UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS

PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS PLUTÔNICAS DA REGIÃO DE CONCEIÇÃO-ITAPORANGA (PB)

Tese Apresentada por

VÂNIA MARIA FERNANDES BARRIGA

como requisito parcial à obtenção do grau em

MESTRE EM CIÊNCIA

Na área de

GEOLOGIA

Conferido pelo Programa de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas da Universidade Federal do Pará

Aprovado: 22.12.83

CARLOS ALBERTO R. DE ALBUQUERQUE (ORIENTADOR)

ROBERTO DALL AGNOL

IAN MCREATH

Comitê de Tese

A meus pais, Gisélia e Dermeval e
ao amigo Albuquerque.

SUMÁRIO

	PAG.
DEDICATÓRIA	I
AGRADECIMENTOS	II
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	
RESUMO	1
ABSTRACT	2
1 INTRODUÇÃO	3
1.1 Objetivos	3
1.2 Localização da Área	4
1.3 Acesso	4
1.4 Fisiografia e Geomorfologia	4
1.4.1 Clima e Vegetação	4
1.4.2 Geomorfologia	7
2 GEOLOGIA REGIONAL	8
2.1 Estratigrafia	8
3 GEOLOGIA DA ÁREA	13
3.1 Grupo Uauá	13
3.2 Grupo Cachoeirinha	15
3.3 Rochas Plutônicas	17
3.3.1 Diorito	20
3.3.2 Tonalito tipo Conceição	20
3.3.3 Granodiorito porfirítico tipo Itaporanga	21
3.3.4 Granito porfirítico tipo Serra da Lagoinha	22
4 PETROGRAFIA DAS ROCHAS METAMÓRFICAS	24
4.1 Grupo Uauá	24
4.1.1 Gnaisses	24
4.2 Grupo Cachoeirinha	28
4.2.1 Granada - Biotita - Xisto	29
4.2.2 Metagrauvaca	36
4.2.3 Rocha Calcossilicatada	42
4.3 Metamorfismo	43
5 PETROGRAFIA DAS ROCHAS ÍGNEAS	46
5.1 Nomenclatura das rochas ígneas	46
5.2 K-diorito	49
5.3 Tonalito tipo Conceição	56

PAG.

5.4 Granodiorito Serra Branca 64
5.5 Granodiorito porfirítico tipo Itaporanga 69
5.6 Granito porfirítico tipo Serra da Lagoinha 78
6 QUIMISMO DAS ROCHAS ÍGNEAS 85
6.1 Elementos maiores 85
6.2 Elementos traços 91
6.3 Diagrama de variação dos elementos 93
6.3.1 Comportamento dos elementos maiores 94
6.3.2 Comportamento dos elementos traços 99
6.4 Comportamento das razões de elementos 101
6.5 Diagrama A F M 104
7 COMPARAÇÃO COM OUTRAS ROCHAS GRANÍTICAS 107
7.1 Elementos maiores 107
7.1.1 K-diorito 107
7.1.2 Tonalito 109
7.1.3 Granodiorito porfirítico Itaporanga 111
7.1.4 Granito porfirítico Serra da Lagoinha 111
7.2 Elementos traços 114
7.2.1 K-diorito 114
7.2.2 Tonalito 115
7.2.3 Granodiorito porfirítico Itaporanga 116
7.2.4 Granito porfirítico Serra da Lagoinha 117
7.3 Conclusões 117
8 PETROGÊNESE 118
8.1 Posição tectônica das rochas graníticas 118
8.2 Origem do K-diorito 120
8.3 Origem das rochas tonalíticas 124
8.4 Origem e Condições de Cristalização do Granodiorito Porfirítico Tipo Itaporanga e Granito Porfirítico Tipo Serra da Lagoinha 128
8.4.1 Considerações gerais 128
8.4.2 Condições de cristalização 129
8.4.3 Origem 134
9 CONCLUSÃO 138
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 140
ANEXOS
1 Mapa de amostragem
2 Esboço geológico da área
3 Metodologia 146

AGRADECIMENTOS

A realização desta pesquisa foi possível, graças ao auxílio, colaboração e contribuição técnica que deram de uma ou outra maneira as seguintes pessoas e instituições. A estas ficam aqui expressos os agradecimentos:

Ao Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas e ao Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, da Universidade Federal do Pará pelo apoio material e humano, garantindo a realização integral do trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) que possibilitou a execução desta pesquisa, graças ao suporte financeiro concedido através do auxílio para o projeto "Petrologia e Geoquímica das Rochas Ígneas e Metamórficas nos Estados do Ceará, Rio Grande do Norte e Paraíba", desenvolvido pelo Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da Universidade Federal do Pará.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e a Comissão de Energia Nuclear (PRONUCLEAR) que nos concederam bolsa de estudo no período de realização deste trabalho.

Ao Departamento de Geologia da Universidade Federal do Pará, pela oportunidade de realizar o Mestrado em Geociências.

Ao Professor Doutor Carlos Alberto Ribeiro de Albuquerque do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da Universidade Federal do Pará, que através de constantes críticas e ensinamentos possibilitou a elaboração e aprimoramento desta pesquisa, e mais ainda pela orientação, dedicação prestada a este trabalho em todas as fases de seu desenvolvimento; além da confiança e amizade depositadas no autor.

Ao Professor Doutor Ian McReath, que em muito contribuiu com críticas e sugestões.

Ao Professor Doutor Roberto Dall'gnol, pela contribuição prestada e crítica deste trabalho.

Ao Professor Doutor Alcides Nobrega Sial pelas sugestões valiosas feitas durante o desenvolvimento desta pesquisa.

Ao Professor Doutor Raimundo Netuno Nobre Villas, Coordenador do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da Universidade Federal do Pará, pelo apoio e estímulo.

À geóloga e amiga Waldmaria França Mendes pela colaboração nas várias etapas desta pesquisa.

Aos amigos e alunos Mario Angelo Giusti e Raul Meirelês do Vale pela colaboração nos trabalhos de campo e preparação de amostra.

Aos técnicos Raimundo Nonato Pinto de Oliveira, Sônia Maria Rodrigues, José Herculano da Silva Neto, Vânia Helena Nogueira e Alberto Borba Neto, pelos trabalhos de preparação de amostra e analíticos realizados no decorrer da pesquisa.

Ao técnico Adalberto da Cruz Lima pela ajuda na confecção dos mapas e gráficos.

Ao Sr. Evandro Varela da Silva pelo apoio durante os trabalhos de campo.

À minha mãe Maria Gisélia Fernandes Barriga pela datilografia do texto.

Aos amigos e colegas do Curso de Pós-Graduação do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas e Departamento de Geologia pelo apoio e incentivo de fundamental importância para a conclusão da presente pesquisa.

A estas e a muitas outras que não diretamente envolvidas, estendemos os nossos agradecimentos.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

	FIGURAS	PAG.
1	Mapa de Lozalização	5
2	Esboço geológico da área	6
3	Coluna litoestratigráfica regional	12
4	Coluna litoestratigráfica da área	14
5	Aspecto geral dos migmatitos de contato entre o Granodiorito Itaporanga e o Grupo Cachoeirinha	18
6	Aspecto em detalhe do migmatito de contato entre o Granodiorito Itaporanga e os Xistos do Grupo Cachoeirinha	19
7	Aspecto bandeado dos gnaisses do Grupo Uauá, observando-se ainda veios de quartzo concordantes com o bandeamento	25
8	Textura do Gnaisse. Bandeamento dado pela biotita, intercalada com minerais leucocráticos (quartzo e plagioclásio). CI-231. NX. 40x	26
9	Afloramento constituído de biotita-xisto pertencente ao Grupo Cachoeirinha	30
10	Xisto crenulado pertencente ao Grupo Cachoeirinha	31
11	Biotita-Xisto. Aspecto geral, mostrando em detalhes cristais de andaluzita envolvida por muscovita. A foliação está recurvada próximo ao cristal de andaluzita. CI-18. NX. 40x	33
12	Granada-Biotita-Xisto. Aspecto textural onde observa-se porfiroblastos de granada com deslocamento da xistosidade. CI-173. N//. 120x	35
13	Biotita-Xisto: Aspecto geral da xistosidade, com cristais mais desenvolvidos de estaurolita. CI-146. N//. 120x	37
14	Metagrauvacas do Grupo Cachoeirinha	38
15	Metagrauvaca. Aspecto Textural. CI-120. NX. 10x	40
16	Contato brusco do K-diorito com tonalito Conceição a oeste da cidade de Conceição	50
17	Contato brusco do K-diorito com o tonalito Conceição, na estrada que liga Conceição a Mauriti	51

18 Contato brusco do K-diorito com o granito Serra da Lagoinha a oeste da cidade de Conceição 52
19 Textura hipidiomórfica do K-diorito onde se observa piroxênio, biotita, plagioclásio zonado e raros cristais de quartzo -. K-diorito (CI-3b) - NX.40x 53
20 Textura hipidiomórfica do K-diorito onde se observa plagioclásio, biotita, hornblenda com núcleos de piroxênio e raro quartzo. K-diorito (CI-47). NX.10x 54
21 Contato do tonalito Conceição com os xistos do Grupo Cachoeirinha, a nordeste da cidade de Conceição 57
22 Aspecto geral do tonalito Conceição com concentrações de biotita não excedendo a 2 cm, em afloramento situado a nordeste da cidade de Conceição 58
23 Textura equigranular do tonalito Conceição, em afloramento situado a oeste da cidade de Conceição 59
24 Fotomicrografia mostrando a relação de cristalização entre os minerais biotita e hornblenda (parte superior da foto) e também um cristal de alanita rodeado por epídoto (parte inferior da foto) além de quartzo e plagioclásio - Tonalito tipo Conceição (CI-169) NX.40x 60
25 Detalhe de um cristal de epídoto (euédrico) rodeando um pequeno cristal de alanita e por sua vez sendo rodeado por biotita. Observa-se também hornblenda em cristal bem desenvolvido (parte superior esquerda da foto). Tonalito tipo Conceição (CI-169). N//.40x 63
26 Vista geral do maciço Serra Branca constituído de granodiorito 65
27 Aspecto geral da textura mostrando o plagioclásio (com alteração para epídoto), piroxênio, microclina, biotita e raro quartzo. Granodiorito Serra Branca (CI-114). NX.10x 66
28 Detalhe de um cristal de plagioclásio zonado, observando-se também cristais de piroxênio, biotita e quartzo. Granodiorito Serra Branca (CI-175). NX.40x 68
29 Vista geral do granodiorito tipo Itaporanga às proximidades da cidade de Itaporanga 71
30 Vista geral do Maciço de Granodiorito tipo Itaporanga às proximidades da cidade de Itaporanga 72

31 Pedreira do granodiorito porfirítico Itaporanga mostrando a não orientação dos fenocristais de feldspato 73
32 Aspecto da textura porfitítica do granodiorito Itaporanga onde se observa cristais bem desenvolvidos de feldspato 74
33 Cristal de microclina pertítica em contato com cristal de plagioclásio, vendo-se mirmequita no contato dos dois minerais. Observa-se ainda quartzo e rara biotita. Granodiorito porfirítico tipo Itaporanga (CI-119) NX.120x 75
34 Vista geral da área próximo a cidade de Conceição onde ocorre o tonalito tipo Conceição e o granito porfirítico tipo Serra da Lagoinha 79
35 Pedreira do granito Serra da Lagoinha, onde se observa xenolito de rocha máfica 80
36 Aspecto geral da textura porfirítica-hipidiomórfica onde observa-se microclina em cristais mais desenvolvidos, plagioclásio zonado, biotita, quartzo e mirmequita no contato plagioclásio-microclina. Granito porfirítico tipo Serra da Lagoinha (CI-70) NX.40x 81
37 Fenocristal de microclina em contato com anfibólio que rodeia parcialmente um cristal subédrico de biotita. Granito porfirítico tipo Serra da Lagoinha (CI-72). NX.40x 83
38a Diagrama de variação de elementos maiores em relação ao Índice de Larsen modificado por Nockolds e Allen (1953) 95
38b Diagrama de variação de elementos maiores em relação ao Índice de Larsen modificado por Nockolds e Allen (1953) 96
39 Diagrama de variação de elementos maiores e razão de elementos em relação ao Índice de Larsen modificado por Nockolds e Allen, (1953) 97
40 Diagrama de variação de elementos traços em relação ao Índice de Larsen modificado por Nockolds e Allen, (1953) 100
41 Diagrama K/Rb das rochas da região de Conceição - Itaporanga 103

42 Diagrama AFM das rochas da região de Conceição-Itaporanga, sendo indicados os "trends" de diferenciação do batolito da Califórnia do Sul e de Província de Cascades (Larsen, 1948) 106
43 Diagrama Q-Ab-Or . 131
44 Diagrama de fase para um sistema granodiorítico a uma P de 8Kb, para quantidades variáveis de água (Naney e Swanson, 1980) 133

TABELAS

1 Classificação de Andesitos (Taylor, 1969) e Dioritos (Gulson et al. 1972) 47
2 Análise modal das rochas da região de Conceição-Itaporanga 48
3 Análises químicas dos K-dioritos 86
4a Análises químicas das rochas tonalíticas do tipo Conceição 87
4b Análises químicas das rochas tonalíticas do tipo Conceição 88
5 Análises químicas dos granodioritos porfiríticos tipo Itaporanga 90
6 Análises químicas do granito porfirítico tipo Serra da Lagoinha 92
7 Comparação de análises de K-dioritos 108
8 Comparação de análises de tonalitos 110
9 Comparação de análises de granodioritos 112
10 Comparação de análises de granitos 113

RESUMO

As rochas ígneas da região de Conceição-Itaporanga (W do Estado da Paraíba) são intrusivas em rochas metamórficas do embasamento e da faixa de dobramentos Piancó-Alto Brígida, a qual está inserida na região dobrada Caririana do nordeste brasileiro.

Estas rochas são representadas por K-diorito, tonalito, granodiorito e granito, e estão colocadas em rochas metassedimentares do Grupo Cachoeirinha e gnaisses do Grupo Uauá e são consideradas como sendo pós-tectônicas no ciclo Brasiliano.

Quimicamente estas rochas tem um caráter especial onde o K-diorito, com um alto teor em K, e os tonalito, granodiorito e granito têm um quimismo bem mais máfico, do que muitas outras rochas graníticas. As composições químicas destas rochas quando colocadas nos diagramas de variação de elementos versus o Índice de Larsen modificado e no diagrama AFM, mostram vários "trends" que não são compatíveis com diferenciação.

Comparando as associações mineralógicas das rochas tonalíticas, granodioríticas e graníticas da região de Conceição-Itaporanga, com trabalhos experimentais em sistemas granodiorito e granítico, observa-se que as temperaturas mais prováveis de cristalização do magma granodiorítico são de 680º-780º a uma pressão de 8 Kb.

Para a origem dos K-dioritos admite-se que estes foram formados a partir de um magma primário rico em K, enquanto a gênese mais provável das rochas tonalíticas, granodioríticas e graníticas é por fusão parcial na crosta a partir de gnaisses máficos ou de rochas meta-basálticas.

ABSTRACT

This work deals with the igneous rocks outcropping in the region of Itapporanga-Conceição (State of Paraiba) which are intrusive in the Caririan fold belt of northeastern Brazil.

The igneous rocks comprise K-diorite, tonalite, granodiorite and granite and are intrusive in both the gneisses of the Uauá Group and the metasedimentary rocks of the Cachoeirinha Group.

The igneous rocks are post-tectonic and were emplaced during the Brazilian orogeny.

High -contents are found in the K-diorite while tonalite, granodiorite and granite are relatively mafic rocks when compared with other granitic rocks.

When plotted in variation diagrams those rocks show trends at variance with those of differentiation series.

It is inferred from the comparison of the chemistry of the granodiorite and granite with the composition of melts obtained in experimental work that probably the temperature of crystallization of the granodiorite magma is of the order of 680-780°C under a pressure of 8Kb.

It is believed that the K-diorite was crystallized from a K-rich, primary magma while the tonalite, granodiorite and granite represent partial melts derived probably from mafic gneisses or metabasalts.

1 INTRODUÇÃO

1.1 Objetivos

A região nordeste do Brasil apresenta uma vasta exposição de rochas ígneas e metamórficas de diferentes graus de metamorfismo, de idade Pré-Cambriana. Estas rochas situam-se em uma parte da Região Dobrada Nordestina (Almeida et al., 1976), na qual está inserido o Sistema de Dobramentos da Faixa Piancó-Alto Brígida (Brito Neves, 1975), representado na área pelo Grupo Cachoeirinha, o qual é constituído predominantemente de metapelitos e também de metagrauvacas e rochas calcos-silicatadas. Na área, também tem-se a ocorrência de um complexo gnaisse-migmatito representado pelos gnaisses do Grupo Uauá, e a presença de rochas graníticas do tipo Conceição e Itaporanga, consideradas por Almeida et al. (1967) como granitos intrusivos e sinorogenéticos.

Diversos estudos dessas rochas foram feitos enfocando sobretudo a sua estratigrafia e petrografia (Almeida, 1967; Brito Neves e Pessoa, 1974; Brito Neves, 1975; Dantas et al., 1982). Entretanto, estudos mais detalhados se faziam necessários para que se pudesse determinar a gênese das rochas graníticas e afins.

O presente trabalho tem como objetivo principal estudar os corpos "graníticos" do tipo Conceição e Itaporanga, com enfoque em suas características petrológicas e geoquímicas. Com base nelas se poderão estabelecer as suas variações composicionais, esclarecer melhor sua origem e relacioná-los geneticamente, bem como compará-los com outras rochas afins.

Como complementação ao estudo das rochas ígneas, procurar-se-á estabelecer a variação do grau de metamorfismo das rochas metamórficas pertencentes aos grupos Uauá e Cachoeirinha, este último do Sistema de Dobramentos da Faixa Piancó-Alto Brígida, a fim de obter informações a respeito do ambiente de intrusão dos corpos ígneos. Além deste estudo, tentar-se-á, através de comparações com trabalhos experimentais, inferir a temperatura final de cristalização do magma gerador destas rochas.

1.2 Localização da Área

A área mapeada situa-se no Estado da Paraíba. Pertence à folha SB.24 (Folha Jaguaribe), e abrange parte das seguintes folhas: SB.24-Z-C-I (Folha Milagres), SB.24-Z-C-II (Folha Itaporanga), SB.24-Z-C-IV (Folha São José do Belmonte) e SB.24-Z-C-V (Folha Serra Talhada), onde se localizam os municípios de Conceição, Itaporanga, Boa Ventura, Diamante, Ibiara e parte de Piancó.

A área cobre uma superfície de forma retangular, com eixo maior NE-SW, de aproximadamente 2160 km^2 de área, limitada pelos paralelos de 7°09' - 7°38'S e meridianos de 38°00' - 38°47' W Gr (Figs. 1 e 2).

1.3 Acesso

O acesso à área é feito a partir de Patos (PB), situada a nordeste da área, através de um sistema de estradas de rodagem, ligando-a às principais cidades circunvizinhas: Piancó, Itaporanga, Conceição, Pedra Branca e Bonito de Santa Fé. A rodovia principal é a que liga Patos a João Pessoa (BR-230), asfaltada e de boa qualidade. A ligação Patos-Piancó-Itaporanga é feita através da rodovia BR-361, asfaltada, enquanto Itaporanga-Conceição interligam-se por meio de estrada de terra em péssimo estado de conservação. A norte da cidade de Conceição, a ligação à Bonito de Santa Fé é feita através de estrada de terra em estado razoável. As demais vias de acesso são estradas de terra carroçáveis e de tráfego intermitente.

1.4 Fisiografia e Geomorfologia

1.4.1 Clima e Vegetação

O clima dominante na região, segundo a classificação de Köppen é do tipo BShw', ou seja, semi-árido, típico de quase todo o sertão nordestino. A estação de estiagem dura cerca de 7 a 9 meses e o período invernoso compreende os meses de fevereiro a maio, e é caracterizado por espaçadas chuvas torrenciais. Nos períodos mais frios, a temperatura osci-

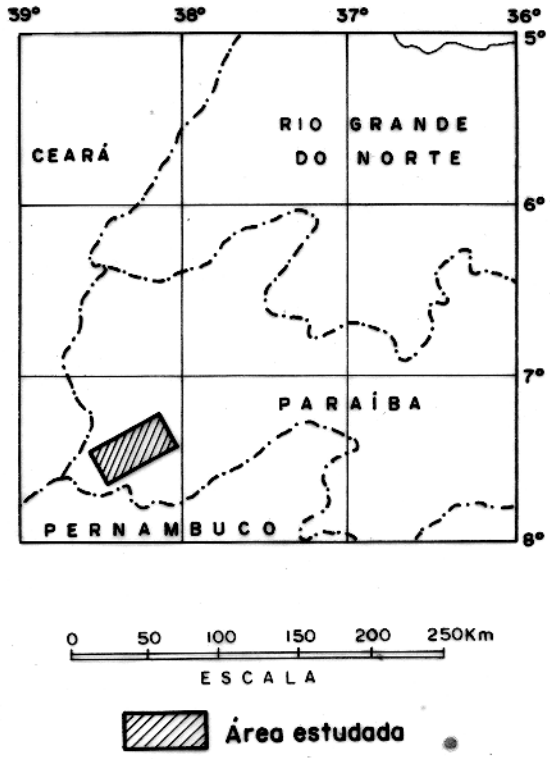


FIGURA 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO.

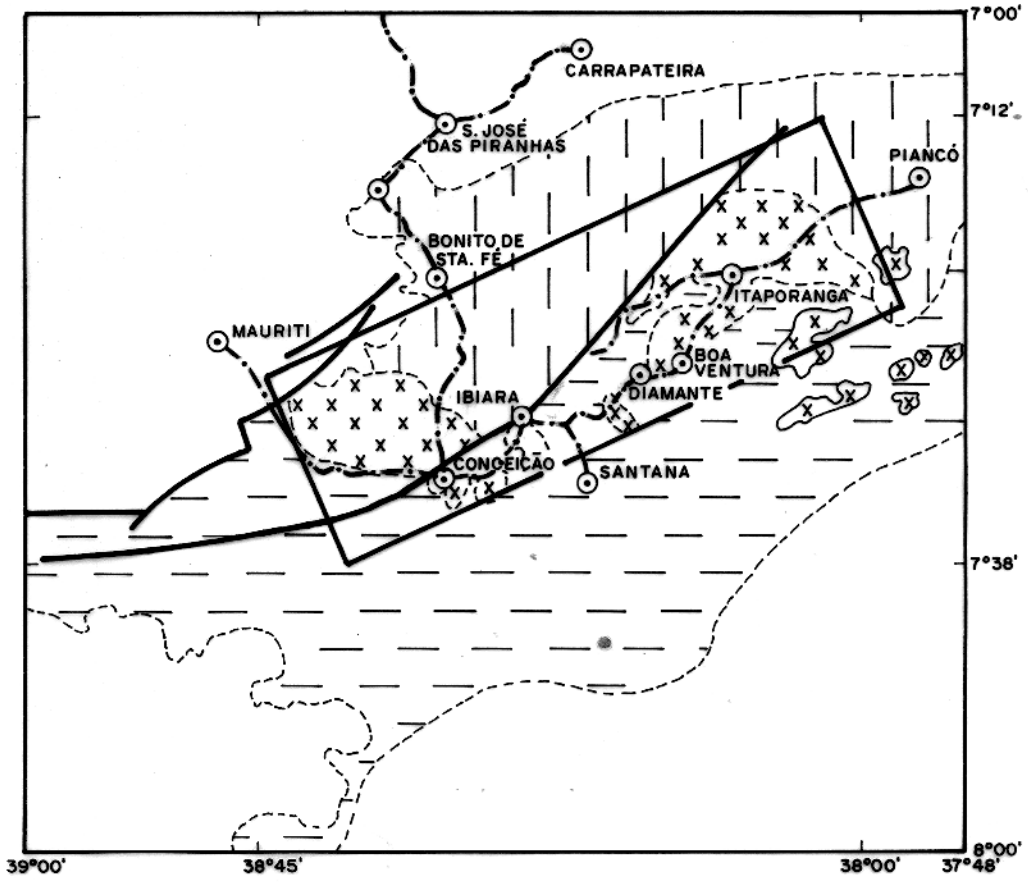
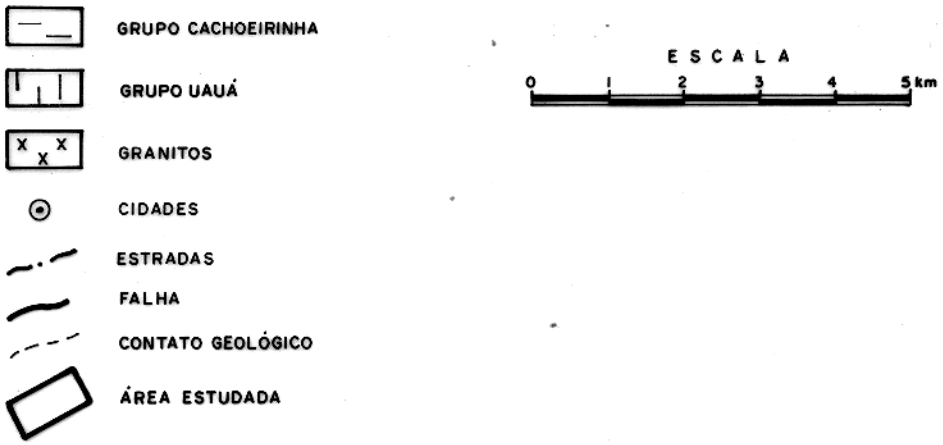


FIGURA 2 - ESBOÇO GEOLÓGICO DA ÁREA (DNPM, 1974).



la entre 20°C e 30°C, e atinge até 40°C nas épocas mais quentes. A umidade máxima relativa do ar não chega a 70 por cento.

A vegetação típica do Nordeste semi-árido é arbustiva do tipo caatinga, predominando as plantas do tipo xerófitas. Nas zonas baixas predominam a caatingueira, o xique-xique, a macambira, coroa de frade, etc., e ao longo dos rios e riachos desenvolvem-se as quixabeiras e os juazeiros. Em geral predominam árvores de pequeno porte.

A rede hidrográfica é constituída por cursos d'água de pequeno porte, todos intermitentes. O principal rio que drena a região é o rio Piancó. O tipo de drenagem varia de acordo com o tipo litológico e estrutural da região. Nas áreas onde predominam rochas graníticas, observa-se um padrão de drenagem retangular pouco denso, com algumas variações locais, enquanto que nos domínios metamórficos predomina o padrão dendrítico.

1.4.2 Geomorfologia

A feição predominante na área é um extenso pediplano, cujas cotas variam aproximadamente de 200 a 350 metros, devido a erosão diferencial sobre os gnaisses, granitos porfiríticos e xistos.

Devido a variação das características litológicas, e em parte, à tectônica, o relevo apresenta diferenças locais, destacando-se a presença de maciços montanhosos. Os pontos que mais se salientam na área relacionam-se com as rochas graníticas e migmatíticas associadas. As serras Diamantina, Branca, Pico, Macambira, Negro, Ameixa, Lagoinha, Nogueira, Boqueirão, entre outras, constituem feições marcantes relacionadas aos grandes falhamentos transcorrentes, e possuem cotas de aproximadamente 700 metros.

As serras ostentam no seu topo uma capa vegetal mais densa, contrastando com o pediplano, rebaixado e coberto por uma vegetação mais rala.

2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Estratigrafia

A geologia da área do Nordeste abrangida pela folha SB.24, foi alvo de vários trabalhos importantes de cunho regional. Entre aqueles de significação para a definição da estratigrafia regional adotada para o Pré-Cambriano do Nordeste Brasileiro, destacam-se os de Crandal (1910) (in: DNPM, 1974), Ferreira & Albuquerque (1969), Barbosa et al. (1970), Almeida (1967, 1969), Albuquerque (1970), Brito Neves (1975) e Dantas et al. (1982).

Almeida et al. (1967) definem seqüências Pré-Cambrianas pertencentes ao Ciclo Brasiliano. No Nordeste Brasileiro elas constituem as faixas de dobramentos Caririanos, correspondendo ao Pré-Cambriano A (570-1.100 m.a.) e incluindo os Grupos Seridó e Cachoeirinha. Esses autores designam como "área de dobramentos Caririanos", uma extensa área de rochas pré-cambrianas, situada a norte do rio São Francisco, limitada a sul pelo "Lineamento Pernambuco", que a separa da plataforma do São Francisco e da "Faixa Tecto-orogênica Sergipana", a norte e leste, pelos sedimentos cretáceos das bacias costeiras nordestinas, e a oeste pelas formações da Bacia do Parnaíba.

Tectonicamente, nesta área, foram definidas feições estruturais pré-cambrianas representadas pelo "Lineamento Paraíba" ou "Lineamento Patos" (Albuquerque, 1969) (in: DNPM, 1974) e pelos blocos orogênicos de Acaraú, Sta. Quitéria, Banabuiú e Itapagé (Kegel, 1965).

"Nesta região o Grupo Uauá foi submetido a forte metamorfismo e migmatização e foram distinguidas duas fases orogenéticas" (Barbosa et al., 1970) para os Grupos Uauá, Salgueiro e Cachoeirinha e segundo DNPM (1974) "intrusões reomórficas de corpos graníticos; tectonismo ruptural e magmatismo de menor expressão; finalizam a fase de tectonismo que atingiu os Grupos Cachoeirinha e Salgueiro".

Baseando-se em critérios litológicos, Crandal (1910) (in: DNPM, 1974)"foi o primeiro a estabelecer um conceito estratigráfico para as rochas da região do Nordeste, onde

as subdividiu em duas unidades: "Complexo Fundamental" composto de gnaisses e xistos cristalinos e a "Série Ceará" constituída de antigos xistos argilosos, quartzitos e calcários, datada supostamente do Paleozóico Inferior, provavelmente do Cambriano" (Dantas et al., 1982).

Segundo DNPM (1974) "a estratigrafia adotada para o Pré-Cambriano, segue basicamente ao modelo proposto por Ferreira & Albuquerque (1969), sendo introduzido a este, o Grupo Cachoeirinha, do Pré-Cambriano Superior (Barbosa et al.,1970), e os complexos gnaissicos-migmatíticos e migmatítico-graníticos, colocados provisoriamente no Pré-Cambriano Indiviso".

Dantas et al. (1982) analisando os modelos propostos pelos diversos autores para o Pré-Cambriano nordestino e seguindo os esquemas definidos por Barbosa et al. (1964) (in: DNPM, 1974), Barbosa et al. (1970) e Medeiros Lima et al. (1980) (in: Dantas et al. 1982), estabeleceram um quadro estratigráfico geral para o Estado da Paraíba, onde foram distinguidas duas unidades: "unidade inferior considerada provisoriamente do Pré-Cambriano Indiviso e representada pelos complexos migmatito-granitóide e gnaissico-migmatítico, além de rochas granitóides e gabróides; a unidade superior a qual engloba um pacote metassedimentar do Pré-Cambriano Superior constituído pelo Grupo Seridó e unidades correlatas e pelo Grupo Cachoeirinha aos quais acham-se associadas rochas plutônicas granulares granitóides, plutônicas granulares gabróides e dioritóides e filonianas, estas representadas principalmente por diques de pegmatitos, sienitos, riolitos e dacitos. O complexo migmatítico-granitóide é constituído predominantemente de migmatito nebulítico ocorrente em menor escala, migmatitos oftalmíticos, diasdisíticos e flebíticos, enquanto que o complexo gnaissico-migmatítico compreende os grupos S. Vicente, Caicó e Uauá definidos por Ebert (1970), Ferreira & Albuquerque (1969), Barbosa et al. (1964) (in: DNPM, 1974) e Barbosa et al. (1970) respectivamente, ora sendo interrompido pelos maciços graníticos e pelas faixas metassedimentares que constituem os Grupos Seridó e Cachoeirinha. O Pré-Cambriano Superior é definido por uma associação lito-estratigráfica constituída por duas unidades distintas: a primeira engloba um conjunto de rochas metassedimentares onde estão representados os Grupos Seridó e Cachoeirinha e a se

gunda unidade é representada por um conjunto de rochas plutônicas e filonianas".

Os grupos Uauá, Salgueiro e Cachoeirinha foram introduzidos na faixa longitudinal e oriental do Araripe (Barbosa et al., 1964) (in: DNPM, 1974), e as relações entre estes grupos não estão ainda bem definidas (Barbosa et al., 1970), pois "onde foi possível estudar os contatos dos xistos dos grupos Salgueiro e Cachoeirinha com as rochas do Grupo Uauá, notamos uma faixa de transição, pelo que se pode concluir que é dificil marcar precisamente esses contatos em grande escala" (DNPM, 1974).

Barbosa et al. (1970) definiram o Grupo Salgueiro como "uma extensa faixa de xistos, que se alonga desde Parnamirim até Salgueiro, PE". Neste grupo são observados biotita-xistos, xistos com duas micas e quartzitos.

O Grupo Uauá "foi definido por Barbosa et al. (1970) no Pré-Cambriano C (1.700-2.200 m.a.), o qual está representado por paragnaisses com biotita, xistos algo feldspáticos, metagrauvacas, muscovita xistos, leptinitos, muscovita quartzitos, quartzitos puros, quartzo itabiritos, anfibolitos, calcários sacaróides, mármores, esteatitos e também corpos circunscritos de granitos porfiróides, granito róseo homogêneo e sienito podem ser observados dentro deste grupo" (DNPM, 1974). Este grupo possui ainda lentes intercaladas de calcário cristalino, anfibolito e calcossilicáticas, incluída por Barbosa et al. (1964) (in: DNPM, 1974) e Barbosa et al. (1970) no Grupo Uauá e que foi posteriormente, correlacionada ao Grupo Caicó por Ferreira & Albuquerque (1969) e DNPM (1974).

O Grupo Cachoeirinha é "constituído essencialmente por filitos, contendo ainda xistos menos metamórficos característicos da fácies xisto-verde (clorita-sericita-xistos) e argilitos variegados" (DNPM, 1974), e os "xistos Cachoeirinha também circunscrevem corpos mais resistentes de granito, granodiorito, além de intrusões ultrabásicas" (Barbosa et al., 1970).

DNPM (1974) inclui, granitos, granodioritos, gabros, dioritos, etc., no Pré-Cambriano Indiviso devido a falta de informações geológicas e geocronológicas mais concretas.

Os "granodioritos tipo Conceição", são considerados intrusivos e sinorogenéticos (Almeida et al., 1967), enquanto que esses mesmos autores admitem que os "granitos tipo Itaporanga" sejam corpos autóctones ou subautóctones, formados através de granitização que afetou as outras rochas pré-cambrianas.

Brito Neves (1975), utilizando a classificação proposta por Almeida et al (1967), afirma que as rochas graníticas possuem características especiais de regiões dobradas.

Segundo Brito Neves (1975), os "granodioritos e tonalitos "Conceição" são rochas intrusivas nas primeiras etapas do diastrofismo, apresentando contatos nítidos e auréolas de termometamorfismo, modificações composicionais e texturais relativas à tectogênese regional. Os granodioritos tipo "Conceição" foram reconhecidos sempre próximos à periferia dos núcleos migmatíticos".

Neste trabalho foi seguido o esquema estratigráfico de DNPM (1974) por encontrar confirmação nas nossas observações (Fig. 3).

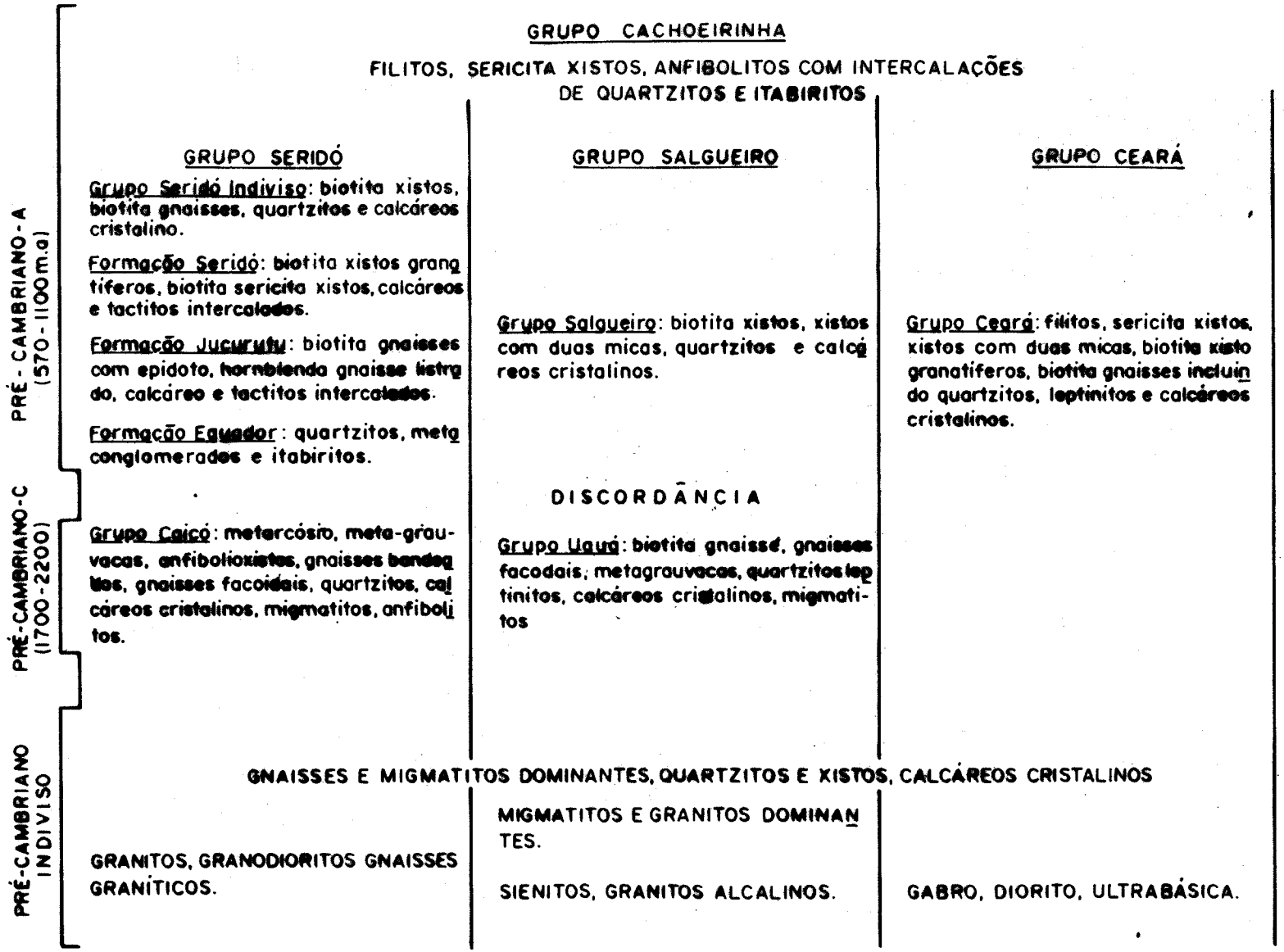


FIGURA 3 - COLUNA LITO-ESTRATIGRÁFICA REGIONAL (Extraída da carta geológica do Brasil ao milionésimo, folha Jaguaribe, SB-24 e folha Fortaleza SA-24 - DNPM, 1974).

3. GEOLOGIA DA ÁREA

As unidades aflorantes na área mapeada estão distribuídas desde o Pré-Cambriano Indiviso até o Pré-Cambriano A (DNPM, 1974). Nesse trabalho, as rochas plutônicas intrusivas foram incluídas no Pré-Cambriano Indiviso, enquanto que o Pré-Cambriano C estaria representado pelas rochas metamórficas do Grupo Uauá, e o Grupo Cachoeirinha é considerado do Pré-Cambriano Superior (Pré-Cambriano A). Este esquema geral foi adotado neste trabalho, embora considere-se que as rochas intrusivas devam estar relacionadas ao Ciclo Brasiliano (ex. Almeida et al., 1967) (Fig. 4).

As rochas plutônicas que ocorrem na área, pertencentes ao Ciclo Brasiliano (Brito Neves, 1975), estão englobadas nas "áreas de dobramentos Caririanos", segundo Almeida et al. (1967). Estruturalmente estas rochas estão incluídas na Faixa de dobramentos Piancó-Alto Brígida, segundo Brito Neves (1975). Este autor ainda sugere, para os eventos de metamorfismo e dobramentos da fase principal de tectogênese brasiliana, a idade de 650 ± 30 m.a.

O Lineamento Patos é uma feição estrutural importante da área. A foliação geral das rochas dos grupos Uauá e Cachoeirinha apresenta duas direções preferenciais, que correspondem aos trends regionais, sendo uma NE-SW, desenvolvida em quase toda a área, e outra de direção E-W, ocorrendo na porção Norte, próximo e a sul do Lineamento Patos.

Neste trabalho, estas unidades foram individualizadas, agrupadas e delimitadas com base nas suas relações e características de campo (estratigráfica/litológica) e nas análises petrográficas. A localização e distribuição das unidades aflorantes na área estão representadas nos mapas litológico e de pontos da área (Anexos 1 e 2).

3.1 Grupo Uauá

Este grupo distribui-se a sul do Lineamento Patos em toda a parte Norte da área, incluindo as suas regiões NW e NE.

Segundo Barbosa et al. (1970), este grupo é

ROCHAS INTRUSIVAS	K-diorito, tonalito, granodiorito porfirítico e granito porfirítico		
PRÉ-CAMBRIANO-A (?) (570-1100 m.a.)	Grupo Cachoeirinha	FÁCIES XISTO VERDE A ANFIBOLITO BAIXO	Intercalações de rocha calcossilicatada Metagrauvaca Biotita-xisto Granada-Biotita-Xisto
DISCORDÂNCIA			
PRÉ-CAMBRIANO-C (?) (1700-2200 m.a.)	Grupo Uauá	FÁCIES ANFIBOLITO BAIXO A MÉDIO	Muscovita-Biotita-Gnaisse

Figura 4 - Coluna Lito-Estratigráfica da área (Modificado de DNPM, 1974).

representado por uma seqüência metamórfica, constituída de "paragnaisse com biotita, biotita-xistos algo feldspáticos, metagrauvacas, muscovita-xistos, leptinitos, muscovita-gnaisses, muscovita quartzitos, quartzitos puros, quartzo-itabiritos, anfibolitos, calcários sacaróides, mármores e esteatitos". "Em muitos locais, esses ectinitos estão migmatizados, geralmente em áreas de mais intensa deformação. Os corpos delgados de anfibolitos intercalados freqüentemente na seqüência metamórfica, levam a admitir uma origem sedimentar para este grupo" (DNPM, 1974).

Na área em estudo foram identificados, nesta seqüência metamórfica, predominantemente gnaisses com intercalações de anfibolitos, estes últimos mostrando por vezes migmatização aparentemente por injeção.

Na porção NE da área, como por exemplo a NW da cidade de Itaporanga, ocorrem afloramentos constituídos de biotita-gnaisses e hornblenda-gnaisses, algo migmatizados.

Os gnaisses têm estruturas bandeadas, com faixas escuras com biotita e/ou hornblenda, alternando-se com bandas claras quartzo-feldspáticas.

Os anfibolitos são encontrados com freqüência intercalados com os gnaisses e possuem textura de grão fino, tonalidade cinza escuro e foliação visível. Localmente apresentam veios ou "segregações" centimétricas quartzo-feldspáticas de injeção, que provavelmente representam porções de neossoma. Ocorrem ainda diques graníticos de espessura até centimétrica, que cortam estes anfibolitos, multidirecionalmente.

As rochas gnaissícas do Grupo Uauá, são provavelmente derivadas de rochas graníticas, embora, pela sua composição (quartzo-oligoclásio-biotita), não se possa afastar a hipótese de serem derivadas de metagrauvacas. Estas rochas são consideradas pré-brasilianas, embora sujeitas a um metamorfismo e/ou migmatização durante o Ciclo Brasiliano.

3.2 Grupo Cachoeirinha

A seqüência de rochas pertencentes ao Grupo Cachoeirinha é atribuída ao Pré-Cambriano A, que compreende o

intervalo entre 1100 a 570 m.a. (DNPM, 1974).

Segundo Barbosa et al. (1970) a seqüência que compõe o Grupo Cachoeirinha é "menos metamórfica" que o Grupo Salgueiro. É constituída essencialmente por micaxistos finos, filitos, clorita-xistos, anfibolitos, itabiritos e quartzitos micáceos.

Em nossa área de trabalho, este grupo distribui-se nas regiões SW e SE, ocorrendo também em alguns locais na parte NE da área em contato com o Grupo Uauá, porém sempre a sul do Lineamento Patos. Aparece também como "roof-pendant" no granodiorito porfirítico tipo Itaporanga e no granito profiríti co Serra da Lagoinha, próximo à cidade de Conceição, PB.

O Grupo Cachoeirinha corresponde a uma seqüência metamórfica pelítica a grauváquica, constituída predominantemente de filito, biotita-xisto, metagrauvaca com intercalação de rocha calcossilicatada.

Os filitos formam pacotes espessos, e em afloramento são geralmente de cor cinza clara a cinza esverdeada, e quando intemperizados, possuem tonalidades avermelhada e castanha. Apresentam-se geralmente com granulação fina, aspecto acetinado e foliação bem marcada. Os filitos constituem uma litologia de distribuição limitada na área.

As metagrauvacas ocorrem intercaladas com rochas calcossilicatadas e apresentam-se geralmente de cor cinza, compactase com granulação fina.

Próximo às cidades de Ibiara e Itaporanga, ocorrem xistos e muito localmente hornfels, formando áreas de relevo mais acentuado. Estas rochas são facilmente identificadas, por sua coloração marrom-escura, estrutura xistosa a maciça.

Os tonalitos (tipo Conceição), o granito porfirítico (tipo Serra da Lagoinha) e o granodiorito porfirítico (tipo Itaporanga), são intrusivos em rochas com aspecto de micaxistos, do Grupo Cachoeirinha. Em alguns locais, estes metassedimentos constituem-se de biotita-granada-xisto e nestas rochas são observados porfiroblastos de granada, e podem aparecer veios de quartzo, subconcordantes com a xistosidade.

Migmatitos heterogêneos ocorrem a E do granodiorito porfirítico (tipo Itaporanga) (Figs. 5 e 6), cujo contato com as rochas do Grupo Cachoeirinha faz-se nessa área através de um progressivo enriquecimento em diques e veios graníticos, localmente pegmatíticos. No entanto em geral seu contato com estas rochas é brusco.

Os migmatitos regionais aflorantes na área são bastante complexos, com faixas neossomáticas e paleossomáticas variando de centimétricas a métricas e apresentando um caráter misto, metamórfico (camadas gnaissícas ainda intactas) e magmático (veios de granito). Localmente, estas faixas comportam-se ora subparalelas ora exibindo deformações plásticas, que se assemelham a dobras de várias dimensões. Estas rochas são constituídas de gnaisses, pontuações granitóides e anfibolitos.

3.3 Rochas Plutônicas

Almeida et al. (1967) caracterizaram as rochas graníticas típicas da província estrutural do Nordeste Oriental brasileiro, como granodioritos e tonalitos tipo Conceição e granitos e granitóides tipo Itaporanga. Estes corpos graníticos estão situados tectonicamente dentro da faixa de dobramentos Piancó-Alto Brígida.

Brito Neves e Pessoa (1974) referem para os corpos graníticos do tipo granodiorito-tonalito Conceição e os granitos e granitóides tipo Itaporanga, idades do Ciclo Brasiliano, na faixa de 865-520 m.a.

Estas rochas são consideradas "sintectônicas" por Brito Neves e Pessoa (1974). Segundo estes autores, elas seriam formadas durante os estágios iniciais e principais do desenvolvimento geossinclinal, pois demonstram evidências de deformação e alinhamento ligados a este desenvolvimento.

Almeida et al. (1967) consideram os "granodioritos tipo Conceição" e os "granitos tipo Itaporanga" como rochas intrusivas e sinorogenéticas. Segundo Brito Neves (1975), estes corpos "interceptam as estruturas das suas encaixantes de forma brusca, impingindo movimentos diapíricos, típicos nas imediações de seus contatos".

Figura 5 - Aspecto geral dos migmatitos de contato entre o Granodiorito Itaporanga e o Grupo Cachoeirinha.

Figura 6 - Aspecto em detalhe do migmatito de contato entre o Granodiorito Itaporanga e os Xistos do Grupo Cachoeirinha.

Em nosso estudo foram identificados corpos ígneos de composição variada, incluindo diorito, tonalito, granodiorito porfirítico e granito porfirítico.

Estas rochas ocorrem ao longo e a sul do Lineamento Patos. Os corpos possuem dimensões e formas variadas e seus contatos com as encaixantes de um modo geral são bruscos, não havendo evidências nem de deformações e alinhamentos e nem de movimentos diapíricos próximos aos seus contatos, o que vai de encontro com as observações feitas por Brito Neves e Pessoa (1974) e Brito Neves (1975).

3.3.1 Diorito

O diorito ocorre em corpos de pequenas dimensões, isolados, de aproximadamente 3 km de diâmetro e de forma subcircular, geralmente associado ao granito porfirítico, às proximidades e a E da cidade de Conceição (PB), ou seja, a sul do corpo do granito porfirítico, e como pequenos corpos rodeados por este granito.

São rochas melanocráticas de textura de grão médio, maciça, apresentando localmente alguns fenocristais, de aproximadamente 2,5 cm de eixo maior, de feldspato distribuídos de forma irregular e sem orientação. Essas rochas são constituídas essencialmente por plagioclásio e biotita, contendo ainda quantidades variáveis de anfibólio e piroxênio.

Nestes corpos observam-se fraturas de dimensões centimétricas, preenchidas por material de composição granítica, o que evidencia que estes corpos dioríticos são mais antigos que o granito que os rodeia.

3.3.2 Tonalito Tipo Conceição

Estas rochas ocorrem nos arredores da cidade de Conceição (PB), às proximidades e a sul da cidade de Itaporanga e próximo à cidade de Pedra Branca (PB). Outros corpos de pequenas dimensões ocorrem a sul do Lineamento Patos, entre as cidades de Conceição e Itaporanga.

Ocorrem em maciços pequenos de forma ovóide,

subcircular e/ou alongados no sentido da estrutura linear que os envolve (NE-SW), discordantes em relação as estruturas regionais da faixa de dobramentos Piancó-Alto Brígida. Estes corpos apresentam na sua maior extensão dimensões da ordem de 2.5 a 11 km.

Os tonalitos são intrusivos nos metassedimentos do Grupo Cachoeirinha e nos gnaisses do Grupo Uauá. Seu contato é bem marcado e brusco com as encaixantes, não apresentando deformações e nem orientações. Localmente (próximo à Ibiara), é possível observar a ocorrência de hornfels que se distinguem apenas por apresentarem uma textura mais maciça e não por diferença no fácies de metamorfismo.

Estes tonalitos apresentam textura equigranular, fina ou média, tonalidade cinza escura e em geral são mesocráticos. Por vezes, observam-se dispersas nestas rochas, pequenas concentrações de biotita com forma esférica a ovóide, com aproximadamente 5 cm de diâmetro. Mineralogicamente são constituídos essencialmente por quartzo e plagioclásio, sendo que os máficos predominantes são biotita e hornblenda, além dos acessórios, que serão descritos posteriormente.

A oeste da cidade de Conceição, estes tonalitos aparecem como "xenólitos" no granito porfirítico, indicando que este último é uma rocha mais jovem.

O tonalito do tipo Conceição possui um fácies mais félsico (granodiorito Serra Branca) que corresponde ao corpo de Serra Branca (CI-175 e CI-177), enquanto o seu fácies mais máfico, que é o mais comum, encontra-se tanto no corpo de Conceição, como nos pequenos corpos entre esta cidade e Itaporanga.

3.3.3 Granodiorito Porfirítico Tipo Itaporanga

Esta rocha ocorre na parte nordeste da área, às proximidades da cidade de Itaporanga e a sul do Lineamento Patos. Constitui o maciço mais extenso da área. Sua forma é irregular, com eixo maior de direção EW com aproximadamente 15 km e eixo menor NW com cerca de 13 km.

São rochas leucocráticas a mesocráticas, pos

suindo textura porfirítica de grão médio a grosseiro com fenocristais de feldspato de cor branca ou rósea, que variam de 9 a 5 cm em seu eixo maior, envoltos em matriz de grão médio a grosseiro sem orientação.

Esta rocha é constituída essencialmente de fenocristais de feldspato e sua matriz é representada por feldspato, quartzo; o máfico predominante é biotita, aparecendo também anfibólio. O tamanho dos fenocristais de feldspato varia irregularmente, dando localmente ao maciço, fácies de granulação variando de média a fina, em que os fenocristais têm dimensões entre 4 e 2 cm.

Em geral este corpo não apresenta orientação, mas por vezes os fenocristais de feldspato estão algo orientados, aparentemente devido a estruturas de fluxo, e localmente encontram-se aglomerados de fenocristais de forma a mascarar a textura porfirítica.

Geralmente seu contato com as encaixantes é brusco, embora a leste do corpo seja feito através de migmatitos de contato. Parte do material granítico teria penetrado na encaixante através das linhas de fraqueza em forma de veios, de variadas dimensões, concordantes ou cortando a xistosidade, originando estruturas migmatíticas complexas.

3.3.4 Granito Porfirítico Tipo Serra da Lagoinha

O granito porfirítico ocorre a N e a noroeste da cidade de Conceição (PB) e próximo desta. Apresenta uma forma ovalada, um pouco irregular, com eixo maior de direção EW medindo aproximadamente 26 km e o eixo menor de direção NS, com cerca de 9 km. Estruturalmente, este corpo apresenta-se truncado na borda Sul, por uma zona de falha, provavelmente associada ao Lineamento Patos.

Em geral esta rocha não apresenta orientação, contudo, localmente exibe uma orientação pouco perceptível dos fenocristais, concordante ou não com a estrutura regional. Porém, esta orientação parece representar apenas as estruturas de fluxo presente e não a orientação tectônica, pois não há concordância tectônica com as estruturas regionais. Por vezes, apresenta segregações de biotita, sendo estas localmente freqüentes.

Esta rocha é leucocrática, porfirítica com granulação média, exibindo fenocristais de feldspato de cor rósea e branca, de aproximadamente 3 a 5 cm de eixo maior. A matriz é composta de quartzo, feldspato, biotita, anfibólio, opacos e acessórios.

O contato com as rochas encaixantes é brusco, mas localmente observa-se a presença de pequeno volume de material granítico, numa extensão de até aproximadamente 500 m, intrusivo em rochas predominantemente anfibolíticas.

4. PETROGRAFIA DAS ROCHAS METAMÓRFICAS

4.1 Grupo Uauá

Este grupo é constituído de gnaisses e ocorre na parte norte da área.

Os gnaisses apresentam em geral uma cor cinzenta e mostram uma alternância de faixas de minerais félsicos e máficos (Fig. 7), definindo um bandeamento nítido. As faixas de minerais félsicos são constituídas predominantemente de quartzo e feldspato, enquanto que as faixas de minerais máficos são formadas principalmente por biotita. A espessura das bandas de minerais félsicos varia de 2 a 3 mm e são faixas contínuas, enquanto que as faixas de minerais máficos atingem no máximo 1 mm de espessura e são descontínuas.

4.1.1 Gnaisse

Ao microscópio exibem geralmente textura lepidogranoblástica predominando os minerais granulares (CI-191, CI-107 e CI-156) (Fig. 8). Na amostra CI-180 observa-se a presença de porfiroblastos de microclina pertítica e de plagioclásio, enquanto que na amostra CI-191 ocorrem cristais mais desenvolvidos de plagioclásio, apresentando inclusões de biotita. Tanto os minerais máficos como os minerais félsicos, formam faixas orientadas, alternadas, dando um nítido bandeamento à rocha. A orientação da rocha também é definida, pela presença de quartzo estirado. Os minerais granulares são representados por quartzo, plagioclásio e microclina, enquanto que os minerais micáceos são representados pela biotita e muscovita, esta última ocorrendo em pequenas quantidades e apenas em algumas rochas. Os acessórios estão representados por epídoto, zircão, titanita, apatita, alanita (rodeada ou não por epídoto) e minerais opacos. Localmente os minerais granulares têm contatos poligonais retilíneos, formando pontos tríplices do tipo quartzo/quartzo, quartzo/plagioclásio e plagioclásio/plagioclásio (CI-231). Os minerais acessórios estão em sua maioria acompanhando a direção preferencial dos demais constituintes e sempre associados aos minerais máficos e freqüentemente neles inclusos.

Figura 7 - Aspecto bandeado dos gnaisses do Grupo Uauá, observando-se ainda veios de quartzo concordantes com o bandeamento.

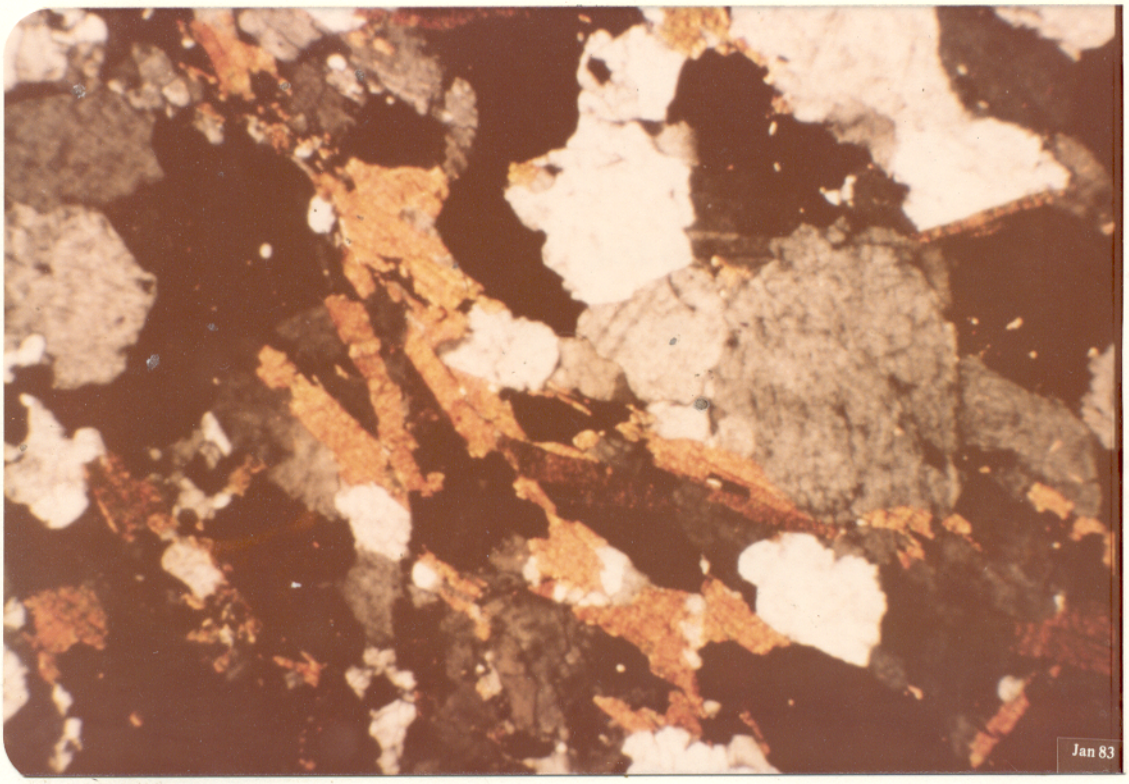


Figura 8 - Textura do Gnaisse. Bandeamento dado pela biotita, intercalada com minerais leucocráticos (quartzo e plagioclásio). CI-231. NX.40x.

As associações mineralógicas dos gnaisses em ordem decrescente de freqüência são:

a) quartzo-plagioclásio (oligoclásio) - microclina-biotita.
b) quartzo-plagioclásio (oligoclásio) - microclina-biotita-muscovita.
c) quartzo-plagioclásio (oligoclásio) - microclina-biotita-epídoto.

O quartzo ocorre em cristais predominantemente anédricos, bastante fraturado e com forte extinção ondulante. Tanto os grãos isolados, quanto os agregados apresentam-se "estirados" segundo a direção preferencial da rocha. Localmente nesses agregados tem-se cristais individuais, fraturados, com porções ainda não totalmente separadas, apresentando orientação óptica diferente. Seus contatos, mesmo quando irregulares, sugerem estruturas em mosaico. Apresenta inclusões de opacos, rutilo e apatita.

Os cristais de plagioclásio (oligoclásio) são em geral subédricos e anédricos, com maclamento tipo albita, periclina ou albita-periclina. A composição do plagioclásio oscila normalmente em torno de An_{28}, entretanto na amostra CI-191 sua composição é mais sódica (An_{22-20}). Localmente tem-se cristais com zoneamento irregular (CI-231) e concêntrico. Alguns cristais apresentam-se parcialmente sericitizados. Em geral as inclusões de minerais opacos, biotita e apatita são freqüentes.

O K-feldspato é o menos abundante entre os minerais félsicos, ocorrendo sob a forma de cristais anédricos a subédricos de microclina, com maclamento albita-periclina pouco perceptível ou ausente. Quando ocorre como porfiroblastos (CI-180), este mineral é subédrico. Em geral estes porfiroblastos contém pertitas do tipo "flame" e exibem maclamento típico e bem nítido. Apresentam inclusões de biotita e titanita e, mais raramente, de opacos e apatita. Localmente acham-se algo caulinizados.

A biotita é o mineral máfico que predomina na rocha. Ocorre em cristais subédricos a anédricos, que tendem a ser orientados. Apresenta inclusões de minerais opacos, zircão, com halos pleocróicos, alanita (rodeada ou não por epídoto), epídoto, apatita e titanita, esta última por vezes também ao longo

de seus planos de clivagem, ou contornando-a.

A muscovita ocorre na forma de pequenas palhetas e com pouca freqüência na rocha. Em geral está intercrescida com a biotita e tende a acompanhar a orientação preferencial.

A titanita apresenta-se em cristais de forma anédrica, inclusa e/ou associada a biotita. Quando inclusa na biotita, ocorre preferencialmente ao longo de seus planos de clivagem e/ou contornando-a. Embora anédrica seu eixo maior tende a acompanhar a direção preferencial. Alguns cristais rodeiam minerais opacos.

O epídoto é raro, anédrico, geralmente associado e/ou incluso na biotita e algumas vezes no plagioclásio. Localmente rodeia cristais de alanita. A alanita ocorre em cristais subédricos mais desenvolvidos que os demais minerais acessórios. Apresenta uma coloração amarronzada e alguns cristais possuem porções mais avermelhadas. Localmente estão zonados e por vezes envolvem cristais de biotita, titanita e opacos.

Os minerais opacos são em geral anédricos,por vezes euédricos (CI-231). Localmente acham-se rodeados por titanita e a maioria está sempre associada a biotita e/ou inclusa nesta. Os minerais apatita e zircão são em geral euédricos, sempre associados e/ou inclusos nos máficos e félsicos dominantes.

4.2 Grupo Cachoeirinha

As rochas pertencentes ao Grupo Cachoeirinha, que se distribui na parte sul da área, são bem visíveis ao longo da estrada que liga as cidades de Conceição e Itaporanga, assim como nas estradas a sul das mesmas cidades e também a norte de Conceição, ao longo da estrada que liga esta cidade a Bonito de Santa Fé.

Barbosa et al. (1970) citam que o Grupo Cachoeirinha é "constituído essencialmente de filitos, contendo ainda xistos menos metamórficos, caracterizando este grupo no fácies xisto-verde".

Esta unidade está representada predominantemente por granada-biotita-xisto, ocorrendo também metagrauvaca e rochas calcossilicatadas intercaladas nesta última litologia. O xisto é a rocha predominante e ocorre tanto ao longo da estrada Conceição-Itaporanga e a sul desta, como a norte de Conceição, na estrada para Bonito de Santa Fé. São rochas que costumam apresentar uma xistosidade nítida, embora em alguns locais esta esteja pouco perceptível.

As metagrauvacas ocorrem nos arredores da cidade de Ibiara, ao longo da estrada Conceição-Ibiara e próximo à cidade de Itaporanga. Intercaladas na seqüência de metagrauvaca, a sul da cidade de Ibiara, ocorrem rochas calcossilicatadas (CI-212), não tendo sido possível estimar a espessura deste pacote.

4.2.1 Granada-Biotita-Xisto

Os xistos possuem em geral tonalidade cinzenta, média a clara, havendo variedades mais escuras (CI-223) (Fig. 9 e 10). São rochas geralmente de grão fino, com xistosidade perceptível, nas quais são visíveis macroscopicamente biotita, muscovita e granada. Algumas vezes apresentam-se maciças (CI-223), e com uma tonalidade cinzenta bem escura, embora de granulação também fina. As amostras CI-202 e CI-230 de granulação mais grosseira, apresentam uma superfície "micácea", sendo visíveis também grãos de minerais félsicos, possivelmente quartzo. Outras amostras, de grão fino, apresentam uma superfície "sedosa". Localmente, na amostra CI-220, há a preservação do acamamento, apesar da presença de xistosidade nítida na rocha.

Estas rochas possuem textura granolepidoblástica e localmente lepidoblástica. Observa-se localmente cristais mais desenvolvidos, ou seja, porfiroblastos de granada, muscovita, biotita e opacos (CI-21). A maioria dos profiroblastos de muscovita e biotita são discordantes, ou seja, dispõem-se perpendicularmente à xistosidade, embora alguns cristais mais desenvolvidos de biotita e muscovita acompanhem a mesma, indicando assim que estes porfiroblastos são de formação tardia, ou seja, posteriores a fase mais intensa de deforma-

Figura 9 - Afloramento constituído de biotita-xisto pertencente ao Grupo Cachoeirinha.

Figura 10 - Xisto crenulado pertencente ao Grupo Cachoeirinha.

ção (Fig. 11). A xistosidade tende a contornar os porfiroblastos de granada (CI-161), que portanto, desviam a direção preferencial. Em geral apresentam granulação muito fina, com o tamanho dos minerais variando de 0,1 a 0,55 mm. Distingue-se como minerais predominantes quartzo e biotita. Plagioclásio, granada e titanita ocorrem geralmente em pequena quantidade. De ocorrência esporádica, aparecem muscovita, sillimanita (fibrolita), andaluzita, estaurolita e clorita, além dos acessórios turmalina, apatita e opacos. A xistosidade é notória e por vezes está microdobrada. É definida pela tendência de paralelismo de clivagem dos minerais micáceos seguindo uma direção preferencial de orientação. Localmente se observa uma alternância de bandas micáceas (biotita-muscovita) e bandas granulares, com quartzo estirado e alongado.

As associações mineralógicas dos micaxistos em ordem decrescente de freqüência, são:

a) quartzo-biotita-plagioclásio (oligoclásio)
b) quartzo-biotita-plagioclásio (oligoclásio)-granada
c) quartzo-biotita-plagioclásio (oligoclásio)-muscovita
d) quartzo-biotita-plagioclásio (oligoclásio).granada-muscovita
e) quartzo-biotita-plagioclásio (oligoclásio)-clorita
f) quartzo-biotita-plagioclásio (oligoclásio)-muscovita-estaurolita
g) quartzo-biotita-plagioclásio (oligoclásio)-muscovita-andaluzita-sillimanita (fibrolita)

O quartzo é um dos minerais predominantes. Ocorre sob a forma anédrica, é bastante fraturado e possui extinção ondulante. Em geral apresenta-se de forma arredondada, por vezes alongada, porém há cristais onde já se pode observar textura em mosaico. Contém inclusões de opacos. Além de pontos tríplices quartzo/quartzo, observa-se localmente pontos tríplices quartzo/feldspato.

A biotita se apresenta em cristais subédricos, com pleocroismo variando de Z = Y = marrom esverdeado ou marrom avermelhado (CI-174 e CI-192) a X = amarelo esverdeado ou amarelo pálido. Geralmente está associada a minerais acessórios, apresentando inclusões de opacos, titanita, epídoto, apati-

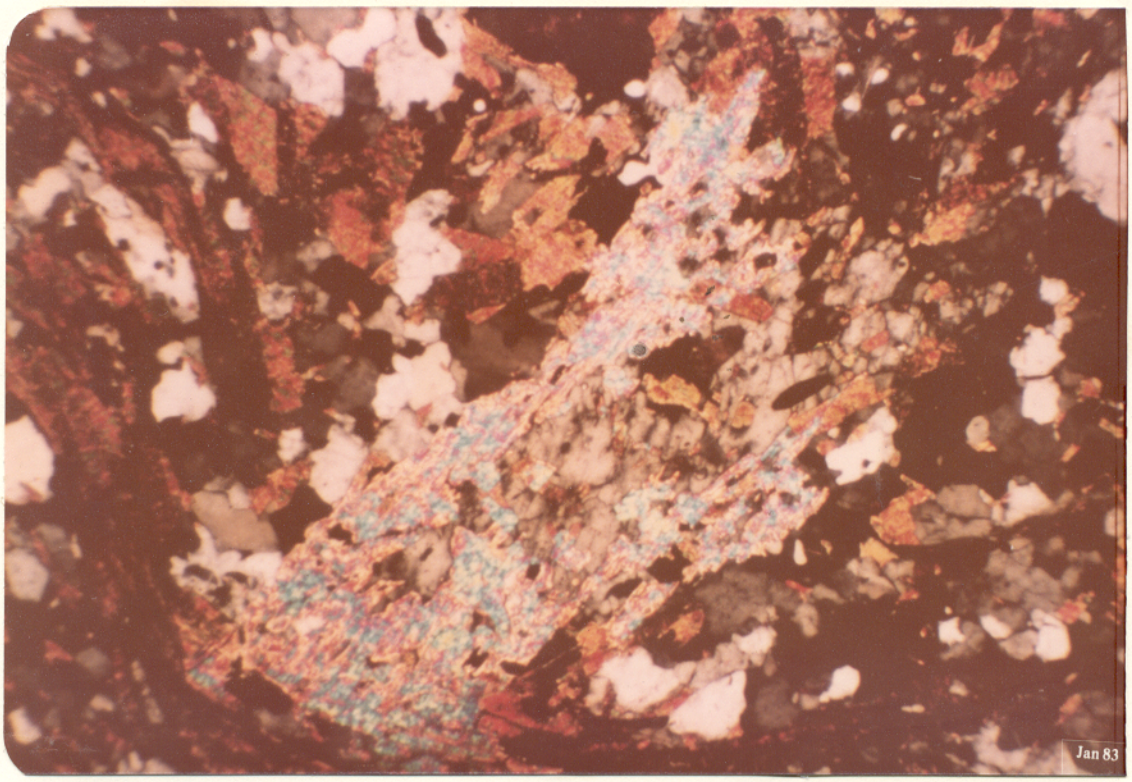


Figura 11 - Biotita-Xisto. Aspecto geral, mostrando em detalhe cristais de andaluzita envolvida por muscovita. A foliação está recurvada próximo ao cristal de andaluzita. CI-18. NX.40x

ta e zircão. Na amostra CI-21, a biotita é encontrada como porfiroblastos, em geral cortando a xistosidade. Observa-se também que o pleocroísmo destes porfiroblastos é idêntico ao da biotita da matriz.

A muscovita aparece apenas em algumas amostras e ocorre geralmente em menor quantidade que a biotita (CI-18 e CI-144). Em geral é subédrica e ocorre associada à biotita e aos acessórios. Localmente a muscovita se apresenta em cristais mais desenvolvidos (CI-18, CI-166 e CI-192), os quais se dispõem perpendicularmente à xistosidade. Em geral os cristais menores de muscovita tendem a acompanhar a xistosidade. Apresenta inclusões de opacos, titanita, zircão e apatita. Em certas amostras a muscovita envolve cristais de andaluzita (CI-18 (Fig. 11).

A granada geralmente ocorre como porfiroblastos, subédricos embora com tendência euédrica (CI-161). Acham-se fraturados e em geral são equidimensionais, embora alguns cristais apresentem seu eixo maior paralelo à xistosidade, podendo alguns ter uma borda arredondada. Algumas granadas possuem coloração róseo pálido, outras, porém, possuem tonalidade neutra. Em geral as granadas estão distribuídas aleatoriamente na rocha. A maioria dos cristais de granada são contornados por minerais micáceos normalmente desviando a direção preferencial da xistosidade. Alguns cristais de granada envolvem minerais opacos, apatita, biotita, quartzo e mais raramente feldspato. A maioria dos porfiroblastos de granada é homogênea, porém na amostra CI-163, estes porfiroblastos apresentam-se com o núcleo crivado de pequenas inclusões de quartzo, apatita e opacos, enquanto que as bordas destes cristais são bem límpidas, e não estão rotacionadas (Fig. 12).

O feldspato plagioclásio ocorre em pequena quantidade e como pequenos grãos anédricos. Raramente se observa o maclamento tipo albita, periclina ou albita-periclina, predominando o primeiro. A composição do plagioclásio em geral é An_{22}, embora em algumas amostras (CI-174) atinja a composição An_{30-28}. A identificação do plagioclásio nas amostras de granulação mais fina, aparentemente de grau metamórfico mais baixo, não pode ser feita por meios óticos, dificultando a definição do fácies.

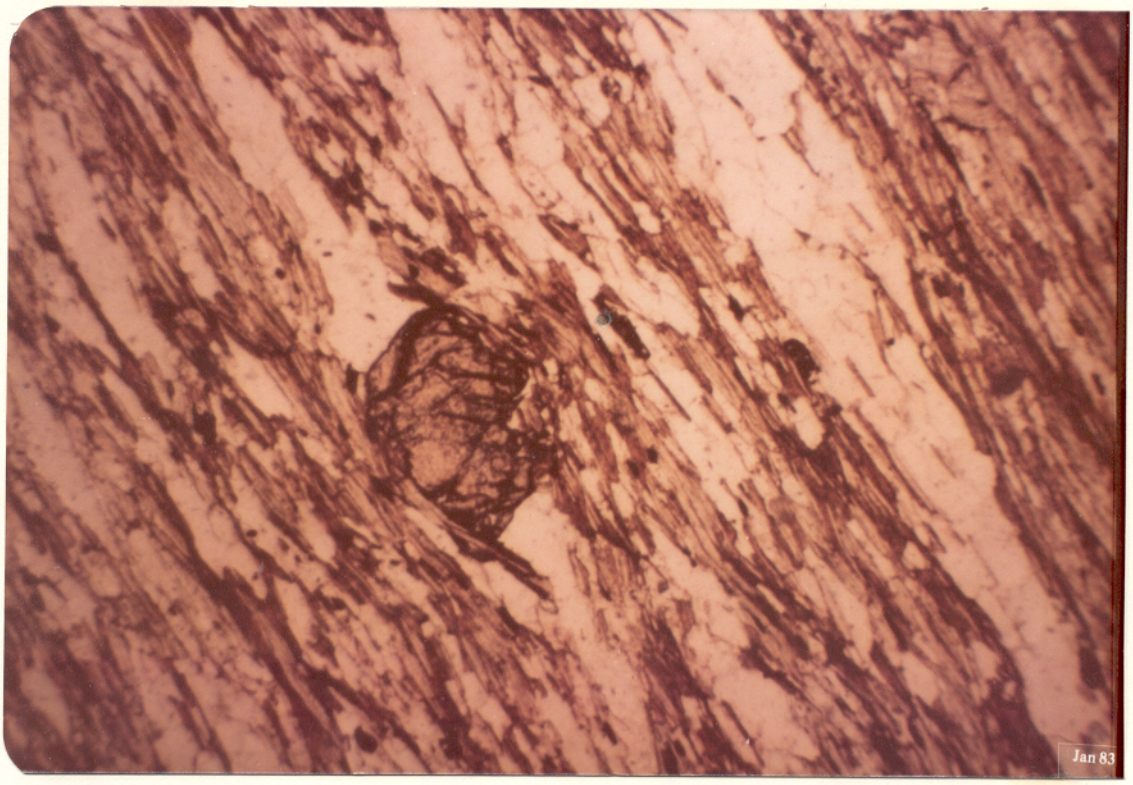


Figura 12 - Granada-Biotita-Xisto. Aspecto textural onde observa-se porfiroblastos de granada com deslocamento da xistosidade. CI-173. N//.120x.

A estaurolita forma porfiroblastos poiquilíticos, com inclusões de opacos. Ocorre também em agregados de pequenos cristais (CI-146) ou em pequenos cristais isolados (CI-166). Os cristais isolados em geral são alongados. Possui pleocroismo variando de Z = Y = amarelo amarronzado e X = amarelo pálido (Fig. 13).

A sillimanita ocorre na forma de fibrolita (CI-18), sempre associada à biotita, enquanto a andaluzita (CI-18) forma porfiroblastos, que se associam a muscovita e são incolores.

A titanita ocorre em cristais subédricos associada aos minerais micáceos ou inclusa nestes. Em geral o eixo maior dos cristais de titanita acompanha a xistosidade. Inclusões de opacos são freqüentes. A titanita é um mineral que ocorre com freqüência, porém em pequena quantidade.

A turmalina ocorre em cristais subédricos a euédricos e tende a acompanhar a direção preferencial da xistosidade. Seu pleocroismo varia de X = verde pálido a Z = Y = incolor, porém na amostra CI-230 seu pleocroismo varia de X = verde amarronzado a Z = Y = creme pálido. Alguns cristais se apresentam bastante fraturados. Localmente os cristais de turmalina estão zonados, com núcleos amarronzados e bordas esverdeadas (CI-230).

Os demais acessórios como opacos, apatita e zircão aparecem com pouca freqüência e em geral estão associados e/ou inclusos nos minerais micáceos.

4.2.2 Metagrauvaca

A metagrauvaca apresenta-se com granulometria fina, em geral de cor cinza esverdeada, com acamamento bem evidente porém em alguns locais (amostra CI-222), mostra-se maciça, esbranquiçada com acamamento ainda levemente perceptível. Na amostra CI-209, aparecem pequenos porfiroblastos (< 1 mm). Devido à granulometria bem fina destas rochas não é possível a identificação macroscópica de minerais (Fig. 14).

Predomina nesta rocha a textura granoblástica chegando localmente a lepidogranoblástica (CI-185, CI-211, CI-

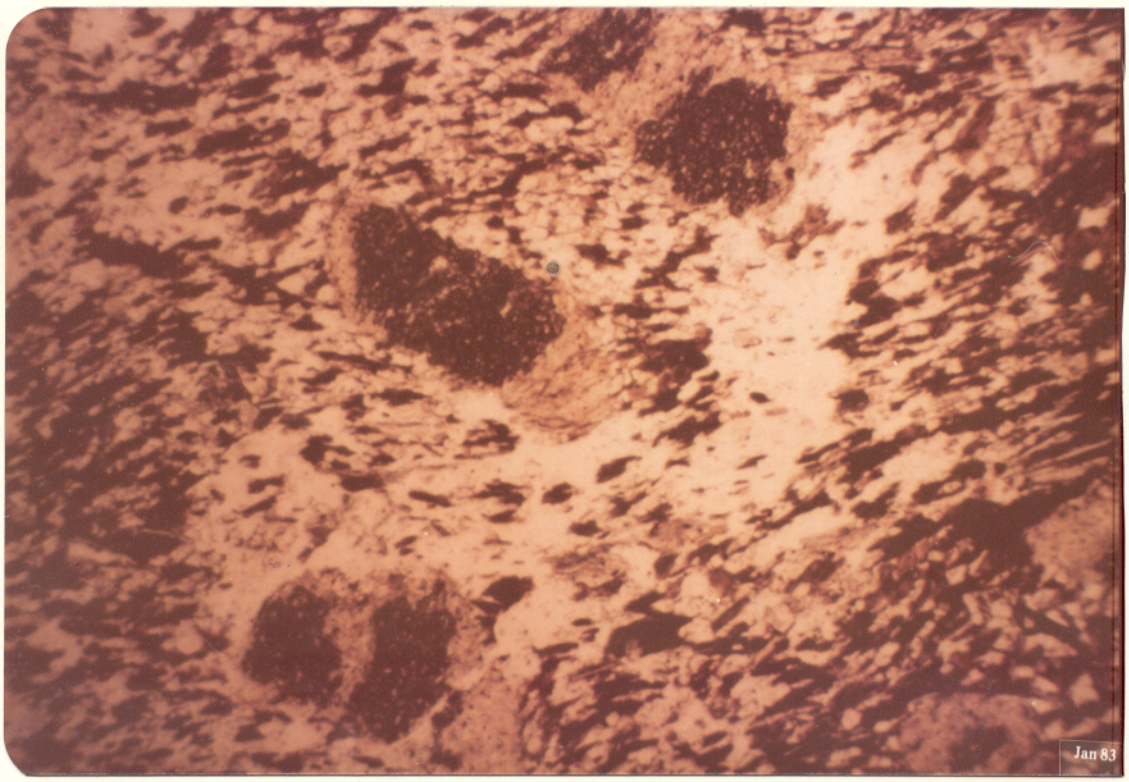


Figura 13 - Biotita-xisto: Aspecto geral da xistosidade, com cristais mais desenvolvidas de estaurolita. CI-146. N//. 120x.

Figura 14 - Metagrauvacas do Grupo Cachoeirinha.

213 e CI-222) (Fig. 15). Estas rochas possuem uma granulação fina e são constituídas por minerais granulares, representados por quartzo e feldspatos, e minerais lamelares representados por biotita e muscovita em quantidade menor que os granulares. Os minerais micáceos ocorrem orientados segundo uma direção preferencial desenvolvendo uma xistosidade incipiente. O contato entre os minerais granulares é irregular, curvo, denteado e, às vezes, observa-se pontos tríplices quartzo/quartzo, quartzo/plagioclásio e plagioclásio/plagioclásio.

As associações mineralógicas das metagrauvacas em ordem decrescente de freqüência são:

a) quartzo-plagioclásio (oligoclásio)-biotita-microclina
b) quartzo-plagioclásio (oligoclásio)-biotita-microclina-muscovita
c) quartzo-plagioclásio (oligoclásio)-biotita-microclina-epídoto-muscovita
d) quartzo-plagioclásio (oligoclásio)-biotita-microclina-clorita.

O quartzo é geralmente anédrico, por vezes fraturado apresentando extinção ondulante forte. Alguns cristais apresentam-se alongados e seu maior comprimento acompanha a foliação. Seus contatos são geralmente irregulares, porém algumas vezes formam pontos tríplices entre si e com os feldspatos.

O plagioclásio (oligoclásio) ocorre em cristais anédricos, alguns com maclamento tipo albita, periclina ou albita-periclina (raro) com composição An_{22-20}. Alguns cristais apresentam inclusões de quartzo e biotita. A mirmequita aparece raramente.

O K-feldspato é a microclina. Forma cristais anédricos, com maclamento tipo xadrez pouco perceptível. Apresenta contatos irregulares com os demais félsicos.

Os cristais de biotita são predominantemente subédricos e por vezes este mineral está intercrescido com a muscovita. Apresenta pleocroísmo variando de Z = Y = marrom a marrom amarelado a X = amarelo pálido. Biotita possuindo um caráter tardio, ocorre na amostra CI-211 e corta a xistosidade.

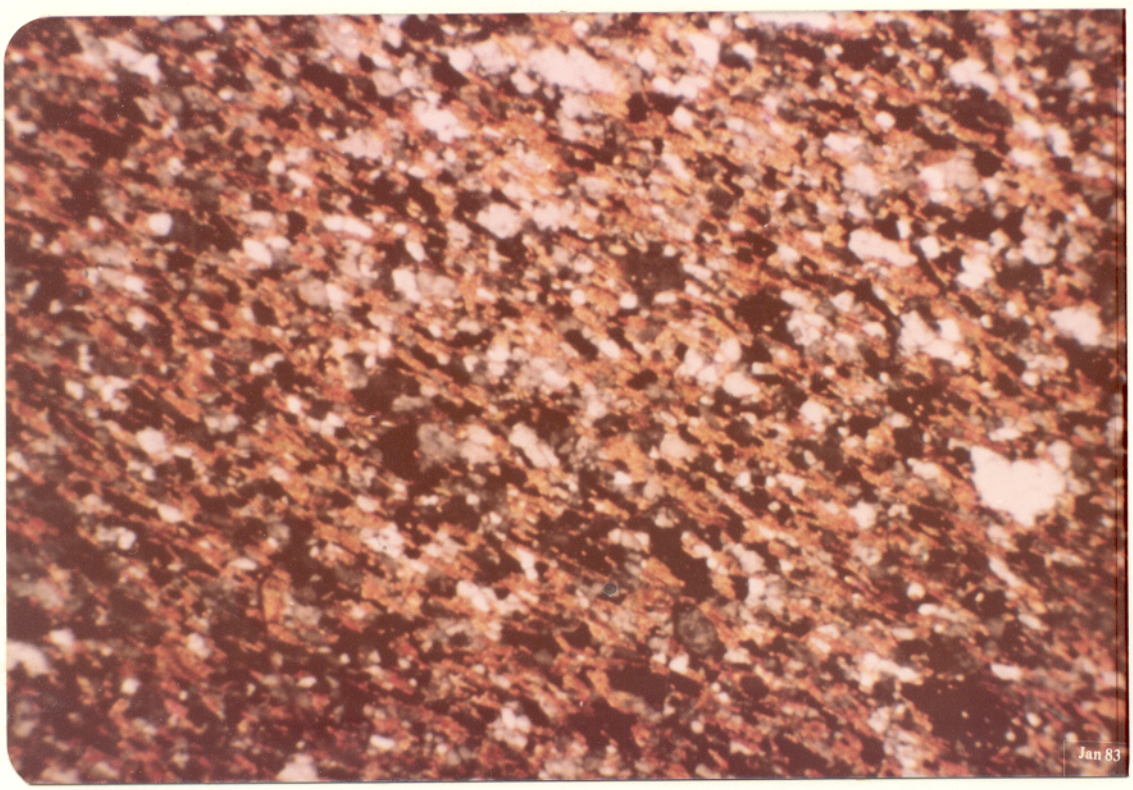


Figura 15 - Metagrauvaca. Aspecto Textural.
CI-120. NX.10x.

Também na amostra CI-211, observa-se um outro tipo de biotita, com pleocroísmo variando de Z = Y = verde pálido a X = incolor. Esta biotita predomina nesta rocha e está sempre associada à clorita e mostra uma orientação nítida. A biotita apresenta inclusões de apatita, titanita, opacos, epídoto, zircão e alanita (rodeada ou não por epídoto) e/ou está associada a estes acessórios.

A muscovita é geralmente anédrica, localmente é subédrica e ocorre associada e/ou intercrescida com a biotita. Em geral é orientada e tende a acompanhar a direção preferencial da foliação. Por vezes a muscovita, em cristais mais desenvolvidos, dispõe-se perpendicularmente a xistosidade (CI-185 e CI-210). Comumente apresenta inclusões de minerais opacos ao longo de seus planos de clivagem. O epídoto, titanita (geralmente rodeando opacos) e apatita apresentam-se inclusos e/ou estão associados à muscovita.

A clorita ocorre em algumas amostras em pequena quantidade entre os minerais micáceos. É comum o intercrescimento clorita/biotita (CI-211). Observa-se pequenas palhetas com seu eixo maior acompanhando a orientação geral da rocha. Possui pleocroísmo Z = Y = verde palído a X = incolor.

O epídoto (CI-211) ocorre em pequenos cristais isolados e em pequena quantidade. Os cristais são subédricos a euédricos, com uma tonalidade amarelo pálido. Ocorre por vezes associado e/ou incluso na muscovita e biotita (CI-222). Por vezes apresenta inclusões de opacos (CI-222).

A titanita é comum, geralmente euédrica, por vezes subédrica, com eixo maior concordante com a xistosidade, estando esta localmente contornando estes pequenos porfiroblastos. Por vezes contém inclusões de opacos, mas é raro (CI-211). Localmente ocorre em pequenos cristais que acompanham o plano de clivagem da biotita (CI-185).

Os cristais de alanita são geralmente contornados por cristais de epídoto e possuem pleocroísmo variando de Z = Y = marrom amarelado a X = marrom pálido. A alanita ocorre em pequena quantidade. Os cristais de turmalina são geralmente euédricos e tendem a acompanhar a xistosidade e ocorrem em pequena quantidade. Os minerais acessórios, como zircão,apatita

e opacos ocorrem em pequena quantidade na forma de cristais subédricos. Geralmente estão associados e/ou inclusos nos minerais micáceos.

4.2.3 Rocha Calcossilicatada

Macroscopicamente a rocha calcossilicatada apresenta-se maciça, com granulação fina, homogênea e de cor cinzenta escura. Não apresenta estruturas sedimentares reliquiares. Esta rocha é constituída predominantemente de quartzo (quase equigranular) e de epídoto anédrico granular. Menos freqüentemente ocorre anfibólio, podendo alguns cristais envolver pequenos grãos de quartzo. Os minerais encontram-se levemente orientados. A estrutura em mosaico é percebida entre os félsicos.

A associação mineralógica da rocha calcossilicatada é quartzo-epídoto-anfibólio (hornblenda).

O quartzo ocorre em cristais anédricos, com extinção ondulante, alguns bastante fraturados, por vezes formando agregados, em que os vários grãos exibem orientação ótica diferente. Seus contatos são irregulares e localmente formam pontos tríplices quartzo/quartzo. Apresenta inclusões de rutilo e apatita (rara).

O epídoto é abundante e geralmente anédrico, formando agregados dispersos em toda a rocha, por vezes concentrando-se localmente. Tende a contornar cristais de quartzo e feldspatos. Os cristais de epídoto possuem cor neutra.

O anfibólio ocorre em cristais anédricos, por vezes envolvendo cristais de quartzo e epídoto. Alguns apresentam maclamento simples (100). Trata-se de hornblenda com pleocroismo Z = verde azulado, Y = verde amarronzado claro e X = amarelo pálido e com ângulo de extinção $c \wedge Z = 16°$. Aparece também um anfibólio de cor mais pálida com pleocroismo de Z = Y = verde pálido a X = incolor e com ângulo de extinção $c \wedge Z = 14°$. Ambos apresentam inclusões de opacos. Localmente observa-se concentrações de anfibólio. Quando o anfibólio ocorre com mais freqüência se observa uma concentração de opacos e diminuição de quantidade de epídoto.

A titanita é um mineral pouco freqüente na ro

cha. Ocorre em pequenos cristais isolados, em geral de forma anédrica, localmente euédrica e sempre associada ao anfibólio. Os minerais opacos são em geral anédricos e estão associados freqüentemente com os anfibólios.

4.3 Metamorfismo

As seqüências metamórficas da Faixa de Dobramentos Piancó-Alto Brígida são representadas pelos Grupos Uauá e Cachoeirinha. O Grupo Uauá é constituído essencialmente por rochas gnáissicas contendo quartzo, microclina, oligoclásio, biotita, mais ou menos muscovita, mais ou menos epídoto. Embora estes minerais ou a sua associação não definam especificamente quanto ao grau e tipo de metamorfismo, é possível limitar as condições de metamorfismo a partir da ocorrência de oligoclásio e muscovita. Assim é possivel deduzir pela presença de muscovita, que a temperatura não superou a do fácies anfibolito médio, já que este mineral não é estável à temperaturas mais altas correspondentes ao fácies anfibolito alto. Por outro lado o limite inferior da temperatura do metamorfismo nessa unidade é indicado pela ocorrência de oligoclásio, uma vez que este mineral ocorre geralmente a partir do início do fácies anfibolito, exceto quando se trata do metamorfismo tipo baixa pressão, onde o oligoclásio aparece no fácies xisto-verde de alta temperatura (Winkler, 1976).

Como será visto adiante, o metamorfismo da região é provavelmente do tipo baixa pressão, portanto o grau de metamorfismo deduzido a partir das associações mineralógicas das rochas do Grupo Uauá, pode variar do fácies xisto-verde de alta temperatura ao fácies anfibolito médio.

Dentre os minerais da seqüência metamórfica do Grupo Cachoeirinha, ocorrem quartzo, biotita, oligoclásio, muscovita, estaurolita, andaluzita e sillimanita (fibrolita). O aparecimento da estaurolita indica o início do fácies anfibolito (Winkler, 1976), sendo portanto a estaurolita um mineral indicador do fácies anfibolito baixo. Este mineral ocorre de forma muito esporádica na área. Deve-se levar em consideração que para a formação da estaurolita, a composição da rocha é fundamental, sendo necessário que nestas haja quantidades eleva-

das de Fe e Al para que tal mineral se forme (Winkler, 1976). Partindo-se deste pressuposto podem-se discutir duas possibilidades para a ocorrência limitada deste mineral. A primeira seria o fato da unidade não ter litologias de composição favorável para permitir o aparecimento da estaurolita, a não ser localmente e em quantidades pouco expressivas. A segunda possibilidade seria o fato da maioria das rochas não terem atingido o fácies anfibolito, podendo-se em conseqüência admitir a ocorrência na área de rochas do fácies xisto-verde.

Os demais minerais dão indicações muito limitadas. Assim, a biotita é um mineral estável a partir do fácies xisto-verde médio, atingindo até o fácies granulito. A granada tem uma faixa de estabilidade ampla, porém a sua composição química pode ser indicativa do fácies metamórfico. Um estudo sobre a composição química deste mineral não foi realizado, mas presume-se ser a granada das rochas do Grupo Cachoeirinha, provavelmente rica em almandina, a qual é estável desde o fácies xisto-verde médio até granulito.

A presença de epídoto nas rochas gnaissicas do Grupo Uauá, restringe-se a pequenas áreas, sendo este mineral estável no fácies xisto-verde baixo a alto, podendo o seu desaparecimento ser considerado indicativo do começo do fácies anfibolito. Porém Turner e Verhoogen (1960) estenderam o fácies xisto-verde original para incluir o fácies anfibolito a albita-epídoto de Eskola (1939) (in: Winkler, 1976), sendo que a mudança de composição do plagioclásio associado a epídoto limitaria a alta temperatura do fácies xisto-verde concomitante com o aparecimento do oligoclásio no caso do metamorfismo tipo baixa pressão, onde este mineral aparece no fácies xisto-verde de alta temperatura.

O tipo de metamorfirmo pode ser definido a partir da presença da andaluzita nas rochas do Grupo Cachoeirinha, a qual poderá ser um indicador do tipo de metamorfismo, pois forma-se no metamorfismo de pressão variando de baixa a média.

Na seqüência metagrauváquica do Grupo Cachoeirinha os minerais presentes não definem o grau metamórfico, pois podem ocorrer tanto no fácies xisto-verde alto como no fácies anfibolito baixo.

As rochas calcossilicatadas estão intercaladas na seqüência xistosa do Grupo Cachoeirinha, caracterizadas por quartzo, epídoto e hornblenda as quais se pode dizer que foram afetadas pelo metamorfismo regional e são produtos de rochas sedimentares carbonáticas e de rochas pelíticas, associação mineralógica que é concordante com o fácies definido a partir das rochas pelíticas.

De maneira geral pode-se inferir que as rochas metassedimentares da área (Grupo Cachoeirinha) foram afetadas pelo metamorfismo regional do tipo pressão baixa a média sendo o grau de metamorfismo do fácies anfibolito baixo a provavelmente xisto-verde alto. A associação mineralógica das rochas do Grupo Uauá é consistente com as observações feitas sobre o metamorfismo no Grupo Cachoeirinha.

5 PETROGRAFIA DAS ROCHAS ÍGNEAS

Este capítulo tem como objetivo apresentar a nomenclatura adotada e as descrições petrográficas dos vários tipos de rochas ígneas que afloram na região de Conceição-Itaporanga.

5.1 Nomenclatura das Rochas Ígneas

No presente trabalho adotar-se-ão fundamentalmente as proposições de Streckeisen (1967) e Streckeisen (1973), para classificação das rochas ígneas e, devido à natureza especial de determinados tipos litológicos, será também usada a classificação de Gulson et al. (1972) para rochas dioríticas.

Tonalito: rocha leucocrática a mesocrática, onde o plagioclásio constitui entre 90-100% do total dos feldspatos. A quantidade de quartzo varia de 20-60%.

Granodiorito: rocha leucocrática, onde o plagioclásio constitui entre 65-90% do total dos feldspatos. A quantidade de quartzo varia de 20-60%.

Granito: rocha leucocrática, onde o plagioclásio constitui entre 10-65% do total dos feldspatos. A quantidade de quartzo varia de 20-60%.

As rochas "graníticas" e afins aflorantes na área incluem o tonalito Conceição e o granodiorito Serra Branca, que pode ser considerado do tipo Conceição, o granodiorito porfirítico do tipo Itaporanga e o granito porfirítico tipo Serra da Lagoinha.

Ainda segundo a classificação de Streckeisen (1967) o "diorito" é uma rocha mesocrática, onde o plagioclásio constitui entre 90-100% do total dos feldspatos. A quantidade de quartzo varia de 0-5%. A composição do plagioclásio é $An_{<50}$. Os dioritos típicos consistem essencialmente de andesina, hornblenda e/ou piroxênio (Carmichael et al., 1974) e suas composições químicas são dadas em Nockolds (1954).

Estudos detalhados de rochas dioríticas da

área de Conceição mostraram uma composição química diferente daquelas dos dioritos normais, tornando os esquemas de classificação clássicos dificilmente aplicáveis.

Gulson et al. (1972) sugerem que os dioritos podem ser definidos quimicamente e classificados da mesma maneira que os andesitos (Tabela 1). Estes haviam sido subdivididos por Taylor (1969) com base no seu quimismo (os tipos de andesitos são indicados entre parênteses na Tabela 1).

Tabela 1 - Classificação de Andesitos (Taylor, 1969) e Dioritos (Gulson et al., 1972).

Dioritos com baixo teor de Si (Andesitos basálticos com baixo teor de Si)	53-56% SiO_2	0.7-2,5% K_2O
Dioritos com baixo teor de Si e K (Andesitos com baixo teor de Si e K)	53-56% SiO_2	< 0.7% K_2O
Dioritos normais (Andesitos)	56-62% SiO_2	0.7-2,5% K_2O
K-dioritos (K-andesitos)	56-62% SiO_2	> 2.5% K_2O
Granodioritos	62-68% SiO_2	> 2.5% K_2O

Identificou-se de acordo com este esquema de classificação, na região de Conceição, um piroxênio-anfibólio-biotita K-diorito.

O K-diorito possui em média (Tabela 2) 55% de plagioclásio, 28% de biotita, 5% de piroxênio, 5.5% de anfibólio, 2.0% de quartzo, 1.6% de acessórios e traços de microclina.

O tonalito tipo Conceição (incluindo o granodiorito tipo Serra Branca) possui 45% de plagioclásio, 18% de quartzo, 30% de minerais ferromagnesianos representados por biotita (23%), augita e hornblenda. A variedade mais félsica deste tipo litológico, representado pelo granodiorito Serra Branca, apresenta 40% de plagioclásio e 20% de minerais ferromag-

Tabela 2 - Análises modais de rochas da região de Conceição - Itaporanga.

	1	2	3	4	5	6	7
PLAGIOCLÁSIO	59.9	55.5	57.3	44.5	42.6	44.0	38.5
QUARTZO	2.2	2.2	1.8	16.0	19.3	26.0	27.4
BIOTITA	28.0	28.3	26.2	24.0	21.8	16.0	17.0
PIROXÊNIO	5.6	3.3	7.2	-	-	2.7	4.2
ANFIBÓLIO	1.9	9.7	5.4	7.7	5.6	-	-
MICROCLINA	0.6	-	-	3.0	6.0	6.0	5.8
TITANITA	+	+	+	-	-	1.5	1.8
EPÍDOTO	-	-	-	-	-	1.7	3.2
ACESSÓRIOS	1.8	1.0	2.1	4.8	4.7	2.1	2.1

1. K-Diorito tipo Conceição CI-3b
2. K-Diorito tipo Conceição CI-47
3. K-Diorito tipo Conceição CI-141
4. Tonalito tipo Conceição CI-169
5. Tonalito tipo Conceição CI-154
6. Granodiorito Serra Branca CI-175
7. Granodiorito Serra Branca CI-114

\+ Presente em pequena quantidade.

nesianos representados por biotita e augita, e 27% de quartzo (Tabela 2).

5.2 K-diorito

Estas rochas ocorrem em corpos isolados de pequenas dimensões, entre 800 metros e 3 km (Anexo 1) próximo tanto do maciço de granito porfirítico tipo Serra da Lagoinha como do tonalito Conceição (Figs. 16 e 17).

Para sua caracterização, foram estudadas algumas amostras do corpo próximo à cidade de Conceição, assim como as amostras dos pequenos corpos no interior do granito porfirítico, tipo Serra da Lagoinha (Fig. 18).

Trata-se de uma rocha de caráter maciço, de grão médio, mesocrática em que se destacam minerais como plagioclásio, quartzo e, em quantidades variáveis, biotita, anfibólio e/ou piroxênio.

Apresenta textura equigranular hipidiomórfica, sendo constituída por plagioclásio, biotita, augita, hornblenda e, em menor quantidade por quartzo, microclina, titanita e outros acessórios (Figs. 19 e 20). Frequentemente observam-se cristais mais desenvolvidos de plagioclásio de tendência euédrica. Entre os ferromagnesianos predomina a biotita, seguida pelo piroxenio e/ou anfibólio, estes últimos em proporções variáveis. Excepcionalmente na amostra CI-141, observa-se a presença de quartzo em cristais mais desenvolvidos.

O plagioclásio é alongado e exibe frequentemente tendência euedral. É contornado em certas seções pelo piroxênio e biotita. Apresenta predominantemente maclamento albita-carlsbad, mas ocorrem também maclas albita e, por vezes, albita-periclina. Os cristais mostram zoneamento forte com núcleos de composição An_{56-53} e as bordas com composição An_{28-26}. O zoneamento mais frequente é do tipo concêntrico, mas por vezes ocorre o do tipo irregular. Localmente e no contato com o K-feldspato observa-se mirmequita. Como inclusões aparecem palhetas de biotita, cristais de apatita e opacos. A saussuritização é a alteração predominante e ocorre geralmente no núcleo dos cristais.

Figura 16 - Contato brusco do K-diorito com tonalito Conceição a oeste da cidade de Conceição.

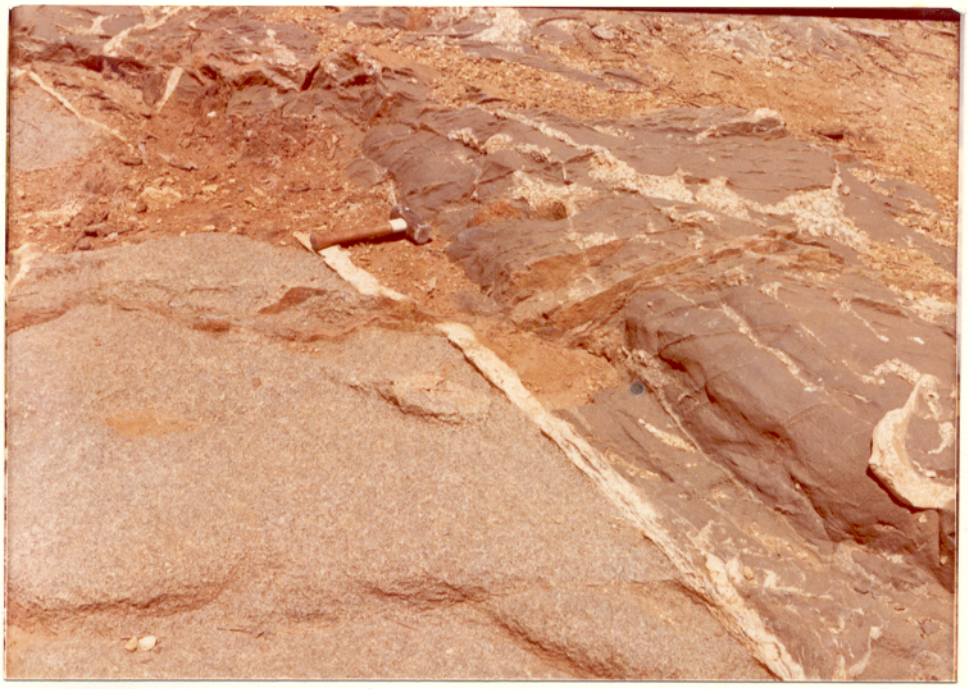


Figura 17 - Contato brusco do K-diorito com o tonalito Conceição, na estrada que liga Conceição a Mauriti.

Figura 18 - Contato brusco do K-diorito com o granito Serra da Lagoinha a oeste da cidade de Conceição.

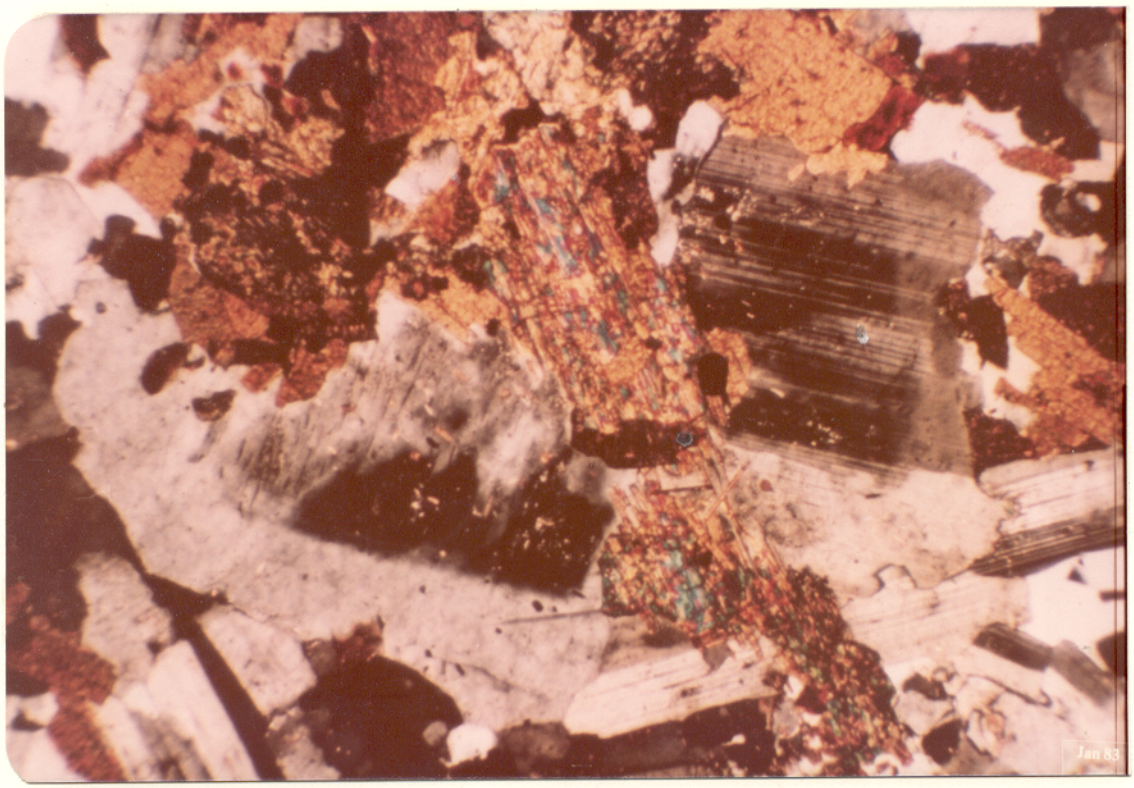


Figura 19 - Textura hipidiomórfica do K-diorito onde se observa piroxênio, biotita, plagioclásio zonado e raros cristais de quartzo - K-diorito (CI-3b) - NX.40x.

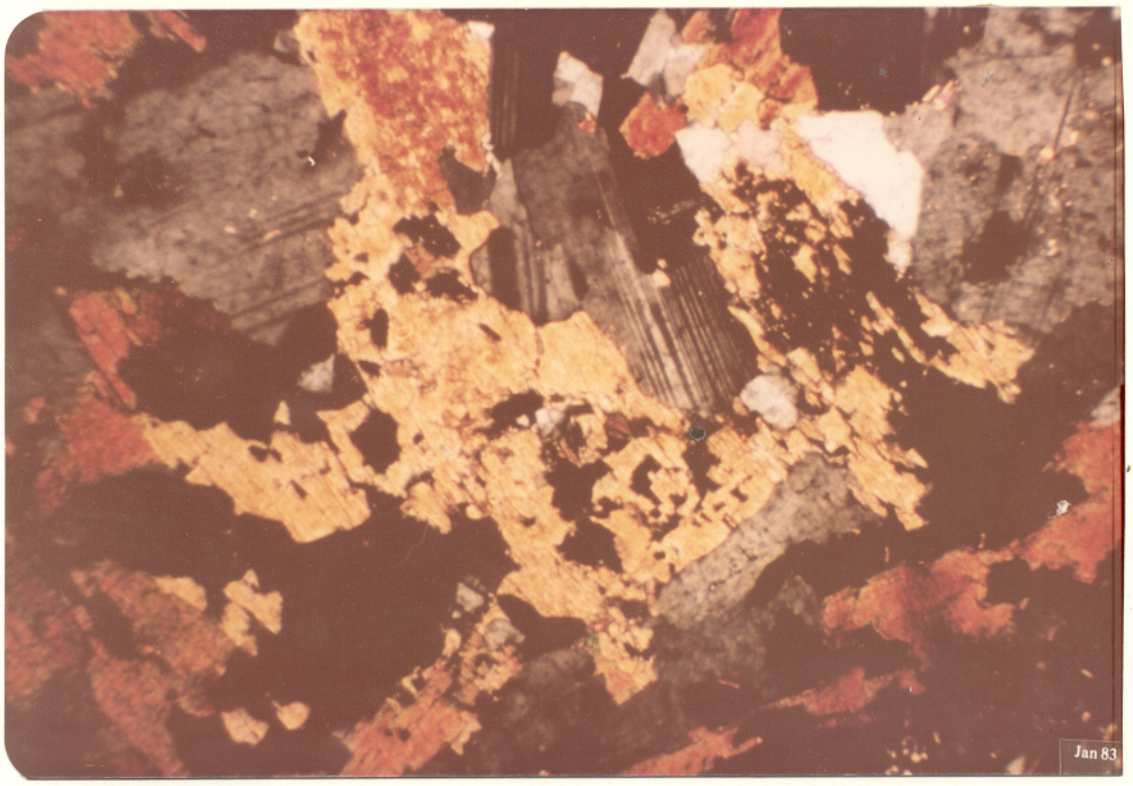


Figura 20 - Textura hipidiomórfica do K-diorito onde se observa plagioclásio, biotita, hornblenda com núcleos de piroxênio e raro quartzo. K-diorito (CI-47). NX.10x.

O piroxênio é do tipo augita. Em algumas amostras (CI-3b, CI-141) este mineral predomina sobre o anfibólio, embora em outras seja subordinado a este. O piroxênio aparece incluso na biotita ou contornado por ela. É incolor, com ângulo de extinção cΛZ = 46-50°, subédrico a anédrico. Alguns cristais apresentam maclamento simples tipo {100}. Observa-se, não muito comumente, a presença de piroxênio com estrutura "schiller". Contém inclusões de apatita e opacos.

A hornblenda ocorre em cristais subédricos, individualizados ou envolvendo parcialmente o piroxênio. Em relação a biotita mostra uma tendência a cristalização anterior a esta. Seu pleocroísmo é indicado por Z = verde, Y = verde amarronzado e X = amarelo claro e por vezes o pleocroísmo do núcleo de alguns cristais é Z = Y = marrom esverdeado e X = amarelo pálido. O ângulo de extinção cΛZ é de ordem de 15-17°. Inclusões de apatita e opacos são frequentes. O sinal ótico é biaxial negativo.

A biotita ocorre em cristais subédricos. O pleocroísmo varia de Z = Y = marrom avermelhado a X = amarelo claro. A titanita aparece em cristais euédricos inclusos na biotita, por vezes em grãos ao longo dos planos de clivagem da biotita ou, ainda, contornando os cristais desta. Normalmente contém inclusões de minerais opacos, zircão, apatita, titanita, anfibólio euédrico e alanita. Apresenta-se muito pouco alterada para clorita.

O quartzo ocorre em quantidades pequenas, atingindo até 5%. Alguns cristais possuem extinção ondulante. São em geral anédricos e por vezes acompanham o contorno de plagioclásio e minerais máficos. Englobam inclusões em geral de apatita.

O K-feldspato, que ocorre em algumas amostras, é a microclina e aparece sempre em pequena quantidade. Geralmente a microclina ocorre intersticialmente.

A titanita é o acessório mais abundante. Por vezes tem-se cristais subédricos e anédricos (CI-36) ocorrendo isoladamente. Quase sempre a titanita está inclusa na biotita e no anfibólio. Possui cor marrom e inclusões de minerais opacos. Trata-se de titanita I de cristalização precoce. Aparecem

também cristais anédricos deste mineral, de granulação fina, que em geral tendem a ficar ao longo dos planos de clivagem dos cristais de biotita, ou as vezes contornam os contatos de biotita/biotita e hornblenda/biotita. Geralmente esta titanita contorna minerais opacos. Esta titanita é de cristalização tardia (titanita II). Foram identificados, ainda, como acessórios zircão, opacos, alanita e apatita.

Um outro anfibólio, observado nas amostras CI-45 e CI-47, é a actinolita. Ocorre em pequenas quantidades e resulta provavelmente de alteração do piroxênio e possivelmente da hornblenda, pois aparece associado tanto com a hornblenda como envolvendo augita. Seu pleocroísmo é bastante fraco variando de Z = Y = verde pálido a X = incolor; o ângulo de extinção cΛZ é da ordem de 12-15°. Apresenta-se geralmente na forma de cristais colunares e fibrosos.

5.3 Tonalito tipo Conceição

Estas rochas apresentam-se em forma de corpos de dimensões de 2.5 até 11 km., distribuídos desde a cidade de Conceição e seus arredores para nordeste incluindo os afloramentos de Itaporanga, Boa Ventura e Diamante (Fig. 21).

São rochas homogêneas nas suas composições química e mineralógica, maciças, textura equigranular, variando de fina a média e em geral são mesocráticas (Figs. 22 e 23). São constituídas principalmente de quartzo e plagioclásio e os máficos dominantes são biotita e anfibólio. Raramente ocorrem rochas em que a biotita e muscovita constituem os máficos principais.

A textura é hipidiomórfica granular com cristais mais desenvolvidos de plagioclásio e esporadicamente também de quartzo (CI-19; CI-26$_c$; CI-65) (Fig. 24). Os fenocristais de plagioclásio apresentam zoneamento concêntrico, maclamento complexo, variam de euédricos a subédricos e estão algo saussuritizados. Os máficos são representados por biotita, anfibólio e/ou piroxênio.

O quartzo ocorre em cristais anédricos, alguns com forte extinção ondulante, por vezes com inclusões de

Figura 21 - Contato do tonalito Conceição com os xistos do Grupo Cachoeirinha, a nordeste da cidade de Conceição.

Figura 22 - Aspecto geral do tonalito Conceição com concentrações de biotita não excedendo a 2 cm, em afloramento situado a nordeste da cidade de Conceição.

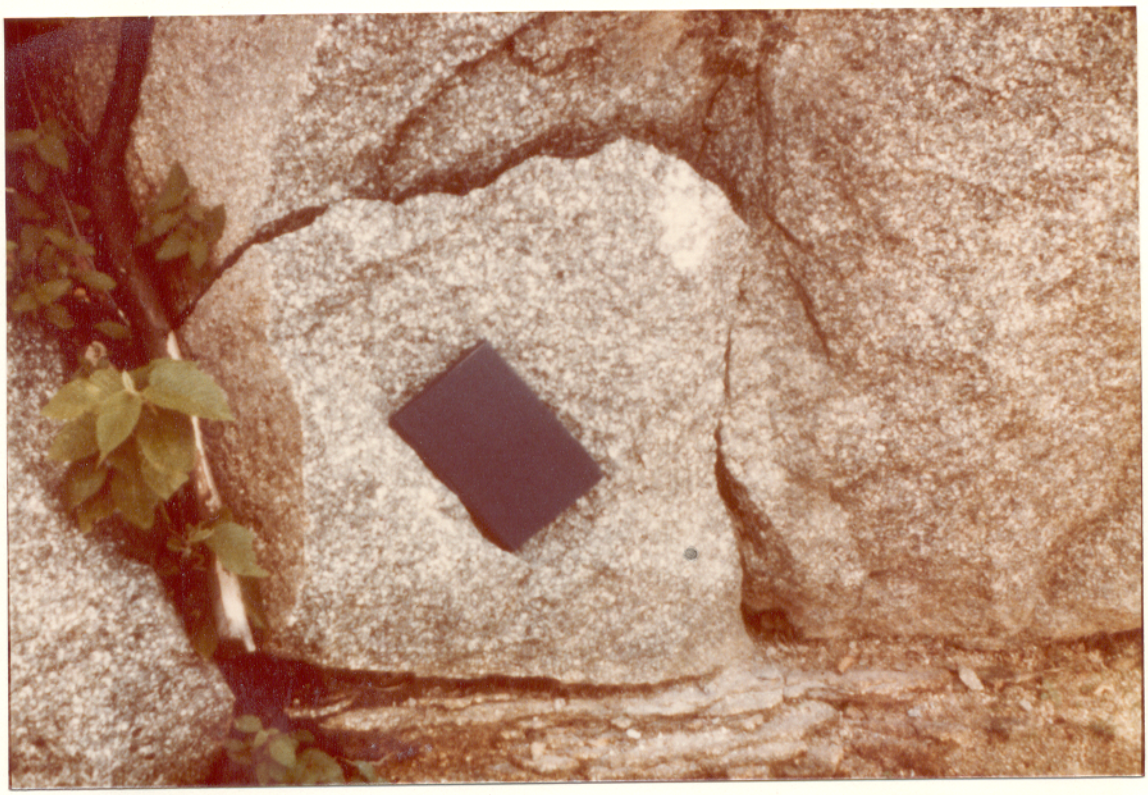


Figura 23 - Textura equigranular do tonalito Conceição, em afloramento situado a oeste da cidade de Conceição.

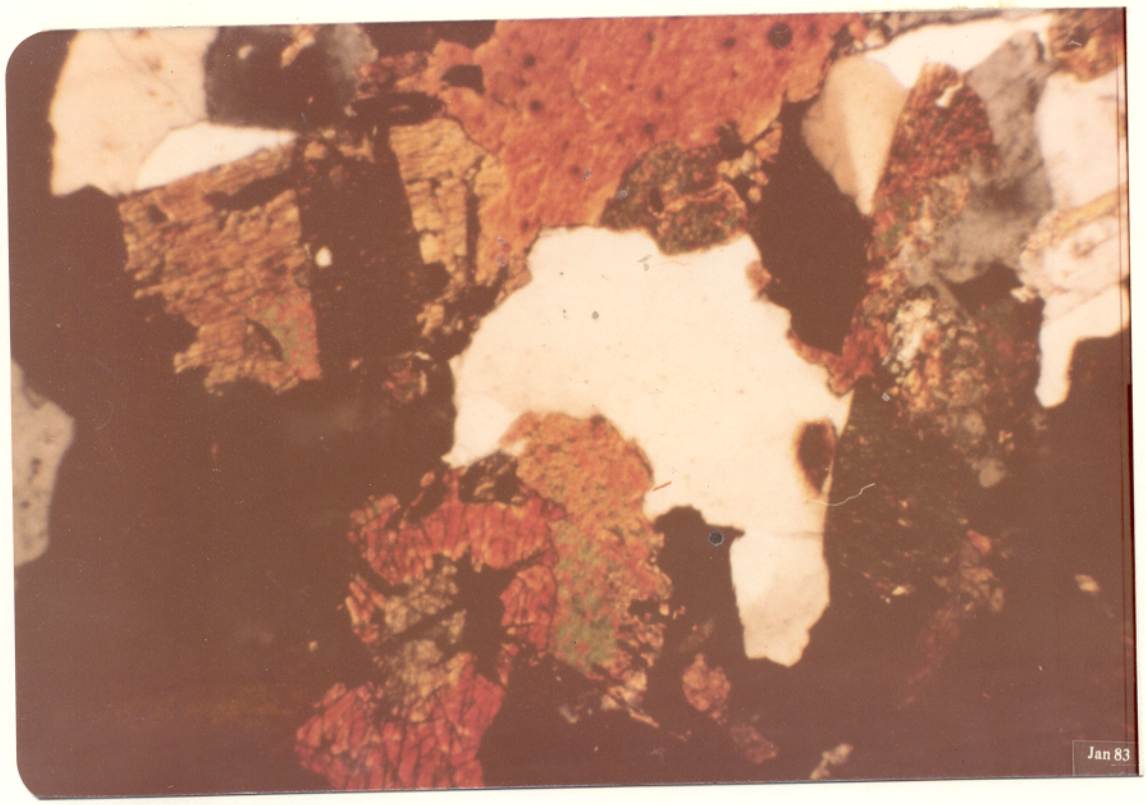


Figura 24 - Fotomicrografia mostrando a relação de cristalização entre os minerais biotita e hornblenda (parte superior da foto) e também um cristal de alanita rodeado por epídoto (parte inferior da foto) além de quartzo e plagioclásio - Tonalito tipo Conceição (CI-169) NX.40x.

apatita e rutilo. Em geral apresenta-se na forma de aglomerados de cristais de quartzo com orientação ótica diferente.

O plagioclásio ocorre em cristais euédricos a subédricos. Os fenocristais de plagioclásio apresentam zoneamento concêntrico, maclamento complexo tipo albita, albita-periclina ou às vezes albita-carlsbad. O plagioclásio é zonado com núcleo de An_{46-40} e bordas com composição An_{30-26}. Observa-se na zona intermediária de alguns cristais zonados de plagioclásio a presença de palhetas de biotita alterada para clorita. Inclusões de biotita, titanita, anfibólio e opacos estão presentes. Às vezes temos a presença de mirmequita nas bordas albíticas desenvolvidas nos contatos K-feldspato/plagioclásio, mas encontra-se também a mirmequita em cristais isolados de plagioclásio. A saussuritização predomina como alteração.

A biotita é o máfico predominante na rocha. Ocorre em agregados de cristais subedrais, geralmente associada com anfibólio. Seu pleocroísmo varia de Z = Y = marrom avermelhado a marrom escuro e X = amarelo pálido. O intercrescimento de biotita com anfibólio é frequente nas amostras CI-40; CI-24; CI-25; CI-65; CI-167 e CI-154. Possui inclusões de zircão com halos pleocróicos, apatita, epídoto euédrico, titanita, opacos e alanita, rodeada ou não por epídoto. Por vezes a biotita está parcialmente alterada para clorita.

O anfibólio é uma hornblenda, que ocorre em cristais euédricos a subédricos. Geralmente apresenta pleocroísmo variando de Z = verde, Y = verde amarronzado e X = amarelo pálido. Alguns cristais possuem centro marrom e bordas verdes (CI-40; CI-19; CI-24; CI-65; CI-167). Por vezes apresentam maclamento simples ou polissintético do tipo {100}. Frequentemente ocorre associada com biotita, formando aglomerados, assim como pode ocorrer intercrescida com esta (CI-40; CI-24; CI-25; CI-65; CI-154; CI-167; CI-110). Apresenta inclusões de apatita, titanita, opacos, alanita e biotita e/ou está associado a estes minerais.

O piroxênio ocorre esporadicamente e foi identificado nas amostras CI-175; CI-154; CI-226; CI-196; CI-197. Ocorre em cristais subédricos, é incolor e identificado como augita. Apresenta ângulo de extinção $c\Lambda Z = 40^{\circ}$ e 2V em

torno de 45°. Por vezes observa-se maclamento simples do tipo {100}. Geralmente observam-se inclusões de minerais opacos, apatita, titanita euédrica (esta por vezes com inclusões de opacos). É comum associar-se a aglomerados de cristais de biotita subédrica. Acha-se por vezes fraturado e com as fraturas preenchidas por óxido de ferro.

O K-feldspato identificado foi a microclina e quando presente ocorre em pequenas quantidades. Predomina a microclina de caráter tardio, geralmente envolvendo os demais minerais. Em algumas amostras (CI-65; CI-154) em quantidades mínimas, encontra-se a microclina subédrica e com maclamento albita-periclina nítido.

Nas variedades com muscovita, este mineral apresenta-se sob dois tipos. A muscovita primária, euédrica, aparece inclusa no plagioclásio e intercrescida na biotita. A muscovita de alteração está presente, em forma de pequenas palhetas alongadas e sempre como produto de alteração do plagioclásio associada ao epídoto de alteração do mesmo.

A titanita ocorre em cristais euédricos (titanita I) e anédricos (titanita II). A titanita I ocorre sempre associada e/ou inclusa em biotita e anfibólio e, mais raramente, como inclusão em plagioclásio e piroxênio (CI-175). É comum apresentar inclusões de opacos. Seu pleocroísmo varia de marrom escuro (Z ≥ Y) a marrom (X). A titanita II geralmente acompanha os planos de clivagem da biotita e tende a contornar os contatos biotita/biotita e mais raramente biotita/hornblenda e hornblenda/hornblenda (CI-25). Normalmente está associada e/ou com inclusões de minerais opacos.

Geralmente observam-se dois tipos de epídoto. O epídoto I (primário) apresenta-se predominantemente sob a forma de cristais euédricos a subédricos sempre associados, incluso e/ou rodeando a biotita (Fig. 25). Ocorre também, com menor frequência, em cristais anédricos associados a titanita e alanita (por vezes rodeia a alanita) e tende a acompanhar o contato biotita/biotita. Ocorre também associado ao anfibólio e demais acessórios, mais comumente a titanita. Normalmente ocorre em agregados de cristais. O epídoto II é de caráter tardio. Ocorre com frequência no interior do plagioclásio, com morfologia pris-

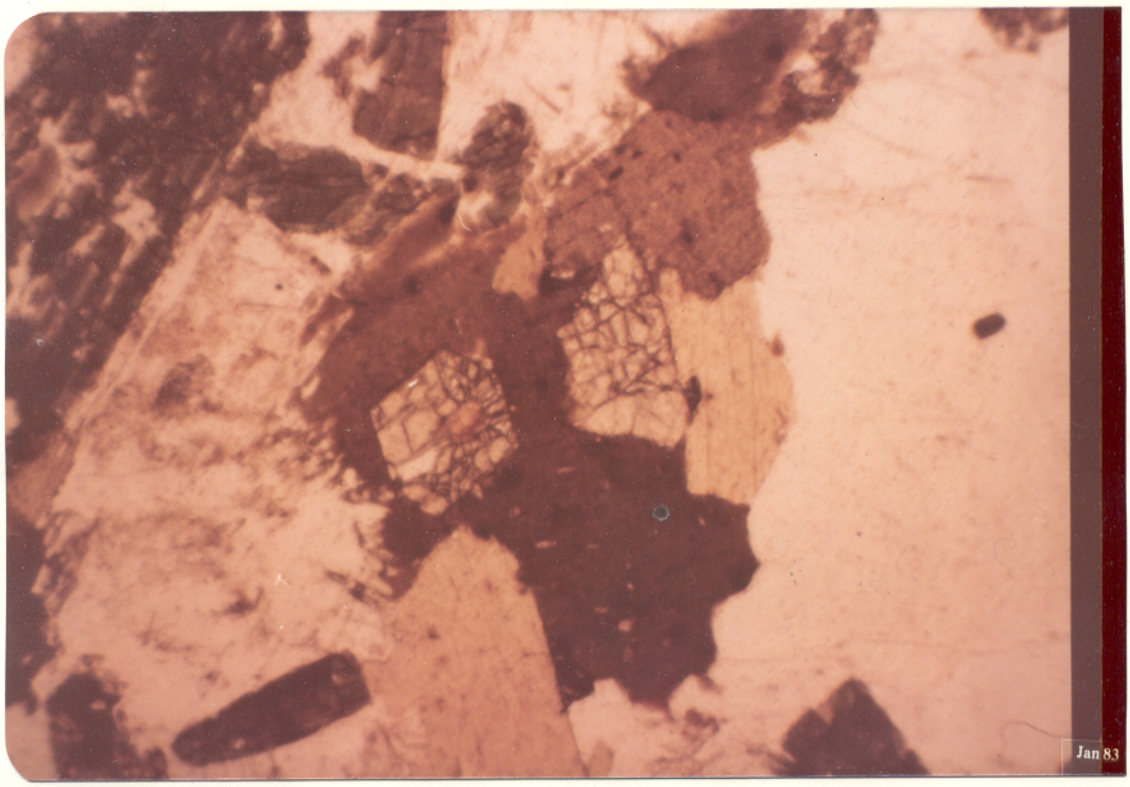


Figura 25 - Detalhe de um cristal de epídoto (euédrico) rodeando um pequeno cristal de alanita e por sua vez sendo rodeado por biotita. Observa-se também hornblenda em cristal bem desenvolvido (parte superior esquerda da foto). Tonalito tipo Conceição (CI-169). N//.40x.

mática alongada, em pequenos cristais geralmente paralelos entre si. Morfologicamente é distinguido dos demais pelo seu hábito colunar e provavelmente provém da alteração do plagioclásio.

A alanita ocorre predominantemente em forma de cristais euédricos a subédricos, por vezes maclada e zonada, geralmente rodeada por epídoto primário. Seu pleocroísmo varia de marrom amarelado (Z = Y) a amarelo (X). Normalmente ocorre como inclusão na biotita e mais raramente no anfibólio e/ou associado a esses minerais.

Os demais acessórios ocorrentes neste tipo de rocha são apatita, zircão e opacos.

A actinolita foi identificada localmente nas amostras (CI-40 e CI-167). Apresenta pleocroísmo fraco variando de verde pálido (Z = Y) a incolor (X) e ângulo de extinção em torno de cΛZ - 12º-14º. É proveniente provavelmente da alteração do piroxênio e talvez da hornblenda.

5.4 Granodiorito Serra Branca

Este maciço ocorre a sudeste e a 13 km da cidade de Itaporanga. Possui forma "ovalada" com eixo maior de aproximadamente 8 km (Fig. 26).

Esta rocha é leucocrática, equigranular e tem caráter maciço, apresentando cristais visíveis macroscopicamente de quartzo, feldspato e biotita.

Possui textura granular hipidiomórfica com cristais mais desenvolvidos de plagioclásio e microclina, com dimensões variando em torno de 5 a 2 mm (Fig. 27). Estes cristais são envolvidos por cristais menores de plagioclásio, quartzo, microclina pertítica, biotita, piroxênio, titanita e acessórios, cujas dimensões variam em torno de 1 mm. O plagioclásio incluso na microclina ou em contato com a mesma, possui bordas mais sódicas nas quais por vezes desenvolvem-se estruturas mirmequíticas. Essas restringem-se apenas às bordas dos cristais de plagioclásio. O plagioclásio apresenta maclamento complexo, como albita-carlsbad, albita-periclina e outros.

Figura 26 - Vista geral do maciço Serra Branca constituído de granodiorito.

Figura 27 - Aspecto geral da textura mostrando o plagioclásio (com alteração para epídoto), piroxênio, microclina, biotita e raro quartzo. Granodiorito Serra Branca (CI-114). NX.10x.

Esta rocha possui a seguinte composição mineralógica (Tabela 2): plagioclásio (41.25%), quartzo (26.7%), biotita (16.5%), microclina (5.9%), piroxênio (3.45%), titanita (1.65%), epídoto (2.45%) e outros acessórios (2.1%).

O quartzo ocorre em cristais predominantemente anédricos, em sua maioria fraturados e com forte extinção ondulante. Seus contatos apresentam-se ora irregulares, ora retilíneos, os últimos sobretudo quando em contato com o plagioclásio euédrico tendem a acompanhá-lo. Quando fraturados, por vezes, seus planos de fraturas estão preenchidos por pequenas palhetas de sericita e estas localmente tendem a acompanhar os cristais de quartzo. Ocasionalmente observam-se agregados de cristais de quartzo, nos quais distingue-se cristais individuais fraturados, cujas porções, ainda não totalmente separadas, apresentam orientação ótica diferente. Alguns cristais apresentam inclusões de rutilo, apatita, zircão e titanita.

Os cristais de plagioclásio são predominantemente euédricos a subédricos (Fig. 28). Apresentam maclamento complexo, ocorrendo maclas albita-periclina (predominante), albita-carlsbad e albita. Sua composição varia em torno de An_{32-28}. De um modo geral apresentam um zoneamento irregular, raramente concêntrico, sendo perceptível em alguns cristais as bordas mais sódicas. Nas porções mais albíticas, em contato com K-feldspato, frequentemente encontra-se textura mirmequítica bem desenvolvida. Em geral apresentam-se parcial e por vezes totalmente saussuritizados, predominando como mineral de alteração o epídoto. Alguns cristais apresentam inclusões de muscovita primária ao longo de seus planos de clivagem e, distribuídos aleatoriamente, rutilo, zircão, apatita e titanita.

O feldspato potássico é a microclina pertítica, ocorrendo predominantemente sob a forma subédrica a anédrica. O maclamento é do tipo albita-periclina (típico) bem nítido. A pertita é do tipo "flame" e pouco desenvolvida. Frequentemente a microclina envolve cristais de titanita, alanita, biotita, quartzo (subédrico), plagioclásio, com bordas albíticas, piroxênio (raro) e apatita.

Os cristais de biotita ocorrem frequentemente em cristais subédricos e, por vezes, anédricos. Seu pleo-

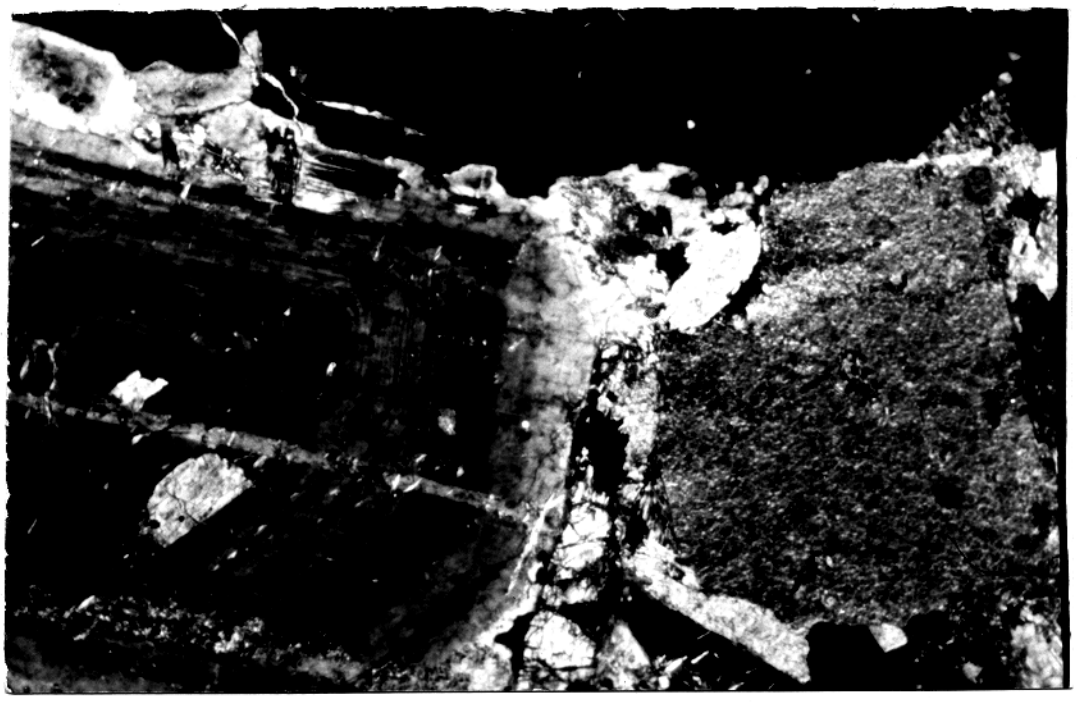


Figura 28 - Detalhe de um cristal de plagioclásio zonado, observando-se também cristais de piroxênio, biotita e quartzo. Granodiorito Serra Branca (CI-175). NX. 40x.

croísmo varia de Z = Y = marrom avermelhado a marrom amarelado a X = amarelo pálido. Ocorrem geralmente sob a forma de agregados aos quais encontram-se associados e/ou inclusos os minerais acessórios. Apresentam inclusões de zircão com halos pleocróicos, apatita, titanita (I e II), epídoto primário, opacos e alanita rodeada por epídoto.

O piroxênio é do tipo augita (?) em cristais subédricos, incolores com ângulo de extinção $c\Lambda Z = 54°$, $2V_Z$ em torno de 60°. Localmente ocorrem cristais bem desenvolvidos, por vezes fraturados, apresentando inclusões de biotita, titanita, apatita e opacos. Ocasionalmente observa-se uma tonalidade esverdeada nos cristais de piroxênio ao longo de suas fraturas e bordas, que reflete a sua alteração para actinolita.

A titanita ocorre sob a forma de cristais euédricos e subédricos (titanita I), associada e/ou inclusa em biotita, piroxênio, quartzo, microclina e está por vezes rodeada por epídoto. Apresenta inclusões de opacos e apatita. A titanita II é predominantemente anédrica ocorrendo sob a forma de agregados de pequenos cristais comumente associados a opacos. Em geral acompanha o plano de clivagem da biotita e/ou tende a contorná-la. A titanita em geral possui um pleocroísmo variando de Z = Y = marrom escuro a X = marrom claro.

Os cristais de alanita são subédricos e geralmente estão contornados por epídoto. Apresenta-se em geral associada e/ou inclusa na biotita.

Os demais minerais acessórios, como apatita, epídoto, rutilo, zircão e opacos, ocorrem em pequena quantidade na rocha.

5.5. Granodiorito Porfirítico Tipo Itaporanga

O maciço Itaporanga apresenta forma ovalada. Ocorre a leste e nordeste da cidade de Itaporanga. É constituído de granodiorito porfirítico, cujo tamanho dos fenocristais de feldspato varia de 2,0 cm a 9,0 cm, e a dimensão dos minerais félsicos da matriz oscila entre 2 e 5 mm. É uma rocha leucocrática a mesocrática e é mineralogicamente constituída por fenocristais de feldspato (e alguns de quartzo) numa matriz

de quartzo, feldspatos, biotita e anfibólio (Figs. 29 e 30).

O granodiorito possui textura porfirítica (Figs. 31 e 32), com fenocristais de microclina pertítica, por vezes de plagioclásio e esporadicamente de quartzo, sendo os maiores de microclina. Os fenocristais encontram-se imersos numa matriz granular hipidiomórfica, com tamanho médio dos cristais de 3 mm, constituída por quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita, anfibólio, piroxênio e acessórios. Frequentemente os minerais máficos tendem a formar aglomerados aos quais os acessórios se encontram associados e/ou inclusos e por vezes estes agregados de máficos tendem a contornar os fenocristais.

O granodiorito tipo Itaporanga é geralmente um biotita-granodiorito, em que este mineral é o único máfico presente. Ocorrem também variedades com biotita e anfibólio, em que a biotita predomina e, raramente, tem-se rochas com biotita, piroxênio e anfibólio.

O quartzo ocorre sob a forma de cristais anédricos com extinção fortemente ondulante, bastante fraturados. É comum um cristal bastante fraturado apresentar porções com orientação ótica diferente parecendo um "aglomerado" de vários cristais com contatos irregulares. Localmente tende a contornar fenocristais de microclina e por vezes plagioclásio, subédricos. Alguns cristais apresentam inclusões de apatita, opacos, rutilo e inclusões líquidas.

O K-feldspato é a microclina pertítica, com maclamento típico bem visível (Fig. 33). Ocorre como fenocristais de forma euédrica a subédrica. A pertita geralmente é do tipo "flame", por vezes bem desenvolvida, ocorrendo também o tipo "patch", segundo a classificação de Alling (1938) (in Deer et al., 1963). Alguns cristais apresentam lamelas de pertita, dispostas segundo duas direções preferenciais formando ângulo de 90º entre si. Por vezes tanto nos fenocristais, quanto nos minerais da matriz, encontra-se o maclamento tipo Carlsbad (CI-171; CI-224; CI-227), além do tipo albita-periclina. Apresenta inclusões de plagioclásio euédrico com bordas sódicas, sendo estes cristais menores que os da matriz. Os cristais da matriz são subédricos a anédricos, apresentam pertitas do tipo "flame" e estão muito pouco caulinitizados. Apresentam inclusões de

Figura 29 - Vista geral do granodiorito tipo Itaporanga às proximidades da cidade de Itaporanga.

Figura 30 - Vista geral do Maciço de Granodiorito tipo Itaporanga às proximidades da cidade de Itaporanga.

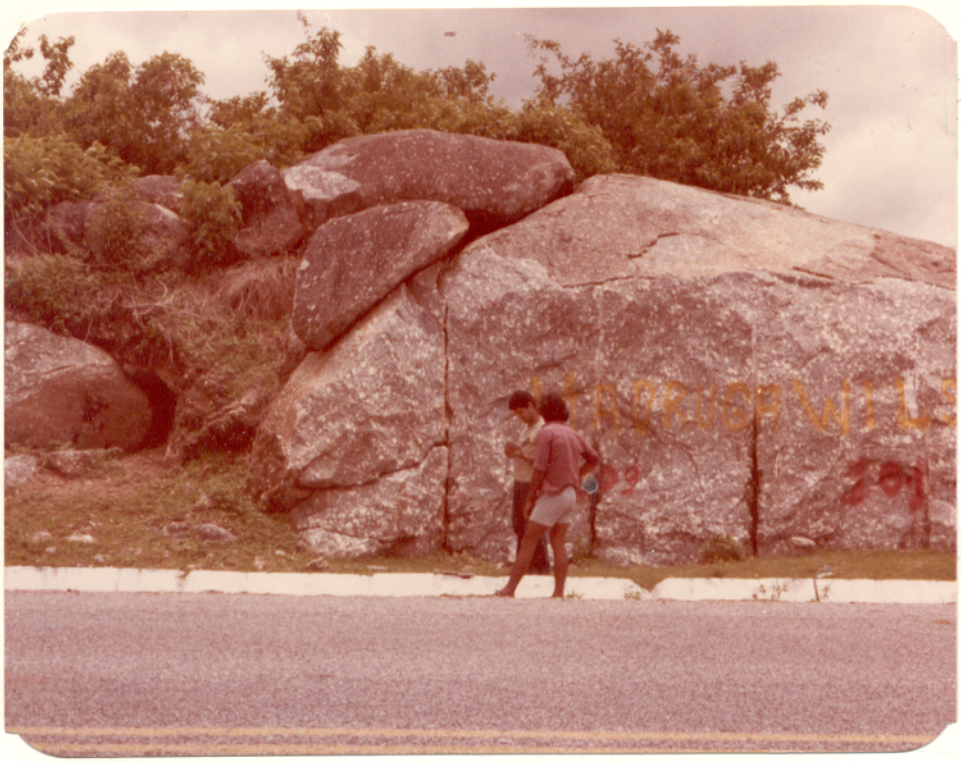


Figura 31 - Pedreira do granodiorito porfirítico Itaporanga mostrando a não orientação dos fenocristais de feldspato.

Figura 32 - Aspecto da textura porfirítica do granodiorito Itaporanga onde se observa cristais bem desenvolvidos de feldspato.

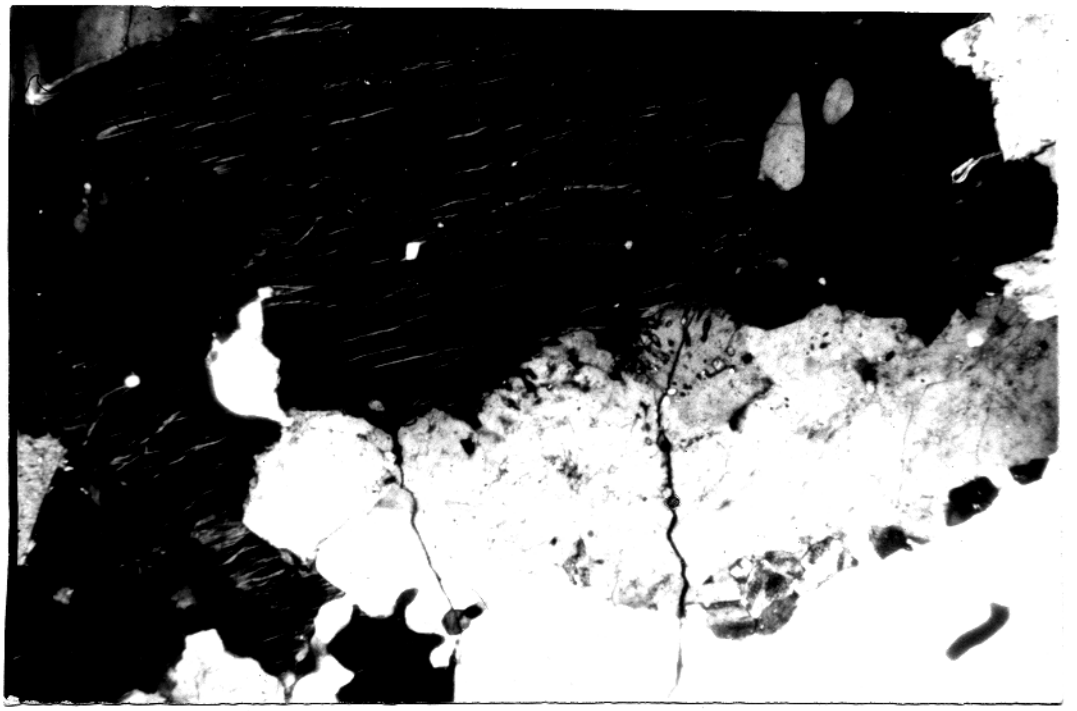


Figura 33 - Cristal de microclina pertítica em contato com cristal de plagioclásio, vendo-se mirmequita no contato dos dois minerais. Observa-se ainda quartzo e rara biotita. Granodiorito porfirítico tipo Itaporanga (CI-119) NX.120x.

biotita, apatita e opacos.

O plagioclásio ocorre sob a forma de cristais subedrais chegando a euédricos, tanto os fenocristais como os componentes da matriz. O maclamento é frequentemente do tipo albita-carlsbad, ocorrendo também o maclamento complexo tipo albita-periclina-carlsbad. Alguns cristais apresentam zoneamento irregular e/ou concêntrico e regular com composição entre An_{35-32} (núcleo) e An_{28-26} (borda). A mirmequita é observada tanto individualizada, quanto nos contatos entre o plagioclásio e o K-feldspato. Os cristais de plagioclásio acham-se por vezes parcialmente saussuritizados (geralmente no núcleo do cristal) e, com menor frequência, caulinitizados. Observa-se inclusões de apatita, opacos, epídoto e biotita, esta com ou sem inclusões de alanita e titanita. Os cristais de plagioclásio inclusos na microclina são mais caulinitizados.

A biotita é o máfico predominante neste tipo de rocha e ocorre geralmente formando aglomerados de cristais subédricos a euédricos associados aos demais máficos (hornblenda). Apresenta pleocroísmo variando de Z = Y = marrom escuro, por vezes esverdeado (CI-186; CI-224), ou marrom avermelhado (CI-184; CI-171; CI-172; CI-227; CI-228; CI-229) a X = amarelo pálido ou amarelo amarronzado. É comum os cristais apresentarem bordas esverdeadas. Contém inclusões de epídoto, apatita, opacos, zircão, titanita (subédrica a euédrica), alanita (por vezes rodeada por epídoto). É frequente a presença de halos pleocróicos, principalmente na biotita de coloração avermelhada. Por vezes estes aglomerados de biotita tendem a contornar cristais de plagioclásio (CI-119 e CI-184). São, por sua vez, contornados por cristais de granulação fina e anédricos de titanita, associada ou não a minerais opacos, o que também pode ocorrer ao longo de seus planos de clivagem. Apresenta-se muito pouco alterada para clorita. A biotita iniciou a cristalização antes do anfibólio o que pode ser inferido das relações texturais entre os dois minerais como por exemplo o fato do anfibólio contornar cristais euédricos de biotita.

A hornblenda é geralmente subédrica,raramente chegando a euédrica. Apresenta pleocroísmo de Z = verde escuro, por vezes com tonalidade marrom a Y = verde amarronzado ou mar-

rom esverdeado e X = amarelo pálido, por vezes os cristais apresentam núcleo amarronzado (CI-228) e borda mais verde. O ângulo de extinção cΛZ é da ordem de 17º. Apresenta inclusões de opacos, titanita (subédrica) e apatita. Em alguns cristais pode-se observar o maclamento tipo simples e polissintético {100}.

O piroxênio é raro. Geralmente ocorre em cristais subédricos, de cor neutra. Comumente apresenta-se rodeado pela actinolita, sendo por vezes apenas relíquia, preservado somente no centro desse anfibólio. Alguns cristais apresentam estrutura "schiller". Por vezes apresentam maclamento polissintético {100}, que se estende até a actinolita que o rodeia.

A titanita é o acessório mais abundante destes granodioritos. Ocorre sob a forma de cristais subédricos a euédricos (titanita I) e/ou anédricos (titanita II). A titanita I geralmente está associada com biotita e por vezes com a hornblenda, podendo estar inclusa nestas. Apresenta coloração marrom e inclusões de minerais opacos. A titanita II ocorre em cristais de granulação muito fina, associada a minerais opacos. Comumente acompanha os planos de clivagem da biotita, assim como tende a contorná-la. Raramente ocorre isolada, mas quando o faz, sempre está associada e/ou rodeia minerais opacos anédricos, ocorrendo como pequenos grãos.

A alanita ocorre na forma geralmente euédrica, por vezes zonada, com pleocroísmo variando predominantemente de Z = Y marrom amarelado a X = amarelo pálido. Na amostra CI-171 o pleocroísmo varia de amarelo pálido (Z = Y) a incolor (X) ou é ausente, incolor com porções amarronzadas. Comumente está associada e/ou inclusa na biotita, e mais raramente na hornblenda. Alguns cristais apresentam inclusões de opacos. Por vezes são contornados por epídoto (CI-224) incluso na biotita.

Os demais acessórios encontrados neste tipo de rocha são zircão, opacos e apatita. Eles têm tendência euécrica e estão geralmente associados e/ou inclusos na biotita e por vezes na hornblenda.

A actinolita, provavelmente produto de alteração do piroxênio e/ou hornblenda, ocorre em cristais alongados, formando aglomerados. Geralmente rodeia cristais de hornblenda e piroxênio e/ou está associada à óxido de ferro (CI-227). O

pleocroísmo varia de Z = Y = verde pálido a X = incolor. Possui ângulo de extinção em torno de cΛZ = 12°.

5.6 Granito porfirítico tipo Serra da Lagoinha

Este granito forma um maciço "ovalado" a noroeste da cidade de Conceição (Fig. 34). É uma rocha porfirítica de matriz de grão médio e leucocrática. É constituída essencialmente de feldspato, quartzo, biotita e anfibólio. Os fenocristais são de feldspato de colorações branca e rósea, variando de tamanho de 2,5 cm - 4,5 cm enquanto na matriz o grão varia de 0,5 cm - 1,5 cm. Localmente apresenta xenolitos de rochas máficas (Fig. 35).

Para caracterizar o granito porfirítico foram estudadas várias amostras, distribuídas com uma certa regularidade pelo maciço (Anexo 1).

Esta rocha possui textura porfirítica, onde os fenocristais são representados por microclina pertítica e, em algumas amostras observam-se fenocristais de plagioclásio numa matriz equigranular hipidiomórfica onde alguns cristais de plagioclásio, quartzo e microclina atingem um tamanho intermediário entre o predominante na matriz e o dos fenocristais. A matriz é representada por quartzo, plagioclásio, microclina, biotita, anfibólio e acessórios (Fig. 36).

O quartzo ocorre geralmente em cristais anédricos, alguns com extinção ondulante. Alguns cristais ocorrem entre cristais subédricos de plagioclásio, outras vezes ocorrem contornando minerais félsicos e máficos. Raramente contém inclusões de apatita euedral e rutilo. Geralmente seus cristais estão fraturados.

O plagioclásio apresenta-se sob a forma subédrica, podendo alguns fenocristais chegar a euédricos (CI-59; CI-61$_{(1)}$; CI-201 e CI-208). O plagioclásio apresenta zoneamento concêntrico ou mais ou menos irregular e sua composição varia de An_{34-30} nos núcleos dos cristais e An_{26-22} nas bordas. O maclamento é predominantemente do tipo albita-carlsbad. Algumas vezes observam-se maclamentos tipo albita e albita-periclina. O plagioclásio incluso na microclina apresenta bordas mais

Figura 34 - Vista geral da área próximo a cidade de Conceição onde ocorre o tonalito tipo Conceição e o granito porfiríti co tipo Serra da Lagoinha.

Figura 35 - Pedreira do granito Serra da Lagoinha, onde se observa xenolito de rocha máfica.

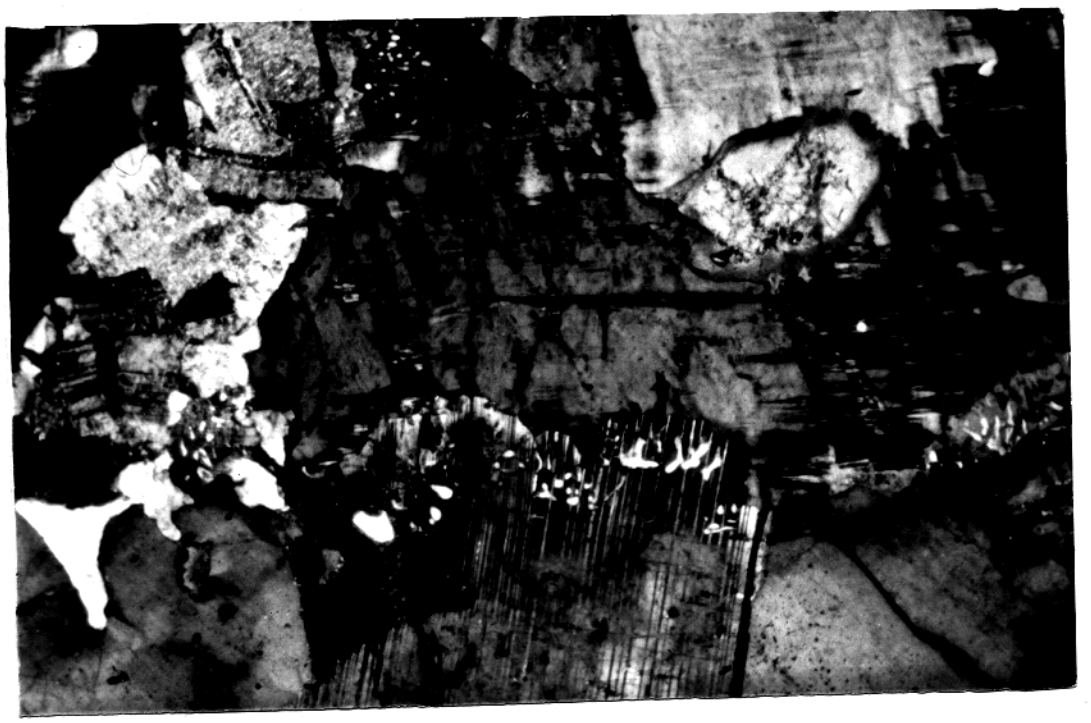


Figura 36 - Aspecto geral da textura porfirítica-hipidiomórfica onde observa-se microclina em cristais mais desenvolvidos, plagioclásio zonado, biotita, quartzo e mirmequita no contato plagioclásio-microclina. Granito porfirítico tipo Serra da Lagoinha (CI-70) NX.40x.

sódicas. Geralmente apresenta inclusões de apatita, zircão, epídoto, opacos, hornblenda e biotita. Em alguns cristais observa-se a presença de mirmequita. Observa-se raramente (CI-208) com zoneamento concêntrico uma alteração na parte mais cálcica, paralela à forma externa do cristal. Menos comumente observa-se a caulinitização do plagioclásio (CI-72).

O K-feldspato é representado pela microclina pertítica com estrutura zonada (?) provavelmente devido a crescimento. Os fenocristais contém geralmente pertitas do tipo "flame" e "patch", predominando o primeiro tipo, e sua forma tende a euédrica, principalmente nos cristais mais desenvolvidos. Nestes fenocristais a caulinitização dá-se comumente no centro dos cristais em áreas de crescimento (?) bem delimitadas. As inclusões mais comuns são de plagioclásio, biotita, hornblenda, quartzo e zircão (Fig. 37).

A biotita é o máfico predominante e ocorre em agregados de cristais subedrais. O pleocroísmo varia de Z = Y = marrom escuro, por vezes avermelhado (CI-59) ou esverdeado (CI-208, CI-193) a X = marrom pálido. Observa-se biotita com bordos esverdeados. Por vezes observa-se o intercrescimento hornblenda/biotita (CI-61(1), CI-59, CI-70, CI-72). Em algumas amostras a clivagem da biotita apresenta-se curvada. Alguns cristais apresentam alteração para clorita. É comum o aparecimento da titanita anédrica e opacos acompanhando o contato dos cristais de biotita/biotita e/ou biotita/anfibólio. Os acessórios como titanita, zircão, apatita, epídoto, alanita e opacos estão frequentemente associados com a biotita e/ou inclusos na mesma.

O anfibólio observado foi do tipo hornblenda, predominantemente subédrica, cujas propriedades óticas são: ângulo de extinção cΛZ = 17°; $2V_X$ = 20°-30°; pleocroísmo varia de Z = verde a verde escuro, Y = marrom esverdeado a X = marrom claro. Os cristais de hornblenda apresentam zoneamento um pouco irregular. Os cristais zonados de anfibólio possuem as seguintes fórmulas de pleocroísmo: no núcleo, Z = verde amarronzado, Y = marrom a marrom esverdeado, X = marrom claro; na periferia, Z = verde a verde escuro, Y = marrom esverdeado a X = marrom claro. As vezes, na periferia dos anfibólios, aparece

Figura 37 - Fenocristal de microclina em contato com anfibólio que rodeia parcialmente um cristal subédrico de biotita. Granito porfirítico tipo Serra da Lagoinha (CI-72). NX.40x.

uma cor verde azulada na direção Z. Geralmente está associado com a biotita e aos acessórios comuns da rocha. Observa-se inclusões de titanita (às vezes rodeando os opacos), apatita, biotita, opacos e alanita. Alguns cristais de anfibólio possuem maclamento polissintético (CI-70) segundo {100}.

A titanita é o acessório mais comum. Ocorre predominantemente sob a forma subédrica, chegando em alguns casos a euédrica. Apresenta cor marrom e está geralmente associada a biotita, hornblenda (ou como inclusões nestes minerais), apatita, zircão, epídoto, alanita e opacos. Por vezes a titanita, tende a rodear os opacos e biotita. Os outros acessórios como apatita, zircão, alanita e epídoto são pouco frequentes.

6 QUIMISMO DAS ROCHAS ÍGNEAS

As rochas ígneas da região de Conceição e Itaporanga possuem composição de K-diorito, tonalito, granodiorito e granito. Com o objetivo de caracterizá-las quimicamente, foram efetuadas um total de 23 análises. A composição química, dos elementos maiores e traços, assim como os valores das razões destes elementos são dados nas tabelas 3, 4a, 4b, 5 e 6. (Detalhes dos métodos analíticos são dados no Anexo 3).

6.1 Elementos maiores

Observando-se as análises químicas dos elementos maiores, em forma de óxidos, dos K-dioritos (tab. 3), verifica-se de modo geral apenas pequenas variações nos conteúdos dos diferentes óxidos de uma amostra para outra. Segundo a classificação de Gulson (1972), estas rochas se enquadram no campo dos dioritos com alto conteúdo em potássio, onde a quantidade de SiO_2 varia de 53-62% e a quantidade de K_2O é maior que 2.5%. Além do conteúdo acentuado de K_2O cujo valor médio é de 3.2% (variando entre 2.7% e 3.8%), característica principal dos K-dioritos, observa-se um valor de SiO_2 na faixa de 51.9% a 52.9% para os K-dioritos da região de Conceição. Embora os teores de SiO_2 estejam abaixo do valor mínimo adotado na classificação de Gulson et al. (1972), a designação de K-diorito foi adotada para estas rochas devido as coincidências do quimismo entre, os K-dioritos como definidos por estes autores e as rochas da região de Conceição-Itaporanga. Os K-dioritos Conceição mostram valores de vários óxidos semelhantes, aos da média de dioritos normais (Nockolds, 1954) (tab. 7) à exceção de MgO e CaO que são mais baixos nos K-dioritos e Na_2O e K_2O que são mais altos nos K-dioritos.

Os tonalitos Conceição possuem um alto conteúdo em minerais ferromagnesianos, em particular de biotita e anfibólio (hornblenda), sendo que em algumas amostras, além destes está presente o piroxênio (augita). Nestas rochas, os minerais ferromagnesianos perfazem em média 25% do total da rocha, com apenas pequenas variações entre as diversas amostras. Estas rochas não possuem variações acentuadas na sua composição química,

Tabela 3: Análises químicas dos K-dioritos

	1	2	3	4	5
SiO_2	52.87	52.24	51.94	52.48	61.94
TiO_2	1.88	1.87	1.74	1.83	0.83
Al_2O_3	17.67	17.54	17.56	17.06	16.08
Fe_2O_3	1.77	1.97	1.56	1.86	0.85
FeO	8.12	7.24	8.20	7.19	4.89
MnO	0.15	0.16	0.18	0.18	0.12
MgO	3.42	3.47	4.17	3.73	2.59
CaO	5.41	6.22	6.33	5.89	4.76
Na_2O	3.51	4.12	3.89	3.75	4.32
K_2O	3.82	3.29	2.78	3.13	3.12
P_2O_5	0.64	0.51	0.38	0.49	0.27
H_2O	0.74	0.67	0.78	0.98	1.19
TOTAL	99.99	99.30	99.51	98.57	100.91
(1/3Si+K)-(Ca+Mg)	5.48	4.33	3.25	4.31	7.28
Fe/Fe+Mg	0.78	0.77	0.75	0.75	0.74
K/K+Na	0.55	0.47	0.44	0.48	0.45
Rb	88	95	66	98	96
Sr	843	641	599	685	804
Zr	229	209	144	195	254
Ba	2204	1630	1649	1637	2041
K/Rb	365	287	355	265	272
$Bax10^3/K$	69.5	59.6	71.4	63	78.8
$Srx10^3/Ca$	21.7	14.4	13.2	15.6	23.6
Rb/Sr	0.10	0.15	0.11	0.15	0.12
Ba/Rb	25.3	17.1	25.4	16.7	21.5
Ba/Sr	2.62	2.54	2.75	2.49	2.54

1 - Augita-biotita-K-diorito (CI-36).

2 - Hornblenda-augita-biotita-K-diorito (CI-46)

3 - Hornblenda-augita-biotita-K-diorito (CI-47)

4 - Hornblenda-augita-biotita-K-diorito (CI-141)

5 - Hornblenda-biotita-K-diorito (Rocha modificada, de contato) (CI-45).

Tabela 4a. : Análise química das rochas tonalíticas do tipo Conceição

	1	2	3	4	5
SiO_2	59.79	62.60	58.50	62.58	63.03
TiO_2	0.87	0.80	1.66	0.94	0.79
Al_2O_3	15.80	15.58	17.14	15.17	16.10
Fe_2O_3	2.15	1.64	2.55	1.85	1.15
FeO	4.18	4.30	4.51	3.94	4.22
MnO	0.12	0.14	0.13	0.13	0.11
MgO	3.23	3.23	3.03	2.95	2.70
CaO	4.92	4.69	5.22	4.54	4.58
Na_2O	3.16	3.50	3.58	3.48	3.50
K_2O	3.10	3.09	3.42	3.41	3.26
P_2O_5	0.27	0.25	0.62	0.27	0.25
H_2O	1.60	1.00	0.84	0.96	0.66
TOTAL	99.19	100.82	101.2	100.22	100.35
(1/3Si+K)-(Ca+Mg)	6.42	7.01	6.38	7.55	7.6
Fe/Fe+Mg	0.71	0.70	0.74	0.71	0.72
K/K+Na	0.52	0.50	0.52	0.53	0.51
Rb	93	92	102	114	105
Sr	325	361	477	352	420
Zr	170	160	182	180	171
Ba	972	1052	1041	1031	975
K/Rb	277	279	278	250	258
$Bax10^3/K$	37.8	41.1	36.7	36.1	36.0
$Srx10^3/Ca$	9.2	10.8	12.7	10.7	12.8
Rb/Sr	0.29	0.25	0.21	0.32	0.25
Ba/Rb	10.4	11.5	10.2	9.0	9.3
Ba/Sr	2.99	2.91	2.18	2.94	2.32

1 - Hornblenda-Biotita-Tonalito-próximo à cidade de Itaporanga (CI-167).
2 - Biotita-Tonalito (CI-169)
3 - Biotita-Hornblenda-Tonalito-próximo à cidade de Conceição (CI-19)
4 - Hornblenda-Biotita-Tonalito-próximo à cidade de Itaporanga (CI-154)
5 - Biotita-Hornblenda-Tonalito-próximo à cidade de Conceição (CI-40).

Tabela 4b. : Análise química das rochas tonalíticas do Tipo Conceição

	6	7	8	9
SiO_2	64.43	65.47	64.16	63.77
TiO_2	0.77	0.98	1.05	1.08
Al_2O_3	16.10	15.70	14.74	16.11
Fe_2O_3	1.06	0.72	1.44	0.62
FeO	4.17	4.10	3.73	3.29
MnO	0.12	0.10	0.11	0.07
MgO	2.59	2.36	2.24	2.03
CaO	4.32	4.18	4.34	4.39
Na_2O	3.43	3.34	3.02	3.71
K_2O	3.45	3.29	3.07	3.61
P_2O_5	0.25	0.23	0.22	0.26
H_2O	0.86	0.68	1.06	1.03
TOTAL	101.5	101.1	99.18	99.97
(1/3Si+K)-(Ca+Mg)	8.25	8.5	8.1	8.6
Fe/Fe+Mg	0.72	0.72	0.74	0.72
K/K+Na	0.53	0.52	0.53	0.52
Rb	109	123	108	125
Sr	453	292	272	372
Zr	174	214	208	232
Ba	985	868	899	1170
K/Rb	262	222	237	240
$Bax10^3/K$	34.4	31.8	35.0	39.0
$Srx10^3/Ca$	14.7	9.8	8.7	11.9
Rb/Sr	0.24	0.42	0.40	0.34
Ba/Rb	9.0	7.0	8.3	9.4
Ba/Sr	2.17	2.97	3.30	3.14

6. Biotita-Tonalito (CI-5)
7. Biotita-Piroxênio-Tonalito-próximo à cidade de Pedra Branca (CI-175)
8. Biotita-Tonalito-próximo à cidade de Pedra Branca (CI-177).
9. Piroxênio-Biotita-Granodiorito Serra Branca (CI-114)

e podem ser consideradas como rochas de composição química "homogênea", entretanto, quando analisamos os dados químicos (tabs. 4a e 4b) com mais detalhe, algumas diferenças se fazem presentes. Quimicamente, o tonalito Conceição possui conteúdos mais elevados em TiO_2, FeO, MgO e K_2O e conteúdos menores em SiO_2 e Na_2O, em relação à média de quartzo-dioritos (Nockolds, 1954), podendo portanto se afirmar que as rochas do tipo Conceição possuem um caráter mais máfico (e também enriquecimento em K), em relação a outras rochas tonalíticas.

Dentre o grupo das rochas tonalíticas do tipo Conceição, observa-se um tipo de rocha de caráter mais félsico representado pelo granodiorito Serra Branca (Ex. CI-114), o qual possui um conteúdo relativamente acentuado de K_2O (3.6) e baixo de FeO (3.3) em relação ao tonalito tipo Conceição, com 3.3% e 4.2% dos mesmos óxidos. No entanto quando comparamos os demais elementos, não se observa variação marcante, apesar do caráter mais félsico do granodiorito Serra Branca. Esta diferença no quimismo está relacionada aparentemente com um menor teor de biotita e maior quantidade de feldspato potássico no granodiorito em relação ao tonalito Conceição.

O granodiorito porfirítico tipo Itaporanga não apresenta grandes variações em sua composição química, ou seja, podemos considerá-lo como sendo de composição "homogênea" (tab. 5). Este granodiorito apresenta analogias com a composição média do granodiorito de Nockolds (1954), contudo o seu conteúdo de TiO_2, FeO, Na_2O e K_2O é mais elevado que o desta, enquanto os conteúdos de SiO_2, MgO e CaO são mais baixos no granodiorito Itaporanga (tab. 9). As amostras deste granodiorito não mostram grande variação química havendo apenas pequenas diferenças entre as amostras mais máficas (CI-178 e CI-184) que apresentam teores menos elevados de SiO_2 (60.9%) e K_2O (4.5%) e mais altos de FeO (4.75%) e as amostras mais félsicas (CI-116 e CI-229), cujos valores destes óxidos são de 64.4%, 5.1% e 3.5%, respectivamente.

As rochas graníticas porfiríticas tipo Serra da Lagoinha, apresentam algumas variações na sua composição química, porém dentro de um intervalo, onde possam ainda ser consideradas como homogêneas. Assim a amostra CI-205 é relativamente máfica e semelhante ao granodiorito Itaporanga, com um con-

Tabela 5: Análises químicas dos granodioritos porfiríticos tipo Itaporanga

	1	2	3	4	5
SiO_2	63.69	63.57	60.72	61.00	65.20
TiO_2	0.70	0.85	1.00	0.90	0.74
Al_2O_3	16.83	16.70	17.17	16.07	16.69
Fe_2O_3	0.67	1.08	1.16	0.89	0.64
FeO	3.77	3.92	4.66	4.84	3.43
MnO	0.12	0.11	0.11	0.14	0.07
MgO	1.26	1.68	1.67	1.68	1.34
CaO	2.64	2.95	3.65	3.04	2.67
Na_2O	4.40	4.28	4.42	4.54	4.12
K_2O	5.06	4.64	4.61	4.34	5.13
P_2O_5	0.28	0.31	0.34	0.38	0.29
H_2O	0.60	0.60	0.54	0.57	0.63
TOTAL	100.02	100.69	100.05	99.29	100.95
(1/3Si+K)-(Ca+Mg)	11.48	10.55	9.67	9.92	11.71
Fe/Fe+Mg	0.82	0.79	0.81	0.81	0.79
K/K+Na	0.56	0.55	0.54	0.52	0.58
Rb	147	129	117	134	138
Sr	448	551	554	502	413
Zr	228	236	346	285	301
Ba	1275	1416	1715	1252	1408
K/Rb	285	298	327	269	308
$Bax10^3/K$	30.3	36.7	44.8	34.7	33.1
$Srx10^3/Ca$	23.7	26.1	21.3	23.1	21.6
Rb/Sr	0.33	0.23	0.21	0.27	0.33
Ba/Rb	8.7	10.9	14.7	9.3	10.2
Ba/Sr	2.85	2.57	3.09	2.49	3.40
$Srx10^3/Ca+K$	7.4	9.1	8.6	8.7	6.7

1 - Biotita-Granodiorito (CI-116)

2 - Biotita-Hornblenda-Granodiorito (CI-119)

3 - Hornblenda-Biotita-Granodiorito (CI-178)

4 - Biotita-Granodiorito (CI-184)

5 - Biotita-Granodiorito (CI-229)

teúdo de SiO_2 de 61.6% e teores mais elevados em TiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO e CaO (tab. 6), enquanto que as outras amostras deste granito analisadas não mostram estas variações acentuadas no teor dos vários elementos maiores.

6.2 Elementos traços

Os elementos traços Rb, Sr, Zr e Ba, foram analisados nas variedades de rochas ígneas definidas neste trabalho. Suas variações dentro de cada grupo e as razões de elementos são discutidas e interpretadas neste capítulo.

Como já foi observado, tem-se na região uma variação desde rochas mais máficas, representada pelo K-diorito, até rochas mais félsicas (granito porfirítico Serra da Lagoinha), passando por rochas de composição intermediária (tonalito e granodiorito) entre os tipos extremos.

O Rb tem um comportamento variando de 66-98 ppm no K-diorito (valor médio de 86 ppm); aumentando no tonalito para 92-125 ppm (valor médio de 108 ppm), e ainda mais no granodiorito porfirítico Itaporanga, onde seus valores variam de 117-147 ppm (valor médio de 133 ppm). No granito porfirítico Serra da Lagoinha este valor varia em uma faixa mais ampla, de 115-176 ppm (possuindo valor médio de 139 ppm) semelhante ao encontrado no granodiorito porfirítico Itaporanga. Observando-se assim, um aumento progressivo, nos teores deste elemento em direção à rocha mais félsica, por vezes com valores superpostos.

O elemento Sr possui um comportamento no K-diorito variando de 599-843 ppm (valor médio de 692 ppm); no tonalito há uma diminuição no conteúdo de Sr que varia na faixa de 272-477 ppm (valor médio de 369 ppm); no granodiorito porfirítico Itaporanga, estes valores aumentam, em relação aos do tonalito, e variam de 413-554 ppm (valor médio de 493 ppm) e no granito porfirítico Serra da Lagoinha o Sr varia numa faixa mais ampla de 322-552 ppm (média de 440 ppm), semelhante aos valores obtidos no granodiorito porfirítico Itaporanga. Observa-se assim que há uma certa analogia entre os vários tipos quanto ao teor de Sr.

O Zr tem um teor que varia no K-diorito de

Tabela 6: Análises químicas do granito porfitítico tipo Serra da Lagoinha

	1	2	3	4
SiO_2	61.61	66.53	66.53	68.51
TiO_2	0.93	0.68	0.59	0.47
Al_2O_3	16.46	15.10	15.75	15.53
Fe_2O_3	0.80	0.89	0.36	0.21
FeO	4.14	2.85	3.05	2.43
MnO	0.10	0.06	0.06	0.05
MgO	1.67	1.08	0.73	0.65
CaO	3.09	2.16	2.02	2.16
Na_2O	4.52	4.07	3.67	4.36
K_2O	5.19	5.08	5.47	4.17
P_2O_5	0.38	0.24	0.18	0.13
H_2O	0.90	0.71	0.43	0.31
TOTAL	99.79	99.45	98.84	98.98
(1/3Si+K)-(Ca+Mg)	10.7	12.4	13.0	12.2
Fe/Fe+Mg	0.79	0.81	0.85	0.83
K/K+Na	0.56	0.58	0.62	0.51
Rb	129	137	176	115
Sr	483	406	322	552
Zr	441	337	360	125
Ba	1245	956	1250	1267
K/Rb	334	308	258	301
$Bax10^3/K$	28.9	22.7	27.5	36.6
$Srx10^3/Ca$	21.9	26.3	22.3	35.8
Rb/Sr	0.27	0.34	0.55	0.21
Ba/Rb	9.6	7.0	7.1	11.0
Ba/Sr	2.58	2.35	3.88	2.3
$Srx10^3/Ca+K$	7.4	7.1	5.5	11.0

1 - Biotita-Granito (CI-205)

2 - Hornblenda-Biotita-Granito (CI-208)

3 - Biotita-Granito (CI-193)

4 - Biotita-Granito (CI-201)

144-229 ppm (com valor médio de 193 ppm); no tonalito estes valores aumentam muito ligeiramente e oscilam na faixa de 160-232 ppm (valor médio de 188 ppm); no granodiorito porfirítico Itaporanga estes valores aumentam, em relação aos do tonalito, e variam de 228-346 ppm (com valor médio de 279 ppm) e no granito porfirítico Serra da Lagoinha estes valores distribuem-se numa faixa bem ampla, variando de 125-441 ppm (valor médio de 315 ppm). Observa-se que os valores médios obtidos no K-diorito e tonalito são semelhantes, enquanto que os valores médios no granodiorito e granito são próximos, porém elevados em relação aos do K-diorito e tonalito.

O elemento Ba tem um comportamento distinto em termos de teor entre todos os outros elementos traços analisados. Sua variação no K-diorito é na faixa de 1630-2204 ppm (valor médio de 1780 ppm); nas rochas tonalíticas o Ba diminui em seu conteúdo, em relação ao K-diorito, e varia na faixa de 868-1170 ppm, e seu valor médio é de 1000 ppm; no granodiorito porfirítico Itaporanga o conteúdo de Ba aumenta em relação as rochas tonalíticas, e varia na faixa de 1252-1715 ppm (com valor médio de 1414 ppm) e no granito porfirítico Serra da Lagoinha seu conteúdo diminui e varia na faixa de 956-1267 ppm, com valor médio de 1179 ppm. É de se notar que estes valores de Ba são bastante elevados quando comparados com valores obtidos em outras séries de rochas calco-alcalinas e que, tal como acontece com o Sr, há uma certa homogeneidade entre os vários tipos, com valores sempre relativamente elevados de Ba.

6.3 Diagrama de variação dos elementos

Os diagramas de variação têm sido utilizados desde Harker (1909) (in Turner & Verhoogen, 1960) para indicar tendências de evolução magmática. Esses diagramas também podem indicar a existência ou não de similaridade entre rochas associadas.

Harker (1909) (in Turner & Verhoogen, 1960) projetou as percentagens em peso dos principais óxidos de cada rocha analisada em relação a percentagem em peso de SiO_2. Larsen (1938) (in Carmichael et al., 1974) correlacionou a química da evolução magmática plotando a percentagem em óxidos versus

{(1/3 SiO_2+K_2O) - (CaO+MgO+FeO)}. Nockolds e Allen (1953) modificaram este fator para demonstrar principalmente a variação dos elementos traços em relação aos componentes maiores: o fator modificado foi definido como (1/3 Si+K) - (Ca+Mg).

Os conteúdos dos elementos maiores e traços, assim como as razões Fe/Fe+Mg e K/K+Na foram plotados em diagramas de variação versus o Índice de Larsen, modificado segundo Nockolds e Allen (Fig. 38a, 38b, 39), com o objetivo de possibilitar interpretações petrogenéticas. Neste diagrama, a variação dos grupos de rochas da região de Conceição-Itaporanga, em relação ao Índice de Larsen é a seguinte: o K-diorito varia de 3.2-5.5; o tonalito Conceição de 6.3-8.6; o granodiorito porfirítico Itaporanga varia de 9.7-11.7 e o granito porfirítico Serra da Lagoinha de 10.7-13.0, definindo assim campos individualizados com exceção dos dois últimos tipos onde há uma certa sobreposição.

6.3.1 Comportamento dos Elementos Maiores

Em relação ao Índice de Larsen, o Si apresenta valores mais baixos na rocha mais máfica (K-diorito) enquanto que no tonalito Conceição nota-se que este elemento aumenta ligeiramente com o aumento do Índice de Larsen; no granodiorito porfirítico Itaporanga há também uma leve tendência de aumento, com o aumento do Índice de Larsen, no entanto seus valores sobrepõem-se aos valores médios do tonalito Conceição. No granito porfirítico Serra da Lagoinha observamos que estes valores são relativamente elevados em relação aos do granodiorito porfirítico Itaporanga, entretanto seus valores médios se sobrepõem parcialmente aos valores mais acentuados do granodiorito porfirítico Itaporanga.

No Ti observa-se que os valores mais altos correspondem ao K-diorito e que eles permanecem constantes nestas rochas, com o aumento do Índice de Larsen. No tonalito Conceição, granodiorito porfirítico Itaporanga e granito porfirítico Serra da Lagoinha estes valores permanecem praticamente constantes, mas com valores mais baixos, quando comparados com seu comportamento no K-diorito, com o aumento do Índice de Larsen. Porém nota-se um ligeiro decréscimo com o aumento do Ín-

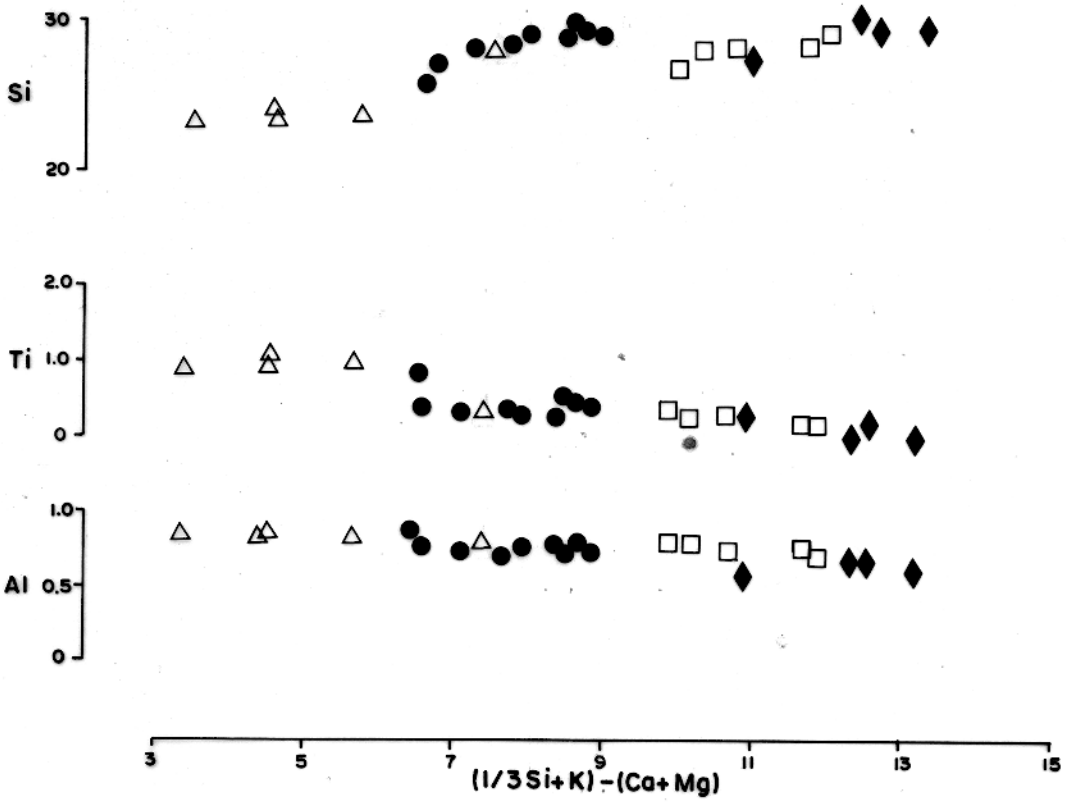


FIGURA 38a - DIAGRAMA DE VARIAÇÃO DE ELEMENTOS MAIORES EM RELAÇÃO AO ÍNDICE DE LARSEN MODIFICADO POR NOCKOLDS E ALLEN, (1953).

△ K-DIORITO
● TONALITO CONCEIÇÃO
□ GRANODIORITO ITAPORANGA
♦ GRANITO SERRA DA LAGOINHA

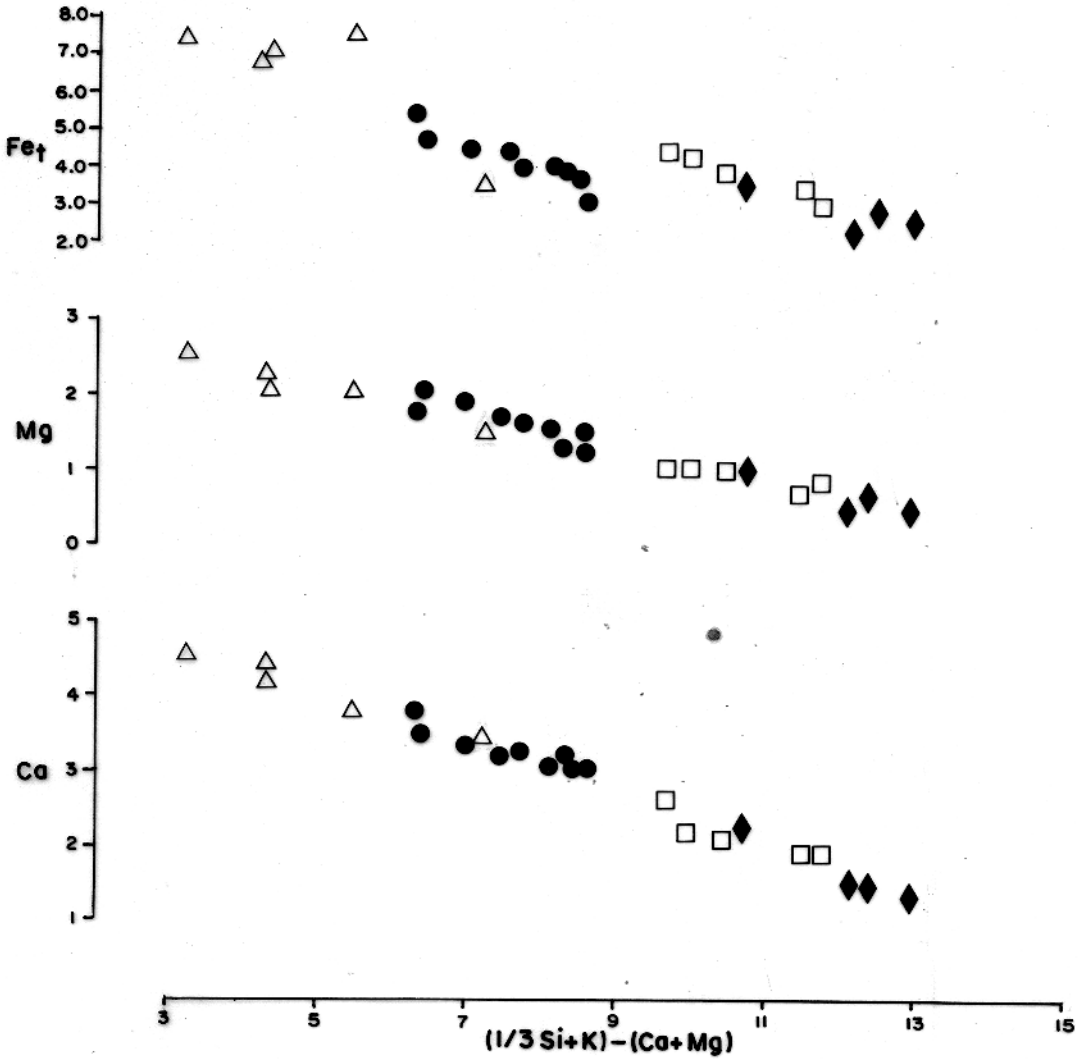


FIGURA 38b - DIAGRAMA DE VARIAÇÃO DE ELEMENTOS MAIORES EM RELAÇÃO AO ÍNDICE DE LARSEN MODIFICADO POR NOCKOLDS E ALLEN, (1953).

△ K-DIORITO
● TONALITO CONCEIÇÃO
□ GRANODIORITO ITAPORANGA
♦ GRANITO SERRA DA LAGOINHA

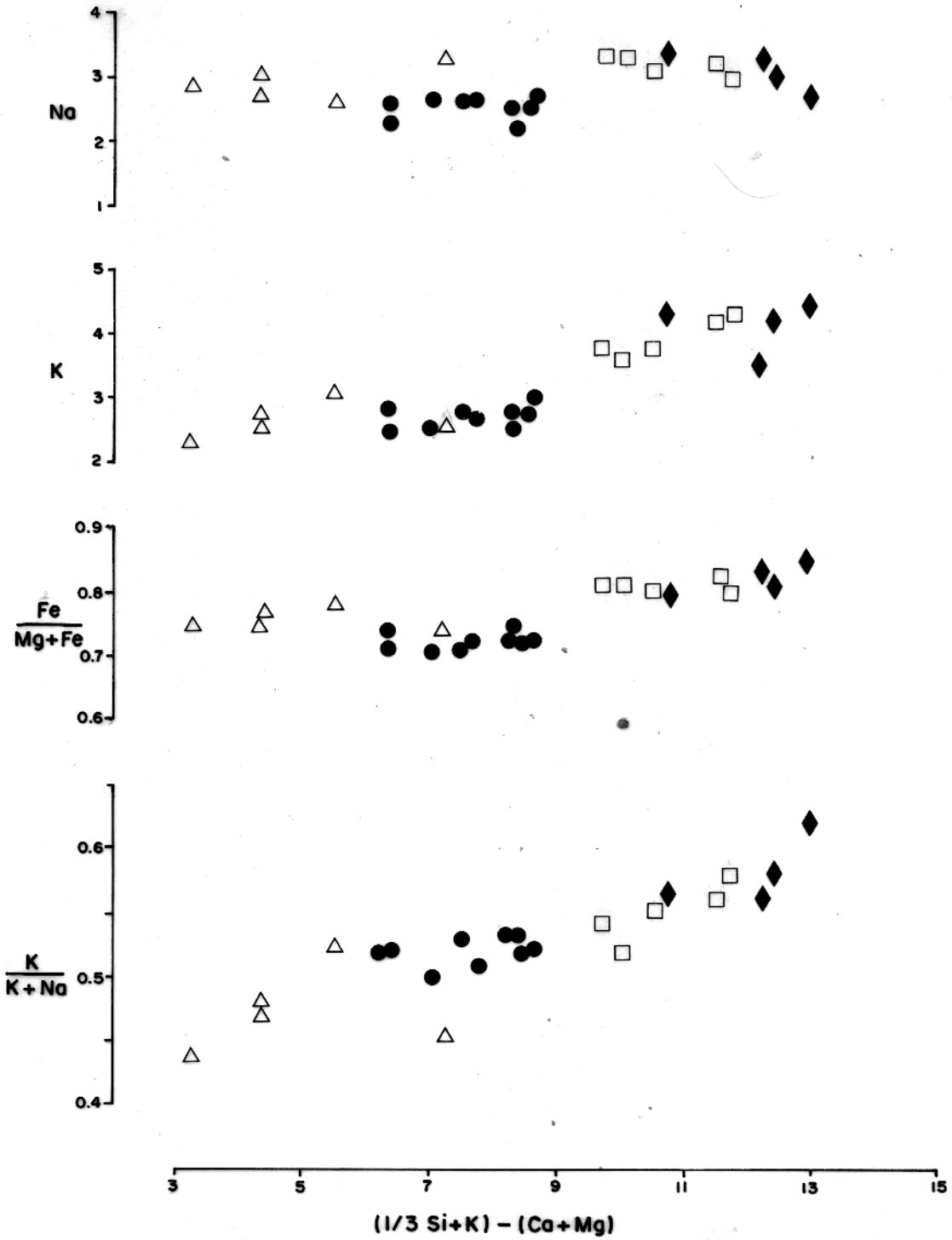


FIGURA 39 - DIAGRAMA DE VARIAÇÃO DE ELEMENTOS MAIORES E RAZÃO DE ELEMENTOS EM RELAÇÃO AO ÍNDICE DE LARSEN MODIFICADO POR NOCKOLDS E ALLEN, (1953).

△ K-DIORITO
● TONALITO CONCEIÇÃO
□ GRANODIORITO ITAPORANGA
♦ GRANITO SERRA DA LAGOINHA

dice de Larsen nos valores do granito porfirítico Serra da Lagoinha.

O Al no K-diorito apresenta teores ligeiramente mais altos que no tonalito Conceição e granodiorito porfirítico Itaporanga. Em cada uma dessas rochas os teores permanecem constantes com o aumento do Índice de Larsen. No granito porfirítico Serra da Lagoinha os teores são os mais baixos do conjunto de rochas.

No Fe_t os valores mais altos são observados no K-diorito em relação aos demais grupos. No tonalito Conceição seus valores decrescem com o aumento do Índice de Larsen. Nos granodiorito porfirítico Itaporanga e granito porfirítico Serra da Lagoinha estes valores também diminuem, com o aumento do Índice de Larsen, mas os valores mais altos de Fe_t do granodiorito porfirítico Itaporanga são mais elevados que os valores no tonalito para Índices de Larsen mais baixos.

O Mg e o Ca possuem comportamentos semelhantes, decrescendo seus valores desde as rochas mais máficas até o grupo mais félsico, com o aumento do Índice de Larsen. Este comportamento é semelhante ao que ocorre nas rochas calco-alcalinas.

O elemento Na, no K-diorito e no tonalito Conceição possuí valores decrescentes, com o aumento do Índice de Larsen. No granodiorito porfirítico Itaporanga e no granito porfirítico Serra da Lagoinha seus valores são mais altos em relação aos outros dois grupos anteriormente citados, porém possuem igualmente valores decrescentes com o aumento do Índice de Larsen.

No K observa-se nitidamente um aumento no teor deste elemento (na faixa de 2.3-2.8%) no K-diorito, o qual se dá concomitantemente com o aumento do Índice de Larsen. No tonalito a variação deste elemento é pequena (na faixa de 2.5-3.0%), valores estes semelhantes aos do K-diorito, apesar do aumento do Índice de Larsen. No granodiorito porfirítico Itaporanga e no granito porfirítico Serra da Lagoinha os valores deste elemento são de mesma ordem, elevados em relação às demais rochas e crescem com o aumento do Índice de Larsen.

O comportamento dos elementos Si, Fe_t e Na em relação ao aumento do Índice de Larsen nas rochas dos maciços de Conceição e Itaporanga, não é compatível com o trend de variação destes elementos reconhecido nas séries de rochas calco-alcalinas (Nockolds & Allen, 1953; Larsen, 1948). Entretanto outros elementos como Mg e Ca possuem comportamento semelhante à série de rochas calco-alcalinas, ou seja, estes elementos sofrem um decréscimo regular com o aumento do Índice de Larsen, o que pelo menos em parte é devido ao peso das concentrações destes elementos que influenciam bastante os valores do Índice de Larsen. Os elementos Ti, Al e K não mostram acentuadas diferenças quando comparados às séries de diferenciação mencionadas.

6.3.2 Comportamento dos elementos traços

Os conteúdos dos elementos traços (Rb, Sr, Ba e Zr), são dados nas tabelas 3, 4a, 4b, 5 e 6, e os teores dos três primeiros são colocados contra o Índice de Larsen modificado por Nockolds e Allen (1953), na fig. 40.

No diagrama da fig. 40, os teores de Rb mostram um aumento em direção ao grupo mais félsico representado pelo granito porfirítico Serra da Lagoinha, com os valores mais altos do Índice de Larsen.

No caso do Sr há uma certa variação quando colocado no diagrama (Fig. 40). No K-diorito este elemento possui valores mais altos (850-600 ppm) que nos demais grupos de rochas, e os seus teores aumentam significativamente com o aumento do Índice de Larsen. No tonalito os valores variam de 500-270 ppm, e nota-se uma certa dispersão e um ligeiro decréscimo neste grupo, com o aumento do Índice de Larsen. No granodiorito porfirítico Itaporanga os teores (550-400 ppm) são algo mais elevados que os do tonalito Conceição (embora alguns valores estejam superpostos com os valores mais altos do tonalito Conceição) e tendem a decrescer com o aumento do Índice de Larsen. No granito porfirítico Serra da Lagoinha, os teores se superpõem aos do granodiorito porfirítico Itaporanga e tendem a decrescer com o aumento do Índice de Larsen.

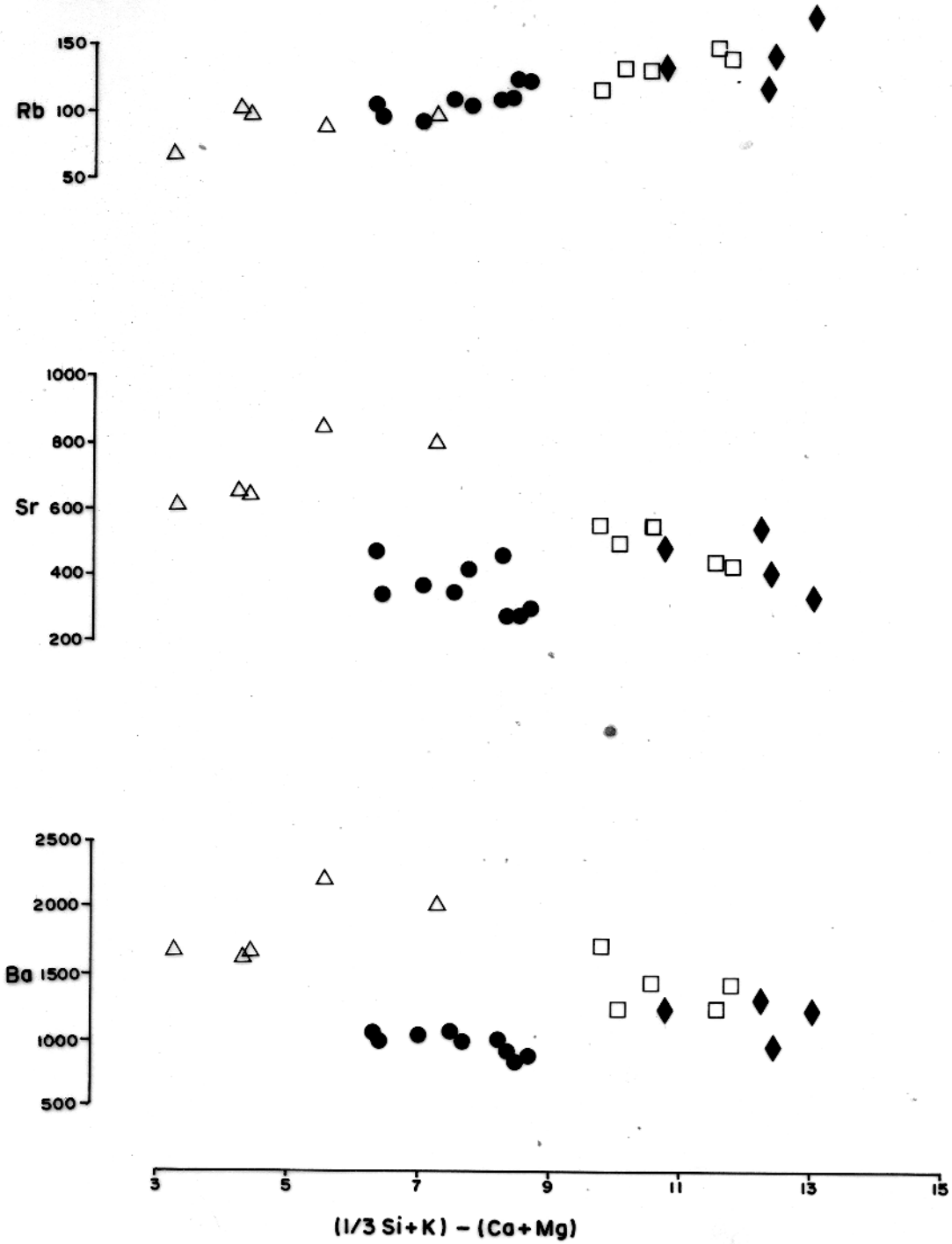


FIGURA 40 - DIAGRAMA DE VARIAÇÃO DE ELEMENTOS TRAÇOS EM RELAÇÃO AO ÍNDICE DE LARSEN MODIFICADO POR NOCKOLDS E ALLEN, (1953).

△ K- DIORITO
● TONALITO CONCEIÇÃO
□ GRANODIORITO ITAPORANGA
♦ GRANITO SERRA DA LAGOINHA

Nas rochas estudadas o teor de Ba é de modo geral relativamente alto, embora se notem diferenças significativas conforme o tipo de rocha. O Ba no K-diorito possui valores bem elevados (2200-1600 ppm), os quais crescem concomitantemente com o aumento do Índice de Larsen. No tonalito Conceição estes valores são mais baixos (1200-860 ppm) que os do K-diorito, e permanecem praticamente constantes com o aumento do Índice de Larsen. O conteúdo de Ba no granodiorito porfirítico Itaporanga é bem mais alto (1720-1250 ppm) que os do tonalito que mantem-se constantes. No granito porfirítico Serra da Lagoinha os valores de Ba se superpõem aos valores mais baixos do granodiorito porfirítico Itaporanga e observa-se um ligeiro decréscimo com o aumento do Índice de Larsen.

Observamos nestes diagramas que os quatro (4) grupos de rochas mostram comportamento dos elementos maiores e traços (e as razões destes) que não são similares, para a maioria dos elementos, ao comportamento destes em outras séries de rochas calco-alcalinas.

6.4 Comportamento das razões de elementos

Certas razões de elementos (Fe/(Mg+Fe) e K/(K+Na)) foram colocadas no diagrama de variação versus Índice de Larsen (Fig. 39).

A razão Fe/Fe+Mg no K-diorito varia de (0.78-0.75), no tonalito este valor diminui ligeiramente e varia de (0.74-0.70), no granodiorito porfirítico Itaporanga este valor aumenta em relação aos valores do tonalito e varia de (0.82-0.79) enquanto que no granito porfirítico Serra da Lagoinha são semelhantes aos valores do granodiorito porfirítico Itaporanga e variam de (0.85-0.79). Observa-se então que há uma pequena variação, com o aumento do Índice de Larsen, dentro de cada tipo definido, porém esta variação não é condizente com séries de diferenciação porque não há um aumento desta razão paralelamente ao Índice de Larsen como em séries de diferenciação.

A razão K/K+Na no K-diorito varia de (0.44-0.55). No tonalito situa-se na mesma faixa de variação (0.50-0.53), embora a sua média seja mais alta (0.52), que a do K-dio

rito (0.48). No granodiorito porfirítico Itaporanga seus valores são ligeiramente mais altos que os do tonalito, e variam na faixa de (0.58-0.52) (média 0.55). Finalmente no granito porfirítico Serra da Lagoinha, esta razão possui valores semelhantes aos do granodiorito porfirítico Itaporanga, variando na faixa de (0.62-0.51) (média 0.56). Observa-se que esta razão tem valores que aumentam no sentido das rochas mais félsicas, paralelamente, portanto, com o aumento do Índice de Larsen (Fig.39).

A razão K/Rb no K-diorito varia na faixa de 365-265 enquanto no tonalito estes valores diminuem e variam de 280-220; no granodiorito porfirítico Itaporanga, a razão K/Rb aumenta em relação ao tonalito e varia de 330-270 e no granito porfirítico Serra da Lagoinha esta razão varia numa faixa bem ampla (334-258) que se superpõe aos valores do granodiorito porfirítico Itaporanga. Nota-se que os valores mais altos desta razão estão presentes nas rochas máficas, enquanto seu valor mais baixo é encontrado no tonalito e que os valores no granodiorito e granito são de mesma ordem. Na Fig. 41, quando colocados os teores de K versus os de Rb, observa-se que, normalmente quando o conteúdo de K aumenta, aumenta também o de Rb embora a variação relativa não seja regular. A Fig. 41 mostra que a maior parte das rochas caem no campo <300, com apenas algumas amostras apresentando valores próximos ou acima de 300.

A razão $Bax10^{3}/K$, no K-diorito varia de 71-60 e esta razão nesta rocha é mais alta que nos outros tipos. No tonalito Conceição, granodiorito porfirítico Itaporanga e granito porfirítico Serra da Lagoinha o valor desta razão é quase constante (na faixa de 23-45), mostrando apenas um ligeiro decréscimo para as rochas mais félsicas.

A razão $Srx10^{3}/Ca$ no K-diorito tem valores variando de 22-13 enquanto que no tonalito esta razão diminui em relação ao K-diorito, e varia de 15-9. No granodiorito porfirítico Itaporanga esta razão aumenta em relação ao tonalito, e varia de 26-21 e no granito porfirítico Serra da Lagoinha aumenta ainda mais em relação ao granodiorito porfirítico Itaporanga e seu valor varia na faixa de 36-22. Esta razão tem valores relativamente altos na rocha mais máfica e nas mais félsicas, enquanto que no tonalito seus valores são mais baixos.

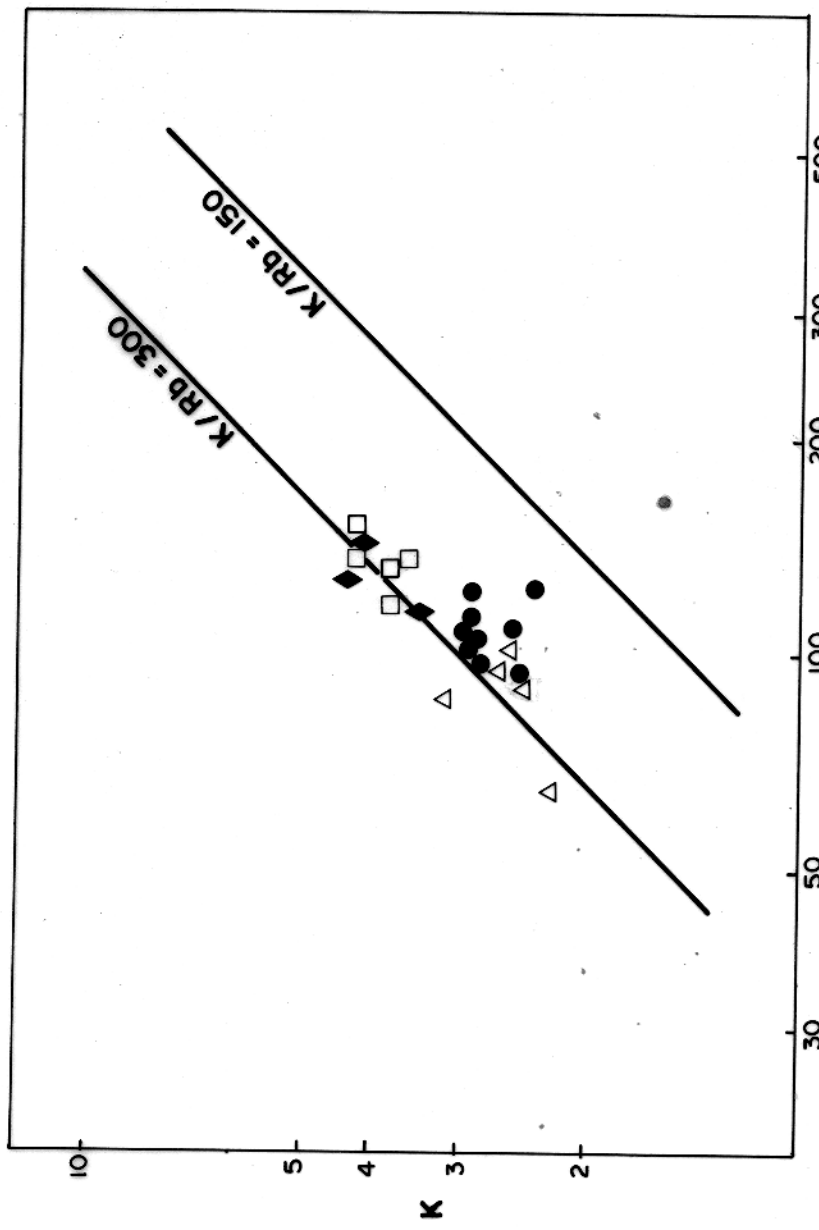


FIGURA 41 - DIAGRAMA K/Rb DAS ROCHAS DA REGIÃO DE CONCEIÇÃO - ITAPORANGA.

△ K-DIORITO
● TONALITO CONCEIÇÃO
□ GRANODIORITO ITAPORANGA
◆ GRANITO SERRA DA LAGOINHA

As tabelas 5 e 6 mostram que a razão $Srx10^3$/Ca+K no granodiorito porfirítico Itaporanga varia de 9.1-6.7 (valor médio de 8.1) e no granito porfirítico Serra da Lagoinha varia na faixa de 11.0-5.5 (valor médio de 7.8). Observa-se ainda, que nestas rochas o valor médio da razão $Srx10^3$/Ca+K é bem semelhante.

A razão Ba/Rb no K-diorito varia de 25-17, enquanto que no tonalito seus valores são mais baixos e variam de 11-7. No granodiorito porfirítico Itaporanga seus valores variam de 15-9 e no granito porfirítico Serra da Lagoinha os valores estão na faixa de 11-7. Observa-se então que os valores mais altos estão na rocha mais máfica, enquanto os valores do tonalito, granodiorito porfirítico Itaporanga e do granito porfirítico Serra da Lagoinha são semelhantes.

A razão Ba/Sr no K-diorito possui valores variando de 3-2.5, enquanto que no tonalito estes valores variam na faixa de 3.3-2.2. No granodiorito porfirítico Itaporanga esta razão varia de 3.4-2.5 e no granito porfirítico Serra da Lagoinha varia de 3.8-2.3. Observa-se que os valores da razão Ba/Sr são similares em todas as rochas da região.

6.5 Diagrama AFM

As rochas da região de Conceição-Itaporanga, foram colocadas no diagrama AFM cujos vértices correspondem aos seguintes óxidos: A = Na_2O+K_2O; F = Fe_2O_3+FeO e M = MgO. Quando recalculados para 100%, os resultados foram plotados no diagrama onde observamos o seguinte conportamento:

As várias rochas da região de Conceição-Itaporanga definem campos distintos no diagrama. É de se notar que o K-diorito e o tonalito Conceição têm valores semelhantes de M. O granodiorito porfirítico Itaporanga e o granito porfirítico Serra da Lagoinha possuem valores de A e de F que se superpõem parcialmente.

Observa-se que as rochas K-dioríticas estão mais próximas do vértice F que as demais rochas. Os tonalitos mostram um enriquecimento em A e diminuição de F em relação aos K-dioritos. O granodiorito porfirítico Itaporanga e o granito

porfirítico Serra da Lagoinha ocupam posições mais próximas do vértice A, principalmente este último.

Este comportamento difere daquele observado em séries de diferenciação de rochas calco-alcalinas, onde as rochas mais máficas apresentam-se enriquecidas em M, o qual diminui para as rochas mais félsicas, aumentando consequentemente o conteúdo de F. Este diminui a seguir no sentido das rochas mais félsicas, devido ao aumento nestas do conteúdo de A. Esta variação é regular como pode ser visto pelos trends colocados na Fig. 42, para as rochas do Batólito da Califórnia do Sul e as lavas da província calco-alcalina de Cascades, a NW dos Estados Unidos (Larsen, 1948).

Este comportamento não é observado nas rochas dioríticas a "graníticas" da região de Conceição-Itaporanga. Observa-se que o conteúdo de F diminui visivelmente do K-diorito em direção ao granito porfirítico Serra da Lagoinha, mas passando do K-diorito para o tonalito não há variação de M.

A "curva" obtida para as rochas da região de Conceição-Itaporanga, inflete no sentido oposto à curva normal de diferenciação das rochas calco-alcalinas passando do K-diorito para o tonalito.

Pela comparação entre os "trends" normais de diferenciação definidos por diagramas de diferenciação e do tipo AFM, de séries calco-alcalinas e as rochas graníticas da região de Conceição-Itaporanga é de excluir a hipótese de uma diferenciação magmática para o conjunto destas rochas.

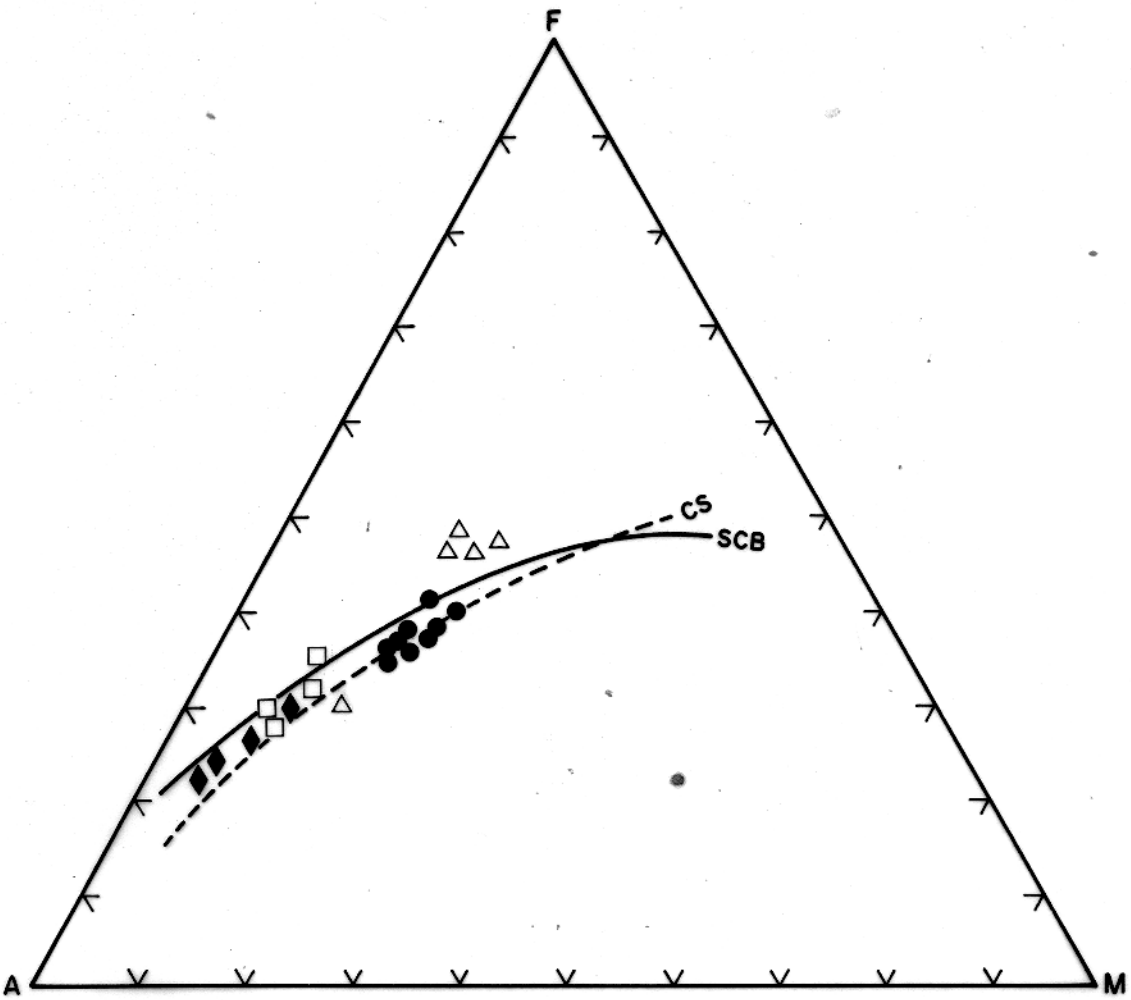


FIGURA 42 - DIAGRAMA AFM DAS ROCHAS DA REGIÃO DE CONCEIÇÃO ITAPORANGA, SENDO INDICADOS OS TRENDS DE DIFERENCIAÇÃO DAS ROCHAS DO BATÓLITO DA CALIFÓRNIA DO SUL E DE PROVÍNCIA DE CASCADES (Larsen, 1948).

△ K-DIORITO

● TONALITO CONCEIÇÃO

□ GRANODIORITO ITAPORANGA

♦ GRANITO SERRA DA LAGOINHA

SCB BATOLITO DA CALIFÓRNIA DO SUL

CS LAVAS DA PROVÍNCIA CALCO-ALCALINA DE CASCADES - NW DOS EUA.

7 COMPARAÇÃO COM OUTRAS ROCHAS GRANÍTICAS

7.1 Elementos maiores

7.1.1 K-diorito

Para caracterizar e enquadrar este tipo de rocha, foi necessário aplicarmos a este grupo a classificação proposta por Gulson et al. (1972), a qual se refere aos conteúdo de SiO_2 e K_2O, respectivamente (56-62%) e (> 2.5%).

Esta rocha, como já foi observado, possui valores médios de SiO_2 de 52.20% e de K_2O de 3.25%, os quais se enquadram no tipo K-diorito, quando feitas comparações, embora os teores de SiO_2 estejam abaixo do valor mínimo adotado na classificação de Gulson et al. (1972), a designação de K-diorito foi adotada devido as coincidências do quimismo entre, os K-dioritos como definidos por estes autores e as rochas da região de Conceição-Itaporanga.

Quando feitas comparações com o diorito definido por Nockolds (1954), observa-se algumas diferenças nos conteúdos de óxidos, tais como MgO e CaO que possuem valores mais elevados no diorito, ao passo que o seu conteúdo de K_2O é mais baixo que no K-diorito da região de Conceição-Itaporanga (tab. 7).

O K-diorito do Complexo Yeoval (Gulson, 1972) possui uma similaridade química com o K-diorito da região de Conceição, embora este apresente um caráter mais máfico com teores mais baixos de SiO_2 e mais elevados de TiO_2, FeO, MgO e Na_2O (tab. 7).

As rochas da região de Conceição, quando comparadas com o K-diorito da Nova Escócia do Sul (Albuquerque, 1979), mostram conteúdos mais baixos de SiO_2 e MgO, enquanto que os seus conteúdos de Al_2O_3, FeO, Na_2O e K_2O são maiores. Porém nota-se que o K-diorito da Nova Escócia possui teor de MgO (8.0) bem elevado, indicando um caráter bem mais máfico que o dos K-dioritos da região de Conceição.

Os K-dioritos a N de Portugal (Albuquerque,

Tabela 7 : Comparação de análises de K-dioritos

	1	2	3	4	5
SiO_2	52.20	51.86	59.38	57.27	58.33
TiO_2	1.83	1.50	0.59	0.83	1.62
Al_2O_3	17.34	16.40	16.33	12.60	15.80
Fe_2O_3	1.79	9.45(FeO_t)	2.55	1.58	0.65
FeO	7.69	-	4.43	5.84	6.20
MnO	0.17	-	0.19	0.11	0.11
MgO	3.70	6.12	2.86	8.06	4.12
CaO	6.00	8.40	5.68	6.99	4.88
Na_2O	3.82	3.36	2.95	2.13	2.90
K_2O	3.25	1.33	2.87	2.31	3.38
P_2O_5	0.50	-	0.14	0.41	0.49
H_2O	0.79	-	-	-	-
Rb	86	-	100	92	142
Sr	692	-	467	244	446
Zr	193	-	123	152	271
Ba	1780	-	671	649	884
K/Rb	318	-	239	209	205

1 - Média do K diorito Conceição

2 - Diorito (Nockolds, 1954)

3 - K-diorito do Complexo Yeoval (Gulson, 1972)

4 - K-diorito de Nova Escócia (Albuquerque, 1979)

5 - K-diorito de N de Portugal (Albuquerque, 1971)

1971) são bastante semelhantes aos da região de Conceição, salvo algumas diferenças no conteúdo de SiO_2, que é maior nos primeiros, enquanto que os seus conteúdos de Na_2O e CaO são menores. Ambos mostram valores semelhantes de K_2O.

7.1.2 Tonalito

No tonalito do tipo Conceição, observa-se certas similaridades ao lado de diferenças marcantes, em relação a outros tonalitos de outras faixas de dobramentos: do Paleozóico, como os definidos por Albuquerque (1977); do Mesozóico, como por exemplo o Batólito de Califórnia do Sul definido por Larsen (1948); ou de rochas do Pré-Cambriano (exemplo, os definidos por Rollinson e Windley, 1980, e por Hanson e Goldich, 1972) (tab. 8).

Quando comparadas com rochas do Arqueano, definidas por Hanson e Goldich (1972), referente ao tonalito Saganaga, observa-se que as rochas do tipo Conceição possuem valores mais baixos de SiO_2 e Na_2O e valores mais altos de TiO_2, FeO, MgO e K_2O. Por outro lado, comparando-se as rochas do tipo Conceição com outras rochas do Arqueano, como por exemplo as do Complexo Lewisian de Scourie, na Escócia (Rollinson e Windley, 1980), as primeiras possuem altos teores de K_2O e baixos teores de CaO e Na_2O.

Quando estas rochas são comparadas com as do Paleozóico (Albuquerque, 1977), observa-se que o tonalito Conceição possui valores mais altos tanto de K_2O como de FeO, MgO e CaO, sendo semelhantes os teores dos outros elementos (ou óxidos).

Quando comparado com rochas do Batólito da Califórnia do Sul, definidas por Larsen (1948), observamos que o tonalito Conceição apresenta conteúdos mais elevados em K_2O e mais baixos de CaO.

Observa-se porém que as rochas do tipo Conceição apresentam uma similaridade química acentuada com as rochas Arqueanas do Complexo Lewisian (Rollinson e Windley, 1980) e Jurássico-Cretáceas do Batólito da Califórnia do Sul (Larsen,

Tabela 8: Comparação de análises de tonalitos

	1	2	3	4	5
SiO_2	62.70	62.2	64.81	64.9	62.32
TiO_2	0.99	0.7	0.75	0.27	0.61
Al_2O_3	15.83	16.6	17.33	17.6	16.09
Fe_2O_3	1.46	1.4	0.68	1.04	5.89(t)
FeO	4.05	4.5	3.19	1.53	-
MnO	0.11	0.05	0.06	0.04	0.09
MgO	2.71	2.7	1.87	1.48	2.80
CaO	4.58	5.7	3.70	4.32	6.68
Na_2O	3.41	3.4	3.77	5.72	4.38
K_2O	3.30	1.6	2.23	1.24	0.69
P_2O_5	0.29	-	0.22	-	0.19
Rb	108	-	83	25	3
Sr	369	-	333	1019	436
Ba	1000	-	434	707	365
K/Rb	256	-	222	498	1903

1 - Tonalito tipo Conceição

2 - Batólito da Califórnia do Sul - Jurássico-Cretáceo Larsen (1948)

3 - Tonalito Nova Escócia - Devoniano-Carbonífero, Albuquerque (1977)

4 - Tonalito Saganaga - Arqueano - Hanson e Goldich (1972)

5 - Tonalito Arqueano - Rollinson e Windley (1980)

1948). Elas são tão máficas quanto estas (conteúdos relativamente altos de MgO), diferindo apenas pelo fato do tonalito Conceição apresentar valores bem mais elevados de K_2O e mais baixos de CaO. As rochas definidas por Albuquerque (1977) e Hanson e Goldich (1972) apresentam um caráter mais félsico que o tonalito definido na região de Conceição.

7.1.3 Granodiorito porfirítico Itaporanga

Quando comparado a outros granodioritos, como a média definida por Nockolds (1954), ou os que ocorrem em faixas de dobramentos do Paleozóico, (ex. Gulson, 1972; Albuquerque 1971 e 1978), este granodiorito não mostra analogias marcantes embora algumas semelhanças sejam verificadas no conteúdo de óxidos em geral, com raras exceções (tab. 9).

O granodiorito Itaporanga apresenta valores mais altos em FeO_t, Na_2O e K_2O e valores mais baixos de SiO_2 e MgO, em relação aos granodioritos definidos por Nockolds (1954), Gulson (1972) e Albuquerque (1971). No entanto o biotita-granodiorito porfirítico, definido por Albuquerque (1978), apresenta uma similaridade química acentuada com as rochas granodioríticas da região de Itaporanga, à exceção do conteúdo de Na_2O que é mais alto neste último tipo.

7.1.4 Granito porfirítico Serra da Lagoinha

Estas rochas, quando comparadas a outros complexos de diferentes regiões, como os definidos por Albuquerque (1978) em faixas de dobramentos do Paleozóico ou por Kolbe e Taylor (1966) na África do Sul, de idade Cambriana, ou quando comparadas ao granodiorito da região Snowy Mountains na Austrália, definido por Kolbe e Taylor (1966) de idade Ordoviciana, mostram certas diferenças químicas em relação a algumas rochas e grande semelhança com outras dentre as citadas anteriormente (tab.10).

Há uma grande semelhança entre as rochas do tipo Serra da Lagoinha e o biotita-granito porfirítico definido por Albuquerque (1978), observando-se apenas diferenças no conteúdo de Na_2O, que é mais alto no tipo Serra da Lagoinha.

Tabela 9: Comparação de análises de granodioritos

	1	2	3	4	5
SiO_2	62.83	63.89	66.9	66.02	63.41
TiO_2	0.84	0.50	0.57	0.90	0.70
Al_2O_3	16.87	15.65	15.7	16.09	16.97
Fe_2O_3	0.88	-	-	0.15	0.35
FeO	4.12	4.32	3.78(FeO_t)	3.51	3.96
MnO	0.12	0.13	-	0.07	0.05
MgO	1.32	1.46	1.57	1.74	1.73
CaO	3.00	3.61	3.56	2.72	3.15
Na_2O	4.40	3.96	3.84	3.34	3.17
K_2O	4.75	4.04	3.07	4.04	5.14
P_2O_5	0.32	0.13	-	0.31	0.38
H_2O	0.57	-	-	-	-
Rb	133	126	110	250	220
Sr	493	365	440	620	862
Ba	1414	826	500	1200	2100
K/Rb	297	271	-	135	195

1 - Granodiorito tipo Itaporanga

2 - Granodiorito Complexo Yeoval, Gulson (1972)

3 - Granodiorito: Elementos maiores (Nockolds, 1954); Elementos traços (Taylor, 1969)

4 - Biotita-Granodiorito, Albuquerque (1971)

5 - Biotita-Granodiorito-porfirítico, Albuquerque (1978)

Tabela 10: Comparação de análises de granitos

	1	2	3	4
SiO_2	65.79	68.77	70.27	68.36
TiO_2	0.66	0.65	0.38	0.42
Al_2O_3	15.71	15.68	14.6	14.69
Fe_2O_3	0.56	0.29	3.32 (t)	4.78 (t)
FeO	3.11	2.77	-	-
MnO	0.06	0.05	-	-
MgO	1.03	0.80	0.93	2.23
CaO	2.35	1.85	1.64	2.89
Na_2O	4.13	3.15	2.92	2.68
K_2O	4.97	5.05	5.00	3.17
P_2O_5	0.23	0.27	-	-
Rb	139	277	260	121
Sr	440	242	110	190
Ba	1179	765	650	590
K/Rb	300	150	160	217

1 - Granito porfirítico tipo Serra da Lagoinha

2 - Biotita-Granito porfirítico (N de Portugal) - Paleozóico, Albuquerque (1978)

3 - Granito Cape da África do Sul - Cambriano (Rb/Sr 553 m.a.) Kolbe & Taylor (1966)

4 - Granodiorito da Austrália - Ordoviciano (415 m.a.) Kolbe & Taylor (1966)

Em relação ao granito Cape da África do Sul, definido por Kolpe e Taylor (1966), o tipo Serra da Lagoinha possui valores mais altos de TiO_2, CaO e Na_2O e valores mais baixos de SiO_2.

As rochas do tipo Serra da Lagoinha apresentam altos conteúdos de TiO_2, Na_2O e K_2O e baixos conteúdos de SiO_2 e MgO, quando comparadas com rochas "granodioríticas" de quimismo semelhante, como por exemplo os granodioritos da região Snowy Mountains na Austrália, estudadas por Kolbe e Taylor (1966). Esta comparação com rochas granodioríticas é possível devido as rochas do tipo Serra da Lagoinha não serem um "granito típico".

Observa-se porém, que as rochas do tipo Serra da Lagoinha possuem alto conteúdo de Na_2O, em relação a outros complexos de áreas diferentes e têm uma similaridade química acentuada com as rochas do Paleozóico, definidas por Albuquerque (1978), e, em certa medida, com granitos e granodioritos, tais como o granito Cape da África do Sul e o granodiorito da região Snowy Mountains na Austrália.

Com relação as rochas da região de Conceição-Itaporanga, no que concerne a elementos maiores, observa-se que estas possuem semelhanças mais acentuadas com rochas do Paleozóico de Portugal. Possuem entretanto também algumas similaridades com as rochas do Arqueano, Mesozóico e Cambriano aqui discutidas.

7.2 Elementos Traços

7.2.1 K-diorito

Os valores médios obtidos no K-diorito do tipo Conceição, no que se refere aos elementos traços são, res-respectivamente, Rb (86 ppm), Sr (692 ppm) Zr (193 ppm) e Ba (1780 ppm).

O Rb possui uma variação de 65-98 ppm, compatível com os teores deste elemento em outros complexos, como os definidos por Gulson (1972) para a região de Yeoval (100 ppm) e

Albuquerque (1978) para a região da Nova Escócia (92 ppm), e possui valor mais baixo, quando comparado com o valor obtido no K-diorito a N de Portugal definido por Albuquerque (1971) com uma média de 142 ppm (tab. 7).

A razão K/Rb, cujo valor médio é 318, apresenta valores mais altos que os obtidos por Gulson (1972), Albuquerque (1971 e 1979), para os complexos já mencionados, respectivamente, 239, 205 e 209.

O Sr tem teores variando na faixa de 598-834 ppm, com valor médio de 692 ppm, teor este, mais alto que os teores de Sr obtidos para os complexos utilizados na comparação (na faixa de 244-467 ppm).

O Ba possui valor médio bem alto (1780 ppm); quando comparado aos valores médios dos K-dioritos do Complexo Yeoval (671 ppm), da Nova Escócia (649 ppm) e do N de Portugal (884 ppm).

7.2.2 Tonalito

Os elementos traços do tonalito do tipo Conceição possuem características interessantes, quando comparados com tonalitos de outros complexos (tab. 8).

O teor de Rb, cujo o valor médio é 108 ppm, é mais elevado que os valores obtidos por Albuquerque (1977), Hanson e Goldich (1972) e Rollinson e Windley (1980), para os tonalitos da Nova Escócia, Saganaga e Scourie, respectivamente, 83 ppm, 25 ppm e 3 ppm.

A razão K/Rb cujo o valor médio é 256, possui valor compatível com o obtido por Albuquerque (1977) (222) e mais baixo que os obtidos por Hanson e Goldich (1972) (498) e Rollinson e Windley (1980) (1903). Estes últimos valores já estão fora do campo de variação normal de rochas da crosta (300-150).

O teor médio de Sr (369 ppm) é um pouco mais elevado que o valor definido por Albuquerque (1978) (333 ppm); mais baixo que o valor definido por Hanson e Goldich (1972)

(1019 ppm) e compatível com o valor obtido por Rollinson e Windley (1980) (436 ppm).

O Ba apresenta valores bem elevados, com valor médio de 1000 ppm, sendo este, bem mais acentuado que os obtidos por Albuquerque (1977), Hanson e Goldich (1972) e Rollinson e Windley (1980), respectivamente, 434 ppm, 707 ppm e 365 ppm. O Ba no tonalito apresenta comportamento semelhante ao observado no K-diorito da região de Conceição, em relação às rochas afins de outras áreas.

7.2.3 Granodiorito porfirítico Itaporanga

Os elementos traços no granodiorito tipo Itaporanga, possuem variações acentuadas, quando comparados a outros complexos (tab. 9).

O Rb (133 ppm) possui teor compatível com os teores obtidos por Gulson (1972) para os granodioritos do Complexo Yeoval (126 ppm), no entanto apresenta valor mais baixo, que os obtidos por Albuquerque (1971 e 1978), respectivamente, para um biotita-granodiorito (250 ppm) e para um biotita-granodiorito porfirítico (220 ppm).

A razão K/Rb cujo o valor médio é 297, é compatível com o valor obtido por Gulson (1972) para as rochas do Complexo Yeoval (271), e mais alta que as obtidas por Albuquerque (1971 e 1978) para os biotita-granodiorito (135) e biotita-granodiorito porfirítico (195).

O Sr (493 ppm) possui valor mais alto que o obtido por Gulson (1972) (365 ppm) e mais baixo que os obtidos por Albuquerque (1971 e 1978) (620 e 862 ppm) para os mesmos complexos.

O Ba varia na faixa de 1252-1715 ppm e apresenta um valor médio de 1414 ppm. Comparando com os valores médios em outros complexos, nota-se que o teor de Ba no tipo Itaporanga é mais alto que o obtido por Gulson (1972) (826 ppm) e compatível com o obtido por Albuquerque (1971) (1200 ppm). No entanto, o teor de Ba no tipo Itaporanga é baixo quando comparado ao valor obtido por Albuquerque (1978) (2100 ppm).

7.2.4 Granito porfirítico Serra da Lagoinha

Estas rochas mostram variações acentuadas no que concerne a elementos traços, e certas comparações podem ser feitas com outros complexos afins (tab. 10).

O elemento Rb (139 ppm) possui teor compatível ao obtido por Kolbe e Taylor (1966) no granodiorito da região Snowy Mountains na Austrália (121 ppm). Apresenta no entanto teor inferior aos obtidos por Albuquerque (1978) a N de Portugal (277 ppm) e Kolbe e Taylor (1966) no granito Cape da África do Sul (260 ppm).

A razão K/Rb, cujo valor médio é 300, possui valor mais alto do que os obtidos por Albuquerque (1978) e Kolbe e Taylor (1966), respectivamente, 150, 160 e 217 nos referidos complexos.

O elemento Sr (440 ppm) tem teor mais alto que os obtidos por Albuquerque (1978) (242 ppm) e Kolbe e Taylor (1966) para o granito Cape da África do Sul (110 ppm) e granodiorito da Austrália (190 ppm).

O Ba (1179 ppm) possui valor acentuadamente mais alto que os obtidos por Albuquerque (1978) e Kolbe e Taylor (1966), respectivamente, 765 ppm, 650 ppm e 590 ppm, nos mesmos complexos.

7.3 Conclusões

Os teores dos elementos traços das rochas da região de Conceição-Itaporanga quando comparados aos de rochas de outros complexos mostram que as primeiras possuem uma semelhança acentuada com as rochas do Paleozóico e menos marcante com as rochas do Arqueano, embora os teores de Ba e Sr nas rochas de Conceição-Itaporanga sejam bem mais elevados que os obtidos nos demais complexos e a razão K/Rb seja mais alta nas rochas da área em discussão.

8. PETROGÊNESE

8.1 Posição Tectônica das Rochas Graníticas

A faixa Piancó-Alto Brígida possui seu eixo principal na direção ENE, e está inserida nos dobramentos Cariri anos do NE brasileiro (Almeida et al., 1968). O limite, a norte, desta faixa se faz com o maciço do rio Piranhas, ao longo do sistema de falhas do Lineamento Patos, enquanto a sul e sudeste, é feito com a zona geoanticlinal de Teixeira, que também demarca o limite com a faixa Pajeú-Paraíba, mais a sul. A norte da faixa Piancó-Alto Brígida localiza-se a faixa Seridó, em paralelismo estrutural com a primeira, constituída por rochas metassedimentares com orientação NNE, havendo nestes metassedimentos, uma divergência estrutural, devido a inflexão do Lineamento Patos, os quais na faixa Seridó, são chamados de Grupo Seridó. Na área de Conceição-Itaporanga, os metassedimentos são denominados de Grupo Cachoeirinha. As características gerais da faixa Piancó-Alto Brígida, indicam o desenvolvimento de um sistema geossinclinal terrígeno, onde é marcante o papel das falhas profundas e do magmatismo granítico (Brito Neves, 1975).

As estruturas regionais do Nordeste, possuem orientação em geral NE-SW, infletindo para E-W. Esta orientação NE-SW é a encontrada nas rochas encaixantes dos maciços graníticos da região de Conceição-Itaporanga, embora localmente as mesmas possuam direção E-W.

Os corpos graníticos da região de Conceição-Itaporanga estão situados a sul do Lineamento Patos. Nesta área há um intenso sistema de falhamentos de orientação NE-SW, sendo alguns corpos cortados por falhas profundas normais com direção também NE-SW e com inflexão para E-W (DNPM, 1974).

Estes maciços graníticos da região de Conceição-Itaporanga não possuem orientação regional concordante com as orientações apresentadas pelas encaixantes regionais. Há variedades de rochas porfiríticas sem orientação regional dos fenocristais.

Tanto os maciços aos arredores da cidade de

Conceição, como os maciços nos arredores da cidade de Itaporanga apresentam diferentes tipos de rochas graníticas com dimensões e formas variadas e as relações estruturais entre as rochas graníticas e as encaixantes, representadas pelos grupos Uauá e Cachoeirinha, são discordantes.

Os corpos ígneos intrusivos são representados litologicamente por K-diorito, tonalito, granodiorito e granito. Nestes corpos a falta de deformação devida a esforços tectônicos é notória, quando fazemos estudos de detalhe das suas texturas.

O K-diorito ocorre na região a NW da cidade de Conceição, e alguns corpos estão envolvidos pelo maciço de granito porfirítico Serra da Lagoinha, enquanto outros estão individualizados. Mas todos os corpos ocorrem a N da falha profunda ocorrente na área, localmente de direção aproximada E-W (Fig. 2). São corpos individualizados de forma subarredondada e/ou ovóide alongada (até 3 km). Nestes corpos pequenos o K-diorito possui textura equigranular, não tendo sido afetado por esforços tectônicos regionais, ou seja, eles não possuem orientação. Além disso, seu contato com o granito porfirítico tipo Serra da Lagoinha é brusco. O contato de K-diorito com os metassedimentos da região, não foi observado, possivelmente devido à cobertura.

O maior maciço tonalítico do tipo Conceição situa-se nos arredores da cidade do mesmo nome, ocorrendo vários outros corpos de dimensões variadas entre as cidades de Conceição e Itaporanga, e também a NNW da cidade de Pedra Branca. São corpos individualizados de formas subarredondada, ovóide e alongada (até 11 km). Estes corpos individualizados ocorrem a sul do Lineamento Patos e da falha que trunca, a norte, o corpo aos arredores da cidade de Conceição. Nesta área os tonalitos são intrusivos nas rochas encaixantes do Grupo Cachoeirinha. A NNW da cidade de Pedra Branca, observa-se um fácies mais félsico representado pelo maciço Serra Branca, constituído de granodiorito com textura equigranular, sem orientação, cujo contato com as encaixantes (Grupo Cachoeirinha) é brusco. A orientação do eixo maior dos corpos alongados ou ovóides mostra variações (NE-SW; NNE-SSW; N-S; NNW-SSE), alguns são concordan-

tes enquanto outros contrastam com a orientação tectônica regional (NE a E-W).

O maciço Itaporanga, constituído por um granodiorito porfirítico, ocorre a E e N da cidade de Itaporanga. Este maciço apresenta forma irregular, grosseiramente triangular. Seu contato a E, com as rochas do Grupo Cachoeirinha, faz-se através de rochas migmatíticas (Fig. 5 e 6) e seu contato a NE e N faz-se com as rochas gnaissicas do Grupo Uauá, sendo este último brusco. São rochas maciças, com textura porfirítica, cujo fenocristais são representados principalmente por feldspato potássico. Os fenocristais em geral não possuem orientação na rocha, mas localmente nos bordos do maciço adquirem uma leve orientação, paralela ao contato. O núcleo do maciço é desprovido de orientações.

O maciço de granito porfirítico Serra da Lagoinha ocorre a NW e N da cidade de Conceição e dispõe seu eixo maior de 26 km de extensão na direção E-W. Tanto este maciço como os corpos individualizados de K-diorito, estão situados a sul do Lineamento Patos, mas situam-se a norte da falha existente na área, onde o bordo sul do maciço Serra da Lagoinha é truncado por esta feição estrutural. Este corpo é intrusivo, a norte, no Grupo Uauá e no Grupo Cachoeirinha e seu contato com estas rochas encaixantes, é brusco, assim como o seu contato a sul com o Grupo Cachoeirinha. O granito porfirítico não possui orientação que acompanhe a estrutura regional. São perceptíveis apenas nas bordas deste maciço orientações provavelmente de fluxo dos fenocristais.

As rochas graníticas da região de Conceição-Itaporanga possuem características texturais distintas, embora estruturalmente estes corpos sejam em geral discordantes em relação as estruturas regionais, não apresentando deformações, nem estruturas orientadas, podendo portanto ser sugerida uma fase pós-tectônica para a intrusão destes corpos dentro do ciclo orogênico Brasiliano.

8.2 Origem do K-diorito

O K-diorito é uma rocha que possui uma com-

posição química particular, que difere da composição de rochas ígneas "normais". Gulson et al. (1972) reconheceram as dificuldades em classificar este grupo de rochas em termos de petrografia clássica e propuseram uma classificação em analogia à classificação de Taylor (1969) para rochas vulcânicas de arcos de ilhas, a qual foi baseada principalmente nos conteúdos de SiO_2 e K_2O. Dentro deste esquema de classificação as rochas que ocorrem próximo à cidade de Conceição, formando pequenos corpos que aparecem adjacentes ou encaixados no granito porfirítico Serra da Lagoinha, enquadram-se entre os K-dioritos.

O significado petrogenético de rochas dioríticas foi estudado pioneiramente por Nockolds (1934) e Deer (1935). Mais recentemente alguns autores, como Albuquerque (1971, 1979) e Gulson (1972), estudaram as rochas do tipo K-diorito, confirmando a sua natureza toda especial.

Segundo Nockolds (1934) os dioritos são provavelmente de oridem híbrida, formados através de contaminação de um magma félsico pela incorporação de rochas máficas, ou através da assimilação de material félsico pelo magma máfico. No entanto, a hipótese de mistura de um material máfico cristalino com um magma félsico encontrou certa resistência principalmente depois dos trabalhos experimentais sobre diferenciação, embora sejam poucas as séries compreendendo rochas intermediárias. Portanto, para rochas intermediárias, uma origem por hibridização do material máfico com um líquido granítico antes do "emplacement," ou a mistura do magma máfico com o granítico, ou a contaminação de um magma máfico com um magma félsico têm sido hipóteses defendidas por diversos autores durante várias décadas (Nockolds (1934), Albuquerque (1971)].

Gulson (1972) observou, através da semelhança geoquímica entre o K-diorito da Austrália e as rochas andesíticas dos arcos de ilhas, que aquelas rochas poderiam representar os equivalentes plutônicos dos andesitos de arcos de ilha. No entanto, uma geoquímica "máfica" observada em rochas comparáveis (K-diorito do N de Portugal) foi observada por Albuquerque (1971), que propôs uma origem híbrida para estas rochas, ou seja, um mecanismo em parte semelhante aquele proposto por vários autores anteriormente, para a formação de rochas

intermediárias.

Quimicamente os K-dioritos da região de Conceição, caracterizam-se pelo seu alto conteúdo de K_2O (3.25%) e pelo seu baixo teor em SiO_2 (52.2%), os quais são compatíveis com os dos intervalos definidos na classificação dos K-dioritos proposta por Gulson et al.(1972), a exceção de SiO_2 como foi referido anteriormente.

As rochas K-dioríticas da região de Conceição, possuem algumas características especiais, como os elevados conteúdos de FeO (9.3%) e MgO (3.7%) quando comparados com os K-andesitos analisados por Taylor (1969), onde os valores de FeO (5.13%) e MgO (2.15%) são menores. Os demais elementos maiores possuem concentrações similares as do K-andesito. Quando comparamos os valores dos elementos traços, os teores de Rb, Sr e Zr são similares aos do K-andesito, no entanto, nota-se uma diferença grande no teor de Ba (1780 ppm no K-diorito de Conceição, e 400 ppm no K-andesito).

No que se refere a elementos traços, a comparação das rochas K-dioríticas da região de Conceição, com os K-dioritos definidos por Gulson et al. (1972), mostra similaridades químicas à exceção do teor de Ba, que nas rochas do tipo Conceição chega a ser quase três vezes maior (1780 ppm) que nas estudadas por Gulson et al. (1972) (670 ppm). Essa similaridade química torna-se compatível com a classificação proposta por Gulson et al. (1972).

Vários modos de origem têm sido discutidos para este tipo de rocha, tais como processo de diferenciação a partir de um magma máfico, possivelmente basáltico; hibridização-contaminação de um magma félsico por material máfico, ou vice-versa; e formação a partir de um magma primário rico em potássio.

Uma origem por diferenciação, implicaria muito provavelmente na associação destes dioritos com rochas mais máficas e possivelmente félsicas, de tal maneira que quando comparados os comportamentos de elementos maiores e traços do conjunto como um todo (rochas máficas e félsicas), estes fossem condizentes com o comportamento observado numa série normal

de diferenciação de rochas calco-alcalinas.

Na área em estudo, não se observam rochas mais máficas associadas aos K-dioritos. O mesmo acontece em outras faixas de dobramentos, já estudadas (Norte de Portugal, Albuquerque, 1971). Rochas mais félsicas (tonalito, granodiorito e granito) são encontradas na região de Conceição-Itaporanga, mas um estudo geoquímico deste conjunto de rochas mostrou que apenas os elementos Ca e Mg têm comportamento semelhante ao esperado numa série normal de diferenciação. Os demais elementos maiores e traços, exibem comportamentos individualizados dentro de cada tipo de rocha, quando comparados no conjunto de rochas (Figs. 38a e 38b). Este comportamento não é compatível com o esperado numa série normal de diferenciação de rochas calco-alcalinas.

Além disso, estas rochas, quando plotadas no diagrama AFM, apresentam um comportamento divergente daquele observado numa série de diferenciação. Os K-dioritos (as rochas mais máficas da área) apresentam em relação ao tonalito Conceição, um enriquecimento em F, ao mesmo tempo em que os valores de M são similares para os dois tipos de rochas, daí a não coerência da hipótese por diferenciação para estas rochas.

Quanto a uma origem por contaminação observa se que as rochas K-dioríticas da região de Conceição têm como máfico principal, o piroxênio. Um material granítico, quando contaminado por material máfico ou vice-versa, implicaria provavelmente na introdução de H_2O no sistema, favorecendo a cristalização de minerais hidratados, a temperaturas relativamente mais baixas. Neste caso, em vez de cristalizar o piroxênio (mineral anidro), cristalizaria por exemplo anfibólio (ou biotita). Não se formaria portanto, piroxênio, o que não ocorre nos K-dioritos da região de Conceição-Itaporanga.

Uma origem a partir de um magma primário rico em K, pode ser válida para o K-diorito da região de Conceição, devido à presença de piroxênio como máfico predominante, o que não seria de esperar numa rocha que tivesse sido originada por hibridização por um magma granítico. Neste último caso seria mais provável a formação de anfibólio, conforme tem

sido descrito na literatura (Deer, 1935).

As condições físicas de formação de tal magma, assim como os parâmetros químicos que levariam a produção de um magma com as características especiais que estas rochas apresentam, são no entanto ainda desconhecidos.

8.3 Origem das Rochas Tonalíticas

O tonalito Conceição é quimicamente semelhante a outros tonalitos identificados em outras faixas de dobramentos ou no Pré-Cambriano Inferior, como por exemplo o Tonalito Saganaga a NE de Minnesota e NW de Ontário de idade Pré-Cambriana (Hanson e Goldich, 1972), o tonalito da Nova Escócia (Albuquerque, 1977) e as rochas tonalíticas a NW de Scotland do complexo Lewisian, do Arqueano (Rollinson e Windley, 1980).

Numa discussão mais completa sobre a origem de rochas tonalíticas, se deveria provavelmente levar em consideração as rochas trondhjemíticas, que são rochas afins dos tonalitos, mas podem ser distinguidas destes, pelo seu conteúdo reduzido de minerais máficos (< 10%), ou seja, é um leuco-tonalito cujos teores de sílica são maiores que os do tonalito propriamente dito.

As rochas tonalíticas e trondhjemíticas de terrenos Pré-Cambrianos foram extensivamente investigadas por Arth e Hanson (1972, 1975) e Hanson e Goldich (1972), no que se refere a seus aspectos geoquímicos. No cinturão Apalachiano da Nova Escócia, rochas tonalíticas e trondhjemíticas têm sido identificadas como plutons distintos (Albuquerque, 1977).

Os tonalitos são frequentes em terrenos Pré-Cambrianos, incluindo os do Arqueano, e ocorrem também em faixas de dobramentos. Os trondhjemitos raramente são encontrados fora de terrenos do Arqueano, enquanto que os tonalitos, ocorrem tanto no Arqueano, como em terrenos mais modernos. Formam desde plutons individualizados, até massas de dimensões batolíticas, como por exemplo, no grande batólito da Califórnia Meridional, onde se calcula que os tonalitos formam quase 50% do maciço (Larsen, 1948).

Com relação a gênese dos tonalitos e trondh-

jemitos, que são rochas mineralogicamente e quimicamente similares, estudos geoquímicos e experimentais têm sido feitos e discutidos por vários autores, procurando explicar as possíveis origens dos magmas geradores destas rochas (Green e Ringwood, 1968; Lambert e Wyllie, 1974; Hietanen, 1975; Arth e Hanson, 1975; Arth e Barker, 1976 e Arth et al., 1978).

Algumas hipóteses sobre a origem das rochas tonalíticas estudadas, podem ser sugeridas com base nestes trabalhos: a) Origem no manto superior (Green e Ringwood, 1968); b) Origem em zonas de subducção (Arth e Hanson, 1975) e c) Origem na crosta (Piwinskii, 1968; Brown e Fyfe, 1970).

a) Origem no Manto Superior

Esta hipótese foi sugerida, no trabalho realizado por Green e Ringwood (1968), os quais investigaram as prováveis hipóteses para a geração de magmas calco-alcalinos, a partir do manto superior e sugeriram que, líquidos de composição basáltica a alta pressão, podem produzir líquidos de composição granodiorítica e tonalítica, com um resíduo eclogítico. Estes autores propuseram três possíveis modelos para a origem de suites calco-alcalinas. O primeiro modelo se refere a uma fusão fracionada de pirólito no manto, produzindo magma basáltico subsaturado. O segundo modelo refere-se a presença de água, na sequência basáltica desenvolvida na margem continental ou em arcos de ilhas, resultando na formação de anfibólito na porção mais inferior da sequência. O terceiro modelo proposto, envolve a cristalização fracionada de um magma basáltico hidratado a uma profundidade de 30-40 km, o qual é derivado por fusão parcial do manto (Green e Ringwood, 1967).

Uma hipótese de origem a partir do manto superior para as rochas tonalíticas do tipo Conceição, não é provável, uma vez que o valor obtido da razão K/Rb (257), nestas rochas, se enquadra dentro dos limites observados em rochas derivadas a partir da crosta (300-150). Além disso, a falta de rochas máficas associadas ao tonalito Conceição e dados obtidos a partir de trabalhos experimentais são compatíveis com uma origem crustal, como será visto adiante, tornando pouco provável a hipótese de origem a partir do manto.

b) Origem em Zonas de Subducção

Recentemente, vários trabalhos fazem referências a origem de rochas tonalíticas em zonas de subducção.

Arth e Hanson (1972), analisando as rochas quartzo-dioríticas, assim como os tonalitos plutônicos, dacitos porfiríticos, gnaisses ou trondhjemitos plutônicos ou diques trondhjemíticos, sugeriram que estas possuem semelhantes modos de origem e foram derivadas por fusão parcial de anfibolito ou eclogito de composição basáltica ou gabróica em grandes profundidades, superiores a 30 km, deixando um resíduo consistindo predominantemente de granada e clinopiroxênio.

Hanson e Goldich (1972) propuseram um modelo para a origem do Tonalito Saganaga, que ocorre em terrenos Pré-Cambrianos a NE de Minnesota e NW de Ontário, envolvendo aproximadamente 20% de fusão parcial de eclogito ou anfibolito, a profundidades do manto, em condições especiais de placa descendente, deixando um resíduo constituído principalmente de granada e clinopiroxênio.

Arth e Hanson (1975), baseados no conhecimento atual dos coeficientes de partição dos elementos traços e nos modelos de elementos traços, propuseram uma origem por fusão parcial, em profundidades do manto, de quartzo-eclogito ou anfibolito. Uma fonte rica em quartzo-eclogito, com cerca de 20% da fusão, produziria líquidos quartzo-dioríticos.

Uma origem em zonas de subducção, na área de Conceição-Itaporanga, é discutível, já que necessariamente dever-se-ia ter encontrado rochas metamórficas do tipo alta pressão, as quais não foram identificadas nas faixas de dobramentos do Nordeste (e mesmo em outras faixas de dobramentos do Pré-Cambriano). Ao contrário ocorrem aí rochas metassedimentares metamorfizadas em regime de baixa a média pressão. Um outro argumento estaria relacionado aos dados tectônicos, referentes a esta área, os quais não fornecem indicações da presença de zonas de subducção na área. Os dados sobre o quimismo destas rochas não permitem uma avaliação de um modelo geoquímico para testar esta hipótese, no entanto os argumentos de natureza geo-

lógica não a favorecem.

c) Origem na Crosta

Numa tentativa para elucidar a história petrogenética dos batólitos Mesozóicos do oeste dos USA e Canadá, trabalhos experimentais foram realizados, em condições de pressão de água de 3 Kb em uma série de rochas ígneas plutônicas intermediárias a félsicas do Batólito da Serra Nevada Central. A partir destes resultados, Piwinskii (1968) e Piwinskii e Wyllie (1968) resumiram a principal hipótese com relação a formação de rochas batolíticas, por processos ígneos. Com base em seus resultados, em uma suite de "granitos" do pluton de Needle Point, Oregon, foi sugerido por estes autores que, os "granitos" batolíticos são o resultado de uma hibridização na crosta inferior de um magma gabróico parcialmente cristalizado e diferenciado, com magma granítico anatético derivado de fusão parcial do material crustal. Piwinskii (1968) estudou as inclusões máficas comumente encontradas nos granodioritos e tonalitos da Serra Nevada, e sugeriu que as inclusões máficas e a composição do plagioclásio poderiam ser explicadas em termos de um modelo petrogenético que considera as inclusões máficas como um resíduo refratário da fusão parcial do material crustal.

Seguindo o trabalho de Tuttle e Bowen (1958), muitos experimentos (ex. Winkler e Von Platen, 1961 a e b), têm demonstrado que líquidos de composição química granítica, podem ser produzidos como uma primeira fração da fusão de materiais crustais à temperaturas bem moderadas (650°C), se as fusões forem saturadas em água. Portanto é possível que durante o metamorfismo de sedimentos ou rochas ígneas ao serem atingidas temperaturas do fácies anfibolito alto haja fusão parcial com formação de magma de composição granítica (Brown e Fyfe, 1970; Winkler, 1976). Como os materiais da crosta superior a intermediária, normalmente contém uma grande fração de composição félsica, este processo de fusão é compatível com as litologias.

Outro trabalho experimental sobre problemas relacionados as condições envolvidas na formação de rochas graníticas, é o de Brown e Fyfe (1970), que consideram que os lí-

quidos graníticos não são geralmente saturados e não se formam nas curvas de fusão saturadas. É portanto provável que as curvas de fusão com cristalização de magmas graníticos tenham $\partial P/\partial T$ positivo (aumento de T de fusão com a pressão).

Baseado no trabalho de Brown e Fyfe (1970), em sistemas não saturados, podemos sugerir que as rochas da região de Conceição-Itaporanga possuem temperaturas de fusão, compatíveis quando comparamos com trabalhos experimentais realizados por Naney e Swanson (1980) no intervalo de 680°-780°C, e que uma hipótese de origem a partir da crosta, pode ser sugerida para as rochas tonalíticas do tipo Conceição, visto que a razaão K/Rb (257), obtida nestas rochas, é compatível com o intervalo admitido para rochas de origem crustal (300-150), além deste argumento, o próprio quimismo destas rochas é semelhante ao de outras rochas da área cuja origem crustal é menos duvidosa (granito Serra da Lagoinha e granodiorito Itaporanga), levando a supor que todos estes tipos litológicos, tenham sido derivados de um mesmo material (ou materiais semelhantes) em profundidade na crosta.

8.4 Origem e Condições de Cristalização do Granodiorito Porfirítico Tipo Itaporanga e Granito Porfirítico Tipo Serra da Lagoinha

8.4.1 Considerações Gerais

Estes tipos de rochas, ocorrem sob a forma de dois maciços isolados, possuindo porém, composições mineralógicas e químicas similares. Por esta razão, os dois tipos litológicos, são considerados em conjunto quanto as hipóteses de origem e estimativas de temperaturas de cristalização, feitas com base em trabalhos experimentais, com apoio nas análises geoquímicas e petrológicas realizadas com este objetivo.

A origem das rochas graníticas é ainda objeto de controvérsia. Atualmente o ponto de discussão é origem no manto versus origem crustal (Hunter, 1974; Condie e Hunter, 1976; Albuquerque, 1978).

Muitas investigações têm sido realizadas no

campo da petrologia experimental (Green e Ringwood, 1968; Whitney, 1975; Naney e Swanson, 1980) e da geoquímica de elementos traços (Arth e Hanson, 1975; Condie e Hunter, 1976). Estes resultados são da maior valia para o esclarecimento dos processos petrigenéticos, envolvendo formação e cristalização de magmas graníticos.

8.4.2 Condições de Cristalização

Nos últimos vinte anos, trabalhos experimentais têm sido feitos, com o objetivo de estudar a fusão e cristalização de magmas de composição granítica.

Um dos trabalhos pioneiros é o de Tuttle e Bowen (1958), os quais fizeram experimentos em um sistema granítico sem o componente An, ou seja, em um sistema simples, no qual foi estudado o equilíbrio entre cristais, massa fundida e água a várias pressões, sendo a água suficiente para saturar o sistema.

Winkler e von Platen (1960), estudaram o sistema Q - Ab - An - Or - H_2O, observando que a temperatura mínima de fusão iria depender da razão Ab/An. Estudaram também o efeito da pressão e de voláteis.

Em seus experimentos von Platen (1965), constatou que sendo a fase fluida, constituída essencialmente de água, mas contendo outros componentes como HCl, que esses componentes adicionais também influenciavam na composição da "massa fundida", no mínimo, e nas temperaturas deste no sistema granítico.

Brown e Fyfe (1970), sugerem que em terrenos graníticos pode não haver água livre durante a anatexia, e realizaram estudos para determinar o começo de fusão em granito e quartzo-diorito, em que a água disponível seria a dos minerais biotita ou muscovita ou hornblenda.

Whitney (1975), estudou composições haplograníticas (desprovidas de Fe e Mg), usando composições sintéticas dentro do sistema Ab - An - Or - Q - H_2O, variando a pressão, temperatura e o conteúdo de H_2O, com o objetivo de obter uma me-

lhor compreensão da cristalização de magmas graníticos. Naney (1977) (in Naney e Swanson, 1980), investigou atentamente composições graníticas referindo-se aquelas portadoras de Fe e Mg. Swanson (1977) (in Naney e Swanson, 1980), estudou a relação da nucleação e crescimento do cristal no desenvolvimento das texturas graníticas a partir de líquidos em composição haplogranítica livres de Fe e Mg.

Naney e Swanson (1980), estudaram experimentalmente composições graníticas contendo Fe e Mg, com o objetivo de investigar a influência desses elementos na cristalização das fusões graníticas. Eles utilizaram as mesmas composições sintéticas estudadas anteriormente por Whitney (1975), porém acrescidas de Fe e Mg. A cristalização de líquidos de composição granítica e granodiorítica no sistema Ab - Or - An - Q-H_2O, produz assembléias contendo uma ou mais das seguintes fases: plagioclásio, alcali-feldspato, quartzo, líquido e vapor. Com adição de Fe e Mg às composições originais seis novas fases podem participar nos equilíbrios: ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita, hornblenda, epídoto e magnetita. Este estudo experimental, realizado em sistemas graníticos, com líquidos de composição granítica e granodiorítica contendo Fe e Mg, foi feito em condições de pressão constante de 8 Kb, variando a temperatura entre 500°-1200°C e percentagem em peso de H_2O entre 0% e 20%. Constatou-se que as assembléias cristalinas produzidas em equilíbrio de fase e experimento de crescimento de cristais, às mesmas condições finais de P, T e XH_2O, em geral não são equivalentes.

As composições das amostras analisadas do granito porfirítico Serra da Lagoinha quando colocadas no diagrama triangular Q - Ab - Or (Fig.43), mostram que este apresenta um valor baixo do componente Q, e alto de Or, em relação aos valores obtidos em trabalhos experimentais para temperaturas do "mínimo" em sistema saturado (Winkler e von Platen, 1961 a e b). Este valor baixo do componente Q, corresponde a um pequeno enriquecimento em ambos os componentes Or e Ab, relativamente aos valores do "mínimo". Os pontos representativos das amostras analisadas situam-se mais próximos daqueles correspondentes à faixa de 7 a 10 Kb, nesses experimentos. Isto sugere que estas

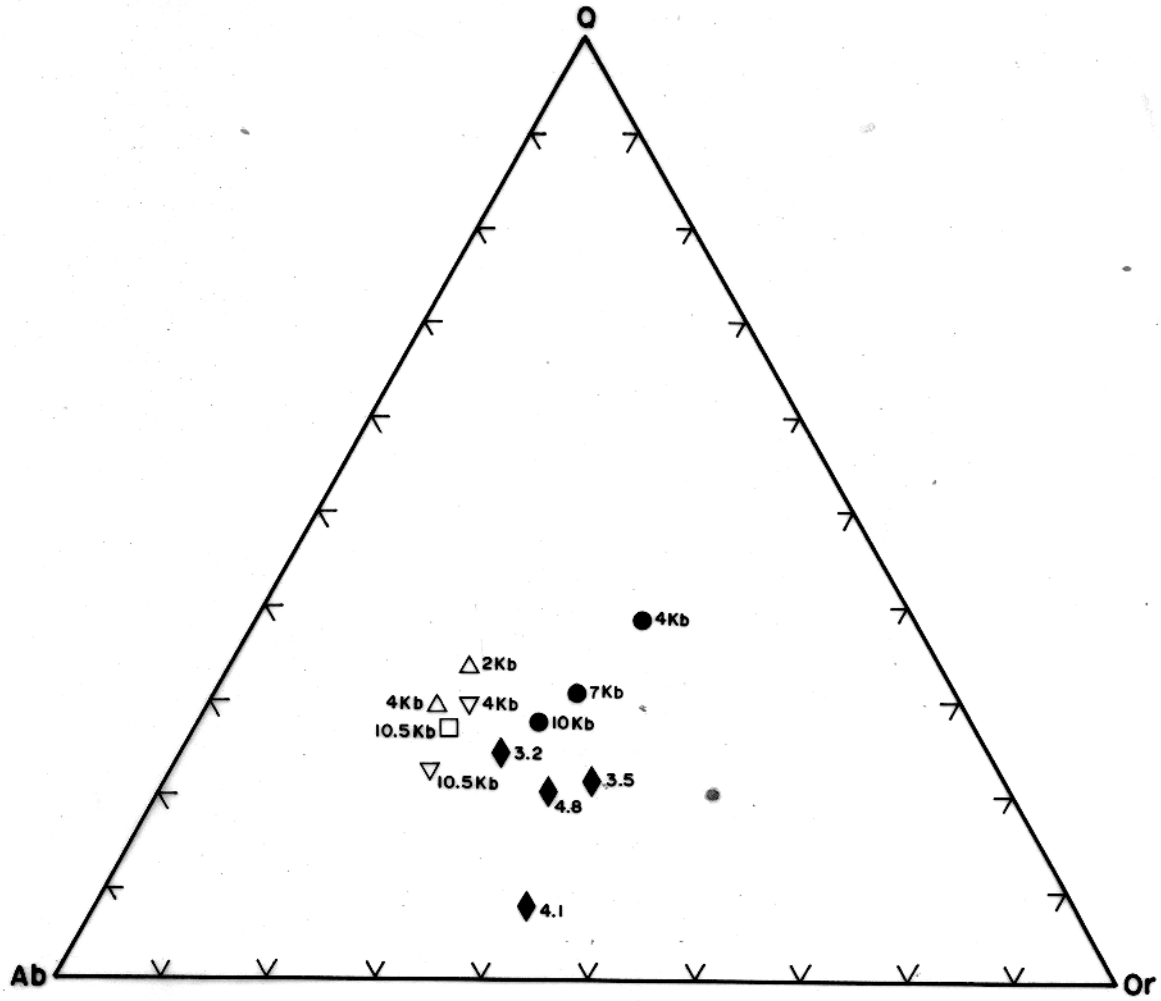


FIGURA 43 - DIAGRAMA Q-Ab-Or

♦ COMPOSIÇÕES DAS ROCHAS GRANÍTICAS DO TIPO SERRA DA LAGOINHA (RAZÃO Ab/An PRÓXIMO DOS PONTOS)

● COMPOSIÇÕES DO MÍNIMO DE FUSÃO COM OS VALORES DA RAZÃO Ab/An IGUAL A 2.9 À PRESSÃO DE 4,7 e 10Kb (Winkler e v. Platen, 1961)

COMPOSIÇÕES DO MÍNIMO DE FUSÃO À PRESSÃO DE 2,4 e 10,5Kb (Brown e Fyfe, 1970):

△ COMPOSIÇÕES QUARTZO DIORÍTICAS COM HORNBLENDA

▽ COMPOSIÇÕES QUARTZO DIORÍTICAS COM BIOTITA

□ COMPOSIÇÕES GRANÍTICAS COM BIOTITA

rochas foram originadas a pressões relativamente altas, embora a discrepância observada no diagrama não possa ser explicada facilmente por simples aumento de pressão ou teor de voláteis.Com relação aos dados experimentais de sistemas não saturados (Brown e Fyfe, 1970), observa-se que há um enriquecimento no componente Ab relativamente aos sistemas saturados para valores comparáveis de P e razão Ab/An, enquanto nas rochas da região de Conceição-Itaporanga ocorre um certo enriquecimento em Or.

Com base no trabalho experimental de Naney e Swanson (1980), nas observações mineralógicas e texturais das rochas de composição granítica da região de Conceição-Itaporanga, e nas assembléias mineralógicas das rochas granodioríticas do tipo Itaporanga (quartzo + plagioclásio + K-feldspato + biotita + hornblenda + piroxênio) e graníticas do tipo Serra da Lagoinha (quartzo + plagioclásio + K-feldspato + biotita + hornblenda) serão discutidas as condições de cristalização do magma gerador destas rochas, que quimicamente se aproximam mais do sistema granodiorítico. Por esta razão far-se-á a comparação destas assembléias com as existentes no sistema de composição granodiorítica, contendo Fe e Mg (Fig. 44), a fim de se estimar as condições de cristalização dos magmas geradores destas rochas.

Esta comparação com trabalhos experimentais, à pressão de 8 Kb, é possível em virtude de que as comparações com os sistemas experimentais feitas anteriormente indicam como provável uma pressão na faixa de 7-10 Kb.

Feito este estudo comparativo com sistemas experimentais, observa-se que o campo de estabilidade do granodiorito porfirítico Itaporanga, sobrepõe-se ao campo experimental com a seguinte assembléia mineralógica: hornblenda + biotita + plagioclásio + alcali-feldspato + quartzo + líquido, para uma pressão de 8 Kb, numa faixa de temperatura de 680º-780ºC e de 3-5% em água, enquanto que o campo de estabilidade no granito porfirítico Serra da Lagoinha, também superpõe-se a este mesmo campo no sistema granodiorítico.

Isto indica condições de cristalização na faixa de 680º-780ºC mas em sistema não saturado contendo provavelmente 3-5%, H_2O para uma pressão total de 8 Kb. Esta tempe-

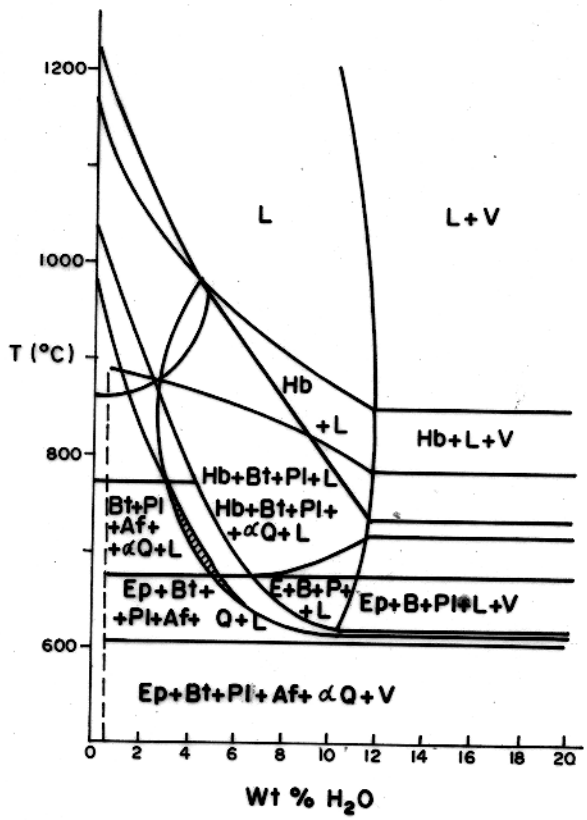


FIGURA 44 - DIAGRAMA DE FASE PARA UM SISTEMA GRANODIORÍTICO, A UMA PRESSÃO DE 8Kb, PARA QUANTIDADES VARIÁVEIS DE ÁGUA. (Naney e Swanson, 1980). CAMPOS DEFINIDOS PARA VÁRIAS ASSOCIAÇÕES MINERALÓGICAS, SENDO A A ASSOCIAÇÃO DO GRANODIORITO ITAPORANGA E GRANITO SERRA DA LAGOINHA ASSINALADA PELA ÁREA ACHURIADA. (Hb+Bt+Pl+Af+αQ+L).

Bt - BIOTITA, Hb - HORNBLENDA, Af - ALKALI FELDSPATO, Q - QUARTZO, Pl - PLAGIOCLÁSIO, Ep - EPIDOTO, L - LÍQUIDO, V - VAPOR

ratura de cristalização (780°-680°C) é compatível com a ausência do metamorfismo de contato visível, desde que as rochas encaixantes (fácies anfibolito baixo) tivessem esfriado até temperaturas na faixa de 250°-200°C quando se teria dado a intrusão do granito (c.f. Winkler, 1976, Cap.8). Estes valores da temperatura da rocha encaixante foram estimados para uma espessura (D) da intrusão de 7 km e a uma distância desta de 1,5 km.

8.4.3 Origem

Com base nos dados químicos e petrológicos, utilizados para um melhor esclarecimento a respeito da origem destes corpos, far-se-á uma discussão sobre as possíveis hipóteses sobre a origem dos magmas geradores destas rochas. As hipóteses são listadas a seguir e serão analisadas independentemente.

a) Origem por diferenciação.
b) Origem por contaminação.
c) Origem por fusão parcial.

a) Origem por diferenciação

Numa origem por diferenciação, os possíveis magmas primários geradores das rochas graníticas da região de Conceição-Itaporanga, a partir dos quais haveria possibilidade de diferenciação, seriam: a) magma gabróide/basáltico ou b) magma do tipo K-diorito ou tonalito. Se a origem destas rochas fosse a partir de um magma gabróide, deveria existir um grande volume de rochas máficas associadas àquelas, uma vez que o granodiorito e granito formam grandes maciços. No entanto isto não ocorre na região de Conceição-Itaporanga, e o mesmo se verifica em outras faixas de dobramentos.

Numa possível origem a partir de um magma K-diorítico ou tonalítico, o comportamento dos elementos maiores e traços, tanto no diagrama de variação versus Índice de Larsen, como no diagrama AFM, teria que ser compatível com os ocorrentes numa série normal de diferenciação de rochas calco-alcalinas. No entanto, o comportamento de vários elementos maiores e traços nas rochas K-dioríticas, tonalíticas e granodioríticas

da região de Conceição-Itaporanga, no diagrama de variação versus Índice de Larsen quando comparados com os de uma série normal de diferenciação, não é concordante. Estas diferenças referem-se principalmente aos elementos Si, Fe e Na.

No que se refere ao comportamento destas rochas, quando plotadas no diagrama AFM, nota-se uma incompatibidade, quando comparadas com séries diferenciadas. Nestas últimas, as rochas mais máficas tendem a estar mais próximas do vértice M, o que não se observa nas rochas aqui em discussão, pois rochas que seriam mais diferenciadas (tonalito Conceição) apresentam valores idênticos de M e menores de F que as rochas mais máficas (K-diorito), o que representa um "trend" oposto ao de diferenciação. Parece também pouco provável que o granodiorito porfirítico Itaporanga e o granito porfirítico Serra da Lagoinha sejam derivados por diferenciação do K-diorito uma vez que não ocorrem rochas de composição intermediária compatíveis com este esquema.

Levando-se em consideração o comportamento dos vários elementos no diagrama de variação versus Índice de Larsen, e das rochas quando plotadas no diagrama AFM, observa-se que esses dados não são condizentes com o esperado numa série diferenciada, considerando-se assim esta hipótese improvável para a origem destas rochas.

b) Origem por contaminação

A segunda hipótese para a origem das rochas graníticas seria por contaminação na crosta de um magma originalmente félsico por um material máfico, ou vice-versa. Através de observações de campo e estudos petrológicos e químicos destas rochas, observou-se que estas apresentam uma grande homogenidade e ocorrem distribuídas sob a forma de grandes massas individualizadas, o que torna pouco provável esta hipótese, uma vez que seria dificil a formação de grandes plutons de rochas contaminadas que se apresentam homogêneas, assim como a ausência de xenólitos em quantidade apreciável, e também pela ausência de rochas graníticas félsicas que constituiriam os magmas félsicos que sofreriam contaminação.

c) Origem por fusão parcial

A terceira e mais provável hipótese, para a origem destes magmas seria através de um processo de fusão parcial, gerando magmas de composição granítica e granodiorítica, dos quais resultariam as rochas do tipo Serra da Lagoinha e Itaporanga, respectivamente.

Quando aplicamos os dados obtidos neste trabalho, no diagrama Q - Ab - Or (Brown e Fyfe, 1970 e Winkler e von Platen, 1960) e no sistema granodiorítico (Naney e Swanson, 1980), verifica-se que os nossos dados são compatíveis com estes trabalhos experimentais, e que estas rochas foram provavelmente formadas em um intervalo de pressão de 7-10 Kb.

Com relação à razão K/Rb, observa-se que os valores médios obtidos para o granodiorito Itaporanga e o granito Serra da Lagoinha são, aproximadamente 300. Estes valores são consistentes com uma origem crustal para estas rochas, embora estejam no limite para se admitir também uma origem no manto.

Quanto ao possível material original a partir do qual se faria a fusão, se comparamos a média dos resultados analíticos, com a média de grauvacas (Wedepohl, 1969) ou de gnaisse (Bridgwater e Collerson, 1976), observamos que estas poderiam gerar magmas de composição granítica a granodiorítica, com fusão de menos de 40% do seu volume total. Porém, as rochas granodioríticas e graníticas da região de Conceição-Itaporanga, possuem um teor médio de FeO alto e as grauvacas (e gnaisses) possuem um teor baixo, sendo dificil portanto de se admitir uma fusão para gerar rochas com alto teor de FeO; uma vez que seria necessário um alto grau de fusão dos ferromagnesianos, o que é improvável conforme indicam os trabalhos experimentais (Winkler e von Platen, 1961 a e b).

Uma outra possível fonte, seria a partir de meta-basalto, onde, para gerar o granodiorítico e granito da região de Conceição-Itaporanga seria necessário até 10% de fusão, (porém, para gerar os tonalitos Conceição, poderia haver aproximadamente 20% de fusão) devido ao baixo teor de K_2O nos basaltos.

Uma hipótese de fusão parcial na crosta a partir de rochas metabasálticas (ex. anfibolito), pode ser sugerida para estas rochas, as quais geram magmas de composição granítica a granodiorítica, onde a fusão se deu a temperaturas diferentes, embora o padrão geoquímico das mesmas seja idêntico. O quimismo máfico destas rochas apoia esta hipótese, embora não se descarte a hipótese de origem a partir de grauvaca ou gnaisse. Neste último caso, seria mais provável a derivação a partir de um gnaisse relativamente máfico, de composição tonalítica.

9. CONCLUSÃO

Os corpos "graníticos" da região de Conceição-Itaporanga, estão situados no sistema de dobramentos da Faixa Piancó-Alto Brígida, como plutons distintos de tamanhos e formas variadas. Estas rochas "graníticas" são intrusivas em rochas metassedimentares (pelitos, grauvacas e calcossilicatadas) do Grupo Cachoeirinha e gnaisses do Grupo Uauá, cujo grau metamórfico varia de xisto-verde alto a anfibolito baixo (ou médio).

As rochas da região de Conceição-Itaporanga foram "emplaced" durante a mesma fase tectônica. A falta de estruturas orientadas, observadas durante o estudo das texturas das rochas "graníticas" da região, assim como a homogeneidade dos corpos, são evidências que levam à conclusão de que estes corpos são pós-tectônicos. Outro fato, é que as rochas encaixantes possuem um "trend" regional NE-SW e E-W, o que não é observado nos corpos "graníticos" da região de Conceição-Itaporanga. A ausência de metamorfismo de contato pode ser devido ao grau metamórfico relativamente alto existente na área (fácies anfibolito a xisto verde alto).

Na região de Conceição-Itaporanga, foram distinguidos, a partir de estudos petrográficos e geoquímicos, quatro tipos de rochas "graníticas": a) K-diorito; b) tonalito do tipo Conceição; c) granodiorito porfirítico do tipo Itaporanga e d) granito porfirítico do tipo Serra da Lagoinha.

A partir dos dados químicos obtidos nestas rochas, observou-se que estes, quando plotados nos diagramas de variação versus Índice de Larsen e diagrama AFM, não mostram evidências de diferenciação compatíveis com o esperado em rochas calco-alcalinas.

Observa-se que o K-diorito possui um quimismo especial, tendo um alto teor de K_2O e que as rochas tonalíticas, granodioríticas e graníticas possuem um quimismo máfico, sendo o padrão geoquímico das mesmas idêntico. É de se supor que estas rochas cristalizaram a partir de magmas distintos, embora as semelhanças da geoquímica, indiquem origem a partir

de uma mesma fonte para os magmas geradores dos tonalitos, granodioritos e granitos.

Quanto à origem do K-diorito, sugerimos sua formação a partir de um magma primário rico em K, devido a presença de minerais como piroxênio, o que não se espera numa origem por hibridização por um magma granítico.

Quanto à origem das rochas tonalíticas, granodioríticas e graníticas, sugerimos que estas foram formadas por fusão parcial na crosta, a partir de gnaisses máficos, ou mais provavelmente de rochas meta-basalticas (anfibolito), as quais geram magmas de composição granodiorítica a granítica.

Conclui-se então, que as rochas mencionadas são formadas a partir de magmas independentes em condições diferentes de P e T, porém estes magmas independentes, provêm de fusão parcial e provavelmente de uma mesma fonte, neste caso de gnaisses máficos ou de rochas meta-basálticas (anfibolito).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBUQUERQUE, C.A.R. de - 1971 - Petrochemistry of a series of granitic rocks from northern Portugal. Geol. Soc. of Amer. Bull., 82: 2783-2798.

ALBUQUERQUE, C.A.R. de - 1977 - Geochemistry of the tonalitic and granitic rocks of the Nova Scotia southern plutons. Geochim. et Cosmochim. Acta, 41: 1-13.

ALBUQUERQUE, C.A.R. de - 1978 - Rare earth elements in "younger" granites, Northern Portugal. Lithos 11: 219-229.

ALBUQUERQUE, C.A.R. de - 1979 - Origin of the plutonic mafic rocks of southern Nova Scotia. Geol. Soc. of Amer. Bull. 90: 719-731.

ALBUQUERQUE, J.P.T. - 1970 - Inventário hidrogeológico básico do Nordeste. Folha Jaguaribe - SE. Recife, SUDENE - Divisão de Documentação p.90. (Série Hidrogeologia, 32).

ALMEIDA, F.F.M. de - 1967 - Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do D.N.P.M., Rio de Janeiro, 241: 1-36.

ALMEIDA, F.F.M. de - 1969 - Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, v 1, p. 25-46.

ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. de - 1976 - The upper precambrian of South America. Bol. Inst. Geoc. USP, 7: 45-80.

ALMEIDA, F.F.M. de; LEONARDOS, Jr. O.H.; VALENÇA, J. - 1967 - Granitic rocks of northeast South America. Recife, International Union of Geological Sciences UNESCO, SC/CS/143/2, 7-19.

ALMEIDA, F.F.M. de; MELCHER, G.C.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; VANDOROS, P. - 1968 - Radiometric age determinations from northern Brazil. Bol. Soc. Bras. Geol. 17: 3-14.

ARTH, J.G.; BARKER, F. - 1976 - REE partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas. Geology, 4: 534-536.

ARTH, J.G.; BARKER, F.; PETERMAN, Z.E.; FRIEDMAN, I. - 1978 - Geochemistry of the Gabbro-Diorite-Tonalite-Trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. J. Petrol., 19: 289-316.

ARTH, J.G.; HANSON, G.N. - 1972 - Quartz diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths. Contr. Mineral. Petrol., 37: 161-174.

ARTH, J.G.; HANSON, G.N. - 1975 - Geochemistry and origin of the Early Precambrian crust of northeastern Minnesota. Geochim. Cosmochim. Acta, 39: 325-362.

BARBOSA, O.; BAPTISTA, M.B.; COELHO, J.A.L.; CARTNER-DYER, R.; WINGE, M.; COSTA, M.J.; MACHADO, I.F.; CALHEIROS, J.A.; BRAUN, O.P.G.; SCORZA, E.P.; WEBER, R.; CARDOSO, R.N.; OLIVEIRA, P.E.; DANTAS, C.; TEIXEIRA, R.; SANTOS, A.M.; - 1970 - Geologia econômica de parte da região do médio São Francisco, Nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, D.N.P.M. Div. Fom. Prod. Min. Bol. 140, 98p.

BRIDGWATER, D.; COLLERSON, K.D. - 1976 - The major petrological and geochemical characters of the 3.600 m.y. Uivak gneisses from Labrador. Contrib. Mineral. Petrol. 54: 43-59.

BRITO NEVES, B.B. de - 1975 - Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano nordestino. Tese de Doutoramento, inédito. Inst. Geoc. USP., SÃO PAULO, 198p.

BRITO NEVES, B.B. de: PESSOA, R.J.R. - 1974 - Considerações sobre as Rochas Graníticas do Nordeste Oriental. In: Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, V.4: 143-157.

BROWN, G.C.; FYFE, W.S. - 1970 - The production of granitic melts during ultrametamorphism. Contr. Mineral. Petrol. 28: 310-318.

CARMICHAEL, I.S.E.; TURNER, F.J.; VERHOOGEN, J. - 1974 - Igneous Petrology. New York, McGray-Hill. 739p.

CONDIE, K.C.; HUNTER, D.R. - 1976 - Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from the Barberton region, South Africa. Earth and Planet. Sci. Lett. 29: 389-400.

DANTAS, J.R.A.; CAULA, J.A.L.; BRITO NEVES, B.B.; PEDROSA, I. L. - 1982 - Mapa geológico do Estado da Paraíba - Texto Explicativo. Campina Grande, CDRM. 134p.

DEER, W.A. - 1935 - The Cairnsmore of Carsphairn igneous complex. Quart. J. Geol. Soc. London., 91: 47-76.

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL - 1974 - Carta Geológica do Brasil ao Milinésimo; folha Jaguaribe - SB.24, folha Fortaleza - SA.24. Brasília. 749.

EBERT, H. - 1970 - The Precambrian geology of the "Borborema Belt" (States of Paraiba and Rio Grande do Norte, northeastern Brazil) and the orign of its mineral provinces. Geol. Rundschau, 59: 1292-1326.

FERREIRA, J.A.M.; ALBUQUERQUE, J.P.T. - 1969 - Sinopse de Geologia da Folha Seridó. Recife, SUDENE - DIV. Geol. (Série Geologia Regional, 18).

GREEN, T.H.; RINGWOOD, A.E. - 1967 - The genesis of basalt magmas. Contr. Mineral. Petrol. 15: 103-190.

GREEN, T.H.; RINGWOOD, A.E. - 1968 - Genesis of the Calc-Alkaline Igneous Rock Suite. Contr. Mineral. Petrol. 18: 105-162.

GULSON, B.L. - 1972 - The high-K diorites and associated rocks of the Yeoval diorite complex, N.S.W. Contr. Mineral. Petrol. 35: 173-192.

GULSON, B.L.; LOVERING, J.F.; TAYLOR, S.R.; WHITE, A.J.R. - 1972 - High-K diorites, their place in the Calc-alkaline association and relationship to andesites. Lithos., 5: 269-279.

HANSON, G.N.; GOLDICH, S.S. - 1972 - Early Precambrian rocks in the Saganaga Lake Northern Light Lake area, Minnesota - Ontário, Part. II: petrogenesis. Geol. Soc. Amer. Mem. 135: 179-192.

HIETANEN, A. - 1975 - Generation of potassium-poor magmas in the northern Sierra Nevada and the Svecofennian of Finland. J. Research. U.S. Geol. Survey, 3: 631-645.

HUNTER, D.R. - 1974 - Crustal development in the Kaapvaal craton, II, the Proterozoic. Precambrian Research, 1: 295-326.

KEGEL, W. - 1965 - A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM - D.G.M. Bol. 227.

KOLBE, P.; TAYLOR, S.R. - 1966 - Major and trace element relationships in granodiorites and granites from Australia and South Africa. Contr. Mineral. Petrol. 12: 202-222.

LAMBERT, I.B.; WYLLIE, P.J. - 1974 - Melting of tonalite and crystallization of andesite liquid with excess water to 30 kilobars. J. Geol. 82: 88-97.

LARSEN, E.S. Jr. - 1948 - Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore, and San Luis Rey quadrangles, southern California. Geological Society of America. 182p. (Memoir 29).

NANEY, M.T.; SWANSON, S.E. - 1980 - The effect of Fe and Mg on cristallization in granitic systems. Amer. Miner. 65: 639-653.

NOCKOLDS, S.R. - 1934 - The production of normal rock types by contamination and their bearing on petrogenesis. Geol. Mag. 71: 31-39.

NOCKOLDS, S.R. - 1954 - Average chemical composition of some igneous rocks. Geol. Soc. Amerc. Bull., 65: 1007-1032.

NOCKOLDS, S.R.; ALLEN, R. - 1953 - The geochemistry of some igneous rock series. Geochim. Cosmochim. Acta., 4: 105-142.

PIWINSKII, A.J. - 1968 - Experimental studies of igneous rock Series Central Sierra Nevada Batholith, California. J. Geol. 76: 548-570.

PIWINSKII, A.J.; WYLLIE, P.J. - 1968 - Experimental studies of igneous rocks series: a zoned pluton in the Wallowa Batholith, Oregon. J. Geol. 76: 205-234.

PLATEN, H. von - 1965 - Experimental anatexis and genesis of migmatites. Contrib. Mineral. Petrol. 11: 334-381.

ROLLISON, H.R.; WINDLEY, B.F. - 1980 - An Archaean Granulite grade Tonalite-Trondhjemite-Granite Suite from Scourie, NW Scotland. Geochemistry and Origin. Contrib. Mineral. Petrol. 72: 265-281.

STRECKEISEN, A. - 1967 - Classification and nomenclature of igneous rocks. Final report of an inquiry. N. Jahrb. Miner. Abn. 107: 144-200.

STRECKEISEN, A. - 1973 - Plutonic Rocks. Classification and nomenclature recommended by the I.U.G.S. Subcommission on the Systematic of Igneous Rocks. Geotimes. 18: 26-30.

SWANSON, S.E. - 1977 - Relation of nucleation and crystal-growth rate of the development of ganitic textures. Amer. Miner. 62: 966-978.

TAYLOR, S.R. - 1969 - Trace element chemistry and andesites and associated calc-alkaline rocks. Prod. Andesite Conference. Oregon. Dept. Geol. Min. Ind. Bull. 65: 45-63.

TAYLOR, S.R.; CAPP, A.C.; GRAHAM, A.L.; BLAKE, D.H. - 1969 - Trace element abundances in andesites. II Saipan, Bougainville Fiji. Contr. Mineral. Petrol. 23: 4-26.

TURNER, F.J.; VERHOOGEN, J. - 1960 - Igneous and Metamorphic Petrology. 2 nd ed. New York, McGraw-Hill. 694p.

TUTTLE, O.F.; BOWEN, N.L. - 1958 - Origin of granite in the light of experimental studies in the System $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - SiO_2 - H_2O. Geol. Soc. Am. 153p. (Memoir 74).

WEDEPOHL, K.H. - 1969 - Composition and abundance of common sedimentary rocks - In: Wedepohl, K. H. Ed. Handbook of Geochemistry. Vol. I, Chapter 8p. 250-271.

WHITNEY, J.A. - 1975 - The effects of pressure, temperature, and X_{H_2O} on phase assemblage in four synthetic rock compositions. J. Geol. 83: 1-31.

WINKLER, H.G.F. - 1976 - Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 4th ed. New York, Springer Verlag. 334p.

WINKLER, H.G.F.; PLATEN, H. von. - 1960 - Experimentelle Gesteinsmetamorphose - III - Anatektische ultrametamorphose Kalkhaltiger tone. Geochim. Cosmochim. Acta., 18: 294-316.

WINKLER, H.G.F.; PLATEN, H. von. - 1961a - Experimentelle Gesteinsmetamorphose - IV - Bildung anatektischer schmelzen aus metamorphisierten Grauwscken. Geochim. Cosmochim. Acta, 24: 48-69.

WINKLER, H.G.F.; PLATEN, H. von. - 1961b - Experimentelle Gesteinsmetamorphose - V - Experimentelle anatektische schmelzen und thre petrogenetische Bedeutung. Geochim. Cosmochim. Acta, 24: 250-259.

ANEXO 3

1. METODOLOGIA

1.1 Técnicas de campo

O trabalho de campo constou do mapeamento geológico da área e da coleta de amostras de rochas para análises de laboratório.

Devido a inexistência de fotografias aéreas, a confecção do mapa planimétrico base da área, foi baseada nos mapas topográficos da SUDENE, na escala de 1:100.000.

Nos trabalhos iniciais de campo, foram desenvolvidos perfis ao longo das estradas principais, secundárias e caminhos.

A escolha de pontos de amostragem de rochas, foi determinada pela disponibilidade de rocha fresca aflorante.

1.2 Técnicas de Laboratório

As técnicas de laboratório empregadas para a realização deste trabalho constaram de:

a) Análises petrográficas.
b) Análise de elementos maiores por Fluorescência de Raios-X.
c) Análise de elementos traços por Fluorescência de Raios-X.
d) Análise de elementos maiores pelo método de Absorção Atômica e titulação.
e) Análise do conteúdo de H_2O pelo método de Perda ao Fogo.

Foram confeccionadas lâminas de seções delgadas de amostras, as quais foram selecionadas com relação aos diferentes tipos litológicos.

Nas primeiras etapas de preparação de amostras foram pulverizadas 23 amostras em graal de ágata e peneiradas na fração de < 115 mesh.

Todas as análises foram efetuadas nos labo-

ratórios de geoquímica e petrografia do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da Universidade Federal do Pará.

a) Análises petrográficas

Para as análises petrográficas foi utilizado um microscópio petrográfico Zeis de fabricação alemã.

Estes estudos foram realizados em etapas que incluiram:

- determinação das associações mineralógicas;
- caracterização ótica dos minerais;
- classificação petrográfica final, baseada nestas análises.

b) Análise de elementos maiores por Fluorescência de Raios-X

Para as análises de elementos maiores (Si, Ti, Al, Fe_t, Ca e P) por Fluorescendência de Raios-X foram seguidos dois procedimentos no que se refere à fusão das amostras.

1º procedimento:

- Foram pesados 2,0 gramas de amostras com 13,0 gramas de tetraborato de lítio.
- Em seguida a amostra foi misturada com o fundente e colocada em um cadinho de grafite.
- A amostra foi fundida em uma mufla a uma temperatura de aproximadamente 1150ºC.
- As leituras foram feitas em aparelho marca Phillips, modelo PW 1423 nas condições seguintes: tubo de cromo, cristal de fluoreto de lítio - 220, 50 Kv e 50 mA, tendo sido utilizados padrões internacionais do Serviço Geológico dos EUA (U.S.G.S.): AGV-1, GSP-1, BHVO-1 e do Bureau of Standards da África do Sul (NIM-G). As leituras foram feitas a gás e vácuo.
- O tratamento estatístico dos dados foi feito utilizando a equação da reta com mínimos quadrados para confecção da curva padrão.

Posteriormente este método de preparação foi substituído pelo seguinte.

2º procedimento:

- As amostras foram misturadas com tetraborato de lítio e metaborato de lítio nas porporções de 0,5 gramas de amostra para 3,0 gramas de cada um destes fundentes.
- As fusões foram feitas em cadinho de platina e ouro e a mistura fundida derramada em molde de platina e ouro para confecção das pastilhas.

c) Análise de elementos traços por Fluorescência de Raios-X

Na preparação de amostras para análises de elementos traços (Rb, Sr, Zr e Ba) por Fluorescência de Raios-X seguiu-se o esquema abaixo.

- Foram pesadas 1,8 gramas de amostra e 0,2 gramas de ácido bórico que foram misturados a fim de que o ácido desse consistência à amostra.
- Após, a mistura foi prensada a 30 toneladas.
- As leituras foram feitas no aparelho de marca Phillips, modelo PW 1423, nas seguintes condições: tamanho da janela - lower level - 2, window-6; contador de cintilação; tubo de cromo, cristal de fluoreto de lítio - 220; 60 Kv e 40 mA, sendo utilizados os seguintes padrões internacionais do Serviço Geológico dos EUC (U.S.G.S.): AGV-1; GSP-1; G-2; QLO-1 e RGM-1 e do Bureau of Standards da África do Sul (NIM-G).
- Foram feitas correções de interferência para o Zr.
- Após foi feito o tratamento estatístico dos dados.

d) Análise de elementos maiores pelo método de Absorção Atômica e titulação

Para a realização de análises de elementos maiores (Na, Mg e Mn) pelo método de Absorção Atômica foi seguido o seguinte esquema.

- Foi pesado 0,1 grama de amostra em cadinho de Teflon, as quais foram adicionados 20 ml de $HClO_4$+ HF na razão 1:10. Os cadinhos foram aquecidos em banho de areia e evaporados até formar "fumos brancos".
- Foram adicionados novamente 20 ml de HCL + HF na razão 1:10 e colocados os cadinhos em banho de areia e deixando se evaporar até formar "fumos brancos".
- A seguir foram adicionados 20 ml de HF concentrado, deixando-se evaporar até à secura.
- Foi adicionado novamente HCl concentrado (5 ml) e colocado em banho de areia durante 5 minutos.
- Foi em seguida retirado do banho de areia e esfriado.
- Foi feita a diluição e aferição para balão de 100 ml com água bi-destilada.
- A seguir foram feitas as leituras no aparelho ATOM-ABSORPTION-SPEKTROMETER FMD4, da Zeiss de fabricação alemã, usando padrões obtidos por várias diluições a partir de soluções "STOCK" MERCK de 1000 ppm do elemento.

a) Titulação de Fe^{+2}:

- Pesou-se 0,5 g de amostra e colocou-se em cadinho de platina.
- Adicionou-se 1 gota de água destilada fervida e fria para umedecer a amostra. Após tampou-se o cadinho.
- Adicionou-se em proveta de polietileno, 5 ml de ácido sulfúrico concentrado, 5 ml de água fervida fria e 5 ml de HF concentrado.
- Após colocou-se esta mistura no cadinho de platina contendo amostra. Este cadinho vai para o banho de ar para aquecer e ferver ligeiramente durante 10 minutos.
- Em um becker de 600 ml adicionou-se 300 ml de água destilada fervida e fria, 10 ml de H_2SO_4 1:1 e 10 ml de solução saturada de H_3BO_3.
- Após retitou-se o cadinho do banho de ar e colocou-se dentro do becker e titulou-se imediatamente com $KMnO_4$ 0,01 normal.

e) Análise do conteúdo de H_2O pelo método de Perda ao Fogo

Para analisar o conteúdo de H_2O pelo método de Perda ao Fogo, procedeu-se da seguinte maneira.

- As amostras foram colocadas em estufa a 110°C, durante 1 hora e posteriormente colocadas em dissecador para esfriar.
- Foram utilizados cadinhos de platina os quais foram bem lavados e levados a mufla a 1000°C, sem a amostra, durante 1 hora. Posteriormente foram retirados da mufla e levados ao dissecador para esfriar e foram rigorosamente pesados em balanças analíticas, nos quais foram acrescentado 1 grama de amostra.
- Novamente os cadinhos foram colocados na mufla a 1000°C durante 1 hora.
- Foram em seguida esfriados em dissecador e então pesados até obter-se peso constante.
- Posteriormente calculou-se a quantidade de H_2O em cada amostra.