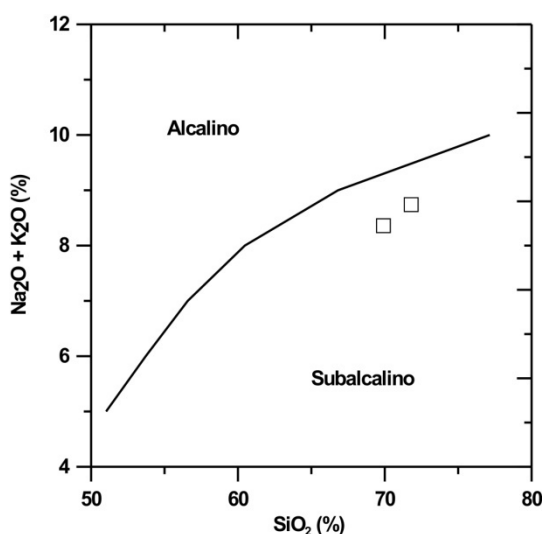


Figura 5.19: Diagrama álcalis totais vs. SiO₂ para o Granito Taquara. Linha que delimita campos Irvine e Baragar (1981).

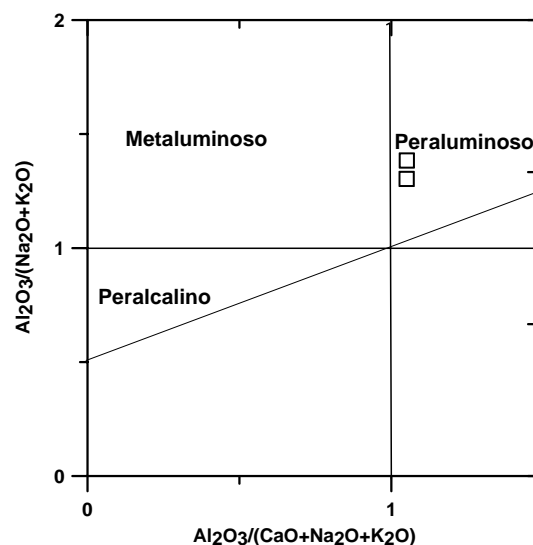


Figura 5.20: Índice de Shand para as amostras do Granito Taquara. Diagrama proposto por Maniar e Piccoli (1989).

O padrão de elementos terras raras para o Granito Taquara evidencia um forte fracionamento, caracterizado por enriquecimento em terras raras leves em relação aos pesados e pequena anomalia negativa de Eu (Tabela 5.16 e Figura 5.21).

Tabela 5.16: Elementos terras raras (ppm) do Granito Taquara.

Am	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
TQ1	148,7	261,6	27,92	87,8	11,8	1,58	5,15	0,62	2,23	0,38	0,91	0,12	0,8	0,13
TQ2	98,7	188,7	19,24	60	9,3	0,93	4,25	0,52	2,2	0,38	0,98	0,13	0,94	0,17

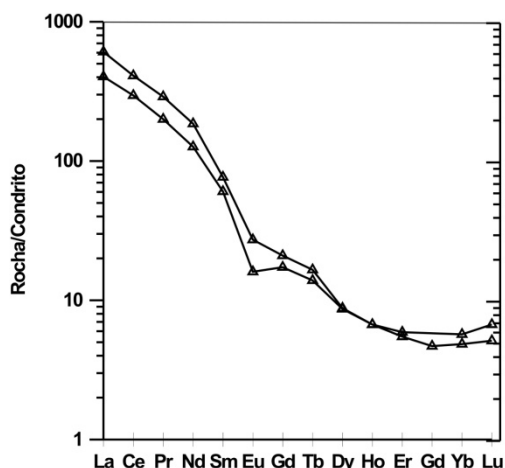


Figura 5.21: Elementos terras raras normalizados por condrito para o Granito Taquara. Valores de normalização Evensen (1978).

5.5 O Granito Cabanas

O Granito Cabanas é um biotita muscovita granito equigranular de granulação média, com coloração cinza, localmente com granada. As tabelas 5.17 a 5.19 mostram análises químicas para elementos maiores, traços e terras raras, respectivamente, para seis amostras desse plúton.

Tabela 5.17: Análises químicas para elementos maiores (%) do Granito Cabanas.

Am	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	LOI	Total %
AM113	71,8	15,05	1,76	0,33	1	3,17	5,67	0,27	0,1	0,03	0,7	99,85
AM114	72,29	14,46	1,83	0,35	1,35	3,06	5,25	0,28	0,09	0,03	0,9	99,86
AM115	73,28	14,32	1,6	0,28	1,28	3,01	5,24	0,21	0,07	0,03	0,6	99,89
AM116	72,61	14,73	1,48	0,26	1,31	3,21	5,53	0,2	0,08	0,03	0,5	99,91
AM125	73,39	14,52	1,17	0,19	0,79	3,4	4,82	0,13	0,09	0,04	1,5	100,00
AM126	72,58	14,76	1,45	0,27	1,21	3,3	5,2	0,2	0,08	0,02	0,9	99,95

Tabela 5.18: Análises químicas para elementos traços (ppm) do Granito Cabanas.

Am	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr
AM-113	994,4	3	2	8,6	24	7,5	16,5	333,2	16	174,3	1,4	36,9	2,2	22	1,3	253,4
AM-114	1107,1	5	2,3	7	23,7	6,4	15,9	316,5	7	194,6	1,8	41,5	2,5	21	0,9	227,1
AM-115	899,9	3	1,7	7,6	21,2	5	17,2	305,8	10	153,1	1,6	35,4	2,1	15	0,5	166,1
AM-116	942,2	4	1,7	7,2	22,1	5,8	16,3	318	98	155,5	1,5	36,6	2,3	15	0,4	188,5
AM-125	313	5	1	15,1	26,4	2,4	12,9	335	11	76,8	2,2	21	14,5	7	1,4	74,1
AM-126	816,9	5	1,9	6,9	24,6	4,3	14,9	336,7	7	155,1	1,7	37,3	2,2	9	0,5	150,1

Tabela 5.19: Análises químicas para elementos terras raras (ppm) do Granito Cabanas.

Am	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
AM-113	83,6	165,6	16,97	53	8,1	0,93	3,54	0,57	2,64	0,46	1,27	0,19	1,02	0,21
AM-114	98,6	195,2	20,13	60,3	9,1	0,89	3,14	0,55	2,28	0,36	0,9	0,12	0,81	0,16
AM-115	70	136	13,65	42,1	6,9	0,68	2,81	0,47	2,16	0,32	0,86	0,11	0,98	0,14
AM-116	72,8	141,3	14,39	44	7	0,79	3,78	0,59	3,02	0,45	1,24	0,18	1,1	0,19
AM-125	29,7	60,1	6,35	20	3,7	0,39	1,79	0,26	1,18	0,18	0,4	0,06	0,42	0,07
AM-126	65,5	126	12,37	37,4	5,5	0,64	1,96	0,35	1,28	0,18	0,46	0,07	0,5	0,07

O Granito Cabanas tem assinatura geoquímica subalcalina (Figura 5.22) e peraluminosa (Figura 5.23).

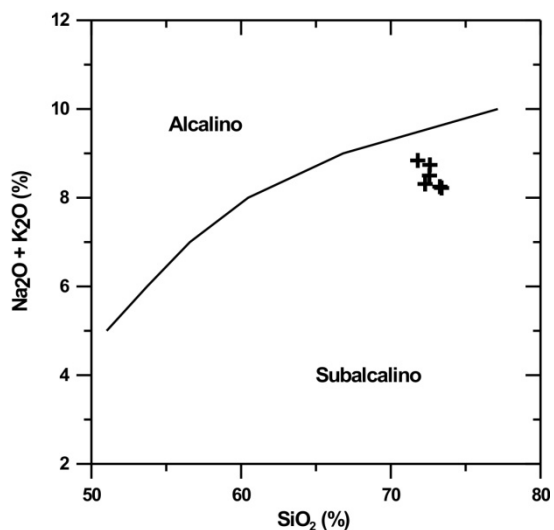


Figura 5.22: Diagrama álcalis totais ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs. SiO_2 para o Granito Cabanas. Linha que delimita campos Irvine e Baragar (1981).

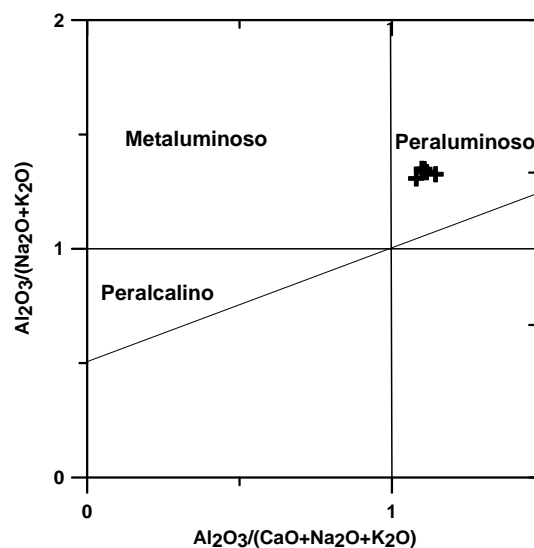


Figura 5.23: Índice de Shand para as amostras do Granito Cabanas. Diagrama proposto por Maniar e Piccoli (1989).

Os diagramas do tipo Harker para elementos maiores do Granito Cabanas, apesar de apresentarem elevada dispersão e considerando-se a pequena variação de SiO_2 , mostram correlações positivas para Al_2O_3 , F_2O_3 , TiO_2 , CaO e K_2O e negativas para MgO (Figura 5.24). No caso dos diagramas do tipo Harker para elementos traços o grau de dispersão é ainda maior, para a pequena variação de SiO_2 , não permitindo a determinação de trends. Devido à homogeneidade das análises químicas, considera-se que o Granito Cabanas não sofreu processos de diferenciação magmática significativos.

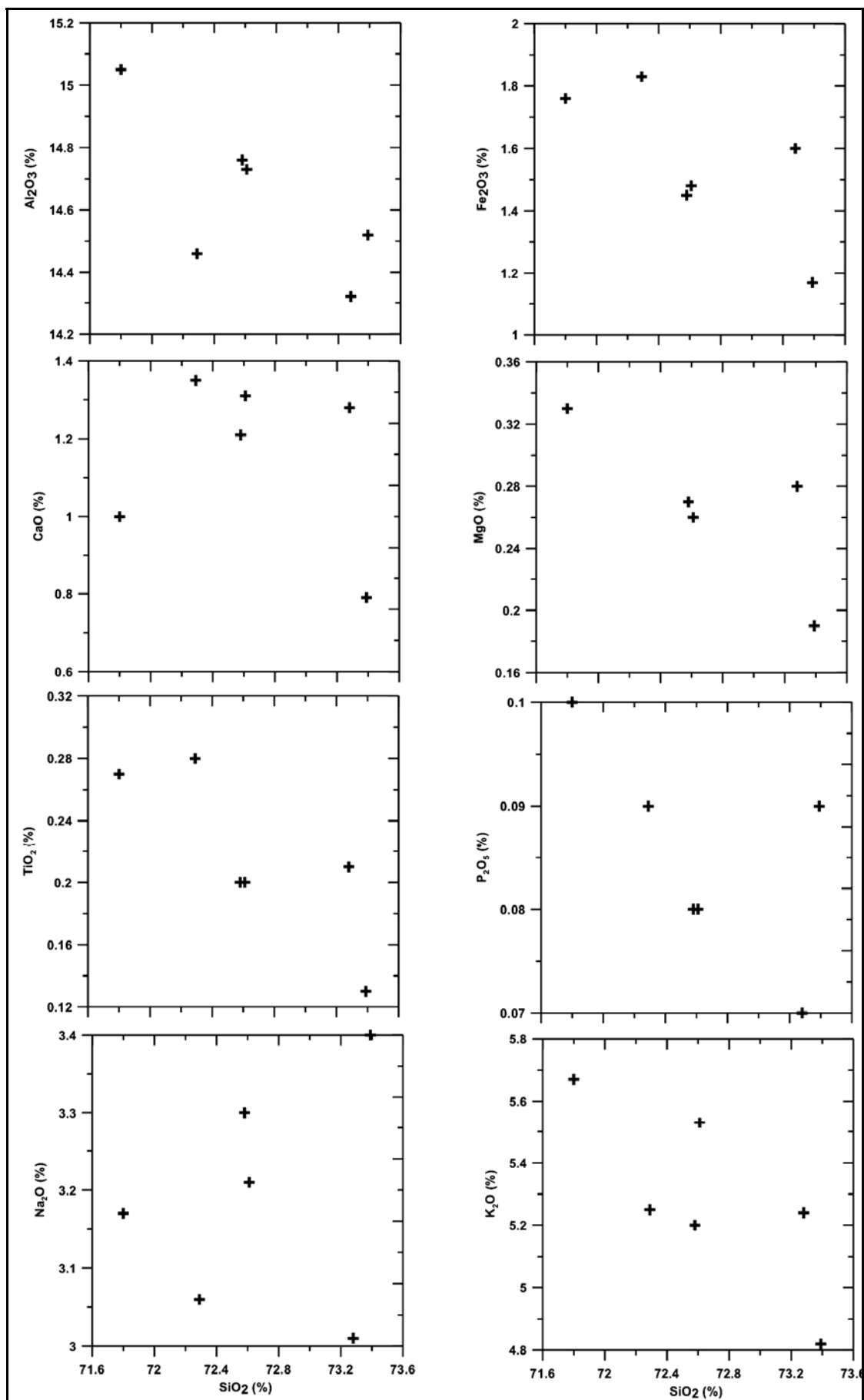


Figura 5.24: Diagramas do tipo Harker para elementos maiores do Granito Cabanas.

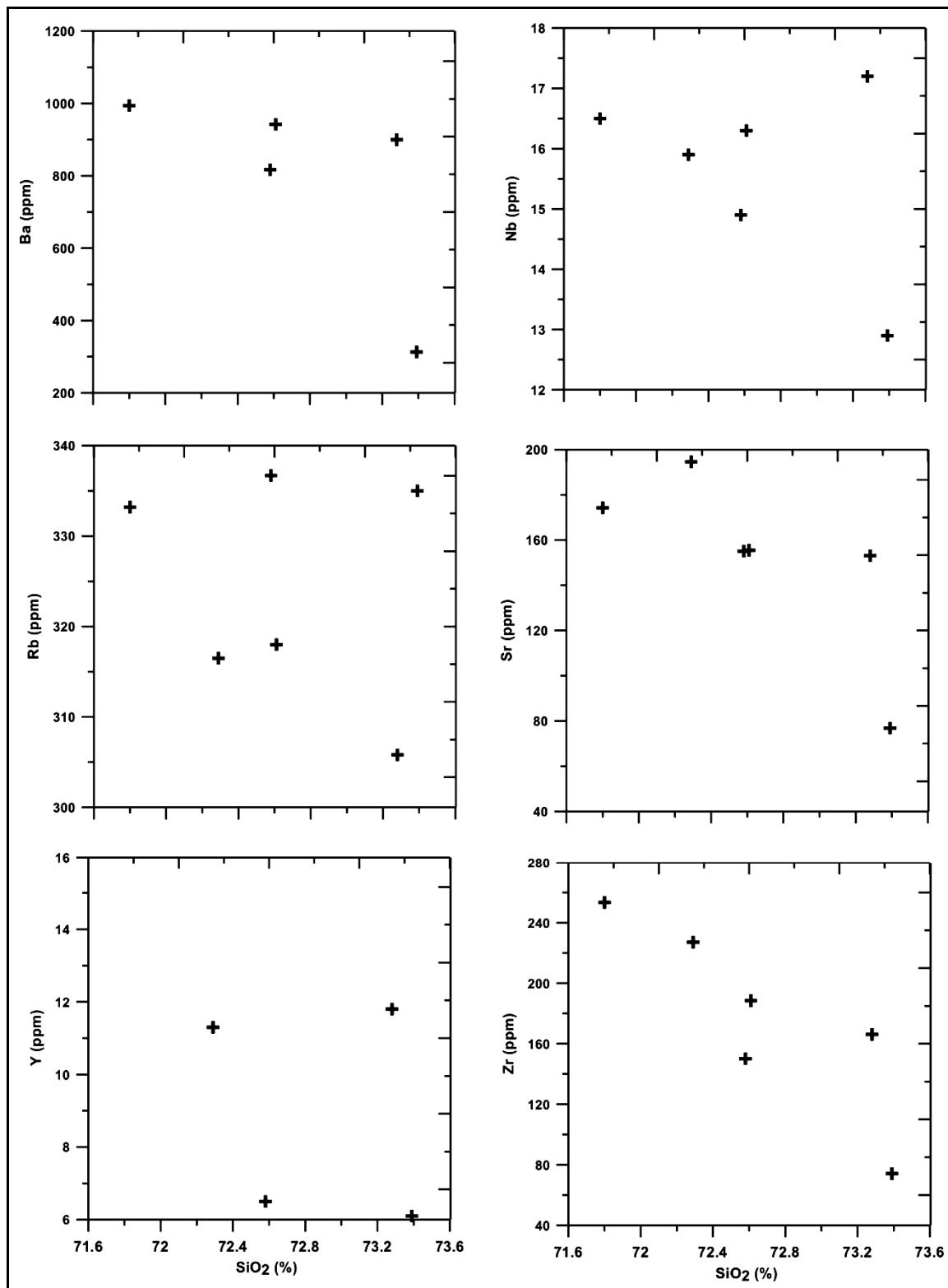
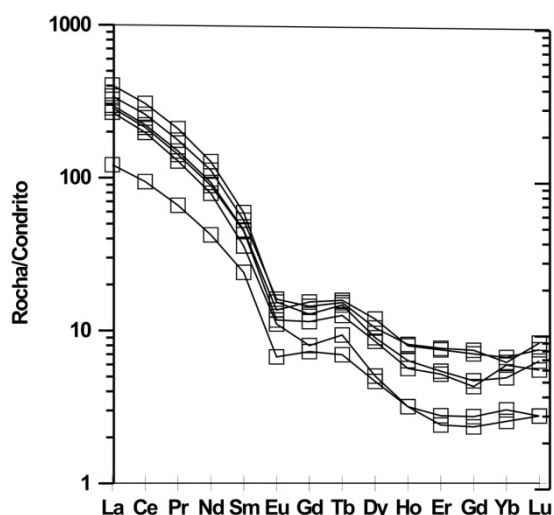


Figura 5.25: Diagramas do tipo Harker para elementos traços selecionados do Granito Cabanas.



O padrão de elementos terras raras para o Granito Cabanas é bastante homogêneo, sendo caracterizado por enriquecimento de elementos terras raras pesados em relação aos leves, pequena anomalia negativa de Eu e padrão ligeiramente curvo dos elementos terras raras pesados (Figura 5.26), apresentando, em média, valores 10 vezes superiores ao condrito.

Figura 5.26: Elementos terras raras normalizados por condrito para o Granito Cabanas. Valores de normalização Evensen (1978).

5.6 O Sienito Toritama

O Sienito Toritama é composto por três fácies principais: biotita anfibólio sienito grosso, biotita anfibólio sienito porfíritico, e anfibólio biotita sienito equigranular fino (Melo, 1971, Guimarães, 1989, Guimarães e Da Silva Filho, 1998, Neves *et al.*, 2000b, Amorim, 2002). As tabelas 5.20 e 5.21 mostram análises químicas para elementos maiores e traços do sienito Toritama.

O Sienito Toritama é caracterizado por razão $K_2O/Na_2O > 1,0$; assinatura geoquímica metaluminosa (Figura 5.27), alcalina (Figura 5.28), plotando acima do campo de shoshonitos definido por Peccerillo e Taylor (1976) (Figura 5.29) (Guimarães e Da Silva Filho, 1998). Com base nestas características geoquímicas Guimarães (1989) e Guimarães e Da Silva Filho, (1998) classificaram o corpo como possuindo semelhanças com a série shoshonítica, proposta por Morison (1980).

Tabela 5.20: Análises químicas para elementos maiores (%) do sienito Toritama. Fonte dos dados Guimarães, 1989 e Guimarães e Da Silva Filho, 1998.

Am	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO
TO 6	56,38	15,48	6,21	5,16	5,2	3,79	5,17	0,89	0,64	0,09
TO 5	56,28	16,04	5,88	4,98	5,06	4,02	4,88	0,9	0,6	0,09
TO 4	57,31	15,88	5,15	4,51	4,24	3,88	6,05	0,77	0,51	0,07
TO 3	60,52	15,17	4,7	3,65	3,32	3,88	6,19	0,73	0,47	0,07
TO 2	61,19	14,96	5,1	2,94	2,88	3,94	7,26	0,07	0,94	0,17
TO ENC	50,42	14,34	8,97	9,5	7,17	3,43	3,14	0,97	0,43	0,14
T4 ENC	54,92	13,46	6,73	7,21	6,48	2,83	5,54	0,75	0,72	0,12
T4 ENC	54,43	15,14	6,39	5,95	5,09	3,79	5,14	0,84	0,63	0,1
T 4ENC	54,47	15,1	6,47	5,6	5,32	3,28	6,1	0,92	0,8	0,1

Tabela 5.21: Análises químicas para elementos traço (ppm) do sienito Toritma. Fonte dos dados Guimarães, 1989 e Guimarães e Da Silva Filho, 1998.

Am	Cr	Ni	Cu	V	Ba	Sr	Rb	Zr	Ta	Nb
TO 6	310	120	20	100	3126	1607	140	320	0,82	15
TO 5	300	120	30	110	3147	1657	148	270	0,33	8,9
TO 4	200	110	30	90	3628	1662	151	300	0,67	15
TO 3	160	80	40	80	2678	1295	216	370	0,73	0
TO 2	100	30	30	90	2393	995	330	720	0	34,15
TO 6ENC	700	200	110	160	1650	1056	132	190	0,98	12
T 4 ENC	300	220	210	110	3927	1695	148	210	0	11,8
TO 4 ENC	290	140	180	120	2917	1575	151	290	0,81	15,8
T 4C ENC	210	160	140	100	4055	1921	170	350	0	0

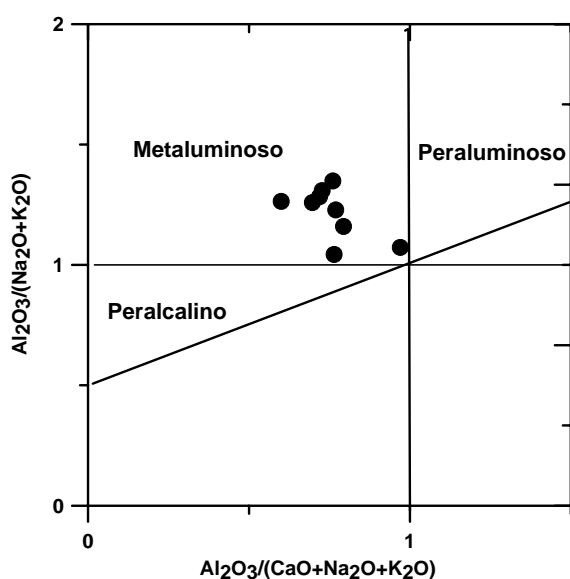


Figura 5.27: Índice de Shand para as amostras do Sienito Toritma. Diagrama proposto por Maniar e Piccoli (1989). Fonte dos dados Guimarães (1989) e Guimarães e Da Silva Filho (1998).

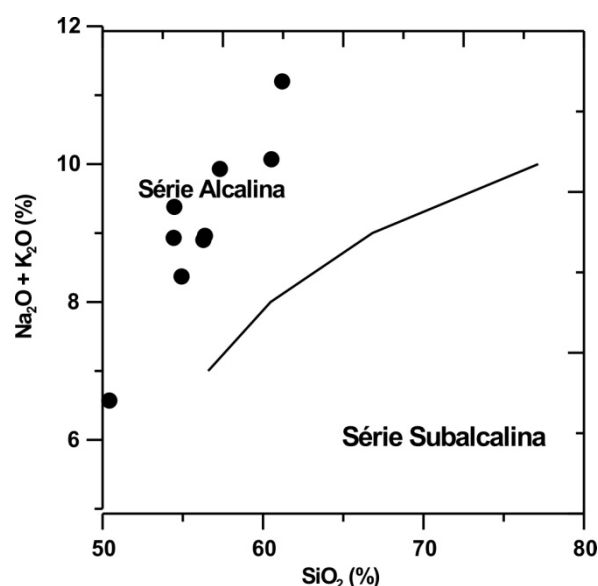


Figura 5.28: Diagrama álcalis totais ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs. SiO_2 para o Sienito Toritma. Linha que delimita campos Irvine e Baragar (1981). Fonte dos dados Guimarães (1989) e Guimarães e Da Silva Filho (1998).

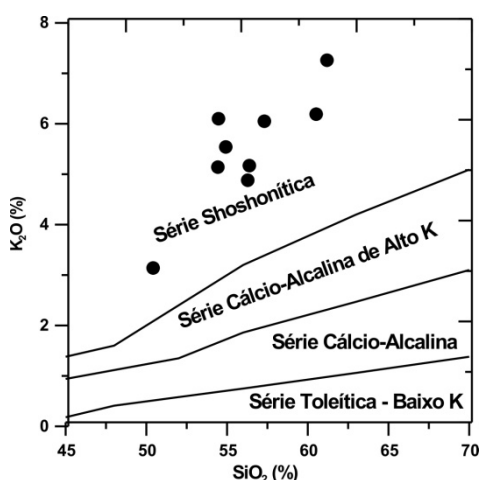


Figura 5.29: Diagrama K_2O vs. SiO_2 para o Sienito Toritma. Campos propostos por Peccerillo e Taylor (1976). Fonte dos dados Guimarães (1989) e Guimarães e Da Silva Filho (1998).

O Sienito Toritma é caracterizado por valores altos de MgO (3,5 a 9,0 %) e CaO (2,8 a 6,4 %), e TiO_2 sempre abaixo e 1,0 %. A figura 5.30 mostra diagramas do tipo Harker para os elementos maiores. São observadas correlações negativas entre Fe_2O_3 (Ferro Total), MgO , CaO , TiO_2 e P_2O_5 e SiO_2 e dispersão mais acentuada para Al_2O_3 , Na_2O e K_2O , para os dois últimos, fica evidente a correção positiva com SiO_2 . Este comportamento, mesmo levando-se em consideração a pequena variação no teor de SiO_2 (50 a 61 %) reflete fracionamento. Os elementos traços são caracterizados por elevados valores de Ba (até 4055 ppm) e Sr (até 1921ppm) e moderados de Rb (132 a 236 ppm). Os padrões de elementos terras raras apresentados por Guimarães e Da Silva Filho (1998)

mostram um forte fracionamento com enriquecimento em elementos terras raras leves em relação aos pesados e ausência de anomalia de Eu. Estes dados foram amplamente discutidos por Guimarães e Da Silva Filho (1998) que os associaram a valores bastante negativos de ϵ_{Nd} (-20 600Ma) e valores baixos de Sr_0 (0,707444) quando comparados com granitóides de derivação crustal, sugerindo que a origem do Toritama pode ter sido devida a fusão parcial de material mantélico metassomatizado.

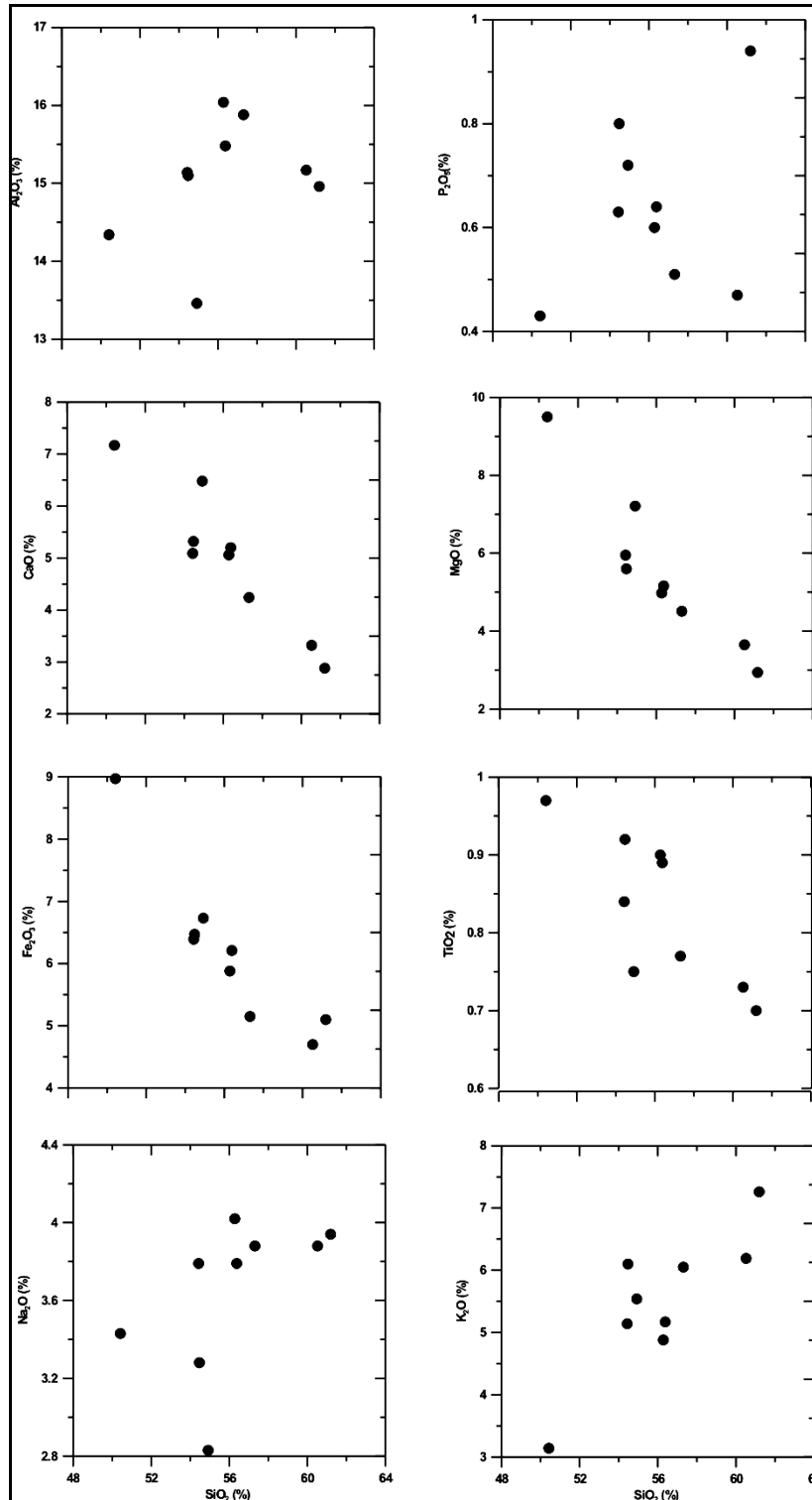


Figura 5.30: Diagramas do tipo Harker para elementos maiores do Sienito Toritama. Fonte dos dados Guimarães (1989) e Guimarães e Da Silva Filho (1998).

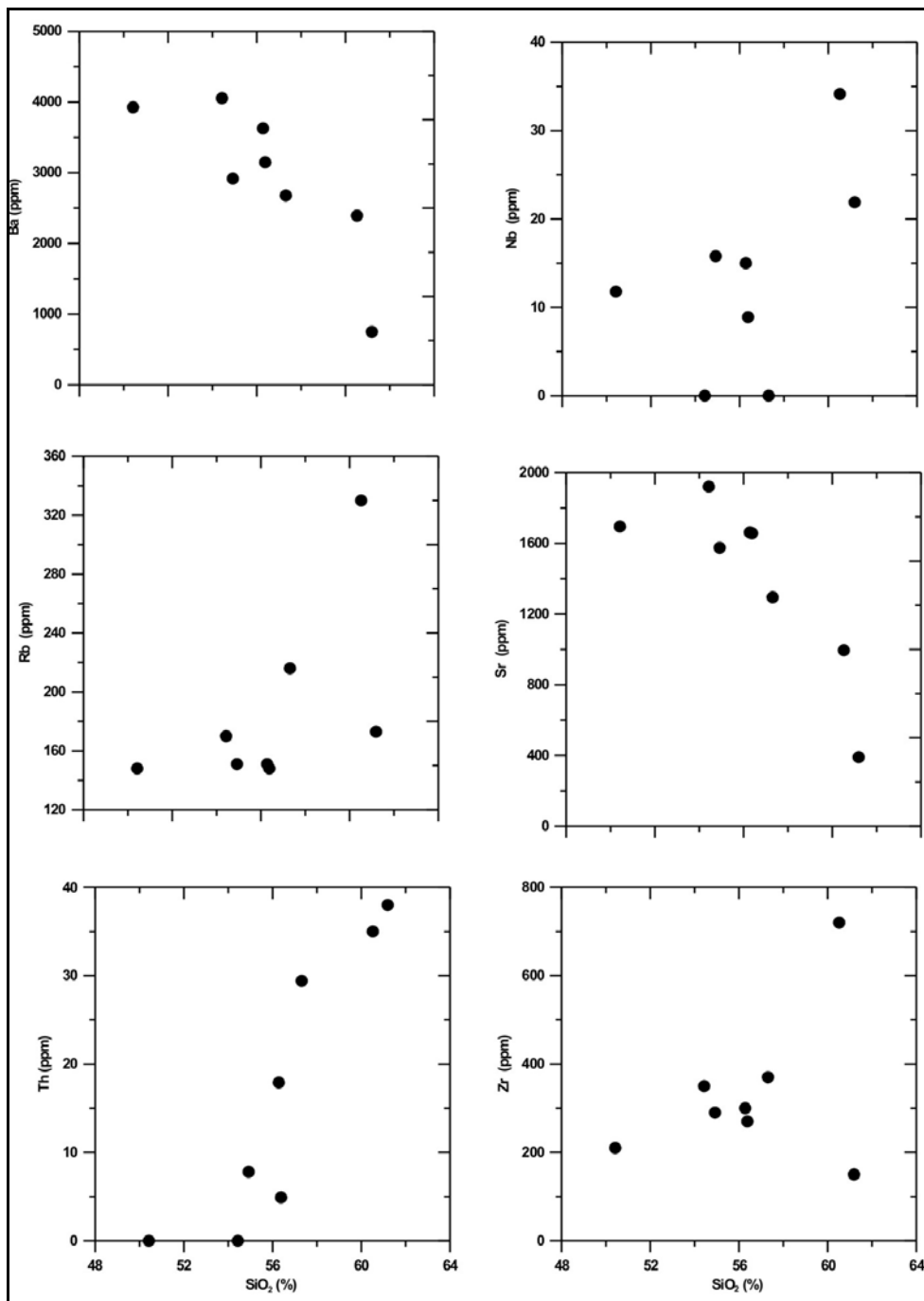


Figura 5.31: Diagramas do tipo Harker para elementos traço do Sienito Toritama. Fonte dos dados Guimarães (1989) e Guimarães e Da Silva Filho (1998).

6. GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO

6.1 Introdução

A feição estrutural mais marcante da folha Belo Jardim é a ocorrência de zonas de cisalhamento transcorrentes. Embora zonas de cisalhamento em escala de mapa estejam preferencialmente concentradas no interior ou nas bordas dos plútons presentes, observa-se com frequência, em escala de afloramento, que rochas encaixantes foram afetadas por esta tectônica. O fato de bandas de cisalhamento de alto ângulo truncarem claramente a foliação/xistosidade das encaixantes indica que a foliação regional desenvolveu-se num evento deformacional prévio.

A tectônica transcorrente foi responsável por zonas miloníticas com largura, orientação, grau metamórfico e cinemática variáveis. Transcorrências com orientação E-W a ENE-WSW são sistematicamente dextrais, enquanto aquelas com direção NNE-SSW a NE-SW são sinistrais. Dentre as primeiras, destaca-se o sistema de zonas de cisalhamento Pernambuco Leste (ZCPE). A ZCPE consiste de três faixas dextrais, que convergem para leste, separadas transversalmente por fatias de rochas encaixantes pouco afetadas pela tectônica transcorrente. A faixa norte é localizada na porção sul do Batólito Caruaru-Arcoverde e tem 2 a 5 km de largura. A faixa central consiste de milonitos e ultramilonitos e aumenta em largura para leste. A faixa sul é localizada no bordo norte do Granito Cabanas.

Dentre as zonas de cisalhamento sinistrais, destaca-se o sistema de zonas de cisalhamento Fazenda Nova (ZCFN). Embora a ZCFN esteja em grande parte restrita ao interior do Batólito Caruaru-Arcoverde, o ramo norte continua para nordeste e separa o Sienito Toritama das encaixantes. O contato da porção nordeste do Granito Cabanas com as encaixantes também se faz por uma zona de cisalhamento sinistral (zona de cisalhamento Cabanas). Finalmente, três outras zonas de cisalhamento estão presentes no noroeste da folha: Rio Capibaribe, Riacho Mirador e Apolinário. As duas primeiras são sinistrais e a terceira dextral. A zona de cisalhamento Rio Capibaribe apresenta um pequeno rejeito lateral pela zona de cisalhamento Apolinário.

6.2 Rochas Encaixantes

Em locais pouco afetados pela tectônica transcorrente, ortognaisses e rochas supracrustais, tanto a norte quanto a sul do Batólito Caruaru-Arcoverde, apresentam uma foliação de baixo ângulo com mergulho baixo a moderado (Figuras 6.1, 6.9, 6.10). A foliação é definida nos ortognaisses do Complexo Floresta por bandas milimétricas a decimétricas alternadas de composição granítica e quartzo-diorítica a quartzo monzodiorítica (Figuras 6.1 e 6.2) e no Ortognaisse Camará pela alternância de messosomas cinza e leucossomas róseos (Figura 6.6C). Nos ortognaisses Altinho e Taquaritinga, *ribbons* de quartzo, cristais placosos de biotita e/ou cristais alongados de anfibólio

envolvem porfiroclastos alongados de feldspato (Figuras 6.7, 6.9).. Em biotita xistos e gnaisses pelíticos a foliação é marcada por um aleitamento composicional milimétrico onde bandas ricas em filossilicatos alternam-se com bandas ricas em quartzo. Em gnaisses mais quartzo-feldspáticos, bandas ricas em quartzo definem a foliação e, em quartzitos, isto se dá por variações de cor em bandas adjacentes (Figura 6.10C).

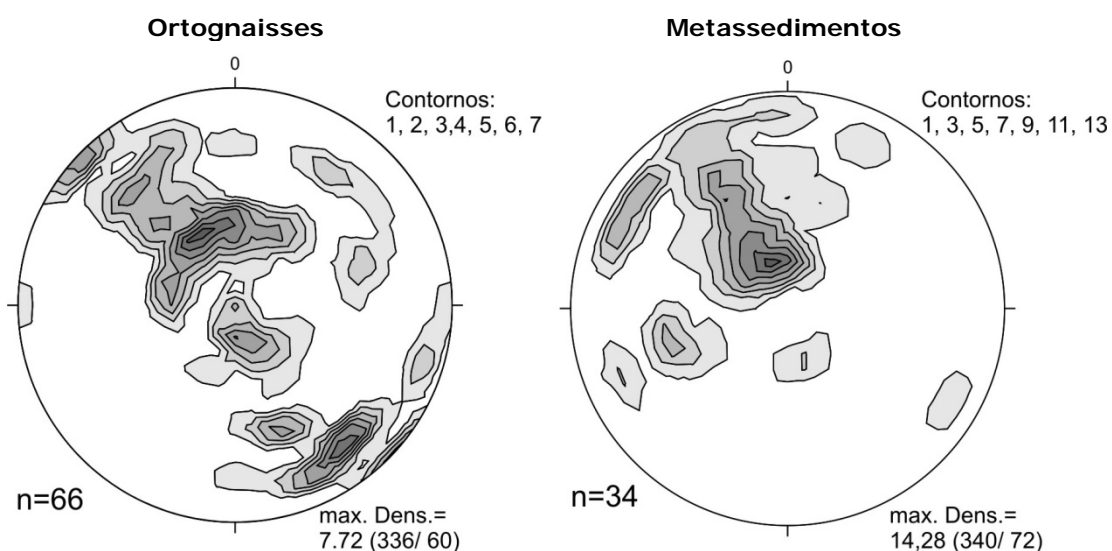


Figura 6.1: Estereogramas mostrando contornos de densidade para pólos de foliação em ortognaisses e rochas metassedimentares na folha Belo Jardim.

A foliação regional mergulha predominantemente para sudeste nos metassedimentos e é mais variável nos ortognaisses (Figura 6.1). Mergulhos maiores que 45° tipicamente são observados apenas em afloramentos que apresentam evidências de deformação pela tectônica transcorrente. Critérios cinemáticos associados com a foliação de baixo ângulo não foram observados nos ortognaisses bandados do Complexo Floresta e no Ortognaisse Taquaritinga, mas Neves *et al.* (2000) e Neves *et al.* (2005) referem transporte para nordeste na folha Santa Cruz do Capibaribe. Tectônica tangencial com transporte para nordeste foi também observada em alguns afloramentos do Ortognaisse Altinho (Figura 6.2).

A foliação regional nos ortognaisses é afetada por dobras mesoscópicas e crenulações com planos-axiais subverticais a inclinados de direção nordeste. Dobras relacionadas ao regime transcorrente também foram observadas na proximidade das zonas de cisalhamento (Figura 6.3a), mas clivagens espaçadas (planos C) e ocasionais tramas C-S, com as superfícies C apresentando mergulhos superiores a 70° e espaçamento milimétrico (Figura 6.3b), constituem as principais manifestações da deformação transcorrente. Tanto cinemáticas dextrais como sinistras são encontradas. Como no caso das zonas de cisalhamento mapeadas, as superfícies C sistematicamente têm direção E-W no primeiro caso e NE-SW no segundo.

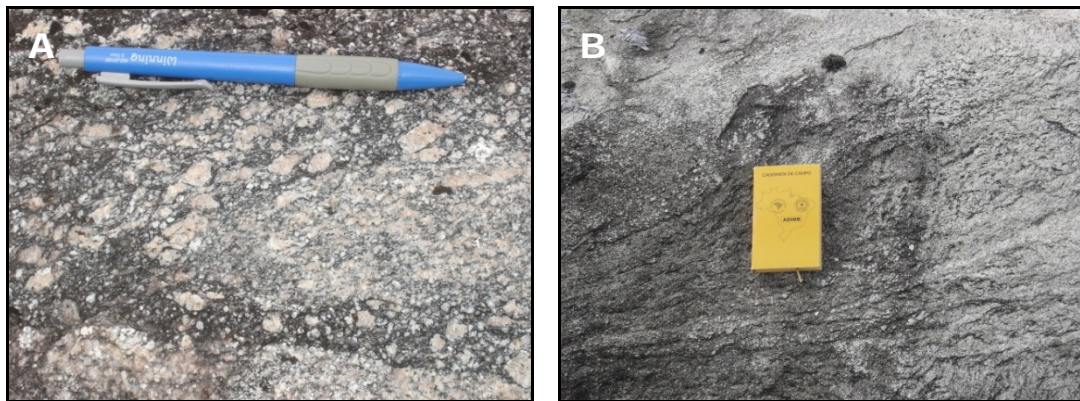


Figura 6.2: Cristais assimétricos (a) e banda de cisalhamento (b) sugerindo topo para nordeste (direita das fotos) no Ortognaisse Altinho.

A foliação de baixo ângulo exibe orientação e grau metamórfico comuns a ortognaisses e supracrustais. A associação mineral dominante nos ortognaisses do Complexo Floresta e no Ortognaisse Taquaritinga é biotita-anfibólio-quartzo-plagioclásio-feldspato potássico+titanita±granada. Estabilidade de anfibólio e recristalização de microclina indicam condições da fácies anfibolito. No Ortognaisse Taquaritinga e em ortognaisses dioríticos bandados observa-se em alguns casos que granada é neoformada a partir de biotita ou anfibólio. Neves *et al.* (2000b) e Legrand e Sá (2003) descrevem migmatização local no Ortognaisse Taquaritinga. Os primeiros estimaram temperaturas de $668 \pm 12^\circ\text{C}$ para o metamorfismo regional utilizando o geotermômetro anfibólio-plagioclásio. Legrand e Sá (2003) propuseram a seguinte reação produtora de granada:

$$2\text{K}(\text{Fe}_{0,8}\text{Mg}_{0,2})_{2,5}\text{Al}_2\text{Si}_{2,5}\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 4\text{SiO}_2 + 1/6\text{O}_2 + 2\text{H}^+ = 2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 1/3\text{Fe}_3\text{O}_4 + 3\text{H}_2\text{O} + \text{Mg}^{2+}.$$

Epidoto e titanita são comuns em amostras de ortognaisses dioríticos, sugerindo retrometamorfismo ou equilíbrio sob condições declinantes de temperatura.

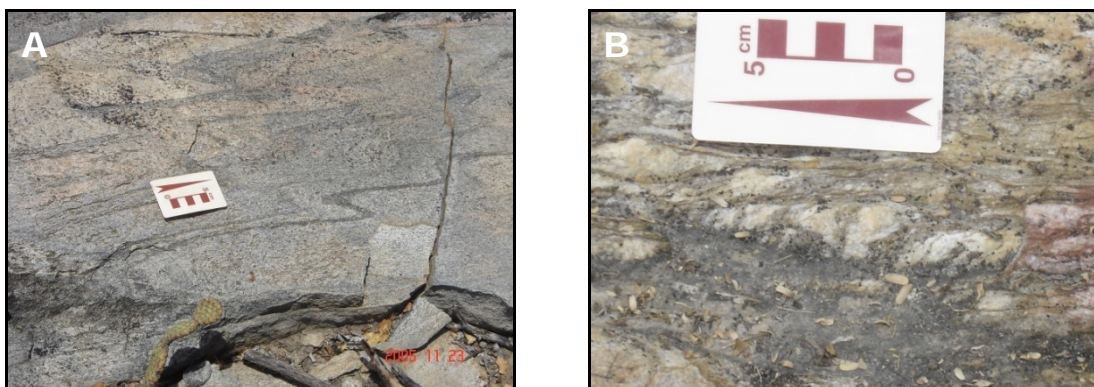


Figura 6.3: (a) Dobra em S em gnaisse bandado (Complexo Floresta) na proximidade da zona de cisalhamento Rio Capibaribe sugerindo movimento sinistral. (b) Trama S/C no ortognaisse Altinho indicando cisalhamento sinistral microestruturas

As microestruturas observadas em amostras de ortognaisses afetadas pela tectônica transcorrente indicam deformação a temperaturas mais baixas que a do metamorfismo regional. Nos ortognaisses Apolinário, Altinho e Camará porfiroclastos de feldspatos de formas e tamanhos variados envolvidos por fitas de quartzo com subgrãos e biotitas esgarçadas são as feições microestruturais típicas. O caráter ígneo de muitos grãos de plagioclásio e feldspato potássico ainda é reconhecível. Incluem-se entre essas características a forma tabular alongada e geminados polissintéticos ou Carlsbad paralelos ao alongamento de cristais de plagioclásio e feldspato

potássico, respectivamente, e ocasionalmente a ocorrência de cristais zonados. Em amostras com granada no Ortognaisse Apolinário, este mineral pode ser substituído por clorita + biotita, indicando que a temperatura da deformação estava na fácies xisto verde. Cristalização de clorita, tanto tabular como radial, e saussuritização de plagioclásio também indicam condições da fácies xisto verde durante a deformação cisalhante (Figura 6.4). Clivagens abertas que desenham dobras “kink” em feldspatos peritéticos preenchidas por microclina e recristalização de feldspatos sugerem que a deformação teve início sob condições da fácies anfíbolito. Já no Ortognaisse Camará, recristalização é observada apenas no quartzo ou é subordinado no feldspato, o qual é substituído por filmes de sericita no contato entre cristais desse mineral. Sericitização também está presente em pseudomorfos. Estas feições sugerem que a temperatura de deformação esteve abaixo dos 450-500°C.

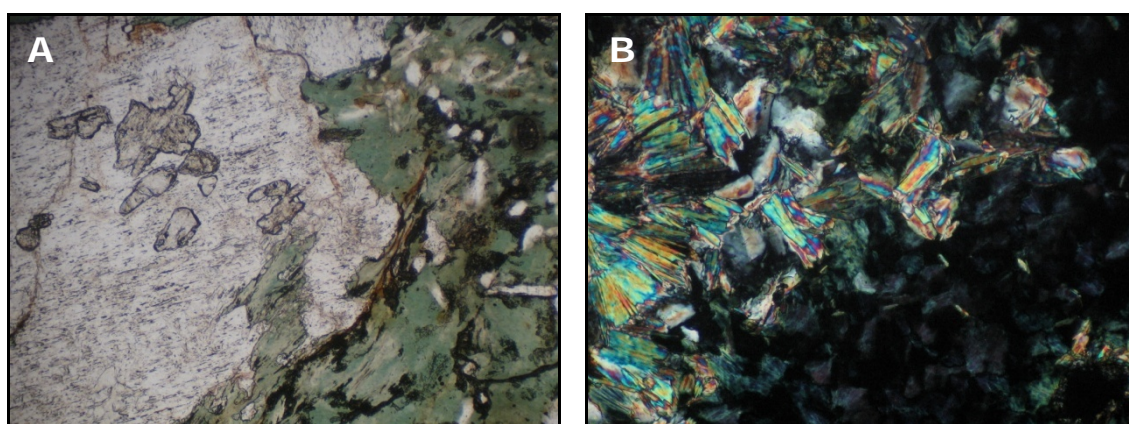


Figura 6.4: (a) Plagioclásio saussuritizado envolto por clorita (nicóis paralelos) e (b) clorita e sericita fibrorradiadas (nicóis cruzados) em protomilonito do Ortognaisse Apolinário. Escala = 2mm.

Nos metassedimentos a associação mineral característica é biotita±muscovita+granada+sillimanita+plagioclásio+quartzo. Plagioclásio aparece em cristais xenomórficos de granulação fina-média com as geminações albita e periclina sendo comuns. Os cristais de quartzo freqüentemente desenvolvem subgrãos alongados, os quais podem ser oblíquos à foliação da matriz. Esses cristais possuem contatos suturados e evidências de recristalização dinâmica. A granada ocorre como porfiroblastos de cor rosa com inclusões de biotita, plagioclásio e quartzo. Fraturas preenchidas por óxidos de ferro e micas foram observadas. A forma fibrosa da sillimanita é de ocorrência mais comum do que sua forma prismática, embora possa aparecer eventualmente com até alguns milímetros de comprimento.

A falta de dados sobre a composição química dos minerais, torna difícil estimar as condições P-T metamórficas. Porém, algumas considerações podem ser postas a partir do estudo dos minerais associados. Sillimanita se encontra em equilíbrio com a maioria das outras fases minerais, sugerindo que as rochas atingiram o pico de temperatura dentro de seu campo de estabilidade. A paragênese mineral observada sugere temperatura mínima de 500°C (que corresponde ao ponto tríplice dos aluminossilicatos, em pressão de carga variável) para a estabilização das rochas. Sillimanita + biotita + quartzo são reagentes de duas importantes reações na passagem de gnaisses de grau médio para grau alto. Uma delas, a reação biotita + ALS + quartzo = cordierita + feldspato potássico + vapor (Passchier, *et al.*, 1990), é utilizada aqui para representar as condições máximas de estabilidade dessas rochas: T = 700 °C e P = 6 kbar. Esta reação tangencia a curva de

fusão parcial em ambiente de H₂O saturante. Juntamente com anatexia local, estas observações atestam o desenvolvimento da foliação regional em condições metamórficas da fácies anfibolito. No Complexo Una, mica branca + biotita + plagioclásio estão presentes como coronas ao redor de porfiroblastos de granada (a reação genérica suposta é granada + H₂O + quartzo = muscovita + biotita + plagioclásio). Trata-se de reação que desestabiliza granada por queda da pressão de carga sobre as rochas durante o soerguimento.

Micaxistos e paragnaisses imediatamente ao sul do Batólito Caruaru-Arcoverde (Figura 6.5a) contêm cristais de sillimanita aparentemente sincinemáticos à deformação associada com o desenvolvimento da ZCPE. Determinações termobarométricas em uma amostra, utilizando o programa THERMOCALC, forneceram valores de temperatura e pressão de 670°C e 5,75 kbar, respectivamente (Neves *et al.*, 2000). Estes valores correspondem aos estimados para o pico do metamorfismo regional, sugerindo a persistência de temperaturas elevadas no início da deformação cisalhante. No entanto, amostras de micaxistos e paragnaisses milonitizados tipicamente mostram retrogressão de biotita para clorita, deformação rúptil do plagioclásio e sua substituição por sericita, indicando deformação sob condições da fácies xisto verde.

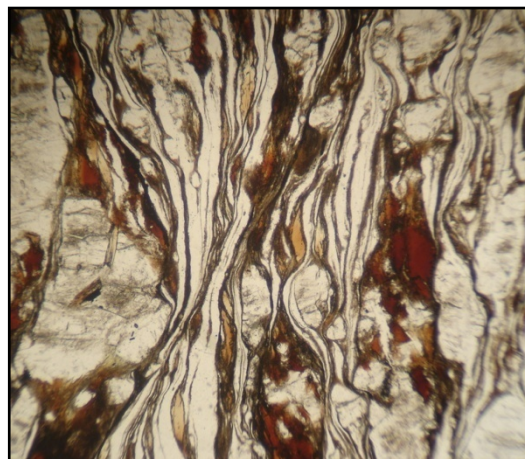


Figura 6.5: (a) Banda de cisalhamento extensional (C') em biotita gnaisse milonitizado na ZCPE. Nicóis paralelos. Escala = 2mm.

6.3 Plútons

6.3.1 Estruturas magmáticas

As rochas no Batólito Caruaru-Arcoverde, no Sienito Toritama e no Sienito Cachoeirinha usualmente apresentam uma foliação magmática bem definida pela orientação preferencial de cristais de feldspatos, biotita e anfibólio. A lineação mineral associada com a foliação magmática só foi observada em alguns poucos locais devido à raridade de planos de foliação expostos. No entanto, a lineação magnética obtida pela técnica de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) pode ser assumida como paralela à lineação mineral, já que ela reflete a orientação linear preferencial de minerais paramagnéticos e ferromagnéticos (Bouchez, 1997). Estes estudos são, portanto, um complemento importante aos dados de campo. Na folha Belo Jardim, dados de ASM estão disponíveis para todos os plútons (Neves *et al.*, 2000, 2003, 2005b, 2006b), com exceção do Granito Taquara.

No Batólito Caruaru-Arcoverde e no Sienito Toritama, a foliação magmática tem mergulhos baixos a moderados e direções variando de noroeste a nordeste em regiões afastadas das zonas de cisalhamento. Aproximando-se das zonas de cisalhamento observa-se uma rotação progressiva e um aumento na intensidade de mergulho. Estudos de ASM (Neves *et al.*, 2000, 2006b) mostraram que regiões com mergulhos baixos têm predominantemente lineações magnéticas com direção NW-SE. Em locais onde a foliação magmática exibe mergulhos fortes, a lineação magnética tem direção NE-SW ou E-W dependendo se as zonas de cisalhamento próximas são sinistrais ou dextrais,

respectivamente. No Sienito Cachoeirinha, a foliação magmática tem predominantemente mergulho forte e é subparalela à direção NNE de alongação do plúton, mas inflexões para a direção E-W sugerem um padrão sigmoidal. A lineação magnética (Neves *et al.*, 2005b) dominante tem direção ENE-WSW a NNE-SSW, mas lineações NW-SE também são comuns.

Ao contrário dos demais corpos ígneos, o Granito Cabanas é predominantemente isotrópico e, assim, foliações magmáticas só foram observadas em alguns poucos locais. Um estudo de ASM (Neves *et al.*, 2003) revelou que na proximidade da ZCPE a foliação e lineação magnéticas seguem a orientação do plúton e têm, respectivamente, mergulho forte e caimento baixo a moderado. Lineações magnéticas com caimento para norte associadas com a presença de diques de direção NW-SE a N-S foram interpretadas como indicando fluxo magmático dirigido de norte para sul durante a construção do plúton. Em combinação com um estudo gravimétrico (Mota *et al.*, 2005) esses resultados mostram que o Granito Cabanas é um corpo tabular com espessura máxima de 4 km na porção norte.

6.3.2 Deformação no estado sólido

A passagem de uma trama magmática para uma trama milonítica na ZCFN, em outras transcorrências sinistrais no interior do Batólito Caruaru-Arcoverde, e no ramo norte da ZCPE é gradual. Deformação no estado sólido é registrada inicialmente pela alongação de grãos de quartzo, em seguida pelo aparecimento de superfícies C espaçadas e finalmente pelo desenvolvimento de típicos milonitos S-C. Quando as zonas miloníticas sinistrais convergem para a faixa milonítica norte da ZCPE, bandas de cisalhamento dextrais e sinistrais conjugadas são observadas, indicando o desenvolvimento contemporâneo das estruturas.

Os milonitos graníticos na ZCPE têm direção E-W e a lineação de estiramento é subhorizontal, com um ligeiro predomínio de caimentos fracos para leste (Figura 6.6). Na ZCFN, os milonitos têm direção NE-SW e a lineação de estiramento tem um componente de rejeito de mergulho mais significativo (Figura 6.6). A combinação de mergulhos predominantemente para sudeste com lineações com caimento para nordeste na ZCFN indica extensão em adição ao movimento transcorrente. Neves *et al.* (2000) atribuíram a ocorrência de granitos porfiríticos e dioritos no plúton Fazenda Nova ao soerguimento relativo do bloco à esquerda da zona de cisalhamento, o que teria exposto, após a atuação de processos erosivos, a porção mais profunda de uma câmara magmática verticalmente zonada.

A transformação de granitos para milonitos ao longo das faixas dextrais e sinistrais no Batólito Caruaru-Arcoverde não é acompanhada por redução significativa na granulação das rochas, nem por reações retrometamórficas. Paralelismo entre geminações polissintética e Carlsbad e a orientação preferencial de grãos de plagioclásio e feldspato potássico, respectivamente, é observada em amostras com deformação dúctil pouco intensa até francamente miloníticas (Figura 6.7a). Isto sugere passagem progressiva de deformação no estado magmático para deformação no estado sólido. Estabilidade de anfibólio, deformação plástica e recristalização dos feldspatos, e formação abundante de mirmequita (Figura 6.7b,c) são condizentes com o desenvolvimento da trama S/C dos milonitos sob condições de temperatura na fácies anfibolito. Temperaturas médias, utilizando o termômetro edenita-richterita (Holland e Blundy, 1994), de 686°C, 715°C e 733°C foram obtidas em duas amostras de milonitos graníticos da ZCFN e uma amostra da ZCPE (Neves *et al.*, 2000).

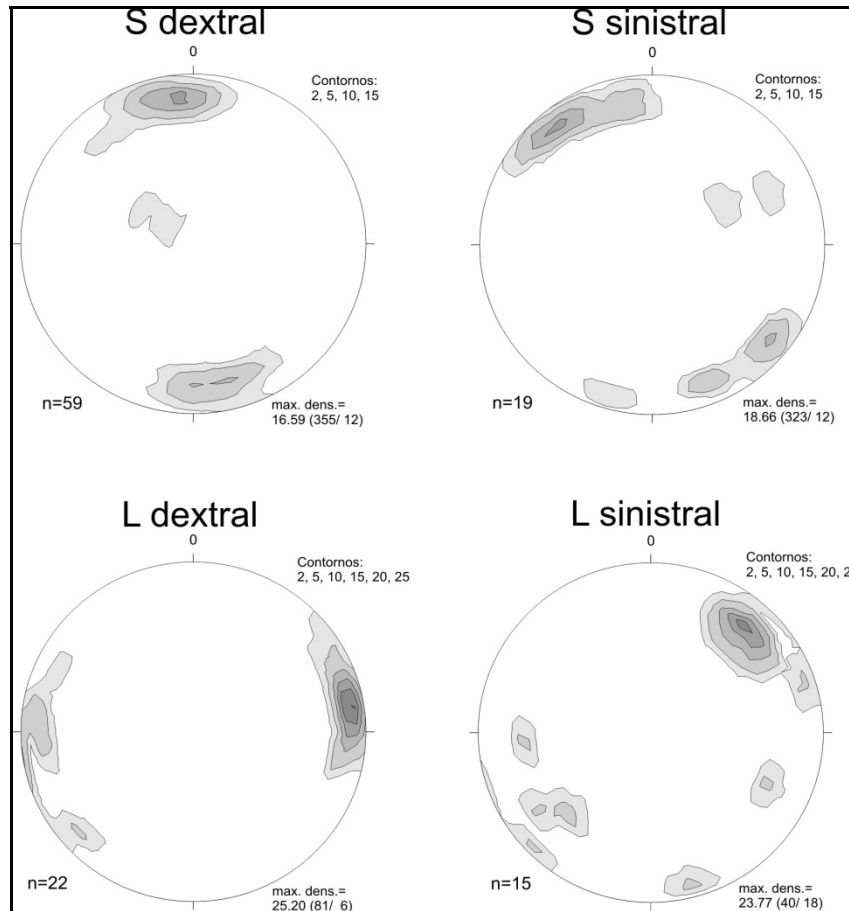


Figura 6.6: Diagramas de densidade para pólos de foliação (superfícies S) e lineações em milonitos graníticos nas zonas de cisalhamento Pernambuco leste (esquerda) e Fazenda Nova (direita).

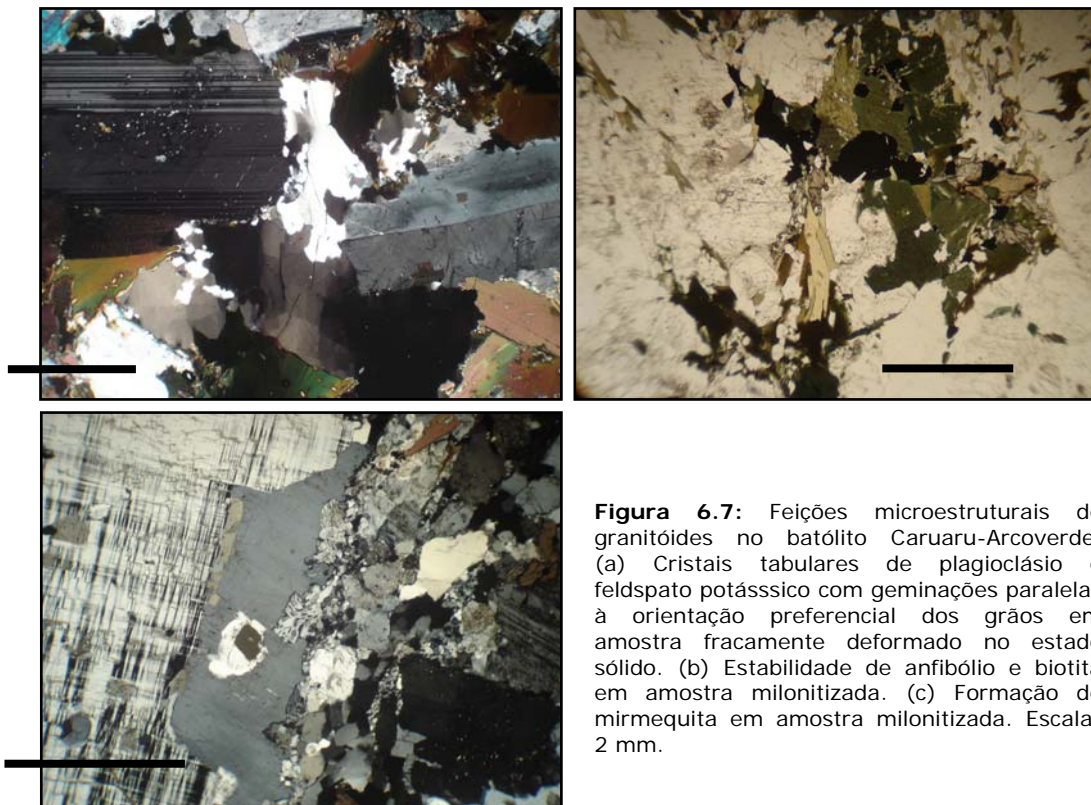


Figura 6.7: Feições microestruturais de granitóides no batólito Caruaru-Arcoverde. (a) Cristais tabulares de plagioclásio e feldspato potássico com geminações paralelas à orientação preferencial dos grãos em amostra fracamente deformado no estado sólido. (b) Estabilidade de anfibólio e biotita em amostra milonitizada. (c) Formação de mirmequita em amostra milonitizada. Escala: 2 mm.

No extremo leste da folha, a faixa de milonitos e ultramilonitos do enxame de diques Caruaru separa o Batólito Caruaru-Arcoverde da suíte intrusiva Altinho. Os milonitos e ultramilonitos exibem uma grande variação na textura e mineralogia por conta da variação dos protólitos que foram deformados. Extenso retrometamorfismo é observado, indicando condições metamórficas típicas da fácies xisto verde. Dependendo do protólito, uma matriz fina a afanítica pode se desenvolver, onde apenas alguns porfiroclastos milimétricos a submilimétricos persistem. Nas rochas mais máficas, transformação quase completa de hornblenda para uma associação de actinolita-epidoto-biotita verde-titanita±clorita é observada, atestando condições de temperatura entre 400 e 480°C (Figura 6.8). Independente do protólito, muitos dos porfiroclastos de feldspatos são fraturados e exibem sericitização e/ou saussuritização (Figura 6.8). Localmente, clorita pode ser abundante sugerindo deformação contínua a temperaturas declinantes. Cataclase também é comum em alguns afloramentos, mas é incerto se sua ocorrência está ligada a uma continuação da deformação sob condições rúpteis, se resulta de um evento mais recente ou as duas coisas.

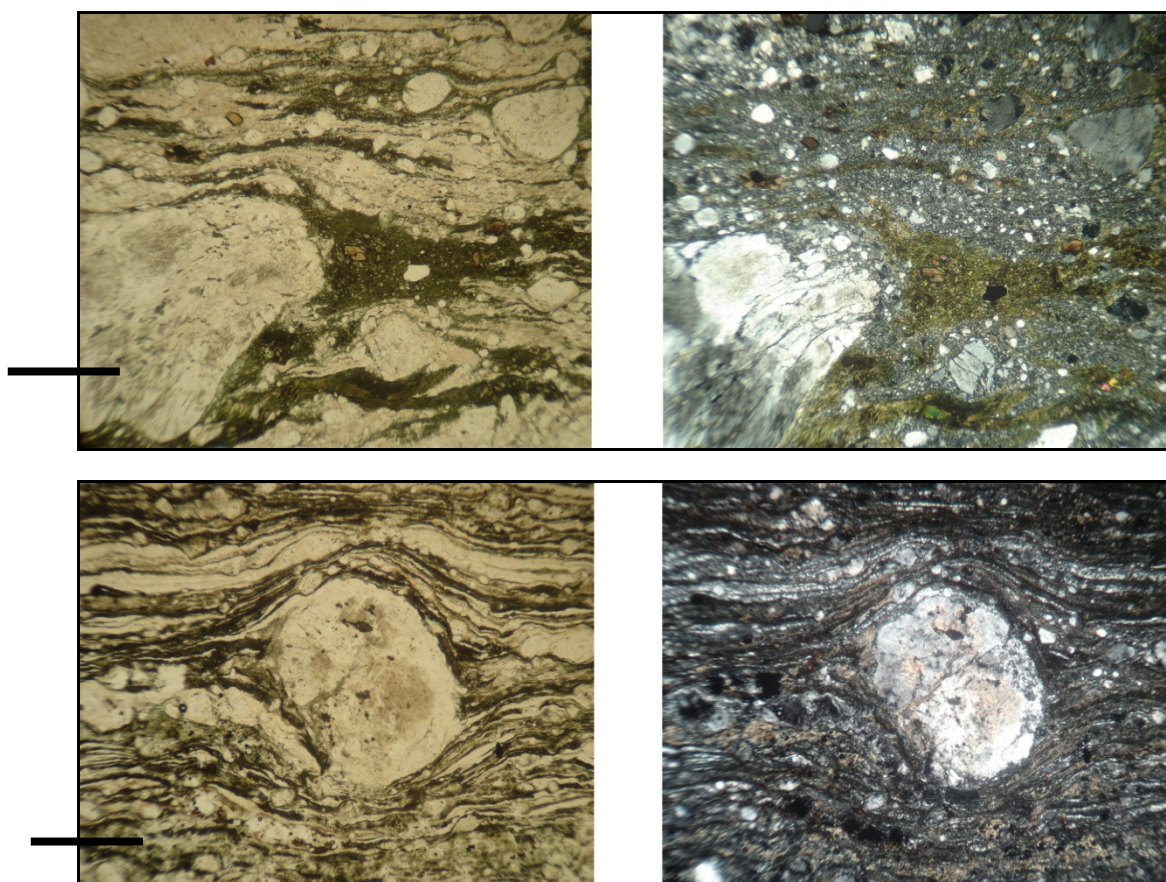


Figura 6.8: Microestruturas em nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita) em rochas dique da ZCPE. Acima: Porfiroclasto de K-feldspato em uma matriz fina composta por anfibólio fibroso, epidoto e titanita (bandas escuras) e feldspatos (bandas claras). Abaixo: Porfiroclasto tipo- em milonito granítico. Em ambos os casos o sentido de cisalhamento é dextral. Escala: 1 mm.

A faixa sul da ZCPE é localizada no bordo norte do plúton Cabanas e o contato nordeste do plúton com as encaixantes também se faz por uma zona de cisalhamento, desta vez sinistral (zona de cisalhamento Cabanas). Xenólitos de milonitos derivados de anfibólio granito grosso indicam que a intrusão do plúton Cabanas ocorreu após o início da deformação transcorrente



Figura 6.9: Parte de um megaxenólito de milonito granítico grosso no Granito Cabanas. A foliação milonítica é claramente truncada pelo leucogranito.

A microestrutura típica do Granito Cabanas em amostras milonitizadas consiste de fitas de quartzo, muscovita e biotita envolvendo porfiroclastos de feldspato potássico. Biotita e muscovita podem formar peixes de mica (Figura 6.10), mas mais comumente ocorrem como agregados de grãos recrystalizados ao longo de superfícies C.

Recristalização dinâmica e desenvolvimento de mirmequita nos bordos dos porfiroclastos (Figura 6.10), juntamente com ausência de estruturas manto-núcleo e de pertitas em chamais, sugerem deformação cisalhante sob condições de temperatura moderada, provavelmente correspondente à transição entre as fácies anfíbolito e xisto verde. As observações microestruturais sugerem, portanto, um desenvolvimento seqüencial das zonas miloníticas que compõem a ZCPE, com a formação inicial do ramo norte no bordo sul do Batólito Caruaru-Arcoverde, depois do ramo sul no bordo norte do Granito Cabana e em seguida do ramo central, concomitantemente com a injeção de enxames de diques.

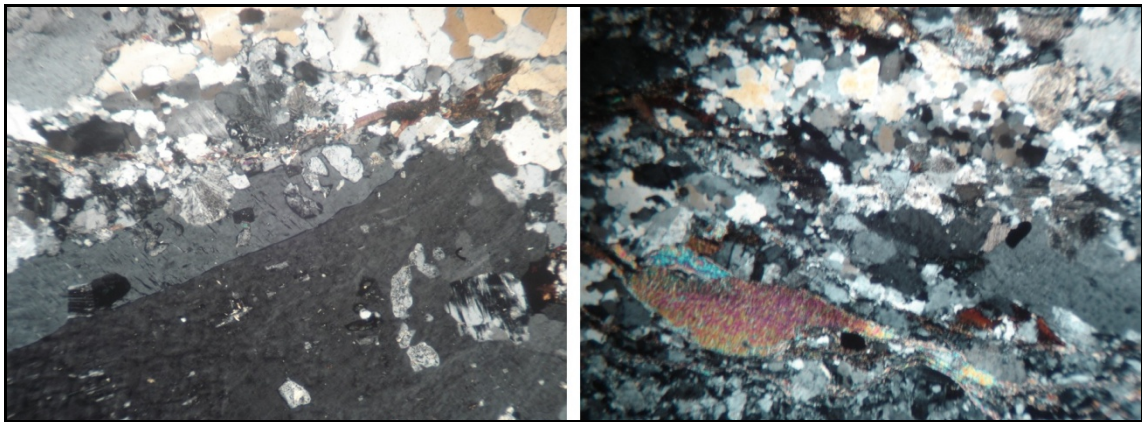


Figura 6.10: Feições microestruturais do Granito Cabanas em nicóis cruzados. (a) Recristalização dinâmica e desenvolvimento de mirmequita em porfiroclasto de feldspato potássico. (b) Peixe de muscovita. Escala: 2 mm.

6.4 Evolução Tectônica

6.4.1 Eventos Pré- E Cedo-Brasilianos

Três amostras de ortognaisses datadas pelo método Pb-Pb, duas ao norte e uma ao sul do Batólito Caruaru-Arcoverde, forneceram idades no intervalo 2,07-2,10 Ga (Melo, 2002; Neves *et al.*, 2004). Estes resultados são similares às idades obtidas pelo método U-Pb em ortognaisses paleoproterozóicos através de todo o domínio central da Província Borborema (Santos, 1995; Brito Neves *et al.*, 2001; Kozuch, 2003; Neves *et al.*, 2006). A idade de 1,52 Ga e as características geoquímicas do Ortognaisse Taquaritinga, similares a de granitos tipo-A, têm sido interpretadas como indicando um evento anorogênico mesoproterozóico (Sá *et al.*, 2002). Talvez seja

significativo que um xenocristal de zircão no Granito Cabanas tenha fornecido uma idade concordante de 1,56 Ga (Neves *et al.*, no prelo), sugerindo que este evento também afetou o domínio sul. Idades-modelo entre 1,90 e 2,02 Ga no Batólito Caruaru-Arcoverde (Neves *et al.*, 2000), uma idade modelo de 1,74 Ga no Sienito Cachoeirinha (Da Silva Filho *et al.*, 2002) e intercepto superior com idade de 2,19 Ga em discórdia U-Pb no Granito Cabanas (Neves *et al.*, no prelo) indicam a presença de substrato paleoproterozóico abaixo dos corpos plutônicos. Assim, com base nos dados disponíveis, uma correlação pode ser aventada entre o embasamento nos domínios ao norte e ao sul da ZCPE na Folha Belo Jardim. A similaridade entre as associações litológicas nos Complexos Surubim-Caroalina e Una sugere que eles também podem ser correlatos, porém um estudo de proveniência é necessário para testar esta possível correlação.

Tanto nos ortognaisses quanto nas rochas supracrustais, apenas uma foliação principal está presente. Embora localmente afetada por dobras e bandas de cisalhamento, levando à aquisição de mergulhos fortes, esta foliação deve ser testemunho de uma tectônica tangencial. Não pode ser descartado *a priori* que mais de um evento tangencial tenham afetado a região, mas esta possibilidade não encontra suporte nas evidências de campo e micropetrográficas. Assim, o mais provável é que a foliação regional esteja relacionada a um evento orogênico pós-cristalização do protólito do Ortognaisse Taquaritinga. Na ausência de dados geocronológicos na área estudada não é possível decidir se seu desenvolvimento está ligado ao evento Cariris Velhos do início do Neoproterozóico (Brito Neves *et al.*, 1995) ou à orogênese Brasileira. No entanto, resultados obtidos em áreas vizinhas favorecem uma idade brasileira.

Na folha Santa Cruz do Capibaribe, zircões das bandas máfica e félsica de um ortognaisse bandado forneceram idades de cristalização de 2,12 Ga e 625 Ma, respectivamente, indicando a idade tardi-neoproterozóica do bandamento (Neves *et al.*, 2006a). Discórdias em diagramas U-Pb em ortognaisses paleoproterozóicos no domínio central freqüentemente apresentam intercepto inferior indicando perda de Pb durante o evento térmico brasileiro (Santos, 1995; Leite *et al.*, 2000; Brito Neves *et al.*, 2001; Kozuch, 2003; Neves *et al.*, 2006), enquanto inexistem evidências de um evento metamórfico eoneoproterozoico. Portanto, a interpretação mais consistente com os dados disponíveis é que a foliação de baixo ângulo em todo o domínio central está relacionada à orogênese brasileira. Datações de *sheets* graníticos, de leucossomas de migmatitos e de plútons parcialmente gnaissificados indicam que o pico do metamorfismo brasileiro associado com esta foliação ocorreu no intervalo 645-610 Ma (Leite *et al.*, 2000; Medeiros, 2004; Guimarães *et al.*, 2004; Neves *et al.*, 2006a). No domínio sul, o Ortognaisses Caruaru, o qual aflora na folha homônima, quase no limite com a folha Belo Jardim, forneceu uma idade de cristalização de 629 Ma (Neves *et al.*, 2004), e o Ortognaisse Jupí, na Folha Garanhuns, forneceu uma idade de 606 Ma (Neves *et al.*, no prelo). Esses dados indicam que a foliação regional também no domínio sul desenvolveu-se durante a orogênese brasileira.

6.4.2 Plutonismo e tectônica transcorrente

A grande dimensão e a assinatura geoquímica cálcio-alcálica de alto potássio do Batólito Caruaru-Arcoverde poderiam qualificá-lo como sendo produto de magmatismo associado com uma margem continental ativa. No entanto, associações petrotectônicas típicas desse ambiente tectônico estão ausentes na folha Belo Jardim e áreas adjacentes. Adicionalmente, (a) o batólito foi intrudido em

ambiente claramente continental; (b) sua idade é muito jovem (583-591 Ma; Guimarães *et al.*, 2004, Neves *et al.*, 2004) para que ele represente magmatismo pré-colisional; e (c) sua composição isotópica Sm-Nd (idades-modelo paleoproterozóicas; Neves *et al.*, 2000b, Mariano *et al.*, 2001) exclui a possibilidade de contribuição de material juvenil neoproterozóico para os magmas progenitores.

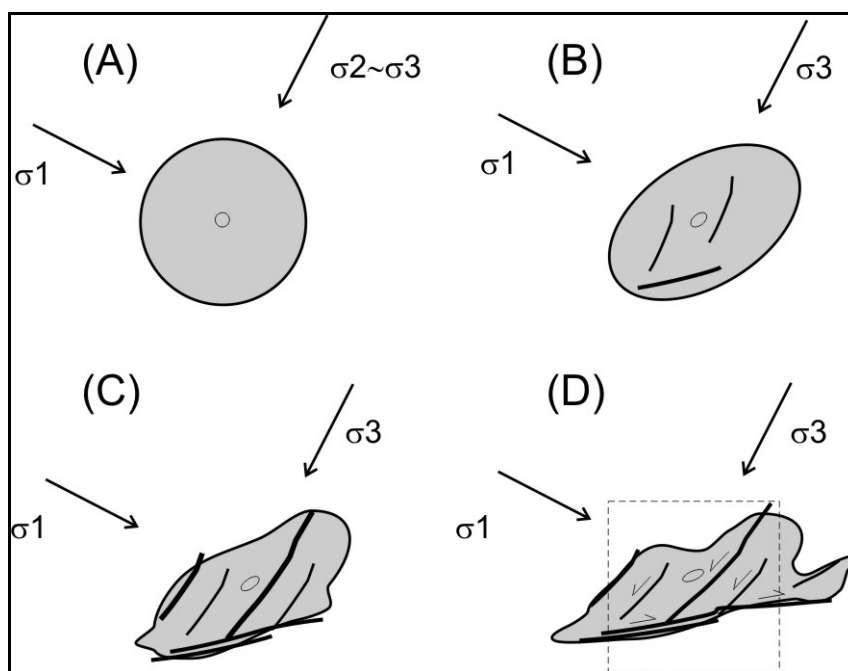


Figura 6.11: Modelo esquemático para intrusão do Batólito Caruaru-Arcoverde e o desenvolvimento de zonas de cisalhamento. (A) Alojamento na transição de um regime compressivo para um regime transcorrente. (B) Início de deformação não-coaxial quando o eixo intermediário de esforços estabiliza-se numa posição subvertical. (C, D) Nucleação e crescimento de zonas de cisalhamento. O quadrado tracejado em (D) corresponde à área aproximada da folha Belo Jardim.

Existe uma clara associação espacial do Batólito Caruaru-Arcoverde com zonas de cisalhamento transcorrentes. No entanto, mecanismos propostos na literatura para alojar magmas em zonas de extensão local em transcorrências parecem insuficientes para explicar este volumoso plutonismo e nenhuma evidência indica que o desenvolvimento das zonas de cisalhamento tenha precedido o alojamento do batólito. Por exemplo, xenólitos de milonitos não estão presentes no seu interior. Os seguintes fatos devem ser considerados para explicar a relação magmatismo/transcorrência: (1) a deformação cisalhante está concentrada predominantemente nos bordos ou no interior do batólito; (2) observações microestruturais mostram que milonitos graníticos formaram-se sob condições de temperaturas mais elevadas que milonitos resultantes da deformação de metassedimentos e ortognaisses, como revisado nas seções 6.2 e 6.3; (3) foliações subverticais associadas com lineações de caimento baixo sugerem que porções do batólito foram afetadas pela deformação transcorrente ainda no estado magmático; (4) foliações com mergulhos baixos a moderados e lineações magnéticas com direção NW-SE ocorrem em regiões afastadas das transcorrências.

Em vista da presença de foliações de baixo ângulo, é provável que a construção do batólito tenha ocorrido incrementalmente pela adição de magmas à base de uma câmara magmática formada por

subsidiência do assoalho (cf. Cruden, 1998). Lineações com direção NW-SE talvez ainda reflitam o regime tectônico relacionado a espessamento crustal e transporte de massa para WNW registrado regionalmente no domínio central (Neves *et al.*, 2006). Considera-se, portanto, que a intrusão do batólito ocorreu na transição de um regime compressivo para um regime transcorrente (Figura 6.11a). A intrusão desse grande volume de magmas propiciou as condições necessárias para a localização da deformação e a conseqüente nucleação das zonas de cisalhamento (6.10b). Estudos experimentais mostram que rochas com cerca de 7% de fundido intersticial têm uma resistência 90% menor que rochas completamente solidificadas (Rosenberg e Handy, 2005), o que explica porque a deformação localizou-se no batólito e não nas encaixantes. O crescimento das zonas de cisalhamento provocou o estiramento do batólito devido à atuação conjunta das transcorrências dextrais e sinistras. A existência de zonas de cisalhamento com cinemáticas opostas indica um regime transpressivo.

Feições microestruturais sugerem que zonas de cisalhamento deformando o Granito Cabanas, ortognaisses e rochas metassedimentares desenvolveram-se antes da intrusão e deformação dos enxames de diques associados com a ZCPE. Considerando-se a diferença de idade entre o Batólito Caruaru-Arcoverde e o Granito Cabanas, um intervalo de 10 a 20 Ma pode ser considerado para a fase principal da deformação transcorrente na área. Isto implica que as zonas de cisalhamento são feições relativamente tardias da orogênese brasileira. Os dados não apóiam a hipótese que a ZCPE represente um limite entre terrenos tectonoestratigráficos distintos.

7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A Folha Belo Jardim é caracterizada pela sua divisão em duas porções (norte e sul) pela Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste (ZCOE). Esta zona de cisalhamento, mais conhecida como Linamento Pernambuco, foi considerada por vários autores como limite entre terrenos com origem e evolução tectônicas distintas. A Folha Belo Jardim vem sendo estudada em detalhe, pelos membros do grupo de pesquisa TECMA do Departamento de Geologia da UFPE desde 1996, visando comparar as porções a norte e a sul da ZCPE. O Batólito Caruaru-Arcoverde localizado imediatamente a norte da ZCPE é caracterizado por borda cisalhada com desenvolvimento de milonitos de alta temperatura. Neves *et al.* (1996) sugeriram a nucleação da ZCPE na borda do batólito devido à heterogeneidade crustal promovida pela grande massa de magma. Neves e Mariano (1999) desenvolveram um trabalho de detalhe na ZCPE, envolvendo vários perfis transversais, concluindo que a mesma não se tratava de uma sutura entre terrenos tectônicos distintos. Trabalhos conduzidos em rochas graníticas e sienítica na porção sul da folha Belo Jardim (a sul da ZCPE), envolvendo geologia de campo e aquisição de dados de anisotropia de susceptibilidade magnética (Neves, *et al.*, 2003 e Neves *et al.* 2005) comprovaram que o regime de esforços tectônicos a norte e sul da ZCPE foram semelhantes, favorecendo a hipótese da existência de único bloco litosférico, cortado por esta zona de cisalhamento. A aquisição de novos dados geocronológicos veio corroborar esta hipótese e sugerir que a província da Borborema se comportou desde o Transamazônico como uma grande massa litosférica única, tendo permanecido ligada as províncias da Nigéria e Camarão até a abertura do oceano Atlântico (Neves *et al.*, 2006).

A abundância de rochas ígneas na folha Belo Jardim representa um excelente potencial para exploração de rochas graníticas com fins de construção civil (brita e seus derivados). A exploração de brita e paralelos já ocorre nas vizinhanças da vila Cabanas, onde aflora o Granito Cabanas. O plúton Toritama possui fácies que favorecem sua utilização como rocha ornamental (fácies semelhante ao Marrom Imperial).

O relevo desenvolvido pelo Batólito Caruaru-Arcoverde, com cotas acima de 1000 m, nas vizinhanças de Brejo da Madre de Deus, empresta beleza à região e um clima bastante agradável com temperaturas amenas durante a noite. Estas condições favorecem a implantação de turismo ecológico de base geológica, onde poderia ser associado ao relevo e clima, a ocorrência de pinturas rupestres e fósseis da megafauna. Neste trabalho encontra-se um mapa temático com localização de algumas ocorrências da megafauna nas regiões de Brejo da Madre de Deus e fazenda Nova. Estes sítios podem e devem ser tombados pelo patrimônio histórico da humanidade e tornarem-se parques abertos à visitação pública. A conscientização da população para a existência de fósseis da megafauna é de fundamental importância. A maioria dos sítios foram encontrados em depressões nas rochas graníticas, denominadas de cacimbas, pelos moradores locais. Devido à

ocorrência destes fósseis associados ao Batólito Caruaru-Arcoverde, caracterizado pela associação entre quartzo monzonitos a granitos (s.s.) e dioritos (estes erodidos preferencialmente) é lançada a hipótese de controle litológico para estes depósitos. Os corpos da associação calcio-alcalina de alto potássio do qual faz parte o Batólito Caruaru-Arcoverde, são distribuídos em toda a província da Borborema e podem representar um importante controle na localização de novos sítios com fósseis da megafauna.

No distrito de Fazenda Nova esta localizado o maior teatro ao ar livre do Brasil, com encenação da Paixão de Cristo durante a semana santa e mais recentemente um alto de natal. Ao lado do teatro há uma exposição permanente de estatuas feitas em granito grosso a porfirítico com temas variados, relacionados ao folclore local.

O conjunto de características geológicas, geomorfológicas e atrativos turísticos da região coberta pela folha Belo Jardim aponta para o potencial econômico da região.

O mapa geológico da Folha Belo Jardim fornece informações compiladas e adquiridas durante o desenvolvimento do mapeamento de geoquímica, geocronologia (em rochas ígneas e metamórficas) contribuindo de forma significativa para a melhor compreensão da geologia do Estado de Pernambuco e da Província Borborema.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACCIOLY, A. C. A. *et al.* The passira meta-anorthositic complex and its tectonic implication, Borborema Province, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Resumos...** Rio de Janeiro: International Union of Geological Sciences, 2000.

ALMEIDA, C. N.; GUIMARÃES, I. P.; SILVA FILHO, A. da. A-type post-collisional granites in the Borborema Province-NE do Brazil: the queimadas plúton. **Gondwana Research**, [S.I.], n. 5, p. 667-681, 2002b.

ALMEIDA, C. N.; GUIMARÃES, I. P.; SILVA FILHO, A. da. Petrogênese de rochas plutônicas félsicas e máficas na Província Borborema, NE do Brasil: o complexo cálcio-alcalino de alto-K de Campina Grande. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.I.], v. 32, p. 205-216, 2002a.

ARAÚJO, A. M. B. **Mapeamento geológico, caracterização petrográfica e anisotropia de susceptibilidade magnética do granito cabanas**. 1999. 113 f. Estágio (Graduação em Geologia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1999.

BARRETO, A. M. F. *et al.* Mamíferos pleistocênicos e os depósitos de cacimbas de Pernambuco. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 19., 2005, [S.I.]. **Boletim de Resumos Expandidos...** [S.I.]: SBG Núcleo NE, 2005. p. 302-305.

BARRETO, A. M. F. *et al.* Os Depósitos de cacimbas de Pernambuco: aspectos geomorfológicos, geológicos, paleontológicos e paleoambientais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá. **Resumos...** Araxá: [s.n.], 2004. CD-ROM.

BELTRÃO, B. A. **Mapeamento geológico e estrutural e anisotropia de susceptibilidade magnética do plutão Cachoeirinha Pernambuco**. 2000. 116 f. Estágio (Graduação em Geologia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2000.

BERGOVIST, L. P.; ABUHID, V. S.; GIUDICE, G. M. L. Mamíferos. In: CARVALHO, I. S. **Paleontologia**. Rio de Janeiro: Interciência, 2004. p. 833-861.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: UFSC, 1994. v. 1. 425 p.

BRITO NEVES, B. B. *et al.* O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.I.], n. 25, p. 279-296, 1995.

BRITO NEVES, B. B. *et al.* O "Sistema" Pajeu-Paraíba e o "maciço" São José do Campestre no leste da Borborema. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.I.], v. 31, p. 173-184, 2001a.

BRITO NEVES, B. B. O terreno Alto-Moxotó no leste da Paraíba "maciço Caldas Brandão". **Revista Brasileira de Geociências**, [S.I.], v. 31, p. 185-194, 2001b.

BOUCHEZ, J. L. Granite is never isotropic: an introduction to ASM in granitic rocks. In: BOUCHEZ, J. L.; HUTTON, D. H. W.; STEPHENS, W. E. (Eds.). **Granite from segregation of melt to emplacement fabrics**. [S.I.]: Kluwer Academic Publishers, 1997. p. 95-112.

CARVALHO, I. S. **Paleontologia**. Rio de Janeiro: Interciência, 2004. v. 1 e 2.

DA SILVA FILHO, A. F.; GUIMARÃES, I. P.; VAN SCHMUS, W. R. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas complex, Borborema Province, ne Brazil: nd isotopic data from neoproterozoic granitoids. **Gondwana Research**, [S.I.], n. 5, p. 409-422, 2002.

EVENSEN, N. M.; HAMILTON, P. J.; O'NIONS, R. K. Rare earth elements abundances in chondrite meteorites. **Acta, Geochem. Cosmochim.**, n. 42, p. 1199-1212, 1978.

GOMES, H. A. **Mapa geológico do Estado de Pernambuco**. Rio de Janeiro: CPRM, 2001.

GUIMARÃES, I. P.; BRITO NEVES, B. B. Geochemistry characterization of part of the early neoproterozoic plutonism in the central structural domain of the Borborema Province, ne Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 32., 2004, Firenze. **Resumos...** Firenze: International Union of Geological Sciences, 2004.

GUIMARÃES, I. P. *et al.* Brasiliano pan-african granite magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. **Precambrian Research**, [S.I.], n. 135, p. 23-53, 2004.

GUIMARÃES, I. P.; SILVA FILHO, A. F. da. Nd- and Sr-isotopic and U-Pb geochronologic constraints for the evolution of the shoshonitic brasiliano Bom Jardim and toritama complexes: evidence for a transamazonian enriched mantle under Borborema tectonic province, Brazil. **International Geology Review**, [S.I.], n. 40, p. 500-527, 1998.

GUIMARÃES, I. P. **The petrological evolution and tectonic associations of the Bom Jardim complex, Pernambuco State, ne Brazil**. 1989. 423 f. Tese (Doutorado) - Imperial College, University of London, London, 1989.

IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Can. Jour. Earth Sci**, [S.I.], n. 8, p. 523-548, 1971.

KOZUCH, M. **Isotopic and trace element geochemistry of early neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the cariris velhos orogen of the Borborema Province, Brazil, and their bearing on tectonic setting**. 2003. Thesis (PhD) - University of Kansas, 2003.

LEITE, P. R. B. *et al.* Timing of granitic magmatism in the northern Borborema Province, Brazil: a U-Pb study of granitoids from the alto pajeú terrain. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.I.], n. 13, p. 549-559, 2000.

MABESOONE, J. M.; OLIVEIRA, L. D. D.; DAMASCENO, J. M. Desenvolvimento de tanques fossilíferos no semi-árido norte-riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais...** Natal: UFRN, 1990. p. 733-741.

MANIAR, P. D.; PICCOLI. Tectonic discrimination of granitoids. **GSA Bulletin**, [S.I.], n. 11, p. 635-643, 1989.

MELO, A. A. **Geologia e petrologia da região de Fazenda Nova, Pernambuco**. 1971. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1971.

MARIANO, G. *et al.* Diorites of the high-K calc-alkalic association: geochemistry and Sm-Nd data and implications for the evolution of the Borborema Province, northeast Brazil. **International Geology Review**, [S.I.], n. 43, p. 921-929, 2001.

MARIANO, G. **Magma mixing origin of a potassic calc-alkaline plúton: the Itaporanga batholith, State of Paraíba, northeastern Brazil**. 1989. 180 f. Tese (Doutorado) - Universidade da Georgia, Geórgia, 1989.

MEDEIROS, V. C. **Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piacó-Alto Brígida e Alto Pajeú, domínio da zona transversal, NE do Brasil**. 2004. Tese (PhD) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2004.

MEDEIROS, V. C. Folha Garanhuns (SC.24-Y-B): integração geológica. Recife, In: MEDEIROS, V. C. **Relatório Interno**. Recife: CPRM, 1998. 22 p.

MELO, S. C. **Estrutura, petrologia e geocronologia do batólito Brejo da Madre de Deus (Estado de Pernambuco)**: relações com a zona de cisalhamento Pernambuco leste. 2002. 118 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2002.

MIDDLEMOST, E. A. K. **Magma and magmatic rocks**. London: Longman, 1985. 266 p.

NEVES, S. P. *et al.* Emplacement and deformation of the cachoeirinha plúton - Borborema Province, NE Brazil inferred through petrostructural studies: constraints on regional strain fields. **Journal of South American Earth Science**, [S.l.], n. 19, p. 127-141, 2005.

NEVES, S. P. *et al.* Intralithospheric differentiation and crustal growth: evidence from the Borborema Province, northeastern Brazil. **Geology**, [S.l.], n. 28, p. 519-522, 2000b.

NEVES, S. P. *et al.* Magnetic fabrics in the cabanas granite NE Brazil: interplay between emplacement and regional fabrics in a dextral transpressive regime. **Journal of Structural Geology**, [S.l.], n. 25, p. 441-453, 2003.

NEVES, S. P. *et al.* 70 m. y. of synorogenic plútonism in eastern Borborema Province - NE Brazil: temporal and kinematic constraints on the Brasiliano Orogeny. **Geodinamica Acta**, [S.l.], n. 19, p. 213-236, 2006b.

NEVES, S. P. *et al.* Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and transamazonian and brasiliano metamorphism in eastern Borborema Province - NE Brazil: implications for western gondwana assembly. **Precambrian Research**, [S.l.], n. 149, p. 197-216, 2006a.

NEVES, S. P. *et al.* U-Pb ages of plútonic and metaplútonic rocks in southern Borborema Province - NE Brazil: timing of brasiliano deformation and magmatism, **Journal of South American Earth Sciences**, [S.l.:s.n.]. No prelo.

NEVES, S. P. *et al.* Zircon Pb-Pb geochronology of the Caruaru area, northeastern Brazil: temporal constraints on the proterozoic evolution of Borborema Province. **International Geology Review**, [S.l.], n. 46, p. 52-63, 2004.

NEVES, S. P.; MARIANO, G. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. **Journal of Structural Geology**, [S.l.], n. 21, p. 1369-1383, 1999.

NEVES, S. P.; MARIANO, G. High-K calc-alkalic plútons in northeast Brazil: origin of the biotite/quartz monzonite to granite association and implications for the evolution of the Borborema Province. **International Geology Review**, [S.l.], n. 39, p. 621-638, 1997.

NEVES, S. P. Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and pan-african belts, and implications for the evolution of western Gondwana. **Tectonics** 22 doi: [10.1029/2001TC001352](https://doi.org/10.1029/2001TC001352), [S.l.], n. 1031, 2003.

NEVES, S. P.; VAUCHEZ, A.; ARCHANJO, C. J. Shear-zone controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear zones? Insights from northeast Brazil. **Tectonophysics**, [S.l.], n. 262, p. 349-365, 1996.

NEVES, S. P.; VAUCHEZ, A.; FERAUD, G. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zones development in the Caruaru area - Borborema Province, NE Brazil. **Precambrian Research**, [S.l.], n. 99, p. 1-32, 2000a.

NEVES, S. P.; VAUCHEZ, A. Magma emplacement and shear zone nucleation and development in northeast Brazil - Fazenda Nova and Pernambuco shear, State of Pernambuco . **J. South Am. Earth Sci.**, [S.I.], n. 8, p. 289-298, 1995a.

NEVES, S. P.; VAUCHEZ, A. Successive mixing and mingling of magmas in a plútonic complex of northeast Brazil. **Lithos**, [S.I.], n. 34, p. 275-299, 1995b.

OSAKO, L. S. **Caracterização geológica da região situada entre as localidades de Paratama e Currais Novos (PE), porção centro-norte do Complexo Pernambuco-Alagoas, Província Borborema**. 2005. 163 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2005.

PASSCHIER, C. W.; MYERS, J. S.; KRÖNER, A. **Field geology of high-grade gneiss terranes**. Springer-Verlag: Berlin Heidelberg New York, 1990.

PAULA-COUTO, C. **Paleontologia brasileira: mamíferos**. Rio de Janeiro: Instituto Nacional do Livro, 1953. 516 p.

PAULA-COUTO, C. **Tratado de paleomastozoologia**. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências, 1979. 590 p.

PECCERILLO, R.; TAYLOR, S. R. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the kastamanu área, northern Turkey. **Contrib. Mineral. Petrol.**, [S.I.], n. 58, p. 63-81, 1976.

PESSOA, R. R. *et al.* Magmatismo tardi-tectônico brasileiro no maciço PE/Al: o quartzo sienito de Cachoeirinha-PE. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife: [S.I.], 1978. p. 1279-1287.

ROLIM, J. L. **Paleontologia e estratigrafia do pleistoceno continental do nordeste brasileiro "formação cacimbas"**. 1974. 117 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, [S.I.], 1974.

ROLIM, J. L. Pesquisa de mamíferos pleistocênicos no nordeste brasileiro. **Estudos Geológicos**, [S.I.], v. 4, p. 57-63, 1981. (Série B).

SÁ, J. M. Geochemistry and geochronology of pre-brasiliano rocks from the transversal zone, Borborema Province, northeast Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.I.], n. 14, p. 851-866, 2002.

SANTOS, E. J. **O complexo granítico de Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (PE), Província Borborema**. 1995. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

SANTOS, E. J.; MEDEIROS, V. C. Constraints from granitic plútonism on proterozoic crustal growth of the transverse zone, Borborema Province, NE Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.I.], n. 29, p. 73-84, 1999.

SANTOS, E. J.; NUTMAN, A. P.; BRITO NEVES, B. B. Idades SHRIMP U-Pb do complexo sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da zona transversal, Província Borborema. **Geologia USP**, São Paulo, n. 4, p. 1-12, 2004. (Série Científica).

SILVA, F. M. **Levantamento das ocorrências dos fósseis de mamíferos quaternários do Estado de Pernambuco**. 2004. 50 f. Monografia (Graduação) - Departamento de Biologia, Universidade Federal Rural de Pernambuco, [S.I.], 2004.

SILVA, J. M. R.; MARIANO, G. Geometry and kinematics of the afogados da ingazeira shear zone, Northeast Brazil. **International Geology Review**, [S.I.], n. 42, p. 86-95, 2000.

VAN SCHMUS, W. R. *et al.* U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.l.], n. 8, p. 267-288, 1995.

VAUCHEZ, A.; EGYDIO-SILVA, M. Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: the West Pernambuco shear zone, northeast Brazil. **Geology**, [S.l.], n. 20, p. 1007-1010, 1992.

VAUCHEZ, A. The Borborema shear zone system, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.l.], n. 8, p. 247-266, 1995.

DOCUMENTAÇÃO DISPONÍVEL PARA CONSULTA

Acompanha este relatório a seguinte documentação:

1. Planilha Aflora – planilha elaborada com o programa aflora composta por 937 afloramentos.
2. Planilha de afloramentos Excel – planilha elaborada com o programa Excel com 946 afloramentos (incluindo pontos nas vizinhanças da folha Belo Jardim) com localização geográfica, tipo litológico, descrição petrográfica e dados estruturais.
3. Planilhas Excel com análises químicas das rochas ígneas plutônicas, obtidas durante este trabalho e em outros trabalhos do grupo de pesquisa TECMA do departamento de Geologia da UFPE.

ANEXOS

1. Mapa geológico da Folha Belo Jardim na escala 1:100.000.
2. Mapa de pontos da Folha Belo Jardim na escala 1:100.000.
3. Mapa temático com localização das ocorrências de megafauna na Folha Belo Jardim, escala 1:100.000.