



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE  
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**CORRELAÇÃO ENTRE CONTEXTO MORFOESTRUTURAL E  
SISMICIDADE NAS REGIÕES DE JOÃO CÂMARA E SÃO  
RAFAEL (RN)**

Autor:

**CRISTIANO DE ANDRADE AMARAL**

Orientador:

**PROF. DR. FRANCISCO HILÁRIO REGO BEZERRA**

Co-orientador:

**PROF. DR. VENERANDO EUSTÁQUIO AMARO**

Dissertação nº 19 /PPGG

**Natal-RN, Junho - 2000**



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE  
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**CORRELAÇÃO ENTRE CONTEXTO MORFOESTRUTURAL E  
SISMICIDADE NAS REGIÕES DE JOÃO CÂMARA E SÃO  
RAFAEL (RN)**

**Autor:**

**CRISTIANO DE ANDRADE AMARAL**

*Dissertação de Mestrado apresentada  
em 30 de Junho de 2000, para  
obtenção do título de Mestre em  
Geodinâmica pelo Programa de  
Pesquisa e Pós-Graduação em  
Geodinâmica e Geofísica da UFRN.*

**Comissão Examinadora:**

**Prof. Dr. FRANCISCO HILÁRIO REGO BEZERRA (Orientador)/DG-UFRN**  
**Prof. Dr. FRANCISCO JOSÉ FONSECA FERREIRA (Examinador externo)/LPGA-UFPR**  
**Prof. Dr. VENERANDO EUSTÁQUIO AMARO (Examinador interno)/DG-UFRN**

**Natal - RN, junho de 2000.**

Dedico este trabalho a Rosa minha esposa e a meus filhos Felipe e Tâmara, pela ajuda, compreensão e paciência nas horas mais difíceis.

## ***AGRADECIMENTOS***

Expresso aqui meus sinceros agradecimentos pela ajuda inestimável de todos aqueles que de uma forma direta ou indireta ajudaram na realização deste trabalho. Entre estes, não poderia deixar de agradecer:

À CPRM (Serviço Geológico do Brasil), precisamente nas pessoas do Engenheiro Marcelo Soares Bezerra e dos Geólogos Enjolras Medeiros de Lima e Adeilson Alves Wanderley, pela confiança em mim depositada para cumprir esta tarefa.

Aos meus orientadores Francisco Hilário R. Bezerra e Venerando E. Amaro, pelos ensinamentos, discussões, leitura crítica e sugestões.

Aos professores Emanuel F. Jardim de Sá, Jaziel M. Sá, Joaquim Ferreira, Raquel, Fernando Alves, Helenice Vital, Vanildo Fonseca e Francisco Oliveira, pelas suas contribuições, sempre valiosas.

Ao colega e amigo Júlio Rezende Nesi, sempre presente com suas palavras de força e incentivo nos momentos mais necessitados.

Aos amigos João mascarenhas, Sérgio Guerra e Wladimir, a quem recorri inúmeras vezes em busca de apoio.

Ao amigo geólogo e naturalista Fernando Parentes Fortes, que com sua genialidade, foi a pedra fundamental na realização desse estudo e que, juntamente com sua esposa Vânia, sempre me acolheram com o carinho e a ternura dos bons amigos.

Ao companheiro de campo, amigo sincero e leal, João Batista de Andrade, com quem compartilhei decepções e gratificações ao longo das várias caminhadas pela caatinga.

Aos colegas de pós Maurício, Adriano, Alex, Mário, Débora, Ana Catarina, Valdir, Eugênio Pacelli, Marcos, Pinto, Ubirací e Omar, que nunca se furtaram em deixar seus afazeres para me prestar ajuda .

Aos bolsistas Magno, Liliana e Ranieri, pela ajuda na confecção das figuras.

Finalmente, aos meus pais Seu Aprígio e Dona Antônia, que bem souberam me ensinar o valor do estudo e da leitura e, aos meus queridos irmãos Marcia, Miriam, Maria Augusta e Alexandre, que mesmo distantes, sempre estiveram presentes em meu coração, meu muito obrigado.

## ÍNDICE

*Dedicatória*

*Agradecimentos*

*Resumo*.....i

*Abstract*.....ii

***CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO***.....01

1.1 - Apresentação.....01

1.2 - Contexto Geral.....01

1.3 - Objetivos.....03

1.4 - Localização e vias de acesso.....04

1.5 - Metodologia.....05

***CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA REGIONAL***.....07

2.1 - A Província Borborema.....07

2.1.1 - Idade e Evolução Tectônica da Faixa Seridó.....09

2.1.2 - Evolução Tectônica.....11

2.2 - A Província Costeira.....12

2.2.1 - Magmatismo e Sedimentação Mesozóica.....12

2.2.2 - Evolução Tectônica.....15

2.3 - A Sedimentação Cenozóica.....15

2.3.1 - A Evolução Tectônica Cenozóica.....17

***CAPÍTULO 3 - EXPRESSÃO DA FALHA SÍSMICA DE SAMAMBAIA NO CONTEXTO MORFOTECTÔNICO DA REGIÃO DE JOÃO CÂMARA (RN)***.....21

3.1 - Arcabouço Geológico.....21

3.2 - Análise da Drenagem.....23

3.3 - Análise do Relevo.....26

3.4 - Análise Tectônica.....34

***CAPÍTULO 4 - ASPECTO MORFOTECTÔNICO E SEU RELACIONAMENTO COM OS EVENTOS SÍSMICOS NA REGIÃO DE SÃO RAFAEL (RN)***.....46

4.1 - Arcabouço Geológico.....46

4.2 - Análise da Drenagem.....48

4.3 - Análise do Relevo.....54

4.4 - Análise Tectônica.....60

***CAPÍTULO 5 - DISCUSSÕES, CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES GERAIS***.....71

5.1 - Discussões.....71

5.2 - Conclusões.....74

5.3 - Considerações Finais.....74

***REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS***.....76

## **RESUMO**

Esta dissertação de mestrado descreve a deformação rúptil em duas zonas sísmicas no Nordeste do Brasil: João Câmara e São Rafael, estado do Rio Grande do Norte. Ambas as áreas mostram falhas sismogênicas, Samambaia e São Rafael, indicadas por zonas estreitas de epicentros com direção N40°E, comprimentos de 30 km e 4 km, e profundidades de 1-12 km e 0,5-4 km, respectivamente. Os primeiros estudos sismológicos e geológicos realizados nestas áreas sugeriram tratar-se de falhas cegas ou ainda em processo de nucleação.

A região se encontra sob regime de compressão com direção aproximadamente E-W e é formada por um embasamento cristalino deformado por um ou mais ciclos orogênicos, que geraram zonas de cisalhamento marcadas por foliação forte e penetrativa e formas sigmoidais. O embasamento cristalino é recoberto pela Bacia Potiguar, de idade Cretácea, que também é capeada por sedimentos continentais siliciclásticos da Formação Barreiras e aluviões quaternários.

O principal objetivo do presente trabalho foi mapear as áreas epicentrais e descobrir se as mesmas apresentavam alguma feição geológica ou morfotectônica relacionada às falhas sismogênicas. Mapas geológicos de detalhe foram feitos em ambas as áreas com o objetivo de identificar estruturas rúpteis e feições de drenagens ou topográficas relacionadas com falhamentos.

Evidências geológicas e morfotectônicas indicaram que ambas as falhas sismogênicas ocorreram em estruturas pré-existentes. As falhas cortam rochas cenozóicas ou mostram expressão topográfica relacionada a altos/baixos de relevo e canais alinhados de rios. As rochas de falha nas falhas de Samambaia e São Rafael são cataclasitos, brechas de falha, gouge, pseudotaclito e veios de quartzo e calcedônia, que apontam para processos de reativação em diferentes níveis crustais.

A idade da primeira movimentação das falhas de Samambaia e São Rafael possivelmente varia entre o final do Pré-Cambriano e o final do Cretáceo. Ambas as falhas cortam o *fabric* Pré-cambriano e mostram evidências de processos frágeis que ocorreram entre 4 e 12 km de profundidade, os quais provavelmente não aconteceram durante o Cenozóico.

Os resultados são de grande importância para o risco sísmico regional. Eles indicam que as falhas mapeadas pelo presente trabalho são mais longas que as falhas descritas pelos estudos sismológicos. A metodologia utilizada pelo presente estudo pode ter grande aplicação em outras áreas sismogênicas intraplaca.

## ***ABSTRACT***

This MSc thesis describes brittle deformation in two seismic zones located in north-eastern Brazil: João Câmara and São Rafael, Rio Grande do Norte State. Both areas show seismogenic faults, Samambaia and São Rafael, indicated by narrow zones of epicentres with a strike of  $040^{\circ}$ , a length of 30 km and 4 km, and a depth of 1-12 and 0,5-4 km, respectively. The first seismological and geological studies suggested blind faults or faults that were still in the beginning of the nucleation process.

The region is under E-W-oriented compression and is underlain by Precambrian terrains, deformed by one or more orogenic cycles, which generated shear zones generally marked by strong pervasive foliation and sigmoidal shapes. The crystalline basement is capped by the Cretaceous Potiguar basin, which is also locally capped by Pliocene continental siliciclastic deposits (Barreiras Formation), and Quaternary alluvium.

The main aim of this study was to map epicentral areas and find whether there are any surface geological or morphotectonic expression related to the seismogenic faults. A detailed geological map was carried out in both seismic areas in order to identify brittle structures and fault-related drainage/topographic features.

Geological and morphotectonic evidence indicate that both seismogenic faults take place along dormant structures. They either cut Cenozoic rocks or show topographic expression, i.e., are related to topographic heights or depressions and straight river channels. Faults rocks in the Samambaia and São Rafael faults are cataclasite, fault breccia, fault gouge, pseudotachylyte, and quartz veins, which point to reactivation processes in different crustal levels.

The age of the first Samambaia and the São Rafael faulting movement possibly ranges from late Precambrian to late Cretaceous. Both faults cut across Precambrian fabric. They also show evidence of brittle processes which took place between 4 and 12 km deep, which probably have not occurred in Cenozoic times.

The findings are of great importance for regional seismic hazard. They indicate that fault zones are longer than previously suggested by seismogenic studies. According to the results, the methodology used during this thesis may also be useful in other neotectonic investigation in intraplate areas.

# CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

## 1.1 - Apresentação

As massas rochosas são submetidas a várias forças no interior da crosta terrestre. Mesmo em regiões consideradas relativamente estáveis e que não mostram, atualmente, evidências de terremotos catastróficos, como no Brasil, pode-se observar feições indicativas de paleossismos. Ao longo de sua história geológica, o globo terrestre vem experimentando as mais diversas transformações, que repercutem na sua superfície em forma de movimentos epirogenéticos, orogenéticos, deslocamentos de placas, os quais, associados ao equilíbrio isostático, produzem as mais diversas formas estruturais.

O dia 30 de novembro de 1986 pode ser considerado um marco científico, social e histórico para o Brasil. Na madrugada deste dia, um terremoto de magnitude 5,1 na escala Richter ocorreu nas proximidades da cidade de João Câmara, no estado do Rio Grande do Norte, colocando a população local em polvorosa e as autoridades estaduais e federais em alerta.

Constituiu um marco científico, porque despertou o interesse da comunidade geológica para o estudo da atividade neotectônica no Nordeste, até então relegada a segundo plano; social, porque tiveram que ser repensadas e modificadas as maneiras de construções das edificações na região afetada; e histórico pois, pela primeira vez, a comunidade científica brasileira presenciou e estudou os efeitos físicos de um enxame de tremores, até então só conhecidos através da literatura.

O estudo ora apresentado pretende ser mais uma contribuição científica e diz respeito aos resultados de levantamentos neotectônicos, incluindo fases de campo e laboratoriais, desenvolvidos nas regiões de João Câmara e São Rafael, no estado do Rio Grande do Norte.

## 1.2 - Contexto Geral

De acordo com a teoria clássica das placas (Wilson 1966), os continentes são internamente estáveis e os movimentos tectônicos estarão concentrados principalmente nas suas bordas. Contudo, a frequência e distribuição de terremotos em seus interiores, assim como as medidas



geodésicas, evidenciando deslocamentos intraplacas, tanto verticais como horizontais, em várias partes do mundo, levaram a reconhecer que muitas regiões da superfície terrestre, consideradas como estáveis, estão sujeitas em maior ou menor grau a essas vibrações.

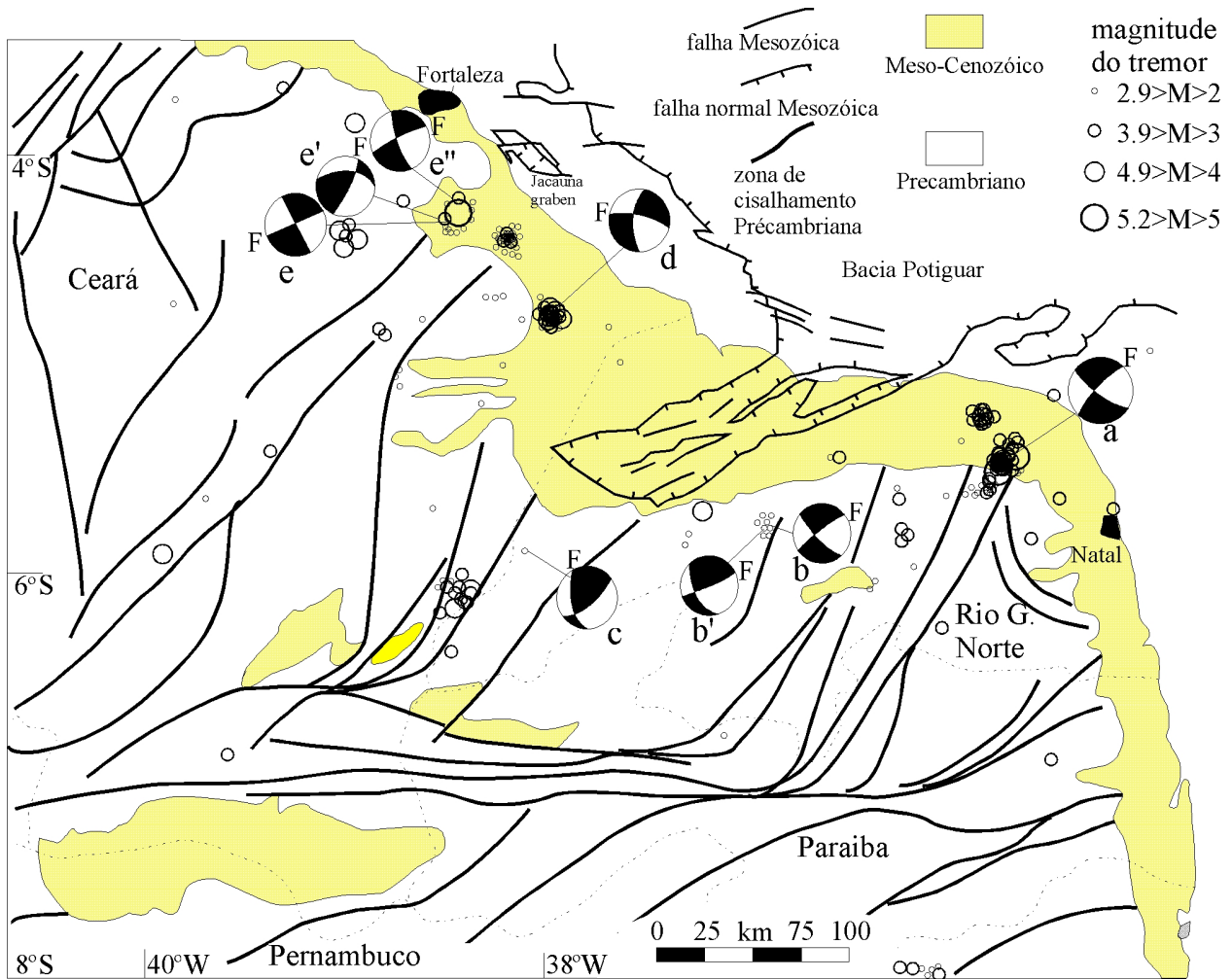
As regiões intraplaca, há muito, têm despertado o interesse de pesquisadores no assunto. Os fatos que contribuem para tal interesse são os inúmeros eventos sísmicos que foram e continuam sendo registrados nestas porções da crosta continental, os quais podem alcançar níveis catastróficos. Exemplos clássicos são os eventos que ocorreram em New Madrid, EUA (1811-1812) e em Portugal (1858), com magnitudes de 8,3 e 7,1  $m_b$ , respectivamente (Sykes 1978).

Nas últimas décadas, muitos esforços, tanto de abordagem local e regional como de caráter global, vêm sendo dispendidos no intuito de encontrar uma explicação para a(s) causa(s) da sismicidade em terrenos intraplaca. Dependendo das características geológico-tectônicas dessas regiões, estes eventos podem ser provocados por fatores como reativação de falhas pré-existentes, geração de novas falhas ou episódios magmáticos. Estes fatores poderiam estar associados entre si, aliados ou não ao afinamento crustal e/ou variação do grau geotérmico da crosta, segundo entre outros autores, tais como Sykes (1978), Zoback (1983), Dewey (1988), Park (1988), Talwani (1988, 1989) Johnston (1989), Long e Zelt (1991) e Kafka e Miller (1996).

O Nordeste do Brasil tem apresentado uma importante atividade sísmica. As primeiras informações sobre esta atividade remontam a 1808 e relacionam-se a um sismo que ocorreu na região de Açú-RN, segundo dados de Capanema (1859, *in* Berrocal *et al.* 1984). Essa atividade está distribuída em sítios localizados e persistentes, incluindo eventos com magnitudes  $\leq 5,2 m_b$  e intensidade  $\leq$  VII MMI, capazes de causar danos importantes para o ambiente urbano da região. São exemplos importantes Pacajus-CE (1980), São Rafael-RN (1985-1989), João Câmara-RN (1986-1989), Groaíras-CE (1988), Palhano e Cascavel-CE (1989-1994) e Tabuleiro Grande-RN (1993), entre outros (Berrocal *et al.* 1984, Assumpção 1992, Ferreira *et al.* 1995) – (Figura 1.1).

O monitoramento efetuado pela equipe de Sismologia do Departamento de Física Teórica e Experimental (DFTE/UFRN) tem mostrado que os epicentros estão concentrados próximos aos limites ou no interior da Bacia Potiguar (*eg.*, Takeya *et al.* 1989, Ferreira *et al.* 1995).

Os estudos sismológicos até aqui desenvolvidos (*eg.*, Ferreira 1983, 1987, Assumpção *et al.* 1985, Takeya *et al.* 1989, Takeya 1992) indicam que a distribuição da sismicidade não é aleatória mas está relacionada, de maneira ainda pouco conhecida, ao campo de tensões atual e a feições herdadas, incluindo a Bacia Potiguar.



**Figura 1.1** - Sismicidade e mecanismo focais no Nordeste Oriental. (a) João Câmara; (b e b') São Rafael; (c) Tabuleiro Grande; (d) Palhano; (e) Pacajus; (e' e e'') Cascavel. Modificado de Berrocal *et al.* (1984) e Ferreira *et al.* (1998).

Entretanto, nenhum dos trabalhos realizados até então, nessas regiões, lograram êxito quanto a correlação entre falhas sismogênicas e a real comprovação de rupturas de superfície associadas, ou até mesmo a qualquer modificação em sua feição que pudesse estar relacionados com essas zonas de eventos. Contudo, Coriolano *et al.* (1997) e Coriolano (1998), baseados em observações de campo, na região de João Câmara, encontraram possíveis indícios da expressão na superfície da falha sismogênica detectada em subsuperfície. As indicações descobertas por esses autores foi o ponto de partida para esta dissertação.

### 1.3 - Objetivos

O presente estudo se propõe a investigar a relação entre as feições geomorfológicas e geológicas, em especial as zonas de fraturamento e milonitização, e a distribuição de sismos nas

regiões do Nordeste do Brasil. Mais especificamente, o estudo é direcionado para a constatação de que as falhas sísmicas detectadas em subsuperfície mostrem seu registro em superfície, quer sejam a geração de novos planos de fraqueza ou reativações de planos existentes. O objetivo final é o de estabelecer critérios geomorfológicos, geológicos e estruturais que sejam úteis na avaliação do risco sísmico na região e suas implicações nas atividades humanas.

Uma análise entre o contexto geológico-estrutural regional e o quadro sismológico permitiu selecionar dois sítios, ambos no Rio Grande do Norte (Figura 1.2), que foram estudados dentro da óptica proposta:

- *João Câmara* - Trata-se da principal área sísmica da região e do país, com o maior acervo de dados instrumentais, caracterizando uma falha NE transcorrente dextral com componente extensional. A evolução da sismicidade com o tempo permitiu o registro ímpar da nucleação e desenvolvimento de uma falha, cognominada de Falha Sísmica de Samambaia -FSS- (Takeya *et al.* 1989). De acordo com os estudos anteriores (Ferreira *et al.* 1987), a falha sísmica não coincide, inclusive na sua direção, com as estruturas pré-cambrianas até então mapeadas.
- *São Rafael* - Apresenta eventos sísmicos também alinhados segundo a direção NE. A solução de mecanismo focal indica tratar-se de uma falha com rejeito transcorrente dextral (Ferreira 1997). A relação do nível d'água da Barragem Armando Ribeiro Gonçalves com os terremotos nesta região foi usada como argumento por Ferreira *et al.* (1995) e Nascimento (1997), de que se trata de sismicidade induzida.

#### 1.4 - Localização e vias de acesso

A área de estudo de João Câmara, corresponde a cerca de 487 km<sup>2</sup>, circunscrevendo a região epicentral, delimitada pelas coordenadas geográficas 5°27' e 5°40' de latitude sul e 35°39' e 35°50' de longitude oeste. Este polígono inclui as cidades de João Câmara e Poço Branco, respectivamente a 100 e 70 km partindo de Natal-RN pela BR-406 (Figura 1.2).

Para o caso de São Rafael, a área estudada possui uma dimensão de cerca 245 km<sup>2</sup>, recobrando a região dos epicentros, abrangendo a cidade de São Rafael e parte da porção submersa da Barragem Armando Ribeiro Gonçalves. Está delimitada pelas coordenadas geográficas 5°42'30" e 5°55'45" de latitude sul e 36°48'03" e 36°55'45" de longitude oeste. O acesso a partir de Natal-RN é feito pela BR-304 por cerca de 200 km no sentido oeste, e depois pela RN-041 por 30 km para sul até a cidade de São Rafael (Figura 1.2).

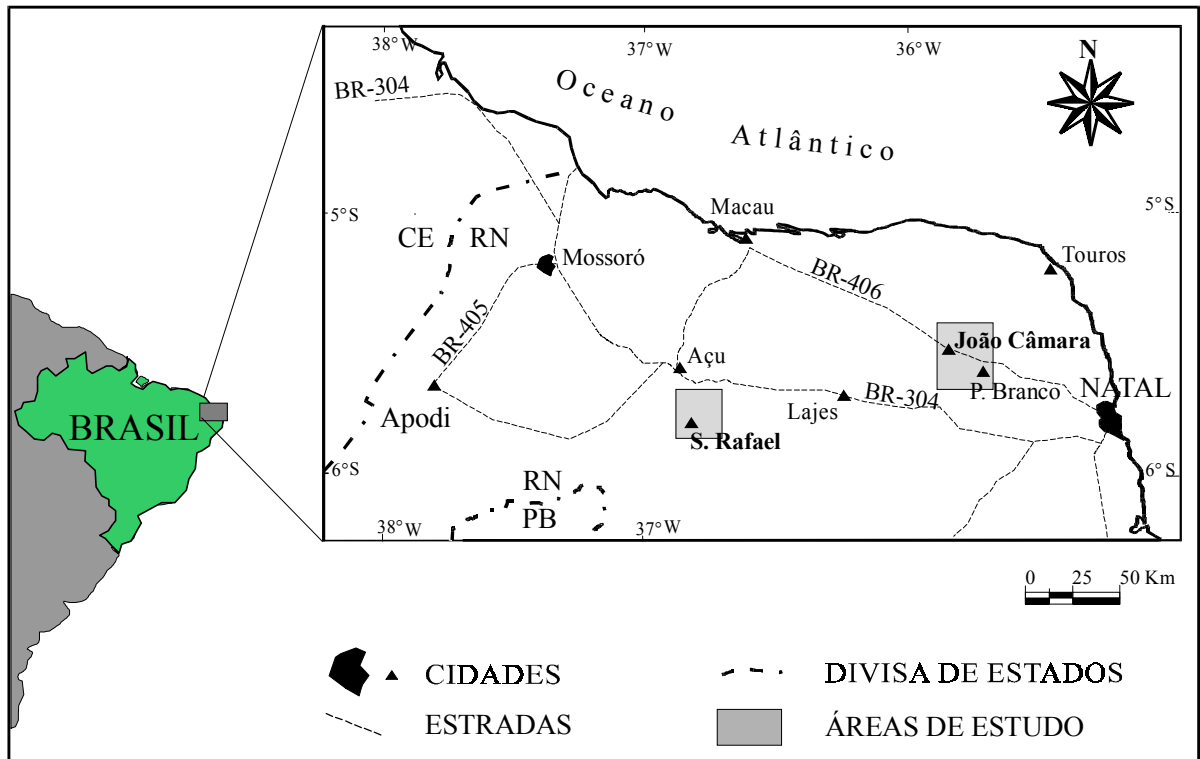


Figura .1.2- Mapa de Localização das áreas estudadas.

## 1.5 -Metodologia

Apoiado em critérios geológicos, estruturais e geomorfológicos, procurando conhecer o mais fundo possível a superfície da área onde estão ocorrendo os sismos, adotou-se a metodologia que consistiu no estudo da drenagem, do relevo e da tectônica frágil da região em questão. Para tal fim, dentro das limitações dos materiais disponíveis, para a área de João Câmara foram utilizadas fotos aéreas pancromáticas na escala 1:70.000 do ano de 1969, cartas topográficas da SUDENE, folhas João Câmara (SB.25-V-C-IV) e Pureza (SB.25-V-C-I) escala 1:100.000. Para a área de São Rafael, utilizaram-se fotos aéreas pancromáticas na escala 1:40.000 do ano de 1955 e em escala 1:70.000 do ano de 1966, e carta topográfica da SUDENE, folha SB.24-X-D-V escala 1:100.000. Em ambas as áreas, foram também utilizadas imagens de satélite LANDSAT 5 – TM (cena 215-064 de 02/08/89 e cenas 214-064A e 214-064C de 06/08/1993).

Com o objetivo de vislumbrar e atentar para as mínimas nuances que a área pudesse mostrar, elaborou-se o mapa de drenagem através das fotos aéreas, utilizando-se estereoscópio de espelho e lupa binocular, procurando assim delinear os menores detalhes possíveis.

Este processo foi levado a efeito considerando-se que segundo Soares e Fiori (1976), todos os

aspectos que podem ser analisados numa imagem com respeito à drenagem, como por exemplo, elementos texturais, densidade, estrutura, intensidade e dimensão de estruturação, que são propriedades fundamentais da imagem, dependem da escala de observação. Seus valores são relativos, dentro do mesmo nível de investigação, variam com o grau de resolução da análise e com a qualidade da imagem.

Assim, a rede de drenagem traçada de forma sistemática e uniforme pode fornecer informação de grande importância, especialmente quanto ao contexto geológico da área; variações no estilo estrutural e, mais grosseiramente, nas fácies litológicas, podem ser obtidas com rapidez sobre mapas de drenagem detalhados (Soares e Fiori 1976).

Para a aquisição do mapa de relevo, a metodologia empregada foi a seguinte: a partir dos mapas topográficos da SUDENE foram plotadas, nas fotos aéreas, as cotas altimétricas, assim como as curvas de nível. Utilizando-se da barra de paralaxe e de um estereoscópio de espelho munido de lupa binocular, calculou-se e plotou-se nas fotos aéreas as cotas intermediárias entre as curvas de nível já disponíveis nas cartas topográficas. Este procedimento levou em conta também o mapa de drenagem anteriormente preparado. Traçaram-se, então, curvas de nível intermediárias com equidistância de 10 m, obedecendo às menores nuances e percorrendo os menores e mais insignificantes vales.

Este procedimento foi realizado levando-se em conta que os elementos fundamentais na análise do relevo, para interpretação morfo-estrutural, são as rupturas de declive. As pequenas rupturas de declive definem os elementos texturais do relevo, caracterizados pelas menores variações bruscas, identificáveis na foto, da superfície do terreno. A disposição regular definida no espaço, das rupturas de declive, constituem estruturas do relevo consideradas como quebras negativas ou quebras positivas, ou ainda, lineações e alinhamentos de relevo (Soares e Fiori 1976).

Para a análise da tectônica foram utilizadas fotografias aéreas. Com base nelas, foram traçados todos os elementos estruturais visíveis como linhas rupturais (fraturas e/ou falhas) e foliações discerníveis, salientando-se também os veios ácidos existentes na área. Obteve-se, desta maneira, o mapa de alinhamentos. Posteriormente, visitas ao campo proporcionaram a tomada de atitudes das estruturas frágeis, tanto em afloramentos das rochas cristalinas como sedimentares. O próximo passo foi a confecção de diagramas de rosetas do mapa de fraturas e das medidas tomadas em campo com o objetivo de evidenciar as principais direções de ruptura e correlacioná-las com a faixa de sismos da área.

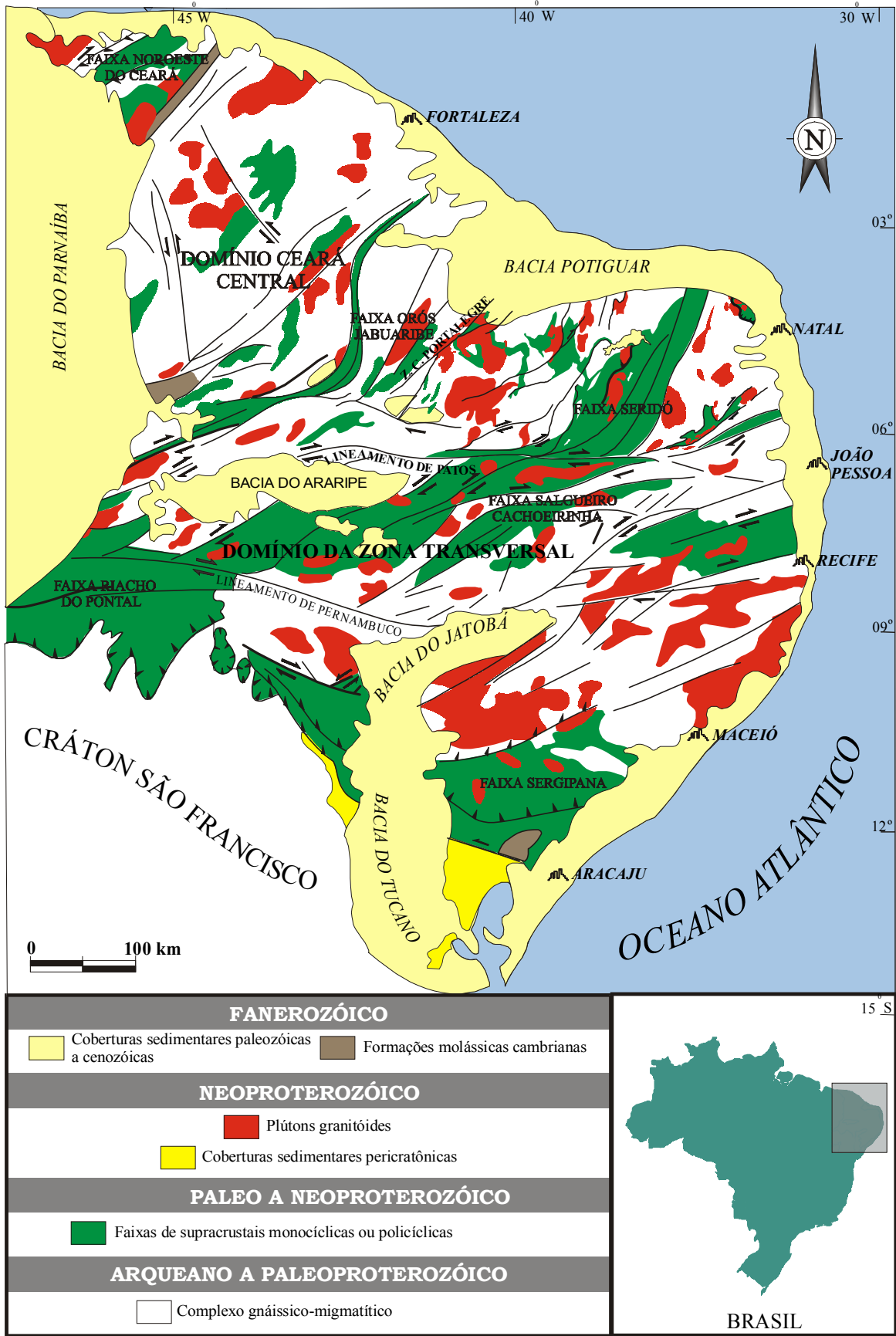
## CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA REGIONAL

### 2.1 - A Província Borborema

Segundo a divisão proposta por Almeida *et al.* (1977, 1984) no Nordeste brasileiro, as rochas precambrianas a norte do Craton São Francisco compõem a Província Borborema, enquanto as rochas sedimentares do Fanerozóico pertencem à Província Costeira e Margem Continental. A Província Borborema representa o segmento crustal de uma extensa faixa fortemente afetada pela Orogênese Brasileira ( $600 \pm 100$  Ma), denominada Faixa Trans-Saara, originada pela colisão entre os Cratons do Oeste Africano/São Luís e São Francisco/Congo-Kasai, que constituiriam massas continentais consolidadas em tempos pré-brasilianos (Jardim de Sá 1994). Seus limites são definidos a norte e a leste pela Margem Continental Atlântica, onde está recoberta pelos sedimentos costeiros meso-cenozóicos, a sul pelo Craton São Francisco e a oeste pelas rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Parnaíba (Figura 2.1).

O panorama litológico precambriano do Nordeste acusa as marcas profundas da Orogênese Brasileira na forma de rochas metamórficas de fácies anfíbolítica e granulítica, além de migmatitos e granitóides diversos (Jardim de Sá 1994). A estruturação regional da província é constituída por um mosaico de diversos blocos arqueanos a paleoproterozóicos que, em conjunto, compõem um embasamento gnáissico-migmatítico, capeados ou separados entre si por seqüências supracrustais deformadas, metamorfisadas e segmentadas por extensas zonas de cisalhamentos transcorrentes, associadas ao volumoso plutonismo neoproterozóico gerado durante a atuação da Orogênese Brasileira. Depósitos de molassas correlatas a esta orogênese desenvolveram-se localmente em *grabens* no interior da província e nas margens dos Cratons São Francisco e São Luís (figura 2.1).

Situada no extremo nordeste da Província Borborema encontra-se a Faixa Seridó (acepção de Jardim de Sá 1994), onde se localizam as áreas de João Câmara e São Rafael. É limitada a norte e leste pela Província Costeira e Margem Continental, a sul pelo Lineamento Patos e a oeste pela Zona de Cisalhamento Portalegre. Na porção oriental desta faixa acha-se incluído o Maciço São José de Campestre (MSJC), diferenciado por Brito Neves (1983).



**Figura 2.1** - Mapa geológico simplificado da Província Borborema, Nordeste do Brasil (modificado de Jardim de Sá, 1994).

### 2.1.1 - Idade e Evolução Tectônica da Faixa Seridó

#### *Comentários Gerais*

O problema da estratigrafia e evolução tectônica da Faixa Seridó tem sido amplamente discutido nos trabalhos de Jardim de Sá e Salim (1980), Lima *et al.* (1980), Archanjo e Salim (1986), Hackspacher *et al.* (1990), Jardim de Sá (1994), entre outros. Apesar da divergência de idéias e pontos conflitantes, admitem a existência de um embasamento gnáissico-migmatítico arqueano a paleoproterozóico (Complexo Gnáissico-Migmatítico), sobreposto por um pacote de rochas metassedimentares e/ou metavulcano-sedimentares proterozóicas (Grupo Seridó), intrudidas pelas rochas graníticas brasileiras.

As deformações e metamorfismo, principalmente durante a Orogênese Brasileira, que afetaram estas rochas obliterando as suas feições originais, são os principais obstáculos para a elaboração de colunas estratigráficas. No entanto, critérios lito-estruturais apoiados por geocronologia têm sido usados com sucesso por alguns autores, na elucidação da estratigrafia desta região.

#### *O Complexo Gnáissico-Migmatítico*

A denominação Complexo Gnáissico-Migmatítico é usada para designar um conjunto de rochas cristalofílicas de alto grau metamórfico, de difícil individualização cartográfica, anteriormente chamado de Complexo Caicó (Meunier 1964) e Pré-Cambriano Indiviso (Barbosa e Braga 1974). Abrange os terrenos gnáissico-migmatíticos, orto e paraderivados, que servem de embasamento ao Grupo Seridó. Litologicamente abarca uma seqüência de rochas metamórficas de origem vulcano-sedimentar caracterizadas por uma alternância de biotita paragneisses e ortoanfíbolitos, coexistindo intrudidos e/ou interfoliados com ortogneisses granodioríticos, tonalíticos e graníticos, de textura equigranular ou *augen*, de afinidades cálcio-alcálica ou subalcálica/monzonítica, além de metabásicas subordinadas; a migmatização é importante, freqüentemente polifásica (Jardim de Sá *et al.* 1998).

Na região central da Faixa Seridó, datações radiométricas através de dados Rb/Sr em rocha total e U/Pb em zircões, obtidas em amostras de ortogneisses, indicam idades paleoproterozóicas de 2,25-2,15 Ga para este complexo (Hackspacher *et al.* 1990; Legrand *et al.* 1991; Macedo *et al.* 1991; Souza *et al.* 1993). Já na região de dominância do Maciço São José de Campestre, estudos geocronológicos empregando os métodos U/Pb e Sm/Nd, realizados por Dantas *et al.* (1996) e Dantas (1997), apontam idades variando de 3,45 Ga a 2,00 Ga, o que fez com que estes autores



propusessem para este maciço a existência de um bloco central arqueano, circundado por terrenos paleoproterozóicos.

### *O Grupo Seridó*

O termo Grupo Seridó foi a denominação adotada por Ferreira (1967) para designar um pacote de rochas metassedimentares sobrepostas ao embasamento da região. É composta essencialmente pelas formações Jucurutu (paragnaisses epidotíferos com intercalações de mármore, calciossilicáticas, micaxistos, formações ferríferas e anfibolitos), Equador (quartzitos com intercalações de metaconglomerados mono e polimícticos, além de micaxistos e calciossilicáticas) e Seridó (micaxistos aluminosos a feldspáticos com intercalações restritas de mármore, calciossilicáticas e quartzitos), na concepção de Jardim de Sá *et al.* (1998).

Essas litologias ocorrem normalmente na forma de faixas, exibindo foliação marcante de direção NNE, em perfeita consonância com as zonas de cisalhamento brasilianas. Devido à forte deformação e metamorfismo sofridos, seu empilhamento estratigráfico ainda constitui motivo de divergência na literatura da região.

Segundo Jardim de Sá (1994), a deposição das Formações Jucurutu e Equador ocorreu no início do Ciclo Transamazônico ( $2,0 \pm 0,1$  Ga), enquanto que a Formação Seridó é considerada como de deposição sinorogênica, constituindo uma seqüência de turbiditos *flyschoides*.

Datações U/Pb em zircões, realizadas por Van Schumus *et al.* (1995), nos gnaisses da Formação Jucurutu, forneceram idades em torno de 1,8-1,7 Ga. Mais recentemente, Van Schumus *et al.* (1996) conseguiram idades Sm/Nd variando de 1,2 a 1,0 Ga para os xistos da Formação Seridó, bem como idades U/Pb em zircão, de 0,7 Ga. Essas idades, entre outros parâmetros, contradizem a hipótese de Jardim de Sá (1994), e conduzem a posicionar as rochas deste grupo no intervalo Meso-Neoproterozóico.

### *Rochas Plutônicas*

Considerando suas características lito-estruturais, relações de contatos e posicionamento intrusivo em relação às encaixantes, essas rochas são congregadas em dois grupos cronologicamente distintos. O mais antigo, de idade paleoproterozóica, está relacionado com a tectônica tangencial do Ciclo Transamazônico. Ocorre na forma de batólitos e *sheets* intrudidos nas rochas do embasamento, na Formação Jucurutu e, mais raramente na Formação Seridó. É representado por *augen* gnaisses de composição granítica a granodiorítica, ortognaisses tonalíticos e leucogranitos, tendo sido denominados de “granitóides” G<sub>2</sub> (Jardim de Sá *et al.* 1981). Macedo *et al.* (1984) e Jardim de Sá *et al.* (1987) obtiveram, para esta associação de metaplutônicas, idades de cerca de 2,0 Ga através do método Rb/Sr.

O outro grupo de rochas plutônicas engloba um grande número de corpos granitóides de idade neoproterozóica a eocambriana, gerados no Ciclo Brasileiro. Ocorre sob a forma de batólitos alongados em conformidade com as grandes zonas de cisalhamento, truncando as estruturas pré-existentes (referentes às fases  $D_2$  e  $D_1$ ) impressas nas rochas do embasamento, nas supracrustais e nos granitos  $G_2$ . Retrata uma suíte dominada por granitos porfiríticos, monzogranitos, granodioritos, dioritos e rochas gabróides subordinadas. Datações realizadas no Maciço de Acari por Legrand *et al.* (1991), utilizando o método U-Pb em zircões, definiram uma idade de  $555 \pm 5$  Ma, coincidente com dados de datação Rb-Sr em rocha total que acusaram  $547 \pm 25$  Ma (Jardim de Sá *et al.* 1987), realizada no mesmo maciço.

### 2.1.2 - Evolução Tectônica

A marcante complexidade estratigráfica, aliada às intensas deformações sofridas pelas rochas da Faixa Seridó, são motivos pelos quais sua evolução tectônica suscita grandes discussões por parte dos pesquisadores. Com a evolução dos trabalhos regionais e o conseqüente aumento nos dados geocronológicos, dois modelos de evolução para esta faixa são sugeridos: um baseado em uma evolução policíclica transamazônica e brasileira, e outro em uma evolução monocíclica brasileira.

A evolução policíclica envolve a ocorrência de três eventos deformacionais separados no tempo. O mais antigo é caracterizado por um bandamento metamórfico de alto grau ( $S_1$ ), presente nos gnaisses do Complexo Gnáissico-Migmatítico e gerado a partir de um episódio cognominado de  $F_1/D_1$ .

De acordo com Jardim de Sá *et al.* (1998), este evento marca uma etapa de desenvolvimento precoce da crosta continental, especialmente durante o Paleoproterozóico (2,4 a 2,15 Ga; idades U/Pb em zircões e isócronas Rb/Sr em rocha total), pela acreção de magmas juvenis cálcio-alcalinos, provavelmente gerados em sistemas de arco sucessivamente aglutinados (subducção e docagem). As estruturas desenvolvidas nesta etapa ( $D_1$ ) foram extensivamente retrabalhadas/obliteradas pelos eventos subsequentes.

O evento  $F_2/D_2$  diz respeito a uma deformação tangencial, originando dobras isoclinais a apertadas, recumbentes a invertidas, com plutonismo (ortognaisses  $G_2$ ) associado, que afeta as superfícies  $S_0$  dos metassedimentos do Grupo Seridó e  $S_1$  nos migmatitos e gnaisses do embasamento. O metamorfismo atuante nesta fase variou do fácies xisto verde a anfíbolito, com pressões baixas a intermediárias, tendo atingido a isógrada da anatexia em alguns setores (Legrand e Jardim de Sá 1986).

A orogênese brasileira é caracterizada pela deformação F3/D3. Este ciclo é responsável pelas extensas zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NNE-SSW observadas na região, ao longo das quais se alojaram os granitóides G3. É representada por dobramentos abertos a fechados, sincrônicos aos cisalhamentos, tendo desenvolvido uma foliação (S<sub>3</sub>) tipo xistosidade ou clivagem de crenulação. Na porção oriental da Faixa Seridó, a leste da Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara, Jardim de Sá *et al.* (1991) e Jardim de Sá (1994) definiram uma deformação brasileira de caráter extensional/transstracional, onde fatias alóctones de micaxistos da Formação Seridó estão presentes nas regiões de Ielmo Marinho (RN) e na Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos (Trindade *et al.* 1993).

A corrente que defende uma evolução monocíclica brasileira para a Faixa Seridó (Archanjo e Salim 1986, Caby *et al.* 1990, Archanjo 1995), interpreta que os granitóides G<sub>2</sub> seriam intrusões anorogênicas, sin-sedimentares, deformadas posteriormente pela tectônica brasileira. As estruturas tangenciais D<sub>2</sub> e as transcorrências D<sub>3</sub> teriam sido originadas durante um único evento cinemático no Brasileiro, representando zonas de piso e rampas laterais de empurrões, respectivamente, ou estruturas em flor positiva. Segundo Van Schmus *et al.* (1994, 1995), datações U/Pb em zircões dos paragneisses Jucurutu revelam idades entre 1,80 e 1,75 Ga, interpretadas como a idade máxima para sedimentação destas rochas.

## 2.2 - A Província Costeira

A Província Costeira está representada pelas rochas sedimentares cretácicas das Bacias Potiguar e Pernambuco-Paraíba e rochas ígneas associadas. Este conjunto é capeado pelas rochas miocênicas a plio-pleistocênicas da Formação Barreiras, recobertas por sedimentos aluvionares e eólicos holocênicos (Almeida *et al.* 1977, 1984).

### 2.2.1 - Magmatismo e Sedimentação Mesozóico

#### *Magmatismo Rio Ceará Mirim*

No início da construção do arcabouço da Bacia Potiguar, enxames de diques máficos se alojaram nas fraturas abertas, de direção aproximadamente E-W, originadas como consequência de esforços extensionais associados ao Oceano Atlântico em formação. Este conjunto de rochas, denominado Enxame de Diques Rio Ceará Mirim, ocorre por toda a borda sul da bacia, seccionando indistintamente todas as litologias pré-cambrianas. Predominam diabásios e basaltos de afinidade toleítica. Datações radiométricas realizadas em amostras de superfície e subsuperfícies, forneceram um intervalo de 140 a 120 Ma para esse evento (Gomes *et al.* 1981).

### *A Bacia Potiguar*

Compreendendo toda a porção norte do Estado do Rio Grande do Norte e parte do Ceará, a Bacia Potiguar está situada no extremo Nordeste do Brasil. Abrange uma área de cerca de 60.000 km<sup>2</sup>, sendo uma parte emersa e outra submersa, constituindo um pacote de rochas sedimentares cujas idades variam de cretácicas a terciárias (Figura 2.2).

Sua evolução sedimentar foi iniciada no Mesozóico e ocorreu de forma quase ininterrupta até o Terciário, constituindo uma coluna litoestratigráfica composta, da base para o topo pelos Grupos Areia Branca, Apodi e Agulha (Araripe e Feijó 1994).

Dois importantes pulsos vulcânicos se fazem presentes na área da bacia. O primeiro, do Cretáceo ( $83 \pm 6$  Ma , segundo Araripe e Feijó 1994), conhecido como Magmatismo Serra do Cuó, e o outro do Terciário, situado na faixa de 40 - 18 Ma (Sial 1976), denominado Formação Macau. Ambos são constituídos de olivina basaltos com afinidade alcalina e ocorrem na forma de derrames, *plugs* ou *necks*.

Das rochas sedimentares que compõem a Bacia Potiguar, afloram apenas as pertencentes ao Grupo Apodi. Este grupo congrega as rochas siliciclásticas da Formação Açú (Albiano-Cenomaniano) e os depósitos carbonáticos da Formação Jandaíra (Turoniano a meso-Campaniano). A Formação Açú aflora bordejando toda a bacia, sendo caracterizada predominantemente por arenitos finos, com sua seção basal composta por conglomerados e com intercalações de folhelhos esverdeados no topo. Seu contato inferior é discordante e erosivo, quer seja com o embasamento ou com a Formação Alagamar e, ocasionalmente, com a Formação Pendências, ambas pertencentes ao Grupo Agulha (Souza 1982). O contato superior, com a Formação Jandaíra é transacional. Baseados em dados palinoestratigráficos, Regalli e Gonzaga (1982) inferiram idades albiana, cenomaniana e turoniana (entre 100 e 88 Ma.), para os depósitos da Formação Açú.

A Formação Jandaíra aflora em grande parte da bacia, constituindo uma feição geomofolologicamente conhecida como Chapada do Apodi. Corresponde a uma seqüência carbonática que mergulha suavemente em direção à costa, formada por calcarenitos com bioclastos de moluscos, algas verdes, briozoários e equinóides, calcarenitos com miliolídeos e calcilutitos bioclásticos do Turoniano ao Campaniano inferior (Tibana e Terra 1981).

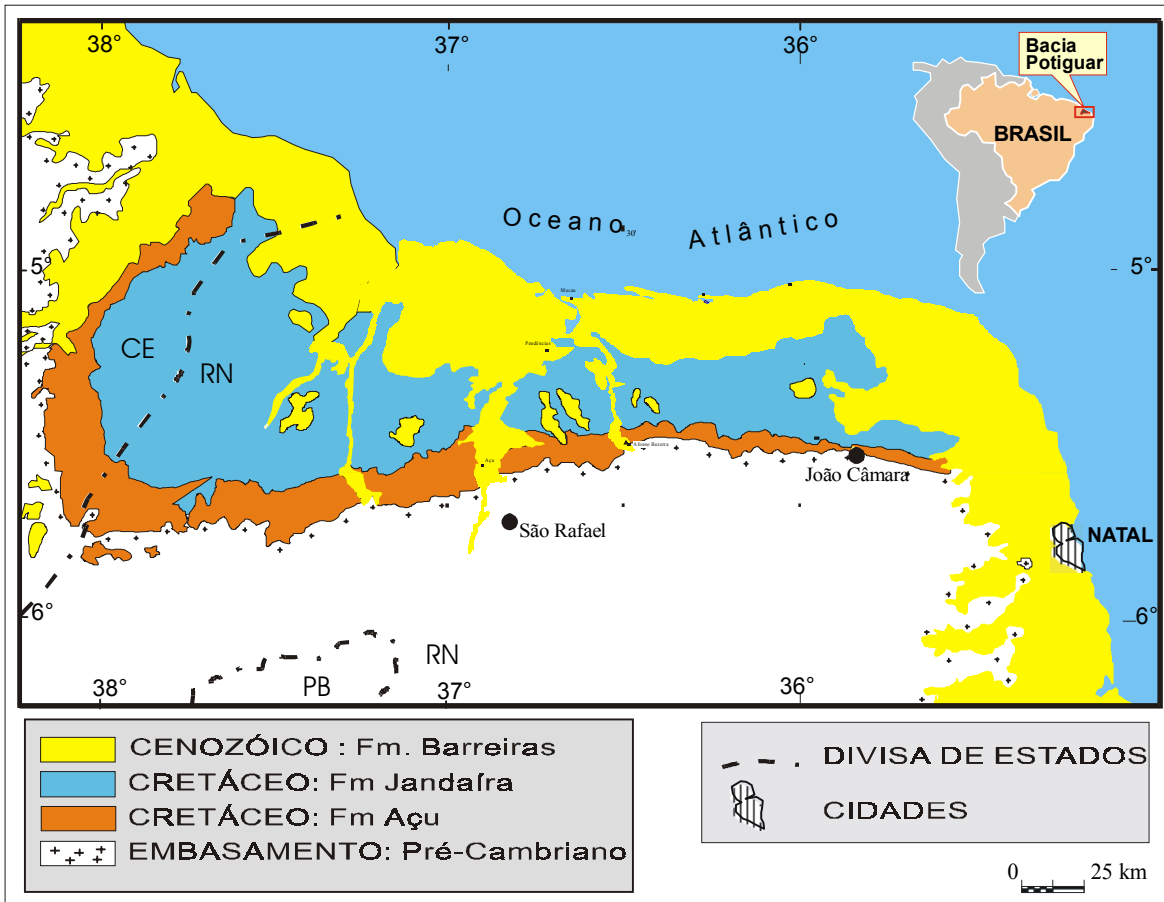


Figura 2.2 - Mapa geológico simplificado da Bacia Potiguar (modificado de Fortes 1987).

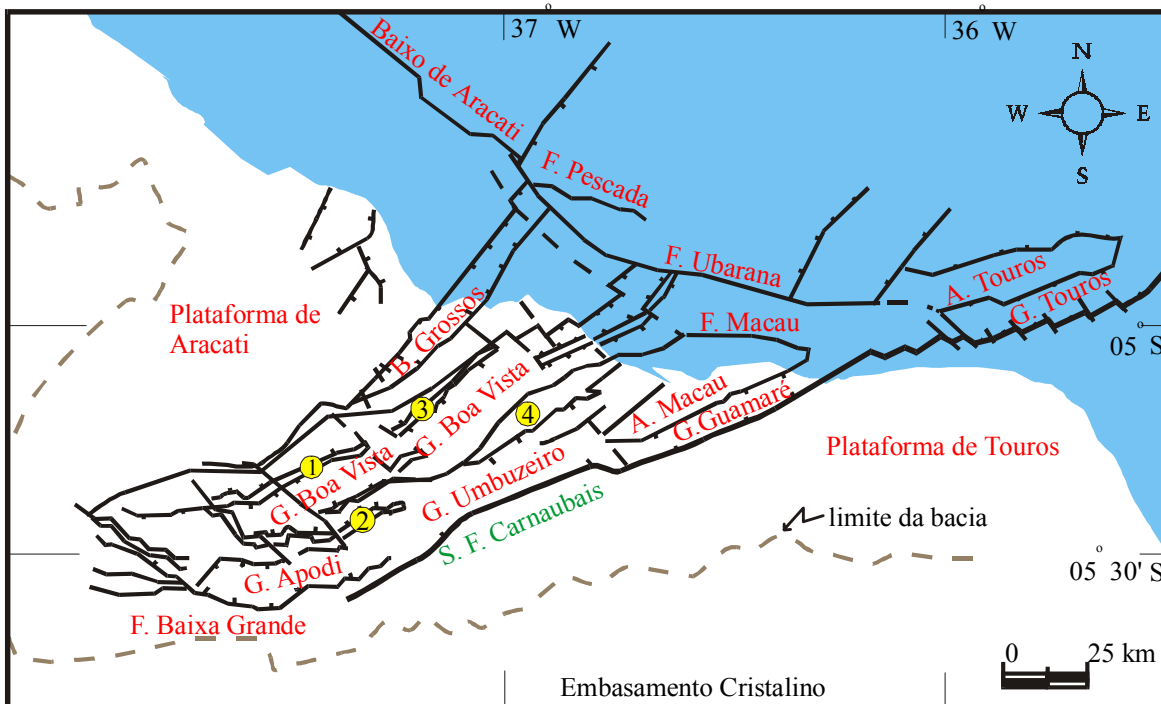


Figura 2.3 - Arcabouço estrutural da Bacia Potiguar. (1) Alto de Canudos, (2) Alto de Quixaba, (3) Alto de Mossoró e (4) Alto da Serra do Carmo. Na figura, A corresponde a um alto, B a um baixo, G a um graben e F a uma falha. Modificado de Creminini *et al.* (1996).

### 2.2.2 - Evolução Tectônica

De acordo com Matos (1987, 1992), o preenchimento da Bacia Potiguar está relacionado a três estágios tectônicos principais: *rift*, transicional e *drift*. No primeiro, os processos de subsidência e sedimentação foram controlados por mecanismos de extensão e afinamento crustal. Nos estágios subseqüentes, a sedimentação foi controlada pelos processos de soerguimento e subsidência tectônica.

O arcabouço estrutural da bacia, na sua porção central, compreende o desenvolvimento de falhas extensionais impostas sobre a trama de lineamentos brasileiros, produzindo uma configuração de semi-*graben* basculados, de direção aproximadamente NE-SW, limitados pelas plataformas de Aracati e Touros (Figura 2.3)

### 2.3 - A Sedimentação Cenozóica

#### *A Formação Barreiras*

O termo “Barreiras” foi utilizado pela primeira vez por Branner (1902 in Campos e Silva 1965) para designar uma faixa de sedimentos areno-argilosos que ocorrem na região litorânea, frequentemente suportando falésias acompanhando a linha de costa, as quais dão a impressão de barrarem as águas marinhas na sua fúria de invadir o continente. Superficialmente apresentam relevo aplainado, sendo cognominados de acordo com a altitude em que se encontram, de tabuleiros ou platôs, correspondendo predominantemente a interflúvios tabulares com graus de dissecação variáveis. Compreende depósitos arenosos, areno-argilosos e argilosos, ocasionalmente conglomeráticos, de origem flúvio-lacustre, variegados, mal selecionados.

Diversos autores, desde o começo do século, propuseram sub-divisões para este conjunto sedimentar. Mabelsoone *et al.* (1972) e Mabelsoone e Rolim (1972) apresentaram uma síntese do conhecimento até então acumulado, propondo sua classificação com Grupo Barreiras e subdividindo-o em três unidades lito-estratigráficas. A *Formação Serra do Martins*, composta de arenitos e conglomerados, compreende a sedimentação mais interiorana, correspondendo ao capeamento de serras com altitudes superiores a 600 metros, denominados platôs (Martins, Portalegre e Cuité, entre outros); a *Formação Guararapes* é representada pelos sedimentos arenosos a argilosos, em camadas horizontais ou lentes, ao longo das falésias costeiras; a *Formação Macaíba* compreende depósitos na fração areia fina a argila, correspondendo a depósitos fluviais de baixa energia, gradando para a planície costeira. Mabelsoone e Rolim (1972) interpretam sua ocorrência como controlada por depressões tectônicas, provavelmente pós-pliocênicas.

Posteriormente, Mabesoone (1987) e Alheiros *et al.* (1988) propuseram a retomada da denominação Formação Barreiras, considerando que esses depósitos, no Nordeste Oriental, correspondem a variações de fácies de um sistema deposicional fluvial, transicional para planície litorânea, cujo desenvolvimento compreende o período entre o Terciário superior e o Quaternário inferior. Para Saadi (1993), a denominação Grupo Barreiras é preferível, tendo em vista esta hierarquia estratigráfica contemplar os sistemas deposicionais reconhecidos ao longo de sua extensão (paleo)geográfica, sua diversidade litológica e o lapso de tempo abrangido (Mioceno ao Pleistoceno), bem como suas prováveis ligações com o início do período neotectônico que afeta a Plataforma Brasileira, em associação com os diferentes estágios de evolução da Cordilheira Andina.

#### *Depósitos Quaternários*

São depósitos pleistocênicos e holocênicos recorrentes, e seus diversos pulsos refletem a atuação de fatores exógenos (variações climáticas e movimentos eustáticos associados) combinados com fatores endógenos (neotectônicos).

Estão representados por terraços aluviais associados aos sistemas fluviais atuais que drenam em direção ao litoral, os quais, ao penetrarem na planície costeira, interagem com as oscilações marinhas constituído pelos depósitos de mangues; pelos depósitos praiiais incluindo os *beachrocks* e areias propriamente ditas, e pelos depósitos eólicos que ocorrem sob a forma de dunas móveis e fixas, ao longo do litoral.

### **2.3 - A Evolução Tectônica Cenozóica**

#### *A Região de João Câmara*

As primeiras notícias acerca da sismicidade na região de João Câmara remontam a 1950, com pulsos esporádicos e magnitudes aparentemente irrelevantes (Torres 1994). A partir de agosto de 1986, esta área sofreu uma série de sismos, cujo maior evento atingiu magnitude  $m_b = 5,1$  no dia 30/11/86. A liberação de energia por este fenômeno causou rachaduras em inúmeras casas e edificações, algumas delas com danos irrecuperáveis, colocando em pânico a população daquele município.

Em conseqüência, diversos estudos foram efetuados, iniciando pelo monitoramento local através da Estação Sismológica da Universidade de Brasília e do Grupo de Sismologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte. No período entre agosto/86 a setembro/96, foram

registrados 53.426 sismos, tendo o segundo maior ocorrido em 10/03/1989 com magnitude  $m_b = 5,0$ . Estes fatos concorrem para que esta região configure-se como o mais importante sítio de atividade sísmica do território brasileiro.

Seus epicentros estão, na grande maioria, concentrados em uma faixa de aproximadamente 30 km de comprimento, de direção N40°E e largura máxima em torno de 4 km, localizada 5 km a leste da cidade de João Câmara. Os estudos de monitoramento indicam que os hipocentros variam de 1 km a 10 km de profundidade, estando situados geologicamente no domínio do Complexo Gnáissico-Migmatítico, ocorrendo tanto na área de afloramentos deste como também abaixo dos sedimentos da Bacia Potiguar, onde foram detectados os sismos de maiores profundidades (Figuras 2.4 e 2.5).

Esta atividade sísmica contínua, aliada às magnitudes alcançadas e à forma como ela se apresenta, tem despertado o interesse de vários pesquisadores (Assumpção 1987, Ferreira *et al.* 1987, Gallardo e Perez 1988, Sophia e Assumpção 1989, Takeya *et al.* 1989, Takeya 1992, Torres 1994).

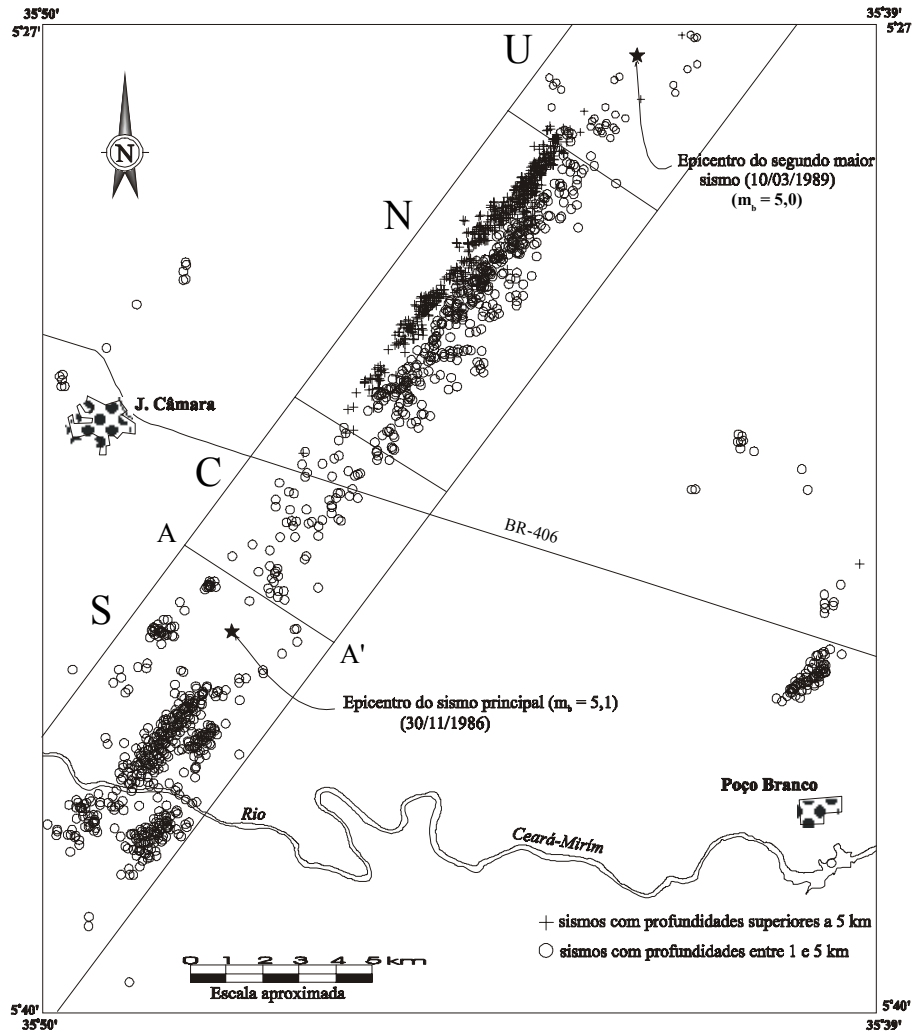
Segundo Assumpção (1987), a solução de mecanismo focal composto, posteriormente confirmada por Sophia e Assumpção (1989), entre outros, indica que os abalos estão ocorrendo ao longo de uma falha com direção N40°E e forte mergulho para NW, com movimento transcorrente dextral e pequena componente extensional, cognominada de *Falha de Samambaia*. Com base no extenso banco de dados sismológicos do Nordeste, estes autores interpretaram um campo de tensões com compressão de direção E-W e extensão N-S.

O modelo de Gallardo e Perez (1988) baseia-se em um campo de tensões do tipo transcorrente-extensional ( $\sigma_1 = \sigma_2$ ) com extensão em torno de NE-SW. Os falhamentos E-W e ENE interpretados por estes autores foram considerados como os principais gerenciadores da evolução sismotectônica atual. Deste modo, constituiriam dispositivos sob a forma de cunhas, e as tensões desenvolvidas em suas partes mais internas seriam as responsáveis pela sismicidade.

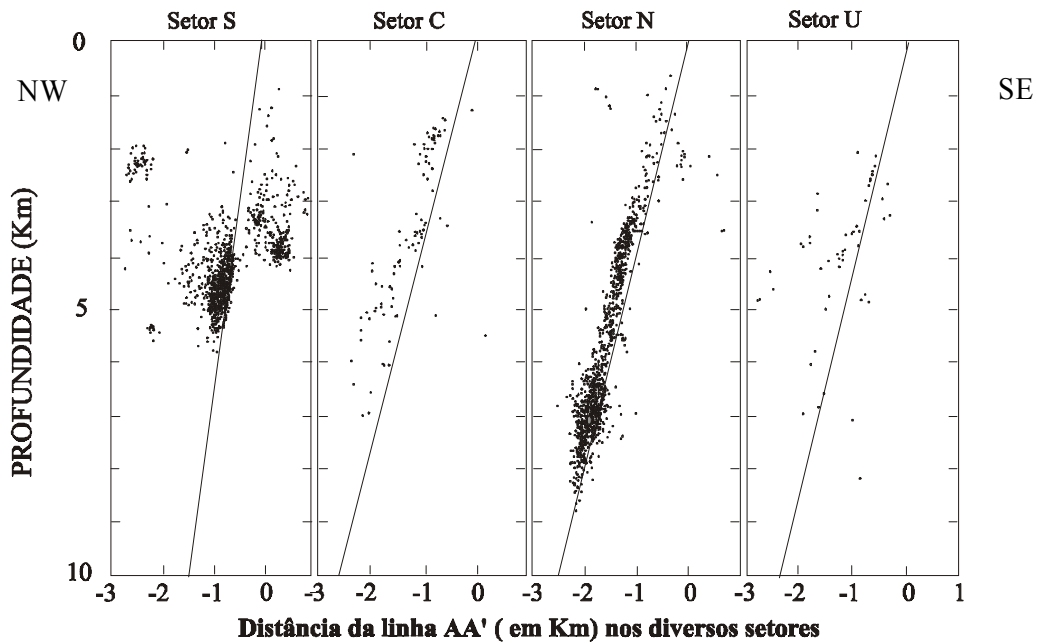
Torres *et al.* (1990) e Torres (1994) em trabalhos de cunho regional, concordam com o modelo de Gallardo e Perez (1988), defendendo um sistema de falhas tipo Riedel, em que os pares principais seriam o Lineamento Fernando de Noronha e o Lineamento Lages. A sismicidade de João Câmara, e possivelmente de toda a região Nordeste do Brasil, corresponderia a fraturamentos de compartimentos locais, limitados pelas estruturas ativas E-W e em torno de N-S funcionando de modo assísmico, com rupturas sísmicas de direção predominantemente N40°E (Torres 1994).

Para Coriolano *et al.* (1999), a atividade sísmica de João Câmara, com direção NE, é independente do padrão de foliações dúcteis, de direção N10°-20°E, fotointerpretadas no local. Estes autores registraram a coincidência do limite leste da zona de sismos com um lineamento





**Figura 2.4** - Mapa epicentral da região de João Câmara (RN). Setores S, C, N e U, são blocos de seções onde foram realizados perfis perpendiculares a direção dos epicentros, para se mostrar o comportamento dos hipocentros em profundidade. Ver figura 2.5( Modificado de Takeya(1996).



**Figura 2.5** - Perfis dos hipocentros em profundidade, perpendiculares a direção dos epicentros. Relativo aos eventos indicados nos setores da figura 2.4 (Modificado de Takeya 1966).

marcado por veios de quartzo, representando a expressão de uma falha preexistente em superfície. Restrita à sua atual localização, a Falha Sísmica de Samambaia (FSS) constitui uma estrutura superimposta à trama dúctil do embasamento, mas com possível controle por uma linha de fraqueza antiga.

O fato de nenhuma estrutura contínua, coincidente com a direção da faixa de sismos de João Câmara, ter sido percebida nas imagens e fotos aéreas, pelos autores previamente citados, levou-os às mais diversas especulações sobre este fenômeno sismológico. As hipóteses, variam desde tratar-se de uma falha (ou falhas) antiga reativada, ainda *cega* (Sophia & Assumpção 1989), à proposta de falhas de direção em torno de N40°E em processo de formação neste sítio (Torres 1994).

### *A Região de São Rafael*

De acordo com Ferreira (1997), a atividade sísmica de São Rafael constitui um exemplo clássico de sismicidade induzida. Esta estaria sendo causada pelo reservatório da Barragem Armando Ribeiro Gonçalves, concluída em 1983 e cuja capacidade máxima foi alcançada em 1985.

Antes da construção da barragem, pelo menos dois eventos sísmicos foram sentidos na região. A 8 de agosto de 1808, de magnitude estimada em 4,8  $m_b$ , por Ferreira e Assumpção (1983), que foi sentido na cidade de Açú, 10 km ao norte da parede da barragem, e em 1930, de intensidade IV-V MM, também na cidade de Açú (Ferreira 1997). Segundo este autor, não há evidências da ocorrência de sismos na região, de 1930 até a construção da barragem.

Entretanto, o monitoramento do açude por parte do DFTE/UFRN somente foi iniciado em agosto de 1987 e, logo nos primeiros meses, verificou-se que estavam ocorrendo sismos nas proximidades da cidade de São Rafael. De dezembro de 1987 a dezembro de 1996, mais de 40 eventos de magnitude  $m_b$  acima de 1,7 foram sentidos pela população dessa cidade (Figura 2.6). Os maiores eventos ocorreram em 13 de junho de 1990 (magnitude 2,6  $m_b$ ) e em agosto de 1994 (magnitude 2,8). Os eventos registrados variam de 0,5 km a 4 km de profundidade sendo que a maioria tem profundidade menor que 2 km (Ferreira 1997). As soluções de mecanismo focal compostas encontradas por esse autor, indicam que a atividade sísmica nessa região ocorre principalmente por falhamentos transcorrentes dextrais, em falhas de direção NE-SW, subverticais. Os que ocorrem imediatamente a SW de São Rafael, estariam relacionados com uma linha de ruptura de direção NE-SW, fotointerpretada por Fortes (1987).

Nascimento (1997), indica que a morfologia da falha sísmica é controlada por essas fraturas NE-SW, muito embora admita, que em expedições de campo realizada na região tais feições não tiveram expressão em superfície.

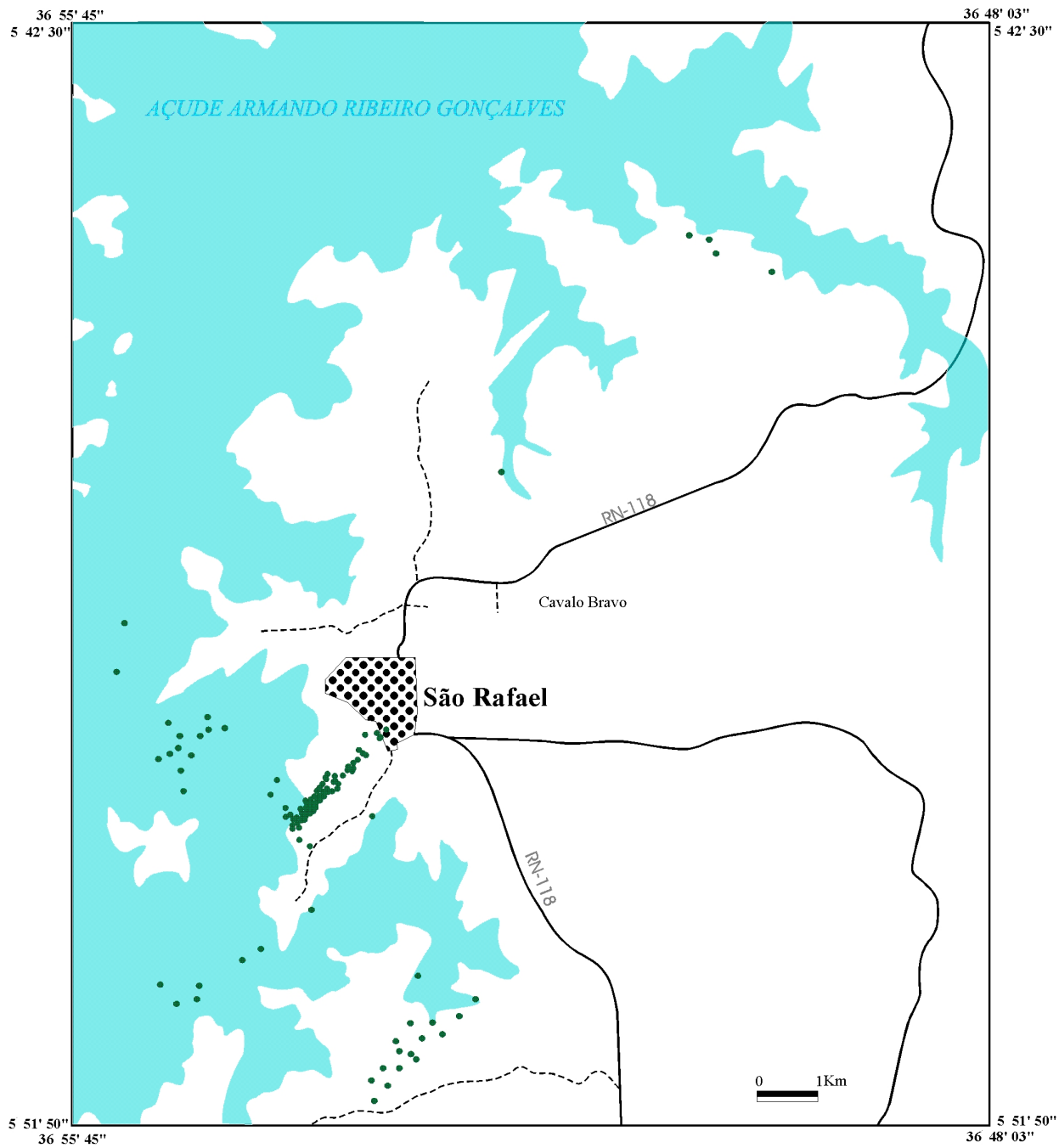


Figura 2.6 - Mapa das atividades sísmicas da área de São Rafael. (•) epicentros.

### CAPÍTULO 3

## EXPRESSÃO DA FALHA SÍSMICA DE SAMAMBAIA NO CONTEXTO MORFOTECTÔNICO DA REGIÃO DE JOÃO CÂMARA (RN)

### 3.1 - Arcabouço Geológico

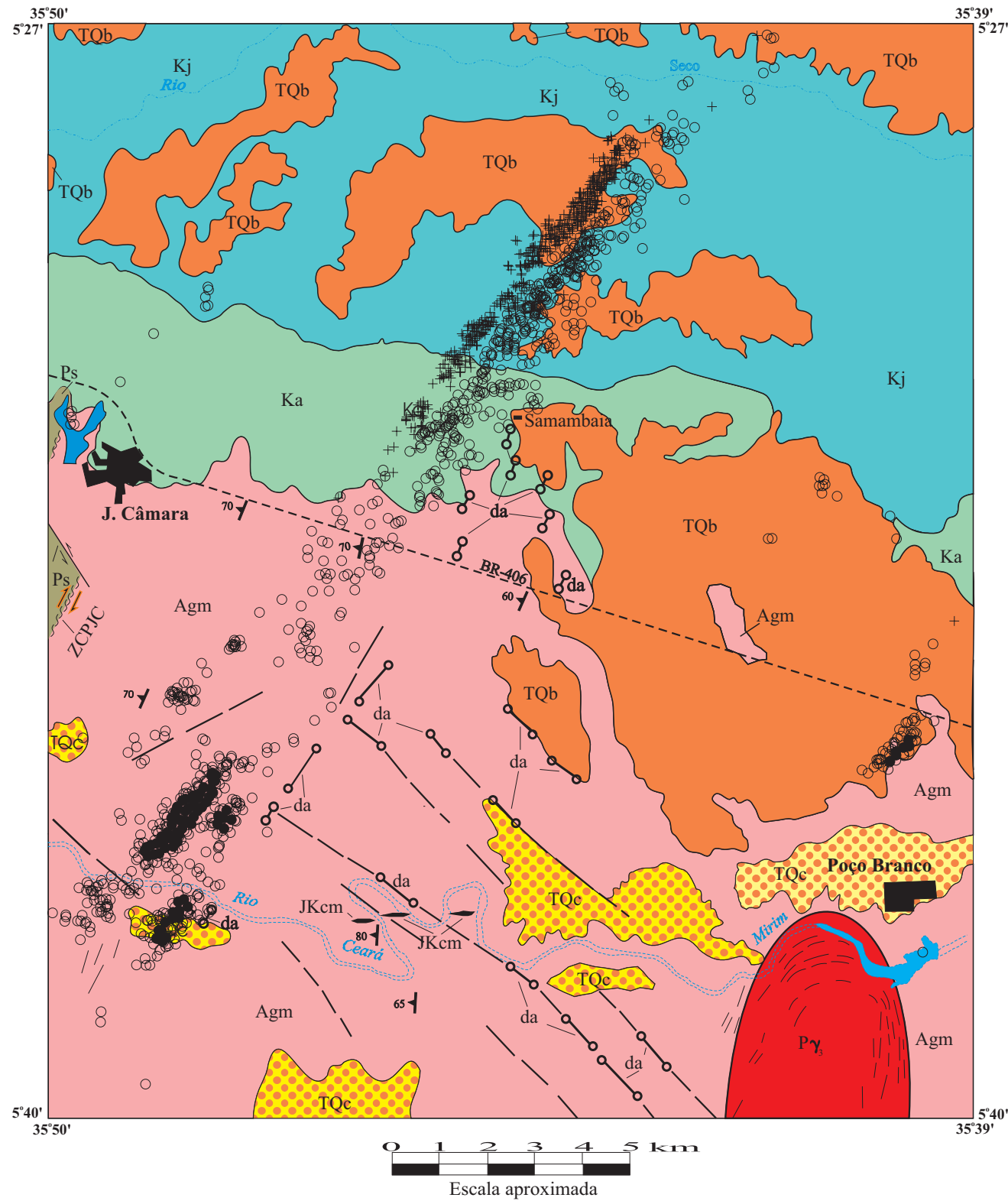
Geologicamente a área é representada por rochas cristalofílicas e sedimentares (Figura 3.1). As rochas mais antigas pertencem ao Complexo Gnáissico-Migmatítico, de idade Arqueana, que faz parte do Maciço São José de Campestre (Brito Neves 1983). Predominam ortognaisses tonalíticos a graníticos, migmatizados, milonitizados quando próximos às zonas de cisalhamento. Localmente são interfoliados com uma seqüência metavulcanosedimentar composta de biotita paragnaisses e ortoanfibolitos. Em contato alóctone, com esta unidade, através da Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara (ZCPJC), encontram-se os micaxistos da Formação Seridó, de idade Neoproterozóica, que afloram na área numa pequena porção a NW e SW de João Câmara. Litologicamente são formados por biotitaxistos e granada-biotitaxistos, podendo ocorrer também sillimanita estauroлита e cordierita (Amaral 1990, Coriolano 1998).

Rochas plutônicas ocorrem intrudidas nos micaxistos da Formação Seridó e nos migmatitos do embasamento. Fazem parte da suíte de granitóides brasileiros, de idade Neoproterozóica, denominados granitóides G<sub>3</sub> (Jardim de Sá 1994).

Diques ácidos compostos por quartzo e calcedônia, que chegam a alcançar cerca de 800m de comprimento por 100 m de largura, destacando-se na paisagem arrasada, cruzam as rochas do embasamento nas direções NW e NNE. Foram observados apenas na porção a leste da faixa dos sismos. Coriolano (1998) atribui a esses diques uma idade Cambriana (tardi a pós-brasiliana) ou Juro-Cretácica.

Diques de diabásio de direção aproximadamente E-W, provavelmente pertencentes ao magmatismo Rio Ceará-Mirim, de idade Juro-Cretácica, foram cartografados no decorrer deste trabalho nas margens do rio homônimo.

Sobrepostos às rochas cristalofílicas, repousam discordantemente os litótipos da Bacia Potiguar, representada pelas Formações Açú (arenitos, que na área se encontram alterados e intemperizados) e os calcários da Formação Jandaíra. Depósitos terciário-quadernários da Formação Barreiras são observados, tanto sobre o embasamento como sobre os sedimentos da Bacia Potiguar. São constituídos por arenitos argilosos pouco consolidados, por vezes com capas lateríticas, principalmente quando sobrepostos aos calcários da Formação Jandaíra. Paleoterra-



COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA

QUATERNÁRIO	TQc	Paleocascalheiras: paraconglomerados, provavelmente antigos terraços do Rio Ceará-Mirim
TERCIÁRIO	TQb	Formação Barreiras: arenitos associados a sistemas fluviais
CRETÁCEO	Kj	Formação Jandaira: calcários algálicos de plataforma marinha rasa
	Ka	Formação Açú: arenitos associados a sistemas fluviais
JURÁSSICO	JKcm	Magmatismo Rio Ceará-Mirim: diques de diabásio e basaltos
NEO a	da	diques ácidos compostos de quartzo e calcedônia
MESOPROTEROZOÍCO ?	Py <sub>3</sub>	Suite de granitóides porfíricos grossos a médios, com biotita ± anfibólios
	Ps	Grupo Seridó (Formação Seridó): Biotitaxistos granatíferos com estauroлита, andaluzita, cordierita e silimanita, em parte feldspatizados
ARQUEANO	Agm	Complexo Gnáissico-migmatítico: predomínio de ortognaisses tonalíticos e graníticos migmatizados, localmente interfoliados com biotita paragneisses e ortoanfíbolitos

- /// Traço de foliação
- Fraturas
- 70↙ Atitude de foliação S<sub>3</sub>
- {} ZCJC - Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara
- + Sismos com profundidades superiores a 5 km
- Sismos com profundidades entre 1 e 5 km

Figura 3.1 - Mapa Geológico da região de João Câmara. (modificado de Amaral, 1990)

ços, considerados por Amaral (1990) como associados ao do Rio Ceará-Mirim, ocorrem próximo e acompanhando seu curso.

O arcabouço geológico Précambriano, foi fortemente marcado pela Orogênese Brasileira ( $D_3$ ), que retrabalhou as estruturas formadas nas fases anteriores. Este evento, é responsável pela estruturação final da região, gerando a foliação  $S_3$ , que na área apresenta uma direção geral  $N10^\circ-20^\circ E$ , com mergulho forte ( $70^\circ$  a  $80^\circ$ ) sempre para W.

### 3.2 - Análise da drenagem

Os estudos relacionados com as drenagens fluviais sempre possuíram função relevante para as ciências naturais e a análise da rede hidrográfica pode levar à compreensão e à elucidação de numerosas questões, principalmente de cunho geomorfológico, pois os cursos de água constituem processo morfogenético dos mais ativos na esculturação da paisagem terrestre (Christofolletti 1981).

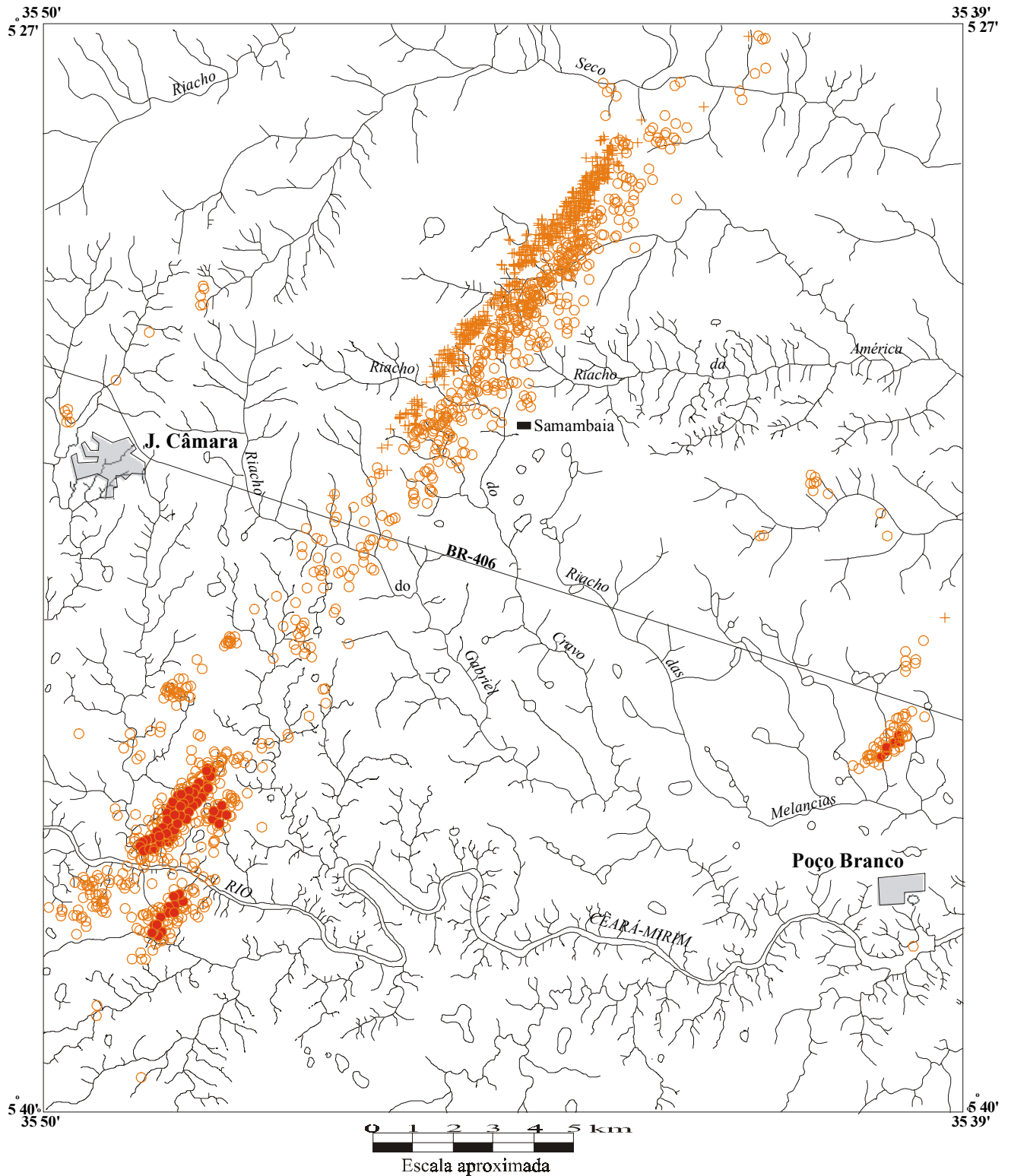
Os cursos de água desta região pertencem à bacia hidrográfica do Rio Ceará-Mirim, o qual secciona a área em sua porção meridional, de W para E em direção à costa atlântica oriental. No seu curso médio, como ocorre na área em estudo, tem um caráter de rio intermitente, alimentando-se com água proveniente das chuvas nos meses de fevereiro e março. Em seu baixo curso, a partir da cidade de Poço Branco, torna-se perene, sendo provido pelo Açude Poço Branco e por numerosas fontes provenientes de rochas sedimentares.

No âmbito geral, os tipos de drenagens características dos numerosos afluentes e riachos são o dendrítico e o dendrítico subparalelo, com densidade média a baixa, que variam de acordo com as litologias e estruturas, em especial o grau de fraturamento das rochas (Figura 3.2).

Numa análise geral do mapa de drenagem, observa-se que, a leste da faixa de epicentros a drenagem é mais densa, sugerindo a existência de dois blocos distintos. Como no bloco leste os percursos das drenagens para uma mesma distância linear são mais curtos, é válido supor que neste bloco o gradiente topográfico geral aumentou.

Embora a drenagem seja controlada, em sua maioria, pelas fraturas, só se observa boa concordância entre elas, na cartografia, em alguns locais como em partes dos riachos do Gabriel, do Cravo e a norte do Riacho da América. Isto se deve ao fato de que, quando se cartografa o fraturamento de uma região através de imagens, traça-se baseado no conjunto, que é o perceptível. Na realidade, os grandes fraturamentos são formados por agrupamento de pequenas linhas de ruptura, ou juntas, interligadas ou não, dispostas em várias direções não necessariamente coincidentes com a direção geral do plano de fratura.

Na parte norte da região estudada, domínio da Bacia Potiguar, os cursos de água apresentam uma direção de escoamento no geral para leste, indo desaguar no Rio Ceará-Mirim, fora da área.



**Figura 3.2** - Mapa de drenagem da área de João Câmara. A partir de fotos aéreas escala 1:70.000 (1969).

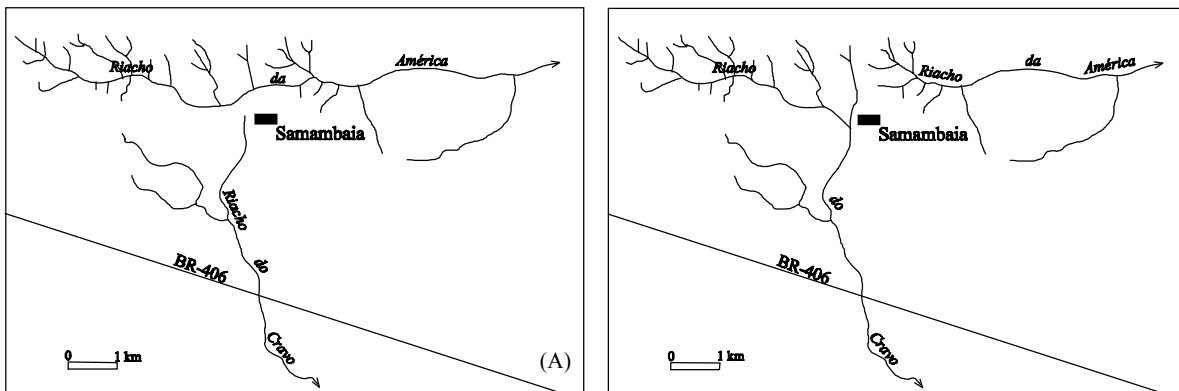
- - sismos com profundidade entre 1 e 5 km
- ⊕ - sismos com profundidade superiores a 5 km

A porção dominada pelos calcários da Formação Jandaíra apresenta uma densidade de drenagem baixa e com fraca assimetria. Devido ao intenso fraturamento que essas rochas sofreram, as mesmas apresentam um intenso relevo cárstico associado a uma alta permeabilidade, responsável pela baixa densidade da drenagem.

Na faixa do arenito Açú, a oeste da linha dos epicentros, a drenagem é mais rarefeita, com os riachos tendendo em geral para sul, apresentando formas semelhantes a galhos abertos, com os ramos de menor ordem distanciados uniformemente. Na parte leste, na região de Samambaia, notadamente no Riacho da América, ocorre um padrão dendrítico mais denso, com seus afluentes recurvados devido a estarem condicionados ao relevo do vale que se abre no sentido leste. Este bloco sofre uma erosão maior que o bloco oeste, mesmo que os cursos d'água estejam cortando a mesma litologia, que é o Arenito Açú.

No embasamento cristalino, a sul da cidade de João Câmara, a drenagem flui para sul em direção ao Rio Ceará-Mirim. Possui densidade média, tropia unidirecional nas cabeceiras e bidirecional ao se aproximar do rio, mostrando que neste local os cursos de água sofrem influência de fraturamentos de direção  $105^\circ$  Az. A noroeste de Poço Branco, ela possui densidade baixa, angularidade média, fluindo para sudeste em direção ao Rio Ceará-Mirim.

Os riachos nas unidades sedimentares apresentam uma tendência a escoarem para leste. Isto acontece também com o Riacho do Cravo, que na sua cabeceira (a oeste de Samambaia), flui nitidamente para leste. No entanto, ao alcançar a região de Samambaia, ele inflete bruscamente para sul. Muito embora, não tenhamos evidência de campo, podemos sugerir, que este curso de água anteriormente fazia parte do Riacho da América e que foi posteriormente capturado pelo riacho do Cravo (Figuras 3.3 a e b). O local onde ocorreu a captura coincide exatamente com a linha de epicentros e é bastante plausível supor que esta captura foi provocada por um soerguimento do bloco à direita da faixa de epicentros.



**Figura 3.3** - Numa época pretérita o riacho da América incorporava a cabeceira do Riacho do Cravo (A) e seguia para leste. Posteriormente houve a captura e o riacho do Cravo infletiu para sul (B). O bloco onde está situada Samambaia deve ter soerguido.

Os trechos iniciais dos riachos do Cravo e do Gabriel, a oeste da faixa de epicentros, mostram formas recurvadas e, a leste dela, tomam uma direção quase paralela, denotando uma modificação no comportamento da superfície topográfica na área afetada pelo enxames de sismos (Figura 3.2).



Anomalia de drenagem ou efeito na drenagem pela tectônica também é observada no Riacho das Melancias, logo a norte da cidade de Poço Branco. Observa-se que ele só tem afluentes em sua margem norte, que drenam todos para o sul. Isto sugere um soerguimento da sua margem sul.

Para finalizar, poderíamos acrescentar mais algumas observações que, muito embora de forma redundante, se revestem da maior importância. O riacho do Cravo flui em seu início para leste. Ao alcançar Samambaia, inflete bruscamente para sul. A sul desta localidade, seus afluentes, vêm sempre de oeste, não se observando afluentes na margem leste, evidenciando que na porção leste houve um soerguimento do bloco leste em relação ao bloco oeste. Esta é uma das melhores anomalias de drenagem associada aos sismos. Se pressupormos que a hidrografia superficial se estabeleceu em um passado recente, então este foi um soerguimento neotectônico. Se não, o clima úmido do Terciário, acarretando intenso intemperismo químico, teria obliterado este fato, que é uma pista crucial na prova de que a zona de sismos, designada Falha Sísmica de Samambaia (FSS), tem evidência na superfície.

Levando em consideração a distribuição das anomalias de drenagem, densidade de drenagem, e sinais de captura, sugere-se a existência de dois blocos distintos, separados pela linha de sismos da FSS.

### **3.3 - Análise de Relevo**

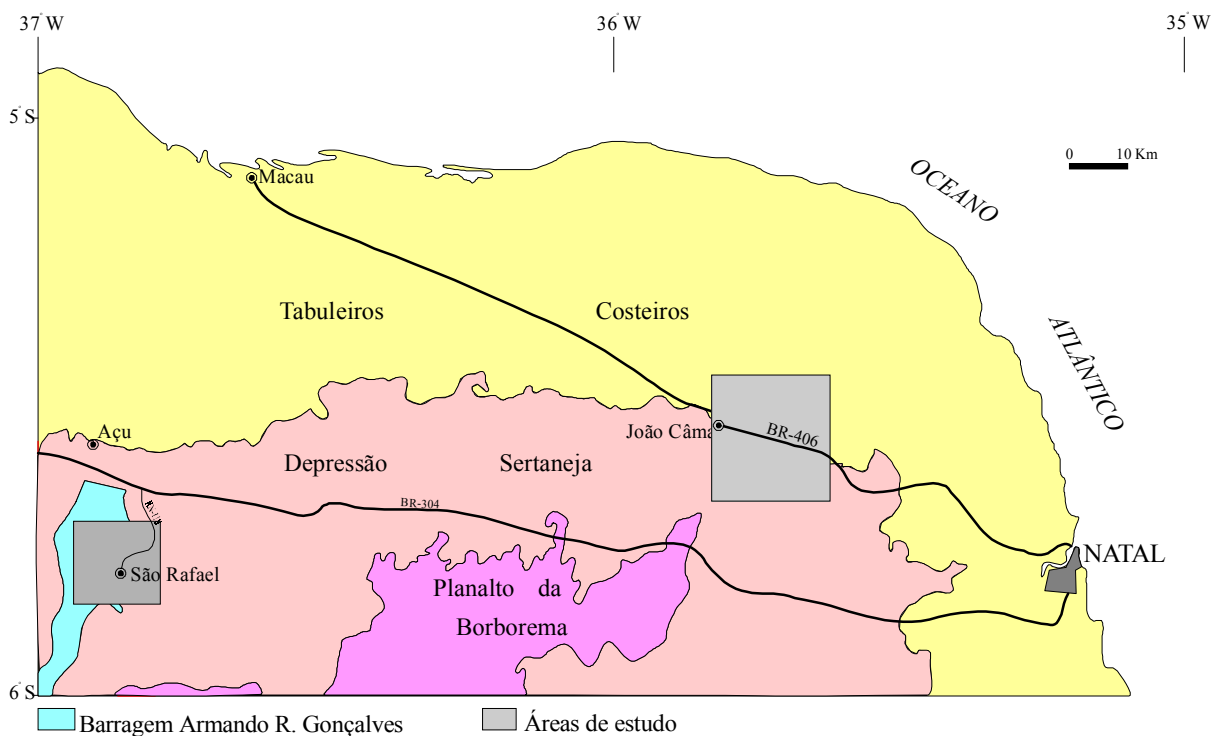
Dentre muitos fatores que condicionam a morfologia de uma área, devem ser levadas em consideração as condições geológicas endógenas a que é submetida a porção superior da crosta terrestre. Os agentes exógenos que favorecem o intemperismo, em associação às condições dinâmicas internas, determinam o maior ou menor grau de dissecação de uma área. Isto tudo somado aos constantes movimentos verticais condicionados pela isostasia ou epirogênese, e outros atributos (tais como a tectônica horizontal), controlam a evolução de um determinado relevo.

Muitos pesquisadores (*e.g.* Vandenberghe 1990; Summerfield 1991 e outros) defendem que as evidências da evolução do relevo são marcadas por elementos como a rede de drenagem e as feições estruturais (falhas, soerguimento), principalmente se essas modificações na paisagem têm caráter recente. Os elementos estruturais de uma determinada região organizam-se segundo normas ditadas pelos campos de tensões atuantes quando de sua formação, estejam eles ordenados segundo um padrão geométrico bem definido ou em uma distribuição espacial aparentemente caótica (Milani 1990). Estas evidências devem ser estudadas de forma integrada com outras ferramentas ou métodos de investigação, visando definir estruturas (principalmente frágeis) correlacionadas aos depósitos recentes.

A análise das formas leva ao estabelecimento dos processos que por ventura atuaram, fornecendo conhecimento sobre os aspectos e a dinâmica da topografia atual, sob as diversas condições climáticas, o que possibilitará compreender as formas esculpidas pelas forças destrutivas e as originadas nos ambientes deposicionais.

Salim *et al.* (1973), estudando a geomorfologia do estado do Rio Grande do Norte, identificaram três elementos morfológicos: a superfície das chapadas e serras altas, desenvolvidas no Terciário inferior a médio; a superfície geral da região, plana sobre sedimentos e onduladas sobre rochas cristalinas, elaborada no Plio-Pleistoceno; e os vales fluviais embutidos na superfície geral, formando três níveis de terraços durante as épocas glaciais pleistocênicas. Correlacionaram respectivamente estes níveis com as superfícies Sul-Americana, Velhas e o Ciclo Paraguaçu, identificadas por King (1956), e com o Pd<sub>2</sub>, o Pd<sub>1</sub> e o P<sub>2</sub> e P<sub>1</sub>, caracterizados por Bigarella e Andrade (1964).

Prates *et al.* (1981), a partir da análise das feições geomorfológicas, dos traços gerais da evolução da região e seu posicionamento altimétrico, subdividiu a região nordestina oriental, em planaltos, depressões e tabuleiros costeiros (Figura 3.4).



**Figura 3.4** - Mapa geomorfológico simplificado (Modificado de Prates *et al.* 1981).

De acordo com a divisão de Prates *et al.* (1981), na área de João Câmara são reconhecidas duas unidades geomorfológicas. A Depressão Sertaneja domina a porção meridional, onde predominam as rochas cristalinas. Os tabuleiros costeiros são representados por rochas

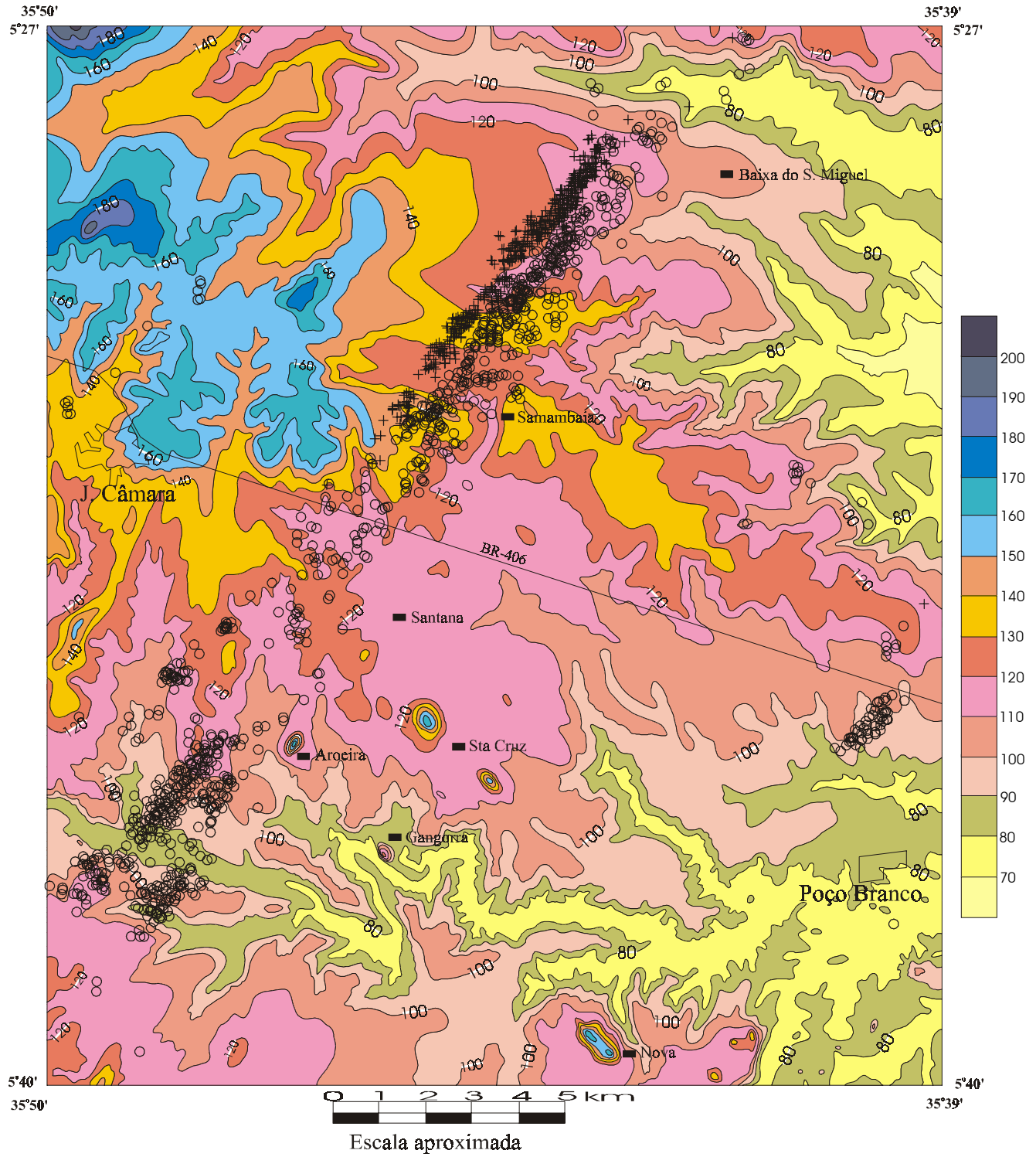
sedimentares da Formação Barreiras e da Bacia Potiguar. Apresentam um declive no geral para leste e sudeste.

A porção dominada pela Formação Jandaíra, norte da área, mostra-se bem definida como uma superfície plana conservada sobre os calcários. As curvas de nível mostram-se simetricamente distribuídas, denotando o caráter retilíneo das vertentes. Na região de dominância do arenito Açú, notadamente a norte de João Câmara, o relevo é nitidamente influenciado pela erosão pluvial. Como esses arenitos se encontram bastante intemperizados, os pequenos cursos de água estabeleceram colinas isoladas com topos arredondados, observando-se um grau de dissecação maior na região de Samambaia, notadamente a leste da zona dos epicentros. Sobre os sedimentos da Formação Barreiras, o relevo perde o aspecto uniforme, sendo dissecada em interflúvios (Figura 3.5).

Na porção da área pertencente à Depressão Sertaneja, o relevo se mostra suavemente ondulado. Formas de aplainamento apresentam-se rampeadas e dissecadas fracamente, com exceção das margens do Rio Ceará-Mirim onde, as encostas são mais abruptas. A sul de João Câmara, os vales e os cumes tomam a direção SSW e seu direcionamento mostra paralelismo com a Zona de Cisalhamento Picuí- João Câmara (ZCPJC).

As formas residuais de relevo, mais salientes na área, são os diques ácidos, de direção NW e NNE. Como são compostos predominantemente por sílica (quartzo + calcedônia) ficaram preservados das intempéries e atualmente despontam sobressaindo-se na paisagem intensamente pediplanizada (Figura 3.6a e 3.6b). Cinco corpos se destacam nos mapas topográficos, sendo quatro de direção NW nas localidades de Santa Cruz, Gangorra e Nova, e um de direção NNE na localidade de Aroeira (Figura 3.5). No entanto, a feição linear mais pronunciada ocorre exatamente paralela e contígua à faixa de epicentros. Este alinhamento é de suma importância pois estabelece uma fronteira entre duas porções de relevo distintos. Nota-se, igualmente, alinhamentos de relevo na direção N60°E e, menos freqüentemente, nas direções aproximadamente N30°W e N50°W, associados aos fraturamentos nessas direções (Figura 3.7).

Analisando as Figuras 3.5 e 3.7, é nítida a diferença de relevo entre os blocos a W e E da faixa de epicentros nas regiões de Samambaia, Santana e Baixa do S. Miguel, se compararmos ambos os lados da faixa. Notadamente nas cercanias de Samambaia, na porção oeste o relevo é colinoso, com curvas de nível mais curvilíneas e pequenos vales. No bloco leste o relevo é bem mais arrasado, evidenciado pela maior distância entre as curvas e pelos vales mais abertos.



**Figura 3.5** - Mapa de curvas de nível. Equidistância entre as curvas de 10 metros. Obtido a partir de foto aéreas, escala 1:70.000 (1969), utilizando-se barra de paralaxe.

- - Sismos com profundidades entre 1 e 5 km
- + - Sismos com profundidades superiores a 5 km



**Figura 3.6a** – Serrotes alinhados destacando-se na paisagem de relevo arrasado. São diques de quartzo cortando as rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico, próximo a Fazenda Santana. Foto gentilmente cedida por Coriolano (1998).



**Figura 3.6b** - Aspecto ruiforme dos diques de quartzo. Esse aspecto é produzido pelo intenso grau de fraturamento que eles apresentam. Afloramento AA29, às margens do Rio Ceará-Mirim.

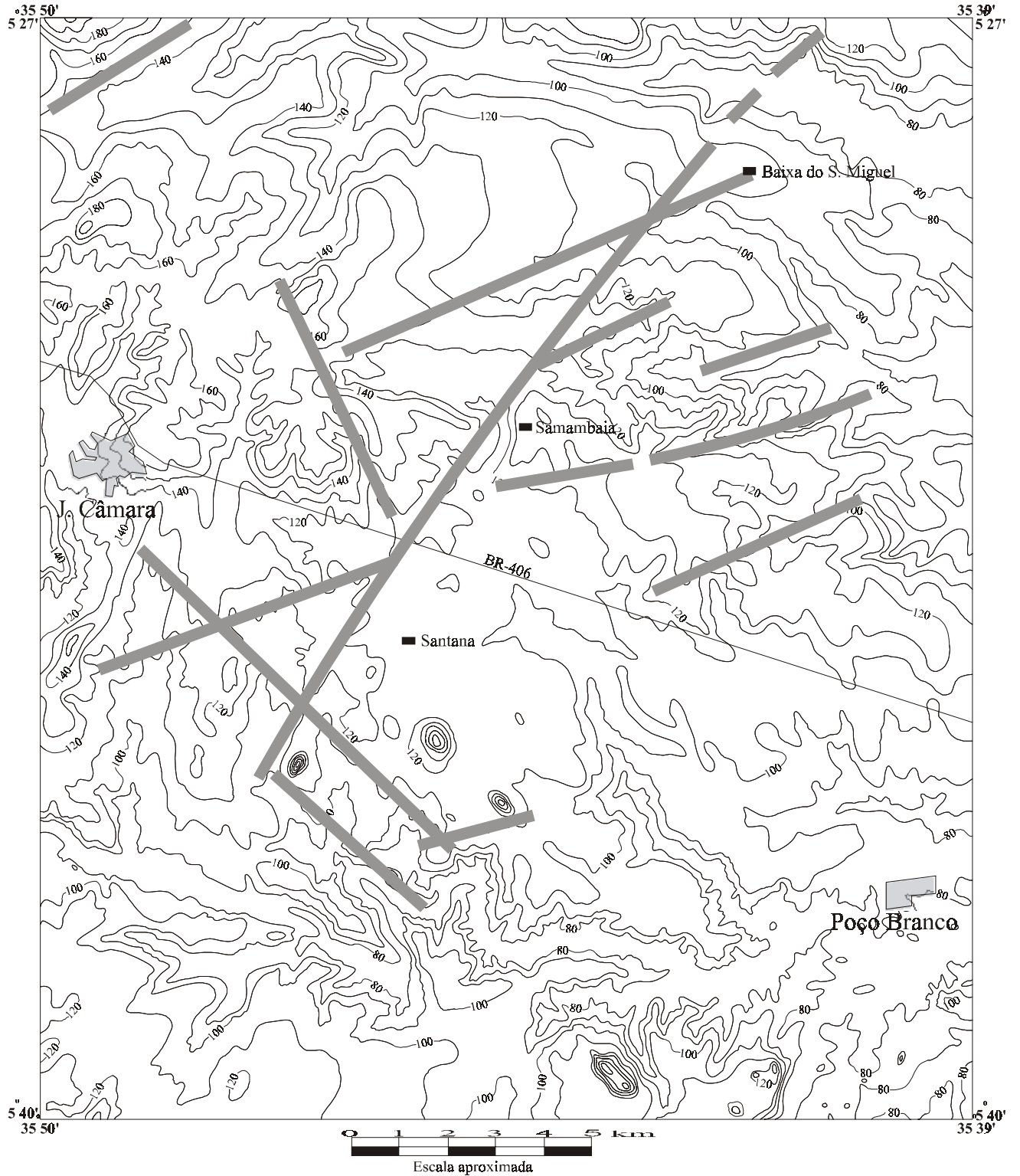


Figura 3.7 - Mapa de curvas de nível. Equidistância entre as curvas de 10 metros, destacando os principais alinhamentos de relevo.

▬ - Alinhamento de relevo.

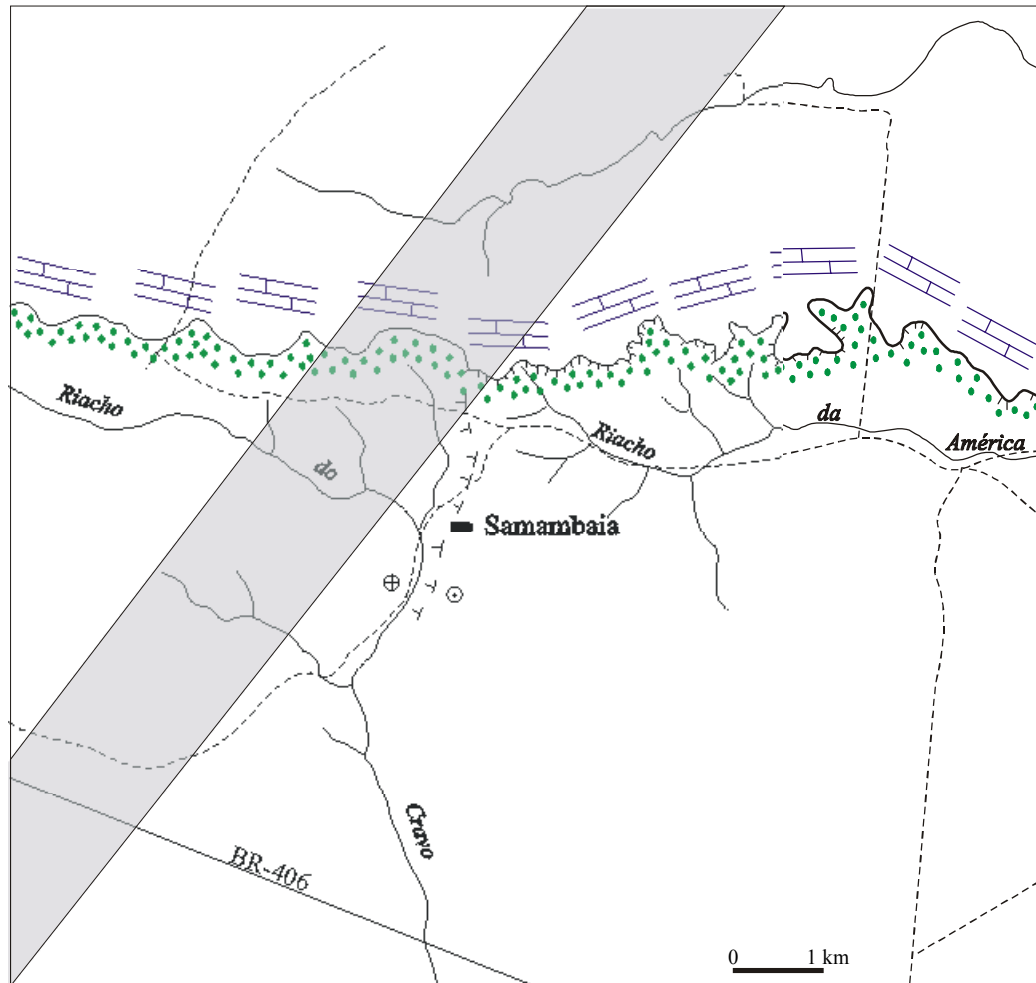
Considerando que alinhamentos e diferenças de morfologia, quando desenvolvidos em litologias análogas, caracterizam feições estruturais relevantes, é lícito supor que esta é uma das evidências da influência dos episódios sísmicos desta região a nível da superfície do terreno, e que houve e continua havendo, ainda que a uma taxa ínfima, movimento relativo entre os blocos leste e oeste da Falha de Samambaia.

Uma boa evidência dessa movimentação e de que o bloco leste está em processo de soerguimento é que, neste bloco, o contato entre a Formação Jandaíra e a Formação Açú é evidenciado por uma linha de escarpa de erosão (Figura 3.8), enquanto no bloco oeste não se observa escarpa. Levando-se em conta que o soerguimento aumenta o poder de agentes de erosão como a água, enquanto a subsidência reduz, este soerguimento acarretou uma mudança no nível de base de maneira que o bloco leste experimentou aceleração na erosão. Tal fato é também observado pelas sinuosidades das curvas de nível. Esta evidência, vislumbrada no mapa de curvas de nível, nos permitiu notar as mínimas diferenças entre os graus de dissecação e as formas de relevo entre os dois blocos (Figura 3.5).









O fato de que não só os alinhamentos de relevo, como também as formas de relevo e o grau de dissecação, que atestam a movimentação da Falha de Samambaia, serem mais perceptíveis em alguns locais que em outros, ao longo da zona de sismos, pode ser causado pela movimentação diferenciada. Alguns segmentos da falha se movimentariam mais e poderia haver ainda variação de cinemática ao longo da mesma.

Desde o fim do Terciário, os continentes sofrem o efeito de uma fase de soerguimento generalizado e episódico, alimentando o sistema geomorfológico em energia potencial. Em muitos locais este soerguimento é diferencial, produzindo formas de relevo e de drenagem diferentes sobre áreas com as mesmas propriedades litológicas e estruturais, ou ainda, reduzindo o gradiente de drenagem, elevando o suprimento detrítico e criando extensas planícies aluviais.

Estudos discutindo os processos que condicionaram o soerguimento do nordeste do Brasil datam de Barbosa (1966 *in* Gomes *et al.* 1981). Este autor denominou de “Antéclise da Borborema” uma feição morfo-escultural alçada no nordeste do Escudo Brasileiro, cuja origem estaria correlacionada ao arqueamento epirogenético (movimentação positiva) deste elemento, em relação às áreas circundantes. No entanto, este arqueamento não deve ser constante nem homogêneo, principalmente devido à anisotropia, diferenças litológicas e densidade das rochas, as quais respondem cada uma à sua maneira, aos esforços a que estão sendo submetidas. Tal movimentação é diferenciada, o que faz com que as energias liberadas nos cheguem na forma de enxames de sismos irregularmente distribuídos.



**Figura. 3.8** - Anomalia de relevo. À esquerda da faixa de sismos, o contato entre a Formação Jandaíra e a Formação Açú é através de escarpa de erosão, indicando uma mudança no nível de base, com relação a porção a direita da faixa. Esta mudança sugere um soerguimento do bloco a leste da faixa.

- |   |                    |   |                      |  |                     |
|---|--------------------|---|----------------------|--|---------------------|
|  | Escarpa de erosão; |  | Quebra de relevo;    |  | Estrada carroçável; |
|  | Bloco que desceu;  |  | Bloco que subiu      |  | Formação Jandaíra   |
|  | Formação Açú;      |  | Faixa de epicentros. |  |                     |



### 3.4 -Análise tectônica

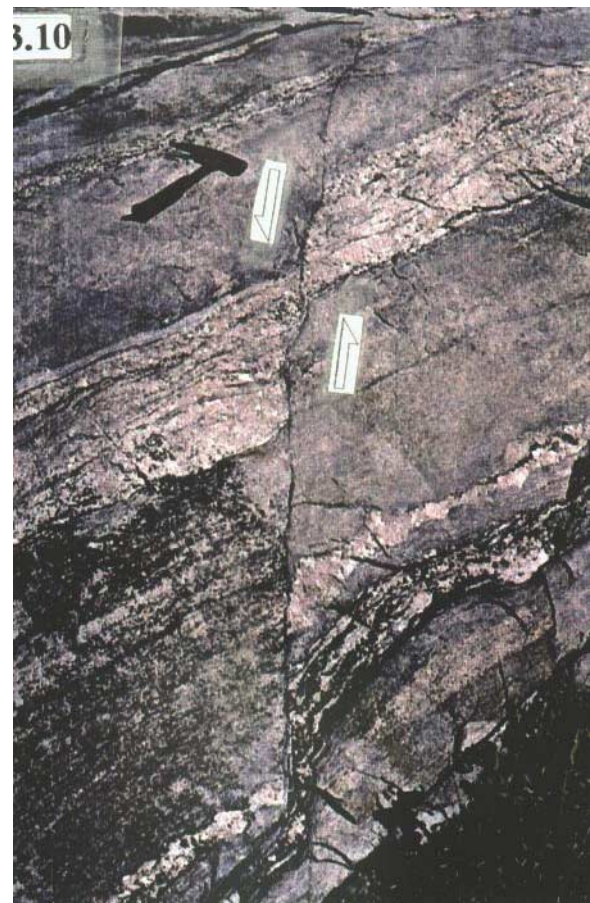
Na área em estudo são reconhecidos aspectos de estruturação de caráter dúctil, associado a metamorfismo (já comentadas anteriormente), com progressivo resfriamento e soerguimento, conduzindo a feições dúcteis-frágeis e frágeis.

*Estruturas dúcteis-frágeis e frágeis tardi-brasilianas.* A caracterização deste grupo de estruturas leva em conta feições de ductilidade parcial, tais como o arrasto da foliação pré-existente nos ortognaisses do Complexo Gnáissico-Migmatítico, injeções pegmatíticas ao longo de cisalhamentos ou de extensão (Figuras 3.9 e 3.10) e/ou preenchimento de fraturas por quartzo, sericita, epidoto ou clorita, freqüentemente desenvolvendo fibras com baixo *rake* (Figura 3.11).

As feições de comportamento dúctil-frágil, como zonas de cisalhamento transcorrentes conjugadas, são interpretadas como tendo sido geradas durante os estágios tardios do regime transcorrente D<sub>3</sub>, em níveis crustais mais rasos (Coriolano 1998). As indicações cinemáticas para essas estruturas são dadas por juntas de extensão, freqüentemente escalonadas e/ou sigmoidais, além de estruturas em dominó (Figuras 3.12 e 3.13). Todas essas feições implicam em condições de desenvolvimento na interface dos campos dúctil e frágil - fácies xisto verde ou fácies zeólito. A associação com o regime de esforços do Ciclo Brasileiro se torna clara com a observação de transições, num mesmo afloramento, entre essas estruturas e cisalhamentos semi-dúcteis preenchidos por aplitos ou pegmatitos (figuras 3.9, 3.10 e 3.11), todos com a mesma cinemática (Coriolano 1998). Essas estruturas são em geral subverticais.

*Veios ácidos silicosos.* Estes corpos destacam-se na paisagem arrasada e ocorrem apenas na porção a leste da faixa de sismos, constituindo morrotes isolados, alongados e alinhados nas direções aproximadamente N40°E e N45°W. Estes veios são constituídos por quartzo de granulometria que varia de fina a grossa e/ou calcedônia, encontrando-se bastante fraturados. Mesoscopicamente exibem múltiplas injeções de material quartzoso (de granulometria grossa e fina), formando estruturas do tipo *stockwork*, localmente cataclástico (Figuras 3.14 e 3.15).

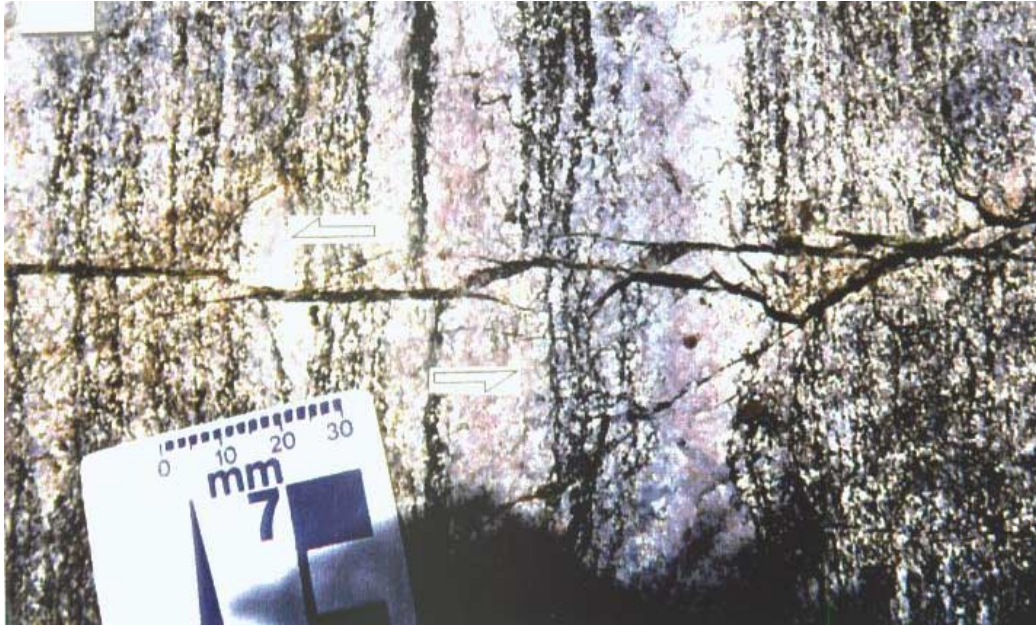
Três corpos de direção N40°E foram cartografados por Amaral (1990) e Coriolano (1998) a sul de Santana, dispostos paralelamente ao *trend* da zona sísmica e com mergulho forte para oeste. Fazendo uma relação entre o mergulho da falha sísmica e a profundidade dos sismos Coriolano (1998), sugere que a falha estaria aflorando a aproximadamente 1 km a leste da zona sísmica, levantando a hipótese de se poder interpretar estes diques como sendo a expressão em superfície de uma ruptura antiga, cuja reativação atual se expressa na Falha Sísmica de Samambaia (FSS).



**Figura 3.9** - Exemplo de regime dúctil-fragil tardi-D<sub>3</sub> no ortognaisse bandado. Observa-se zona de cisalhamento NW sinistral, com intrusão de material pegmatítico, confirmando a idade Brasileira para este evento. Afloramento AA01.

**Figura 3.10** - No mesmo afloramento, uma evolução para o regime frágil do cisalhamento NW sinistral.

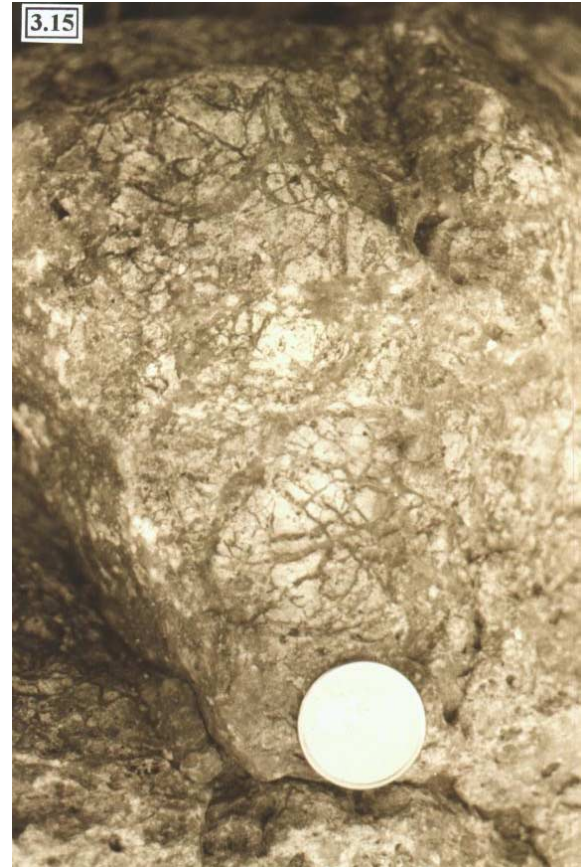
**Figura 3.11** - Mesmo afloramento. Plano de fratura NW, com estrias de clorita indicando movimento oblíquo, de transcorrência sinistral e abatimento do bloco no qual repousa o marcador. Fotos gentilmente cedidas por A.C. Coriolano.



**Figura 3.12** - Ortognaisse bandado com fraturas *en chelon* e estruturas em dominó. Observa-se deslocamento do bandamento, indicando movimento sinistral num plano N110°E. Foto gentilmente cedida por A.C. Coriolano. Afloramento AC18.



**Figura 3.13** - Ortognaisse leucocrático. Detalhe mostrando fratura aberta de direção E-W, com estrutura em dominó indicando movimento transcorrente dextral. Afloramento AA04.



**Figura 3.14** - Detalhe do dique da Figura 3.6b. Observa-se múltiplas injeções de quartzo, num padrão *stockwork*.

**Figura 3.15** - Detalhe de veio de calcedônia cartografado na zona de influência dos sismos. Destacando o aspecto cataclástico brechóide, típico de zona de falha. Afloramento AA55 a NW de Samambaia

No decorrer deste trabalho, foram registrados vários pequenos corpos dispostos segundo o mesmo *trend* (Figura 3.16). Na região da Fazenda Ladeira Grande, sudoeste da área, documentou-se um veio com dimensões aproximadamente de 20 m de comprimento e 3 m de largura, direção N25°E e mergulho de 80° para oeste (Figuras 3.17 e 3.18), associado a uma zona cataclástica que ocorre nos ortognaisses do Complexo Gnáissico-Migmatítico. Este veio é composto por quartzo leitoso, bastante fraturado, formando estruturas tipo *stockwork*, semelhante aos cartografados mais a norte e comentados anteriormente.

Na região logo a sul de Samambaia também foram mapeados corpos lenticulares, alinhados paralelamente à faixa de sismos. Muito embora não formando elevações, esses corpos puderam ser reconhecidos em fotos aéreas. Os que ocorrem neste sítio são constituídos de calcedônia maciça, marrom escura com quartzo, preenchendo fraturas, por vezes formando drusas (Figuras 3.19 e 3.20).

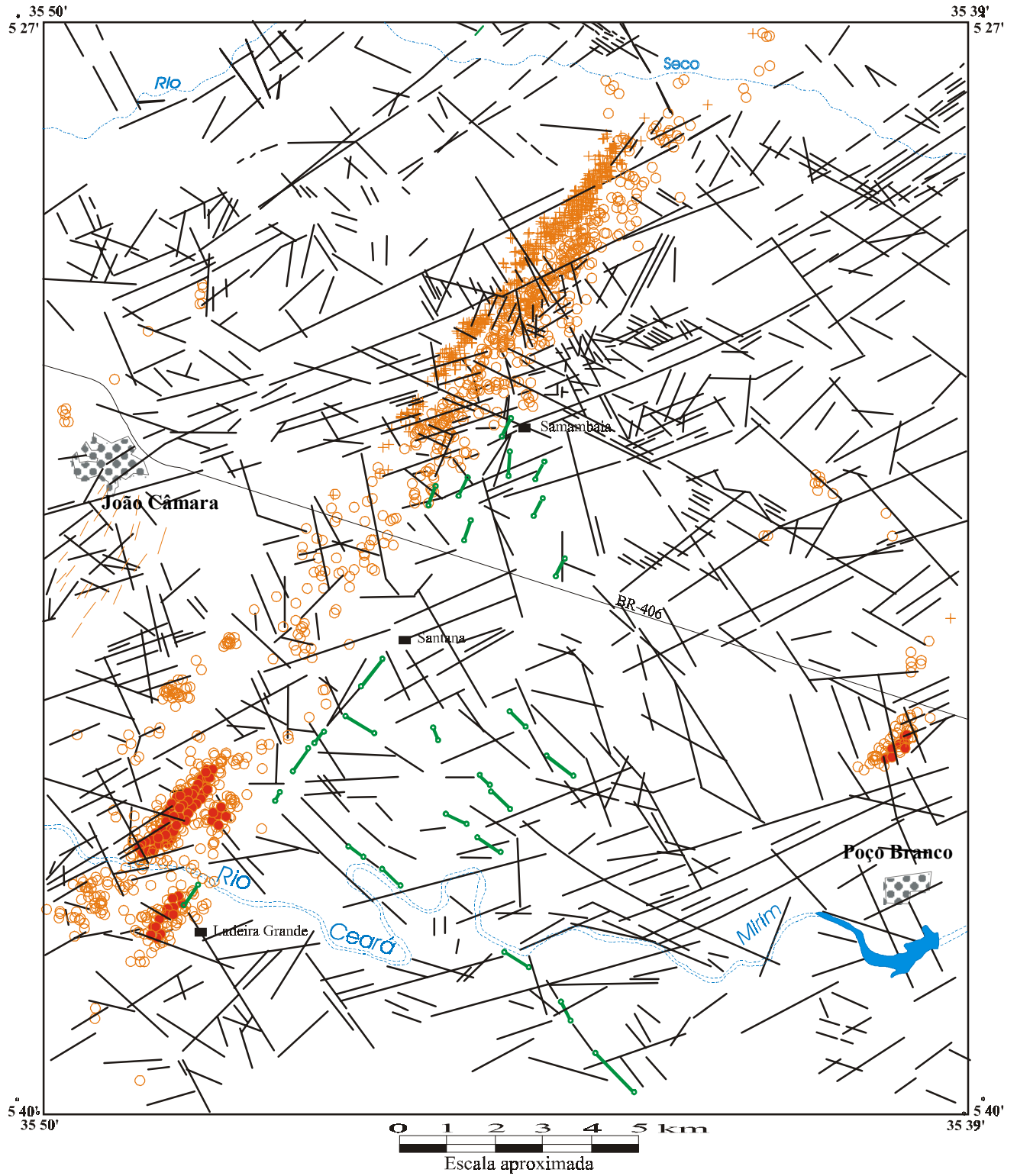


Figura 3.16 - Mapa de lineamentos fotointerpretados. Obtido a partir de fotos aéreas, escala 1;70.000 (1969).

- juntas e fraturas; / traços de foliação; — veios ácidos.
- - Sismos com profundidades entre 1 e 5 km
- + - Sismos com profundidades superiores a 5 km



**Figura 3.17** - Veio de quartzo a 100 m a leste do afloramento AA27 e alinhado com a zona dos epicentros. Direção N30°E e mergulho de 80°W. Seu caráter *in situ* é evidenciado pela coerência dos blocos aflorantes posicionados no mesmo alinhamento.

**Figura 3.18** - Detalhe do veio de quartzo da Figura 3.17. Observa-se que ele encontra-se bastante cataclasado, com múltiplas injeções de quartzo.

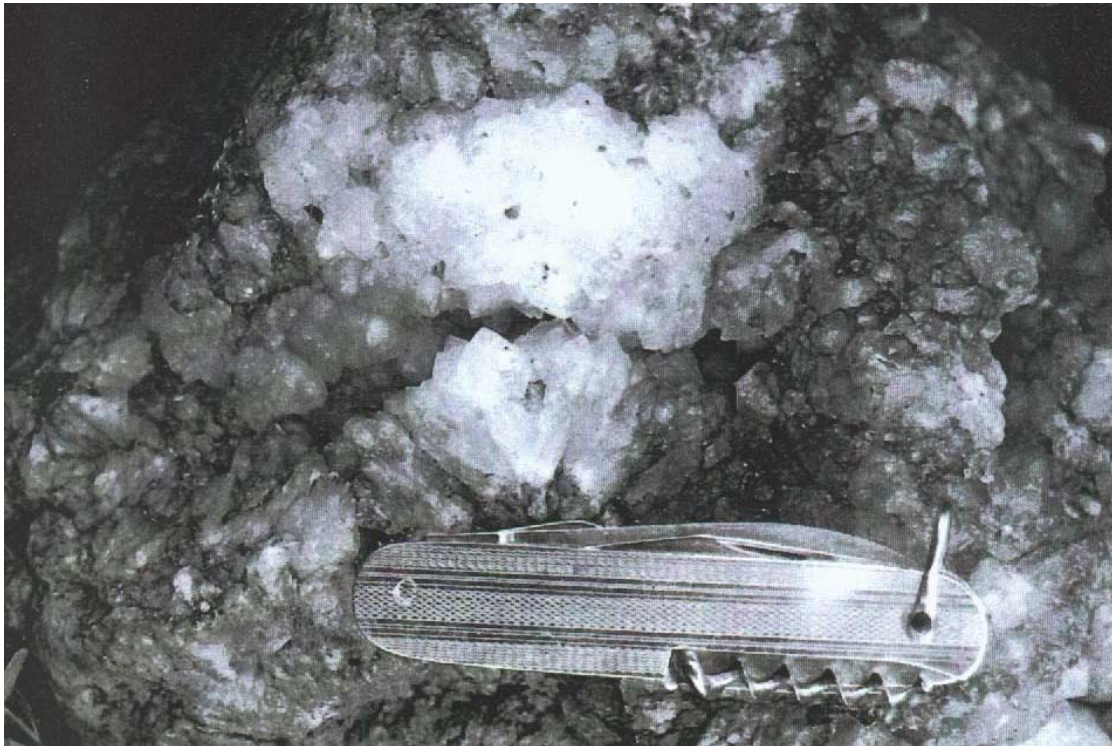
A presença desses corpos alinhados com a faixa de sismos vem corroborar a hipótese de Coriolano *et al.* (1997) e Coriolano *et al.* (1999), de que os veios silicosos paralelos à zona dos sismos, com mergulhos coincidentes com os estabelecidos pelos mecanismos focais, estejam relacionados com a expressão em superfície da FSS.

Coriolano (1998), levando em consideração que esses veios truncam as estruturas D<sub>3</sub>, atribui a eles uma idade tardi a pós-Brasiliana. Contudo não descarta a possibilidade de terem idade Juro-Cretácica e estarem relacionados a uma etapa precoce na evolução da Bacia Potiguar. O fato de não terem sido encontrados veios cortando as rochas da Bacia Potiguar ou da Formação Barreiras, deixa em aberto, quanto ao seu real posicionamento geocronológico.

*Estruturas frágeis de idade cenozóica e recente.* As deformações frágeis cenozóicas incluem as estruturas encontradas nos arenitos da Formação Barreiras, bem como fraturas no embasamento cristalino, com feições sugestivas de desenvolvimento em condições superficiais, que localmente afetam planos previamente intemperizados.



**Figura 3.19** - Afloramento de veio de calcedônia maciça, bastante fraturado. Trata-se de remobilização de sílica das encaixantes, que são as rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico, em zona de falha. Afloramento AA57, localizado 3 km a sul de Samambaia.



**Figura 3.20** - Drusa de quartzo preenchendo fraturas em veio de calcedônia maciça. Afloramento AA58, localizado 2 km a sudoeste de Samambaia.

À leste de Samambaia, um afloramento limonitizado da Formação Barreiras apresenta-se intensamente fraturado e cataclásado, com fraturas sistemáticas de direções N60°W e N35°E, exibindo estrias em seus planos de falhas, denotando movimentação pós-Barreiras (Figura 3.21).

Na região de Ladeira Grande, sudoeste da área, foi identificada uma estreita camada quase vertical, paralela à faixa de epicentros e mergulho para W, de ortognaisses cataclásados, inteiramente decomposto, onde apenas os veios de quartzo fraturados foram poupados (Figura 3.22). Nessa exposição também foram observadas estrias de deslocamento evidenciando movimentação recente.

O mapa de lineamentos obtido através de fotos aéreas, escala 1:70.000 (ano 1969) mostra feixes de ruptura preferencialmente nas direções aproximadamente N60°E e variando de N60°W a N45°W, com menor quantidade na direção N30°W (Figura 3.16). Essas fraturas cruzam indistintamente tanto as rochas precambrianas como as mesozóicas e cenozóicas com direcionamentos incompatíveis com a zona de epicentros o que aparentemente descarta seu interrelacionamento. O diagrama de rosetas das fraturas fotointerpretadas mostra direções preferenciais para N60°E e N60°W, compatíveis com os feixes principais das fraturas fotointerpretadas (Figura 3.23a). Muito embora, através das imagens, não se tenha percebido qualquer deslocamento relativo que essas fraturas possam ter ocasionado, segundo Coriolano (1998), dados mesoscópicos indicam que, preferencialmente, as posicionadas no quadrante NW possuem uma cinemática sinistral, enquanto as do quadrante NE uma cinemática dextral, sugerindo para a época de suas formações uma compressão E-W.

O diagrama de roseta dos dados de afloramentos em fraturas “secas” no cristalino, indicam uma predominância para N45°E compatível com a direção da zona dos sismos e N90°E compatível com as rupturas que controlaram os enxames de diques Ceará-Mirim (Figura 3.23b).

O diagrama de roseta com dados de afloramento de rochas sedimentares, tanto na Bacia Potiguar, como na Formação Barreiras, mostram uma predominância de lineamentos para N45°E e N40°W e com menos frequência para N90°E e N60°W (Figura 3.23c). Estas direções são coincidentes com as encontradas nos afloramentos das rochas cristalinas (Figura 3.23b), evidenciando que a tectônica que as originaram, ou é pós-brasiliana com reativações pós-Barreiras, ou são movimentações pós-Barreiras que atingiram até mesmo todos os litótipos da região.

A existência e constatação de vários veios ácidos paralelos à zona sísmica e associados a uma faixa cataclástica aliado ao que foi descoberto pelas análises da drenagem e do relevo constituem fortes argumentos da expressão da FSS na superfície.

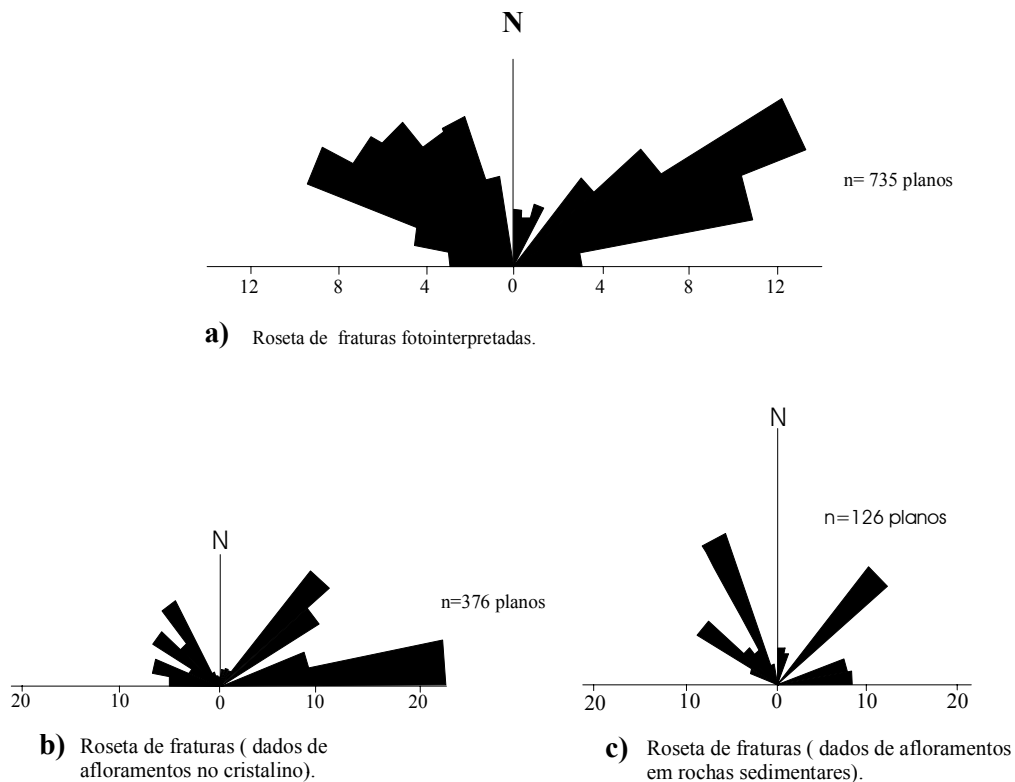




**Figura 3.21** - Sedimentos limonitizados da Formação Barreiras. Exibe fraturas nas direções N60°W e N35°E evidenciando deformação neotectônica. Afloramento AA44, localizado a 4 km E de Samambaia.



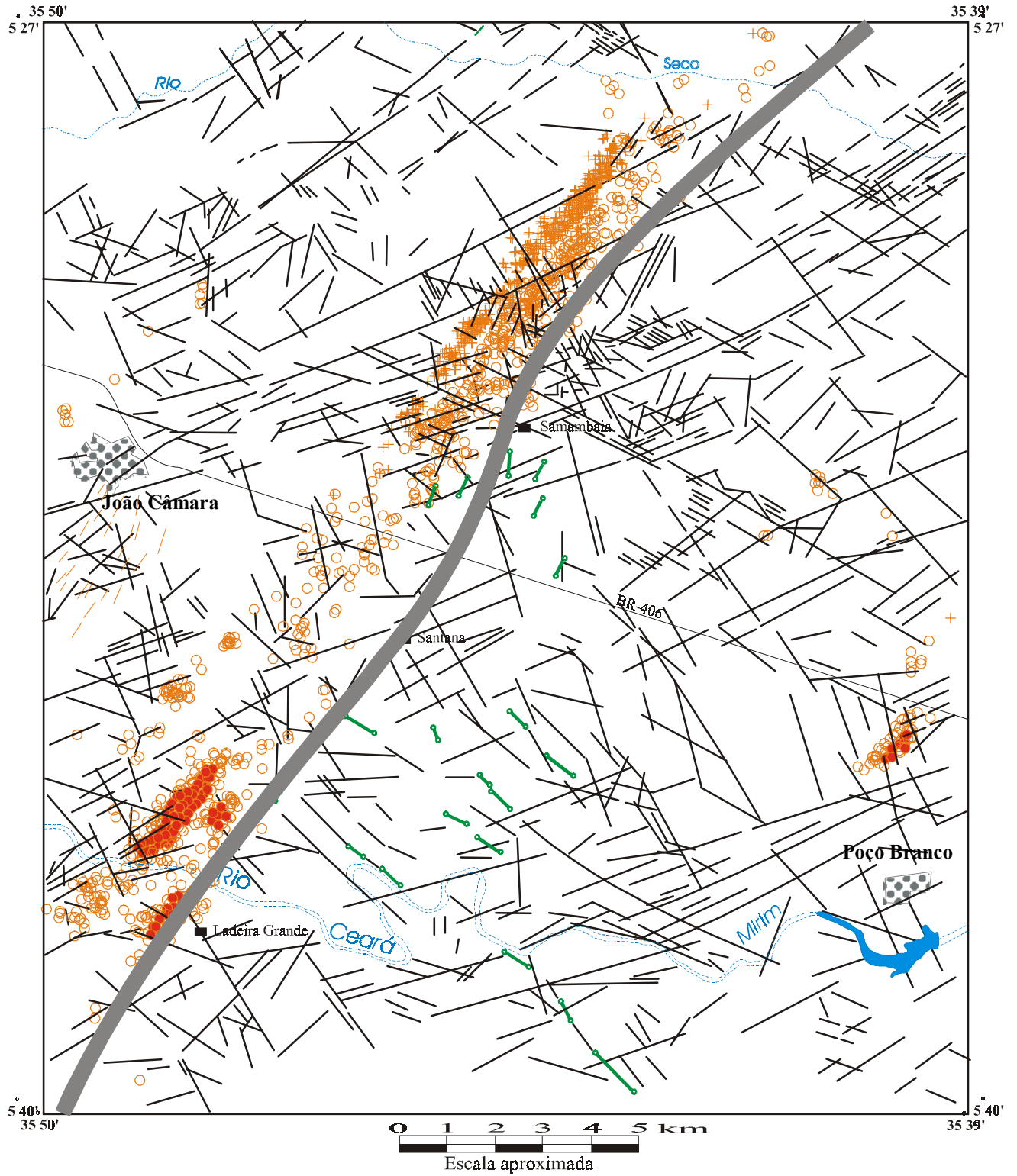
**Figura 3.22** - Ortognaisse cataclasado, bastante decomposto, no qual apenas ficaram preservados os veios de quartzo visto na foto. Direção N30°E e mergulho 60°W. Afloramento AA27. Localizado na porção leste da zona de epicentros, na região de Ladeira Grande, sul de João Câmara.



**Figura 3.23** - Diagramas de roseta: **a)** Freqüência em roseta, representando as direções preferenciais das fraturas fotointerpretadas; **b)** Freqüência em roseta, representando as direções de fraturamentos observados em campo, no cristalino, de idade tardi-Brasiliana; **c)** Representação no diagrama de roseta das fraturas observadas em campo nos sedimentos da Bacia Potiguar e Formação Barreiras.

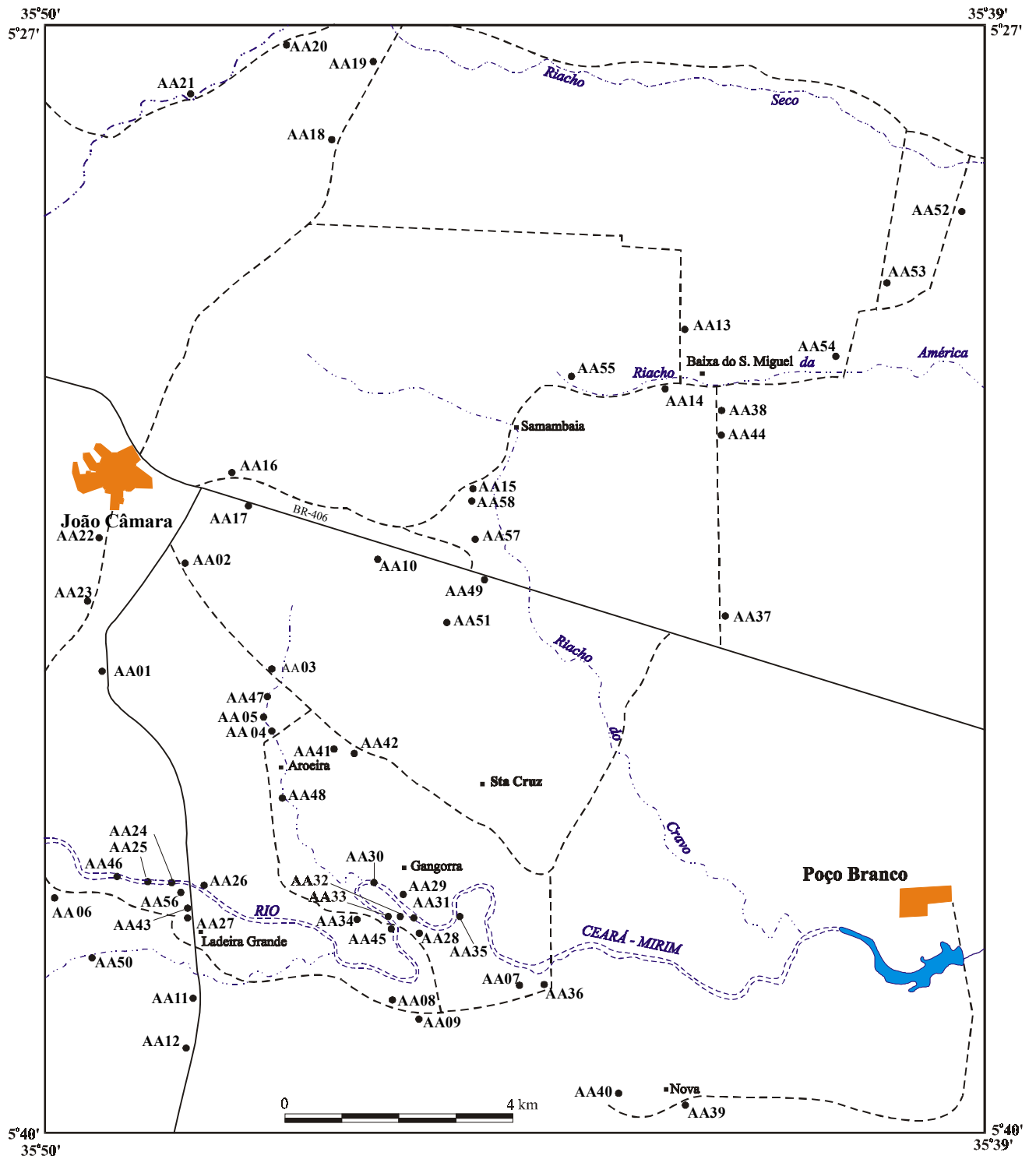
A presença de afloramentos dos veios ácidos apenas à leste da zona de epicentros é um elemento a mais que reforça o argumento em defesa do soerguimento e por conseqüência maior desnudamento do bloco oriental em relação ao ocidental.

Em suma, a existência de atividade sísmica, as conclusões obtidas através das análises da drenagem, do relevo, do mapa de lineamentos fotointerpretados e observações de campo, nos conduz a constatação de que a faixa de epicentros coincide com uma divisão da área em dois blocos. Esta divisão é marcada por uma faixa de veios ácidos cataclásados e, os dois blocos possuem características geomorfológicas e estruturais distintas. Assim, podemos sugerir a linha média a partir da qual um pouco para leste e/ou oeste está a expressão da FSS na superfície. Em seu trajeto ela sofre uma inflexão, observada ao norte da BR-406, pois pela nossa interpretação o Riacho do Cravo, na região de Samambaia, percorre uma de suas linhas de ruptura (Figura 3.24).



**Figura 3.24** - Mapa de lineamentos exibindo o provável traço médio da Zona da Falha de Samambaia na superfície.

- juntas e fraturas; — traços de foliação; — veios ácidos.
- - Sismos com profundidades entre 1 e 5 km
- + - Sismos com profundidades superiores a 5 km
- - Provável traço médio da Falha de Samambaia



Anexo 1 - Mapa de Pontos de afloramentos da região de João Câmara,

## CAPÍTULO 4

### ASPECTO MORFOTECTÔNICO E SEU RELACIONAMENTO COM OS EVENTOS SÍSMICOS NA REGIÃO DE SÃO RAFAEL - RN

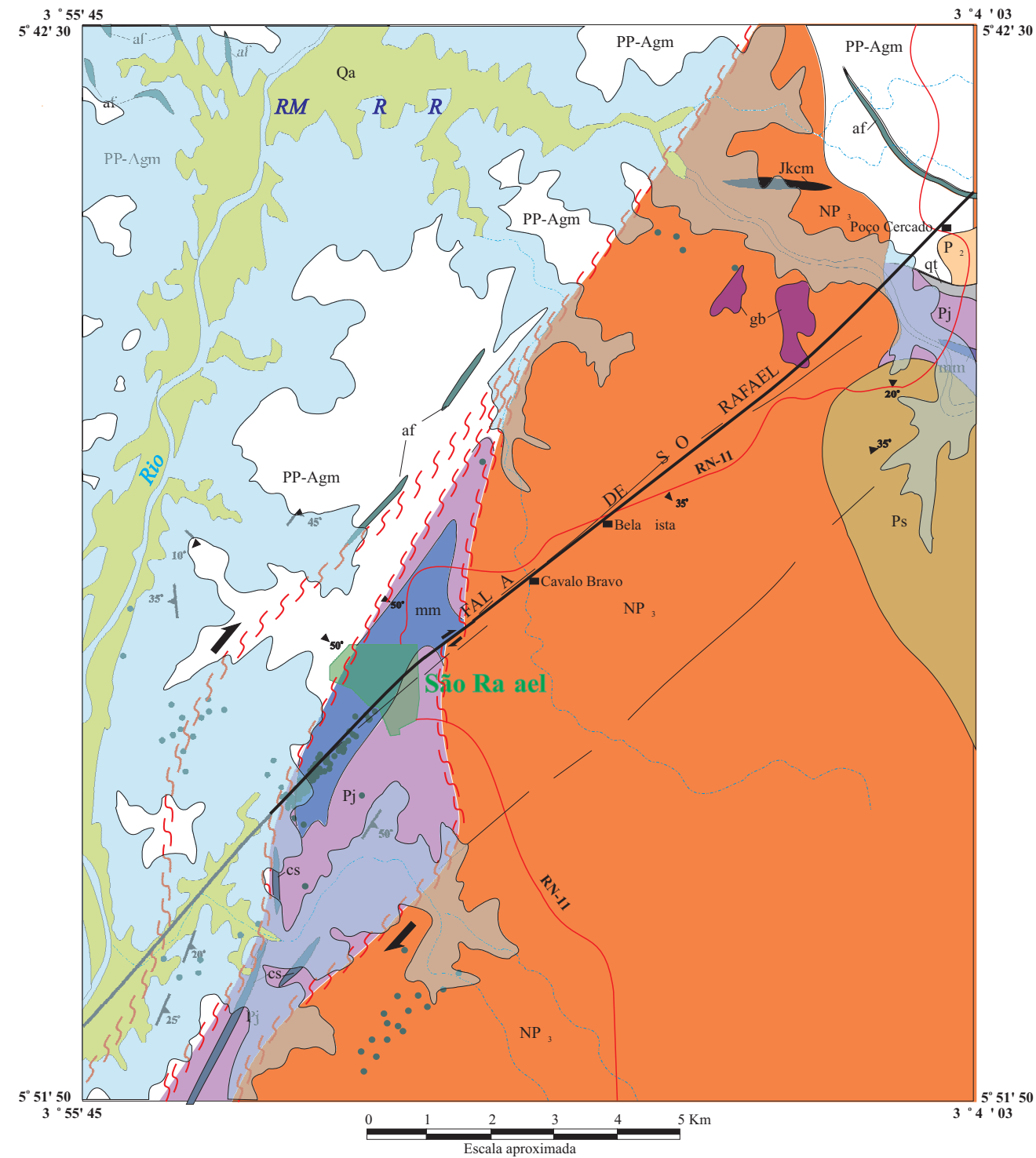
#### 4.1 - Arcabouço Geológico

Cinco associações de rochas compõem o arcabouço geológico da área, cujas idades, com interrupções, variam do Arqueano ao Juro-Cretáceo (Figura 4.1). As rochas mais antigas pertencem ao Complexo Gnáissico-Migmatítico e constitui o embasamento da região. É formada predominantemente por ortognaisses tonalíticos a graníticos, de textura equigranular a *augen*, sendo intrusivos e/ou interfoliados com biotita paragnaisses e ortoanfibolitos. Apresentam migmatização importante, freqüentemente polifásica. Jardim de Sá (1994) posiciona esta unidade variando do Arqueano ao Paleoproterozóico.

Sobrepostas a este complexo estão as supracrustais metassedimentares do Grupo Seridó, representado na área pelas formações Jucurutu e Seridó. A Formação Jucurutu compreende um grupo variado de tipos litológicos, constituído por paragnaisses com biotita  $\pm$  epidoto  $\pm$  diopsídio. É derivada de sedimentos clásticos com prováveis contribuições vulcânicas. De modo subordinado, ocorrem intercalações de quartzitos, mármore, calciossilicáticas e anfibolitos.

A Formação Seridó é composta por micaxistos aluminosos a feldspáticos, com ocorrência e percentagem variável de granada, cordierita, estauroлита e andaluzita e, porções subordinadas de mármore, calciossilicáticas e anfibolitos. Jardim de Sá *et al.* (1998) posicionam geocronologicamente as rochas deste grupo iniciando no Paleoproterozóico, e alcançando até o Meso-neoproterozóico.

As rochas plutônicas que ocorrem na área estão reunidas em duas suítes de granitóides colocados em dois intervalos de tempo distintos. A primeira, posicionada no Mesoproterozóico é constituída por *augen* gnaisses granitóides, deformados na orogênese transamazônica e correspondem aos granitóides G<sub>2</sub> de Jardim de Sá (1984). A outra compreende a suíte ígnea do Neoproterozóico, cujos tipos variam de gabro a sienogranito e estariam relacionados à tectônica transcorrente do Brasileiro, correspondendo ao tipo G<sub>3</sub> de Jardim de Sá (1984). Está representado pelo batólito denominado granito de São Rafael, que ocupa a maior parte da porção oriental da área (Figura 4.1).



COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA

<b>QUATERNÁRIO</b>	<b>Qa</b>	Areias aluvionares inconsolidadas.
<b>CRETÁCEO JURÁSSICO</b>	<b>J cm</b>	Magmatismo Rio Ceará-mirim: diques de diabásio e basaltos
<b>NEOPROTEROZÓICO</b>	<b>NP</b>	Suite de granitóides porfíricos grossos a médios, com biotita ± anfibólios localmente apresentando corpos gabróides (gb), onde indicados.
<b>PA EOPROTEROZÓICO ?</b>	<b>P<sub>γ2</sub></b>	Suite de <i>a e</i> gnaisses granitóides com biotita ± anfibólio.
	<b>Ps</b>	<b>Grupo Seridó</b> , compreendendo: <b>Formação Seridó</b> : Biotitaxistos granatíferos com estaurólita, andaluzita, cordierita e silimanita, em parte feldspatizados.
	<b>P</b>	<b>Formação Jucurutu</b> : paragneisses com biotita ± epidoto ± diopsídio ± anfibólio. Frequentes intercalações de mármore (mm) e calciossilicáticas (cs), também ocorrendo níveis de quartzitos (qt), onde indicados.
<b>PA EOPROTEROZÓICO ARQUEANO</b>	<b>pp-Agm</b>	<b>Complexo Gnáissico-migmatítico</b> : predomínio de ortogneisses tonalíticos e graníticos migmatizados, interfoliados com biotita paragneisses e localmente com diques de ortoanfíbolitos (af), onde indicados.

- Fraturas
- Falha de São Rafael
- Zonas de cisalhamento
- Epicentros

Figura 4.1 - Mapa geológico da área de São Rafael. Modificado de Lima *et al.* (1980) e Jardim de Sá *et al.* (1998).

Representando o Mesozóico, ocorrem diques de diabásios e basaltos de direção E-W, pertencentes ao Magmatismo Rio Ceará-Mirim, de idade juro-cretácica. Areias aluvionares recentes encontram-se no transcurso do Rio Açú, atualmente submersas pelas águas da Barragem Armando Ribeiro Gonçalves.

As rochas cristalofílicas precambrianas foram afetadas por três eventos deformacionais (Jardim de Sá 1994). O primeiro  $F_1/D_1$  atingiu apenas as rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico, sendo caracterizado por um bandamento metamórfico de alto grau. O evento  $F_2/D_2$ , diz respeito a uma deformação tangencial, originando dobras isoclinais e intensa transposição que atingiu tanto as litologias do embasamento migmatítico, como os metassedimentos. No transcorrer deste evento se alojaram os granitóides  $G_2$ .

O terceiro evento,  $F_3/D_3$ , é responsável pela estruturação final da região, gerando a foliação  $S_3$ , plano axial de dobras abertas. O arcabouço geológico foi fortemente afetado pela Orogênese Brasileira ( $F_3/D_3$ ) que retrabalhou e obliterou grande parte das estruturas formadas nas fases anteriores. Isto resultou em nova homogeneização isotrópica dos litotipos, na formação de grande volume de rochas granitóides  $G_3$ , e na nucleação e/ou reativação de extensas zonas de cisalhamentos (Hackspacher e Oliveira 1984). Na área em estudo, as zonas de cisalhamento de direção NNE, cartografadas neste trabalho, notadamente nas cercanias da cidade de São Rafael, assumem aspecto sigmoidal corroborando a movimentação transcorrente dextral (Figura 4.1). São caracterizadas por intenso fraturamento, milonitização e cataclase. Os *sheets* de granitos nestas zonas apresentam-se milonitizados, com o quartzo e os feldspatos bastantes estirados, adquirindo minúsculas formas sigmoidais (Figuras 4.2 e 4.3). Nestas zonas é comum a presença de veios de quartzo, fraturados e cataclasados, sugerindo que essas faixas sofreram vários estágios de reativação em diferentes níveis crustais.

## 4.2 - Análise da drenagem

A hidrografia como um todo é, sem sombra de dúvida, um dos mais importantes elementos da fisiografia de uma região. Ela é o reflexo de todos os fatores da natureza que atuam interligados, sejam eles os mais variados como as condições meteorológicas aliadas ao clima, vegetação, relevo, geologia e estrutura. Os rios sempre foram o ambiente natural mais fascinante. Quer sejam eles perenes ou intermitentes, caudalosos ou acanhados, refletem notadamente os aspectos geológicos e estruturais de uma região.

O cursos de água desta região, todos intermitentes, pertencem à bacia hidrográfica do Rio Açú, o qual secciona a área de S para N em direção à Costa Atlântica. Atualmente seu leito,



**Figura 4.2** - Foto de granito milonitizado na zona de cisalhamento à oeste da cidade de São Rafael. Observar os minerais de quartzo e feldspatos bastante estirados, localmente formando minúsculos sigmóides. Afloramento AA27.



**Figura 4.3** - Foto mostrando aspecto do granito cataclástico, bastante fraturado, na zona de cisalhamento do contato do granito São Rafael com as encaixantes. Afloramento AA32.



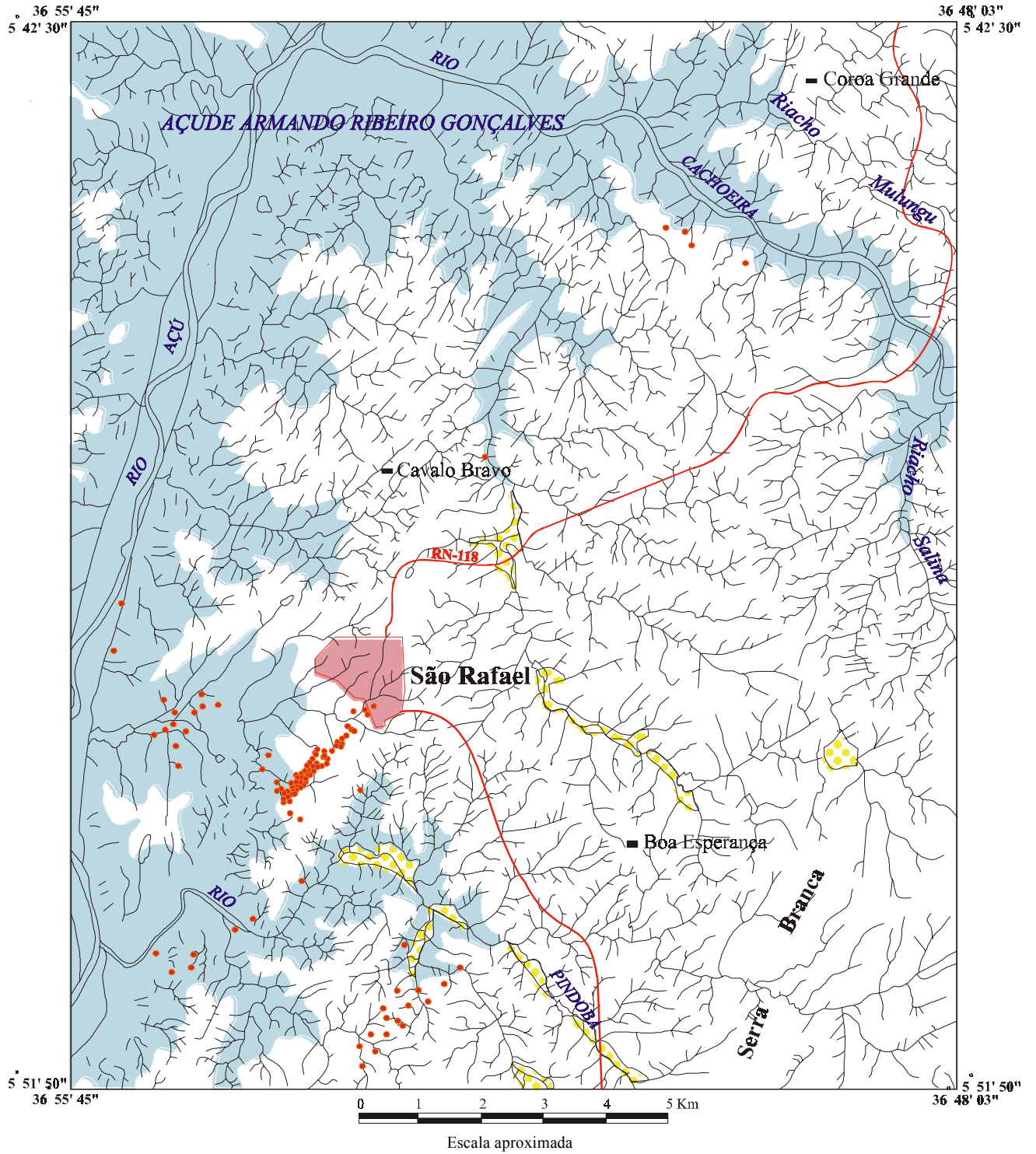



Figura 4.4 - Mapa de drenagem. Obtido através de fotos aéreas; escala 1:70.000 (1966).

- Epicentros
-  Depósitos aluviais

juntamente com toda a porção ocidental da área, encontra-se submerso pelo açude Armando Ribeiro Gonçalves, cuja barragem à jusante, foi concluída em 1983 (Figura 4.4).

A maioria dos rios e riachos da área estudada fluem, em geral, de NW em direção ao rio Açú. Sua rede hidrográfica apresenta formas dendríticas, dendríticas arborescentes, centrífugas, anulares e paralelas, com densidades de textura que variam de alta a baixa. Todos esses parâmetros variam de acordo com as litologias, estruturas e relevos onde esses cursos intermitentes de água atuam.

Na região de predominância das rochas metamórficas do Complexo Gnaissico-Migmatítico e Formação Jucurutu, a drenagem, no geral, apresenta um padrão dendrítico arborescente de densidade média a alta. Entretanto, na região de Cavalinho, a N de São Rafael, ela assume um padrão nitidamente paralelo, com direção preferencial NNE, mostrando-se fortemente influenciada pelas foliações e zonas de cisalhamento. Neste caso, o controle da rede de drenagem é passivo.

No âmbito das rochas granitóides, os cursos de água apresentam um estilo radial centrífugo, como é comum em áreas onde predominam granitos. Esse padrão é provocado por batólitos com alta resistência à erosão. Neste domínio, a drenagem é fortemente influenciada pelo fraturamento das rochas e mostra uma direção NE ( $30^{\circ}$  -  $40^{\circ}$  Az) e NW ( $330^{\circ}$  Az) (Figura 4).

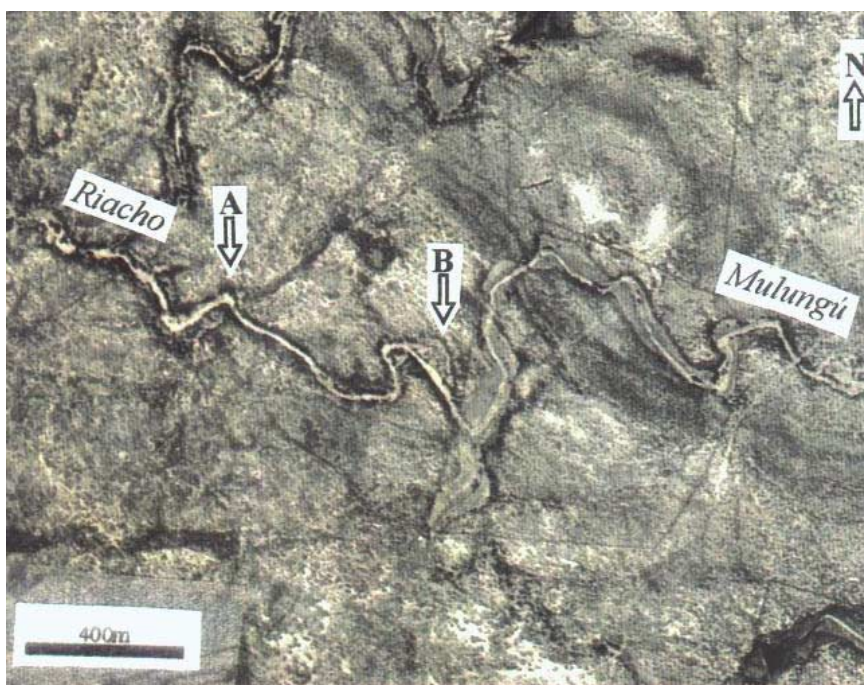
Na região da Serra Branca, observa-se a menor densidade de drenagem da área, localmente orientada segundo fraturas secas, de direção NE ( $30^{\circ}$  -  $40^{\circ}$  Az).

Onde prevalecem os micaxistos, na porção E da área, a drenagem apresenta um padrão dendrítico de densidade alta e com os ramos de maior ordem subparalelos e fluindo para norte em direção ao Rio Cachoeira, cujo afluente principal neste setor é o Riacho Salina. Nota-se, neste riacho, uma forte assimetria de drenagem com os seus afluentes à W bem mais desenvolvidos que os da parte E. Assimetria de drenagem é também percebida no Rio Pindoba a sul de São Rafael. Neste caso os ramos de maior ordem fluem para sudoeste. Associando estas duas assimetrias à estrutura aparentemente dômica, cuja drenagem apresenta uma forma anular, na região de Boa esperança, SE de São Rafael, nota-se que este padrão é provocado pela forma de *inselberg* do granito, exemplificando mais um caso de controle passivo da drenagem.

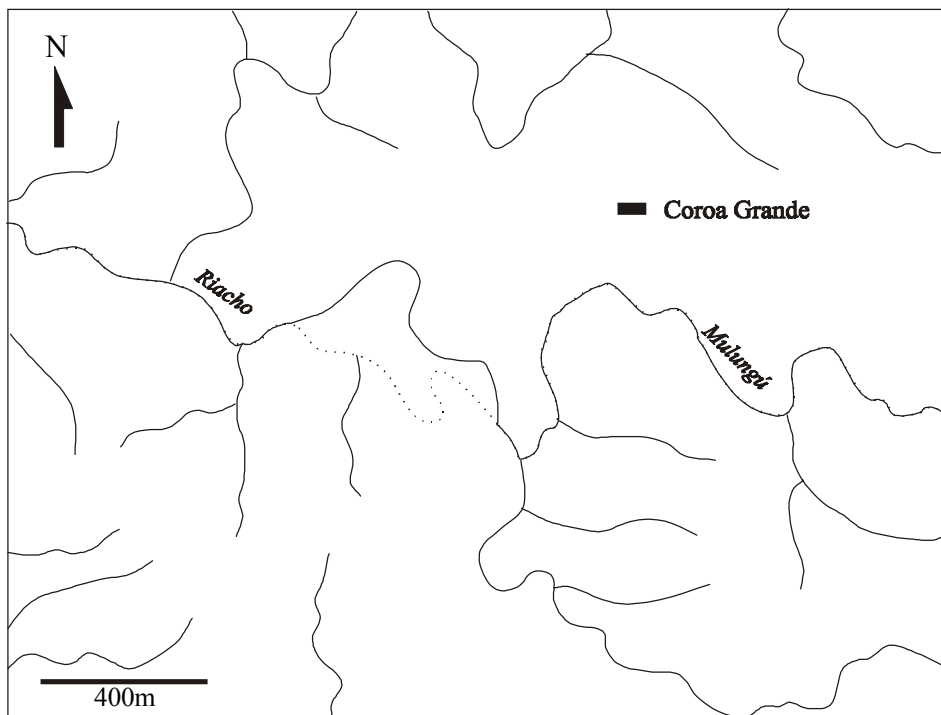
Na região de Coroa Grande, NE do Rio Cachoeira, os cursos de água apresentam um caráter bidirecional, algo paralelos, localmente meandrantos. Este é o local mais plano da área (Figura 4.4) e a drenagem nesta porção ora segue as fraturas de direção NE ora as de direção NW mas com sentido geral para W em direção ao Rio Cachoeira, onde observa-se formas anômalas tipo cotovelo.

O exame nas fotografias aéreas do ano de 1955 (escala 1:40.000), revelou neste sítio uma mudança no curso do Riacho do Mulungú em dois locais próximos um do outro (Figuras 4.5, 4.6a e 4.6b). Esta é uma anomalia de grande relevância no que toca ao tema abordado neste trabalho. Muito embora neste sítio os cursos de água apresentem um certo aspecto meandrante, eles fluem sobre rochas cristalinas e seguem principalmente as linhas de ruptura, estejam elas concordantes ou não com a direção da foliação das rochas. Para que ele mude de curso e procure um trajeto mais fácil, é necessário que algo tenha ocorrido. Examinando a Figura 4.5, ponto “B”, observamos que a mudança de curso não aconteceu no pescoço do meandro, o que seria esperado se se tratasse de drenagens em planícies costeiras. Tanto no ponto “A” como no “B” ela abandonou uma linha de ruptura e passou a fluir por outras, o que possivelmente aconteceu provocado por uma movimentação tectônica e recente.

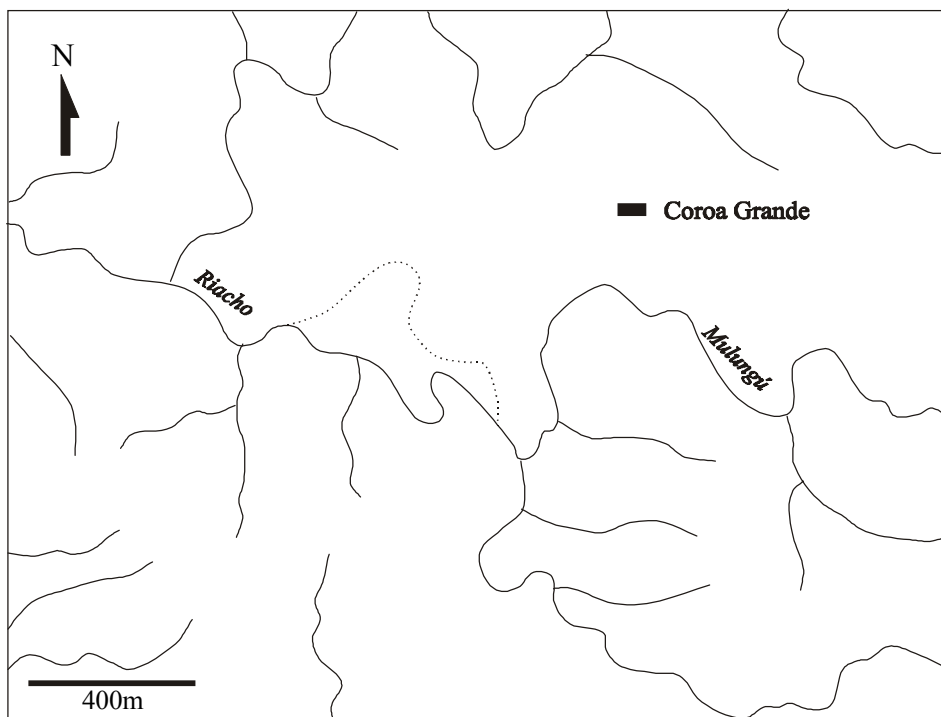
Para fazermos as considerações seguintes, é necessário observarmos algumas premissas, mesmo que elas sejam redundantes. Os cursos de água em rochas cristalinas em regiões de clima semi-árido fluem, como é o nosso caso, em sua maioria através de linhas de ruptura (fraturas e/ou falhas).



**Figura 4.5** – Ampliação de foto aérea vertical, escala 1:40.000, ano 1955. Detalhe mostrando o antigo curso do riacho Mulungú, nos pontos “A” e “B”. NE da área. Ver explicação no texto.



**Figura 4.6a** - Decalque da drenagem simplificada da Figura 4.5, mostrando o antigo curso do Riacho Mulungú. Em pontilhado, o curso atual.



**Figura 4.6b** - Decalque simplificado da drenagem da Figura 4.5, destacando o atual curso do riacho Mulungú. Em pontilhado, o antigo curso.

Observando a Figura 4.7a, que é uma ampliação de uma fotografia aérea do ano de 1966, ou seja, dez anos depois da Figura 4.5, veremos que os trechos abandonados não estão mais tão evidentes quanto nos da Figura 4.5, o que comprovando uma colmatação que em dez anos, mascarou essas anomalias. Desta maneira, podemos supor que as mudanças no curso do riacho ora citado deve ter acontecido, considerando que não houve qualquer mudança brusca na pluviometria da região, num período de menos de dez anos antes de 1955, data em que foi obtida a fotografia da Figura 4.5. Pois, se tivesse ocorrido antes disso já estariam colmatados e não seriam tão evidentes, o que acontece quando se observa a Figura 4.7a.

Observando-se também a Figura 4.7b, nos pontos “A” e “B”, veremos o surgimento de duas pequenas rias em direção ao Riacho Mulungú. Elas surgiram exatamente nos pontos de abandono, fato este não observado na Figura 4.5. Isto sugere que a porção à norte do riacho Mulungú está em processo de soerguimento. É plausível supor que o ponto crítico de abandono, ou seja, o momento em que o Riacho do Mulungú deixou seu trajeto normal e passou a aceitar outro, tenha ocorrido na década de 50. Muito embora não se tenham registros de atividades sísmicas nesta região, nesta época, a área de tal mudança coincide com a zona da falha de São Rafael e pode ter origem tectônica.

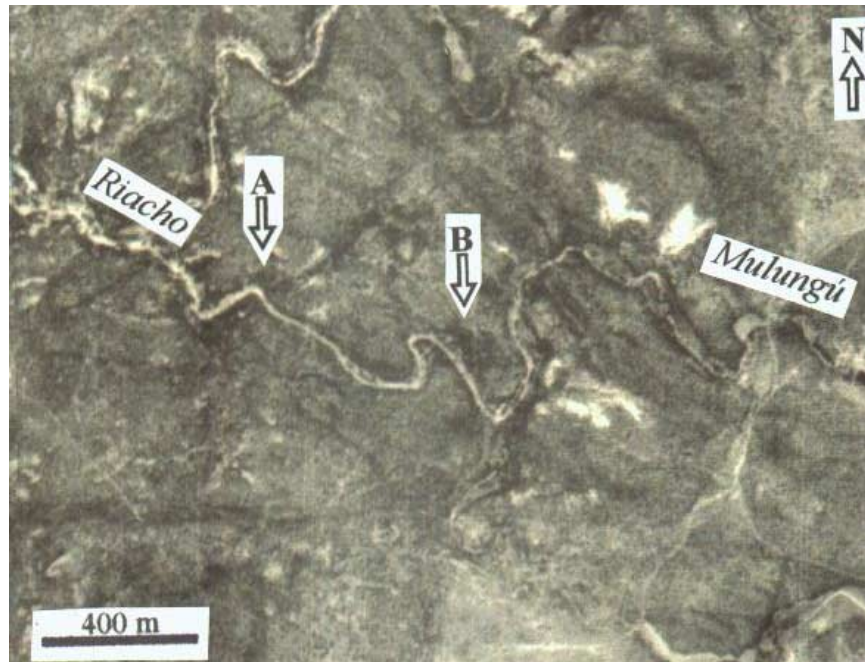
### 4.3 Análise do Relevo

De acordo com Prates *et al.* (1981), a região de São Rafael está inserida geomorfologicamente na unidade denominada de Depressão Sertaneja, que se estende por toda borda sul da Bacia Potiguar. A área encontra-se situada entre os Tabuleiros Costeiros ao norte e o Planalto da Borborema ao sul (Figura 3.4). Seu relevo é considerado plano, suavemente ondulado.

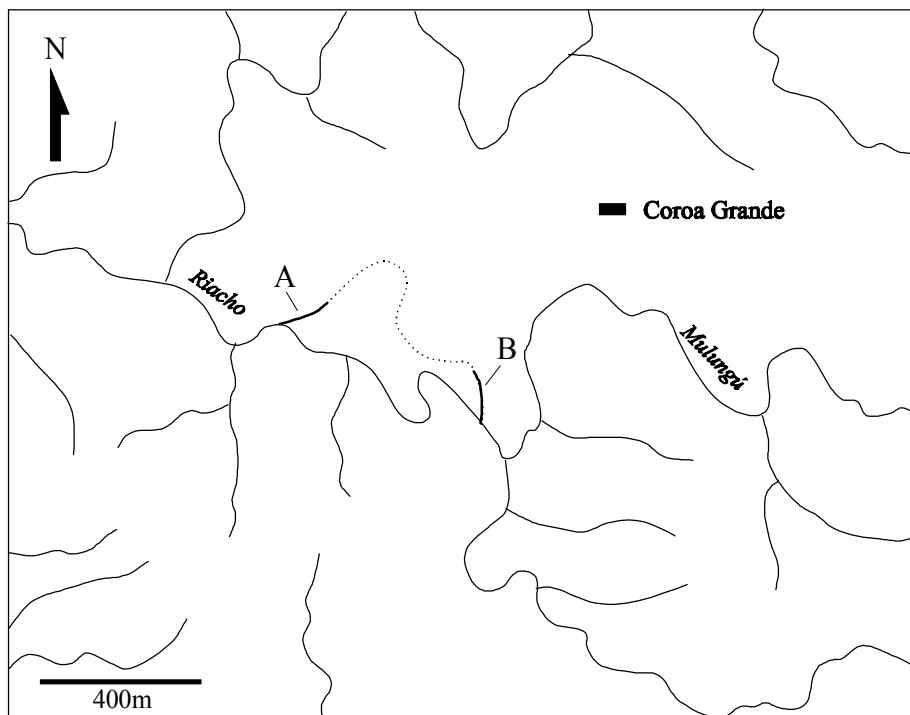
Para a análise do relevo dessa área, elaborou-se um mapa de curvas de nível com equidistância de 10 m (Figura 4.8). No domínio da Serra Branca, para maior clareza, a equidistância das curvas de nível é de 50 metros.

A superfície da região apresenta uma declividade em geral para oeste em direção ao leito do Rio Açú, com uma altitude máxima de 356 m na Serra Branca, extremo SE da área, e uma altitude mínima de 25 m no leito do Rio Açú no extremo NW.

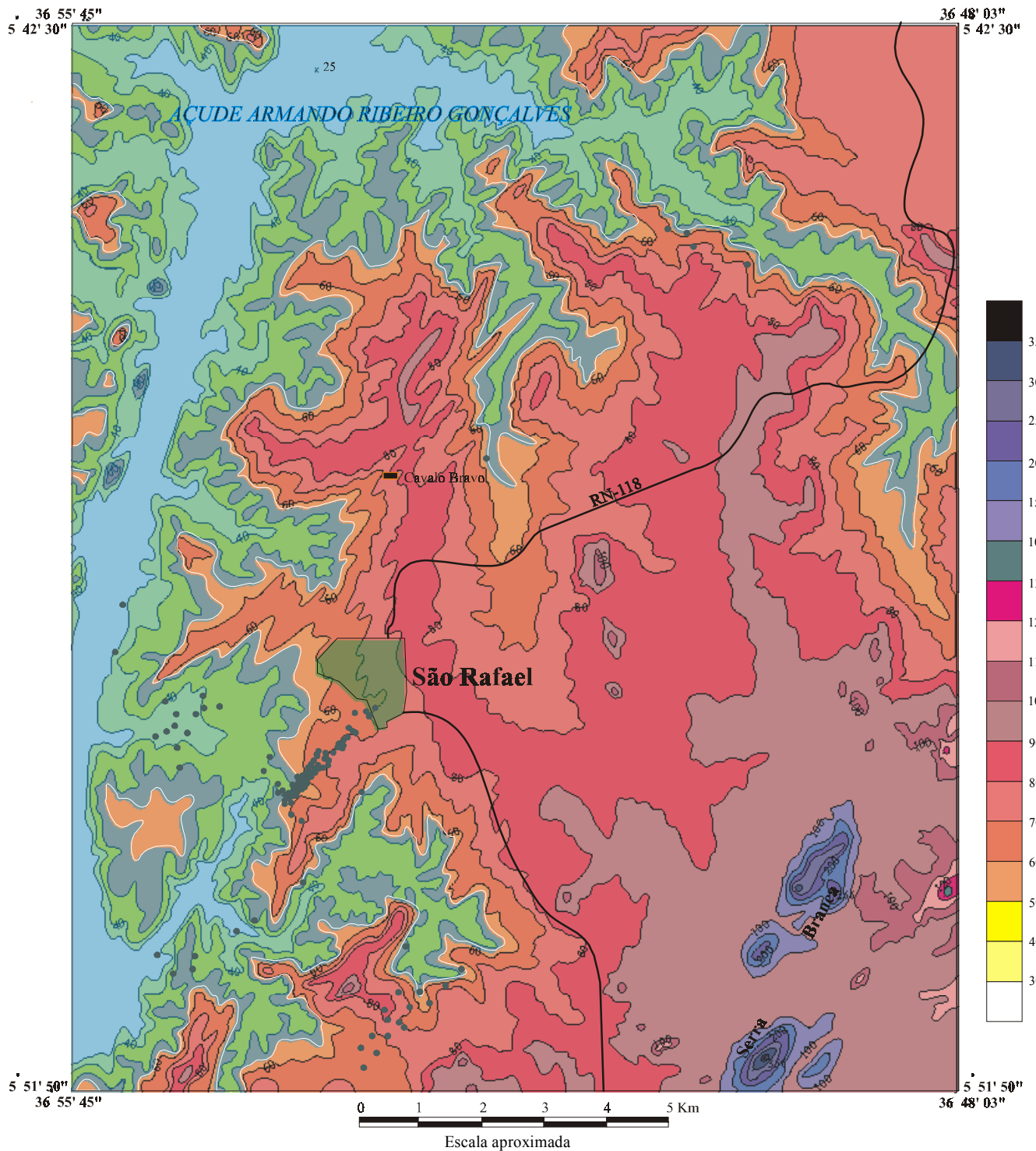
Geomorfologicamente a área de estudo pode ser subdividida em quatro setores, levando-se em consideração não somente as diferenças de altitudes, mas, principalmente, o aspecto de como as curvas de nível se apresentam, seu condicionamento litológico-estrutural e sua relação



**Figura 4.7a** – Ampliação de Foto aérea, escala 1.70.000, ano 1966. Detalhe mostrando o antigo curso do Riacho Mulungú, nos pontos “A” e “B”. Notadamente no ponto “B”, o trecho abandonado não é tão evidente e se mostra com uma coloração mais escurecida que na Figura 4.5, causada pela deposição de matéria orgânica, denotando assim um estágio mais avançado de colmatção.



**Figura 4.7b** Decalque da drenagem simplificada da Figura 4.7a. Pontos “A” e “B” mostram o surgimento de dois pequenos riachos, significando que a porção N do riacho Mulungú, pelo menos entre esses dois pontos, está em processo de soergimento.



**Figura 4.8** - Mapa de curvas de nível. Equidistância entre as curvas de 10 m. Na região da Serra Branca, equidistância de 50m. Obtido a partir de fotos aéreas, escala 1:70.000 (1966), utilizando-se barra de paralaxe.

- Epicentros dos sismos.

com a paisagem. Na porção ocidental da área, a N, W e S de São Rafael, onde predominam as rochas metamórficas, a região apresenta uma variação de altitude em torno de 50 m. As rochas neste setor, devido a sua anisotropia e textura foliada, oferecem menos resistência à erosão, permitindo assim a formação de inúmeros vales, denunciados pela sinuosidade das curvas. Seu relevo adquire um aspecto ondulado até alcançarmos o rio Açú. Um exemplo da influência da estruturação das rochas, no condicionamento do relevo é observado na região de Cavalinho, a N de São Rafael. Neste local, as curvas de nível apresentam traçados paralelos à direção NNE, mostrando-se em estreita conformidade com a intensa foliação subvertical superimposta pelas zonas de cisalhamentos aí existentes (ver Figura 4.1).

Na porção dominada pelo Granito São Rafael, podemos distinguir geomorfologicamente dois setores. A região da Serra Branca oferece o mais exuberante aspecto da paisagem na região. Com o seu pico à 356 m e seu sopé à 100 m de altitudes, apresenta um desnível de 256 m destacando-se espetacularmente no relevo arrasado de suas cercanias e constituindo verdadeiros pães-de-açúcar, testemunhos de uma superfície de erosão pretérita (Figura 4.9). Suas encostas íngremes tornam o seu escalar quase que impossível, nos induzindo à estabelecer para este local um setor de relevo acidentado.

Circundando esses imensos monolitos e no âmbito do Granito São Rafael, observa-se uma extensa área pediplanizada, com desnível em torno de 20 m, localmente alcançando 40 m. Neste sítio, as curvas de nível são mais espaçadas, denotando uma área de pequena declividade. Conferimos para esta porção um setor de relevo plano suavemente ondulado, cuja monotonia é quebrada pela profusão de um sem-número de lajedos e matacões residuais que caracterizam muito bem sua paisagem (Figura 4.10).

O quarto setor de geomorfologia distinta está localizado no extremo NE da área. Trata-se de um local de relevo extremamente suave, com declividade próxima a zero, podendo ser considerado como um setor de relevo plano. Situado no domínio de rochas metamórficas e foliadas, estas apresentam-se, neste local, subhorizontalizadas. Esta subhorizontalidade faz com que os estratos aflorantes constituam verdadeiras carapaças impermeáveis, dificultando assim de sobremaneira sua erodibilidade.

Alinhamentos de relevo mais marcantes são encontrados nas direções NE e NW (Figura 4.11). Especialmente o que ocorre de direção NE, na porção central do mapa, está alinhado e é coincidente com a linha dos epicentros a SW de São Rafael. Este alinhamento é também concordante com a zona de influência da Falha de São Rafael. Se considerarmos que o relevo atual foi modelado a partir do Cenozóico (Pliopleistocênico, segundo Salim *at al.* 1973),

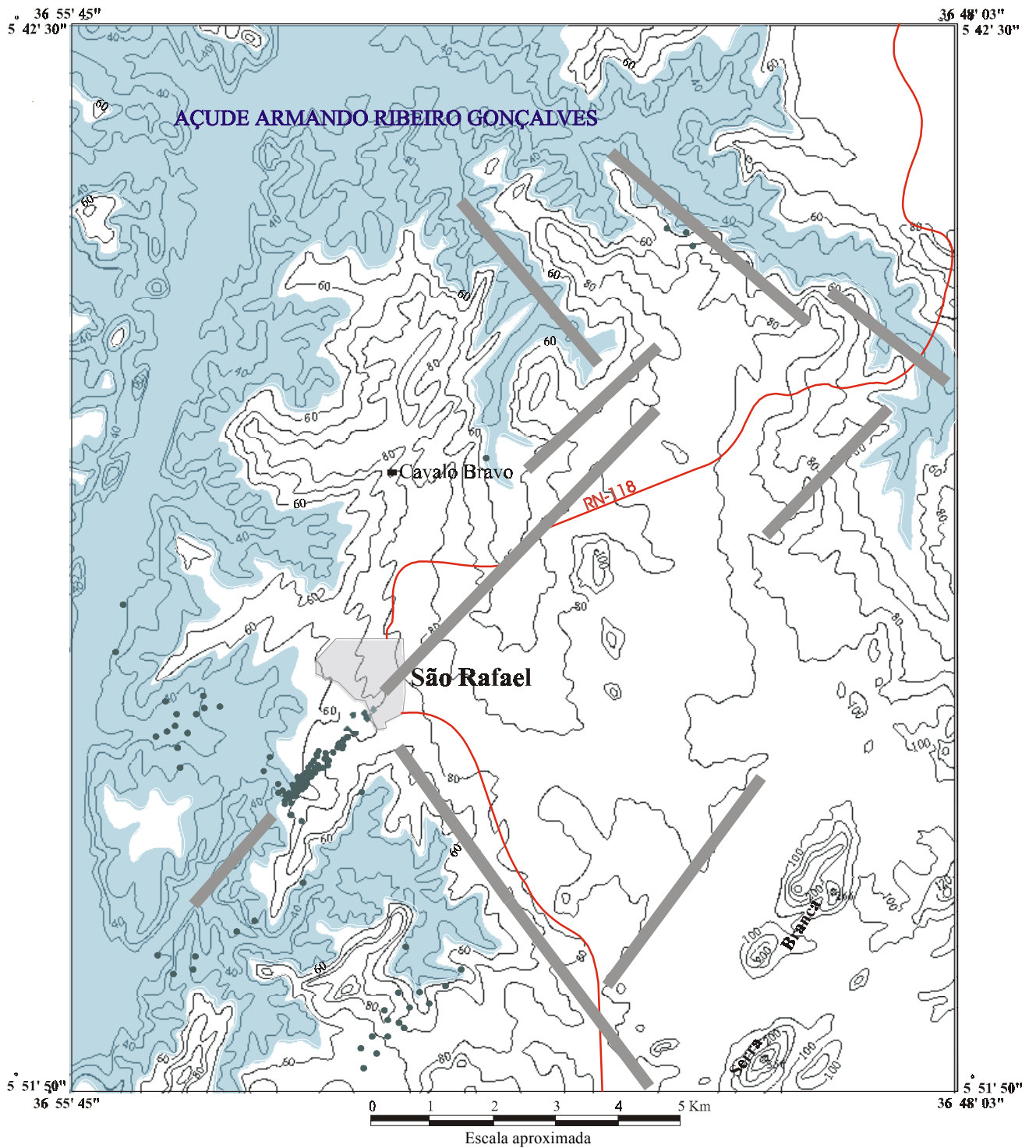




**Figura 4.9** - Foto panorâmica, onde observa-se os monolitos da Serra Branca destacando-se na paisagem arrasada.



**Figura 4.10** - Foto panorâmica mostrando matacões residuais do Granito São Rafael, que se destacam na paisagem pediplanizada que circunda a Serra Branca



**Figura 4.11** - Mapa de curvas de nível. Equidistância entre as curvas de 10 m, destacando os principais alinhamentos de relevo.

▬ - Alinhamento de relevo.

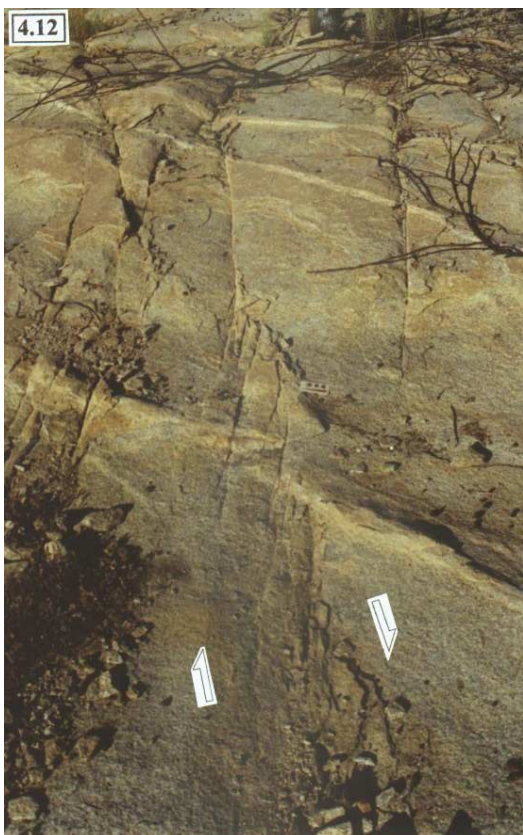
podemos sugerir que esta falha vem sofrendo reativações neotectônicas ao longo do tempo. Estas movimentações, muito embora esporádicas, são de uma constância e periodicidade suficiente para que influa, mesmo que sutilmente, no relevo da região.

#### 4.4 - Análise tectônica

As *Estruturas frágeis pós-brasilianas*, se traduzem na forma de falhas, fraturas e juntas, cuja expressão de maior relevância é a Falha de São Rafael, que será tratada em um parágrafo à parte. As feições de comportamento frágeis, são interpretadas como tendo sido geradas posteriormente ao regime transcorrente D<sub>3</sub> (Jardim de Sá 1994), em níveis crustais mais rasos. As indicações cinemáticas para essas estruturas são dadas frequentemente por juntas e/ou fraturas escalonadas e deslocamentos de veios aplitos e pegmatóides. Notadamente, as de direção aproximadamente E-W, indicam movimento transcorrente dextral (Figuras 4.12, 4.13 e 4.14). É provável que sejam reflexo do evento que produziu o enxame de diques básicos denominado de Rio Ceará-Mirim (Juros-Cretáceo), podendo ter sofrido reativações posteriores. Indicações de movimentação vertical, dada por juntas escalonadas, sugerindo extensão aproximadamente N-S, foram observadas em afloramentos do gnaiss Jucurutu à sul de São Rafael próximo a linha dos sismos (Figuras 4.15 e 4.16). Essas fraturas mostram-se atualmente ligeiramente abertas, sem preenchimento, sugerindo idade ou reativação recente. Fraturas sistemáticas de direção N45°E, compatíveis com a direção da zona de epicentros, foram observadas em afloramentos do gnaiss Jucurutu (Figura 4.17).

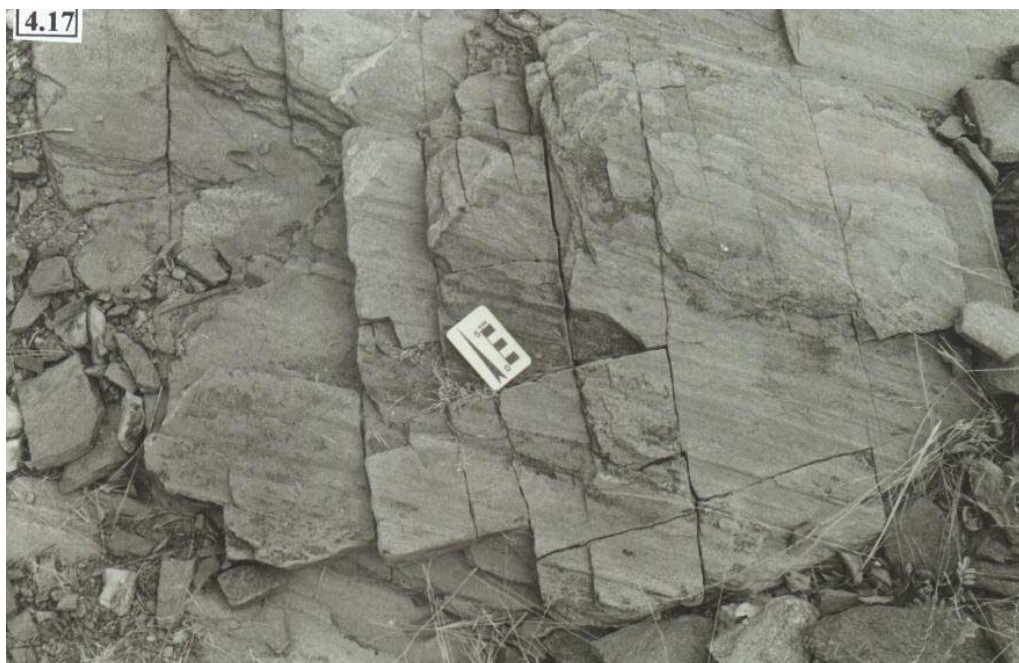
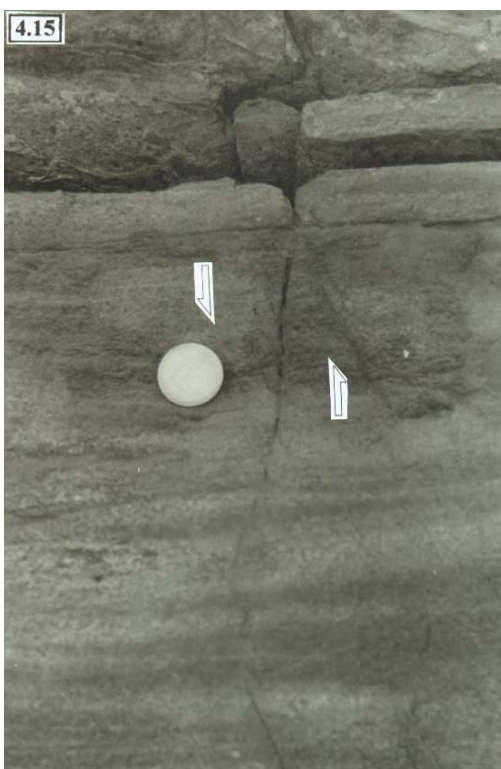
*Estruturas frágeis cenozóicas e recentes.* As deformações frágeis cenozóicas incluem as estruturas encontradas em depósitos colúviais - não mapeáveis na escala do trabalho- bem como fraturas “secas” em rochas cristalinas, com feições sugestivas de desenvolvimento em condições superficiais.

A SSE de Coroa Grande, extremo NE da área, exatamente próximo ao local onde o Riacho Mulungú mudou de curso - ver item 4.2 - um afloramento de *sheet* granítico mostra-se bastante fraturado. São fraturas com direções preferenciais N45°E e N80°E preenchidas por cascalhos e areias, sugerindo condições de formação ou reabertura superficial (Figura 4.18). No mesmo afloramento, fraturas conjugadas abertas, também preenchidas com cascalhos, mostrando estruturas em dominó, sugerindo extensão na direção NNW-SSE (Figura 4.19). Próximo a esse afloramento, um depósito de colúvio recente apresenta fraturas conjugadas, com  $\sigma_1$  na vertical e extensão N-S, revelando ser esta mais uma evidência de neotectonismo na área (Figuras 4.20 e 4.21).



**Figuras 4.12 e 4.13** - Granito São Rafael, exibindo juntas escalonadas e veios permatóides como marcadores de movimento transcorrente dextral de direção E-W. Afloramento AA29.

**Figura 4.14** - Afloramento do Granito São Rafael, exibindo megajuntas escalonadas, denotando movimento transcorrente dextral de direção aproximadamente E-W. A escala (caderno) está posicionado E-W. Afloramento AA12.

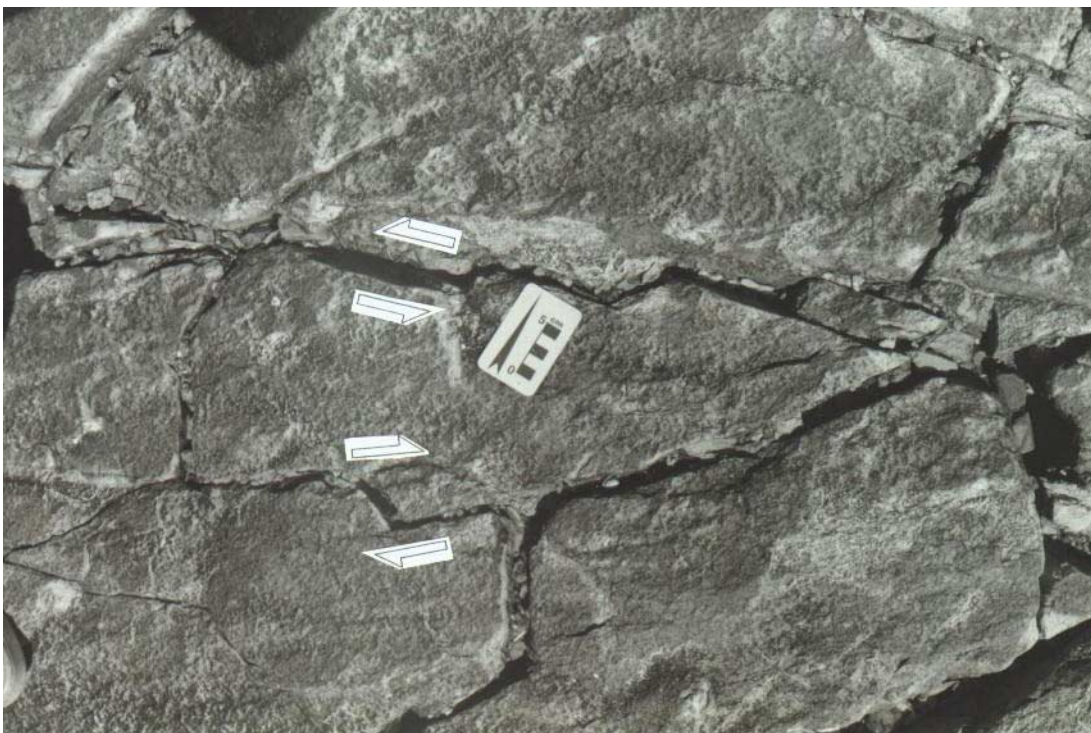


**Figuras 4.15 e 4.16** - Indicação de movimento vertical, dado por juntas escalonadas no gnaiss Jucurutu, sugerindo extensão aproximadamente N-S. Foto tirada em perfil, com visada para E. Afloramento AA08.

**Figura 4.17** - Fraturas sistemáticas de direção NE-SW, ligeiramente abertas, compatíveis com a direção da zona de epicentros. Afloramento no gnaiss Jucurutu. AA20.



**Figura 4.18** - Fraturas abertas em *sheet* granítico. Fazenda Coroa grande, extremo NE da área. Afloramento AA21.



**Figura 4.19** - Mesmo afloramento. Fraturas conjugadas abertas, preenchidas por cascalho. Sugerem extensão aproximadamente N-S.

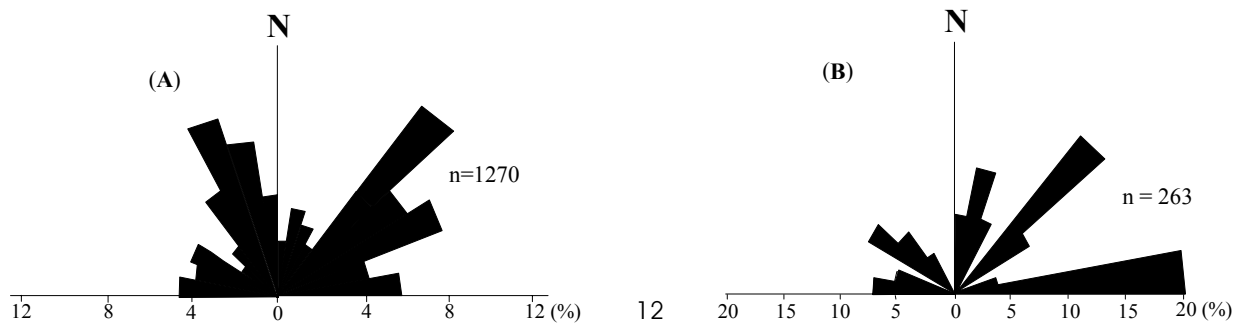


**Figura 4.20** - Depósito de colúvio recente, apresentando fraturas conjugadas. Evidência de neotectonismo, com extensão N-S. Foto tirada em perfil com visada para W. Afloramento AA21.

**Figura 4.21** - Detalhe da Figura 4.20.

O mapa de lineamentos fotointerpretados (Figura 4.22), mostra nitidamente linhas de rupturas nas direções preferencialmente N45°E, bem mais evidentes e N25°W. O diagrama de rosetas de fraturas fotointerpretadas também realça essas direções (Figura 4.23a).

O diagrama de roseta dos dados de afloramentos em fraturas “secas” no cristalino, indica uma predominância de fraturas com direção N45°E, compatível com a direção da zona dos sismos. Uma segunda direção, E-W, coincidente com a direção dos fraturamentos que deram origem aos enxames de diques Ceará-Mirim, também é observada (Figura 4.23b).

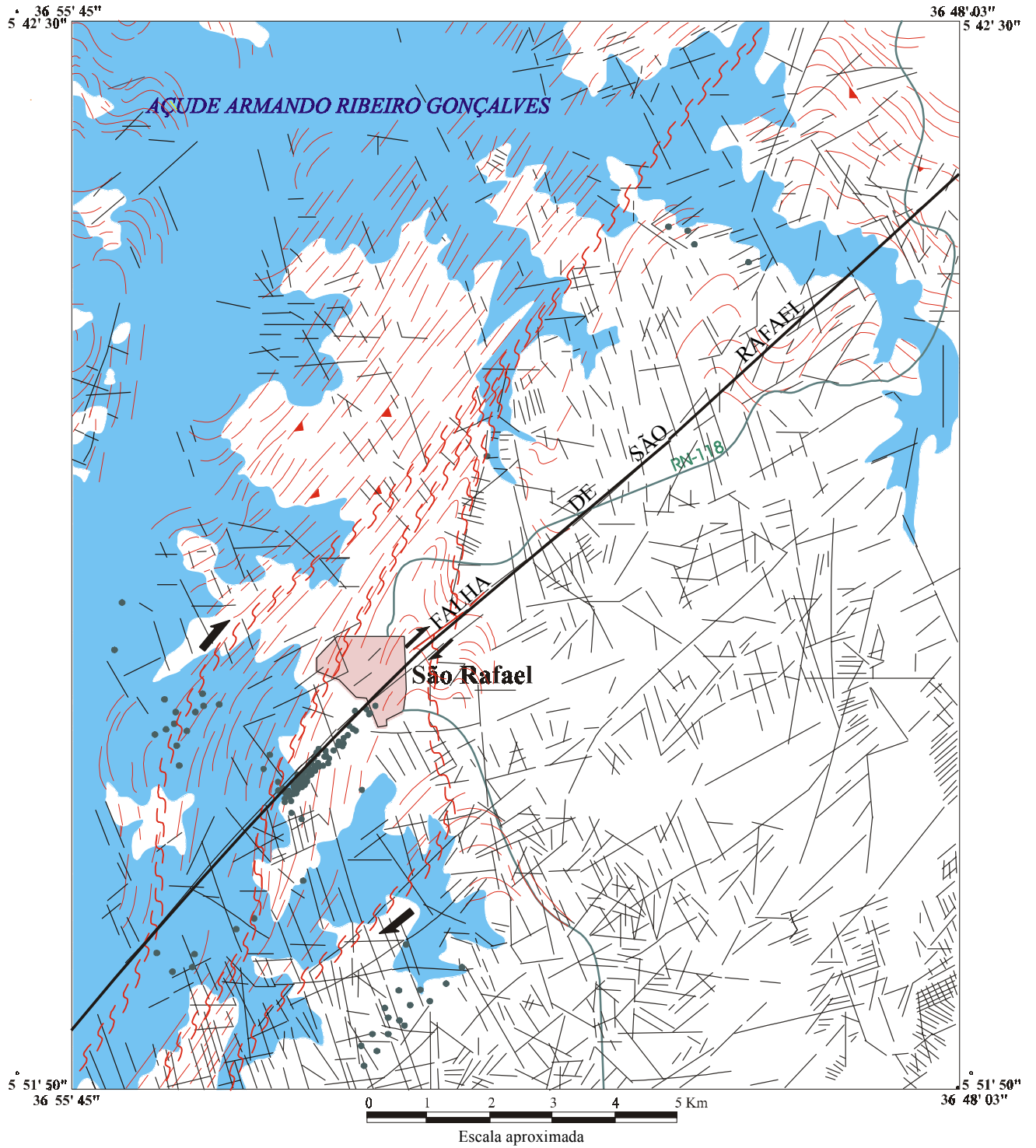


**Figura 4.23** - Diagramas de rosetas de fraturas. (A): medidas de fraturas fotointerpretadas; (B) medidas de fraturas secas em afloramentos de rochas cristalinas.







*A Falha de São Rafael.* A Falha de São Rafael foi primeiramente cartografada por Fortes (1986), através de observações nas fotos aéreas. Como o seu interesse era primordialmente as zonas de cisalhamento e suas implicações no arcabouço da Bacia Potiguar, com o objetivo na prospecção de petróleo, a faixa onde ocorre essa falha foi tratada como um lineamento rúptil qualquer. Neste trabalho, conseguiu-se caracterizá-la como sendo realmente uma falha, com implicação para a sismicidade local, especialmente a que ocorre a SW da cidade de São Rafael.

A Falha de São Rafael, nome definido pela primeira vez no presente trabalho, é uma faixa de pelo menos 18 km de extensão, que cruza toda a área estudada com direção NE, coincidente com a linha dos epicentros. A falha é evidenciada por uma zona intensamente fraturada. As rochas, no âmbito de sua influência, normalmente de coloração acinzentada, adquirem uma tonalidade predominantemente avermelhada, típica de local de zona de falha com alta percolação de fluidos. Foram encontrados ultracataclasitos, cataclasitos e brechas, de acordo com a classificação de Sibson (1977), além de veios de pseudotaquilito e quartzo. A existência de cataclasitos e ultracataclasitos indica nível crustal entre 4-10 km de profundidade, enquanto brechas e pseudotaquilito indicam nível crustal inferior a 4 km (Figuras 4.24a, 4.24b e 4.25).





**Figura 4.22** - Mapa de lineamentos fotointerpretados da área de São Rafael. Obtido a partir de fotos aéreas 1:70.000 (1966).

- |   |  |   |  |
|---|--|---|--|
|  | - Zonas de cisalhamentos transcorrente dextral |  | - Atitudes de foliação $S_3$ , fotointerpretadas |
|  | - Juntas e fraturas                            |  | - Traço de foliação $S_3$                        |
|  | - Epicentros dos sismos                        |  | - Falha de São Rafael                            |



**Figura 4.24a** - Falha de São Rafael. Ultracataclasito brechóide com faixa de milonito (tom mais escuro). Fazenda Cavalo Bravo a E de São Rafael. Afloramento AA26.



**Figura 4.24b** - Mesmo afloramento da Figura anterior. Ultracataclasito com finos veios de pseudotaquítilo preenchendo fraturas.



**Figura 4.25** - Zona da Falha de São Rafael. Granito cataclástico com veios de quartzo fraturados. Fazenda Bela Vista. Afloramento AA28 a NE de São Rafael.

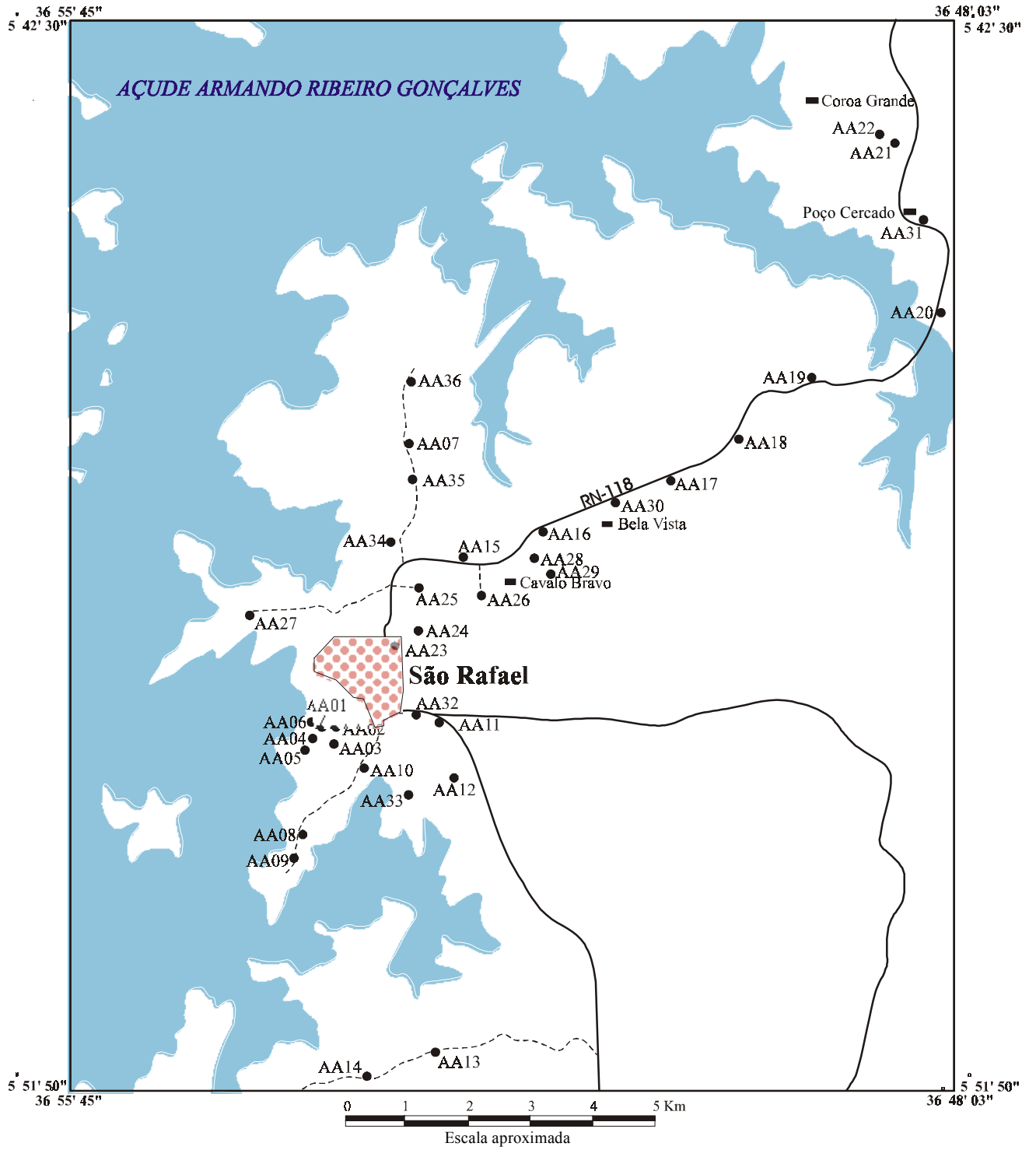
Exposições dessa falha podem ser encontradas nas Fazendas Cavalo Bravo, Bela Vista e Poço Cercado (ver mapa geológico e anexo 2).

A despeito de não se ter encontrado no campo marcadores que indique sua cinemática, exame nas fotos aéreas sugere uma componente de movimento transcorrente dextral. A evidência de seu deslocamento observado logo a NE de São Rafael, é indicativo de  $\sigma_1$  E-W e  $\sigma_3$  N-S.

A Falha de São Rafael, de direção aproximadamente N40°-45°E, intercepta as foliações S<sub>3</sub> das rochas metamórficas, geradas no evento brasileiro e atravessa o batólito granitóide homônimo, também implantado durante essa orogênese. Segundo Jardim de Sá (1994), a deformação brasileira responsável por essas foliações e alojamento desses granitóides é de idade  $580 \pm 30$  Ma. Portanto, o desenvolvimento da falha a que nos referimos é posterior a essa idade. Até o presente momento não dispomos de dados suficientes para um posicionamento temporal desta falha.

Segundo Ferreira (1997), a distribuição dos epicentros e os mecanismos focais mostram que a atividade sísmica nessa região ocorre, principalmente, em falhas de orientação N40°E, subverticais e transcorrentes dextrais. O mesmo advoga que esses fenômenos são causados pela Barragem do Açú e que ocorrem em zonas de fraquezas pré-existentes, orientadas de maneira adequada em relação ao campo de esforços regionais. No entanto, admite sua dificuldade em associar essa atividade sísmica com qualquer falha, até então mapeada.

Nossas observações foram concentradas na linha de epicentros localizada à SW de São Rafael. Pelo menos nesse sítio, conseguimos caracterizar a existência de uma zona de falha, com expressão na superfície, direção e posicionamento coincidente com a faixa dos epicentros. Assim, sugerimos que os sismos descritos por Ferreira (1997) são causados pela reativação da Falha de São Rafael. Esta idéia, não invalida a hipótese dos eventos estarem relacionados com a pressão exercida pelo enchimento do açude (Ferreira 1997, Nascimento 1997), o qual funcionaria como um acelerador dessa reativação.



Anexo 2 - Mapa de pontos de afloramentos da área de São Rafael.

## CAPÍTULO 5

### DISCUSSÕES, CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

#### 5.1 - Discussões

*Área de João Câmara.* Os fatos aqui relatados, dizem respeito as análises de sensoriamento remoto e observações de campo, com o objetivo de uma caracterização morfotectônica da região e seu relacionamento com os eventos sísmicos documentados. No entanto, algumas considerações primárias devem ser feitas. Por se tratar da região mais sismogênica do País, foi palco de inúmeros trabalhos relacionados com esses fenômenos. Assim, vários têm sido os modelos propostos para explicar a atividade sísmica de João Câmara, alguns dos quais abrangendo toda a sismicidade do nordeste.

Segundo Assumpção (1990), a transição crosta continental-crosta oceânica gera esforços tracionais na crosta continental perpendiculares à linha de costa. Esses, seriam superpostos aos esforços compressivos E-W devidos ao empurrão da cadeia Meso Atlântica. Este modelo tanto explicaria os eventos observados nas bordas da Bacia Potiguar, como também a baixa atividade sísmica ao longo da costa leste do nordeste brasileiro.

Para a região de João Câmara, Ferreira *et al* (1987) e Sophia & Assumpção (1989), através da solução de mecanismo focal, estabeleceram a existência de uma falha sísmica (Falha Sísmica de Samambaia - FSS). Esta, teria uma direção N40°E com mergulho forte (acima de 70°) para W, movimento transcorrente dextral e pequena componente normal. Posteriormente, Takeya (1992) confirmou sua existência. Relata que ela trunca as foliações brasilianas, concluindo que se trata de vários segmentos de falha. Para esses autores, a atividade sísmica atual de João Câmara, representa reativações ao longo de antigas zonas de fraqueza, durante a evolução do continente. Entretanto, esses estudos, baseados em trabalhos geofísicos, não conseguiram estabelecer o prolongamento da FSS até a superfície, porque os sismos se concentram entre 2 e 10 km de profundidade, sugerindo inicialmente a idéia de uma falha *cega*.

No presente trabalho, cartografou-se a existência, na superfície, de uma zona de falha na mesma direção, coplanarizada com os epicentros, aflorando à E destes e na faixa de influência que seria esperada, levando-se em conta a projeção dos hipocentros na superfície. Esta zona, aflorante, acompanha toda a linha de epicentros, pelo menos no que tange ao domínio das rochas cristalinas.

Sua presença na superfície foi constatada pela frequência de inúmeros veios silicosos aflorantes, alinhados e associados a rochas cataclásticas, paralelos aos epicentros e com mergulho forte para oeste. A observação de estrias de movimento em gnaisses cataclásados e decompostos, próximos a esses diques, indicam sua reativação recente.

O seu caráter predominantemente dextral, assim como o real truncamento das estruturas brasileiras, aludidos pelos autores acima, não foram comprovados, seja pela não observação de marcadores cinemáticos nos afloramentos visitados, seja pela péssima qualidade das fotos aéreas disponíveis.

Torres (1994), realizou estudos neotectônicos regionais, que abrangeram desde o litoral norte do Estado do Rio Grande do Norte até a região imediatamente ao sul da borda da Bacia Potiguar. Levando em conta o fato de não ter percebido nenhuma estrutura contínua ao longo da faixa dos sismos de João Câmara, concluiu que a FSS trata-se de uma série de rupturas sísmicas em processo de formação. Propôs, para explicar a sismicidade atual no Nordeste, um sistema de falhas tipo Riedel, de direção E-W, onde os principais componentes seriam o Lineamento Fernando de Noronha e o Lineamento Lages. O autor, em suas conclusões, destacou que as falhas E-W, em torno de N-S e  $N60^{\circ}-70^{\circ}E$ , são as principais falhas ativas, controlam a morfologia da região e exercem o mais importante papel dentro do contexto sísmico.

A caracterização da FSS, na superfície, é constituída por um alinhamento de diques silicosos fraturados e associados a rochas cataclásticas. Para serem formadas e/ou deformadas, essas rochas precisariam estar submetidas a determinada pressão e temperatura. Isto somente ocorreria se estivessem em profundidade na época de sua formação, o que confirma tratar-se de uma zona de ruptura antiga.

As nossas observações espaciais - fotointerpretação - tanto na área de João Câmara quanto na de São Rafael, não identificaram qualquer alinhamento ruptural relevante nas direções E-W ou N-S. Especificamente na área de João Câmara, as direções rupturais são preferencialmente  $N60^{\circ}E$  e  $N60^{\circ}W$  (inativas atualmente), oriundas de evento e/ou eventos independentes dos que ocorrem na FSS (não conseguimos estabelecer qualquer relação).

Coriolano (1998), em trabalhos geológicos realizados na faixa dos epicentros, cartografou três veios silicosos alinhados, de direção NE, localizados na zona de influência dos sismos. Muito embora não descarte a possibilidade de estarem relacionados com a FSS - hipótese anteriormente levantada por Amaral (1990) -, levando em conta que o registro de movimentos recentes no embasamento cristalino parece ser muito limitado, propõe que a expressão atual da FSS deve ser considerada como uma estrutura *cega*.

No nosso trabalho, encontramos registros suficientes para confirmar a expressão atual da zona de falha denominada FSS. Ela se manifesta na superfície pela frequência de inúmeros veios silicosos e cataclásados, expostos paralelamente e contíguos à faixa de epicentros, e presentes em quase toda sua extensão. Sua reativação holocênica, é revelada pela presença de estrias de movimento em afloramento de gnaiss cataclástico decomposto, e sua reativação atual é manifestada através dos sismos que ora ocorrem.

Nossos dados não são suficientes para posicionar geocronologicamente sua formação. Se levarmos em consideração que ela trunca as estruturas brasileiras, ela seria pelo menos pós a tardi-brasilianas. A não observação de veios silicosos cortando os sedimentos mesozóicos, deixa em aberto essa questão. Coriolano (1998), levanta a hipótese desses diques silicosos estarem relacionados com a etapa final da deformação brasileira, ou com um evento mais jovem (deformação Juro-Cretácica).

Moreira *et al.* (1990), analisando os mapas gravimétricos, chama a atenção para uma anomalia positiva detectada na região epicentral de João Câmara e que se estende mais para sul, sugerindo que a crosta a leste e a oeste da mesma, possuem características diferentes. Fortes (1987) e Takeya (1992), assinalam um alinhamento magnético aproximadamente na mesma direção e coincidente com a zona dos epicentros.

Com efeito, a observação realizada por esses autores, vem fortalecer as nossas sugestões, quando das análises de drenagem e relevo, de que trata-se realmente de dois blocos distintos, a leste e oeste da região epicentral.

*Área de São Rafael.* A distribuição epicentral e as soluções de mecanismos focais encontradas a partir da análise dos eventos registrados pela rede digital e por Ferreira *et al.* (1995) nos anos de 1989, 1990/91, mostram que a atividade sísmica de São Rafael se concentra em falhas orientadas essencialmente na direção NE-SW (Nascimento 1997). Esse autor ressalta que nos primeiros anos de monitoramento sísmico, o mecanismo de difusão da pressão de poro é o mecanismo dominante no disparo da sismicidade. Como nos anos posteriores, a clara correlação da sismicidade com o nível d'água desaparece, conclui que este fato deve estar ligado com a migração dos epicentros para uma nova região. Embora concorde que a morfologia da falha seja controlada por linhas rupturais NE-SW, em suas observações de campo, tais feições não tiveram expressão na superfície.

Os nossos esforços foram dispendidos no enxame de sismos localizado imediatamente à SW da cidade de São Rafael. Conseguimos constatar, na superfície, a existência de uma zona de falha, a que denominamos de Falha de São Rafael, de direção NE-SW, exatamente compatível



com a faixa dos epicentros. Ela se estende por aproximadamente 18 km, se caracterizando pela presença de rochas cataclásticas com intrusões de veios quartzo fraturados.

Segundo Ferreira (1997), a solução de mecanismo focal mostra que trata-se de acidentes rupturais com movimento transcorrente dextral e mergulho subvertical. Para esse autor, todas as informações disponíveis indicam que a atividade sísmica é induzida pelo reservatório da barragem e ocorre em zonas de fraqueza pré-existentes.

Com efeito, o fato da Falha de São Rafael se dispor exatamente coincidente com os epicentros, constata sua verticalidade e o exame nas fotos aéreas sugere uma movimentação transcorrente dextral.

## 5.2 – Conclusões e Recomendações

Pelo exposto, a respeito da região de João Câmara, podemos concluir o seguinte:

A FSS, constitui-se de um segmento ou segmentos de falha, alinhados e coplanarizados com a faixa dos epicentros. Sua expressão na superfície, pode ser verificada por sua exposição em vários sítios ao longo de sua extensão. Suas reativações no decorrer do tempo geológico são determinadas pela presença de inúmeros veios silicosos, fraturados e cataclásados. Sua movimentação recente é caracterizada pela presença de estrias em gnaisses cataclásticos decompostos e o seu caráter de falha ativa é definido pelos sismos que ora ocorrem.

As análises de drenagem e relevo sugerem ela separa dois blocos distintos. O bloco a leste da mesma se encontra em processo de soerguimento, influenciando mesmo que lenta e imperceptivelmente o modelado do relevo da região.

Com respeito a região de São Rafael, concluímos que o enxame de sismos à SW da cidade homônima é causado pela reativação de uma zona de falha, com expressão na superfície (Falha de São Rafael), de direção NE-SW, transcorrente dextral. Como ela trunca visivelmente as estruturas S<sub>3</sub>, sua idade de formação pode ser tardi-brasiliana, com várias reativações posteriores.

A metodologia aplicada, embora simples, se mostrou bastante eficaz no tocante ao objetivo do nosso trabalho. As análises de drenagem, relevo e estruturas, associadas com os mapas geológicos já existentes, e atualizados, num processo de *feedback*, corroboradas com observações de campo, nos proporcionou demonstrar a expressão na superfície das falhas de Samambaia e São Rafael. Essa metodologia deverá ser também empregada em pelo menos mais um sítio sismogênico do nordeste, levando-se em consideração o provérbio chinês: - “O cavalo ganha a primeira vez, sorte; o cavalo ganha a segunda vez, coincidência; o cavalo ganha a terceira vez, aposte no cavalo”-.

O exame de imagens de sensores, obtidas em anos diferentes, é muito importante e nos ajuda a estabelecer e entender as evoluções neotectônicas e/ou morfológicas das regiões. Para tanto, recomendamos a aquisição de fotos aéreas atuais das duas áreas, cobrindo as áreas epicentrais, e se possível na escala 1.10.000.

Futuros trabalhos deverão ser concentrados nas porções norte e sul da Falha de Samambaia, no intuito de melhor caracterizar sua continuidade e expressão na superfície, notadamente na área de domínio da Bacia Potiguar. Isto possibilitará uma melhor caracterização de sua idade.

Medidas geodésicas periódicas, deverão ser realizadas, com o objetivo de estabelecer a real taxa de soerguimento atual nessas regiões.

**REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Alheiros, M.M.; Lima Filho, M.F.; Monteiro, F.A.J.; Oliveira Filho, J.S. 1988. Sistemas deposicionais na Formação Barreiras no Nordeste Oriental. In: SBG/Cong. Bras. Geol., 35, Belém, *Anais*, p.753-760.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. do NE, 7, Campina Grande, *Atas*, p. 242-258.
- Almeida, F.F.M. e Hasui, Y. 1984. O pré-cambriano do Brasil. São Paulo, *Edgar Blucher*, 378p.
- Amaral, C.A. 1990. Folha João Câmara, escala 1:100.000. DNPM/CPRM, 88p. e anexos.
- Araripe, P.T. e Feijó, F.J. 1994. Bacia Potiguar. Boletim de Geociências da PETROBRÁS, Rio de Janeiro, 8(1) p.127-141.
- Archanjo, C.J. e Salim, J. 1986. Posição da Formação Seridó no contexto estratigráfico regional (RN/PB). In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. NE, 12, João Pessoa, *Atas*, p. 270-281.
- Archanjo, C.J. 1995. Alojamento de plútons graníticos e a deformação crustal brasileira da Faixa Seridó (NE do Brasil). In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. do NE, 14, Recife, *Boletim*, p.399-400.
- Assumpção, M. 1987. Esforços litosféricos no Brasil e estudo do mecanismo focal em João Câmara. In: Bueno Perez, A.A. ed. *Simpósio sobre a sismicidade atual em João Câmara, RN. Rio de Janeiro*. p.13-16.
- Assumpção, M. 1990. Direção dos esforços intraplaca na América do Sul. Tese de Livre-Docência. Depto de Geofísica - Instituto Astronômico e Geofísico - Universidade de São Paulo. São Paulo. 59p.
- Assumpção, M. 1992. The regional intraplate stress field in South America. *Journal Geophysical Research.*, 97(138):11889-11903.
- Assumpção, M.; Suárez, G.; Veloso, J. A. 1985. Fault plane solutions of intraplate earthquakes in Brazil: some constraints on the regional stress field. *Tectonophysics*, 113: 283-293.
- Barbosa, A.J. e Braga, A.P.G. 1974. Projeto Leste da Paraíba e Rio Grande do Norte. Relatório Final, Recife, DNPM/CPRM, (inédito), 1v.
- Berrocal, J.; Assumpção, M.; Antezana, R.; Dias Neto, C.M.; Ortega, R.; França, H.; Veloso, J.A.V. 1984. Sismicidade do Brasil. São Paulo: IAG/USP/CNEN, 320 p.
- Bigarella, J.J. e Andrade G.O. 1964. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). *Arq. Inst. Ciênc. Terra, Univ. Recife*, 2: 1-14.
- Branner, J.C. 1902. *Geology along the Pernambuco coast south of Recife*. Bull. Geol. Soc. of America, Washington, v.13: 58-92. In: Campos e Silva, A. 1965. *O Grupo Barreiras na região de Natal*. Natal, Instituto de Antropologia Câmara Cascudo, 4p.
- Brito Neves, B.B. 1983. *O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1:100.000*. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 177p.
- Caby, R.; Sial, A.; Arthaud, M.H.; Vauchez, A. 1990. *Crustal Evolution and the Brasiliano orogeny in Northeast Brazil*. In: Dallmeyer, R.D. & Lecorché, J.P. (eds.) - *The West African Orogens and Circum Atlantic correlatives*. Springer-Verlag, 373-397.
- Christofoletti, A. 1981. *Geomorfologia Fluvial*. 1. O canal fluvial. Blutcher. 313p.
- Coriolano, A. C. F.; Jardim de Sá, E. F.; Cowie, P. A.; Amaral, C.A. 1997. Estruturas Frágeis no Substrato da Região de João Câmara (RN): Correlação com a Falha Sísmica de Samambaia? In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. do NE, Fortaleza, *Anais*, p.325-329.
- Coriolano, A.C.F. 1998. *Mapeamento geológico-estrutural ao longo da Falha de Samambaia-João Câmara (RN)*. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, Relatório de Graduação, 83p.

- Coriolano, A.C.F.; Lucena, L.F.; Jardim de Sá, E.F.; Saadi, A. 1999. A deformação Quaternária no Litoral Oriental do Rio Grande do Norte. In: Simp. Nac. de Estudos Tectônicos (SNET) & Simp. Intern. da tectônica da SBG. *Anais*, p.67-70.
- Cremonini, O.A.; Goulart, J.P.M.; Soares, U.M. 1996. O rifte Potiguar: novos dados e implicações tectônicas. In: UNESP, Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 4, São Paulo, *Boletim*, p.89-93.
- Dantas, E.P. 1992. *Gravimetria e sensoriamento remoto: uma aplicação ao estudo da tectônica recente entre Macau e São Bento do Norte (RN)*. PPGG/UFRN, Natal/RN, Dissertação de Mestrado, 97p.
- Dantas, E.L. 1997. *Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Tese de Doutorado, 206p.
- Dantas, E.L.; Van Schumus, W.R.; Hackspacher, P.C.; Brito Neves, B.B. 1996. Crustal Nd Isotopic Evolution and Differentiation during Archean and Paleoproterozoic of the Caldas Brandão Massif, Northeast Brazil. In: SBG/BA-SE, Cong. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, p.495-498.
- Deffontaines, B. 1990. *Developpment d'une méthodologie morpho-néotectonique et morphostructurale; analyse des surfaces enveloppes du réseau hydrographique et des modèles numériques de terrain; applications au Nord-Est de la France*. Université de Paris, Thèse de Geologie, 230p.
- Dewey, J.W. 1988. Midplate seismicity exterior to former rift-basins. *Seismol. Res. Lett.*, 59: 213-218.
- Ferreira, J.A.M. 1967. Considerações sobre uma nova estratigrafia do Seridó. *Eng. Miner. Metal.*, Rio de Janeiro. 45 (265): 25-28.
- Ferreira, J.M. 1983. Sismicidade do Nordeste do Brasil. *Tese de Mestrado*, IAG/USP. 192 p.
- Ferreira, J.M. 1987. Sismicidade no Rio Grande do Norte. *Simpósio: Sismicidade na Região de João Câmara - RN, Rio de Janeiro, novembro de 1986*. In: *Publicação Especial, ON*, n. 1: 32-48.
- Ferreira, J.M. 1997. *Sismicidade e esforços no Nordeste do Brasil*. Instituto de Astrofísica e Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 126p.
- Ferreira, J.M. e Assumpção, M. 1983. Sismicidade do Nordeste do Brasil. *Ver. Bras. Geofis.*, 1: 67-88.
- Ferreira, J.M., Takeya, M.K.; Costa, J.M.; Moreira, J.A.M.; Assumpção, M.; Veloso, J.A.V.; Pearce, R.G. 1987. A continuing intraplate earthquake sequence near João Câmara - Northeastern Brazil - preliminary results. *Geophys. Res. Lett.*, 14: 1402-1405.
- Ferreira, J.M.; Oliveira, R.T.; Takeya, M.; Assumpção, M. 1995. Superposition of local and regional stress in NE Brazil. In: SBGf, Cong. Inter. Soc. Bras. Geof., 2, Rio de Janeiro, *Res. Expandidos*, 1025-1028.
- Fortes, F.P. 1987. *Mapa Geológico da Bacia Potiguar (escala 1:100.000), a origem da Bacia Mesozóica do Apodi como decorrência do ciclo tectono-orogênico brasileiro*. Natal: PETROBRAS. DEBAR. DINTER, 116p. (Relatório interno).
- Gallardo, C.e Perez, A.A.B. 1988. Estado dos esforços inferidos a partir de feições morfológicas de origem tectônica na região de João Câmara (RN). Rio de Janeiro: Observatório Nacional.
- Gomes, J.R.C.; Gatto, C.M.P.P.; Souza, G.M.C.; Luiz, D.S.; Pires, J.L.; Teixeira, W. 1981. Geologia e mapeamento regional. In: Brasil. Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL. Folhas SB. 24/25, Jaguaribe/Natal. Rio de Janeiro, 1981. (Levantamento de recursos naturais, 23) p.27-176.

- Hackspacher, P.C. e Oliveira, D.C. 1984. A evolução Estrutural das Zonas de Cisalhamento Portalegre e Santa Mônica-RN. In: SBG/Sudeste, Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 6:1679-1692.
- Hackspacher, P.C.; Van Schumus, W.R.; Dantas, E.L. 1990. Um embasamento transamazônico na Província Borborema. In: SBG/Nordeste, Cong. Bras. Geol., 36, Natal, *Anais*, 6:2683-2696.
- Jardim de Sá, E.F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, n 3, 803 p. e anexos.
- Jardim de Sá, E.F. e Salim, J. 1980. Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região do Seridó (RN-PB). *Miner. Metal.*, 80 (421): 16-28.
- Jardim de Sá, E.F.; Legrand, J.M.; Sena de Sá, C.A.; Lira, C.P.; Medeiros Neto, F.A.; Rego, J.M.; Souza, L.C. 1981. Esboço da geologia precambriana do extremo oeste do Rio Grande do Norte. In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. NE, 10, Recife, *Atas*, p.315-328.
- Jardim de Sá, E.F.; Macedo, M.H.F.; Legrand, J.M.; McReath, I.; Galindo, A.C.; Sá, J.M. 1987. Proterozoic granitoids in polycyclic setting: the Seridó region, NE Brazil. International Symposium of Granites and Associated Mineralizations, Salvador (BA), *Extended Abstracts*, p.103-110.
- Jardim de Sá, E.F. e Hollanda, M.H.B.M. 1993. Mapa estrutural dos granitóides brasileiros na Faixa Seridó (RN-PB). In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. NE, 15, Natal, *Boletim*, p.367-369.
- Jardim de Sá, E.F.; Matos, R.M.D.; Oliveira, D.C.; Rêgo, J.M.; Monteiro, E.T.; Dantas, J.R.A. 1998. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte, escala 1:500.000. DNPM - 4º Distrito/UFRN/PETROBRÁS/CRM.
- Jardim de Sá, E.F.; Souza, Z.S.; Hollanda, M.H.B.M. 1993. Estruturas Tangenciais Relacionadas à Deformação Transcorrente: exemplos na porção oriental da Faixa Seridó. In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. NE, 15, Natal, *Boletim*, p.269-272.
- Jardim de Sá, E.F.; Matos, R.M.D.; Oliveira, D.C.; Rêgo, J.M.; Monteiro, E.T.; Dantas, J.R.A. 1998. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte, escala 1:500.000. DNPM/UFRN/PETROBRAS/CRM.
- Johnston, A.C. 1989. The seismicity of stable continental interiors. In: Gregersen, S., Basham, P.W. Earthquakes at North Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Post-Glacial Rebound. Kluwer: Dordrecht, p.299-327.
- Kafka, L.; Miller, P.E. 1996. Seismicity in the area surrounding two Mesozoic rift basins in the northeastern United States. *Seismol. Res. Lett.*, 67: 69-86.
- King, L. 1956. Geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev. Bras. Geog.* Rio de Janeiro. 18 (2): 147-266.
- Legrand, J.M.; Sá, J.M. 1986. Granitogênese brasileira no Seridó: o Maciço de Acari (RN). *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, 16(1): 95-105.
- Legrand, J.M.; Liegeois, J.P.; Souza, L.C. 1991. Datações U/Pb e Rb/Sr das rochas precambrianas da região de Caicó. Reavaliação da definição de um embasamento arqueano. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 14, Recife, *Atas*, p.276-279.
- Lima, E.A.M.; Barbosa A.J.; Leite, J.F. 1980. Projeto Scheelita do Seridó. Relatório final. Recife, DNPM/CPRM, (inédito) 35v.
- Long, L.T.; Zelt, Karl-Heinz. 1991. A local weakening of the brittle - ductile transition can explain some intraplate seismic zones. *Tectonophysics*, 186: 175-192.
- Mabesoone, J.M.; Campos e Silva, A.; Beurlen, K. 1972. Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Revista Brasileira de Geociências*, v.2: 173-188.
- Mabesoone, J.M.; Rolim, J.L. 1972. Quaternário do Nordeste Oriental do Brasil. *Estudos Sedimentológicos*, 3/4: 89-130.

- Mabesoone, J.M. 1987. Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. (s.1): FINEP, 60p.
- Macedo, M.H.F.; Jardim de Sá, E.F.; Sá, J.M. 1984. Datações Rb-Sr em ortognaisses e a idade do Grupo Seridó. In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. NE, 11, Natal, *Atas*, p.256-259.
- Macedo, M.H.F.; Jardim de Sá, E.F.; Peucat, J.J.; Souza, Z.S.; Martin, H. 1991. Avaliação dos dados geocronológicos do Complexo Caicó (RN) e suas implicações tectônicas. In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. NE, 14, Recife, *Atas*, p.256-259.
- Matos, R.M.D. 1987. Sistemas de rifts Cretáceos do NE Brasileiro. In: Seminário de Tectônica da PETROBRÁS.. Rio de Janeiro, 1987. *Atas...*Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES/DEPEX. p.126-159
- Matos, R.M.D. 1992. The northeast brazilian rift sistem. *Tectonics*, 11; 766-791.
- Meunier, A. 1964. Sucession stratigraphique et passages latéraux dus au métamorphisme de la Série Ceará, Anté-Cambrien du Nord-Est Brésilien. *CR Acad. Sci. Paris*. 259: 3796-3799.
- Milani, E.S. 1990. Estilos estruturais em bacias sedimentares - revisão conceitual. In: De Raja Gabaglia e Milani, E.S. (coords.). *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*, PETROBRAS, p.75-96.
- Moreira, J.A.M.; Baraud, R.; Lins, F.A.P.L.; Macedo, J.W.P. 1990. Contribuição da gravimetria para o entendimento da sismicidade de João Câmara. In: SBG/Nordeste, Cong. Bras. Geol., 36, Natal, *Anais*, 2: 607-620.
- Nascimento, A.F. 1997. *Estudo da sismicidade induzida pelo reservatório da Barragem do Assu (RN)*. PPGG/UFRN, Natal/RN, Dissertação de Mestrado, 89p.
- Park, R.G. 1988. Geological structures and moving plates. *Glasgow: Blackie*, 337p.
- Prates, M.; Gatto, L.C.S.; Costa, M.I.P. 1981. Brasil. Ministério das Minas e Energia. Secretaria-Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folhas Sb. 24/25 Jaguaribe/Natal; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro.744p.
- Regalli, M.S.P.; Gonzaga, S.M. 1982. Palinocronoestratigrafia da Bacia Potiguar. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES/DIVEX/SEPALE. (relatório interno). 18p.
- Saadi, A. 1993. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretações preliminares. *Geonomos*. (11): 1-15.
- Salim, J.; Lima, M.S.; Mabesoone, J.M. 1973. Feições geomorfológicas do Rio Grande do Norte. In: SBG/BA-SE, Cong. Bras. Geol., 27. Aracaju, *Atas*: 227-228.
- Sial, A.N. 1976. The post-Paleozoic vulcanism of Northeast Brazil and its tectonic significance. *An. Acad. Bras. Ciênc*. 48: 299-312.
- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Lond*. 133: 190-213.
- Soares, P.C. e Fiori, A.P. 1976. Lógica e Sistemática na Análise e Interpretação de Fotografias Aéreas em Geologia. *Not. Geomorfol. Campinas, SP*. 16(32); p.71-104.
- Sophia, C.M.; Assumpção, M. 1989. Padrão de ruptura da Falha de Samambaia, RN, na reativação de fevereiro de 1987 (The rupture pattern of Samambaia Fault, RN, during the reactivation of february 1987). 1st Congress of the Brazilian Geophys. Soc., 20-24 Nov. 1989. Rio de Janeiro. Brazil.
- Souza, S.M. 1982. Atualizações da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: SBG/BA-SE, Cong. Bras. Geol., 32, Salvador, *Anais*, p.2392-2406.
- Souza, Z.S.; Martin, H.; Macedo, M.H.F.; Peucat, J.J.; Jardim de Sá, E.F. 1993. Un segment de croûte continentale juvenile d'âge protérozoïque inférieur: le Complexe de Caicó (Rio Grande do Norte, NE-Brésil). *C. R. Acad. Sci. Paris III*, 316: 201-208.
- Summerfield, M.A. 1991. Tectonic geomorphology. *Progress in Physical Geography*., 15(2):193-205.
- Sykes, L.R. 1978. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism posdating continental fragmentation. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 16: 621-688.

- Takeya, M.K.; Ferreira, J.M.; Pearce, R.G.; Assumpção, M.; Costa, J.M.; Sophia, C.M. 1989. The 1986-1987 intraplate earthquake sequence near João Câmara, northeast Brazil - evolution of seismicity. *Tectonophysics*, 167: 117-131.
- Takeya, M.K. 1992. *High precision studies of an intraplate earthquake sequence in northeast Brazil*. Ph. D. thesis, University of Edinburgh, 228 p.
- Talwani, P. 1988. The intersection model for intraplate earthquakes. *Seismol Res. Lett.*, 59: 305-310.
- Talwani, P. 1989. Characteristic features of intraplate earthquakes and the models proposed to explain them. In: Gregersen, S.G., Bashaw, P.W. *Earthquakes at North Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Post-Glacial Rebound*. Kluwer: Dordrecht, p.563-579.
- Tibana, P.; Terra, G.I.S. 1981. Sequências carbonáticas do Cretáceo na Bacia Potiguar. Boletim Técnico da PETROBRÁS. v.3, 24p.
- Torres, H.H.F.; Barbosa, A.G.; Braga, A.P.G.; Gallardo, C.; Sato, E.Y.; Mendonça, J.C.S. 1990. Estudos de Neotectônica na Bacia Potiguar e Adjacências (Estados do Rio Grande do Norte e Ceará). *Projeto João Câmara, Relatório, CPRM, Recife*.
- Torres, H.H.F. Metodologia para estudos neotectônicos regionais; o caso João Câmara. Recife: CPRM, 1994. 50p. il. *Série Publicações Especiais*, 3).
- Trindade, R.I.F.; Hollanda, M.H.B.M.; Araújo, J.M.M. 1993. Mapeamento geológico da região a sudeste de Barra de Santa Rosa (PB): uma estrutura transtraccional Brasileira. In: SBG/Nordeste, Simp. Geol. NE, 15, Natal, *Atas*, p.264-467.
- Vandenberghe, J. 1990. Morphological effects of Pleistocene faulting in unconsolidated sediments (Central Graben, Netherlands. *Zeitschrift für Geomorphologie.*, 341):113-124.
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P.C. 1994. Identification of lithospheric domains in NE Brazil and their relevance to the ancestry and assembly of western Gondwana, Inter. Symp. on the Phys. and Chem. of the Upper Mantle, p.79-81.
- Van Schmus, W. R.; Brito Neves, B.B.; Hackspacher, P.C.; Babinski, M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: inicial conclusions. In: A.F. Silva Filho and E.S. Lima, (Eds.) *Geology of the Borborema Province, Northeast Brazil. Journal of South American Earth Sciences*, 8(3/4):267-288.
- Van Schmus, W. R.; Dantas, E.L.; Fetter, A.; Brito Neves, B.B.; Hackspacher, P.C.; Babinski, M. 1996. Neoproterozoic age for Seridó Group, NE Borborema Province, Brazil. In: SBG/BA-SE, Cong. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, v.6: 152-155.
- Wilson, J.T. 1966. Did the Atlantic close and then reopen? *Nature*, v.211; .676-681.
- Zoback, M.D. 1983. Intraplate earthquakes, crustal deformation, and in-situ stress. In: Hayes, W.W & P.L. Gori (eds.), *A workshop on "The 1886 Charleston, South Carolina, earthquake and its implications for today"*. *Proceedings of Conference XX. U.S. Geological Survey Open-File Report* 83-843, p.169-178.