OS PROCESSOS PETROGENÉTICOS SOFRIDOS
PELOS ANFIBOLITOS NO ALTO SERIDÓ, COM
ÊNFASE ÀS SUAS MANIFESTAÇÕES NOS
PLAGIOCLÁSIOS DOS ORTO-ANFIBOLITOS

Dissertação de mestrado apresentada
ao Instituto de Geociências da
Universidade de São Paulo

VERÔNICA FAZANARO PEREIRA

São Paulo - 1978

OS PROCESSOS PETROGENÉTICOS SOFRIDOS
PELOS ANFIBOLITOS NO ALTO SERIDÓ, COM
ÊNFASE ÀS SUAS MANIFESTAÇÕES NOS
PLAGIOCLÁSIOS DOS ORTO-ANFIBOLITOS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005393

Dissertação de mestrado apresentada
ao Instituto de Geociências da
Universidade de São Paulo

VERÔNICA FAZANARO PEREIRA

São Paulo - 1978

VERÔNICA FAZANARO PEREIRA

OS PROCESSOS PETROGENÉTICOS SOFRIDOS
PELOS ANFIBOLITOS NO ALTO SERIDÓ, COM
ÊNFASE ÀS SUAS MANIFESTAÇÕES NOS
PLAGIOCLÁSIOS DOS ORTO-ANFIBOLITOS

Orientador:
Prof. Dr. José Vicente Valarelli

São Paulo - 1978

ERRATA

página	linha		no lugar de	
iii	14	menor		maior
29	35	homogênea		homogênez
29	58	4 km		km
30	11	INDIVISO		INDIVIDUAL
36	1	gnaissificado		gnaissificado
36	10	encontram-se		encontra-se
36	30	na		a
39	30	clinozoisita		clinoisita
45	10	demonstra		demosntra
48	26	"Mini"		"mini"
50	16	provocado		provado
53	18	resultando		resultantes
57	4	CN 36 como a CN 367		CN 36
62	1	mostramos		mostrando
62	12	as de		de

ÍNDICE

CAPÍTULO I		
1.1	Introdução	1
1.2	Programa de Trabalho	1
CAPÍTULO II		
2.	Os Minerais dos Metabasitos e sua Composição Mineralógica Qualitativa	7
2.1	Minerais Incolores	7
2.1.1	Minerais Incolores Essenciais	7
2.1.2	Minerais Incolores Acessórios	7
2.1.3	Minerais Incolores Secundários	10
2.2	Minerais Coloridos	10
2.2.1	Minerais Coloridos Essenciais	10
2.2.2	Minerais Coloridos Acessórios	14
2.3	Minerais Opacos	15
CAPÍTULO III		
3.	Classificação dos Anfíbolitos	27
3.1	Classificação Modal	27
3.1.1	Classificação Modal dos Para-anfíbolitos	27
3.1.1.1	Formação Parelhas	27
3.1.1.2	Formação Quixaba	27
3.1.1.3	Grupo Caicó Indiviso	30
3.1.2	Classificação Modal dos Orto-anfíbolitos	30
3.1.2.1	Grupo S. Vicente na Anticlinal de S. Vicente	30
3.1.2.2	Grupo S. Vicente na Área entre S. Vicente e Florânia	31
3.1.2.3	Formação Parelhas	31
3.2	As Estruturas	31
3.2.1	Orto-anfíbolitos	31
3.2.2	Para-anfíbolitos	36
3.3	Metamorfismo	36
CAPÍTULO IV		
4.	Os Plagioclásios dos Orto-anfíbolitos sob o ponto de vista petrogenético	39
4.1	Propriedades dos Plagioclásios	39
4.1.1	Morfologia e Hábito	39
4.1.2	Relação com os Minerais Vizinhos	39
4.1.3	Alteração	39
4.1.4	Geminação	41
4.1.5	Zoneamento	41
4.2	Petrogênese	48
4.2.1	As Isógradas Plagioclásio + Hornblenda	48
4.2.2	As Isógradas An da Zona de Anatexis	48
4.2.3	Esquematização dos Processos Sofridos pelas Rochas do Alto Seridó	48
4.2.3.1	Anfíbolitos do Ciclo Brasileiro	50
4.2.3.1.1	Anfíbolitos da Formação Parelhas dentro do Maciço Granítico de Acari	50
4.2.3.1.2	Anfíbolitos dentro da Formação Parelhas e na auréola externa do gnaiss-granodiorítico da Serra de Rajada Arredores da Fazenda Genezaré	53
4.2.3.1.3	Anfíbolitos de Idade Brasileira, Intrusivos no Grupo S. Vicente na Anticlinal de Florânia	55
4.2.3.2	Anfíbolitos do Ciclo Transamazônico	57
4.2.3.2.1	Anfíbolitos com Plagioclásio Ácido	57
4.2.3.2.2	Anfíbolitos com Plagioclásio Intermediário	62
CAPÍTULO V		
5.1	Conclusões	65
5.1.1	Migmatização Transamazônica	65
5.1.2	Metamorfismo Brasileiro	65
5.1.3	Granitos Intrusivos	65
5.1.4	Acomodação Final	65
5.2	Considerações Finais	66
AGRADECIMENTOS		67
BIBLIOGRAFIA		68
APÊNDICE I		71

RELAÇÃO DAS ILUSTRAÇÕES

1. FIGURAS

Figura 1	— Localização da folha geológica	2
Figura 2	— Mapa Geológico: parte folha geológica de Currais Novos	Anexo
Figura 3	— Mapa Especial - Área Florânia-S. Vicente, com localização das amostras de orto-anfibolitos	3
Figura 4	— Mapa Especial - Os arredores de S. José do Seridó, com localização das amostras de orto-anfibolitos	5
Figura 5	— Mapa Especial - Os arredores de Acari, com localização das amostras de orto-anfibolitos	6
Figura 6	— Isógradas dos Plagioclásios (extraído de Winkler, 1973)	49
Figura 7	— Esquematização dos eventos geológicos ocorridos na área de Acari	52
Figura 8	— Esquematização dos eventos geológicos ocorridos na área de Genezaré.	52
Figura 9	— Esquematização dos eventos geológicos ocorridos na área de Florânia	52
Figura 10	— Intervalo de variação do teor de Anortita das rochas com plagioclásios da anticlinal de S. Vicente.	61

2. DIAGRAMAS

Diagrama I	· Zoneamento de plagioclásios do maciço granítico de Acari	51
Diagrama II	· Zoneamento de plagioclásios da Fazenda Genezaré	54
Diagrama III	· Zoneamento de plagioclásios da anticlinal de Florânia	56
Diagrama IV	· Zoneamento de plagioclásios ácidos da anticlinal de S. Vicente.	60
Diagrama V	· Zoneamento de plagioclásios intermediários da anticlinal de S. Vicente	63

3. FOTOGRAFIAS

Encontram-se nas páginas:

8, 9, 11, 12, 13, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 32, 33, 34, 35, 37, 38, 40, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 59, 64

RESUMO

O presente trabalho consiste no estudo do zoneamento e geminação dos plagioclásios, bem como das características texturais das rochas do Alto Seridó, principalmente os orto-anfibolitos, com a finalidade de confirmar os eventos termo-metamórficos regionais e reconhecer as fases deformacionais.

Para a obtenção dos valores quantitativos do zoneamento e o tipo de geminação, foi aplicado o método Rittmann-Ebert com 40 lâminas feitas a partir de 19 amostras (duas de rochas encaixantes, cinco de migmatitos, duas de hornblenda-xistos e dez de "metagabros").

As rochas desta região embora estivessem sujeitas a eventos metamórficos sucessivos (ciclos Transamazônico e Brasileiro, localmente metamorfismo de contato provocado pelas intrusões "graníticas") nem sempre foram homogeneizadas quanto ao teor em Anortita dos plagioclásios. Pelo contrário, as variações de pressão e temperatura ficaram registradas nos grãos, sob a forma de zonas, que permitiram, pela determinação dos respectivos teores em Anortita e pré-fixando-se um valor de pressão, serem correlacionadas às isógrads dos plagioclásios dadas por Winkler (1970, figura 8, página 227). Dessa forma obtendo-se a temperatura ambiente para cada zona da sequência zonal foi possível determinar as variações de pressão e temperatura dentro de cada ciclo metamórfico.

Iniciamos o estudo pelas rochas mais recentes e que consequentemente estiveram sujeitas a um maior número de eventos metamórficos. São intrusivas na formação Parelhas e provém de duas localidades:

— Área de Acari: constituem remanescentes dentro do maciço "granítico" (gnaisse granodiorítico) de Acari e o fabric nos indica que são rochas tipicamente de contato (biotita recristalizada em megablastos). O padrão de zoneamento normal simples mostra que apenas a fase de resfriamento do "granito" teve registro nos plagioclásios e o valor do núcleo, em torno de 50% em anortita indica que a temperatura durante a intrusão alcançou 650°C, fixando-se a pressão ambiente, em torno de 5 Kbars (limite entre os estágios Médio e Alto de Metamorfismo) e o dos bordos, 18,7% corresponde a 570°C (porção inferior do estágio Médio), sob a mesma pressão.

As vezes observa-se ainda uma recorrência para 30% que deve corresponder ao ajuste composicional dos plagioclásios à temperatura do ambiente "pós-granito" (diagrama I).

— Área de Genezaré: são lentes próximas aos corpos "graníticos" onde os efeitos do metamorfismo de contato são menos evidentes devido a distância em relação a estes. Por este mesmo motivo, a máxima temperatura alcançada durante a intrusão "granítica" é inferior (620°C - pico em 42% de Anortita, considerando-se a mesma pressão ambiente - 5 Kbars). Aqui a sequência de zonas formada durante o aumento de temperatura, provocado pela intrusão do gnaisse granodiorítico, foi conservada e ainda observa-se nos bordos dos grãos as oscilações entre 28 e 33% de anortita citadas anteriormente. O baixo valor em anortita do núcleo dos grãos deve corresponder ao teor em anortita conferido a estas rochas pelo metamorfismo Brasileiro.

Enquanto em Acari o fabric é tipicamente granoblástico em Genezaré as rochas mostram ainda os efeitos da deformação Brasileira, como a redução granulométrica e o fraturamento dos minerais e torsão dos planos de geminação dos plagioclásios.

Outro grupo de rochas de idade semelhante ocorre na anticlinal de Florânia, porém estão encaixadas em rochas muito mais antigas, pertencentes ao grupo S. Vicente.

Como não existe corpos "graníticos" nas imediações, na sequência zonal falta a fase de aumento e diminuição de temperatura correspondentes. Temos então um núcleo básico com zoneamento normal (sequência magmática), até 23 a 25% de anortita que coincide com os valores considerados para o ciclo Brasileiro em Genezaré. Considerando-se a pressão ambiente em torno de 6 Kbars teríamos uma temperatura de aproximadamente 550°C (parte inferior do estágio Médio de metamorfismo) para este evento.

As oscilações nos bordos do grão aqui são mais amplas (entre 26 e 34%), mas parecem possuir o mesmo significado que em Acari e Genezaré, devendo ser resultantes da acomodação final das rochas as condições pós-Brasileiras.

As rochas mais antigas (grupo S. Vicente) e que consequentemente estiveram sujeitas a um maior número de processos geológicos se encontram na anticlinal de S. Vicente e mostram um padrão de zoneamento relativamente simples porque foram, na maioria homogeneizadas durante a migmatização Transamazônica e muito pouco afetadas durante o ciclo Brasileiro. As condições ambientais de pressão e temperatura foram, no geral, muito altas (650°C a 7 Kbars), correspondendo às das isógrads *An* da zona de anatexia em gnaisses (migmatitos).

O grande problema encontrado na interpretação do ambiente destas rochas foi a presença de uma lente básica, não migmatizada entre as outras que sofreram este processo e que possui valores em anortita, em torno de 47% por recorrência. Este alto valor poderia indicar que as condições de pressão e temperatura para esta rocha atingiram a zona de anatexia (ponto 2 - figura 6), mas foram relacionadas as isógrads *Anortita + Hornblenda* pela ausência de migmatização. A explicação mais plausível para este fato, foi a hipótese da mesma constituir um corpo básico, de maior porte que ficou protegido dos efeitos da migmatização, pela própria espessura.

CAPÍTULO I

1.1. INTRODUÇÃO

A área em estudo tem a forma de um quadrado limitado pelos paralelos de 6° S ao norte, 6°30' ao sul e pelos meridianos 36°30' a leste e 37° a oeste, que corresponde a uma parte da folha geológica de Currais Novos, ao norte do Rio Seridó (figura 1). Adotamos, por isto, o nome "Alto Seridó" (Ebert, 1969), para a região, em função do rio principal da área, afluente do Rio Piranhas. Segundo Brito Neves (1973) corresponde à parte da porção oriental do "alto tectônico" do Rio Piranhas.

O cristalino do Alto Seridó foi dividido em duas grandes unidades estratigráficas nos seguintes trabalhos:

- Ebert, 1970: The Precambrian Geology of the "Borborema"-Belt (Pb e RN - Nordeste do Brasil) and the Origin of its Mineral Provinces.
- Ebert, 1969: Geologia do Alto Seridó - Nota explicativa à folha geológica de Currais Novos.

Essas duas grandes unidades são:

- Grupo São Vicente: que corresponde ao ciclo Transamazônico (Hurley et al. - 1969); as rochas deste ciclo são geralmente ricas em orto-anfibolitos.
- Grupos Caicó e Seridó: correspondem ao ciclo Brasileiro (Almeida et al - 1967-1). Estes dois grupos contém, essencialmente, para-anfibolitos sendo que os orto-anfibolitos são raros no Grupo Caicó e faltam no Grupo Seridó. A falta quase total do magmatismo inicial básico é típica para o geossinclínio Brasileiro.

Em função desta classificação podemos esperar a seguinte sequência de processos petrogenéticos:

A — Ciclo Transamazônico (Grupo São Vicente)

1. Deposição de sedimentos clásticos, mal sortidos e classificados no geossinclínio Transamazônico.
2. Deposição, no mesmo geossinclínio, de magmas básicos, sejam efusivos (derrames basálticos) sejam intrusivos (sills e diques de diabásio).
3. Deformação regional com metamorfismo no ambiente de fácies anfibolítica.
4. Tomaram lugar plutônicos ácidos, geralmente com predominância do plagioclásio sobre o feldspato potássico (quartzo-dioritos, granodioritos e trondhjenitos). Os afloramentos naturais não permitem verificar se esta tomada de lugar foi por formação no local (anatexis) ou por intrusão no estado líquido; nos afloramentos ao nordeste de S. Vicente (figuras 2 e 3) predomina a estrutura migmatítica, enquanto nas ocorrências a noroeste de São Vicente (figuras 2 e 3) as rochas são essencialmente ortognaisses com algumas remanescentes de migmatitos. Uma terceira ocorrência de São Vicente, ao sul de Lajes (RN), contém poucos anfibolitos e não foi incluída neste estudo.

B — Intervalo Pós-Transamazônico

Levantamento das rochas do ciclo Transamazônico e destruição, por erosão, de todos os horizontes superiores ao nível da faixa anfibolítica.

C — Ciclo Brasileiro

1. Nova deposição de sedimentos no geossinclínio Brasileiro, desta vez ao lado de sedimentos do tipo grauvaque e arcócio, também de arenitos puros e sedimentos carbonáticos mais ou menos impuros, enquanto os ofiolitos se restringem à zonas isoladas, especialmente às partes basais.
2. Metamorfismo regional, simultâneo à deformação, em diferentes horizontes metamórficos, de nível médio até partes inferiores do nível superior (Winkler, 1976).
3. Tomaram lugar os plutonitos tardios até pós-Brasileiros; estes, em contraste com os plutonitos Transamazônicos, são muito mais ricos em feldspato potássio (Almeida, 1967-2); esta diferença se manifesta também nas zonas de contato.

1.2. PROGRAMA DE TRABALHO

O estudo é dirigido no sentido de uma melhor definição dos tipos de processos da transformação sofridos pelas rochas, seja na sua estrutura, seja na composição mineralógica. É de se esperar, por exemplo, que as rochas do Grupo São Vicente sejam altamente polimetamórficas, tendo sofrido, pelo menos, duas fases de metamorfismo regional (uma de idade Transamazônica, certamente de caráter progressivo e outra de idade Brasileira, provavelmente do tipo regressivo). Pode-se intercalar entre as duas, uma fase de migmatização de idade Transamazônica, sendo que todas estas fases parecem ser seguidas por outra de caráter predominantemente estático (sem deformação) pela influência dos granitos Brasileiros.

LOCALIZAÇÃO DA FÔLHA

FIGURA - I

MAPA ESPECIAL

FIGURA - 3

Área Florânea - S. Vicente (I.R. Machado e H. Ebert)

CNX = $\left\{ \begin{array}{l} \text{CN } 61 \\ \text{CN } 63 \\ \text{CN } 65 \\ \text{CN } 488 \\ \text{CN } 55 \end{array} \right.$

MAPA GEOLÓGICO

PARTE DA FOLHA DE CURRAIS NOVOS

FIGURA - 2

0 10 KM
Escala

LEGENDA

	Arenites e Siltitos	Formação Serra do Martins	TERCIÁRIO INFERIOR OU CRETÁCEO
	Diorito	Pos-tectônicos	MAGMATITOS
	Granito intrusivo (com fácies básico marginal)		
	Granito intrusivo gnaissificado (orto-gnaiss)	Sintectônicos	
	Micaxisto granulação muito variável	Formação Seridó	PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR
	Quartzito	Formação Florânia	
	Meta-grauvaca, meta-arcócio epidoto-quartzito		
	Para-gnaiss, meta-arcócio meta-grauvaca, quartzito		
	Para-gnaiss	Formação Quixadá	
	Calcário, Skarnito		
	Calcário, Skarnito Para-gnaiss (Indiviso)		
	Meta-arcócio, meta-conglomerado, meta-grauvaca, para-gnaiss, micaxisto	Formação Parelhas	
	Muscovista-quartzito, algumas vezes conglomerático	Formação Equador	
	Migmatito, orto-gnaiss, para-gnaiss, anfibolito		PRÉ-CAMBRIANO MÉDIO
	O mesmo retrabalhado durante o diastrafismo assíncrono		
	Contato observado		
	Contato inferido	MERGULHO DA ESTRATIFICAÇÃO (FOLIAÇÃO NO XISTO SERIDÓ)	
	Falha		
	Anticinal	MERGULHO DOS EIXOS LOCAIS	
	Sinclinal		
	Estrada secundária	MERGULHO DOS EIXOS REGIONAIS	
	Cursos de águas periódicas		
	Cidades ou Vilas	DECLINAÇÃO MAGNÉTICA	
	Estrada principal		
	Mergulho dos eixos regionais		
	Mergulho dos eixos locais		

As rochas do ciclo Brasileiro devem mostrar um número menor de fases de transformação pois falta a fase Transamazônica; ainda podem existir sub-fases: por exemplo, pode ter ocorrido uma fase de aumento de temperatura correspondendo à intrusão dos granitos e outra de diminuição de temperatura, após a cristalização principal, mais ou menos em ambiente hidrotermal.

Um estudo regional detalhado destes processos, em todos os tipos de rochas, supera, em muito, as limitações naturais de um trabalho de pós-graduação. Foi, por isto, escolhido apenas o grupo dos metabasitos que, segundo experiências gerais, reflete bem os processos de transformação.

Foram estudadas todas as amostras e lâminas de anfibolitos existentes no Departamento de Mineralogia e Recursos Minerais do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP, coletadas por Heinz Ebert em 1954, 1957/62 e 1967/9 tendo por finalidade elaborar critérios para distinguir, por meios microscópicos, os para-anfibolitos dos orto-anfibolitos. Entretanto, no decorrer dos trabalhos, foram descobertos fenômenos poucos conhecidos nos plagioclásios dos orto-anfibolitos, de modo que, restringimos o trabalho essencialmente a um estudo detalhado dos plagioclásios destes orto-anfibolitos, dispondo-se 45 lâminas, feitas a partir de 19 amostras, cuja procedência encontra-se indicada nos mapas especiais (figuras 3, 4 e 5). Fizemos esta escolha por observar que a estrutura zonal, parcialmente normal e parcialmente inversa, deve refletir os processos genéticos inicialmente enumerados. Deste modo, resultou como tema específico do nosso estudo aquele indicado na capa do presente trabalho.

Os valores quantitativos obtidos, como a composição modal da rocha, o tipo de geminação, composição química nas diferentes zonas, são reunidos em tabelas e diagramas.

Microfotografias ilustram os minerais típicos dos anfibolitos e as estruturas dos plagioclásios, principalmente intercrescimentos, geminação e zoneamento.

MAPA ESPECIAL

FIGURA - 4

Os arredores de S. José do Seridó (J.G. de Sá)

MAPA ESPECIAL

FIGURA - 5

Arredores de Acari

CAPITULO II

2. OS MINERAIS DOS METABASITOS E SUA COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA QUALITATIVA

A composição mineralógica dos anfibolitos é relativamente simples envolvendo um pequeno número de minerais, quais sejam:

Minerais Incolores:

- essenciais: plagioclásio.
- acessórios: quartzo, microclina, apatita, calcita e zirconita.
- secundários: muscovita, sericita.

Minerais Coloridos:

- essenciais: hornblenda.
- acessórios: piroxênio, biotita, epidoto, titanita, ilmenita, magnetita e allanita.
- secundários: clorita, clinozoisita e talco.

Para determinação destes minerais usou-se a seguinte bibliografia: Kerr (1977), Heinrich (1965), Winchell (1927), Tröger (1955) e Deer, Howie and Zussman (1962).

2.1 MINERAIS INCOLORES

2.1.1. MINERAIS INCOLORES ESSENCIAIS

— *Plagioclásio* - ocorre normalmente como grãos xenoblásticos, de granulação variada, bem geminados e zonados. A sequência zonal pode ser normal-recorrente, inversa-recorrente ou inversa-normal-recorrente, com contatos gradacionais entre as zonas, onde a porcentagem de anortita varia entre os valores extremos de An₁₈ - An₅₀. Estes valores foram determinados na platina universal, usando-se o método Rittmann-Ebert (1931) ou o método completo segundo Feodoroff (Duparc e Reinhard, 1924), ver apêndice 1.

As leis de geminação mais comuns são as leis de Albita e Periclina, mas também temos indivíduos geminados segundo a lei complexa Albita-Carlsbad.

Os plagioclásios, estruturalmente, constituem tipos diferentes quanto ao tipo de alteração, intercrescimento e geminação; a estes será dedicado o capítulo 4.

2.1.1 MINERAIS INCOLORES ACESSÓRIOS

— *Microclina* - ocorre em quantidades muito variadas (ver tabelas 1 e 2) dependendo do ambiente geológico (por exemplo, se restringe a pequenas proporções, nunca ultrapassando 0,4% quando forma intercrescimento antipertítico; ou pode alcançar valores até 14%, em casos especiais, quando ocorre como grãos intersticiais).

Apresenta-se sob três formas de ocorrência:

- como intercrescimento antipertítico, geralmente em “patch” “rod” ou “interpenetrant” (foto 2). Em Acarí a microclina constitui uma antipertita bem diferente das outras localidades (foto 1), ocorrendo como manchas na zona externa de um plagioclásio idioblástico. Deve-se tratar de um fenômeno de segregação estando, provavelmente, a zona externa do plagioclásio inicialmente em temperatura mais elevada, mais susceptível à aceitação de íons de potássio no retículo do feldspato, do que em fases posteriores de temperatura mais baixa.
- substituindo parcialmente o plagioclásio a partir dos bordos, fraturas ou planos de clivagem. A foto n° 2 mostra a corrosão de um plagioclásio por uma microclina não geminada, mas com extinção ondulante.
- como grãos xenoblásticos preenchendo os interstícios entre os minerais de maior grau de idiomorfismo, demonstrando a origem tardia da microclina durante um processo de metassomatismo potássico. Este fenômeno se observa tanto no granito de de Acarí com os orto-anfibolitos (foto 3) como também nos anfibolitos dentro dos migmatitos do grupo S. Vicente (foto 4); geralmente estas microclinas possuem a típica geminação cruzada.

Nas lâminas onde a microclina em grãos intersticiais ou isolados é mais abundante, as lamelas antipertíticas dentro do plagioclásio também o são, principalmente as do tipo “patch” e interpenetrante. Onde a microclina intersticial, ou em grãos isolados, é rara ou falta observa-se uma menor quantidade de lamelas com pequenas dimensões (rod) ou a sua ausência total. Daí concluímos que a origem das antipertitas do tipo “pach” e interpenetrant resultam certamente da substituição dos plagioclásios por microclina. No estágio inicial da substituição teríamos o plagioclásio com “patches” de feldspato potássico antipertítico e no estágio final microclina com “patches” de plagioclásio (pertita), caso observado nos migmatitos com paleossoma gnáissico.

FOTO 1

CN 201-A - Biotita-anfibolito: Formação Parelhas. Plagioclásio idioblástico com núcleo sericitizado e zona externa com manchas antipertíticas e incluindo grãos de apatita (em grãos aciculares: flecha dupla, em seção hexagonal: flecha tripla); à esquerda (flechas simples), placa de biotita incluindo grãos de epidoto paralelamente a (001).

Localização: 6 Km ao norte de Acari (RN)
com analizador, aumento X 87,5.

FOTO 2

CN 202-A - Biotita-anfibolito: Formação Parelhas. Microclina com extinção ondulante, corroendo e formando intercrescimento "rod" nos bordos do plagioclásio.

Localização: 6 Km ao norte de Acari (RN).
com analizador, aumento X 87,5.

FOTO 3

CN 135 - Meta-gabro: Formação Parelhas. Microclina em grãos xenomórficos, mostrando geminação cruzada.

Localização: ao sul da Serra Negra, Currais Novos (RN)
com analizador, aumento X 32.

FOTO 4

CN 452-A - Anfibolito fino e difusamente infiltrado por feldspato: Grupo S. Vicente. Microclina em grãos xenomórficos mostrando geminação cruzada.

Localização: Saco da Luiza, a 6,5 Km de S. Vicente (RN)
com analizador, aumento X 87,5.

- *Quartzo* - apresenta-se sob as seguintes formas de ocorrências:
- como grãos xenoblásticos de granulação grosseira (até 2,30 mm) associados à microclina em faixas de neossoma, eles sempre aparecem um pouco achatados, fraturados e com extinção ondulante.
- como grãos xenoblásticos menores (0,2 a 0,7 mm) disseminados nas rochas e geralmente associados aos máficos.
- como pequenos grãos arredondados (0,08 a 0,2 mm) inclusos no plagioclásio ou hornblenda.

Apresenta-se em quantidades variadas, tanto entre os orto como entre os para-anfibolitos (tabelas 1 e 2). Valores elevados de quartzo nos orto-anfibolitos, por exemplo na amostra CN 488 (neossoma) e na amostra CN 453 (neossoma), devem corresponder a efeitos de migmatização, ou seja o quartzo foi introduzido durante a fase de metamorfismo. Nos para-anfibolitos a relação percentual entre o quartzo e o plagioclásio é muito mais inconstante e os altos valores devem resultar da existência de quartzo sedimentar em abundância nas antigas margas.

- *Apatita* - é um acessório comum a todas as rochas, mas aparece sempre em pequenas quantidades nunca ultrapassando 1% nos orto-anfibolitos ou 3% nos para-anfibolitos.

Ocorre em grãos idioblásticos ora muito pequenos (0,08 mm) e aciculares (foto 1 - flechas duplas e foto 23 - flechas simples), normalmente inclusos nos plagioclásios, ora um pouco maiores (até 0,5 mm) em forma de sarrafo, com seção hexagonal perpendicularmente ao alongamento (foto 1 - flechas triplas), aparecendo como inclusão principalmente em biotita, plagioclásio e hornblenda. Pode ainda se apresentar como grãos arredondados (até 1 mm) disseminados na rocha. Os grãos maiores, em ambas as formas de ocorrência estão sempre fraturados.

- *Calcita* - é rara nunca chegando a 1% da composição modal. Pode aparecer como inclusão na hornblenda ou como grãos xenoblásticos intersticiais, com granulação entre 0,15 e 0,20 mm, entre os minerais claros.

- *Zircão* - é raríssimo, ocorrendo sob a forma de grãos idioblásticos, muito pequenos, em apenas uma amostra.

2.1.3 MINERAIS INCOLORES SECUNDÁRIOS

- *Sericita* - é o principal produto de alteração dos plagioclásios. A sua distribuição fina impossibilita a sua contagem e representação na moda estando, então, inclusa nos valores dos plagioclásios. Ocorre como palhetas muito finas:
 - no núcleo dos plagioclásios (fotos 2, 5 e 6).
 - preenchendo fraturas dos plagioclásios.
 - atacando um sistema de lamelas de geminação dos plagioclásios e também nas zonas externas.
- *Muscovita* - é ainda mais rara, aparecendo sob a forma de palhetas (0,5 mm) ora no núcleo sericitizado dos plagioclásios, ora nos seus bordos, na terminação de fraturas preenchidas por sericita.

2.2 MINERAIS COLORIDOS

2.2.1 MINERAIS COLORIDOS ESSENCIAIS

- *Hornblenda* - há dois tipos de hornblenda, ambas actinolíticas, de cor verde azul-claro (Z); o que as distingue é o tipo da estrutura;

- *Hornblenda I* - é o tipo mais comum, de cor verde azul claro (Z), cuja tonalidade varia de lâmina para lâmina, tornando-se mais ou menos actinolítica conforme o local de amostragem. Dentro de um mesmo grão a tonalidade varia tornando-se incolor em pequenas áreas distribuídas ao acaso. Estas variações de pleocroísmo devem corresponder às oscilações de temperatura discutidas no capítulo IV no exemplo dos plagioclásios.

Esta hornblenda normalmente é prismática, sem terminação cristalográfica, com poucos traços de clivagem e ocorre em pequenos cristais (fotos 8 e 9) ou em cristais maiores (0,86 a 1,72 mm), com contornos irregulares (fotos 10 e 11) ou em megablastos (foto 12) ou ainda formando pseudomorfos granulares de augita (foto 7).

O crescimento dos grãos provocou, em alguns pontos, a inclusão de outros minerais como o quartzo, apatita, titanita, epidoto e opacos. Temos ainda, inclusas em hornblenda pequenas agulhas de titanita e de epidoto que se orientam preferencialmente segundo os planos (101) e (110) (foto 11).

- *Hornblenda II* - é verde-azul pálido (Z), hipidioblástica, porfoblástica (foto 15) e poiquiloblástica (foto 16), parcialmente recristalizada nas bordas e em pontos no interior do grão. Inclui, parcialmente quartzo e um pouco de calcita; seus bordos de hornblenda verde não actinolítica (foto 15) indicam aumento de temperatura. Assim indivíduos deste tipo refletem a seguinte sequência de processos:

FOTO 5

CN 201-B - Biotita-anfibolito: Formação Parelhas. Plagioclásio fortemente corroído por hornblenda, com núcleo sericitizado e manchas antipertíticas na zona externa.

Localização: 6 Km ao norte de Acari (RN)
com analizador, aumento X 87,5.

FOTO 6

CN 202-A - Biotita-anfibolito: Formação Parelhas. Plagioclásio com núcleo sericitizado e incluindo placa de biotita parcialmente cloritizada (flechas simples).

Localização: 6 Km ao norte de Acari (RN)
com analizador, aumento X 87,5.

FOTO 7

CN 367-B - Metagabro: Grupo S. Vicente. Pseudomorfos granulares de augita substituídos por hornblenda I, onde a biotita cresce em indivíduos paralelos.

Localização: 3,1 Km a este do riacho Patocoró, na estrada S. Vicente-Florânia (RN).
sem analisador, aumento X 32.

FOTO 8

SM 2 - Hornblenda-xisto: Grupo Caicó. Hornblenda granoblástica em pequenos cristais.

Localização: 4,5 Km a este de S. Mamede (Pb)
sem analisador, aumento X 32.

FOTO 9

CN 45 - Plagioclásio-anfibolito: Formação Parelhas. Hornblenda I em pequenos cristais.
Localização: Perto a oeste de S. Vicente (RN)
sem analizador, aumento X 32.

FOTO 10

CN 489-C - Anfibolito básico com estrutura nematoblástica bem conservada: Grupo S. Vicente.
Hornblenda I em grãos com contorno irregular e parcialmente cloritizada.
Localização: 6 Km a oeste de S. Vicente, no leito do Riacho Santa Cruz.
sem analizador, aumento X 87,5.

- cristalização de piroxênio (temperatura aumenta).
- substituição de piroxênio por hornblenda actinolítica (temperatura diminui).
- cristalização consecutiva de hornblenda verde (temperatura normalmente aumenta).

A hornblenda II constitui pseudomorfos dos piroxênios enquanto a hornblenda I deve ser o produto normal de recristalização da rocha em condições de deformação.

2.2.2. MINERAIS COLORIDOS ACESSÓRIOS

– O *piroxênio* é idioblástico, com granulação variável (0,14 a 0,86 mm), é do tipo dialágio, como mostra a foto 17 (clivagem segundo (110) e (100)), verde muito claro ou incolor, em metablastos grandes (foto 17), ocorrendo associado à determinadas faixas de neossoma (foto 18). Na lâmina CN453 (A) é muito límpido (foto 17) e bem cristalizado não mostrando sinais de alteração; nas demais lâminas parece estar se formando às custas de hornblenda II pois na seção CN452 (A) observamos grãos com núcleos de hornblenda e bordos de piroxênio (fotos 19 e 20). O único caso onde há piroxênio ígneo (diopsídio) parcialmente conservado e parcialmente transformado em hornblenda é na seção CN135 (foto 36).

– A *biotita* parda apresenta-se como palhetas alongadas, ora muito pequenas (0,02 mm) inclusas no plagioclásio, ou em placas maiores (0,2 a 1,5 mm), como alteração de hornblenda, com grau de orientação variável. Às vezes tem-se a impressão da existência de duas gerações de biotita devido às diferentes direções de orientação na lâmina.

Em Acari a biotita ocorre em placas maiores e pouco orientadas formando, macroscopicamente, grandes poiquiloblastos hexagonais de 4 a 5 cm de diâmetro, incluindo grãos de todos os outros minerais. O crescimento blástico de biotita deve ter ocorrido durante a intrusão do granito sendo o principal produto de alteração de hornblenda; seus restos produzem, algumas vezes, formas estranhas que dão a impressão de um mineral fibroso em forma de pluma (figura 21).

A biotita, geralmente inclui grãos de titanita (foto 22), apatita (fotos 21 - flechas e 23 - flechas), e mais raramente, de epídoto (foto 23), quartzo e plagioclásio. Altera-se para clorita, que ocorre em feixes, alternando-se com a biotita, porém em menor quantidade (foto 24). A biotita cristalizou-se, às vezes, dentro de um campo de deformação aparecendo em indivíduos paralelos (fotos 7, 23 e 25); em outros casos cresceu sob condições de pressão hidrostática, sem deformação, em ambiente de contato com o granito (foto 26).

– A *titanita* ocorre tanto na forma de cristais idioblásticos (foto 22 e 27) como em grânulos arredondados com dimensões reduzidas (0,02 e 0,2 mm) (foto 26), associada aos máficos (foto 26) ou disseminada na rocha e sempre corroída pelo plagioclásio (fotos 27 e 28).

Mostra geminação polissintética onde os indivíduos se orientam paralelamente a (221). São geminados apenas os grãos maiores e isolados (porfiroblastos muito corroídos) enquanto os grãos pequenos inclusos na hornblenda e biotita não apresentam geminação.

Em toda a região estudada, quando a titanita ocorre associada à biotita ela é mais abundante e forma grãos maiores do que quando associada à hornblenda. Nas rochas onde não há biotita a titanita pode ocorrer como inclusão na hornblenda em pequenos grãos que podem ser orientados paralelamente aos planos (010), (110) e (110) da hornblenda (foto 13-flechas) ao lado do epídoto.

As observações indicam que na transformação da hornblenda para biotita sempre aparece um excesso de cálcio que se manifesta na cristalização de titanita e/ou epídoto.

– O *epídoto* forma, geralmente grãos alongados e com forte tendência ao idiomorfismo. Apresenta-se sob vários modos de ocorrências:

- Associado aos máficos, como inclusão na biotita (foto 21 - flechas, fotos 23, 25, 26 e foto 24 - flechas), ou hornblenda. Os grãos são relativamente grandes (0,2 a 0,4 mm) e pleocróicos (X: incolor, Y: amarelo-claro ou X: amarelo-claro e Y: amarelo-ouro), pertencentes à variedade pistacita. Podem incluir núcleos pardacentos de allanita e, quando em contato com o plagioclásio, estão sempre corroídos pelo mesmo. Os grãos de cor amarelo-ouro possuem fraturas perpendiculares ao seu alongamento (foto 1 - flechas). Também constitui bordas na ilmenita fortemente corroída (foto 32).
- Como grânulos arredondados ou prismáticos, com dimensões reduzidas (0,02 a 0,08 mm) e com fraco pleocroísmo (amarelo muito claro) a incolores, como produto de alteração dos plagioclásios (variedade clinozoisita).
- Disseminado nas rochas (ambos os tipos descritos no primeiro parágrafo).

2.2.3. MINERAIS COLORIDOS SECUNDÁRIOS

– *Clorita* - é do tipo penina (+) sempre secundária. Ocorre como agregados fibrosos (feixes) alternados com biotita (foto 24) ou em agregados semi-radiais, como produto de alteração direto na hornblenda, quando a biotita é ausente (foto 10).

- *Clinozoisita* - (ver capítulo IV).
- *Talco* - é muito raro mas pode ocorrer substituindo o plagioclásio ou o piroxênio (pseudomorfos).

2.3. OS OPACOS (ILMENITA E MAGNETITA)

São pouco frequentes. Formam cristais idio e xenoblásticos, com dimensões variando de 0,03 a 0,2 mm e tem os seguintes modos de ocorrências:

- Como inclusão na hornblenda ou plagioclásio.
- Disseminados nas rochas, corroídos e com coroa de alteração (fotos 29, 30 e 31).
- Como núcleo de reação de ilmenita cercado por titanita (indicando metamorfismo regressivo).
- Como núcleo de reação de ilmenita cercado por epidoto (foto 32).

FOTO 11

CN 488 - Anfibolito fortemente nematoblástico e com infiltrações pegmatíticas: Grupo São Vicente. Hornblenda I com contorno irregular e com inclusões aciculares de epidoto e titanita (flechas).
Localização: Saco da Luíza, 7 Km a NE de S. Vicente (RN)
com analizador, aumento X 87,5.

FOTO 12

CN 214 - Epidoto-anfibólito: Formação Parelhas. Megablastos de hornblenda I cujo crescimento provocou o encurvamento das camadas ao redor.

Localização: Córrego do Ingá - Cruzeta (RN)
sem analizador, aumento X 32.

FOTO 13

CN 452-A - Anfibólito fortemente homogeneizado no ambiente migmatítico: Grupo S. Vicente. Hornblenda I, idioblástica, com geminação simples.

Localização: Saco da Luíza, 6,5 Km de S. Vicente (RN)
com analizador, aumento X 32.

FOTO 14

CN 36 - Metagabro: Grupo S. Vicente. Hornblenda I com contorno irregular e mostrando geminação polissintética.

Localização: Estrada Velha S. Vicente-Florânia, 8,5 Km a oeste de S. Vicente (RN).
com analizador, aumento X 32.

FOTO 15

CN 457-A - Metagabro: Grupo S. Vicente: Hornblenda actinolítica II em pseudomorfos de piroxênio, com bordos recristalizados para hornblenda comum (mais rica em ferro).

Localização: Estrada S. Vicente-Florânia a 18,3 Km de S. Vicente (RN).
com analizador, aumento X 32.

FOTO 16

CN 457-A - Metagabro: Grupo S. Vicente. Hornblenda II porfiroblástica e poiquiloblástica mostrando geminação simples.

Localização: Estrada S. Vicente-Florânia a 18,3 Km de S. Vicente (RN)
com analisador, aumento X 87,5.

FOTO 17

CN 453-B - Neossoma aplítico em camadas de anfibolito: Grupo S. Vicente. Dialógio idioblástico mostrando clivagem segundo (100) e (110).

Localização: Saco da Luíza, 4,8 Km de S. Vicente (RN)
sem analisador, aumento X 87,5.

FOTO 18

CN 453-B - igual foto 17, aumento X 32.

Grãos de piroxênio idióblástico associado a faixas de neossoma.

FOTO 19

CN 452-A - Anfibolito fortemente homogeneizado no ambiente migmatítico: Grupo S. Vicente. Substituição de hornblenda II por piroxênio a partir dos bordos e planos de clivagem.

Localização: Saco da Luiza, 6,5 Km de S. Vicente (RN).
sem analizador, aumento X 87,5.

FOTO 20

CN 452-A - Detalhe do grão da foto 19, substituição da hornblenda II por piroxênio.
sem analizador, aumento X 207,5.

FOTO 21

CN-201-A - Biotita-anfibolito: Formação Parelhas. Restos plumiformes de hornblenda dentro da biotita.

Localização: 6 Km ao norte de Acari (RN)
com analizador, aumento X 87,5.

FOTO 22

CN 221-A - Meta-gabro: Formação Parelhas. Titanita idioblástica associada aos máficos e inclusa na biotita.

Localização: Estrada Caicó (RN) - Fazenda Genezaré a 4,3 Km de Genezaré.
sem analizador, aumento X 87,5.

FOTO 23

CN 220-A - Metagabro: Formação Parelhas. Biotita em indivíduos paralelos incluindo grãos alongados de apatita (flechas simples), epidoto (flechas duplas) e quartzo.

Localização: Estrada Caicó-Fazenda Genezaré, a 4 Km de Genezaré, Caicó (RN)
sem analizador, aumento X 87,5.

FOTO 24

CN 65 - Para-gnaiss com hornblenda: Grupo S. Vicente. Biotita parcialmente cloritizada e incluindo epidoto amarelo-ouro (Z) (flechas).

Localização: Saco da Luiza, 7 Km a NE de S. Vicente (RN)
sem analizador, aumento X 87,5.

FOTO 25

CN 220-A - Meta-gabro: Formação Parelhas. Biotita em indivíduos paralelos (igual foto 22) incluindo grânulos prismáticos de epidoto.

Localização: Estrada Caicó-Fazenda Genezaré, a 4 Km de Genezaré, Caicó (RN)
sem analizador, aumento X 32

FOTO 26

CN 367-B - Metagabro: Grupo S. Vicente. Biotita em placas suborientadas incluindo grânulos arredondados de titanita e epidoto.

Localização: 3,1 Km a Este do riacho Patocoró, na estrada Florânia-S. Vicente.
sem analisador, aumento X 87,5

FOTO 27

CN 135 - Metagabro - Formação Parelhas: Titanita idioblástica, fraturada e corroída por plagioclásio.

Localização: ao sul da Serra Negra. Currais Novos (RN).
com analisador, aumento X 207,5.

FOTO 28

CN 63 - Biotita anfibolito nebulítico: Grupo S. Vicente. Titanita xenoblástica fraturada e corroída por plagioclásio.

Localização: Saco da Luíza, 7 Km a NE de S. Vicente (RN)
sem analisador, aumento X 32.

FOTO 29

CN 488-A - Anfibolito fortemente nematoblástico e com infiltrações pegmatíticas: Grupo S. Vicente. Magnetita corroída por plagioclásio e epidoto.

Localização: Saco da Luíza, 7 Km a Ne de S. Vicente (RN)
sem analisador, aumento X 87,5

FOTO 30

CN 61-B - Para-gnaiss com hornblenda: Grupo S. Vicente. Ilmenita corroída por epidoto e plagioclásio; Titanita idioblástica e corroída por plagioclásio.

Localização: Saco da Luiza, 7 Km a NE de S. Vicente (RN)
sem analizador, aumento X 87,5.

FOTO 31

CN 61 - B - Seção idêntica à da foto 30. Salientando o epidoto amarelo ouro e rosa.
com analizador, aumento X 87,5.

FOTO 32

CN 61-B Para-gnaiss com hornblenda: Grupo S. Vicente. Ilmenita corroída e com coroa de alteração de epidoto.

Localização: Saco da Luíza, 7 Km a NE de S. Vicente (RN)
sem analizador, aumento X 207,5.

CAPÍTULO III

3. CLASSIFICAÇÃO DOS ANFIBOLITOS

3.1 CLASSIFICAÇÃO MODAL

Para a classificação dos anfibolitos, especialmente a separação dos orto-anfibolitos - objeto especial deste trabalho - dos para-anfibolitos, dois critérios se oferecem: a composição mineralógica qualitativa e quantitativa ("modus") e a estrutura.

Em alguns casos apenas um dos critérios já é suficiente para a classificação, por exemplo, quando a relação entre minerais máficos e félsicos fica muito a favor dos primeiros; também valores muito elevados de quartzo podem indicar origem sedimentar a partir de margas dolomíticas areníticas. Mas este valor em si não é decisivo e deve ser corroborado por evidências geológicas e estruturais, posto que o alto valor de quartzo pode, também, resultar de uma infiltração de soluções pegmatíticas de origem trondhjêmica, como é o caso no grupo S. Vicente (fortemente migmatítica e com paleossoma pobre em microclina).

Rochas com valores extremamente altos em máficos também são de caráter ambíguo pois podem ser derivadas tanto de ultrabásicas como de margas dolomíticas puras; nestes casos deve-se aplicar outros critérios para a decisão.

Composições modais com plagioclásios e máficos equilibrados sugerem origem magmática: gabros, diabásios ou basaltos. Porém esta regra não é sem exceções sendo também necessário a aplicação de critérios geológicos e estruturais. Metabasitos também podem ser originados por tufos, mas sendo magmatismo supra-crustal totalmente desconhecido do pré-Cambriano do Alto Seridó e de áreas vizinhas, a origem a partir de tufos ou tufitos não será discutida.

Os anfibolitos, incluindo alguns hornblenda-xistos, serão classificados do modo seguinte:

- para-anfibolitos e para-hornblenda-xistos: matéria pré-metamórfica - marga dolomítica com teores variáveis de quartzo e substâncias argilosas, variação que se manifesta no modus.
- orto-anfibolitos e orto-hornblenda-xistos, resultantes do metamorfismo de magmatitos básicos, eventualmente ultrabásicos, normalmente de origem hipoabissal (diabásios e micro-gabros), pois basitos abissais e supra-crustais não foram encontrados na área.

3.1.1 COMPOSIÇÃO MODAL DOS PARA-ANFIBOLITOS

A tabela 1 mostra a composição modal de rochas que classificamos como para-anfibolitos. Os valores estão agrupados segundo as formações geológicas na seguinte sequência: Formação Parelhas, Formação Quixaba e Grupo Caicó Indiviso. A organização dentro de cada grupo começa com rochas leucocráticas e termina com as melanocráticas.

Rochas com alto teor em hornblenda (acima de 50%) dificilmente podem ser outra coisa que para-anfibolitos. Sua interpretação como para-anfibolitos é corroborada pelo estudo da estrutura.

3.1.1.1 FORMAÇÃO PARELHAS

As duas primeiras amostras podem ser suspeitas de orto-origem:

- Na amostra CN 253, a relação plagioclásio-hornblenda corresponde muito bem à relação de um meta-diabásio; o estudo de sua estrutura, porém, exclui esta afirmação.
- A amostra Pa 207 mostra predominância de minerais siálicos. Porém, a predominância destes e de quartzo sobre plagioclásio exclui qualquer interpretação como meta-diabásio. A rocha originária deve ter sido uma marga dolomítica com alto teor em quartzo.
- As sete amostras restantes mostram grande predominância de hornblenda, parcialmente associada com altas quantias de epidoto, sobre o plagioclásio e, dentro dos siálicos, uma alta porcentagem de quartzo em relação ao plagioclásio. Tais valores excluem, de antemão, qualquer interpretação como orto-anfibolitos.

3.1.1.2 FORMAÇÃO QUIXABA

Das seis amostras de anfibolitos da formação Quixaba, cinco foram coletadas fora da área do Alto Seridó: Ang 11 está numa área bastante ao norte; as com prefixo Pt e SM foram coletadas na zona entre São Mamede e Patos, muito para SW, e por isto não

TABELA I

COMPOSIÇÕES MODAIS DOS PARA-ANFIBOLITOS E HORNBLENDA-XISTOS

FORMAÇÃO PARELHAS										FORMAÇÃO QUIXABA						GRUPO CAICÓ INDIVISO (Fm PARELHAS + Fm QUIXABA)				
	Pa	CN	CN	CN	CN	CN	CN	CN	CN	Ang	Pt	Pt	SM	Pa	SM	Pt	SJC	Pt	SJC	SM
	207	253	363	492A	209	45	214	346	252	11	153	6	18	109	60	210	88	11	20	33
Qz	33,1	4,8	10,1	8,4	10,4	10,0	10,0	5,4	3,9	15,3	26,9	43,2				31,7	31,9	10,6	28,3	
Mcl										9,1							5,3	0,4		
Pl	22,1	43,0	25,7	23,4	21,5	21,5	10,1	8,2	5,1	30,8	34,7	20,2	39,9	33,4	10,0	35,6	52,8	42,5		12,6
Fels.	55,2	47,8	35,8	31,8	31,9	31,5	20,1	13,6	9,0	55,2	61,6	63,4	39,9	33,4	10,0	67,3	89,9	53,5	28,3	12,6
Bi					<0,1					26,7						22,1	<0,1	<0,1		
Hbl	36,8	42,5	56,2	62,5	53,5	61,2	65,8	80,6	72,8	15,9	34,3	11,5	60,1	54,7	83,5	7,3	9,5	46,2	57,8	60,4
Pi											<0,1			2,2	<6,1		0,2			23,8
Ep	1,8	9,6	0,3	0,7	13,5	7,0	12,6	1,8	16,0	1,4	0,1	23,9		5,7	0,3	0,6	0,2			1,8
Maf.	38,6	52,1	56,5	63,2	67,0	68,2	78,4	82,4	88,8	44,0	34,4	35,4	60,1	62,6	89,8	30,0	9,9	46,2	57,8	86,0
Ti	3,5	0,1	1,4	1,5	0,8	0,3	1,1	0,5	0,3	<0,1	1,2	1,5		4,0	0,2	0,1	0,8			0,8
Cc												<0,1								
Cl	<0,1	0,1			0,1			<0,1	0,1					<0,1	<0,1					
Ap	2,5	0,1	0,6	0,5	0,1	<0,1	0,1	0,5	0,3	0,4	2,8			<0,1	<0,1	0,1	0,1	0,2		0,6
Op	0,2	-	Ti+Op=48 1,1	0,3	0,3	<0,1	0,4	3,0	1,0		<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	2,5	0,3	0,1	13,8	<0,1
Aces.	6,2	0,3	7,9	2,3	1,2	0,3	1,6	4,0	1,7	0,4	4,0	1,5		4,0	0,2	2,7	1,2	0,3	13,8	1,4

TABELA II

COMPOSIÇÃO MODAL DOS ORTO-ANFIBOLITOS E META-ULTRABASITOS E DE SUAS ENCAIXANTES

	GRUPO SÃO VICENTE												FORMAÇÃO PAFELHAS											
	ÁREA A NE DE SÃO VICENTE												ÁREA ENTRE FLORÂNIA E S.VICENTE			A. ENTRE FLORÂNIA E S.VICENTE		ÁREA DE GENEZARÉ			ÁREA DE ACARI			
													CN	CN	CN	CN	CN	CN	CN	CN	CN	CN	CN	CN
	61	65p	488n	453n	63	65a	453A	488p	452	489	55	457	367	36	359	39	292	221	220	403	202	201	135	
Qz	36,0	16,5	33,0	28,0	10,4	6,6	6,8	0,5	--	11,0	3,2	4,3	5,6	5,5	12,1	--	4,3	7,0	5,0	3,1	0,1	0,1	1,3	
Mcl	4,7	8,7	2,0	1,3	3,1	0,6	0,1	0,6	13,8	--	1,7	2,0	--	--	--	--	--	<0,1	--	10,6	6,2	3,5	10,0	
Pl	47,7	50,1	52,0	36,0	39,1	24,0	45,5	41,2	19,0	33,0	4,3	50,5	39,0	37,8	19,5	0,2	48,9	44,0	36,0	43,0	40,6	40,0	13,7	
Fels.	88,4	75,3	87,0	65,3	52,6	31,2	52,4	42,3	32,8	44,0	9,2	56,9	44,6	43,3	31,6	0,2	53,2	51,0	41,0	56,7	46,9	43,6	25,0	
Bi	7,9	11,0	--	--	7,9	22,2	--	--	--	<0,1	17,0	19,5	23,6	--	0,02	10,6	16,0	20,0	16,7	13,0	20,5	--		
Hb	2,3	9,5	10,0	22,7	37,6	39,7	42,9	43,8	47,6	51,4	81,0	25,0	32,5	31,1	59,5	74,1	26,4	24,0	35,0	22,6	38,0	34,2	43,0	
Pi	--	--	--	10,6	--	--	2,8	--	15,2	--	--	2,4	--	--	--	25,0	--	--	--	--	--	--	29,7	
Ep	0,7	2,3	1,0	<0,1	0,1	1,1	0,8	9,8	--	0,7	0,3	<0,1	<0,1	--	8,2	--	4,2	5,5	2,5	0,3	0,1	0,1	--	
Maf.	10,9	22,8	11,0	33,3	45,6	63,0	46,5	53,6	62,8	55,1	84,3	44,4	52,0	54,7	67,7	99,1	45,2	45,3	57,9	39,6	51,1	54,8	72,7	
Ti	0,1	1,2	0,3	1,3	1,1	5,3	1,1	2,6	3,4	0,2	1,3	0,6	3,0	1,0	0,2	0,5	0,8	1,3	1,0	2,5	1,5	1,2	2,0	
Cc	<0,1	0,3	--	--	--	--	--	--	--	--	--	0,1	--	--	--	--	--	--	0,4	--	--	--	--	
Cl	0,1	<0,1	--	--	0,1	--	--	--	--	0,3	--	--	--	--	--	--	--	--	<0,1	0,2	--	--	--	
Ta	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	6,0	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
Ap	0,1	0,3	1,0	<1,0	0,3	0,1	<0,1	0,6	0,5	0,3	0,3	0,2	0,4	1,1	0,5	0,2	0,5	0,3	0,8	0,6	0,6	0,5	0,5	
Op	0,4	0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,4	--	0,1	0,4	0,1	<0,1	--	<0,1	<0,1	--	0,03	<0,1	<0,1	0,2	0,4	<0,1	0,1	--	
Aces.	0,7	1,9	1,3	1,3	1,6	5,8	1,1	3,3	4,4	0,9	7,6	0,9	3,4	2,1	0,7	0,7	1,3	1,6	2,4	3,7	2,1	1,8	2,4	

LEGENDA PARA TABELA I

— Formação Parelhas

- Pa 207 Para-gnaiss rico em hornblenda: riacho do Chafariz, Passagem (Pb).
 CN 253 Epidoto-anfibolito: riacho do Caju, a 2 Km da confluência do Rio Quimporo, Cruzeta (RN).
 CN 363 Anfibolito: a 500 m a oeste do cruzamento do riacho da Luiza com a antiga estrada Florânia-S. Vicente (RN), nesta.
 CN 492-A Anfibolito: estrada Cabeço-Livramento a SE da Fazenda Ipueiras, S. Vicente (RN).
 CN 209 Epidoto-anfibolito: confluência do riacho Ingá com o da Cachoeira, Cruzeta (RN).
 CN 45 Epidoto-anfibolito: perto, a oeste de S. Vicente (RN).
 CN 214 Epidoto-anfibolito: córrego do Ingá, Cruzeta (RN).
 CN 346 Hornblenda-xisto: 1 Km a leste da Fazenda Margarida, Cruzeta (RN).
 CN 252 Epidoto-hornblenda-xisto: riacho do Caju, 1,5 Km da confluência do rio Quimporo, Cruzeta, (RN).

— Formação Quixaba

- Pt 153 Para-gnaiss calco-silicático rico em hornblenda: acima da Fazenda da Roça, S. Mamede (RN).
 Pt 6 Hornblenda-epidoto-quartzito: perto ao norte de S. José do Bonfim, Patos (RN)
 Ang 11 Para-gnaiss calcossilicático com hornblenda: Mina Bodó, Cerro Corá, (RN).
 SN 18 Anfibolito: Mina Quixaba, Santa Luzia (Pb)
 Pa 109 Anfibolito: 4 Km a leste de Carnauba dos Dantas (RN)
 SM 60 Hornblenda-xisto: Mina Quixaba, Santa Luzia (Pb).

— Grupo Caicó Indiviso (Fm Parelhas + Fm Florânia)

- Pt Para-gnaiss rico em hornblenda: Boqueirão da Aba, parte central (Pb)
 SJC 88 Meta-arcócio: serra ao norte de Bananeiras, a leste de Patos (RN)
 Pt 11(2) Anfibolito: 5,5 Km a ESE de Patos (Pb)
 SJC 20 Epidoto-Hornblenda-xisto: 7 Km a ENE de Barauna (Pb)
 SM 33 Hornblenda-xisto: Estrada para Patos a ENE de Barauna (Pb).

LEGENDA PARA TABELA II

— Área a NE de S. Vicente (Grupo S. Vicente)

— Rochas Encaixantes

- CN 61 Para-biotita gnaiss com manchas de hornblenda: Saco da Luiza, 7 Km a NE de S. Vicente (RN)
 CN 65p Para-biotita gnaiss com hornblenda disseminada: Saco da Luiza, 7 Km a NE de S. Vicente (RN).

— Nessoma de Anfibolitos

- CN 488n Infiltração pegmatítica gnaissificada em orto-anfibolito: Saco da Luiza, 7 Km a NE de S. Vicente (RN)
 CN 453n Neossoma fino, aplítico em camadas de anfibolito: Saco da Luiza, 4,8 Km de S. Vicente (RN).

— Anfibolitos Homogeneizados

- CN 63 Biotita anfibolito nebulítico homogeneizado em ambiente migmatítico: Saco da Luiza, 8 Km a NE de S. Vicente (RN)
 CN 65a Biotita anfibolito com distribuição homogênea das partículas félsicas e máficas: Saco da Luiza, 7 Km a NE de S. Vicente (RN)
 CN 453A Anfibolito com remanescentes de estrutura nematoblástica: Saco da Luiza, 4,8 Km de S. Vicente (RN)
 CN 488a Anfibolito com estrutura nematoblástica muito bem conservada: Saco da Luiza, 7 Km a NE de S. Vicente (RN)
 CN 452 Anfibolito fortemente homogeneizado no ambiente migmatítico: Saco da Luiza, 6,5 Km a NE de S. Vicente (RN).

— Anfibolitos Básicos

- CN 489 Anfibolito básico com estrutura nematoblástica muito bem conservada.
 CN 55 Hornblenda-xisto: Saco da Luiza, 7 Km a NE de S. Vicente (RN)

— Área entre Florânia e S. Vicente (Grupo S. Vicente)

- CN 457 Meta-gabro: Estrada S. Vicente-Florânia a 18,3 Km de S. Vicente (RN)
 CN 367 Meta-gabro: 3,1 Km a leste do riacho Patocoró na estrada Florânia-S. Vicente (RN)
 CN 36 Meta-gabro: Estrada velha S. Vicente-Florânia, 8,5 Km a oeste de S. Vicente (RN)

— Área entre Florânia e S. Vicente (Formação Parelhas)

- CN 359 Epidoto-anfibolito: 76 Km a leste do Cruzamento da estrada Florânia-Cruzeta com a Florânia-S. Vicente.
 CN 39 Hornblenda-xisto: Estrada velha S. Vicente-Florânia, 6 Km a oeste de S. Vicente (RN).

— Área de Genezaré (Formação Parelhas)

- CN 292 Meta-gabro: 4,5 Km a oeste da Fazenda Genezaré, estrada para Caicó (RN)
 CN 221 Meta-gabro: estrada Caicó (RN)-Fazenda Genezaré, a 4,3 Km de Genezaré
 CN 220 Meta-gabro: estrada Caicó (RN)-Fazenda Genezaré, a 4 Km de Genezaré.

— Área de Acari (Formação Parelhas)

- CN 202 Meta-gabro: 6 Km ao norte de Acari (RN)
 CN 201 Meta-gabro: 6 Km ao norte de Acari (RN)
 CN 135 Meta-gabro: ao sul da Serra Negra, Currais Novos (RN)
 CN 403 Biotita-anfibolito: a Km a SW de Acari (RN).

serão discutidas em pormenores. Sua origem é meta-sedimentar e comprovada pelo ambiente de campo pois trata-se de camadas escuras inseridas dentro da calcáreos e meta-sedimentos adjacentes, como mica-xistos e meta-arcórios.

As três primeiras, já pelo alto teor em quartzo, indicam origem meta-sedimentar; na última amostra (SM 60) a total predominância de hornblenda indica que se trata de um hornblenda-xisto que deve ter-se derivado de uma margam dolomítica pura, pois nenhuma ocorrência de magmatismo básico é conhecida na Formação Quixaba.

Na amostra SM 18 não foi possível separar ao microscópio quartzo de plagioclásio não geminado de modo que temos quase 40% de plagioclásio que deve incluir uma porcentagem de quartzo.

A única amostra situada da área do Alto Seridó é a Pa 109. Também aqui o quartzo está incluído no valor do plagioclásio devendo situar-se ao redor de 10%; assim, uma composição de 10% de quartzo e pouco mais de 20% de plagioclásio, ao lado de 62,6% de máficos, deve excluir qualquer interpretação como orto-anfibolito.

3.1.1.3 GRUPO CAICÓ INDIVIDUAL

Como Ebert (1970) demonstrou, na região sul e sudoeste do Alto Seridó a separação das formações Parelhas (parte basal do Grupo Caicó) e Florânia (parte superior do mesmo grupo) não é possível pois a formação Quixaba, intermediária, falta sendo que a fácies sedimentar é a mesma em todo o grupo.

As cinco amostras incluídas na tabela 1 são indubitavelmente para-anfibolitos: Pt 210, Pt 11 e SJC 20 pelo elevado teor em quartzo a SJC 20, ainda pelo baixo teor em plagioclásio. A rocha SJC 88, com baixo teor em máficos, só pode ser um meta-arcósio com certo teor em carbonatos de origem sedimentar e, a rigor, não deveria ser citada entre os anfibolitos. Todas estas rochas serão excluídas da discussão futura, tanto mais que elas provêm de área fora do Alto Seridó.

3.1.2 COMPOSIÇÃO MODAL DOS ORTO-ANFIBOLITOS

Como foi citada na introdução, a maioria dos orto-anfibolitos pertence ao Grupo S. Vicente, de idade Transamazônica, cuja riqueza em metabasitos já foi aventada.

A tabela 2 mostra a composição modal dos orto-metabasitos, agrupados da mesma forma que os para-anfibolitos, na sequência: Grupo S. Vicente (Ciclo Transamazônico) - Formação Parelhas (Ciclo Brasileiro). O arranjo dentro de cada grupo começa também com as rochas leucocráticas e termina com as melanocráticas. Porém, aqui faz-se necessária, ainda, dentro de cada grupo, a separação em áreas de ocorrência visando um melhor agrupamento dos tipos petrográficos:

3.1.2.1 GRUPO S. VICENTE NA ANTICLINAL S. VICENTE

Os metabasitos do Grupo S. Vicente fazem parte de uma série fortemente anatótica até migmatizada, de modo que, em quase nenhuma lâmina aparece anfibolito puro. Só na amostra CN 488 foi possível fazer uma contagem separada do paleossoma e neossoma; como foi vista na coluna "488a" (tabela 2), o paleossoma corresponde exatamente a composição de um gabro anfibolitizado. Nas outras amostras a infiltração pegmatítica levou a valores elevados de quartzo, e mais raramente microclina, falsificando, assim, a composição do próprio anfibolito. Tanto maior a infiltração tanto mais baixos os valores dos máficos, especialmente da hornblenda. O valor CN 488 n representa o neossoma puro da mesma rocha cujo paleossoma já foi mencionado. A análise CN 488 n é importante porque mostra, com seu baixo valor em microclina, a composição típica das rochas graníticas e aplíticas da fase Transamazônica, que sempre possuem composição granodiorítica até trondhjenítica ou quartzodiorítica, enquanto as intrusões Brasileiras sempre mostram alto teor em feldspato potássico, constituindo granitos verdadeiros. O mesmo nota-se nas encaixantes CN 61 e CN 65, que são para-gnaisses com hornblenda em manchas e camadas respectivamente enquanto a CN 453 n é o neossoma de um migmatito fitado já com elevado teor em hornblenda e piroxênio. A análise CN 453 refere-se à mesma rocha porém com contagem conjunta de neossoma e paleossoma.

As amostras CN 63, CN 489 e CN 452 referem-se a anfibolitos parcialmente modificados por infiltração ácida; só uma delas (CN 452) mostra quantias apreciáveis de microclina.

A amostra CN 55 é um hornblenda-xisto que, devido à total ausência de rochas carbonáticas no ciclo Transamazônico, interpretamos como meta-ultrabasito, em contraste com as rochas CN 252, SM 60 e SM 33 da tabela 1, de composição quase igual, que interpretamos como derivadas de margam dolomíticas puras.

3.1.2.2. GRUPO S. VICENTE NA ÁREA ENTRE S. VICENTE E FLORÂNIA

A noroeste de S. Vicente, na estrada para Florânia, não temos o centro da anticlinal (item 3.1.2.1) mas o seu flanco NW, onde o contato entre o núcleo de idade Transamazônica e a capa de Parelhas está camuflado pela deformação e recristalização conjunta de ambas durante o ciclo Brasileiro (ver mapa - figura 3). Provavelmente as primeiras três amostras da tabela CN 457, CN 367 e CN 36 pertencem ao núcleo Transamazônico e as duas últimas, CN 359 e CN 39, à capa da Parelhas.

As três primeiras mostram, tipicamente, o aspecto de um meta-gabro ou meta-diabásio grosseiro, de modo que a sua origem magmática não pode ser contestada. Os pequenos valores de quartzo parecem indicar uma fraca infiltração pegmatítica.

3.1.2.3. FORMAÇÃO PARELHAS

Começamos a discussão com os dois anfibolitos estudados, da zona a noroeste de S. Vicente. No primeiro observamos dentro dos fêlsicos um valor relativamente elevado de quartzo. O critério para a sua classificação como meta-diabásio é a estrutura (ver item 3).

A amostra CN 39 possui um alto teor de piroxênio dentro dos máficos, que constituem quase 100% da rocha, num intercrescimento muito semelhante ao da foto nº 33, feita de uma rocha de composição semelhante mas interpretada como para-anfibolito.

As duas outras ocorrências de anfibolitos na formação Parelhas ficam situadas em áreas muito separadas umas das outras: a primeira está distante mais ou menos 10 Km a noroeste de S. José do Seridó, na anticlinal da Serra da Rajada e perto da Fazenda Genezaré (ver mapa figura 4). As quantias quase iguais entre fêlsicos e máficos e a estrutura indicam, claramente, o caráter de metabasitos. Os valores apreciáveis de quartzo, e os relativamente altos de biotita, indicam que as rochas foram submetidas a um processo de transformação numa auréola de plutonito (foto 22). O mapa da figura 5 indica duas ocorrências de granitos Brasileiros dentro da sinclinal da Serra da Rajada e de dois gnaisses graníticos, também de idade Brasileira, a norte e oeste da Fazenda Genezaré. Provavelmente, um plutão do segundo tipo existe em pequena profundidade, abaixo da superfície, responsável pela composição anormal dos anfibolitos, cuja estrutura não deixa dúvidas sobre a origem magmática (ver estruturas).

A outra ocorrência é constituída por remanescentes meta-sedimentares, incluindo meta-diabásio, dentro do maciço granítico Brasileiro de Acari, ficando os números CN 403, CN 201 e CN 202, dentro do próprio maciço e a CN 135, no contato deste granito com a faixa de Parelhas da mina Brejuí. Estas quatro rochas mostram a forte influência do granito Brasileiro com seu alto teor em potássio, que leva à infiltração de microclina (3,5% a 10,6%) e à transformação da hornblenda em biotita (13,0% a 25,0%). A rocha CN 135, que se acha fora do maciço granítico, resistiu à biotitização conservando, ainda, quase 30% de piroxênio magmático.

3.2 AS ESTRUTURAS

No capítulo anterior (3.1) mencionamos algumas feições estruturais que ajudaram na separação de orto e para-anfibolitos. Nesta seção daremos mais informações a respeito.

3.2.1 ORTO-ANFIBOLITOS

Algumas ocorrências de anfibolitos levaram à classificação como orto-anfibolitos no campo (meta-gabro, meta-diabásio), pela distribuição de minerais claros e escuros, que nitidamente indica uma estrutura pre-metamórfica magmática. As seguintes fotografias ilustram esta estrutura blasto-ófitica:

A foto 34 é da estrada Florânia-São Vicente (CN 367 - figura 3). Pertence ao grupo S. Vicente e foi imediatamente classificado como meta-gabro.

A rocha CN 221 representada na foto 35 e com procedência dos arredores da Fazenda Genezaré (mapa - figura 4), recebeu a mesma classificação. Esta rocha é da formação Parelhas e é mais melanocrática que a anterior, indicando na própria amostra uma forte estrutura nematoblástica. Detalhes de tais metagabros são representados nas microfotos 14, 15, 16 e 25.

A rocha CN 135 é da borda norte do maciço granítico de Acari, pertencendo também a formação Parelhas. A foto 36 mostra uma estrutura blasto-porfirítica com o piroxênio, parcialmente transformado em hornblenda, ainda idiomórfico e com um cimento obviamente remobilizado, durante o processo de metamorfismo de contato ao qual foi submetido. Rochas estruturalmente semelhantes encontram-se representadas nas microfotos 1, 2 e 21.

Na anticlinal do Saco de Luiza a NE da S. Vicente, os anfibolitos constituem o paleossoma de migmatitos. A foto 37 mostra camadas estreitas de anfibolito dentro de paragneisses listradas, fortemente infiltrado por veios de aplito trochilítico e com dobramento plegado. Neste caso seria possível de se tratar de uma camada tufítica. As camadas interpretadas como orto-anfibolitos e incluídas neste estudo, tem espessura muito maior e constituem o paleossoma dentro de um neossoma de trondhjenito metabásico.

FOTO 33

SM 60 - Hornblenda-xisto: Formação Parelhas. Veio de piroxênio cortando hornblenda suborientada.

Localização: Estrada de Patos para São José das Espinharas (Pb)
sem analisador, aumento X 32.

FOTO 34

CN 367 - Metagabro: Grupo S. Vicente. Estrutura blasto-oftica.

Localização: 3,1 Km a este do riacho Patocoró, na estrada Florânia-S. Vicente.

FOTO 35

CN 221 - Metagabro: Formação Parelhas. Estrutura blasto-ofítica fortemente nematoblástica.
Localização: Estrada Caicó (RN) - Fazenda Genezaré, a 4,3 Km de Genezaré.

FOTO 36

CN 135 - Metagabro: Formação Parelhas. Estrutura blasto-porfírica com piroxênio idioblástico parcialmente transformado em hornblenda.
Localização: ao sul da Serra Negra, Currais Novos (RN).

FOTO 37

Dobras ptigmáticas no migmatito pré-algonquiano. Fratura de cisalhamento no anfibólito (Machado, Iran F. - 1962: figura 22).

FOTO 38

Veio granítico cortando o Grupo S. Vicente. Fratura de cisalhamento no anfibólito (Machado, Iran F. - 1962: figura 21).

FOTO 39

Intrusão aplítica entre o anfibolito e o gnaíse fino do migmatito Transamazônico. (Machado, Iran F. - 1962: figura 19).

FOTO 40

CN 61 - Migmatito: Grupo S. Vicente. Coexistem três fases litológicas: (pg) - para-gnaíse com biotita e hornblenda; (a) - anfibolito fino e pouco nematoblástico com veio aplítico e (TR) - veio discordante de um leuco-trondhjenito.

Localização: Saco da Luiza, a 7 Km de S. Vicente (RN).

tico e gnassificado (foto 38). Neste caso o paleossoma de para-gnaiss parece totalmente remobilizado e absorvido pelo ortognaiss de origem anatética. A foto 39 mostra o para-gnaiss relativamente bem conservado e um anfibolito espesso e com granulação homogênea, corroído por um pegmatito trondhjémico que se infiltrou no contato.

A foto 40 mostra a coexistência de três fases litológicas na amostra CN 65, um para-gnaiss com biotita e hornblenda (CN 65 - tabela 2), um anfibolito, com distribuição homogênea das partículas félsicas e máficas (a) (CN 65a - tabela 2) e com um veiozinho pegmatítico de aplito, e finalmente, um veio discordante de um trondhjenito (TR) fino.

Alguns anfibolitos não possuem a estrutura específica de orto-anfibolito, sendo a sua interpretação como tal mais baseada no "modus". Frequentemente, são perturbados, ainda, pelo crescimento de neossoma nos mesmos. As microfotografias destes anfibolitos migmatíticos encontram-se nas fotos 4, 7, 10, 11, 19, 20 e 24. As rochas com estrutura mal definida, fora da comum nematoblástica também encontra-se na formação Parelhas (microfotos 9 e 12).

3.2.2 PARA-ANFIBOLITOS

Possuem estrutura muito variada e tal heterogeneidade é característica para os mesmos. Damos três exemplos em microfotografias:

A Rocha SM 60, (tabela 1) é um hornblenda-xisto quase puro, com algum plagioclásio, devendo ser originado de uma marga dolomítica. A rocha é cortada por um veio de diopsídio que aparece tanto no valor modal como na foto 33.

A microfotografia 41 é um exemplo de um anfibolito muito fino, bem laminado, com grãos maiores de hornblenda nematoblástica.

Na microfotografia 42 aparece um anfibolito nematoblástico com camadas leucocráticas na qual uma apenas é visível. A distribuição dos minerais é muito irregular com lentes compostas puramente de hornblenda em transição para outras só compostas por minerais félsicos. O valor do "modus" (tabela 1) que parece indicar ser um orto-anfibolito é simples coincidência.

A amostra CN 45 foi recolhida do grupo Parelhas a oeste de São Vicente e foi interpretada como para-anfibolito, por sua estrutura em camadas finas das quais grande parte é, evidentemente, um meta-sedimento, sendo as camadas com hornblenda subordinadas (foto 43). A composição modal também indica origem meta-sedimentar segundo a relação de quartzo com plagioclásio e o alto teor de epidoto (Tabela 1).

3.3 METAMORFISMO

Sobre as transformações sofridas pelas rochas durante o metamorfismo regional Transamazônico e/ou Brasileiro não pretendemos nos estender neste lugar. Os respectivos processos serão discutidos nos orto-anfibolitos, no capítulo seguinte, usando os plagioclásios e sua evolução como critério.

Discutir o metamorfismo dos para-anfibolitos exigiria um trabalho especial, em consequência da grande complexidade na evolução destas rochas, começando a fase de sedimentação, com as primeiras modificações de estrutura e fácies mineralógica e seguindo até os anfibolitos e hornblenda-xistos. O número de ocorrências é muito maior do que dos orto-anfibolitos, especialmente em grandes minerações como nas Minas Quixaba, Malhada de Angicos, Brejuí, Barra Verde e outras, sendo estes para-anfibolitos essenciais como portadores de mineralização com scheelita. Nestes lugares existem numerosíssimos afloramentos da formação Quixaba à qual pertence a grande maioria de ocorrências de para-anfibolitos. Uma análise detalhada será inseparável de um estudo específico da formação Quixaba, tarefa fora das possibilidades desta Tese de Mestrado. As observações feitas acima sobre os para-anfibolitos não visam mais do que a descrição das diferenças entre os mesmos e os orto-anfibolitos.

FOTO 41

Pa 83 - Anfibolito fino: Formação Quixaba. Anfibolito bem laminado com grãos maiores de hornblenda nematoblástica.

Localização: 4 Km a leste de Carnaúba dos Dantas (RN)
sem analizador, aumento X 87,5.

FOTO 42

Pa 109(2) - Anfibolito: Formação Quixaba. Anfibolito com camadas leucocráticas.

Localização: 4 Km a leste de Carnaúba dos Dantas (RN)
sem analizador, aumento X 87,5

FOTO 43

Cn 45 - Para-anfibolito listrado. Formação Parelhas (parte basal). Camadas finas de meta-grauvaca, meta-arcósio, anfibolito e infiltrações lentiformes de aplito.

Localização: perto a oeste de S. Vicente (RN)

CAPITULO IV

4. OS PLAGIOCLÁSIOS DOS ORTO-ANFIBOLITOS SOB O PONTO DE VISTA PETROGENÉTICO

4.1 PROPRIEDADES DOS PLAGIOCLÁSIOS

4.1.1 MORFOLOGIA E HÁBITO

Os plagioclásios, quanto às suas propriedades morfológicas, podem ser separados em dois grupos principais:

- *Plagioclásio I* - é o tipo mais comum, ocorrendo em grãos xenoblásticos, bem cristalizados, com granulação variando entre 0,15 mm e 1,5 mm (fotos 44, 45, 46, 50, 51, 52, 53, 54, 55 e 56). É corroído por hornblenda e microclina e corrói a titanita, sendo idioblástico apenas em relação à biotita (foto 45) e apatita. Nas rochas onde a deformação foi mais intensa observamos uma boa parte dos grãos com o eixo *b* na direção de xistosidade (foto 44) ou simplesmente alongados segundo esta direção sem qualquer relação com suas direções cristalográficas.
- *Plagioclásio II* - ocorrem como grãos idioblásticos (foto 1) a sub-idioblásticos, conforme o local de ocorrência, mas o “habitus” mais comum é como grãos alongados, segundo o eixo *c*, com contornos muito irregulares (foto 2, 5, 6 e 48), indicando forte corrosão pelos grãos vizinhos, principalmente pela microclina (foto 2), hornblenda (fotos 5 e 6) e grãos de plagioclásio I (foto 5, flechas simples). Aparecem poucos grãos por lâmina que são, normalmente, maiores que os do tipo anterior (0,9 mm a 2,9 mm), ocorrendo principalmente nas rochas do Anticlinal de Florânia (diagrama I) e Acari (diagrama V). Os poucos grãos observados nas lâminas da Fazenda Genezaré não puderam ser medidos porque estão muito deformados e faltam nas rochas da Anticlinal de S. Vicente.

4.1.2 RELAÇÃO COM OS MINERAIS VIZINHOS

Como foi citado no item anterior, ambos os tipos de plagioclásio são corroídos por microclina, a partir dos bordos e fraturas, e formam intercrescimentos antipertíticos “patch” e “interpenetrant” e microantipertítico “rod” (Andersen, 1928 e Alling, 1938). O tipo mais comum é o “patch”, onde as lamelas de microclina são alongadas segundo os eixos *b* e *c*, quando observadas em seções paralelas a (001) e (010) e possuem geminação típica em grade, que se desenvolvem paralelamente às direções dos planos de geminação dos plagioclásios, demonstrando que as “patches” se formaram por substituição do plagioclásio e não por exsolução (foto 45).

Outro tipo de intercrescimento formado pelo plagioclásio, porém muito mais raro é o mirmequítico, onde os vermes de quartzo são maiores e em bem menor quantidade que os das mirmequitas normais. (foto 46).

O contato entre os grãos de quartzo e plagioclásio geralmente são límpidos não indicando reação; no entanto, observamos nas rochas de Acari o desenvolvimento de uma estreita zona de albita (10% de anortita), bem geminada segundo a lei de albita, sendo que as lamelas de geminação se prolongam para dentro do plagioclásio (foto 47). Este fenômeno é restrito unicamente às rochas de Acari e deve ter ocorrido durante a fase de metamorfismo regressivo (resfriamento do granito).

4.1.3 ALTERAÇÃO

Os principais produtos de alteração dos plagioclásios são a sericita e o epidoto (clinoisita). A alteração se processa em ambos os plagioclásios mas, enquanto o plagioclásio I mostra apenas leves sinais, o tipo II é altamente alterado (fotos 1, 2, 5, 6, 48 e 49). A epidotização e a sericitização se manifestam juntas na mesma rocha, mas sempre havendo predominância de um dos processos, dependendo do local da ocorrência.

Nos grãos de plagioclásio I, a alteração para sericita, às vezes, se dá em apenas um sistema de lamelas de geminação, permanecendo o outro praticamente inalterado, enquanto a epidotização se manifesta em todo o grão.

Os grãos de plagioclásio II, quanto a este critério, constituem tipos diferentes conforme a localização:

- Nas rochas de Acari predomina a sericitização que se manifesta quase sempre no núcleo dos plagioclásios, como agregados de palhetas muito finas (foto 1, 5 e 6). No núcleo sericitizado, observamos, ocasionalmente, placas de muscovita, biotita parda pseudo-hexagonal e parcialmente cloritizada (foto 6), grânulos arredondados a prismáticos e incolores de clinoisita ou grãos idioblásticos, fraturados e corroídos de pistacita (amarelo-ouro).
- Em Genezaré e Florânia a alteração típica é a epidotização, onde os grãos de plagioclásio aparecem atulhados de grânulos arredondados ou prismáticos de clinoisita (fotos 48 e 49) e a sericitização se dá em escala muito reduzida, em pontos ao acaso, nos grãos ou apenas se restringe ao preenchimento de fraturas.

FOTO 44

CN 36 - Meta-gabro: Grupo S. Vicente. Grãos xenoblásticos de plagioclásio I orientados com o eixo *b* na direção de xistosidade (corte perpendicular a esta direção).

Localização: Estrada Velha S. Vicente-Florânia, a 8,5 Km de S. Vicente (RN).
com polarizador, aumento X 32.

FOTO 45

CN 61B - Para-biotita gnaíse com manchas de hornblenda: Grupo S. Vicente. Grãos de plagioclásio xenoblástico mostrando intercrescimento antipertítico, onde as "patches" de feldspato potássico são alongados, com típica geminação em grade e se desenvolvem paralelamente as direções dos planos de geminação (010) e (001) do plagioclásio.

Localização: Saco da Luiza, 7 Km ao Norte de S. Vicente (RN).
com analizador, aumento X 87,5.

Nas rochas de S. Vicente não existem grãos remanescentes de plagioclásio II. A sericitização e/ou a epidotização se manifestam em pequena escala nos grãos do plagioclásio I.

4.1.4 GEMINAÇÃO

A proporção de indivíduos geminados para os sem geminação, varia de lâmina para lâmina, sendo maior nas rochas de granulação mais grosseira. Geralmente, mais de 30% dos grãos de plagioclásio I mostram geminação enquanto os grãos de plagioclásio II são sempre geminados e a lei de geminação a que estão sujeitos é mais um critério para o seu reconhecimento e distinção em relação aos grãos de plagioclásio I:

— *Plagioclásio II* - corresponde, sempre, aos grãos maiores das seções e mostram geminação segundo as leis de Albita e/ou Periclina (Gorai A - Gorai, 1951) e segundo a lei complexa Albita-Carlsbad (Gorai C - Gorai, 1951). As leis de ocorrência mais comuns são as de Albita e a complexa Albita-Carlsbad, enquanto a lei de Periclina é restrita a poucos grãos.

As lamelas de geminação polissintética (Albita e Periclina) são muito finas e o plano de contato entre os indivíduos Carlsbad é, ora muito irregular (foto 5, flechas inclinadas) ora quase retilíneo (foto 6, flechas inclinadas). Exceto em Acari (foto 1, 2, 5 e 6), nas outras localidades observamos, sempre, a torsão dos indivíduos (fotos 48 e 49), que se manifesta nos grãos pela torsão dos planos de geminação, e pelo aparecimento de fraturas aproximadamente na direção do plano (001) (foto 49).

Segundo as feições morfológicas que Borg (1970) estabeleceu como características para a geminação primária, podemos inferir que estes grãos parecem ser remanescentes dos antigos plagioclásios ígneos, que eram geminados segundo a lei complexa Albita-Carlsbad e Periclina (Turner, 1951). No entanto, as características das lamelas de geminação polissintética (Albita e Periclina) coincidem com os critérios morfológicos estabelecidos por Vance (1961) para caracterizar a geminação mecânica ou secundária (lamelas com espessura semelhante e muito finas, com terminação em seta e, às vezes, relacionadas à fraturas e curvadas). Isto leva à outra possível interpretação quanto à origem das lamelas de geminação Albita e Periclina, ou seja, que as lamelas de geminação polissintética seriam resultantes de deformação posterior (metamorfismo regional).

— *Plagioclásio I* - este plagioclásio mostra geminação segundo as leis de Albita e/ou Periclina (Gorai A). Quanto à morfologia das lamelas observamos dois tipos de grãos:

O primeiro tipo com lamelas muito finas, semelhantes às descritas para o plagioclásio II. Alguns grãos mostram lamelas de geminação Albita com a geminação Periclina muito fina ocorrendo dentro das mesmas (foto 50), outros cristais mostram o arranjo das lamelas de geminação inversa onde as lamelas de Periclina contêm as de Albita (muito finas) enquanto outros ainda possuem ambos os tipos de lamelas. O plano de contato entre duas lamelas vizinhas não é absolutamente reto e as lamelas, às vezes, mostram forma de garrafa. Observamos, ainda, grãos com grandes áreas não geminadas (foto 50 e 51) ou mostrando somente poucas lamelas muito finas, incluídas ou parciais, geminadas segundo as leis de Albita e/ou Periclina. Alguns cristais foram apenas fraturados mas não geminados.

Esta textura dos cristais geminados é muito semelhante àquela descrita por Wenk (1969) para oligoclásio experimentalmente comprimido (Smith, 1974) demonstrando que a geminação destes grãos é tipicamente secundária e produzida, portanto, durante a fase de deformação.

O segundo tipo de plagioclásio I se caracteriza por possuir um menor número de indivíduos geminados por grão, com lamelas mais longas que as do tipo anterior e raramente se observando torsão dos planos de contato entre os indivíduos geminados. As lamelas vizinhas possuem espessura diferente e a terminação das lamelas parciais é tanto reta como em seta e, raramente, se relacionam à fraturas do grão (foto 52). Estes grãos aparecem junto aos do tipo anterior mas são muito pouco alterados e, praticamente, inatacados pela microclina ocorrendo poucos grãos por lâmina. O aspecto morfológico dos indivíduos geminados indica que esta geminação não é primária e não se observa duas fases de deformação superpostas nestes grãos demonstrando que ambos os tipos de grãos se formaram, concomitantemente, durante o mesmo período de deformação sendo que as diferenças, quanto ao aspecto dos indivíduos geminados, devem resultar de fatores inerentes à própria estrutura interna dos grãos.

4.1.5 ZONEAMENTO

Os plagioclásios das rochas do Alto Seridó são, normalmente, zonados e, para determinar sua composição, selecionamos 500 grãos de dezessete lâminas onde medimos o teor em anortita de cada zona usando-se o método Rittmann-Ebert (1931), ou o método completo segundo Feodoroff (1929) (ver apêndice I). Estes valores, para comparação, foram organizados nos diagramas I a V que mostram, em ordenada, o teor em anortita das zonas de cada grão e, em abcissa, o número dos grãos dos plagioclásios estudados em cada lâmina; cada ponto corresponde ao teor em anortita de uma zona individualizada de cada grão. Não se representou a espessura real de cada zona dos grãos, em abcissa, porque nos plagioclásios metamórficos as zonas são irregulares e incompletas, com espessura muito irregular; dando este tipo de representação margem a falsas interpretações. Preferimos, então, indicar apenas a sequência de zonas do núcleo (esquerda) para os bordos (direita).

FOTO 46

CN 36 - Meta-gabro: Grupo S. Vicente. Intercrescimento mirmequítico.
Localização: Estrada Velha S. Vicente-Florânia, a 8,5 Km de S. Vicente (RN).
com analizador, aumento X 32.

FOTO 47

CN 201-A - Biotita-anfibolito: Formação Parelhas. Borda de Albite entre plagioclásio e quartzo mostrando geminação polissintética, cujas lamelas se prolongam para dentro do plagioclásio, que também é geminado (Albite) e com zoneamento normal.
Localização: 6 Km ao Norte de Acari (RN)
com analizador, aumento X 320.

FOTO 48

CN 457-A - Grupo S. Vicente. Grão de plagioclásio alongado e deformado, com contorno muito irregular, mostrando geminação Complexa Albite-Carlsbad e sofrendo epidotização.

Localização: Estrada S. Vicente-Florânia, a 18,3 Km de S. Vicente (RN).
com analizador, aumento X 32

FOTO 49

CN 457-A - Meta-gabro: Grupo S. Vicente. Grão de plagioclásio II muito corroído pelos grãos de plagioclásio I, com lamelas de geminação polissintética (Albite e Periclina) deformadas e com fraturas paralelamente a (010).

Localização: Estrada S. Vicente-Florânia, 18,3 Km de S. Vicente (RN)
com analizador, aumento X 87,5

FOTO 50

CN 357-A - Meta-gabro: Grão de plagioclásio I com fraturas e com geminação polissintética, onde as lamelas de periclina ocorrem dentro das de Albita. Possui na parte inferior do grão uma área não geminada e nos bordos, lamelas parciais.

Localização: Estrada Florânia-S. Vicente (RN), a 3,1 Km a leste do riacho Patocoró.
com analisador, aumento X 87,5.

FOTO 51

CN 367-A - Meta-gabro: Grupo S. Vicente. Grão de plagioclásio I mostrando lamelas de geminação polissintética (Albita) muito finas (completas, parciais e incluídas), grandes áreas não geminadas e fraturas.

Localização: Estrada Florânia-S. Vicente (RN), a 3,1 Km a leste do riacho Patocoró.
com analisador, aumento X 87,5.

Acompanhando estes grãos zonados aparecem outros sem zoneamento com composição intermediária entre o núcleo sódico e a zona mais cálcica dos grãos zonados (diagrama II-CN 453 - grãos 28, 29 e 30). Misch (1964) estudando os xistos do Himalaia (fácies anfibolito) observou este mesmo fato atribuindo a falta de zoneamento à “homogeneização durante a recristalização metamórfica”. Esta hipótese é viável e, em outras, lâminas (CN 61 - grãos 16, 17 e 18) ainda observamos que o teor em Anortita dos grãos não zonados coincide com o teor dos bordos de uma série de grãos de outras lâminas indicando que neste caso o corte atingiu apenas a zona mais externa do grão.

O zoneamento, bem desenvolvido, é ora de caráter simples (Vance, 1966), com duas ou quatro zonas, ora de caráter complexo com até sete zonas. As zonas individuais são caracterizadas pela forma ora irregular, ora acompanhando o contorno do grão, ora obedecendo direções cristalográficas preferenciais, paralelamente aos planos (001), (010) e (hKO) (fotos 53, 54, 55 e 56) onde a irregularidade do contorno demonstra intensa corrosão das zonas internas pela zona mais externa. A corrosão se dá para o interior dos grãos seguindo, preferencialmente, as direções estruturalmente mais fracas, como a dos planos de geminação, dando origem a zonas normalmente incompletas, com espessura muito variável e, na maioria das vezes, alcançando os bordos dos grãos.

A transição entre as zonas adjacentes é gradacional e a extinção, às vezes, se faz por estreitas faixas provocando o aparecimento de uma série de zonas com 2% a 4% de Anortita de intervalo entre seus limites (diagrama II-CN 220, zonas 3 a 8). Em alguns grãos este intervalo é ainda menor (de 0,5% a 1,5%) não chegando a constituir propriamente uma zona (diagrama IV - CN 452), podendo produzir um zoneamento praticamente contínuo (CN 452 - diagrama IV), ou com pequenas oscilações (CN 221 - diagrama II - grão 26) que podem resultar simplesmente do processo de recristalização metamórfica.

Para simplificar o padrão de zoneamento regional usamos a simbologia (n), significando zoneamento normal e (r), zoneamento reverso ou inverso. A associação dos símbolos (n-r), por exemplo, indica que temos um grão com zoneamento complexo, onde o núcleo (primeiro símbolo) possui zoneamento normal e as zonas marginais, zoneamento reverso.

Cabe ainda uma explicação sobre o significado do termo recorrente usado nos diagramas I a V. É sempre empregado na designação da última parte da sequência de zonas que pode ser tanto normal como inversa, correspondendo a uma modificação final no padrão de zoneamento.

FOTO 52

CN 201-A - Biotita-anfibolito: Formação Parelhas. Grão de plagioclásio I mostrando lamelas de geminação completas e parciais com espessura diferente e terminação reta ou em seta.

Localização: 6 Km ao Norte de Acari (RN).

com analizador, aumento X 207,5

FOTO 53

CN 489-C - Anfibolito básico: Grupo S. Vicente. Grão de plagioclásio I com zonas desenvolvidas paralelamente as direções das fácies (010) e (001).

Localização: 6 Km a Oeste de S. Vicente, no leito do riacho Santa Cruz.
com analizador, aumento X 87,5.

FOTO 54

CN 220-A - Meta-gabro: Formação Parelhas. Grão de plagioclásio I com núcleo intensamente corroído e mostrando o desenvolvimento de zonas paralelas as fácies (001) e (010).

Localização: Estrada Caicó (RN) - Fazenda Genezaré, a 4 Km desta.
com analizador, aumento X 207,5.

FOTO 55

CN 63 - Biotita-anfibolito nebulítico. Plagioclásio I geminado segundo a lei de Albatita, mostrando zoneamento inverso-recorrente. É idioblástico em relação à biotita (flechas simples) e muito corroído por hornblenda - (flechas duplas).

Localização: Saco da Luiza, 7 Km a NE de S. Vicente (RN).
com analizador, aumento X 207,5.

FOTO 56

CN 221-B - Grão de plagioclásio I geminado segundo a lei de Albita fraturado e com zoneamento inverso-normal-recorrente, onde as zonas mais internas são fortemente corroídas pelas mais externas, (flechas inclinadas).

Localização: Estrada Caicó (RN)-Fazenda Genezaré, a 4,3 Km de Genezaré
com analizador, aumento X 207,5.

4.2 PETROGÊNESE

4.2.1 AS ISÓGRADAS PLAGIOCLÁSIO + HORNBLENDA

O aumento de teor em Anortita dos plagioclásios com o grau metamórfico foi, inicialmente, reconhecido por Becke (1931) e confirmado por uma série de outros autores, por exemplo, Phillips (1930), Turner (1933), Miyashiro (1961), Rutland (1961 e 1962), Mehnert (1962), etc. que estabeleceram que nas rochas de baixo grau, a composição é geralmente albítica e o teor em anortita cresce com o metamorfismo progressivo, sendo bem estabelecido para as reações de médio e alto grau. Este aumento, no nosso caso, é descontínuo, porque deu origem a um zoneamento também descontínuo (estes fundamentos teóricos foram discutidos por Brown, 1962).

No diagrama de Winkler (1970, figura 8, página 227) extraímos a figura 6 que nos dá a série de isógradas *Plagioclásio + Hornblenda*, mostrando o aumento do teor em anortita dos plagioclásios com o grau metamórfico, e o intervalo de pressão e temperatura no qual cada plagioclásio é estável. São elas:

- (An 17-20 + Hornblenda) - na parte superior do estágio Baixo de metamorfismo.
- (An 30 + Hornblenda) - na porção inferior do estágio Médio de metamorfismo.
- (An 50 + Hornblenda) - em condições de pressão baixa esta curva fica dentro do estágio Médio de metamorfismo e a altas pressões (acima de 5 Kb) entra para o campo do estágio Alto de metamorfismo.

A isógrada (An 17 + Hornblenda) é quase vertical e, num aumento de pressão de 5 para 8 Kbares, temos um aumento de temperatura de apenas 12° C para que esta curva seja novamente atingida, enquanto as outras duas isógradas são mais inclinadas, mostrando para este mesmo intervalo de pressão, uma variação de temperatura maior, 25°C (no caso de An 30 + Hbl) e 33°C (no caso de An 50 + Hbl). Por este fato, antes de utilizar este diagrama, é necessário estabelecer, aproximadamente, a pressão hipotética sob a qual a rocha esteve sujeita durante a fase metamórfica em questão.

4.2.2. AS ISÓGRADAS DOS PLAGIOCLÁSIOS NA ZONA DE ANATEXIA

A zona de anatexia em gnaisses corresponde a uma estreita faixa entre os estágios Médio e Alto de metamorfismo que nos dá o ambiente de formação dos migmatitos.

Uma das características importantes deste ambiente é a grande variação do teor em anortita dos plagioclásios num estreito intervalo de temperatura. Isto pode ser observado na figura 6, pela localização das isógradas "An" descritas abaixo:

- 1 — An : 0 : coincide com a curva "mini"
- 2 — An : 26 : intermediária
- 3 — An : 36 : coincide com a curva "Maxi"

Como a curva *An 50 + Hbl* cruza com estas três sob pressão de aproximadamente 5 Kb (figura 6), poderíamos esperar nos migmatitos, um paleossoma com teor em torno de 50% e um neossoma com teores na faixa 0% e 36%. Sob pressões mais altas a curva *An 50 + Hbl* entra para o campo do estágio Alto de metamorfismo e a zona de anatexia cruza com outras com teor em anortita inferior, como por exemplo, a 8 Kb ela intercepta a curva *An 40 + Hbl* (a localização desta curva pode ser feita por interpolação entre as *An 50 + Hbl* e *An 30 + Hbl*).

4.2.3 ESQUEMATIZAÇÃO DOS PROCESSOS SOFRIDOS PELAS ROCHAS DO ALTO SERIDÓ

A sequência dos eventos geológicos ocorridos nesta área, citados no capítulo I (1) já havia sido previamente estabelecida a partir de observações de campo, estudo microscópico e dados geocronológicos. Como o estudo do zoneamento dos plagioclásios nos dá a temperatura de cada evento (figura 6), podemos determinar desta forma as fases de aumento e diminuição de temperatura, bem como os intervalos em que ela se manteve constante através de determinado tempo.

O objetivo principal do nosso trabalho se resume então, na correlação da variação do teor em anortita dos plagioclásios (zoneamento) com os respectivos intervalos de temperatura.

Iniciaremos esta correlação com as rochas de idade geológica mais recentes e que estiveram, conseqüentemente, sujeitas a um menor número de processos geológicos possuindo, sequência zonal mais simples:

"LEGENDA"

- Estimado
- Experimental $\pm 20^\circ\text{C}$ [ou $\pm 0,5 \text{ Kb}$] ou menos
- .-.-.- Experimental $\pm 25^\circ\text{C}$ [ou $\pm 1,0 \text{ Kb}$]

FIGURA - 6

AS ISÓGRADAS "An + hbl" NOS ESTÁGIOS MÉDIO E BAIXO DE METAMORFISMO

4.2.3.1 ANFIBOLITOS DO CICLO BRASILIANO

4.2.3.1.1 ANFIBOLITOS DA FORMAÇÃO PARELHAS, DENTRO DO MACIÇO GRANÍTICO DE ACARI (DIAGRAMA I)

O tipo de zoneamento mais frequente nas rochas de Acari (Diagrama I) é o normal. O núcleo mais cálcico (51% de An) passa, gradativamente, para as zonas marginais mais sódicas (28% de An), raramente se observando uma pequena recorrência nos bordos (foto 47).

O número de zonas por grãos é, geralmente, 3 mas também se observa casos com 2 ou 4 zonas. Nos grãos com 4 zonas o corte atinge o núcleo do grão e temos, então, as maiores diferenças composicionais (20% a 25% de An) enquanto nos grãos com apenas duas zonas de diferença composicional é pequena.

Na seção CN 201 observamos 3 grãos não zonados, como o teor em An dos mesmos coincide com o das zonas marginais dos grãos zonados, podemos tanto inferir que eles correspondem aos grãos cujo corte atingiu apenas a zona marginal, como podendo ter havido a homogeneização do grão por reação das zonas mais internas com as mais externas.

As rochas de Acari são tipicamente resultantes de metamorfismo de contato, fato este comprovado pelo fabric granoblástico e pela presença de megacristais de biotita, formados às custas da hornblenda.

O zoneamento normal com alto valor em An do núcleo, associado ao fabric granoblástico, indicam que estas rochas devem ter sofrido aumento de temperatura, provado pela intrusão do granito.

A localização da isógrada $An\ 50 + Hbl$, indica que a temperatura deste evento deve ter alcançado 650°C, ou seja, o limite entre os estágios Médio e Alto de metamorfismo, considerando-se a pressão em torno de 5 Kbars, que deve corresponder, mais ou menos, à pressão normal para este ambiente geológico. A alta temperatura homogeneizou os plagioclásios nada restando, nos mesmos, de registro das fases anteriores (zoneamento normal provocado pelo resfriamento magmático, seguido de inverso, resultante do aumento de temperatura ocasionado pela intrusão granítica).

A fase de resfriamento provocou o zoneamento normal até 28,5% de An (570°C) alcançando a porção inferior do estágio Médio de metamorfismo. Alguns grãos mostram uma pequena recorrência para 30% de An, que deve corresponder, simplesmente, ao ajuste composicional dos plagioclásios a temperatura do ambiente pós-granítico.

Este intervalo de 28% a 30% é considerado simples oscilação porque corresponde apenas a uma variação de 10°C de temperatura dentro da fácies Anfíbolito (estágio Médio) não produzindo nenhuma modificação considerável na rocha.

Os processos sofridos pelas rochas de Acari e manifestados no zoneamento dos plagioclásios podem ser comparados com a sequência de letras J - K - L - M da figura 7, como se segue:

J - K - fase de homogeneização dos plagioclásios, em consequência de alta temperatura ambiente (650°C) decorrente da intrusão granítica (nível de homogeneização 2).

K - L - diminuição descontínua de temperatura provocando, nos plagioclásios, zoneamento normal até o ponto L, onde a temperatura atingiu 570°C.

L - M - aumento de temperatura que se manifesta pelo aumento do teor em anortita nos bordos de alguns grãos de plagioclásios, correspondendo ao ajuste composicional dos plagioclásios a temperatura ambiente pós-granito que, em Acari, variou de 570°C (aproximadamente 28% de anortita) a 590°C (aproximadamente 34% de anortita).

DIAGRAMA I

ZONEAMENTO DE PLAGIOCLÁSIOS DO MACIÇO DE ACARI (GRUPO CAICÓ - FORMAÇÃO PARELHAS)

FIGURA - 7

FIGURA - 8

FIGURA - 9

ESQUEMATIZAÇÃO DOS EVENTOS GEOLÓGICOS OCORRIDOS NAS ÁREAS DE ACARÍ -
(FIG. 7), GENEZARÉ (FIG. 8) E FLORÂNIA (FIG. 9) EM FUNÇÃO DO ZONEAMENTO DOS
PLAGIOCLÁSIOS

4.2.3.1.2 ANFIBOLITOS DENTRO DA FORMAÇÃO PARELHAS E NA AURÉOLA EXTERNA DO GNAISSE GRANODIORÍTICO DA SERRA DE RAJADA – ARREDORES DA FAZENDA GENEZARÉ – (DIAGRAMA II)

Como as rochas de Genezaré são muito deformadas, podemos inferir que elas foram introduzidas muito cedo nos sedimentos do grupo Caicó e foram deformadas durante o metamorfismo Brasileiro, que produziu a quase total redução granulométrica dos plagioclásios.

Os poucos grãos remanescentes de plagioclásio II possuem granulação semelhante aos de plagioclásio I, que se diferem pelo padrão de geminação, forma externa e alteração (ver itens 4.1.2 a 4.1.4). O teor em anortita dos grãos de plagioclásio II não foi medido devido a torsão das lamelas de geminação, que produz extinção ondulante, mas pode ser avaliado (em torno de 20%) pela presença das lamelas de geminação polissintética muito finas que os caracterizam.

O teor em anortita do núcleo dos plagioclásios I é em torno de 20%, com raros valores inferiores, até 18%, passando para as zonas mais cálcicas, atingindo 42% de An e, a seguir, diminuindo o teor em An até 28% a 30% próximo ao bordo dos grãos. Numa grande parte dos grãos ainda temos recorrência para 30% a 33% de An. Existe então, um núcleo com zoneamento reverso e um bordo com zoneamento normal-recorrente. O número de zonas no núcleo é de 4 a 6 e nos bordos é de no máximo 3, com limites gradacionais entre as mesmas. O núcleo, geralmente é intensamente corroído pelas zonas marginais que tendem muitas vezes a se desenvolverem paralelamente a determinadas direções cristalográficas, como as faces (001) e (010), (fotos 54 e 56).

Os grãos com zoneamento inverso-normal-recorrente mostram a sequência completa de zonas, enquanto os com zoneamento inverso-recorrente, ou inverso, ou normal-recorrente mostram apenas sequências parciais. Na seção CN 292, por exemplo, os grãos 20 e 4 mostram zoneamento inverso-recorrente indicando que houve reabsorção das zonas intermediárias, próximo ao bordo dos grãos. Os grãos com zoneamento inverso, cujo teor em anortita do núcleo é em torno de 20 a 22% e dos bordos, 30%, como os grãos 18 da seção CN 220 e 7 da CN 292, indicam que todas as zonas intermediárias foram reabsorvidas pelas marginais resultantes numa sequência simples de aumento de temperatura. Em todas seções temos grãos com zoneamento normal-recorrente, mas neste caso eles correspondem aos grãos em que o corte ou não atingiu o centro ou que as zonas centrais não subsistiram, sendo reabsorvidas pelas marginais.

Era de se esperar para estes plagioclásios, um núcleo mais cálcico pois o plagioclásio ígneo inicial era cálcico, mas o metamorfismo Brasileiro produziu plagioclásios muito sódicos fato comprovado pelo baixo teor em Anortita (20%) dos raros grãos de plagioclásio II da seção e de outras anfíbolitos de idade geológica semelhante, como da seção CN 359 (mapa especial-figura 3) que possui grãos igualmente deformados e de composição semelhante.

O baixo teor em anortita do núcleo destes plagioclásios ainda indica que o metamorfismo Brasileiro perdurou por um grande intervalo de tempo provocando a homogeneização dos mesmos nas condições ambiente do limite entre os estágios Baixo e Médio de metamorfismo (540°C considerando-se a pressão ambiente em torno de 5 Kb).

A partir destas condições temos que inferir que as rochas de Genezaré sofreram outro processo adicional que produziu o aumento de temperatura até 620°C e posterior diminuição até 570°C indicado pelo aumento do teor em anortita para valores entre 38% e 42% caindo a seguir até 28% a 30%.

Observando-se o mapa especial da figura 4, notamos a presença de granitos intrusivos aflorantes na região, como o granito da Serra da Rajada e outros corpos de menor porte, próximos aos pontos de amostragem.

Como a ocorrência de uma pequena área de exposição superficial do granito pode significar que haja um grande corpo abaixo, podemos inferir que a intrusão granítica seria a responsável pelo aumento de temperatura, provocando zoneamento reverso e a posterior diminuição de temperatura provocaria zoneamento normal nos plagioclásios. Corroborando com esta hipótese, temos uma maior obliteração do fabric, por recristalização dos minerais, com orientação diferente da inicial (hornblenda) próximo a pequenas exposições de granodiorito-gnaiss, e um fabric muito mais orientado e deformado nas amostras coletadas em locais mais afastados; ainda corroborando com essa hipótese observamos que o teor em An da zona mais cálcica é maior (em torno de 42%) enquanto nas ocorrências mais afastadas o teor em An da zona mais cálcica tende a diminuir, com valores máximo até 38%.

O mais alto teor em Anortita alcançado e o fabric granoblástico indicam que as rochas de Acari foram muito mais afetadas pelos granitos que as de Genezaré, fato compreensível, pela localização das primeiras dentro do maciço granítico enquanto as últimas se encontram na auréola de contato (mapas especiais - figuras 4 e 5).

As oscilações entre 28% (570°C) e 33% (590°C) observadas nos bordos de alguns grãos (6 e 9 da seção CN 221) devem corresponder, como em Acari, ao ajuste composicional dos plagioclásios à temperatura pós-granito. Em resumo, a sequência de eventos registrados nos plagioclásios de Genezaré é a seguinte (figura 8):

H – I corresponde ao final do ciclo Brasileiro onde os plagioclásios foram homogeneizados devido ao longo tempo de permanência destas rochas sob as mesmas condições de pressão (5 Kb) e de temperatura (540°C). A este intervalo damos o nome de homogeneização 3.

DIAGRAMA II

ZONEAMENTO DE PLAGIOCLÁSIOS DA FAZ. GENEZARÉ (GRUPO CAICÓ - FORMAÇÃO PARELHAS)

X=PLAGIOCLÁSIOS I
⊗=PLAGIOCLÁSIOS II

I – J aumento de temperatura resultante pela intrusão do granito provocando zoneamento descontínuo nos plagioclásios até o limite superior de fácies Anfibolito (estágio Médio).

J – K – L – M corresponde aos mesmos eventos descritos para as rochas de Acari, diferindo apenas quanto ao valor da máxima temperatura alcançada (620°C) durante a intrusão granítica.

4.2.3.1.3 ANFIBOLITOS DE IDADE BRASILIANA INTRUSIVOS NO GRUPO S. VICENTE NA ANTICLINAL DE FLORÂNIA – (DIAGRAMA III)

Os anfibolitos da anticlinal de Florânia foram muito deformados durante a fase de metamorfismo do ciclo Brasileiro (torsão das lamelas de geminação dos plagioclásios, redução granulométrica), mas o grau de deformação não foi suficiente para destruir todos os grãos de plagioclásio II, restando uns poucos exemplares por seção que se sobressaem pelo tamanho maior dos grãos, geminação complexa Albita-Carlsbad, pelo mais alto teor em anortita do núcleo, em torno de 46% (grão 2 - CN 36), em relação aos grãos de plagioclásio I (fotos 48 e 49) e pelo zoneamento normal simples.

Comparando-se a sequência zonal dos grãos de plagioclásio I e II (no diagrama possuem círculos ao redor do número), observamos que, enquanto os grãos de plagioclásio II possuem sempre zoneamento normal o típico zoneamento dos plagioclásios I (CN 36 e CN 367) é normal-recorrente, onde o núcleo cálcico (Andesina a Labradorita), passa gradativamente para zonas intermediárias mais sódicas (Oligoclásio - 23% a 27%), daí o teor em anortita começa a aumentar atingindo valores em torno de 30% a 32% nos bordos. Em resumo, temos um núcleo com zoneamento normal e o bordo com zoneamento reverso (n-r). Estes grãos possuem um maior número de zonas que os demais tipos, chegando a quatro no núcleo e quatro nos bordos, os limites são sempre gradacionais e a corrosão pelas zonas marginais é intensa.

Era de se esperar que estes plagioclásios mostrassem zoneamento mais complexo, pois os anfibolitos estão contidos nas rochas do Grupo S. Vicente, por isso imaginamos de início que eles também tivessem idade Transamazônica. Mas, a falta de migmatização, a estrutura blasto-oftica, semelhante a das rochas de Genezaré (fotos 34 e 35) e o padrão de zoneamento dos plagioclásios nos indica que a sua idade deve ser bem mais recente devendo se tratar de diques básicos de idade Brasileira que se introduziram nas rochas mais velhas pertencentes ao grupo S. Vicente.

Os valores mais comuns para os núcleos dos plagioclásios I e II variam entre 38% e 42% de anortita e decrescem descontinuamente até 23%, sequência que só pode representar a cristalização magmática, pois a presença de corpos intrusivos próximos que poderiam provocar um acréscimo de temperatura, para o teor em anortita ultrapassar 40% não foi constatada.

Pelo fato dos valores em torno de 40% no núcleo, serem constantes para uma boa parte dos grãos podemos inferir que mesmo durante a cristalização magmática, já houve uma fase de homogeneização reduzindo o teor em anortita dos plagioclásios, pois como mostra o grão 2 da seção CN 36 (com 46% no núcleo), o núcleo dos demais plagioclásios deveria ser também mais cálcico.

Os valores entre 23% e 25% compreendem o nível de mínimo teor em anortita observado nos grãos e por comparação com a sequência zonal das rochas de Genezaré (diagrama II) podemos inferir que este valor corresponde ao conferido para as rochas de Florânia pelo metamorfismo Brasileiro.

Nesta anticlinal a temperatura Brasileira atingiu aproximadamente 550°C (parte inferior do estágio Médio de metamorfismo) considerando-se a pressão ambiente 6 Kb. A pressão ambiente foi considerada maior porque na época estas rochas (intrusivas no grupo S. Vicente) deveriam estar em profundidade superior às de Genezaré (intrusivas na formação Parelhas).

O aumento do teor em anortita observado nos bordos dos grãos para valores entre 26% a 34% (mais comum entre 28% e 33%) observados no final da sequência zonal de Genezaré e Acari e podem ser interpretados, como nestas localidades, resultantes do último evento regional que se deu em temperatura relativamente baixa e provocou o aparecimento de epidoto e/ou sericita a partir dos plagioclásios e do epidoto e/ou clorita a partir das hornblendas.

Tanto a seção CN 36 possuem no final dos respectivos diagramas alguns casos de grãos mostram zoneamento inverso-recorrente ou inverso simples:

- Os que mostram zoneamento inverso simples podem ser interpretados como aqueles em que o corte não atingiu o núcleo.
- Nos com zoneamento inverso-recorrente, a sequência zonal é contraditória em relação aos demais grãos tabelados. Nestes grãos, o arranjo zonal é muito irregular e a sequência de zonas, dá margem a dupla interpretação.

Por exemplo, os grãos de número 1 e 17 da seção CN 36, possuem teor mais sódico em pontos do núcleo que podem corresponder a projeção das zonas mais sódicas dos bordos em direção ao centro, pois a tendência das zonas mais externas é a de corroer as mais internas segundo direções preferenciais (fotos 53 e 56 - flechas inclinadas). Se considerarmos então as zonas ácidas do núcleo como projeções das zonas mais externas para o centro a sequência de zonas poderia ser invertida ou seja se transformaria na padrão regional (normal-inversa-recorrente).

DIAGRAMA III

ZONEAMENTO DE PLAGIOCLÁSIOS DA ANTICLINAL DE FLORÂNIA (GRUPO S. VICENTE)

Os plagioclásios da aba ocidental desta anticlinal mostra zoneamento mais complexo e é praticamente impossível determinar, com certeza, a sequência zonal (CN 457) porque o zoneamento foi em parte obliterado pela deformação (fotos 48, 49, 50 e 51) que produziu extinção ondulante nos grãos. Os grãos de plagioclásio II mostram zoneamento do tipo normal simples, com núcleo com teor em torno de 39% decrescente para os bordos até 29%, semelhante ao das rochas do núcleo desta anticlinal. Alguns grãos de plagioclásios I da matriz, possuem o núcleo ácido (24%) que passa para valores intermediários de 32% a 36% de anortita e novamente diminui para 25% a 23% ou seja, zoneamento inverso-normal-recorrente. Outros grãos ainda mostram zoneamento normal-inverso (sendo que a sequência inversa atinge valores até 40% de anortita); não há explicação lógica para a ocorrência destes grãos lado a lado. Do estudo destes plagioclásios apenas dois fatos puderam ser realmente comprovados:

- Uma fase de aumento de temperatura, mostrada pela presença de hornblenda actinolítica com bordos recristalizados para um anfibólio mais sódico. Este fato indica que durante o metamorfismo além da adição de potássio (formação de microclina as custas do plagioclásio e da biotita as custas da hornblenda), também houve uma certa adição de sódio.
- Uma fase de diminuição de temperatura, que ficou registrada nos grãos de plagioclásio II na forma de zoneamento normal. O teor em anortita do núcleo para os bordos varia de 39% a 29% e a única diferença em relação aos grãos de plagioclásio II das outras duas amostras é quanto ao valor do núcleo que nestes é inferior.

A partir destas considerações, pudemos construir a figura 9 que nos dá a evolução completa dos anfibolitos desde a cristalização magmática. No presente caso temos duas curvas, porque os grãos de plagioclásio I e II se comportam de maneira diferente quanto ao zoneamento:

- Plagioclásio I:

G – H este intervalo representa a cristalização magmática que se deu na forma de zoneamento descontínuo. Os valores em torno de 40% correspondem a um nível de homogeneização indicando que as condições de pressão e temperatura permaneceram constantes por um intervalo de tempo, uniformizando, parcialmente o teor em anortita do núcleo dos plagioclásios.

H – I nos dá o intervalo de manifestação do metamorfismo Brasileiro, cujo teor em anortita dos plagioclásios, nesta área variou entre 23% e 25%, correspondendo a uma temperatura média de 550°C sob pressão de 6 Kb.

I – L como não foi comprovada a presença de granitos nesta área a sequência de eventos I – J – K – L não se manifesta nos plagioclásios, como em Acari e Genezaré, e este intervalo nos indica que houve um aumento gradativo de temperatura (mais de 20°C) ocasionado possivelmente pelo rebaixamento destas rochas a uma maior profundidade. Por este motivo calculamos a temperatura correspondente a este evento (58°C) sob pressão maior (6,5 Kb).

L – M corresponde as oscilações para a adaptação final dos plagioclásios às condições pós-Brasileiras.

- Plagioclásio II: nestes plagioclásios não há qualquer registro do intervalo H – I e a sequência de zonas cai até qualquer ponto intermediário entre L e M, diretamente, na forma de zoneamento normal simples.

As figuras 7 e 8 foram construídas fixando-se um valor para a pressão e obtendo-se dessa forma a temperatura correspondente. Mas tal artifício não pode oferecer resultados totalmente reais porque a pressão dentro de cada diagrama deve variar, pois entre cada evento geológico transcorreu um longo intervalo de tempo e ocorreram movimentos epirogenéticos. O caso da figura 9 exemplifica este fato, pois o aumento do teor em anortita dos plagioclásios do ponto I para L (na mesma) só pode ser explicado por um aumento de pressão.

4.2.3.2 ANFIBOLITOS DO CICLO TRANSAMAZÔNICO

Compreendem as rochas aflorantes no núcleo e na aba oriental da mesma anticlinal (mapa especial - figura 3) e foram subdivididos em dois grupos, quanto a basicidade dos plagioclásios, que estão representados nos diagramas IV e V.

No final de cada diagrama fizemos um esquema que dá a variação geral do teor em Anortita dentro de cada lâmina.

4.2.3.2.1 ANFIBOLITOS COM PLAGIOCLÁSIO ÁCIDO – (DIAGRAMA IV)

No diagrama IV não mostrando apenas o zoneamento dos metabasitos. Iniciamos com as amostras CN 61 e CN 65p que são para biotita gnaisses com hornblenda, com o intuito de comparar a sequência zonal dos plagioclásios das encaixantes com a dos plagioclásios dos orto-metabasitos que serão descritas a seguir.

Na amostra CN 61 observamos (no esquema correspondente) que no núcleo dos plagioclásios o teor em anortita era de 18%, aumentando gradativamente para uma zona intermediária até 27% e diminuindo, a seguir, em direção aos bordos do grão até 22%.

Na CN 65p a curva tem a mesma forma mas os valores são pouco mais altos tendo início no núcleo em 21%, passando para 29% numa zona intermediária e alcançando os bordos com valores até 24%.

As próximas duas amostras do mesmo diagrama são migmatitos onde o neossoma ocorre em camadas diferenciadas.

A rocha CN 488 é um anfibolito com estrutura nematoblástica bem conservada e com infiltração pegmatítica fortemente gnaissificada (foto 57) onde o teor em anortita dos grãos, tanto do neossoma como do paleossoma, se comportam de maneira idêntica (núcleos com 19%, zona intermediária com 30% a 32% e bordo com 25% a 27% de anortita).

A rocha CN 453 é um anfibolito também com estrutura nematoblástica conservada, mas com neossoma fino, aplítico (foto 58). Aqui o núcleo dos plagioclásios é mais cálcico com valores em torno de 24% para o neossoma e de 22% para o paleossoma. A sequência final é semelhante a da amostra CN 488.

Comparando-se os esquemas das amostras CN 488 e CN 453 observamos que as quatro curvas (CN 488a, CN 488n, CN 453 e CN 453n) possuem a mesma forma e o mesmo intervalo de variação em anortita, mostrando que os plagioclásios tanto do neossoma como do paleossoma se comportam do mesmo modo.

As amostras CN 63, CN 65a são todas anfibolitos homogeneizados (nebulitos) onde não foi possível diferenciar o neossoma do paleossoma.

Na rocha CN 65a temos as maiores diferenças composicionais entre o núcleo e a zona mais cálcica (o teor em Anortita no núcleo em torno de 18% cresce para valores intermediários até 32%, diminuindo, a seguir, em direção aos bordos até 26% a 24%).

Na rocha CN 63 a forma da curva é semelhante, mas o intervalo de variação do teor em Anortita entre o núcleo e a zona mais cálcica é mais restrito variando de 21% a 29% e em direção aos bordos diminui até 26%.

A rocha CN 452 é a mais homogeneizada com zoneamento praticamente contínuo onde parte dos grãos mostram zoneamento inverso simples, com núcleo com 18% em anortita e bordos com 22%, enquanto os demais mostram zoneamento normal e mais raramente normal-recorrente com núcleo de 25% e bordos entre 19% e 21%.

Em resumo, todas estas rochas (encaixantes, neossoma e paleossoma de migmatitos e nebulitos) possuem curvas com forma semelhante e teor em anortita variando dentro de um mesmo intervalo. Por este motivo reunimos todos os esquemas do diagrama IV numa só figura (10), que mostra a variação geral do teor em Anortita dos plagioclásios.

Estas rochas se caracterizam, então, por possuir plagioclásios, com uma sequência de zonas com menor variação do teor em Anortita entre o núcleo e os bordos que as anteriormente estudadas: possuem um núcleo sódico (17% a 20%) alcançando teores de 26% a 32% numa zona intermediária e que diminui em direção aos bordos dos grãos para 30% a 24%. O núcleo mostra então zoneamento inverso (r), enquanto a zona marginal possui zoneamento normal (n), ou seja, o zoneamento é do tipo (r-n) (foto 55).

Numa boa parte dos grãos (por exemplo - CN 453 - grãos 1, 2, 4 etc.), o zoneamento é simplesmente inverso com valores de 26% a 30% em Anortita nos bordos indicando que as zonas intermediárias mais cálcicas foram reabsorvidas.

A ausência de grãos remanescentes do plagioclásio II e o baixo teor em Anortita do núcleo (17%) dos plagioclásios I indicam que da sequência zonal ígnea, nada foi conservado. O teor em Anortita do núcleo é compatível com o das rochas de Genezaré, mas o ambiente geológico sob o qual ambos os plagioclásios estiveram sujeitos, possuía condições muito diferentes, pois, enquanto em Genezaré temos anfibolitos propriamente ditos, em São Vicente temos rochas altamente migmatizadas ou homogeneizadas em ambiente migmatítico (nebulitos). Este fato, associado à coincidência dos diagramas em sete lâminas inteiras e duas parciais comprovam que a quase totalidade das rochas foram homogeneizadas no ambiente de anatexis, devendo pois os valores em Anortita corresponder aos dos plagioclásios das isógradas *An* da zona de anatexis, cujo estreito intervalo de variação do teor em Anortita também é compatível.

A temperatura muito alta durante a fase de migmatização homogeneizou os plagioclásios nas condições de pressão e temperatura do meio para o final da zona de anatexis.

A temperatura durante o metamorfismo Transamazônico deve ter sido bastante mais alta (650°C) que no metamorfismo regional Brasileiro, porque baseando-se na figura 6 este último possui os mesmos valores de porcentagem em Anortita porém em ambiente de temperatura 100°C mais baixa.

A presença de diopsídio associado às faixas de neossoma poderia ser uma indicação adicional da temperatura ambiente elevada, mas tal fato não foi levado em consideração na área de S. Vicente, porque enquanto nas amostras CN 452 e CN 453, o mesmo está presente, nas rochas CN 61, CN 63 e CN 65, de ocorrência próxima, temos em seu lugar como acessório comum a biotita enquanto na CN 488 nenhum destes dois minerais foram observados, mostrando que a presença ou ausência de qualquer destes minerais não se manifesta nos diagramas de zoneamento dos plagioclásios.

FOTO 57

CN 488 - Anfibolito com infiltrações pegmatíticas: Grupo S. Vicente. A camada de anfibolito puro possui estrutura nematoblástica bem conservada enquanto o neossoma é pegmatítico fortemente gnaissificado.

Localização: Saco da Luiza, a 7 Km de S. Vicente (RN).

FOTO 58

CN 453 - Migmatito com paleossoma anfibolítico: Grupo S. Vicente. O paleossoma anfibolítico mostra estrutura nematoblástica bem conservada e o neossoma é aplítico muito fino.

Localização: Saco da Luiza, a 4,8 Km de S. Vicente (RN).

DIAGRAMA - IV

ZONEAMENTO DE PLAGIOCLÁSIOS ÁCIDOS DA ANTICLINAL DE S.VICENTE (GRUPO S.VICENTE)

1ª Rochas Encaixantes

2ª Migmatitos com neossoma diferenciado

3ª Nebulitos

FIGURA - 10

INTERVALO DE VARIAÇÃO DO TEOR EM ANORTITA DAS -
ROCHAS COM PLAGIOCLÁSIOS ÁCIDOS DA ANTICLINAL
DE S. VICENTE.

Aqui as pressões reinantes foram também consideradas superiores de Genezaré e Acari, pois as rochas são muito mais antigas, se encontrando mais para o núcleo da anticlinal, sendo consideradas em torno de 7 Kb.

4.2.3.2.2 ANFIBOLITOS COM PLAGIOCLÁSIO INTERMEDIÁRIO – (DIAGRAMA V)

O diagrama V é composto por duas amostras, que apesar de se localizarem em afloramentos próximos aos das outras amostras estudadas no diagrama IV, seus plagioclásios mostram valores em anortita diferentes, não se enquadrando na discussão anterior.

A rocha CN 55 é um hornblenda-xisto, oriundo de ultra-basito, onde os minerais incolores se concentram em lentes finas e alongadas, em forma de fusos (fotos 59 e 60). Seus plagioclásios mostram, no núcleo, teor em Anortita em torno de 29%, nos bordos teores até 39% e em alguns grãos (grão 24) ainda observa-se uma recorrência para valores próximos a 30%.

Comparando-se o esquema correspondente, no diagrama V, com o padrão da figura 10, observamos que ambos possuem forma semelhante embora o teor em Anortita seja diferente. Neste caso os valores mais altos em Anortita poderiam ser explicados pela elevada porcentagem de hornblenda (81%) em relação a de plagioclásio (4,3%), não permitindo a presença de um plagioclásio mais ácido em equilíbrio com tal porcentagem da mesma.

Devido a alta basicidade da rocha a anatexis não se manifestou nos minerais incolores e para localizar seu ambiente de formação, dentro da figura 6, tivemos que usar as curvas *plagioclásio + hornblenda*. Os valores de Anortita deste hornblenda-xisto, com pico em 39% devem corresponder ao ponto 1 da figura 6, supondo-se a pressão ambiente 7 Kb.

A rocha CN 489 é um anfibolito básico com estrutura nematoblástica muito bem conservada e não mostra sinal de migmatização. No núcleo dos grãos o teor em Anortita é aproximadamente 30% alcançando numa zona intermediária valores em torno de 47%, decrescendo a seguir, até 34% e novamente aumentando até os bordos para 40%. A complexidade desta sequência de zonas explica os muitos casos de zoneamento inverso simples e inverso-recorrente ao lado de outros tantos casos de zoneamento normal mais simples e normal-recorrente que devem corresponder apenas a sequência parciais ou àquelas onde o corte não atingiu o núcleo dos grãos. Observando-se seu esquema correspondente no diagrama V, notamos que a presença de dois picos altos (47% e 40%) e a grande diferença composicional entre o núcleo e a zona mais cálcica nos mostram que a mesma foge totalmente ao padrão de zoneamento estabelecido na figura 10, para esta anticlinal.

Todas as outras amostras estudadas (relacionadas no diagrama IV) referem-se a camadas estreitas de anfibolitos dentro do para-gnaiss mais ou menos infiltrado (fotos 37, 38 e 39). Talvez a amostra CN 489 pertença a um corpo mais espesso de anfibolito que não foi homogeneizado, nem migmatizado na homogeneização geral (neste sentido fala a falta de biotita e microclina), dessa forma o alto teor em Anortita (47%) pertenceria à fase de metamorfismo regional pré-migmatítico.

O valor mais alto em Anortita e a ausência de migmatização nos indicam então que esta rocha se cristalizou sem a influência de anatexis, constituindo remanescentes de paleossoma pouco atingido. Desta forma o valor da zona mais cálcica dos plagioclásios deste anfibolito, o ponto 2 (na figura 6), ficaria situado ou muito próximo ou dentro da faixa de anatexis, mas sendo relacionado as isógrads *Plagioclásio + Hornblenda*. (A isógrada $Pl^{47} + Hbl$ pode ser obtida por interpolação entre os $Pl^{30} + Hbl$ e $Pl^{50} + Hbl$).

A veracidade desta hipótese infelizmente não pode ser confirmada porque dispomos das amostras sem descrição de afloramentos.

No caso desta hipótese não ser verdadeira uma outra explicação para o fenômeno poderia ser a ocorrência de uma estrutura anômala no plagioclásio, pois o teor em anortita das zonas iniciais (núcleo) dos mesmos correspondem aos picos altos das demais amostras.

DIAGRAMA - V

ZONEAMENTO DOS PLAGIOCLÁSIOS INTERMEDIÁRIOS DA ANTICLINAL DE S. VICENTE (GRUPO S. VICENTE)

FOTO 59

CN 55 - Hornblenda-xisto: Grupo S. Vicente. Os minerais incolores concentram-se em lentes finas e alongadas em forma de fusos (corte paralelo à xistosidade).
Localização: Saco da Luiza, a 7 Km de S. Vicente.

FOTO 60

CN 55 - Corte perpendicular à direção de xistosidade.

CAPITULO V

5.1 CONCLUSÕES

A partir do estudo detalhado do zoneamento dos plagioclásios dos orto-meta-basitos do Alto Seridó pudemos reconhecer a ocorrência de quatro eventos geológicos:

5.1.1 MIGMATIZAÇÃO TRANSAMAZÔNICA

É bem caracterizada nas rochas da anticlinal de S. Vicente (mapa especial - figura 3), onde o padrão de zoneamento (inverso simples ou inverso-recorrente), mostrado nos diagramas IV e V resumidos no esquema da figura 10, nos indica que as condições ambientais de pressão e temperatura foram muito altas durante esta fase (7 Kb e 650°C respectivamente), correspondendo às da zona de anatexia em gnaisses.

5.1.2 METAMORFISMO BRASILIANO

Se manifestou com maior intensidade nas rochas de Florânia (mapa especial - figura 3) e Genezaré mapa especial - figura 4). O padrão de zoneamento dos plagioclásios indicado nas figura 8 (diagrama II) e 9 (diagrama III) mostra que as condições ambientais durante esta fase de metamorfismo foram relativamente baixas se realizando no limite entre os estágios Médio (fácies anfibolito) e Baixo de metamorfismo (fácies xistos-verdes) com valores de temperatura em torno de 540°C, considerando-se a pressão aproximadamente 5 Kb (figura 6).

Outra feição característica destas rochas é a forte deformação que provocou o fraturamento ou a quase total redução granulométrica dos minerais se manifestando nos plagioclásios pelo fraturamento, torsão das lamelas de geminação (fotos 48 e 49) e pela superposição da extinção ondulante sobre o zoneamento dos grãos anulando-o em parte.

Típico ainda para este evento é a formação de bordos mais sódicos nas hornblendas (observado na amostra CN 457 na área de Florânia e em apenas um porfiroblasto da amostra CN 220 da área em Genezaré) demonstrando que durante o metamorfismo Brasileiro houve mobilização de sódio ao lado da de potássio (microclinização).

5.1.3 GRANITOS INTRUSIVOS

Constitui uma fase metamórfica adicional resultante da intrusão de corpos graníticos no final do Ciclo Brasileiro e tem ocorrência nas áreas de Acari (mapa especial - figura 5) e de Genezaré (mapa especial - figura 4). A intrusão granítica provocou metamorfismo de contato obliterando quase totalmente o fabric original das rochas (houve formação de grandes placas de biotita blástica - Acari - às custas da hornblenda e recristalização da própria hornblenda - Genezaré - onde a biotita é ausente), o que resultou para os plagioclásios na formação de uma sequência zonal inversa, que elevou o teor em Anortita dos mesmos para valores até 50%. A fase de resfriamento posterior provocou o zoneamento normal com valores decrescentes até 28% a 23%, que correspondem à fase metamórfica final, sem interferência do granito.

Em Genezaré (diagrama II) o padrão de zoneamento dos plagioclásios, inverso-normal-recorrente nos mostra tanto a fase de aumento (zoneamento inverso) como a de posterior diminuição (zoneamento normal) de temperatura, enquanto em Acari (diagrama I), temos apenas a sequência normal de zonas correspondendo à fase de resfriamento do granito.

Nas demais localidades o granito não afetou as rochas por causa da distância.

5.1.4 ACOMODAÇÃO FINAL

Caracteriza uma fase metamórfica final bem menos intensa que as demais, porém mais generalizada, e que provocou um ajuste composicional final nos plagioclásios para teores variando de 23% a 34%, conforme o local, sendo que a maior parte dos valores situa-se entre 28% - 32%; este ajuste composicional se deu, pois, na parte inferior do estágio médio de metamorfismo (figura 6).

Esta fase pode ser reconhecida nas rochas pela forte epidotização e sericitização sofrida pelos plagioclásios e cloritização nas hornblendas.

Cada uma das fases mencionadas acima foi intensa e suficiente para homogeneizar parcial ou totalmente os grãos de plagioclásio. Por este motivo pudemos estabelecer os níveis de homogeneização (N.H.) assinalados nas figuras 7, 8 e 9 que caracterizam cada evento.

5.2 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo da petrogênese das rochas, a partir do arranjo zonal dos plagioclásios, é um método excelente quando se tem à mão rochas ígneas, pois a cristalização magmática promove, nos plagioclásios, a formação de zonas completas, bem determinadas e geralmente anhedrais.

Como o teor em anortita dos plagioclásios é sensível a pequenas variações de temperatura, todas as variações térmicas ocorridas durante a cristalização podem ficar registradas, desde que a própria evolução dos processos não promova a homogeneização das zonas mais internas.

No caso dos plagioclásios metamórficos, este método torna-se menos eficiente pois o zoneamento metamórfico é, geralmente, anedral, promovendo zonas mais irregulares e incompletas, o que dificulta muito o estudo. Isto não invalida a utilização do estudo do zoneamento dos plagioclásios como método auxiliar na confirmação de eventos termo-metamórficos, quando a história geológica já está em parte pré-estabelecida, a partir de outros métodos de estudo. No presente trabalho, a evolução polimetamórfica da região havia sido previamente estabelecida a partir de uma grande quantidade de dados geocronológicos e de observações texturais: portanto, o estudo do arranjo zonal dos plagioclásios, associado às observações texturais, pôde confirmar a real existência dos eventos termo-metamórficos associando-os a um ambiente com pressão e temperatura determinadas.

A interação das observações sobre a geminação, associada à sequência de zonas dos plagioclásios, permite relacionar as fases de formacionais às variações termometamórficas da região.

A associação destes processos, aos dados geocronológicos, permite decifrar toda uma história geológica complexa, e situá-la no tempo, uma vez que qualquer dos processos, isoladamente, não tem condições de fornecer informações completas sobre os eventos geológicos.

AGRADECIMENTOS

A autora muito agradece:

Ao Conselho Nacional de Pesquisa pela ajuda financeira, na forma de bolsa de estudo e material, por colocar o foto microscópio ZEISS a disposição da autora sob o cargo do Prof. Dr. Heinz Ebert, durante a efetuação da pesquisa.

Ao Professor Dr. José Vicente Valarelli, pela orientação, incentivo e compreensão demonstrados durante a confecção deste trabalho.

Ao Professor Dr. Heinz Ebert por auxiliar durante todo o desenvolvimento da pesquisa através de discussões, sugestões e orientação técnica.

Ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP - Campus de Rio Claro, na pessoa de seu Chefe do Departamento de Mineralogia e Recursos Minerais, Prof. Dr. Nivaldo José Bósio que permitiu o uso de suas dependências e material durante o desenvolvimento da pesquisa.

Aos colegas Asit Choudhuri por sugestões no estudo mineralógico e Andreas A. M. Winters pelo auxílio na tirada das microfotografias.

Aos funcionários do Instituto de Geociências e Ciências, Antonio Carlos Bueno de Moraes pela confecção das lâminas petrográficas, Margarida de Paula Caraça e Rosalina Henrique Massei pelos trabalhos de datilografia.

A Sebastião A. Utrini Pereira, esposo da autora, que contribuiu através de discussões proveitosas e trabalhos prévios de datilografia, bem como pelo estímulo e compreensão.

BIBLIOGRAFIA

Alling, H.L. – 1938 – Plutonic Perthites, J.G. 46-142.165.

Almeida, F.F.M. de at alli - 1967 - “Absolute age determinations from northern Brazil” In. UNESCO and their comparison with those of the W Africa. Recife.

Almeida, F.F.M.; Leonardos Jr., O.H. Valença - 1967 - “Granites rocks of NE South America. In. UNESCO. Field symposium on the granites and basement of NE Brasil and their comparison with those of the west Africa. Recife.

Andersen, O. - 1928 - The genesis of some types of feldspar from granite pegmatites. Norsk geol. tidsk. Vol. Vol. 42 n^o 2 is the Proceedings of the NATO Study Institute on Feldspars, Oslo, 1962, 10, 116-207.

Barth, T.F.W. - 1956 - Zonal Structure in feldspars of crystalline schists. Trabajos 3^o Reunion Intern. Reactividade sólidos. España 2, Section III, 363-371.

Barth, T.F.W. - 1959 - Theoretical Petrology, 2a ed. John Wiley & Sons, Inc. New York. USA.

Barth, T.F.W. - 1962 - The feldspar geologic thermometer, Norsk, geoldidsskr. vol. 42 (Feldspar vol.).

Barth, F.F.W. - 1969 - Feldspar - Wiley - Inter - Science - 261 p.

Becke, F. - 1913 - Zur Physiographie der gemengteile der Krystallinen Schiefer. Deuk. Akad. Wiss. (Vienna) 75, 97-153.

Borg, I.Y., Heard, H.C. - 1970 - Experimental deformation of plagioclases p. 375-403. In: Experimental and natural rock deformation, Berlin - Heidelberg - New York: Springer.

Brito Neves, B.B. - 1973 - Elementos de Geologia Pré-Cambriana do NE oriental. In: Congresso Brasileiro de GEologia, 27^o, Aracaju. Anais 2: 105-139.

Brito Neves, B.B. - 1975 - Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano Nordeste. Tese de Doutorado apresentada do Instituto de Geociências da USP, 198 p. - SP.

Brown, R.T. - 1962 - Peristerite unmixing in the plagioclases and metamorphic facies series: norks. geol. tisskr, vol. 42 (Feldspar Vol.), 354-382.

Burri, C. - 1962 - A survey of feldspar twinning. Norsk geol. Tidskr, V. 42, 2:193-206.

Christie, O.H.J. - 1962 - Discussion feldspar structure ant the equilibrium between plagioclase and epidoto. Am. Journ. of Sci., v. 260, 149-157.

Cannon, R.T. - 1962 - Plagioclase zoning and twinning in relation to the metamorphic history of some amphibolites and granulites - Am. Journal of Science, vol. 264, Summer 1966, 526-542.

Burri, C.; Parker, R.L.; Wenk, E. - 1967 - Die Optische Orientie rung der Plagioclase; Basel, Birkhäuser - 334.

Deer, Hawie and Zussman - Rock Forming Minerals, vol. 1 a 4 - Londres, 1962.

De Waard, D. - 1959 - Anortite contentain plagioclase in basic and pelitic cristalline schists as related to metamorphic zoning in the Usu massif. Timor. Am. J. Sci. V. 257, 553-562.

Duparc, H., Reinhard, M. - 1924 - Determination des Plagioclases dan les coupes minces. Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Gmnève, V. 40, 1-149.

Ebert, H. - 1931 - Die bestimmung der saurem plagioklase mit hilfe der zonenmethode: Min. Petr. Mitt., vol. 42 p. 8-26

Ebert, H. - 1964 - Tectônica e metamorfismo Regional do Escudo Brasileiro. SUDENE - Dept. de Recursos Naturais. Div. de Geol. Recife (circulação interna).

Ebert, H. - 1969 - GEologia do Alto Seridó: nota explicativa à folha de Currais Novos - Recife - SUDENE 120 p. (Série - Geologia Regional, II).

Ebert, H. - 1970 - The Pre-Cambrian Geology of the “Borborema Belt” (States of Paraíba and Rio Grande do Norte, NE, Brasil) and the origin its mineral provinces. Geol. Rundschau, 59 (3), 1292-1326, Stuttgartd.

Ernst, W.G. - 1968 - Amphiboles - Série: minerals, Rocks and Inorganic - v. 1.

Fyfe, W.S., Turner, F.J. - 1966 - Reappraisal of the metamorfic Fácies concept. Contr. Mineral. Petrol. 12, 354-364.

- Ferreira, J.A.M. - 1968 - Geologia da Quadrícula de Caicó. Folha E 062 - RGN e PB - Brasil /SUDENE, Série Geologia Regional n^o 5.64. Recife.
- Goldsmidt, V.M. - 1915 - Geologisch - petrographische Studien im Hochgebirge der südlichen norwegens III. Die Kalksilikatgneise un Kalksilikatglimmerschiefer der trondhjem-gebietes: Vidensk. Selsk. Skr. I, Math Nat. Kl. n^o 10, 1-37.
- Gorai, M. - 1951 - Petrological Studies on Plagioclase Turins - American Mineralogist - vol. 36 - pag. 884-901.
- Greenwood, H.J., McTaggart, K.C. - 1957 - Am. Journal Sci., v. 255, 656-666.
- Harloff, C. - 1927 - Zonal structure in plagioclase, Leidsche geol. mededeel, 2, 99.
- Härme, M., Suvöla, J. - 1966 - Plagioclase zoning in a gabboic dike from Alatornio, northern Finland. Bull. Geol. Soc. Finland, 222, 283-8.
- Hartman, P. - 1956 - On the morphology of growth twins. Zeitschrift f. Kristallographie, v. 107 - 225-237.
- Hills, E.S. - 1936 - Reverse and oscillatory zoning in plagioclase feldspar. geology mag., 73-49.
- Heinrich, E.W. - 1965 - Microscopic Identification of minerals - McGraw Hill Book Company. 1-414.
- Hurley, P. M. et al. - 1967 - Test of continental drift by comparison of radiometric ages - Rev. Science, vol. 157, 495-500, Washington.
- Kerr, P.F. - 1977 - Optical Mineralogy - 4d ed., McGraw Hill Book Company, New York.
- Köhler, A. - 1949 - Recent results of the investigation of the feldspar. J. Geol. 57, 592.
- Leelanandam, C. - 1968 - Zoned plagioclase from the charnockites of Kondapalli, Krishna district, Andhra Pradesh, India. Min. Mag. 36. 805-813.
- Machado, Iran F. - 1961 - Geologia de S. Vicente e Arredores (RN), C.A.G.E. - Escola de Geologia de Pernambuco, 40(24) (circulação interna).
- Mehnert, K.R. - 1962 - Composition and distribution of feldspars in magmatic and metamorphic rocks: Norsk geol. Tidske. v. 42 - (Feldspar v. II) 455-466.
- Misch, P.H. - 1954 - Zoned plagioclase in metamorphic rocks geol. Soc. Am. Bull, v. 65, 1287 (abstr.).
- Misch, P.H. - 1964 - Stable association wollastonite-anorthite and other cal-silicate assemblages in amphibolite-facies crystalline Schists of Nanga Parbat, NW Himalayas: Beitr. Min. Petr. v. 10, 315-356.
- Misch, P.H. - 1968 - Plagioclase compositions and non-anatectic origin of migmatic gneisses in northern Cascade Mountains of Washington State Contributions to Min. and Petro., 17, 1-70.
- Miyashiro, Akiho, 1958 - Regional metamorphism of the Gosaiyo-Takanuki district in the Central Abukuma Plateau: Tokyo Univ. Fac. Sci. Jour., v. 11, 219-272.
- Miyashiro, Akiho - 1961 - Evolution of metamorphic belts: Journal Petrology. v. 2, 277-311.
- Pessoa, D.A.R. - 1976, Estudo geocronológico das rochas policíclicas do Complexo S. Vicente nos anticlinais de Caicó e Florânia, RN. Dissertação de mestrado apresentada ao Inst. de Geociências da UPS-SP.
- Pittman, E.D. - 1963 - Use of zoned plagioclase as an indicator of provenience. J. Sedim. Petrol, v. 33 3:380-386.
- Rittmann, A. - 1929 - Die Zonenmethode: Schweiz Min. Petro. Mitt, v. 9, 1-46.
- Rutland, R.W.R - 1961 - Discussion: The control of anorthite content of plagioclase in metamorphic crystallization: Am. Jour. Sci. v. 259, 76-79.
- Rutland, R.W.R. - 1962 - Feldspar structure and the equilibrium between plagioclase and epidote: a reply. Am. Jour. Sci. v. 260, 153-157.
- Smith, J.V. - 1962 - Genetic aspects of twinning in feldspars. Norsk geol. tidskr, v. 42, 2; 264-271.
- Smith, J.V. - 1974 - Feldspar minerals - Springer - Verlag. Berlin vol. 2, 690 p.
- Spry, H. - 1969 - Metamorphic Textures - London - New York: Pergamon Press.
- Tobi, A.C. - 1962 - Characteristic patterns of plagioclase twinning. geol. Tidskr. v. 42, 2; 264-271.
- Tröger, E. - 1952 - Tabellen Zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, 149 pag. Verlag Schweizerbart, Stuttgart.

- Ferreira, J.A.M. - 1968 - Geologia da Quadrícula de Caicó. Folha E 062 - RGN e PB - Brasil /SUDENE, Série Geologia Regional nº 5,64. Recife.
- Goldsmidt, V.M. - 1915 - Geologisch - petrographische Studien im Hochgebirge der südlichen norwegens III. Die Kalksilikatgneise un Kalksilikatglimmerschiefer der trondhjem-gebietes: Vidensk. Selsk. Skr. I, Math Nat. Kl. nº 10, 1-37.
- Gorai, M. - 1951 - Petrological Studies on Plagioclase Turins - American Mineralogist - vol. 36 - pag. 884-901.
- Greenwood, H.J., Mctaggart, K.C. - 1957 - Am. Journal Sci., v. 255, 656-666.
- Harloff, C. - 1927 - Zonal structure in plagioclase, Leidsche geol. mededeel, 2, 99.
- Härme, M., Suvöla, J. - 1966 - Plagioclase zoning in a gabboic dike from Alatornio, northern Finland. Bull. Geol. Soc. Finland, 222, 283-8.
- Hartman, P. - 1956 - On the morphology of growth twins. Zeitschrift f. Kristallographie, v. 107 - 225-237.
- Hills, E.S. - 1936 - Reverse and oscillatory zoning in plagioclase feldspar. geology mag., 73-49.
- Heinrich, E.W. - 1965 - Microscopic Identification of minerals - McGraw Hill Book Company. 1-414.
- Hurley, P. M. et al. - 1967 - Test of continental drift by comparison of radiometric ager - Rev. Science, volt. 157, 495-500, Washington.
- Kerr, P.F. - 1977 - Optical Mineralogy - 4d ed., McGraw Hill Book Company, New York.
- Köhler, A. - 1949 - Recent results of the investigation of the feldspar. J. Geol. 57, 592.
- Leelanandam, C. - 1968 - Zoned plagioclase from the charnockites of Kondapalli, Krishna district, Andura Pradesh, India. Min. Mag. 36. 805-813.
- Machado, Iran F. - 1961 - Geologia de S. Vicente e Arredores (RN), C.A.G.E. - Escola de Geologia de Pernambuco, 40(24) (circulação interna).
- Mehnert, K.R. - 1962 - Composition and distribution of feldspars in magmatic and metamorphic rocks: Norsh geol. Tidske. v. 42 - (Feldspar v. II) 455-466.
- Misch, P.H. - 1954 - Zoned plagioclase in metamorphic rocks geol. Soc. Am. Bull, v. 65, 1287 (abstr.).
- Misch, P.H. - 1964 - Stable association wollastonite-anorthite and other cal-silicate assemblagens in amphibolite-facies crystalline Schists of Nanga Parbat, NW Himalayas: Beitr. Min. Petr. v. 10, 315-356.
- Misch, P.H. - 1968 - Plagioclase compositions and non-anatectic origin of migmatic gneisses in northern Cascade Mountains of Washington State Contributions to Min. and Petro., 17, 1-70.
- Miyashiro, Akiho, 1958 - Regional metamorphism of the Gosaisyō-Takanuki districti in the Central Abukuma Plateau: Tokyo Univ. Fac. Sci. Jour., v. 11, 219-272.
- Miyashiro, Akiho - 1961 - Evolution of metamorphic belts: Journal Petrology. v. 2, 277-311.
- Pessoa, D.A.R. - 1976, Estudo geocronológico das rochas policíclicas do Complexo S. Vicente nos anticlinais de Caicó e Florânia, RN. Dissertação de mestrado apresentada ao Inst. de Geociências da UPS-SP.
- Pittman, E.D. - 1963 - Use of zoned plagioclase as an indicador of provenience. J. Sedim. Petrol, v. 33 3:380-386.
- Rittmann, A. - 1929 - Die Zonenmethode: Schweiz Min. Petro. Mitt, v. 9, 1-46.
- Rutland, R.W.R - 1961 - Discution: The control of anorthita content of plagioclase in metamorphic crystallization: Am. Jour. Sic. v. 259, 76-79.
- Rutland, R.W.R. - 1962 - Feldspar structure and the equilibrium between plagioclase and epidote: a reply. Am. Jour. Sci. v. 260, 153-157.
- Smith, J.V. - 1962 - Genetic aspects of twinning in feldspars. Norsk geol. tidskr, v. 42, 2; 264-271.
- Smith, J.V. - 1974 - Feldpsar minerals - Springer - Verlag. Berlim vol. 2, 690 p.
- Spry, H. - 1969 - Metamorphic Textures - London - New York: Pergamon Press.
- Tobi, A.C. - 1962 - Characteristic patterns of plagioclase twinning. geol. Tidskr. v. 42, 2; 264-271.

- Turner, F.Y. - 1933 - The genesis of oligoclase in certain schists Geol. Mag., v. 70, 529-541.
- Turner, F.Y. - 1954 - Observations on twinning of plagioclase in metamorphic rocks: Am. Mineralogist. v. 36, 581-589.
- Turner, F.J. e Verhoogen, J. - 1960 - Igneous and metamorphic Petrology McGraw Hill Book Company, Inc. New York, USA.
- Turner, F.J. - 1968 - Metamorphic Petrology. McGraw Hill Book Company. New York, USA.
- Vance, J.A. - 1961 - Polysynthetic twinning in plagioclase. Am. Mineralogist. v. 46 - 1097-1119.
- Vance, J.A. - 1957 - The geology of the Sauk River area in the northern Cascades of Washington: Ph. D. thesis, Univ. Washington.
- Wenk, H.R. - 1969 - Annealing of oligoclase at high pressure. Am. mineralogist 54, 95-100.
- Winchell, A.N. - 1932 - Elements of Optical Mineralogy, II: Description of minerals; New York, J. Wiley & Sons; XVIII + 459.
- Winkler, H.G.H. - 1970 - Abolition of Metamorphic Facies, Introduction of the four Divisions of metamorphic Stage and of a Classification based on Isograds in common Rocks. Neues Jahrbuch für Mineralogie. Monatshefte. Stuttgart.
- Winkler, H.G.F. - 1976 - Petrogenesis of metamorphic Rocks. Springer Verlag New York Inc. 1-319.
- Williams, H.; Turner, F.J. e Gilvert, C.M. - 1970 - Petrografia; - trad. Rui R. Franco, Ed. Polígono (Ed. USP). SP. Brasil.

APÊNDICE I

METODOLOGIA PARA O ESTUDO DOS PLAGIOCLÁSIOS

Utilizamos, basicamente, dois processos:

I.1 METODO COMPLETO SEGUNDO FEODOROFF

Consiste em:

- I.1. orientar paralelamente aos fios do retículo N-S, do microscópio, e verticalizar os planos de contato entre os indivíduos (planos de geminação), anotando-se as posições dos eixos A1 e A2 na platina universal.
- I.2. medir as posições dos vetores óticos ($n'g$, $n'p$ e $n'm$) para cada indivíduo (anotar as posições dos eixos A1, A2 e A4).
- I.3. lançar a seguir, valores num diagrama de Wulff (projeção estereográfica).
- I.4. tornar a projeção perpendicular ao vetor ótico $n'm$ pela migração dos polos das faces. Por comparação com o diagrama correspondente (Burri et al., 1967, est. IX) podemos determinar os índices de cada plano e o teor em Anortita dos indivíduos.
- I.5. a partir dos mesmos valores projetados inicialmente, faz-se projeção para o plano de contato entre os indivíduos geminados, pela migração dos vetores óticos. Por comparação desta projeção rotada com os diagramas correspondentes (est. VII e VIII de Burri et al., 1976) pode-se concluir quais as leis de geminação e o teor em Anortita dos indivíduos.

I.2 MÉTODO DAS ZONAS SEGUNDO RITTMAN (1929) e EBERT (1931)

É um método simplificado que se baseia na medida dos ângulos de extinção na zona perpendicular ao plano (010). O método pode ser aplicado nos seguintes casos:

- o plano de contato é (010).
- o ângulo de extinção não ultrapassa 35° pois somente nestes casos o plano (010) pode ser reconhecido pela vizinhança de ng , levando a cor de adição, com a placa de gipsita, na direção de extinção (com ângulo menor de 45° em relação ao plano de contato) quando colocada em direção diagonal (NW-SE).

O processamento se faz como se segue:

- 2.1 Orientar o plano de contato paralelamente a direção do retículo N-S, verticalizá-lo e anotar a posição dos eixos A1 e A2 da platina universal.
- 2.2 coloca-se o plano de contato em posição NW-SE e experimenta-se com a placa de gipsita, se a adição fica mantida em todas as posições de A4. Se aparecer total ou parcialmente cor de subtração (amarela) o plano não é (010) e a macla não pode ser estudada pelo método das zonas, mas apenas pelo método completo.
- 2.3 girando-se o eixo A4 de 10° em 10° , anota-se para cada posição de A4, o valor correspondente ao ângulo de extinção de cada indivíduo geminado em estudo; se os indivíduos forem zonados anota-se este valor para cada zona.
- 2.4 faz-se uma curva em papel milimetrado, lançando-se em ordenada as posições das extinções e em abscissas os valores de A4. No ponto máximo da curva obtemos, por subtração, o valor da extinção máxima (no caso de cristais zonados, para cada zona teremos uma curva e, portanto, um ângulo de extinção diferente).
- 2.5 levando-se o valor do ângulo de extinção máximo ao diagrama da figura 10, página 23 de Duparc et Reinhardt (1927) teremos o teor em Anortita dos indivíduos (ou de cada uma de suas zonas).
- 2.6 a forma das curvas indicam as leis de geminação (Ebert, 1931):
 - curvas simétricas: lei de Albita (lei normal).
 - curvas com máximos em lados opostos, mas em diferentes posições de A4: lei de Carlsbad (lei paralela).
 - curvas com máximos no mesmo lado e em diferentes valores de A4: lei de Albita-Carlsbad (lei complexa).