


MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA  
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL  
CONVÊNIO DNPM / CPRM

PROJETO SCHEELITA DO SERIDÓ  
RELATÓRIO FINAL

TEXTO  
VOLUME II

5-96

	SUREMI SELOTE
Relatório n.º	992
N.º de Volumes:	12 v. 2-5
OSTENSIVO	

ENJÔLRAS DE A. MEDEIROS LIMA  
ADEILSON ALVES WANDERLEY  
ÂNGELO TRÉVIA VIEIRA  
ANTONIO IVO DE M. MEDINA  
ANTONIO JOSÉ BARBOSA  
ANTONIO MAURÍLIO VASCONCELOS  
CRISTIANO DE ANDRADE AMARAL  
EDUARDO YOITI SATO  
EGMAR HERMANN ROCHA DE O. E. SILVA  
JAIR FONSECA LEITE  
JOÃO FRANCISCO S. DE MORAES  
JOSÉ ALBERTO RIBEIRO  
JÚLIO DE REZENDE NESI  
LUIZ ALBERTO DE A. ANGELIM  
MÁRIO EUGÊNIO DE V. CALHEIROS

PHL  
013467  
2007



COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS  
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE RECIFE

1980

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS  
CPRM

PRESIDENTE : J. R. DE ANDRADE RAMOS

DIRETOR DA ÁREA DE PESQUISA : EDISON F. SUSZCZYNSKI

SUPERINTENDÊNCIA DE RECURSOS MINERAIS

SUPERINTENDENTE : JUDSON DA CUNHA E SILVA

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA ECONÔMICA : RUY ÍTALO TESSARI

DIVISÃO DE METALOGENIA : FRANCISCO ASSUERO B. DE FRANÇA

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE RECIFE

SUPERINTENDENTE : REINALDO ALVES DE FREITAS

COORDENADOR DE RECURSOS MINERAIS : MÁRIO FARINA

PARTICIPAÇÃO ESPECIAL : EDILTON JOSÉ DOS SANTOS  
CARLOS ALBERTO C. LINS

DIVISÃO DE GEOLOGIA : AROLDO ALVES DE MELLO

RESIDÊNCIA DE NATAL : FRANCISCO DE ASSIS MELO

PROJETO SCHEELITA DO SERIDÓ

CHEFE DO PROJETO

Enjôlras de Albuquerque Medeiros Lima

EQUIPE EXECUTORA

Abrahão Gomes Torres

Adeilson Alves Wanderley

Afonso de Ligório F. de Brito

Ângelo Trévia Vieira

Antonio Carlos da Silva Pereira

Antonio Ivo de Menezes Medina

Antonio José Barbosa

Antonio Maurílio Vasconcelos

Carlos José Bezerra de Aguiar

Carlos Roberto de Souza Jaegger

Cristiano de Andrade Amaral

Eduardo Yoiti Sato

Egmar Hermann Rocha de Oliveira e Silva

Fernando Parentes Fortes

Homero Coelho Benevides

Jairo Fonseca Leite

João Francisco Silveira de Moraes

José Alberto Ribeiro

Júlio de Rezende Nesi

Luiz Alberto de Aquino Angelim

Mário Eugênio de Vasconcelos Calheiros

# PROJETO SCHEELITA DO SERIDÓ

## RELATÓRIO FINAL

### ÍNDICE DOS VOLUMES

VOLUME I - Texto

VOLUME II - Texto

VOLUME III - Texto

VOLUME IV - Texto

VOLUME V - Texto

VOLUME VI - Mapas geológicos na escala de 1:25.000

VOLUME VII - Mapas geológicos nas escalas de 1:25.000 e 1:100.000.

VOLUME VIII - Mapas geológicos na escala de 1:100.000

- Mapa geológico integrado - escala 1:250.000.

- Mapa metalogenético da scheelita - escala 1:250.000.

- Mapa de prognóstico metalogenético para depósitos estratiformes de scheelita - escala 1:250.000

VOLUME IX - Mapa das ocorrências minerais-escala 1:250.000

- Mapas de anomalias geoquímicas e mapa de localização das zonas anômalas - escala 1:250.000.

- Mapa de pontos de amostragem geoquímica em sedimento de corrente e concentrado de bateia - escala 1:250.000.

VOLUME X - Perfis litológicos de furos estratigráficos.



- VOLUME XI - Mapas de pontos de afloramento - escala  
1:25.000.
- VOLUME XII - Mapas de ponto de afloramento - escala  
1:100.000.
- VOLUME XIII - Fichas de cadastro de ocorrências minerais  
diversas.
- VOLUME XIV - Fichas de cadastro de ocorrências de scheelita
- VOLUME XV - Fichas de cadastro de ocorrências de scheelita
- VOLUME XVI - Fichas de cadastro de ocorrências de scheelita
- VOLUME XVII - Cópias de fotos aéreas na escala de 1:70.000 ,  
com locação das ocorrências minerais cadastra  
das.
- VOLUME XVIII - Fichas de afloramentos
- VOLUME XIX - Fichas de afloramentos
- VOLUME XX - Fichas de afloramento
- VOLUME XXI - Fichas de afloramento
- VOLUME XXII - Fichas de afloramento
- VOLUME XXIII - Fichas de afloramento
- VOLUME XXIV - Fichas de afloramento
- VOLUME XXV - Fichas de afloramento
- VOLUME XXVI - Fichas de análises geoquímicas
- VOLUME XXVII - Fichas de análises geoquímicas
- VOLUME XXVIII - Fichas de análises geoquímicas
- VOLUME XXIX - Fichas de análises geoquímicas

VOLUME XXX - Fichas de análises geoquímicas

VOLUME XXXI - Fichas de análises geoquímicas

VOLUME XXXII - Fichas de análises petrográficas

VOLUME XXXIII - Fichas de análises petrográficas

VOLUME XXXIV - Fichas de análises petrográficas

VOLUME XXXV - Fichas de análises petrográficas

## S U M Á R I O

1 - SINOPSE.....	1
2 - ABSTRACT.....	2
3 - INTRODUÇÃO	
3.1 - Histórico.....	3
3.2 - Objetivos.....	4
3.3 - Área e localização.....	6
3.4 - Aspectos fisiográficos.....	8
3.5 - Aspectos sócio-econômicos.....	17
3.6 - Métodos de trabalho e equipe executora.....	23
3.7 - Dados físicos de produção.....	42
3.8 - Aspectos geomorfológicos.....	45
3.9 - Trabalhos anteriores.....	49
4 - ESTRATIGRAFIA	
4.1 - Comentários gerais.....	70
4.1.1 - Análise crítica dos principais <u>mode</u> <u>los</u> estratigráficos.....	72
4.1.2 - Litoestratigrafia adotada.....	90
4.1.3 - Aspectos geocronológicos.....	93
4.2 - Precambriano	
4.2.1 - <u>Complexo Gnáissico-migmatítico</u>	
4.2.1.1 - Considerações gerais.....	118
4.2.1.2 - Litotipos.....	126
4.2.1.2.1 - Gnaisses.....	128

4.2.1.2.2 - Gnaisses facoidais.....	129
4.2.1.2.3 - Migmatitos.....	130
4.2.1.2.4 - Gnaisses e migmatitos <u>indi</u> ferenciados.....	132
4.2.1.2.5 - Anfibolitos.....	135
4.2.1.2.6 - Leptinitos.....	136
4.2.1.2.7 - Granitóides.....	138
4.2.1.2.8 - Gabróides.....	143
4.2.1.3 - Relações de contato.....	147
4.2.1.4 - Aspectos estruturais.....	151
4.2.1.5 - Grau metamórfico.....	155
4.2.1.6 - Mineralizações.....	156
4.2.2 - <u>Grupo Seridó</u>	
4.2.2.1 - Considerações gerais.....	159
4.2.2.2 - Formação Equador	
4.2.2.2.1 - Considerações gerais.....	168
4.2.2.2.2 - Litotipos.....	169
4.2.2.2.2.1 - Quartzitos.....	170
4.2.2.2.2.2 - Quartzitos ferríferos.....	181
4.2.2.2.2.3 - Metaconglomerados.....	188
4.2.2.2.3 - Aspectos estruturais.....	194
4.2.2.2.4 - Grau metamórfico.....	200
4.2.2.2.5 - Mineralizações.....	202
4.2.2.3 - Formação Jucurutu	
4.2.2.3.1 - Considerações gerais.....	207
4.2.2.3.2 - Litotipos.....	211
4.2.2.3.2.1 - Gnaisses.....	211



4.2.2.5.2.2.2 - Gabros e dioritos.....	310
4.2.2.5.2.2.3 - Ultrabásicas <u>serpenti</u> nizadas.....	315
4.2.2.5.3 - Aspectos estruturais.....	317
4.2.2.5.4 - Mineralizações.....	324
 4.2.3 - <u>Grupo Cachoeirinha</u>	
4.2.3.1 - Considerações gerais.....	329
 4.2.3.2 - Rochas Metassedimentares	
4.2.3.2.1 - Litotipos.....	331
4.2.3.2.1.1 - Quartzitos.....	331
4.2.3.2.1.2 - Calcários metamórficos.....	332
4.2.3.2.1.3 - Xistos.....	333
4.2.3.2.1.4 - Filitos, metagrauvascas, metassiltitos.....	334
4.2.3.2.2 - Aspectos estruturais.....	335
4.2.3.2.3 - Grau metamórfico.....	336
4.2.3.2.4 - Mineralizações.....	338
 4.2.3.3 - Rochas Plutônicas Granulares	
4.2.3.3.1 - Considerações gerais.....	341
4.2.3.3.2 - Litotipos.....	342
4.2.3.3.2.1 - Granitóides.....	342
4.2.3.3.2.1.1 - Granitos e granodio ritos.....	342
4.2.3.3.2.1.2 - Granitos alcalinos.....	346
4.2.3.3.2.2 - Gabróides.....	348
4.2.3.3.2.2.1 - Quartzodioritos.....	348
4.2.3.3.2.2.2 - Ultrabásicas <u>serpenti</u> nizadas.....	349

4.2.3.3.3 - Aspectos estruturais.....	351
4.2.3.3.4 - Mineralizações.....	354
4.2.4 - <u>Rochas Filonianas</u>	
4.2.4.1 - Considerações gerais.....	355
4.2.4.2 - Litotipos.....	355
4.2.4.2.1 - Diques ácidos e hiperácidos.....	356
4.2.4.2.1.1 - Veios de quartzo.....	356
4.2.4.2.1.2 - Granitos filonianos.....	360
4.2.4.2.1.3 - Pegmatitos.....	363
4.2.4.2.2 - Diques básicos.....	365
4.2.4.3 - Aspectos estruturais.....	367
4.2.4.4 - Mineralizações.....	369
4.3 - Mesozóico	
4.3.1 - <u>Grupo Rio do Peixe</u>	
4.3.1.1 - Considerações gerais.....	371
4.3.1.2 - Formação Antenor Navarro	
4.3.1.2.1 - Modo de ocorrência, distribui	
ção e espessura.....	372
4.3.1.2.2 - Litologia e mineralogia.....	372
4.3.1.2.3 - Relações de contato.....	373
4.3.1.2.4 - Idade e paleontologia.....	374
4.3.1.2.5 - Ambiente deposicional.....	374
4.3.2 - <u>Grupo Apodí</u>	
4.3.2.1 - Considerações gerais.....	376



4.3.2.2 - Formação Açú	
4.3.2.2.1 - Modo de ocorrência, distribuição e espessura.....	377
4.3.2.2.2 - Litologia e mineralogia.....	378
4.3.2.2.3 - Relações de contato.....	380
4.3.2.2.4 - Idade e paleontologia.....	381
4.3.2.2.5 - Ambiente deposicional.....	382
4.3.2.3 - Formação Jandaíra	
4.3.2.3.1 - Modo de ocorrência, distribuição e espessura.....	383
4.3.2.3.2 - Litologia e mineralogia.....	374
4.3.2.3.3 - Relações de contato.....	385
4.3.2.3.4 - Idade e paleontologia.....	386
4.3.2.3.5 - Ambiente deposicional.....	387
4.4 - Cenozóico	
4.4.1 - Formação Campos Novos	
4.4.1.1 - Modo de ocorrência, distribuição e espessura.....	388
4.4.1.2 - Litologia e mineralogia.....	388
4.4.1.3 - Relações de contato.....	389
4.4.1.4 - Idade e paleontologia.....	389
4.4.1.5 - Ambiente deposicional.....	389
4.4.2 - <u>Vulcanismo Cabugí</u> .....	391
4.4.3 - <u>Grupo Barreiras</u> .....	395

4.4.3.1 - Formação Serra dos Martins.....	396
4.4.3.1.1 - Modo de ocorrência, distri buição e espessura.....	397
4.4.3.1.2 - Litologia e mineralogia.....	397
4.4.3.1.3 - Relações de contato.....	398
4.4.3.1.4 - Idade e paleontologia.....	398
4.4.3.1.5 - Ambiente deposicional.....	399
4.4.4 - Coberturas elúvio-colúviais.....	400
4.4.5 - Aluviões.....	401
 5 - GEOLOGIA ESTRUTURAL	
5.1 - O modelo tectônico adotado.....	404
5.2 - Arcabouço estrutural de área.....	417
5.2.1 - Zona Caririana.....	421
5.2.1.1 - Estruturas regionais.....	424
5.2.2 - Zona Transversal.....	437
5.2.2.1 - Estruturas regionais.....	440
5.2.3 - Síntese descritiva dos principais "trends" estruturais.....	444
5.3 - Aspectos metamórficos.....	548
 6 - GEOLOGIA HISTÓRICA .....	559
 7 - GEOQUÍMICA	
7.1 - Serviço Orientativo de Geoquímica	
7.1.1 - Introdução.....	571

7.1.2 - Metodologia.....	571
7.1.3 - Apresentação dos Resultados	
7.1.3.1 - Generalidades.....	574
7.1.3.2 - Contraste.....	575
7.1.3.3 - Correlação.....	578
7.1.3.4 - Perfis geoquímicos.....	580
7.1.4 - Conclusões.....	585
7.2 - Serviço Geoquímico Regional	
7.2.1 - Introdução.....	588
7.2.2 - Resultados obtidos.....	590
7.2.2.1 - Generalidades.....	590
7.2.2.2 - Correlações.....	592
7.2.2.3 - Mapas Geoquímicos.....	592
8 - GEOLOGIA ECONÔMICA	
8.1 - Generalidades.....	610
8.2 - Amianto.....	612
8.3 - Argila.....	618
8.4 - Barita.....	619
8.5 - Bantonita.....	622
8.6 - Calcedônia.....	625
8.7 - Caulim.....	626
8.8 - Cobre.....	630
8.9 - Corindon.....	640
8.10 - Enxofre.....	641
8.11 - Ferberita.....	643
8.12 - Ferro.....	647

8.13 - Fluorita.....	658
8.14 - Galena.....	668
8.15 - Grafite.....	672
8.16 - Granada.....	674
8.17 - Mármore.....	677
8.18 - Molibdenita.....	682
8.19 - Monazita.....	694
8.20 - Níquel.....	696
8.21 - Ouro.....	700
8.22 - Pegmatitos mineralizados - Principais depósitos - Distribuição geográfica dos minerais econômicos e sua zonação.....	711
8.23 - Talco.....	724
8.24 - Vermiculita.....	730
8.25 - Urânio.....	732
8.26 - Scheelita	
8.26.1 - Considerações gerais sobre a econo- mia mineral do Tungstênio.....	739
8.26.2 - As hospedeiras da scheelita.....	761
8.26.3 - Posicionamento estratigráfico dos depósitos estratiformes.....	764
8.26.4 - Tipologia dos depósitos scheelití- feros.....	767
8.26.5 - Recursos e Reservas de minério scheelitífero	
8.26.5.1 - Controles da mineralização.....	774
8.26.5.2 - Considerações conceituais.....	783

8.26.5.3 - Síntese descritiva dos principais depósitos estratiformes nos diversos "trends" litotestruturais.....	799
8.26.5.4 - Estimativa global.....	1.186
8.26.6 - Outros depósitos estratiformes.....	1.189
8.26.7 - Depósitos filonianos.....	1.195
8.26.8 - Aspectos genéticos.....	1.211
8.26.9 - Correlação entre os depósitos estratiformes do Seridó e os situados noutros países.....	1.234
9 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	1.237
10 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	1.253

#### 4.2.2.4 - Formação Seridó

##### 4.2.2.4.1 - Considerações Gerais

Deve-se a Moraes (op.cit.) a denominação "Micaxistos Seridó" para designar os xistos cristalinos do topo da série Ceará de Crandall (1910), correlacionando-a à série Minas, atribuindo idade Algonquiana para estas rochas, bem como para toda a série Ceará. Os demais autores que trabalharam na região, conservaram o nome Seridó para esta sequência, denominando-a Formação Seridó.

Os metapelitos da Formação Seridó, acham-se distribuídos na parte centro-norte e oriental da área mapeada, compreendendo cerca de 20% da mesma, apresentando distribuição em forma de ampla faixa bastante contínua, com direção preferencial NE-SW, à exceção da região que se estende desde o norte da cidade de Florânia até Angicos, na Folha de Açú, onde a direção da foliação é aproximadamente N-S. Encontram-se melhor representados nas Folhas de Serra Negra do Norte, Jardim do Seridó e Currais Novos, onde chegam a cobrir até cerca de 50% de toda a sua área, ocorrendo ainda nas Folhas de Açú, Picuí, Cerro Corá e Pedro Avelino. A sul de Patos-Pb encontram-se em pequenas faixas de forma lenticular descontínua, não individualizadas nas escalas de trabalho, preenchendo pequenas calhas sinformais remanescentes. Na parte ocidental da área mapeada, é bastante incipiente a ocorrência de metassedimentos desta formação, tendo sido individualizada somente uma pequena faixa nas proximidades da localidade de Barra de Santana, na Folha de Caicó preservada em núcleo sinclinal. Também ocorre em delgadas faixas não cartografadas nesta folha, tal como na região da mina Diniz.



No âmbito da área de exposição da Formação Seridó, destacam-se dois tipos principais de relevo: um ondulado, com vales relativamente fechados com padrão de drenagem do tipo dendrítico, intensamente ravinado, podendo apresentar diferenças de cotas bastante consideráveis, um outro se apresenta bastante aplainado, com vales abertos, drenagem algo rarefeita, textura aerofotográfica suave, constituindo áreas cobertas por solo arenoso de coloração predominantemente clara e por vezes espesso, dificultando a exposição de bons afloramentos.

A Formação Seridó, se acha constituída por xistos de dois facies metamórficos, apresentando certa variação litológica, conservando no entanto, as características gerais predominantemente pelíticas. Pode-se encontrar também, intercalados nos xistos, faixas gnaissóides e até migmatitos, com raras intercalações de auréolas de termometamorfitos, não individualizadas, como a que ocorre envolvendo o maciço granítico de de Totoró, na Folha de Currais Novos. Embora outros autores como Torres et alii (op.cit.), Costa et alii (op.cit.), Ennes et alii (op.cit.) tenham individualizadas várias litofácies dentro desta formação, nas áreas de Parelhas, Picuí e Currais Novos, o Projeto Scheelita do Seridó cartografou somente duas subunidades dentro desta formação. Uma, denominada genericamente de biotita xistos, englobando xistos a cordierita e sillimanita, xistos a quartzo, granada e biotita, xistos a plagioclásio, biotita, quartzo e granada e uma outra englobando sericita-clorita-muscovita xistos, filitos e metassiltitos. Localmente estes litofácies podem se apresentar bastante migmatizados. Esta sub-divisão foi realizada através de dados de campo e auxiliados por padrão aerofotográfico, sendo o



contato entre estas duas subunidades, de caráter gradativo, muitas vezes interdigitado, de difícil traçado, ficando o seu grau de precisão na faixa de aproximado.

Os metapelitos da Formação Seridó fazem contato com as diversas unidades aflorantes na área trabalhada, desde rochas do Complexo Gnáissico-migmatítico, até metassedimentos da Formação Jucurutu, que lhe é diretamente sotoposta concordantemente. O contato com as rochas do embasamento se processa por vezes através de extensos falhamentos, como pode ser observado na Folha de Cerro Corá. Com o restante das unidades, este contato é geralmente bem marcado e está em aparente concordância estrutural. Em regiões, como nas proximidades de Santa Luzia e norte de Parelhas, na Folha de Jardim do Seridó, onde os xistos e as rochas subjacentes foram submetidas em conjunto, à forte migmatização, o traçado do contato é geralmente aproximado.

Em síntese, os biotita xistos Seridó, caracterizam-se pela praticamente constante presença da granada almandina em cristais milimétricos, um relativamente alto teor em quartzo e plagioclásio, tendo por vezes um bandeamento gnaissóide, sendo entretanto genérico seu aspecto xistoso. Acessórios como estaurolita, cordierita, sillimanita e andaluzita, ocorrem esparsadamente ou concentrados num mesmo afloramento.

Os xistos de baixo grau metamórfico ocorrem factualmente no topo da sequência metapelítica, preservados em calhas sinformais.

#### 4.2.2.4.2 - Litotipos

##### 4.2.2.4.2.1 - Biotita Xistos

A litologia predominante dentro da Formação Seridó é um quartzo-biotita xisto granatífero, na maioria das vezes com teor de feldspato relativamente elevado, tendo sido por isso muitas vezes classificado como leptinolito, isto é, mica xisto feldspático, segundo a classificação de Lacroix. Uma característica constante nesta subunidade é a presença de faixas com quantidade variável de nódulos de cordierita, normalmente associada a quartzo e sillimanita, principalmente do tipo fibrolita, apresentando dimensões bastante variadas desde 1 a 2 cm ou podendo atingir até cerca de 25 cm de diâmetro maior, como ocorre a leste da cidade de Jardim do Seridó, na folha homônima. Estes nódulos sempre se acham alongados segundo a direção da xistosidade da rocha. Observa-se em algumas áreas, como nas Folhas de Jardim do Seridó e Currais Novos, uma certa preferência destes xistos com nódulos de cordierita, à faixas intensamente catacladas, com mergulho de ângulo forte, provavelmente relacionados à zonas de falhas.

Macroscopicamente estas rochas apresentam coloração cinza, são compactas, orientadas, apresentando geralmente accentuada xistosidade, com algumas faixas gnaissóides, tendo ligeiro bandeamento, conferido pela alternância de níveis de coloração clara, essencialmente quartzo-feldspáticos e níveis escuros de composição predominantemente biotítica. Apresentam granulação fina a média, compostas essencialmente por grãos de quartzo incolor, palhetas brilhantes de biotita e grãos esbranquiçados e algo esverdeados de feldspato. Observa-se ain

da que, notadamente nas zonas de cisalhamento, as faixas félicas são constituídas por segregações quartzosas maciças, muitas vezes de forma lenticular descontínua, de dimensões variáveis, geralmente alongadas segundo a foliação da rocha.

Na Folha de Caicó, principalmente na área de confluência dos rios Piranhas e Seridó e a leste de Jardim do Piranhas, a Formação Seridó está representada por biotita xisto de coloração cinza-escuro, muito biotitífero, com quartzo subordinado, apresentando granulação média, orientado, muitas vezes impregnado por óxido de ferro, constituindo principalmente por biotita, quartzo, cordierita, sillimanita e estauroлита, podendo, a semelhança da área restante ser enquadrado na facies cordierita-anfibolito.

Em alguns locais, como na região da serra da Raposa, na Folha de Jardim do Seridó, os micaxistos gradam para um migmatito heterogêneo, onde o paleossoma é o próprio xisto a biotita granadífero. Nesta área, próximo à faixa de contato, é comum também se encontrar, na região de domínio do migmatito, enclaves de xisto a biotita com granada. O contato é caracterizado pela observação, no xisto, de intercalações quartzo-feldspáticas, dando a esta rocha um aspecto epibolítico.

Na Folha de Currais Novos, a norte da cidade homônima, bordejando o maciço granitóide de Totoró, observa-se o desenvolvimento de uma auréola de termo-metamorfito, segundo Costa et alii (op.cit.), com uma associação mineralógica típica, cujos efeitos se manifestam na recristalização e rearranjo observado em um biotita xisto bandeado, resultando numa rocha extremamente compacta. Seus efeitos são mais evidentes com o desenvolvimento de um típico hornfels a cordierita, granada e biotita, associado a fácies migmatíticas, não individuali-

záveis.

Ao microscópio estas rochas geralmente se apresentam formadas por um mosaico granoblástico, bastante orientadas, compostas principalmente por quartzo, biotita, plagioclásio, predominantemente o oligoclásio, apresentando ainda como minerais característicos, granada, cordierita, sillimanita, andaluzita e estauroлита. Como minerais acessórios pode-se citar: clorita, muscovita, apatita, opacos, zircão, sericita, turmalina em prismas verde, raramente rutilo, minerais argilosos provenientes da alteração dos feldspatos. O quartzo e o feldspato formam um mosaico com as bordas muito irregulares, bem interajustados entre si. A biotita é pleocróica, de parda até esverdeada, ocorrendo em aglomerados de cristais tabulares paralelos entre si, definindo a direção geral do fluxo tectônico. O quartzo às vezes aparece em cristais maiores, com forte extinção ondulante. Muitas vezes estas rochas contêm granada, cordierita geminada em largos cristais, com inúmeras inclusões de quartzo e de pequenas palhetas de biotita, exibindo típica estrutura em "peneira", e também sillimanita fibrosa do tipo fibrolita.

Geralmente estes micaxistos ocorrem preenchendo núcleos de estruturas sinformais amplas. Apresentam foliação com direção preferencial variando de  $10^{\circ}$  Az a  $30^{\circ}$  Az, à exceção de determinadas áreas, como na Folha de Açu, onde eles apresentam direção preferencial N-S, ou em torno de maciços diapíricos, onde a foliação adaptou-se aos contornos dos corpos graníticos, promovendo um maior adensamento destas linhas estruturais.

Os mergulhos desta foliação variam desde baixos, muitas vezes subhorizontais, nas zonas de charneiras dos dobramentos maiores, até um valor médio em torno de  $35^{\circ}$  a  $55^{\circ}$  ou



se apresentam sub-verticais nas zonas de falha. Devido ao caráter plástico destas rochas, as microdobras nem sempre se acham bem preservadas. Localmente pode-se verificar evidências de superposição de esforços, com figuras de transposição, em escala de afloramento, onde se observa algumas pequenas dobras com eixo nitidamente dobrado, como foi observado em vários locais notadamente nas Folhas de Jardim do Seridó, Pedro Avelino, Cerro Corá, Picuí e Currais Novos. Observa-se ainda estruturas do tipo "boudin", principalmente nos flancos das sinclinais mais comprimidas, onde também o acamamento se encontra transposto concordando com a foliação, que é paralela à direção do plano axial das estruturas.

Entre os minerais de metamorfismo mais comumente encontrados nestes xistos, pode-se citar: a granada, ocorrendo em cristais euhedrais, de coloração avermelhada, de dimensões variando de milimétricas a centimétricas, mais raramente, com textura poiquiloblástica; a cordierita, aparecendo como porfiroblastos nodulosos e lenticulares, de coloração esbranquiçada e cinza, de dimensões variadas podendo atingir até mais de 20 cm de diâmetro maior, apresentando textura poiquiloblástica, sendo comum sua alteração para muscovita; a andaluzita, observada principalmente na Folha de Currais Novos e Jardim do Seridó, localmente em zonas de falhamento, encontrada geralmente em cristais prismáticos bem formados, de coloração violácea, dimensões de até 10 cm de diâmetro maior, com textura poiquiloblástica, encontrando-se bastante estirados e achatados; a sillimanita, ocorre principalmente nas falhas de Currais Novos e Jardim do Seridó, predominando o tipo fibrolita, de coloração esbranquiçada e de dimensões centimétricas; a estauroлита foi encontrada em afloramentos nas fazendas

Pendanga e Água Doce, na Folha de Currais Novos, em cristais euhedrais ou deformados, as vezes com geminação característica em forma de cruz, coloração marrom-avermelhada, com textura poiquiloblástica e dimensões centimétricas.

#### 4.2.2.4.2 - Filitos e Sericita - Clorita Xistos

Estes litotipos pertencentes à fácies metamórfica xisto verde, tem suas áreas de exposição fortemente controlada por fenômenos estruturais, dispondo-se geralmente em forma de faixas contínuas, como nas Folhas de Jardim do Seridó e Currais Novos, num extenso trecho que se estende desde as proximidades de Ouro Branco, Folha de Jardim do Seridó, até a norte de Cruzeta, Folha de Currais Novos, preenchendo a parte central da estrutura sinclinorial de Cruzeta. Na Folha de Açú estas rochas se acham preenchendo estreitas calhas sinformais remanescentes, dentro de uma ampla estrutura de caráter sinclinorial. Constituem faixas alternadas, tendendo para formas lenticulares, mais ou menos descontínuas. O contato desta litofácies com os biotita xistos, tem caráter gradativo muitas vezes interdigitado e de difícil delimitação. A passagem é geralmente marcada pela presença de granada, mais raramente de estaurolita, em rochas mais deformadas, onde se percebe ainda níveis arenosos e filitosos da fácies de mais baixo grau.

De modo geral, estas rochas apresentam coloração cinza-clara, as vezes algo esverdeadas, foliação laminar conspícua, granulação fina, localmente ainda conservando acamamento provavelmente pré-metamórfico, oblíquo à xistosidade. Nas proximidades de Ouro Branco, apresentam-se formadas pela alternância de leitos micáceos e leitos arenosos, de granulação

fina, de espessura milimétrica, compostas quase que exclusivamente de quartzo e pouco feldspato. Na Folha de Açu, acham-se caracterizadas pela alternância de leitos arenosos, tendendo a formas lenticulares e leitos filitosos, onde se observam la melas alongadas e lineadas de biotita e clorita, e minúsculas palhetas de sericita. Em escala de afloramento é comum se ob servar dobramentos desarmônicos responsáveis pela descontinuida de dos leitos competentes e pela formação de clivagem de crenulação.

No sinclínório de Florânia estas rochas exibem fai xas locais que apresentam constituintes mineralógicos bastan te estranhos às associações mineralógicas até agora encontrada s tais como quantidades excepcionais de cloritóide, magnetita, tremolita-actinolita e clorita e alguma augita que permi tiram classificá-los petrograficamente como muscovita-biotita-qu artzo-cloritóide-xisto, clorita-tremolita-xisto e clorita-actinolita-xisto.

Ao microscópio estas litologias de baixo grau meta mórfico geralmente apresentam textura lepidogranoblástica, ca racterizada pela presença de conjuntos micáceos orientados, intercalados com mosaicos grosseiramente orientados de quart zo. Como minerais essenciais apresentam: a biotita, como mica predominante, secundada pela clorita, muscovita e sericita, a presentando ainda quartzo e, em menores proporções feldspato. Como minerais acessórios mais comuns, pode-se citar granada, turmalina, apatita, zircão e opacos.

Estes litotipos de baixo grau posicionam-se litoes tratigraficamente no topo da sequência metapelítica Seridó.



### Anfibolitos

Em vários locais, ao longo de toda a área de exposição dos metassedimentos da Formação Seridó, local e esparsamente, são encontradas lentes de dimensões pouco extensas, de anfibolitos, associados a falhamentos. Muitas destas lentes de anfibolito se acham com faixas "skarnitizadas", pobremente mineralizadas em scheelita, como a que ocorre na localidade de Tuiuiú, na Folha de Jardim do Seridó, e próximo a mina Car naubinha, na Folha de Currais Novos. Ocorrem ainda não cartografadas algumas lentes de anfibolito cortando os micaxistos da Formação Seridó em diversos pontos da área estudada.

Estes anfibolitos são rochas de coloração verde-escuro, apresentando muitas vezes, faixas bastante epidotizadas, granulação média, às vezes com foliação bastante desenvolvida. Ao microscópio apresentam textura granoblástica orientada. O anfibólito predominante é a tremolita, ocorrendo ainda plagioclásio sem geminação, biotita e grande quantidade de prismas bem cristalizados de epidoto-zoisita. Como minerais acessórios pode-se citar: titanita granular, scheelita, apátita, quartzo, clorita, zircão, sericita e minerais argilosos.

Digno de registro é que estes corpos anfibolíti cos na verdade não pertencem a sequência metassedimentar da Formação Seridó, visto que, estão geneticamente relacionados à zonas de falhas subconcordantes com a foliação, portanto não se tratando de paraanfibolitos, tais como os ocorrentes na Formação Jucurutu. A formação destes corpos inseridos nos biotita xistos Seridó, configuram um fenômeno idêntico a uma "skarnitização" de fratura (provavelmente por hidrotermalismo) tal como se verifica em diversos pontos da área, notadamente

na mina Boca de Laje (Currais Novos), onde uma fratura apresenta-se preenchida por minerais como a granada, epidoto, quartzo e alguma scheelita, após atravessar uma "camada" calcissilicática. Estes minerais apresentam ainda distribuição zoneada, com certa simetria bilateral e núcleo (faixa) de quartzo.

#### 4.2.2.4.3 - Aspectos Estruturais

Os metamorfitos Seridó acham-se predominantemente representados na porção oriental da área mapeada, isto é, a leste da faixa quartzítica que passa por São José do Seridó; ocupando uma vasta depressão sinclinal que se comporta como uma notável depressão dobrada em forma de quilha, cujo rebaixamento provavelmente auxiliado por falhas com forte componente vertical deve remontar à época original da deposição sedimentar. O limite leste desta área se verifica através da "falha de Picuí", que exibe um registro superficial conspícuo, truncando também metassedimentos Jucurutú, que apesar da sua natureza transcorrente e de empurrão, apresenta trechos de rejeito múltiplo, onde se evidencia uma componente vertical. A oeste, o comportamento retilíneo do quartzito e fortes indícios de cataclase nos metassedimentos Seridó, sugerem um falhamento que poderia ter desenvolvimento contemporâneo à sedimentação, sendo que esta tectonização notadamente observada na faixa de São Vicente - São José do Seridó, seria o registro de posteriores fases de reativação, de intensidades variáveis.

Nesta faixa os metapelitos mostram-se fortemente afetados por tectonismo brasileiro, resultando no alinhamento de sua foliação segundo a direção geral NNE-SSW, com mergulhos

médios a subverticais, constituindo estruturas antiformais e sinformais sucessivas com superfícies axiais normais e menos frequentemente invertidas. Como exceção tem-se o setor à norte do maciço polidiapírico de Acarí, próximo a Currais Novos, onde os traços estruturais dos xistos sofrem vergência para a direção aproximada E-W, através de dobramento antiforme bastante apertado, formando uma estrutura que mergulhos divergentes de baixa angularidade, assemelhando-se a um domo.

A porção ocidental da área do Projeto, sendo mais elevada do que a faixa NNE-SSW dos micaxistos (porção oriental), teria sido suprida por menor volume de sedimentos pelíticos, resultando em seções mais delgadas e mais susceptíveis à erosão, fazendo com que a Formação Seridó situar-se como campeonamentos residuais de pequena expressão, preservados em calhas sinformes, principalmente na região de Caicó.

Nesta área, os metassedimentos residuais estão adaptados à configuração estrutural do Complexo Gnáissico-migmatítico, tendo-se no xisto remanescente a sul do povoado Barra de Santana, uma direção geral NNW-SSE, enquanto próximo à Serra do Cavalcante adquire uma tendência E-O. Na região de Angicos onde os xistos já são predominantes, a direção geral N-S, aproxima-se da direção imposta pelos episódios brasileiros.

Nos xistos verdes da região de Cruzeta, as microdobras observadas em afloramentos apresentam intersecção de planos "S", onde os planos de alternância de leitos quartzosos e micáceos, provavelmente acamamento ( $S_0$ ), são cortados oblíquos ou transversalmente pelos planos de xistosidade  $S_1$ . Também em xistos da fácies cordierita-anfibolitos são visíveis duas superfícies "S", uma sendo retratada pela alternância de leitos quartzosos e biotitíferos, enquanto a outra corresponde à



clivagem de plano axial, normalmente verticalizada.

Nos afloramentos são frequentes microdobras de planos axiais de mergulhos fortes, porém localmente são visualizados figuras de interferências, onde pequenos dobramentos de planos axiais horizontalizados, estão afetados pelos dobramentos anteriormente citados, indicando pelo menos duas fases de dobramentos. Esta pluralidade de eventos tectono-metamórficos também é evidenciada pela complexidade mineralógica destes metassedimentos (vide ítem seguinte).

Em escala de afloramento o fenômeno estrutural mais proeminente é a transposição, bem revelada em vênulos quartzosos intercalados nos micaxistos. Desta forma a grande maioria de medidas estruturais registradas nos mapas refletem o comportamento dos planos de foliação axial "S<sub>2</sub>" dos metamorfitos.

Com se trata de uma rocha plástica, nem sempre são visíveis as figuras de interferência do "tipo 3" de Ramsay (1967). Entretanto, em diversos pontos da área trabalhada são observáveis evidências de uma primeira fase, isoclinal recumbente "S<sub>1</sub>" e geralmente transposta, sendo afetada por outro dobramento de plano axial "S<sub>2</sub>" de forte ângulo. Este último dobramento constitui as dobras ora mapeáveis. Apesar de existirem registros esparsos desta superimposição de dobramentos por toda a área mapeada, incluindo os quartzitos Equador, gnaisses calcissilicáticas e mármore Jucurutu, destacam-se os observados nos afloramentos de xistos Seridó a leste da estrutura sinclinal de Santa Rosa, em direção à mina Bonfim, onde este padrão de interferência gera várias repetições na vertical. Estes dois dobramentos superpostos apresentam eixos "b" subparalelos, portanto coaxiais, evidenciando uma intensa lineage nese desenvolvida no brasileiro.

#### 4.2.2.4.4 - Grau Metamórfico

A Formação Seridó foi subdividida em duas litofácies segundo o grau metamórfico, tendo-se os xistos de baixo grau na parte superior da formação, e os de grau metamórfico mais elevado na seção restante.

Os xistos de baixo grau possuem coloração cinza-esverdeada, aspecto sedoso, foliação laminar, mineralogicamente constituídos por quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita, clorita e sericita, enquadrando-se na classificação de xistos verdes. São encontrados na região de Cruzeta, de Angicos e localmente em zonas de falhas (neste caso resultante de retrometamorfismo). Em mapas foram individualizados, com contatos aproximados, à oeste do maciço polidiapírico de Acarí, na região de Cruzeta, em uma grande área alongada na direção N15°E, enquanto que na região de Angicos, as superfícies aflorantes são bastante restritas e alongadas, formando calhas residuais alternadas, alojadas concordantemente sobre xistos de fácies metamórficos elevado, não sendo possível sua representação na escala do mapeamento.

Os xistos de alto grau metamórfico, mostram coloração cinza-escura, granulação média a grosseira, bandeamento conspícuo, sendo formados por quartzo, biotita e plagioclásio, contendo como característica porfiroblastos de granada, cordierita, sillimanita, andalusita e estaurolita, na ordem de frequência. A granada e a cordierita são os aluminossilicatos de mais ampla distribuição regional, enquanto os demais geralmente ocorrem em porções mais restritas.

Estes metapelitos de grau alto são encontrados predominantemente na região a leste do maciço de Acarí, afloran

do também, à oeste do referido maciço, circundando a área dos xistos verdes da região de Cruzeta, em uma faixa de direção a proximada N-S englobando a cidade de Angicos, bem como na porção ocidental da área mapeada, em calhas residuais (região de Caicó, à SSE do povoado Barra de Santana e próximo a serra do Cavalcante) e localmente, em torno de maciços granitóides, à exemplo do maciço de Totoró, onde se formam termometamorfitos tipo piroxênio-hornfels, e em zonas de falhas.

Esta litofacies enquadra-se na facies cordierita-anfibolito, tipo Abukuma, de Miyashiro (1961), embora esta sequência metapelítica contenha estauroлита, que é um aluminossilicato ausente na aludida classificação de Miyashiro. Entretanto Winkler (1965) in: Mello (1979), considera a presença da estauroлита principalmente associada à composição química do metassedimento inicial.

Mello & Mello, (op.cit.) através de sucessivos estudos, consideram o aumento do grau metamórfico na região do Seridó, no sentido de oeste para leste, situando o limite entre as duas zonas a aproximadamente 1 - 2 km a oeste do maciço de Acarí, sendo a direção regional. Estudos atualmente realizados por este Projeto, demonstram que não se verifica esta graduação, mais sim, que ocorrem áreas onde os xistos verdes a cham-se envolvidos pela facies cordierita-anfibolito significando ainda estar preservada da erosão, o topo da sequência Seridó.

De fato, analisando as áreas a oeste e leste do maciço polidiapírico de Acarí, tem-se no setor ocidental, uma depressão sinclinal, onde não afloram unidades inferiores das supracrustais, como também batólitos granitóides, ao passo que, no segundo setor oriental, são frequentes estruturas



antiformais onde acham-se expostas supracrustais inferiores, inclusive a Formação Equador, assim como numerosos corpos graníticos. A partir destas observações pode-se supor uma maior espessura para os metapelitos da Formação Seridó, na região de Cruzeta (oeste do maciço Acarí), enquanto no outro setor estes metassedimentos estariam mais arrasados pelos efeitos soerguimento/erosão. Como conclusão ter-se-ia na região de Cruzeta, aflorando no centro da sinclinal, metassedimentos mais superiores, que corresponderiam à facies xisto verde, enquanto nos flancos afloraria a seção mediana a inferior, isto é, da facies cordierita-anfibolito. Portanto, é viável concluir que, na região oriental do maciço Acarí ache-se exposta somente a seção média e inferior desta formação, correspondente à facies cordierita-anfibolito.

Assim, tais xistos verdes não seriam formados por retro-metamorfismo, (salvo em locais restritos aos falhamentos) mas sim, por um progressivo metamorfismo que atingiu fortemente a base das supracrustais (facies anfibolito) mas foi de baixa intensidade no topo da sequência mais superior da cobertura, ou seja, os xistos verdes da Formação Seridó.

Em delgadas faixas centimétricas ao longo das linhas de falha, notadamente naquelas preenchidas por veios de quartzo, observa-se o desenvolvimento de uma faixa onde os biotita gnaisses (do embasamento ou da cobertura) ou xistos Seridó, exibem uma acentuada cloritização da biotita, certamente causada por dinamo-metamorfismo retrógrado ou diaftorese da encaixante, cujos eventos hidrotermais também verificados devem ter contribuído ao incipiente retro-metamorfismo desenvolvido.

Na região de Angicos, a frequente alternância de



áreas expositivas de xistos verdeas/xistos facies cordierita-anfibolitos, numa estrutura sinclinorial, foi interpretada como uma sucessão de antiformes e sinformes, estando os xistos verdes como remanescentes em calhas sinformes.

A existência de relíquias da Formação Seridó, na região de Caicó, representadas por biotita xistos contendo porfiroblastos de cordierita, estaurolita e sillimanita reforça a interpretação de que a facies cordierita-anfibolito está condicionada a seção inferior desta formação.

Assim sendo, não se verifica um zoneamento metamórfico, mas sim, uma distribuição aleatória, que é função do nível de erosão e do comportamento estrutural da formação.

Análises petrográficas realizadas em amostras coletadas na fazenda Pendanga, oeste de Cruzeta, evidenciam a coexistência de minerais de médio e alto grau de metamorfismo como granada, cordierita, estaurolita, andalusita, com clorita e muscovita que são de baixo grau, em uma mesma lâmina. Também amostras coletadas na região de São José do Seridó, mostram a associação clorita + biotita (xisto verde) com granada + estaurolita + plagioclásio, em porfiroblastos englobando parte de cristais de estaurolita (cordierita-anfibolito). Tais análises petrográficas indicam superposição de fases metamórficas, onde pelo menos duas etapas são detectadas. Jardim de Sá (op.cit.) citando Legrand, se refere a mais de um evento metamórfico, pela existência desta paragênese complexa em um único afloramento ou lâmina.

#### 4.2.2.4.5 - Mineralizações

Como bens minerais encontrados em metassedimentos da Formação Seridó, merecem citação somente as ocorrências de

scheelita cadastradas em áreas de domínio destas rochas. Todas estas ocorrências são do tipo filoniano, caracterizando-se a mineralização por remobilização e concentração de scheelita em zonas de falha. Os tipos de associação principal são em lentes de anfibolito e veios de quartzo, ambas geneticamente relacionadas a falhas, além de poucas calcissilicáticas filonianas.

Como exemplo do primeiro tipo de associação, pode-se citar as ocorrências de: Tuiuiú, a oeste de Parelhas e mais duas a norte da serra dos Quintos, todas na Folha de Jardim do Seridó. O anfibolito apresenta forma lenticular, as vezes descontínuas, espessura variando de 0,80 m até 3,0 m, geralmente subconcordante à foliação da rocha encaixante, e sempre com forte ângulo de mergulho, tendendo para a subverticalidade. Estas lentes apresentam faixas com minerais calcissilicatados, onde ocorre a scheelita, finamente disseminada ao longo destas faixas, geralmente em baixos teores. Não chegam a constituir áreas de grande interesse econômico.

Como já foi citado anteriormente, nos micaxistos Seridó, a scheelita também pode ser encontrada em veios de quartzo, preenchendo fraturas, como ocorre na fazenda Cachoeiro a leste de Jardim do Seridó, na folha homônima, e na falha de Carnaubinha, na Folha de Currais Novos. Estas ocorrências estão associadas a falhamentos longitudinais, de expressão regional, sendo a mina Carnaubinha o jazimento mais importante e amplamente citado na literatura. Somente ao longo desta falha são conhecidas 7 ocorrências filonianas.

A falha de Carnaubinha localiza-se próximo à borda leste do maciço granitóide de Acarí, tendo direção geral variando entre 10 e 30° Az. As ocorrências ao longo desta falha são subconcordantes com as foliações dos biotita xistos encai

xantes.

Na área da mina Carnaubinha, o falhamento exibe direção entre 25 e 30°Az, com mergulho médio da ordem de 60° para ESE, enquanto os xistos encaixantes possuem direção geral de 15°Az, com mergulhos verticalizados da ordem de 80° para ESE. Trata-se de uma falha de rejeito múltiplo, onde a natureza transcorrente é predominante. Aí o minério é constituído por segregações quartzosas em forma de "boudins" com scheelita associada, inclusos numa matriz predominantemente micácea, fracamente mineralizada, com planos contorcidos e lustrosos.

Na mina Carnaubinha ocorre brecha tectônica possuindo espessura média da ordem de 0,3 m, apresentando, entre tanto, constantes adelgaçamentos e espessamentos. Os "ore shoots" comportam-se como "pipes" por vezes de forma arborescente orientados segundo o plano de falha, fato também observado na fazenda Cachoeiro, Folha de Jardim do Seridó. Maranhão (op.cit.), calculou uma reserva de 934,8t de  $WO_3$  no setor norte da mina e inferiu para a porção sul, uma reserva de 458,7 t de  $WO_3$ . Os trabalhos de lavra atingiram uma profundidade de 130 m, encontrando-se atualmente paralizados.

Ainda na Folha de Currais Novos e paralelamente ao falhamento de Carnaubinha, foram cadastradas as ocorrências de São Sebastião (Pedra do Navio) e Eico da Arara I, filonianas e ambas geneticamente relacionadas à falha de Currais Novos.



### Aspectos litogeoquímicos

A partir de um estudo comparativo dos dados analíticos dos xistos Seridó com as unidades Jucurutu ( gnaisses e migmatitos) e o embasamento ( gnaisses e migmatitos) pode-se constatar uma série de observações de caráter litogeoquímico, destacando-se as seguintes:

1 - Existe um empobrecimento em certos elementos como o Ba e Sr, em direção ao menor grau de metamorfismo, ou seja, do embasamento para os xistos Seridó. Concomitantemente, há enriquecimento em outros elementos tais como o Cr, Co, Ni, V, Fe e Mn.

A granitização mais intensa nas sequências mais inferiores pode ser responsável por este fato, já que o Ba e o Sr estão relacionados ao Ca e K, enquanto que os outros elementos seriam conseqüentemente empobrecidos.

Observa-se ainda que os xistos Seridó apresentam faixa relativamente ricas em anfibólios e magnetita tal como no sinclínório de Florania, sendo assim recomendável um estudo de maior detalhe objetivando identificar possíveis metavulcanicas intercaladas na sequencia. Por outro lado ocorrem anfibolitos e calcissilicáticas filonianas e vários setores da área, capazes de indicar um maior enriquecimento daqueles elementos normalmente contidos nos minerais ferro-magnesianos

2 - O grau de detecção de W é regular, porém relativamente elevado para este tipo litológico, indicando, mesmo considerando eventos hidrotermais com remobilização de tungstênio do Jucurutu para os xistos Seridó, uma ambiência marinha salina ( Boro com até 240 ppm) onde o W poderia estar

adsorvido na fração pelítica.

3 - O molibdenio apresenta baixa detecção, porém como o próprio limite de detecção é bem mais elevado que o teor médio esperado para esta litologia, uma análise do seu comportamento fica prejudicada.

Verifica-se entretanto que os teores de F e Cu são semelhantes ao encontrados nos gnaisses e migmatitos Jucurutu, ratificando provavelmente uma deposição marinha contínua, predominando entretanto na unidade Seridó, a fração pelítica mas de idêntico comportamento geoquímico deposicional com aquela observada para os sedimentos finos clásticos do Jucurutu.



RESULTADOS LITOGEOQUÍMICOS

XISTOS SERIDÓ

	MÉTODO DE ANAL.	N.º AM. ANALISADAS	GRAU DE DETECÇÃO	MÉDIA	AMPLITUDE	OBSERVAÇÕES
S <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V.U.	1	1	70,3		só foi analisada 1 amostra
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V.U.	1	1	14,2		"
MgO	V.U.	1	1	2,6		"
CoO	V.U.	1	1	1		"
Na <sub>2</sub> O	V.U.	1	1	2,7		"
K <sub>2</sub> O	V.U.	1	1	1,6		"
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V.U.	1	1	1,5		"
FeO	V.U.	1	1	3,8		"
TiO <sub>2</sub>	V.U.	1	1	0,7		"
MnO	V.U.	1	1	0,1		"
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	V.U.	1	1	0,09		"
P. F	V.U.	1	1	1		"
Umid.	V.U.	1	1	0,1		"
<hr/>						
Ag	E	1	1	1	Valor = 0,7	
B	E	49	37	24	10 - 200	
Bo	E	49	44	480	50 - 2000	
Be	E	49	33	1,4	1 - 100	
Bi	E				Não detectado	
Co	E	49	48	39	5 - 200	
Cr	E	49	48	366	70 - 5000	
Cu	E	49	42	36	5 - 500	
Lo	E	49	43	49	20 - 150	
Mo	E	49	-	2	Valor = 5	
Nb	E	49	23	12	10 - 50	
Ni	E	49	48	121	20 - 2000	
Pb	E	49	42	26	10 - 200	
Sc	E	49	48	24	5 - 70	
Sn	E	49	12	11	10 - 20	
Sr	E	49	38	278	100 - 5000	
V	E	49	49	146	20 - 500	
W	Col	36	14	10	4 - 32	
Y	E	49	49	43	10 - 200	
Zn	A.A.	35	35	67	8 - 120	
Zr	E	49	49	145	10 - 300	
Au	A.A.	6	2	-	0,05 - 0,1	
F	EIE	35	35	448	60 - 1900	

CONVENÇÕES

- V.U. - Via úmida
- E - Espectrografia de emissão semiquantitativa
- Col - Colorimetria
- A.A. - Absorção Atômica
- EIE - Eletrodo de Íon Específico

#### 4.2.2.5 - Rochas Plutônicas Granulares

##### 4.2.2.5.1 - Considerações gerais

Muitos trabalhos tem reportado-se sobre rochas ígneas na região do Seridó e já em 1910 Crandall (op.cit.) refere-se a presença de "bossas graníticas de caráter intrusivo" e granitos fazendo parte do substrato da rochas xistosas e gnáissicas. Nas décadas de 60 e 70, especialmente, destacam-se os trabalhos de Almeida et alii (op.cit.), Santos (1969, 1973 e 1979), Mello (1972 e 1979), Torres et alii (op.cit.), Ennes et alii (op.cit.), Costa et alii (op.cit.), Jardim de Sá et alii (1980).

Almeida et alii (op.cit.) reconheceram 4 (quatro) variedades de granito na região Nordeste, que são: granodiorito Conceição, granito Itaporanga, granito Itapetim e granito Catingueira. Os granodioritos do tipo Conceição ocorrem sob a forma de grandes maciços intrusivos e tem textura fina a média e coloração acinzentada e correspondendo aos tipos mais antigos da área. Os do tipo Itaporanga, sinorogênicos, caracterizam-se pela presença de cristais de microclina de até 15 cm de comprimento. Os granitos Itapetim são filonianos, tardi-orogênicos, de composição calco-alcalinas. Os granitos do tipo Catingueira são per-alcalinos e ocorrem sob a forma de diques de direção E-W, introduzidos ao longo da zona de ação do Lineamento Patos.

Santos (op.cit.), demonstra que os granitos do tipo Itaporanga, são os mais antigos da série e que foram afetados por um processo de granitização posterior (anatética?) ressaltando a afinidade dos granitos Itaporanga com faixas migmatíticas e com a base do Complexo Seridó de Ferreira (op.cit.). Ainda este autor, analisando os diversos eventos

de granitização e migmatização na região de Brejo do Cruz, reconheceu duas fases principais de processos de granitização refletidas nas facies porfiróides e equigranulares.

Mello (op.cit.), estudando o granitóide de Acari defende uma evolução metassomática, para as suas litologias, a partir de antigos corpos de rochas básicas sem quaisquer intervenções de fases fluidas, em "mise en place" de caráter reomórfico.

Costa et alii (op.cit.), Torres et alii (op.cit.), Ennes et alii (op.cit.), afirmam que do ponto de vista petrológico os granitóides mostram uma evolução predominantemente metamórfica, caracterizada por extenso metassomatismo sílico-potássico, onde as etapas mais evoluídas são submetidas a anatexia parciais, cujas fases finais, química e mecanicamente móveis tem composição alaskítica.

Santos (1979) menciona três aspectos fundamentais da atividade granítica brasileira no Nordeste. O primeiro é o controle por lineamentos regionais. O segundo é a heterogeneidade litológica e estrutural vertical dos batólitos, denotando, para a grande maioria, uma origem a partir de material intermediário a básico profundo e também uma categoria derivada de anatexia de sedimentos e de outras encaixantes regionais. O terceiro aspecto é a aparente geração independente dos granitos sinorogênicos-visivelmente uma associação hídrica e dos tardi e pós-erogênicos, de natureza efetivamente seca.

Mello (op.cit.) analisando a atividade ígnea nos cinturões móveis do Nordeste oriental, em particular no Cinturão Transversal e no cinturão Caririano, diz que os plutons sin-tardi-orogênicos ocupam grandes espaços das áreas afetadas, e que, esta característica é própria de cinturões ensiálicos



com metamorfismo de pressões baixas e intermediárias. Os plutões sinorogênicos (diápiros catatectônicos de Stephansson, 1975) são localizados nas rochas catazonais (gnaiesses e migmatitos) com os quais mostram contatos concordantes, gradacionais e granitização associada. Os plutões tardi-orogênicos (diápiros mesotectônicos de Stephansson, (op.cit.) são localizados nas rochas epi-mesozonais com as quais mostram contatos normalmente bruscos, desenvolvendo ou não auréolas de metamorfismo.

Jardim de Sá et alii (op.cit.) propõem, a título de hipótese preliminar, um esquema para a estratigrafia de granitos na região do Seridó, relacionando-os cronologicamente entre si e as fases de deformação e metamorfismo reconhecidas por Jardim de Sá (1978). Segundo aqueles autores os granitóides do tipo  $G_1$  estariam associados ao evento  $F_1$  que caracteriza estruturas mais antigas, do embasamento. Os granitóides  $G_2$  ( $G_{2A}$  e  $G_{2B}$ ) estariam associados a  $F_2$ , e seriam formados por feldspatização e anatexia de material do embasamento ou da sequência metassedimentar. Os granitóides  $G_3$  ( $G_{3A}$ ,  $G_{3B}$ ,  $G_{3C}$ ) caracterizam-se pela íntima associação com rochas básicas, incluídas como xenólitos ou constituindo pequenos stocks e massas de gabros e dioritos, que estariam relacionados ao evento  $F_3$ . Finalmente, os do tipo  $G_4$  que seriam formados a partir dos granitos nebulíticos  $G_{3B}$ , por acúmulo de maior volume de líquido anatético.

As rochas ígneas que estão inseridas no Grupo Seridó foram reunidas, pelo Projeto, sob a denominação de rochas plutônicas granulares as quais incluem os Grupos Granitóides e Gabróides (inclui rochas intermediárias), básicas e ultrabásicas). Os estudos de campo aliados aos de laboratório permitiram a individualização de diversos litotipos, cujas correla

ções envolvem critérios petrográficos e texturais desenvolvidos ao longo dos corpos granitóides e em inclusões. Inclui também análise estrutural das intrusões e seu relacionamento com as encaixantes.

Quando os granitóides apresentam uma variação litológica bastante heterogênea, no âmbito de um mesmo corpo diapírico, torna-se difícil a individualização precisa dos litotipos mesmo na escala de 1:25.000. Neste caso, os diversos litotipos cartografados (escalas 1:25.000, 1:100.000 e 1:250.000) foram agrupados por suas áreas de predominância.

Os corpos granitóides e gabróides estão posicionados como uma unidade do Grupo Seridó, superior e discordante, face ao comportamento intrusivo destes corpos ígneos. Mesmo em que pese sua natureza ígnea diferir dos metassedimentos do grupo em pauta, foram considerados como integrantes do mesmo, face à sua inserção generalizadamente diapírica nestes metamorfismos, observando-se ainda a consonância com o Código de Nomenclatura Estratigráfica.

#### 4.2.2.5.2 - Litotipos

##### 4.2.2.5.2.1 - Granitóides

##### 4.2.2.5.2.1.1 - Granitos

Os estudos petrográficos de campo aliados aos de laboratório indicam uma heterogeneidade de tipos onde estão incluídos granitos francos e ideais. Predominam os leucogranitos de textura equigranular média, de coloração cinza clara a rosada, calco-alcalino potássicos. No seu interior são frequentes tipos mais grosseiros porfiróides e de composição predominantemente granodiorítica. Em certos locais, nas zonas de



borda especialmente, tendem a biotita granito gnáissicos, apresentando certa orientação dos seus constituintes minerais.

Ocorrem sob a forma de corpos subarredondados alongados, de direção preferencial NNE-SSW, concordantes ao "trend" das rochas encaixantes. Mais raramente, destacam-se corpos com formato irregular que caracterizam-se por truncar o bandeamento das rochas encaixantes, tendo assim um caráter sub-concordante. Uma característica marcante é da colocação dos plutões graníticos em núcleos anticlinais, constituindo, em geral, cupulas dômicas bem individualizadas, sendo raras as excessões.

Os granitos (pCsgr) afloram profusamente por toda a área do Projeto, constituindo plutões isolados, ou fazendo parte de maciços polidiapíricos como o de Acarí. Muitos deles já foram exaustivamente estudados e geralmente são batizados sob a denominação de toponímias locais (Serra da Cajarana, Pau Pedra, Totoró, Alto dos Remédios, Acarí, Cerro Corá, etc).

Na região em torno de Cerro Corá ocorrem três corpos graníticos (granito da Serra da Macambira, granito Porta D'água, granito Cerro Corá) intrudidos nos metassedimentos do Grupo Seridó, e destacam-se topograficamente por constituir serras como as da Macambira e Rajada. Forma um notável exemplo o caráter discordante desses corpos graníticos com relação as encaixantes, mostrando um contato brusco e localmente um truncamento quase que perpendicular as suas estruturas, constituindo assim um dos mais belos exemplos de intrusão ígnea naquela região, como pode ser observado nos mapas geológicos anexos.

Tem formato elipsoidal com o eixo maior ligeira

mente orientado segundo NNE-SSW, paralelo ao trend estrutural regional.

Em afloramentos mostram uma certa orientação dos cristais de feldspato e palhetas de biotita, em especial próximos as bordas do corpo granítico. Os minerais predominantes são feldspatos róseos e esbranquiçados, quartzo, biotita e localmente hornblenda em pouca quantidade. Apresentam uma granulação média homogênea com partes mais grosseiras (alguns cristais de feldspato são mais desenvolvidos formando fenocristais), estrutura granular, coloração rosada e cinza amarelada, leucocrático.

Petrograficamente foram classificados como biotita granito, biotita granito gnáissico, biotita-hornblenda granito e granodiorito gnáissico. A análise microscópica revela um agregado granular constituído de microclina, quartzo, oligoclásio, biotita e acessoriamente opacos, muscovita, titanita, apatita, zircão, sericita, carbonato, clorita e rutilo. A microclina forma cristais subédricos geminados segundo a lei de Carlsbad e raramente pertítica. O plagioclásio encontra-se geminado segundo a lei da albita, estando na faixa do oligoclásio. Constitui a microclina juntamente com o quartzo e o plagioclásio uma textura granular hipidiomórfica. A biotita ocorre em palhetas pardo-esverdeadas e algumas delas estão transformadas em clorita e/ou epidoto e/ou agulhas de rutilo. É frequente a presença de quartzo como se fossem gotas espargidas na microclina, sugerindo um caráter migmatítico. A hornblenda ocorre localmente na borda oeste do maciço da Serra Verde, e juntamente com o quartzo formam aglomerados.

As relações de contato com as rochas encaixantes (trunca os flancos da estrutura sinclinal de Casinhas) a es

estrutura, composição mineralógica e características meso e microscópicas sugerem para os corpos graníticos em torno de Cerro Corá uma origem sintectônica tardia, cuja formação teria se processado a partir da anatexia da parte basal das rochas supracrustais do Grupo Seridó e do próprio embasamento gnáissico/migmatítico. Os enclaves são de rochas supracrustais (xistos, gnaisses e calcissilicáticas).

Um dos litotipos da unidade p6sgr ocorre, também, ao norte da cidade de Acarí fazendo parte do maciço polidíapírico de Acarí. São observados dois corpos de granitos, um constituindo as serras de Pau Pedra - Dorna e Machado, e o outro (mais próximo a Acarí) constituindo a serra da Lagoa Seca.

O granito de Pau Pedra - Dorna - Machado, de formato irregular, constitui a terminação norte do alto estrutural (anticlinal com caimento) do maciço polidíapírico de Acarí. Apresenta cor rósea a creme, granulação média a grosseira e raramente fina, equigranular, constituído de quartzo, feldspatos róseos e esbranquiçados e pouca biotita levemente orientada. Em certos locais, principalmente nas bordas, a rocha granítica adquire aspecto migmatítico com estruturas nebulíticas e schlieren, de caráter bastante irregular, denunciando uma mobilização plástica acentuada da massa ígnea. Neste caso, a rocha é constituída por manchas escuras de composição diorítica ocorrendo, ainda, fácies pegmatóides e formato amebóide ou filoniano.

Ao microscópio revela uma textura hipidiomórfica granular, constituída de microclina, quartzo, plagioclásio, as vezes ortoclásio pertítico, biotita e secundariamente apatita, titanita, opacos, allanita, zircão e sericita. Os cristais de microclina pertítica são irregulares e contém inúmeros



ras inclusões, sendo mais frequente o quartzo em forma arredondada com se fossem "pingos". Por vezes o plagioclásio aparece geminado segundo a lei da albita.

Os contatos com as rochas encaixantes são concordantes, difusos, passando para zonas migmatizadas próximo as suas bordas. A sua foliação incipiente é concordante com a foliação das rochas encaixantes. Os enclaves são de biotitaxistos, gnaisses e calcissilicáticas, pertencentes as supracrustais.

O corpo granítico de Lagoa Seca, tem formato elipsoidal com o eixo maior orientado na posição meridiana, com ligeira inclinação para NNE. Acha-se incluso nos granitos porfiróides (pCsgrp) parecendo haver uma passagem gradativa para aquele tipo. Na sua borda leste os constituintes minerais do granito apresentam-se tectonicamente orientados e com desenvolvimento de milonitização, efeito do falhamento que os atinge.

Trata-se de um granito leucocrático, róseo a esbranquiçado, equigranular, granulação média a grosseira, cujos componentes essenciais são quartzo, feldspatos e biotita. Ao microscópio apresenta textura granular que revela certa deformação, orientação e inter-ajustamento dos cristais e algum inter-crescimento gráfico. A assembléia mineral é constituída por microclina, quartzo, plagioclásio, biotita e secundariamente zircão, allanita, opacos, apatita, sericita, carbonato e clorita.

Outros corpos de características petrográficas e estruturais semelhantes ocorrem entre Junco do Seridó e Pedra Lavrada, constituindo plutões como o do Alto dos Remédios e de Serra das Flexas, por exemplo. Formam estruturas dômicas típicas, e encontram-se intrudidas nas rochas supracrustais

remontando a uma fase sintectônica. Os enclaves são de biotita xistos, gnaisses, calcários metamórficos e calcissilicáticas pertencentes as rochas supracrustais do Grupo Seridó. Inclusões de quartzito são observadas no corpo granítico do Alto dos Remédios formando "roof pendant".

Além dos granitos retro descritos foram cartografados vários corpos pertencentes a unidade granitos (pCsgr). Aham-se distribuídos em diferentes localidades da área do Projeto, formando corpos de variadas dimensões; destacando-se os maciços da Serra da Cajarana (NR de Santana do Matos), Serra da Garganta (NW de Florânia), São Rafael, Serra de Santana (W de Jucurutú), Serra Negra do Norte, Brejo do Cruz, Patú e Janduís, entre outros.

O granito da Serra da Cajarana possui granulação fina a média, compacto, equigranular, com facies nebulítica e bem orientado nas bordas. Está encaixado em gnaisses da Formação Jucurutu, mostrando uma passagem gradativa para aquelas encaixantes e uma concordância dos planos de foliação. Esta foliação parece ter sido produzida por processos mecânicos concomitantes à formação do granito e que teriam afetado indistintamente o corpo granítico e as rochas encaixantes durante a fase sintectônica. Estruturalmente está posicionado no núcleo de uma estrutura sinclinal.

A análise microscópica (in: Santos, op.cit.) revela uma rocha constituída essencialmente de quartzo, microclina, com plagioclásio e biotita em quantidades reduzidas. O quartzo mostra extinção ondulante. A microclina apresenta-se em cristais irregulares, pertíticos. A análise modal em 2 amostras revelou: quartzo (44,3% e 27,7%); microclina (38,8% e 58,7%); biotita (8,5% e 9,5%); plagioclásio (5,3% e 2,9%); acessórios (3,1% e 1,7%). De acordo com o diagrama triangular



de Streckeisen, estas composições enquadram-se no campo dos granitos alcali-feldspáticos e sienogranitos.

O litotipo da unidade (pCsgr) que ocorre entre as cidades de Florência e São Rafael, constituindo as Serras da Garganta, Pindoba e Serra Branca, acha-se quase que totalmente encaixado em biotita xistos da Formação Seridó. Na sua parte sul, Serra da Garganta, o corpo granítico encontra-se alojado no núcleo do sinclínório de Florência. É bem orientado nas bordas denunciando uma foliação concordante com o trend das encaixantes (biotita xistos). Alí o contato é brusco e pode ser seguido por toda borda leste do corpo granítico. Mais para norte (borda oeste), na estrada São Rafael/Curral Novo, o contato com as encaixantes é gradual e imbricado contendo inclusões de xistos e de gnaisses e estruturas do tipo schlieren, denunciando certa mobilidade. Nas partes centrais há uma predominância de texturas isotrópicas, podendo ocorrer zonas orientadas-nebulíticas.

O tipo predominante é de um granito fino a médio, equigranular, róseo a esbranquiçado, constituído essencialmente de quartzo, feldspatos e biotita. Há partes com grande predominância de feldspatos e pouca biotita, de granulação fina-aplítica.

As relações de contato com as encaixantes e estruturas denunciam uma origem intrusiva, provavelmente sintectônica, para o corpo granítico descrito acima. Santos (op.cit.) refere-se a presença de facies xistosas densas, típicas hornfels, compostas de quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita, sillimanita, cianita e cordierita. São comuns enclaves de xistos do tipo Seridó, gnaisses do tipo Jucurutu, hornfels xistosos e calcissilicáticos.

Nas regiões de Brejo do Cruz, Patú e Janduís os

tipos petrográficos caracterizam uma associação de granodioritos porfiróides e granitos equigranulares, incluindo, vez por outra, manchas de gnaisses migmatizados e dioritos com hornblenda. As formas de contato com as encaixantes são bruscas e gradacionais, passando para zonas migmatíticas. Em certos locais, especialmente nas bordas, o granito equigranular engloba blocos do granodiorito porfiróide que juntamente com grandes fragmentos de dioritos dão ao conjunto uma estrutura agmática típica de aspecto brechóide, caracterizando uma trama ígnea em litologias mobilizadas. Os contatos entre estas litologias são geralmente bruscos.

O granito equigranular apresenta granulações fina a média, coloração cinza clara, homogêneo, por vezes evidenciando orientação dos seus constituintes minerais e desenvolvimento de estruturas schlieren. Ao microscópio exibe textura xenomórfica, granular isotrópica, constituído por microclina, oligoclásio, quartzo, biotita e frações acessórias de titanita, anfibólio, alanita, apatita, opacos e carbonato. O plagioclásio aparece em cristais xenomórficos que, frequentemente, mostram coroas mais sódicas quando em contato com a microclina. Esta última, geralmente pertítica, inclui o oligoclásio, quartzo e biotita. O quartzo ocorre em cristais anedrais intersticiais em relações aos feldspatos. Nota-se efeitos de cataclase denunciada pela presença de extinção ondulante nos feldspatos além de quartzo intersticial.

Os granodioritos caracterizam-se pela presença marcante de grandes cristais de feldspatos, constituindo tipos porfiróides de textura granular e isotrópica. Em certos locais, mais comumente nas bordas, são caracterizadas por apresentar uma orientação marcante dos fenocristais; a qual pode ser correlacionada a fluxo de magma. Próximo a falhas es

ta orientação caracteriza uma foliação cataclástica, dando a rocha uma feição de "augen" gnaisses, como observa-se no maciço de Brejo do Cruz. Ao microscópio revelam uma textura porfiroblástica, formada por grandes cristais de microclina dispostos em uma matriz heterogranular granodiorítica ou granítica, composta essencialmente por microclina, oligoclásio, quartzo, biotita e em quantidades subordinadas hornblenda. A microclina engloba cristais subedrais e relíquias de plagioclásio. O quartzo evidencia extinção ondulante e os feldspatos acham-se, por vezes, fraturados e dobrados. A biotita, o anfibólio e acessórios mostram-se segregados em relação aos componentes félsicos da rocha.

Estes corpos mostram contatos concordantes e gradacionais com as encaixantes (gnaisses e migmatitos catazonais) o que é típico de plutões sinorogênico (diapirismo catatectônico de Stephansson, 1975). Segundo Santos (op.cit.) estes corpos foram formados durante o desenvolvimento de esforços tectônicos. Em Belém e Brejo do Cruz, o granito seria posterior ao granodiorito e teria se formado em zonas de maior intensidade de movimento e atrito.

#### 4.2.2.5.2.1.2 - Granitos porfiróides

Sob esta denominação foram considerados os tipos texturais grosseiros, porfiróides e/ou porfiríticos, caracterizados pela presença marcante de fenocristais de feldspatos e que ocorrem constituindo corpos isolados ou fazendo parte de maciços granitóides polidiapíricos.

Os corpos cartografados pelo Projeto estão localizados na região a leste de Pedra Preta-Rn, proximidades de Acari-Rn (constituindo a Serra do Soim, Serras do Bico e Ara



ra, Pai Pedro e Acauã), leste de São Rafael-Rn (Serra Branca), oeste de Jucurutu-Rn (Serra de Santana e parte da Serra do João do Vale), Janduís-Rn, Pocinhos-Pb e Pombal-Pb.

Tem formato elipsoidal ou ligeiramente elipsoidal alongado segundo o "trend" dos metassedimentos encaixantes. As formas de contatos com as encaixantes podem ser bruscas (geralmente quando cortando biotita xistos da Formação Seridó) ou gradacionais passando para zonas migmatíticas. Nas partes centrais a textura é homogênea-isotrópica, tornando-se mais orientada a medida que se dirige para as bordas e dispendo-se concordantes com a foliação das rochas encaixantes. Estruturas schlieren podem ser observadas.

Se bem que ocorram variações petrográficas e texturais os tipos predominantes são de coloração cinza, textura grosseira, caracterizados pela presença de porfiroblastos de feldspatos de tamanho variável (0,5 a 8,0 cm) inseridos em uma matriz fina-média constituída por quartzo, feldspatos, biotita e/ou hornblenda. Petrograficamente são classificados como granodioritos, granitos monzoníticos ou granitos.

A análise microscópica não revela grandes variações mineralógicas sendo mais comumente constituídos de quartzo, microclina, oligoclásio, biotita e/ou hornblenda, tendo a titanita, opacos, apatita, alanita e epidoto como acessórios. Tem textura porfirítica denunciada por cristais de microclina-pertítica geminados segundo Carlsbad inseridos numa matriz xenomórfica e hipidiomórfica de granulação média. O plagioclásio forma mirmequitas dispostas intersticialmente nas bordas e juntas ao quartzo. Este mostra extinção ondulante e intercrescimento com o plagioclásio.

Biotita xistos, gnaisses, calcissilicáticas com scheelita, diorito e gabros ocorrem como enclaves. Associam-

se grandes massas de granitos equigranulares (p<sup>c</sup>sgr, descritos anteriormente) os quais cortam os tipos porfiróides, como podem ser vistos nos maciços granitóides de Serra de Santana e Acari. Os enclaves de xistos, calcários cristalinos e gnaisses dispõem-se em forma de lentes alongadas concordantes com a estruturação das encaixantes.

Interessante notaré a sua relação de contato com as rochas gabróides (leste de Pedra Preta) sendo sugestivo que o granito corta o gabro e que o primeiro teria formado-se em um estágio subsequente. Neste caso, os gabros poderiam corresponder a rochas mais antigas ou a níveis mais profundos da crosta e os seus fragmentos (enclaves), inclusos no granito, teriam sido arrastados pela travessia das massas granitóides diapíricas durante a intrusão.

Considerando a forma de contato com as encaixantes, a natureza concordante das estruturas, posição de enclaves, além de aspectos texturais dos constituintes minerais, os corpos de granitos porfiróides descritos podem ser considerados como sintectônicos. Vale considerar a foliação cataclástica denunciada pela orientação e quebramento de minerais, além de ocorrências locais de zonas milonitizadas, que distribuem-se ao longo de falhamentos como se pode observar nos corpos granitóides de Poçinhos e Acauã, por exemplo.

#### 4.2.2.5.2.1.3 - Migmatitos (p<sup>c</sup>smg)

Os migmatitos da unidade p<sup>c</sup>smg constituem uma associação complexa de litologias, ígneas e metamórficas, intimamente relacionadas, com desenvolvimento de estruturas agmáticas, schlieren e bandeada.

Afloram ao longo de uma estreita faixa com aproxima



madamente 90 km de extensão e largura máxima de 10 km, orientada segundo NNE-SSW, que inicia-se nas proximidades de Acarí-Rn, ao norte, indo além de Santa Luzia-Pb, ao sul.

Estão em contato com os biotita xistos da Formação Seridó ou contornando maciços granitóides diapíricos e polidiapíricos. No campo, observa-se uma passagem gradativa e zonas de interdigitação com os biotita xistos encaixantes, sendo raro o contato brusco no que acarretam inferências na sua delimitação. Nas fotos aéreas, o padrão fotográfico (textura, tonalidade, aspecto estrutural) do conjunto contrasta com o padrão observado nas biotita xistos. A textura é mais áspera, a tonalidade mais clara, a foliação mais sinuosa que chega a diluir-se em zonas de litologias mais homogêneas. Seu relevo arrasado com o relevo acidentado (serrano) dos corpos granitóides individualizados na região de Acarí.

Uma associação de granitos porfiróides e dioritos predomina nas proximidades da cidade de Acarí, às margens da estrada Acarí - Currais Novos (fazenda Malhada do Cordeiro); na antiga estrada que liga Acarí a Jardim de Piranhas e na estrada Acarí - Cruzeta. A estrutura agmática é predominante. O granito porfiróide é idêntico ao descrito anteriormente na unidade pCsgrp. O diorito constitui uma rocha compacta, de granulação média, mesocrática, coloração cinza esverdeada, composta de cristais esbranquiçados de feldspato, de prismas verdes de anfibólio e de palhetas brilhantes de biotita marrom. Ao microscópio forma um mosaico granular composto de cristais subédricos de plagioclásio geminados segundo a lei da albita estando na faixa do oligoclásio-andesina, e de aglomerados de prismas de hornblenda verde intenso e de palhetas de biotita parda, arrançados numa textura granular hipidiomórfica. Os minerais acessórios mais frequentes são tita

nita, opacos, apatita, zircão, sericita, carbonato e epidoto.

A oeste de Acarí predomina rocha de coloração cinza, granulação média, foliação incipiente, formada por quartzo, feldspatos e máficos. Ao microscópio os cristais de plagioclásio mostram geminação do tipo albita e Carlsbad, enquanto a hornblenda ocorre em cristais pleocróicos de cor verde, associada a biotita em palhetas de cor pardo-esverdeada. Em menores proporções aparecem titanita bem cristalizada, apatita inclusa nos máficos, epidoto de transformação, quartzo e carbonato. Associam-se leitões de composição quartzo-feldspática de granulação grosseira de granito porfiróide, orientadas, constituindo migmatitos com estruturas agmática e bandeada. Por vezes o granito porfiróide apresenta-se fortemente foliado fornecendo à rocha um aspecto de "augen" gnaissé. Esta associação foi incluída por Santos (1978), na sua associação diorito-granito porfiróide, que corresponderia a zona de raiz dos batólitos. Segundo este autor as relações de campo demonstram uma nítida vocação para "granitização" de rochas máficas. Brito Neves et alii (1974) acreditam que tais rochas sejam de uma fase pré-tectônica. No entanto, é sugestiva a possibilidade que essas máficas sejam oriundas de um magmatismo relacionado ao ciclo do Grupo Seridó, hipótese considerada mais viável pelo Projeto.

Para sul da cidade de Acarí, em direção a Santa Luzia, predominam migmatitos, bandeados e gnaisses facoidais. Os primeiros são caracterizados pela alternância de leitões de gnaisses a biotita e/ou hornblenda com leitões de biotitaxistos granatíferos que por sua vez, são semelhantes aos biotitaxistos da Formação Seridó. Os gnaisses facoidais predominam em volta do maciço diapírico que constitui a Serra da Raposa. Caracterizam-se pela forte foliação, às vezes cata

clástica, e por cristais de feldspatos orientados em forma de "augen" inseridos numa matriz de granulação média constituída por quartzo, feldspato, biotita e/ou hornblenda. É possível que os augen gnaisses tratem-se de rochas pertencentes à unidade pEsgrp dos granitos porfiróides, afetadas tectonicamente.

Estruturalmente, a faixa de migmatitos da unidade pEsng constitui uma ampla estrutura antiforme de flancos re virados mergulhando para SE, com desenvolvimento em menor escala, de dobras sinformes e antiformes. A sul de Acari a foliação é bastante sinuosa com desenvolvimento de estruturas circulares.

O "trend" estrutural do conjunto é concordante com o "trend" dos biotita xistos encaixantes.

#### 4.2.2.5.2.1.4 - Granodioritos (pEsqd)

Os granodioritos incluídos no Grupo Seridó predominam ao sul da cidade de Jucurutu, constituindo corpos alongados e subarredondados de contornos irregulares. Também, tipos não mapeáveis, são comumente encontrados no seio dos corpos granitóides que ocorrem espalhados por toda área do Projeto.

Morfologicamente, constituem um relevo bastante acidentado, onde destaca-se a Serra do Estreito com sua forma alongada, contrastando com as áreas arrasadas dos gnaisses encaixantes da Formação Jucurutu. Nas fotos aéreas são bem visualizados, com sua estrutura áspera, tonalidade cinza com manchas esbranquiçadas e drenagem dendrítica centrífuga de densidade média.

A natureza dos contatos com os gnaisses Jucurutu



é brusca, denotando seu caráter tipicamente intrusivo. São característicos o truncamento de foliação em alguns trechos de borda e a presença de enclaves de rochas gnáissicas da Formação Jucurutu.

São rochas de cor cinza escura a esverdeada, de granulação grosseira, com certa homogeneidade mineralógica, constituídas por quartzo, feldspatos, biotita e/ou hornblenda. Nas bordas nota-se uma leve orientação dos constituintes minerais, notadamente de cristais de feldspato róseo, mas que vão atingindo zonas de isotropia a medida que dirige-se para as partes centrais da massa ígnea. Esta orientação é concordante com a foliação dos gnaisses encaixantes.

Na análise microscópica observa-se uma textura granular hipidiomórfica bem definida, constituída essencialmente por andesina, ortoclásio, quartzo e biotita. O plagioclásio ocorre geralmente em cristais tabulares, raramente geminado, bastante alterado em minúsculas palhetas de sericita e massas sinformes de carbonato de cálcio. O ortoclásio mostra transformação para minerais argilosos e o quartzo possui forte extinção ondulante. A biotita é parda esverdeada e ocorre em cristais tabulares em geral formando aglomerados e com várias inclusões de zircão, apatita, titanita e opacos. Em certos locais a rocha evolui até um quartzodiorito apresentando granulação fina-média, textura granular, constituída essencialmente por plagioclásio, quartzo, biotita e microclina. O plagioclásio é do tipo oligoclásio-andesina e ocorre em cristais subédricos com as bordas denteadas. São frequentes as geminações polissintéticas e as inclusões de pequenos cristais de biotita.

Estas rochas foram anteriormente mapeadas por Ferreira & Albuquerque (op.cit.), que as correlacionam ao tipo "Con



ceição" definido por Almeida et alii (op.cit.)

#### 4.2.2.5.2.1.5 - Granitos Alcalinos (pésgra)

Estão localizados na região de Olivedos (Folhas de Picuí, Soledade e Juazeirinho) e nas proximidades de Santa Luízia (Folha de Jardim do Seridó).

Os granitos alcalinos da região de Olivedos constituem corpos alongados, em forma de cristais, intrudidos na zona de ação do Lineamento Patos. Ocorrem encaixados em gnaisses migmatizados da Formação Jucurutu e, mais raramente, nos xistos da Formação Seridó. O contato é brusco com as encaixantes e nitidamente concordante com o seu traço de foliação, segundo ENE-WSW aproximadamente.

Se bem que ocorram variações petrográficas, os tipos predominantes são rochas leucocráticas de granulação média, orientados nas bordas e algo deformadas tectonicamente por ação de prováveis reativações dos falhamentos a que estão associados. São formados por cristais rosados de microclina, plagioclásio, quartzo e prismas verdes de piroxênios. Ao microscópio apresentam-se formadas por um mosaico granular composto principalmente de microclina, de plagioclásio geminado segundo a lei da albita e de quartzo anédrico, ocupando espaços intersticiais, onde se dispersam prismas anédricos de piroxênio verde (ferroaugita). Também hedembergita e/ou aegirina foram constatadas em outras amostras analisadas.

No maciço granítico de Algodão (ENE de Olivedos) são constatadas nas bordas do corpo, intercalações de biotita xistos da Formação Seridó e de gnaisses da Formação Jucurutu, juntamente com as rochas graníticas. Estruturas schlieren es

tão presentes.

As características petrográficas/texturais e estruturais das rochas graníticas que ocorrem na região de Olive dos são compatíveis com o tipo Catingueira descrito por Almei da et alii (op.cit.), tipicamente tardi-tectônico e associado à zona de influência do Lineamento Patos.

Também, o maciço de alcali-siênito que ocorre a oeste de Santa Luzia foi incluído no item de granitos alcali nos (pCsgra). São rochas de textura maciça, por vezes deformadas e xistificadas nas bordas, coloração cinza azulada, de granulação fina a média, constituída de anfibólio, piroxênio, biotita e feldspato. Segundo Andritzky (1972) o anfibólio pode ser próximo a hastingsita ou também de membros da sucessão das actinolitas. O clino-piroxênio é o diopsídio com um pouco de aegirina e o feldspato é o ortoclásio. Com base em composição modal pode ser classificada de alcali-siênito melanocrático, segundo os parâmetros de Streckeisen (op.cit.). Diques de rochas graníticas com largura de poucos decímetros a metros ocorrem inclusos no alcali-siênito. São rochas de granulação fina a grosseira, coloração avermelhada e azulada, compostas por microclina, anfibólio, albita, titanita, apatita e biotita. O anfibólio é verde pálido no núcleo é verde azulado a azul nas bordas. Trata-se provavelmente de anfibólios contendo sódio, aparentemente arfvedsonita e hastingsita.

#### 4.2.2.5.2.1.6 - Granitos pegmatóides

Os granitos pegmatóides são caracterizados pela predominância marcante de grandes cristais de quartzo e feldspatos aleatoriamente distribuídos, denotando uma composição

extremamente ácida de caráter potássico que permite compará-los aos alaskitos de Eskola (1932). A sua textura aproxima-se da dos pegmatitos homogêneos que ocorrem na região.

Ocorrem mais profusamente na região entre Pedra Lavrada e Picuí e a norte desta última, constituindo corpos a longados de diferentes tamanhos (foram cadastrados os mais sig-nificativos), intrudidos em biotita xistos da Formação Seridó. Nas fotos aéreas são bem individualizados por apresentar uma textura áspera grosseira, tonalidade cinza clara e uma rede de drenagem dendrítica rala, contrastando com as feições de biotita xistos encaixantes. Os corpos que ocorrem entre Pedra Lavrada e Picuí, não chegam a constituir "serras", que se des-taquem topograficamente, mas que apresentam uma s<sup>u</sup>til diferen-ça com relação ao relevo arrasado das biotita xistos. Já o corpo pegmatóide da Serra do Exu, a norte de São José do Sabu-gí, caracteriza-se por seu relevo acidentado, constituindo um acidente topográfico de destaque na região.

Os corpos apresentam contornos irregulares, reen-tran-tes, mas a forma de contato com os biotita xistos encaixantes é brusca e denotando, localmente, interdigitações. São tipicamente intrusivos, subconcordantes.

No campo caracterizam-se por apresentar uma colora-ção rósea, textura grosseira-pegmatóide, com predominância feldspato e quartzo. Observa-se biotita, muscovita e afrisita. Uma amostra analisada em lâmina delgada revelou microclina, quartzo, minerais argilosos, opacos e óxidos de ferro. A mi-croclina é pertítica bem desenvolvida, contendo inúmeras in-clusões de quartzo e opacos.

Falhamentos longitudinais são observados nas bor-das mais orientais do corpo de Olho D'água e do que ocorre a

leste de Nova Palmeira. Associam-se fraturamentos de direção leste-oeste, estando alguns deles, preenchidos por diques ácidos. Estruturalmente, podem estar posicionados em núcleos de estruturas antiformes, ao longo da zona axial, sendo os exemplos mais típicos relacionados ao corpo pegmatóide de Olho D'água e ao da Serra do Exu.

É comum a presença de enclaves de biotita xistos da Formação Seridó, constituindo lentes alongadas de diferentes tamanhos, concordantes com a foliação regional das encaixantes. Também, observa-se lentes de gnaisses e de calcissilicáticas, contendo scheelita a exemplo das ocorrências de números 475 e 872, que ocorrem a norte e leste de Nova Palmeiras, respectivamente.

Segundo Ennes et alii (op.cit.) estes corpos mostram comportamento típico tardi-tectônico e sua evolução pode ter sido iniciada na fase sintectônica, a partir de refusões anatéticas parciais. É possível que estejam relacionados a mesma fase de formação dos pegmatitos mineralizados que ocorrem na região.

#### 4.2.2.5.2.2 - Gabróides

##### 4.2.2.5.2.2.1 - Charnockitos (pEsch)

Foram individualizados ao sul da cidade de Jucurutu, constituindo um pequeno corpo de formato irregular incluído no seio dos granodioritos (pEsgd) anteriormente descritos.

Bons afloramentos são encontrados próximos ao campo de pouso da cidade de Jucurutu. São rochas de coloração cinza escura, granulação média a grosseira, isotrópica, formada principalmente por quartzo, feldspatos e máficos. Microscopio



picamente, apresentam textura granoblástica, constituída essencialmente por feldspatos, quartzo, ortopiroxênio e biotita. O feldspato dominante é o plagioclásio do tipo andesina e grande quantidade de antipertita também faz-se presente. Os cristais de plagioclásio são informes e raramente estão geminados. O quartzo apresenta os contornos bastante irregulares e granulados, mostrando forte extinção ondulante. O ortopiroxênio é o hiperstênio que ocorre em cristais xenomórficos de diferentes tamanhos e mostrando inclusões frequentes ao longo das clivagens (inclusões scheller). A biotita é parda e ocorre em cristais quase tabulares, com as bordas denteadas geralmente acompanhando o piroxênio e formando aglomerados com várias inclusões de opacos. Cristais de apatita ocorrem em quantidades acessórias.

A presença dominante do plagioclásio entre os feldspatos e mais de 20% de quartzo em sua composição mineralógica, permitem enquadrar o corpo de charnockito da área do Projeto, na variedade "enderbito", segundo a classificação de Streckeisen (1973).

#### 4.2.2.5.2.2.2 - Gabros e dioritos

As primeiras referências sobre rochas básicas na região foram feitas por Guimarães - 1924 (in: Rolf, op.cit.), que reconheceu rochas "eruptivas de magma" classificando-as como dioríticas, sieníticas e gábricas.

Mais recentemente, diversos autores tem se referido sobre rochas básicas na região do Seridó e adjacências, classificando-as como gabros e dioritos. Mello & Mello (1969) e Mello (op.cit.), tem reportado-se sobre fenômenos de granitização de supostos corpos básicos, diferencialmente transfor

mados em dioritos, granodioritos, sienitos e granitos. Costa et alii (op.cit.) salientam a extrema importância de corpos básicos para explicação do desenvolvimento do granitóide de Totoró.

Na área do Projeto, as intrusões são básicas e intermediárias (gabros e dioritos), posicionados nas rochas metassedimentares do Grupo Seridó, foram individualizadas nas Folhas de Pedro Avelino, Currais Novos, Serra Negra do Norte, Pombal, Catolé do Rocha e Apodí.

São rochas facilmente identificadas, tanto no campo como em fotografias aéreas. Os corpos tem formatos geralmente alongados de contornos irregulares, com morfologia arrasada e formação de um solo argiloso cinza escuro a amarronzado. São comuns os afloramentos em forma de lajedos e/ou de blocos subarredondados, mostrando desenvolvimento de esfoliação esferoidal. Nas fotos aéreas destacam-se por sua textura suave a áspera e tonalidades mosqueadas representadas pela formação de manchas de tons cinza clara e escura.

Os corpos plutônicos granulares gabróides mapeados pelo Projeto, relacionados as litologias do Grupo Seridó, estão posicionados nos biotita xistos da Formação Seridó e em gnaisses migmatizados da Formação Jucurutu, geralmente constituindo associações com rochas granitóides. Ocorrem ainda como "enclaves" no interior dos granitóides. A forma de contato com os metassedimentos encaixantes é brusca, notando-se em alguns casos, acomodações das suas estruturas em redor dos corpos básicos.

Na Folha de Pedro Avelino, a leste da cidade de Pedra Preta, ocorrem rochas gabróides associadas a granitos (pEsgrp), intrudidas em biotita xistos da Formação Seridó. Pe

trograficamente, são rochas de coloração cinza escura, de granulação média a grossa, compactas e homogêneas, que ocorrem sob a forma de blocos subarredondados dispersos num solo argiloso cinza escuro a amarronzado. Ao microscópio (in: Barbosa et alii, 1974) tem textura hipidiomórfica granular, constituída essencialmente de labradorita, hiperstênio e olivina, com quantidades subordinadas de augita, biotita e hornblenda e com frações acessórias de actinolita, opacos, apatita e carbonato. O plagioclásio aparece em largas ripas geminadas segundo manchas complexas e periclina, não revelando efeito de alteração hidrotermal. O hiperstênio ocorre em cristais predominantemente anedrais de variadas dimensões, envolvendo parcialmente ou totalmente cristais bem desenvolvidos ou simples relíquias de olivina. Augita apresenta-se em prismas curtos frequentemente euhedrais. Biotita ocorre em palhetas bem desenvolvidas, envolvendo parcial ou totalmente cristais de olivina, piroxênio e hornblenda.

Enclaves são observados no granito porfiróide (pCsggp) o qual, por sua vez penetra na rocha gabróide.

As "manchas" de rochas gabróides que ocorrem a sudoeste de Currais Novos, estão associadas a migmatitos e granitos do maciço de Tototó. Petrograficamente, apresentam variações desde gabro norito até diorito. O gabro norito ocorre na borda do corpo mapeado nas proximidades de Cacimba das Ovelhas (in: Costa et alii, op.cit.). Os dioritos são as rochas mais frequentes da associação básica. São rochas granulares, cinzenta, homogêneas, de granulação fina, podendo macroscopicamente ser reconhecidos feldspatos, biotita e hornblenda. Ao microscópio observa-se textura granular hipidiomórfica bem distinta, sem qualquer orientação ou deformação, constituída

por plagioclásio andesínico em cristais bem formados e geminados, por vezes com alguma saussuritização. A biotita ocorre em palhetas esverdeadas bem desenvolvidas. A hornblenda é verde comum. O quartzo é xenomórfico em proporção subordinada. Epidoto-zoizita é muito abundante, quer em cristais bem desenvolvidos, quer em minúsculos grãos como produto de saussuritização dos plagioclásios. Os acessórios são titanita, opacos, apatita, zircão e allanita. Carbonato, sericita, clorita e minerais argilosos, são os minerais secundários.

Mello (op.cit.), Torres et alii (op.cit.) e Santos (op.cit.), advogam a importância das rochas básicas na formação das rochas graníticas do Maciço de Totoró, considerando uma granitização progressiva a partir daquelas rochas, num processo tipicamente metassomático.

Outros corpos de gabros típicos ocorrem na Folha de Serra Negra do Norte, nas localidades de fazenda Beleza e de Riacho dos Grossos, e na Folha de Pombal, na localidade Maniçoba. Tem formatos subarredondados e alongados segundo a estruturação dos migmatitos encaixantes. No corpo da Fazenda Beleza a fácies petrográfica mostrada em lâmina delgada é um augita norito com plagioclásio do tipo labradorita e hiperstênio. Nas bordas ocorre calcário metamórfico que contorna parte do corpo gabróide. O corpo de Maniçoba é representado por um hiperstênio gabro de tonalidade cinzenta, granulação média, compacto, composto principalmente por feldspatos e minerais máficos. Ao microscópio apresenta textura granular hipidiomórfica constituída por plagioclásio-labradorita, augita, hiperstênio e biotita, com quantidades acessórias de apatita, sericita, opacos, óxido de ferro, quartzo, carbonato e clorita. No seu interior observa-se hornblenda granito associado a rocha



calcissilicática com scheelita que, por vezes, formam estrutura agmática tipicamente brechóide. As suas relações de contato com as rochas gabróides não foram observadas.

Outra ocorrência de rochas gabróides ocorre na localidade de Massapê, constituindo o núcleo da estrutura circular de Catolé do Rocha. Estão envolvidas por rochas granitoides bem foliadas, predominando um granito equigranular de granulação grosseira, porfirítico. Nas fotografias aéreas são bem individualizadas através dos contrastes de tonalidade e de variações morfológicas bastantes acentuadas. Os granitos apresentam-se bem foliados com desenvolvimento de estruturas circulares, enquanto que as rochas gabróides caracterizam-se pela ausência de foliação.

Os tipos petrográficos encontrados são augita norito, diorito, piroxênio diorito e espessartitos. O augita norito predomina na parte central do corpo gabróide, no núcleo, constituindo afloramentos firmes em forma de grandes lajedos, arrasados e também em blocos subarredondados desagregados na superfície. São rochas de coloração cinza escura, granulação grosseira, compactas, compostas principalmente por feldspatos e minerais ferromagnesianos. Ao microscópio, a rocha gabróide apresenta textura granular bem definida e bem preservada, contendo orto e clinopiroxênio em proporções bastantes elevadas. O plagioclásio-labradorita ocorre em cristais prismáticos bem geminados e algo alongados. A biotita é abundante e forma grandes palhetas pardas e avermelhadas. Opacos e apatita são os acessórios e anfibólio uralítico, bastita, óxido de ferro e minerais argilosos são os minerais secundários. A medida que se dirige do núcleo para as bordas começam a ocorrer os dioritos, característicos por sua granulação fina a muito

fina, com aspecto compacto, homogêneos e de coloração cinza escura. Ao microscópio tem textura hipidiomórfica granular, ligeiramente orientados, formados por cristais subeuédricos de plagioclásio do tipo andesina, biotita, hornblenda e em quantidades subordinadas quartzo, ortoclásio, epidoto de transformação do anfibólio, carbonato e apatita em cristais prismáticos alongados. Também são encontrados espessartitos - rocha da família dos lamprófiros, na qual a quantidade de máficos tende a ser igual a de feldspatos (plagioclásio principalmente). Ocorrem sob a forma de blocos soltos e alinhados na superfície, dando a idéia de diques intrusivos ao longo de fraturas que cortam a massa gabróide. Ao microscópio tem uma granulação fina e uniforme com tendência ao idiomorfismo na maior parte dos constituintes, formando uma textura panidiomórfica. É constituída essencialmente por plagioclásio do tipo oligoclásio-andesina, biotita, hornblenda e augita. Prismas de apatita ocorrem em abundância. Grãos de opacos, titanita, epidoto-zoizita, são os outros minerais acessórios comuns.

#### 4.2.2.5.2.2.3 - Ultrabásicas serpentinizadas

Ocorrem na localidade de Estanhado, Folha de Pedro Avelino, encaixados em biotita xistos da Formação Seridó. Trata-se de dois pequenos corpos (150 x 100m) bastante próximos e separados por biotita xistos que os envolvem. Tem formatos ligeiramente alongados, segundo NNE-SSW, concordantes com as estruturas foliadas das encaixantes. Morfologicamente chegam a constituir pequenas elevações que destacam-se dos terrenos xistosos arrasados.

Apresentam-se sob a forma de blocos angulosos e raramente de afloramentos firmes, intercortados por intensa re

de de fraturas dispostas em várias direções. São rochas de cor esverdeada, compactas, granulação fina a média, formadas por minerais máficos apresentando localmente, certa xistosidade. Ao microscópio a rocha é formada por minerais de transformação de textura fibrosa, constituída por serpentina e clo<sub>ri</sub>ta dominantes, e carbonato, talco e opacos em menor quantidade.

Análises espectrográficas semi-quantitativas, realizadas pelo LAMIN, revelaram teores de Ni e Cr da ordem de 3.000 ppm para cada um dos elementos, os quais, devem estar contidos nas estruturas dos minerais do serpentinito. Não há indícios da esperada capa laterítica, ferruginosa associada a sílica ("boxworks") que normalmente ocorrem em jazimentos de semelhante origem. Os valores elevados em Ni também sugerem a possibilidade da existência de garnierita, seja disseminada na rocha, seja sob a forma de delgados filonetes.

Análises de 13 óxidos revelaram, para estas rochas, os seguintes teores em percentagem:

SiO <sub>2</sub>	- 38,7	FeO	- 0,94	CaO	- 0,10	K <sub>2</sub> O	- 0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	- 3,2	TiO <sub>2</sub>	0,05	MgO	- 35,3	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	- 0,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	- 8,2	MnO	- 0,07	Na <sub>2</sub> O	- 0,05		

P.F. - 13,2

Um% - 1,7

Do ponto de vista genético os serpentinitos são resultantes de processos hidrotermais, sem presença de oxidação, sobre rochas ultrabásicas, provavelmente peridotitos, com a transformação dos minerais preexistentes, principalmente olivina e piroxênio.

Outros corpos de rochas ultrabásicas são conhecidos ao sul da Mina Oiticica (município de São Tomé-Rn) e na localidade de Salamandra (município de Santa Luzia-Pb). Em Oiticica a rocha serpentinizada acha-se encaixada em biotita xistos da Formação Seridó. O corpo é alongado segundo  $N20^{\circ}E$  com extensão de 1.000 m e largura de 100m, aproximadamente. A rocha é bastante fraturada e composta por serpentina (90%), clorita, opacos e carbonatos. Análises espectrográficas realizadas (in: Figuerôa, 1971) revelaram teores em níquel que variam de 2.300 ppm a 3.500 ppm. Este corpo ultrabásico estende-se até a região da antiga mina de Morada Nova.

O corpo de Salamandra, na Serra do Chafariz (SE de Santa Luzia) foi estudado por Santos (1963). Ocorrem associados ao serpentinito, clorita-xistos, talco-xistos, gabros e anfibolitos. Amianto (antofilita) é explorado temporariamente, estando atualmente abandonados os trabalhos de garimpagem.

#### 4.2.2.5.3 - Aspectos estruturais

De modo geral a atividade granítica do Grupo Seridó está representada por plutões sinorogênicos e tardi-orogênicos que constituem, sobretudo, maciços diapíricos e polidiapíricos cuja formação desempenha papel importante no modelado estrutural da sequência metassedimentar, condicionando uma evolução mais complexa para a foliação de transposição daquelas encaixantes.

Segundo Santos (op.cit.), a atividade ígnea nordestina é principalmente brasileira. Para este autor os maciços graníticos da província central (inclui a área do Projeto scheelita do Seridó) constituem associação de batólitos graníticos e granodioríticos sinorogênicos, muitos dos quais



podem representar apenas projeções de massa siálicas profundas maiores. As faixas dobradas marginais são perfuradas em maior ou menor grau por massas graníticas menores, usualmente heterogêneas nos níveis gnáissicos mesozonais e mais homogêneos nos níveis epizonais. Para Mello (op.cit.) a atividade ígnea do Nordeste Oriental está bem representada, principalmente pelo plutonismo siálico sinorogênico. Segundo este autor, os plutões sin-tardi-orogênicos ocupam grandes espaços das áreas orogeneticamente afetadas, cuja característica é própria de cinturões ensiálicos, com metamorfismo de pressões baixas a intermediárias.

Os plutões graníticos relacionados ao Grupo Seridó podem ser concordantes, discordantes e realacionados a falhamentos longitudinais.

Os plutões concordantes podem ocupar:

- Núcleos de estruturas anticlinais ou antifomes, geralmente desenvolvendo típicas estruturas dômicas com duplo caimento. São exemplos os maciços graníticos de: Cerro Corá; Bonfim e Oitis (Folha de Açú; Serrote Redondo e Olho D'água (Folha de Picuí); Alto dos Remédios (Folha Jardim do Seridó); Serra da Aldeia (Folha de Caicó); entre outras.

- Núcleos de estruturas anticlinais com flancos revirados (granitóide de Pau Pedra - Folha Currais Novos).

- Núcleos de estruturas sinclinais (Serra da Garganta, Serra da Cajarana).

- Flancos de dobras ou de posicionamento estrutural indeterminado (Serra de Santana, São Rafael, Serra do Estreito e maioria dos batólitos).

Os plutões discordantes caracterizam-se pelo truncamento dos traços de foliação das encaixantes. São exemplos os corpos da Serra Verde e Porta D'água (Folha de Pedro Avelino); Bestas Bravas e Salgado (Folha de Caicó); entre outros.

Associados a falhamentos longitudinais destacam-se os corpos da região de Olivedos e o da Serra das Poças (Folha de Açú).

Os plutões graníticos do Grupo Seridó situam-se em toda seção das supracrustais, aparecendo via de regra como grandes batolitos na Formação Jucurutu e no limite desta Formação com o Complexo Gnáissico-migmatítico, e como intrusões menores na Formação Seridó. Aparentemente isto sugere uma extensiva granitização anatética na base do grupo, com ampla remobilização do seu embasamento e mobilização dos "melts" como intrusão em níveis superiores. Exemplos sugestivos deste modelo são o granito de São Rafael e seus satélites da Serra da Garganta, Serra das Poças e Oitis; igualmente o batolito composto de Pau Pedra, Serra do Soim, Bico da Arara (Gargalheira), Lagoa Seca e o satélite de Acauã; também, pode ser o caso do Complexo batolítico da Serra de Santana, Janduís e os satélites Salgado, Serra da Aldeia, Riacho das Cacimbas e Bestas Bravas.

Grosso modo, os maciços inferiores formam batolitos de forma irregular e estrutura mal definida, sugerindo que as intrusões superiores formam domos ou "stocks" discordantes, denotando claramente dois estágios diferentes de mobilidade. Os domos são muitas vezes, envolvidos por um manto quartzítico ou gnáissico-carbonático, sugerindo processos de injeção forçada. A falta desse manto pode ser devida a ausência desses níveis inferiores ou ao deslocamento dos mesmos da parede

da massa em intrusão. Tais granitóides ou complexos graníticos concordantes são, sem dúvida, sinorogênicos.

Já os granitóides concordantes ou resultam de intrusão do tipo "stopping" ou são tardios em relação aos principais estágios de dobramentos. A ausência ou raridade de xenólitos em granitos como Bestas Bravas, Serra Verde e Porta D'água é mais compatível com esta última hipótese.

Sem dúvida, tardios são os granitos pegmatóides e os granitos alcalinos da região de Olivedos. Os granitos pegmatóides são exemplos dos facies residuais dos magmas graníticos, representando projeções apicais ou avançadas da massa granítica principal. Já os granitos alcalinos de Olivedos estão nitidamente associados ao sistema de cisalhamento de Patos, sendo correlacionáveis aos granitos de tipo Catingueira de Almeida et alii (op.cit.)

Os gabróides geralmente constituem corpos de pequenas dimensões, inseridos em gnaisses e migmatitos da Formação Jucurutu e em granitos. Apenas um exemplo é conhecido cortando os xistos da Formação Seridó (leste de Pedras Pretas). Alguns possuem formas definidas; por exemplo, o gabroide da fazenda Beleza, com forma aproximada de uma pera, e o metadiabásio de Jardim (Santana do Matos), sob forma de dique. A maioria, entretanto, constituem corpos alongados de forma irregular, frequentemente amebóide. No caso de gabróide e dioretóide, muitas vezes esta irregularidade morfológica pode ser atribuída à gradativa transformação ou assimilação dessas rochas por material granítico, aparecendo os mesmos como mega-enclaves dentro de maciços graníticos. É o caso do enderbito de Jucurutu, incluído no granodiorito de Juazeiro Redondo ou do gabróide de S. Branca, ilhado pelo granito São Rafael;



pode-se estar também os gabróides inseridos nos granitos de Poço Escuro, Catolé do Rocha e Totoró.

As análises da forma e relações estruturais com as encaixantes sugere uma geração nos primeiros estágios da orogênese. A frequente foliação, a recristalização metamórfica, com formação de biotita a partir do máfico original (usualmente piroxênio ou anfibólio), a concordância estrutural e a presença dos enclaves no material granítico são as principais evidências.

Uma reflexão deve ser feita relativamente ao seu posicionamento, quase que restrito à base das supracrustais, raramente atingindo os níveis mais elevados do pacote, ou seja, a Formação Seridó. Este fato dificilmente poderia ser explicado pela pouca mobilidade do magma, dado que, o líquido basáltico tem uma propensão a atravessar todo o segmento crustal, extravassando na superfície. Desta forma, ou essas rochas representaram exposições de um substrato básico-intermediário ou um magmatismo anterior à deposição da Formação Seridó. Nesta última hipótese, os gabróides poderiam ser resultantes metamórficos de antigas intrusivas ou hipabissais de composição básica ou intermediária, através da transposição, cisalhamento, dobramento e recristalização.

Um magmatismo mais jovem, porém, é denunciado pelo meta-diabásio de Jardim, que corta o granito da Serra da Cajarana e não foi afetado pela deformação do Grupo Seridó.

Digno de registro é a sugestiva forma de "sill", lembrando grosso modo, um cogumelo, dos corpos gabróides ocorrentes a sul e sudeste de Caicó. As rochas encaixantes da Formação Jucurutu, representadas por calcários metamórficos e gnaisses, encontram-se dobradas, arqueadas, apresentando mer



gulhos dos planos de foliação para o interior do corpo, conferindo a tal comportamento estrutural, certa similitude com os observados nos diápiros graníticos.

A análise da dinâmica dos diápiros com relação às suas encaixantes é de grande importância para compreensão do modelado estrutural da área. A travessia das massas diapíricas através do pacote de rochas encaixantes exerce esforços compressivos e tangenciais de grande intensidade produzindo dobramentos e orientação de minerais. Quando estudados em detalhes, mesmo em escala de afloramento, muitos trechos das faixas de borda dos diápiros apresentam uma orientação dos minerais anisométricos essencialmente vertical, o que permite inferir uma movimentação vertical precípua de suas massas intrusivas. As tensões provocadas pelas massas diapíricas são uma das causas principais responsáveis pelo intenso dobramento e transposição ocorridos nas rochas de cobertura, muitas vezes invertendo a sequência estratigráfica original.

Se o plutonismo ígneo não teve nenhuma participação como veículo fornecedor de tungstênio (hoje concentrado sob a forma de scheelita acumulada nos metassedimentos) pode-se afirmar que ele teve influências significativas na preparação de estruturas favoráveis à concentração de scheelita, em particular próximo às bordas dos diápiros. Este fato pode ser observado ao longo do depósito scheelitífero Brejuí - Barra Verde - Boca de Lajes, cuja estruturação atual (sinforme revirado bastante dobrado) foi intensamente afetada pela intrusão de massas diapíricas do maciço granitóide de Pau Pedra. Essa estruturação superposta pode ter chegado, em alguns casos, às suas formas mais evoluídas - tipo cogumelo - características de maciços diapíricos catatectônicos de Stephansson (op.cit.).

Os furos de sondagem realizados pelo Projeto, nas bordas do diápiro de Pau Pedra (trecho Brejuí - Barra Verde - Boca de Lajes), confirmam a configuração deste modelo. Nestes casos, um estudo pormenorizado, relativo as zonas de borda diápiro/encaixantes, é de suma importância para se investigar a contnuidade ou detecção em subsuperfície de níveis calcissilicáticos ricos em scheelita. Este estudo requer uma análise detalhada do nível de erosão atual, do estilo de dobramento e transposição associada, além da análise litológica das encaixantes.

#### 4.2.2.5.4 - Mineralizações

As mineralizações conhecidas e associadas às rochas plutônicas granulares do Grupo Seridó, na área do Projeto, restringem-se as ocorrências de urânio em granitos, fluorita em veios que cortam granitos pegmatóides. Scheelita contida em enclaves ou "roof pendants" de rochas calcissilicáticas inclusos em corpos graníticos; e níquel e amianto em rochas ultrabásicas serpentinizadas.

Ennes et alii (op.cit.), Torres et alii (op.cit.) e Costa et alii (op.cit.) constataram várias ocorrências uraníferas ligadas a granitos pegmatóides na região do Seridó, merecendo destaques: as mineralizações de óxidos secundários de urânio formando delgadas películas na superfície da rocha e entre as placas de esfoliação superficial ou preenchendo fraturas centimétricas geralmente verticalizadas no corpo granitóide de Olho d'Água (Folha Picuí); as mineralizações uraníferas localizadas entre a BR-240 e a Serra Rajada (Folha Jardim do Seridó); as mineralizações uraníferas do corpo granitóide de São Teodósio (Folha de Cerro Corá) e do maciço granitóide de Acari-Pau Pedra, entre outras.

As mineralizações de fluorita ligadas a granitos são conhecidas na localidade de Barra de Catunda (Folha de Cerro Corá). A fluorita ocorre ao longo de veios de quartzo-feldspáticos (in: Ferreira et alii, 1977) ou disseminada em veio basáltico (in: Costa et alii, op.cit.) que constam o maciço granitóide.

O níquel ocorre associado aos corpos de rochas ultrabásicas serpentinizadas localizadas na Folha de Pedro Avelino (Santa Rosa e Oiticica) e na Folha de Jardim do Seridó

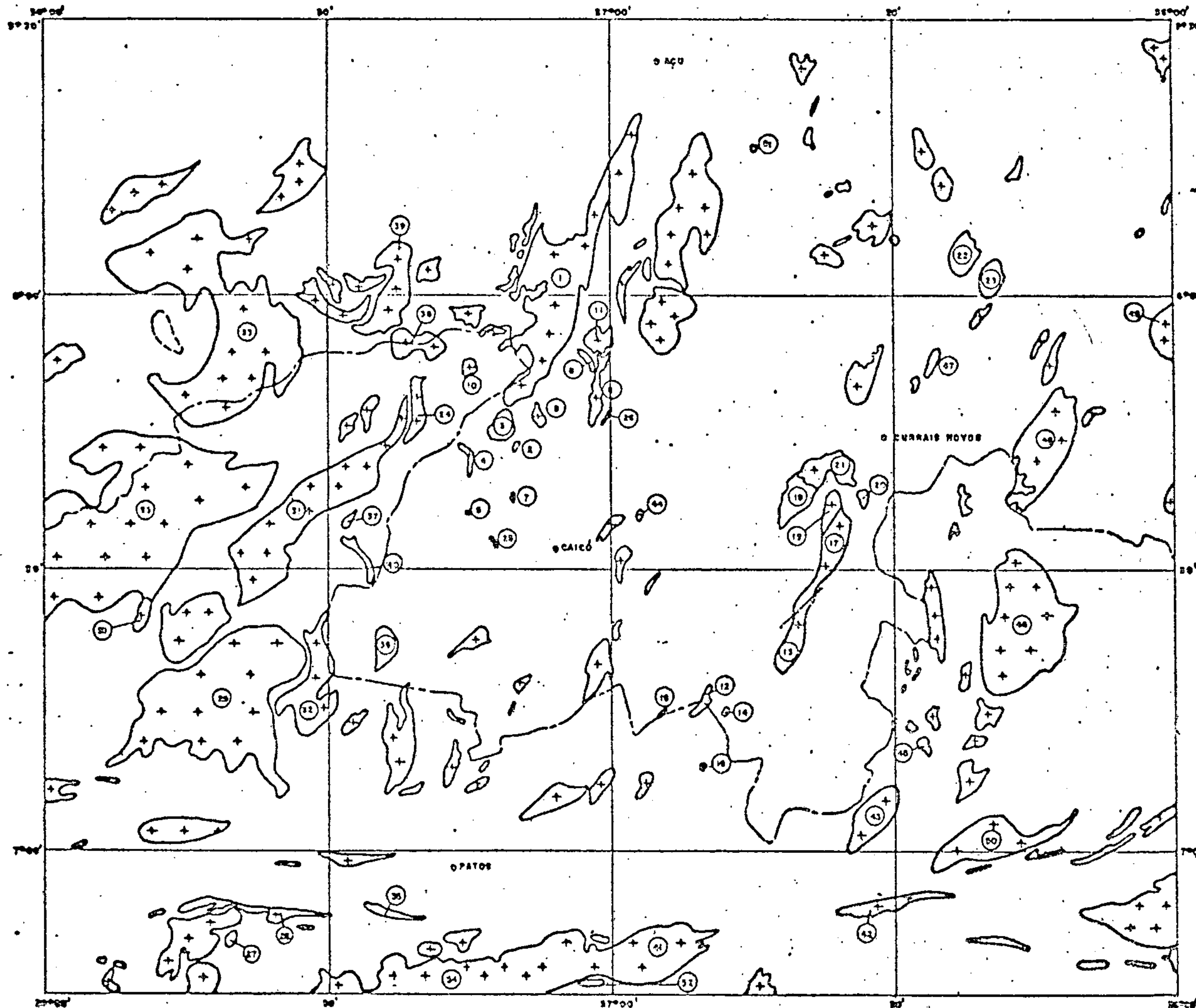
(Salamandra). Os teores médios de níquel variam em torno de 3.000 p.p.m. O amianto ocorre no corpo ultrabásico de Salamandra onde periodicamente é explorado.

A scheelita ocorre em rochas calcissilicáticas que constituem xenolitos ou "roof pendant" inclusos nos corpos granitóides, sem no entanto apresentar qualquer conotação genética com aquelas rochas ígneas. Dentre as várias ocorrências conhecidas na área do projeto, dentro deste contexto, merecem destaques as que se localizam nos corpos granitóides que constituem o maciço polidiapírico de Acari.

Ainda sob a forma de enclave, existe potencial mineralização de scheelita disseminada em rocha calcissilicata da inclusa em corpo gabróide a NW de Pombal, que à semelhança dos corpos graníticos, não apresentam nenhuma relação genética com a mineralização scheelitífera.



MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA  
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL



IDENTIFICAÇÃO DOS CORPOS GRANITÓIDES

LEGENDA

- |                                     |                            |
|-------------------------------------|----------------------------|
| 1- BARRA DE SANTANA                 | 27- OLHO D'ÁGUA            |
| 2- VENEZA                           | 28- CATIQUEIRA             |
| 3- BESTAS BRAVAS                    | 29- POMBAL                 |
| 4- BATALHA                          | 30- JERICÓ                 |
| 5- REFORMA                          | 31- BREJO DO CRUZ          |
| 6- SERRA DO ESTREITO                | 32- SERRA DE JOÃO FERREIRA |
| 7- SÃO FERNANDO                     | 33- PATU                   |
| 8- BAIXIO                           | 34- TEIXEIRA               |
| 9- RIACHO DAS CACIMBAS              | 35- SERRA DA URTIGA        |
| 10- SERRA DA ALDEIA                 | 36- SERRA NEGRA            |
| 11- JUAZEIRO REDONDO                | 37- JUREMA                 |
| 12- SERRA DA DAPOSA                 | 38- SALGADO                |
| 13- SERRA DA CACHOEIRA              | 39- JANDUÍ                 |
| 14- SERRA DO EXU                    | 40- S. BENTO               |
| 15- BALGADINHO                      | 41- SERRA DO PICO          |
| 16- APLITOGNITO STA. LUZIA          | 42- SERRA DO SORSES        |
| 17- GARGALHEIRA (SA. BICO DA ARARA) | 43- ALTO DOS REMÉDIOS      |
| 18- SERRA DO BOIM                   | 44- SERRA RAJADA           |
| 19- LAJEA SECA                      | 45- SERRA DAS FLECHAS      |
| 20- ACAUÁ                           | 46- BARAUNAS               |
| 21- PAU PEDRA                       | 47- STA. RITA              |
| 22- SERRA VERDE                     | 48- CAMPO REDONDO          |
| 23- PORTA D'ÁGUA                    | 49- SERRA DO RONCO         |
| 24- SÃO JOSÉ                        | 50- SANTANA                |
| 25- SERRA DO CAVALCANTI             | 51- SANTA CRUZ             |
| 26- SERRA DO PINHA                  | 52- CACIMBAS               |
|                                     | 53- CATOLÉ DO ROCHA        |

PROJETO SCHEELITA DO SERIDO  
MAPA DE LOCALIZAÇÃO DE ANÁLISES LITOGEOQUÍMICAS EFETUADAS EM AMOIS  
TRAS DOS CORPOS GRANITÓIDES NA ÁREA DO PROJETO

## Aspectos Litogeoquímicos dos Granitóides.

### Introdução

O estudo do potencial mineralizante de granitóides tem sido através dos tempos um dos mais profícuos campos de trabalho da geologia econômica.

Diversos têm sido os critérios adotados para a caracterização deste potencial: posicionamento estrutural-tectônico, composição mineralógica e mais recente, especialização geoquímica dos granitóides.

Beus (1977) utiliza o termo "especialização geoquímica" de um complexo geológico as "feições específicas na distribuição de um ou diversos elementos em rocha, expressa na concentração maior ou menor destes elementos, incomuns para um dado tipo de rocha". A especialização geoquímica de uma rocha, pode ser utilizada tanto para determinar a sua gênese, como o seu potencial mineralizante.

Granitóides ligados a mineralizações têm seu conteúdo em certos elementos traços diferindo fundamentalmente do conteúdo destes mesmos elementos em granitóides estéreis. Esta afirmação baseia-se em estudos recentes, feitos por diversos autores, que analisaram o potencial mineralizante de granitóides, do ponto de vista de sua especialização geoquímica. Beus (op.cit.) sugere os seguintes índices:  $K/Rb$ ,  $Mg/Li$ ,  $Zr/Sn$  e  $V/Nb$ , como indicadores do potencial mineralizante de um granitóide, enquanto Plimer (1979) utiliza o índice  $Rb/Sr$  como guia de mineralização nos mesmos.

Com base nos índices sugeridos por Beus e Plimer (op.cit.) estabeleceu-se uma tabela visando uma sistematiza-

ção da utilização dos índices. Assim sendo, foram relacionados de um lado os índices e de outro, os principais tipos de granitóides ligados a processos mineralizantes (vide tabela anexa).

### Os Granitóides do Seridó.

O estudo dos granitóides do Seridó, foi executado com a seguinte sistemática: nas áreas de detalhe, as amostras coletadas em maior número foram analisadas mais detalhadamente (composição total da rocha, análise petrográfica e elementos-traço, 30 elementos padrão, Rb, F,  $Li_2O$  e W). Nas áreas do mapeamento regional, o número de amostras coletadas por corpo granítico foi bem menor, tendo sido amostrado apenas os principais, e analisados apenas para 30 elementos padrão (espectrografia de emissão) e petrografia e ainda em algumas, foi feita análise completa de rocha.

Com os dados analíticos dos diversos granitóides foi feita uma outra tabela onde estão os valores médios dos elementos analisados. Para os óxidos calculou-se a média aritmética e para os elementos-traços a média geométrica.

Na maior parte dos granitóides amostrados, não foram analisados Rb, K, e Li, sendo que no caso deste último, o método analítico utilizado (via úmida) limitou bastante os resultados. Como a maioria dos índices utilizam estes elementos, a caracterização é, na maior parte das vezes, de caráter precário.

Pode-se, na análise comparativa, destacar as seguintes observações:

- 1) Os granitóides Barra de Santana ( $1_1$ ), Serra da

Macambira (22), Jericó (30), Alto dos Remédios (43), Baraúnas (46), Campo Redondo (48) e Santa Cruz (51) apresentam características de granitos associados a pegmatitos, de metais raros sendo que o Alto dos Remédios (43), poder-se-ia enquadrar como estanífero, pelo conceito de Flinter (1971), tendo em vista seu teor de 20 ppm de Sn.

2) Entre os granitóides com características de ligação a jazimentos hidrotermais, poderiam se enquadrar: Venéza (2), Bestas Bravas (3), Serra da Cachoeira (13), Serra do Exu (14), Salgadinho (15-B), Serra do Soim (18-A) Gargalheira (17), Serra da Macambira (22), Porta D'água (23) e Serra do Cavalcante (25).

2) O teor anormal de W em alguns granitóides de origens diversas, tais como: Barra de Santana (1), Serra da Aldeia (10), Juazeiro Redondo (11), Serra da Cachoeira (13), Serra do Exu (14), Salgadinho (15), Santa Luzia (16), Serra do Soim (18), Lagoa Seca (19), Acauã (20), Pau Pedra (21) e São José (24), cujo teor varia de 4 ppm até 80 ppm, sugere que este conteúdo, independe da origem dos corpos. Pode-se supor assim, que no caso de granitóides anatéticos originados de complexos metamórficos, o tungstênio estaria nos sedimentos originários e no caso de granitóides originados de complexos diferenciados, o tungstênio adviria de sua absorção pelos corpos das rochas pré-existentes.



Tabela 4.1

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DE GRANITÓIDES									
GRANITÓIDES	Li	Sn	W	Rb	K/Rb	Mg/Li	Zr/Sn	V/Nb	Rb/Sr
I - Metais raros (Li, Be, Sn, W, Ta)	Associados	80±20	15±4 <sup>(1)</sup>			130	75±30	30±10	
	Não associados	37±6	5±1 <sup>(1)</sup>			170	270±80	76±20	2.1-4.4
II - Metais raros Li, Be, Ta e Cs	Associados	80±20				160	40	12	0.8
	Não associados	37±6				170	270±80	76±20	2.1-4.4
III - Pegmatitos e Apogranitos c/ Ta	Associados	120±20			300±15	126	30±5	14	0.6
	Não associados	60±10			200±30	170	200±50	76±20	2.1-4.4
IV - Sn em veios de quartzo e greisen	Associados		25±5						
	Não associados		2±0.7						
V - Mineralização de Zn, Cu, Pb ± W	Associados								0.7-1
	Não associados								0.06-0.34
VI - Mineralização de W, Mo, Bi	Associados								17
VII - Mineralização de Fluor	Associados								30
VIII - W em veios de quartzo e greisen	Associados			5±1					
	Não associados			2±0.3					

(1) - Granitóides ligados a pegmatitos estaníferos.

#### 4.2.3 - Grupo Cachoeirinha

##### 4.2.3.1 - Considerações Gerais

A denominação Grupo Cachoeirinha foi atribuída, em caráter provisório, por Barbosa (1964), a uma sequência metassedimentar constituída predominantemente por xistos, distribuídos numa pequena porção da folha Salgueiro e boa parte nas folhas Triunfo e Patos. O baixo grau metamórfico desses xistos constitui o critério de separação e denominação deste grupo, como unidade diferenciada do Grupo Salgueiro, segundo este autor.

Sua tipologia petrográfica inclui " mica-xistos finos, filitos, clorita-xistos, anfibolitos, itabiritos e quart<sup>z</sup>itos prateados " e ainda corpos intrusivos representados por " granito, granodiorito e sienito ".

Na área do Projeto Scheelita do Seridó, o Grupo Cachoeirinha ocorre na porção NW da folha Juazeirinho (SB.24-Z-D-II), toda a porção sul da folha Patos (SB.24-Z-D-I) e centro sul da folha Piancó (SB.24-Z-C-III), limitando-se a norte pelo Lineamento Patos estendendo-se desde o norte de Taperoá-Pb até próximo a Piancó-Pb em uma faixa de aproximadamente 130 km de extensão.

Estratigraficamente, Ferreira e Albuquerque (op.cit.) e Ferreira et alii (op.cit.) posicionaram estas rochas metassedimentares acima da Formação Seridó do Grupo homônimo, talvez pela profusa distribuição de xistos de baixo grau metamórfico.

As evidências de campo, no entanto nada sugerem quanto a este posicionamento, porquanto o embasamento do Grupo Seridó é correlacionável ao do Grupo Cachoeirinha, não ha

vendo ainda nenhuma relação de contato entre a Formação Seridó e as rochas do Grupo Cachoeirinha.

Apesar de não ter sido proposto um empilhamento estratigráfico, verifica-se que os litotipos que compõem o Grupo Cachoeirinha guardam similitude com aqueles do Grupo Seridó, afigurando-se assim como comparáveis, as diversas Formações ( Equador, Jucurutu e Seridó ) com os tipos rochosos ec tiníticos a sul do Lineamento Patos. Tais inferências comparativas, são corroboradas pelos dados geocronológicos, que posicionam em tempo, como equivalentes o Grupo Cachoeirinha e Seridó.

Por outro lado, creditamos haver certas diferenças que certamente remontam à sedimentogênese e tectogênese quais sejam: pequena contribuição terrígena psamítica deve ter atuado para menor expressão dos tipos quartzíticos, bem como quanto a deposição química, representada por delgados e esparsos níveis carbonáticos. A deposição clástico-pelítica predomina por toda extensão aflorante.

Creemos que a ausência de horizontes scheelitíferos deva-se conseqüentemente a inexistência de deposição calcipelítica ( margas ) que pudessem captar o W, que posteriormente iriam formar os corpos de minérios calcissilicáticos através de transformação metamórfica. A ausência de gnaisses também é verificada, sendo viável não haver prognose, para descoberta de depósitos scheelitíferos no âmbito do Grupo Cachoeirinha.

Em termos globais comparativos, a Formação Jucurutu estaria representada no Grupo Cachoeirinha apenas pelos escassos níveis de calcário metamórfico; o Equador pelos também esparsos níveis quartzíticos e os xistos Seridó pelos xis

tos Cachoeirinha

Predominou no Grupo Cachoeirinha um estágio meta-mórfico de baixo grau, como se verifica em extensas áreas do Grupo Seridó, tal como acontece na Faixa Ouro Branco - Cruzeta - sul de São Vicente.

#### 4.2.3.2 - Rochas Metassedimentares

##### 4.2.3.2.1 - Litotipos

Neste trabalho foram individualizadas diversas unidades litológicas compreendendo xistos (p<sub>scax</sub>), filitos (p<sub>scaf</sub>), quartzitos (p<sub>scagt</sub>), mármore (p<sub>scam</sub>), sem no entanto, serem empilhadas litoestratificamente.

##### 4.2.3.2.1.1 - Quartzitos (p<sub>scagt</sub>)

Os quartzitos do Grupo Cachoeirinha ocorrem sob a forma de extensos corpos lenticulares, orientados segundo direção geral E-W. Estão representados na borda oeste da Folha Juazeirinho (SB.24-Z-D-II), na porção centro sul e oeste da Folha Patos (SB.24-Z-D-I), prolongando-se para oeste na Folha Piancó (SB.24-Z-C-III).

Estão encaixados em filitos do Grupo Cachoeirinha e fazem contato geralmente brusco com estas rochas, exibindo no terreno feições topograficamente elevadas, constituindo cristas salientes, de fácil identificação através de aerofotos. Nas proximidades de São José do Bonfim, porção central da Folha Patos, as cristas quartzíticas mostram-se arqueadas por efeito de intrusões granodioríticas, assumindo direções



variadas desde E-W a NW-SE, bordejando concordantemente estes corpos intrusivos.

A espessura média do quartzito Cachoeirinha situa-se em torno de 50 metros, atingindo valores máximos de até 100 metros para o corpo quartzítico localizado na porção sudoeste da Folha Piancó e que se prolonga para a Folha Patos.

Mesoscopicamente os quartzitos exibem coloração esbranquiçada, rósea e creme, são bem laminadas, com textura fina a média, quebradiços, e composição mineralógica com predominância de quartzo, minerais micáceos, notadamente muscovita, tendo como acessórios titanita, apatita em cristais submilimétricos e óxido de ferro na forma de impregnações. Ao microscópio os quartzitos revelam uma textura granoblástica com cristais xenoblásticos de quartzo, de tamanhos variáveis e bordas denteadas, em parte com evidências de recristalização, apresentando forte extinção ondulante e certo paralelismo com os cristais tabulares de muscovita. Opacos representados principalmente pela hematita, óxido de ferro e zircão completam o quadro mineralógico como acessórios.

#### 4.2.3.2.1.2 - Calcários Metamórficos (p&cam)

Os calcários metamórficos do Grupo Cachoeirinha ocorrem sob a forma de pequenos e esparsos corpos lenticulares, mapeados na porção centro-sul da Folha Patos (SB.24-Z-D-I), a sul e sudeste do município de São José do Bonfim. Encaixam-se concordantemente em filitos e apresentam-se grosseiramente orientados segundo direção geral E-W com espessura variável em 4 e 10 metros, verticalizados, com plunge geral para NW. Apre

sentam coloração esbranquiçada e rósea, textura fina a média com eventuais faixas centimétricas grosseiras, sendo bem laminados, formados essencialmente por calcita e ocasionais lamínulas de muscovita. A análise revela uma textura grano blástica com os cristais de carbonato de cálcio apresentando irregulares, tendo a flogopita, tremolita e quartzo como minerais acessórios.

#### 4.2.3.2.1.3 - Xistos (pScax)

Os xistos constituem o tipo petrográfico de maior distribuição espacial do Grupo Cachoeirinha na área do Projeto Scheelita do Seridó. Distribuem-se por uma ampla faixa segundo direção geral E-W na porção centro-oeste da Folha Juazeirinho em cunhas nas proximidades do açude dos Tanques na localidade Serrinha, prolongando-se para oeste na Folha Patos até a localidade Passagem. Ocupa, na Folha Piancó, uma faixa contínua desde o limite leste da folha até a porção centro-oeste, refletindo para sul.

Toda a faixa de xistos nas Folhas Juazeirinho, Patos e Piancó está limitada a norte pelo Lineamento Patos, estabelecendo uma faixa de afloramento variável entre 300 m a 1000 m de tectonitos, xistos cataclásticos e milonito-xistos.

Macroscopicamente os xistos exibem coloração variável, cinza escura e clara, por vezes esverdeada bem laminados, granulação fina e raramente média constituída por quartzo, feldspato, biotita e muscovita. Mica-quartzo-xisto e sericita-clorita-quartzo-xisto, constituem os tipos petrográficos mais comuns encontrados nos metapelitos Cachoeirinha o que evidencia o seu baixo grau metamórfico.

Na área a leste de Catingueira, nas proximidades do corpo granítico homônimo, ocorre estaurolita-cordierita-muscovita-biotita quartzo-xisto com a seguinte associação mineralógica: quartzo, biotita, muscovita, cordierita, estaurolita, olivina e como acessórios turmalina, zircão, apatita e opacos. O quartzo em cristais xenoblásticos apresenta as bordas dentadas e forte extinção ondulante e finas palhetas de biotita sempre observadas a muscovita exibindo paralelismo entre si. A cordierita está parcialmente alterada e entremeada em cristais de quartzo e a estaurolita ocorre sob a forma de cristais alongados, poiquilíticos. Minerais de alteração estão presentes destacando-se a clorita e óxidos de ferro.

Andaluzita-mica-xisto ocorre na porção centro-sul da Folha Piancó, a sudoeste de Catingueira, com a seguinte associação mineralógica: biotita, andaluzita, muscovita, quartzo e como acessórios turmalina, óxidos de ferro e opacos. A andaluzita ocorre como cristais porfiroblásticos e o óxido de ferro apresenta-se impregnando pequenas palhetas de biotita e muscovita.

#### 4.2.3.2.1.4 - Filitos, Metagrauvacas, Metassiltitos (pCcaf)

Os metamorfitos de baixo grau, notadamente filitos, ocorrem na Folha Patos numa faixa contínua, grosseiramente orientada E-W prolongando-se até a porção centro oeste da Folha Piancó. Faz contato gradativo com os xistos na Folha Piancó e porção centro oeste da Folha Patos, estabelecendo também na porção central e leste desta mesma folha, contato



de falha com o embasamento gnáissico-migmatítico através do Lineamento Patos.

Macroscopicamente apresentam coloração cinza, muitas vezes esverdeada, granulação extremamente fina, com estrutura laminar bem desenvolvida, formados essencialmente por minerais micáceos e pequena fração de quartzo. Ao microscópio os filitos exibem granulação fina, orientação bastante desenvolvida, faixas formadas por palhetas de sericita e clorita alternadas com agregados, às vezes formando lentículas de quartzo e carbonato de cálcio. Como minerais acessórios destacam-se turmalina, epidoto-zoisita, zircão e opacos. Na localidade Pitombeira, a SW do município de Catingueira, os filitos em contato com intrusões granodioríticas apresentam-se fortemente impregnados de óxido de ferro, com a biotita em agregados arredondados, rotacionados, observando-se ainda auréola de metamorfitos, representado por estreitas faixas de andaluzita-mica-xisto.

#### 4.2.3.2.2 - Aspectos Estruturais

Posicionado imediatamente a sul do Lineamento Patos, os metassedimentos do Grupo Cachoeirinha refletem claramente os efeitos deste evento estrutural, quer pelo desenvolvimento de milonitos e cataclasitos em faixas de ordem de centenas de metros, ao longo da linha de falha, quer pela disposição das lineações segundo direção E-W, em concordância com a direção da linha de falha.

As lineações orientam-se também segundo a direção E-W por toda a extensão nas Folhas Juazeirinho, Patos e Piancó sofrendo vergência para SW na porção central desta última



folha, desenvolvendo-se dobramentos apertados, isoclinais, algumas vezes retorcidos, com planos axiais geralmente inclinados para sul e eixos orientados E-W.

Os níveis quartzíticos exibem via de regra microdobramentos apertados com plunge para SW e seguem quase sempre ao longo de falhas de direção E-W e NNE-SSW que se prolongam da porção centro-sul da Folha Piancó até grande parte da Folha Patos. A intrusão de corpos granodioríticos, notadamente na porção central da Folha Piancó e sudoeste de Patos provocou a modificação no estilo estrutural observando-se o acomodamento da lineação em torno destes corpos diapíricos.

Os microdobramentos apertados e algo transpostos dos quartzitos e metassiltitos sugerem similitude de comportamento estrutural dos quartzitos Equador onde a foliação da própria camada já constitui um plano de foliação axial e os macrodobramentos observados constituem em verdade, redobramentos com plano axial de forte mergulho.

Apesar de não ter sido executado uma análise mais acurada dos microdobramentos no fácies xistos verdes, foram observadas esparsamente, estruturas de microdobramentos isoclinais recumbentes, redobradas segundo um plano axial tendendo a subverticalidade.

#### 4.2.3.2.3 - Grau Metamórfico

As assembléias mineralógicas observadas em diversas análises petrográficas executadas, evidenciaram geralmente um grau metamórfico baixo, correspondente a fácies xisto-verdes para a grande maioria dos metassedimentos do Grupo Cachoeirinha, notadamente os filitos. Os minerais caracte-

rísticos de baixo grau metamórfico como clorita, muscovita, sericita, biotita, estão sempre presentes nos filitos submetidos a análises petrográficas.

A ocorrência de fácies anfibolito está restrita a faixas de contato com corpos graníticos, destacando-se a que bordeja o Granito Cachoeirinha com desenvolvimento de estauro-lita-cordierita-muscovita-biotita-quartzo-xisto e de andaluzita-mica-xisto no contato com intrusões granodioríticas notadamente na porção central da Folha Piancó.

Observa-se o desenvolvimento de faixas de rochas circundantes aos granitos, marcando uma típica auréola de metamorfismo de contato destas rochas plutônicas com os metassedimentos de baixo grau metamórfico. Tais rochas de espessura reduzida, textura extremamente fina e homogêneas a olho nú, muito duras e compactas, apresentando fratura cornubianítica e petrograficamente compostas por minerais neo-formados, são definidas como típicos hornfels.

Apresentam-se fazendo contato com corpos granodioríticos, com espessura aflorante variável de 10 a 80 m, notadamente na porção centro-sul da Folha Piancó e a sudeste de São José do Bonfim, na Folha Patos.

A análise microscópica permitiu identificar um agregado de coloração cinza escuro a preta, com textura afanítica, raramente microgranular, observando-se predominância de biotita e palhetas submilimétricas de muscovita e muito poucos micro-cristais de quartzo, caracterizando um fácies anfibolito.

Os exemplos mais característicos de hornfels estão relacionados à intrusão do granito Teixeira, nitidamente expostos a sul de Salgadinho, na Folha Juazeirinho. O hornfels

aí desenvolvido ocupa uma faixa não mapeável, com espessura aflorante de 30-80 metros, tendo coloração negra, textura finíssima, quase afanítica, cuja mineralogia compõe-se essencialmente de turmalina associada a quartzo.

#### 4.2.3.2.4 - Mineralizações

As ocorrências minerais relacionadas a metassedimentos do Grupo Cachoeirinha estão restritas a substâncias não-metálicas representadas por calcários metamórficos e grafita.

As lentes calcárias, localizadas a sudeste do município São José do Bonfim, na porção central da folha Patos, são objeto de explorações rudimentares, como se observa nas fazendas Roça e Liberdade, com fim exclusivo da obtenção de cal.

A ocorrência de grafita, também na folha Patos, na localidade denominada Sítio Tambor, cerca de 8 km a SW do município Cacimba da Areia está relacionada a filitos do Grupo Cachoeirinha. Consiste num corpo de forma lenticular com espessura em torno de 1 metro e extensão observada de 10 metros, sub-vertical e de direção  $90^{\circ}$  Az. A grafita, ocorre na forma de palhetas minúsculas, de brilho sub-metálico, de diâmetro milimétrico, impregnando fortemente o filito.

Segundo informações verbais (Projeto Radam), foram identificados níveis de filitos grafitosos, a oeste da área do Projeto, afigurando-se como sugestiva a continuidade de níveis mineralizados em extensão considerável.

Ocorrências de ouro na porção sudoeste da folha Patos, referidas em bibliografia, (Pedrosa et alii, 1978), es

tão relacionadas a veios de quartzo cortando níveis de filitões (ocorrências Serra Preta e São José) e faixas aluvionares, (Lagoa da Cruz e Olho D'água Velho), com espessura média de 1,5 - 2,0 m e extensão aproximada de 12 km.

As análises geoquímicas em concentrado de bateia não revelaram valores anômalos para este metal nas localidades acima, ocorrendo entretanto, teores da ordem de 0,5 ppm na região a sul de São José do Bonfim, a leste das ocorrências citadas, seguindo o trend regional E-W. Saliente-se, ainda, que a proximidade destas ocorrências e anomalias com lentes de quartzito, parece sugerir o relacionamento das mineralizações auríferas com esta litologia.

Valores anômalos também para ouro foram revelados em concentrado de bateia a leste e noroeste de Catingueira, na folha Piancó, área de exposição dos xistos Cachoeirinha.

Na localidade Serrote do Monte, a sudoeste de Salgadinho, na Folha Juazeirinho, foi cadastrada uma ocorrência de cassiterita relacionada a pequeno veio de pegmatito com espessura entre 1,20 - 2,0 m. O pegmatito corta uma faixa de xisto e tem direção geral  $280^{\circ}$  Az, estendendo-se por cerca de 400 metros e sua mineralogia inclui predominantemente feldspato, quartzo e como acessórios a turmalina, hornblenda, muscovita em palhetas milimétricas e granada de coloração vermelho intenso a preta. A cassiterita ocorre sob a forma de cristais milimétricos, fraturados, bipiramidais, de coloração cinza e brilho metálico aparentemente disseminado no corpo pegmatítico, tendo sido objeto de garimpagem esporádica em épocas pretéritas.

Também na localidade Logradouro a cerca de 6 km a leste do Serrote do Monte, há indícios de garimpagem para cas



siterita em veio pegmatítico, com 20 - 30 cm de espessura (CINEP, 1978).

Pequenos depósitos de argila aluvionar são objeto de explorações esporádicas, destinadas exclusivamente à produção de tijolos e telhas abastecendo, de forma precária, os municípios da região.

As demais ocorrências no Grupo Cachoeirinha estão relacionadas à rochas ígneas no item 4.2.3.3.

#### 4.2.3.3 - Rochas Plutônicas Granulares

##### 4.2.3.3.1 - Considerações gerais

As rochas plutônicas granulares que ocorrem à sul do Lineamento Patos, intrudidas em filitos e xistos do Grupo Cachoeirinha, foram amplamente estudadas por Almeida et alii (op.cit.) que classificaram os granitos nas variedades Conceição, Itaporanga, Catingueira e Itapetim, baseando-se nas fácies petrográficas e nas relações estruturais referidas dentro do estágio orogênico. Para estes autores, os primeiros seriam os mais antigos da série e correspondem a granodioritos e tonalitos intrusivos, com textura isotrópica fina a média. Os granitos do tipo Itaporanga, sintectônicos, caracterizam-se pela abundância de cristais de microclina de até 15cm de diâmetro e cuja composição mineralógica aproxima-se dos termos granodioritos e tonalitos. Os dois últimos são tipicamente tardi-tectônicos. Os granitos do tipo Itapetim constituem corpos filonianos de pequenas dimensões e de composição alcalina ou per-alcalina. Os granitos do tipo Catingueira, per-alcalinos a quartzo-sienitos, ocorrem sob a forma de diques intrudidos na zona de influência do Lineamento Patos. Os estudos realizados por Beurlen et alii (1978) indicam que os granodioritos (tipo Conceição de Almeida) são tipicamente tardi-tectônicos com relação aos xistos e filitos Cachoeirinha.

Segundo Mello (op.cit.), a atividade ígnea do cinturão Transversal - em particular as rochas intrudidas do Grupo Cachoeirinha - é bem representado por plutões tardi-orogênicos (diápiros mesotectônicos de Stephansson, op.cit.) localizados em rochas epi-mesozonais com as quais mostram contatos normalmente bruscos, desenvolvendo ou não auréolas de me

tamorfismo.

Com relação as rochas ultrabásicas que ocorrem a sudeste de Catingueira, as primeiras referências foram feitas por Barbosa et alii (op.cit.) que reconhecem serpentinitos mineralizados em Ni e Cr, os quais foram posteriormente, estudados por Farina (op.cit.).

Apesar de sua natureza ígnea e intrudidos discordantemente nos metassedimentos, estes corpos granitóides, gabróides e ultrabásicos foram incluídos como pertencentes ao Grupo Cachoeirinha, segundo as normas técnicas do Código de Nomenclatura estratiográfica.

O projeto em epígrafe subdividiu as rochas plutônicas granulares, que ocorrem relacionadas aos xistos e filitos do Grupo Cachoeirinha, em granitóides e gabróides (inclui dioritóides e ultrabásicas); individualizando nos mapas uma associação de granitos e granodioritos (p $\epsilon$ cagr), granitos alcalinos (p $\epsilon$ cagra), quartzodioritos (p $\epsilon$ caqd) e rochas ultrabásicas serpentinizadas (p $\epsilon$ caub).

#### 4.2.3.3.2 - Litotipos

##### 4.2.3.3.2.1 - Granitóides

##### 4.2.3.3.2.1.1 - Granitos e granodioritos (p $\epsilon$ cagr)

Estas rochas são as principais representantes da atividade ígnea no Grupo Cachoeirinha, relativa à faixa extremo sul da área do Projeto, perfazendo a mais de 90% do total das rochas plutônicas granulares insertas neste grupo.

Constituem corpos alongados e subarredondados, de pequenas e grandes amplitudes, estando bem representados na

região de Teixeira e na região de Olho D'água/Emas.

O mais expressivo é o maciço granítico de Teixeira com largura em torno de 11 km e mais de 100km de extensão (sendo que 80km estão inseridos na área mapeada pelo Projeto). Tem formato alongado disposto subparalelamente ao Lineamento Patos de direção E-W. Morfologicamente, constitui um acidente topográfico de destaque na região, como importante contraforte da Serra da Borborema. Suas cotas máximas variam em torno de 900m (culmina com a cota de 1.197m - Pico do Sabre - que ocorre mais ao sul, fora dos limites da área do Projeto) contrastando com as cotas de 300m dos terrenos arrasados de xistos e filitos.

Ao norte está em contato com as rochas metassedimentares do Grupo Cachoeirinha, com as quais podem desenvolver a preciosa auréola de metamorfismo. Ao sul, proximidades de Taperoá, o contato é feito com rochas do Complexo Gnáissico-migmatítico. A forma alongada do corpo granitóide é perfeitamente concordante com os traços de foliação das rochas encaixantes.

Os tipos petrográficos mais comumente encontrados são os biotita granitos e granodioritos, que localmente apresentam orientação dando a rocha um aspecto típico de granito gnáissico. Por vezes, essa orientação é dada por falhamentos que os afetam e onde há fortes indícios de cataclase.

A fácies granodiorito tem uma coloração cinzenta, granulação média, composto por cristais de quartzo, feldspatos, biotita e/ou hornblenda. Ao microscópio revela uma textura granular hipidiomórfica, constituída essencialmente por plagioclásio, quartzo, feldspato potássico, hornblenda e biotita. Os cristais de plagioclásio e hornblenda apresentam ten



dências a serem subédricos e os de quartzo e feldspato potássico são anédricos. Epidoto-zoizita, alanita, opacos, zircão e titanita são os minerais acessórios presentes. Como alteração ocorrem leucóxênio, óxido de ferro e minerais argilosos. É observado em certas partes da rocha, fenocristais de quartzo e plagioclásio envolvidos por cristais menores, dando um certo aspecto porfirítico a mesma. Outro tipo petrográfico descrito em lâmina, caracteriza uma rocha granítica com alguma orientação, certo desenvolvimento porfirítico, cujos ferromagnesianos são hornblenda e um piroxênio verde possivelmente uma augita diopsídica ou mesmo diopsídio-hedenbergita. Microclina, plagioclásio e quartzo são os constituintes essenciais da rocha.

As rochas graníticas do maciço de Teixeira, quando em contato com os filitos, desenvolvem auréolas de metamorfismo típicas. São característicos os hornfels que ocorrem no sopé da Serra do Teixeira, na borda norte do maciço, como observa-se às margens da estrada que liga São José do Bonfim - Teixeira, e nas proximidades de Riacho da Areia. Sua largura a florante chega a atingir 50m. No campo apresentam-se como uma rocha compacta, extremamente dura, granulação muito fina com partes quase afanítica, e de coloração cinza escura a cinza esverdeada. Ao microscópio tem textura granoblástica de granulação fina, rica em minerais calcissilicáticos do tipo epidoto-zoizita e tremolita-actinolita, quartzo e feldspatos com intercalações carbonáticas. Sillimanita, cordierita e estauroлита geralmente estão presentes. Por outro lado, quando em contato com as rochas do Complexo Gnáissico-migmatítico há dificuldades na sua delimitação, o que demonstra, em certos trechos, uma passagem tipicamente gradativa. A oeste de Taperoá

(Serra do Pico) as rochas vão assumindo caráter mais homogêneo a medida que dirige-se da periferia do corpo para o seu centro, até atingir total homogeneização. O caráter migmatítico é assinalado por faixas de rochas graníticas orientadas que acham-se intercaladas por faixas mais escuras (dioríticas) concordantes. Veios pegmatóides de pequena espessura cortam a rocha em várias direções. Estruturas schlieren estão presentes.

Outros corpos de rochas granitóides ocorrem na região de Olho D'água/Emas, com bons afloramentos às margens da estrada Catingueira - Piancó. São corpos de formas subarredondadas e ovaladas encaixados nos metassedimentos do Grupo Cachoeirinha. Morfologicamente, encontram-se arrasados ao nível das rochas encaixantes, com cotas em torno de 300 metros, sobressaindo-se alguns morrotes. Nas fotos aéreas, o contato com as encaixantes é nítido e de fácil separação, apresentando-se brusco no campo, podendo desenvolver típicas auréolas de termo-metamorfitos (sillimanita - cordierita - estauroлита xistos).

Os tipos petrográficos encontrados apresentam certa heterogeneidade, podendo ocorrer hornblenda, biotita, granito, quartzomonzonito e granodiorito, com presença marcante deste último. Em afloramentos caracterizam-se pela coloração cinzenta escura, granulação grosseira, compostas por quartzo, feldspatos, biotita e/ou hornblenda. Em certos locais, preferencialmente em zonas de bordas, apresentam orientação dos seus constituintes minerais. Ao microscópio, os granodioritos apresentam textura granular-hipidiomórfica muito bem definidas, formadas por cristais de plagioclásio, geralmente sem geminação, feldspato potássico (microclina e ortoclásio perítico) quartzo e biotita esverdeada. Os cristais de plagioclásio

e biotita tendem a ser euédricos, enquanto a maior parte do feldspato potássico é subédrico e o quartzo ocupa os interstícios irregulares. Já os granitos são formados por cristais xenomórficos bem desenvolvidos de quartzo, feldspatos, biotita e hornblenda. Segundo Beurlen et alii (op.cit.) os parâmetros de Streckeisen (op.cit.) lançados em diagrama triangular permitem visualizar uma composição monzodiorítica ( $Q = 16$ ,  $P = 60$ ,  $A = 14$ ) nas fácies mais porfiríticas, passando pelo campo dos granodioritos até composições graníticas ( $Qz = 29$ ,  $P = 41$ ,  $A = 30$ ), nas fácies de granulometria menos heterogênea. Localmente próximos as zonas de contato e em enclaves, observa-se composições tonalíticas, quartzodioríticas e mela-quartzodioríticas.

#### 4.2.3.3.2.1.2 - Granitos Alcalinos (pécagra)

Ocorrem nas proximidades da cidade de Catingueira e de Santa Terezinha, na Paraíba, constituindo as Serras da Catingueira e da Urtiga. São corpos alongados segundo E-W, com extensão em torno de 12km e espessura que vai de 2,5km a 0,2km.

Estes corpos ocorrem ao longo de falhamentos (zonas de influência do Lineamento Patos) intrudidos em rochas metassedimentares do Grupo Cachoeirinha, com as quais desenvolvem auréolas de termo-metamorfitos (sillimanita - cordierita - estaurolita xistos). O contato com as rochas encaixantes é brusco. É característico a orientação nas bordas, desenvolvida paralelamente ao Lineamento Patos e a foliação das encaixantes.

No campo são rochas esbranquiçadas de granulação média, compactas, com orientação preferencial dada por mine

rais máficos, contendo quartzo, feldspato e piroxênio. Uma a mostra analisada ao microscópio revelou para o corpo granítico de Catingueira quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, aegirina, titanita, apatita, zircão e opacos. As composições modais realizadas por Beurlen et alii (op.cit.) indicaram Qz = 10.1 e 10.6, plag = 26.0 e 14.8, Kf = 36.2 e 50.7, biotita = 11.0 e 3.8, piroxênio = 7.3 e 7.2; com variações desde quartzo monzonito a sieno-granito, de acordo com os índices de Streckeisen (op.cit.).

No corpo granítico da Serra da Urtiga, a rocha a apresenta-se compacta, coloração esbranquiçada a rosada com tons esverdeados, granulação média, de composição quartzo-feldspática com piroxênio, hornblenda e granada. Ao microscópio apresenta-se intensamente cataclásada, constituída principalmente por cristais xenomórficos de quartzo e feldspatos muito triturados e com as bordas denteadas. Ocorrem hornblenda verde e piroxênio esverdeado bastante alterado (aegirina?). Epidoto-zoizita, opacos, titanita, granada, apatita e zircão são os acessórios comuns. Óxido de ferro, carbonato e minerais argilosos são os minerais de alteração.

Correspondem aos granitos do tipo Catingueira, tardi-tectônicos, descritos por Almeida et alii (op.cit.).

Ao sul da fazenda Lavrada, ocorre um pequeno corpo de quartzo-sienito, intrudido em filitos silicificados do Grupo Cachoeirinha. São rochas hololeucocráticas, compostas essencialmente de quartzo, feldspatos e biotita. Os feldspatos ocorrem constituindo pórfiros. Composição modal realizada por Beurlen et alii (op.cit.) revelou Qz = 7.8, plag. = 28.2, Kf = 56.4 e biotita = 1.3.



#### 4.2.3.3.2.2 - Gabróides

##### 4.2.3.3.2.2.1 - Quartzodioritos (pCcaqd)

Ocorrem constituindo corpos de formatos irregulares, grosseiramente subarredondados e alongados, intrudidos em metassedimentos do Grupo Cachoeirinha. Estão localizados na região de São José do Bonfim, próximos as bordas do maciço granítico da Serra do Teixeira e, na região a este-nordeste de Patos.

Morfologicamente, constituem corpos de relevo arrasados, com cotas em torno de 300 m, ao nível do relevo das rochas metassedimentares encaixantes. Nas fotos aéreas, são bem individualizados, com textura áspera, homogêneos e tonalidade cinza escura.

A rocha predominante é um quartzodiorito, se bem que ocorram variações desde granodioritos até meladioritos. Corpos de anfibolitos também estão presentes. Bons afloramentos são observados nos arredores de São José do Bonfim. A rocha apresenta uma cor cinza escura, textura média a grossa, dura e compacta, composta por anfibólio, biotita, quartzo e feldspatos. Verifica-se certo desenvolvimento porfirítico, com destaque de fenocristais de feldspato e quartzo inclusos na massa escura da rocha. Ao microscópio, apresenta-se muito rica em hornblenda e biotita. Ocorre plagioclásio bem geminado e zonado que juntamente com o quartzo e os máficos, formam os constituintes principais da rocha. Epidoto-zoizita ocorre com frequência em cristais bem desenvolvidos e os acessórios comuns são titanita, opacos, apatita e zircão. Carbonato, sericita, minerais argilosos e leucoxênio são os minerais secundários presentes.

Outro corpo de rocha máfica foi mapeado a este-nordeste de Piancó, encaixado em xistos do Grupo Cachoeirinha. Segundo Beurlen et alii (op.cit.) são meladioritos pórfiros, espessartitos e anfibolitos, com características pré a sintec-tônicas.

Os corpos de São José do Bonfim, por vezes, apre-sentam partes bem foliadas de aspecto migmatítico listrado, contendo faixas esverdeadas a cinza escura (dioríticas) de tex-tura fina, e alternâncias de faixas mais claras ricas em quart-zo.

#### 4.2.3.3.2.2.2 - Ultrabásicas serpentinizadas (pCcaub)

Ocorrem nas localidades de Lavrada a sudeste de Ca-tingueira (Folha de Piancó) e de Riacho de Areia a sudeste de Cacimba de Areia (Folha de Patos).

O mais expressivo é o corpo da fazenda Lavrada que ocorre sob a forma de meia lua com a concavidade voltada para nordeste. Farina (1969) individualizou dois corpos de ultraba-sitos distantes entre si, cerca de 300 m, e com área total de 180 ha.

Morfologicamente, constitui elevações em formas de morrotes alongados, salientes na topografia e de escarpas íngremes.

Estas rochas ocorrem encaixadas em filitos silici-ficados do Grupo Cachoeirinha os quais apresentam-se bastan-tes dobrados e constituindo cristas alongadas juntamente com quartzitos, onde falhamentos longitudinais desenvolvem inten-sa cataclase e silicificação. O relevo do conjunto é bastante acidentado.

Os tipos petrográficos encontrados são serpentinitos, dunitos piroxenitos, talco-xistos, anfibólio-xistos e clorita-xistos, com predominância marcante dos primeiros.

Segundo Farina (op.cit.) os dunitos e piroxenitos, ocorrem formando ilhas cercadas por serpentinitos. Os dunitos são encontrados no topo do corpo ultrabásico, no setor sul. São rochas de textura granular média, sub-automórfica, de caráter maciço e coloração marrom-escuro. Ao microscópio observa-se olivina (crisotila) em cristais automórficos muito fraturados e as vezes transformados em serpentina. Flogopita e opacos pretos são presentes.

Os piroxenitos são rochas de textura granular média, maciças e de coloração preta. Ao microscópio observa-se enstatita-bronzita que frequentemente estão transformados em serpentina e antofilita, especialmente nas bordas e planos de clivagem. Outros minerais observados são augita alterada, flogopita sob a forma de placas alargadas e clorita, talco e opacos.

Os serpentinitos são rochas esverdeadas em diversos tons, maciços, sem orientação, muito fraturadas, compostas essencialmente de serpentinita lamelar e raramente fibrosa. Eventualmente ocorrem antofilita, clorita, talco, brucita, magnesita, opacos e ocasionalmente flogopita.

Os talco-xistos, clorita-xistos e anfibólio-xistos ocorrem em proporções reduzidas e sempre posicionados nas bordas do corpo ultrabásico. A espessura é variável, podendo atingir 20 m. Normalmente, desenvolvem certa xistosidade concordante com a foliação das rochas encaixantes.

Os minerais identificados em seções polidas (in Farina, op.cit.) nos dunitos, piroxênios e serpentinitos fo

ram magnetita, hematita, ilmenita, cromita, pirrotita, pentlanda e microlita os quais ocorrem disseminadamente.

Estas rochas são importantes por conterem níquel, cobalto e cromo. Destes, apenas o níquel apresentou teores interessantes. As amostras de rochas analisadas (in Farina, op. cit.) forneceram valores que variam de 1.650 a 18.000 ppm. em níquel, o qual pode ocorrer contido na estrutura dos silicatos ou disseminado nas rochas, com teores mais elevados nas partes intemperizadas. As concentrações maiores ocorrem ao longo de veios que cortam a rocha ultrabásica em várias direções.

O corpo ultrabásico de Cacimba de Areia tem formato arredondado com diâmetro em torno de 1 km, e ocorre encaixado em filitos do Grupo Cachoeirinha com os quais mostram contato nítido. São observadas rochas de coloração cinza esverdeada e castanho-avermelhado, compactas, de granulação média, formadas por minerais de transformação. Uma amostra estudada em lâmina delgada apresentou tremolita-actinolita, sericita, talco, opacos e óxidos de ferro.

#### 4.2.3.3.3 - Aspectos estruturais

As rochas plutônicas granulares do Grupo Cachoeirinha constituem plutões de diferentes tamanhos localizados nos metassedimentos do referido grupo e entre este com o Complexo Gnáissico-migmatítico. Quando intrudidos nos metassedimentos do Grupo Cachoeirinha mostram contatos bruscos e formação de auréolas de metamorfismo. É o caso dos granitóides de formas ovóides ou subarredondados de Olho D'água/Emas e da borda norte de batólito da Serra do Teixeira. Já quando envolvidos por rochas do Complexo Gnáissico-migmatítico (parte sul do batolito de Teixeira - Serra do Pico) o contato é gradativo mostrando



do desenvolvimento estrutural harmônico com aquelas encaixantes. Isto sugere, de modo aparente, um desenvolvimento tardi-tectônico com as rochas de mais baixo grau de metamorfismo e sintectônico com os migmatitos, ratificada pela extensiva granitização no limite Cachoeirinha - Complexo Gnáissico-migmatítico.

Os corpos ígneos do Grupo Cachoeirinha normalmente apresentam-se lineados nas bordas e mostrando desenvolvimento circulares, nem sempre em harmonia com a foliação das encaixantes que, por vezes, truncam a massa ígnea. Também são notáveis intensos dobramentos e complexidade estrutural nas encaixantes (xistos e filitos) envolventes, sugerindo injeção forçada a qual pode ter se manifestado em virtude do material granítico ser menos denso que as rochas recobridoras e essa diferença de densidade ocasionaria o fenômeno de diapirismo. Segundo Belousov (1977), este fenômeno é responsável pela deformação das rochas metamórficas pré-existentes, tais como de harmonia complicada, multiestágio de combinação de dobras de diferentes tamanhos, cruzamento de dobras de diferentes orientações, as quais podem ser atribuídas a influência da gravidade devido a troca de volume.

A forma brusca de contato e a formação de auréolas de metamorfismo com os xistos e filitos epi-mesozonais encaixantes, sugerem enquadrar os corpos granitóides, do tipo Olho D'água/Emas e Teixeira, e de quartzodioritos, do tipo São José do Bonfim, como tardi-tectônicos (diapirismo mesotectônico de Stephansson, 1975). Já os granitos alcalinos do tipo Catingueira são sem dúvida tardios e ocorrem associados a zona de ação do Lineamento Patos na qual foram intrudidos.

Os corpos granitóides do Grupo Cachoeirinha apre

sentam-se com desenvolvimento sin e tardi-tectônicos, tendo ainda uma morfologia estrutural idêntica àqueles ocorrentes intrudidos nos metamorfitos do Grupo Seridó. Estes corpos graníticos do Grupo Cachoeirinha deformam e soergem as encaixantes metassedimentares, tendo por vezes forma diapírica ocupando geralmente núcleos antiformais.

Datações realizadas por Almeida et alii (op.cit.) ratificaram um desenvolvimento evolutivo dos granitos que remontam aos episódios transamazônicos, tendo entretanto ampla significação nos eventos brasileiros.

O contato por vezes difuso destes corpos com as rochas componentes do Complexo Gnáissico-migmatíticos e inversamente, contatos bruscos com desenvolvimento de aréolas de termo-metamorfismo nos filitos Cachoeirinha, sugerem que estes corpos foram formados a partir de antexia parciais ou totais das rochas infracrustais e talvez da base das supracrustais Cachoeirinha, gerando formas mobilizadas que se alojaram discordantemente nestes metamorfitos de baixo grau.

Conjuntamente, todos estes fatores supracitados, permitem correlacionar os granitóides e gabróides Cachoeirinha como seus equivalentes no Grupo Seridó, tendo idêntico desenvolvimento evolutivo, cronológico e morfo-estrutural. Pequenas diferenças residem no fato de que no âmbito do Grupo Seridó serem raras as ocorrências de hornfels, visto que os xistos Seridó já pertencem a um fácies de alto grau metamórfico (anfíbolito), não permitindo o desenvolvimento de auréolas de contato ou termo-metamorfismo, quando da intrusão dos corpos ígneos em causa.

#### 4.2.3.3.5 - Mineralizações

As mineralizações ligadas as rochas Plutônicas Granulares do Grupo Cachoeirinha, na área do Projeto, estão contidas em rochas ultrabásicas serpentinizadas que ocorrem na localidade de Lavrada a sudeste de Catingueira. Análises espectrográficas (in: Farina, op.cit.) revelaram teores que variam de 1.650 a 18.000 ppm de níquel, o qual acha-se contido na estrutura dos silicatos, disseminados nas rochas ou em veios preenchendo pequenas fraturas densamente concentradas. Também ocorrem teores anômalos de cromo e concentrações de talco impuros.

Não foram registradas quaisquer mineralizações relacionadas as demais litologias metassedimentares do Grupo em causa, merecendo, destaque a ausência de rochas calcissilicáticas com scheelita. Observa-se apenas em alguns pontos do granito Teixeira, cristais ou laminações milimétricas de pirita, disseminadas mais frequentemente em zonas de fraturas e falhas de pequena expressão, não tendo sido detectados teores anômalos de cobre.

Ressaltamos que nas rochas metassedimentares do Grupo Cachoeirinha, não foram realizadas suficientes análises litogeoquímicas, para uma melhor prognose de mineralizações.

#### 4.2.4 - Rochas Filonianas

##### 4.2.4.1 - Considerações Gerais

No âmbito da área estudada, as rochas filonianas destacam-se pela sua frequente ocorrência. Representadas por tipos litológicos diversificados, estão elas associadas a importantes eventos de vulcanismo, tectonismo e ação hidrotermal, que tiveram a região como teatro. Ademais, rochas filonianas são muitas vezes portadoras de mineralizações que podem ser economicamente interessantes, como no caso de minerais metálicos em pegmatitos, brechas de falha contendo scheelita e veios de quartzo com barita ou scheelita. O estudo das rochas filonianas, nos seus aspectos litológicos, estruturais e genéticos, deverá representar um valioso subsídio para a adequada compreensão do quadro geológico regional.

##### 4.2.4.2 - Litotipos

As rochas filonianas na área mostram composição mineralógica e estrutura muito diversa. Contudo, uma classificação sobretudo baseada em critérios petrográficos, permite distribuí-las conforme o esquema a seguir:

- 4.2.4.2.1 a) - Diques ácidos e hiperácidos
- 4.2.4.2.1 .1. - veios de quartzo
2. - granitóides filonianos
3. - pegmatitos
- 4.2.4.2.2 b) - Brechas de falha
- 4.2.4.2.3 c) - Diques básicos

Em continuação, serão estes litotipos focalizados



em detalhe.

#### 4.2.4.2.1 - Diques ácidos e hiperácidos

Agrupa esta classe um elenco de tipos filonianos que, embora com características estruturais distintas, tendem a convergir em suas composições mineralógicas, essencialmente félsicas, comparecendo o quartzo e o feldspato como minerais predominantes. Estas são as litologias filonianas mais encontradas na área e de maior interesse quanto às mineralizações econômicas. Compreende esta categoria os veios de quartzo, os granitóides filonianos e os pegmatitos.

##### 4.2.4.2.1.1 - Veios de quartzo

Em toda a extensão da área estudada, são conhecidos numerosos veios de quartzo, que cortam indistintamente as mais diversas unidades líto-estratigráficas preenchendo fraturas ou falhas. Embora Barbosa et alii (op.cit.) tenham definido o relacionamento entre grandes falhas regionais de regeito múltiplo e importantes grupos de veios de quartzo, os fatores controladores da orientação e demais parâmetros estruturais da maior parte destes são ainda insuficientemente conhecidos e carecem de análises em escala global. Estudos estatísticos dos veios de quartzo, empreendidos por Santos (op.cit.), foram limitados à região circunvizinha a São Rafael, sendo expressos os seus resultados em diagramas setoriais, concluindo haver notável frequência da orientação dos veios entre  $N50^{\circ}E$  e  $N60^{\circ}E$  e entre  $N70^{\circ}E$  e E-W.

Os veios de quartzo são via de regra fortemente afetados por tectonismo, apresentando-se intensamente laminados e fraturados, como resultado final do processo tectônico

atuante, evoluindo em muitos locais para estreitas faixas cataclásticas e até mesmo para milonitos e ultra-milonitos.

Algumas falhas regionais de regeito múltiplo descritas por Barbosa et alii (op.cit.) atuaram como poderosos agentes remobilizadores de minerais, particularmente da scheelita, deslocando esta dos horizontes calcissilicatados por elas interceptadas, sob a forma de solução hidrotermais, e ensejando a sua reconcentração nos veios de quartzo, que preencheram as fraturas geradas pelo processo de falhamento. Como consequência deste processo de remobilização, os filões de quartzo abrigam muitas vezes mineralizações scheelitíferas, alojadas no seu interior, formando agregados de granulometria variada.

Trabalhos de Cadastramento de ocorrências minerais procedidos na área, apuraram que, considerada globalmente, a incidência de mineralização de scheelita em veios de quartzo é menos abundante do que em níveis calcissilicatados. Por sua vez, Santos (op.cit.) aponta como fatores desfavoráveis à ocorrência de scheelita neste tipo de filonianas o seu caráter esporádico, o baixo teor e o pequeno volume. Apesar de tudo os veios de quartzo não foram poupados à exploração; o seu conteúdo em scheelita, e, menos frequentemente, em barita, motivaram, em vários locais da área, o interesse por sua garimpagem.

Notáveis ocorrências de scheelita em veios de quartzo, por vezes concordantes com a lineação regional foram verificadas ao longo de extensas falhas, tais como a de Picuí ou distribuídos discordantemente, mas relativamente mais concentrados nas regiões de São Fernando, Timbaúba dos Batistas e São Rafael.

Na folha de Picuí, orientada segundo NNE-SSW, em Santa Teresa (NE da cidade de Picuí) observam-se veios de quartzo múltiplos, com espessuras da ordem de 5 cm, os quais preenchem fraturas concordantes ou discordantes em lentes quartzo-anfibolíticas, por sua vez encaixadas em xistos regionais. Os veios de quartzo mostram scheelita grosseira, no contato com a calcissilicatada que os aloja. Este tipo peculiar de ocorrência, que bem traduz um processo de remobilização hidrotermal através de faixas cisalhadas e cataclasadas desenvolvidas por falhamento e que combina a presença de rochas calcissilicatadas e veios de quartzo portadores de scheelita, também aparecendo ao longo das falhas de Santa Maria (orientação  $N10^{\circ}E$ , entre a fazenda Santa Maria e a Serra Verde) e de Bonfim (orientação aproximada  $N15^{\circ}-20^{\circ}E$  e 180 km de extensão, cortando a área desde os sedimentos cretáceos do Grupo Apodí até ao Lineamento Patos).

Ocorrências menos importantes de scheelita em veios de quartzo aparecem nas proximidades oeste e sudoeste de Jardim do Piranhas (Barra de São Pedro, Santa Isabel, Poço da Onça e Pedra Furada). Também ao sul de Catolé do Rocha, nos locais denominados Timbaúba e Santana, ocorre scheelita em condições análogas, acompanhada por barita em veio centimétrico, sendo possivelmente os filões de quartzo ligados à falha Janduís-Riacho dos Cavalos, de orientação NE-SW. Veios de quartzo scheelitíferos aparecem igualmente na região de Ferreiro (NW de São Fernando).

Entretanto, as ocorrências de scheelita contida em veios de quartzo que mostram maior interesse prospectivo, em vista da extensão e relativa densidade de distribuição dos filões mineralizados, situam-se na região circunvizinha a São



Rafael, encontrando-se os veios, segundo Santos (op.cit.) na frente de migmatização do granito homônimo, ou, menos comumente, preenchendo fraturas dentro deste, quase sempre transversais, de cisalhamento ou de relaxamento. Estão vinculadas a estes filões de quartzo várias ocorrências, outrora exploradas por garimpagem, com resultados considerados razoáveis, pelo menos em Coroa Grande, onde a extensão do veio, muito fraturado e impregnado de limonita, foi estimada em 1 km, com possança média da ordem de 2 m, sendo avaliada por Roy (1963) a quantidade de 700t a 1000t de material bruto por metro de profundidade. Segundo informações de garimpeiros (Santos, op.cit.) a produção de scheelita alcançou 300 kg semanais, entre 1949 e 1950. Observa-se diaforesse no contato deste filão com os granitos encaixantes (comportamento idêntico às demais ocorrências estudadas). Na mesma região registram-se outras ocorrências de scheelita menos expressivas, com tipologia análoga, nos locais Cordão de Pedras, Cajazeiras, Tramedal, Bugí, Coroa Verde, Várzea das Flores e Serra Branca. Nestas, a possança média do veio de quartzo varia entre 0,5m e 4m, também constatando-se, diaforesse nas encaixantes.

As ocorrências filonianas de scheelita encontram-se melhor discutidas no item 8.2.6.8.

Além da scheelita, a barita é com frequência evidenciada em veios de quartzo, ocorrentes em vários trechos da área (vide item 8.4). Outras mineralizações são mais raras, registrando-se sensível impregnação de malaquita em veios de quartzo de direções variáveis, a ENE de Parelhas e sul de Carnaúba dos Dantas.

Os veios de quartzo também abrigam mineralização aurífera, sendo tratadas no item 8.2.1.



#### 4.2.4.2.1.2 - Granitos filonianos

Bastante frequentes na área estudada consistem os granitos filonianos em veios micrograníticos, aplitícos ou pegmatóides, que atravessam litologias diversas tanto do Complexo Gnáissico Migmatítico como das supracrustais.

Granitos filonianos de granulação fina, cor predominantemente clara e composição típica dos granitos comuns o correm frequentemente em forma de diques, associados habitualmente à faixas migmatizadas ou aos maciços graníticos. Estas rochas, segundo Almeida et alii (1967), são comparáveis, es trutural e petrograficamente, aos granitos do tipo Itapetim, sendo encontrados nas regiões de Cerro Corá e Currais Novos, e mais raramente na de São Vicente. Assim, ao oeste da cidade de Cerro Corá, notabiliza-se um dique essencialmente consti tuído por quartzo e feldspato com possança em torno de 4m e extensão de 6 km, orientado segundo E-W preenchendo uma fa lha regional. Também ao norte e nordeste de Santana do Matos aparecem, cortando rochas gnáissicas e migmatíticas, com tex tura média predominante, e orientação geral NE-SW.

Na região de São Fernando, registram-se raros gra nitos cinza claros, de granulação média, isotrópicos, forman do diques sub-verticais, de potência máxima de 2,5 m, os quais revelam macroscopicamente quartzo, feldspato e biotita. O seu exame petrográfico evidenciou textura granular hipio mórfica, constituindo-se a rocha essencialmente por feldspato potássico (microclina) em cristais anédricos, e plagioclásio do tipo andesina em cristais sub-édricos, tendendo a tabula res. O quartzo é informe e intersticial enquanto a biotita a parece em palhetas bem crescidas, formando fenocristais. Como

minerais acessórios, comparecem a apatita e turmalina.

Dique granítico discordante, cortando gnaisses da Formação Jucurutu, localiza-se ao sudeste de Barra de Santana apresentando cores cinza a rósea, granulação fina e encerrando feldspato, quartzo e biotita, enquadrando-se assim sua composição no tipo granítico comum. A sua possança é da ordem de 2 m, alcançando sua extensão aflorante 100m. Também a NW de Jardim do Piranhas, constata-se a presença de outro corpo granítico filoniano, de coloração escura, granulometria fina, apresentando macroscopicamente hornblenda, com espessura em torno de 2 m e extensão aflorante avaliada em 3 km. A sua análise petrográfica apurou tratar-se de rocha com textura granular hipidomórfica bem definida, contendo microclina, ortoclásio, quartzo, biotita e hornblenda. O feldspato mostra alteração parcial para minerais argilosos, enquanto a biotita mostra transformação para clorita. Os minerais acessórios são representados pela titanita, apatita, allanita e zircão.

A grande maioria destes corpos filonianos são estéreis quanto às mineralizações econômicas.

Granitos filonianos aparentemente portadores de mineralizações são verificados ao NW de Cerro Corá, na região circunvizinha a Bodó. São ali constatados corpos filonianos graníticos com possança entre 1,5 m e 2 m, com granulometria fina, isotrópicos e de cor cinza escura, petrograficamente definidos como biotita-granito. Revelou sua análise petrográfica a presença de pequenos pórfiros de oligoclásio, distribuídos em uma matriz mais fina, composta por feldspato potássico, quartzo, alguma biotita e muscovita. Como acessórios figuram apatita, zircão e fluorita. Este granito apresenta fácies aplíticas, de extrema pobreza em minerais máficos, assumindo

caráter tipicamente leucocrático, compostos essencialmente por microclina e quartzo, algum oligoclásio, micas das variedades biotita, muscovita e clorita, e ainda, subordinadamente, carbonato, titanita e apatita (Farina, 1979). Mineralizações incluindo molibdenita, calcopirita e pirita em cristais milimétricos são referidas por Farina (op.cit.) nestes filões aplíticos, avaliando o mesmo autor sua possança como da ordem de 2 m a 3 m, podendo alcançar contudo 15 m a 20 m. A extensão aflorante foi estimada entre 100 m a 200 m. As análises geoquímicas procedidas em testemunhos obtidos em 4 furos de sondagem deram conta de teores anômalos de molibdênio, cobre, estrôncio e bário, além de alguns teores destacados para o estanho, tungstênio e prata. Farina (op.cit.) define como mineralização granitofila singenética sendo relacionada a fase postectônica do pré-cambriano entretanto, creditamos que tal incipiente mineralização cupro-molibdênica tenha sido assimilada pelo granito ao atravessar os níveis calcissilicáticos ali existentes, tendo estes natureza tardi-tectônica.

Por sua vez, estes diques tornam-se concordantes com a orientação regional dos gnaisses, conforme é observado no contorno da perisinclinal de Casinhas. Análises petrográficas procedidas em amostras destes filões coletadas na região de Casinhas, onde localmente se comportam como encaixantes de níveis calcissilicáticos, permitiram identificar os diques em foco como granitos aplíticos, compostos essencialmente por microclina associada ao quartzo e oligoclásio e a quantidades menores de hornblenda, epidoto, tremolita-actinolita, biotita e apatita. Em uma das amostras, aparecem alanita, zircão e clorita como acessórios. Alguns teores anômalos de W podem ser verificados nestes corpos graníticos filonianos, como re



sultado da assimilação deste metal, sob a forma de scheelita, ao atravessar as camadas calcissilicatadas, portadoras além da scheelita, de calcopirita, pirita e molibdenita. Tal comportamento é semelhante aos demais tipos litológicos filonianos (veios de quartzo e pegmatitos) que "capturam" a scheelita das hospedeiras calcissilicáticas e a transporta por hidrotermalismo.

#### 4.2.4.2.1.3 - Pegmatitos

As filonianas do tipo pegmatítico ocorrem principalmente nos trechos dominados pelo micaxisto Seridó, litologia que ocupa a posição estratigráfica mais superior dentro do grupo homônimo. Salientando-se topograficamente, os pegmatitos caracterizam-se pela sua frequente forma peculiar de paredes tabulares, muitas vezes com aspecto ruiforme. De acordo com Ginzburg (1971) a formação de pegmatitos é presidida por uma sucessão de estágios geoquímicos, cada um caracterizado pela emergência de minerais formadores de rocha associados a certos alcalis. Assim, há os estágios calco-sódico (plagioclásios), potássico (microclina), lítico (espodumênio), sódico (albita), potássico tardio (muscovita), lítico-potássico tardio (lepidolita) etc. Deste modo, o processo de geração pegmatítica comporta cristalização a partir de fusão e posteriormente, através de processos metassomáticos, a albitização e greisenificação. Em Três Riachos, ao SE de Jardim do Piranhas, promissoras mineralizações polimetálicas foram constatadas em um veio vertical pegmatítico essencialmente quartzo-feldspático orientado conforme N5°E e encaixado em gnaisses facoidais, estimando-se a sua potência média em 0,5 m e alcan



çando cerca de 1 km de extensão aflorante. Apresenta este corpo filoniano mineralização disseminada, com enriquecimento em alguns bolsões, representada por scheelita e molibdenita ( abundantes), acompanhadas de bismutinita, calcopirita, pirita e calcita. No local denominado Reforma, ao SW de São Fernando, ocorre outro veio quartzo-feldspático de características análogas, com possança média de 1,5 m, extensão aflorante de 250 metros, orientado segundo N20°E e apresentando sensível mineralização de scheelita e molibdenita. No seu contato, os gnaisses encaixantes mostram xistificação com cloritização da biotita por diaftorese. (termo-metamorfismo cataclástico).

Considerações mais detalhadas sobre os pegmatitos ocorrentes na área estudada, abordando sua distribuição geográfica classificação estrutural e mineralógica e mineralizações neles presentes, estão expostas no item 8.2.2.

#### 4.24.2.2 Brechas de falha

Desenvolvidas ao longo das principais falhas regionais, as zonas de brecha, individualmente consideradas, constituem corpos de morfologia filoniana. Todavia, sua caracterização e delimitação torna-se muitas vezes bastante difícil, em razão do processo cataclástico que frequentemente provoca intensa laminação e milonitização das rochas vizinhas ao traço da falha, mascarando assim as evidências peculiares às brechas. Por outro lado, associações entre típicas brechas e veios de quartzo, que cruzam a massa cataclasada em feixes paralelos mais ou menos densos, ou em direções diversas, tem sido observadas ao longo de muitas linhas de falhamento importantes, como a falha de Picuí.

Brechas de falha mineralizadas em scheelita foram referidas por Barbosa et alii (op.cit.) nas ocorrências de Maracajá, Mina do Bico, Bico da Arara I, Bico da Arara II e Malhada Vermelha, situadas ao longo da falha de Carnaubinha. As reservas scheelitíferas contidas nesta faixa de falhamento foram avaliadas por Maranhão em 99.900t, com teor de 1,39% de  $WO_3$ . Por sua vez, na falha Jardim do Seridó - São Mamede, veios de quartzo multidirecionais, cortando biotita-xistos regionais e compondo uma estrutura típica brechada, encerram scheelita em grãos milimétricos ou centimétricos, com teor de 0,2% a 1,5% de  $WO_3$ , acompanhada por quartzo, pirita e granada, enquanto a falha do Riacho do Prato, entre Santana do Matos e Angicos contém zonas brechadas de escarnitos lenticulares, com scheelita irregularmente distribuída, alcançando teor de 0,5%  $WO_3$ .

pedb onde?  
 4.2.4.2.2<sup>3</sup> - Diques básicos

As filonianas básicas de mais frequente incidência na área correspondem ao ciclo terciário de vulcanismo (vulcanismo Cabugí).

A associação basáltica do Rio Grande do Norte é relacionada ao tipo vulcânico toléítico continental, definido por Turner & Verhoogen (1960). As efusões aparecem em forma de derrames e diques. Compreendem os diques litologias diabásicas e basálticas, assumindo forma de filões com possança variável entre 20 m e 50 m, por vezes apresentando extensão da ordem de alguns quilômetros. Estes corpos filonianos, embora não mostrem expressão topográfica, são facilmente reconhecíveis em aerofotos, em razão do solo argiloso e escuro que

desenvolvem por decomposição, contrastante com os tons mais claros das suas encaixantes. Geralmente, estes diques se apresentam descontínuos. Exibem um visível alinhamento E-W referido como Alinhamento Cabugí por Santos (op.cit.). Na região de Augusto Severo observa-se a convergência dos diques básicos no sentido oeste. Cortando indistintamente as diversas unidades do Pré-Cambriano, possuem estes basitos aspecto macroscópico maciço, cor cinza escura a preta com tons esverdeados, e textura variável entre ofítica e sub-ofítica, ou raramente equigranular. A sua atitude é, em geral, vertical.

A bacia sedimentar costeira do Rio Grande do Norte, segundo Santos (op.cit.), foi formada a partir do arqueamento do escudo brasileiro, que, no estado de maior tensão, deu origem a zonas de fraqueza, coincidentes com antigas fraturas paralelas à linha litorânea. Através destas zonas fraturadas, formadas simultaneamente com o vulcanismo, procedeu-se a efusão do magma basáltico. Encontrando estas manifestações efusivas cortando o Turoniano marinho no litoral norte-riograndense, Moraes (1924) deduziu, para este evento de vulcanismo, a idade pós-turoniana.

Dados petrográficos referidos por Santos (op.cit.) indicam que os diques diabásicos encerram plagioclásio do tipo labradorita em fenocristais, associados a augita e dispersos em matriz afanítica, onde predomina material vítreo, com magnetita bastante distribuída. Os basaltos mostram composição análoga a dos diabásios, observando-se, contudo, maior predominância da matriz afanítica e vítrea. Mostram os basaltos estrutura em vesículas, preenchidas com analcina e natrolita. A olivina está presente em cristais milimétricos.

Salvo as esporádicas e muito fracas impregnações



de sulfetos, muito raramente observadas nos diques básicos terciários, mostram-se estes corpos estéreis em mineralizações de interesse econômico.

São bastante raras, no âmbito da área, as filonias nas básicas que parecem excluídas do ciclo Cabugí, vinculando-se sua origem provavelmente a evento de vulcanismo diverso. Como exemplo mais notável, vale mencionar o extenso dique localizado ao NW de São Fernando, orientado segundo E-W, avaliando-se sua extensão aflorante em 7,5 km. Sua possança média situa-se em torno de 20 m, chegando a alcançar 80 m em sua extremidade ocidental. Petrograficamente definido como um dique de nefelina-gabro, este corpo filoniano encerra como principais componentes, plagioclásio da variedade labradorita, titanogaugita, anfibólio, biotita, analcina nefelina, olivina e em maior quantidade, feldspato potássico. Como acessórios comparecem a apatita, titanita, zircônio e minerais opacos.

#### 4.2.4.3 - Aspectos estruturais

As rochas filonianas caracterizam-se essencialmente por ocupar zonas de fraqueza ou ruptura tectônica, estando alojadas esparsas e descontinuamente por toda a área do projeto, tendo entretanto áreas de maior concentração.

Os pegmatitos, cuja principal rocha matriz é o xisto Seridó, distribuem-se segundo uma direção aproximadamente NNE-SSW, apresentando zonação mineral, conforme o exposto no item 8.2.2. Esta faixa preferencial de intrusões tipicamente magmatogênicas situa-se na região oriental do projeto configurando uma área de notável manifestação tectono-magmática tardia. Apesar do conjunto de corpos filonianos alinhar-se segun



do o "trend" regional, individualmente não apresentam esta orientação preferencial. Os corpos pegmatíticos diqueiformes quase sempre não estão encaixados segundo a foliação da rocha matriz, tendo essencialmente natureza discordante.

Os veios de quartzo por vezes concordantes com a foliação regional, apresentam também quase sempre, natureza discordante muito embora o conjunto, à semelhança dos pegmatitos, apresentem na área de maior concentração ( São Fernando-Timbaúba dos Batistas - Jardim do Piranhas e São Rafael) uma configuração alongada segundo o " trend " regional.

As brechas de falha mineralizadas apresentam-se quase sempre alinhadas segundo o " trend " regional, visto que as principais falhas regionais que as abrigam apresentam tal comportamento, inclusive falhas menores como a de Carnaubinha ( região leste de Currais Novos - RN) que segue idêntica direção da foliação dos xistos Seridó encaixantes (sub-concordante).

Os corpos graníticos filonianos ( tipo Itapetim) apresentam comportamento variável, ora discordante ora subconcordantes a concordante, ao longo da extensão de um mesmo corpo. O exemplo mais significativo deste comportamento situa-se na mina Bodó e nas cercanias de Cerro Corá. Ao contrário das brechas e dos diques ou veios de quartzo, não é notável a presença associada a estes granitos diqueiformes de zonas cataclásticas com diaftorese das encaixantes na linha de contato, evidenciando que tais granitos não se alojaram em zonas de ruptura ou falhas com posterior reativação, mas sim ao longo de diáclases e dos planos de foliação das encaixantes.

Os diques de diabásio sempre apresentam direção discordante, de natureza pós-tectônica, configurando o

"trend" E-W de ocorrência denominada por Santos (op.cit.) de Alinhamento Cabugí, significantivamente observável na faixa setentrional da área do projeto em causa.

#### 4.2.4.4 - Mineralizações

Os granitos filonianos não apresentam qualquer tipo de mineralização visível e explorável, salvo diminutas concentrações de sulfetos esparsos, raras pontuações de scheelita e anomalias litogeoquímicas locais correspondentes, assemelhadas ao cortar os corpos de minério estratiforme calcissilicatado contendo primariamente àquelas mineralizações.

Comportamento idêntico também é observado para os veios de quartzo e brechas de falha, que assimilam por hidrotermalismo de forma ascendente e lateral, as mineralizações já contidas nos corpos estratiformes calcissilicatados.

Tal comportamento que também é visualizado para alguns poucos pegmatitos e veios quartzo-feldspáticos com scheelita, sulfetos de metais base, molibdenita e bismutinita, (já contidas nas calcissilicáticas), apresentam também mineralizações magmatogênicas de subido realce comercial, tais como a tantalita e água marinha, atualmente bastante garimpadas.

Um outro comércio paralelo emanado dos pegmatitos é o da venda de amostras minerais de rara beleza, destacando-se entre elas o berilo, a turmalina negra (afrisita) e a granada, sendo necessário que tais cristais estejam bem formados ou constituindo formas peculiares ou inusitadas. São vendidas tanto isoladamente como engastados em quartzo ou quartzo-feldspato. Vários tipos minerais também são vendidos como a

mostras valendo citar cristais de feldspato e turmalina verde, entre outros.

As mineralizações destacáveis em brechas são as de scheelita, fluorita e alguma barita, esta última por vezes apresentando associação com sulfetos de ferro e cobre e oxidados.

Resta salientar que durante o metamorfismo regional, soluções ricas em água e sílica percolaram falhas e fendas, solubilizando a scheelita e minerais calcissilicatados da hospedeira estratiforme, além de sulfetos, ouro, fluorita e bismutinita, alojando-os nas aludidas fraturas. Assim, são observados anfibolitos (pCaf) e calcissilicáticas (pCcs), de tipologia filoniana, preferencialmente insertos nos xistos Seridó. (Vide capítulo 8.26.7).

## 4.3 - Mesozóico

### 4.3.1 - Grupo Rio do Peixe

#### 4.3.1.1 - Considerações Gerais

Os primeiros estudos de sedimentos cretáceos no nordeste brasileiro se devem a Crandall em 1910 ( in Moraes, 1924), fazendo aquele autor, correlação entre a bacia do Rio do Peixe com as formações cretáceas do Ceará. Coube, contudo, a Moraes (op.cit.), a denominação Série Rio do Peixe, para camadas de arenitos e folhelhos alternados, e indentificações de pegadas de dinossauros na localidade de Passagem de Pe<sub>u</sub>dra.

Os diversos trabalhos geológicos executados, notadamente nas bacias de Iguatú, Sousa e Brejo das Freiras, possibilitaram a divisão do Grupo Rio do Peixe em três unidades litoestratigráficas, finalmente denominadas por Albuquerque (1970) como formações Antenor Navarro, Sousa e Rio Piranhas. Neste trabalho é adotada a divisão de Albuquerque (op.cit.), para o Grupo Rio do Peixe.

Na área do Projeto Scheelita do Seridó as exposições de sedimentos deste grupo estão restritas a sua unidade mais inferior, Formação Antenor Navarro, na porção centro-oeste da folha Pombal (SB.24-Z-A-VI), denominada Bacia de Pombal.

O Grupo sedimentar do Rio do Peixe, originou-se a partir da formação de graben através de falhas de abatimento que se desenvolveram ao longo da extensa falha de Paulista, de caráter transcorrente, que sugere controlar praticamente quase todo o curso do Rio Piranhas na área do projeto, tendo



direção aproximadamente NE-SW, notadamente no trecho situado a NE de Jucurutu até o extremo SW, já na área de exposição dos sedimentos do grupo em pauta.

#### 4.3.1.2 - Formação Antenor Navarro (kirpan)

##### 4.3.1.2.1 - Modo de Ocorrência, Distribuição e Espessura

A unidade basal do Grupo Rio do Peixe ocorre na porção centro-oeste da Folha Pombal (SB.24-Z-A-VI), aflorando por uma faixa da ordem de 4 km de largura e extensão de 20 km orientada segundo direção NE-SO. Instalada ao longo do vale do Piranhas os sedimentos arenosos da formação Antenor Navarro estão intimamente relacionados com as aluviões deste curso fluvial, dando origem ao aparecimento de feições residuais (mesetas) arredondadas com diâmetro máximo de 1 km instaladas na área aluvionar e caracteriza também um maior desenvolvimento destas aluviões em contraste com a faixa depositada no cristalino.

A espessura da formação, observada na porção sul da área de exposição, na localidade Mari, é cerca de 20 metros, alcançando valores maiores para norte chegando a atingir 54 - 60 metros no local denominado Bezerra. A espessura medida através de sondagem executada pelo DNPM (poço F.est.L. F. PB-1), a oeste da área do Projeto, na bacia de Sousa, chegou a 86,20 metros.

##### 4.3.1.2.2 - Litologia e Mineralogia

A sequência sedimentar da Formação Antenor Navarro

na bacia Pombal inicia-se por conglomerado mal selecionado e brechas sedimentares constituída por blocos, seixos e calhaus de diversos calibres de rochas cristalinas, notadamente gnaisses e cataclasitos, gradando para arenitos grosseiros de coloração avermelhada e cinza, com grãos angulosos a subangulosos, formados essencialmente por quartzo e feldspato parcialmente alterados para caulim, ocorrendo ainda palhetas de biotita e muscovita dispersas em matriz argilosa. Eventuais níveis de arenitos médios, fortemente caulíneos com espessura da ordem de 1,5 - 2,0 metros, exibindo estratificação cruzada, intercalam-se na sequência de arenitos grosseiros. Gradativamente, a sequência passa para arenitos finos, castanho avermelhados, finamente estratificados, com intercalações argilosas da ordem de 10 - 20 cm de espessura, sendo em parte calcíferos.

O nível mais inferior da seção está ausente ou pouco caracterizado na região extremo sudoeste da folha o mesmo se dando com os níveis arenitos finos mais superiores na faixa limítrofe nordeste. As faixas de aluvião do Piranhas não permitem observar a seção completa da Formação, considerando ainda sua pequena espessura local.

#### 4.3.1.2.3 - Relações de Contato

O contato inferior da Formação Antenor Navarro é discordante, assentando-se diretamente sobre o embasamento gnáissico-migmatítico observado a sul da localidade Caieira. Alguns trechos, notadamente na porção nordeste e sudoeste da área expositiva estão marcados por contato de falha de abatimento evidenciado pela intensa silicificação dos níveis infe

riores dos arenitos.

O contato com a unidade superior, Fernando Sousa (Kirps) não é observado na área do Projeto. Na bacia de Sousa segundo Campos et alii (1975) tem caráter nitidamente gradacional, passando de arenitos finos a calciarenitos para arenitos siltsos, siltitos e argilitos de cores variadas com intercalações margosas.

#### 4.3.1.2.4 - Idade e Paleontologia

Diversos autores efetuaram estudos relacionados a idade e conteúdo paleontológico do Grupo Rio do Peixe cabendo destacar os de Braun (1966 - 1969), e Campos et alii (op.cit.) mais precisamente nas Bacias de Sousa e Iguatú.

Os estudos iniciais de Braun (op.cit.) permitiram a identificação de fragmentos ósseos, dentes de peixe e espécimes de Darwinula sp, de água doce, distribuídos desde o Carbonífero Superior até o Recente e Cypridea Vulgaris Kr., de água doce, de idade Berriasiana. Os estudos faunísticos mais recentes deste autor, permitiram situar os sedimentos do Grupo Rio do Peixe compreendido entre o Berriasiano e Barreniano.

Os trabalhos de Campos (op.cit.) confirmaram a idade de cretácea neocomiana para todas as sequências sedimentares do grupo baseado em análises pelinológicas efetuadas.

#### 4.3.1.2.5 - Ambiente Depositional

A deposição dos sedimentos da Formação Antenor Navarro foi marcada pelo desenvolvimento inicial de uma intensa atividade tectônica, caracterizada pelo aparecimento de fa

lhas de abatimento dando origem a grabens, iniciando-se a deposição, em regime torrencial, de material heterogêneo, incluindo fragmentos brechóides, com blocos de gnaisses e migmatitos do embasamento, revelando ambiência típica de transporte fluvial. Os níveis mais superiores da formação representadas por arenitos finos homogêneos foram certamente condicionados a uma atenuação do gradiente topográfico e consequente diminuição na competência das correntes fluviais, assumindo características de deposição em cones aluviais.

O caráter gradacional do contato com a unidade superior, na qual predominam sedimentos pelíticos, parece marcar o início de sedimentação em condições mais calmas, em ambiente provavelmente lacustre.



#### 4.3.2 - Grupo Apodí

##### 4.3.2.1 - Considerações Gerais

A presença de fósseis cretáceos procedentes do Rio Grande do Norte foi assimilada pela primeira vez por C.A. White, em 1887. Jenkins (1913) correlacionou alguns calcários fossilíferos da região de Natal como equivalentes da Formação Maria Farinha de Pernambuco. Maury (1924), descrevendo fósseis coletados na região de Mossoró e Macau, determinou-os como turonianos e em 1934, este mesmo autor os correlacionou aos calcários fossilíferos da região de Natal.

Em 1978, Oliveira & Leonardos em "Geologia do Brasil" 3ª ed., denominaram a sequência sedimentar cretácea do Rio Grande do Norte de "Grupo Apodí", assinalando que o grupo se inicia por camadas clásticas, capeadas pelos calcários fossilíferos. O primeiro e preliminar levantamento geológico e estratigráfico da faixa sedimentar do Rio Grande do Norte, foi realizado pelos geólogos Kreidler & Andery (1950). Estes autores descreveram e definiram as camadas clásticas da lapa de "Arenito Açú" e a capa de "Calcário Jandaíra" e apresentaram um mapa geral dessas formações cretáceas.

Beurlen (1961 e 1964), baseando-se em amonóides (hoplitóides) e em raras ocorrências de "Inoceramus Labiatus", confirmou a idade turoniana dos calcários da Chapada do Apodí e, como não encontrou nenhum indício de uma representação do Caniaciano e do Santoniano, supôs um hiato entre os calcários turonianos e os campanianos-maestrichtianos, assinalados por Kegel (1957) na região de Macau. Por esta razão, Beurlen (1957) propôs separar o calcário Jandaíra em duas unidades, estabelecendo para o Grupo Apodí a seguinte sequência: Forma

ção Jandaíra - calcário superior (Campaniano-Maestrichtiano);  
Formação Sebastianópolis- calcário inferior (Turoniano) e,  
Arenito Açú, com três membros, na base do Grupo.

Rebouças et alii (1967), com dados de poços efetuados pelo Departamento Nacional da Produção Mineral, denominaram de Formação Jandaíra a todo o pacote de rochas carbonáticas da bacia, e subdividiram a Formação Açú, composta de sedimentos clásticos, em dois membros.

Outros trabalhos sobre a bacia, foram apresentados por Schaller & Sampaio (1968) e Cypriano & Nunes (1968), nos quais estes autores apresentaram dados significativos sobre a estrutura do "Grupo Apodí", também cognominados "Bacia Potiguar", e propuseram correlações estruturais desses sedimentos com os da Bacia Barreirinhas, no Maranhão, sem contudo fornecerem maiores detalhes sobre a estratigrafia da bacia. O trabalho mais recente, foi apresentado por Manoel Filho (1971), especificamente sobre as condições - hidrogeológicas da bacia.

Desde o início da década de 70, a PETROBRÁS vem desenvolvendo intensos trabalhos nesta bacia, objetivando a pesquisa e o desenvolvimento de campos petrolíferos, notadamente na plataforma continental e na região de Mossoró.

#### 4.3.2.2 - Formação Açú (Ksa)

##### 4.3.2.2.1 - Modo de Ocorrência, Distribuição e Espessura.

A Formação Açú é representada por uma sequência de sedimentos clásticos situados na parte norte da área, constituindo em termos da porção mapeada, numa faixa semicontínua de direção geral E-W, limitada ao norte pela escarpa da Chapa

da Calcária do Apodí e ao sul, por rochas cristalinas.

Apresenta uma extensão aflorante ininterrupta de aproximadamente 165 km com uma largura média entre 5 e 23 km, onde estão situados os municípios de Apodí, Felipe Guerra, Upanema e Açú. A faixa contínua é interrompida localmente pela cobertura aluvionar dos rios Apodí, Upanema e Açú. Na altura da cidade de Angicos os sedimentos desta formação sofrem interrupção por erosão, na área do projeto, para aflorar mais adiante a norte de Pedra Preta, no limite nordeste da área.

Segundo Kegel (op.cit.), o arenito Açú apresenta uma espessura média de 70 m nos afloramentos da escarpa que rodeiam a Chapada do Apodí. Dois poços realizados pela PETROBRÁS, um situado em Gangorra e outro em Barreiras, ambos situados a norte, fora do limite da área mapeada, cujos perfis foram estudados por Kegel (op.cit.), mostram espessuras para o arenito Açú, em torno de 700 metros.

Dante Cavalcante Melo ( em K. Beurlen, op.cit.), verificou que na borda sul da Chapada do Apodí, na região de Upanema, a espessura da Formação Açú pode atingir cerca de 180 metros, com tendência a aumentar a medida que se aproxima do centro da bacia.

#### 4.3.2.2.2.- Litologia e Mineralogia

A Formação Açú compreende uma sequência de sedimentos clásticos composta de arenitos conglomeráticos e grosseiros, de cores variegadas e matriz argilosa, sotopostos a arenitos grosseiros bastante feldspáticos, apresentando no seu topo um arenito fino de matriz calcífera, interpretado como um fácies de transição para os calcários puros da Formação



Jandaíra.

Beurlen (op.cit.) baseado em observações realizadas nas regiões de Apodí, Felipe Guerra e Upanema, dividiu a Formação Açú em três membros: inferior, médio e superior. O membro inferior é constituído de arenitos mal selecionados de coloração cinza esverdeada até amarela, granulação média a grosseira, até conglomerática, compostos essencialmente de quartzo e feldspatos, com matriz síltica e pequena quantidade de matéria microclástica, apresentando horizontes mais finos, em forma de bancos, ricos em óxido de ferro, no contato entre o arenito inferior e o médio. O arenito médio é representado por um arenito conglomerático, homogêneo, bastante feldspático, com grãos de quartzo sub-angulosos e considerável quantidade de matéria microclástica. Possui uma coloração avermelhada devido a presença de óxidos de ferro na matriz, apresentando estratificação cruzada bem característica, com inclinações para N e NE. O arenito Açú Superior repousa por toda a região de Upanema e Apodí sobre os arenitos arcósicos e conglomeráticos do arenito médio. É composto de arenitos finos de cores variiegadas com muito material microclástico e matriz calcífera. A diagênese, de uma maneira geral é fraca, pois estes arenitos são sempre friáveis e com cimentação incipiente. Intercalam-se localmente, bancos de calcários aparentemente puros, por vezes fossilíferos.

Rebouças et alii (op.cit.) e Manoel Filho (op.cit.) propõem uma divisão para esta formação, em dois membros, inferior e superior, sendo que em linhas gerais o membro superior destes autores englobaria o arenito médio e superior de Beurlen (op.cit.).

A subdivisão da Formação Açú em membros inferior,



médio e superior descrita por Beurlen (op.cit.) e aquela proposta por Rebouças et alii (op.cit.) e Manoel Filho (op.cit.) em membros inferior e superior - baseada em perfis de poços, não foram observadas por Barbosa et alii (1974) no Projeto Leste da Paraíba e Rio Grande do Norte, realizado pela CPRM. Estes autores constataram da base para o topo da sequência, uma variação de fácies desde arenitos conglomeráticos e grosseiros, de coloração homogênea avermelhada, com matriz arenítica ou mesmo argilosa. Acima destes ocorrem arenitos grosseiros, cinzentos e friáveis, quartzosos, com pouca argila, passando verticalmente a arenitos calcíferos e calcarenitos gradativamente e, finalmente, a calcários puros da Formação Jandaíra.

#### 4.3.2.2.3 - Relações de Contato

A Formação Açú é representada por uma sequência de sedimentos clásticos, limitada ao norte pela frente de escarpa da Formação Jandaíra e ao sul, pelas rochas cristalinas de embasamento.

De um modo geral, o contato desta unidade com as rochas subjacentes do embasamento cristalino é marcado por uma discordância erosional. Com relação aos calcários subjacentes, observa-se um contato transicional, com passagem gradativa de arenitos calcíferos, calcarenitos, até os calcários puros da Formação Jandaíra. Na faixa de contato entre estas duas unidades desenvolve-se um relevo cuestasiforme com formação de escarpas, as quais são constituídas pelas camadas superiores da Formação Açú e pelas camadas inferiores da Formação Jandaíra, cujas frentes estão voltadas para o bordo da

bacia.

Em fotografias aéreas, o contato entre o arenito e o calcário é demarcado mais precisamente pelos contrastes fotográficos, principalmente os aspectos tonais, texturais e de drenagem. O próprio relevo do arenito é representado por um modelado típico com formações colinosas suaves, enquanto que no calcário ainda permanece um desenvolvimento de chapa da, com superfície aplainada. Com relação as rochas do embasamento, esses caracteres fotográficos tais como os aspectos tonais, texturais e de drenagem, propiciaram também uma delimitação precisa do bordo da bacia.

#### 4.3.2.2.4 - Idade e Paleontologia

Em geral os arenitos da Formação Açú são estéreis, contudo existem informações sobre a existência de fósseis res tritos ao membro superior desta formação. Kegel (op.cit.), ob servou que o calcário intercalado na seção superior deste are nito, contém conchas da zona basal do calcário Jandaíra. Duar te & Santos (1962) comunicaram a ocorrência de fósseis em siltitos e folhelhos intercalados nos arenitos superiores, no município de Russas (Ceará), descrevendo um isópode (Unusuró-pode castroi) e representantes dos Mytilidae (Mytilus rosa doi e Brachidontes sp) e escamas de peixes (Tharrias Castella nei).

Beurlen (op.cit.), em observações perto de Tabulei ro do Norte (Ceará), encontrou um banco siltico na seção supe rior, no qual ocorrem moldes internos de um grande Lamelibrân quio, pertencente a família veneridae. Numa intercalação síl tica e argilosa deste arenito, na subida da escarpa, na rodo

via Apodí-Mossoró, Santos (op.cit.) observou a existência de restos vegetais mal conservados e bancos fossilíferos bem desenvolvidos, encontrados nas regiões de Upanema e Açú onde um melhor desenvolvimento do Arenito Açú Superior favorece à ocorrência de intercalações calcárias. Beurlen (op.cit.), confirmou que essas associações fossilíferas são absolutamente as mesmas que as da parte basal do calcário compacto da Formação Jandaíra, caracterizadas por *Lopha ramicola*, *Ostrea Erenolata* e *Phyllobrissus brasilienses*.

Santos & Uesugui- em 1967 (in:Cypriano & Nunes, 1968), atribuem uma idade albiana superior a cenomaniana ao membro superior da Formação Açú, baseada na correlação de algumas espécies de esporomorfos por eles estudadas.

#### 4.3.2.2.5 - Ambiente Depositional

A divisão da bacia do Apodí em três membros, inferior, médio e superior, proposta por Beurlen (op.cit.), teve como suporte o fato destes membros, segundo suas observações apresentarem ambientes deposicionais distintos.

Segundo este autor, o arenito Açú inferior apresenta caracteres faciológicos muito variáveis, indicando assim um ambiente instável e, baseado nos resultados de morfoscopia e morfometria, bem como no caráter granulométrico destes sedimentos, admite a origem dos mesmos num ambiente estuarino.

Já o arenito Médio apresenta uma baixa maturidade textural, que é evidenciada pela quantidade de feldspato existente. Isto pode sugerir um significado faciológico, bem distinto dos outros arenitos inferiores, ou seja, um ambiente continental, onde houve uma interrupção ou retardo nos proces



tos de meteorização da região de origem e também um clima ex tremo sem o qual o feldspato seria estável, tratando-se de uma fácies tipicamente fluvial.

O aparecimento de horizontes calcários com fendas de dessecação no arenito Superior, revela movimentos oscilató rios na linha litoral durante o período de deposição destes tipos litológicos. O conteúdo fóssil, bem como também o teor calcário por todo o perfil deste arenito documentam um ambiente marinho de praia ou de zona litorânea, aparentemente com pequenas oscilações da linha costeira, o que reflete a alterna ncia de arenitos, siltitos e calcários.

Beurlen (op.cit.) concluiu então que o arenito in ferior de fácies estuarina, indica uma primeira e muito episó dica ingressão marinha, aparentemente de extensão restrita, a qual embora não tenha sido documentada por amostras, suas condi ções paleogeográficas levam a admitir isto como fato. No peri ódo do arenito Médio houve uma regressão geral, durante a qual se depositaram os arenitos arcósios em amplas planícies aluvionares. No arenito Açú Superior inicia-se a própria transgressão marinha. A fácies desta seção superior do arenito Açú mostra que a atual faixa exposta desta sequência corre sponde mais ou menos à antiga linha de costa desta fase de transgressão.

#### 4.3.2.3 - Formação Jandaíra (Ksj)

##### 4.3.2.3.1 - Modo de Ocorrência, Distribuição e Es pessara.

A porção mapeada da Formação Jandaíra, constitui u ma faixa de direção E-W, com largura máxima de afloramento em



torno de 10 km, localizada no limite NNW da área do projeto. Esta faixa é representada por uma sequência de calcários so brepostos a Formação Açu, estando delimitada ao sul pela es carpa meridional da Chapada do Apodí e ao norte com continui dade para além dos limites da área estudada.

Possui extensão contínua, apresentando uma topografia plana e suave, sendo interrompida pelos vales dos rios Apodí e Upanema, os quais cruzam esta formação no sentido SW-NE e S-N, respectivamente.

Não é possível verificar com certeza a espessura da Formação Jandaíra com os dados disponíveis. No seu limite meridional ela se restringe a uns poucos metros, no entanto, dados de poços realizados nas regiões de Mossoró e João Câmara, ambas situadas fora da área do projeto, acusaram para es ta formação espessuras além de 100m.

Conforme revelaram Cypriano & Nunes (op.cit.), Re bouças et alii (op.cit.) e Manoel Filho (op.cit.), baseado em dados de sondagens, a espessura dos calcários da Formação Janda íra aumenta gradativamente de sul para norte. Segundo os ci tados autores, o aumento da espessura para norte obedece ao esquema geral da bacia. Manoel Filho (op.cit.) afirma que nos bordos a espessura dos calcários chega a ser inferior a 10 me tros, atingindo cifras superiores a 400 metros no centro da bacia.

#### 4.3.2.3.2 - Litologia e Mineralogia

Litologicamente a Formação Jandaíra é muito monótona e homogênea, sendo constituída por um pacote contínuo de calcários compactos recristalizados, com intercalações de ban

cos de calcários fossilíferos. A cor desses calcários varia entre branca, creme e acinzentada, verificando-se localmente calcarenitos, onde a matriz é avermelhada devido a presença de óxidos de ferro.

A fácies recristalizada é predominante e, em direção à base da sequência, esses calcários passam a fácies mais margosas de coloração creme clara a cinza, com um conteúdo fóssil bem desenvolvido, estratificação paralela e com granulação um pouco mais grosseira, por vezes contendo grãos de quartzo subangulosos, disseminados na matriz calcária.

Microscopicamente, são constituídos por uma predominância de agregados de pequenos cristais de calcita, bem agregados, refletindo uma textura sacaroidal típica.

Nas seções mais inferiores desta formação, predominam margas e calcários margosos, e por fim esses calcários vão passando gradativamente a calcarenitos, muitos calcíferos e arenitos com intercalações de argilas da Formação Açú.

#### 4.3.2.3.3 - Relações de Contato

Os sedimentos carbonáticos da Formação Jandaíra repousam diretamente sobre os clásticos da Formação Açú. Os calcários vão passando gradativamente a calcarenitos, arenitos calcíferos, e por fim a arenitos com intercalações de argila da Formação Inferior.

O contato entre essas duas unidades lito-estratigráficas, embora seja gradacional, é bem marcado pela forma de relevo, tonalidade e composição dos solos, que caracterizam cada uma dessas formações. Tanto na fotointerpretação como no campo, essas características puderam ser visualizadas,

permitindo assim uma delimitação bastante precisa. A formação de escarpas é característica dos calcários, e a linha de contato entre essas duas unidades está bem definida segundo uma direção aproximadamente E-W, ultrapassando os limites norte e oeste da área estudada.

#### 4.3.2.3.4 - Idade e Paleontologia

Paleontologicamente a Formação Jandaíra, que corresponde na porção mapeada pelo projeto à Formação Sebastianópolis pela divisão estratigráfica de Beurlen (op.cit.), caracteriza-se por associações quase exclusivamente de lamelibrânquios, entre os quais predominam os Ostreidae, Limidae, Cardiidae e diversos tipos dos Heterodontida, em geral conservados como moldes internos, não determináveis. Ocorrem ainda gastrópodes, predominando os grandes Naticidae, Nerineidae e Actaeonidae e, Equicróides, representados por Phymosomatidae, Hemiaster e Phyllosbrissus. Trata-se exclusivamente de tipos bentônicos característicos de águas rasas até litorâneas.

Os micro-fósseis são representados principalmente por ostracodes e pela família Miliolidae dos foraminíferos.

Quanto a idade estratigráfica, Maury (op.cit.) propôs idade turoniana para toda a sequência calcária da bacia, devido ao caráter geral da fauna. Beurlen (op.cit.) realizando estudos nas regiões de Açú, Upanema e Apodí, confirmou a idade turoniana para os calcários inferiores da chapada, denominados como Formação Sebastianópolis, pela ocorrência de exemplares típicos de "Inoceramus labiatus", encontrados em diversas localidades do vale do rio Açú.

#### 4.3.2.3.5 - Ambiente Depositional

Segundo Beurlen (op.cit.), a associação faunística encontrada nesta formação é tipicamente marinha e indica uma salinidade normal. Contudo, a falta absoluta de foraminíferos plantônicos e de amonóides documenta, que o calcário Jandaíra, na área do projeto, foi depositado em uma baía do oceano, na qual não entraram correntes oceânicas, transportadoras de conchas flutuantes de amonóides e de foraminíferos plantônicos, mas propiciou um livre intercâmbio de água, de modo que a salinidade normal pode ser mantida. Significa dizer que houve uma baía fechada por um grande recife de corais, que acompanhou em curta distância paralelamente a linha costeira, constituindo assim uma larga zona lagunar ao longo da costa. Segundo este autor, o intenso desenvolvimento, principalmente dos Miliolidae, que em geral preferem os ambiente vizinhos de recifes de corais, corresponderia bem a esta interpretação.

O teor muito pequeno de resíduo indissolúvel (argila, areia) nos calcários indica que no litoral do continente houve uma superfície mais ou menos aplainada, ou um clima árido a semi-árido, de modo que não existiram grandes rios transportadores de materiais de erosão continental.



#### 4.4 - Cenozóico

##### 4.4.1 - Formação Campos Novos (Tcn)

Silva em 1973, estudando a região de Cubatí na folha de Picuí, observou um depósito sedimentar situado na área da fazenda Campos Novos, definindo como perfil tipo, uma sequência argilo-arenosa de cores variegadas, cuja fração pelítica tem caráter montmorilonítico, tendo na base arenitos grosseiros. A esta sequência propôs o nome de Formação Campos Novos.

##### 4.4.1.1 - Modo de Ocorrência, Distribuição e Espessura

Os depósitos da Formação Campos Novos podem ser encontrados nas proximidades das fazendas Campos Novos, Campinho e Timbaúba, localizados na parte centro-sul da folha de Picuí. Nessas localidades, as argilas apresentam espessura variável entre 6 e 20 metros. Ocorrem capeadas pelos basaltos (Tdb) e afloram geralmente nas bordas do derrame.

##### 4.4.1.2 - Litologia e Mineralogia

Esta unidade é formada essencialmente por argilas montmoriloníticas de cores verde, creme e roxa, com arenitos grosseiros, silicificados na base, apresentando ainda intercalações de arenitos sílticos e níveis argilosos, com blocos de calcedônea, principalmente observados na superfície.

Análises realizadas por Caldasso (1965), revelaram serem estas argilas predominantemente compostas pela variedade nontronita, constatando que os elementos que comparecem como traços são os mesmos, tanto nas argilas, como nos basaltos.

#### 4.4.1.3 - Relações de Contato

Levando-se em conta a predominância de rochas metamórficas pré-cambrianas, os sedimentos desta formação são facilmente reconhecíveis no campo. Contudo, em aerofotos sua identificação e delimitação é precária porquanto esta unidade ocorre num mesmo plano altimétrico dos basaltos. Os estratos apresentam posição horizontal, repousando, portanto, discordantemente sobre o Complexo Gnáissico-Migmatítico, estando recoberta pelos derrames basálticos.

#### 4.4.1.4 - Idade e Paleontologia

As argilas montmoriloníticas da Formação Campos Novos provavelmente estão relacionadas a períodos anteriores ao Mioceno, já que os basaltos que as capeiam estão dotados do Mioceno ( 19 m.a - Bezerra da Silva, op.cit.). Nessas argilas são encontrados fósseis de gastrópodes e madeiras, ambos silicificadas.

#### 4.4.1.5 - Ambiente Depositional

A presença de fósseis ( gastrópodes e madeiras silicificadas) foi usada para classificar estes depósitos como sendo do tipo continental e o ambiente de sedimentação como de águas calmas e pouco profundas em bacias restritas, do tipo lacustre, segundo Caldasso (op.cit.) e Silva (op.cit.). Estes autores, admitem a formação dos depósitos de Boa Vista e Campos Novos, a partir da alteração das rochas circunjacentes. Segundo eles, essas argilas não parecem ter se formado "in situ", sendo muito provavelmente transportadas, solubili-

zadas ou em estado coloidal, até os locais onde atualmente se encontram. Contudo, as rochas que constituem o substrato local, são regionalmente conhecidas por fornecerem material de alteração exclusivamente caulínio, o que vai de encontro a idéia desses autores da alteração deste tipo de rocha para material montmorilonítico.

Creditamos entretanto, o exposto por Ennes & Santos (1975), que levando em consideração a associação destas argilas com derrames basálticos, sugerem a participação ativa destes últimos nos processos que deram origem a estas argilas. Segundo estes autores, a lixiviação e alteração a partir de soluções hidrotermais, das cinzas vulcânicas que antecederam a efusão basáltica, depositadas em ambiente aquoso e subaquoso resultariam num depósito de argilas montmoriloníticas, a exemplo do que ocorrem em Wyoming e Mississippi, nos EUA.

#### 4.4.2 - Vulcanismo Cabugí (Tdb)

O vulcanismo fissural no Nordeste do Brasil é conhecido já há muito tempo e o seu representante morfológico mais expressivo é o famoso Pico do Cabugí no Rio Grande do Norte. Já em 1924, Moraes forneceu importante relato mostrando a localização das principais ocorrências, bem como registra elementos valiosos na correlação com outras evidências encontradas nos estados vizinhos, sugerindo ainda a possibilidade de um relacionamento destas atividades vulcânicas com as de Fernando de Noronha e dos Abrolhos. Moraes (op.cit.), distingue ainda que, morfológicamente, os basaltos se apresentam sob a forma de picos vulcânicos enquanto os diabásios são representados pelas formas filonares.

Kegel ( in:Beurlen, 1957), observou na região de Macau, que diques e sills de diabásio penetram em toda sequência cretácea do Grupo Apodí porém sobrepostos pelos sedimentos terciários-quaternários do Grupo Barreiras, o que possibilitou sua datação como terciária inferior.

Santos (op.cit.), verificou que essas rochas dispõem-se visivelmente na direção leste-oeste denominando tal posicionamento de alinhamento Cabugí e comparou essa associação basáltica ao tipo vulcânico-toléítico continental, de Turner & Verhoogen (1950). Destaca que esse alinhamento leste-oeste, coincide com prováveis fraturas transversais antigas, paralelas a linha de costa em virtude de um suposto levantamento epirogenético, provocando um arqueamento costeiro do escudo brasileiro e a conseqüente subsidência e sedimentação da Bacia Apodí.



Sial (1975), datou os diques diabásicos do Rio Grande do Norte e Paraíba, com idades entre 125 a 130 m.a.

Na área do Projeto, a intrusão de rochas básicas pertencentes a este vulcanismo estão maiormente distribuídas na porção setentrional da área em estudo, notadamente nas folhas Augusto Severo (SB.24-X-D-IV), Açú (SB.24-X-D-V), e Pedro Avelino (SB.24-X-D-VI). Ocorrem também de maneira significativa sob a forma de derrames na porção SE da área, na folha de Picuí (SB.24-Z-B-VI).

A NW de Currais Novos, ocorrem alguns diques de direção predominantemente E-W, relacionados ao evento Cabugí, entretanto, datações efetuadas por Sial (op.cit.) registram que poderiam pertencer em tempo ao Mesozóico. Esta dúvida também persiste quanto a idade de numerosos diques não mapeáveis, de espessura que varia de alguns centímetros a poucos metros, normalmente visualizados em trabalhos mineiros (subsuperfície).

Na região de Cerro Corá, também é individualizado um dique básico de direção E-W e um pequeno cone vulcânico classificado petrograficamente como oceanito.

Os basitos apresentam-se normalmente sob a forma de diques descontínuos, paralelos e subparalelos, de direção preferencialmente E-W e extensão em torno de 150 km, com espessura média de 50 m, discordante do "trend" regional, cortando indiferentemente as rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico e os metassedimentos supracrustais do Grupo Seridó. Os diques comportam os termos diabásicos e basálticos, sendo típica a forma de desagregação ovóide e a esfoliação esferoidal, notadamente nos diabásios, sendo os basaltos mais consistentes embora exibam um intenso fraturamento. Macroscopicamente

possuem cor cinza-escura a preta, com tons esverdeados, textura ofítica, subofítica e intergranular e aspecto maciço.

Nos derrames, tal como acontece nos diques, também são encontrados os termos basálticos e diabásicos. As maiores expressões topográficas dos derrames são encontrados a E-NE de Cubatí, na porção SE da área, formando "manchas" escuras de contornos irregulares, notando-se uma menor espessura na borda dos derrames, com a formação de solos argilosos, enquanto nas partes mais centrais, encontra-se uma grande quantidade de blocos basálticos arredondados, submetidos a uma intensa esfoliação esferoidal, estimando-se uma maior espessura do derrame para estes locais. Macroscopicamente apresentam uma coloração escura levemente esverdeada, com textura microfanerítica a afanítica.

Mineralogicamente os termos basálticos e diabásicos são idênticos, compostos de plagioclásio, augita, olivina, carbonato e opacos. O plagioclásio dominante é do tipo labradorita, mostrando-se sob a forma de microlitos divergentes, com alteração esporádica para carbonato. A augita ocorre intersticialmente no plagioclásio, com clivagem nítida em duas direções provavelmente na variedade subcálcica (pigeonita). A olivina aparece em cristais deformados. O carbonato ocorre como material finamente granular, resultando pelo menos parcialmente, da descalcificação do plagioclásio e com agregados de cristais mais desenvolvidos, preenchendo vesículas, onde as vezes associa-se à pouca quantidade de quartzo existente. Os opacos são frequentes em bastões e formas esqueléticas que em geral aparecem moldados aos prismas de piroxênio. Ainda em proporções acessórias temos finas agulhas entrelaçadas de apatita incolor.

A distinção entre os termos diabásio e basalto, é puramente texturais, caracterizando o primeiro pela textura fanerítica e o segundo por ostentar uma textura vesicular. afanítica

#### 4.4.3 Grupo Barreiras

Os sedimentos clásticos do Grupo Barreiras pouco a não-consolidados, facilmente delimitados, que repousam discordantemente, ora sobre o embasamento cristalino, ora sobre as formações cretáceas ou terciárias marinhas, se distribuem, em toda zona costeira desde o Estado do Rio de Janeiro até o Pará, penetrando também na baixada amazônica.

A denominação Barreiras foi inicialmente utilizada por Branner (1902) para designar "camadas variegadas que afloram nas diversas barreiras ao longo da costa", tendo este termo inicialmente uma conotação puramente morfológica, passou a assumir gradativamente o sentido de um termo estratigráfico em todas as áreas de ocorrência.

A primeira subdivisão apresentada para a sequência foi proposta por Bigarella & Andrade (1964), quando estudaram mais sistematicamente alguns perfis nos arredores de Recife-PE e observaram uma discordância erosiva. Denominaram a unidade inferior de Formação Guararapes separada por uma disconformidade da unidade superior denominada Formação Riacho Morno e a esse conjunto designaram de Grupo Barreiras. Essa interpretação foi adotada também por Mabesoone-1966 in: (Barbosa & Braga, 1974) após observações nas falésias do Cabo Branco em João Pessoa-PB.

Em estudos sistemáticos efetuados na região de Natal-RN, Campos e Silva-1965 in: (Barbosa & Braga (op.cit) verificou a existência de mais duas formações aparentemente acima da Formação Riacho Morno, separados por outra disconformidade. A unidade inferior denominou de Formação Macaíba e a outra de Formação Potengi.



Mabesoone (1972) redefinindo o Grupo Barreiras, põe em dúvida a subdivisão proposta por Bigarella e Andrade (op.cit.), baseado em evidências sedimentológicas e estratigráficas, concluindo que a formação superior (Riacho Morno) é uma capa de intemperismo da subjacente, Formação Guararapes.

Ocorrência de sedimentos semelhantes as sequências variegadas litorâneas, são encontrados no interior dos estados nordestinos, notadamente no Rio Grande do Norte e Paraíba, descritos inicialmente por Moraes (1924) como Série Serra dos Martins, posteriormente transformada em Formação Serra dos Martins por Mabesoone (op.cit.), correlacionável com a Infra-Barreiras (Kegel, 1957), Formação Mossoró (Lins & Andrade, 1960).

Mabesoone (op.cit.) em uma abordagem mais detalhada sobre o problema estratigráfico do Grupo Barreiras permitiu uma subdivisão em três unidades bem definidas, estabelecendo assim uma coluna estratigráfica para os Estados de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte, desde o Recife até o vale do Rio Jaguaribe no Ceará. Essas três formações aparentemente bem distintas e de idades diferentes, foram empilhadas como: unidade inferior, denominada de Formação Serra dos Martins; unidade média, foi mantido o nome de Formação Guararapes e a unidade superior ficou com a denominação de Formação Macaíba.

#### 4.4.3.1 - Formação Serra dos Martins

Na área do Projeto adotamos a denominação original de Moraes (op.cit.) posteriormente modificado por Mabesoone (op.cit.) denominando de Formação Serra dos Martins, aos ca

peamentos areno-argilosos que constituem as chapadas interiores, notadamente nos Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte, representando a unidade basal do Grupo Barreiras.

#### 4.4.3.1.1 - Modo de Ocorrência, Distribuição e Espessura

A Formação Serra dos Martins ocorre formando chapadas de relevo plano-ondulada de contornos irregulares, escarpas abruptas e fortemente ravinadas, nas regiões de altitude em torno de 600 m, criando feições morfológicas características. A seção tipo dessa formação fica na serra homônima na porção oeste da área, entretanto, as maiores exposições ocorrem próximo a extremidade leste, destacando-se as chapadas existentes nos arredores das cidades de Cuité e Lagoa Nova-Pb, tendo esta última extensão em torno de 40 km. Diversas pequenas mesetas são encontradas aleatoriamente dentro da área do Projeto, constituindo formas residuais de uma provável antiga capa contínua, dissecada e erodida.

Esse capeamento segundo fontes bibliográficas, apresenta uma espessura estimada, através de seções medidas e dados de alguns perfis de poços, como variando entre 30 a 70 metros, sendo raramente ultrapassados.

#### 4.4.3.1.2 - Litologia e Mineralogia

A seção basal é constituída por arenitos esbranquiçados, mal selecionados, localmente conglomeráticos, caulínicos homogêneos, grãos pouco fôscos, angulosos, cimento caulínico, localmente friáveis, com faixas endurecidas provavelmen

te reforçadas por alguma silicificação fornecendo a rocha a coesão que a mesma apresenta. Muitas vezes ocorrem intercalações irregulares de material argilo-síltico amarelo.

A porção média a superior consta de arenitos amarelos vermelhos e arroxados, finos a médios, mal selecionados, argilosos, homogêneos, grãos de quartzo brilhantes, por vezes apresentando estrias, subangulosos a arredondados. Pontuações ferruginosas são muito frequentes.

O topo das chapadas compõe-se de crostas leteríticas de cores vermelho-arroxeadas, formada por seixos de dimensões variadas geralmente de comprimento superiores a 2 - 3cm, constituindo verdadeiros agregados brechóides de fragmentos angulosos e mal selecionados de quartzo unidos por cimento ferruginoso.

#### 4.4.3.1.3 - Relações de Contato

A Formação Serra dos Martins é limitada tanto na lapa como na capa, por discordância, repousando sobre as rochas do embasamento cristalino e sotoposta sob os sedimentos da Formação Guararapes, entretanto esse contato superior não é observado dentro dos limites da área do Projeto.

#### 4.4.3.1.4 - Idade e Paleontologia

Tratando-se de formações afossilíferas e portanto de difícil relacionamento com os acontecimentos geomorfológicos e epirogenéticos, Bigarella e Andrade (op.cit.), Mabeoone (op.cit.), dataram o Grupo Barreiras em bases paleoclimáticas. Os sedimentos dessa formação situam-se em altitudes correspondentes ao pediplano superior da região (superfície Sul-Ameri-

cana de King - 1956, ou Pd<sub>2</sub> de Bigarella e Ab'Sáber - 1964), sendo assim correlativos dessa pediplanização ou um pouco posterior. Esse pediplano foi abaulado através de movimentos epirogenéticos que segundo Almeida (1969), aconteceram no Oligoceno superior até o Mioceno Inferior, acompanhado pelo vulcanismo Cabugí. Dessa maneira, conclui-se que a Formação Serra dos Martins teria uma idade oligocênica ou um pouco mais antiga.

#### 4.4.3.1.5 - Ambiente Depositional

De acordo com Mabesoone (op.cit.) trata-se de sedimentos depositados por águas correntes, notadamente em ambiente fluvial. Os grãos são subangulosos, enquanto a matriz argilosa apresenta-se geralmente homogênea. (sem orientação na massa).



#### 4.4.4 - Coberturas Elúvio-coluviais (TQc)

Esta unidade está compreendida entre os tabuleiros do Grupo Barreiras e as regiões serranas mais interiores, re cobrindo as áreas planas, em forma de mesetas dissecadas nas bordas, superfícies aplainadas, sem queda brusca de relevo, ocorrendo esparsadamente na área do Projeto, destacando-se ocorrências mais amplas na região em torno da cidade de Junco do Seridó na porção SSE, apresentando uma forma longilínea ao longo de boa parte de exposição do micaxisto Seridó e mascarando a ocorrência de alguns pegmatitos geralmente mineralizados em berilo, columbita-tantalita, etc.

Outra área de ocorrência, relativamente extensa, situa-se na porção ocidental da área em estudo, próximo as localidades denominadas Viçosa e Olho d'Água dos Borges-Rn., em formas de mesetas de contornos irregulares.

As coberturas elúvio-coluviais caracterizam-se também pelos solos geralmente arenosos e esbranquiçados altamente cultivados com a presença de árvores frutíferas de grande porte tais como o cajueiro, mangueira, etc.

A litologia é essencialmente clástica, grosseira, constituída predominantemente de areias inconsolidadas esbranquiçadas, às vezes creme, mal selecionadas com granulação variando de fina a grosseira, constituída predominantemente por grãos de quartzo subangulosos e com feldspato e micas subordinadas, na parte mais superior, sobrepondo-se a níveis amarelo-avermelhados mais heterogêneos, com intercalações de argilas, tendo a sua parte basal marcada por horizontes conglomeráticos, no limite inferior com o embasamento cristalino.

As feições morfológicas, a distribuição geográfica

e as características litológicas dos sedimentos, sugerem um provável relacionamento dessas coberturas com uma pediplanização que é identificada como posterior ao Grupo Barreiras, considerando-se que nas proximidades deste, as coberturas situam-se em cotas ligeiramente inferiores e em níveis mais elevados que as encostas dos vales dos rios atuais.

#### 4.4.5 - Aluviões (Qa)

Na área do Projeto, os depósitos aluvionares estão distribuídos ao longo dos médios e baixo cursos dos rios, notadamente próximos as embocaduras, com as espessuras variando em função da natureza e relevo das rochas atravessadas. No rio Açú, próximo a cidade de São Rafael foi constatada espessura superior a 21 m (Moraes et alii, op.cit.).

Os maiores depósitos aluvionares são encontrados nos vales dos Rios Apodí, Upanema (Carmo), Açú, Seridó, Piancó e Ceará-Mirim, sendo o rio Açú o que apresenta maior largura e a maior extensão longitudinal das aluviões, ocorrendo praticamente em todo o seu vale dentro da área em estudo.

As aluviões são formadas por material clástico grosseiro, esbranquiçado, mal selecionado, constituído predominantemente de quartzo, com quantidades subordinadas de feldspato e pequenas palhetas de micas e outros minerais, tais como granada, ilmenita, anfibólios e epidoto, constituindo os minerais pesados mais abundantes das aluviões. Ocorre raramente níveis argilosos, via de regra, nas proximidades dos açudes de maior porte e nas várzeas marginais.

Moraes et alii (op.cit.) estudando os sedimentos aluvionares das bacias hidrográficas dos Rios Açú e Seridó,

destacaram a existência de minerais de interesses econômicos tais como scheelita, ilmenita, zircão, monazita, cassiterita, columbita-tantalita e ouro, entretanto consideraram as concentrações dos minerais estudados muito aquém dos limites inferiores de economicidade.

Nas regiões de Apodí, Upanema e Açú, os rios homônimos quando penetram nas áreas de dominâncias dos arenitos Açú, adquirem larguras consideráveis, superiores a 7km, formando amplas e extensas várzeas caracterizando os sedimentos aluvionares por granulação muito fina até argilosa, coloração amarelada até parda ou cinza. O caráter argilo-siltico das aluviões das várzeas contrastam pronunciadamente com as aluviões normais dos rios, sempre arenosas, significando provavelmente que essas aluviões não foram depositadas em águas correntes como as aluviões normais, documentando a existência anterior de amplas lagoas, que interromperam o curso normal dos rios. Entretanto esses rios apresentam um vale estreito, escavado, contrastando sensivelmente com as várzeas quando penetram nos sedimentos da Formação Jandaíra.

Beurlen (op.cit.) estudando os resultados de sondagens realizados na grande várzea do Açú, verificou que na seção basal do perfil aparecem areias mais ou menos grosseiras do tipo normal das aluviões fluviais e extrapolando esses dados para as outras várzeas (Apodí e Upanema), concluiu que esses rios originalmente apresentavam um curso normalmente contínuo de águas correntes, sem interrupção. Depois, essa drenagem foi interrompida por uma barragem natural constituída pela escarpa de chapada que antes não existia, admitindo assim um considerável levantamento epirogenético dos horizontes carbonáticos Jandaíra.

As aluviões desempenham papel importante no aspecto econômico da região, gerando trabalho e criando condições de subsistência para o homem do campo. Nas várzeas os sedimentos argilosos são largamente empregados nas indústrias cerâmicas locais, enquanto os sedimentos arenosos são utilizados para fins agrícolas principalmente, plantando-se batata, feijão, milho, melancia, extensos carnaubais, etc., ou como fonte de abastecimento d'água das populações ribeirinhas.

Os estudos geoquímicos sobre as aluviões estão expostos no capítulo 7.





5 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

## 5 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

### 5.1 - O Modelo Geotectônico Adotado

A área do Projeto Scheelita do Seridó, se inclui nas faixas dos Dobramentos Brasilianos (Ferreira, op.cit.) onde seu embasamento anteriormente dobrado foi rejuvenescido durante o Ciclo Brasileiro. Este ciclo, localmente designado de Sistema Caririano por Almeida (1966), configura um intenso tectonismo desenvolvido na Plataforma Brasileira, produzindo amplos rejuvenescimentos de núcleos antigos de idade presumivelmente Arqueana. De fato, na região em apreço não há uma identificação precisa de núcleos cratogênicos, mas faixas ou setores mais ou menos alongados, onde se sobressaem estruturas dômicas a subdômicas de forma ovaladas e amebóides, constituídas por rochas de um embasamento gnáissico-migmatítico que corresponde ao Grupo São Vicente de Ebert (1966), restrito a núcleos antigos migmatizados e rico em metabasitos e em parte ao Complexo Caicó de Ferreira & Albuquerque (1969), composto por extensas faixas gnáissico-migmatíticas, consideradas por Santos (1973) como embasamento e indicadas como de idades arqueanas por Brito Neves (1978). O conjunto interligado de tais estruturas ovais configuram meganticlinórios ou geanticlínios, à semelhança de Janelas geológicas antigas no interior das supracrustais. Este complexo é circundado ou ladeado por amplas faixas de rochas metas sedimentares, constituindo "trends" estruturais característicos com deformações coerentes ao longo de toda sua extensão. Estas faixas apresentam, via de regra, intensa migmatização, maciços granitóides diapíricos de posicionamento sin-tarditectônico e extensos falhamentos de deslocamentos predominantemente transcorrentes.

O modelo tectônico proposto por Maranhão & Siquei

ra (1971, 1973) e utilizada por Mello & Mello (1974) concebe um desenvolvimento geossinclinal, que em verdade carece de elementos de campo que possam comprovar tal ambiência. Litotipos como "flysch", "molassa" e turbiditos não foram detectados, nem tão pouco se conhece até o presente momento rochas vulcânicas (ofiolitos) em quantidade apreciável, que justifique este tipo de evolução geodinâmica. Em adição, estão ausentes indícios de espessos pacotes de sedimentos relacionados a bacias primitivas profundas de grande subsidência tão característicos de um modelo geossinclinal. Pelo contrário, rochas como quartzitos e calcários de expressão regional refletem ambientes de águas rasas e pouco profundas, onde as aparentes espessuras observadas nestas rochas supracrustais, estão na realidade aumentadas ou adelgadas devido a fenômenos de dobramento, transposição generalizada e redobramento. Em 1965, Kegel (Estrutura Geológica do Nordeste) já admitia que a orientação geral das estruturas mostrava que não haveria possibilidade de existir durante o Pré-cambriano uma grande geossinclinal na área nordestina do Brasil, mas no entanto acreditava na existência em diferentes bacias que se seguiram de extensão diversa e por vezes de tectonismo diferente.

O modelo adotado no presente trabalho admite uma bacia pré-cambriana relativamente rasa, com faixas pouco mais profundas, situada sobre um embasamento antigo já dobrado, cuja longitude seja um tanto maior que a largura. Esta bacia que guarda alguma semelhança a um pequeno geossinclinal, teve uma grande história de sedimentação e várias fases de deformação sem a magnitude característica de um geossinclinal. Esta bacia de ambiente predominantemente marinho e alguma contribuição continental, sofreu interrupções durante sua evolução devi

do a instabilidades crustais acompanhados de intensa tectogênese. Blocos localmente afundados por falhamentos proporcionam maiores depressões permitindo maior acumulação de sedimentos. Outras depressões menores e isoladas no embasamento também acumularam material sedimentar. Este conjunto de sedimentos foram subsequentemente cisalhados, aquecidos e dobrados, constituindo extensas faixas mobilizadas, como parte de um cinturão metamórfico móvel que, segundo Mello (1979), forma um elemento tectônico de caráter complexo, envolvendo vários eventos tectonotermiais. Mello (op.cit.) comenta ainda que o conceito de faixa móvel defendido por Anhaeusser et alii (1969), substitui o conceito de evolução geossinclinal, e ressalta que o problema fundamental no Nordeste consiste na separação de materiais relacionados a sedimentos geossinclinal de um provável embasamento retrabalhado. Reconhece ainda que, a reconstrução paleogeográfica de um geossinclinal na região é muito difícil.

Do estudo regional e de semi detalhe ora efetuado, baseado principalmente em trabalho de campo, fotogeologia, cadastramento mineral, análises bibliográficas e resultados laboratoriais, verifica-se que as características geológicas da região do Seridó, permitem estabelecer analogias com cinturões móveis (mobile belt) dentro de um contexto da geologia regional de outras partes do mundo já bastante conhecidas. Desta forma, baseando-se no modelo proposto por Anhaeusser et alii (op.cit.) em "A Reappraisal of Some Aspects of Precambrian Shield Geology", a área do Projeto poderia se enquadrar em uma das unidades tectônicas principais, ou seja, nos terrenos chamados cinturões móveis cuja característica essencial é o seu desvinculamento com relação a teoria geossinclinal. De fato, como explica Cordani et alii (1978), durante toda existência de



uma faixa móvel, os esforços que ocasionam as deformações nesta unidade tectônica provêm do manto, sendo portanto independentes das rochas superficiais. Nesse caso, o movimento coerente do material do manto durante milhões de anos provoca uma estrutura coerente na parte superior da crosta mantendo uma direção estrutural específica, ou seja, formando "trends" estruturais característicos. Sendo assim, a faixa móvel pode surgir sem que seja precedida por uma bacia geossinclinal.

Neste sentido a região do Seridó constitui uma província tectônica formada por várias faixas móveis, cada uma delas com algumas centenas de quilômetros de comprimento e diversas dezenas de quilômetros de largura caracterizada por "trends" estruturais especiais, cristalização sintectônica dos minerais de acordo com as estruturas maiores, bem como estilo estrutural de certa forma análogo com o modelo proposto por Anhaeusser (op.cit.), características metamórficas afins, presença de rochas graníticas, migmatitos e tectonitos metamórficos e aspectos geocronológicos.

A área mapeada apresenta dobramentos contínuos e longilíneos nos quais os planos de foliação axial são desenvolvidos segundo a direção geral do "trend" regional de direção predominantemente NNE-SSW. No extremo sul da área, as rochas, em sua maioria obedecem a direção E-W, relacionada ao "Lineamento de Patos" (Kegel, op.cit.). A respeito, Mello (op.cit.), distinguiu, nesta parte da região nordestina, duas províncias estruturais distintas, baseado nestes diferentes comportamentos estruturais dos "trends". Desta forma, as orientações distintas seriam os principais parâmetros desta subdivisão onde faixas NNE constituiriam a Província Estrutural Carriana e as faixas de direção E-W a Província Estrutural Trans

versal, sendo o limite destas províncias marcado pelo trunca  
mento dos "trends".

Entretanto, mesmo que pese tais marcantes diferenças  
observadas também pelo Projeto, verifica-se a continuida  
de, mesmo reliquiar, de representantes da Formação Jucurutu  
(mármore e calcissilicáticas com scheelita), a sul do Linea  
mento Patos, na faixa Taperoá-Gurjão.

Em relação a cristalização sintectônica dos mine  
rais observa-se que os cristais são orientados nos metamorfi  
tos no mesmo padrão estrutural dos aflorantes, das aerofotos,  
bem como nos mapas geológicos.

O estilo estrutural do Seridó apresenta vários ele  
mentos que permitem estabelecer analogias com outros cinturões  
móveis conhecidos. Em escala de afloramento, observam-se dobra  
mentos fechados e isoclinais, revirados a recumbentes, chegan  
do a mostrar por vezes, dobramentos secundários nos seus flan  
cos com planos axiais verticalizados, relacionados a esforços  
posteriores. De um modo geral, percebe-se dobras intrafoliais  
nitidamente relacionadas a uma generalizada transposição, exi  
bindo uma tênue lineação e foliação mais antiga, também dobra  
das. Em escala de mapa o estilo tectônico é também carcteriza  
do por intenso redobramento, pela natureza isoclinal das do  
bras, pelo encurvamento ou sinuosidade da foliação que consti  
tui eixos subhorizontalizados de dobramentos. É digno de no  
ta, a predominância de grandes dobras de caráter sinformal e  
o surgimento de amplas estruturas sinclinoriais.

Estruturas redobradas de formas ovais e amebóides,  
foram mapeadas em terrenos gnáissico-migmatíticos do embasamen  
to, na metade oeste da área, diferindo das áreas de domínio  
dos metamorfitos de cobertura onde as lineações são quase

sub-retilíneas, com direção NNE-SSW. A existência de dobramentos de fluxo, muitas vezes intenso, é muito bem notado, mormente nas rochas carbonatadas (mármore) em vários afloramentos da região.

As faixas móveis do Seridó se caracterizam por deslocamentos transcorrentes, onde há por vezes uma componente vertical, caracterizando assim trechos de rejeito múltiplo. Estas extensas paráclases, por vezes limitam ou situam-se próximas dos trechos mais profundos de uma zona móvel, tal como se verifica na faixa leste (falha de Picuí) e oeste da "faixa de xistos" do Seridó, com a notável falha de São Vicente, configurando um trecho afundado de grande mobilidade tectônica.

Nas faixas onde os fenômenos anatéticos e até palingenéticos geraram formas mobilizadas ou diapíricas, a partir de material rochoso infra e supracrustal, nota-se o desenvolvimento, em alguns setores limitantes dos corpos graníticos, registros litológicos de falha, tal como faixas milonitizadas, brechadas ou cataclásticas, ratificando a ascensão da massa ígnea, generalizando quase sempre o comportamento intrusivo dos corpos, notadamente desenvolvidos nos eventos brasileiros, cuja configuração subconcordante a concordante, corrobora tal assertiva.

Tais aspectos genéticos, tanto das suites sin e tardi-tectônicas, sugerem estar relacionadas a sucessivas etapas de anatexia, de intensidade variada e diversos níveis crustais. Provavelmente, as suites sintectônicas da faixa sudeste do Projeto, que incluem corpos pegmatóides, configuram um magmatismo processado em zona crustal mais superior, tendo caráter magmático hidratado, porquanto afiguram-se como cogeneticamente relacionados, os diques pegmatíticos mineralizados



(Província Pegmatítica da Borborema).

Estas características de magmatismo, associadas a faixas ectiníticas onde se processaram metamorfismos de baixa e média pressão tendo as fases de deformação desenvolvido intensa lineagênese durante sua evolução, comparam-se as outras regiões móveis ensiálicas (Muratov, 1968, in: Wernick, 1979).

Outros elementos estruturais, tais como foliação em rocha granítica e migmatítica, "boudinage" e lineações desenvolvidas nos tectonitos relacionados ao alinhamento mine tal paralelo as estruturas "rod" e "mullion", bem como aos principais eixos das dobras, são comumente encontradas na região do Seridó e usualmente ligados a faixas móveis.

Grande parte das rochas que ocorrem na área são gnaisses diversos de características metassedimentares incluindo típicos ectinitos, representados por xistos, anfibólitos, mármore associados a rochas calcissilicáticas, quartzitos frequentemente associados a hematita-magnetita quartzito. Estas rochas podem representar sedimentação no Proterozóico Inferior (ciclo Transamazônico) nas faixas tectonicamente rebaixadas, onde falhas como a de Picuí e São Vicente desempenharam papel relevante e com prováveis reativações durante os paroxismos de deformação (no mínimo duas fases). Tais sedimentos depositados sobre um assoalho metamórfico antigo, talvez arqueano inferior (?) mas com registros isotópicos do arqueano superior (ciclos Guriense e Jequié), foram submetidos a deformações, cisalhamentos e metamorfismos, configurando uma faixa dobrada onde os últimos eventos brasileiros impuseram de forma marcante a disposição geométrica do "trend", caracterizando nitidamente um cinturão móvel.

A atividade magmática nestas zonas móveis começa



com o surgimento de magmas básicos e ultrabásicos, como herdeiros das plataformas antigas (de onde se desenvolvem as zonas móveis). Durante o desenvolvimento do cinturão móvel este magmatismo exhibe diferenciações granitóides de magmas básicos e em seguida magmas granitóides independentes.

O magmatismo básico-ultrabásico revelado através do mapeamento é de certa forma escasso e mal distribuído nesta região. Pequenas intrusões ultrabásicas, geralmente representadas por pequenos corpos serpentinizados (extremo sul da área: Folhas Piancó e Patos) e algumas intrusões gabróides (por ex. norito de Taperoá - Folha Juazeirinho) assinalam este evento. Os anfibolitos, de maior expressão, podem representar rochas vulcânicas metabasálticas de uma sucessão pré-cambriana antiga ou podem ser rochas intrusivas sintectônicas (basitos) ou a combinação de ambos. Fato é, que, os efeitos da granitização e do metamorfismo regional mascaram as feições originais destas rochas produzindo corpos anfibolíticos lenticulares intercalados concordantemente em gnaisses oftálmicos do Complexo Gnáissico-migmatítico. Estes anfibolitos (ortoanfibolitos) são distinguidos daqueles derivados de calcário metamórfico impuro por relações de campo (estratigrafia), exame petrológico-petrográfico ou estudo de elementos traços. É destacada ausência de mineralização scheelitífera.

Paleossomas de composição diorítica foram identificados no maciço polidiapírico de Acará, o que poderia ser um dos indícios de um maciço característico dos complexos mais antigos do embasamento.

No sinclínório de Florânia, a oeste da cidade homônima, rochas mapeadas como xisto apresentam constituintes mineralógicos relativamente estranhos às associações mineralógicas

cas até agora encontradas tais como: quantidades excepcionais de cloritóide, magnetita, tremolita-actinolita, clorita e alguma augita que permitiram classificá-los petrograficamente como muscovita-biotita-quartzo-cloritóide-xisto, clorita-tremolita-xisto e clorita-actinolita-xisto. Esta composição mineralógica rica em silicatos magnesianos poderia sugerir uma filiação à rocha ultrabásica metamorfisada.

Estudos de elementos traços em hematita-quartzitos situados no município de Cruzeta (Folha Currais Novos) assentados em aparente concordância nos gnaisses oftálmicos intercalados por anfibolitos (Complexo Gnáissico-migmatítico) revelaram conteúdos em manganês entre 2000 e 5000 ppm; cromo - 1500 ppm; cobalto - 100 ppm; níquel - 300 ppm e vanádio - 500 ppm. Estes resultados sugerem estudos mais detalhados nestes litotipos para melhores esclarecimentos quanto às origens destas rochas.

O desenvolvimento de um eminente plutonismo granítico-granodiorítico-sienítico sin-tardicinemático caracteriza sobremaneira este cinturão móvel do Seridó. Estas rochas intrusivas estão representadas por dioritos quartzosos, granitos quartzo-feldspáticos com biotita e/ou anfibólio, granitóides potássicos, granitos ferro-magnesianos e sienitos alcalinos.

Os termos moderadamente ácidos (granodioritos e granitos com biotita e anfibólio) são próprios das primeiras fases intrusivas das grandes intrusões batolíticas. Geralmente estes tipos fazem parte de uma mesma fase intrusiva e estão relacionados aos processos de dobramento e surgem em ligação direta com o dobramento ou logo depois (sin-tarditectônico).

Os termos mais ácidos (granitóides potássicos) apa

recem em seguida aos moderadamente ácidos ou depois de um espaço de tempo relativamente curto e as vezes ligados a esforços tectônicos de outra natureza.

A distribuição espacial das intrusões graníticas podem ainda estar relacionadas a zonas estruturais distintas como por exemplo zonas falhadas, à exemplos daqueles desenvolvidos ao longo do Lineamento Patos, ou as expensas de anatexia, incluindo geralmente formas para-autoctones (mobilizadas).

O plutonismo sin-tardicinemático alcalino está representado de forma restrita por um maciço alcali-sienítico situado imediatamente a oeste de Santa Luzia (Folha Jardim do Seridó) e pelo granito Catingueira, (Folha Patos) considerado por Almeida (op.cit.) como tardicinemático.

Outra afinidade geológica com os cinturões móveis é a ambiência metamórfica, onde predominam faixas da fácies xisto-verde, ao lado de faixas com metamorfismo do tipo anfíbolítico geralmente situadas no interior de amplos sinclínórios ou megassinclínórios, onde predominam rochas xistosas da Formação Seridó. A primeira fácies posicionada no topo da Formação Seridó, ocorre em grandes extensões, sendo caracterizada por uma alternância de leitos arenosos de formas lenticulares e leitos filitosos onde se observam lamelas alongadas e lineadas de biotita e clorita e diminutas palhetas de sericita. Em escala de afloramento é comum observar dobramentos de sarmônicos responsáveis pela descontinuidade dos leitos competentes e pela formação de clivagem de crenulação. Ocorrem termos com maiores concentrações de biotita, com inclusões de granada e menor quantidade de clorita. A passagem da fácies xisto verde para a fácies anfíbolito, muitas vezes, é marcada pela presença generalizada de granada e de estauroлита em rochas



mais deformadas onde se percebe ainda níveis arenosos e filitosos da facies de mais baixo grau.

A facies anfíbolito apresenta um maior desenvolvimento da silimanita entre os alúmino-silicatos polimorfos das faixas móveis. A andaluzita, embora não muito comum, pode ocorrer. A cordierita é também amplamente distribuída. Estes alúmino-silicatos geralmente ocorrem sob a forma de porfiroblastos sendo comum a presença de nódulos centimétricos de cordierita associada a quartzo e silimanita. É digno de nota, aumentos locais do grau de metamorfismo próximo ou em torno de corpos graníticos e próximo das zonas de contatos híbridos com as rochas gnáissicas-migmatíticas, onde o xisto sofre microclinização incipiente e um enriquecimento silicoso. Nestas áreas é comum o aparecimento de típicos biotita-granada-xistos. Nos contatos com rocha granítica ocorre silicificação intensa e o desenvolvimento de nódulos de silimanita, as vezes aparecendo também cordierita, constituindo biotita-granada-cordierita-silimanita-xistos. Paragêneses mais complexas e anômalas podem também ocorrer com o acréscimo da andaluzita. Sobre estes aspectos, Mello (op.cit.) desenvolveu um trabalho muito bem detalhado de petrografia e química onde demonstra muitas variáveis de composição e das condições físico-químicas de metamorfismo em um cinturão móvel, cuja análise será discutida mais adiante no item sobre aspectos metamórficos (5.3).

Estudos geocronológicos revelaram alguns resultados de idades superiores a 2,7 b.a; o que indica a existência de núcleos extremamente antigos, apresentando idades verdadeiramente anômalas. Hama (op.cit.) interpreta que estas idades poderiam corresponder as primeiras fases de evolução da crosta terrestre, em estágio ainda pouco conhecido, salientando que



Grant (1970) obteve dados isotópicos no SW da Nigéria (Ibadan), referentes aos estágios primordiais ou fase inicial do Estágio Nuclear (sucendo ao Estágio Lunar, concluído há  $\pm$  4.000 m.a.).

Datações obtidas por Brito Neves (op.cit.) e Pessoa (1976) em amostras provenientes das regiões de Caicó e Lajes indicam uma idade arqueana para o embasamento do Rio Grande do Norte, relativas inclusive ao ciclo Guriense (3.000 - 3.400 m.a.) da Venezuela ou ciclo Liberiano da África.

Outras idades (2,5 b.a) sugerem a existência de episódios posteriores, relacionados ao fim do Arqueano (ciclo Jequié), obtidas também por Pessoa (op.cit.) e Brito Neves (op.cit.) nas regiões de Caicó e Florânia.

Observando-se tais datações, presume-se que relíquias destas rochas estejam contidas em núcleos preservados mais antigos que o Transamazônico, atribuíveis a pelo menos 3 eventos anteriores, notadamente nas estruturas ovais e amebóides, situadas nas regiões de Caicó, Jardim do Piranhas, Augusto Severo, São Vicente e Piancó.

Entretanto, predominam nestas áreas o domínio regional de natureza Transamazônica, caracterizada por McReath & Jardim de Sá (op.cit.), Brito Neves (op.cit.) e Pessoa (op.cit.), como de idade em torno de 2,2 b.a., tendo sofrido por último, deformações e retrabalhamentos com os eventos Brasileiros, os quais afetaram as faixas mais móveis onde já se haviam depositado as rochas supracrustais. Durante a tectogênese brasileira a cobertura foi deformada (900 - 600 m.a) e rejuvenescida, onde se processaram episódios de termo e tectomorfismos, hidrotermalismo, falhamentos ativos ou reativos, etc.

Assim, surge como resultado de um longo desenvolvimento de uma zona ou faixa, onde todos os elementos observados e descritos refletem um ambiente de extrema mobilidade, uma nova plataforma sujeita a outros ciclos geológicos mais recentes ou mesmo atuais.

## 5.2 - Arcabouço Estrutural da Área

O modelo tectônico adotado, ou seja, Cinturão Meta  
mórfico Móvel ou "Mobile Belt", permite enquadrar os terrenos  
do Pré-Cambriano da área nas províncias estruturais denomina  
das por Mello (op.cit.) de "Cinturão Caririano" e "Cinturão  
Transversal", que se desenvolvem a norte e a sul do Lineamen  
to Patos, respectivamente.

Esta conotação é baseada principalmente sobre as  
diferenças globais nos "trends" estruturais internos ou esti  
lo tectônico. Assim, a disposição geral dos "trends" no Cintu  
rão Caririano é globalmente segundo NE-SW a NNE-SSW, embora  
tenha se adaptado à estruturação E-W, por inflexão ou "drag",  
a sul do Lineamento Tatajuba - Malta. Já no Cinturão Transver  
sal a direção é basicamente E-W, com pequenas inflexões para  
ENE-WSW. Segundo Mello (op.cit.) este truncamento entre os dos  
dois referidos cinturões devem corresponder a "fronts" orogê  
nicos. Por outro lado, afigura-se como bastante viável, a im  
posição de tal estruturação por eventos unicamente rupturais  
visto que, a "faixa dobrada de xistos" Seridó e Cachoeirinha,  
tenham se adaptado à direção E-W notadamente na zona próxima  
e entre os Lineamentos Patos e Tatajuba - Malta, delineando  
um aspecto grosso modo fusiforme NE-SW em cujo trecho mais in  
ferior, forma um patamar retilíneo E-W.

Estas províncias estruturais (Caririana e Transver  
sal) compartilharam igualmente dos mesmos eventos tectono-ter  
mais (predominando Cinturão Transversal fácies xistos verdes),  
metamorfismo regional, superposição de dobramentos, desloca  
mentos transcorrentes e granitização. Mostram, contudo, algu  
mas diferenças marcantes quanto ao comportamento estrutural

das supracrustais (Grupos Seridó e Cachoeirinha) em relação ao embasamento gnáissico-migmatítico. Mesmo considerando que as supracrustais Seridó apresentem "trends lines" regionais predominantemente NNE-SSW e as rochas do Cachoeirinha E-W, observa-se para ambas um caráter linearmente dobrado, com certa simetria e bilateralidade repetitiva das dobras, tendo redobramento "tipo 3" de Ramsay (op.cit.), idêntica idade de posicional e notável lineagênese imposta no Brasiliano onde se desenvolveram igualmente intrusões graníticas. As rochas do embasamento apresentam por sua vez, um caráter mais sinuoso e curvilíneo dos traços estruturais, tendo em alguns setores como em Piancó, Caicó, Jardim do Piranhas, São Vicente e Augusto Severo - São Rafael, complexas estruturas anticlinoriais (dômicas), perfeitamente correlatas as "oval and amoeboids gneisses" arqueanas da Nigéria e de outras partes da Terra, citadas por Grant (op.cit.) e Salop (op.cit.).

Em termos bibliográficos comparativos, a área do Projeto situa-se na unidade tectônica denominada por Almeida (op.cit.) de "Geossinclíneo Caririano", e nas "Faixas de Dobramentos" e "Maciços Medianos" de Brito Neves' (op.cit.) O Cinturão Caririano corresponde ao "Geoanticlinal do Rio Grande do Norte" referido por Suszczynski (1966) o qual define dois ambientes tectônicos e geotectônicos distintos: o das "Dorsais Geoanticlinais" e o das "Depressões laterais", enquanto que o Cinturão Transversal corresponde a "Geoanticlinal Pernambuco-Paraíba".

A atividade ígnea, relacionada às zonas móveis em foco, se processou em duas etapas principais ou constituindo plutões diapíricos concordantes sinorogênicos ou constituindo plutões discordantes tardios, em relação aos principais está



gios de dobramentos. Estes maciços granitóides diapíricos-polidiapíricos intrudidos nas supracrustais Cachoeirinha e Seridó desenvolvem nas zonas proximais, modificações lito-estruturais nas encaixantes envolventes, causando intenso redobramento, por vezes com eixos de dobras se cruzando (região de Currais Novos), transposições generalizadas e auréola de metamorfismo, sendo neste caso, mais frequente nos xistos de baixo grau Cachoeirinha, onde se verificam geralmente faixas de hornfels.

Associam-se a estes cinturões móveis, intensos falhamentos transcorrentes e/ou de rejeito múltiplo, falhamentos inversos, falhamentos transversais e falhas de abatimento, os quais são interpretados como decorrência de uma tectônica linear. As grandes falhas longitudinais com planos predominantemente verticais, acham-se instalados nos flancos mais verticalizados das dobras ou nas zonas axiais, concordantes com os "trends lines" regionais, podendo ter direção predominantemente NNE-SSW e E-W, a norte e a sul dos Lineamentos Tatajuba-Malta e Patos, respectivamente. Digno de registro é que na região do grande "drag" ou inflexão da sequência Seridó, que passa da direção NNE-SSW para E-W, a tectônica ruptural também acompanha o "trend", tal como se verifica para o Lineamento Tatajuba - Malta, que apresenta uma direção E-W no trecho São Bento - Malta - sul de São José de Espinharas e inflete rumo NE-SW até próximo a São João do Sabugí.

Reativações ou rejuvenescimento de falhas, tanto de movimentos horizontais quanto de verticais em alguns trechos, são evidenciados ao longo desses falhamentos. Segundo Anhaensser (op.cit.) as reativações geradas por movimentos (verticais e horizontais) contribuem para que o cinturão permaneça

como zona de instabilidade em relação ao falhamento e mesmo a atividade ígnea, por um período bastante longo da história da Terra.

Quanto ao Fanerozóico, os sedimentos clásticos cretácicos da Formação Antenor Navarro (Grupo Rio do Peixe), foram depositados em um substrato afundado ("graben"), gerado por movimentos verticais através de reativações manifestadas no Mesozóico. Tais reativações também exerceram influências no comportamento tectônico da Bacia Potiguar. Nela, os sedimentos cretácicos do Grupo Apodi estão estruturados por duas plataformas monoclinais rasas e por um "graben" central interposto, como constatado através de estudos realizados por Sampaio & Schaller (1968). No caso da área do presente mapeamento, a porção representativa do Grupo Apodí está estruturada sob a forma monoclinal levemente inclinada para norte e que repousa discordantemente sobre as rochas cristalinas do Pre-Cambriano.

### 5.2.1 - Zona Caririana

Repousando em aparente concordância tectônica sobre um embasamento arqueano onde se observam estruturas anticlinoriais ou dômicas de morfologia oval e amebóide ou ainda com eixos sinuosos, mas de complexo arranjo estrutural, onde em escala de afloramento por vezes são observados 3 dobramentos superpostos, verificando-se ainda em pontos esparsos, estruturas de "domo e bacia" e "cogumelo", as rochas supracrustais provavelmente depositadas em bacias meso-proterozóicas que foram posteriormente deformadas e metamorfisadas em pelo menos duas fases, configuram no conjunto, o Cinturão Móvel Caririano.

Assim, a zona Caririana ou Cinturão Caririano corresponde ao pacote rochoso posicionado ao norte do Lineamento Patos, sendo sem dúvida a região de maior importância geo-econômica do Nordeste oriental, por abrigar importantes depósi-tos scheelitíferos e de minerais de pegmatito.

O Grupo Seridó, desenvolvido nesta faixa móvel, é representado por uma sequência metassedimentar marinha (quart<sup>z</sup>itos, itabiritos, metaconglomerados, gnaisses, calcários metamórficos, calcissilicáticas e xistos), apresentando uma intensa lineagênese imposta no Ciclo Brasileiro, configurando amplas zonas sinclinoriais e anticlinais sincronicamente repetidas, que chegam a se estender longitudinalmente por centenas de quilômetros.

Os eixos dos dobramentos mapeáveis são geralmente pouco sinuosos com tendência à subhorizontalidade, mostrando regionalmente oscilações de sentidos contrários que proporcionam a formação de anticlinais ou sinclinais com duplo caimento, formando predominantemente, amplas estruturas braquianti



cliniais e selas estruturais interpostas. Os planos axiais destes dobramentos são geralmente subverticais, embora apresente-se em alguns trechos, inclinados, configurando regionalmente um comportamento curvilinear.

Em toda sequência supracrustal é observado dois dobramentos superpostos e uma generalizada tectônica de transposição do bandejamento, tendo ainda maior complexidade estrutural nas faixas redobradas por intrusões graníticas.

Ao longo dos principais falhamentos são desenvolvidas zonas de intensa cataclase, associando-se por vezes, zonas brechadas e milonitização.

Em termos de maior completeza de todo o conjunto metassedimentar, observa-se dois compartimentos onde toda a sequência está melhor representada, ou seja, onde o pacote ectinítico é mais espesso e profundo. A primeira suíte é representada por um longilíneo "cordão de xistos" de aspecto grosso modo fusiforme, estendendo-se desde a região de Pedra Preta, no extremo nordeste da área, até a W de Patos. Em grandes trechos, esta faixa é limitada por falhamentos que sugerem ter tido amplo desenvolvimento, que pode remontar à própria deposição sedimentar original. Esta notável faixa dobrada, compõe genericamente um amplo trecho megassinclinal, tendo ao longo de sua faixa central, duas dorsais antiformais subparalelas; a primeira composta por diápiros graníticos e anticlinórios do embasamento, ladeado por uma segunda faixa antiformal quartzítica, tendo, até os limites com o embasamento, as depressões laterais ou sinclinórios compostas por xistos Seridó. A segunda suíte, também composta por um conjunto de sinclinórios o megassinclínrio de Curral Novo, apresenta duas faixas centrais antiformais graníticas, tendo uma estruturação predo



minantemente N-S.

Mesmo tendo direções preferenciais para NNE-SSW, NE-SW e N-S, e ainda afastada da influência tectônica dos Li neamentos Tatajuba - Malta e Patos, ocorrem alguns trechos de supracrustais, geralmente de pequenas proporções exibindo uma estruturação diversa, desde E-W a NW-SE, refletindo adaptação estruturais em formas de selas estruturais alojadas nos espa ços inter-dômicos das estruturas ovais e amebóides arqueanas.

Dentre as unidades supracrustais, a que tem merecido maior atenção por parte dos geólogos que trabalham na re gião, tem sido a Formação Jucurutu, por incluir os níveis calci ssilicáticos mineralizados em scheelita, onde do bramentos secundários de pequenas amplitudes, concentram os principais depósitos scheelitíferos tipo "stratabound".

Observa-se ainda que as mineralizações estrati for mes estão compondo um nível estratigráfico bem definido na Formação Jucurutu e que ao longo de falhas ocorrem inúmeras ocorrências filonianas formadas a partir da mineralização já contida nas estrati formes e que foram remobilizadas por solu ções hidrotermais desenvolvidas durante o metamorfismo regio nal. Os granitos constituindo corpos diapíricos intromissos na sequência ectnítica, não apresentam relação genética com a mi neralização, mas ao romper o pacote metassedimentar propiciam o soerguimento do envelope mineralizado, causando até inver sões estruturais na sequência estratigráfica.

### 5.2.1.1 - Estruturas Regionais

Na análise dos mapas geológicos (escalas 1:25.000, 1:100.000 e 1:250.000) pode-se observar que as rochas que ocorrem a norte do Lineamento Patos, pertencentes ao Cinturão Caririano, constituem duas unidades litoestruturais distintas: uma representando as rochas basais do Complexo Gnáissico-migmatítico e a outra os metassedimentos supracrustais do Grupo Seridó. A unidade basal está estruturada constituindo núcleos anticlinoriais de diferentes formas e dimensões, enquanto os metassedimentos constituem amplas faixas sinclinoriais linearmente dobradas e preenchidas geralmente por biotita xistos e sericita xistos da Formação Seridó, gnaisses Jucurutu e por faixas anticlinais de quartzitos da base do Grupo Seridó.

Em termos regionais, foram assinaladas as estruturas anticlinoriais e sinclinoriais mais significativas da área do Projeto, tais como: anticlinório de Santa Cruz; sinclínório de Malhada da Cruz; anticlinórios de Currais Novos, de São José do Seridó e da serra dos Quintos; sinclínório de Cruzeta; anticlinório de São Vicente, de Caicó, de Jardim de Piranhas, de São Rafael e de Augusto Severo; e, zona sinclino<sub>ri</sub>al de Curral Novo, Florânia e Jucurutu.

O anticlinório de Santa Cruz está representado na porção oriental-sudeste da área do Projeto, limitado pela falha de Picuí, a oeste, e pelo Lineamento Patos, ao sul. Compreende partes do "Alto Rio Canoas" de Brito Neves (op.cit.) e do Complexo Santa Cruz de Mello & Mello (1974). As rochas aflorantes são do Complexo Gnáissico-migmatítico. Na região em torno de Barra de Santa Rosa as rochas estão estruturadas em uma sucessão de antiformes e sinformes estreitos e alonga

dos de direção NNE-SSW, com a foliação exibindo mergulhos médios e raramente fortes. Os planos axiais são verticalizados nesta região, mas a medida que se dirige para oeste, eles vão se tornando inclinados com os flancos mergulhando para ESE, tipificando para o conjunto, uma estruturação em forma de leque. Em direção ao sul as rochas vão paulatinamente, virgando para SW e WSW acomodando-se cada vez mais a estruturação do Lineamento Patos. Em termos de afloramentos são por vezes observados padrões de interferência de redobramentos tipo cogumelo.

Na região em torno de Santa Cruz o estilo de dobramento é complexo com as rochas exibindo uma foliação sinuosa e sem apresentar um "trend" preferencial. Este comportamento certamente representa relíquias preservadas de um embasamento arqueano não totalmente mascarado pela orogênese Caririana. Em termos mesoscópicos, são observados redobramentos e intensa tectônica de transposição.

Após esta estruturação anticlinorial, em direção a oeste, desenvolve-se um compartimento estrutural importante constituído por um conjunto de zonas sinclinoriais rebaixadas incluindo altos anticlinoriais, os quais estão alinhados harmonicamente segundo o "trend" regional NNE-SSW. Todo este conjunto está limitado grosso modo pela falha de Picuí, a este, e pela falha de São Vicente, a oeste. Os núcleos anticlinoriais ocorrem na porção central e limitam as faixas sinclinoriais envolventes. Assim, neste compartimento estrutural foram reconhecidos sinclinórios de Malhada da Cruz e de Cruzeta e os anticlinoriais de Currais Novos, da serra dos Quintos e de São José do Sabugí, além de estreitas faixas sinclinorias que ocorrem entre São Tomé e Lajes.



O sinclinório de Malhada da Cruz ocorre imediatamente a oeste do anticlinório de Santa Cruz e está compreendido entre a falha de Picuí e as zonas anticlinoriais de Currais Novos - São José do Sabugí - Serra dos Quintos. Compreende uma faixa alongada segundo NNE-SSW, que se inicia nas proximidades do Lineamento Patos e continua daí para norte até as proximidades das cidades de Cerro Corá e São Tomé. As rochas aflorantes são do Grupo Seridó, com grande predominância de biotita-xistos da Formação Seridó, estruturadas em sinformes e antifomes que se caracterizam por uma profusão de microdobras redobradas instaladas nos flancos e observadas em escala de afloramento. Os planos axiais ora são verticalizados, ora são inclinados sem mostrar vergências claras regionalmente. Os mergulhos de foliação variam sensivelmente, mas com certa predominância de valores médios em torno de  $40^{\circ}$ . Estes valores tornam-se mais abruptos especialmente ao longo das linhas de falhas, chegando a ser verticais. Na porção ocidental desta estrutura sinclinorial destaca-se a grande dorsal quartzítica que constitui as serras das Queimadas - Umburanas - Cruzeiro - Feiticeiro, constituindo uma estrutura anticlinal com variações no estilo de dobramento, o qual pode ser normal, assimétrico ou invertido. Em termos regionais, a superfície axial evidencia um caráter curvilinear, passando de verticalizada a sul e mergulhando para E e SE, na porção setentrional. Este comportamento é bem visualizado comparativamente de sul para norte, ou seja: anticlinal normal ao sul (serra das Queimadas); anticlinal assimétrica na porção intermediária (serras da Umburana e Cruzeiro) e, anticlinal invertida ao norte (serra do Feiticeiro). Interessante notar, que as diferentes variações neste estilo de dobramento estão con



dicionadas somente ao flanco oeste da estrutura, o qual pode estar inclinado para WNW, para ESE ou ainda verticalizado. Já o flanco este, inclina-se unicamente no mesmo sentido, ou seja, sempre para o quadrante sudeste. Tal comportamento sugere estar relacionado a uma diminuição gradual norte/sul dos esforços compressivos do noroeste.

Verifica-se que são frequentes terminações perianticlinais bem expostas ao longo dos quartzitos da Formação Equador (Boqueirão de Parelhas, serra das Umburanas, serra do Cruzeiro) e das litologias da Formação Jucurutu (serrinha de Currais Novos) propiciando, por vezes, a formação de típicas estruturas braquianticlinais, relacionadas às constantes culminações e depressões dos eixos de dobras.

Também no sinclínório de Malhada da Cruz, desenvolve-se grandes falhas regionais predominantemente transcorrentes e/ou de rejeito múltiplo, concordantes a subconcordantes com a foliação regional segundo NNE-SSW. De leste para oeste destacam-se a falha de Picuí, falha de Santa Mônica, falha de Bonfim, falha de Frei Martinho, falha das Umburanas, falha do Rio dos Quintos, falha de Currais Novos e falha de Carnaubinha.

A falha de Picuí, desenvolve-se em grande parte do seu trecho setentrional, delimitando o contato geológico Grupo Seridó/Complexo Gnáissico-migmatítico, ou seja, basicamente separando a zona sinclinal de Malhada da Cruz da zona anticlinal de Santa Cruz. Os segmentos mais meridionais, à altura de Picuí, apresentam inversões ou empurrões, caracterizando rejeitos múltiplos ao longo de uma paráclase transcorrente.

Vale registrar que em toda região do Seridó, predomina

minam falhas subverticalizadas transcorrentes dexas, muito embora tendo ao longo da sua linha de ação alguma componente vertical. Assim é que, as estrias de falha apresentam-se predominantemente subhorizontalizadas, tendo por vezes inclinações em torno de  $12^{\circ}$  a  $17^{\circ}$ , como é bem observado na região de Currais Novos. Tais componentes verticais em conjunto, podem configurar extensas zonas rebaixadas tectonicamente com evidências de reativações posteriores que copiaram basicamente o mesmo padrão tectônico. Tais fatores podem remontar eventos tectônicos pretéritos que comandaram a própria sedimentação e se mantiveram interruptamente ativos ao longo dos tempos geológicos. Um bom exemplo deste comportamento é o extenso "cordão de xistos" NE-SW (Pedra Preta, Frei Martinho, Pedra Lavrada, Cruzeta, Ouro Branco), limitado em grande parte por falhamentos, sendo sugestivo que tal conjunto sinclinal ou megasinclinal tenha sofrido rebaixamentos tectônicos sucessivos que condicionaram não só à deposição sedimentar, como modelaram posteriormente o conjunto metamórfico.

Para norte da estrutura sinclinal de Malhada da Cruz, desenvolvem-se as zonas anticlinaliais de Currais Novos, serra dos Quintos e São José do Sabugí, cujo limite ocidental está em parte confinado as falhas de Totoró e de Jardim do Seridó. Estes "altos" constituem, na realidade, uma única e ampla estrutura a qual acha-se interrompida pelas oscilações de mergulhos dos eixos de dobras. Os intervalos (selas estruturais) entre uma e outra estrutura anticlinal estão preenchidos, principalmente por xistos da Formação Seridó que juntamente com outras litologias da sequência supracrustal envolvem os referidos "altos".

A zona anticlinal de Currais Novos é constitui

da principalmente por corpos granitóides que formam o maciço polidiapírico de Acarí, por rochas migmatizadas com paleosso<sub>ma</sub> normalmente diorítico, e por migmatitos, gnaisses, calcá<sub>rios</sub> cristalinos e lentes calcissilicáticas contendo scheeli<sub>ta</sub>. Todo esse conjunto forma uma estruturação anticlinorial complexa com dobramentos normais assimétricos e invertidos. As intrusões de massas granitóides diapíricas propiciaram às encaixantes supracrustais intensos redobramentos e transposi<sub>ção</sub>, causando localmente inversões na sequência estratigráfi<sub>ca</sub>, como exemplificado ao longo do depósito Brejuí - Barra Ver<sub>de</sub> - Boca de Lajes.

Para sul do núcleo anticlinorial de Currais Novos, desenvolvem-se os núcleos anticlinoriais de São José do Sabu<sub>gí</sub> e da serra dos Quintos. O núcleo anticlinorial de São José do Sabu<sub>gí</sub> (denominado de alto Santa Luzia - Parelhas, por Tor<sub>res</sub> & Andrade, op.cit.) expõe rochas do Complexo Gnáissico-migmatítico basal que por sua vez acham-se envolvidas por ro<sub>chas</sub> supracrustais do Grupo Seridó. Os dobramentos antiformes e sinformes são caracterizados por superfícies axiais ligeira<sub>mente</sub> onduladas e pouco contínuas. A foliação das rochas expõe mergulhos de fraco a médio ângulo que raramente são ultrapas<sub>sados</sub>. Na metade norte, a altura de São José do Sabu<sub>gí</sub> e em direção a Parelhas, os eixos inclinam-se para norte e estão alinhados segundo NNE-SSW. Na porção sul do núcleo anticlino<sub>rial</sub>, as rochas vão paulatinamente virgando para oeste até a<sub>tingirem</sub> a direção este-oeste ao se aproximarem da zona de ação do Lineamento Patos. Para leste, e distante aproxima<sub>da</sub>mente 3 km da estrutura anticlinorial de São José do Sabu<sub>gí</sub>, desenvolve-se a estrutura anticlinorial da serra dos Quintos expondo em seu núcleo rochas do Complexo Gnáissico-migmatíti-



co as quais acham-se envolvidas por litologias do Grupo Seridó. Nesta estrutura são característicos os dobramentos apertados, denunciados pela constante repetição de lentes (calhas) de quartzitos que se intercalam com rochas do Complexo Gnáissico-migmatítico. Os traços de foliação são orientados segundo NNE-SSW com mergulhos de médios a fortes ângulos. Os planos axiais têm vergências para WNW e os flancos estão inclinados no mesmo sentido denunciando dobramentos invertidos. Todo conjunto se comporta como uma estrutura fechada com formato de braquianticlinal.

O sinclínório de Cruzeta ocorre imediatamente a oeste das zonas anticlinoriais de Currais Novos e São José do Sabugi. Está limitado, grosso modo, pelas falhas de Jardim do Seridó e de Totoró, a leste, e pela falha de São Vicente, a oeste. As rochas predominantes são xistos e sericita-clorita xistos da Formação Seridó, bastantes dobradas e crenuladas, orientadas predominantemente segundo NNE-SSW. Na sua porção intermediária, ou seja, na região compreendida entre as cidades de Jardim do Seridó - Cruzeta - São José do Seridó - Ouro Branco, os dobramentos apresentam-se revirados com os flancos inclinados para o quadrante sudeste e as superfícies axiais são algo onduladas e pouco contínuas. A borda oeste dessa estrutura sinclinorial acha-se representada por uma estreita e contínua faixa de quartzitos da Formação Equador e gnaisses e calcários metamórficos da Formação Jucurutu que vão progressivamente se adaptando nesta parte, a estruturação do anticlinório de São Vicente, constituído por rochas do Complexo Gnáissico-migmatítico basal. Os principais falhamentos (São Vicente, Jardim do Seridó, Totoró) são longitudinais as direções axiais de dobramentos com movimentos horizontais, tendo tre



chos de componente vertical, com planos predominantemente verticalizados ou de fortes ângulos instalados nos flancos das dobras ou em suas zonas axiais.

Para oeste do sinclinório de Cruzeta, ocorrem vários núcleos anticlinoriais e sinclinoriais de estruturação complexa e limites geográficos mal definidos. Os núcleos anticlinoriais expõem rochas do Complexo Gnáissico-migmatítico basal, incluindo nos espaços inter-dômicos ou inter-ovais (selas estruturais) delgadas faixas de rochas supracrustais ligeiramente adaptadas à sua estruturação. Foram reconhecidos os núcleos anticlinoriais de São Vicente, Caicó, Jardim de Piranhas, São Rafael e Augusto Severo (infracrustais) e o conjunto sinclinal (megassinclinal) de Curral Novo - Florânia - Jucurutu (supracrustais).

Os núcleos anticlinoriais citados se caracterizam litologicamente pela predominância constante de gnaisses, migmatitos, ortoanfibolitos, leptinitos e granitos intrinsecamente relacionados e de difícil delimitação nos mapas. A migmatização abrangente obliterou e mascarou completamente as relações originais nem sempre permitindo uma precisa individualização litológica aproximada para as diversas rochas, salvo alguns remanescentes isolados de corpos granitóides, metabasitos, ortoanfibolitos e leptinitos.

Estes núcleos anticlinoriais apresentam uma estruturação complexa configurada por lineamentos estruturais bastantes sinuosos e curvilíneos que em conjunto diferem do "trend" linear-retilíneo e contínuo das rochas supracrustais do Grupo Seridó, à exceção das adaptações de borda, retrabadas no Ciclo Brasileiro. As sinuosidades do lineamentos estruturais estão adaptadas a núcleos dômicos antigos, de formatos

subarredondados ou ovalados, situados principalmente nas regiões de Augusto Severo, Jardim de Piranhas, Caicó e entre as cidades de Florânia e São Vicente.

O estilo macroestrutural desses domos ovalados é caracterizado pelo intenso redobramento, sendo constantes os dobramentos superpostos simultâneos, pela natureza isoclinal das dobras nos flancos da estrutura, além da sinuosidade da foliação anteriormente referida. Em escala de afloramento ocorrem transposição e dobramentos intrafoliais. De modo geral, estes domos ovalados estão alongados segundo NE-SW ou NNE-SSW dispostos concordantemente ao "trend" regional das rochas supracrustais. As constantes oscilações dos eixos em sentido contrário propiciaram a formação de altos e de selas estruturais. Estas selas estruturais ou espaços inter-ovais estão em alguns locais alojando faixas de rochas supracrustais constituindo pequenas calhas sinformais esparsas e delgadas, amoldadas à estruturação das rochas basais, como se observa em Timbaúba dos Batistas, São Fernando, leste de Caicó e sul de Florânia e na serra da Formiga.

Os falhamentos presentes estão orientados segundo NE-SW e ocorrem concordantemente ou truncando os lineamentos estruturais (traços de foliação) e por vezes, deslocando litologias caracterizando rejeito a direita (dextrógiro) como na região de Jardim de Piranhas.

O conjunto sinclinal de Curral Novo - Florânia - Jucurutu, acha-se localizado na porção centro-norte da área do Projeto, separando os núcleos anticlinoriais de São Rafael e Augusto Severo dos núcleos anticlinoriais de São Vicente, Caicó e Jardim de Piranhas. Está representado litologicamente por rochas metassedimentares do Grupo Seridó (clorita-xistos,

biotita xistos, gnaisses diversos, mármore, calcissilicáticas, quartzitos, quartzitos ferríferos) e corpos granitóides intrusivos. Os biotita xistos e sericita-clorita xistos da Formação Seridó, são os principais representantes da estrutura sinclinal de Curral Novo. São rochas bastante comprimidas em sucessivos dobramentos antiformes e sinformes com planos axiais tendendo a verticalização. Em alguns afloramentos as estruturas dobradas atingem estágios de dobramentos desarmônicos e até convolutos. Corpos granitóides intrusivos estão posicionados dentro dessa estrutura sinclinal. A noroeste de Angicos a intrusão granítica expõe rochas calcissilicáticas, as quais contornam as rochas graníticas formando uma estrutura anticlinal. Já o granitóide da serra da Cajarana está posicionado em uma estrutura sinformal e acha-se envolvido por gnaisses migmatizados e xistos do pacote supracrustal. A parte basal da estrutura sinclinal de Florânia é constituída por gnaisses e mármore da Formação Jucurutu bastante repetidos por dobramentos. Lentes antiformais quartzíticas estão intercaladas aos gnaisses e xistos próximas a intrusão do corpo granitóide da serra da Garganta. As intrusões granitóides posicionadas na estrutura sinclinal acarretaram o desenvolvimento de auréolas de termometamorfitos nos xistos e filitos encaixantes, além de um estilo de dobramento complexo naquelas encaixantes. As rochas dessa estrutura têm mergulhos de baixo ângulo em torno de  $30^{\circ}$  e "plunge" de  $10^{\circ}$  a  $20^{\circ}$  para norte, bem documentados no nariz da estrutura.

A estrutura sinclinal de Jucurutu, está representada, na sua maior parte, por hornblenda gnaisses finos posicionados sobre lentes de quartzitos da base do Grupo Seridó. Os quartzitos ocorrem também na região de São Fernando consti



tuindo pequenas calhas sinclinais sobre as rochas do Complexo Gnáissico-migmatítico, denotando estilo de dobramento complexo e generalizada transposição. Extensas lentes de mármore e de calcissilicáticas em scheelita (Bonito, Pindoba - Marzagão) se intercalam às rochas gnáissicas do Jucurutu. O estilo de dobramento da estrutura é complexo caracterizado sobretudo por uma sucessão de antiformes e sinformes paralelas com eixos orientados segundo N-S com "plunge" de  $10^{\circ}$  a  $20^{\circ}$  para norte e planos axiais tendendo a verticalização.

Vale ressaltar que a porção centro-oeste noroeste e sudeste da área do Projeto, compreendendo Janduís, Belém do Brejo do Cruz, Riacho dos Cavalos, Jericó, Pombal, é caracterizada por intensa migmatização e granitização, onde as feições litoestruturais acham-se geralmente obliteradas. Assim, como as rochas de cobertura e o embasamento foram submetidos aos mesmos fenômenos de rejuvenescimento por migmatização, de tendência homogeneizante, torna-se extremamente difícil a individualização litoestratigráfica embasamento/cobertura, tendo áreas onde certamente há exposições de rochas infracrustais que foram incluídas como pertencentes às supracrustais. A sinuosidade e deformações observadas nos traços de foliação e nos eixos de dobramentos, também foram condicionadas à granitização, notando-se faixas intensamente convolutas situadas entre batólitos graníticos.

A área de Augusto Severo está estruturada em uma ampla zona anticlinorial de formato ligeiramente ovóide onde ocorrem dobramentos revirados e recumbentes sendo frequente estilos desarmônicos e convolutos. Nesta estrutura, representada por rochas do Complexo Gnáissico-migmatítico, desenvolve uma foliação sinuosa e curvilínea com mergulhos de  $20^{\circ}$  a  $40^{\circ}$



que as vezes, chegam a ser subhorizontais. O "plunge" dos eixos de dobras é invariavelmente para sul em harmonia com os representantes litológicos do Grupo Seridó.

Envolvendo a estrutura anticlinorial de Augusto Severo, desenvolvem-se faixas de gnaisses migmatizados, mármore e calcissilicáticas da Formação Jucurutu, geralmente contornando amplos maciços granitóides. As maiores complexidades estruturais ocorrem na região da serra do João do Vale - Janduís, onde os dobramentos são apertados, geralmente isoclinais, com superfície axiais onduladas. Este estilo é bem representado no contraforte norte da serra do João do Vale, através da repetição por dobramentos de lentes de calcários cristalinos, geralmente acompanhados por níveis de calcissilicáticas, intercaladas em gnaisses. As rochas dobradas da Formação Jucurutu, que ocorrem em volta do núcleo anticlinorial de Augusto Severo apresentam vergências dirigidas para aquele alto estrutural. Os lineamentos estruturais (traços de foliação) também acompanham o formato ovalado do anticlinório de Augusto Severo. O complexo sinclinório a sudeste de Janduís, assemelha-se a uma grande bacia estrutural, redobrada, deformada e comprimida entre batólitos graníticos.

Já para sul, ou seja, na região compreendida entre as cidades de Belém do Brejo do Cruz - Jericó - Pombal, as rochas supracrustais migmatizadas da Formação Jucurutu, se desenvolvem segundo um "trend" contínuo de direção NE-SW. As estreitas e delgadas faixas de gnaisses migmatizados com lentes descontínuas de mármore e calcissilicáticas, ocorrem envolvendo os grandes maciços de rochas granitóides, de planos axiais tendendo a verticalização. Raramente os dobramentos são invertidos e as vergências são sempre mal definidas. Os mergulhos

lhos de foliação são bastantes variáveis com valores médios e fracos, tornando-se fortes nas proximidades dos falhamentos.

### 5.2.2 - Zona Transversal

Como foi explanada anteriormente, a bibliografia vigente inclui como Zona Transversal a todo o pacote rochoso ocorrente a sul do Lineamento Patos. Do ponto de vista estrutural, esta unidade tectônica estaria limitada pelos Lineamentos Patos e Pernambuco, a norte e a sul, respectivamente. Corresponde ao "Geoanticlinal Pernambuco - Paraíba", definido por Suszczynski (op.cit.) ou ao "Cinturão Transversal" de Mello (op.cit.), como também compreende partes do "Sistema de Dobramentos Piancó - Alto Brígida" e da "Zona Geoanticlinal de Teixeira" de Brito Neves (op.cit.).

Segundo tal conceituação, na Zona Transversal do Projeto distinguir-se-ia dois compartimentos rochosos distintos: o Grupo Cachoeirinha e o Complexo Gnáissico-migmatítico. O primeiro estaria representado por uma sequência de rochas metassedimentares (filitos, xistos, calcários metamórficos, quartzitos, metassiltitos) e plutônicas granulares (granitos granodioritos, ultrabasitos), enquanto o segundo, por gnaisses e migmatitos diversos contendo lentes de anfibolitos e corpos de rochas plutônicas granulares. As rochas do Grupo Seridó, não estariam incluídas nesta zona.

Entretanto, faz-se necessário ponderar os seguintes fatores geológico-estruturais:

1) O Lineamento Tatajuba - Malta, é considerado por vários autores como sendo o ramo mais setentrional do Lineamento Patos, com direção E-W, mas a sul de São José do Espinharas, inflete rumo NE até próximo à região de São João do Sabugí.

2) Um outro ramo do Lineamento Patos, seria também

o sistema de falhas E-W ocorrentes na região de Soledade - Pocinhos - Olivedos, que por vezes, também apresentam inflexões rumo NE.

3) Observa-se que a sul do Lineamento Tatajuba - Malta, notadamente no trecho compreendido a sul de Santa Luzia - Patos - Coremas, toda a sequência Seridó é dragada e lhe é imposta uma estruturação E-W, incluindo as rochas infra crustais. Comportamento algo semelhante também é observado na região de Olivedos.

4) No trecho Taperoá - Gurjão, existem testemunhos rochosos reliquiais e calhas rochosas representativas da sequência Seridó (biotita gnaisses, calcários metamórficos, calcissilicáticas com scheelita), com estruturação E-W, portanto a sul do Lineamento Patos. Algumas calhas residuais são também observadas na região de Piancó.

5) Em termos estruturais, observa-se que toda a sequência Seridó e o embasamento tem direção aproximadamente NE-SW a NNE-SSW, mas inflete rumo E-W, basicamente entre os Lineamentos Tatajuba - Malta e Patos. A sul do Lineamento Patos apenas as supracrustais de Olivedos - Soledade - Pocinhos e algumas calhas residuais do Grupo Seridó tem direção E-W (faixa Taperoá - Gurjão).

Quanto a sequência do Grupo Cachoeirinha, verifica-se comportamento algo similar do visualizado para o Grupo Seridó, visto que tem direção predominantemente E-W, mas sofre inflexão para SW, notadamente no trecho a oeste de São José do Bonfim - Catingueira - Olho d'Água - leste de Piancó.

Ao se contemplar o Mapa Geológico do Brasil e o Mapa Tectônico do Brasil, (edição 1971, DNPM) na escala de 1:5.000.000, verifica-se que os traços estruturais do Grupo



Cachoeirinha e do embasamento, apresentam direção aproximadamente NE-SW mesmo entre os Lineamentos Patos e Pernambuco.

6) As datações geocronológicas e a semelhança litológica das sequências, conduziram indicar como correlatos os Grupos Seridó e Cachoeirinha.

7) Por outro lado, a praticamente ausência de rochas calcissilicáticas com scheelita e a predominância de xistos de baixo grau metamórfico sugerem um desenvolvimento deposicional e metamórfico com certas diferenças daquele observado para o Grupo Seridó, se bem que o estilo de dobramentos e redobramentos são idênticos.

Alicerçando-se nos fatos retro enumerados, mesmo ainda carentes de um maior estudo de campo, visto que a área abrangida pelo Projeto inclui apenas uma pequena fração do Grupo Cachoeirinha, cumpre assinalar as seguintes conclusões:

1) As diferenças entre o Grupo Seridó e Cachoeirinha são mínimas, porquanto apresentam litologias e comportamento estrutural idênticos. A ausência de calcissilicáticas poderia representar variações faciológicas sindeposicionais, enquanto o baixo grau metamórfico poderia indicar uma área onde os eventos tectono-termais foram menos atuantes, bem como com referência à migmatização, indicando uma faixa crustal com maior espessura de sedimentos não atingidos por enérgico metamorfismo, à exemplo da faixa sinclinorial de Cruzeta para os sericita-clorita-xistos Seridó.

2) A Zona Transversal neste caso, inclui as rochas supracrustais e infracrustais, tanto do Grupo Cachoeirinha como do Grupo Seridó, além daquelas do Complexo Gnáissico-migma

títico.

3) A Zona Transversal desta forma, teria seus limites geológicos ampliados até o Lineamento Tatajuba - Malta e à região de Olivedos.

4) Implicaria tal ampliação, numa reformulação conceitual do que seria Zona Transversal, uma vez que esta faixa de dobramentos, Seridó-Cachoeirinha configura um "trend" único de direção geral NE-SW, mesmo a sul do Lineamento Patos, apenas amoldado à estruturação E-W na faixa próxima e compreendida entre os Lineamentos Tatajuba - Malta e Patos, que foi imposta por estes notáveis rasgos tectônicos. Significa dizer que o compartimento tectônico compreendido entre os Lineamentos Tatajuba - Malta, Patos e Pernambuco ou Zona Transversal teria grosso modo, uma direção geral NE-SW e confundir-se-ia com a Zona Caririana, e tal estruturação E-W, formada pelas paráclases transcorrentes seria de natureza próxima a linha de ação da movimentação ratural, configurando grandes "drags".

Estas movimentações raturais, ocorridas na fase tardia do Brasiliano, impuseram tão somente uma estruturação E-W nas zonas mais próximas da ação dinâmica e, redobramentos ou arqueamentos estruturais, na estruturação NE-SW já formada. Significa dizer que não há em verdade, um cinturão móvel Transversal originalmente E-W.

#### 5.2.2.1 - Estruturas Regionais

No Complexo Gnáissico-migmatítico os dobramentos são geralmente assimétricos ou com flancos invertidos, representados por estruturas antiformes e sinformes com eixos paralelos e dispostos segundo o "trend" de foliação regional (geralmente cataclástica) predominantemente E-W.

Estruturas semi-circulares e ovóides alongadas são observadas nas regiões de Taperoá, sul de Soledade - Juazeirinho e Piancó, caracterizadas por uma foliação sinuosa e curvilínea, que por vezes instala-se nas vizinhanças de corpos de rochas plutônicas granulares. Na estruturação ovalada de Piancó, desenvolvida em rochas gnáissicas migmatizadas, contendo intercalações de estreitas lentes descontínuas de calcários cristalinos, ocorrem dobramentos desarmônicos e convolutos com eixos retorcidos e superfícies axiais curvilineares de baixo ângulo.

A desarmonia estrutural das antifomes e sinformes da região de Soledade e Taperoá é caracterizada, ora por dobras assimétricas, ora por dobras desarmônicas, ora por dobramentos isoclinais onde os eixos podem estar subhorizontalizado. O "plunge" em geral é para leste e as dobras apresentam vergências mal definidas. Os mergulhos de foliação variam de médios a fortes ângulos, passando a subverticais quando associados ou próximos aos falhamentos.

A área de ocorrência dos xistos e filitos do Grupo Cachoeirinha está representada por dobramentos apertados em antifomes e sinformes repetidas, formando no conjunto, uma estruturação sinclinorial limitada a norte pelo Lineamento Patos e continuando para sul, além dos limites da área do Projeto. Ao sul de Catingueira os planos axiais são predominantemente subverticais, havendo casos de dobramentos invertidos com vergências para norte. Os mergulhos dos planos de xistosidade assumem normalmente fortes ângulos com tendência a subverticalização nas proximidades dos falhamentos. Em escala de afloramento são comuns os dobramentos intensos e apertados quase sempre isoclinais e com planos axiais ondulados. Este

estilo de dobramento foi certamente intensificado pela ascensão de massas granitóides diapíricas as quais também condicionam a formação de auréolas de metamorfismo, ao longo do contato intrusão/encaixantes. Nestes locais os dobramentos são mais intensos e complicados, com generalizada transposição e inversões de flancos.

Os corpos granitóides têm formatos arredondados e sub-arredondados e geralmente estão alongados, segundo o "trend" de foliação regional das encaixantes. Estes plutonitos ocupam grandes espaços dentro do metassedimento do Grupo Cachoeirinha, merecendo destaque o corpo granitóide da serra do Teixeira, posicionado no flanco sul da estruturação sinclinal, entre o limite dos metassedimentos com as rochas do Complexo Gnáissico-migmatítico. Estes corpos intrusivos normalmente desenvolvem auréolas de metamorfismo, com formações locais de "hornfels", em xistos e filitos encaixantes, que também são notadas envolvendo o granitóide tardi-tectônico de Catungueira, intrudido na zona de ação do Lineamento Patos.

Os falhamentos (Taperoá, Assunção) que ocorrem ao sul do Lineamento Patos, apresentam uma configuração sinuosa com desenvolvimento predominantemente E-W, passando para NE-SW a altura do limite sul da área do Projeto, concordante com o "trend" regional de foliação. Os planos de xistosidade e a foliação cataclástica desenvolvidas ao longo da zona de ação desses falhamentos, são invariavelmente verticalizados ou de fortes ângulos, em especial nas proximidades do Lineamento Patos.

Nos trechos compreendidos entre os Lineamentos Patos e Tatajuba - Malta, incluindo a faixa sul de Santa Luzia - Patos - Coremas, observa-se o desenvolvimento generalizado de



uma foliação cataclástica, bem como uma atuante tectônica de transposição, adelgaçando e rompendo "cordões" quartzíticos (Formação Equador) ou vergando-os à semelhança de gigantescas "bengalas" de transposição (idêntica às observadas em microdobras) tendo como exemplo marcante a serra do Melado (área de Itajubatiba).

Esforços compressivos certamente foram mais atuantes, na região de Santa Luzia, Várzea, São Mamede, Quixaba, oeste de Junco do Seridó, sendo notável neste "drag" o adelgaçamento do "cordão de xistos", sua inflexão rumo E-W e o intenso dobramento apertado de toda a sequência supracrustal, causando sucessivas repetições próximas, dos mesmos horizontes litoestratigráficos, impostos, sem dúvida, pelos Lineamentos Patos e Tatajuba - Malta. A tectônica de transposição e o deseenvolvimento de foliação cataclástica é mais atuante no sentido de E para W, ou seja, do sudoeste de Santa Luzia para Coremas.

### 5.2.3 - Síntese descritiva dos principais "trends" es truturais.

"Trend" estrutural formado pela dorsal quartzíti-  
ca Serra do Melado (Coremas) - Borborema - Queima-  
das - Umburana - Cerro Corá - Feiticeiro.

Quando da observação do mapa geológico integrado na escala de 1:250.000, ressalta-se o notável "trend" quart<sub>z</sub>ítico antiformal Equador, que se estende desde a região de Coremas, Patos, com direção E-W, infletindo rumo NE, já a sul de Junco do Seridó, passando próximo a Parelhas, Carnaúba dos Dantas, Currais Novos, Cerro Corá, SE de Lajes e Pedra Preta.

Na região Coremas - Patos, destaca-se a serra do Melado - serra dos Doidos, inclusa na estruturação E-W imposta pelos Lineamentos Patos e Tatajuba - Malta. Nesta faixa interfalhamentos desenvolvem cataclasitos, milonitos, etc., predominando intensa foliação cataclástica, onde é notável a tectônica de transposição extrema, provocando adelgaçamentos, rompimentos e virgações, além de repetições laterais, incluindo os quartzitos Equador, que geralmente ocorrem sob a forma de cristas alongadas antiformais descontínuas. A serra do Melado - serra dos Doidos, assemelha-se a uma "bengala" de transposição extrema, de grandes proporções, tendo comportamento anticlinal, de superfície axial levemente sinuosa, mergulhando para S.

O quartzito Equador, na região da serra da Borborema (Folhas Juazeirinho e Jardim do Seridó), mostra-se aparentemente como um anticlinal raso de grande extensão que

vai se estreitando para oeste a medida que os flancos tomam uma postura verticalizada. Este fato deve-se sobretudo, à pressão sofrida sob a influência do Lineamento Patos. Neste setor, as rochas estão intensamente dobradas e a possança do pacote quartzítico é menor, em virtude do adelgaçamento tectônico relacionado a uma zona mais compressiva.

Nas proximidades da cidade de Junco do Seridó, ao longo da rodovia BR-230, observa-se em afloramentos, estruturas isoclinais e até transposição no bandejamento do quartzito, cujo "plunge" indica mergulho segundo  $5^{\circ}/15^{\circ}$  Az. Este estilo de dobramento apertado e revirado, demonstra que a estruturação do pacote de quartzito não é tão simples, e que as camadas foram "sanfonadas" intensivamente formando um padrão de dobramento mais complexo. Esta modalidade de dobramento é responsável pelas aparentes intercalações de quartzito que se observam em escala de mapa, sob a forma de faixas lenticulares e alongadas nas rochas do Grupo Seridó. É justamente na região Equador - Junco do Seridó, que as lineações estruturais regionais adaptadas ao Lineamento Patos (E-W) infletem para NE-SW, caracterizando um "drag" de enormes proporções. Nesta área, os quartzitos dobrados por transposição e constituindo um amplo anticlínio, demonstram, como é percebido em mapa, uma grande estrutura redobrada. Destaca-se, ainda, na região de Equador um expressivo falhamento de natureza dextrógira, cujo deslocamento é verificado nas bordas da estrutura anticlinal. O eixo da estrutura representado no mapa também sofre deslocamento.

Em escala de afloramento, observa-se que a foliação apresenta níveis repetidos, indicando assim um primeiro dobramento transposto, geralmente isoclinal, de superfície

axial subhorizontalizada, redobrado ou arqueado com uma su perfície ( $S_2$ ) axial verticalizada, que corresponde via de re gra, aos dobramentos mapeáveis. Os eixos são geralmente sub-retilíneos, entretanto, por vezes sofrem notáveis inflexões causadas geralmente por deslocamento de blocos falhados, in dicando assim, uma terceira deformação superposta, tal como se verifica a oeste de Junco do Seridó.

Prolongando-se para norte, o Quartzito Equador continua exposto em núcleo anticlinal de grandes dimensões, constituindo uma importante dorsal quartzítica que forma a serra das Queimadas, separando extensas zonas sinclinais pre enchidas pelos micaxistos Seridó. Sua área de exposição é di rigida, pelo comportamento do eixo estrutural central que mostra oscilações favorecendo o aparecimento de culminações e depressões axiais, determinando assim, o surgimento de ter minações periclinais e de amplas selas e calhas sinclinais, geralmente preenchidas por litotipos das formações superio res (Formação Jucurutu e Seridó), bem como, anticlinais de caimento duplo cujas terminações periclinais, via de regra, expõe gnaisses calcissilicáticos da Formação Jucurutu, com níveis mineralizados em scheelita (ex. NE de Parelhas).

É comum observar exposições do quartzito sob a for ma de domos a NE de Parelhas, onde as frequentes oscilações do eixo da anticlinal formam estruturas braquianticlinais com mergulhos em torno de  $15^\circ$  a  $25^\circ$ , parcialmente envolvidos por gnaisses e rochas calcissilicáticas, à semelhança de ja nelas geológicas.

Observa-se que na serra das Queimadas, os flancos da anticlinal principal mostram sucessivas dobras menores que condicionam o aparecimento de uma estruturação de caráter an



ticlinorial.

As atitudes medidas nestes flancos (tanto oeste quanto leste) revelam mergulhos da ordem de  $45^{\circ}$ , emprestando configuração simétrica ao pacote quartzítico neste segmento (Equador - Parelhas), o que caracteriza um equilíbrio de forças compressivas.

Na região de Carnaúba dos Dantas, o quartzito re parece com atitudes subhorizontais, mergulhos fracos, sob a forma de estruturas subdômicas, constituindo a terminação sul da anticlinal que forma a serra do Chapéu - Umburana. Neste setor, observa-se, em afloramento, dobramentos apertados com fechamentos em forma de cunha, constituindo dobras recumbentes, com "plunge"  $10^{\circ}$ /SSW. Estes dobramentos de mostram ondulações que sugerem no mínimo, duas superposições de dobramentos.

Falhamentos subparalelos seccionam o eixo da anti clinal que expõe estes quartzitos com postura horizontalizada, e são considerados como falhas de abatimento, presumivel mente resultantes de uma fase de distensão posterior à fase compressiva regional, imposto pelo Lineamento Patos.

Na folha Currais Novos o quartzito permanece ocu pando o núcleo da ampla estrutura anticlinal que constitui a serra do Chapéu - Umburana. Na aba leste mostra mergulhos de  $30^{\circ}$  -  $50^{\circ}$  e mergulhos subverticalizados na aba oeste. Esta es trutura demonstra na parte sul, uma certa simetria com super fície axial aproximadamente verticalizada, enquanto que na parte central e norte, ocorre maior intensidade de deforma ção, onde a estrutura se apresenta como dobra assimétrica, com mergulho do plano axial para ESE. Assim, o plano axial, adquire uma feição geométrica curvilinear.

Os dobramentos apertados até intrafoliais observados tanto nos afloramentos como em amostras coletadas, estão relacionados ao fenômeno de transposição e produzem um sanfonamento em todo o pacote quartzítico. Esta estruturação de mostra que a camada quartzítica dobrada sobre si mesmo por efeito de transposição e posteriormente redobrada, constitui uma estrutura anticlinorial que aparenta no conjunto uma espessura bem maior que a real.

Na região da mina Timbaúba (aba leste do anticlinal) afloram delgadas lentes de quartzito a poucas centenas de metros do limite litológico-estrutural do flanco leste do pacote quartzítico. O efeito aparente no campo e no mapa sugere níveis de quartzito isolados e intercalados nos micaxistos Seridó, quando na realidade afloram desta forma, como resultado de dobramentos laterais sucessivos e transpostos.

Vale observar que, tanto no segmento Equador - Parelhas, quanto no segmento Carnaúba dos Dantas - Currais Novos, a Formação Jucurutu, representada por gnaisses e níveis calcissilicáticos contendo mineralizações de scheelita, constitui os flancos leste das estruturas anticlinais com mergulhos  $30^{\circ}$  -  $50^{\circ}$  para SSE e contornam as terminações periclinais. Somente na porção norte da aba oeste da anticlinal da Umburana, que esta faixa litológica volta a ocorrer com mergulhos em torno de  $50^{\circ}$  -  $70^{\circ}$  para WNW. A supressão destes gnaisses para o sul, pode ter sido ocasionada pelo falhamento longitudinal (falha da Umburana) concordantes a subconcordantes com a foliação regional. Esta falha de planos verticalizados e de rejeitos múltiplos, coloca o quartzito Equador em contato direto com o micaxisto Seridó.

Um sistema de falhas de abatimento e de fraturas

indiscriminadas, secciona transversalmente o anticlínico da serra do Chapéu - Umburana, deslocando os quartzitos e as faixas gnáissicas associadas.

Esta faixa estrutural se prolonga no sentido NNE para a Folha Cerro Corá e, como reflexo das oscilações do eixo das estruturas dobradas apresenta suas melhores exposições de quartzito, na braquianticlinal da serra do Cruzeiro, na borda oriental do maciço granítico de Cerro Corá e na terminação sul do pacote "Recanto - serra do Feiticeiro. Estas estruturas são alongadas, por vezes em forma de domos, e como sempre concordantes com o "trend" regional.

A braquianticlinal da serra do Cruzeiro (domo alongado) está envolvida por gnáisse Jucurutu com níveis calcissilicáticos apresentando mergulhos na ordem de  $70^{\circ}$  na aba oeste e  $50^{\circ}$  na aba leste.

Os quartzitos reaparecem sob a forma lenticular, bordejando uma anticlinal ocupada pelo maciço granítico de Cerro Corá, com mergulhos variando entre  $20^{\circ}$  a  $60^{\circ}$  para SE. Imediatamente ao norte o quartzito se encontra nestas mesmas condições quando bordeja (lado oeste) o maciço granítico de Porta d'Água.

Observa-se que a partir do paralelo de Brejuí (sul de Currais Novos) para NE, o "trend" anticlinal tem comportamento assimétrico, cuja superfície axial mergulha para ESE, acentuando este mergulho a medida que se dirige para a serra do Feiticeiro, tendo aí, um comportamento isoclinal anticlinal invertido, cujo flanco oeste faz parte da estrutura sinclinal de Santa Rosa, que também tem comportamento assimétrico, cujos planos axiais mergulham para ESE.



### Estruturas de Belém do Brejo do Cruz

Na região de Belém do Brejo do Cruz, entre as Folhas Catolé do Rocha e Caicó, ocorre uma ampla estrutura sinformal de comportamento assimétrico cujo flanco NW mergulha cerca de  $30^{\circ}$  e o flanco SE apresenta mergulhos da ordem de  $60^{\circ}$ . O eixo principal é orientado segundo NE-SW e o plano axial subverticalizado.

No prolongamento norte desta estrutura observa-se uma complexa estrutura sinclinorial (de forma semelhante a um bumerangue) cujo núcleo é ocupado por rochas carbonáticas da Formação Jucurutu (sul de Messias Targino) separada daquela primeira por um estreito anticlínico quartzítico (serra Camarú). Este sinclínio mostra uma tendência a orientação E-W, sofrendo no entanto virgações para NNW e ENE, nas suas extremidades. Na porção ENE, no fechamento desta estrutura, onde ocorrem leitões quartzíticos aparecem estruturas redobradas.

Imediatamente ao norte, na região de Cacimba de Baixo - Várzea dos Porcos, ocorre uma estrutura antiformal com eixo principal orientado, segundo NW-SE e flancos com mergulhos em torno de  $50^{\circ}$ .

Este conjunto estrutural é todo ocupado por rochas supracrustais do Grupo Seridó (quartzitos, gnaisses migmatizados, mármore e calcissilicáticas). Os gnaisses da Formação Jucurutu, sofreram intensa migmatização com desenvolvimento de estruturas nebulítica, anatexítica, embrechítica e especialmente "schelieren" que denunciam uma grande mobilização plástica. Estes migmatitos obliteram cerca de uma dezena de ocorrências de scheelita, tornando-as pouco prospectivas economicamente.

Dobras muito fechadas, intrafoliais e mascaradas



por transposição, documentadas no campo, sugerem um estilo tectônico onde houve superimposições de deformações.

A configuração estrutural já bastante complexa em função dos sucessivos ou simultâneos ciclos de deformação ocorridos, responsáveis pelos padrões de foliação e dobramentos atualmente observados, sofrendo grandes modificações estruturais posteriores diante do posicionamento diapírico dos extensos maciços de granitos anatóticos de Patú, Brejo do Cruz, Jandaís e por outros corpos menores, por vezes alongados e subconcordantes.

A emergência dessas massas diapíricas através das rochas de cobertura ocasiona esforços compressivos e tangenciais capazes de proporcionarem expressivas mudanças na direção ou disposição das estruturas, provocando outras superposições de dobramentos revelados pelo encurvamento dos eixos sinclínicos (sul de Messias Targino) e anticlinais (pacote quartzítico da Serra Camarú) e transposição de estilo bem mais complexo.

Desta forma, pode-se deduzir, que o evento diapírico incidiu sobre rochas já deformadas, durante o metamorfismo regional representado por mais de um evento tectono-termal, que transformou, dobrou e redobrou, os sedimentos clásticos e químicos primitivos, proporcionando uma evolução mais complexa no modelado estrutural à semelhança de vários outros setores da área do Projeto. Em outras palavras, tal complexa estruturação do sinclínório em pauta, incluiria no mínimo 3 dobramentos superpostos.

O "trend" estrutural Janduís - Paraú (Serra do João do Vale).

Na região compreendida entre as cidades de Janduís e Paraú, as rochas metassedimentares do Grupo Seridó formam uma estruturação complexa, caracterizada por dobramentos isoclinais e recumbentes, além de intensiva transposição. Litologicamente ocorrem gnaisses, mármore, calcissilicáticas e biotita xistos, como também corpos granitóides intrusivos.

Modo geral, as rochas metassedimentares formam uma estruturação arqueada com desenvolvimento sinuoso dos traços de foliação. Esta estruturação arqueada contorna o alto estrutural aqui denominado de "anticlinório de Augusto Severo" composto por rochas arqueanas do Complexo Gnáissico-migmatítico basal. Assim, através de sucessivas inflexões, tem-se o seguinte comportamento: na porção leste (região de Paraú) as rochas estão orientadas segundo a direção geral NNE-SSW; na porção sul (Serra do João do Vale) elas estão orientadas segundo E-W; e finalmente, na porção oeste, as rochas estão orientadas segundo NW-SE. Na região da serra do João do Vale, ocorrem várias lentes de calcários cristalinos e de calcissilicáticas, repetidas e intercaladas em biotita gnaisses Jucurutu, tendo no núcleo, biotita xistos granadíferos da Formação Seridó, que no conjunto, formam dobramentos isoclinais e recumbentes, com superfícies axiais paralelas e levemente inclinadas. Os biotita xistos apresentam-se bastantes crenulados, cuja xistossidade de transposição se desenvolve paralelamente aos planos axiais das dobras maiores (regionais). Em geral o "plunge" é para sul, com valor médio em torno de  $10^{\circ}$ , e os planos axiais das dobras deitadas (recumbentes) têm inclinações para sudeste

te, com ângulos de  $20^{\circ}$  a  $40^{\circ}$ . Também são observadas dobras menores, assimétricas, com plano axial de forte ângulo geralmente tendendo a verticalização. A mineralização scheelitífera tem controle predominantemente estratiforme com distribuição algo regular nas calcissilicáticas, e com teores em torno de 0,3%, mas que tendem a aumentar, ao longo das cristas das dobras secundárias de planos axiais subverticalizados, constituindo os principais "ore shoots" e onde os teores podem chegar em média a 2%. Nestas zonas de enriquecimento a mineralização é do tipo "stratabound".

Os corpos granitóides intrusivos, como os que ocorrem na região de Janduí e serra do João do Vale, têm caráter tardi-tectônicos e o seu desenvolvimento pode ter provocado o redobramento e encurvamento das rochas supracrustais, desviando-as de sua estruturação original, predominantemente NNE-SSW. Em torno desses maciços granitóides observa-se uma certa acomodação dos traços de foliação das rochas encaixantes, sendo que, em alguns locais, são nítidos alguns truncamentos, típicos de corpos subconcordantes e/ou discordantes.

Esta área, pelo seu estilo de dobramento (dobras isoclinais-recumbentes e assimétricas com planos axiais subverticalizados) carece de estudos de mapeamento em escalas mais adequadas (1:2.000, 1:5.000), visando a cartografia dos níveis de calcissilicáticas e controles dos principais "ore shoots".

Em síntese, a estrutura encurvada da isoclinal recumbente da serra do João do Vale, com um único nível de calcário metamórfico repetido por dobramento apertado, representa também uma adaptação E-W a borda do domo arqueano de Augusto Severo, tendo ainda significativa influência dos diápiros

graníticos circundantes. Visualiza-se deste modo, também um terceiro dobramento superimposto, indentificável e escala de mapa pela sinuosidade do eixo da grande sinclinal isoclinal recumbente, cuja superfície axial mergulha com a mesma intensidade das camadas ectiníticas, ou seja,  $35^{\circ}$  a  $40^{\circ}$  para sul.



Estrutura de Umarizal - Almino Afonso -  
Viçosa - Gangorra

Os gnaisses migmatizados com lentes de calcários cristalinos pertencentes a Formação Jucurutu, que ocorrem na porção NW da área do Projeto, constituem uma calha da sequência supracrustal que se acha posicionada sobre os terrenos basais do Complexo Gnáissico-migmatítico. Estas rochas bastante arrasadas apresentam uma estruturação singular na área do Projeto, dispondo-se em forma de arco com concavidade voltada para leste, e diferindo sensivelmente da estruturação linear da área típica do Seridó. Associam-se a estas rochas corpos granitóides (batólito de Patú e outros corpos menores) e rochas gabróides que ocorrem mais ao norte, na região de Gangorra.

Nesta porção da área, as maiores complicações estruturais ocorrem na região compreendida entre as cidades de Umarizal - Almino Afonso - Gangorra, onde as rochas apresentam-se bastantes dobradas com foliação sinuosa e curvilínea. A disposição dos eixos das dobras antifforme e sinforme, como interpretadas nos mapas, sugere que as rochas dessa área foram submetidas a dobramentos superpostos, ou seja: o eixo curvilinear sobre o domo granítico, corresponde a um dobramento invertido de superfície axial deitada, enquanto que o eixo mais retilíneo de direção NNW-SSE e de plano axial subvertical, corresponde a uma dobra normal, tendo estas configurações certamente impostas pela evolução diapírica. Nos afloramentos as rochas apresentam-se bastantes dobradas, onde as microdobras mostram um estilo assimétrico e desarmonico constituindo, no conjunto, uma estrutura em forma de leque caracte

rizada pelas disposições dos planos axiais divergentes.

A localidade de Viçosa constitui o vértice em joelho da estruturação arqueada geral. Assim, entre Viçosa e Almino Afonso, as rochas têm direção geral NW-SE, enquanto que de Viçosa para Gangorra, as rochas têm direção NE-SW.

Na região, compreendida entre Umarizal - Almino Afonso - Viçosa, os planos de foliação têm mergulhos variando de  $40^{\circ}$  a  $50^{\circ}$  NE, enquanto que de Viçosa para Gangorra os valores dos mergulhos são fortes e geralmente atingem a verticalização. Nesta porção da área um único falhamento foi observado tendo sido denominado de falha de Gangorra, de caráter transcorrente, dextral, de direção NE-SW, concordante com os traços de foliação das rochas. No campo é evidenciada pela presença de faixas subverticais de cataclasitos, milonitos e brechas, além de intensa silicificação nas rochas.

Os plutões graníticos em forma de batólitos e de corpos menores, aparecem no limite do Grupo Seridó, com o Complexo Gnáissico-migmatítico ou completamente envolvidos por rochas daquele grupo, sugerindo uma extensiva granitização anatética. Estes corpos são sem dúvida sinorogênicos e caracterizam os diápiros catetectônicos de Stephansson (op.cit.) desenvolvidos em rochas catazonais. É provável que estes corpos ou complexos granitóides, tenham influenciado sobremaneira no modelado estrutural das encaixantes, causando intenso redobramento naquelas rochas, bem como imposto inclusive, a inflexão em joelho na região de Viçosa.

Em suma, a faixa antiforme e sinforme associadas, de Umarizal - Almino Afonso, cujos eixos de dobramentos mapeáveis apresentam-se arqueados, sugerem uma terceira fase de redobramento, possivelmente imposta pela própria configuração

do batólito granítico, que a envolve. As duas primeiras fases de dobramentos estão documentadas em escala mesoscópica, sendo por vezes visível padrões de interferência do tipo 3 de Ramsay (op.cit.). Na faixa de Gangorra - Viçosa, além de dois dobramentos superpostos, visíveis em escala de afloramento, há o desenvolvimento de foliação cataclástica, sendo notável foliação de transposição, certamente originada pelo extenso falhamento transcorrente dextro de direção NE-SW.

### Sinclinório de Florânia

A ampla estrutura dobrada situada a oeste de Florânia (folha Currais Novos) constitui um sistema de dobras reviradas formando um sinclinal complexo composto por vários sinclinais menores subordinados, tendo o conjunto, em corte transversal E-W, uma forma de leque.

Esta estrutura sinclinorial expõe rochas do Grupo Seridó, que se repetem por dobramentos isoclinais revirados cujos planos apresentam mergulhos da ordem de  $30^{\circ}$  em direção ao eixo principal. O "plunge" do sinclinório varia de  $10$  a  $20^{\circ}$  para norte.

Em escala de afloramento os biotita gnaisses da Formação Jucurutu apresentam-se por vezes cataclásticos, as vezes silicificado, com aspecto quartzítico, o que documenta a presença de alguns falhamentos indiscriminados associados ou mesmo cortando transversalmente os dobramentos.

Este litotipo, próximo ao eixo central do sinclinório, apresenta espessas colunas ("mullions") ao longo dos eixos das dobras cujo estilo isoclinal revirado a recumbente reflete o tipo de dobramento em escala macroscópica. Os níveis carbonáticos, via de regra, mostram claramente, estruturas de transposição.

Situado na parte central do sinclinório, na porção norte, onde se localiza a serra da Garganta, ocorre um maciço granitóide (Maciço da Garganta), que ocupa uma área de aproximadamente  $100 \text{ km}^2$ . Este maciço se encontra envolvido por xistos hornféisicos pertencentes a Formação Seridó e por uma faixa lenticular de migmatitos heterogêneos situada a NW do corpo, formando, de certa forma, contatos bruscos com as rochas



encaixantes. Apesar de se observar alguma lineação orientada, preferencialmente próximo aos bordos, este granitóide, em escala mesoscópica, não apresenta nenhuma lineação, mostrando uma textura isotrópica, formada por quartzo, feldspato e biotita.

Dê configuração semelhante ao maciço granitóide de Totoró, difere provavelmente, em relação ao posicionamento tectônico, que neste caso parece ser sin-tarditectônico.

Interessante notar, que próximo ao maciço granítico, na parte oeste, ocorre cristas alongadas de quartzito feldspático, silicoso, milonitizado e totalmente transposto, denunciando uma zona altamente deformada e comprimida. A presença deste litotipo relativo a horizontes clásticos estratigraficamente inferiores (Formação Equador), nestas condições estruturais e estratigráficas, sugere uma zona de expressivo soerguimento, certamente influenciada por ascensão diapírica das massas graníticas que constituem o Maciço da Garganta.

Esta grande estrutura, cuja designação proposta neste trabalho é Sinclinório de Florânia, representa uma área estruturalmente deprimida compreendida, entre altos do embasamento (pEgnmg) onde se visualiza estruturas dômicas de formas grosseiramente ovaladas semelhantes aos conhecidos ovais gnáissicos arqueanos de Grant (op.cit.).

Em âmbito regional, o Sinclinório de Florânia, seria um compartimento tectônico do conjunto sinclinorial Curral Novo - Florânia - Jucurutu.

Vale destacar que os níveis de calcário metamórfico, bem como de quartzitos, lateral e subparalelamente dispostos, representam apenas repetições por redobramentos, configurando uma grande estrutura em leque.

### Braquianticlinal da Serrinha de Currais Novos

A Serrinha de Currais Novos constitui um acidente geográfico de discreta expressão topográfica, situado a SE da cidade homônima, nas suas proximidades, possuindo forma aproximadamente elipsoidal, com seu eixo maior medindo cerca de 8 km segundo a orientação NNE-SSW e largura máxima da ordem de 1,7 km.

Estruturalmente corresponde a uma braquianticlinal normal, em cujo núcleo afloram rochas pertencentes à Formação Jucurutu, circundada pelos metapelitos da Formação Seridó. A Formação Jucurutu exhibe uma lente de calcário metamórfico em ambos os flancos, na porção intermediária a meridional da estrutura. Na borda ocidental são encontrados níveis calcissilicáticos associados ao calcário cristalino, tendo um nível mais inferior, na lapa, um intermediário e o terceiro na capa do referido calcário cristalino. O nível inferior é o mais constante em superfície, enquanto os outros dois ocorrem em pequenas lentes esparsas. Este "trend" apresenta mineralização scheelitífera encontrando-se aí a mina São Sebastião, atualmente paralizada. A lente carbonatada da borda oriental não está associada a níveis calcissilicáticos. Além dos 3 níveis supra referidos ocorre um quarto nível que se posiciona dentro do biotita gnaisse, próximo a contato com os micaxistos Seridó. Este nível é bem representado na terminação sul da estrutura, na ocorrência Marcação, aflorando ainda em lentes bastante extensas no flanco leste e na terminação periclinal norte.

A estrutura da Serrinha de Currais Novos encerra uma dobra normal de duplo caimento, com plano axial verticalizado e eixo com direção geral NNE-SSW. Os flancos exibem mer

gulhos da ordem de  $30 - 40^{\circ}$  preferencialmente, podendo atingir subordinadamente valores mais fortes, enquanto nas terminações as foliações possuem angularidades suavizadas, em torno de  $20 - 25^{\circ}$  e eixo b com caimento médio de  $20^{\circ}$  para NNE e SSW.

Verifica-se também, mesodobras e microdobras de flanco, com superfície axial coincidente com o mergulho da foliação, bem observável nos calcários metamórficos, mormente se existem impurezas como tremolita-actinolita.

### Grupo Seridó Indiviso (pEs)

Foi denominado globalmente sob a sigla pEs um conjunto de litotipos pertencentes às diversas formações do Grupo Seridó, as quais não são individualizáveis nas escalas dos mapas geológicos executados, seja pela dificuldade de observação em aerofotos (área arrasada com rigolito espesso) seja pela intensa migmatização, de tendência homogeneizante instalada na faixa, ou ainda pela intensa tectônica de transposição observada, repetindo, rompendo e adelgaçando as "camadas".

A estrutura em parte localiza-se na folha Caicó (SB.24-Z-B-I), tendo seu limite leste próximo à Serra do Cavalcante, prosseguindo sinuosamente para oeste passando próxima da cidade de Timbaúba dos Batistas e terminando a SW de Jardim do Piranhas.

Litologicamente caracteriza-se por apresentar níveis descontínuos de muscovita quartzitos da Formação Equador, em parte arcoseanos ou contendo porfiroblastos centimétricos de granada; faixas de biotita e/ou hornblenda gnaisses, gnaisses quartzo-feldspáticos, lentes de anfibolito, ocorrências locais de calcário cristalino e calcissilicática, onde se destacam as mineralizações scheelitíferas da Mina Diniz, e do "Garimpo Cavalcante", que constituem os representantes da Formação Jucurutu; faixas descontínuas de biotita xistos da Formação Seridó, em parte com duas micas, granitíferos, localmente exibindo porfiroblastos de cordierita, estauroлита e sillimanita, incluindo gnaisses bastante migmatizados e migmatitos, ressaltando-se os dois corpos de migmatitos heterogêneos com estruturas "schlieren" e nebulitiva que se situam próximos à Mina Diniz.



A principal ocorrência de scheelita da faixa pCs é a Mina Diniz, tratando-se provavelmente de uma calha residual parcialmente preservada da migmatização regional, haja visto estarem associadas, litologias como biotita-xisto granatífero, com cristais de granada de até 3 cm, em contato com gnaisses quartzo-feldspáticos, granitizados, assemelhando-se a leptinito, rochas calcissilicáticas por vezes brechadas e parcialmente migmatizadas (que a análise petrográfica classificou como "migmatito com scheelita") e calcário metamórfico. Estruturalmente a mineralização é traduzida por uma sinforme e uma anti-forme, isoclinais inclusas na zona de charneira de uma macroestrutura sinformal. Em um núcleo migmatítico próximo à Mina Diniz, na região de Pedra Preta, ocorrem 3 pequenos enclaves de calcissilicáticas totalmente discordantes da estruturação regional (não digeridos pela migmatização).

Os níveis calcissilicáticos do "Garimpo Cavalcante" acham-se encaixados em lentes de anfibolitos, possuindo dimensões pouco expressivas e teor em  $WO_3$  insignificantes.

São encontradas também mineralizações scheelitíferas filonianas e veios de quartzo de pequenas possanças tendo concentrações de scheelita bastante erráticas.

A depressão estrutural ou extensa faixa sinformal pCs possui direção geral aproximadamente E-W, incluindo metas sedimentos do Grupo Seridó e circundada por rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico. Constitui uma alongada braquissin-forme com flanco invertido, cuja superfície axial curvilinear geralmente mergulha para sul tendo direção E-W e os mergulhos das foliações variando predominantemente de  $25^\circ$  a  $50^\circ$ /S-SW. A sua porção setentrional compreendida entre a terminação da sinclinal da Serra do Cavalcante e a "estrutura de Reforma"

possui forma grosseiramente elipsoidal alongada na direção E-W, infletindo para a direção NE-SO, no setor compreendido entre o flanco oeste da sinclinal acima referida e a cidade de Timbaúba dos Batistas, com restrita área expositiva. A sul desta cidade a estrutura tende a exibir maior superfície de afloramento e prossegue uma direção geral E-W.

A superposição de dobramentos é bastante visível nesta faixa, cujas dobras isoclinais encontram-se redobradas com dobras de flanco igualmente isoclinais, transpostas, tendo a primeira geralmente superfície axial de mergulho acentuado, enquanto na segunda as superfícies axiais são coincidentes com o mergulho da foliação. O comportamento sinuoso ou curvilinear e as grandes inflexões sofridas pelo eixo da grande calha, denunciam um terceiro dobramento de âmbito regional. Este último dobramento ou inflexão, tem aspecto antiformal, cujo eixo passa próximo à cidade de Timbaúba dos Batistas.

Este grande sinclíneo das supracrustais, está praticamente alojado nas terminações S e SW da estrutura dômica (oval) arqueana de Jardim do Piranhas. Grosso modo, encontra correspondência estrutural com a estrutura da Mina Bonsucesso.

O arqueamento sofrido na sua terminação perissinormal oeste, à altura do sinclinal dobrado São Fernando - Reforma, é provocado pelo arrasto imposto por falhas transcorrentes, que combinados, provocam um movimento rotacional de sentido horário, configurando um 3º dobramento superposto.

### "Sela" estrutural de Caieira

Ao longo de toda a Folha de Jardim do Seridó SB.24-Z-B-V, é comum a existência de dobramentos lineares com planos axiais na direção predominante NNE-SSW, mostrando geralmente mergulhos fortes. Seus eixos na maioria das vezes, são subhorizontalizados, podendo no entanto, em certas áreas mostrar fortes oscilações dando lugar ao desenvolvimento de zonas de culminações e depressões, condicionando o aparecimento de terminações periclinais de anticlinais duplamente mergulhantes, ou com fortes tendências à formas dômicas, e selas estruturais.

A estrutura de Caieira é um exemplo típico de uma sela estrutural (sinclíneo) posicionada entre duas terminações perianticlinais. Ela localiza-se na Folha de Parelhas e está situada a cerca de 5 km, a SW da cidade homônima e a NE da mina Malhada do Angico. Não apresenta grande extensão aflorante.

Estruturalmente situa-se numa zona de depressão de eixo, correspondendo a uma estrutura sinformal, com "plunge" médio de  $15^{\circ}$  para NW, compreendida entre as macroestruturas de Malhada do Angico e da faixa de terminação sul do maciço granítico de Acarí, ambas do tipo anticlinal, sendo que a primeira apresenta um eixo mergulhando com cerca de  $18^{\circ}$  para NW e a segunda de  $17^{\circ}$  para SW. Nos flancos da estrutura sinformal de Caieira, as foliações das rochas aí existentes, apresentam ângulos de mergulho, variando na faixa de  $18^{\circ}$  a  $35^{\circ}$ . Nesta região é comum o desenvolvimento de dobras secundárias ( $S_2$ ), inclusive com repetições laterais para oeste, ocorrendo onduladas na porção centro-sul, e fortemente enrugadas na parte norte, com "plunge" de  $12^{\circ}$  para WNW.

Esta estrutura acha-se preenchida por biotita gnais ses, às vezes bastante migmatizados, de granulação fina, con

tendo uma lente de mármore com boa extensão aflorante, associada a níveis de rochas calcissilicáticas na base e no topo. Constitui uma área de interesse econômico para mineralização de scheelita, uma vez que, foi comprovada em subsuperfície, a continuidade destes níveis calcissilicáticos, através de furos estratigráficos, executados pelo Projeto na região.

Vale salientar que a sela estrutural em apreço apresenta o eixo de dobramento algo sinuoso, com "plunge" para WNW, e direção segundo WNW-ESE, portanto, quase ortogonal a estruturação regional de direção NE-SW, correspondendo provavelmente a um dobramento de terceira ordem.



### Estrutura da Fazenda Bonsucesso

A estrutura da fazenda Bonsucesso localiza-se a norte da cidade de Jardim do Piranhas (folha Caicó) com forma aproximadamente lenticular, alongada na direção NE-SW, numa extensão aproximada de 12 km, com largura máxima em torno de 2 km na sua porção setentrional. Destaca-se em aerofotos por apresentar uma superfície arrasada e aplainada em relação a topografia envolvente, tonalidade cinza-escura, textura argilosa e lineação pouco perceptível.

Constitui uma calha sinformal alojada em área de domínio das rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico, configurando um trecho remanescente do Grupo Seridó.

Estratigraficamente tem-se o embasamento representado por gnaisses facoidais e delgadas lentes de leptinitos, que faz contato estruturalmente concordante com os muscovita quartzitos basais da Formação Equador. Estes psamitos afloram de modo semi-contínuo no flanco leste da estrutura com espessura média de 5 m, enquanto no flanco oeste sua exposição acha-se bastante mascarada pelo desenvolvimento do solo. A estrutura é ocupada primordialmente por rochas da Formação Jucurutu. Localmente ainda ocorrem relíctos dos metapelitos da Formação Seridó. A Formação Jucurutu exhibe níveis calcissilicáticos, principalmente na aba leste, onde forma uma faixa com extensão de 1,5 km, mineralizada em scheelita, localizando-se aí a Mina Bonsucesso.

A Calha residual, forma uma braquissinclinal revirada, com plano axial mergulhando para NW, sendo assimétrica e exibindo na aba leste mergulhos da ordem de 25-55°, enquanto no flanco oeste as intensidades dos mergulhos das foliações

variam de  $50^{\circ}$  a subvertical. Os eixos b na terminação periclinal sul apresentam caimento médio de  $22^{\circ}$  para 30Az, ao passo que na terminação norte, região da Mina Bonsucesso, sua angularidade é da ordem de  $20^{\circ}$  para 215<sup>o</sup>Az.

A estrutura é truncada por dois falhamentos transcorrentes à direita, estando o mais importante na sua porção intermediária, à jusante do açude, constituindo uma crista de cataclasito no morro "Cabeço do Rio", com direção 70Az. O segundo falhamento situa-se na área da Mina Bonsucesso, com direção 65Az, com rejeito de menor amplitude, sendo realçado pelo deslocamento provocado no nível de rochas calcissilicáticas. Na Mina Bonsucesso, em subsuperfície, ocorrem falhas locais de rejeito oblíquos, com direção geral 50Az, muitas delas preenchidas por pegmatitos.

O jazimento Bonsucesso está estruturalmente condicionado a um pequeno dobramento cujo registro superficial é uma flexura ao longo da faixa calcissilicática, associada a uma zona de transposição.

### Estruturas ovais e amebóides

Já reportadas anteriormente, estas estruturas dômicas de formas ovais e amebóides, restringem-se ao Complexo Gnáissico-migmatítico, com registros isotópicos que lhes conferem idade arqueana. Suas congêneres antigas em outras regiões do mundo, incluindo a região do Ibadan na Nigéria, apresentam o mesmo comportamento morfo-estrutural e idades extremamente antigas (vide ítems 4.1.3 e 4.2.1.4).

As principais estruturas dômicas, formando conjuntos anticlinoriais, situam-se na região de Piancó, Jardim do Piranhas, Caicó, São Vicente, Augusto Severo e norte de São Rafael. Estas estruturas de formas ovaladas distinguem-se das demais estruturas do embasamento, apresentando várias peculiaridades litológicas e morfo-estruturais comuns.

Em termos de afloramento, apresenta generalizada estrutura de transposição e evidências de um mínimo de 3 dobramentos superpostos, tendo dobras intrafoliais redobradas e lineação mais antiga também dobrada. É possível que tais estruturas tenham um maior número de dobramentos do que aqueles visualizados, porquanto os dobramentos subsequentes tendem a mascarar ou obliterar os anteriores, considerando-se ainda os efeitos homogeneizantes da migmatização.

Estes núcleos arqueanos apresentam uma estruturação singular, tendo lineações concêntricas e sinuosas, levemente alongadas na direção NE-SW e suas bordas estão adaptadas às lineações das supracrustais, evidenciando intenso re-trabalhamento brasileiro. Enquanto as lineações das rochas de cobertura são sub-retilíneas com discretas sinuosidades (lineagênese brasileira), estas estruturas tem forma oval, tendo

apenas forma amebóide àquela situada a NE de Caicó.

Nestas estruturas ocorrem frequentemente corpos de metabasitos e orto-anfibolitos, geralmente dobrados. Corpos diqueiformes discordantes orto-anfibolíticos de largura decimétrica e de pequena extensão são por vezes observados.

Em escala de mapa, o estilo tectônico é caracterizado por intenso redobramento, pela natureza isoclinal das dobras de flanco da estrutura e pelo encurvamento ou sinuosidade (por vezes serpenteante) da foliação, que em verdade constituem eixos subhorizontalizados de dobramentos. Estas superfícies axiais curvilineares têm vergência para o núcleo do domo, ou seja, de caráter centrípeta. A partir do centro outros eixos divergentes cortariam perpendicularmente os eixos de flanco (foliação).

São observadas algumas faixas alongadas e residuais, esparsas e delgadas das supracrustais, que adaptaram-se à estruturação do embasamento, alojando-se nos espaços interdômicos, configurando que tais espaços inter-ovais foram verdadeiras selas estruturais, abrigando quilhas das rochas de cobertura.

As rochas supracrustais reliquiares embutidas nestes espaços inter-ovais (sinclíneos) foram sobremodo confundidas como integrantes da própria associação rochosa do embasamento, fazendo com que os diversos autores incluíssem tanto no embasamento como na cobertura os mesmos litotipos.

As rochas componentes destas estruturas dômicas são predominantemente biotita gnaisses, gnaisses quartzo-feldspáticos, hornblenda gnaisses, gnaisses facóidais, ortognaisses, leptinitos, granitóides e metabasitos.

Em diversos outros pontos da área do Projeto, no



âmbito das rochas infracrustais igualmente arqueanas, verificam-se por vezes, complexa estruturação que guardam pouca similitude com estruturas ovais. Tais estruturas apresentam em escala de mapa eixos sinuosos e um arranjo por vezes desarmônico aos dobramentos laterais, associados. São dobras normais, assimétricas, isoclinais, geralmente de superfície axiais curvilineares, tendo ainda dobramentos isoclinais de flanco. Na região de Santa Cruz, os eixos apresentam caimentos para NE e para SW, enquanto na região de Barra de Santa Rosa, os dobramentos de tendência à isoclinais, tem eixos subhorizontalizados de direção NE-SW. Em escala de afloramento, também são visíveis indícios de generalizada transposição, dobras intrafoliais redobradas, tendo ainda tenuemente lineação e foliação mais antigas também dobradas, indicando um mínimo de 3 dobramentos superpostos. Na região de Barra de Santa Rosa verificam-se redobramentos com padrão de interferência tipo "mushroom" (cogumelo).

### Anticlinório da Serra dos Quintos

O comportamento estrutural nesta região é muito se melhante ao que foi descrito para o anticlinório de São José do Sabugí, que se localiza a oeste desta estrutura, numa área muito próxima à mesma. Ela também apresenta forma ligeiramente lenticular, bastante contínua, numa extensão que vai desde as proximidades da localidade Cacimbas, no extremo sul, até as proximidades da cidade de Santana, englobando toda a serra dos Quintos.

Acha-se estruturada de forma anticlinal com duplo caimento, exibindo dobramentos predominantemente do tipo isoclinal, com superfícies axiais de mergulho médio, para NW, e com eixos na direção geral NNE-SSW. Apresenta ainda algumas calhas residuais remanescentes, preenchidas por quartzitos da Formação Equador. Próximo à sua extremidade sul, a estrutura começa a mostrar evidências de virgação no sentido SW, denotando certa adaptação à direção principal do Lineamento Patos. Do ponto de vista de arranjo tectônico, a área está estruturada em uma sucessão de anticlinais, ocupadas por rochas com alto grau de migmatização pertencentes ao Complexo Gnáissico-migmatítico, sinclinais apertados, preenchidos por metassedimentos do Grupo Seridó.

A estrutura da serra dos Quintos, em trabalhos anteriores, foi tida como constituinte do flanco oeste da sinclinal do rio dos Quintos de Torres et alii (op.cit.) no Relatório de Jardim do Seridó e mapeada como sendo composta por metassedimentos da Formação Florânia. Nos trabalhos do Projeto Scheelita do Seridó, verificou-se que são rochas pertencentes ao Complexo Gnáissico-migmatítico, constituindo compartimento estrutural, independente da sinclinal do rio dos Quin

tos.

Todas as dobras contidas nesta estrutura maior, que ao todo formam uma sucessão de quatro anticlinais, com suas respectivas sinclinais, bastante apertadas, apresenta plano axial de ângulo de mergulho variando numa faixa de  $45^{\circ}$  a  $60^{\circ}$  para SE. Em seus flancos é comum se observar o desenvolvimento de pequenas dobras, não mapeáveis nas escalas de trabalho, todas do tipo isoclinal, bastante apertadas, com plano axial mergulhando para SE, e pouco contínuas. São constituídas, principalmente por sinclinais e anticlinais rasas, com foliação de ângulo forte, características de zonas bastante comprimidas.

A estrutura se acha envolvida por uma estreita faixa de quartzitos da Formação Equador e nas pequenas sinclinais apertadas que se formam na parte norte da serra dos Quintos, se encontram alguns níveis de calcissilicáticas, sem grande extensão aflorante, geralmente encaixadas em gnaisses quartzo-feldspáticos de granulação fina, pertencentes à Formação Jucurutu. Estes níveis muitas vezes se acham repetidos por redobramentos.

Ainda a norte da serra dos Quintos, se encontram algumas falhas, de extensões consideráveis, todas de rejeito múltiplo.

Basicamente na terminação NE desta estrutura braquianticlinorial, observa-se um intenso redobrimento apertado, de estilo  $S_2$ , onde por vezes são observáveis transposição do bandeamento dos quartzitos em escala de afloramento. Tais dobramentos apertados e até transpostos, desenvolvem intensa foliação de direção NE-SW, compondo uma estrutura sanfonada, em zigue-zague, (sequência de antifomes e sinformes) empres-

tando uma falsa impressão de haver interdigitação tectônica en  
tre os quartzitos e gnaisses com os xistos.



### Estrutura Antiforme de Olho d'Água

A estrutura de Olho d'Água, a oeste de Picuí, se comporta, na porção norte como uma braquianticlinal cujo núcleo é ocupado por um maciço granitóide. No seu prolongamento para sul, seu flanco oeste sofre uma mudança de mergulho de leste para oeste, constituindo um dobramento revirado moldado nos Micaxistos Seridó. Na parte sul da estrutura, o núcleo volta a ser ocupado pelo mesmo tipo de rocha granitóide que ocorre na parte norte, onde termina como uma anticlinal normal com "plunge" para sul.

Ao longo do flanco leste desta estrutura, observa-se zonas de cisalhamento associadas a falha de rejeito múltiplo, onde predomina deslocamento inverso de alto ângulo.

À semelhança do Alto do Remédio, esta zona falhada está relacionada ao posicionamento ou emersão do corpo granitóide de características diapíricas.

Faixa Transposta Serra do Melado - Serra dos  
Doidos

No extremo SW da área do Projeto os quartzitos que formam a elevação alongada da Serra do Melado - Serra dos Doidos, com estruturação E-W, mostram um dobramento apertado, do tipo isoclinal. Esta feição é interpretada como uma macro estrutura de transposição que em escala de afloramento é confirmada por mesodobras apertadas em forma de V fechadas e até transpostas, indicando que este pacote quartzítico sofreu um dobramento sobre si mesmo, de estilo antiformal, com intenso "sanfonamento".

Esta estrutura se encontra compreendida entre os Lineamentos Tatajuba - Malta e o Lineamento Patos, onde a intensidade dos esforços compressivos e cisalhantes constituem os fatores responsáveis pelas grandes deformações aí registradas. Neste caso, é bastante provável que este tipo de dobramento seja o resultado de deslocamento e virgações de "camadas" ao longo de fraturas estreitamente espaçadas (a falha que passa por Coremas corrobora esta assertiva). Este evento tectônico é também responsável pelo adelgaçamento e/ou desgarre (rompimentos) que os extensos corpos quartzíticos apresentam com suas formas alongadas e descontínuas, lembrando imenso "boudins" (trecho Coremas - Patos - sul de Santa Luzia).

Na região de Quixaba - Passagem e extremo noroeste da Folha Juazeirinho, no mesmo "trend" estrutural da Serra do Melado, os quartzitos tornam a se mostrar dobrados por transposição formando anticlínios em cada lente individualizada, exemplificando mais uma faixa redobrada perceptível em

mapa geológico. Neste mesmo setor observam-se repetições laterais paralelas de mesmos litotipos, provocada pelo estilo de dobramento apertado e revirado. As atitudes são em geral subverticais, com eixos, dispostos segundo E-W sofrendo inflexão para NE, com "plunges" verticalizados com tendência para leste.

Assim, o conjunto antiformal quartzítico da Serra do Melado - Serra dos Doidos, constitui algo semelhante a uma "bengala" de transposição extrema em grande escala, cujo vergamento ou arrasto da sua porção E, além da foliação cataclástica observada, estão relacionados aos efeitos cisalhantes dos Lineamentos Patos e Tatajuba - Malta.

### Faixa Sinclinal de Santa Luzia

A SSW de Santa Luzia, observa-se uma estrutura sinclinal em forma de extensa calha alongada, com eixo b mergulhando para NE e mostra a sequência completa normal dos metasedimentos do Grupo Seridó, onde dobramentos sucessivos, geralmente revirados apresenta vergência para o sentido leste. Os termos clásticos basais Equador surgem com maior destaque na porção sul e na borda leste da estrutura enquanto os metapelitos sobrejacentes da Formação Seridó ocupam a parte central da estrutura. A expressiva dominância da sequência Jucurutu, interposta concordantemente entre os quartzitos Equador e os xistos Seridó, compõe-se de biotita gnaisses localmente epidotíferos, incluindo mármores e calcissilicáticas.

Tais lentes calcissilicáticas semicontínuas, portadoras de scheelita com teores e potências extremamente variadas, se localizam nas abas e na terminação da sinclinal, fazendo parte do mesmo "trend" estrutural que se prolonga para Malhada Vermelha e Quixaba dos Verdes. Estes corpos estão geralmente associados a horizontes lenticulares de calcário metamórfico que ocorrem incluídos nos biotita gnaisses da Formação Jucurutu. Os mergulhos das rochas neste compartamento variam de 30 a 55°.

Na faixa da terminação perissinclinal, a SW de Santa Luzia, observa-se por vezes intensos dobramentos e redobramentos, por vezes desarmonicos, decorrentes provavelmente do arrasto provocado pela ação dos lineamentos Patos e Tatajuba - Malta. Esta faixa de terminação, encerra sem dúvida, uma faixa prospectiva para scheelita, visto que por vezes ocorrem dobras secundárias de flanco, de plano axial subverticalizado, capazes de abrigarem mineralizações "stratabound".



### Estrutura Reforma - São Fernando

A estrutura em pauta situa-se na folha SB.24-Z-B-I Caicó, tendo seu limite sudoeste na região da fazenda Reforma, prosseguindo para nordeste, incluindo a cidade de São Fernando, ligando-se à estrutura sinclinorial de Jucurutu, próximo à serra dos Patos.

Genericamente, constitui uma calha sinformal alongada do Grupo Seridó, alojada em um espaço inter-dômico ou inter-oval, tendo a W a notável estrutura subcircular ou oval de Jardim do Piranhas e a leste a estrutura amebóide de Caicó, representantes do que há de mais típico do Complexo Gnáissico-Migmatítico. Tal espaço inter-oval, é ocupado por metas sedimentos remanescentes das supracrustais, que se dispõem segundo uma direção geral NE-SW, porém com traçado bastante sinuoso, sendo que sua área de exposição é bastante irregular, exibindo relevo suavemente ondulado, onde se destacam como projeções topográficas duas cristas quartzíticas, uma a norte de São Fernando e outra a sul da Fazenda Reforma.

Litologicamente tem-se uma sequência repetitiva de litotipos pertinentes ao Grupo Seridó, iniciando-se com muscovita quartzitos Equador, que aparentemente estão em contato estruturalmente concordante com as rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico, embora na região de São Fernando, o truncamento dos traços de foliação (embasamento/supracrustais) sugiram uma notável discordância estrutural. Ocorrem ainda os metamorfitos da Formação Jucurutu, representados por gnaisses diversos, lentes de anfibolitos e calcários cristalinos.

A estrutura Reforma - São Fernando constitui um delgado sinclinório de flanco invertido com mergulho da super

fície axial para o quadrante sudeste.

Nas imediações da cidade de São Fernando as rochas possuem foliação com mergulhos variando entre  $15-32^{\circ}/SE$  e eixo b com caimento  $13-20^{\circ}/S$ . Na área de Reforma as intensidades dos mergulhos são bem mais variáveis, da ordem de  $15-60^{\circ}$ . A sequência alterada e comprimida de metassedimentos Equador/Jucurutu, na região de São Fernando ( não representada em mapa devido incompatibilidade de área de exposição/ escala mapeamento, preferindo-se representar tão somente o quartzito Equador por ser mais espesso.) revela uma sucessão de antifor<sub>mes</sub> e sinformes revirados bastante apertados. O mesmo comportamento se verifica em Reforma, onde a sequência Jucurutu ficou melhor preservada, não encontrando-se porém mineralização em scheelita na litofácies anfibolito.

O dobramento revirado de direção geral variando ENE-WSW para NE-SW é o que mais se evidencia em mapa, entre tanto na área de Reforma verifica-se o arqueamento da estrutura, constituindo um redobramento sobreposto de plano axial verticalizado com direção aproximada NW-SE. Também em São Fernando a disposição dos eixo b com caimento para sul indicam uma adaptação à " direção brasileira ".

Em suma os gnaisses Jucurutu intrafoliados com os quartzitos Equador na área de São Fernando, denunciam um dobramento extremamente apertado, transposto e com indícios de redobramento, evidenciado pelas microdobras. Assim, ter-se-iam 2 dobramentos superpostos cujos eixos teriam direção aproximadamente NE-SW (coaxiais), sendo então o conjunto arqueado, formando uma ampla dobra sinformal normal, do eixo NW-SE, representativa de uma 3ª fase de dobramentos. Esta última deformação é formada pelo arrasto provocado por falhamentos

transcorrentes de direção NE-SW, que combinados, provocam uma rotação de sentido horário, dado em função do movimento relativos dos blocos rochosos. "Tal drag", é o mesmo que também impõe uma 3ª deformação à vizinha estrutura do sinclínório da Serra dos Patos (região de Jucurutu - São Fernando).

## Estrutura Braquianticlinal de Jardim do Seridó

Imediatamente ao sul da cidade de São José do Seridó, uma estrutura anticlinal de duplo caimento mostra uma zona de culminação que proporciona o surgimento dos litotipos da Formação Jucurutu e de um corpo granitóide de forma subdômica (pEsgr).

O plano axial desta estrutura braquianticlinal é o mesmo plano de uma estrutura anticlinal de maior expressão regional designada de Anticlinal de Jardim do Seridó (Torres et alii, op.cit.) e faz parte do mesmo "trend" estrutural que passa na região do Alto do Salgadinho (Serra Redonda).

Em relação à região de Salgadinho, parece haver certa semelhança entre estes dois compartimentos estruturais:

1) Quanto ao posicionamento do corpo granitóide, que provavelmente soergueu e expôs rochas da Formação Jucurutu no seio de uma ampla faixa de metapelitos sobrejacentes da Formação Seridó;

2) Esta área também se encontra relacionada a uma faixa tectonicamente instável de certa forma expressa pelo extenso falhamento Jardim do Seridó;

3) Na porção meridional desta estrutura ocorre uma sequência de anticlinais e sinclinais normais da mesma forma que na porção norte da estrutura do Alto do Salgadinho;

4) À semelhança de Salgadinho, ocorre fluorita de forma filoniana associada a calcário metamórfico encaixado em gnaisses xistosos da Formação Jucurutu, no flanco W desta estrutura braquianticlinal.

Os mergulhos medidos nesta braquianticlinal variam de  $20^{\circ}$  a  $80^{\circ}$  e, na porção sul da estrutura, o plunge é de  $15^{\circ}$  para SW.



Em suma, esta estrutura comporta-se como uma janela geológica da Formação Jucurutú, circundada pelos bitita xistos Seridó, formada por uma zona de culminação de eixo de dobramento antiformal regional advindo da região de Salgadinho, a SW.

Faixa quartzítica São José do Seridó - S. Vicente

Na parte central da área do Projeto o quartzito Equador ocorre sob a forma de um longo cordão, que se estende desde imediações de São Mamede (Pb), até as proximidades de São Vicente - Rn. Apresenta uma configuração um tanto sinuosa, obedecendo sempre a orientação da foliação regional, que a grosso modo, se dispõe na direção NE-SW.

Nas cercanias de São Mamede, ou seja, a NW desta cidade, sofre influência do falhamento transcorrente Tatajuba - Malta que é um segmento norte do Lineamento Patos (zona de grandes "drags") mostrando direções E-W que logo em seguida inflete para E-ENE e NE-SW até imediações de Ouro Branco (Rn). Neste seção o quartzito sofre notáveis virgamentos, exibindo macroestruturas de transposição e dobramentos apertados, que abrigam xistos da Formação Seridó na sua parte interna. Este mesmo "trend" estrutural, prossegue sob a forma de pequenas lentes quartzíticas subparalelas não mapeáveis, até o norte da Folha Jardim do Seridó, a partir daí voltando a constituir um horizonte de boa continuidade que atravessa toda a folha Currais Novos, na direção NE-SW passando por São José do Seridó até São Vicente. É bastante provável que este "trend" estrutural se prolongue para além da serra de Santana e faça parte da lineação Bodó - Cafuca - Casinhas.

Ao longo deste extenso cordão, as rochas apresentam fraturamento intenso e mergulhos variando entre  $50^{\circ}$  e  $30^{\circ}$  para SE, mostrando dobramentos apertados de natureza antiformal e de estilo isoclinal invertido, que refletem uma acentuada deformação oriunda de esforços altamente compressivos. Estas deformações provocam, em geral, espessamento nos fechamen

tos das dobras e adelgaçamentos e rompimentos em seus flancos, como se observa muito bem nos cortes transversais e nos mapas ("bengalas" de transposição).

Esta faixa quartzítica, provavelmente delimita o bordo de uma antiga bacia de sedimentação tectonicamente rebaixada por falhamentos que deu origem ao Grupo Seridó, tendo os xistos de topo compreendidos no amplo sinclínório de Cruzeta. Este modelado repete-se lateralmente em delgada faixa paralela haja visto a faixa gnáissica e calcária margeando os quartzitos, que ocupam um sinclinal vizinho de mesmo estilo isoclinal revirado.

Em escala de afloramento, o calcário mostra alguns sinais de transposição e microfalhas que provocam um ligeiro deslocamento nas faixas que compõem seu bandeamento. O gnaisse é francamente facoidal com intercalações quartzosas, bastante silicificados, onde ocorre bandeamento típico de um milonito. Dobramentos apertados são observados concordantemente ao bandeamento, desenvolvendo-se foliação cataclástica e até transposição extrema.

Associadas aos dobramentos apertados, ocorrem extensas zonas de falhamento e cisalhamento (falha de São Vicente) que submetidas a alta compressão, sofreram deslocamentos complexos: vertical, oblíquo e transcorrente. Estas zonas são documentadas no campo através de zonas de brechiação, milonitização, cataclase e "slikensides", e separam as rochas quartzíticas dos micaxistos Seridó gnaisificados por efeito cataclástico. Ainda nos micaxistos, são observados "boudins" e microdobras apertadas, até intrafoliais, com eixos verticalizados indicando movimento horizontal como um dos componentes principais do falhamento. No entanto, apresenta também caracte

terísticas de movimentos oblíquos e/ou verticais através de estudo de "slikensides" de arranjos múltiplos, provavelmente relacionados a ação de novos esforços diferentes e associados aos que deram origem ao falhamento direcional. Contrariando os modelos representativos de falhas transcorrentes, a falha de São Vicente apresenta em alguns trechos, um movimento de cisalhamento ao longo de um plano inclinado de aproximadamente  $45^{\circ}$  para SE (vide perfil esquemático da folha Currais Novos). Este fato pode ser reportado como uma passagem lateral para falha inversa, pois tanto uma modalidade de falhamento como a outra são resultados de compressão lateral (tensão compressiva).

No segmento compreendido entre São Vicente e a serra de Santana, se localizam algumas ocorrências de scheelita associada a níveis calcissilicáticos encaixados em calcários cristalinos. Neste trecho não se registra mais a presença de quartzito. O intenso cisalhamento verificado no campo atingiu os litotipos do Grupo Seridó, provocando cataclase, laminação subvertical, tendo partes milonitizadas, porfiroblastese desenvolvida nos gnaisses Jucurutu, "boudinage", exposição de "slikensides", vários blocos de quartzito quebrados, além de dobramentos assimétricos e desarmônicos observados principalmente nas rochas carbonáticas. Os dobramentos desarmônicos revelam a existência de mais de uma fonte compressiva local.

Neste caso o movimento múltiplo do falhamento torna-se um fator importante para localização das mineralizações de scheelita, pois tudo indica que coloca em evidência níveis mineralizados de scheelita contidos nos horizontes carbonatados:

Assim, o extenso cordão quartzítico Equador, que se



estende desde a região oeste de São Mamede, até São Vicente, prosseguindo interruptamente até Cafuca- Bodó, Casinhas e repetindo-se lateralmente por dobramentos na anticlinal isoclinal revirada da serra do Feiticeiro, comporta-se como um cordão alongado, redobrado, transposto, adelgaçando-se espessando-se e rompendo-se em diversos pontos pela tectônica de transposição, configurando macroestruturalmente, uma faixa dobrada, geralmente em estilo isoclinal anticlinal revirado, tendo a oeste de Ouro Branco uma macroestrutura típica de transposição.

### Maciço Polidiapírico de Acarí

O maciço polidiapírico de Acarí, originalmente de finido por Ebert (op.cit.) como " granitóide de Acarí ", ex<sup>te</sup>nde-se desde as proximidades de Currais Novos-Rn até as pro<sup>x</sup>imidades de Parelhas-Rn, com uma extensão total de aproxima<sup>d</sup>amente 46 km e largura máx<sup>i</sup>ma de 6 km. O conjunto apresenta uma direção geral NE-SW, tendo na sua porção mais setentrio<sup>n</sup>al uma forte inflexão na direção E-W.

O conjunto polidiapírico aqui considerado, está associado, mormente na região de Acarí, a uma extensa zona migmatítica, que aflora por mais de 80 km até as proximidades de Sta. Luzia-Pb, que vários autores consideram como integran<sup>t</sup>es do conjunto granitóide.

Foram observados e individualizados cinco facies graníticas, predominando entretanto, os granodioritos porfi<sup>r</sup>óides (p<sup>cs</sup>grp) localizando-se na serra do Soim, Pai Mané, Bico da Arara-Rajada, a noroeste e leste de Acarí, bem como os leucogranitos equigranulares, médios a grosseiros (p<sup>cs</sup>gr), que formam as serras do Machado - Dorna - Pau Pedra, e o diá<sup>pi</sup>ro da Serra da Lagoa Seca ( NE de Acarí).

Os diápiros são separados ou circundados por migma<sup>t</sup>itos ( p<sup>cs</sup>smg ), de caráter geralmente heterogêneo, onde são encontradas rochas dioríticas, normalmente sob a forma de paleossoma (estrutura agmática ou brecha magmática) em ro<sup>ch</sup>as migmatíticas com meossoma de natureza quartzo-feldspáti<sup>ca</sup> equigranular média, ou com intenso conteúdo de porfiroblas<sup>t</sup>os de feldspato potássico, por vezes percebendo-se a grada<sup>ç</sup>ão da rocha diorítica para uma rocha granodiorítica porfiró<sup>i</sup>de com foliação acentuada. São ainda encontrados corpos de

biotita e/ou hornblenda gnaisses constituindo paleossoma em migmatitos agmáticos ou bandeados, além de enclaves das supra crustais. Tais características são encontradas na região de Acarí.

Esta sequência migmatítica supracitada, parece evoluir, rumo sudoeste, somente pela migmatização das supracrustais, notadamente sobre os micaxistos Seridó, verificando-se um contato gradativo dos migmatitos ( com paleossoma de xistos) para os xistos.

Tal comportamento diferencial dos migmatitos de Acarí, para os migmatitos que se estendem em delgada faixa rumo sudoeste, é sem dúvida notável, entretanto, face a homogeneização provocada pela migmatização, a zona de contato entre estes dois conjuntos migmatíticos é imprecisa, sendo desta forma englobadas como uma única unidade ( pCsmg).

Nos corpos graníticos diápiricos, são por vezes encontrados enclaves de dioritos por vezes mapeáveis na escala de 1:25.000, bem como inclusões de metassedimentos das Formações Jucurutu e Seridó. ( vide ítem 4.2.2.5).

Estruturalmente, o polidiápiro constitui um conjunto anticlinorial, onde os diápiros graníticos formam culminações estruturais com duplo caimento. Os diápiros a NW de Acarí apresentam vergação na superfície axial da antifor-me, tendo-se a sul uma dobra normal, tornando-se simétrica à altura de Machado, tendendo para invertida com mergulho da superfície axial para sul, próximo a sua terminação setentrional e oriental. O eixo apresenta-se bastante encurvado, tendo direção geral NNE-SSW ( faixa sul), infletindo rumo E-W (à altura da serra do Machado) e finalmente à direção ESE-WNW.

O polidiápiro a leste de Acarí, forma uma antifor-

me normal, com s<sup>u</sup>til inflex<sup>~</sup>o do eixo, tendo pequenos deslocamentos provocados por falhamentos transversais.

Este conjunto polidiap<sup>~</sup>rico acha-se, grosso modo, encaixado concordantemente, com a estrutura<sup>~</sup>o regional das supracrustais. Tem forma alongada como uma am<sup>~</sup>ndoa o situado a leste de Acar<sup>~</sup>, enquanto o situado a oeste apresenta-se encarvado na sua por<sup>~</sup>o mais setentrional. O conjunto, na por<sup>~</sup>o compreendida entre Acar<sup>~</sup> e Currais Novos, acham-se exteriormente limitados a E e W, por falhamentos transcorrentes com rejeitos m<sup>~</sup>ltiplos, subconcordantes.

Os corpos gran<sup>~</sup>iticos individualizados, exibem por vezes, orienta<sup>~</sup>o dos porfiroblastos de feldspato e/ou das palhetas de biotita, notadamente em suas bordas, enquanto que nas partes centrais, h<sup>~</sup>a predom<sup>~</sup>ncia de texturas isotr<sup>~</sup>picas, ainda que ocorram zonas localmente lineadas.

Verifica-se ainda que os migmatitos da regi<sup>~</sup>o de Acar<sup>~</sup> apresentam-se com folia<sup>~</sup>o escassa e pouco desenvolvida, tendo a sul desta cidade, uma forma oval, assemelhando-se ~as estruturas ovais observadas no embasamento.

Em cartografia regional, as massas diap<sup>~</sup>ricas apresentam, com rela<sup>~</sup>o ~as faixas metassedimentares, figuras de interfer<sup>~</sup>ncia de dobramentos, tendo ainda maior complexidade estrutural do que aquelas observadas nas supracrustais em zonas distanciadas, uma vez que a surg<sup>~</sup>ncia de v<sup>~</sup>rtices diap<sup>~</sup>ricos em diversos pontos faz com que o amarrotamento dos metassedimentos seja mais consp<sup>~</sup>cuo nas suas proximidades. Tal fato ~ claramente observado na cartografia geol<sup>~</sup>gica, tendo-se como exemplo, a faixa situada entre as fazendas Malhada do Cordeiro e Talhado, ~ meia dist<sup>~</sup>ncia das cidades de Acar<sup>~</sup> e Currais Novos, onde uma estrutura sinformal invertida (de xis



tos Seridó) é redobrada por uma outra sinforme de plano axial subverticalizado, denotando-se o cruzamento quase ortogonal dos eixos. Tal estruturação complexa, acha-se interposta ou alojada entre a terminação do polidiápiro a lente de Acarí e a zona de inflexão do polidiapírico da faixa oeste de Acarí.

O posicionamento intrusivo destes polidiápiros, provoca intensa deformação nas rochas metassedimentares situadas em seus flancos, tais como desarmonias complexas, dobramentos apertados e variada superposição de dobras de diferentes orientações.

As supracrustais ( xistos ) na região à norte do polidiápiro, entre as minas Saco dos Veados e Brejuí II, situam-se em uma zona que, no plano cartográfico, surge como uma " zona de sombra de pressão " formada pelo posicionamento do complexo polidiapírico às deformações progressivas dos esforços tangenciais de caráter regional, responsáveis pelo amplo estilo linear fundamental da região. Esta região de sombra constitui uma ampla e suave estrutura aproximadamente dômica, a qual exhibe em escala de mapa ondulações ou estruturas antiformes verticalizadas. A composição de vetores compressivos pertencentes aos esforços tangenciais e dos provindos do posicionamento do polidiápiro, deu origem a zonas de enrugamento complexo nas bordas de " sombra ", com uma zona central menos comprimida. Nesta zona central verifica-se a superposição de dobramentos devido a formação de rugas transversais à tendência regional durante a formação de uma ampla calha sinformal revirada entre o polidiápiro e uma culminância antiforme ao norte ( estrutura que provoca a inversão da sequência estratigráfica como verse-á mais adiante). Nesta zona central os pequenos dobramentos são bastante apertados, embora não

isoclinais e parasitam os flancos da sinforme invertida. A fotografia 54 e o desenho obtido do par estereoscópico é um exemplo deste estilo e pertence ao flanco da ondulação maior. Neste caso a foliação de mergulho suave corresponde ao  $S_1$ , enquanto as dobras mapeadas e aquelas de escala de afloramento com planos axiais verticalizados dizem respeito ao redobramento  $S_2$ .

Na intrusão dos corpos diapíricos no pacote de metassedimentos, a foliação preexistente progrediu para um sanfonamento isoclinal até a transposição extrema que, por sua vez, teve a foliação do plano axial deformada em crenulações mais irregulares onde não se desenvolveu nova clivagem do plano axial com a mesma intensidade. Assim sendo, têm-se a primeira fase de deformação representada pelo dobramento de plano axial horizontalizado, a segunda pelas dobras de plano axial verticalizado que podem evoluir para o dobramento isoclinal (então,  $S_1=S_2$ , exceto nas zonas de charneira, onde tornam-se perpendiculares) ou atingir a transposição máxima, isto é, com o rompimento das terminações das microdobras, tem-se  $S_1$  coincidindo plenamente com  $S_2$ , sendo que, a deformação deste plano axial corresponderá então ao  $S_3$ . Na borda do complexo polidiapírico correspondente à área da mina Brejuí, microdobras em biotita xistos indicam até 3 deformações superpostas sob condições de cata e mesozona. A figura 5.2 exemplifica o estilo de dobramento ao norte de Brejuí, próximo à zona de sombra, a NE do diápiro de Pau Pedra, tendo-se o biotita xisto com foliação transposta para a vertical e planos axiais crenulados. A fotografia 55 e o desenho que lhe acompanha, exemplificam as posições relativas entre si dos eixos de amarrotamento. Outro exemplo de crenulação sobreposta à folia

ção de transposição tomado em um ponto da borda leste do polidiápiro de Acarí ( Folha Carnaubinha, 1:25.000 ) é exibido na fotografia 56.

Na porção norte do maciço polidiapírico, região das minas Boca de Laje - Brejuí - Olho d'Água, a sequência metassedimentar circundante mergulha para baixo da massa granítica, havendo então uma inversão no posicionamento das Formações Jucurutu/Seridó, já que a primeira acha-se sobreposta à última. Tal comportamento estratigráfico/estrutural foi ampliado em trabalhos anteriores como uma inversão de camadas provocada por uma suposta falha de empurrão de bordearia o flanco da terminação setentrional do polidiápiro, entretanto, tal falhamento não foi constatado em campo ou em fotogeologia, assim como em furos de sondagem efetuados nas minas.

O Projeto Scheelita do Seridó executou um furo estratigráfico a oeste da mina Boca de Laje, próximo ao contato com o maciço diapírico, detectando a continuidade das camadas supracrustais ( Formações Jucurutu e Seridó ) em profundidade. Assim surgiram novas idéias quanto ao modelo geológico, interpretando-se que a "estrutura de Brejuí" foi formada pela ascensão de uma massa ígnea em forma de cogumelo, que ao atravessar os metassedimentos, provocaria o soerguimento da Formação Jucurutu e Seridó, e conseqüente dobramento, invertendo o seu posicionamento estratigráfico, no flanco onde a forma de cogumelo ficou mais proeminente.

A Formação Jucurutu está exposta de maneira contínua, na terminação norte do polidiápiro, circundando as serras Machado - Dorna - Pau Pedra, desde a ocorrência Cabeço do Vermelho no flanco norte da antiforme assimétrica, até a ocorrência Tigre ( localidade homônima ), no flanco sul desta mes



ma estrutura. Nesta faixa localizam-se as mais importantes minas da Província Scheelitífera do Nordeste. Na abanorte deste diápiro, compreendida entre a ocorrência Cabeço do Vermelho e Mina Saco dos Veados (incluindo as minas Juazeirinho e Machado), os metassedimentos Jucurutu possuem direção geral E-W, com mergulhos fortes a subverticais em sentido contrário ao núcleo granítico, embora apresentem sinuosidades tanto no sentido vertical como no lateral. O "trend" E-W continua até a mina Olho d'Água, porém as foliações das supracrustais nas imediações deste jazimento sofrem vergência em sentido contrário, isto é, mergulham para o interior do corpo granítico, com angularidade da ordem de  $35^{\circ}$ - $55^{\circ}$ . A partir do jazimento supracitado, no sentido das ocorrências Quixabeiral-Riacho Fechado, observa-se uma inflexão para a direção ESE-WNW, sendo que nas proximidades da mina Brejuí II, assume a direção do "trend" regional da ordem de  $10-15^{\circ}$  Az, prosseguindo assim para sul até a ocorrência de Zangarelhas. Os mergulhos da foliação continuam para baixo do granitóide, porém verifica-se um aumento gradativo nas suas intensidades, tendo-se na região Quixabeiral-Riacho Fechado angularidades em média inferior a  $25^{\circ}$ , passando a  $30^{\circ}$  em Brejuí II variando de  $30$  a  $60^{\circ}$  nas minas Brejuí - Barra Verde - Boca de Laje. O eixo b mostra caimento de  $13^{\circ}$ - $15^{\circ}$  para SSW. Na região de Zangarelhas os metassedimentos só quando próximo à zona de falha, acham-se com mergulhos fortes em torno de  $80^{\circ}$ . Após Zangarelhas, na ocorrência Tigre, as supracrustais adquirem direção aproximadamente E-W, com mergulhos suaves ( $\pm 30^{\circ}$ ) para sul, isto é, em sentido contrário do corpo granítico, retornando à sequência estratigráfica normal.

Na área Boca de Laje - Brejuí - Quixabeiral, nota-



se que o nível carbonatado que aflora no "trend" das minas, em delgada faixa, aumenta sua área expositiva à norte e próxima a Quixabeiral, aflorando novamente em Balaio (próximo ao corpo granítico) e continuando em profundidade segundo constatações através do furo 01-CN-75-RN- realizado pelo projeto. Esta disposição reflete uma estrutura sinforme com flanco invertido e caimento para SSW. A estrutura supracitada corresponde a uma dobra parasitária do flanco invertido de uma sinforme regional com plano axial subhorizontalizado cuja aba inferior teria ligação com os níveis calcissilicáticos/ carbonatados que afloram na Serrinha de Currais Novos e nos flancos da anticlinal quartzítica da Umburana. O dobramento com plano axial de mergulho fraco é visível também em calcários metamórficos no interior das minas. Outro estilo de redobramento observado, corresponde àquele de plano axial verticalizado, que se acha bem representado na região das minas Brejuí - Barra Verde - Boca de Laje, verificando-se uma sucessão de sinformes/altiformes, com pequenas amplitudes ( 20 m) e flancos com inclinações suaves, as quais constituem "traps" estruturais para a concentração de scheelita "stratabound", notadamente nas zonas de charneiras anti-formais.

Na ocorrência Balaio, que se comporta como antiforme invertido, são observados enrugamentos locais com o estilo de dobramento de plano axial verticalizado, havendo portanto a probabilidade de que as 3 estruturas atualmente conhecidas nas localidades das minas Brejuí - Barra Verde - Boca de Laje, tenham repetições laterais, em outros sinformes e antiformes, continuando em subsuperfície, no sentido do maciço granítico.

Ao norte da fazenda Angicos, na área compreendida

entre Quixabeiral e Olho d'Água, a superposição de eixo de dobramento é evidenciada na cartografia dos níveis carbonáticos/calcissilicáticos. Tem-se aí uma sinforme invertida com o plano axial mergulhando no sentido do diápiro, com "plunge" para SSW, que é superposta por dobramentos ( sinforme/antiforme ) normais com caimento do eixo b para oeste.

O diapirismo, portanto, tem participação importante, nesta área, quanto à formação de estruturas condicionantes à reconcentração da scheelita. A confirmação de projeção dos níveis calcissilicáticos para baixo do diápiro Pau Pedra abre grande perspectiva quanto a continuação dos dobramentos de planos axiais verticalizados que são nas minas Brejuí - Barra Verde - Boca de Laje, uma das estruturas favoráveis à reconcentração scheelitífera, como também a terminação da provável sinforme revirada regional, afigurando-se como uma estrutura igualmente favorável à concentração deste bem mineral.

O diápiro a leste de Acarí tem sua terminação sul próximo à cidade de Parelhas, na localidade de Várzea do Serrote. Nesta terminação, o corpo granítico é circundado por rochas pertencentes à Formação Jucurutu, formando uma estrutura antiforme com plano axial verticalizado, com leve tendência para SE e "plunge" de  $17^{\circ}$  para SW, cujos flancos apresentam mergulhos da ordem de  $45^{\circ}$  a  $50^{\circ}$ . Os níveis calcissilicáticos observados, por vezes apresentam inflexões secundárias capazes de conter "ore shoots". Esta zona de terminação antiformal, confrontam-se com outra estrutura antiforme do embasamento, de caimento para NE compondo no espaço entre estas terminações de "plunges" convergentes, uma sela estrutural ( sinforme ) onde os mesmos níveis calcissilicáticos mineralizados

afloram nas duas terminações, sendo sua continuidade em subsuperfície, confirmada através de furo estratigráfico executado pelo projeto.

Em suma, do ponto de vista geo-econômico, apenas reveste-se de importância a terminação sul do polidiápiro a leste de Acarí e toda porção setentrional do polidiápiro a oeste de Acarí.

Estruturalmente, tem-se em síntese que tal porção setentrional do polidiápiro apresenta as seguintes peculiaridades:

1 - A existência de uma calha sinforme apertada das supracrustais margeando o contorno rochoso granítico. A exposição da Formação Jucurutu com seus níveis calcissilicáticos e carbonatados, foi condicionada pela emersão do " melt " granítico, soerguendo, deformando e até invertendo a sequência estratigráfica.

2 - Todo o flanco mais setentrional do corpo granítico ( Machado - Sacc dos Veados ) acha-se subverticalizado, sendo notável a continuidade dos horizontes calcissilicatados em subsuperfície, à profundidades superiores a 350 m, confirmadas pelo furo estratigráfico ( 01 - CN - 76 - RN ) executado pelo projeto em causa. Assim, a aludida calha sinforme que margeia o corpo granítico, tem seus flancos verticalizados, com dobras apertadas secundárias, tendo repetições laterais que se suavizam a medida que se afastam do corpo intrusivo.

Vale ainda tecer considerações com respeito a própria mecânica dos esforços desenvolvidos dos corpos intrusivos e a intensa tectônica de transposição observada.

As áreas situadas interdiapíricamente indicam domínios de transposição complexa e formação de um estilo policlini



nal. Já nas faixas onde houveram falhamentos e cisalhamentos sobre os metassedimentos, observa-se geralmente uma transposição extrema, de estilo isoclinal, com efeitos de truncamento e cisalhamento. Nas faixas de facies metamórfico dinamotermalmente mais elevados, as observações sobre o comportamento das transposições são sobremaneira difíceis, bem como no domínio reomórfico das massas diapíricas, onde as superfícies de foliação se comportam passivamente, e a extrema complexidade dos movimentos plásticos de fluxo e a elisão das foliações por homogeneização textural impedem a observação dos seus estilos.

Assim, o fenômeno da transposição envolve um processo físico e químico, que diz respeito às translações e deformações por que passaram as rochas supracrustais lineadas. Representa a resposta físico-química destas rochas aos esforços dirigidos que atuaram sobre elas durante as fases de deformação e acompanham normalmente as seções envolvidas nos dobramentos maiores cartografáveis.

A parte mecânica do processo de transposição, explica a propagação dos esforços compressivos através do pacote estratificado. Sob esta condição de anisotropia fundamental, os esforços compressivos podem ser decompostos, no âmbito do pacote rochoso, em componentes ortogonais e tangenciais à laminação e alinhamento pré-existente. Tais deslisamentos e acomodações inter-estratificação se acham relacionados aos soerguimentos de cristas antiformes e rebaixamentos de calhas sinformes, em um campo de distribuição dos esforços triaxiais. Assim, a distribuição dos esforços, geram dobramentos heterogêneos onde os flancos axiais são curviplanares, compensando a translação e constrição espacial da matéria rochosa durante



as deformações. Em outras palavras, a transposição corresponde a um sanfonamento variavelmente assimétrico da estratificação pré-existente ou já tectonizada. Os esforços compressivos são acentuados nos limbos das dobras e as componentes expansivas, nas zonas de charneira.

Químico-mineralogicamente, a transposição é acompanhada pela acomodação textural e por translações de componentes minerais da rocha, em correspondência com os parâmetros faciográficos do metamorfismo, através da migração da matéria mineral dos campos de alta pressão para os de baixa pressão. Além das dissociações e associações minerais ocorridas durante a resposta metamórfica da assembléia mineral pré-existente, ocorria "solução por pressão", de alguns minerais susceptíveis a este fenômeno. Minerais como o quartzo, hematita, calcita e os feldspatos, são fortemente sensíveis à solução por pressão, e, dependendo da intensidade e heterogeneidade do campo de pressão, parte da assembléia mineral compatível com o grau metamórfico, translada no interior da rocha deformada, configurando a geometria deste campo. A depleção mineral e quartzo dos flancos das pequenas dobras, ao atingirem estas uma geometria próxima da isoclinal, associa-se à acomodação textural das lamelas de biotita para induzir o fenômeno da sineuse nas micas dos limbos ( Means & Patterson, 1966 ).

A acumulação de quartzo nas charneiras das pequenas dobras ( áreas de menor pressão ), obedecendo primariamente a anisotropia pré-existente, mas fazendo variar acentuadamente a espessura do micro-leito formado, dá a rocha um traçado de lenticulas de quartzo variadamente recurvadas que bem caracterizam os micaxistos Seridó.

Ao se aproximar dos eixos de cisalhamento das falhas, manifestam-se transposições extremas, associadas à acidificação e cataclase. Esta situação física influencia decisivamente as características geométricas e químico-mineralógicas da transposição. A própria falha, considerando-se como tal o eixo da faixa de cisalhamento, pode ser concebida como uma superfície de transposição.

A associação de determinado tipo de transposição com falhas regionais apresenta duas características básicas. A primeira é que os eixos b de transposição são basculados, verticalizados (falhas transcorrentes), onde o plano axial de transposição é paralelo ao plano axial da faixa de cisalhamento. A segunda característica é o aumento acentuado do fechamento das microdobras, associado à diferenciação quartzosa e feldspática. As fitas miloníticas concordantes e subconcordantes com a foliação, são indícios de movimentação destas falhas a períodos da história geológica destas rochas. Assim, a história da falha, também se acha impressa nos estilos de transposição que lhe acompanham.

Por vezes, rochas situadas em zonas intensamente dobradas, apresentam dobras intrafoliais com transposição extrema, nem sempre parecendo obviamente enrugada, carecendo uma observação cuidadosa, uma vez que se assemelham com o bandejamento normal da sequência rochosa.

Os diápiros em causa, são domínios reológicos por excelência, verificando-se em suas faixas centrais uma maior incidência de texturas isotrópicas, ainda que ocorram zonas restritas lineadas. Nas bordas destes diápiros são frequentes estruturas em "schelieren", que denunciam a mobilização plástica acentuada da massa diapírica. Em escala de afloramen

to, muitos trechos das faixas de borda apresentam uma orientação dos minerais anisométricos essencialmente na vertical, assinalando uma movimentação vertical precípua para as massas diapíricas.

A travessia das massas diapíricas através do pacote das supracrustais, provavelmente assimilam parte destas rochas e alguns fragmentos remanescentes, face a sua angulosidade ( das arestas ) indica uma condição térmica, por vezes abaixo do ponto de fusão silicosa.

Vale enfatizar, que a virgação ou inflexão sofrida pelo polidiápiro a oeste de Acarí, à altura da faixa Machado-Saco dos Veados - Brejuí - Zangarelhas, ou seja, na sua terminação W, é provocada por efeitos rotacionais de sentido horário, face a movimentação relativa de blocos falhados. De fato, o maciço diapírico a leste de Acarí, sofre inflexão rumo SW, às expensas de falha transcorrente levógira vertical, que desloca e encurva o eixo antiformal à altura do paralelo de Carnáuba dos Dantas. Por sua vez, o polidiápiro a oeste de Acarí é deslocado ou empurrado para NE, às expensas de falhas que o flanqueiam, transcorrentes e provavelmente levóginas, tendo ainda na sua terminação W, falhamentos, que, combinados provocam a virgação deste maciço granítico. Corroborando o deslocamento para NE do diapiro granítico, à altura de Saco dos Veados verifica-se que a NE, nos micaxistos envolventes, ocorre uma estruturação antiformal suave, com ampla terminação periclinal, tendo caimento para o interior do corpo diapírico, indicando que tal terminação, foi imposta por uma compressão no sentido de SW para NE.

O conjunto dos maciços a leste e a oeste de Acarí, acham-se portanto, com eixos recurvados, indicando um tercei

ro dobramento superposto, às expensas da rotação dos blocos rochosos em sentido horário, causada por falhamentos longitudinais e transversais.

O pequeno diápiro de Acauã acha-se também flanqueado por falhamento transcorrente e de rejeito múltiplo, não tendo entretanto, evidências estruturais no corpo granítico e nos xistos envolventes, de deslocamentos ou rotações.



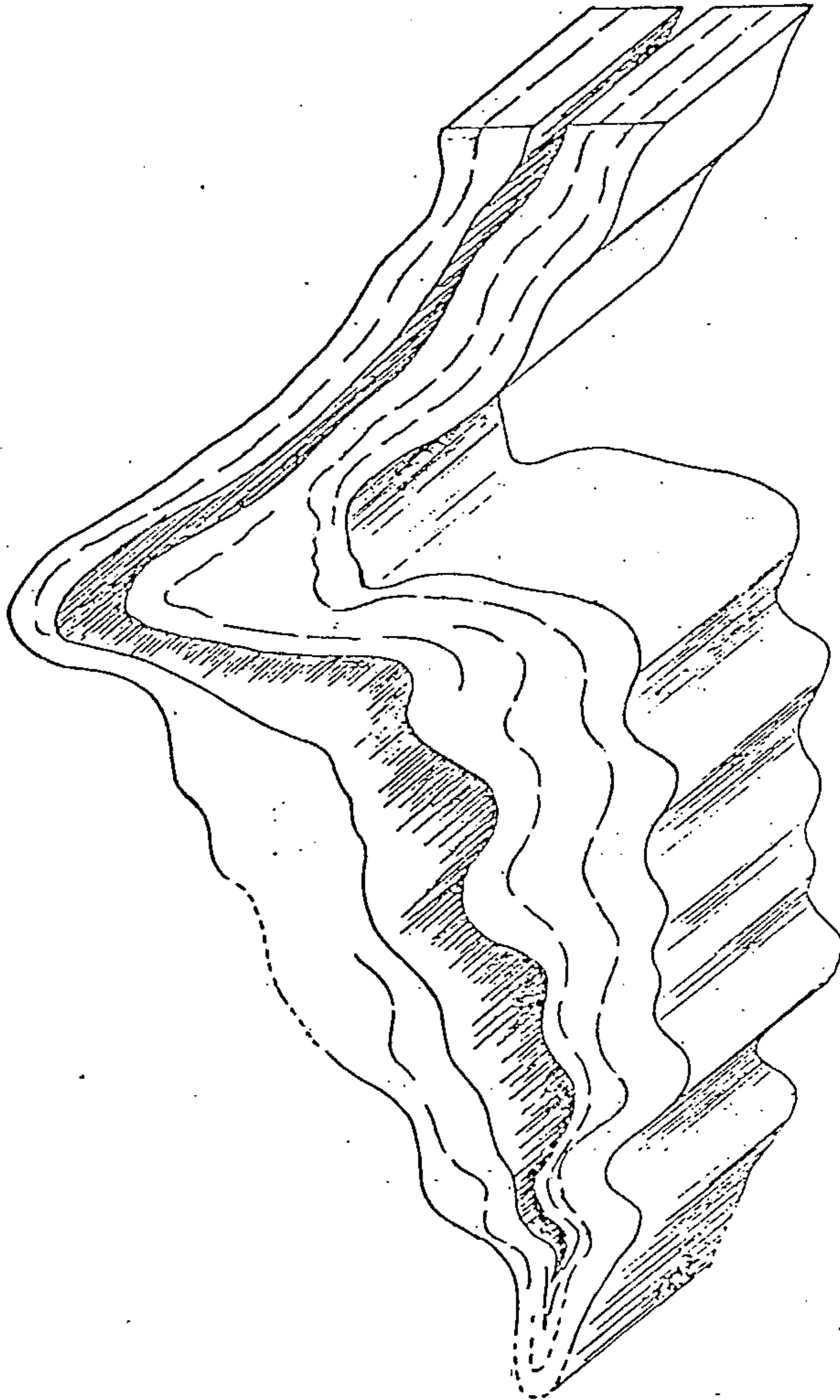


Fig. 5.2 - Estilo de 3 dobramentos superpos-  
tos nos micaxistos Seridó, na borda do poli-  
diápiro de Acarí.  
Localização - A NE da Mina Brejuí.

### Estrutura diapírica do Alto do Remédio

O alto estrutural de Remédio situado a N de Juazeirinho e a S de Pedra Lavrada - Pb, é representado por uma estrutura anticlinal, cujo núcleo é ocupado por uma maciço granitóide diapírico (pCsgr) de forma ovalada, encaixado por metassedimentos do Grupo Seridó. Lentes alongadas e estreitas de quartzito se localizam isoladamente no interior do maciço, que provavelmente se comportaram como material refratário ("resister") durante os processos relacionados a ascensão diapírica, constituindo assim "roof pendants". Este alto acha-se estruturado por uma anticlinal simples com dupla terminação, expondo localmente dobramentos sucessivos. Seus elementos planares e lineares são concordantes com as rochas metassedimentares circunvizinhas, face a acomodação estrutural destas.

Esta estrutura está incluída em uma zona ou faixa tectonicamente instável, onde registram-se extensos falhamentos regionais (falha de Picuí e falha de Frei Martinho).

A falha de Picuí atravessa submeridianamente a folha homônima, marcando o contato entre os gnaisses migmatizados da Formação Jucurutu e os micaxistos Seridó. Observações realizadas ao longo deste lineamento, permitiram examinar zonas brechadas e cataclástica além de mergulhos subverticais para as foliações das rochas e localmente estrias subparalelas, que caracterizam um modelo de falha de rejeito múltiplo onde estão combinados deslocamentos de transcorrência e de inversão. Os movimentos de inversão são localizados, e a leste de Picuí, assume característica de um cavalgamento de baixo ângulo (mergulho em torno de  $20^{\circ}$ ) que se observa nas rochas adjacentes. O sentido da inversão ou do cavalgamento,

bem como a vergência dos planos axiais dos dobramentos associados à falha para leste, sugere um transporte tectônico de leste para oeste, o que culminam com o surgimento da falha de Frei Martinho.

É bastante provável que a movimentação vertical positiva do material granitizante tenha se insinuado, por esta zona instável formando o maciço granítico de Remédio, bem como outros pequenos diápiros a NE, na região de Pedra Lavrada.

Vale ainda destacar, que na terminação NE do diápiro granítico do Alto do Remédio, observa-se notável inflexão estrutural de acomodamento das supracrustais, que à semelhança de outros locais, acham-se deformadas, soerguidas e até inclusas como enclaves, corroborando ou registrando a natureza intrusiva do corpo granítico.

### Maciço Granotóide de Totoró

O maciço granitóide de Totoró, situado na folha Currais Novos, ao sul da serra de Santana, com aproximadamente 50 km<sup>2</sup> de área, apresenta, a grosso modo, uma configuração elíptica.

São rochas granitóides de textura grosseira, as vezes pegmatóide, equigranular, de tons rosados e cinza, que ocupam o núcleo de uma faixa sinclinorial, constituída essencialmente de metapelitos da Formação Seridó.

Posicionando-se no núcleo de uma estrutura sinformal, este granitóide se encontra envolvido por auréolas de termometamorfitos e migmatitos com largura de até 100 m, apresentando grau de homogeneização bastante variado. Via de regra, apresentam contatos difusos com os migmatitos e/ou passagem transicional para estas encaixantes.

Como característica especial deste maciço, pode-se ressaltar a concordância de sua trama com a das rochas regionais, onde observa-se uma continuidade entre sua foliação e lineação com o comportamento destes elementos lineares das encaixantes, cujo desenvolvimento, certamente está ligado à própria foliação e deformação das rochas pré-existentes (foliação herdada). Alguns corpos alongados que se sobressaem na topografia em geral aplainada do granitóide, são encontrados nas bordas do maciço, orientados segundo as direções estruturais regionais. Desta forma, a configuração do granito pela estrutura da encaixante é bastante sugestiva.

No interior da massa granítica, são mapeadas relíquias de rochas básicas que puderam resistir no granito como rochas refratárias.



O fato deste plutonito granítico ser concordante a sub-concordante com as rochas regionais encaixantes; apresentar fácies metamórfico correspondente às encaixantes (anfíbólito); mostrar uma forma típica que denota intrusão concordante em estrutura sinforme lembrando uma lente côncava (facólito); "fronts" e auréolas extensas de migmatitos; possuir a mesma direção de foliação das encaixantes e apresentar constituição petrográfica onde predominam fenocristais de microclina desenvolvidos e orientados além de quartzo, plagioclásio e biotita (gnaisses facoidais, granitos porfiroblásticos e migmatitos diversos), sugere um posicionamento sintectônico a nível profundo em região desprovida de eventos rúpteis (catazona). Em relação a fase de granitização, Santos (op.cit.) reforça esta afirmativa quando argumenta que a harmonia estrutural da massa granítica faz supor uma simultaneidade da penetração do maciço granítico com o evento tectônico aí desenvolvido.

Vale registrar, que a estrutura sinformal prolonga-se para NW, sendo parcialmente coberta pelos sedimentos terciários da Formação Serra dos Martins, tendo também fechamento periclinal, configurando assim, uma grande estrutura braquissinclinal, cujo eixo é curvo, tendo a sul, direção NNE-SSW, infletindo a norte para direção NNW-SSE.

## Estrutura braquianticlinal da Serra da Mandioca

No setor estrutural onde ocorre a mina Quixaba, a sul de Várzea e a NW de Santa Luzia-Pb, os eixos das dobras formam culminações axiais, como se pode observar na anticlinal que passa ao norte de São Mamede (Folha Serra Negra do Norte) formando a serra da Mandioca, que na verdade, trata-se de uma estrutura braquianticlinal, com "plunges" para SW e NE.

Esta estrutura tem o seu núcleo ocupado predominantemente por gnaisses facoidais do Complexo Gnáissico-migmatítico. Nos seus bordos ocorrem quartzitos, gnaisses, calcários metamórficos e rochas calcissilicáticas, além de xistos do Grupo Seridó. Encaixados nesta sequência metassedimentar, ocorrem níveis mineralizados em scheelita, constituindo o importante depósito da mina Quixaba, além de diversas outras ocorrências, entre as quais São Nicolau.

Na primeira, observa-se localmente uma estrutura aparentemente homoclinal correspondente ao flanco redobrado da estrutura braquianticlinal, com mergulho médio de  $40^{\circ}$ /SE e "plunge" médio de  $12^{\circ}$  NNE. Esta jazida se situa bem próximo da terminação periclinal da citada estrutura dômica. A possibilidade do minério, neste local em média é de 50 cm em vários níveis, podendo alcançar até 5 m.

As mineralizações de scheelita mais econômicas estão associadas justamente nas zonas de fechamento periclinal, onde se observa maior incidência de dobras, ou seja, nas zonas menos compressivas. Nestas zonas, os frequentes virgamentos do eixo dos dobramentos menores, indicam maiores concentrações de scheelita, formando verdadeiras colunas mineralizadas.

Desse modo, o eixo dos dobramentos secundários são via de regra acompanhados por faixas mineralizadas que constituem interessantes "ore shoots".

A ocorrência de São Nicolau, situada no flanco no roeste da braquianticlinal da serra da Mandioca, está ligada a estreitos níveis calcissilicáticos retilíneos, associados a lentes delgadas de calcário metamórfico, quartzito e biotita-xisto. Esta ocorrência não apresenta eixos dos dobramentos secundários no corpo do minério, mas apenas a dois pequenos dobramentos secundários, onde ocorre a mineralização.

A característica estrutural principal desta ocorrência é representada por dobramentos descontínuos que desaparecem 15 a 20 m, no sentido longitudinal ao dobramento mapeável, o que significa um fechamento rápido das estruturas. Ao contrário do que ocorre na mina Quixaba, os teores aqui são baixos, provavelmente devido a pequena intensidade do dobramento. Medidas locais de atitude da xistosidade mostram mergulhos  $65^{\circ}/310^{\circ}$  Az e "plunge"  $20^{\circ}/220^{\circ}$  Az. Por outro lado, a terminação sudeste, afigura-se como prospectiva, face à certas similitudes litoestruturais com o fechamento NE.

Aspectos estruturais associados ao  
Lineamento Patos

Na porção sul da área do Projeto, as rochas em sua maioria, obedecem a direção E-W, relacionada ao Lineamento Patos e Tatajuba - Malta, que são notáveis paráclases de rejeito direcional.

O Lineamento Patos é evidenciado por uma ampla faixa de tectonitos extremamente lineados e localmente xistosos. Os tectonitos subordinados à cataclase costumam apresentar recristalização nos seus elementos. De um modo geral, são coesivos, afaníticos, sem estrutura definida com fragmentos em torno de 0,2 mm.

Os milonitos apresentam granulação mais fina, com faixas semelhantes a sílex, com vênulas ou faixas delgadas, ocelos e fragmentos centimétricos de minerais ou rochas alinhadas e rotacionadas, inseridas na massa silicosa e lentes da rocha original incluídas em matriz granulada. Estes tectonitos refletem zonas de deslocamento e cisalhamento extremo.

Em mapa, percebe-se ao norte desta faixa, uma inflexão pronunciada dos lineamentos estruturais passando de NE-SW para E-W. Entre as Folhas Patos e Juazeirinho, lentes de quartzito, calcário metamórficos e rochas calcissilicáticas associadas, mostram dobramentos apertados com eixos subverticais orientados para E, evidenciando um estilo de dobramento tipo "drag" indicando que o bloco situado ao norte do lineamento deslocou-se para E, em relação ao bloco sul, correspondente a ampla faixa conhecida como "Zona Transversal do Escudo Brasileiro" (Ebert, op.cit.). Macroestruturas locais, da mesma natureza, expressa sob a forma de lineamentos sinuosos, são também encontradas ao longo do falhamento Patos.



Observa-se, na faixa compreendida entre Malta, São Bento e sul de Pombal, um forte truncamento e adaptações das lineações, à estruturação imposta pelo falhamento Tatajuba - Malta, ou seja, a direção NE-SW, situadas a norte, são truncadas pela lineação E-W a sul deste falhamento transcorrente. Em adição, observa-se que a lineação cataclástica de direção E-W é mais conspícua notadamente entre os Lineamentos Patos e Tatajuba - Malta. Fato semelhante também é observado com relação ao Lineamento Patos, que na sua porção sul, a estruturação E-W, tende a infletir rumo SW à altura de Catingueira, Olho D'água e leste de Piancó, entretanto as lineações a norte deste lineamento são nitidamente E-W, fundamentalmente no trecho limitado a norte pelo Lineamento Tatajuba - Malta. Tal comportamento denuncia que a suposta "Zona Transversal" só assume direção E-W, desenvolvendo intensa foliação cataclástica, transposições extremas, cataclasitos, milonitos, etc, basicamente no espaço inter-falhamentos, incluindo predominantemente na área do Projeto, não o Grupo Cachoeirinha, mas sim a sequência ectinítica do Grupo Seridó e granitos associados, bem como os metamorfitos do embasamento.

Assim, esta faixa de estruturação cataclástica E-W, corresponde a grandes "drags" ou arrastos, que deslocou, grosso modo, a sequência Seridó para E e a sequência Cachoeirinha para W, em termos relativos. Como um todo, as sequências Cachoeirinha - Seridó, tem direção aproximadamente NE-SW, estando apenas com estruturação E-W nas proximidades e entre a faixa das paráclases Patos e Tatajuba - Malta. Nota-se ainda um sistema ou série de falhas subparalelas ao Lineamento Patos, correlatas ao mesmo evento tectônico, que também impõem uma estruturação E-W, na faixa situada entre Soledade e Gur

jão, sofrendo entretanto, inflexão rumo SW à altura de Taperoá.

Como conclusões, tem-se que tal "Zona Transversal" como descrita e reportada por diversos autores, não limita grupos estratigráficos, mas sim impõe uma estruturação cataclástica e de arrasto em qualquer grupo estratigráfico que se situe geologicamente na sua faixa de maior ação dinâmica.

A ação tectônica combinada pelos Lineamentos Patos e Tatajuba - Malta, resultou, na faixa compreendida entre estes rasgos estruturais, no desenvolvimento, não só de cataclastos, mas também de uma transposição extrema, adelgaçando, rompendo e vergando os cordões quartzíticos Equador, principalmente no trecho Coremas - Patos - sul de Santa Luzia.

### Sinclinório de Jucurutu (Serra dos Patos)

A estrutura sinclinorial localiza-se na Folha de Caicó, SB.24-Z-B-I, com grande área de exposição. Estende-se desde a serra dos Patos, a NE da cidade de São Fernando até a norte da cidade de Jucurutu. Faz parte de uma mega estrutura de caráter sinclinorial, que inclui outras estruturas relativamente grandes, como o sinclinório de Florânia, que estão margeadas pelas estruturas ovais arqueanas, que se localizam a NE da cidade de Caicó - São Vicente.

Trata-se de um sinclinório em leque bem aberto, assimétrico, uma vez que no flanco oeste, tem-se os mergulhos de foliação bem mais verticalizados, variando na faixa de  $40^{\circ}$  a  $60^{\circ}$ , muitas vezes até subverticais, enquanto que na parte leste eles variam na faixa de  $25^{\circ}$  a  $40^{\circ}$ , evidenciando assim que a superfície axial mergulha para SE.

Na extremidade sul da estrutura, sua zona de fechamento periclinal, o comportamento estrutural se apresenta bastante complexo, com características que indicam a existência de mais de uma fase de dobramentos. Aí se observa a repetição do mesmo nível de quartzito, tanto na lateral como na vertical, dado a existência de dobras  $S_1$ , do tipo isoclinal, recumbentes, bastante apertadas, tendo sido posteriormente redobradas, apresentando dobras ( $S_2$ ) mais abertas e de plano axial verticalizado. O eixo principal desta estrutura acha-se dobrado o que pode ser interpretado como uma terceira fase de dobramento. Esse eixo sofre oscilações, às vezes bastante consideráveis, dando lugar ao desenvolvimento de culminações e depressões, como a que ocorre próximo à localidade de Barra de Santana, provavelmente o local mais baixo de toda a estrutura,

e que se acha preenchida por micaxistos com nódulos de cordierita, pertencentes à Formação Seridó. Aí também se observa um certo enrugamento, proporcionando a projeção de apêndices, relativamente estreitas, de xisto nos gnaisses da Formação Jucurutu, e vice-versa, formando pequenas sinclinais, preenchidas por micaxistos, e anticlinais preenchidos por gnaisses da Formação Jucurutu.

Ao longo da área de exposição da estrutura ocorrem alguns diápiros de dimensões variadas e composição variando de granítica a granodiorítica. Estes corpos diapíricos provocam, em suas proximidades, perturbações nas estruturas locais. Assim é que, no corpo granítico da fazenda Santa Clara, próximo de Barra de Santana e a sul da cidade de Jucurutu, nas proximidades da fazenda Baixio, onde se desenvolvem uma estrutura dômica, observa-se o soerguimento dos níveis mais basais da Formação Jucurutu, estando aflorando lentes de mármore associados a níveis de rochas calcissilicáticas, que normalmente ocorrem na parte mais inferior desta formação. Estes níveis se acham repetidos por dobramentos locais.

As rochas granodioríticas, que se situam na parte NE, da estrutura maior, cortam discordantemente as foliações dos gnaisses da Formação Jucurutu, aflorantes na área, tendo assim comportamento tardi-tectônico à última deformação.

Em ambos os flancos do sinclinório de Jucurutu, se observa o desenvolvimento de extensas falhas de rejeito múltiplo que no flanco SE, põem em contato direto, metassedimentos pertencentes ao Grupo Seridó, com rochas bastante migmatizadas do Complexo Gnáissico-migmatítico.

As rochas aflorantes na área de exposição desta estrutura, foram afetadas pelo vulcanismo Cabugí, encontrando-



se cortadas por fraturas e pequenas falhas de direção aproximada E-W, preenchidas por rochas basálticas.

Vale salientar, que a inflexão ou sinuosidade do eixo da macroestrutura sinclinorial, claramente redobrada, constitui mais um exemplo de uma terceira deformação superposta, rotacionada ou deslocada pelo movimento relativo de blocos, por falhamentos. Assim, toda a sua faixa de terminação SW, afigura-se como dragada por falhamentos transcorrentes dextros (no flanco leste e falha NE-SW de Jardim do Piranhas). Comportamento idêntico também apresenta a estrutura sinclinorial de Reforma - São Fernando, igualmente apresentando um terceiro dobramento, denunciado pelo encurvamento dos eixos, às expensas de falhamentos. Configura, grosso modo, uma faixa com suave rotacionamento no sentido horário, incluindo o sinclínório de Jucurutu e Reforma - São Fernando.

A zona de terminação perissinclinal de Jucurutu, constitui um dos mais belos e notáveis exemplos mapeáveis do padrão de redobramento do Seridó.

O conjunto sinclinorial, Jucurutu, Florânia, Curral Novo, constitui uma megaestrutura sinclinorial ou megassinclíneo das supracrustais, geralmente margeadas por estruturas dômicas arqueanas.

### Anticlinório de São José do Sabugí

A estrutura anticlinorial, acha-se totalmente inclusa na Folha de Jardim do Seridó, SB.24-Z-B-V, apresentando uma forma ligeiramente lenticular, estendendo-se desde a localidade de Santa Helena, a leste da serra do Riacho do Fogo, a SE da cidade de Santa Luzia, até às proximidades da mina de Malhada do Angico. Compreende o segmento sul do "Alto de Santa Luzia - Parelhas" de Torres et alii (op.cit.).

De maneira geral, esta faixa acha-se constituída por rochas de variado grau de migmatização, estruturada principalmente em um anticlinal de duplo caimento, que começa a mostrar na extremidade sul, evidências de virgação no sentido SW, denotando certa adaptação à direção principal do Lineamento Patos.

O anticlinório de São José do Sabugí, acha-se formado por duas estruturas principais a anticlinal de Santa Luzia, mais a oeste, e a anticlinal de Malhada do Angico, separadas por uma sinclinal apertada e alongada, preenchida por metassedimentos do Grupo Seridó, apresentando plano axial subvertical e flancos com ângulo de mergulho bastante forte.

A anticlinal de Santa Luzia (a leste da cidade homônima) é a que apresenta maior continuidade do eixo, estendendo-se desde a extremidade sul da estrutura, na localidade de Santa Helena, até à localidade de Quixaba dos Verdes. Na parte sul esta estrutura se acha representada por uma anticlinorial revirada com plano axial mergulhando, no sentido NW e flancos apresentando ângulos de mergulho de valores médios a fortes, variando numa faixa de  $45^{\circ}$  a  $70^{\circ}$ , com sentido sempre para NW. Na parte norte, a estrutura exhibe dobramentos nor

mais com plano axial de mergulho próximo a vertical e flancos com valores médios, variando entre  $30^{\circ}$  e  $70^{\circ}$ . No flanco leste, ao contrário do oeste onde não se observa dobras menores associadas é comum a existência de pequenos dobramentos secundários ( $S_2$ ) não mapeáveis nas escalas de trabalho. São dobras sinformais e antiformais, com superfícies axiais onduladas e pouco contínuas, mostrando nítida tendência a tipos isoclinais, na direção preferencial NW, e flancos apresentando foliação com fracos ângulos de mergulho, típicas de zonas pouco comprimidas. Este fato pode ser observado ao longo da estrada antiga que liga as cidades de Santa Luzia e Campina Grande, principalmente no trecho compreendido entre a serra da Cabaça e Lagoa de Redinha.

A anticlinal de Malhada do Angico, situa-se na parte leste desta estrutura maior e estende-se desde às proximidades da serra da Cabaça até à região da mina Malhada do Angico. Está representada por uma dobra normal, com plano axial de mergulho forte a vertical, com caimento de eixo na direção NNE, com um ângulo de aproximadamente  $17^{\circ}$ . Seus flancos apresentam foliação mergulhando com ângulo variando de  $30^{\circ}$  a  $60^{\circ}$ . Também é comum a presença de pequenos dobramentos não mapeáveis nas escalas de trabalho, à semelhança do que foi descrito para a anticlinal de Santa Luzia.

No flanco leste da anticlinal de Santa Luzia, ocorre uma falha de área de exposição relativamente grande, apresentando rejeito múltiplo e pondo em contato direto, rochas migmatizadas do Complexo Gnáissico-migmatítico com os micaxistos da Formação Seridó.

Do ponto de vista de geologia econômica, merece citação o fato de que toda esta estrutura maior se acha bordeja

da, por uma faixa mais ou menos estreita de gnaisses constitu<sub>u</sub>intes da Formação Jucurutu, contendo níveis calcissilicáticos, associados ou não a lentes de mármore, constituindo um "trend" mineralizado em scheelita, numa extensão aflorante considerável e com boa continuidade, formando áreas com boas perspectivas para prospecção deste mineral. Entre estas áreas pode-se citar: mina Malhada do Angico, em atividades de exploração, mina Malhada Vermelha, atualmente com seus trabalhos paralizados, e a faixa de Redinha - Sítio, que se encontra em fase de pesquisa. Em vários locais, como na região de Malhada Vermelha, estes níveis calcissilicáticos se acham repetidos por redobramentos.

Em suma, este anticlinório com extensão aproximada de 41 km e largura máxima de 8 km, corresponde a uma exposição enrugada e migmatizada da sequência infracrustal, contendo zonas rebaixadas estruturalmente nas suas terminações, assemelhando-se a apêndices penetrativos (sinclíneos) das supracrustais, destacando-se o sinclinal de direção NE-SW, que passa margeando a cidade de São José do Sabugí.

Esta estrutura sinclinorial, encontra correspondência com outra estrutura sinclinorial paralela e a leste, com dupla terminação (braqui) situada a sul de Santana.



Estrutura sinclinal da Serra da Cajarana e sua  
comparação com os polidiápiros de Acarí.

Na região de Satana dos Matos, uma singular estrutura sinclinal ocupada por xistos da Formação Seridó, se prolonga para o maciço granítico, mostrando um notável encurvamento do seu eixo.

À semelhança do maciço de Totoró, este corpo granítico, visto em perfil, lembra uma lente côncava, e representa em mapa, uma terminação perissinclinal, haja visto que as rochas gnáissicas circundantes mergulham para o interior do maciço (mergulho de  $20^{\circ}$  a  $40^{\circ}$ ).

Este plutonito concordante deve ter se posicionado intrusivamente em forma de diápiro concordante, onde o nível de erosão atual não permite a visualização de maiores deformações nas encaixantes ectiníticas, sendo sugestivo ainda intrusão sintectônica com o evento da formação do sinclíneo.

A virgação desta estrutura, sugere um terceiro dobramento superposto, causado, a semelhança de outras estruturas na região, por falhamentos, tal como é observado a sudeste da serra da Cajarana.

O comportamento estrutural do conjunto da serra da Cajarana, assemelha-se, grosso modo, ao padrão do plutonitos intrusivos dos diápiros de Acarí, sendo que neste último caso, têm estruturação antiformal. Vale registrar que no caso do maciço polidiapírico que é margeado pelos depósitos de Machado, Saco dos Veados, Brejuí - Boca de Laje, o núcleo antiforme granítico, tem seu eixo apresentando notável inflexão, representando também um provável terceiro dobramento superposto, cuja inflexão, que passa de NE-SW, para E-W até ESE-WNW, também é

causada por um sistema de falhas marginais, que rotacionam os corpos graníticos em sentido horário, ou seja: o polidiápiro situado a oeste de Acarí é empurrado para NE, vergando sua terminação, enquanto o polidiápiro situado a leste, é empurrado no sentido SW.

Em suma, estes diápiros concordantes intromissos na sequência supracrustal, são sintectônicos ao dobramento ( $S_2$ ) mapeável, tendo por vezes inflexões nos eixos de dobramentos causados pela rotação ou movimentação de blocos falhados.

### Maciço granítico de Angicos

Na região à NW de Angicos, um maciço granitóide sob a forma de cúpula, lembrando ainda um coração, posiciona-se em um alto estrutural, denominado Anticlinal de Bonfim (Santos, op.cit.). A rocha, de cor rósea e textura grosseira, está algo orientada e apresenta olhos de microclina em matriz à base de quartzo e plagioclásio, tendo ainda lineação b pouco de desenvolvida.

A foliação desenvolvida nas abas da estrutura anticlinal dá um aspecto gnáissico a este maciço granítico, e deve-se tratar provavelmente, de uma foliação herdada. Assim, as relações estruturais mostram que os contatos do maciço granitico com as rochas encaixantes são aproximadamente paralelos à foliação destas últimas.

Este maciço granitóide subconcordante posicionado no núcleo anticlinal, sugere ter elevado as rochas encaixantes, expondo desta forma um nível calcissilicático semi-contínuo e circundante com 2 metros de espessura média, encaixado em delgada faixa gnáissica Jucurutu, compreendida entre o granito e o micaxisto da Formação Seridó, com mergulhos em torno de  $20^{\circ}$ - $30^{\circ}$ . O eixo desta estrutura mergulha cerca de  $15^{\circ}$  para sul e parece se manter constante em profundidade (outras medidas no xisto). Em mapa, observa-se que este corpo granítico está colocado no seio de uma grande estrutura sinclinorial formando estruturas sinformes adjacentes.

O arranjo estrutural nesta área, mostra que o maciço granítico é obviamente mais jovem que as litologias encaixantes e deve ter sido posicionado a pequenas profundidades pelo fato de não ser registrado nenhuma zona de metamorfismo

de contato ou auréolas de migmatitos.

Vale destacar que o posicionamento intrusivo deste granito é sintectônico com os dobramentos mapeáveis, geralmente de superfície axial verticalizada ( $S_2$ ), sendo igualmente dobrado.

As calcissilicáticas e gnaisses encaixantes soerguidos (Jucurutu), expostos em delgada faixa, não apresentam dobramentos secundários, ausência de calcário metamórfico em superfície e poucos trechos garimpados, tendo tais retilíneas calcissilicáticas fracamente mineralizadas, poucas probabilidades de abrigarem depósito scheelitífero econômico, configurando assim uma faixa, embora extensa, mas de baixa prospectividade.



Alto do Salgadinho (Serra Redonda)

A posição estrutural dos metassedimentos do Grupo Seridó, tanto nas bordas, quanto na parte interna do maciço granito-pegmatóide que constitui a serra Redonda (a NE de Várzea), mostra que estas rochas ectiníticas estiveram sujeitas a levantamentos estruturais resultantes da ascensão de massas graníticas posteriores.

Durante o soerguimento deste "plug" granítico dia pirico, os quartzitos, gnaisses calcários e calcissilicáticos, sofreram intensa deformação, notadamente na zona de terminação norte, onde ocorrem dobramentos complexos, tendo ainda sido parcialmente englobados (enclaves) pelo "melt" granítico, como "roof pendants". No campo, pode-se observar níveis calcissilicáticos associados a um horizonte carbonático incluído em rocha granito-pegmatóide. As rochas carbonáticas encontram-se dobradas com eixo b mergulhando  $15^{\circ}/35^{\circ}$  Az, cujas abas da dobra megulham  $40^{\circ}/110^{\circ}$  Az, para o interior da massa granítica, constituindo um grande enclave dobrado.

Na periferia do corpo granítico, onde predominam rochas gnáissicas granitizadas, os ectinitos mostram-se assimetricamente dobrados, com caimento de ambos os flancos para a mesma direção, ou seja, com as vergências voltadas para o corpo granítico.

Esta zona intensamente dobrada apresenta falhamentos associados revelados pela presença de veio de quartzo bastante fragmentado, inúmeros blocos quebrados e brechas calcíferas, onde ocorre importante mineralização de fluorita (filo niana) e várias outras ocorrências de scheelita (estratiforme) relacionadas a estes elementos na área em apreço.

Na localidade de Lagoa das Pedras, um pouco mais afastado da zona de influência diapírica, notáveis dobras de sarmônicas são observados em calcário metamórfico, com eixo b  $20^{\circ}/35^{\circ}$  Az, associado a rochas calcissilicáticas mineralizadas a scheelita. Veios de quartzo concordantes, também se encontram mineralizados evidenciando uma remobilização hidrotermal.

As zonas de falhamento e cisalhamento associadas a estes dobramentos, possuem planos geralmente paralelos e/ou coincidentes com as superfícies axiais das dobras e certamente estão relacionadas ao extenso falhamento Jardim do Seridó.

O desenvolvimento de zonas cisalhadas próximo ou concordantes aos traços axiais das estruturas dobradas (exemplo: anticlinal da região da fazenda Quixaba), bem como a ampla migmatização associada à penetração de massas graníticas, revelam o caráter extremamente móvel de toda essa faixa ou compartimento tectônico.

## Estrutura de São José do Bonfim

Na região de São José do Bonfim, ao sul da cidade de Patos, ocorrem rochas dioritóides intrudidas na sequência metassedimentar do Grupo Cachoeirinha. Os corpos ígneos têm formatos ligeiramente subarredondados e alongados segundo E-W, concordantes com o "trend" de foliação das rochas encaixantes. Estas intrusivas causaram o desenvolvimento de estruturas com plexas nas rochas encaixantes de borda, como redobramentos e generalizada transposição, além de desenvolverem típicas auré olas de termometamorfitos.

Estas intrusivas apresentam contatos bruscos com os filitos encaixantes, bem caracterizados no campo e nas fo tografias aéreas. Em escala de afloramento observa-se transpo sições intensas em exudações de quartzo e feições típicas de redobramento, denotadas por intensa xistosidade e microdobras instaladas concordantemente nos flancos das estruturas maio res.

Os mergulhos dos planos de xistosidade das encai xantes de borda são geralmente fortes, tornando-se subverticaliza das na porção sul dos corpos ígneos, por efeito do falha mento de direção E-W que passa entre os corpos dioritóides de São José do Bonfim e o maciço granítico da serra do Teixeira. Este falhamento desenvolve intensa cataclase e milonitização nas rochas metassedimentares e em menor escala nas rochas ígneas próximas a linha de falha.

Os corpos ígneos são tipicamente tardi-oregênicos em relação aos metassedimentos do Grupo Cachoeirinha, caracteriz ando os diápiros mesotectônicos de Stephansson (op.cit.), localizados em rochas epi-mesozonais com as quais mostram con tatos bruscos e desenvolvimento de auréolas de metamorfismo.

### Estrutura circular de Catolé do Rocha-Pb

Trata-se de uma estrutura apresentando lineações estruturais concêntricas em batólito granitóide, contendo em seu núcleo um corpo alongado de rocha gabróide.

Petrograficamente o corpo granitóide é constituído por granitos e granodioritos de textura grosseira, algo orientada, contendo fenocristais de feldspato potássico. As facies gabróides encontradas correspondem a augita noritos, diorito, piroxenito e espessartito.

As lineações estruturais desenvolvidas nas rochas granitóides são bem observáveis em aerofotos, tendo formas circulares concêntricamente distribuídas ao longo de uma área circular com um raio de aproximadamente 6 km de comprimento. Tais linhas estruturais ou foliação, realçam a presença do corpo gabróide, tendo sido formadas, provavelmente, às expensas da intrusão básica.

As rochas gabróides formam um corpo alongado segundo NW-SE, com 6 km de extensão e 2 km de largura aproximadamente, totalmente insertas ou encaixadas nas rochas granitóides.

A borda oriental da estrutura circular de Catolé do Rocha está em contato com os gnaisses migmatizados da Formação Jucurutú, através de um extenso falhamento de direção NE-SW, concordante com o "trend" estrutural. Tal falha, truncada as foliações circulares na zona de contato da rocha plutônica granular com os metassedimentos migmatizados jucurutu.

É bem provável que a estruturação circular tenha sido emprestada ao granitóide pela injeção ou fluxo do magma básico em ascensão. Nas bordas do corpo gabróide observa-se



via de regra, alguma feldspatização, indicando alguma blaste se decimétrica e métrica, por influência de um possível even to de granitização pouco posterior à formação do corpo grani tico e gabróide. Ainda é viável supor, embora com menor proba bilidade, que as rochas gabróides do núcleo, que por vezes ocorrem sob a forma de diques anelares concordantes com a estruturação concêntrica do granitóide, sejam resultantes do produto de absorção parcial do granito por uma intrusiva bási ca diferencial, instalada na massa ígnea ácida na sua fase fi nal de formação brasileira.

Esta estrutura circular faz parte do maciço grani tóide de Catolé do Rocha, o qual mostra contato concordante e gradacional com os gnaisses e migmatitos catazonais encai xantes, sendo típico de plutões sinorogênicos, os diápiros catatectônicos de Stephansson (op.cit.).

Comportamento estrutural da região Lajes -  
São Tomé.

Na porção oriental da Folha Pedro Avelino, o padrão estrutural observado, reflete intensos esforços compressivos ESE-WNW, responsáveis pelo notável amarrotamento ou "sanfona<sub>mento</sub>" desta faixa pertencente ao "cordão de xistos", encontrando-se neste setor sensivelmente adelgada por compressão, onde a lineagênese brasileira NNE-SSW é conspícua.

Em termos conjuntos, esta faixa apresenta dobras a pertadas a isoclinais, geralmente invertidas, e dobras assimétricas, com superfícies axiais em torno de  $40^{\circ}$  a  $60^{\circ}$ , com vergência para NW, nas faixas sinclinoriais de Caçador - Chupador-Trapiá, anticlinal isoclinal invertida quartzítica do Feiticeiro e no sinclinório de Santa Rosa, tendendo entretanto a subverticalização axial, a medida que se dirige para São Tomé.

Neste conjunto estrutural, é observado o desenvolvimento de intensa tectônica de transposição, notáveis plissamentos e desenvolvimentos de falhamentos que são em parte responsáveis pelo encurvamento para NE da terminação perissinclinorial de Santa Rosa, configurando um suave rotacionamento do conjunto no sentido horário, face ao movimento relativo dos blocos.

A estrutura sinclinorial de Santa Rosa está localizada a sul de Lajes, formada pela sequência metassedimentar completa do Grupo Seridó. Os citados esforços compressivos WNW-ESE, devem ter sido mais atuantes e fortes, relativamente, no sentido de ESE para WNW, visto que as superfícies axiais desta faixa tem vergência para WNW, ou seja, mergulham para ESE.

Este sinclinório, de comportamento assimétrico, com

vergência axial para WNW, é flanqueada por uma notável dorsal quartzítica anticlinal isoclinal revirada, que também serve de flanco para uma outra estrutura paralela a W, sinclinorial alongada e delgada, compreendendo a faixa mineralizada de Caçador - Chupador - Trapiá - Boa Vista, onde os dobramentos são apertados à isoclinais e até transpostos, em estilo  $S_2$ , com superfícies axiais mergulhantes para E e ESE. Neste último, desenvolve-se intensa tectônica de transposição, onde as "camadas" encontram-se adelgadas e rompidas, com repetições laterais por redobramentos.

O flanco leste do sinclinório de Santa Rosa é limitado por um extenso falhamento transcorrente dextro, de direção NNE-SSW, subvertical, sendo seccionado parcialmente a sul, a altura do paralelo de Cerro Corá, por um falhamento transcorrente indiscriminado, que no conjunto, com a movimentação relativa dos blocos rochosos, impõem uma inflexão na sua terminação periclinal, indicando certo rotacionamento no sentido horário, conferindo suave inflexão do eixo para NE, tendo "plunge" médio de  $20^\circ$ /SSW.

A estrutura de Santa Rosa, tem seu núcleo ocupado por micaxistos Seridó, que se estendem para sul, onde a partir de Cerro Corá, apresentam uma maior superfície de exposição lateral e longitudinalmente, deixando assim de estarem confinados a estrutura de Santa Rosa, para pertencerem a um conjunto sinclinorial a sul. Assim, o sinclinório de Santa Rosa representa um apêndice projetado a NE, como um prolongamento mais apertado de um conjunto sinclinorial situado a sul, que se estende até a faixa meridional da área do Projeto ("cordão de xistos").

A estrutura anticlinal isoclinal revirada da serra

do Feiticeiro, no trecho da terminação periclinal do sinclínrio de Santa Rosa, sofre notável adelgaçamento tectônico por transposição, estendendo-se em delgada faixa até alojar-se sob a cobertura fanerozóica a N. Vale registrar que a espessura aflorante dos quartzitos Equador na serra do Feiticeiro é aparente, uma vez que, além de estar duplicada pelo dobramento isoclinal, ocorrem ainda intenso redobramento de flanco ( $S_0 = S_1 = S_2$ ) conferindo um espessamento tectônico de transposição.

A leste de Santa Rosa, a faixa de dobramentos continua com notável linearidade, tendo uma sucessão de anticlinais e sinclinais apertados, interpondo-se uma relativamente larga exposição antiformal das supracrustais.

Observa-se uma delgada e retilínea faixa sinclinal, cujo núcleo, ocupado por xistos Seridó, é limitado por falhamentos transcorrentes subverticalizados. Nesta faixa sinclinal de plano axial subverticalizado, inclui-se o importante depósito de Bonfim, que apresenta dobras secundárias suaves, de estilo  $S_2$ , onde abrigam segundo o "plunge" para NNE, "ore-shoots" nas charneiras antiformais. As "camadas" em verdade, incluem dobramentos isoclinais a transpostos, de superfície axial coincidente com o mergulho da foliação ( $S_1$ ). Como toda esta faixa prolonga-se para NE e SW, tendo as mesmas características estruturais e esparsos níveis aflorantes calcissilicáticos mineralizados, configura portanto, um "trend" bastante prospectivo.

Uma outra faixa paralela a leste do sinclinal de Bonfim, correspondem a uma megaestrutura de transposição, incluindo o depósito de Oiticica, representada por uma estreita faixa sinclinal redobrada, com micaxistos Seridó no seu núcleo, tendo a sua terminação NE, em forma de "bengala". Pela sua similitude com a delgada e extensa faixa paralela, com idênticas ca



racterísticas estruturais, além de serem observados nos flancos constituídos por gnaisses Jucurutu, esparsos níveis calcissilicáticos scheelitíferos, configura assim, por analogia, uma faixa igualmente prospectiva.

Na faixa de Estanhado e Amarante, observa-se uma estrutura anticlinal apertada sendo nos seus flancos gnaisses Jucurutu com níveis calcissilicáticos, incluindo dobras isoclinais e transpostas de flancos, além de indícios, em alguns pontos esparsos, de redobramentos secundários de estilo  $S_2$ .

A leste de São Tomé, observa-se uma estrutura braquianticlinal normal, de plano axial subverticalizado, expondo biotita gnaisses por vezes migmatizados da Formação Jucurutu, incluindo níveis calcissilicáticos, sendo envolvida por micaxistos Seridó, à semelhança de uma janela geológica. Tal estruturação é devida à culminação axial do eixo, que apresenta duplo caimento, para NE e para SW.

Estrutura das supracrustais a W de São José do Seridó.

Na região W de São José do Seridó, folha Currais Novos, observa-se um arranjo estrutural especial, onde verifica-se que a extensa faixa calcária que se prolonga até São Vicente, sofre um espessamento tectônico bastante complexo.

Este compartimento estrutural está compreendido entre falhamentos regionais de rejeitos múltiplos concordantes com os lineamentos regionais. Neste setor, de alta compressibilidade, estão presentes "plugs" graníticos diapíricos que soergueram as rochas metassedimentares de cobertura, deformando-as e por vezes englobando-as como "roof pendants" tal como ocorre no Alto do Salgadinho, no maciço polidiapírico de Acarí, no Alto do Remédio e em outras áreas da região do Seridó.

As rochas supracrustais estão representadas por uma delgada lente de quartzito muscovítico (pCseqt) com clivagem de crenulação; muscovita gnaisse estriado, com desenvolvimento de facóides (pCsjgnmg); calcário cinza azulado, por vezes rico em tremolita (pCsjm) e xistos granadíferos Seridó com estruturas de transposição notáveis nas vênulas quartzosas. Tanto o calcário como o xisto, exibem pequenos dobramentos de 2ª ordem nas dobras transpostas e dispostas subhorizontalmente. Em vários locais, os planos de foliação axial destas rochas se interferem obliquamente (ex.:  $PFA_1 = 60^\circ Az$ ;  $PFA_2 = 20^\circ Az$ ). Inúmeros "boudins" quartzo-feldspáticos são encontrados rompidos e retorcidos.

A partir do sopé da serra Rajada, esta sequência litológica mostra planos de foliação que mergulham para o in

terior do corpo granítico. Os calcários e xistos se alternam, repetindo-se por dobramentos isoclinais invertidos, até o contato com o corpo granitóide, onde a complexidade estrutural é bem maior, haja visto se tratar de uma zona sob influência das diferentes densidades e outras diferentes propriedades físicas das rochas. O granitóide mostra uma leve orientação nos bordos, tendendo a uma textura isotrópica nas partes centrais. É comum a presença de fragmentos angulosos de rochas xistosas inclusas na massa granítica essencialmente félsica.

O mapeamento desta área, mostra que nos bordos do corpo granitóide as estruturas estão orientadas paralelamente aos contatos onde ocorre adelgaçamento dos calcários e xistos encaixantes (estruturas de fluxo). Os calcários, principalmente, cederam à força da intrusão por fluxo plástico, sofrendo injeções do granito que ocorrem nas fraturas e concordantemente com a foliação da rocha carbonática. Em um afloramento localizado (AM-401), observa-se granito intromisso concordantemente com o dobramento da rocha carbonática e fenômenos de redobramento, onde uma dobra recumbente de estilo isoclinal mostra dobramentos secundários nos seus flancos com planos axiais verticalizados.

Pode-se observar também, que o eixo maior do corpo granítico é mais ou menos paralelo ao rumo estrutural regional NNE das encaixantes.

Além da complexidade estrutural observada nos bordos do granitóide, não se encontrou evidências de reação com as rochas recobridoras, o que denota um posicionamento diapírico, dado por injeção forçada de estado móvel bastante plástico. Segundo Ramberg (1967 e 1970) deste posicionamento pode decorrer colapso das rochas supracrustais, em virtude da in

jeção do fluído, sob a forma de intrincada rede de intrusões.

O arranjo estrutural da faixa calcária como um todo, onde os micaxistos Seridó associados parecem ocupar partes mais deprimidas (selas estruturais), pelo visto, está diretamente relacionado a intromissão de "plungs" graníticos diapíricos nas rochas supracrustais, transmitindo intensas deformações nestas rochas, já deformadas durante os eventos tectono-metamórficos de âmbito regional anteriores, resultando assim, desarmonia complicada e multiestágio de combinação de dobras de diferentes orientações (dobramentos cruzados).

Vale registrar, que a presença de extensos falhamentos de deslocamentos transcorrente associados a movimentos inversos (empurrão provável) neste setor, deve ter contribuído para uma maior perturbação das rochas, como pode ser observado nos lineamentos estruturais mapeados a SSW de São José do Seridó, que sugerem dobras de arrasto.

Desta forma, a sucessão de fases de dobramento relacionadas aos diferentes eventos metamórficos, onde as rochas foram submetidas a fortes compressões, associada a falhamentos e acompanhadas de um evento diapírico, formam um panorama estrutural bastante complexo, onde é difícil estabelecer uma sequência temporal dos respectivos eventos citados.

O conjunto supracrustal a oeste de São José do Seridó, configura, grosso modo, uma faixa sinclinorial de "plunges" convergentes para o interior da estrutura, à semelhança de uma bacia estrutural complexa, onde a faixa de xistos Seridó encontra-se posicionada no centro da área mais profunda. Associam-se macrodobramentos regionais advindos do embasamento, comportando uma sinforme e um antiforme, cujos eixos apresentam direção N-S, com inflexão rumo SW a partir do paralelo



de São José do Seridó. Esta seria em síntese, uma visão sim  
plificada dos dobramentos mapeáveis na escala de 1:100.000,  
tendo associados redobramentos complexos retro descritos.

### Sinclinal da Serra do Cavalcante

A estrutura em foco acha-se encravada na folha SB.24-Z-B-I Caicó, a sul da cidade de São Fernando, topograficamente constituindo uma superfície plana na qual se sobressai a Serra do Cavalcante, formada por um corpo granítico intrusivo alongado e um pouco arqueado dispondo-se segundo a estruturação regional, próximo à sua terminação norte.

Esta depressão estrutural encontra-se preenchida por metassedimentos das formações Equador e Jucurutu. O muscovita quartzito Equador aflora em delgada faixa descontínua, limitando a estrutura, sem ressalto topográfico, à exceção de uma pequena crista no fechamento norte. São encontradas ainda pequenas lentes quartzíticas não mapeáveis, aflorando por redobramento no interior da estrutura. Os metassedimentos jucurutu que afloram no núcleo da referida estrutura, encontrando-se bastante migmatizados sendo representados preferencialmente por gnaisses quartzo-feldspáticos e gnaisses facoidais. Próximo ao fechamento norte, os metassedimentos evoluem, por anatexia, para um granito gnaissico que é concordante com a foliação das encaixantes.

Trata-se de uma sinclinal simétrica, com plano axial verticalizado e eixo disposto segundo a direção NNE-SSO, embora sofra leve inflexão para norte quando se aproxima da terminação, tendo caimento para SSW. A sua aba oeste é limitada por uma falha transcorrente dextra.

A sinclinal, num contexto regional, é a porção mais setentrional de uma depressão sinclinorial que se projeta para sul, englobando a cidade de Serra Negra do Norte, segundo o "trend" regional NNE-SSW, limitando-se à sul pela

falha Tatajuba - Malta, a qual é responsável pelo arrastro de suas lineações, para a direção E-W, na sua área de influência.

Nesta sinclinorial, além das litologias supracitadas, aparecem ainda níveis calcissilicáticos portadores de scheelita, ocorrendo na região as minas São Geraldo e Velame ( ambas abandonadas ) e vários garimpos. Estas faixas calcissilicatadas ocorrem na porção inferior da Formação Jucurutu, próximo ao contato com a formação subjacente Equador, ou aflorando por dobramentos, em diversos pontos dentro da estrutura.

Nas imediações da cidade de Serra Negra do Norte datações geocronológicas (McCreath & Jardim de Sá) acusaram rochas de idades transamazônicas. Provavelmente acham-se expostos alguns núcleos migmatizados do embasamento no interior da estrutura, entretanto, a descaracterização e homogeneização litológica levada a efeito pela migmatização, torna impraticável uma individualização.

A estruturação NNE-SSW imposta pela tectogênese brasileira é a mais evidente pela disposição dos traços de foliação e dos eixos de dobramentos cartografados. Entretanto, dobramentos E-W são observados em mapa, a sul da cidade de Timbaúba dos Batistas, pela sucessão de quatro níveis antiformais quartzíticos, os quais já estão deformados segundo a direção N-S aproximada ( adaptação à direção brasileira ).

## Estruturas da Região São João do Sabugí- Ipueira

A configuração estrutural geral deste setor está diretamente influenciada pelo falhamento de rejeito transcorrente "Tatajuba - Malta" e outras falhas subparalelas de menor expressão situadas pouco mais a noroeste (Açude Cabugí).

Estas falhas produzem fortes perturbações tanto nas rochas do embasamento quanto nas rochas supracrustais, que se apresentam em compartimentos ou blocos tectônicos limitados, a grosso modo, por estes lineamentos.

O falhamento principal sofre inflexão de E-W para NE-SW justamente nesta região provocando um imenso "drag". Os demais falhamentos se comportam segundo SW-NE. As litologias compreendidas neste compartimento sugerem uma postura também SW-NE anterior a movimentação destes blocos com deslocamento dextrógiro que provocam arrastos e movimentos rotacionais, propiciando um estilo estrutural mais complexo, onde observa-se atualmente eixos de dobras sinuosos, ora orientados segundo a direção NNE-SSW ora segundo NW-SE e NNW-SSE.

Desta forma, pode-se notar amplas exposições fusiformes de rochas do embasamento, assim como rochas do Grupo Seridó, onde se destacam lentes fusiformes de calcários metamórficos rochas calcissilicáticas e quartzitos nas disposições mais variadas. Quartzitos ferríferos sob a forma de lentes a SE da cidade de Ipueira são encontrados bastante fraturados e dobrados (arrastos) evidenciando intensos esforços compressivos e de cisalhamento. Extensos níveis de mármore com largura média em afloramento de 150 metros chegando a atingir 250 m, geralmente acompanhados por faixas descontínuas de rochas calcissilicáticas, estão epidotizados e silicifica



dos, mostrando em alguns locais, intercalações de muscovita-xistos por efeito de dobramentos apertados a isoclinais e transpostos, desenvolvidos em fase anterior aos falhamentos. Estas lentes carbonáticas e calcissilicáticas por sua vez, fazem parte de flancos de estruturas sinformais e antiformais cujos núcleos são ocupados por gnaisses migmatizados da Formação Jucurutu. Na região de Ipueira, por exemplo, estes níveis constituem os flancos de uma estrutura antiformal revirada como também os flancos de estruturas sinformais adjacentes, todas com "plunge" dirigido para SSW.

Nesta região distribuem-se várias ocorrências de scheelita dentre as quais, destaca-se a ocorrência de Trindade, situada no flanco leste de uma sinforme a SSW de Ipueira. Esta ocorrência está situada em um corpo calcissilicático bastante deformado que exhibe dobras fechadas de pequena amplitude com eixos paralelos à lineação geral. Os gnaisses encaixantes mergulham subverticalmente e estão orientados para  $60^{\circ}$  Az, mostrando dobras secundárias com eixo  $b$  orientado segundo  $40^{\circ}/60^{\circ}$  Az.

Ao sul de São João do Sabugí, algumas mineralizações de scheelita estão ligadas a camadas de 10 cm a 40 cm de espessura de rochas xistosas e paraanfíbolitos intercalados em gnaisses que mostram dobramentos intensos submetido a mais de uma fase de dobramento (Cachoeirinha). Os planos "S" tem orientação  $100^{\circ}$  Az e mergulham  $15^{\circ}$  N. Os eixos  $b$  mergulham com  $25^{\circ}$  para NE. Esta ocorrência também se localiza em flancos de uma estrutura sinformal.

Na área em apreço, ocorrem também intrusões granitóides (pCsgr) de dimensões e formas variadas, mas de um modo geral, alongadas e grosseiramente alinhadas segundo a fo

liação geral. Observa-se que as linhas de xistosidade das rochas metassedimentares (Grupo Seridó) curvam-se em redor das intrusões maiores.

Vale destacar que em toda região SW de São João do Sabugí acha-se com uma estruturação sinuosa e com notável inflexão rumo NW. Creditamos que tal rotacionamento, seja causado pela movimentação relativa de blocos folhados, uma vez que este compartimento estrutural encontra-se limitado por falhamentos, provavelmente desenvolvidos concomitantemente ao grande evento tectônico Patos e Tatajuba - Malta, configurando assim, na faixa S e SW de São João do Sabugí, arrastos subsidiários.

Faixa Mina do Galo - Cafuca - Baixios -  
Bodó - Casinhas.

O "trend" lito-estrutural Mina do Galo - Cafuca - Baixios - Bodó - Riachão - Casinhas, reveste-se de grande importância econômica por abrigar significativos depósitos de scheelita os quais, a partir do início da década de 40, vêm sendo esporadicamente explorados.

A scheelita acha-se associada a níveis calcissilicáticos intercalados em biotita gnaisses com lentes de mármore, da Formação Jucurutu. Estas rochas estão estruturadas em uma sucessão de anticlinais e sinclinais assimétricos e paralelos, com eixos orientados segundo NNE-SSW, aproximadamente, e com "plunge" variando de  $15^{\circ}$  a  $25^{\circ}$ /SW. Esta estruturação de nota dois estilos de dobramentos distintos e superpostos caracterizados no campo, pelas inclinações dos planos axiais. Assim, são observados: um dobramento mais antigo, recumbente de flanco invertido a isoclinal, com plano axial suave; e, um outro superposto onde os planos axiais tendem a verticalização.

Os sucessivos dobramentos anticlinais e sinclinais, mapeados na escala de 1:25.000, do "trend" Mina do Galo - Casinhas, compreendem, de leste para oeste:

- 1) Sinclinal de Casinhas;
- 2) Anticlinal de Bodó;
- 3) Sinclinal de Baixios;
- 4) Anticlinal de Dois Rios;
- 5) Sinclinal de Saco dos Bois;
- 6) Anticlinal de Cafuca;
- 7) Sinclinal da Mina do Galo.

Ainda, nos mapas de escala de 1:25.000, pode-se observar que as terminações perianticlinais, estão voltadas para sul, enquanto que as terminações perissinclinais estão voltadas para norte.

A sinclinal de Casinhas, constitui uma estrutura assimétrica, redobrada, formada por quartzitos na base (Formação Equador); gnaisses, calcários cristalinos e calcissilicáticas na porção intermediária (Formação Jucurutu) e biotitaxistos no topo (Formação Seridó). As suaves dobras antifformes e sinformes instaladas nos flancos da estrutura maior têm os planos axiais paralelos e com fortes ângulos, tendendo a verticalização.

Na zona de terminação da estrutura de Casinhas, nota-se dobras isoclinais recumbentes, arqueadas por dobramento superposto com plano axial verticalizado, cujo eixo, de direção NE-SW, é aquele da macroestrutura sinclinal mapeável.

No flanco oeste estes dobramentos apresentam vergências dirigidas para WNW, enquanto que no flanco leste a vergência é dirigida para ESE, dando ao conjunto uma feição de estrutura em leque. Os traços de foliação tem direção aproximadamente NNE-SSW, com mergulhos de médios a fortes ângulos.

Os planos da estrutura sinclinal de Casinhas são truncados por corpos granitóides intrusivos (serra da Macambira e Porta d'Água) tardi-tectônicos, interrompendo a continuidade das litologias do pacote supracrustal (no flanco oeste esta interrupção se dá por uma extensão de aproximadamente 7 km).

A sequência litológica da sinclinal de Casinhas continua para sul do corpo granitóide da serra da Macambira, formando a estrutura anticlinal de Bodó, a qual, mostra-se



bastante enrugada nos flancos com pequenas e sucessivas antiformes e sinformes de planos axiais geralmente fortes ou subverticalizados. Todo conjunto constitui um dobramento de estilo assimétrico perianticlinal, com "plunge" variando de  $15^{\circ}$  a  $25^{\circ}$ /SW e traços de foliação expondo mergulhos suaves entre  $20^{\circ}$  a  $40^{\circ}$ . Também ocorrem dobramentos isoclinais recumbentes, com planos axiais subhorizontalizados, interpretados como formados em uma fase mais antiga.

Pode-se constatar, através dos estudos de campo, que os principais enriquecimento da mineralização scheelitífera ("ore shoots") estão condicionados aos dobramentos menores ou secundários de plano axial forte ou subverticalizado. De fato, as observações realizadas na área da Mina Bodó por Zanini & Santos (1979) reforçaram a idéia de um controle estrutural para a mineralização scheelitífera, a qual, estaria maiormente concentrada nos dobramentos menores e de plano axial verticalizado. Estas estruturas compressivas são favoráveis a formação de "ore-shoots" na terminação perianticlinal de Bodó.

Corpos granitóides (granitos róseos de granulação média e aplíticos) discordantes e subconcordantes, foram intrudidos nas rochas metassedimentares da estrutura anticlinal de Bodó. Estes corpos granitóides discordantes causaram truncamento locais na continuidade dos níveis calcissilicáticos, implicando, em consequência, algumas dificuldades na prospecção de scheelita.

Os dobramentos sinclinais e anticlinais (Baixios, Dois Rios, Cafuca, Mina do Galo) que se sucedem para oeste têm comportamento estrutural idêntico ao observado na área de Bodó, ou seja: dobramento assimétrico com flancos redobrados

em antiformes e sinformes harmonicamente repetidas; lineamentos estruturais (traços de foliação) suaves com ângulos variando de  $20^{\circ}$  a  $40^{\circ}$ ; "plunge" variando de  $15^{\circ}$  a  $25^{\circ}$ /SW.

Vale ressaltar, que as rochas que compõem as estruturas acima descritas continuam para sul, sendo encobertas pelos sedimentos terciários da Formação Serra dos Martins. As litologias (gnaisses, calcários metamórficos, calcissilicáticas) da Formação Jucurutu, voltam a aflorar na região de Currais Novos (depósito Brejuí - Barra Verde - Boca de Laje), em torno do maciço polidiapírico de Acarí, cuja estruturação foi certamente imposta pela ascensão das massas granitóides.

Vale ressaltar que os dobramentos isoclinais (por vezes transpostos e nem sempre de fácil visualização) recumbentes, nitidamente expostos na terminação perissinclinal de Casinhas, redobrados em estilo  $S_2$  (superfície axial verticalizada) provocam repetições de níveis calcissilicáticos scheelíferos na vertical (em seção), nem sempre aflorantes. Tal comportamento repetitivo, acarreta uma melhor prognose de se encontrar em subsuperfície, os mesmos níveis repetidos por redobramentos.

"Trend" Estrutural Jucurutu - Bonito - São Rafael

Ao norte da cidade de Jucurutu, na folha Augusto Severo, quartzitos da Formação Equador estão expostos em extensos cordões sob a forma de lentes alongadas com orientação aproximada N-S situados no flanco oriental de uma anticlinal com fechamento para o sul, cuja parte central é ocupada por um granito denominado de Serra das Pinturas (Santos, op.cit.). Esta rocha granítica em parte se apresenta como gnaisse oftálico com grandes ocelos feldspáticos que emprestam uma foliação bem desenvolvida nos bordos da anticlinal, onde percebe-se uma textura cataclástica.

A foliação e a lineação dos biotita gnaisses da Formação Jucurutu, bem como dos calcários metamórficos associados, também orientados no sentido N-S neste trecho da fazenda Quixaba, obedecem as direções estruturais gerais podendo ocorrer variações locais destes elementos lineares. Dobras fechadas com "plunge" de mergulhos moderados para sul e planos axiais verticais observados, são responsáveis pela repetição dos níveis carbonáticos que aparecem intercalados nos gnaisses. Em mapa, pode se notar um antiforme separando duas estruturas sinformais assimétricas com mergulhos de seus flancos apresentando diferenças de  $40^{\circ}$  ( $35^{\circ}$  aba ocidental;  $75-80^{\circ}$  aba oriental). Algumas boas ocorrências de scheelita são encontradas nestes níveis carbonáticos.

Na folha Açú o cordão quartzítico, com direção NNE-SSW, se prolonga ao longo da aba oeste de uma anticlinal de caimento duplo também ocupado pelo mesmo maciço granítico concordante (pésgr) apresentando uma fácies ferrífera na terminação periclinal sul desta estrutura ( Anticlinal de Boni

to, Santos op.cit.) onde assume a forma de uma lente espessa e encurvada. Neste setor as lineações deste "trend" estrutural sofrem arqueamento contornando a perianticlinal de Bonito onde as rochas se encontram bastante deformadas e estruturas de transposição são comumente observadas. As camadas calcissilicáticas associadas aos gnaisses e calcários condicionados a este arranjo estrutural característico de zonas de compressão laterais acentuadas podem apresentar concentrações scheelitíferas interessantes no entorno do fechamento desta estrutura ( com faixas de alívio de pressão ) cujo "plunge" mergulha de forma brusca ( cerca de  $40^{\circ}$ S ). As lineações seguem para NNE e compõe a estrutura sinclinal delgada e alongada (Sinclinal de Mendubim, Santos op.cit.) cujos flancos se acham fortemente comprimidos provavelmente pelo posicionamento do extenso corpo granítico. Na porção sul desta estrutura, na aba leste, se localiza as mineralizações de scheelita da Mina Bonito, onde de uma sequência de gnaisse, xisto, calcoxisto, calcário e calcissilicática mostram mergulhos que variam entre  $30^{\circ}$  a  $60^{\circ}$  para W. O corpo do minério neste compartimento apresenta uma configuração estrutural em rosário. A estrutura local pode ser representada por um pequeno sinclinório com dobras profundas com "plunge"  $15-20^{\circ}$  para SSW. O plano de foliação axial dos gnaisses encaixantes mergulha  $60^{\circ}/270^{\circ}$  Az.

Em seguida, as linhas estruturais contornam a terminação periclinal do amplo anticlinal de São Rafael de plunge suave também para SSW, cuja zona central expõe rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico e se prolongam na aba leste onde aflora a extensa lente calcissilicática que constitui a faixa mineralizada Pindoba-Marzagão, onde uma sequência metassedimentar apresenta direções em torno de  $N10^{\circ}$ E com mergulhos



entre  $45^{\circ}$  e  $65^{\circ}$ /SE. O corpo do minério está encaixado concordantemente entre gnaisse na lapa e calcário na capa.

Mais a norte, a leste de São Rafael estes metassedimentos prosseguem, apresentando lentes mais espessas de parafibrolitos e um predomínio absoluto dos termos carbonáticos, através de uma lente dolomítica de possança considerável na localidade de Cavalo Bravo.

A partir desta região, o "trend" estrutural objeto desta descrição, parece estar obliterado pelo extenso maciço granítico de São Rafael, que preserva inclusões desta sequência metassedimentar através de relíquias de xistos, gnaisses e rochas calcissilicáticas com mineralizações de scheelita registradas em suas bordas.

É bastante provável que esta faixa estrutural tenha continuidade na região de Cará - Oscar Nelson, onde voltam a aflorar os metassedimentos do Grupo Seridó, com significativas lentes de calcário metamórfico e algumas ocorrências de scheelita.

Convém registrar, que os eixos do dobramento das estruturas descritas, sempre mergulham para sul, permitindo que as rochas supracrustais se tornem cada vez mais aflorantes neste sentido.

Vale destacar a notável similitude das terminações periclinais dos anticlinais de Cará-Quixaba com Bonito, tendo igualmente núcleo ocupado por diápiro granítico, cujos flancos são ocupados pela sequência ectinítica seridó, soerguida pela ascensão da massa ígnea. Observa-se ainda extenso e alongado cordão quartzítico constituindo "roof pendant" no corpo granitóide.

Uma das características marcantes da terminação

perianticlinal de Bonito é dada por uma delgada faixa de xistos seridó, em forma de meia lua, com foliação estruturada concordantemente com o arqueamento da terminação, configurando uma estreita sela estrutural. A ocorrência deste sinclíneo, posicionado na terminação da estrutura anticlinal é provocado pelas dobras secundárias de flanco, de plano axial subverticalizado, tendo os eixos, a mesma direção da macroestrutura antiformal, apresentando tais flancos ondulações (sucessão de antiformes e sinformes) secundárias que acompanham o arqueamento da terminação, denotando um redobramento superimposto (3º) pela intrusão do diápiro granítico. Assim, este comportamento estrutural afigura-se como bastante favorável à reconcentração scheelitífera, conferindo por analogia, uma faixa prospectiva na terminação de Cará.

### 5.3 - Aspectos Metamórficos

Os sedimentos da "bacia do Seridó" foram afetados por metamorfismos regionais de grau médio onde temperaturas elevadas relacionadas a grandes profundidades (próximo ao manto) acompanhadas por grandes esforços cisalhantes e dobramentos extremos testemunham uma intensa pressão lateral na crosta superior. Estes eventos proporcionaram uma tendência marcada para uniformidade na direção de foliação das rochas indicando assim uma distribuição de esforços que de certa forma ultrapassa os próprios limites regionais.

As rochas sedimentares desta bacia primitiva, tais como, arenitos, folhelhos, calcários, arcóseos, margas foram transformados em quartzitos, xistos, gnaisses graníticos, mármores, gnaisses quartzo-feldspático, biotita-gnaisses, calcissilicáticas e anfibólitos. Poucos metabasitos denunciam a transformação sofrida pelas rochas básicas intrusivas. Esta pequena quantidade de rochas básicas metamorfisadas, e a abundância de rochas pelíticas fez com que Mello (1979) dirigisse seus estudos sobre o metamorfismo do Seridó e seus estádios metamórficos, calcado nas isógradas destas rochas pelíticas, mostrando que o metamorfismo regional desta área nordestina se coaduna com os estágios inferior e médio de Winkler (1977). Já em 1972, Mello & Mello, identificaram grande semelhança entre o metamorfismo no Cinturão Caririano, que afeta a região em apreço, com o terreno Abukuma de Miyashiro, reconhecendo as presenças das facies xisto verde e cordierita-anfibolito, distribuídas em faixas paralelas de acordo com a direção regional do cinturão metamórfico.

A facies xisto-verde é representada comumente pela

paragênese quartzo-plagioclásio-muscovita-biotita-granada e ocorre, via de regra, na parte central (mais superior) de amplos sinclínórios, ocupando calhas, que de certo modo, foram preservadas de um metamorfismo mais intenso. Muitas vezes é caracterizada por uma alternância de leitos arenosos tendendo a formas lenticulares e leitos filitosos com lamelas alongadas e lineadas de biotita e clorita com diminutas palhetas de sericita. Esta facies mostra em escala de afloramento, dobramentos desarmônicos responsáveis pela descontinuidade de leitos competentes e pela formação de clivagem de crenulação. O ponto de mais baixo grau desta facies, está representado por um xisto biotítico com clorita e muscovita com uma granulometria fina homogênea, laminação planar paralela definida por acamamento de minerais micáceos castanhos claros, que fornece uma divisibilidade muito semelhante às ardósias.

A facies cordierita-anfibolito, apresenta melhor distribuição regional no terreno metamórfico do Seridó, cujo início é indicado pelo surgimento de cordierita que faz parte neste estágio, da sub-facies andaluzita-cordierita-muscovita. A estauroлита também marca a passagem da facies xisto-verde para a facies anfibolito, principalmente nas rochas mais deformadas onde se percebe ainda níveis arenosos e filitosos de mais baixo grau. A presença deste polimorfo contraria a assertiva de Miyashiro (op.cit.) que incompatibiliza este mineral com os terrenos do tipo andaluzita-silimanita, mas no entanto comprova o raciocínio de Winkler (op.cit.) que relaciona a presença da estauroлита a uma composição química apropriada do sedimento original. Neste caso, o terreno metamórfico do Seridó, com estas características especiais, poderá se enquadrar na nomenclatura das facies e subfacies esta



belecida por Winkler (op.cit.) para o metamorfismo Abukuma, como argumenta Mello (op.cit.). Sobre este aspecto, em 1974, Mello & Mello já tinham desenvolvido um estudo sobre o zoneamento metamórfico do Seridó, onde enquadram o tipo de série de fácies deste terreno no tipo de pressões baixas, seguindo a orientação proposta pelo "Grupo de trabalho para a cartografia das zonas metamórficas do mundo (Zwart, 1967)". Este grupo estabelece uma classificação mais ampla dos terrenos metamórficos, que admite a presença da estaurolita em terrenos do tipo Abukuma.

Assim, a entrada destes polimorfos (cordierita e estaurolita) marca o término do estágio inferior do metamorfismo e o início do estágio médio.

Nos termos pelíticos estudados estão presentes as seguintes associações mineralógicas ligadas a esta subfacies: muscovita + biotita + granada + estaurolita; muscovita + biotita + andaluzita + cordierita e biotita + granada + cordierita.

A substituição da andaluzita pela silimanita revela o aparecimento da subfacies silimanita-cordierita-muscovita-almandina. O desenvolvimento de nódulos fibrosos deste polimorfo foi verificado em campo, em faixas cataclásticas ou por vezes próximo às zonas de contato com rochas graníticas e migmatíticas onde é comum ocorrer intensa silicificação. A presença da cordierita juntamente com a silimanita, nestes setores, constitui faixas de biotita-granada-cordierita-silimanita-xistos. Ainda é comum se encontrar o polimorfo estaurolita dentro desta subfacies.

A ausência de minerais relacionados a subfacies silimanita-cordierita-ortoclásio-almandina, de grau imediata

mente mais elevado sob condições de baixas pressões (a ampla distribuição da cordierita na região permite classificar este cinturão metamórfico como construído em condições de pressões baixas) demonstra que na região do Seridó, os mais altos graus do metamorfismo regional alcançaram aquela subfacies, ou seja, a zona da silimanita inferior que foi caracterizada através de estudos nos termos pelíticos (Mello, op.cit.) pela paragenese muscovita + biotita + estaurolita + cordierita + silimanita.

Nestes termos estão presentes quartzo, raros grãos de plagioclásio e lamelas de clorita, provavelmente preservadas pela grande quantidade de magnésio nos sedimentos pelíticos originais (Formação Seridó).

Como se nota, nestes terrenos, a série andaluzita-silimanita, se caracteriza pela estabilidade da andaluzita em um grau mais baixo e a silimanita em grau mais elevados, desde que as condições químicas permitam.

Cada tipo de metamorfismo é acompanhado por uma atividade ígnea característica relacionada a um período orogénico ou tectogenético específico, ou seja, por intrusões magmáticas, relacionadas às partes mais profundas da crosta ou ao manto, localizadas em zonas mais quentes. Assim, as rochas plutônicas são frequentemente encontradas associadas com xistos cristalinos e o metamorfismo de contato oriundo destas intrusões sin-tardicinemáticas, nestes terrenos também podem produzir o mesmo tipo de fácies metamórfico (cordierita-anfibolito). Intrusões tardicinemáticas podem provocar um aumento local no grau metamórfico, como é fato conhecido no granito Catingueira (Folha Piancó), onde a presença generalizada de estaurolita, marca sobretudo a mudança da fácies xisto verde das

circunvizinhanças para a fácies anfibolito. Além das facies citadas acrescenta-se a facies piroxênio-hornfels relacionada ao metamorfismo de contato desenvolvido pelas rochas básicas de Totoró (Folha Currais Novos) e os metamorfitos da região de Teixeira (Folha Patos) classificados petrograficamente como turmalina-fels.

O tipo de metamorfismo que sempre aparece acompanhando o posicionamento de uma grande variedade de rochas graníticas sin-tardicinemáticas, geralmente coincide com as partes de grau mais elevado dos terrenos metamórficos. Um número menor de rochas gabróides e ultrabásicas também estão presentes. Um dos principais eixos termais desta zona metamórfica ocupa o mesmo espaço de um amplo e longo cortejo de corpos granitóides, onde se destaca o maciço polidiapírico de Acarí. Todavia, é importante notar que, a ocorrência da andaluzita e cordierita depende sobremaneira da atuação temperatura-pressão ligadas a eventos metamórficos regionais e não na distinção geológica entre o contato de tipos regionais e é independente de massas plutônicas individuais.

Em relação aos estádios metamórficos, o estudo realizado por Mello (op.cit.) nas rochas de composição pelítica, sub-dividiu o Cinturão Caririano em dois estádios com base nas isógradas destas rochas. Assim, a presença da biotita e ausência de estilpnomelano determina o estabelecimento do limite inferior do estágio inferior com base na isógrada "biotita in".

O aparecimento de estaurolita andaluzita ou cordierita, registra o final do estágio inferior e o início do estágio médio do metamorfismo que é atingido pelas isógradas "estaurolita in" e "clorita + quartzo out/ cordierita in".

A andaluzita se encontra usualmente associada com



cordierita e sua presença permite relacioná-la a isógrada clorita + muscovita + quartzo = cordierita + biotita +  $Al_2SiO_5$  +  $H_2O$ , que dá liberdade de enquadrar a clorita não somente à facies xisto verde.

Baseado em observações e informações de campo e laboratório, o autor destes estudos afirma que o maior limite alcançado no estágio médio de metamorfismo no Seridó é representado pela isógrada "estauroлита in", e demonstra com auxílio da equação relacionada a esta isógrada em terrenos não anatéticos, estauroлита + muscovita + quartzo = silimanita + biotita +  $H_2O$ , que as áreas de metamorfismo elevado no Seridó não devem ser consideradas como efeitos restrito a anatexia das rochas metassedimentares adjacentes.

A respeito do Cinturão Transversal, o reconhecimento das facies metamórficas é também apoiado nas associações minerais críticas das rochas pelíticas, que tomou possível identificar as facies xisto verde e anfibolito. A escassez de minerais índices de metamorfismo dificulta uma investigação mais detalhada desse cinturão metamórfico. Todavia, em Catingueira (Folha Piancó), como já foi citado, aparecem xistos ricos em estauroлита. Outros exemplos locais, como andaluzita-mica-xisto ao sul de Emas e estauroлита-cordierita-muscovita-biotita-quartzo-xisto em Catingueira (ambos na Folha Piancó) foram revelados através de estudos de lâminas delgadas. Estes casos isolados não são ainda suficientes para limitar os terrenos de baixa pressão daqueles de pressão intermediária. Neste sentido, Mello (op.cit.), tenta enquadrá-lo no tipo de pressões intermediárias (Barroviano), haja visto a presença de cianita em xistos pertencentes a este mesmo cinturão metamórfico fora da área do Projeto.



É bastante provável que no Cinturão Transversal que as rochas submetidas ao metamorfismo tenham uma relação direta com a profundidade - temperatura - pressão, e com a intensidade dos esforços cizalhantes, dependendo deste modo da natureza e magnitude de forças externas. Sabe-se que em baixos graus de metamorfismo estes esforços controlam predominantemente a constituição mineralógica das rochas, e em um grau médio, esta influência ainda é forte.

A fácies xisto verde abrange grande parte das rochas metamórficas deste cinturão, onde predominam os filitos distribuídos na faixa norte-ocidental desta faixa. Estes metapelitos representam o estágio inferior de metamorfismo. A não identificação do desenvolvimento da isógrada "zoisita/clinozoisita in" neste estágio, assim como em outros cinturões metamórficos do nordeste, faz com que o limite mais inferior seja reconhecido pela isógrada "biotita in" da mesma forma que no Cinturão Caririano. Ainda neste terreno metamórfico, percebe-se a presença da isógrada "granada - almandina in" a medida que o metamorfismo aumenta.

A entrada da estauroлита nas rochas pelíticas anuncia o começo do estágio médio, representado pela isógrada "estauroлита in" (clorita + muscovita = estauroлита + biotita + quartzo + H<sub>2</sub>O). O início desse estágio médio no Cinturão Transversal, coincide com a entrada da fácies anfíbolito que tem distribuição relativamente restrita, onde quartzo-plagioclásio-muscovita-biotita-estauroлита, foram a assembléia mineral básica desta fácies.

O Cinturão Transversal também apresenta na sua parte central, uma atividade ígnea, representada por grande quantidade rochas plutônicas granulares de caráter químico inter

mediário a ácido. Alguns corpos básicos estão presentes, dentre os quais as rochas ultrabásicas da região de Catingueira. Traquitos, dacitos e riolitos, representam de forma restrita uma atividade vulcânica não mapeados. Diabásios fenitizados foram registrados no município de Catingueira por Farina & Mello (1970).

O enquadramento deste cinturão metamórfico no tipo de pressões intermediário é reforçado pelo grande número de rochas graníticas em comparação com as rochas básicas.

Vários trabalhos anteriores consideram que somente no fim do Pré-cambriano, um evento-tectono-termal dobrou e metamorfoisou o pacote sedimentar, ao nível das facies cordierita-anfibolito e xistos verdes (Ciclo Caririano) que inclusive afetou de forma pronunciada o Grupo São Vicente, relacionado atualmente, neste trabalho, ao Complexo Gnáissico-migmatítico. Durante esta fase consideram ainda a intrusão de rochas básicas e intermediárias seguidos de fenômenos de migmatização e granitização. Neste caso, existe um consenso quanto a evolução tectonometamórfica relacionada ao Pré-cambriano superior (Ciclo Caririano - Ciclo Brasileiro).

No entanto, estudos mais recentes (Salim, op.cit.) se reportam a uma sucessão de fases tectonometamórficas na área.

Estudos petrográficos completos realizados por este Projeto (através da SUDENE - Z. Mello) revelam alguma modificação nos esquemas até então apresentados para o metamorfismo do Seridó. A título de exemplo, vale citar as observações em lâminas delgadas em amostras de rochas coletadas na região de São José do Seridó, onde foram classificadas como estauroлита-plagioclásio-felse da facies cordierita-anfibolito e

sub-fácies andaluzita-cordierita-muscovita mostrando porfiroblastos deformados de plagioclásio (andesina), estaurolita e granada, dispostas em lineações fortemente deformadas. A matriz quartzo-filitosa (biotita, clorita, muscovita) acha-se comprimida pelo crescimento destes porfiroblastos. Parte da rocha primária é ainda conservada na própria matriz fortemente recristalizada ou permanece como inclusões nos porfiroblastos, tendo disposição linear, concordante com o alongamento destes grandes cristais, mas que no conjunto em relação aos planos de foliação da rocha, assume posições variadas, em consequência da deformação, deslocamento e rotação. Entre as inclusões englobadas pelos porfiroblastos de estaurolita, plagioclásio e granada, predominam os opacos em cristais alongados e lineados e grãos arredondados de quartzo, ocorrendo ainda, biotita, clorita, turmalina e apatita. Observa-se ainda que o plagioclásio é o porfiroblasto mais tardio, pois engloba também cristais de estaurolita. De acordo com estas descrições petrográficas, pode-se concluir que houve clara superposição de fases metamórficas onde pelo menos duas etapas são detectadas através das associações clorita + biotita + granada + turmalina (xisto verde) e estaurolita + plagioclásio (cordierita-anfibólito). Trata-se de uma fácies de transição que conservou a associação de duas fases metamórficas, numa ambiência que atingiu um grau alto de metamorfismo. Texturalmente pode ser observado que a foliação primária é definida pela orientação das inclusões da granada (pré-tectônico) com disposição inclinada em relação a direção das inclusões no plagioclásio e estaurolita (sintectônicos).

Outros exemplos observados em afloramentos mostram porfiroblastos achatados de cordierita inclusos em biotita

xistos, alongados segundo os planos ( $S_1$ ) de foliação e dobras por evento tectono-metamórfico posterior. Em alguns casos verificados em estudos de lâmina delgada, apresenta inclusões de biotita, almandina, quartzo e opacos, o que reflete que a cordierita, em parte sofreu provavelmente retrometamorfismo para muscovita.

Salim et alii (op.cit.), associa 3 fases principais de dobramentos com os respectivos metamorfismos. O primeiro, que denominou  $M_1$ , teria caráter progressivo, atingindo a isógrada da silimanita, onde os níveis estratigráficos basais seriam afetados por migmatização, desestabilizando as micas e formando feldspatos potássicos (metassomatismo local). O segundo evento,  $M_2$ , teria caráter retrometamórfico, para o fácies xistos verdes. O terceiro,  $M_3$ , seria marcado por um desenvolvimento de clivagem de fratura, onde a clorita e sericita estariam alinhadas segundo estes planos, indicando condições metamórficas incipientes em fácies xistos verdes. É sugerida idade do Proterozóico médio a inferior para o primeiro evento e superior para o segundo (Jardim de Sá, op.cit.).

Os eventos metamórficos e retrometamórficos expostos por Salim et alii (op.cit.) sem dúvida ratificam as observações do Projeto, entretanto, creditamos que as extensas faixas de xistos verdes, que estão preservadas em núcleos sinclínicos, ocupando portanto a faixa litoestratigráfica mais superior do conjunto metassedimentar mais espesso, onde ainda é visível indícios de uma estruturação sedimentar primária ( $S_0$ ), não tenham sido afetadas por um metamorfismo de alto grau, justamente por ocuparem a faixa estratigráfica mais alta e consequentemente mais afastadas dos efeitos tectono-termais de transformação metamórfica. Inversamente, as faixas mais basais



estariam mais afetadas por efeitos metamórficos, migmatização, etc.

As análises petrográficas realizadas no decorrer dos trabalhos do Projeto em causa, notadamente aquelas localizadas na região da fazenda Pendanga a oeste de Cruzeta e na região de Jardim do Seridó, indicam sem dúvida a superposição de fases metamórficas, onde pelo menos duas etapas são detectadas. Tais fases estariam provavelmente relacionadas aos dois principais eventos de dobramentos detectados na área em estudo. O primeiro, de idade talvez relativa ao Proterozóico médio e o segundo ao Proterozóico superior (Ciclo Brasileiro).



6 - GEOLOGIA HISTÓRICA

## 6 - GEOLOGIA HISTÓRICA

Com o fito de se fornecer um resumo da visão panorâmica global da área estudada, serão incorporados neste capítulo a paisagem evolutiva do quadro tectônico e estrutural, associados aos principais eventos metamórficos, relacionados aos fenômenos que remontam à sedimentogênese, dentro da litostratigrafia ora proposta.

Do ponto de vista estratigráfico, é reconhecido na área em apreço um embasamento arqueano, tendo alguns núcleos anticlinoriais dômicos, de forma oval e amebóide correlatos às estruturas arqueanas da região do Ibadan na Nigéria. Notadamente nas bordas destas estruturas há uma notável adaptação dos seus elementos planares e lineares com as da sequência supracrustal, evidenciando o intenso retrabalhamento brasileiro.

Em escala de mapa, o estilo tectônico destas ovais, orientadas grosso modo segundo o "trend" NE-SW e situadas as regiões de Augusto Severo - São Rafael, Jardim do Piranhas, Caicó - São Vicente e Piancó, é caracterizado por intenso redobramento, pela natureza isoclinal das dobras de flanco da estrutura e pelo encurvamento ou sinuosidade da foliação, que em verdade constituem eixos subhorizontalizados de dobramentos. Estas superfícies axiais curvilineares têm vergência para o núcleo de domo. A partir do centro outros eixos divergentes cortariam perpendicularmente os eixos de flanco. Os espaços inter-dômicos configuram selas estruturais onde por vezes estão alojadas as supracrustais, adaptadas nestes sinclíneos.

Tal estruturação é completamente diversa da ampla

lineagênese brasileira que atuou sobremodo nas supracrustais. Em escala de afloramento, é observável pelo menos 3 dobramentos superpostos. Caracteriza-se ainda por uma intensa tectônica de transposição, onde se evidencia uma foliação mais antiga dobrada, realçada por dobras intrafoliais, estando o conjunto por vezes dobrado de forma isoclinal recumbente sendo redobrado ou cremulado por dobras de superfície axial subvertical, configurando 3 fases de dobramentos. Em outros pontos esparsos foram observadas (Santa Cruz - Barra de Santa Rosa) padrões de interferência que sugerem os tipos "domo e bacia" e "cogumelo".

No Complexo Gnáissico-Migmatítico, não foi possível uma montagem litoestratigráfica, sendo destarte individualizadas apenas as diversas litologias. A intensa migmatização e granitização, de caráter policiclíco, obliterou suas relações originais, provocando um elevado grau de homogeneização de suas litologias. Afora tais áreas dômicas, mesmo em que pese a generalizada migmatização e granitização, além de um mínimo de 3 dobramentos superpostos detectáveis, visto que possíveis dobramentos anteriores foram mascarados pelos posteriores, além dos efeitos homogeneizantes da migmatização, desenvolvem-se em alguns pontos, tais como em Santa Cruz, com plexa estruturação sinuosa, em sucessivos antififormes e sinformes, por vezes constituindo dobramentos assimétricos e desarmonicos. Entretanto, na faixa restante do embasamento, há uma notável linearidade emprestada pela tectogênese brasileira, cujo comportamento estrutural é quase sempre linear e de direções que variam de N-S a NE-SW.

Face a ampla dominância de datações transamazônicas, é sugestivo que sobre a superfície irregular do embasa



mento contendo ainda altos e baixos estruturais, tenham sido depositadas as supracrustais, em épocas que provavelmente remontam ao Proterozóico Médio a Inferior.

A história geológica das supracrustais certamente foi comandada em parte, por falhamentos que propiciaram a deposição sedimentar na faixa móvel. Assim, é reconhecida a extensa zona de depressão Santa Luzia - Pedra Preta (NE-SW) ou "cordão de xistos" que tem seus limites, em amplos trechos, delimitados por extensas paráclases. Uma outra depressão notável é o conjunto sinclinal de Jucurutu, Florânia, Curral Novo - Angicos. Toda a faixa central e oeste, representa estruturalmente uma zona mais soerguida e migmatizada, evidenciando um pacote menos espesso das rochas de cobertura, onde os xistos Seridó já foram removidos pela erosão e/ou transformados pela migmatização.

A sedimentação da sequência supracrustal processou-se em 2 ciclos distintos, separados por uma única e ampla discordância erosiva no topo do primeiro ciclo.

A deposição inicial, eminentemente clástica, constituída por material psamítico, quartzoso e secundariamente arcoseano, processou-se amplamente em quase toda a área estudada, tendo alguns delgados trechos não mapeáveis ou não registrados em superfície. Este assoalho arenítico das supracrustais, provavelmente marinho de águas rasas, encontrou maior desenvolvimento nos trechos de maior depressão, que creditamos estarem situados sob os xistos das faixas sinclinais retro referidas. De fato, mesmo considerando a aparente espessura dada por redobramentos sucessivos, a extensa dorsal quartzítica constituindo as serras das Queimadas, Umburanas, Feiticeiro, corrobora tal suposição. No topo da sequên

cia arenítica desenvolvem-se uma delgada fácies ferrífera, provavelmente relacionadas ao fim do ciclo, desenvolvidas às expensas de variações químicas e ambientais (fundos costeiros lamosos, por exemplo), indicando já uma passagem evolutiva para o novo ciclo a se instalar, com o progressivo rebaixamento e o aporte de material clástico mais fino (Formação Equador).

O primeiro registro litológico de instabilidade tectônica é dado pelos conglomerados polimíticos formados em águas rasas e agitadas. Este marco de discordância erosiva foi mais acentuado nas áreas mais sobreelevadas e expostas ao retrabalhamento por erosão e deposição à curta distância.

Como tal erosão, retrabalhamento e deposição é tão mais expressivo quanto maior for a exposição superficial, os locais mais soerguidos foram conseqüentemente mais intensamente erodidos, acumulando nas zonas mais próximas um maior volume de material pefítico. De fato, estes conglomerados estão expostos em praticamente toda a área estudada, estando entre tanto melhores representados na aludida dorsal quartzítica, notadamente na região de Parelhas. Estes fatores conduzem a uma clara configuração antiformal que começou a se formar na época deste evento, (para tal dorsal quartzítica) mesmo antes da deposição dos ciclos subsequentes.

A julgar pela natureza dos seixos e a composição da matriz, indicativas da ambiência e do material retrabalhado, este conglomerado seria a base do novo ciclo sedimentar que já teria sido iniciado nas faixas marginais mais afundadas, a medida que se desenvolvia o soerguimento de faixas antiformais quartzíticas.

Este segundo ciclo, depositado assim sobre uma su

perfície enrugada, foi mais expressivo nas zonas mais rebai\_xadas e mais delgadas nas zonas de borda das antiformes. Em alguns trechos da zona central e oeste do Projeto, são poucos os delgados registros quartzíticos, indicando assim uma pro\_ gradação do mar Jucurutu de leste para oeste. Este ciclo, ca\_racterizado por uma sequência essencialmente pelítico-carboná\_tica-psamítica, ratificada pela formação de siltitos argilo\_sos, folhelhos arenosos, margas e calcários, abrigou o tung\_s\_tênio, que provavelmente adsorvido nas argilas imersas em ma\_ terial carbonático formou posteriormente os extensos depósi\_tos estratiformes scheelitíferos. Com o contínuo assoreamento, as faixas mais rebaixadas continuaram progressivamente seu afundamento a medida que se salientavam as faixas antiformais, dando lugar a um terceiro ciclo clástico-pelítico, com fração de material psamítico, que iram formar os micaxistos da Forma\_ ção Seridó. Assim, as faixas mais afundadas, atualmente preen\_chidas com os micaxistos e sericita-clorita-xistos Seridó, guardam uma relação herdada da própria bacia de deposição.

Concomitantemente com a deposição do Grupo Seridó, estavam sendo análogamente depositadas em cinturão móvel con\_tíguo, os sedimentos do Grupo Cachoeirinha, ou seja, arenitos, siltitos, arenitos ferruginosos, calcários e folhelhos, estru\_turados como uma continuação sul do Grupo Seridó, mais de am\_biência deposicional algo distinta, visto não haver deposição de margas aliado ao predomínio de pelitos.

Mesmo em que pesem amplos registros isotópicos transamazônicos, a tectogênese brasileira sem dúvida afigura-se como a mais importante na configuração tectônico-estrutu\_ral ora observada na área.

Evolutivamente, é observado o inicial desenvolvi\_



mento de dobras isoclinais de superfície axial suave a recumbente, onde há transposição do bandeamento, colocando assim subparalelos os planos de estratificação ( $S_0$ ) com a superfície axial deste dobramento. Nesta fase há o desenvolvimento de segregação quartzosa, observando-se por vezes os flancos desgarrados e charneiras isoladas de dobras intrafoliaais. Este estilo provoca nas diversas camadas, dobras transpostas que configuram, paradoxalmente, uma aparente, mas prática simplificação no modelado estrutural, visto que os flancos das macroestrutura conservam paralelismo com a disposição préterita de sedimentação. Assim, as dobras transpostas segundo o mergulho das camadas não causam maiores complexidades estruturais interpretativas.

A segunda deformação, superimposta a primeira, provoca o dobramento da superfície axial recumbente ( $S_1$ ), com planos axiais subverticalizados ( $S_2$ ), coaxiais, ou seja, apresentam eixos de dobramentos subparalelos. Este redobramento configura um esforço evolutivo de mesma direção para ambos os casos. Este dobramento representa as dobras mapeáveis, que globalmente apresentam uma superfície axial curviplanar, que dependendo da intensidade do esforço, podem tender a transposição, configurando por vezes dobramentos isoclinais até revirados. Esta fase de dobramentos é de subida importância na área em apreço, visto que as dobras secundárias geradas nos flancos das estruturas ( $S_2$ ), tendo superfícies axiais paralelas, geralmente abrigam mineralização "stratabound" nas calcissilicáticas da Formação Jucurutu ( $\pm$  550 m.a). Assim a scheelita grosseira formada pela recristalização da scheelita fina às expensas desta deformação, resultante da pequena migração e reconcentração nas charneiras antiformais, dentro do



mesmo corpo hospedeiro, teriam também a mesma idade deste evento. Este estilo, associado ao primeiro dobramento também se reveste de importância, porquanto pode configurar repetições na vertical de um mesmo horizonte mineralizado. Por vezes, há o estiramento, adelgaçamento e cisalhamento nos flancos das estruturas ( $S_2$ ) tendo por vezes reconcentração scheelitífera.

Um terceiro dobramento superposto é também formado pelos diápiros intromissos nas supracrustais, imprimindo maior deformação periférica ao pacote ectinítico atravessado, provocando quase sempre a transposição do bandeamento e ondulação na superfície  $S_2$  tal como é observado nas fotos 13, 15 e 16 e na figura 5.1. As duas primeiras fases são eminentemente plicativas, e de expressão regional, produzindo a segunda fase, dobramentos contínuos, com repetições laterais sucessivas, tendo eixo normalmente nas direções NNE-SSW e NE-SW, enquanto o terceiro dobramento normalmente restringe-se a zona circunscrita aos granitóides intrusivos, e mais suavemente às zonas arqueadas, correspondentes a "drags" de falhas.

A fase tardia do Ciclo Cariniano ou Brasilides, foi comandada pelo desenvolvimento do Lineamento Patos e Tatajuba - Malta, que, associados ao Lineamento Pernambuco seccionaram a Plataforma Brasileira na região do Nordeste, delineando um bloco limitado por estas falhas transcorrentes dextrais, tendo sido então chamada de Zona Transversal. O efeito destas paráclases na área do Projeto condicionou a formação de imensos "drags", dobramentos apertados e o desenvolvimento de falhas associadas. Assim, as rochas do Grupo Seridó e do embasamento sofrem notável inflexão, já à altura de Junco do Seridó, passando de NE-SW para uma direção francamente E-W, onde ocor

re o desenvolvimento de intensa tectônica de transposição e foliação cataclástica. Fato idêntico também é observado com relação aos metassedimentos do Grupo Cachoeirinha, que também apresentam postura E-W nas proximidades do Lineamento Patos tendendo entretanto, mais a uma direção NE-SW a medida que se afasta, para sul, deste falhamento. De fato em termos relativos, o bloco a norte do Lineamento Patos foi rotacionado e deslocado para leste, enquanto o bloco a sul foi igualmente vergado e deslocado para oeste.

A rotação imprimida pelo Lineamento Patos e Tatajuba - Malta, tem sentido horário, face a movimentação relativa dos blocos e a vergação estrutural associada, tendo reflexos em praticamente toda a área do Projeto. Vários exemplos podem ser citadas relativos a esta movimentação. Estes dobramentos e falhamentos subsequentes ao grande arrasto, são meros efeitos subsidiários, tal como é verificada na Região de Junco do Seridó, com a inflexão do eixo da macroestrutura anticlinal, desenvolvendo assim o 3º redobramento dado inclusive por apêndices antiformais quartzíticos de direção E-W e o truncamento por falha sinistral próximo a Equador, indicando que esta faixa foi rotacionada a sul no sentido W e a norte (Equador-Rn) para leste, tendo portanto mais um dobramento superposto face a rotação de sentido horário.

O comportamento desta rotação é essencialmente flexural, mas dependendo da competência do pacote rochoso a dobrar desenvolvem-se falhas transversais. Em adição, estes "drags" subsidiários mais afastados da zona de ação dos Lineamentos Patos e Tatajuba - Malta, situam-se sempre entre falhamentos que combinados, provocam o deslocamento dos blocos sendo então impostos dobramentos ou flexuras, redobrando as

estruturas existentes emprestando uma rotação invariavelmente de sentido horário. Entre inúmeros exemplos vale citar a sinclinal da Serra dos Patos (Jucurutu) e a de Reforma - São Fernando, a faixa sinformal do Grupo Seridó indiviso (Timbaúba dos Batistas) entre outras.

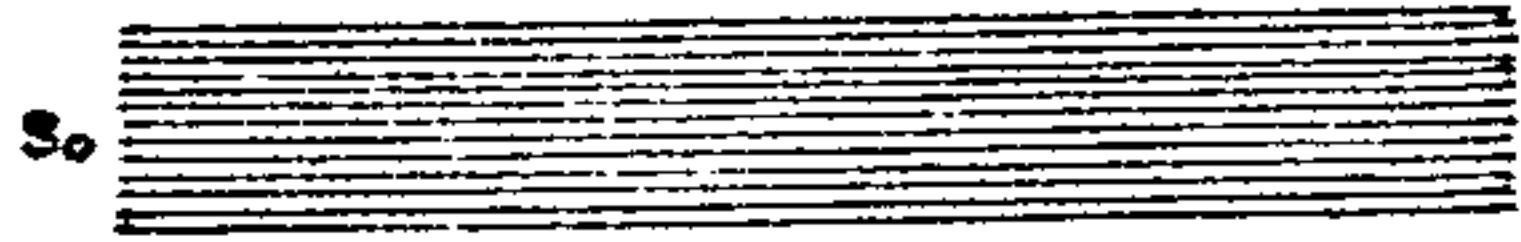
Vale destacar que o desenvolvimento dos diápiros graníticos sintectônicos durante a tectogênese brasileira ( $\pm$  550 m.a) se deu amplas faixas da Região do Seridó, surgendo, deformando e rompendo as supracrustais, causando até a inversão estrutural da sequência estratigráfica. Forma peculiar tem os polidiápiros da Região de Acarí, ocupando núcleos antiformais, onde os eixos encontram-se recurvados. Deve haver certa contemporaneidade entre a ascensão dos corpos granitóides e a inflexão pouco tardiamente sofrida deste corpo. De fato, estes granitóides sofrem rotacionamento e sentido horário, pela combinação de falhamentos transcorrentes que flanqueiam tais corpos, empurrando o do oeste para NE e o de leste para SW, delineando em última análise, um efeito rotacional subsidiário, afastado do grande "drag" a sul.

Vale registrar que toda faixa Atlântica da Plataforma Brasileira tem grosso modo, estruturação N-S a NE-SW, sendo truncada no Nordeste do Brasil pelos Lineamentos E-W, Patos e Pernambuco, onde apenas nas proximidades destas paráclases é imposta uma estruturação cataclástica E-W. Significa dizer que tais eventos não constituem barreiras geológicas, mas vergam nas suas faixas de maior ação a estrutura regional onde foi desenvolvida a importante lineagênese NE-SW brasileira.

Em suma, o 3º dobramento superposto, apesar de amplamente documentado na região do Projeto, não tem necessa



# PROJETO SCHEELITA DO SERIDÓ



I - SITUAÇÃO PRÉ-METAMÓRFICA



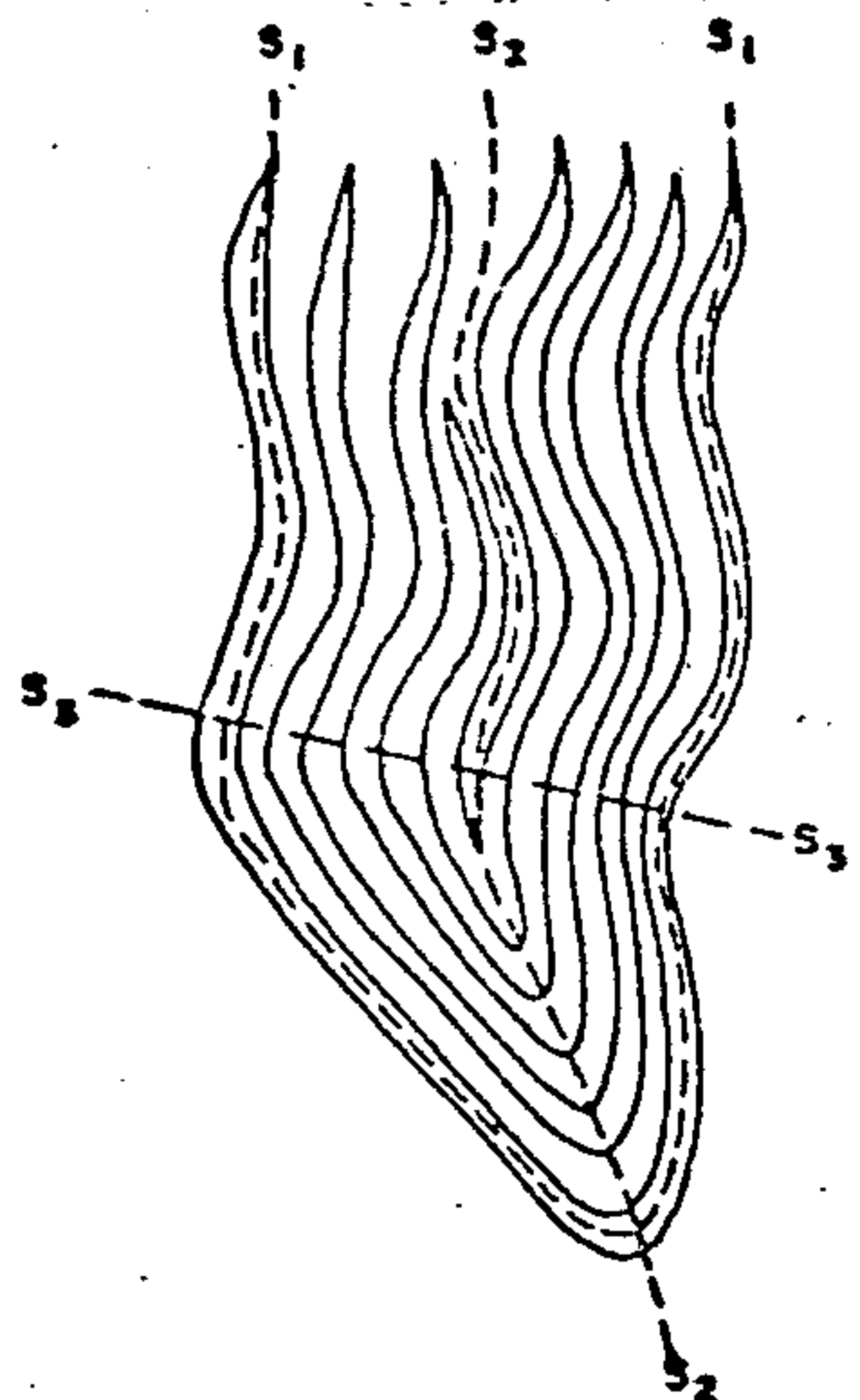
II - INÍCIO DE FORMAÇÃO



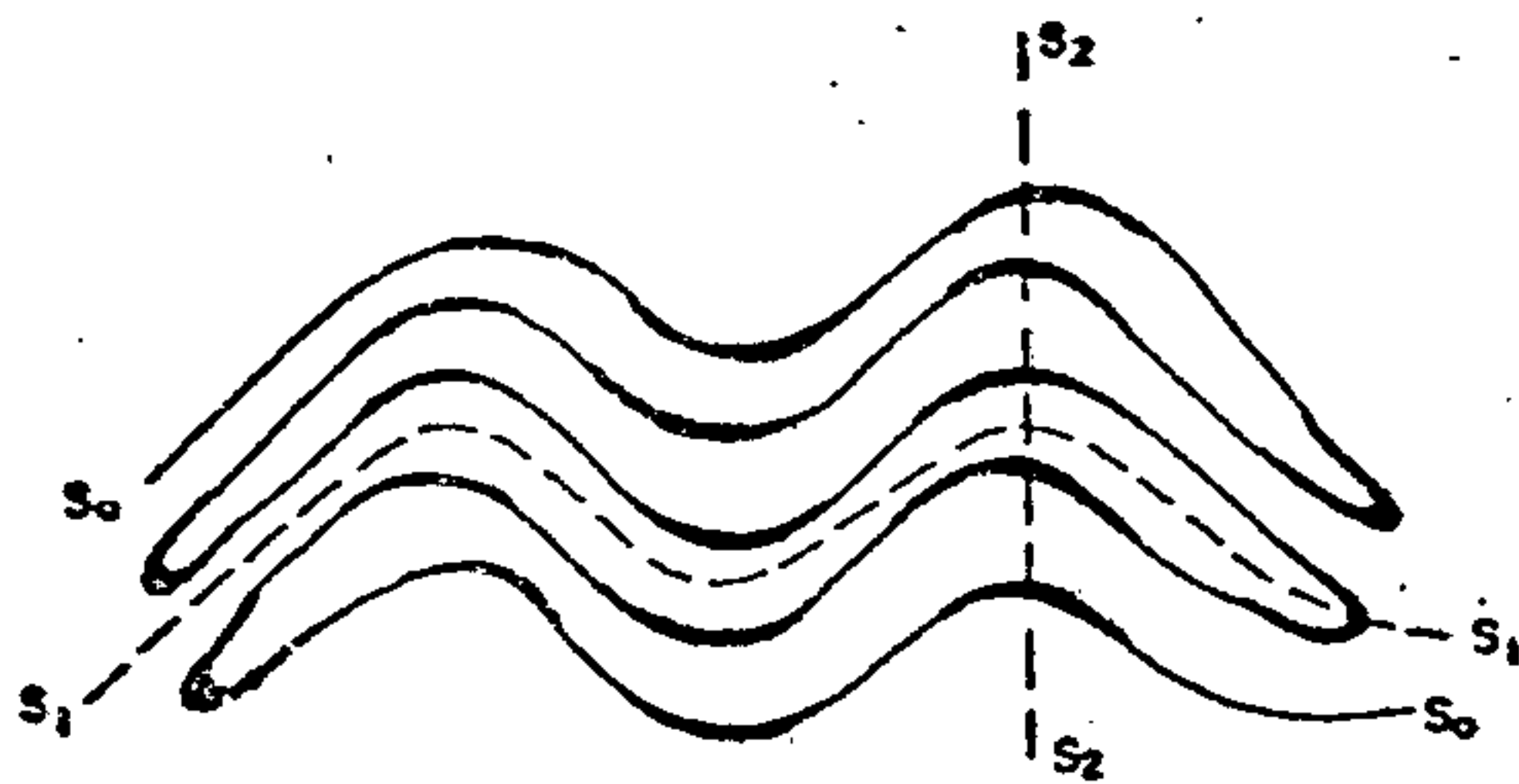
III - ESTÁGIO AVANÇADO DE DEFORMAÇÃO ASSIMÉTRICA COM SEGREGAÇÃO QUARTZOSA.



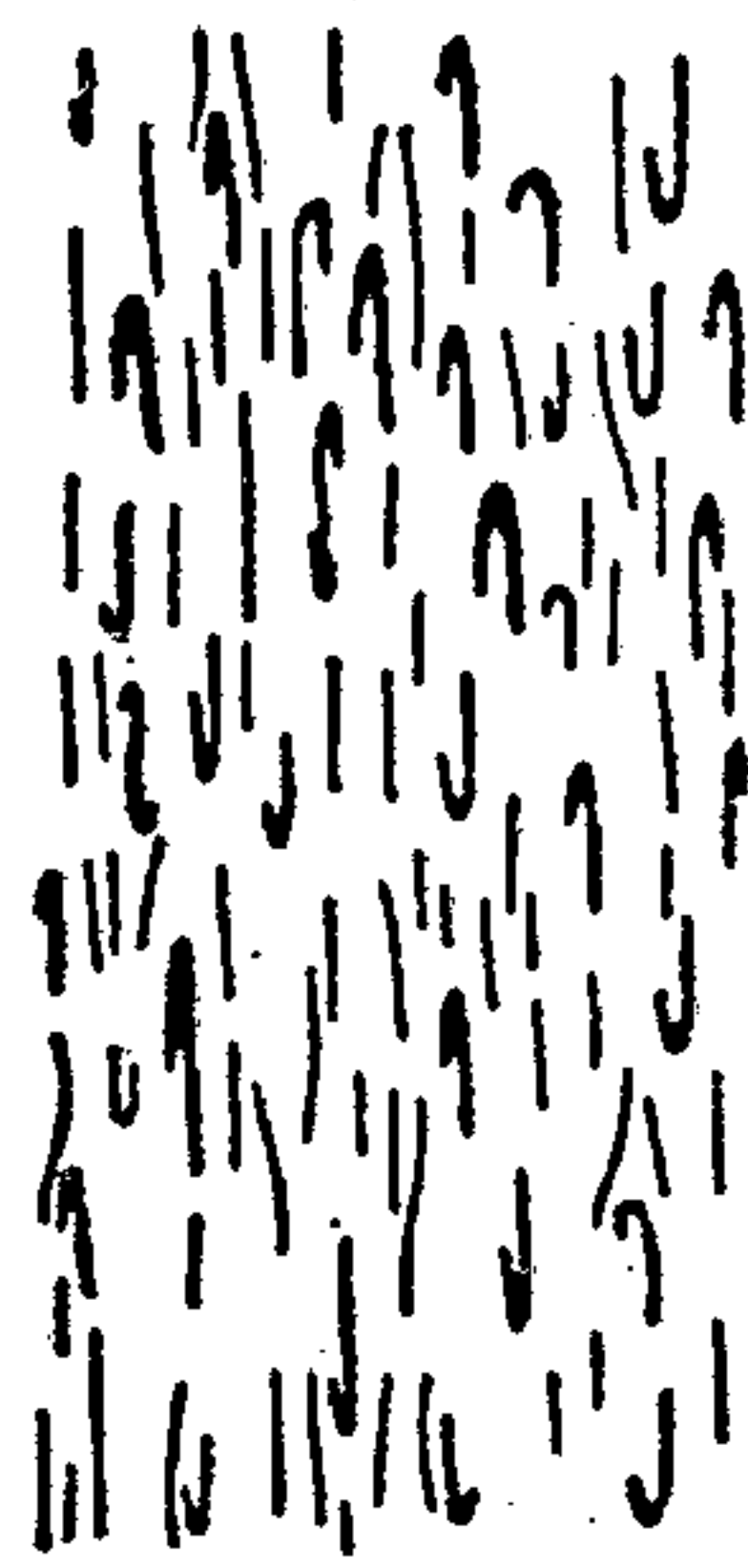
IV - ESTILO DO DOBRAMENTO ISOCLINAL RECUMBENTE DE  $S_1$  COM TRANSPosição DO BANDEAMENTO



VI - REDOBRAMENTO GERALMENTE OBSERVADO EM BORDA DE DIÁPIROS, ZONAS ROTACIONADAS E COMPRIMIDAS POR FALHAMENTOS. OBSERVADO TAMBÉM EM SELAS ESTRUTURAIS. OCASIONA POR VEZES TRANSPosição DO BANDEAMENTO FORMADO NO 2º REDOBRAMENTO ( $S_2$ ). NORMALMENTE  $S_2$  MANTÉM-SE SUBVERTICALIZADO.



V - DOBRAMENTO SUPERPOSTO COM PLANO AXIAL  $S_2$  SUBVERTICAL. PADRÃO DE INTERFERÊNCIA TIPO 3 DE RAMSAY.



VI - TRANSPosição EXTREMA, MOSTRANDO O DEBARRE DOS FILAMENTOS DE QUARTZO.



riamente a mesma abrangência e significância dos dois primeiros, chegando até mesmo a não ter representatividade em alguns setores.

Resta salientar que por vezes as supracrustais alojadas em faixas que são parcialmente envolvidas por batólitos diapíricos graníticos são geralmente deformadas estando  $S_2$  redobrados. A sela estrutural de Caieira (leste de Parelhas) formada pela depressão dos eixos de duas estruturas antiformais, tem eixo de direção WNW-ESE e "plunge" para WNW, configurando uma terceira deformação superposta e local.

Estas duas primeiras fases de deformação talvez ocorrida a  $\pm$  1.100 m.a  $\pm$  550 m.a são documentadas também por duas fases metamórficas na área. A primeira fase atingiu a isograda da silimanita de facies cordierita anfibolito. A segunda, menos atuante, de incipiente característica retrometamórfica, atingiu a isógrada do biotita e até a facies xisto verde. Vale destacar que as amplas áreas de xistos verdes no sinclínório de Cruzeta, correspondem a uma faixa estratigráfica de topo de um pacote rochoso mais espesso, onde tanto o primeiro como o segundo evento não foram capazes de atingir com a mesma energia as faixas rochosas mais superiores, chegando minimizados seus efeitos, atingindo apenas a facies xistos verdes. Por outro lado, nas faixas mais basais, os eventos metamórficos foram mais enérgicos, atingindo até a anatexia.

As fases iniciais de manifestação ígnea do Ciclo Brasileiro é certamente dada pela intrusão de corpos gabroídes, visto que estes dificilmente cortam os xistos Seridó, à excessão do que ocorre a leste de Pedra Preta, sendo ainda cortados por diapíro granítico tarditectônico. As intrusões

diapíricas, sia e tarditectônicas foram originadas por anatexia parciais e totais das rochas do embasamento e até da cobertura, gerando por vezes as formas mobilizadas (diápiros). Creditados como contemporâneos, a intrusão de corpos graníticos no final do Ciclo Brasileiro, com o desenvolvimento das paráclases Patos e Tatajuba - Malta, onde localmente se inserem granitos nestas zonas de fraqueza. Os exemplos mais notáveis de granitos tarditectônicos afastados das aludidas paráclases, são aqueles observados na região de Cerro Corá, Barra de Santana (Jucurutu-Rn) dentre outros, onde se verificou nítidos truncamentos das estruturas supracrustais.

Nesta fase tarditectônica se originou provavelmente a intrusão dos corpos graníticos filonianos, enquanto os pegmatitos e veios de quartzo nas zonas de falha marcariam o estágio final da referida tectogênese.

Vale salientar que os amplos fenômenos de granitização e migmatização se originaram ao longo da tectogênese brasileira, no final do Pré-Cambriano, afetando tanto as rochas do embasamento quanto da cobertura. A migmatização associada aos metamorfismo regional, gerou soluções ricas em água e sílica, capazes de remobilizar por hidrotermalismo a scheelita e outros minerais associados nas hospedeiras estratiformes, alojando-os nas fraturas e fendas então formadas.

Um grande hiato de sedimentação é então verificado, registrando-se posteriormente o início da deposição apenas no Cretáceo Inferior, às expensas da reativação da extensa falha transcorrente de São Bento, de direção NE-SW, que no trecho a leste de Poibal, desenvolveu falhas normais por alívio de pressão, gerando um "graben" alongado onde se depositaram os clásticos do Grupo Rio do Peixe, configurando uma estreita

bacia de sedimentação limitada por falhas de abatimento.

No Cretáceo Superior, formaram-se as bacias pericriatônicas com mergulho geral para a orla Atlântica, definidas pela deposição do Grupo Apodí, sendo sua seção inferior essencialmente elástica e a superior quase que exclusivamente de precipitação química carbonática.

No terciário inferior deve-se a deposição dos sedimentos argilosos da Formação Campos Novos, seguindo-se um vulcanismo fissural em forma de diques e derrames, pertencente à Associação Basáltica - Toleítica do Rio Grande do Norte, correspondente, na faixa extremo norte, ao Vulcanismo Cabugí de Santos (op.cit.).

Ainda no Terciário, após um período de intensa desnudação e aplainamento, depositaram-se sedimentos clásticos continentais da Formação Serra dos Martins, do Grupo Barreiras.

No final do Terciário e no Quaternário, relacionados a dissecação e retrabalhamento erosivo de toda sequência anterior, ocorrem as coberturas eluvio-colúviais e aluvioes.