

Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

" TECTÔNICA DA REGIÃO NORDESTE DO ESTADO DE RORAIMA".

TESE APRESENTADA POR

JOSÉ AUGUSTO VIEIRA COSTA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação 12 / 03 / 99

Comitê de Tese:

JOÃO BATISTA SENA COSTA (Orientador)

MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA

ROBERTO VIZEU LIMA PINHEIRO

ALBERTO PIO FIORI

HANS DIRK EBERT

BELÉM

À minha esposa Maria Bela,

Às queridas filhas Kenya, Vanya e Júlia

À minha mãe Gertrudes.

À minha esposa Maria Bela,

Às queridas filhas Kenya, Vanya e Júlia

À minha mãe Gertrudes.

AGRADECIMENTOS

Um trabalho de pesquisa dificilmente terá êxito, caso não seja realizado em parceria e com discussões entre os envolvidos na área do conhecimento. Este trabalho não poderia fugir a esse procedimento, dessa forma, teve a colaboração de instituições e pessoas sem as quais a elaboração do documento final estaria comprometida. Portanto, neste espaço, registro meus sinceros agradecimentos as seguintes intituições e pessoas:

À Universidade Federal de Roraima que concedeu portaria de Afastamento para a realização do curso de doutoramento.

Ao Curso de Pós- Graduação do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará pelo aceite para a realização do curso e por toda a sua infra-estrutura de apoio.

À Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES - pela concessão de bolsa de estudo através do Plano Individual de Capacitação Docente - PICDT.

À Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais - CPRM - que em grande parte viabilizou os trabalhos de campo.

Ao Instituto de Desenvolvimento Econômico e Social do Estado do Pará - IDESP - que permitiu a utilização do seu laboratório de geoprocessamento.

Ao Prof. Dr. João Batista Sena Costa que com sua prestimosa contribuição científica para o entendimento da evolução geológica da Amazônia sob, a ótica dos modernos conceitos da geologia estrutural, ajudou significativamente na formação de profissionais de geologia dessa vasta região. Entretanto, agradeço fundamentalmente pela sua orientação e ensinamentos os quais foram de suma importância para a realização deste trabalho.

À Banca Examinadora constituida pelos Profs. Drs. Fernando F. Alkemim, Mario Vicente Caputo, Maurício da Silva Borges e Moacir Buenano Macambira pelas sugestões apresentadas quando da realização do Exame de Qualificação.

Ao Geólogo João Luis Gouvea pelos ensinamentos do programa Spring (desenvolvido por INPE, EMBRAPA e IBM), o qual foi utilizado para o processamento das imagens de satélite e digitalização dos mapas.

Aos Profs. Moacir Buenano Macambira e Thomas Scheller pela orientação e apoio técnico quando das análises geocronológicas.

À Profa. Ruth Léa Bemerguy pelas sugestões quanto aos aspectos geomorfológicos e pelo empréstimo de obras de seu acervo pessoal.

Ao Prof. Roberto Dall' Agnol pela prestimosa discussão quanto aos aspectos petrográficos dos granitos e pelo empréstimo de acervo pessoal e contador de pontos percentence ao Projeto sob sua orientação.

Aos Profs. Ronaldo Lima Lemos e Paulo Sérgio S. Gorayeb pelas discussões de lâminas petrográficas e apoio técnico na execução de fotomicrografias.

Ao Geólogo Hilton T. Costi pelas discussões das lâminas de rochas vulcânicas, bem como pela bibliografia particular cedida.

Ao Prof. Marcondes Lima da Costa, coordenador do Projeto Mineralogia e Geoquímica Aplicada a Materiais Supergênicos e Rejeitos Minerais da Amazônia, Procs. 520041/95 e 520041/95 - O(NV)/ CNPq, pela concessão de passagem aérea que permitiu a coleta de amostras de rochas pré-selecionadas pertencentes ao Grupo Surumu para determinações geocronológicas.

Ao Geólogo Sandoval Pinheiro pelo companheirismo e pelo apoio quando do levantamento bibliográfico.

Ao Geólogo Valmir da Silva Souza pelas discussões levantadas e elaboração de algumas ilustrações.

À Geóloga Cléris Regina Sachett pelo ajuda durante a realização das análises geocronológicas e pela concessão de bibliografia especializada.

Ao Geólogo Albano Leite pelo empréstimo de seu acervo pessoal, em especial, de temas relacionados a rochas graníticas.

Ao motorista da CPRM - RR, Sr. Luis Rodrigues pelo valioso auxílio durante os trabalhos de campo.

Aos técnicos, Sr. Eduardo Soares, Shirley Tavares e Joelma Lobo pela paciência no prepara das lâminas petrográficas orientadas.

Enfim, a todos as pessoas que de uma forma ou outra contribuiram para a realização desta pesquisa.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....i

AGRADECIMENTOS.....ii

SUMÁRIO.....v

LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....xi

RESUMO.....1

ABSTRACT.....3

GENERALIDADES.....5

1.1 LOCALIZAÇÃO, FISIOGRAFIA E ASPECTOS-SÓCIO ECONÔMICOS.....5

1.2 OBJETIVOS.....7

1.3 ATIVIDADES DESENVOLVIDAS.....8

1.3.1 Período preparatório às atividades de campo.....9

1.3.2 Trabalhos de campo.....10

1.3.3 Trabalhos laboratoriais.....11

1.4 METODOLOGIA.....11

2. ESTADO DE CONHECIMENTO GEOLÓGICO DA ÁREA PESQUISADA E ADJACÊNCIAS.....13

2.1 INTRODUÇÃO.....13

2.2 ARQUEANO - PROTEROZÓICO INFERIOR.....14

2.2.1 Grupo Anauá.....18

2.2.2 Complexo Kanuku.....22

2.2.3 Complexo Parima.....25

2.2.4 Complexo Cauarane.....27

2.2.5 Complexo Maracá.....28

2.3 PROTEROZÓICO INFERIOR / MÉDIO.....28

2.3.1 Granitóides do Proterozóico Inferior.....28

2.3.2 Supergrupo Uatumã: Grupo Surumu e Suíte Intrusiva Saracura.....30

2.3.2.1 Grupo Surumu.....30
2.3.2.2 Suíte Intrusiva Saracura.....31
2.4 PROTEROZÓICO MÉDIO.....32
2.4.1 Supergrupo Roraima.....33
2.4.2 Diabásio Avanavero.....35
2.4.3 Suíte Intrusiva Surucucus.....36
2.4.4 Episódio K´Mudku (1.200 ± 100 Ma).....38
2.5 MESOZÓICO.....39
2.5.1 Suíte Básica Apoteri.....39
2.5.2 Formação Tacutu.....40
2.6 CENOZÓICO.....41
2.6.1 Terciário.....41
2.6.1.1 Formação Boa Vista.....41
2.6.1.2 Formação Trincheira.....41
2.6.2 Quaternário.....42
2.6.2.1 Areias Brancas.....42
2.6.2.2 Aluviões.....42
2.7 ESTADO DA ARTE DA GEOLOGIA ESTRUTURAL.....42
2.7.1. Estruturas do Arqueano - Proterozóico Inferior.....43
2.7.2 Estruturas do Proterozóico Inferior - Médio.....46
2.7.3 Estruturas do Mesozóico.....56
2.7.4 Estruturas Neotectônicas.....59
3. O PRÉ-CAMBRIANO.....62
3.1 PROTEROZÓICO INFERIOR / MÉDIO.....62
3.1.1 Caracterização das Unidades Litoestratigráficas.....62
3.1.1.1. Grupo Surumu.....62
3.1.1.1.1 Rochas vulcânicas acidas.....65
a) Dacitos.....65
a.1) transformações mineralógicas.....67

a.2) estruturas / texturas de deformação....70
b) Riolitos....72
b.1) transformações mineralógicas....74
b.2) estruturas / texturas de deformação....74
3.1.1.1.2 Rochas Intermediárias....76
a) Andesitos....76
a.1) transformações mineralógicas....80
a.2) estruturas / texturas de deformação....80
3.1.1.1.3 Rochas Piroclásticas....81
a) Cristal Tufos....81
a.1) transformações mineralógicas....83
a.2) estruturas / texturas de deformação....85
b) Bomba - Lápilli Tufos....87
b.1) estruturas / texturas de deformação....92
c) Ignimbritos....94
c.1) estruturas / texturas de deformação....98
d) Brechas....100
d.1) estruturas / texturas de deformação....103
3.1.1.2 Suíte Intrusiva Saracura....103
3.1.1.2.1 Biotita Sienogranitos....106
a) transformações mineralógicas....112
b) estruturas / texturas de deformação....113
3.1.1.2.2 Feldspato Alcalino Granitos....118
a) estruturas / texturas de deformação....119
b) Variedades de Feldspato Alcalinos Granito Granofíricos....120
3.2 PROTEROZÓICO MÉDIO....123
3.2.1 Caracterização Litoestratigráfica das Unidades....123
3.2.1.1 Supergrupo Roraima....123
3.2.1.1.1 Formação Arai....125
a) Generalidades....125

b) Litotipos.....125
c) Ambiente Deposicional.....132
d) Idade e Correlação.....135
3.2.1.2 Diabásio Avanavero.....137
3.2.1.2.1 Idade e Correlação.....141
3.3 RELAÇÕES DE CONTATO.....141
3.4 GEOLOGIA ESTRUTURAL.....145
3.4.1 Introdução.....145
3.4.2 Geometria Macroscópica das Zonas de Cisalhamento.....146
3.4.3 Geometria Mesoscópica.....150
3.4.4 Considerações Sobre a Deformação X Metamorfismo.....165
3.4.4.1 Grupo Surumu.....168
3.4.4.2 Suíte Intrusiva Saracura.....171
a) Discussão.....175
b) *Sumário*.....176
3.4.5 Episódio K'Mudku.....178
3.4.5.1 Introdução.....178
3.4.5.2 Reativação Vinculada ao Episódio K'Mudku.....178
3.5 GEOCRONOLOGIA.....186
3.5.1 Introdução.....186
3.5.2 Metodologia.....192
3.5.2.1. Preparação das Amostras.....192
3.5.2.2.Espectrômetros de massas utilizados:.....193
a) VG ISOMASS 54E.....193
a.1) tratamento dos dados.....194
b) FINNIGAM MAT 262.....195
b.1) tratamento dos dados.....196
3.5.2.3 Determinações Geocronológicas.....196
3.5.2.3.1 Grupo Surumu.....196
a) Resultado obtido.....197

3.5.2.3.2 Suíte Intrusiva Saracura....200
a) Resultados Obtidos....*200*
a.1) Serra Aviaquário....200
a.2) Serra do Triunfo....202
a.3) Serra do Urubu....202
3.5.2.4 Considerações sobre o método utilizado....206
3.5.3 Discussão dos Resultados....209
3.5.3.1 Grupo Surumu....209
3.5.3.2 Suíte Intrusiva Saracura....210
3.5.3.3 Sumário....211
4. MESOZÓICO....213
4.1 CARACTERIZAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA....213
4.1.1. Suíte Básica Apoteri....213
4.1.11 Introdução....213
4.1.1.2 Diques de Diabásio....213
4.2 RELAÇÕES ESTRUTURAIS....217
4.3 IDADE E CORRELAÇÃO....220
5. CENOZÓICO....222
5.1 COBERTURAS DO QUATERNÁRIO....222
5.1.1 Litotipos....222
5.1.2 Aluviões Modernos....225
5.2 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS....227
5.2.1 Introdução....227
5.2.2 Compartimentação do Relevo....228
5.2.2.1 Planalto Sedimentar Roraima....229
5.2.2.2 Planalto do Interflúvio Amazonas - Orenoco....233
5.2.2.3 Relevo Residual - *Inselbergs*....238
5.2.2.4 Pediplano Rio Branco....243
5.3 ESTRUTURAS NEOTECTÔNICAS....245
5.3.1. Introdução....245

5.3.2 Quadro Neotectônico.....249
5.3. 2.1 Estruturas Distensivas.....249
5.3.2.2 Estruturas Transcorrentes.....257
5.4 CONSIDERAÇÕES SOBRE A MOVIMENTAÇÃO CENOZÓICA.....260
6. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA.....269
6.1 INTRODUÇÃO.....269
6.2 MODELAGEM EVOLUTIVA.....271
6.2.1 Instalação da bacia que acolheu as rochas vulcânicas do Grupo Surumu.....272
6.2.2. Inversão positiva da bacia Surumu.....276
6.2.3 Instalação da bacia que acolheu as rochas sedimentares do Supergrupo Roraima.....279
6.2.4 Inversão moderada da borda sul da bacia Roraima.....280
6.2.5 Reativação Mesozóica.....281
6.2.6 Reativação Cenozóica.....282
CONCLUSÕES.....283
7.1 PRÉ-CAMBRIANO.....283
7.2 MESOZÓICO.....285
7.3 CENOZÓICO.....285
7.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....286
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....288
ANEXOS:
ANEXO I - Mapa litoestrutural de parte da região nordeste de Roraima
ANEXO II - Imagem de Satélite TM Landsat - 5. Orbita - Ponto (232 / 57), Banda 5.
ANEXO III - Mapa Neotectônico de parte da região nordeste de Roraima

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figuras

Fig. 1.1. Mapa de localização da área e vias de acesso.....6
Fig. 2.1a. Mapa litoestrutural simplificado da região centro - norte do Estado de Roraima. Modificado de Costa et al. (1991).....15
Fig. 2.1b. Quadro estratigráfico da região nor-nordeste de Roraima. Composição a partir das seguintes fontes: Montalvão et al. (1975a), Melo et al. (1978), Reis & Pinheiro (1986) e Pinheiro et al. (1990).....16
Fig. 2.2a. Sumário estratigráfico segundo Montalvão et al. (1975a).....19
Fig. 2.2b. Quadro litoestratigráfico para o Estado de Roraima segundo SUDAM (1977).....20
Fig. 2.2c. Quadro litoestratigráfico segundo Melo et al. (1978).....21
Fig. 2.3. Localização das folhas 1:250.000 e indicação da área pesquisada. Modificado de Reis & Pinheiro (1986).....24
Fig. 2.4. Distribuição do Supergrupo Roraima no Escudo das Guianas. Modificado de Priem et al. (1973).....34
Fig. 2.5. Elementos estruturais de Roraima segundo Melo et al. (1978).....44
Fig. 2.6. Distribuição dos cinturões do Escudo das Guianas. Fontes: Lima et al. (1982).....45
Fig. 2.7. Modelo tectônico visualizado para a parte sul da bacia Roraima; baseado em Coward (1986). Fonte: Pinheiro et al. (1986).....48
Fig. 2.8. Mapa geológico simplificado do Proterozóico Médio da Amazônia brasileira. Modificado de Costa & Hasui (1992).....50
Fig. 2.9. Esquema de desenvolvimento da Bacia Surumu - Roraima por colapso de teto. Fonte: Costa & Hasui (1992).....50A
Fig. 2.10. Seção esquemática ilustrando a fase de inversão das bacias Surumu e Roraima. Fonte: Costa & Hasui (1992).....50A
Fig. 2.11. Esboço geológico-estrutural da porção sul do Bloco Pacaraima. Fonte: Fraga et al. (1994).....52

Fig. 2.12a. Distribuição das principais zonas de cisalhamento ao longo da BR-174 entre a Vila Pacaraima (BV8) e o rio Surumu.....53
Fig. 2.12b. Seção geológica ao longo da BR-174 entre BV8 e o rio Surumu. Fonte: Costa & Costa (1996a).....53
Fig. 2.13. Domínios Estruturais do Estado de Roraima. Fonte: Fraga (1998).....55
Fig. 2.14a. Mapa do arcabouço estrutural da bacia Tacutu. Fonte: Eiras & Kinoshita (1988).....57
Fig. 2.14b. Seção sísmica mostrando estruturas em flor positiva resultante de transpressão na extremidade nordeste da falha de Lethem. Fonte: Eiras & Kinoshita (1988).....57
Fig. 2.15. Seções esquemáticas ilustrando a evolução cinemática da Bacia do Tacutu. Fonte: Costa et al. (1991b).....58
Fig. 2.16. Seção esquemática ilustrando a relação entre as estruturas do Cinturão Guiana Central e a implantação da Bacia do Tacutu. Modificado de Costa et al. (1991b).....58
Fig. 2.17. Estruturas neotectônicas maiores da região nordeste de Roraima e adjacências. Fonte: Costa & Costa (1996b).....60
Fig. 3.1. Mapa litoestrutural de parte da região nordeste de Roraima.....63
Fig. 3.2 . Afloramentos de rochas vulcânicas em pináculos no setor norte da área. Tratam-se de rochas piroclásticas ácidas, nas adjacências da fazenda Aparecida.....64
Fig. 3.3. Textura porfirítica em dacitos do Grupo Surumu definida por pórfiros de plagioclásio envolvido por uma borda pertítica, dispersos na matriz quartzo-feldspática.....66
Fig. 3.4. Agregados de microcristais de epidoto como produto de transformação, constituindo pseudomorfos segundo plagioclásio em dacitos do Grupo Surumu.....68
Fig. 3.5. Recristalização de biotita e neoformação de zircão nos enclaves de dacitos do Grupo Surumu em meio aos granitos da Suíte Intrusiva Saracura.....69
Fig. 3.6. A- foliação milonítica em dacitos definida pelo estiramento e orientação de cristais de quartzo e sericita. B- detalhe da deformação rúptil-dúctil em porfiroclastos

de plagioclásio, recristalização dinâmica de quartzo e formação de sericita sin-tectônica.....71
Fig. 3.7. Textura de fluxo primário superimposta por processos de deformação e recristalização em dacitos. Formação de sombras de recristalização constituídas por agregados granularizados de quartzo e neoformação de sericita orientada definindo a foliação milonítica.....73
Fig. 3.8. Comportamento heterogêneo de porfiroclastos de feldspato alcalino pertítico em relação a deformação. A- cristal preservado da deformação mostrando maclamento Carlsbad. B- porfiroclasto estirado e cominuido.....75
Fig. 3.9. Microfalhas e microdobras afetando porfiroclastos de plagioclásio dos riolitos deformados do Grupo Surumu.....77
Fig. 3.10. Sombra de pressão / recristalização dinâmica: A - Quartzo fitado, sericita e micrólito de biotita contornando porfiroclastos de feldspato alcalino. B - Cristalização sin-tectônica de lamelas de biotita.....78
Fig. 3.11. Textura fluidal em andesitos do Grupo Surumu. Ao centro, pseudomorfos de clorita-sericita-carbonatos e epidoto segundo plagioclásio.....79
Fig. 3.12. Aspecto textural primário de cristal tufo de composição ácida do Grupo Surumu.....82
Fig. 3.13. Aspecto textural primário de cristal tufo de composição intermediária do Grupo Surumu.....84
Fig. 3.14. Início do processo deformacional com incipiente neoformação de sericita sin-tectônica em cristal tufo nas bordas das zonas de cisalhamento.....86
Fig. 3.15. Textura de sombras de pressão em cristal tufo do Grupo Surumu. A - Fragmento de porfiroclasto rotacionado de feldspato alcalino pertítico. B - Quartzo fitado bordejando opacos, bem como rotação dextral de porfiroclastos de feldspatos..88
Fig. 3.16. Porfiroclastos de plagioclásio rotacionado e bordas cominuidas, e contornados por zonas de sombra de pressão constituida por sericita, definindo cinemática dextral.....89

Fig. 3.17. Zonas de intensa deformação em cristal tufos (ultramilonitos), onde porfiroclastos de plagioclásio apresentam comportamento dúctil-rúptil e foram intensamente substituidos por sericita pseudomórfica.....90
Fig. 3.18. Relação S-C em cristal tufo, onde a foliação C forma baixo ângulo com a foliação S e é definida por feixes silicosos estirados em movimentação dextral.....91
Fig. 3.19. Aspecto textural de lápilli tufo de composição intermediária. Fragmentos e fenocristais de plagioclásio e fragmentos líticos soldados por uma matriz vítrea.....93
Fig. 3.20. A - textura deformacional em lápilli tufo contendo fragmentos de plagioclásio e lápilli levemente rotacionados e cominuidos dispostos em meio a matriz sericítica que delineia um padrão anastomótico da foliação. B - sombra de pressão disposta assimetricamente em torno de porfiroclastos de feldspatos definindo a cinemática dextral.....95
Fig. 3.21. Aspecto macroscópico de ignimbrito do Grupo Surumu. Textura eutaxítica definida por fragmentos líticos lenticulares e fenocristais alinhados que definem uma foliação planar à rocha. 96
Fig. 3.22. Textura eutaxítica em ignimbrito andesítico do Grupo Surumu. Piroclastos líticos lenticulares achatados com terminações pontiagudas semelhantes a "chamas".....97
Fig. 3.23. Aspecto textural de ignimbrito ácido do Grupo Surumu. Piroclastos quartzosos e *shards* contorcidos soldados pela matriz recristalizada para quarto-feldspato e sericita.....99
Fig. 3.24. Milonito de ignimbrito do Grupo Surumu. Arranjo anastomótico da foliação milonítica definida pela disposição lenticular da matriz, rotação de porfiroclastos de feldspatos e forte estiramento de piroclastos lápilli púmice que realçam a lineação de estiramento.....101
Fig. 3.25. Brecha vulcânica ácida do Grupo Surumu com abundantes clastos de mesma composição. Esse litotipo apresenta-se orientado segundo a foliação regional, aproxidamente E-W. Adjacências da Maloca Socó. 102

Fig. 3.26. Aspecto textural de brecha vulcânica andesítica hidrotermalizada de matriz feldspática a qual solda clastos líticos de andesitos, fragmentos de plagioclásio e cristais ripiformes de sanidina.....104
Fig. 3.27. Protomilonito de brecha vulcânica de composição andesítica com ligeiro estiramento de fragmentos líticos, fraturamento de fenocristais de plagioclásio e forte orientação e estiramento de cristais de carbonato sin-tectônicos definindo a foliação da rocha.....105
Fig. 3.28. Afloramento de extensos lajedos da Suíte Intrusiva Saracura na superfície de aplainamento do Pediplano Rio Branco, situados nas adjacências do relevo montanhoso formado pela referida unidade. Região da Maloca Araçá.....107
Fig. 3.29. Diagrama Q-A-P para as rochas graníticas da Suíte Intrusiva Saracura.....109
Fig. 3.30. Textura inequigranular hipidiomórfica e poiquilítica de biotita sienogranito da Suíte Intrusiva Saracura.....111
Fig. 3.31. Microestruturas de biotita sienogranito em borda de zonas de cisalhamento. Microfraturas e microfalhas em feldspatos, preenchidas por quartzo, clorita e estilpnomelana.....115
Fig. 3.32. Mosaico granoblástico poligonal de microclina recristalizada dinamicamente vinculado ao processo metamórfico-deformacional em sienogranitos da Suíte Intrusiva Saracura.....116
Fig. 3.33. A - porfiroclasto de microclina pertítica com bordas cominuidas e formação de um granularizado fino delineando uma textura mortar. B - Zonas de sombra de pressão assimétricas constituidas por biotita-muscovita, epidoto, titanita e opacos contornando porfiroclastos de feldspatos e definindo a foliação milonítica dos sienogranitos.....117
Fig. 3.34. A - cristal de plagioclásio exibindo comportamento dúctil-rúptil em feldspato alcalino granito da Suíte Intrusiva Saracura. B- cristais remanescentes de biotita intensamente alterados para clorita mostrando-se em palhetas com dobramentos em *kink*. Ao longo dos planos de clivagem estão alojados epidoto e titanita.....121
Fig. 3.35a. Textura gráfica em feldspato alcalino granito da Suíte Intrusiva Saracura.....122

Fig. 3.35b. Delgados feixes de geometria sigmoidal delineadas por sericita sin-tectônica e quartzo fitado em alcali-feldspato granito granofíricos da Suíte Intrusiva Saracura.....122
Fig. 3.36. Mapa de ocorrência das unidades litoestratigráficas do Supergrupo Roraima no nordeste do Estado de Roraima, com destaque para a distribuição geográfica da Formação Arai. Modificado de Carvalho (1997), com base em Pinheiro et al. (1990).....124
Fig. 3.37. Paraconglomerado polimítico da Formação Arai. Seixos, calhaus e matacões de vulcânicas ácidas e arenitos, além de seixos e grânulos de quartzo leitoso agregados por uma matriz quartzo-arenítica de granulometria areia grossa. Região do rio Cotingo, às proximidades da cachoeira Tamanduá.....126
Fig. 3.38a. Alternância de camadas de arenitos lilás finos e arenitos e arenitos vermelhos conglomeráticos com estratificação cruzada tabular. Seção intermediária da Formação Arai. Adjacências do município de Uiramutã.....128
Fig. 3.38b. Quartzo-arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada de grande porte (Membro Superior da Formação Arai). Adjacências do Município de Uiramutã.....128
Fig. 3.39. Perfil composto da Formação Araí. Modificado de Pinheiro et al. (1990)....130
Fig. 3.40. A - aspecto textural da matriz de quartzo-arenito conglomerático da Formação Arai. Arcabouço formado por grânulos quartzosos com espaços intersticiais preenchidos por sericita-muscovita. B - arenitos conglomeráticos mostrando neoformação de sericita-muscovita e grânulos de quartzo apresentando internamente bandas de deformação com abundante recristalização devido ao rearranjo intracristalino de subgrãos de quartzo.....131
Fig. 3.41. A - Clivagem de crenulação em lentes de siltito situadas em meio aos arenitos conglomeráticos da Formação Arai. B - Microfraturas preenchidas por quartzo constituindo um mosaico granoblástico de agregados de subgrãos recristalizados dinamicamente.....133
Fig. 3.42. Reconstituição paleoambiental das facies deposicionais da Formação Arai. Modificado de Pinheiro et al. (1990).....136

Fig. 3.43. Textura intergranular em dique básico pertencente a unidade Diabásio Avanavero. Disposição aleatória de ripas de plagioclásio com espaços intersticiais preenchidos por clinopiroxênio, opacos, além de quartzo em intercrescimentos gráficos com feldspato alcalino.....139
Fig. 3.44. Textura subofítica no corpo de microgabro do Diabásio Avanavero. Cristais de augita com geminação simples contendo inclusões de cristais ripiformes de plagioclásio.....140
Fig. 3.45. Xenólitos de rochas vulcânicas ácidas do Grupo Surumu em lajedos de granitos da Suíte Intrusiva Saracura orientados paralelamente a foliação regional WNW - ESE. Domínio da serra do Camarão.....143
Fig. 3.46. Xenólitos de rochas vulcânicas do Grupo Surumu fortemente recristalizados e orientados subparalelamente à foliação regional. Leito do Ig. Truaru.....144
Fig. 3.47a. Seção geológica esquemática do setor sul mostrando o arranjo geométrico das zonas de cisalhamento cortando as rochas vulcânicas do Grupo Surumu e Suíte Intrusiva Saracura.....147
Fig. 3.47b. Diagramas Schmidt -Lambert para o comportamento geométrico da foliação milonítica no setor sul da área.....148
Fig. 3.48. Diagrama de polos da foliação e lineação de estiramento do setor sul. A - Método gráfico de Arthaud. B - Método de Angelier & Mechler.....149
Fig. 3.49b. Seção geológica esquemática do setor norte, mostrando as relações estruturais entre as unidades litológicas.....151
Fig. 3.49b. Diagramas Schmidt -Lambert mostrando o comportamento geométrico da foliação milonítica no setor norte da área.....152
Fig. 3.50. Diagramas de polos da foliação e lineação de estiramento do setor norte. A - Método gráfico de Arthaud. B - Método de Angelier & Mechler.....153
Fig. 3.51. Cordões de sigmóides regionalmente orientados na direção WSW - ENE ($265A_z$), em meio aos litotipos da Suíte Intrusiva Saracura. A - Lajedo nos domínios da serra Auxi. B - Afloramento às margens do Ig. do Machado, adjacências do morro Aranha.....154

Fig. 3.52. Aspecto xistoso das rochas piroclásticas do Grupo Surumu em função da elevada taxa de concentração da deformação.....155
Fig. 3.53. Ultramilonitos de vulcânicas ácidas do Grupo Surumu. A forte estruturação é ressaltada por clivagem de fraturas paralelas ao plano da foliação e pela alteração intempérica. Adjacências da Fz. S. João.....156
Fig. 3.54. Milonitos S-C em vulcânicas piroclásticas do Grupo Surumu. Delgadas bandas de cisalhamento preenchidas por sílica (foliação C) corta obliquamente a foliação "S".....158
Fig. 3.55. Diagramas Schmidt-Lambert (hemisfério inferior) para foliação "C". A - Projeção ciclográfica. B - Diagrama de polos. C - Curvas de isofreqüência de polos.....159
Fig. 3.56. Afloramento de rocha piroclástica do Grupo Surumu incorporando porfiroclastos estirados e rotacionados em meio a matriz fina quartzo-feldspática, indicando uma proeminente lineação de estiramento no plano X-Z.....160
Fig. 3.57. Proeminente lineação de estiramento/mineral em meio a uma extensa zona de cisalhamento que corta litotipos da Suíte Intrusiva Saracura. A - Orientação de sulfetos de Fe, Cu e As. Cristais orientados e estirados de molibdenita. Morro do Bezerro / Serra da Guariba.....161
Fig. 3.58. Bandas de cisalhamento frontais e oblíquas a foliação milonítica regional. A - Cinemática dextral de veios aplíticos deslocado por 2 metros, região da serra Auxi. B - Cinemática sinistral realçada pelo deslocamento da foliação regional, região da maloca Araçá.....163
Fig. 3.59. Bandas de cisalhamento isolando setores de deformação incipiente em meio aos lajedos da Suíte Intrusiva Saracura. Serra Auxi.....164
Fig. 3.60. Geometria de duplexes em segmentos retos de zonas transcorrentes. A - Sienogranito da serra Saracura, BR - 174. B - Vulcânica ácida do Grupo Surumu, morro do Breu / maloca da Raposa.....166
Fig. 3.61. Feições de deformação sin-magmática. A - Deslocamento de diques máficos, morro Onça. B - Veio aplítico deslocado sinistralmente, serra da Memória.....167

Fig. 3.62a. Microestruturas relacionadas à deformação progressiva em rochas do Grupo Surumu. a) cominuição e recristalização dinâmica de cristais de quartzo; b) bandas de deformação e budinagem de quartzo; c) cominuição, fraturamento e rotação de cristais de feldspato alcalino; d) kink em cristais de plagioclásio; e) budinagem de cristais de plagioclásio; deformação dúctil em plagioclásio transformados para pseudomorfos de moscovita.....169
Fig. 3.62b. Microestruturas relacionadas à deformação progressiva em rochas da Suíte Intrusiva Saracura.....174
Fig. 3.63. Zona de cisalhamento dúctil com cinemática dextral afetando arenitos conglomeráticos com lentes de conglomerados polimíticos da Formação Arai. A - Aglomerados de seixos de quartzo deformados semelhante a textura "augen". B - Seixos e calhaus rotacionados com o desenvolvimento de zona de sombra de pressão. Rio Cotingo / cachoeira Tamanduá.....180
Fig. 3.64. Foliação desenvolvida em arenitos conglomeráticos da Formação Arai. Vila Mutum / lg. Rebengue.....181
Fig. 3.65. Diagramas do comportamento geométrico de falhas inversas vinculadas ao Episódio K'Mudku. A - Projeção ciclográfica. B - Concentração de polos. C - Diagrama de contorno de freqüência de polos e lineação de estiramento. Rede de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.....182
Fig. 3.66. Diagrama de polos e estrias de falhas de cavalgamento vinculadas ao Episódio K'Mudku. A - Método de Arthaud. B - Método Angelier & Mechler.....183
Fig. 3.67. Feixes de falhas inversas vinculadas ao Episódio K'Mudku. BR - 174, 2 Km ao sul da vila Pacaraima.....184
Fig. 3.68a. Duplicação de camadas em sedimentos da Formação Arai, tectonicamente projetada sobre as rochas vulcânicas do Grupo Surumu. Região das serras Maturuca - Macuá.....185
Fig. 3.68b. Seção esquemática simplificada da geometria do dúplex da figura acima.....185

Fig. 3.69. A - Zona de cisalhamento discreta em meio a vulcânica do Grupo Surumu intensamente alterada. B - Detalhe da acomodação interna de cordões de sigmóides. Ramal de acesso a localidade Puxa-Faca.....187
fig. 3.70. Falhas inversas de geometria lístrica vinculadas ao Episódio K'Mudku realçadas por frações de saprólito de rochas vulcânicas do Grupo Surumu.....188
Fig. 3.71. A - Planos de movimentação intra-estratal percolados por mobilizados quartzo-feldspáticos em arenitos da Formação Arai. B - Detalhe do sentido do movimento indicando transporte de massa de NNW para SSE. Visualização do observador na direção NE.....189
Fig. 3.72. A - Zona de cisalhamento discreta preservada em meio ao saprólito de dique básico da unidade Diabásio Avanavero. B - Detalhe da reação de borda: lente de quartzo contendo disseminações de turmalina.....190
Fig. 3.73. Diagrama Idade versus Etapas de Aquecimento para 6 cristais de zircão de cristal tufo do Grupo Surumu. Serra do Cavalo.....199
Fig. 3.74. Diagrama Idade versus Etapas de Aquecimento para 6 cristais de zircão de granito da Suíte Intrusiva Saracura. Serra Aviaquário.....203
Fig. 3.75. Diagrama Idade versus Etapas de Aquecimento para 5 cristais de zircão de granito da Suíte Intrusiva Saracura. Serra do Triunfo.....205
Fig. 3.76. Diagrama Idade versus Etapas de Aquecimento para 11 cristais de zircão de granito da suíte Intrusiva Saracura. Serra Urubu.....208
Fig. 4.1. Contraste da vegetação desenvolvida sobre granitos da Suíte Intrusiva Saracura e da Suíte Básica Apoteri delineando a relação de contato entre essas unidades. Morro do Palhaço.....215
Fig. 4.2 Textura intergranular em dique da Suíte Básica Apoteri. A - zona de borda (diabásio). B - zona central (microgabro). Domínios da serra do Urubu.....216
Fig. 4.3. Dique de microgabro da Suíte Básica Apoteri encaixado em rochas vulcânicas do Grupo Surumu com mergulho de alto ângulo para $325A_z$. Região do médio rio Cotingo.....218
Fig. 5.1. Perfil esquemático dos lateritos imaturos.....224

Fig. 5.2. Linhas de pedras constituidas basicamente por seixos de quartzo leitoso e blocos de crosta laterítica marcando paleopavimentos.....226
Fig. 5.3. Esboço geomorfológico elaborado com base em Franco et al. (1975) e Melo et al. (1978).....230
Fig. 5.4. Frentes de escarpas na Formação Arai. Camadas dobradas de arenito conglomerático. Topo do morro do Lilás.....231
Fig. 5.5. Frentes de escarpas trapezoidais mergulhando para SSW. Arenitos da Formação Arai. Município de Uiramutã.....231
Fig. 5.6. Relevo de cuestas, com escarpa erosiva voltada para SSW, enquanto que o reverso tem caimento de 10º para NNE.....232
Fig. 5.7. Domínio vulcânico. Relevo colinoso ravinado de topos convexos e presença de vales suspensos . À direita morro testemunho sustentado por rochas sedimentares que se acham tectonicamente projetadas sobre as rochas vulcânicas do Grupo Surumu. Vista a partir do topo do morro Lilás.....234
Fig. 5.8. Domínio vulcânico. Colinas e cristas alongadas orientadas na direção NE - SW. A - Em primeiro plano e colinas do lado direito são constituidas por andesitos e do lado esquerdo por vulcânicas ácidas. B - Vales suspensos e facetas triangulares. Região da Maloca Pedra Branca.....235
Fig. 5.9. Domínio granítico. Facetas triangulares orientadas na direção E - W. Borda sul da Serra da Memória. Altitudes superiores a 200 m em relação ao nível de base local.....236
Fig. 5.10. Mapa de drenagem. Padrões básicos e modificados.....237
Fig. 5.11. Inselberg da Serra do Cavalo elaborado sobre rochas do Grupo Surumu, interrompendo abruptamente o Pediplano Rio Branco. Os alinhamentos vistos em segundo plano correspondem a segmentos de escarpas de falha.....239
Fig. 5.12. Seção esquemática mostrando a evolução dos inselbergs.....240
Fig. 5.13. Boulders de granito às margens do rio Parimé. Sítio Arqueológico da Pedra Pintada.....242

Fig. 5.14. Pediplano Rio Branco, englobando pequenos "tesos", lajedos de granitos e lagos. Essa superfície de aplainamento é bruscamente interrompida pela da borda sul do Planalto das Guianas.....244
Fig. 5.15. Colinas remanescentes de inselbergs devido ao recuo final das vertentes, constituindo aglomerados em pináculos imbricados. Morro do Breu (adjacências da Maloca da Raposa).....246
Fig. 5.16. Feição intempérica. A - Aglomerados de cavidades de dissolução elaborados em pequenas elevações formadas por granitos da Suíte Intrusiva Saracura nas adjacências da serra Auxi. B - Estágio avançado de formação de "marmita" adjacências do rio Parimé.....247
Fig. 5.17. Mapa neotectônico de parte da região nordeste do Estado de Roraima.....250
Fig. 5.18. Escarpas de falhas orientadas nas direções E - W e NNW - SSE controlando a instalação da drenagem. Região da fazenda Lilás.....252
Fig. 5.19. Superimposição do rio Maú em pediplano intermontano indicando movimentos tectônicos recentes. Fonte: Montalvão et al. (1975a).....252
Fig. 5.20. Diagramas para falhas normais cenozóicas. A - Diagrama de roseta. B - Diagrama de polos. C - Diagrama de contorno de freqüência de polos.....253
Fig. 5.21. Diagramas de estrias e polos de falhas normais do Cenozóico. A - Diagrama de Arthaud. B - Método de Angelier & Mechler.....254
Fig. 5.22. Diagramas para de juntas de cisalhamento. A - Diagrama de roseta mostrando o comportamento geométrico das juntas cenozóicas. B - Projeção estereográfica dos polos. C - Diagrama de contorno. Rede Schmidt - Lambert, hemisfério inferior.....255
Fig. 5.23. Diagrama de roseta mostrando o comportamento geométrico dos lineamentos de drenagem. 67 medidas.....256
Fig. 5.24. Juntas de cisalhamento orientadas na direção NNW - SSE. Essas juntas controlam em parte a elaboração de escarpas com essa direção.....258
Fig. 5.25. Vista parcial do rio Surumu em trecho controlado por falhas transcorrentes orientadas segundo a direção regional pré-cambriana (WNW - ESE), sugerindo que as descontinuidades com essa orientação no Cenozóico foram movimentadas em

transcorrências. Nesse local afetam rochas graníticas da Suíte Intrusiva Saracura. Ponto situado nas adjacências da BR - 174, à 35,5 Km ao sul da Vila Pacaraima.....258
Fig. 5.26. Falhas transcorrentes orientadas nas direções NNW - SSE e NNE - SSW, cujas direções são subparalelas aquelas das falhas de transferência pré-cambrianas. A - Estrias de atrito suborizontais. B - Detalhe de uma falha orientada na direção 015º Az com mergulho de 19º para SSW.....259
Fig. 5.27. Diagramas de falhas transcorrentes do Cenozóico. A - Diagrama de roseta. B e C - Estereogramas Schmidt - Lambert (hemisfério inferior) mostrando polos dos planos e intervalo de contorno, respectivamente.....261
Fig. 5.28. Zonas sismogênicas da Amazônia. Dados até 1990. Fonte: Costa et al. (1993).....262
Fig. 5.29. Epicentros de sismos de magnitude 3,0 ou mais (janeiro de 1988 a junho de 1990). Fonte: Rev. Bras. Geof. (bol. sísmico bras. nº 12).....265
Fig. 5.30. Mapa tectônico esquemático da região Caribenha mostrando os limites das placas tectônicas e feições tectônicas do Cenozóico. Setas cheias indicam direção de movimento das placas. Modificado de Jordan (1975).....266
Fig. 6.1. Os vulcões gigantes do Escudo das Guianas (segundo Kloosterman, 1973).....270
Fig. 6.2. Mapa geológico simplificado mostrando a distribuição das rochas do Grupo Surumu, outras ocorrências de rochas vulcânicas e as rochas sedimentares do Supergrupo Roraima. Modificado de Bosma et al. (1983).....274
Fig. 6.3. Razão Rb/Sr do vulcanismo Uatumã para possível espessura da crosta. Modificado de Basei (1977).....275
Fig. 6.4. Evolução tectônica da região nordeste do Estado de Roraima caracterizada através da alternância de eventos extensionais e compressivos no Proterozóico Médio.....277
Fig. 6.5. Modelo geométrico alternativo para explicar a possível geometria da bacia Surumu durante as fases de instalação de inversão positiva.....278

Tabelas

Tab. 3.1. Análise modal dos granitos da Suíte Intrusiva Saracura.....108
Tab. 3.2. Resultados analíticos em zircões de cristal tufo do Grupo Surumu.....198
Tab. 3.3. Resultados analíticos em zircões de sienogranitos da serra Aviaquário.....201
Tab. 3.4. Resultados analíticos em zircões de feldspato alcalino granito da serra Triunfo.....204
Tab. 3.5. Resultados analíticos em zircões de um *stock* sienogranítico da serra Urubu.....207
Tab. 5.1. Ocorrências de abalos sísmicos detectados no Estado de Roraima. Fonte; Reb. Bras. Geof. (1988) e IAG/USP.....264

RESUMO

Esta tese foi desenvolvida na região nordeste do Estado de Roraima, compreendendo parte dos municípios de Normandia e Uiramutã e integra o Escudo das Guianas.

O cenário geológico inclui ampla diversidade de unidades litológicas de idades proterozóicas, mesozóicas e cenozóicas, tectonicamente relacionadas à evolução do setor norte da Plataforma Amazônica, estabilizada no final do Ciclo Transamazônico (2.100 Ma).

Importantes eventos de reativação de plataforma caracterizam a evolução da região. O limite Proterozóico Inferior / Médio é marcado pela reativação das estruturas dos Cinturões Guiana Central e Parima a partir de soerguimento regional seguido por movimentos extensionais, aos quais se vincula magmatismo caracterizado por rochas vulcânicas ácida - intermediárias (Grupo Surumu - 2.006 $\pm$ 4 Ma) e por intrusões de rochas graníticas (Suíte Intrusiva Saracura - 1.917 $\pm$ 38 Ma). Em seguida, incidiu compressão regional em torno de 1.860 Ma, acompanhado de metamorfismo dinâmico que resultou na instalação de zonas de cisalhamento a partir da reativação de falhas normais, orientadas nas direções WNW-ESE e E-W, caracterizadas por foliação milonítica com mergulhos em torno de 65° e subvertical nos setores sul e centro -norte da área, respectivamente, fortemente desenvolvida nas rochas vulcânicas e plutônicas, sob condições térmicas de transição da fácies xisto verde alto a anfibolito baixo em profundidade de pelo menos 5 Km e atingindo temperaturas em torno de 550 °C. Esse evento responde pela inversão fraca da bacia que acolheu as rochas do Grupo Surumu, resultando em soerguimento com formação de relevo e conseqüente erosão.

Em torno de 1.800 Ma a 1.600 Ma, há registro de outro episódio distensivo, que reativou as estruturas de direção E - W que limitavam a borda norte da ocorrência de rochas do Grupo Surumu, o qual foi responsável pela deposição dos arenitos conglomeráticos polimíticos da Formação Arai, abrigada na base do Supergrupo Roraima e depositada em ambiente continental tipo leque aluvial, que evoluiu para um sistema fluvial entrelaçado "braided" com sistema eólico associado. A idade máxima da

Formação Arai é atribuida ao final da inversão seguida de erosão da bacia que alojou as rochas do Grupo Surumu, a qual seria em torno de 1.860 Ma. A idade mínima foi estabelecida pelos corpos básicos (Diabásio Avanavero) alojados em meio as rochas sedimentares com idade de 1.805 Ma. Ao final da sedimentação do Supergrupo Roraima (~ 1.600 Ma) a região passou a experimentar um período de estabilidade.

Em torno de 1.200 Ma incidiu na região um evento tectônico de caráter transpressivo dúctil-rúptil (K'Mudku) que reativou as estruturas preexistentes, principalmente aquelas situadas nas áreas de passagem do Grupo Surumu e Supergrupo Roraima. Esse evento foi responsável pela geração de zonas de cisalhamento transpressivas , duplicação de camadas e dobras relacionadas a um sistema imbricado de baixo ângulo com transporte de massa de NNW para SSE, projetando as rochas sedimentares da borda sul da bacia Roraima sobre as rochas vulcânicas do Grupo Surumu.

Possivelmente, por todo o Proterozóico Superior e Paleozóico a região esteve estável, voltando a experimentar atividade tectônica de caráter extensional somente no Mesozóico, ligada à tectônica extensional que resultou na formação do Oceâno Atlântico. Esse evento se expressa na área através de diques orientados na direção NE - SW (subparalelos ao Gráben do Tacutu) e atribuídos à Suíte Básica Apoteri.

O Cenozóico é caracterizado pela reativação das estruturas antigas, bem como pelo desenvolvimento de novas descontinuidades a partir do Mioceno, em que as direções E - W, NW - SE e NE - SW correspondem a falhas transcorrentes, falhas normais e falhas inversas, respectivamente, relacionadas ao binário dextral imposto à Placa Sul-Americana, bem como a interação desta com a Placa Caribeana. A reativação neotectônica produziu relevo montanhoso, com formação de escarpas de falhas, cuestas, *inselbergs*, controle da rede de drenagem, além da deposição e retrabalhamento da sedimentação sub-recente. O cenário geológico atual é caracterizado por controle estrutural da rede de drenagem, processos erosionais conduzindo ao recuo das vertentes, formação de depósitos aluvionares modernos, bem como incidência de sismos periódicos.

ABSTRACT

The geological setting of the northeastern region of State of Roraima, in the Guyana Shield, includes several lithologic units of Proterozoic, Mesozoic and Cenozoic ages which are closely related to reactivation events in the northern Amazon Platform which stabilized at the end of the Transamazon Cycle (2100 Ma). The Lower / Medium Proterozoic Boundaries is marked by the reactivation of the structures of the Central Guyana and Parima Belts characterized by regional uplift followed by extensional movements to which is linked the acid-intermediate volcanic rocks (Surumu Group – 2006 ± 4 Ma), and the emplacement of granitic rocks (Saracura Suite – 1917 ± 38 Ma). Then a regional compressional of the 1860 Ma age formed shear zones from the reactivation of the normal faults trending WNW – ESSE and E – W. The shear zones dip from 65° to SSW to subvertical, respectivily, in the south and midnorth and affect mainly the under greenschist to lower anfibolite conditions at depth of 5 Km, and reaching temperatures of 550 °C. These events corresponds to weak - moderate inversion of the basin filled by volcanic rocks.

From 1800 Ma to 1600 Ma there are evidences of another extensional episode which reactivated the E – W structures defining the northern boundary of the volcanic and plutonic rocks. These structures controlled the deposition of the polimitic conglomerate sandstones (Arai Formation) of the base of Roraima Supergroup, linked to alluvial fan continental environment, which is part of a braided system with an associated eolic system. The lower age of the Arai Formation refers to the end of the compression followed by erosion which affected rocks of the Surumu Group, which is thought to be 1860 Ma age. Its upper age corresponds to the basic rocks (Avanavero Diabase) intercalated with the sedimentary rocks of age of 1805 Ma. At the end of the deposition of the Roraima Supergroup rocks (1600 Ma), the area underwent a period of stability.

A ductile – brittle transpressive event of age of 1200 Ma (K'Mudku) reactivated the ancient structures, mainly those defining the boundaries of the Surumu Group and Roraima Supergroup. This event originated the thickening of the volcanic and sedimentary piles, the folds and the flat-lying inverse faults systems with a transport of mass from NNW to SSE, carrying the sedimentary rocks of the southern boundary of the Roraima basin on the volcanic rocks.

During the Upper Proterozoic, probably the area remained stable. In the Mesozoic an extensional event, linked to the opening of the Atlantic Ocean, affected the area with the emplacement of basic dikes (Apoteri Basic Dykes) controlled by the NE – SW structures associated with the Tacutu Graben Formation.

Cenozoic is marked by the reactivation of the older structures, as well as the development of strike-slip, normal and reverse faults from Mioceno, with E – W, NW – SE and NE – SW trending. They are related to a dextral intraplate system due to the motion of the South American Plate toward the west. The neotectonic activity originated mountains systems with scarpments, cuestas, inselbergs, drainage faulting control and the deposition and reworking of the recent sediments. The modern geologic setting is characterized by structural control of the drainage system, erosional processes driving to the retreat of the slopes, formation of placers deposits, as well as earthquakes.

1. GENERALIDADES

1.1 LOCALIZAÇÃO, FISIOGRAFIA E ASPECTOS-SÓCIO ECONÔMICOS

A área escolhida para a realização desta tese situa-se na região nordeste do Estado de Roraima (Figura 1.1), é limitada pelos paralelos 03°43'00" e 04°30'00" N e meridianos 60°00' e 60°30' W de Greenwich, e inclui a parte centro-norte da Folha NA.20-X-B-III (Rio Surumu), e a totalidade da Folha NB.20-Z-D-IV (Rio Viruquim).

Esta área compreende cerca de 4584 Km^2, encontra-se nos domínios do Município de Normandia e pode ser alcançada principalmente pelas rodovias federais pavimentadas, BR - 174 e BR - 401, e pelas rodovias estaduais (RR - 015, RR - 171, RR - 202 e RR - 319 (não pavimentadas), bem como por várias estradas vicinais.

O clima da região apresenta duas estações bem definidas: uma seca, no período de outubro a março, correspondendo ao verão e uma estação de chuvas (inverno) no período de abril a outubro.

A região é drenada principalmente pelos rios da margem esquerda do rio Surumu e pelos tributários da margem direita dos rios Viruquim e Maú que desemboca no rio Tacutu, o qual por sua vez é um dos formadores do rio Branco.

A vegetação predominante são as savanas tipo campo limpo, campo "Campos de Roraima", campo sujo e savana tipo parque. A savana tipo campo sujo é dominante na área onde são freqüentes aglomerados de vegetação arbustiva, sendo que as espécies mais abundantes são caimbés ou "lixeira" (curatella americana), espécies de mirixi (byrsonima crassifolia) e buritis (mauritia flexuosa), essa última disposta ao longo dos igarapés como mata de galeria.

A vegetação de médio porte é freqüente nas áreas elevadas, principalmente no domínio granítico. Nas adjacências dos sopés das elevações, gramíneas formam tufos isolados, deixando o solo a descoberto conhecido regionalmente como "lavrado"

O Município de Normandia tem uma população de 6.796 pessoas e uma densidade populacional de 0,97 h/Km^2 (Fonte: http://www.ibge.gov.br). A área trabalhada corresponde a porção oeste do município, onde estão situadas várias vilas,

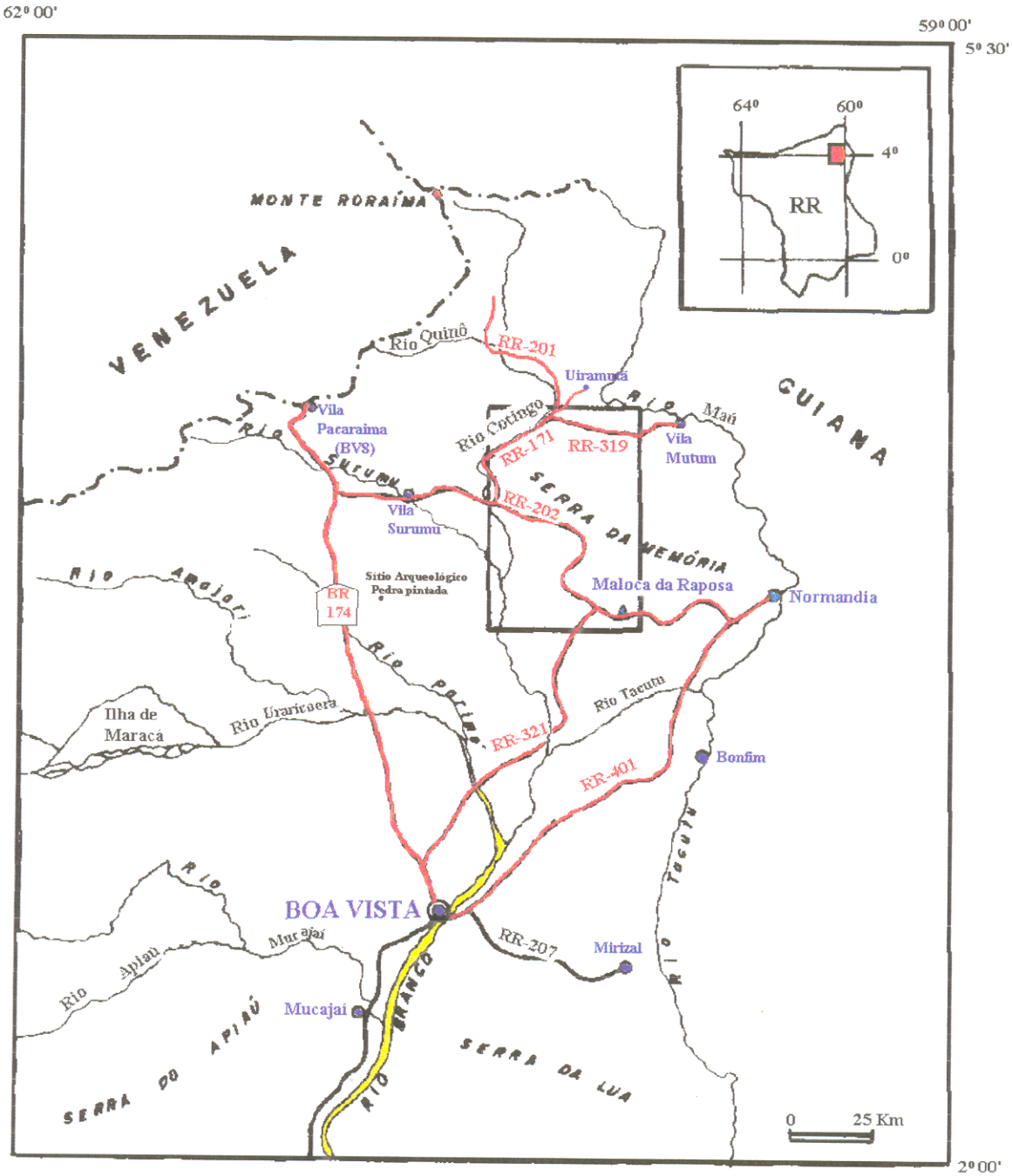


Fig. 1.1. Mapa de Localização da área e vias de acesso.

dentre as quais se destacam as da Maloca da Raposa, Maloca Socó, Maloca Maturuca e Maloca do Napoleão. As vilas maiores possuem escolas de 1° grau que atendem as várias malocas dispersas por toda a região. A Universidade Federal de Roraima mantém um *campus* avançado na Maloca da Raposa, no qual ministra o curso de Pedagogia.

As tribos indígenas que predominam na região são os Macuxi e os Wapixanas que se comunicam através de suas respectivas línguas e através da língua portuguesa. A religião predominante é a católica, entretanto, é crescente a adesão aos cultos evangélicos.

A produção agrícola nesse setor do município está concentrada na agricultura de subsistência, com plantio de mandioca, feijão, arroz e milho. No setor pecuário a produção se concentra nos animais bovinos e caprinos. O setor econômico de destaque é a extração mineral rudimentar (garimpagem) de ouro e diamante, principalmente ao longo do rio Maú ou Ireng, o qual é a divisa natural entre o Estado de Roraima e a República Cooperativa da Guiana.

O Município de Normandia já foi o maior polo pecuário do Estado de Roraima, entretanto, com o processo de demarcação da reserva indígena Raposa / Serra do Sol, os fazendeiros estão sendo obrigados a se retirar da região, nesse, caso o governo estadual indeniza somente a benfeitoria das sedes das fazendas, pagando em geral uma quantia irrisória, levando-se em consideração que esses proprietários estão na região desde a década de 40.

1.2 OBJETIVOS

Os elementos estruturais e as unidades litológicas decorrentes de eventos extensionais do Proterozóico e seguidos de compressão, acham-se amplamente distribuidos na região Amazônica, (Almeida, 1978; Costa et al., 1991a; Costa & Hasui, 1992; dentre outros). As unidades situadas nas partes norte e nordeste do Estado de Roraima destacam-se no cenário amazônico devido à alta densidade de exposições rochosas e à ausência da exuberante floresta. Tais aspectos nortearam a escolha

dessa área para buscar a natureza e a geometria das estruturas geradas na fase extensional que controlaram a deposição das seqüências vulcânicas e parte da seqüência sedimentar, e a colocação dos corpos de granito, bem como a caracterização das estruturas compressivas. O outro objetivo refere-se ao estabelecimento do quadro litoestratigrágico da área, bem como tentar contribuir para um melhor entendimento da evolução de parte do Escudo Guianense através da elaboração de modelos tectono-estruturais, pautado nos conceitos modernos da geologia estrutural. Portanto, investigou-se:

– a organização geométrica e as relações estruturais entre as unidades litológicas, em particular nas regiões de contato, onde sabe-se que há concentração de movimentação;

– a natureza dos tipos petrográficos e das tramas magmáticas dos corpos graníticos e das estruturas extensionais em áreas pouco afetadas pela compressão regional, objetivando caracterizar a orientação do eixo distensivo;

– as estruturas compressivas impressas principalmente nas rochas vulcânicas em busca da natureza da movimentação que proporcionou a inversão positiva das bacias;

– as relações entre os sistemas extensionais e as estruturas de inversão;

– a cronologia de desenvolvimento das estruturas extensionais e compressivas e

– a caracterização dos sistemas de relevo, padrões de drenagem, geometria e a cinemática das estruturas neotectônicas e suas relações com as estruturas pré-cambrianas e mesozóicas.

1.3 ATIVIDADES DESENVOLVIDAS

As atividades que foram desenvolvidas nesse trabalho de um modo geral seguiu os mesmos passos de um projeto de pesquisa geológica básica, envolvendo trabalhos de escritório, campo e laboratório.

Inicialmente, procedeu-se a busca de informações na literatura disponível, para fazer uma análise bibliográfica e ordenação de uma síntese regional com a finalidade de avaliar o estado de conhecimento da referida região. Em seguida através da

utilização de produtos de sensores remoto, elaborou-se os mapas fotogeológicos que subsidiaram a aquisição de informações no campo (mapeamento geológico). Finalmente, concentrou-se os trabalhos no laboratório (preparação de amostras, descrições petrográficas, datações geocronológicas, tratamento estatístico dos dados, interpretação dos resultados e processamento digital dos mapas).

1.3.1 Período preparatório às atividades de campo

Para a confecção da base cartográfica dos mapas fotogeológicos os quais dariam apoio aos trabalhos de campo, foram utilizadas imagens de satélite (TM-Landsat - 5) nas bandas 3, 4 e 5 em formato digital (fita streamer) e banda 4 em papel fotográfico (quadrantes B e D -INPE - dados de 1992); fotografias aéreas (IBGE - recobrimento em 1980) e cartas plani-altimétricas (IBGE, 1ª impressão em 1984), todos na escala 1:100.000.

Tendo em vista a necessidade de georeferenciar os mapas, digitalizou-se a base cartográfica (cartas plani-altimétricas) e fez-se a composição com as imagens de satélite em formato digital. A cena utilizada corresponde ao sistema mundial de referência *WRS* órbita 232, ponto 57 que recobre a área em pauta. A manipulação desses dados foi realizada com o programa *Spring* versão 2.03 (desenvolvido por INPE/EMBRAPA/IBM), no laboratório de geoprocessamento do IDESP. O processamento digital da imagem, bandas 3, 4 e 5, objetivando melhorar a qualidade visual da imagem para fotointerpretação no monitor e imagem de papel, obedeceu o procedimento da técnica de realce. Os seguintes reaces foram aplicados: inicialmente, composição colorida simples melhorando o contraste das bandas e atribuindo cores para os canais. Nesse caso, banda 3 = azul, 4 = verde, 5 = vermelho, em função do comprimento de onda dessas bandas, é a composição que melhor se aproxima da realidade do campo; filtragem para tentar realçar e melhor discriminar as estruturas presentes (fotolineações e fotolineamentos) na área; e realce de intensidade, brilho e saturação (IHS) para auxiliar na discriminação das unidades litológicas, objetivando facilitar o mapeamento de campo. Após os procedimentos de correção e interpretação

dessas imagens, fez-se uma composição com o mapa elaborado pela interpretação de fotografias aéreas, resultando em uma mapa estrutural exibindo extensas zonas de descontinuidades interpretadas como zonas de cisalhamento, bem como foram individualizadas formas geométricas alongadas e sigmoidais definindo a disposição espacial dos corpos rochosos.

1.3.2 Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo foram realizados em dois períodos distintos, cada um de 30 dias, envolvendo os meses de janeiro e fevereiro de 1996 e 1997. Inicialmente, na primeira fase de mapeamento, foram destinados 08 dias para um reconhecimento geológico regional com a finalidade de se familiarizar com o quadro geológico da região. Após esse procedimento, iniciou-se o mapeamento sistemático da área através da realização de perfís ao longo de rodovias estaduais e vicinais com o apoio de um veículo com tração 4X4. Sempre que possível, principalmente ao longo de trilhas, foram realizados perfís transversais a estruturação geológica. Foram investigados em detalhe 99 afloramentos e coletadas 89 amostras. A localização dos afloramentos descritos e amostrados foram controlados através de equipamento tipo Magelan, o qual obtém a coordenada de um ponto referido ao sistema de posicionamento global (GPS), com precisão de 25m.

Os aspectos lito-estruturais de cada afloramento estudado, alguns na escala 1:10 foram lançados na base cartográfica. Como se trata de uma região com ampla densidade de afloramento, em alguns perfís eram feitos somente pontos de controle a cada 1Km para verificar a continuidade das estruturas e dos litotipos.

Durante essa fase, também reconheceu-se no campo registros de eventos neotectônicos (Trifonov, 1989), através da análise morfo-estrutural dos elementos da paisagem, envolvendo a observação de afloramentos naturais e artificiais, atitude de escarpas de falhas (sua morfologia e rejeito), identificação de vales suspensos e sua respectiva sedimentação, padrão de anomalias de drenagem e seu controle, permitindo assim a caracterização de sistemas distensivos e transcorrentes.

1.3.3 Trabalhos laboratoriais

As atividades realizadas durante essa fase compreenderam o selecionamento de amostras mais representativas das unidades rochosas, totalizando 85 lâminas delgadas para análises petrográficas; algumas amostras foram orientadas principalmente ao longo dos eixos XZ e outras também ao longo dos eixos YZ e XY objetivando a verificação dos indicadores cinemáticos.

As datações geocronológicas foram realizadas em três corpos da unidade Suite Intrusiva Saracura pelo método Pb/Pb em monocristais de zircão, no laboratório de geocronologia do Centro de Geociências da UFPA.

Os mapas geológico-estrutural e de estruturas neotectônicas foram digitalizados no laboratório do IDESP, enquanto que o tratamento estatístico dos dados e a elaboração da monografia foram realizados no laboratório de computação do Centro de Geociências.

1.4 METODOLOGIA

As imagens de sensores remotos foram interpretadas levando-se em consideração os trabalhos de fotointerpretação de Riverau (1970), Soares & Fiori (1976), Maffi (1978), Veneziani & Anjos (1982) e a técnica de realce conforme Gouvea (1990).

Quando da realização dos trabalhos de campo, como o reconhecimento e individualização de estruturas, análise dos afloramentos e registro de dados, adotou-se as conceituações de Ramsay & Huber (1983, 1987), Thorpe & Brown (1985), McClay (1987, 1994) e Prior et al. (1987).

A compartimentação dos sistemas de relevo obedeceu os critérios de Cooke & Doornkamp (1974), Franco et al. (1975) e Ponçano et al. (1979), e a individualização dos padrões de drenagem seguiu a definição de Howard (1967).

A caracterização da mineralogia, os procedimentos de identificação de texturas ígneas e metamórficas seguiram os conceitos de Kerr (1965), Spry (1969), (Augustithis,

1973 e 1979), Bard (1980), Fisher & Schimincke (1984), McPhie et al. (1993) e MacKenzie et al. (1995); nomenclatura de rochas ígneas (Streckeisen, 1973) e Le Maitre et al. (1989); definição de condições metamórficas e retrometamorfismo (Winkler, 1979; Beach, 1980; Best, 1982 e Yardley, 1989); individualização e descrição das microestruturas relacionadas a zonas de cisalhamento seguiram os critérios de Bell & Etheridge (1973), White et al. (1980), Simpson & Schmidt (1983); Ramsay & Huber (1983), Lister & Snoke (1984), Passchier & Simpson (1986), Hanmer (1989), dentre outros.

O tratamento estatístico dos dados de foliação, lineação de estiramento, atitude dos planos de falha e estrias, os quais são indicativos de movimentação tectônica foram realizados com o programas Trade, Stereonet e Georient, o primeiro desenvolvido pelo IPT - SP, baseado nas técnicas de Arthaud (1969) e de Angelier & Mechler (1977), e os outros desenvolvidos na Noruega, por Ivar Steinsund, e pela Universidade de Queensland-Austrália, respectivamente.

2. ESTADO DE CONHECIMENTO GEOLÓGICO DA ÁREA PESQUISADA E ADJACÊNCIAS

2.1 INTRODUÇÃO

Inúmeros trabalhos de mapeamento geológico em várias escalas, inerentes ao então Território Federal de Roraima, foram realizados na década de 70, dentre os quais destacam-se o Projeto RADAMBRASIL (Montalvão et al., 1975a), Montalvão et al. (1975b), Dall'Agnol et al. (1975), Issler (1975), Basei & Teixeira (1975), SUDAM (1977), Melo et al. (1978) e Santos (1978), Pinheiro et al. (1981) e IBGE (1981). Em seguida, houve um aumento substancial no acervo de conhecimentos, cujos resultados se expressam nos trabalhos realizados por Santos (1984), Reis & Pessoa (1984), Reis & Pinheiro (1986), Eiras & Kinoshita (1988), Pessoa & D'Antona (1988), Pinheiro et al. (1990), Costa et al. (1991c), Lima & Bezerra (1994), Fraga et al. (1994a), Reis & Carvalho (1996), Costa & Costa (1996a) e Costa & Costa (1996b).

O quadro geológico do Estado de Roraima inclui ampla diversidade litológica, ocorrendo rochas arqueanas, proterozóicas, mesozóicas e cenozóicas, tectonicamente relacionadas à evolução do Cráton Guianês (Issler et al. 1974). Esta unidade geotectônica constitui a porção mais setentrional do Cráton Amazônico (Braun, 1974), admitida como estabilizada no final do Ciclo Transamazônico de Hurley et al. (1968). O embasamento do Cráton Guianês abarca rochas metamórficas dominantemente das facies anfibolito e granulito correspondendo aos Complexo Kanuku (Figueiredo, 1983) e Complexo Guianense (Montalvão et al., 1975a), recortadas por granitóides do *Grupo* Anauá (Araújo Neto & Moreira, 1976) interpretados como decorrentes de eventos relacionados aos ciclos tectônicos Guriense que teria ocorrido entre 3.200 a 2.600 M.a. (Bellizia, 1972), e Transamazônico (2.200 a 1.900 M.a.). Associadas ao embasamento existem faixas metamórficas de baixo e médio graus, geradas ou retrabalhadas no Evento Transamazônico.

Importantes eventos de reativação, após o Proterozóico Inferior, afetaram o embasamento. O primeiro, refere-se ao Evento Uatumã (Amaral et al.; 1970) que teria se iniciado próximo de 1.900 M.a., estendendo-se até 1.700 M.a., representado por uma cobertura vulcanopiroclástica de caráter ácido a intermediário (*Grupo* Surumu) e recortada por granitóides anorogênicos pertencentes à Suíte Intrusiva Saracura (Melo et al., 1978). Essa associação vulcanoplutônica é sobreposta por sedimentos do Supergrupo Roraima (Pinheiro et al., 1990) caracterizado por seqüências continental, transicional e marinha.

O segundo evento de reativação (Evento Parguazense - 1.500 a 1.600 M.a. - de Bellizia, 1972), responde pelas intercalações piroclásticas nos sedimentos do Supergrupo Roraima e pela intrusão de granitóides rapakivíticos designado Granito Surucucu (Montalvão et al., 1975a); ainda relacionada a este evento há indicações de magmatismo básico de natureza toleítica (Diabásio Avanavero - Santos et al., 1977). Um terceiro evento de reativação, desta vez de natureza compressional, designado K'Mudku (Barron[1] apud Bonfim et al. 1974), afetou a região em torno de 1.200 M.a.

A região só teria voltado a experimentar atividade tectônica no Mesozóico, provavelmente ligada à tectônica extensional que precedeu a formação do Oceano Atlântico. No Escudo das Guianas houve a colocação de intrusivas e extrusivas toleíticas e alcalinas (Suíte Básica Apoteri) (Melo et al., 1978) e a implantação do Gráben do Tacutu com espessa sedimentação associada (Formação Tacutu) (Ramgrab et al., 1972). As figuras 2.1 a e b mostram respectivamente, a distribuição geográfica das unidades litológicas e a composição de um quadro litoestratigráfico que mais se aproxima da realidade da região norte-nordeste do Estado de Roraima.

2.2 ARQUEANO - PROTEROZÓICO INFERIOR

As rochas mais antigas no Escudo das Guianas correspondem a granulitos ultramáficos, gnaisses de fácies anfibolito, formação ferrífera bandada, mármores,

---

[1]Barron, C.N. **Notes on the stratigraphy of Guyana**. Geol. Surv. Guyana. Records. Georgetown. v. VI, p.1-28. 1966

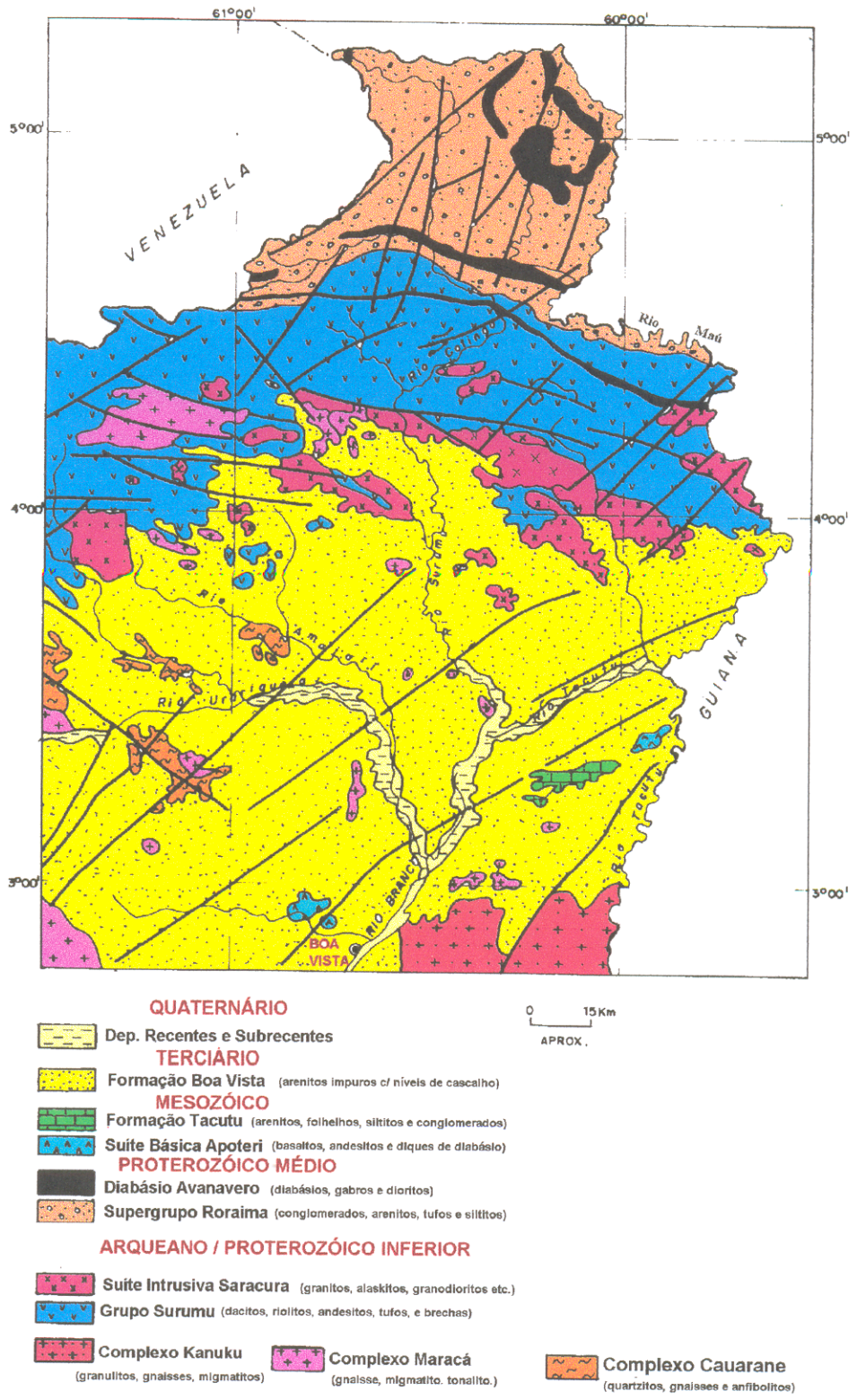


Fig.21a. Mapa Litoestrutural simplificado da região centro - norte do Estado de Roraima. Modificado de Costa et al. (1991)

ÉON	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS		LITOLOGIAS
FANEROZÓICO	CENOZÓICA	QUATERNÁRIO	HOLOCENO	ALUVIÕES MODERNOS		Terraços aluviais modernos e zonas de acum. de sedimentos recentes
			PLEISTOCENO	AREIAS BRANCAS		Areias argilosas semi-consolidadas a inconsolidadas em planícies de campos gerais
		TERCIÁRIO		FORMAÇÃO BOA VISTA		Subarcóseos e arcóseos
	MESOZÓICA			FORMAÇÃO TACUTU		Siltitos vermelhos
				SUÍTE BÁSICA APOTERI		Diabásios e microgabros
	PALEOZÓICA	DEVONIANO		FORMAÇÃO TAIANO		Diques de diabásio
PROTEROZÓICO	PROTERO-ZÓICA MÉDIA			CATACLASITOS K'MUDKU		Milonitos e cataclasitos
				DIABÁSIO AVANAVERO		Diabásios, basaltos, dioritos e microgabros
				SUPERGRUPO RORAIMA	FORMAÇAO UAILÃ	Arenitos arcoseanos com intercalações de tufos, arenitos tufáceos e ignimbritos, arenitos conglomeráticos
					FORMAÇÃO QUINÔ	Quartzo-arenitos, arenitos arcoseanos, conglomerados, arenitos conglomeráticos.
					FORMAÇÃO NICARÃ	Folhelhos micáceos e siltitos
					FORMAÇÃO PAUARÉ	Quartzo-arenitos, arenitos conglomeráticos, arenitos arcoseanos
					FORMAÇÃO VERDE	Argilitos e siltitos
					FORMAÇÃO ARAÍ	Quartzo-arenitos, conglomerados, arenitos, arcoseanos e arenitos feldspáticos
	PROTERO-ZÓICA INFERIOR			SUPERGRUPO UATUMÃ	SUÍTE INTRUSIVA SARACURA	Sienogranitos, biotita granitos, alaskitos, monzonitos, granitos pórfiros e, granodioritos
					GRUPO SURUMU	Dacitos, riolitos, andesitos e piroclásticas ácidas - intermediárias
ARQUEANO ?				COMPLEXO MARACÁ		Gnaisses, dioritos, tonalitos, adamelitos e anfibolitos

Fig. 2.1b. Quadro estratigráfico da região norte-nordeste de Roraima. Composição a partir das seguintes fontes: Montalvão et alii (1975), Melo et al. (1978), Reis & Pinheiro (1986) e Pinheiro et al. (1990).

dolomitos e anortositos reunidos no Complexo Imataca e relacionados entre si através de cavalgamentos dúcteis. Sobre essas rochas, cujas idades situam-se em torno de 3,4 Ga (U - Pb e Rb – Sr; Montgomery & Hurley, 1978), instalaram-se seqüências vulcano-sedimentares tipo greenstone belts (GBS), acompanhadas pela colocação de granitóides e pela formação de outros complexos gnáissicos no intervalo 2,3 – 2,1 Ga. Esse período (3,4 – 2,1 Ga) é marcado pela dominância de geração de GBS e de complexos gnáissicos de alto grau metamórfico sob condições de alta ductibilidade em ambiente de agregação de massas continentais, caracterizando o evento Transamazônico (Hurley et al., 1968).

A partir de 2,0 – 1,9 Ga passou a dominar no Escudo das Guianas processos que proporcionaram soerguimento, seguido de erosão, fragmentação, magmatismo e sedimentação, resultando na disposição de seqüências vulcânicas e sedimentares e injeção de granitos sobre rochas de alto grau metamórfico (Gibbs & Barron, 1983; Costa & Hasui, 1991). Esses processos marcam a passagem do Arqueano – Proterozóico Inferior para o Proterozóico Médio, cujo significado geotectônico corresponde a mudança do período de agregação de massas continentais por colagem/colisão para aqueles de fragmentação do megacontinente proterozóico (Green, 1992; Windley, 1995). Como se trata de um marco geotectônico importante na Região Amazônica, sobretudo na área do Escudo das Guianas, foi adotada nesta tese a divisão do Proterozóico em Inferior, Médio e Superior. O limite 1,6 Ga que estabelece a passagem do Paleoproterozóico para o Mesoproterozóico, corresponde apenas a mais um episódio de fragmentação local do megacontinente através do Proterozóico. Por essa razão, evitou-se a utilização da última proposta de divisão do Proterozóico em Paleo, Meso e Neoproterozóico elaborada pela Comissão Internacional de Estratigrafia resumida no trabalho de Fuck (1991).

Um dos problemas encontrados para a ordenação da síntese regional e que ainda persiste é a enorme proliferação de unidades, isso provavelmente deve ter ocorrido devido a grande abrangência do Escudo Guianense (Venezuela, República da Guiana, Suriname, Guiana Francesa, além dos Estados de Roraima, Amapá e parte do

Amazonas e Pará), em que no mapeamento pontual executado pelos vários geólogos foram utilizados critérios distintos para unidades semelhantes.

Devido à falta de dados geocronológicos consistentes e à carência de mapeamentos geológicos básicos, existe grande dificuldade para que se entenda a evolução do Arqueano - Proterozóico Inferior do Estado de Roraima. Dessa forma, na ordenação desse item, permanecem em pauta algumas questões, sobretudo aquelas relativas à proliferação de termos estratigráficos criados durante a execução dos trabalhos das décadas de 70 e 80, principalmente no que se refere ao Arqueano, Proterozóico Inferior - Médio (Figuras 2.2 a, b e c). Na verdade, há enormes problemas estratigráficos que só poderão ser superados a partir de critérios estruturais, petrogenéticos e de datações por métodos que busquem a idade de cristalização das rochas.

2.2.1 Grupo Anauá

No setor oriental do Estado de Roraima, Ramgrab & Damião (1970) fizeram os primeiros registros de rochas interpretadas como arqueanas, durante o reconhecimento geológico nos rios Anauá e Baraúna, e definiram a *Associação* Anauá composta por biotita-hornblenda xistos, anfibolitos, hornblenda-biotita gnaisses e sillimanita gnaisses, bem como individualizaram um complexo granítico-granodiorítico denominado de Granito Cachoeira Primeira. Braun (1973) ampliou a área de ocorrência dessa unidade e denominou-a de *Associação* Anauá-Kuyumini.

Bonfim et al. (1974) redefiniram essa associação recuperando apenas o termo Anauá representada dominantemente por granodioritos e granitos com enclave de biotita gnaisse, uma vez que na Guiana o termo Kuyumini de Berrangé (1973) referia-se a rochas vulcano-plutônicas.

No extremo sul do estado, Santos et al. (1974) definiram o *Grupo* Moura, o qual seria constituido de migmatitos, gnaisses, granitos, anfibolitos e charnockitos. Araújo Neto & Moreira (1976) incorporaram essa unidade ao termo Anauá e o elevaram a categoria de Grupo Anauá composto basicamente por granitóides intrusivos.

ERA	PERÍODO	IDADE ABSOLUTA 10^6 anos	UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA			SÍMBOLO	LITOLOGIA
			COMPLEXO	GRUPO	FORMAÇÃO		
CENOZÓICO	HOLOCENO					Qa	Aluvião: cascalhos, areias, silte e argila; sedimentos inconsolidados relacionados a drenagem, coluvios subordinados
			DISCORDÂNCIA				
	PLEISTOCENO				BOA VISTA	Qbv	Sedimentos arenosos e argilosos, conglomeráticos, pouco consolidados; freqüentemente cobertos por sedimentos mais recentes.
			DISCORDÂNCIA (?)				
	TERCIÁRIO-PLEISTOCENO					TQc	Cobertura sedimentar terciária a pleistocânica; cascalhos, areias silte, argila (Ambiente fluvial-lacustrino) e lateritos; arenitos; siltitos, argilitos; podem estar incluidas litologias das unidades Boa Vista, Solimões e Barreiras.
			DISCORDÂNCIA				
MESOZÓICO	CRETÁCEO	100			SIENITO CATRIMANI	KÁc	Sodalita-nefelina sienito (litchfieldito) diques de fonolito.
			DISCORDÂNCIA				
	JURÁSSICO-CRETÁCEO				TAKUTU	Jkt	Arenitos finos a conglomeráticos, siltitos e folhelhos
				REWA			
	JURÁSSICO	200 — 120			APOTERI	Ja	Basaltos maciços e amigdaloidais, ocasionais intercalações com arenitos na base do Takutu; diques de diabásio.
			DISCORDÂNCIA				
PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR		1600 — 1500				δ s	Álcali granitos (incluindo rapazivi), e quartzo sienitos, jazimentos hipoabissais (subvulcânicos).
			DISCORDÂNCIA				
PRÉ-CAMBRIANO MÉDIO		1805			DIABÁSIO PEDRA PRETA	p∈ pp	Diabásio, gabro normal, gabro a olivina e hipersteno gabro, sob forma de "sills", diques e "stocks".
			DISCORDÂNCIA				
PRÉ-CAMBRIANO MÉDIO		1805		RORAIMA		P∈ r	Conglomerados polimíticos, arenitos ortoquartzíticos, arcósios, siltitos, folhelhos, jaspes, "cherts" e tufos; quartzitos e "hornfels".
			DISCORDÂNCIA				
		1890 — 1700		UATUMÃ	GRANODIORITO SERRA DO MEL	γ um	Granodioritos, granitos e granofiros; corpos subvulcânicos em formas de "stocks", lacólitos (?) e diques.
					SURUMU	p ∈ sm	Dacitos, riodacitos, andesitos, riolitos, tufos e ignimbritos; pseudotaquilito.
			DISCORDÂNCIA ANGULAR				
		1900		CAUARANE		P ∈ ca	Clorita xistos, anfibólio xistos, quartzitos, anfibolitos, hematita quartzitos e granada quartzitos. Fácies xisto verde a anfibolito.
			DISCORDÂNCIA ANGULAR				
PRÉ-CAMBRIANO INFERIOR A MÉDIO		2500 — 1800 rejuvenescimento	GUIANENSE (GRANODIORITO RIO NOVO)			P ∈ gu (gun)	Kinzigitos, anfibolitos, trondjemitos, dioritos, granodioritos, granitos, migmatitos, gnaisse, granulitos ácidos e básicos, gt; encraves de quartzitos, xistos de alto grau e anfibolitos; facies anfibolito e granulito. Granodiorito Rio Novo; Granodioritos, adamelitos e granitos anatéticos e metassomáticos, sintectônico, gun.

Fig. 2.2a. Sumário estratigráfico segundo Montalvão et al. (1975a)

ERA-TEMA	UNIDADE CRONOESTRATIG.		UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA				
	SISTEMA	SÉRIE	COMPLEXO	GRUPO	FORMAÇÃO	DATAÇÕES (Ma)	LITOLOGIA
CENOZÓICO	TERCIÁRIO QUATERNÁRIO	HOLOCENO PLEISTOCENO			BOA VISTA		Areias, cascalhos, argilas, siltes, lateritas, bauxita e arenitos
MESOZÓICO	CRETÁCEO JURÁSSICO				TACUTU	100 120	Sodalita Sienito Arenitos, folhelhos
	JURASSIC.						
PALEOZ.	SIL. DEV.					360 - 470	Diabásio
PROTEROZÓICO	PRÉ CAMBRIANO	PRÉC. SUP.			NICKERIE	1200	Cataclasitos, brechas, milonitos, xistos
					SURUCUCU PEDRA PRETA	1600	Alcalinas, gabros Diabásios
				RORAIMA		1750?	Arenitos, conglomerados, folhelhos, tufos e quartzitos
		PRÉC. MÉD./INF.		UATUMÃ	SURUMU	1850	Riolitos, dacitos, andesitos, tufos e aglomerados Rochas graníticas
				CAUARANE		1900?	Anfibolitos, xistos, FF e quartzitos
			COMPLEXO GUIANENSE		ASSOC. PARIMA MARACÁ ANAUÁ MOURA RUPUNUNI		Gnaisses e migmatitos Granitos, anfib., quartz. Gnaisses, xistos, filito Gnaisses e migmatitos Gnaisses, anfibolito, quartzitos.
					4000 Embasamento mais antigo não diferenciado		

Fig. 2.2b. Quadro litoestratigráfico para o Estado de Roraima segundo SUDAM (1977).

ERA	PERÍODO	ÉPOCA	UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA	LITOLOGIAS	SÍMBOLO
CENOZÓICA	QUATERNÁRIO	HOLOCENO	ALUVIÕES MODERNOS	NÍVEIS ALUVIAIS TOPOGRAFICAMENTE INFERIORES	Qh
			ALUVIÕES SUB-RECENTES	NÍVEIS ALUVIAIS TOPOGRAFICAMENTE SUPERIORES	Qp
		PLEISTOCENO	AREIAS BRANCAS	AREIAS SUPERFICIAIS ARGILOSAS E SILTES OCORRENTES NA PLANÍCIE DOS CAMPOS GERAIS	Qpa
	TERCIÁRIO		FORMAÇÃO BOA VISTA	SUBARCÓSEOS E ARCÓSEOS	Tbac
MESOZÓICA	65 a 230	110 a 220	SUÍTE BÁSICA APOTERI	DIABÁSIOS E MICROGABROS	Mad
PRÉ-CAMBRIANA — PROTEROZÓICA	SUPERIOR 570 a 1200	1200	CATACLASITOS K'MUDKU	MILONITOS E CATACLASITOS	PSc
	MÉDIO 1200 a 1900	1600 a 1700	DIABÁSIO AVANAVERO	"SILLS" E DIQUES DE DIABÁSIO E MICROGABRO	PMad
			FORMAÇÃO RORAIMA — MEMBRO SUPERIOR	ARENITOS ARCOSEANOS	
			FORMAÇÃO RORAIMA — MEMBRO MÉDIO	SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR COM TUFOS ÁCIDOS A INTERMEDIÁRIOS	
			FORMAÇÃO RORAIMA — MEMBRO INFERIOR	QUARTZO-ARENITOS, ARENITOS CONGLOMERÁTICOS, SILTITOS E FOLHELHOS	PMrar
		1700 a 1900	SUPERGRUPO UATUMÃ — SUÍTE INTRUSIVA SARACURA	ALASKITOS	PMsak
				BIOTITA-GRANITOS	PMsgr
				GRANÓFIROS	PMsgf
			GRUPO SURUMU — EFUSIVAS INTERMEDIÁRIAS	FENOANDESITOS	PMsi
			GRUPO SURUMU — EFUSIVAS ÁCIDAS / PIROCLÁSTICAS	RIODACITOS, RIOLITOS E DACITOS / TUFOS CRISTALINOS ÁCIDOS A INTERMEDIÁRIOS	PMsp / PMsa
	INFERIOR 1900 a 2600		GRANITO VIAQUÁRIO	GRANITOS E BIOTITA-ADAMELITOS	Plvgr
	ARQUEOZÓICA >2600		COMPLEXO MARACÁ	GRANITOS E BIOTITA— ADAMELITOS	Amgr
				HORNBLENDA-TONALITOS	Amgd

Fig. 2.2c. Quadro litoestratigráfico segundo Melo et al. (1978).

Para SUDAM (1977), o Grupo Anauá e o *Grupo* Moura têm o mesmo posicionamento estrutural, com bandamento e foliações dirigidas para NE e mergulho para SE. Interpretaram que como as determinações radiométricas do Grupo Anauá variam de 2.270±185 Ma a 1.635±75 Ma e do *Grupo* Moura seria de cerca de 2.527±126 Ma, torna-o similar a *Associação* Rupununi (adotada por esse projeto e que ocorreria na região SE do Estado), exceto que essa mergulharia geralmente para NW e que essas duas unidades seriam equivalentes, separadas somente pelo material batolítico interveniente do Grupo Anauá. Afirmaram que haveria a possibilidade da maior parte do Grupo Anauá ser de origem metamórfica, e a parte "granítica" de origem intrusiva sincinemática. Comentaram ainda, que essa unidade se estende com orientação NE-SW, e que muitas das zonas cisalhadas descritas no projeto foram mapeadas na Guiana como filitos ou tufos e sugeriram que provavelmente esse grupo é uma continuação das rochas metassedimentares da Formação Wakadanawa e metavulcânicas da Formação Rio Kamoa mapeadas na Guiana.

Como se observa, além da proliferação de termos e de critérios diferentes de classificação de rochas, as interpretações também são bastante diferenciadas. Isto sem levar em consideração que, na medida do possível, sem prejuízo dos trabalhos pioneiros, os termos suíte intrusiva e metamórfica foram omitidos.

2.2.2 Complexo Kanuku

MacConnel[2] apud Ramgrab et al. (1972) englobou uma seqüência metassedimentar de alto grau e intrusivas associadas na *Rupununi Assemblage*. Posteriormente, Singh[3] apud Ramgrab et al. (op. cit.) dividiu-a nos *Grupos* Kanuku, Marudi e Granito South Savana. Na Guiana o Complexo Kanuku foi identificado nas montanhas homônimas e nas montanhas South Savana, prolongando-se pelo Suriname nas montanhas Bakhuis, sob a denominação de *Grupo* Falawatra.

---

[2] MacConell, R.B. **Provisional stratigraphical table for British Guyana**. Annu. Rep. Geol. Surv., Georgetown. Append. 1, p.33-53.

[3] Singh, S. **Geology and petrology of part of the Guiana Shield in the South Savana - Rewa area of Guyana**. Geol. Surv. Guiana Bull. nº 37, 127p.

Em Roraima, Ramgrab et al. (1972), mapeando a folha NA.20.X.D (Figura 2.3), atribuíram a então *Associação* Rupununi rochas metamórficas representadas por migmatitos, gnaisses, anfibolitos, granitos e charnockitos.

Pinheiro et al. (1981) comentaram que esse cinturão possui continuidade em território brasileiro, adentrando-se a leste entre os paralelos 1°30' N e 3°00' e estendendo-se pela bacia do rio Catrimani, serra do Apiaú, afluentes da margem esquerda do rio Tacutu e rio Jundiá. Para o oeste de Roraima (folhas NA.20.X.C e NA.20.Z.A - Figura2.3), tais rochas de alto grau foram enquadradas na *Suíte Metamórfica* Urariqüera.

SUDAM (1977) considerou que na região SE de Roraima (folhas NA.20.Z.B e D) a *Associação* Rupununi (Complexo Kanuku), seria representada basicamente por biotita gnaisse com foliação geral orientada 60° - 70° E, contendo freqüentes metabasitos na forma de lentes ou corpos concordantes. Entretanto, mapeando as rochas desse cinturão na folha NA.20.X.D, Figueiredo (1983) as inclui na *Suíte Metamórfica* Kanuku. Situação análoga aconteceu para a folha NA.20.Z.B (Lock, 1983).

Reis & Pinheiro (1986) admitiram como de idade arqueana apenas as rochas de elevado grau de metamorfismo (granulitos e migmatitos) pertencentes ao Complexo Kanuku que compõem o cinturão granulítico do Escudo das Guianas, conforme sugerido por Gibbs & Barron (1983), o referido cinturão também foi citado no Suriname por Bosma et al. (1983).

Lima et al. (1986) propuseram a designação de Complexo Apiaú para os granulitos da porção central de Roraima, entretanto, considerando a prioridade cronológica, bem como o fato do termo Apiaú ter sido empregado anteriormente para designar intrusões máfico-ultramáficas no rio homônimo (Pinheiro et al. 1981), além da ampla aceitação na literatura do termo Kanuku, Santos & Olszewski (1988) contestaram o termo empregado por Lima et al. (op. cit.) para os granulitos daquela região. De acordo com Nunes et al. (1994a), o Complexo Kanuku é representado por uma sequência infracrustal catametamórfica composta por charnockitos e enderbitos.

Silva & Santos (1994) interpretaram o nível de exposição atual dos granulitos Kanuku como de um segmento de crosta intermediária e que os charnockitos devem

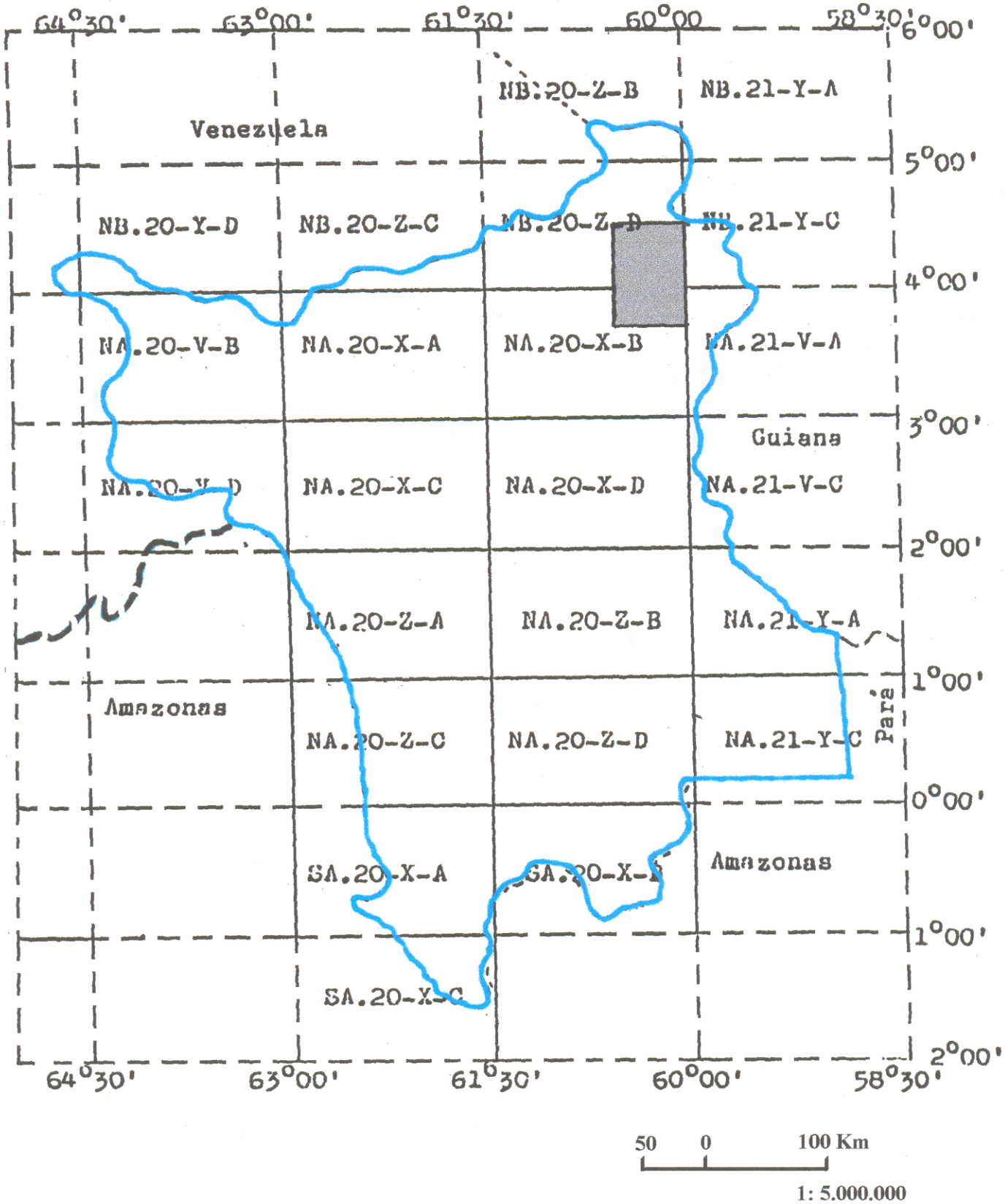


Fig. 2.3. Localização das folhas 1:250.000 e indicação da área pesquisada. Modificado de Reis & Pinheiro (1986).

constituir os registros mais antigos de retrabalhamento crustal na Amazônia setentrional.

Priem[4] apud Reis & Pinheiro (1986) com base no método Rb/Sr obteve idade de 2.817 Ma para os granulitos do Suriname, enquanto que Berrangé[5] apud Bonfim et al. (1974) obteve idade de 2.570 Ma (Rb/Sr), em rochas do *Grupo* Kanuku na Guiana. Datações pelo método K/Ar efetuadas por Montalvão et al. (1975a) na bacia do rio Mucajaí revelaram idades de 1.860 ± 30 Ma e 1.840 ± 70 Ma respectivamente, para um biotita gnaisse e anfibolito. Próximo a foz do mesmo rio (folha NA.20.X.D) foi obtida uma idade de 1.790±70 Ma em um biotita gnaisse (SUDAM, 1977).

Santos & Olszewski (1988) obtiveram uma idade de 2.012 ± 71 M.a. pelo método Rb / Sr, com uma razão inicial de 0,7059 ± 0,0016, e sugeriram a derivação dessas rochas a partir de material crustal ou então de material derivado do manto contaminado por rochas crustais e correlacionaram-nas ao *Grupo* Curúni no Suriname com idade de 2.042 ± 97 M.a.

Gaudette et al. (1993a) pelo método Rb/Sr em rocha total obtiveram idade de 2.019±71 Ma em granulitos charnockíticos dessa unidade com razão inicial 0.7059 a qual foi considerada muito alta para serem rochas derivadas do manto nesta época (a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ para o manto empobrecido em 2.000 Ma é ~ 0.7016). Portanto, os autores consideralam-na como um material de derivação crustal e ainda que, essa idade provavelmente reflete o tempo do metamorfismo de alto grau.

2.2.3 Complexo Parima

Na região ocidental de Roraima, os trabalhos pioneiros de reconhecimento geológico de rochas presumivelmente arqueanas foram realizados por Oliveira et al. (1969), que se referiram ao *Complexo Cristalino* formado por gnaisses diversos predominantes e granitos subordinados.

---

[4] Priem, H.N.A. et al., **Isotopic age determination on Surinam rocks. Proterozoic and Permo-Triassic basalt magmatism in the Guiana Shield. Geol. Mijnb. 47, p.17-20**. 1968

[5] Berrangé, J.P. **A synopsis of the geology of southern Guyana**. Report Inst. Geol. Sci. Overseas Div. Photogeol. Unit. London. n°

Arantes & Mandetta (1970) realizaram mapeamento nas bacias dos rios Auaris, Aracacá, Parima e Uraricoera, e individualizaram dois grupos, da base para o topo, a saber: Parima, constituido por micaxistos , biotita xistos, gnaisses granodioríticos e anfibolitos; e Cachoeira Xiriana composto de riolitos, metariolitos e xistos derivados de tufos vulcânicos; esses grupos estariam situados estratigraficamente acima de rochas do *Complexo Basal*, representado por gnaisses, metagranodioritos e migmatitos.

Pinheiro et al. (1981), durante a execução do Projeto Catrimani - Uraricoera (região ocidental de Roraima), definiram a *Suíte Metamórfica* Uraricoera, composta por gnaisses, migmatitos, granitos de anatexia, granodioritos, dioritos, trondhjemitos, tonalitos, "augen" - gnaisses, granoblastitos e granulitos. Na oportunidade redefiniram o *Grupo* Parima de Arantes & Mandetta (1970) como *Suíte Metamórfica* Parima englobando xistos, quartzitos e enclaves de anfibolito e metapiroxenitos em geral lenticularizados em meio aos gnaisses e migmatitos da *Suíte Metamórfica* Uraricoera.

Correlato ao Complexo Parima, tem-se aquelas unidades ocorrentes no setor centro - nordeste de Roraima, a exemplo do *Grupo* Cauarane (Montalvão & Pitthan, 1974), cujas litologias são representadas por xistos, anfibolitos e quartzitos. Na Guiana são correspondentes ao *Grupo* Kwitaro (ao sul) e Supergrupo Barama-Mazaruni (ao norte). No Suriname as unidades cronocorrelatas (*Grupo* Marowijne - Bosma et al., 1983) têm idades de 1.950 ± 150 M.a. Pinheiro et al (1981) obtiveram idade de 2.092 ± 39 M.a. pelo método K / Ar em um metapiroxenito e 1.857 ± 45 Ma em xistos da *Suíte Metamórfica* Parima. O *Grupo* Barama-Mazaruni foi datado por Gibbs & Olszewski (1982) em 2,25 Ga.

Nunes et al. (1994b) comentaram que essa *suíte metamórfica* ainda não apresenta uma estratigrafia e idade bem definidas, tratando-se de um conjunto tipo "greenstone belt" com domínio metavulcânico básico - ultrabásico a ácido e outro predominantemente sedimentar (formação ferrífera bandada, rochas calcisilicáticas e metassedimentos arcoseanos com vulcânicas subordinadas), metamorfisadas na fácies xisto verde na zona da clorita - biotita e por suas características (grande quantidade de sedimentos arcoseanos e ausência de dobramentos isoclinais) é mais adequado que seja uma sequência do Proterozóico Inferior.

2.2.4 Complexo Cauarane

O Complexo Cauarane foi definido por Montalvão & Pittihan (1974) que reuniram rochas metavulcânicas e metassedimentos (anfibolitos, xistos e quartzitos) aflorantes na serra homônima e adjacências (região NNW de Boa Vista) sob a denominação de *Grupo* Cauarane.

Devido serem mencionadas ocorrências de rochas semelhantes as do *Grupo* Cauarane na Guiana e Venezuela, os autores do projeto da SUDAM (1977) interpretaram que elas poderiam ser remanescentes, no Brasil, de uma unidade vulcano-sedimentar bastante extensa, ou ainda consideraram como alternativa que, admitindo sua distribuição local, conforme o mapeamento do projeto RADAMBRASIL, possa ser parte de um complexo de rochas gnáissicas transformado para fácies metamórfica xisto verde, por um metamorfismo retrógrado devido a processos de cisalhamento.

Gibbs & Barron (1983) admitiram que os *grupos* Cauarane, Parima (Brasil), Falawatra, Curúni (Suriname) e Kwitaro na Guiana são exposição de rochas supracrustais que foram metamorfisadas em médio a alto grau durante o evento Transamazônico. Entretanto, esses autores não consideram a disposição espacial dessas unidades.

Pinheiro & Reis (1994) adotaram a terminologia *Suíte Metamórfica* Cauarane para agrupar quartzitos, formação ferrífera bandada, metacherts, paragnaisses, anfibolitos e xistos básico - ultrabásicos. Para oeste, ao longo do rio Uraricaá, essa unidade é representada por metavulcânicas de composição ácida a intermediária.

Montalvão et al. (1975a) fazem referência a uma idade de 1.920 M.a., obtida em anfibolitos pelo método K /Ar, enquanto que Gaudette et al. (1993a) estabeleceram idade de 2.235 ± 19 M.a. através do método U/Pb em paragnaisse desse complexo.

2.2.5 Complexo Maracá

Montalvão et al., (1975a) propuseram uma coluna geológica relativamente simplificada, em que reuniram a maioria dos complexos gnássicos no Complexo Guianense, em consonância com a proposição de Bonfim et al. (1974).

Entretanto, no Projeto Molibdênio em Roraima (região nordeste de Roraima), Melo et al. (1978) optaram pela terminologia de Complexo Maracá, devido à prioridade cronológica da então *Associação* Maracá, conforme denominação de Braun & Ramgrab (1972). No entanto, descreveram que nessa região o embasamento engloba apenas os litotipos graníticos, pois não ocorrem gnaisses, anfibolitos, migmatitos, xistos e quartzitos orientados na direção NW - SE como descrito originalmente.

SUDAM (1977) descreveu que o Complexo Maracá é constituido principalmente por gnaisses e quartzitos, com subordinados xistos, além de anfibolitos, e intrusivas graníticas batolíticas e que a unidade consiste monotonamente de mergulhos verticais de quartzitos e gnaisses com orientação E - W a WNW - ESE.

Para a *Associação* Maracá de Braun & Ramgrab, (op. cit), Reis & Pessoa (1984) propuseram a designação de *Suíte Metamórfica* Maracá em função da grande diversidade litológica e fizeram analogia cronológica com a *Suíte Metamórfica* Uraricoera de Pinheiro et al. (1981).

Melo et al. (op. cit.) dataram apenas uma amostra do Complexo Maracá, através do método Rb/Sr e obtiveram idade de 1.586±40 Ma, a qual consideraram incompatível com a estratigrafia regional e admitiram para as rochas do Complexo Maracá uma idade mínima de 1.915 ± 80 Ma a 1.810 ± 40 Ma, que corresponde à idade das vulcânicas Burro-Burro (Berrangé, 1972).

2.3 PROTEROZÓICO INFERIOR / MÉDIO

2.3.1 Granitóides do Proterozóico Inferior

Em parte, a então *Associação* Anauá (Ramgrab & Damião, 1970), foi enquadrada na unidade Adamelito Água Branca por Veiga Jr. et al. (1979). Montalvão et al. (1975a) definiram a unidade Granodiorito Rio Novo (granodioritos, adamelitos e granitos) na região SE do Estado. e o correlacionaram ao Granito Caraiba (Holtrop, 1968) no Suriname, porém, caracterizando-a contemporaneamente às rochas metamórficas do Complexo Guianense. Melo et al. (1978) definiram o "Granito Aviaquário" na região NE do Estado.

Veiga Jr. et al. (1979) obtiveram idade de 1.901 ± 89 Ma, 1.919 ± 53 Ma, 1.911 ± 51 Ma e 2.040 ± 23 Ma para os litotipos do Adamelito Água Branca e admitiram a sua correlação com o Granito Aviaquário, podendo suas idades se situarem no Proterozóico Inferior (2.600 - 1.900 Ma).

Datações em rocha total, pelo método Rb/Sr em rochas do Granito Caraiba (Suriname), forneceram idades de 1.825 ± 75 Ma e 1.955 ± 75 Ma, e em biotitas o resultado foi de 1.885 ± 80 Ma (Holtrop, 1968). Esses dados embasaram a correlação do Granito Caraiba aos granitóides do Proterozóico por Montalvão et al. (1975a).

Fraga et al. (1997) definiram a Suíte Intrusiva Pedra Pintada na localidade homônima, representado por um magmatismo tardi- a pós-Transamazônico constituido por quatro conjuntos distintos: a) biotita granodioritos com restritos termos tonalíticos; b) biotita monzogranitos com variações para granodioritos; c) biotita monzogranitos leuco- a hololeucocráticos e d) sienogranitos leucocráticos. Esses autores correlacionaram essa unidade a Suíte Intrusiva Água Branca. Almeida et al. (1997) obtiveram uma idade de 2.005 ± 45 Ma pelo método Pb/Pb em zircões dos litotipos da Suíte Intrusiva Pedra Pintada e 1960 ± 21 Ma em rochas da Suíte Intrusiva Água Branca.

Carvalho (1997), quando da realização de mapeamento geológico da região nordeste de Roraima, abrangendo o setor centro-sul da Folha NB.20.Z.D (Fig. 2.3), utilizando dados de sensores remotos (Radar, TM/Landsat-5 e de aerolevantamento geofísico tipos gamaespectrometria e magnetometria) integrados e com base em dados de litoquímica e petrografia, individualizou rochas graníticas, as quais designou informalmente de Granitóides Pré-Uatumã que reuniram as rochas graníticas até então

atribuídas ao Complexo Maracá e à unidade Granito Aviaquário, e os correlacionou à Suíte Intrusiva Pedra Pintada.

2.3.2 Supergrupo Uatumã: Grupo Surumu e Suíte Intrusiva Saracura

O termo Uatumã foi usado pela primeira vez por Oliveira & Leonardos (1940), os quais se referiram à "Série" Uatumã para uma associação de rochas ígneas porfiríticas e arenitos arcoseanos metamorfisados por intrusões de *pórfiros vermelhos* ocorrentes na bacia do rio Uatumã.

Barbosa (1966) designou de *Grupo* Uatumã uma associação de rochas vulcânicas andesíticas com intercalações de arcóseos, tufos, lavas riodacíticas, diques de riolitos e ignimbritos ocorrentes na região do Médio Tapajós.

Caputo et al. (1971) redefiniram o *Grupo* Uatumã, através da remoção dessa unidade as rochas sedimentares pré-silurianas da Plataforma Amazônica, referindo-se apenas às rochas vulcânicas ácidas que ocorreriam não só em ambas as bordas da bacia Amazônica como também em seu assoalho, especialmente no Médio Amazonas.

Melo et al. (1978) elevam o então *Grupo* Uatumã a categoria de Supergrupo, composto basicamente por rochas extrusivas pertencentes ao Grupo Surumu (Amaral et al., 1970) e intrusivas reunidas na Suíte Intrusiva Saracura (Melo et al., op. cit.).

2.3.2.1 Grupo Surumu

O Grupo Surumu ocorre principalmente nas regiões norte e nordeste de Roraima, e é composto por efusivas ácidas - intermediárias (riolitos, dacitos, andesitos e latitos) e rochas piroclásticas (tufos, ignimbritos e brechas). Costi et al. (1984), no extremo sudeste do Estado de Roraima, incluíram as rochas vulcânicas no Grupo Iricoumé (Oliveira et al., 1975), o qual é correlato ao Grupo Surumu.

Basei (1978) comentou que as rochas da *Formação* Surumu se diferenciava das vulcânicas Iricoumé por apresentarem maior grau de transformação imposta por falhamentos de direção NE-SW que localmente geraram milonitos e muscovita filonitos.

Priem et al. (1971), analisando 17 amostras de vulcânicas e 14 de granitos pelo método Rb/Sr em rocha total, obtiveram idade de 1.810±40 Ma para a *Associação Vulcano-Plutônica* no Suriname e concluíram que esse magmatismo veinculava-se ao ciclo orogênico Transamazônico caracterizado por um período de dobramentos, metamorfismo e magmatismo ácido.

Basei (op. cit.) analisou 16 amostras de rochas vulcânicas do *Grupo* Surumu e obteve idade de 1.860 ± 12 M.a., com Ri = 0, 7041 ± 0,005, considerada como a idade de formação dessas rochas, e correlacionou-as às rochas vulcânicas Iricoumé, (SE de Roraima), *Grupos* Burro - Burro (1.915±80 Ma - isócrona Rb/Sr) e Kuyuwini 1.814±64 Ma - isócrona Rb/Sr) na Guiana, Dalbana (1.830 ± 65 M.a., Ri = 0, 7056 ± 0,0012) no Suriname, Cuchivero na Venezuela e Vulcânicas Iriri (NW do Pará – 1.696 ± 70 M.a., Ri = 0, 7058 ± 0,0031) e ainda com a Assembléia Granito-Vulcânica no Suriname em 1.810±40 Ma (isócrona Rb/Sr em rocha total - Ri = 0,7056). O referido autor advogou a possibilidade do conjunto Surumu - Iriri ter sido embasado por rochas crustais formadas durante o ciclo Transamazônico (2.100 M.a.) e posteriormente, próximo a 1.850 M.a., parte da crosta foi aquecida sofrendo fusão e gerando as vulcânicas Surumu e Iricoumé.

2.3.2.2 Suíte Intrusiva Saracura

Ramgrab et al. (1971) denominaram informalmente de "Granito Saracura" um corpo granítico intrusivo nas vulcânicas Surumu. Ramgrab et al. (1972) delinearam vários corpos graníticos e susbstituiram o termo Granito Saracura por Granito 3. Muniz & Dall'Agnol (1974) englobaram todos os corpos graníticos de Ramgrab al. (1972) na unidade Granodiorito Serra do Mel, a exemplo das Serras Saracura, Mel, Marari e Memória.

Montalvão et al. (1975a) adotaram esta proposição ressaltando que os corpos graníticos (granitos, granodioritos, adamelitos e granófiros) representam uma associação consangüínea com as extrusivas Surumu, constituindo as fases tardias deste evento vulcânico - plutônico. Posteriormente, a unidade Granodiorito Serra do

Mel foi atribuida em parte ao Complexo Maracá (Arqueano) e Granito Aviaquário (Proterozóico Inferior) por Melo et al (1978). Demonstraram que os litotipos da Serra do Mel são predominantemente granitos e resgataram também o termo "Saracura" de Ramgrab et al (1971) como prioritário em relação a "Mel" e individualizaram, a partir daquela unidade, a Suíte Intrusiva Saracura, englobando intrusivas pós - Surumu (biotita granitos, granitos alaskíticos, granodioritos, e granófiros), a exemplo dos granitos das serras do Mel, Saracura e Memória que estariam dispostos em meio as vulcânicas Surumu ou em contato com as rochas do Complexo Maracá.

Para Costa & Costa (1996a) a Suíte Intrusiva Saracura é uma unidade que engloba todas as rochas granitóides que ocorrem no extremo nordeste de Roraima, as quais se acham orientadas preferencialmente na direção E - W e afetadas por cavalgamentos dúcteis.

Forman (1969) individualizou o "Granito Mapuera" (NW do Pará), que posteriormente foi redefinido como Suíte Intrusiva Mapuera por Veiga Jr. et al. (1979), a qual foi correlacionada a Suíte Intrusiva Saracura por Costi et al. (1984).

Basei (1975) obteve idades em torno de 1.700 M.a. para a Suíte Intrusiva Saracura (na época denominada Granodiorito Serra do Mel), divulgando duas idades convencionais pelo método Rb / Sr: 1.740 ± 40; e 1.716 ± 45 M.a. A média das idades dessa suíte obtida por Melo et al. (1978) é de 1.816 M.a. Santos & Reis Neto (1982), utilizando as relações Rb^{87} / Sr^{86} x Sr^{87} / Sr^{86} para 11 (onze) amostras da Suíte Intrusiva Saracura, montaram um diagrama isocrônico e obtiveram uma idade de 1.789 M.a. Entretanto, Santos (1982) comenta que a idade mais aceitável é de 1750 M.a., em amostra de granitos pertencentes às Folhas NB.20 e NA.20, datadas pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

2.4 PROTEROZÓICO MÉDIO

Devido à ampla discussão sobre os limites do Proterozóico Médio (como bem demonstrado por Brito Neves et al., 1990); o qual corresponde ao período de maior importância para a área em questão, nesse trabalho adotou-se como limite inferior a

idade de 1,9 Ga como sugerido por Santos (1978) e Brito Neves et al. (op. cit). Para o limite superior a idade mais aceitável é de 1,0 Ga de acordo com Almeida & Hasui (1984) e Fuck (1991).

2.4.1 Supergrupo Roraima

O mais importante evento do Proterozóico Médio é representado pela extensa e espessa sedimentação do Supergrupo Roraima (Pinheiro et al. , 1990). No Estado de Roraima, as principais investigações nessa unidade referem-se aos trabalhos de Braun (1973), Bonfim et al. (1974), Pinheiro et al. (1981), Lock (1983), Santos & D'Antona (1984), Santos (1985), Reis et al. (1985) e Pinheiro et al (1990). Este último se destaca por abranger a região mais contínua da sequência sedimentar Roraima em território brasileiro.

Os sedimentos do Supergrupo Roraima são constituídos predominantemente por sequências de pelitos, psefitos, psamitos e sedimentos de origem vulcânica (piroclastos e vulcanoclastos) cortados por *sills* e diques básicos principalmente na porção NE do Estado. As Figuras 2.1B e 2.4 sintetizam a ordem estratigráfica e a distribuição espacial respectivamente, do Supergrupo Roraima para a região em pauta.

A idade máxima da deposição do Supergrupo Roraima tem sido estabelecida indiretamente através da datação de granitóides subvulcânicos pertencentes a fase tardia do Supergrupo Uatumã, sendo obtida uma idade de 1.789 M.a. por Santos & Reis Neto (1982). A idade mínima obtida até o presente é de 1.603 ± 27 M.a. pelo método Rb/Sr, Ri = 0,7045 ± 0,0004 (Hebeda et al., 1973) no Suriname, em "*sills*" do Avanavero Dolerite. Snelling & Mc Connel[6] apud Hebeda et alii (op. cit.) obtiveram uma isócrona Rb/Sr com idade similar (1.593 ± 66 M.a.) em "*sills*" gabróicos doleríticos embutidos nos sedimentos Roraima na parte oeste da República da Guiana.

Priem et al. (1973) dataram 14 amostras de rochas piroclásticas ácidas intercaladas no Supergrupo Roraima e obtiveram uma isócrona Rb/Sr, em rocha total, idade de 1.599±18 Ma (Ri = 0,7075±0,0032) admitida como idade de erupção dessas

[6] Snelling, N.J. & MacConnell, R.B. **The geocronology of Guyana**. Geol. Mijnb., v.48, p.201-213. 1969.

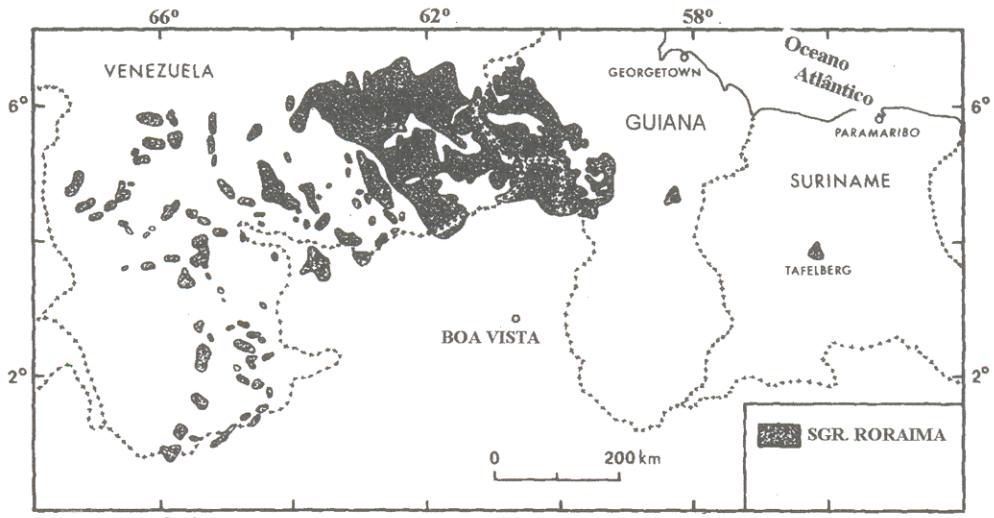


Fig.2.4. Distribuição do Supergrupo Roraima no Escudo das Guianas. Modificado de Priem et al. (1973).

vulcânicas em meio aos sedimentos Roraima e atribuiram que uma idade próxima a 1.600 Ma seria o período de deposição da então *Formação* Roraima.

Ghosh (1981) comenta que as diversas idades obtidas para essa sedimentação implicaria na existência de mais de uma bacia e sugere que a bacia Roraima poderia ter sido edificada em uma área intracratônica conectada a oceanos abertos, com suprimentos a partir da erosão de elevações próximas.

Reis & Carvalho (1996) fizeram correlações entre as ocorrências atribuidas ao Supergrupo Roraima com a sua maior área de exposição (extremo NE de Roraima - Bloco Pacaraima), a exemplo das grandes feições sedimentares tabulares das serras Tepequém, Uratanim, Uafaranda e Surucucus e sugeriram que essas bacias provavelmente evoluíram em múltiplos estágios variando de 1,7 à 1,4 Ga.

Gaudette et al. (1993a) dataram uma amostra de um arenito conglomerático da Formação Arai (Base do Supergrupo Roraima) e obtiveram idade U/Pb em zircão de 2.171±16 Ma sugerindo área fonte da Bacia Roraima de idade transamazônica.

2..4.2 Diabásio Avanavero

Bonfim et al (1974), no Projeto Roraima, com base nos trabalhos das décadas de 50 e 60, denominaram de Sequência Intrusiva Roraima todos os *sills* intercalados na então Formação Roraima, os quais foram denominados de *sill* Arai (em nível inferior), *sill* Quinô - Ailan (nível médio) e *sill* Roraima (nível superior).

Montalvão et al. (1975a) propuseram a denominação de Diabásio Pedra Preta para um *sill* que ocorre na localidade homônima (extremo nordeste) e destacaram que diques e alguns *stocks* básicos estariam vinculados a este evento.

Santos et al. (1977) sugeriram a denominação Diabásio Avanavero no Território de Roraima em correspondência ao "Avanavero Dolerite" de Groeneweg & Bosma[7] apud Bonfim et al. (op. cit.), definido no Suriname. Melo et al. (1978) adotaram a sugestão daqueles autores e englobaram na unidade Diabásio Avanavero todos os *sills*

---

[7] Groeneweg, W. & Bosma, W. **A review of stratigraphy in Surinam**. In: Guyana Geological Conference 8ª. Georgetown. 1-32. 1970.

básicos intercalados na Formação Roraima e diques relacionados a estes "*sills*", principalmente aqueles orientados na direção WNW - ESE. Os litotipos do Diabásio Avanavero correspondem principalmente a diabásios e, em menor proporção, gabros, basaltos e dioritos.

Mandetta (1970), através de isócrona K/Ar, obteve idades entre 1.756 ± 81 M.a. a 1.572 ± 81 M.a. em amostras de diabásio que ocorrem no rio Uailãn.

Hebeda et al. (1973), com base em vinte e duas datações isocrônicas pelo método Rb/Sr e sessenta e uma determinações K/Ar estabeleceram para os doleritos de Avanavero idade de 1.603 ± 27 M.a. e sugeriram que as idades mais altas, obtidas por outros autores em trabalhos anteriores, a exemplo de Amaral (1974) que obteve idade de 1.800 Ma, era devido ao excesso de Ar radiogênico relacionado ao evento tectônico termal denominado Episódio Nickeriano (Nickerie Metamorphic Episode - 1.200±100 Ma).

2.4.3 Suíte Intrusiva Surucucus

Montalvão et al (1975a) denominaram de Granito Surucucu os corpos intrusivos subvulcânicos (biotita - ortoclásio granitos de textura rapakivi) que ocorrem na região NW de Roraima sob a forma de batólitos e "stocks" intrusivos no Complexo Guianense e interpretados como decorrentes de um evento magmático tardio em relação ao vulcanismo Surumu.

Dall'Agnol et al. (1975) descreveram que o *Granito* Surucucu é uma associação de corpos intrusivos anorogênicos, comagmáticos, constituido por biotita-ortoclásio granitos, equigranulares e por granitos rapakivi. Esses autores, com base em datações geocronológicas Rb/Sr, obtiveram dois valores interpretados como idade mínima de 1.350 Ma e idade máxima de 1.530 Ma para o magmatismo responsável pela formação do *Granito* Surucucu e correlacionaram essa unidade ao evento magmático que

originou o Granito Rapakivi El Parguaza na Venezuela, datado em 1.490 Ma por Hurley[8] apud Dall'Agnol et al. (1975).

Para Issler (1975) esse plutonismo anorogênico, subsequente às vulcânicas Surumu, deve estar vinculado aos estágios iniciais de transição e reativação do Cráton Guianês relacionados a dois episódios: Episódio Granítico Akawaiano (1.800 - 1.700 M.a.), representado pela intrusão do Granito Mapuera (1.800 - 1.500 M.a.), Granodiorito Serra do Mel (1.730 M.a.) e Gabro Caracaraí (1.646 ± 55 M.a.) e Episódio Parguazense (1.600 - 1.300 M.a.) representado em Roraima pela intrusão do Granito Surucucus (1.490 M.a.) e Sienito Mutum (1.026 ± 28 M.a.).

Basei (1975) obteve uma isócrona de 1.543 M.a. para os granitóides da Folha NA.20 - V - D (Figura 2.3), indicando desta forma uma idade mais jovem que o vulcano - plutonismo Uatumã.

Basei & Teixeira (1975) distinguiram dois conjuntos de granitos intrusivos: (a) um tipo Serra do Mel situado na região NE de Roraima e ocorrendo em um curto intervalo de tempo logo após ao vulcanismo Surumu, definido por uma isócrona de 1.750 M.a. obtida pelo método Rb/Sr; e (b) tipo Surucucus localizado na região NW de Roraima interpretado como produtos de diferentes épocas de intrusões, porém, de maior importância no intervalo entre 1.400 a 1.500 M.a. e correlacionável ao Granito El Parguaza na Venezuela, o que também foi adotado por Pinheiro et al. (1976) como um importante evento plutônico granítico-metamórfico ocorrido entre 1.550 - 1.450 Ma.

Pinheiro et al. (1981) propuseram a denominação Suíte Intrusiva Surucucus destacando que a textura rapakivi não é regra geral para esses granitóides. e individualizaram quatro corpos graníticos distintos, dois deles intrusivos no então *Grupo* Roraima.

Santos & Reis Neto (1982), com base nos dados de Basei (1975), admitiram que o *Granito* Surucucus é um corpo formado após o encerramento do vulcano-plutonismo Uatumã como resultado da reativação da Plataforma Amazônica entre 1.560 a 1.450 M.a.

---

[8] Hurley, P.M. et al., **Progress report on age dating in the northern Guayana Shield**. Abs. II Congr. Lat. Amer. Geol. Caracas. 1973.

As rochas correlacionáveis a Suíte Intrusiva Surucucus que ocorrem no sudeste da Colômbia foram datadas por Priem et al. (1982), que com base no métodos U/Pb em zircões e Rb/Sr (rocha total), obtiveram idades de 1.552 ± 14 Ma e 1.561 ± 90 Ma (Ri = 0,704 ± 0,008), respectivamente. Os referidos autores interpretaram que o período desse evento magmático-metamórfico (El Parguaza) ocorreu essencialmente no período entre 1560 - 1450 Ma.

2.4.4 Episódio K´Mudku (1.200 ± 100 Ma)

Os dados da literatura demonstram que os registros geológicos desse período no Estado de Roraima são relativamente limitados. Montalvão et al. (1975a), Melo et al. (1978) e Veiga Jr. et al. (1979) referem-se a presença restrita de protocataclasitos, cataclasitos, milonitos e brechas de falha, caracterizados por um metamorfismo dinâmico e falhamento em blocos, orientados preferencialmente nas direções NE - SW e NW - SE, atribuidos ao Evento K'Mudku em consonância com o "K'Mudku Milonite Episode" na Guiana.

O Episódio K'Mudku foi definido por Barron[1] apud Priem et al. (1971) como sendo uma extensa zona de movimentação transcorrente datada em 1.200±100 Ma que ocorreu no leste - nordeste da Guiana entre as latitudes de 3° e 4° N, sendo encoberta no oeste por um *rift valley*. Berrangé[5] apud SUDAM (1977) estabeleceu que nas adjacências do North Savana Rift (sudeste da Guiana) rochas plutônicas são cortadas por faixas com trende dominante NE - SW e subordinadamente N - S e WNW - ESE, nas quais essas rochas foram intensamente cisalhadas, produzindo gnaisses ocelares, cataclasitos, milonitos e pseudotaquilitos.

Priem et al. (1971) comentaram que essa zona tem continuidade no Suriname (Montanhas Bakhuys) orientada na direção NE -SW e caracterizada por intensa milonitização dos litotipos e forte anomalia magnética. Esses autores, com base em datações K/Ar em micas, dataram o denominado Nickeriano em 1.200±100 Ma.

O Episódio K'Mudku também é correlacionado a eventos similares: Evento Orinoquense (Bellizia, 1972) na Venezuela; Episódio Jari - Falsino (Lima et al., 1974)

no Amapá, Episódio Nickeriano no Suriname (Priem et al., 1971), e na Colômbia (Priem et al., 1982).

2.5 MESOZÓICO

2.5.1 Suíte Básica Apoteri

O Mesozóico é caracterizado na região por uma fase distensiva que originou o Grabén do Tacutu (Bonfim et al., 1974), no qual, inicialmente instalaram-se derrames subaquosos de lavas toleíticas (Santos, 1986) da Suíte Básica Apoteri (Melo et al., 1978).

Montalvão (1974) considera que esse gráben é produto de uma fase de reativação cratônica (Cráton Guianês) representado por magmatismo toleítico do *rift - valley* do Tacutu (190 - 136 M.a.) correlacionável ao enxame de diques toleíticos inerentes ao Lineamento Cassiporé (250 - 180 M.a.) no Amapá.

Ramgrab et al (1972) adotaram a denominação Formação Vulcânica Apoteri, em parte correspondendo a "Apoteri Andesitic Formation" de Barron[1] apud Ramgrab et al. (op. cit.), englobando diques de diabásio que cortavam indistintamente as vulcânicas e os granitos, enquanto que os *sills* eram restritos a área de ocorrência da então Formação Roraima. Montalvão et al. (1975a) incluiram nessa unidade rochas extrusivas de composição andesítica e basálticas alcalinas e seus correspondentes subvulcânicos (diabásios toleíticos e alcalinos). O conjunto de rochas básicas, andesíticas e alcalinas (vulcânicas e subvulcânicas) isentas de deformação foi elevado por Melo et al. (op. cit.), a categoria de Suíte Básica Apoteri relacionada ao interior e adjacências do Graben do Tacutu.

Na porção central do Estado de Roraima vários corpos alcalinos encaixados em rochas do Proterozóico foram individualizados e englobados na Suíte Alcalina Serra do

Repartimento (Borges, 1990) e Suíte Alcalina Apiaú (Freitas & Brandão[9] apud Borges, 1994).

Melo et al. (1978), baseados em numerosas datações radiométricas executadas nas rochas da Suíte Básica Apoteri e correlatas no Amapá (Diabásio Cassiporé), Amazonas (Diabásio Penantecaua), Guiana (Younger Basic Dykes), Suriname (Apatoe Dolerite) e Venezuela (Província Magmática de Roraima), admitem que a fase extrusiva (basaltos) dessa suíte seja algo mais jovem (Jurássico - Cretáceo) que a fase intrusiva correspondendo ao diabásio colocado no intervalo Triássico - Jurássico. Para Berrangé & Dearnley (1975) o vulcanismo Apoteri foi um reflexo da abertura do sul do Atlântico Norte. Borges (1994) admite que as rochas da Suíte Alcalina Serra do Repartimento estariam relacionadas ao magmatismo básico ocorrido no período de 200 - 120 M.a., durante o desenvolvimento do Gráben do Tacutu, e que as fases alcalinas representariam o encerramento das manifestações magmáticas na região central do Estado de Roraima.

2.5.2 Formação Tacutu

A Suíte Apoteri foi encoberta por sedimentos da Formação Tacutu (Barron & Dujardin[10] apud Montalvão et al. (1975a). em consonância com os estudos desenvolvidos na Guiana Montalvão et al., (1975a) adotaram o termo *Grupo* Rewa (Berrange[5] apud Reis & Pinheiro, 1986), que reuniria os sedimentos da Formação Tacutu e as vulcânicas da então Formação Apoteri em correlação ao *Rift-Valley North Savanna*, o qual teria continuidade no Estado de Roraima. Entretanto, Reis & Pinheiro (op. cit.) não aceitaram essa correlação afirmando que as ocorrências da seção tipo da unidade, no rio Rewa (região centro - sul da Guiana) não possuem continuidade com as exposições das serras Tucano e Nova Olinda em Roraima, representantes típicos da Formação Tacutu e Suíte Básica Apoteri, respectivamente.

---

[9] Freitas, A.F. & Brandão, R.L. **Projeto Mucajaí. Folha NA.20.X.C.VI**. Relatório final. Manaus. DNPM/CPRM (no prelo).

[10] Barron, C.N. & Dujardin, R.A. **Report Geology Survey Guyana**. GLO 259, 1955.

Santos (1986), com base em dados de subsuperfície sobre a Bacia do Tacutu, individualizou, da base para o topo, as formações Manari (folhelhos e calcários) Pirara (fanglomerados, folhelhos e siltitos), Tacutu (siltitos vermelhos) e Tucano (arenitos).

2.6 CENOZÓICO

2.6.1 Terciário

2.6.1.1 Formação Boa Vista

A Formação Boa Vista, denominada por Barbosa & Andrade Ramos[11] apud Ramgrab et al. (1972), compreende sedimentos arenosos e argilosos consolidados e semi-consolidados que ocorrem principalmente na porção nordeste do Estado de Roraima, notadamente na região drenada pelos rios Maú, Tacutu, Uraricoera, Branco, Baixo Surumu, Cauamé e Baixo Mucajaí. Os sedimentos arenosos dominam, são esbranquiçados, têm granulometria média e estão parcialmente lateritizados.

Montalvão et al. (1975a) estimaram uma idade pleistocênica para essa unidade, entretanto, Melo et al. (1978) admitiram que se tratam de sedimentos depositados provavelmente no Terciário (Pós-Cretáceo ao Pré-Plioceno), não alcançando o Pleistoceno.

2.6.1.2 Formação Trincheira

Reis et al. (1985) individualizaram na área drenada pelo Rio Quinô (NE de Roraima) uma sequência de sedimentos auríferos semi-consolidados (cascalho, areia e argila algo lateritizados), aos quais denominaram de Formação Trincheira repousando discordantemente sobre a Formação Arai (Supergrupo Roraima) e atribuíram uma idade de sedimentação no intervalo Mioceno - Plioceno. Pinheiro et al. (1990)

---

[11] Barbosa, O. & Andrade Ramos, J.R. **Território do Rio Branco, aspectos principais da Geomorfologia, da Geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional**. Rio de Janeiro. Bol. Div. Geol. DNPM. 1-49.

admitiram um ambiente fluvial meandrante e comentaram que a maior parte das exposições constitui-se de autênticos perfís lateríticos, dificultando a observação das estruturas sedimentares primárias.

2.6.2 Quaternário

2.6.2.1 Areias Brancas

Melo et al. (1978) denominaram genericamente de Areias Brancas os depósitos arenosos e areno-sílticos esbranquiçados com matriz argilosa ou não, em parte ferrificados, distribuidos de maneira irregular na Bacia Cenozóica, sendo de difícil separação da Formação Boa Vista, visto que ambos apresentam características morfológicas similares. Tais autores entendem que as Areias Brancas situam-se estratigraficamente entre a Formação Boa Vista e as aluviões recentes.

2.6.2.2 Aluviões

Os cordões aluvionares modernos se destacam principalmente ao longo dos principais rios da região (Branco, Tacutu, Maú, Uraricoera e Surumu). Estes depósitos, adjacentes ao Supergrupo Roraima, têm grande importância econômica por conterem principalmente diamante e subordinadamente ouro ao longo dos rios Quinô e Maú.

2.7 ESTADO DA ARTE DA GEOLOGIA ESTRUTURAL

Trabalhos referentes a geologia estrutural do Estado de Roraima são restritos e fazem parte desse acervo as seguintes contribuições: Montalvão et al. (1975a); Melo et al. (1978); Lima et al. (1982); Eiras & Kinoshita (1988); Pinheiro et al. (1990); Costa et al. (1991b e c); Fraga et al. (1994a) e Costa & Costa (1996 a e b).

2.7.1. Estruturas do Arqueano - Proterozóico Inferior

Montalvão et al. (op. cit.) descreveram que as estruturas relacionadas ao Complexo Guianense representam duas direções proeminentes NW - SE e NE - SW, em que a foliação nas rochas polimetamórficas desse complexo concentra-se principalmente segundo as direções N15 - 40° W e secundariamente N15 - 45°E, com mergulhos variáveis para ambos quadrantes, e que o sistema de falhamentos predominentemente normais e de rejeito horizontal e menos freqüentes de falhas inversas estão orientados nas direções ENE - WSW, NE - SW, NW - SE, NNE - SSW e NNW - SSE. Para o Complexo Cauarane descreveram que essa unidade apresenta estilo de dobramento holomórfico com direção N 40° W mergulhando para NE, constituindo uma estrutura monoclinal.

Melo et al. (1978) admitiram que o Estado de Roraima encerra dois elementos estruturais distintos: Cráton Parima - Orenoco e Cráton Rio Branco, separados pela zona instável que constitui o Arco de Rio Branco (Figura 2.5). Descreveram que no setor leste do Cráton Parima - Orenoco predominam extensos sistemas de falhas NW - SE à WNW - ESE, cujo principal exemplo constitui o gráben do alto Uracicoera e sugerem, que o alto do rio Surumu é uma fossa tectônica de menor amplitude, mas genericamente semelhante ao gráben do Uraricoera.

Lima et al. (1982), com base na existência de terrenos granulíticos que afloram no setor setentrional do Cráton Amazônico, e também com base em dados geocronológicos, agruparam as rochas da fácies granulito que ocorrem no setor norte de Roraima nos cinturões móveis Guiana Central (orientado na direção NE - SW) e Parima, orientado na direção NW - SE (Figura 2.6).

Lima & Bezerra (1994) mencionaram que o Cinturão Guiana Central caracteriza-se por falhamentos transcorrentes sinistrais e inversos em regime tectônico oblíquo com o desenvolvimento de notáveis feições sigmoidais.

Costa et al. (1991c) definiram que as relações geométricas entre os principais conjuntos rochosos do Cinturão Guiana Central são estabelecidas através de zonas de cisalhamento dúcteis orientadas na direção NE - SW e com caráter de cavalgamento

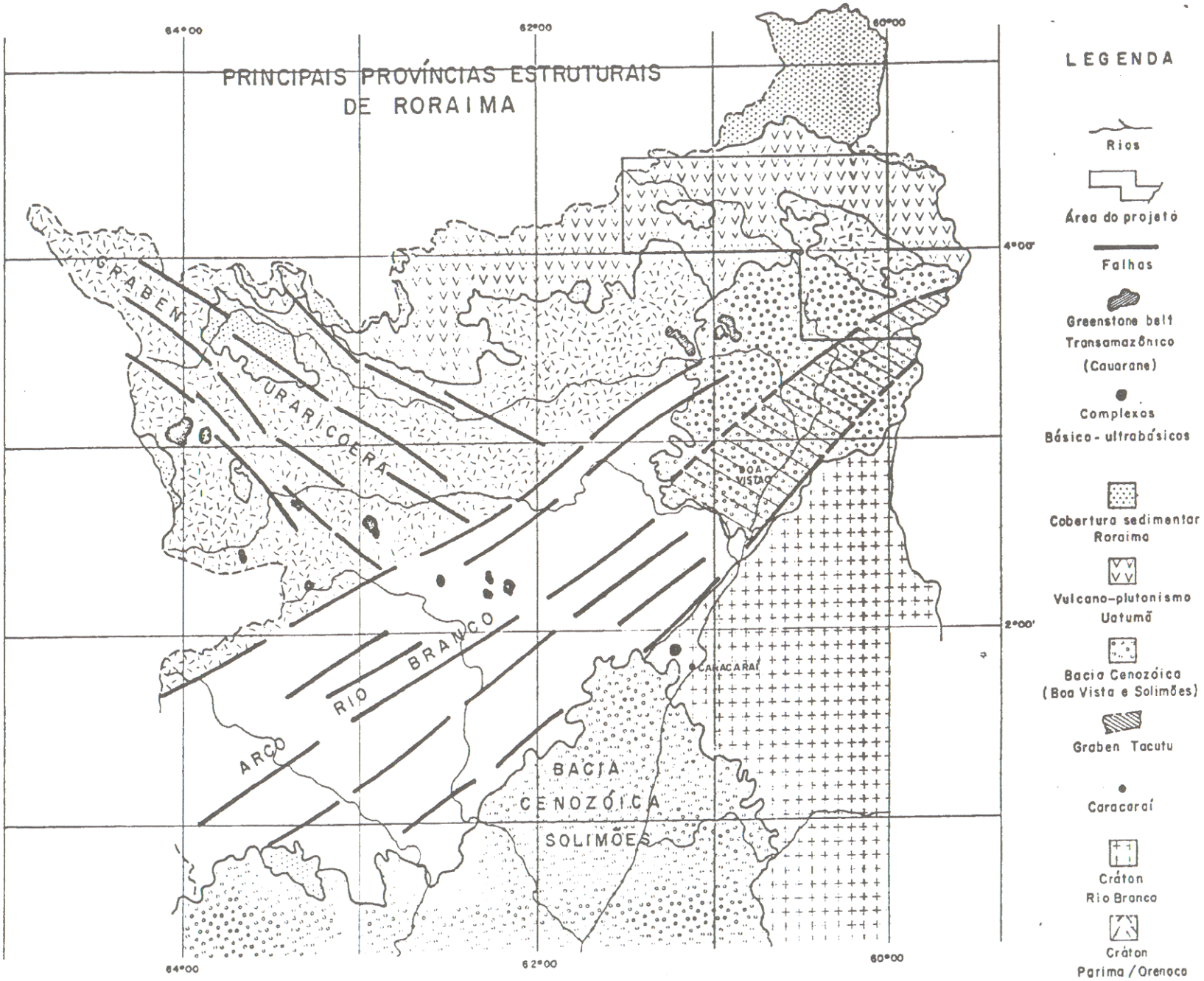


Fig. 2.5. Elementos estruturais de Roraima segundo Melo et al. (1978)

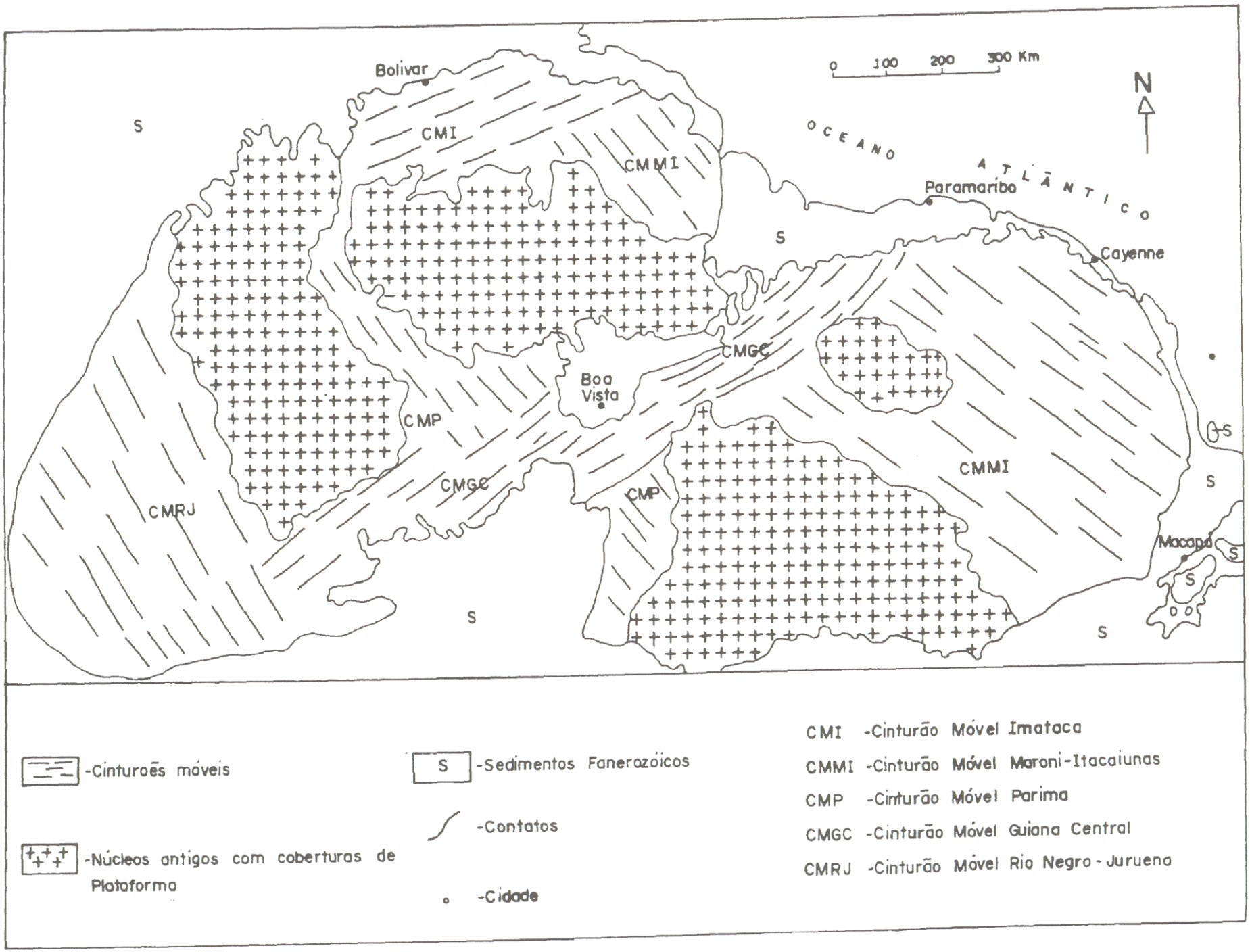


Fig. 2.6. Distribuição dos Cinturões do Escudo das Guianas. Fonte: Lima et al. (1982).

mergulhando em média de 50° para NW, definindo um padrão anastomosado típico dos cinturões de cavalgamento. Zonas de cisalhamento dúcteis transcorrentes dextrais orientadas na direção NW - SE, que seccionam e deslocam o sistema NE - SW foram interpretadas pelos autores como rampas laterais que acomodaram parte da deformação na direção de estiramento máximo. A evolução cinemática do Cinturão Guiana Central é entendida por Costa et al. (1991c) como evoluída a partir de transporte de massas de NW para SE em que essa movimentação proporcionou a colocação de rochas da base da crosta (granulitos) em níveis rasos, e conseqüentemente a duplicação do segmento crustal nessa região.

Basei & Teixeira (1975), através do método Rb/Sr em rocha total, obtiveram idade de 1.790 ± 30 Ma com razão inicial (Ri) de 0,702 para as rochas do baixo rio Mucajaí, orientadas na direção NE - SW, então atribuídas ao Complexo Guianense e agrupadas por Lima et al. (1982) no Cinturão Guiana Central. Montalvão et al. (1975a) obtiveram idades de 1.787 ± 33 Ma e (Ri) Sr^{87}/Sr^{86} = 0,702 em rochas do Complexo Guianense, sendo interpretadas como a idade do metamorfismo relativo ao ciclo orogênico Transamazônico (2.000 - 1.800 Ma).

2.7.2 Estruturas do Proterozóico Inferior - Médio

Montalvão et al. (1975a, b) descreveram que o Grupo Surumu apresenta dobramentos devido à tectônica dos granitos subvulcânicos posteriores a esse Grupo, em que essas estruturas são descritas como braquianticlinais e braquisinclinais, cujos eixos têm direção quase E - W e mergulham para E. Interpretaram que os falhamentos nessa unidade são locais devido à intrusão dos corpos subvulcânicos em que nessas zonas de falhas as vulcânicas Surumu apresentam-se cisalhadas, com a formação de placas verticais e subverticais que envolvem as intrusões subvulcânicas. Para o Supergrupo Roraima, os autores citaram a presença de pequenos anticlinais e sinclinais condicionados às zonas de falhas e intrusões, além de "drag folds" nos pacotes de arenitos.

Melo et al. (1978) admitiram que o conjunto vulcânico Surumu e os sedimentos Roraima dispõem-se estruturalmente como uma ampla homoclinal inclinada para NNE, como mergulhos médios inferiores a 15°. Descreveram que existem quatro sistemas principais de falhamentos a saber: WNW - ESE, NW - SE, NE - SW e NNE - SSW, em que o sistema WNW - ESE é o mais notável na área prolongando-se por dezenas de quilômetros, a exemplo das falhas que balizam os bordos das serras Marari, Memória, Mel, Perdiz, Banco, etc; e que sua orientação freqüentemente coincide com os eixos maiores dos corpos graníticos da Suíte Intrusiva Saracura. Quanto aos dobramentos na área de ocorrência das vulcânicas do Grupo Surumu, esses autores interpretaram que se tratam de estruturas anorogênicas como produto de acomodação das lavas Surumu na topografia irregular pré-existente e que posteriormente foram ressaltadas por movimentos tectônicos subseqüentes (Evento K'Mudku).

Pinheiro et al. (1990) e Costa et al. (1991c) executaram mapeamento geológico na área de exposição mais contínua da seqüência sedimentar do Supergrupo Roraima em território brasileiro (extremo nordeste de Roraima) e sugeriram que o modelo geodinâmico que melhor explica o desenvolvimento da bacia sedimentar Roraima é aquele proposto por Coward (1986), implicando em forte controle do arcabouço estrutural da bacia pelas anisotropias pré-existentes, a exemplo das feições estruturais criadas durante a edificação do Cinturão Parima. Admitiram que as falhas WNW - ESE que constituem a arquitetura geral da bacia devem estar ligadas a um plano de "detachment" em profundidade (Figura 2.7). Comentaram ainda que na região de passagem do Supergrupo Roraima para o Grupo Surumu existem frações lenticulares de rochas vulcânicas dentro do pacote sedimentar e que tais aspectos demonstram que as relações geométricas iniciais entre os principais conjuntos rochosos foram amplamente modificadas e que a região de contato corresponde a um feixe de cavalgamento. Descreveram que a geometria dos cavalgamentos é localmente modificada por zonas de cisalhamento transcorrentes orientadas nas direções N - S e NE - SW, as quais são interpretadas como lanços e rampas laterais. Deduziram que esse conjunto (vulcânicas Surumu e sedimentos Roraima) experimentou inversão a partir de uma compressão regional submeridiana em que a geometria foi controlada

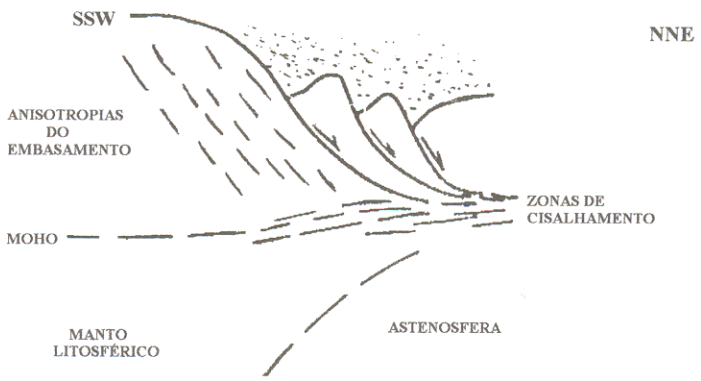


Fig. 2.7. Modelo tectônico visualizado para a parte sul da bacia Roraima; baseado em Coward (1986). Fonte: Pinheiro et al. (1990).

pelo estilo das estruturas distensivas. Dessa forma, as zonas transcorrentes evoluíram pela reativação das falhas normais e de transferência, respectivamente.

Sob a ótica dos modernos conceitos da geologia estrutural, Costa & Hasui (1992) subdividiram o Proterozóico Médio da região Amazônica em dois compartimentos estruturais: Compartimento Oriental e Compartimento Ocidental (Figura 2.8). O Compartimento Ocidental refere-se a região norte do Estado de Roraima, onde esse compartimento é limitado a sudeste pela zona de transferência Boa Vista - Caracaraí, tendo continuidade nos países vizinhos a norte e nordeste. Conforme os autores, os elementos estruturais que definem a geometria interna desse compartimento são feixes de lineamentos orientados nas direções E - W e WNW - ESE, que correspondem a falhas normais e cavalgamentos rúptil-dúcteis. Nos locais onde a inversão não foi acentuada, em particular na parte norte do compartimento, reconheceram falhas normais inclinadas sistematicamente para norte, mas também há falhas menores mergulhando para sul.

De acordo com Costa & Hasui (1992), o modelo que melhor se ajusta às observações de campo nesse compartimento envolve colapso do teto, isto é, individualização progressiva do gráben de S para N. Nesse quadro, as falhas transcorrentes N - S representam zonas de transferência. A ausência de vulcânicas Surumu na região centro - norte da Venezuela e assimetria dos sistemas fluviais do Supergrupo Roraima sugerem a implatação de bacias inicialmente assimétricas, que depois evoluíram para grábens na progressão da deformação para norte. O modelamento das relações geométricas entre as unidades litológicas durante a distensão e da arquitetura das bacias (Surumu e Roraima) e sua evolução é ilustrada na figura 2.9. As estruturas de inversão são representadas por cavalgamentos rúptil-dúcteis, presentes em particular nas interfaces dos conjuntos embasamento / Surumu e Surumu / Roraima. A movimentação associada aos planos de deformação concentrada impôs dobramentos e deslocamentos de N para S nos pacotes vulcânicos e sedimentares (Figura 2.10). Dentro das zonas de cavalgamento, as litologias passaram por transformações mineralógicas em fácies xisto verde e desenvolveram foliação. As mesmas características (estruturais e mineralógicas) foram observadas ao longo das

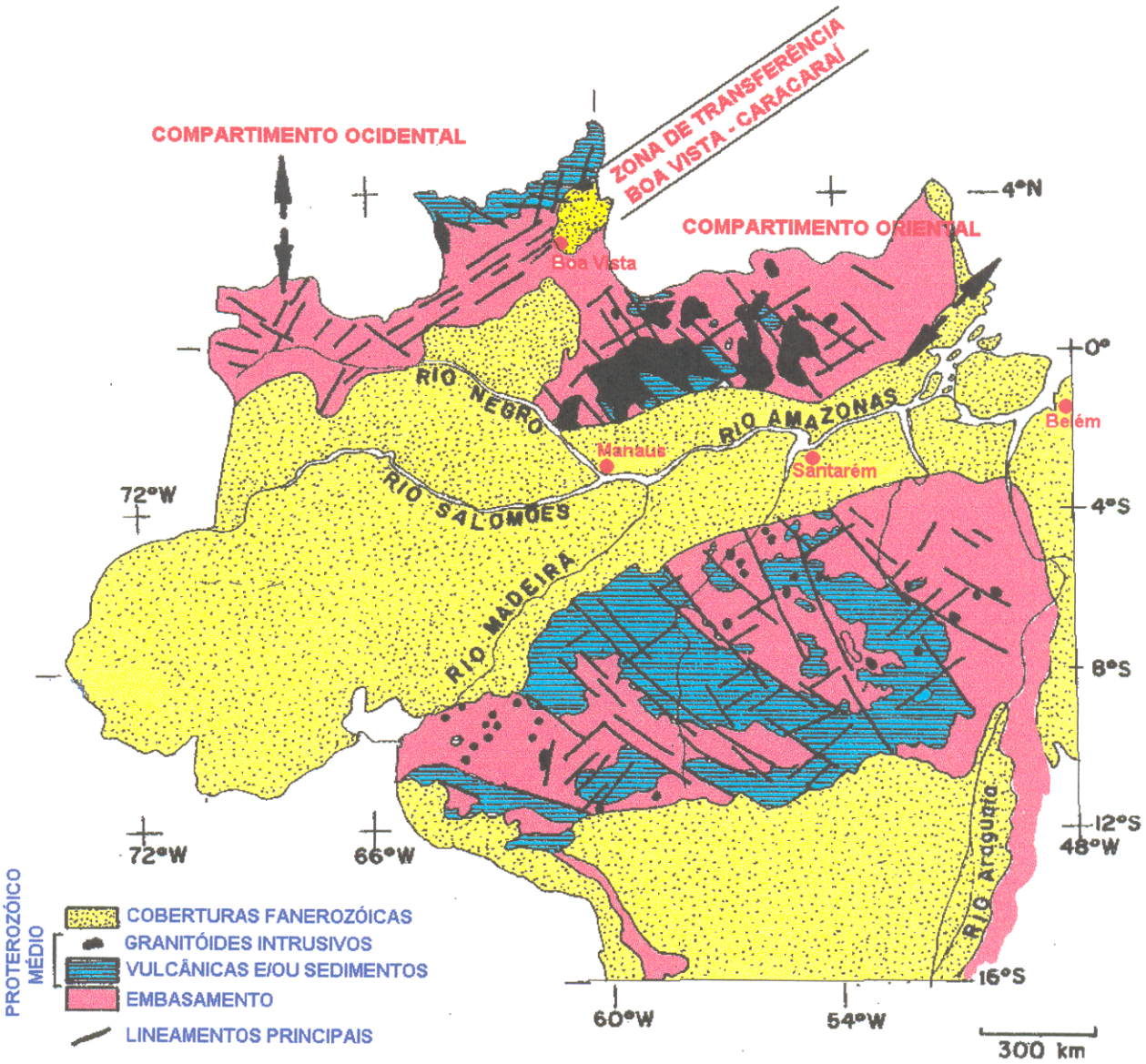


Fig. 2.8. Mapa geológico simplificado do Proterozóico Médio da Amazônia brasileira. Modificado de Costa & Hasui (1992).

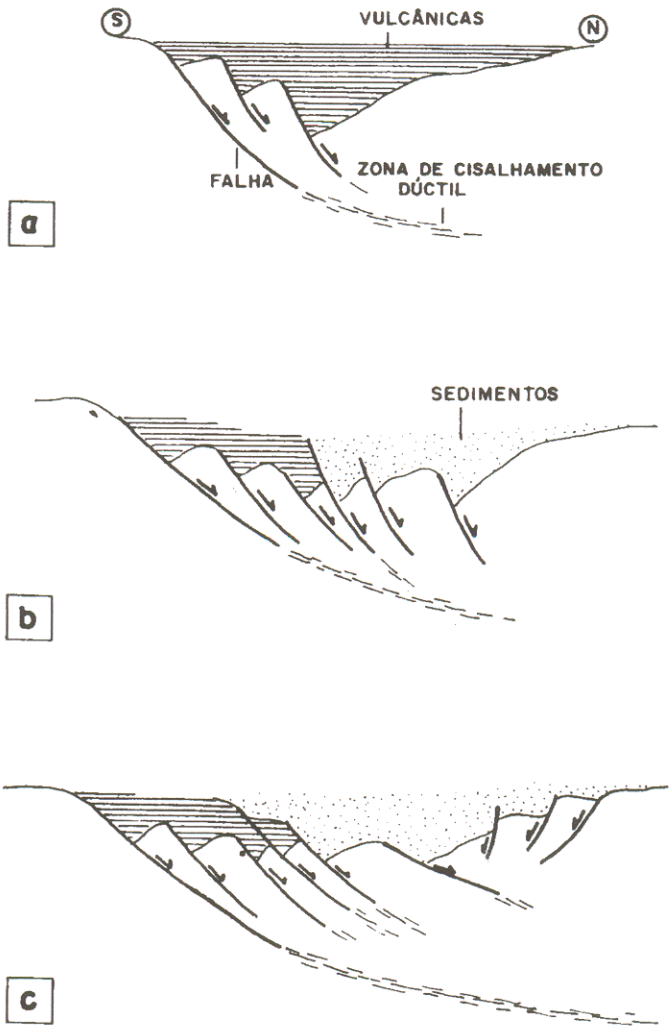


Fig. 2.9. Esquema de desenvolvimento da Bacia Surumu-Roraima por colapso de teto. a) individualização da bacia e acumulação de vulcânicas; b) progressão da deformação para norte, deposição de sedimentos e rotação das falhas anteriores; c) ampliação da bacia a norte com desenvolvimento de falhas antitéticas. Fonte Costa & Hasui (1992).

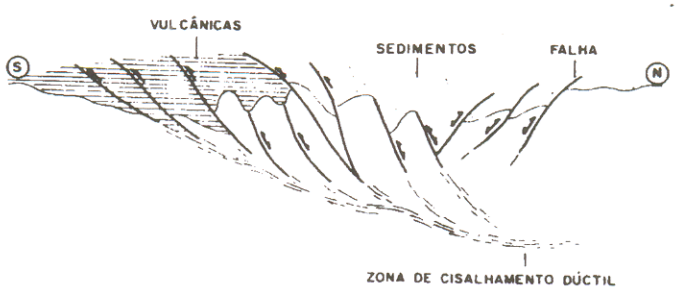


Fig.2.10.Seção esquemática ilustrando a fase de inversão das Bacias Surumu e Roraima. Fonte: Costa & Hasui (1992).

falhas transcorrentes N - S, indicando que as falhas de transferências funcionaram como rampas laterais durante a inversão positiva fraca e moderada.

Fraga et al. (1994a) descreveram que o segmento sul do Bloco Pacaraima, compreendendo a região norte e nordeste de Roraima, apresenta uma forte estruturação E - W e WNW - ESE, a qual controla a distribuição das unidades rochosas, dispostas em amêndoas orientadas nessas direções (Figura 2.11). Comentaram que dobramentos tectônicos em escala meso e macroscópica, tem sido equivocadamente relacionadas a feições de fluxo vulcânicos e que superimpostos à foliação milonítica ocorrem cavalgamentos formando dúplexes e com mergulhos entre 05° e 40°. Admitiram ainda que, a macroestruturação da área indica uma situação de rampa frontal em um sistema imbricado de cavalgamento com transporte tectônico dirigido para sul, desenvolvido em ambiente dúctil-rúptil, tendo promovido a intercalação de unidades rochosas de idades Uatumã e pré-Uatumã, além da instalação de cavalgamentos na borda da Bacia Roraima.

Costa & Costa (1996a) individualizaram várias zonas de cisalhamento dúcteis ao longo da BR-174 (trecho Vila Pacaraima - rio Surumu) na região norte de Roraima (Figura 2.12a). A feição planar mais notável nos litotipos que ocorrem nesse trecho é a foliação milonítica, a qual encontra-se orientada aproximadamente na direção E - W com mergulhos subverticais ora para norte, ora para sul. Normalmente as zonas de cisalhamento apresentam-se de três formas: a) marcam os contatos entre rochas vulcânicas pertencentes ao Grupo Surumu; b) limitam áreas de vulcânicas pouco deformadas a isentas de deformação; e c) definem contatos entre as rocha do Grupo Surumu com a Suíte Intrusiva Saracura, onde caracteriza-se pela imbricação de lentes alternadas de rochas riolíticas e graníticas. Os autores demonstraram que as zonas de cisalhamento ao norte, são afetadas por uma segunda geração de zonas de cisalhamento, ao longo das quais estão sistematicamente alojados mobilizados quartzosos. Interpretaram ainda, que todas as zonas de cisalhamento correspondem a cavalgamento dúcteis em um sistema imbricado de alto ângulo, dominando transporte de massa de norte para sul na parte setentrional, e de sul para norte na porção meridional do perfil (Figura 2.12b).

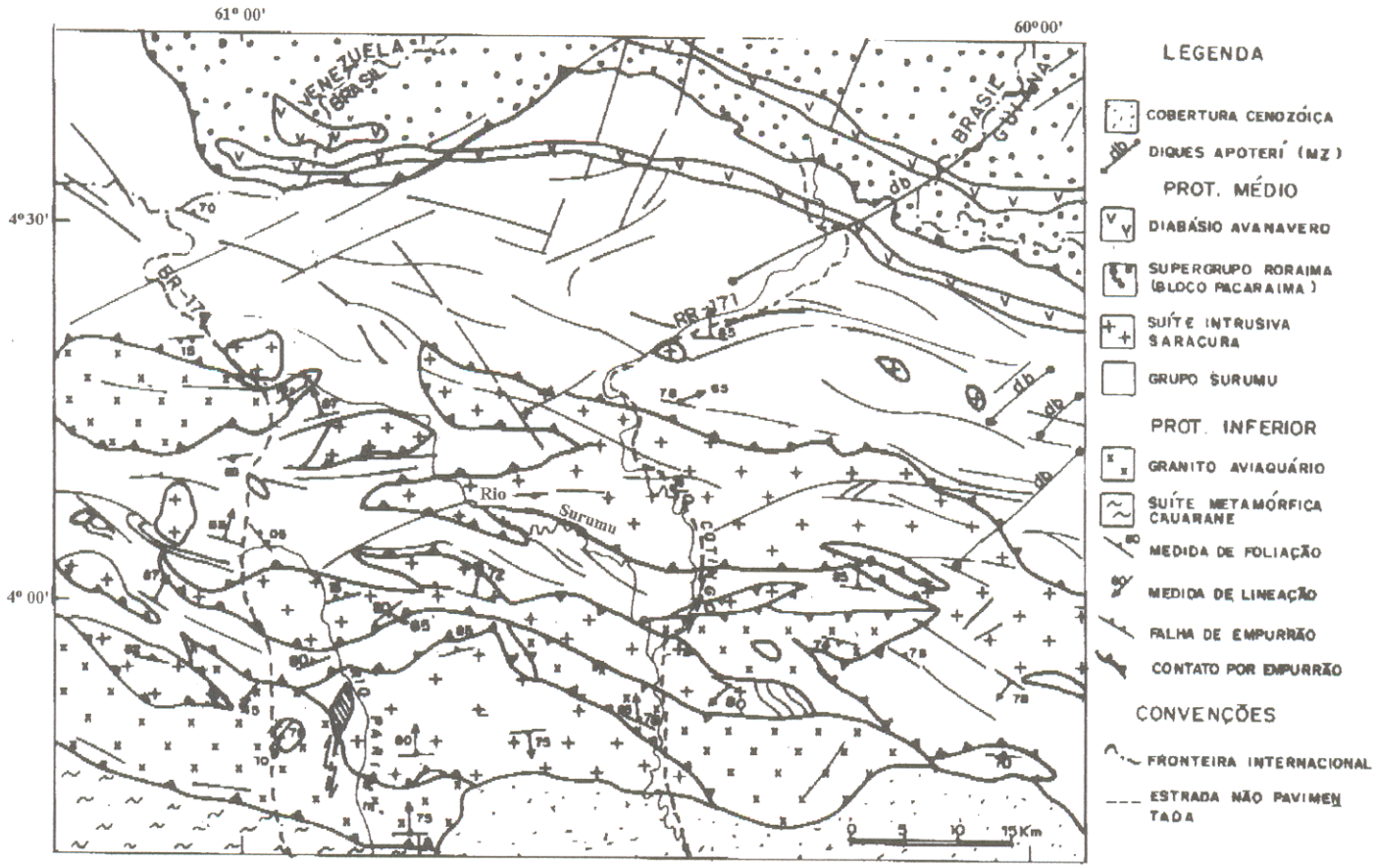


Fig. 2.11. Esboço geológico-estrutural da porção sul do Bloco Pacaraima. Fonte: Fraga et al. (1994).

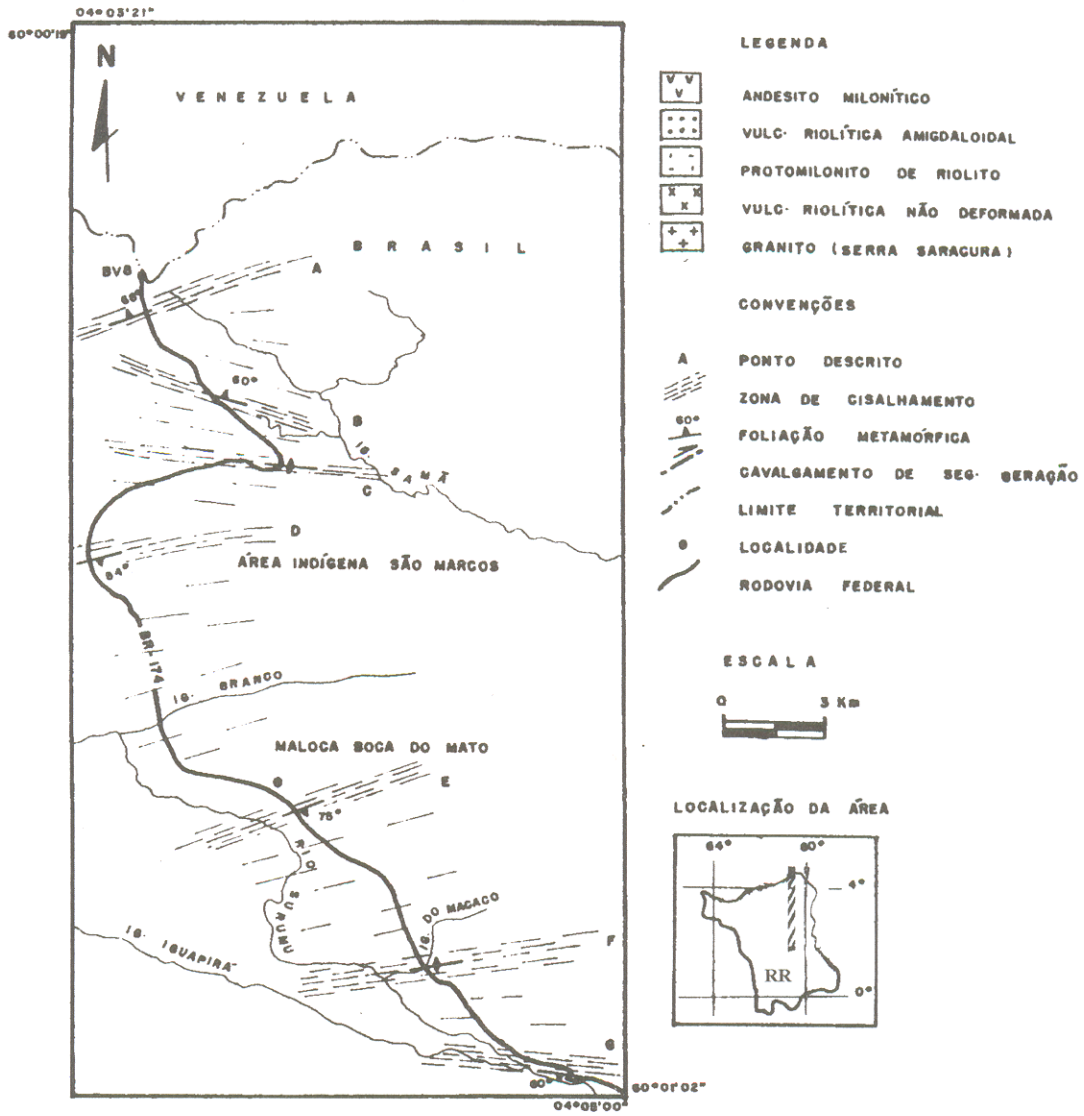


Fig. 2.12a. Distribuição das principais zonas de cislahamento ao longo da BR-174 entre Vila Pacaraima (BV8) e o rio Surumu.

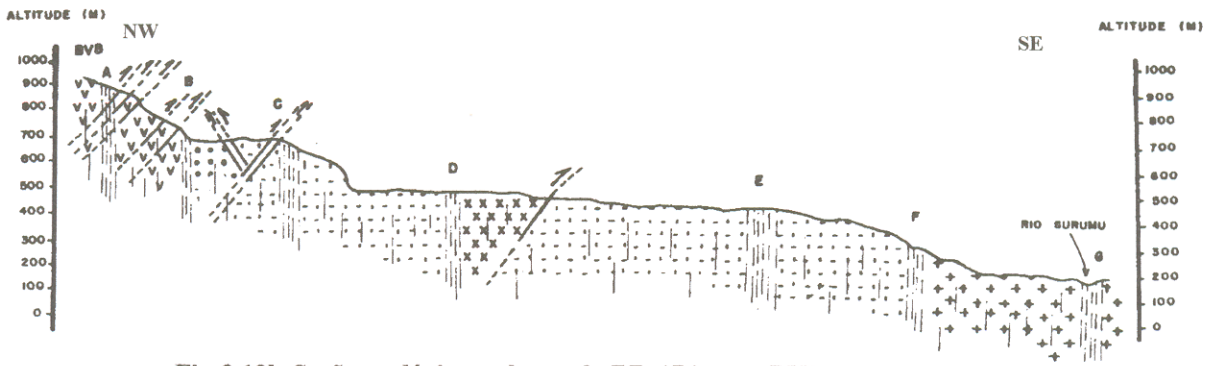


Fig. 2.12b. Seção geológica ao longo da BR-174 entre BV8 e o rio Surumu.
Fonte: Costa & Costa (1996a).

Fraga (1998) com base no Projeto Roraima Central realizou novos mapeamentos geológicos e redefiniu algumas unidades litoestratigráficas relacionadas a uma nova compartimentação tectônica para o Estado de Roraima subdividida em quatro domínios: Urariqüera, Guiana Central, Parima e Anauá - Jatapu (Figura 2.13).

Conforme a autora o domínio Urariqüera é caracterizado por uma proeminente estruturação de direção NW - SE a WNW - ESE e E - W, condicionando as litologias proterozóicas (vulcânicas dos Grupos Surumu e Cauarane, as rochas granitóides das Suítes Intrusivas Pedra Pintada e Saracura, os sedimentos do Supergrupo Roraima e as rochas básicas do Diabásio Avanavero); mesozóicas (rochas básicas do "Complexo" Vulcânico Apoteri) e cenozóicas (Formações Boa Vista e Trincheira). O domínio Cinturão Guiana Central orienta-se na direção NE - SW, representado pelos litotipos pré-cambrianos (Complexo Metamórfico Anauá, Grupo Cauarane, Suítes Metamórficas Urubu e Serra da Prata, Suíte Intrusiva Mapuera, Grupo Iricoumé, Suíte Máfica-Ultramáfica Uraricaá, Suíte Intrusiva Mucajaí e Anortosito Repartimento); mesozóicos ("Complexo" Vulcânico Apoteri) e cenozóicos (Formações Boa Vista e Solimões). O domínio Parima caracteriza-se por uma forte estruturação NW - SE enfeixando rochas proterozóicas (Suíte Metamórfica Parima, Grupo Surumu, Suíte Intrusiva Saracura, sedimentos correlacionáveis ao Supergrupo Roraima e Suíte Intrusiva Surucucus). Finalmente, segundo a referida autora o domínio Anauá - Jatapu, está em sua maior parte isento de estruturação marcante, entretanto, exibe direções de falhamentos que variam entre NE - SW a NW - SE, e engloba rochas pertencentes ao Complexo Metamórfico Anauá, Suítes Água Branca e Mapuera, Granito Igarapé Azul, Grupo Cauarane, Grupo Iricoumé, Suíte Intrusiva Abonari, Formação Urupi (correlacionável ao Supergrupo Roraima) e Diabásio Quarenta Ilhas.

Como visto acima, após vários anos sem a realização de mapeamentos geológicos significativos, na atualidade o Estado de Roraima está sendo reinterpretado e reavaliado em termos de seus aspectos geológicos e pontencialidades econômicas, principalmente na porção centro-sul através dos Projetos Roraima Central e Caracaraí executados pela CPRM. Nesse contexto, com o maior grau de detalhamento, observa-se que nos novos trabalhos que deverão ser publicados pelos profissionais em

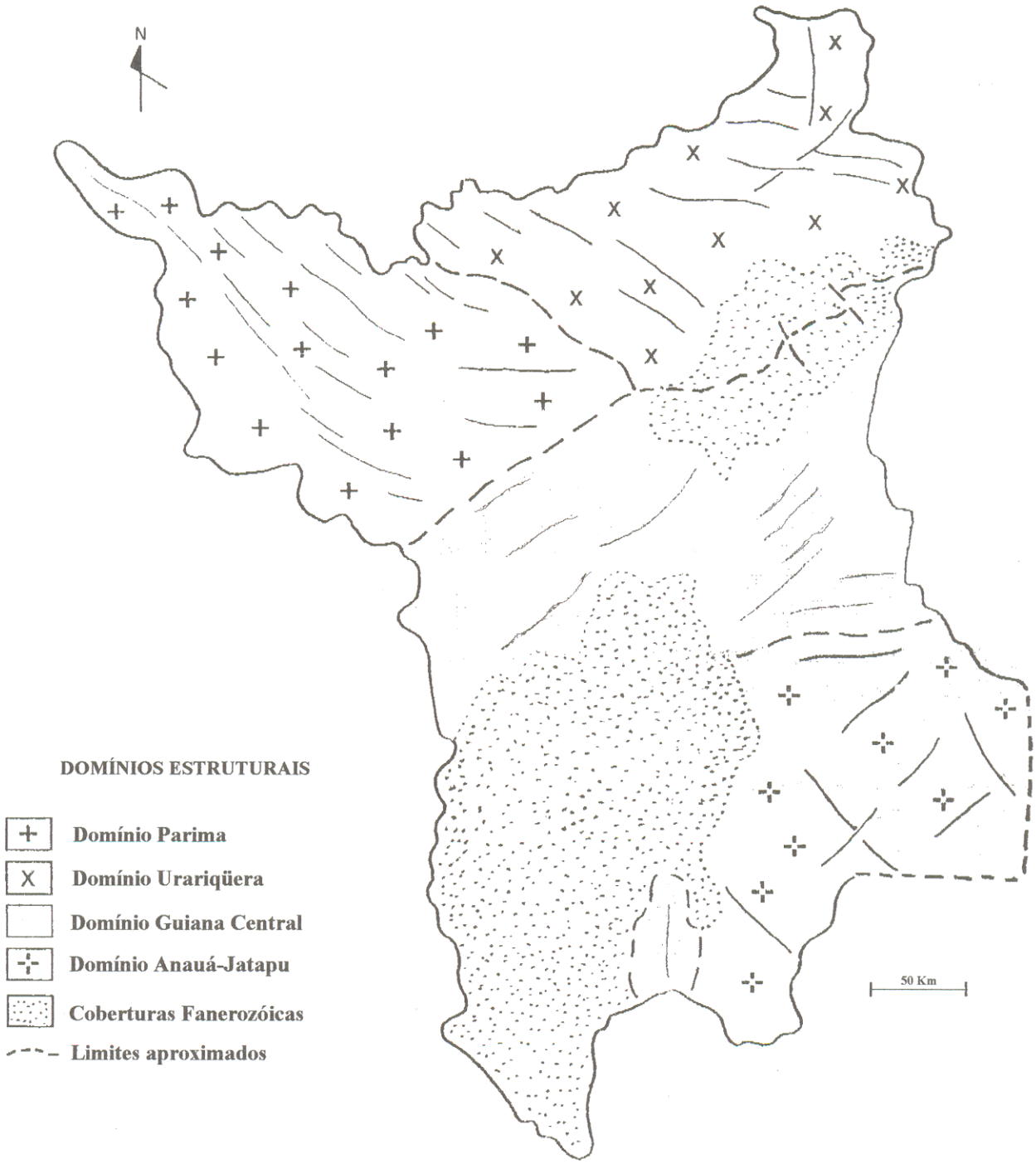


Fig. 2.13. Domínios Estruturais do Estado de Roraima. Fonte: Reis & Fraga (1998).

particular da CPRM, nomes de unidades geológicas consagrados na literatura tenderão a desaparecer, a exemplo do Complexo Kanuku, agora redefinindo em parte como Suíte Metamórfica Urubu.

2.7.3 Estruturas do Mesozóico

A estrutura mais bem conhecida em Roraima é o Gráben do Tacutu (Eiras & Kinoshita, 1988; Santos, 1986 e Costa et al. 1991b). Eiras & Kinoshita (op. cit.) mencionaram que o "Rift" do Tacutu preenchido durante o Mesozóico se instalou segundo um padrão lineagênico NE - SW e NW - SE (Figura 2.14a) como produto de reativação de antigas linhas de fraqueza, em que a direção NE - SW representaria o centro de distensão, enquanto que o traço NW - SE deve ter controlado a direção de alívio dos centros de distensão. Em território brasileiro o caráter assimétrico do gráben é indicando pelo acentuado mergulho da seção sedimentar para sudeste devido ao rejeito da falha de Lethen; em direção a Guiana, a bacia tende a assimetria devido à diminuição do rejeito da referida falha.

Costa et al. (1991b) consideraram que a evolução cinemática da bacia do Tacutu se relaciona a um evento distensivo oblíquo, com uma movimentação direcional sinistral associada, envolvendo quatro pulsos de formação de falhas normais (Figura 2.15 a-d).; a movimentação direcional gerou as transcorrências sinitrais, e dobras *en echelon* orientadas na direção NW - SE e estruturas em flor positiva (Figura 2.15d). As descontinuidades NW - SE foram entendidas como falhas de transferência e compartimentais decorrentes de movimentos transcorrentes tardios na progressão da deformação e que promoveram inversão positiva localizada na bacia devido à transpressão. A posição espacial das falhas normais mestras da bacia do Tacutu, seguem rigorosamente a atitudes das zonas miloníticas que formam o sistema imbricado do Cinturão Guiana Central, e as falhas de transferência, que por sua vez, foram estabelecidas a partir da reativação de rampas laterais do Cinturão Guiana Central, são indicativas de que a arquitetura extensional foi controlada pela geometria

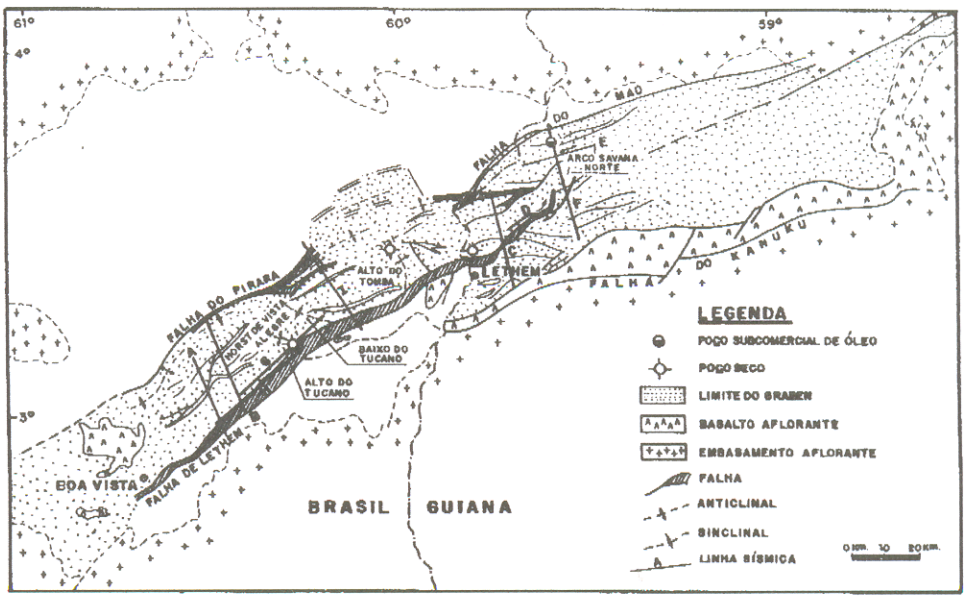


Fig.2.14a.Mapa do arcabouço estrutural da Bacia do Tacutu.
Fonte: Eiras & Kinoshita (1988)

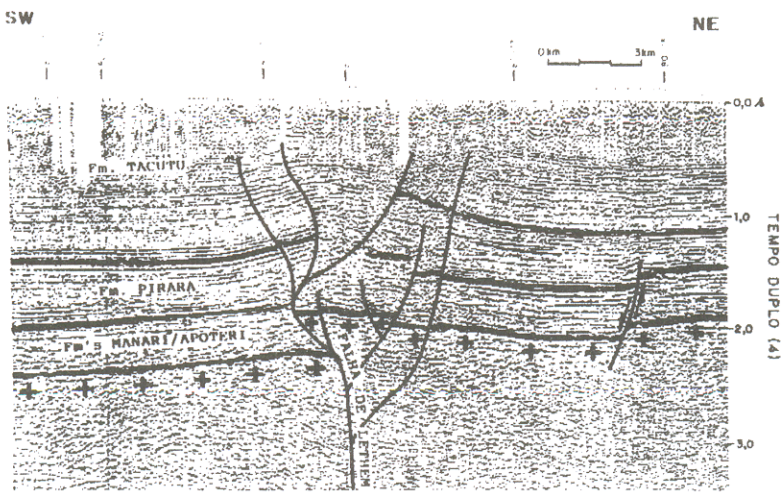


Fig. 2.14b. Seção sismica mostrando estrutura em flor positiva resultante de transpressão na extremidade nordeste da falha de Lethem. Fonte: Eiras & Kinoshita (1988).

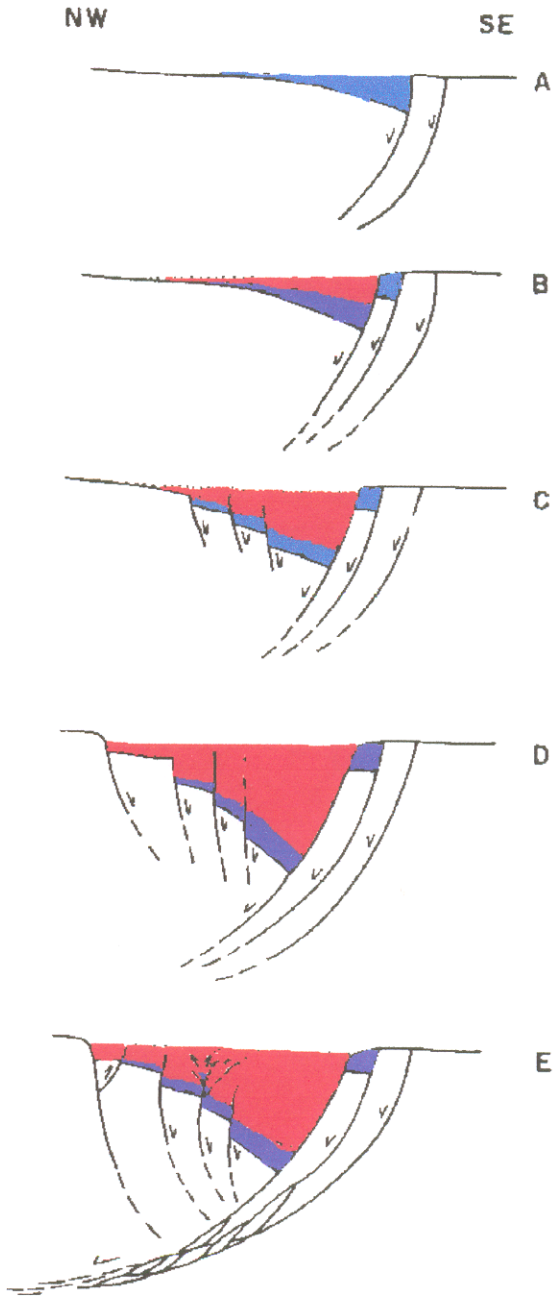


Fig. 2.15. Seções esquemáticas ilustrando a evolução cinemática da Bacia do Tacutu. Fonte: Costa et al. (1991b).

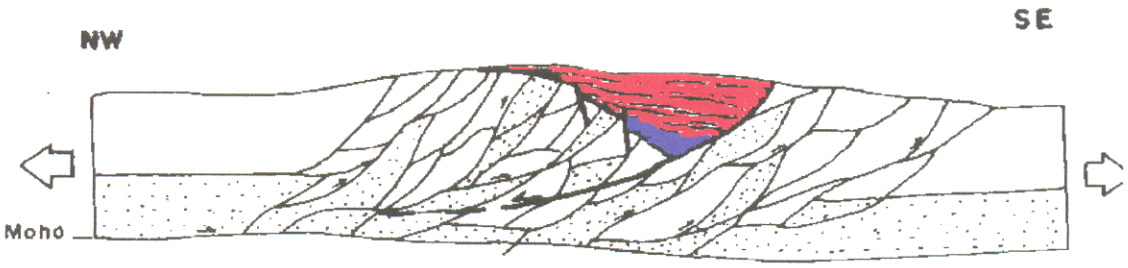


Fig. 2.16. Seção esquemática ilustrando a relação entre as estruturas do Cinturão Guiana Central e a implantação da Bacia do Tacutu. Modificado de Costa et al. (1991b). basaltos sedimentos

das anisotropias antigas e deve ser entendida como um exemplo de inversão negativa (Figura 2.16), conforme Costa et al. (1991b).

2.7.4 Estruturas Neotectônicas

A evolução do Gráben do Tacutu é compreendida por Eiras & Kinoshita (1988) no sentido de que os movimentos transcorrentes deformaram toda a seção sedimentar mesozóica, bem como os derrames basálticos e o embasamento, modificando o estilo tectônico da área; essa deformação é admitida como ocorrida no Mioceno ou no Plioceno, como produto de esforços intraplaca resultante das forças relacionadas à expansão da cadeia meso-oceânica do Atlântico Sul e conseqüentemente devido à força de resistência exercida pelas placas de Nazca e do Caribe. Admitiram ainda que essa interação convergente começou no Mioceno e seus reflexos intraplaca no gráben, no final do Terciário, geraram dobras e reativaram antigas falhas e que esse mecanismo permanece ativo.

Uma feição marcante no gráben, segundo Eiras & Kinoshita (op. cit.), é a estrutura em flor positiva na porção NE da falha de Lethen (Figura 2.14b), desenvolvida pelo efeito transpressional causado pelo deslocamento transcorrente dextrógiro de blocos que afetou toda a seção mesozóica. Feições destacáveis internas ao gráben (Santos, 1986), são representadas por anticlinais e sinclinais (oblíquos às falhas da borda), além de dobras de arrasto. Os dobramentos foram interpretados como resultado de transpressão e transtensão ao longo de deflexões de falhas

A primeira abordagem específica sobre estruturas neotectônicas foi realizada por Costa & Costa (1996b) em que os autores sugeriram que o quadro neotectônico da região nordeste de Roraima é definido como uma estrutura em cunha transtensiva alongada na direção ENE - WSW, limitada a norte e a sudeste por vários feixes de falhas transcorrentes dextrais orientadas nas direções E - W e NE - SW respectivamente, na qual essa estruturação é resultante da reativação de estruturas pré-cambrianas e mesozóicas (Figura 2.17). Essa movimentação teria controlado a deposição dos sedimentos da Formação Boa Vista (Terciário Inferior), a esculturação

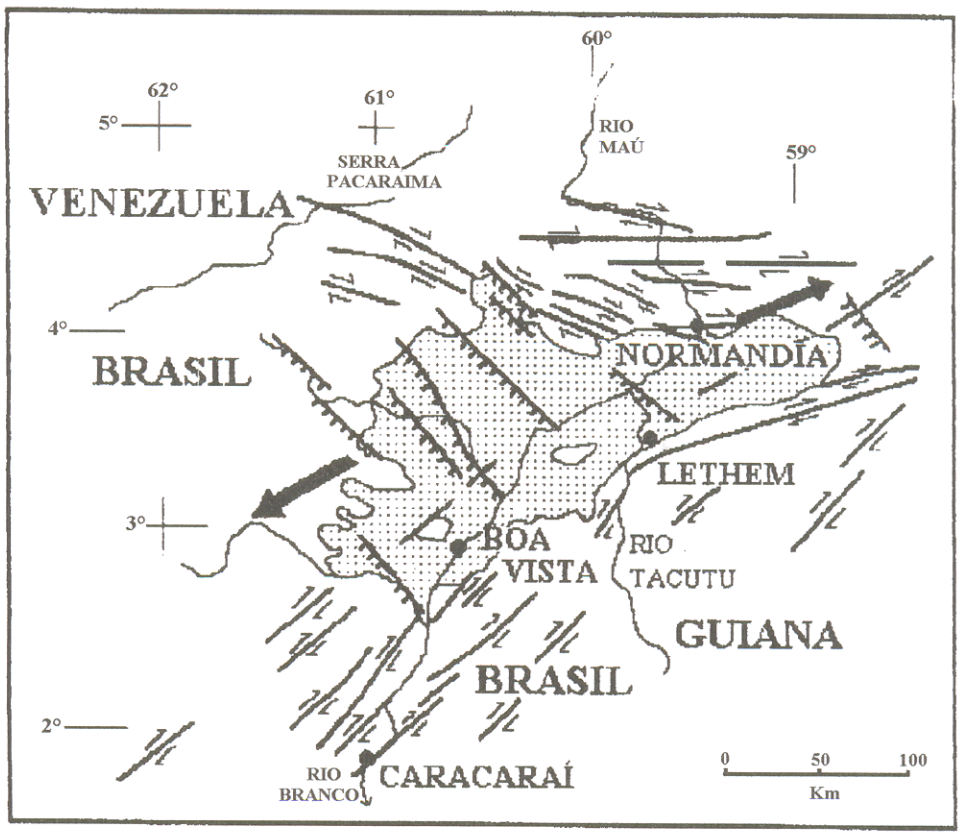


Fig. 2.17. Estruturas neotectônicas maiores da região nordeste de Roraima e adjacências. Área pontilhada: Formação Boa Vista. Em branco: unidades pré-cambrianas e mesozóicas. Setas maiores: direção do eixo extensional
Fonte: Costa & Costa (1996b).

do relevo , o traçado atual da rede de drenagem e o conjunto de lagos, os quais são entendidos como decorrentes do bloqueio parcial do sistema de drenagem por falhas normais.

3. O PRÉ-CAMBRIANO

3.1 PROTEROZÓICO INFERIOR / MÉDIO

3.1.1 Caracterização das Unidades Litoestratigráficas

As unidades litoestratigráficas do Proterozóico Inferior / Médio são representadas pelo Grupo Surumu e Suíte Intrusiva Saracura. A distribuição dessas unidades e suas relações de contato são vistas no mapa geológico mostrado na figura 3.1 e no anexo I.

3.1.1.1. Grupo Surumu

O Grupo Surumu compreende rochas vulcânicas ácidas - intermediárias que se acham amplamente distribuídas na porção centro-norte da área, compondo aproximadamente 39% das rochas aflorantes.

Essas rochas compõem uma superfície de degradação em torno de 500 metros, sustentando um relevo colinoso encoberto por uma vegetação formada por arbustos e gramíneas. Na porção central da área afloram em meio a uma superfície de aplainamento rebaixada e com cotas em torno de 120 metros. Uma particularidade dos afloramentos das rochas vulcânicas é que delineiam formas de pináculos devido à forte inclinação da foliação (Fig. 3.2). Em alguns afloramentos as rochas vulcânicas estão dobradas, existindo dobras com estilos diversos, vinculadas a feições de transposição dentro das zonas de cisalhamento. Localmente, há afloramentos sob a forma de lajedos exibindo estrutura de disjunção colunar com formatos poligonais e hexagonais , seccionados por juntas de cisalhamento.

Nos anexos I e II, verifica-se que diversos tipos de rochas vulcânicas individualizadas dispõem-se geometricamente sob a forma de lentes ou sigmóides com dimensões quilométricas e orientadas nas direções E - W e WNW - ESE aflorantes sobre vasta região (setor norte). Localmente, no setor sul, as rochas sustentam relevos residuais (*inselbergs*) constituidos por derrames ácidos ou por rochas piroclásticas, a exemplo das serras do Machado e serra do Cavalo, respectivamente.

MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO E DO DESPORTO

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

CENTRO DE GEOCIÊNCIAS

CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

MAPA LITOESTRUTURAL DE PARTE DA REGIÃO NORDESTE DE RORAIMA

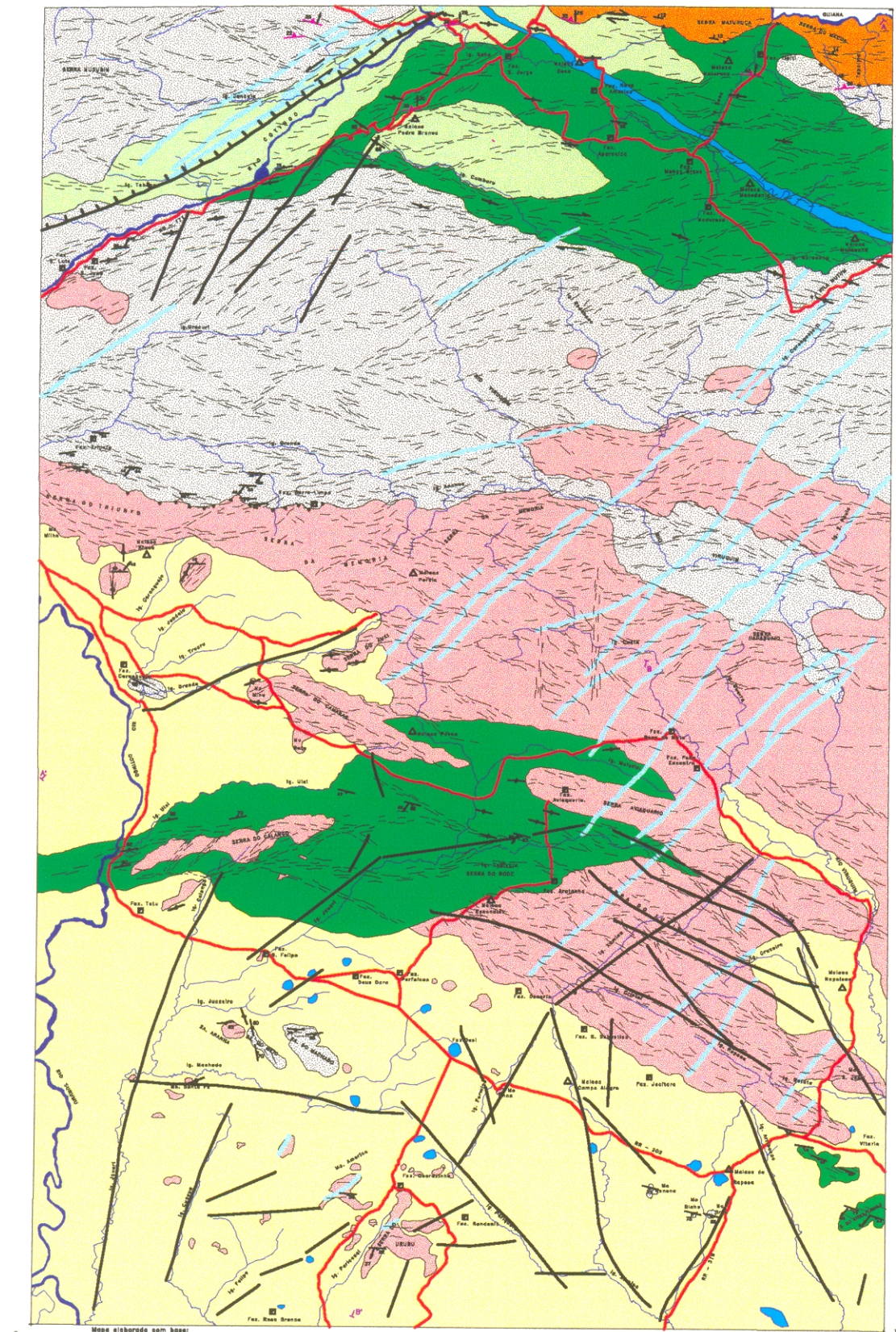

4° 30' 00" N
60° 30' 00" W
3° 43' 00" N
60° 00' 00" W
GUIANA
SERRA MADUREIRA
SERRA MUCURIM
SERRA DO TRUOMBO
SERRA DO CALDEIRÃO
SERRA DO BOQUE
SERRA ANAGUENO
Vila Surumu
Vila Brasil
Vila Pedra Branca
Vila Uiramutã
Vila Boqueirão
Vila Maturuca
Vila Socó
Vila Jacamim
Vila Serra Grande
Vila Serra Verde
Vila Serra Azul
Vila Serra Dourada
Vila Serra Branca
Vila Serra Negra
Vila Serra Vermelha
Vila Serra Amarela
Vila Serra Roxa
Vila Serra Rosa
Vila Serra Cinza
Vila Serra Preta
Vila Serra Marrom
Vila Serra Laranja
Vila Serra Verde Claro
Vila Serra Verde Escuro
Vila Serra Azul Claro
Vila Serra Azul Escuro
Vila Serra Dourada Clara
Vila Serra Dourada Escura
Vila Serra Branca Clara
Vila Serra Branca Escura
Vila Serra Negra Clara
Vila Serra Negra Escura
Vila Serra Vermelha Clara
Vila Serra Vermelha Escura
Vila Serra Amarela Clara
Vila Serra Amarela Escura
Vila Serra Roxa Clara
Vila Serra Roxa Escura
Vila Serra Rosa Clara
Vila Serra Rosa Escura
Vila Serra Cinza Clara
Vila Serra Cinza Escura
Vila Serra Preta Clara
Vila Serra Preta Escura
Vila Serra Marrom Clara
Vila Serra Marrom Escura
Vila Serra Laranja Clara
Vila Serra Laranja Escura
Vila Serra Verde Claro Clara
Vila Serra Verde Claro Escura
Vila Serra Verde Escuro Clara
Vila Serra Verde Escuro Escura
Vila Serra Azul Claro Clara
Vila Serra Azul Claro Escura
Vila Serra Azul Escuro Clara
Vila Serra Azul Escuro Escura
Vila Serra Dourada Clara Clara
Vila Serra Dourada Clara Escura
Vila Serra Dourada Escura Clara
Vila Serra Dourada Escura Escura
Vila Serra Branca Clara Clara
Vila Serra Branca Clara Escura
Vila Serra Branca Escura Clara
Vila Serra Branca Escura Escura
Vila Serra Negra Clara Clara
Vila Serra Negra Clara Escura
Vila Serra Negra Escura Clara
Vila Serra Negra Escura Escura
Vila Serra Vermelha Clara Clara
Vila Serra Vermelha Clara Escura
Vila Serra Vermelha Escura Clara
Vila Serra Vermelha Escura Escura
Vila Serra Amarela Clara Clara
Vila Serra Amarela Clara Escura
Vila Serra Amarela Escura Clara
Vila Serra Amarela Escura Escura
Vila Serra Roxa Clara Clara
Vila Serra Roxa Clara Escura
Vila Serra Roxa Escura Clara
Vila Serra Roxa Escura Escura
Vila Serra Rosa Clara Clara
Vila Serra Rosa Clara Escura
Vila Serra Rosa Escura Clara
Vila Serra Rosa Escura Escura
Vila Serra Cinza Clara Clara
Vila Serra Cinza Clara Escura
Vila Serra Cinza Escura Clara
Vila Serra Cinza Escura Escura
Vila Serra Preta Clara Clara
Vila Serra Preta Clara Escura
Vila Serra Preta Escura Clara
Vila Serra Preta Escura Escura
Vila Serra Marrom Clara Clara
Vila Serra Marrom Clara Escura
Vila Serra Marrom Escura Clara
Vila Serra Marrom Escura Escura
Vila Serra Laranja Clara Clara
Vila Serra Laranja Clara Escura
Vila Serra Laranja Escura Clara
Vila Serra Laranja Escura Escura
Vila Serra Verde Claro Clara Clara
Vila Serra Verde Claro Clara Escura
Vila Serra Verde Claro Escura Clara
Vila Serra Verde Claro Escura Escura
Vila Serra Verde Escuro Clara Clara
Vila Serra Verde Escuro Clara Escura
Vila Serra Verde Escuro Escura Clara
Vila Serra Verde Escuro Escura Escura
Vila Serra Azul Claro Clara Clara
Vila Serra Azul Claro Clara Escura
Vila Serra Azul Claro Escura Clara
Vila Serra Azul Claro Escura Escura
Vila Serra Azul Escuro Clara Clara
Vila Serra Azul Escuro Clara Escura
Vila Serra Azul Escuro Escura Clara
Vila Serra Azul Escuro Escura Escura
Vila Serra Dourada Clara Clara Clara
Vila Serra Dourada Clara Clara Escura
Vila Serra Dourada Clara Escura Clara
Vila Serra Dourada Clara Escura Escura
Vila Serra Dourada Escura Clara Clara
Vila Serra Dourada Escura Clara Escura
Vila Serra Dourada Escura Escura Clara
Vila Serra Dourada Escura Escura Escura
Vila Serra Branca Clara Clara Clara
Vila Serra Branca Clara Clara Escura
Vila Serra Branca Clara Escura Clara
Vila Serra Branca Clara Escura Escura
Vila Serra Branca Escura Clara Clara
Vila Serra Branca Escura Clara Escura
Vila Serra Branca Escura Escura Clara
Vila Serra Branca Escura Escura Escura
Vila Serra Negra Clara Clara Clara
Vila Serra Negra Clara Clara Escura
Vila Serra Negra Clara Escura Clara
Vila Serra Negra Clara Escura Escura
Vila Serra Negra Escura Clara Clara
Vila Serra Negra Escura Clara Escura
Vila Serra Negra Escura Escura Clara
Vila Serra Negra Escura Escura Escura
Vila Serra Vermelha Clara Clara Clara
Vila Serra Vermelha Clara Clara Escura
Vila Serra Vermelha Clara Escura Clara
Vila Serra Vermelha Clara Escura Escura
Vila Serra Vermelha Escura Clara Clara
Vila Serra Vermelha Escura Clara Escura
Vila Serra Vermelha Escura Escura Clara
Vila Serra Vermelha Escura Escura Escura
Vila Serra Amarela Clara Clara Clara
Vila Serra Amarela Clara Clara Escura
Vila Serra Amarela Clara Escura Clara
Vila Serra Amarela Clara Escura Escura
Vila Serra Amarela Escura Clara Clara
Vila Serra Amarela Escura Clara Escura
Vila Serra Amarela Escura Escura Clara
Vila Serra Amarela Escura Escura Escura
Vila Serra Roxa Clara Clara Clara
Vila Serra Roxa Clara Clara Escura
Vila Serra Roxa Clara Escura Clara
Vila Serra Roxa Clara Escura Escura
Vila Serra Roxa Escura Clara Clara
Vila Serra Roxa Escura Clara Escura
Vila Serra Roxa Escura Escura Clara
Vila Serra Roxa Escura Escura Escura
Vila Serra Rosa Clara Clara Clara
Vila Serra Rosa Clara Clara Escura
Vila Serra Rosa Clara Escura Clara
Vila Serra Rosa Clara Escura Escura
Vila Serra Rosa Escura Clara Clara
Vila Serra Rosa Escura Clara Escura
Vila Serra Rosa Escura Escura Clara
Vila Serra Rosa Escura Escura Escura
Vila Serra Cinza Clara Clara Clara
Vila Serra Cinza Clara Clara Escura
Vila Serra Cinza Clara Escura Clara
Vila Serra Cinza Clara Escura Escura
Vila Serra Cinza Escura Clara Clara
Vila Serra Cinza Escura Clara Escura
Vila Serra Cinza Escura Escura Clara
Vila Serra Cinza Escura Escura Escura
Vila Serra Preta Clara Clara Clara
Vila Serra Preta Clara Clara Escura
Vila Serra Preta Clara Escura Clara
Vila Serra Preta Clara Escura Escura
Vila Serra Preta Escura Clara Clara
Vila Serra Preta Escura Clara Escura
Vila Serra Preta Escura Escura Clara
Vila Serra Preta Escura Escura Escura
Vila Serra Marrom Clara Clara Clara
Vila Serra Marrom Clara Clara Escura
Vila Serra Marrom Clara Escura Clara
Vila Serra Marrom Clara Escura Escura
Vila Serra Marrom Escura Clara Clara
Vila Serra Marrom Escura Clara Escura
Vila Serra Marrom Escura Escura Clara
Vila Serra Marrom Escura Escura Escura
Vila Serra Laranja Clara Clara Clara
Vila Serra Laranja Clara Clara Escura
Vila Serra Laranja Clara Escura Clara
Vila Serra Laranja Clara Escura Escura
Vila Serra Laranja Escura Clara Clara
Vila Serra Laranja Escura Clara Escura
Vila Serra Laranja Escura Escura Clara
Vila Serra Laranja Escura Escura Escura
Vila Serra Verde Claro Clara Clara Clara
Vila Serra Verde Claro Clara Clara Escura
Vila Serra Verde Claro Clara Escura Clara
Vila Serra Verde Claro Clara Escura Escura
Vila Serra Verde Claro Escura Clara Clara
Vila Serra Verde Claro Escura Clara Escura
Vila Serra Verde Claro Escura Escura Clara
Vila Serra Verde Claro Escura Escura Escura
Vila Serra Verde Escuro Clara Clara Clara
Vila Serra Verde Escuro Clara Clara Escura
Vila Serra Verde Escuro Clara Escura Clara
Vila Serra Verde Escuro Clara Escura Escura
Vila Serra Verde Escuro Escura Clara Clara
Vila Serra Verde Escuro Escura Clara Escura
Vila Serra Verde Escuro Escura Escura Clara
Vila Serra Verde Escuro Escura Escura Escura
Vila Serra Azul Claro Clara Clara Clara
Vila Serra Azul Claro Clara Clara Escura
Vila Serra Azul Claro Clara Escura Clara
Vila Serra Azul Claro Clara Escura Escura
Vila Serra Azul Claro Escura Clara Clara
Vila Serra Azul Claro Escura Clara Escura
Vila Serra Azul Claro Escura Escura Clara
Vila Serra Azul Claro Escura Escura Escura
Vila Serra Azul Escuro Clara Clara Clara
Vila Serra Azul Escuro Clara Clara Escura
Vila Serra Azul Escuro Clara Escura Clara
Vila Serra Azul Escuro Clara Escura Escura
Vila Serra Azul Escuro Escura Clara Clara
Vila Serra Azul Escuro Escura Clara Escura
Vila Serra Azul Escuro Escura Escura Clara
Vila Serra Azul Escuro Escura Escura Escura
Vila Serra Dourada Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Dourada Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Dourada Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Dourada Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Dourada Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Dourada Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Dourada Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Dourada Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Dourada Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Dourada Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Dourada Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Dourada Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Dourada Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Dourada Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Dourada Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Dourada Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Branca Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Branca Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Branca Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Branca Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Branca Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Branca Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Branca Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Branca Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Branca Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Branca Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Branca Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Branca Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Branca Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Branca Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Branca Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Branca Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Negra Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Negra Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Negra Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Negra Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Negra Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Negra Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Negra Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Negra Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Negra Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Negra Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Negra Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Negra Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Negra Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Negra Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Negra Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Negra Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Vermelha Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Vermelha Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Vermelha Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Vermelha Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Vermelha Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Vermelha Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Vermelha Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Vermelha Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Vermelha Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Vermelha Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Vermelha Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Vermelha Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Vermelha Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Vermelha Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Vermelha Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Vermelha Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Amarela Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Amarela Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Amarela Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Amarela Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Amarela Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Amarela Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Amarela Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Amarela Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Amarela Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Amarela Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Amarela Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Amarela Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Amarela Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Amarela Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Amarela Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Amarela Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Roxa Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Roxa Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Roxa Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Roxa Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Roxa Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Roxa Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Roxa Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Roxa Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Roxa Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Roxa Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Roxa Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Roxa Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Roxa Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Roxa Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Roxa Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Roxa Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Rosa Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Rosa Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Rosa Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Rosa Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Rosa Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Rosa Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Rosa Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Rosa Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Rosa Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Rosa Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Rosa Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Rosa Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Rosa Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Rosa Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Rosa Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Rosa Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Cinza Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Cinza Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Cinza Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Cinza Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Cinza Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Cinza Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Cinza Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Cinza Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Cinza Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Cinza Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Cinza Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Cinza Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Cinza Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Cinza Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Cinza Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Cinza Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Preta Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Preta Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Preta Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Preta Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Preta Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Preta Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Preta Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Preta Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Preta Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Preta Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Preta Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Preta Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Preta Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Preta Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Preta Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Preta Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Marrom Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Marrom Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Marrom Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Marrom Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Marrom Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Marrom Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Marrom Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Marrom Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Marrom Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Marrom Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Marrom Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Marrom Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Marrom Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Marrom Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Marrom Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Marrom Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Laranja Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Laranja Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Laranja Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Laranja Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Laranja Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Laranja Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Laranja Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Laranja Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Laranja Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Laranja Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Laranja Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Laranja Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Laranja Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Laranja Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Laranja Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Laranja Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Verde Claro Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Verde Claro Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Verde Claro Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Verde Claro Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Verde Claro Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Verde Claro Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Verde Claro Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Verde Claro Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Verde Claro Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Verde Claro Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Verde Claro Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Verde Claro Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Verde Claro Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Verde Claro Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Verde Claro Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Verde Claro Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Verde Escuro Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Verde Escuro Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Verde Escuro Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Verde Escuro Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Verde Escuro Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Verde Escuro Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Verde Escuro Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Verde Escuro Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Verde Escuro Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Verde Escuro Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Verde Escuro Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Verde Escuro Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Verde Escuro Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Verde Escuro Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Verde Escuro Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Verde Escuro Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Azul Claro Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Azul Claro Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Azul Claro Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Azul Claro Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Azul Claro Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Azul Claro Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Azul Claro Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Azul Claro Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Azul Claro Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Azul Claro Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Azul Claro Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Azul Claro Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Azul Claro Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Azul Claro Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Azul Claro Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Azul Claro Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Azul Escuro Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Azul Escuro Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Azul Escuro Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Azul Escuro Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Azul Escuro Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Azul Escuro Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Azul Escuro Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Azul Escuro Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Azul Escuro Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Azul Escuro Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Azul Escuro Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Azul Escuro Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Azul Escuro Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Azul Escuro Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Azul Escuro Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Azul Escuro Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Dourada Clara Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Dourada Clara Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Dourada Clara Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Dourada Clara Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Dourada Clara Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Dourada Clara Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Dourada Clara Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Dourada Clara Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Dourada Clara Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Dourada Clara Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Dourada Clara Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Dourada Clara Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Dourada Clara Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Dourada Clara Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Dourada Clara Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Dourada Clara Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Dourada Escura Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Dourada Escura Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Dourada Escura Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Dourada Escura Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Dourada Escura Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Dourada Escura Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Dourada Escura Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Dourada Escura Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Dourada Escura Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Dourada Escura Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Dourada Escura Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Dourada Escura Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Dourada Escura Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Dourada Escura Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Dourada Escura Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Dourada Escura Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Branca Clara Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Branca Clara Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Branca Clara Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Branca Clara Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Branca Clara Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Branca Clara Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Branca Clara Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Branca Clara Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Branca Clara Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Branca Clara Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Branca Clara Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Branca Clara Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Branca Clara Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Branca Clara Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Branca Clara Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Branca Clara Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Branca Escura Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Branca Escura Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Branca Escura Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Branca Escura Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Branca Escura Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Branca Escura Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Branca Escura Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Branca Escura Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Branca Escura Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Branca Escura Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Branca Escura Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Branca Escura Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Branca Escura Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Branca Escura Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Branca Escura Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Branca Escura Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Negra Clara Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Negra Clara Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Negra Clara Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Negra Clara Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Negra Clara Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Negra Clara Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Negra Clara Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Negra Clara Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Negra Clara Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Negra Clara Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Negra Clara Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Negra Clara Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Negra Clara Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Negra Clara Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Negra Clara Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Negra Clara Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Negra Escura Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Negra Escura Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Negra Escura Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Negra Escura Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Negra Escura Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Negra Escura Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Negra Escura Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Negra Escura Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Negra Escura Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Negra Escura Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Negra Escura Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Negra Escura Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Negra Escura Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Negra Escura Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Negra Escura Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Negra Escura Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Vermelha Clara Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Vermelha Clara Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Vermelha Clara Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Vermelha Clara Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Vermelha Clara Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Vermelha Clara Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Vermelha Clara Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Vermelha Clara Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Vermelha Clara Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Vermelha Clara Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Vermelha Clara Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Vermelha Clara Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Vermelha Clara Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Vermelha Clara Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Vermelha Clara Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Vermelha Clara Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Vermelha Escura Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Vermelha Escura Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Vermelha Escura Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Vermelha Escura Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Vermelha Escura Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Vermelha Escura Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Vermelha Escura Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Vermelha Escura Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Vermelha Escura Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Vermelha Escura Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Vermelha Escura Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Vermelha Escura Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Vermelha Escura Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Vermelha Escura Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Vermelha Escura Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Vermelha Escura Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Amarela Clara Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Amarela Clara Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Amarela Clara Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Amarela Clara Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Amarela Clara Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Amarela Clara Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Amarela Clara Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Amarela Clara Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Amarela Clara Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Amarela Clara Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Amarela Clara Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Amarela Clara Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Amarela Clara Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Amarela Clara Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Amarela Clara Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Amarela Clara Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Amarela Escura Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Amarela Escura Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Amarela Escura Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Amarela Escura Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Amarela Escura Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Amarela Escura Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Amarela Escura Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Amarela Escura Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Amarela Escura Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Amarela Escura Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Amarela Escura Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Amarela Escura Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Amarela Escura Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Amarela Escura Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Amarela Escura Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Amarela Escura Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Roxa Clara Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Roxa Clara Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Roxa Clara Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Roxa Clara Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Roxa Clara Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Roxa Clara Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Roxa Clara Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Roxa Clara Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Roxa Clara Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Roxa Clara Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Roxa Clara Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Roxa Clara Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Roxa Clara Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Roxa Clara Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Roxa Clara Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Roxa Clara Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Roxa Escura Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Roxa Escura Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Roxa Escura Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Roxa Escura Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Roxa Escura Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Roxa Escura Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Roxa Escura Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Roxa Escura Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Roxa Escura Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Roxa Escura Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Roxa Escura Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Roxa Escura Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Roxa Escura Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Roxa Escura Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Roxa Escura Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Roxa Escura Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Rosa Clara Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Rosa Clara Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Rosa Clara Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Rosa Clara Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Rosa Clara Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Rosa Clara Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Rosa Clara Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Rosa Clara Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Rosa Clara Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Rosa Clara Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Rosa Clara Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Rosa Clara Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Rosa Clara Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Rosa Clara Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Rosa Clara Escura Escura Escura Clara
Vila Serra Rosa Clara Escura Escura Escura Escura
Vila Serra Rosa Escura Clara Clara Clara Clara
Vila Serra Rosa Escura Clara Clara Clara Escura
Vila Serra Rosa Escura Clara Clara Escura Clara
Vila Serra Rosa Escura Clara Clara Escura Escura
Vila Serra Rosa Escura Clara Escura Clara Clara
Vila Serra Rosa Escura Clara Escura Clara Escura
Vila Serra Rosa Escura Clara Escura Escura Clara
Vila Serra Rosa Escura Clara Escura Escura Escura
Vila Serra Rosa Escura Escura Clara Clara Clara
Vila Serra Rosa Escura Escura Clara Clara Escura
Vila Serra Rosa Escura Escura Clara Escura Clara
Vila Serra Rosa Escura Escura Clara Escura Escura
Vila Serra Rosa Escura Escura Escura Clara Clara
Vila Serra Rosa Escura Escura Escura Clara Escura
Vila Serra Rosa Escura Escura Esc



Fig. 3.2 . Afloramentos de rochas vulcânicas em pináculos no setor norte da área. Tratam-se de rochas piroclásticas ácidas, nas adjacências da fazenda Aparecida.

3.1.1.1.1 Rochas vulcânicas acidas

No nível de conhecimento atual, aliado a escala de trabalho, existe certa dificuldade para se individualizar os derrames e corpos subvulcânicos de composição ácida do Grupo Surumu. Em algumas localidades, verificou-se que muitos tipos petrográficos definidos como derrames ácidos (Melo et al. 1978), correspondem a cristal tufo, indicando que não é tarefa fácil reconhecer diretamente no campo essas rochas. Portanto, a extensa faixa de rochas vulcânicas ácidas consideradas no anexo I, pode corresponder, em parte, a rochas piroclásticas, as quais são muito semelhantes aos dacitos. Dessa forma, só poderão ser separadas a partir de investigações mais detalhadas.

Os estudos petrográficos revelaram que na área de tese existem dacitos e riolitos compondo o pacote de derrames de rochas vulcânicas ácidas.

a) Dacitos

Macroscopicamente, os dacitos exibem tonalidades do cinza com pontuações esbranquiçadas a levemente esverdeadas definidas pela matriz afanítica que incorpora cristais porfiríticos de feldspatos com tamanhos de até 8 mm.

Ao microscópio petrográfico verificou-se a predominância de pórfiros de plagioclásio em cristais subédricos com até 7,2 mm, dominantemente zonados, com núcleo constituido por andesina (An_{32}) e por uma delgada borda formada de feldspato alcalino pertítico. O zoneamento não é generalizado, com alguns exemplares apresentando tipicamente cristais subédricos com maclamento albita e albita-carlsbad e composição An_{34}.

O feldspato alcalino pertítico ocorre em menor proporção na forma de pórfiros subédricos atingindo até 4,8 mm. Genericamente, a maioria dos fenocristais ocorre dispersos pela matriz microcristalina quartzo-feldspática. Um bom exemplo da textura ígnea primária de dacitos isentos de deformação é mostrado na figura 3.3.

A biotita, embora não sendo um mineral comum, pode estar presente em algumas seções sob a forma de agregados de palhetas e contendo inclusões de titanita e



Fig. 3.3. Textura porfirítica em dacitos do Grupo Surumu definida por pórfiros de plagioclásio envolvido por uma borda pertítica, dispersos na matriz quartzo-feldspática.

opacos de formato cúbico, em geral constituindo uma assembléia com epidoto. Por vezes, observa-se uma associação formada por cristais xenomórficos de opacos, palhetas de clorita e diminutos cristais subédricos de titanita, zircão e alanita. A titanita também ocorre como produto de transformação de opacos que se mostram como restitos, onde suas cavidades internas e bordas são compostas por aquele mineral.

A apatita comparece como inclusões também associada aos cristais opacos, ou na forma de delgados cristais prismáticos alongados mostrando típica partição basal. Localmente, verificam-se venulações preenchidas sobretudo por epidoto e subordinadamente por clorita.

a.1) transformações mineralógicas

As transformações mineralógicas mais freqüentes estão representadas por diminutas palhetas de sericita e cristais de epidoto sobre plagioclásio. Localmente, verifica-se a presença de plagioclásio bastante transformado para epidoto, chegando a constituir pseudomorfos (Fig. 3.4). Outras seções também mostram esse mineral em parte transformado para carbonatos.

Biotita com pleocroísmo de tonalidades verdes, por vezes encontra-se parcialmente transformada para biotita marron. Clorita em cor de interferência anômala (castanho escuro) comparece como produto de transformação da biotita marron. Outro mineral micáceo (metamórfico) que está presente em algumas seções é a estilpnomelana que ocorre em delgadas palhetas ou formando agregados de cristais fibrosos, em geral com hábito radial.

Nos enclaves de dacitos encontrados em meio a Suíte Intrusiva Saracura, observa-se intensa recristalização de plagioclásio e feldspato alcalino pertítico, além do incremento no percentual de biotita verde em delgadas palhetas amplamente dispersas pela rocha, chegando a formar concentrações significativas, onde por vezes comparecem cristais alongados de epidoto entre os planos de clivagem daquele mineral. Nesses enclaves também observa-se um aumento no percentual dos acessórios, tais como titanita e zircão (Fig. 3.5).



Fig. 3.4. Agregados de microcristais de epidoto como produto de transformação, constituindo pseudomorfos segundo plagioclásio em dacitos do Grupo Surumu.

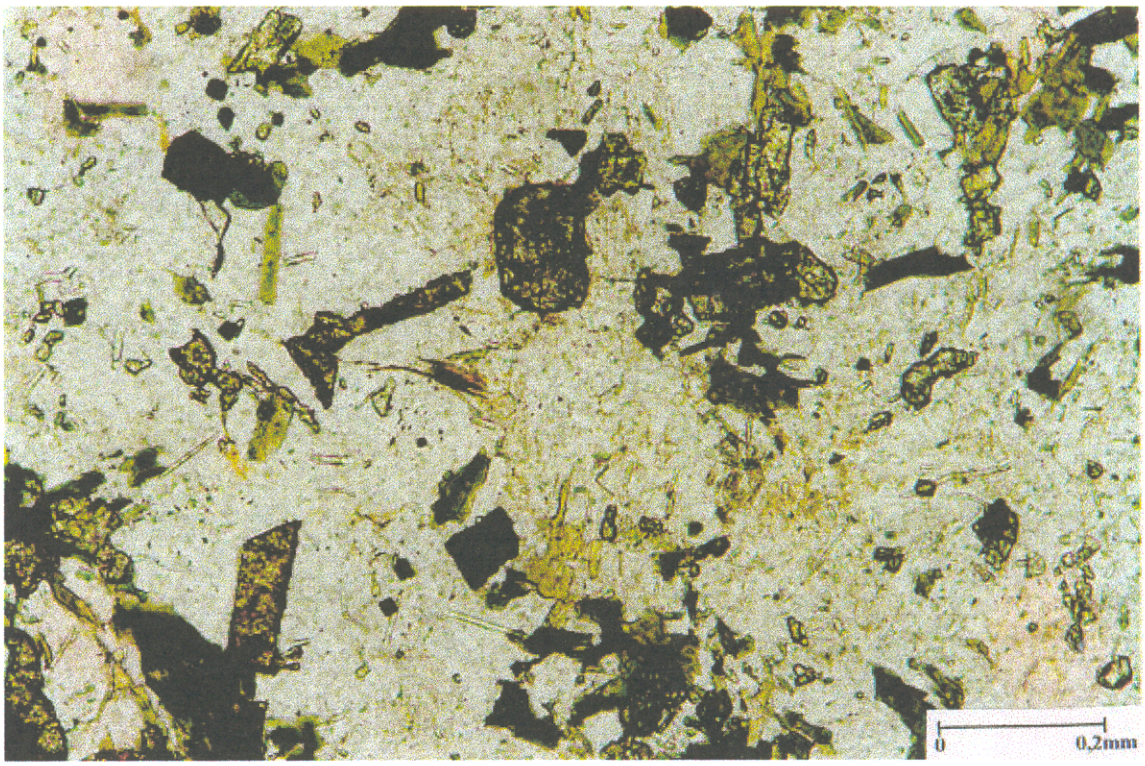


Fig. 3.5. Recristalização de biotita e neoformação de zircão nos enclaves de dacitos do Grupo Surumu em meio aos granitos da Suíte Intrusiva Saracura.

a.2) estruturas / texturas de deformação

Para a descrição das estruturas/texturas deformacionais, o procedimento adotado envolveu cortes nas seções delgadas orientadas segundo o plano X-Z que corresponde a um dos três principais planos do elipsóide de deformação finita (plano de máxima deformação), o qual é perpendicular à foliação e paralelo a lineação de estiramento (Ramsay & Huber, 1983; Simpson & Schmid, 1983; Etchecopar & Malavieille, 1987; dentre outros).

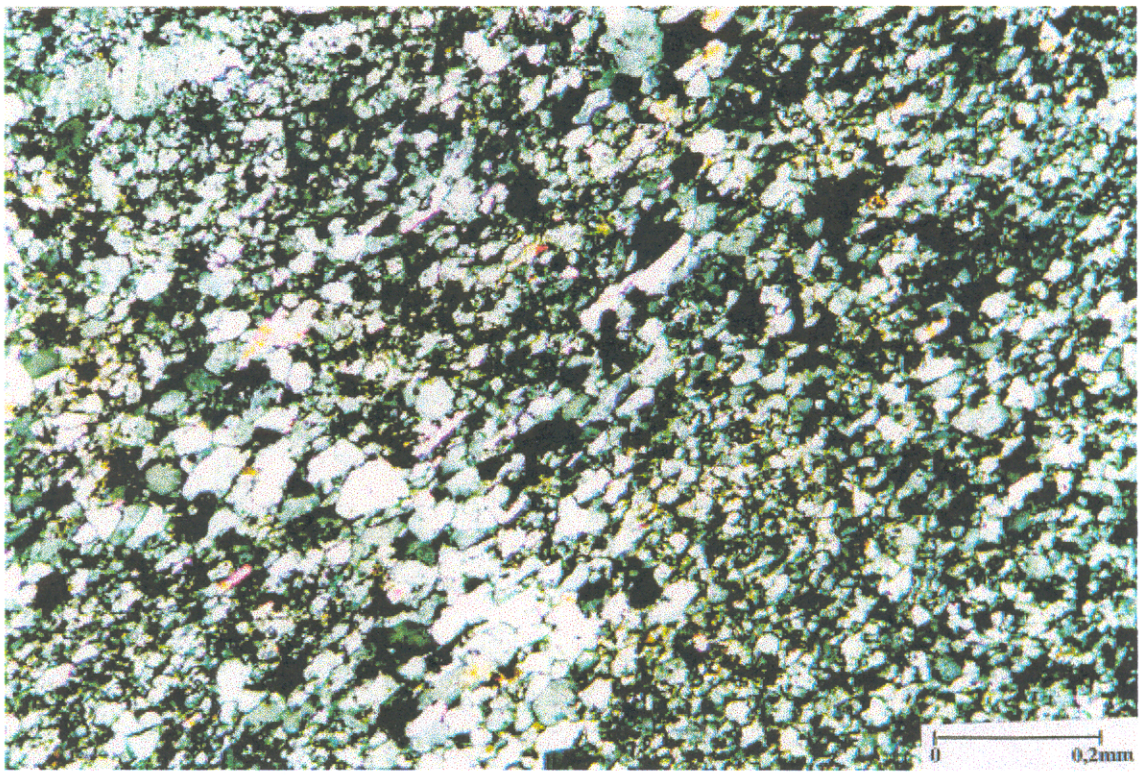
Nas zonas de cisalhamento, os dacitos exibem uma textura foliada (Spry, 1969) definida pela neoformação e forte orientação de minerais micáceos e pelo estiramento e recristalização sin-tectônica, também mencionada como recristalização dinâmica (Nicolas, 1984), da matriz quartzo-feldspática que contorna porfiroclastos de feldspatos. O processo de recristalização dinâmica é entendido no sentido de Hobbs et al. (1976) e Lloyd & Freeman (1994), que envolve seqüencialmente rotação de subgrão - grão (Poirier & Nicolas, 1975) e migração de limite de grão na tentativa de obtenção da estabilidade ou equilíbrio microestrutural.

A feição deformacional marcante é a existência de porfiroclastos de plagioclásio mostrando um comportamento rúptil com estrutura de degradação mecânica (Park, 1989), tipo microfraturas distensivas que foram preenchidas dominantemente por sericita e quartzo orientados e recristalizados dinamicamente (Fig. 3.6 a e b). Enquanto os porfiroclastos de plagioclásio mostram-se hipidiomórficos, com microfraturas e forte extinção ondulante, o feldspato alcalino pertítico tende a ocorrer em cristais levemente amendoados a ocelares, indicando menor resistência ao processo deformacional em relação ao plagioclásio.

Biotita e moscovita / sericita ocorrem principalmente orientados segundo seu maior comprimento, definindo a foliação milonítica nessas zonas de cisalhamento (Bell & Etheridge, 1973 e Ramsay, 1980). Entretanto, em algumas lâminas delgadas ocorrem também em esparsas palhetas dispostas obliquamente à foliação milonítica, sugerindo tratar-se, nessa situação, de minerais tardi-tectônicos.

Cristais de opacos subdiomórficos (com hábito cúbico precariamente desenvolvido), por vezes exibem zonas de sombra de pressão definidas por palhetas

A



B

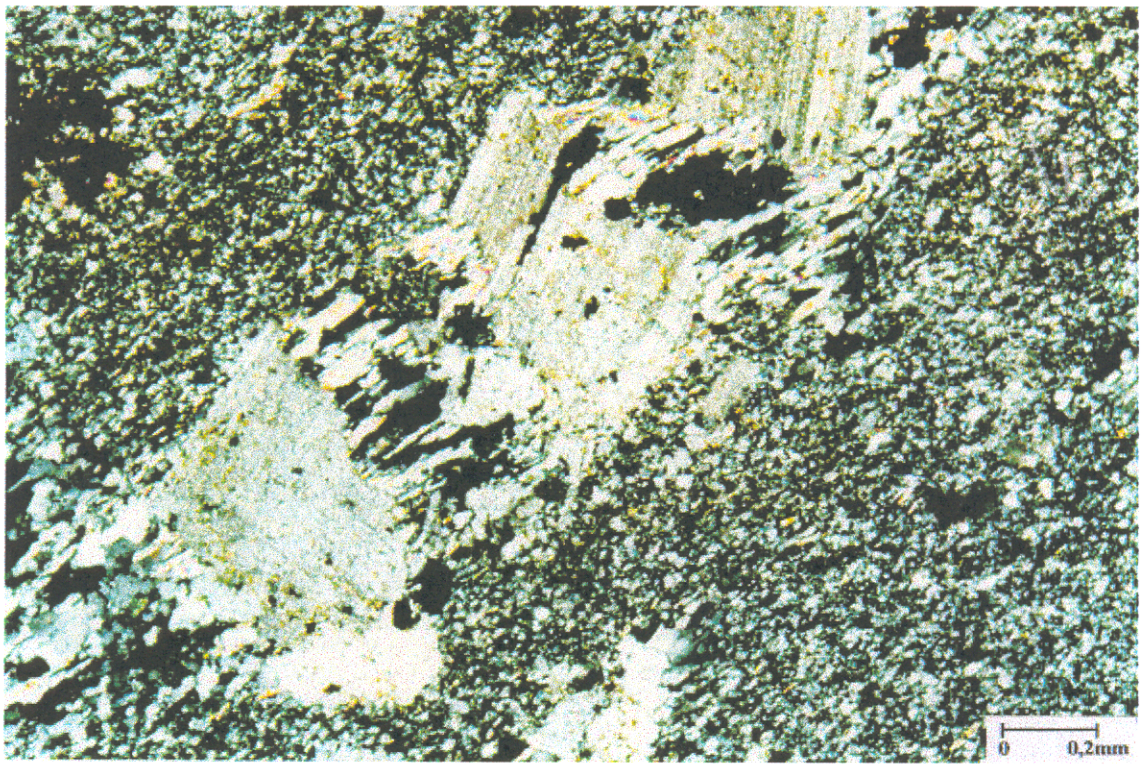


Fig. 3.6. A- foliação milonítica em dacitos definida pelo estiramento e orientação de cristais de quartzo e sericita. B- detalhe da deformação rúptil-dúctil em porfiroclastos de plagioclásio, recristalização dinâmica de quartzo e formação de sericita sin-tectônica.

orientadas de biotita, microcristais estirados de quartzo e de feldspato alcalino recristalizado (neoformação de microclina desprovida de exsoluções e exibindo maclamento xadrez típico). A estilpnomelana ocorre como um mineral neoformado (sintectônico), sempre orientado ao longo dos planos da foliação milonítica. A freqüente presença de zonas de sombra de pressão assimétricas nos litotipos estudados foi uma das principais características morfológicas utilizadas na determinação do sentido da movimentação (cinemática) nas zonas de cisalhamento, como bem enfatizado por Ramsay & Huber (1983), Simpson (1986) e Etchecopar & Malavieille (1987).

Em algumas seções a textura de fluxo primário está superimposta pelos processos de deformação e recristalização, em que porfiroclastos de plagioclásio apresentam bordas cominuidas envolvidas parcialmente por numerosos neoblastos granularizados de quartzo que formam zonas de sombra de recristalização, enquanto que delgadas palhetas de sericita definem a foliação anastomótica da rocha (Fig. 3.7).

b) Riolitos

Macroscopicamente os riolitos exibem tonalidades avermelhadas com pontuações esbranquiçadas e textura porfirítica definida por uma matriz afanítica que envolve fenocristais de feldspatos com tamanhos variados, chegando a atingir 4 mm.

Microscopicamente é uma rocha formada por uma matriz quartzo-feldspática microcristalina, a qual engloba principalmente cristais subdiomórficos porfiríticos de feldspato alcalino micropertítico e subordinadamente pórfiros de quartzo e plagioclásio. Algumas seções mostram feições de corrosão dos pórfiros de feldspatos e quartzo indicando processo de fluxo magmático. Em alguns exemplares observa-se que associado ao feldspato alcalino micropertítico ocorre microclina com intercrescimento de quartzo, conferindo uma textura gráfica à rocha.

Delgadas palhetas de biotita marron estão presentes em algumas lâminas. Por vezes, esse mineral mostra intercrescimento de opacos em seus planos de clivagem. Opacos, zircão e alanita são os acessórios presentes.

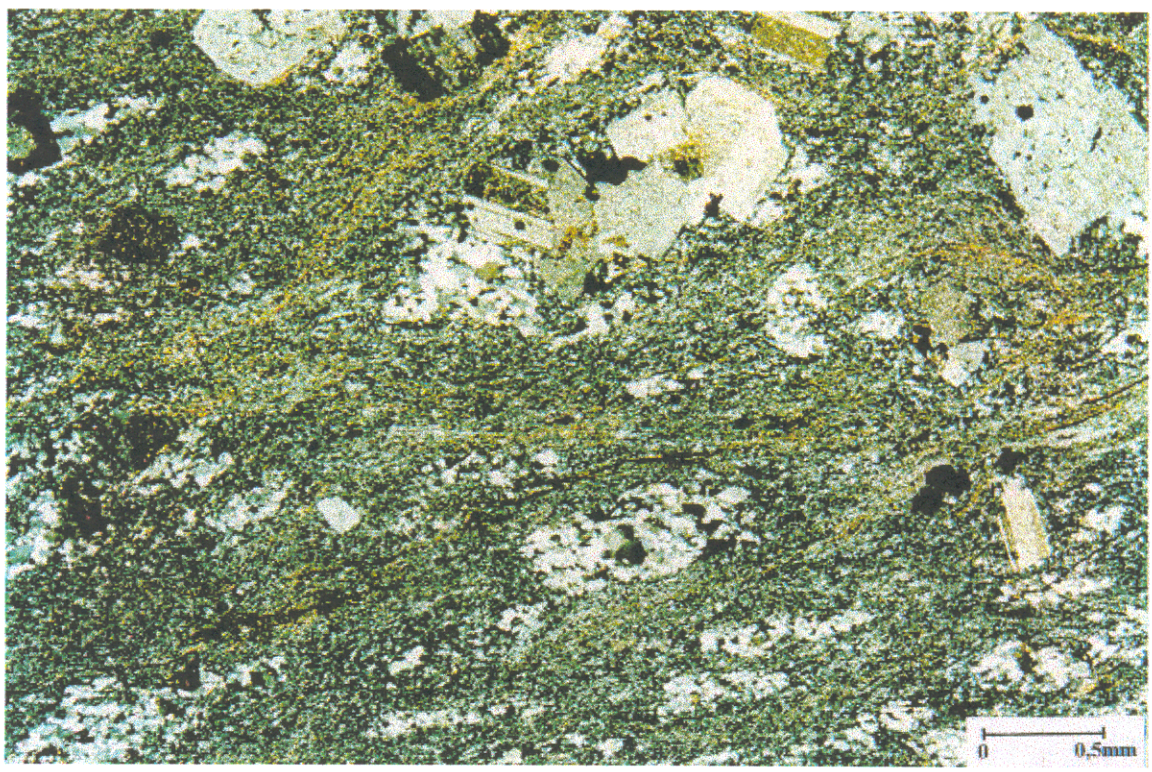


Fig. 3.7. Textura de fluxo primário superimposta por processos de deformação e recristalização em dacitos. Formação de sombras de recristalização constituídas por agregados granularizados de quartzo e neoformação de sericita orientada definindo a foliação milonítica.

b.1) transformações mineralógicas

Os minerais neoformados durante o metamorfismo dinâmico estão representados por delgadas palhetas de sericita / moscovita e biotita. Microclina e quartzo em algumas seções formam agregados dispostos em contatos poligonais indicativo de textura de recristalização em equilíbrio (multinucleada).

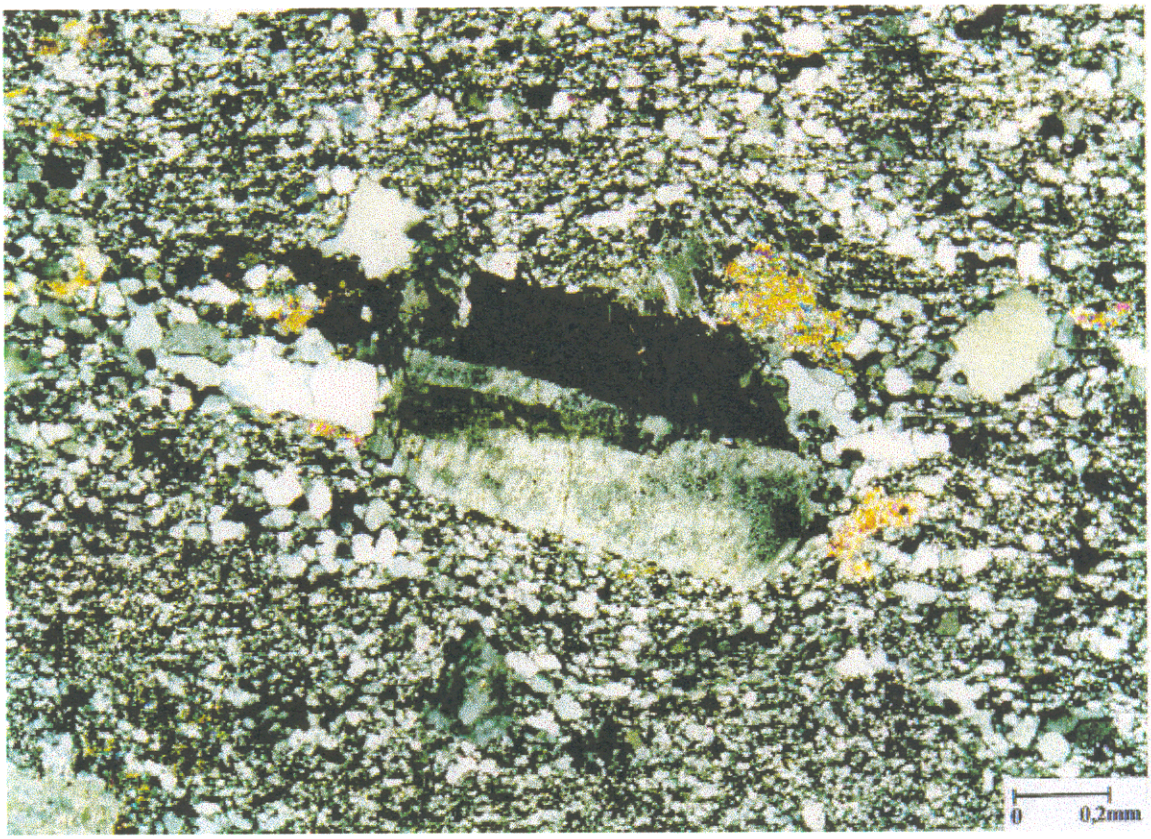
b.2) estruturas / texturas de deformação

Nas zonas de cisalhamento os riolitos exibem foliação milonítica definida, seja pela forte orientação das palhetas de minerais micáceos que contornam porfiroclastos de feldspatos, seja pelo entrelaçamento de lentes anastomóticas da matriz quartzo-feldspática. Essa matriz exibe uma forte orientação conferida pelo estiramento de microcristais de quartzo e feldspatos delineando um aspecto sigmoidal a essas partículas em meio a geometria anastomosada da foliação. Sombras de recristalização dinâmica compostas por quartzo, microclina e sericita são freqüentes nas adjacências dos porfiroclastos feldspáticos e delineiam terminações sugestivas de cinemática dextral.

O processo deformacional foi de caráter heterogêneo e de intensidade variada, onde observa-se em uma mesma lâmina delgada a ocorrência de porfiroclastos de feldspatos alcalinos pertíticos estirados e amendoados, bem como cristais bem preservados com maclamento simples (Fig. 3.8 a e b).

Os cristais de quartzo, nas zonas de intensa deformação, comparecem principalmente na forma de micrograos recristalizados e remanescentes de porfiroclastos constituindo uma textura granoblástica poligonal. Essas microestruturas, que são típicas da recristalização dinâmica, como resultado da rotação de subgrãos, foram denominadas *core-and-mantle* por White (1976). Os porfiroclastos de quartzo estão alongados, exibindo forte extinção ondulante devido à presença de inúmeros subgrãos que foram gerados pelo processo de *dislocation creep* (Hirth & Tullis, 1992). O processo de intensa deformação cisalhante imprimiu na rocha um aspecto lenticular de entrelaçamento da matriz com esses agregados granularizados de recuperação ou

A



B

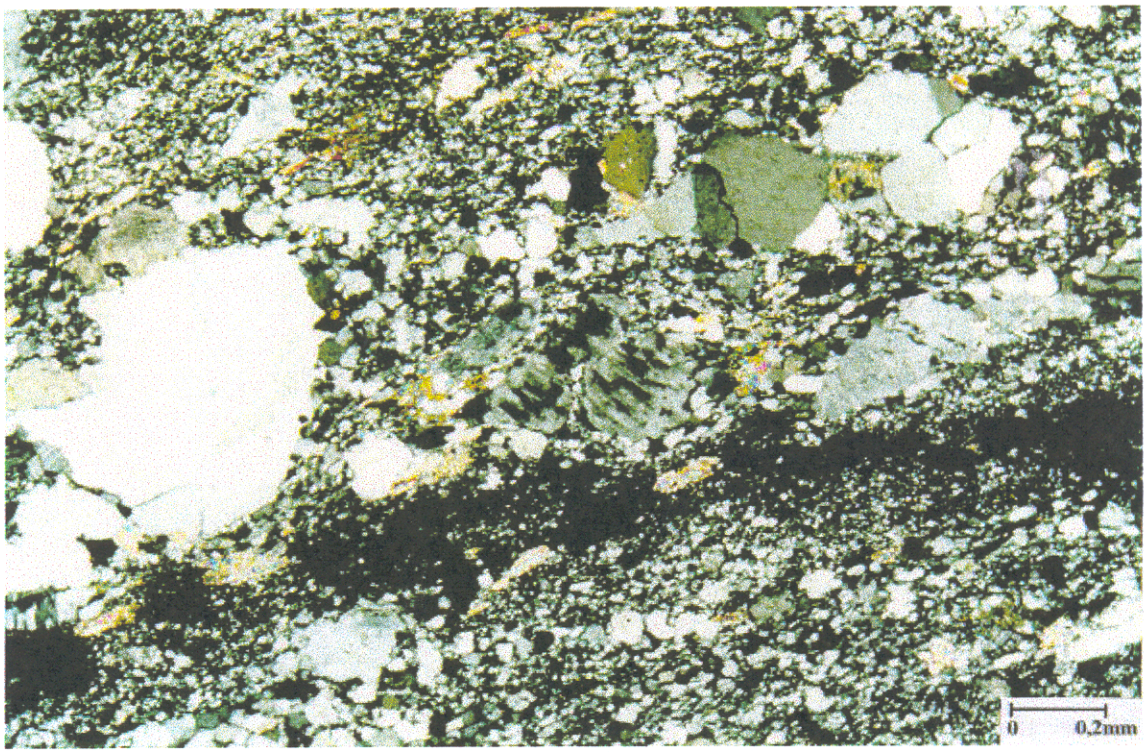


Fig. 3.8. Comportamento heterogêneo de porfiroclastos de feldspato alcalino pertítico em relação a deformação. A- cristal preservado da deformação mostrando maclamento Carlsbad. B- porfiroclasto estirado e cominuido.

ainda como micrólitos fitados (Lister & Snoke, 1984).

A deformação finita observada tem um comportamento dúctil-rúptil evidenciada pela ocorrência de microdobras e microfalhas afetando as maclas dos porfiroclastos de plagioclásio (Simpson, 1986) bordejados por zonas de sombras de pressão (Fig. 3.9). Zonas de sombra de pressão são uma característica morfológica geralmente confiável na determinação da cinemática em zonas de cisalhamento (Ramsay & Huber, 1983; Etchecopar & Malavieille, 1987). Zonas de sombra de pressão / recristalização dinâmica de material quartzo-feldspático fitado em bordas de porfiroclastos de feldspatos e zonas delineadas pela recristalização da matriz quartzo-feldspática nas bordas de feldspato alcalino, além da orientação sin-tectônica de palhetas de biotita, conferindo localmente uma cinemática sinistral para essas rochas, são mostradas nas figuras 3.10a e b, respectivamente.

3.1.1.1.2 Rochas Intermediárias

a) Andesitos

Em amostra de mão, os andesitos predominantemente exibem uma matriz fina a afanítica com tonalidades variando do cinza ao preto, englobando delgados fenocristais milimétricos com tons esverdeados a esbranquiçados. Por vezes, esses fenocristais ripiformes estão orientados ao longo de seu maior comprimento sugerindo uma textura fluidal. Localmente, ocorrem variedades amigdaloidais em que o andesito mostra-se em cores esverdeadas com abundantes amigdalas milimétricas a centimétricas onde internamente são reconhecidos por meio de lupa de bolso a presença de epidoto e clorita, além de um agregado fibroso esbraquiçado, provavelmente de zeólitas.

Em lâmina delgada a rocha exibe textura porfirítica, glomero-porfirítica a ligeiramente fluidal definida pela ocorrência de cristais de plagioclásio dispostos isoladamente ou formando agregados em meio a uma matriz feldspática microcristalina de textura feltrosa, definida pela disposição aleatória de micrólitos de plagioclásio e epidoto (Fig.3.11).

O plagioclásio (Andesina - An_{42}) é o principal constituinte da rocha, ocorre em

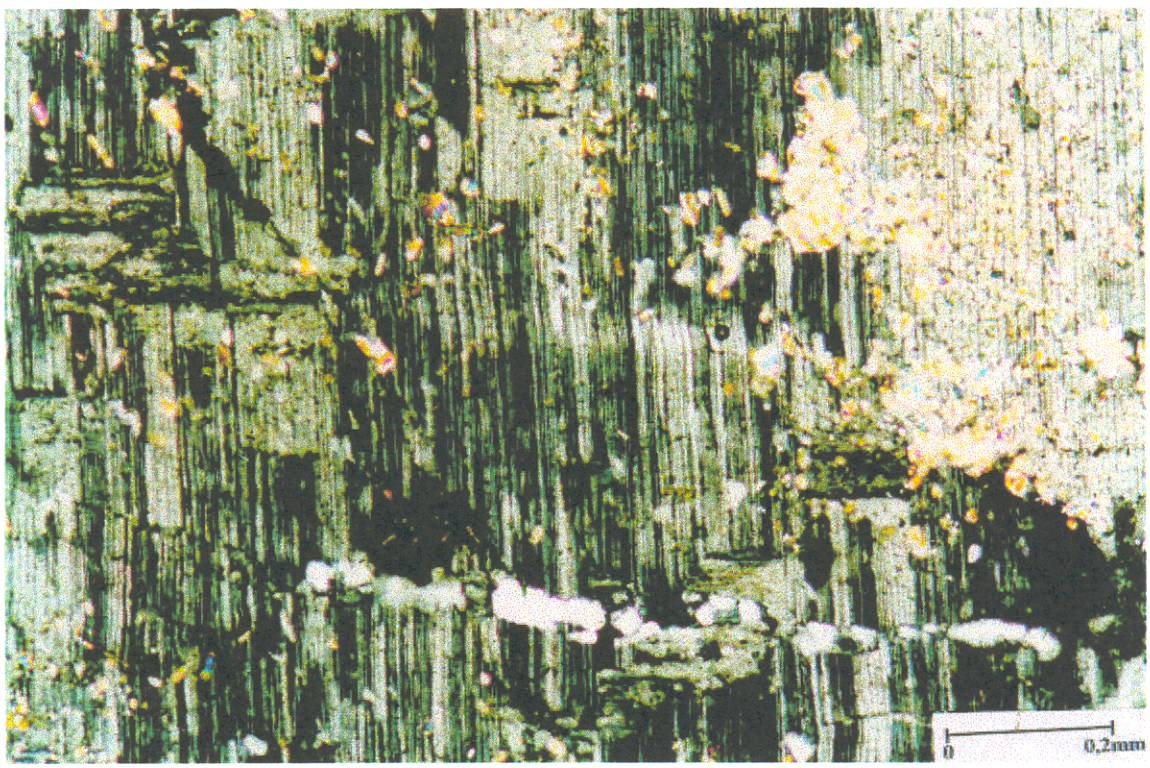
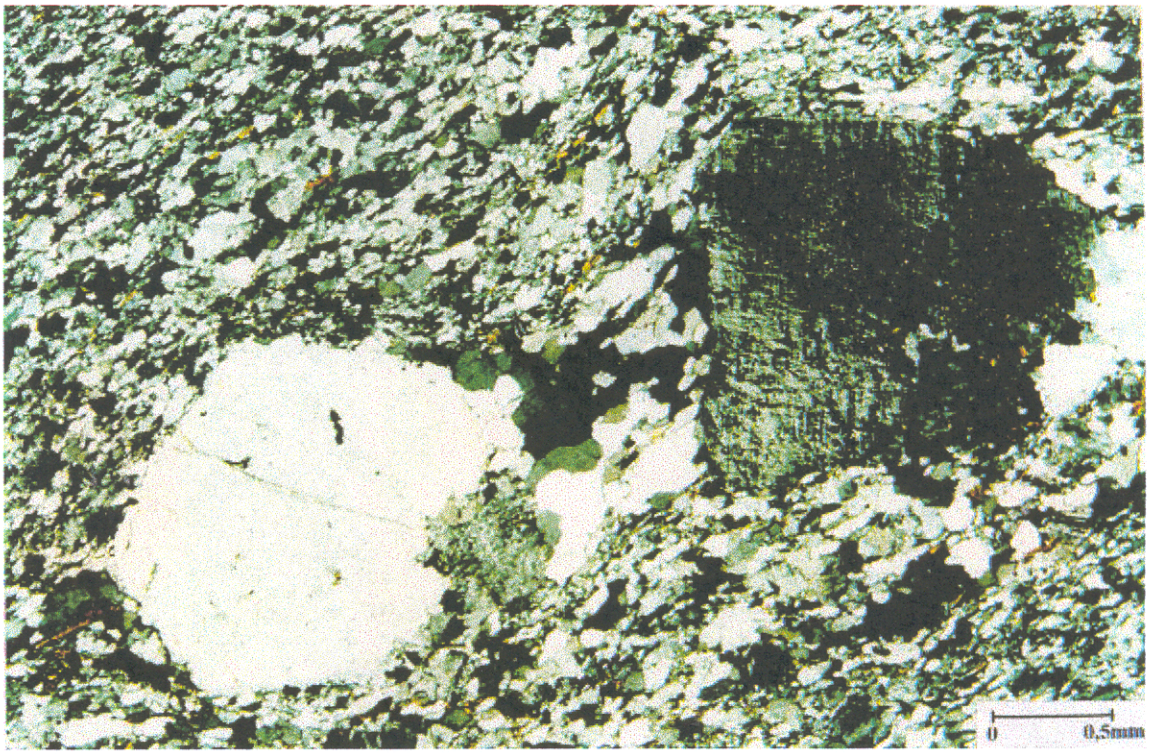


Fig. 3.9. Microfalhas e microdobras afetando porfiroclastos de plagioclásio dos riolitos deformados do Grupo Surumu.

A



B

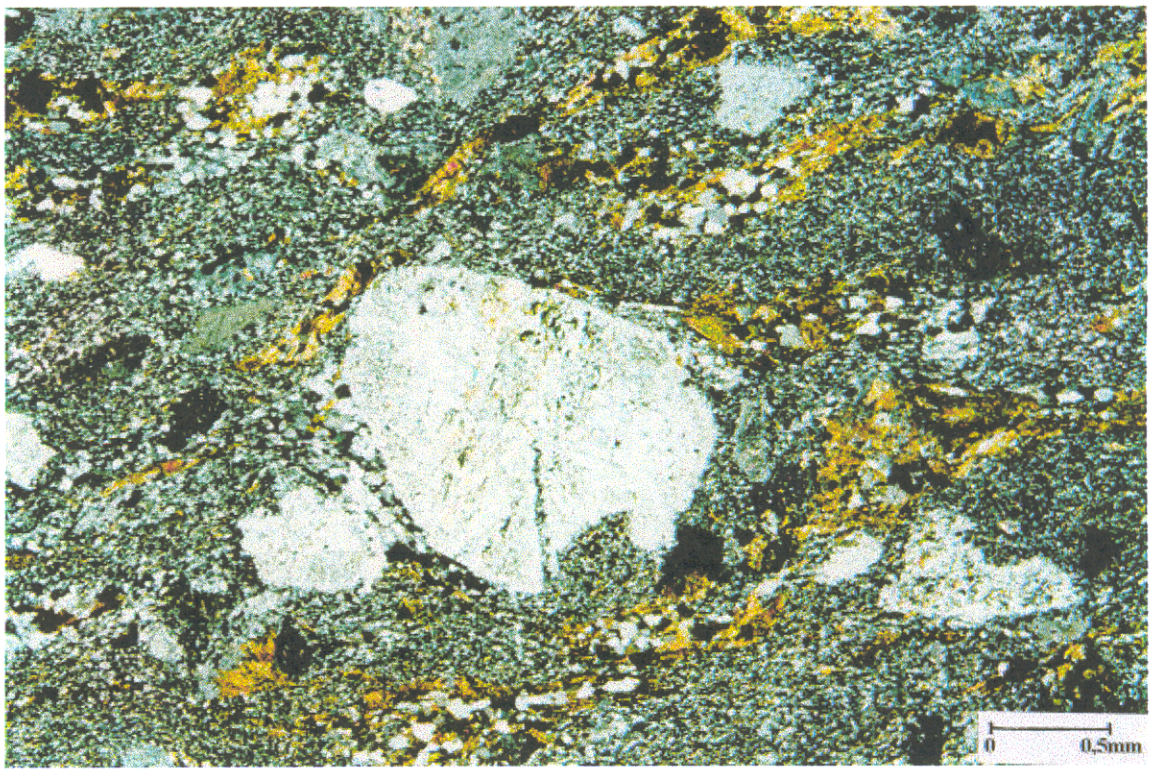


Fig. 3.10. Sombra de pressão / recristalização dinâmica: A - Quartzo fitado, sericita e micrólito de biotita contornando porfiroclastos de feldspato alcalino. B - Cristalização sin-tectônica de lamelas de biotita.

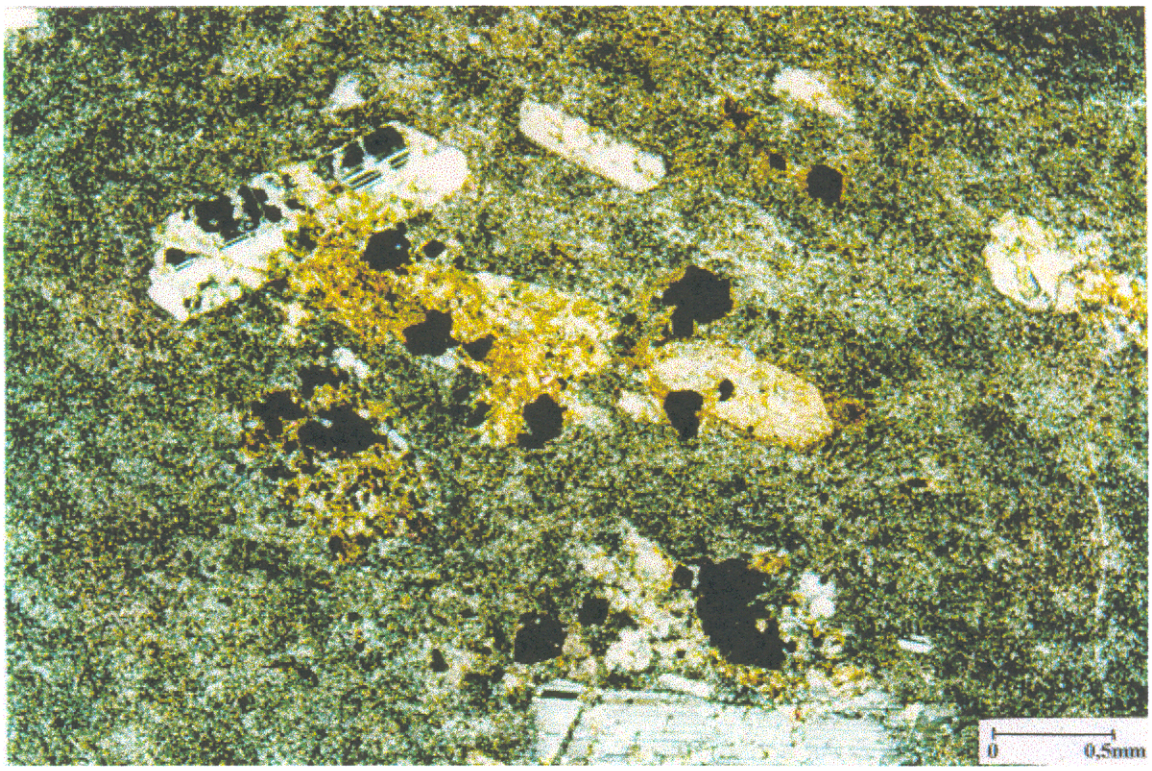


Fig. 3.11. Textura fluidal em andesitos do Grupo Surumu. Ao centro, pseudomorfos de clorita-sericita-carbonatos e epidoto segundo plagioclásio.

fenocristais subédricos a euédricos alongados com até 3,2 mm, exibindo maclamento segundo a lei albita e albita-Carlsbad. Por vezes, ao longo dos planos das maclas situam-se delgadas palhetas de sericita.

O quartzo ocorre somente preenchendo venulações na forma de agregados de microcristais dispostos em contatos poligonais.

Os acessórios freqüentes são titanita em cristais subdiomórficos, bordejando ou contendo inclusões de opacos, os quais em geral, estão associados a acículas de apatita. Diminutos cristais de zircão e alanita metamítica também se fazem presentes.

Nos litotipos amidaloidais verifica-se que as amidalas estão preenchidas por uma associação de zeólitas, clorita, e epidoto. Por vezes, carbonatos são produtos desse preenchimento.

a.1) transformações mineralógicas

Os produtos de transformação estão representados pela substituição do plagioclásio por clorita, epidoto, sericita e carbonatos. Em geral, essa substituição é freqüente e eficiente ao longo dos planos de clivagem e de fraturas, que em algumas secções chegam a substituir completamente aquele mineral, entretanto, mantém o formato original do mesmo (pseudomorfos). Franjas de recristalização constituídas por clorita e epidoto contornam cristais de plagioclásio e de opacos.

Localmente, são verificadas ocorrências de andesitos basálticos que contém abundantes concentrações de epidoto e clorita preenchendo cavidades ou substituindo cristais de clinopiroxênio em uma rocha de matriz microcristalina de textura feltrosa.

a.2) estruturas/texturas de deformação

A principal feição deformacional nesses litotipos está representada pelo desenvolvimento de uma foliação definida pela orientação de micrólitos de sericita e epidoto em meio da qual ocorre recristalização granoblástica poligonal de quartzo em presença de cristais euedrais de feldspatos alcalinos com extinção ondulante.

3.1.1.1.3 Rochas Piroclásticas

As rochas piroclásticas afloram principalmente nos setores norte-nordeste e central da área. Genericamente, cristal tufo predominam em relação as outras variedades tufáceas (lápilli e bomba tufos). Como mencionado anteriormente, é difícil distinguir no campo rochas vulcânicas de composição ácida (derrames) dos termos piroclásticos de mesma composição, devido aos processos de devitrificação (Rosen-Spence et al., 1980), deformação, recristalização e alteração hidrotermal. É possivel que com trabalhos de maior detalhe, essas rochas venham a constituir volumes mais significativos em termos de ocorrência. Apesar de ter sido constatada a existência de piroclásticas de composição intermediária, predominam aquelas de composição dacítica e riolítica.

Os litotipos piroclásticos variam amplamente com relação as suas texturas / estruturas e granulação, em que são observadas rochas porfiríticas tufáceas finamente bandadas até brechas, bomba tufos e aglomerados aparentemente sem estruturação primária. Conforme a sua importância quanto à distribuição geográfica na área em questão, os litotipos petrográficos identificados foram cristal tufo, bomba - lápilli tufos, ignimbritos e brechas, cuja classificação, em função das estruturas, granulação e compactação, foi baseada em Fisher & Schmincke (1984) e McPhie et al. (1993).

a) Cristal Tufos

Macroscopicamente predominam rochas com matriz de tonalidades variando do cinza-escuro ao cinza-esverdeado, de textura afanítica, que incorporam fenocristais euédricos e fragmentos de cristais porfiríticos de tamanhos milimétricos de feldspatos que, por vezes, estão parcialmente caulinizados.

Microscopicamente, cristal tufos de composição ácida exibem textura porfirítica a glomeroporfirítica definida por uma matriz microcristalina quartzo-feldspática que soldam principalmente fragmentos porfiríticos de feldspatos e subordinadamente fenocristais euédricos desse mineral (Fig. 3.12)

O plagioclásio ocorre geralmente na forma de pórfiros subédricos fragmentados,



Fig. 3.12. Aspecto textural primário de cristal tufo de composição ácida do Grupo Surumu.

com tamanhos de até 5,6 mm, amplamente dispersos pela matriz, mostrando-se por vezes zonados e com delgada borda constituida por feldspato alcalino. Outra maneira de ocorrência desse mineral é na forma de diminutos fenocristais euedrais, com até 1,25 mm desprovidos de bordas zonadas e dispersos aleatoriamente pela rocha.

O feldspato alcalino é dominantemente pertítico, comparecendo em fragmentos porfiríticos subdiomórficos com até 2,5mm, nos quais verifica-se que algumas faces estão bem preservadas.

O quartzo apresenta-se como um dos principais constituíntes da matriz, na forma de microcristais associados ao feldspato. Ocorre também como preenchimento de microfraturas, em cristais relativamente mais desenvolvidos em relação aqueles da matriz, e constituem agregados granoblástico poligonal nessas descontinuidades, que tem espessura em torno de 0,75mm. Outras microfraturas estão preenchidas essencialmente por epidoto.

A biotita apresenta-se em palhetas subédricas exibindo pleocroísmo verde claro e marron amarelado. Em geral está associada a aglomerados de opacos. Zircão e opacos com inclusões de apatita são acessórios freqüentes.

As variedades de cristal tufo de composição intermediária tendem a mostrar os mesmos aspectos texturais de seus correspondentes ácidos, entretanto, a proporção de fenocristais euédricos de plagioclásio em relação aos cristais fragmentados desse mineral são aproximadamente equivalentes (Fig. 3.13). Os fenocristais de andesina ocorrem dominantemente com maclamento albita e albita-Carlsbad e tamanhos de até 2,4mm.

O feldspato alcalino é pouco freqüente, ocorrendo na forma de fragmentos subdiomórficos e exibindo intercrescimento pertítico e maclamento simples. Opacos mostrando seções triangulares e cúbicas, estão dispersos pela rocha com tamanhos de até 0,75 mm, normalmente contendo inclusões de apatita. Zircão e titanita em diminutos cristais euedrais são raros.

a.1) transformações mineralógicas

Os produtos de transformação dos termos ácidos estão representados

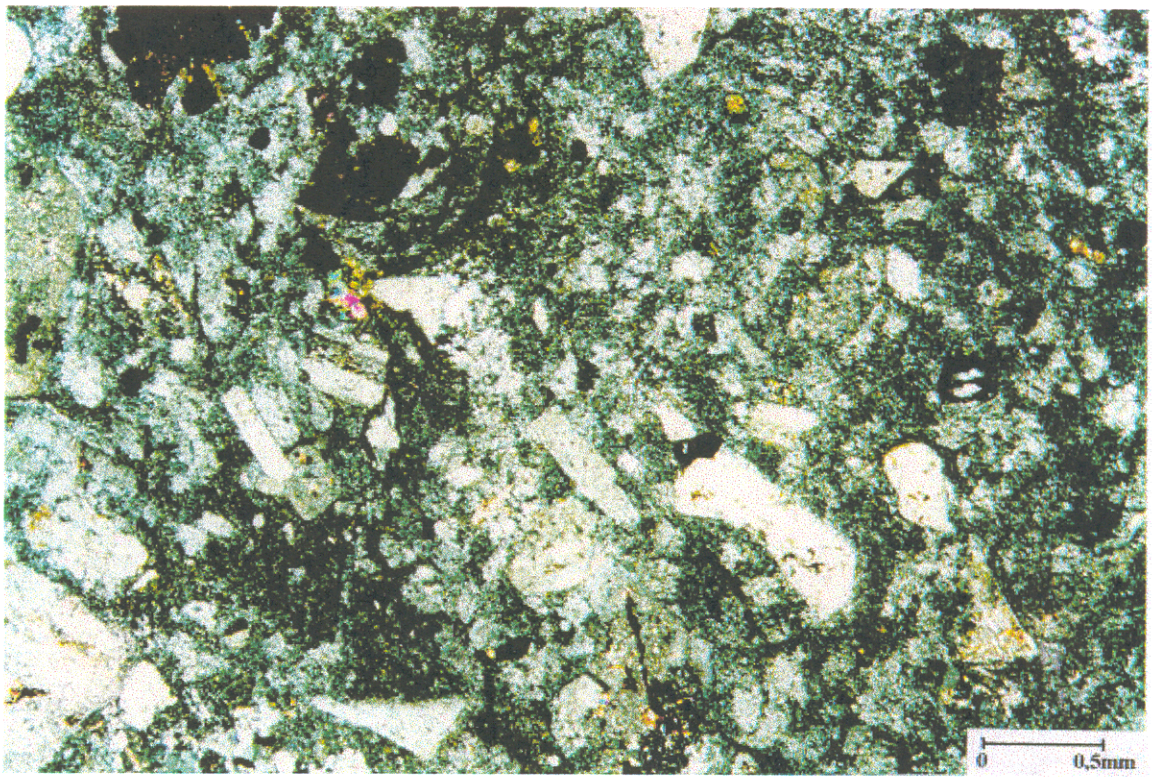


Fig. 3.13. Aspecto textural primário de cristal tufo de composição intermediária do Grupo Surumu.

basicamente por sericita e epidoto (saussuritização) que atingem intensamente cristais de plagioclásio. Estilpenomelana mostra-se em delgadas palhetas, ou formando agregados esferulíticos, exibindo pleocroísmo variando de tonalidades do castanho indicando sua composição ferrífera, provavelmente como produto de transformação da biotita devido ao metamorfismo dinâmico.

Nos cristal tufos de composição andesítica é freqüente a ocorrência de cristais hipidiomórficos de piroxênios (identificados por sua seção basal) parcial a totalmente transformados para clorita e epidoto. Associados a aglomerados de clorita comparecem apatita prismática e restitos de opacos bordejados por titanita.

a.2) estruturas / texturas de deformação

Nas zonas de cisalhamento, observa-se que ocorre um incremento da deformação, com rochas incipientemente deformadas nas bordas e cada vez mais deformadas em direção a parte central, onde adquirem forte foliação milonítica (Bell & Etheridge, 1973), conferindo-lhe por vezes, aspecto xistoso. O termo milonítico é usado aqui no sentido de Mawer (1986).

Nas bordas das zonas de cisalhamento a rocha mostra como principais feições estruturais / texturais uma fraca orientação da matriz microcristalina caracterizada pela orientação de delgadas palhetas de biotita e de diminutos cristais de epidoto, além de uma incipiente neoformação de sericita que contornam porfiroclastos de feldspatos. Nas bordas de opacos se desenvolveram pequenas zonas de sombra de pressão constituídas por biotita (Fig. 3.14).

Os porfiroclastos de plagioclásio mostram-se fraturados e com maclamento encurvado, enquanto os porfiroclastos de quartzo formam agregados de microcristais estirados definindo a textura granoblástica.

O feldspato alcalino pertítico guarda em parte suas faces originais, encontrando-se pouco fraturado e com pequena rotação. A biotita mostra-se parcialmente cloritizada e localmente observa-se a neoformação de agregados de microclina desprovida de exsoluções, exibindo maclamento xadrez típico.

Na porção intermediária das zonas de cisalhamento ocorre um aumento

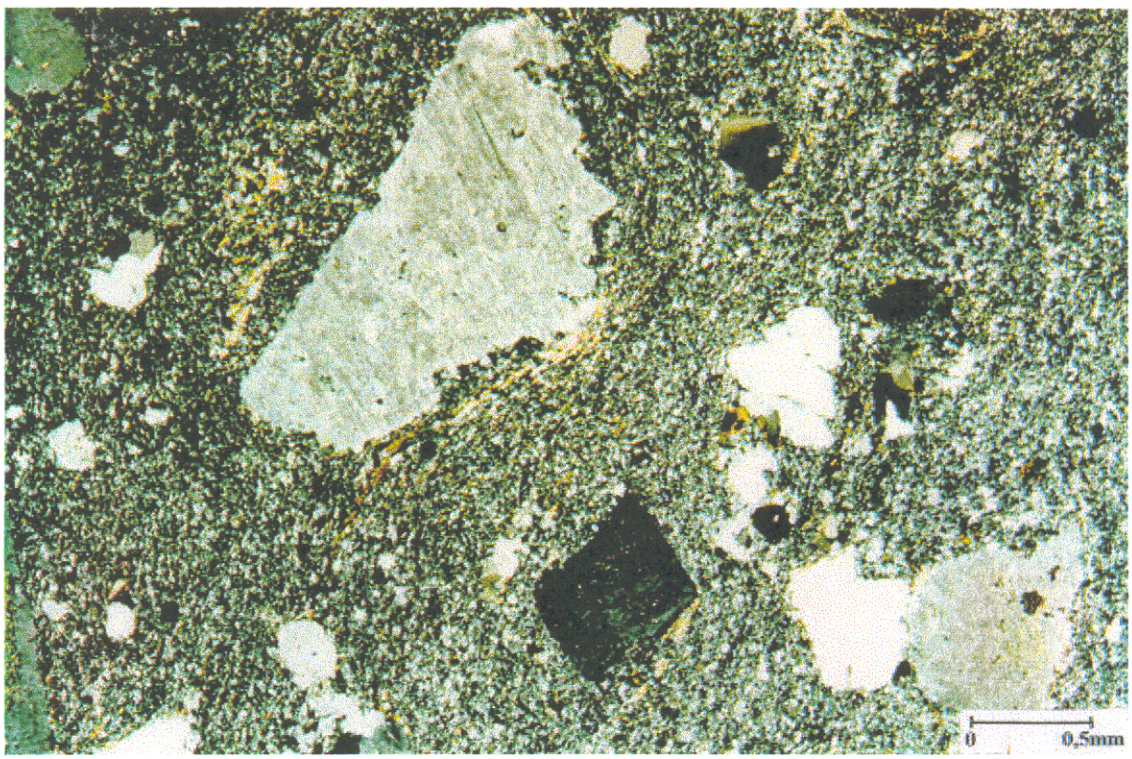


Fig. 3.14. Início do processo deformacional com incipiente neoformação de sericita sin-tectônica em cristal tufo nas bordas das zonas de cisalhamento.

significativo na cristalização de sericita/moscovita e delgadas palhetas de biotita. Os porfiroclastos de plagioclásio tendem a ser mais fraturados, mas ainda guardando seus contornos, enquanto que o feldspato alcalino torna-se mais arredondado, com o desenvolvimento de sistema porfiroclástico com estruturas rotacionais e zonas de sombra de pressão/recristalização (Driessche & Brun, 1987), ligeiramente assimétricas, conferindo uma cinemática dextral em meio ao arranjo anastomosado da foliação (Fig. 3.15a e b).

Na parte central das zonas de cisalhamento há neoformação sin-tectônica de sericita/moscovita, palhetas de biotita e diminutos cristais de epidoto, todos orientados e definindo a foliação milonítica entrelaçada com rotação de porfiroclastos sincinemáticos tipo σ_a (Simpson & Schmid, 1983), compatíveis com a simetria dextral e envoltos por zonas de sombra de pressão que definem a direção da lineação de estiramento. Nessa área os porfiroclastos de feldspato alcalino e de quartzo estão fortemente estirados devido ao processo de transferência de massa, deslizamento intracristalino e fluxo plástico, chegando a diminuir consideravelmente em termos percentuais, enquanto que o plagioclásio exibe bordas cominuidas, estando parcialmente saussuritizados e bordejados por zonas de sombra de pressão (Fig. 3.16).

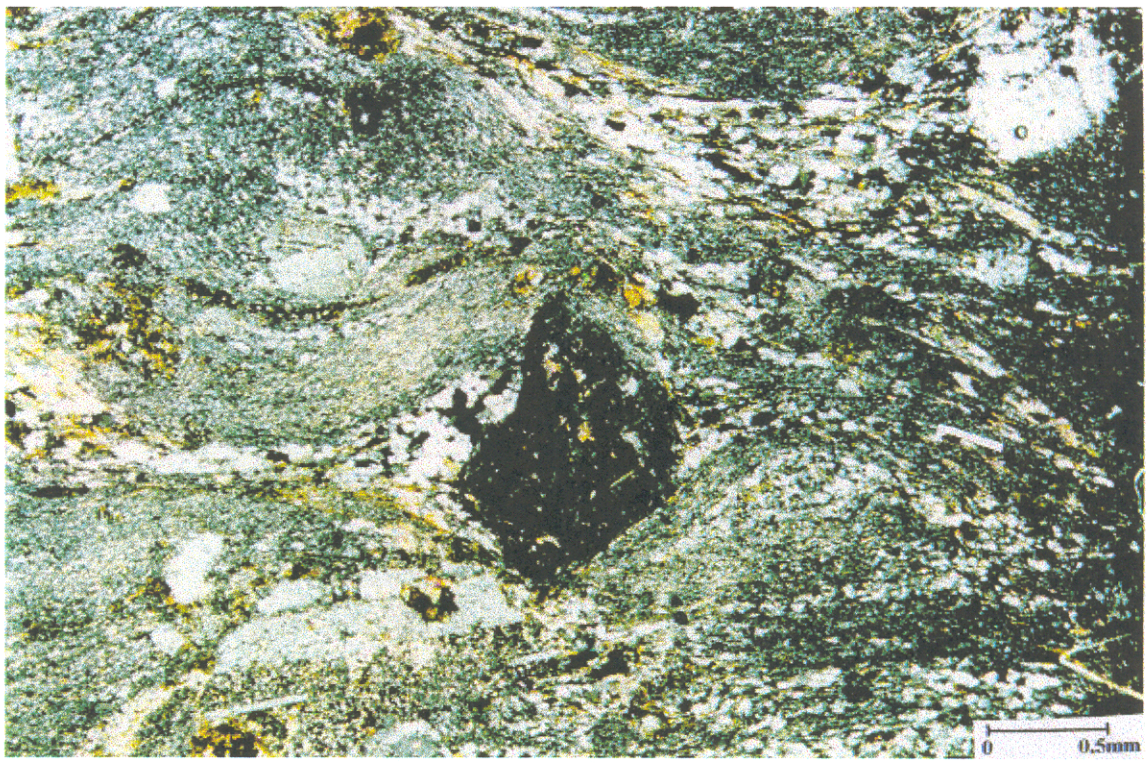
Nas variedades ricas em fenocristais de plagioclásio, esses porfiroclastos estão completamente sericitizados (Fig. 3.17). Enquanto que o feldspato alcalino fracamente pertítico (albita?) é neoformado dinamicamente e por vezes constituem as bordas zonadas dos porfiroclastos de plagioclásio intensamente sericitizados.

Em algumas seções verifica-se a existência de milonitos S/C (Lister & Snoke, 1984), em que essas rochas foram envolvidas em zonas de intenso fluxo laminar não-coaxial. No presente caso, a superfície "S" é definida pela foliação da matriz quartzo-feldspática recuperada dinamicamente. A superfície "C" está disposta obliquamente à foliação "S" e é definida por feixes quartzosos (trilhas de sericita e clorita), fortemente budinados como resultado de deslocamentos microscópicos dessas descontinuidades em zonas de alta taxa de cisalhamento sob cinemática dextral (Fig. 3.18).

b) Bomba - Lápilli Tufos

Para fins de descrição, esses termos granulométricos foram incorporados como

A



B

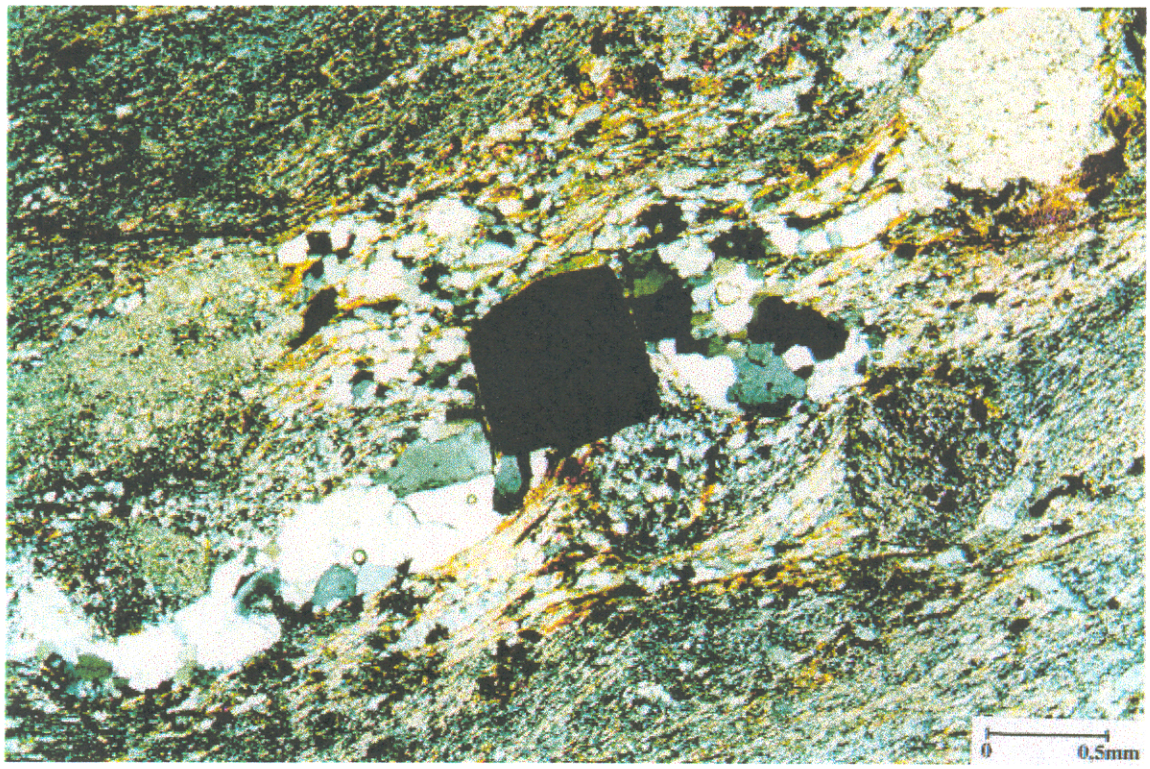


Fig. 3.15. Textura de sombras de pressão em cristal tufo do Grupo Surumu. A - Fragmento de porfiroclasto rotacionado de feldspato alcalino pertítico. B - Quartzo fitado bordejando opacos, bem como rotação dextral de porfiroclastos de feldspatos.

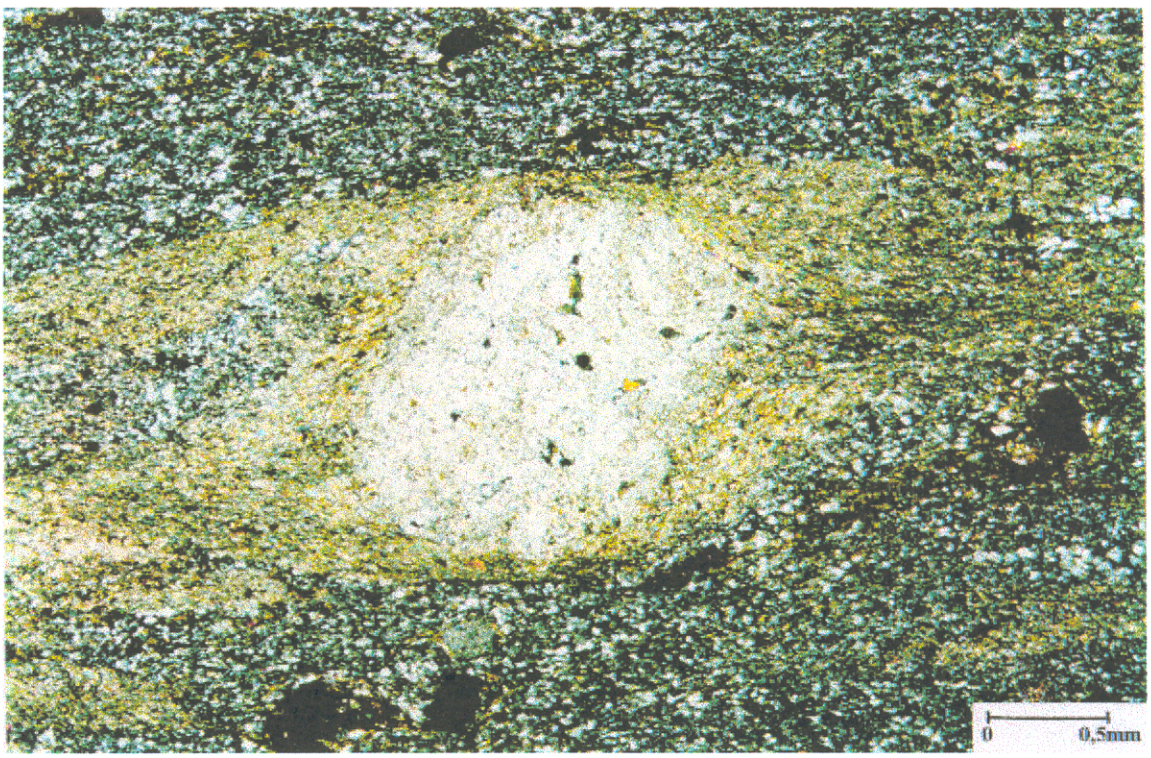


Fig. 3.16. Porfiroclastos de plagioclásio rotacionado e bordas cominuidas, e contornados por zonas de sombra de pressão constituida por sericita, definindo cinemática dextral.

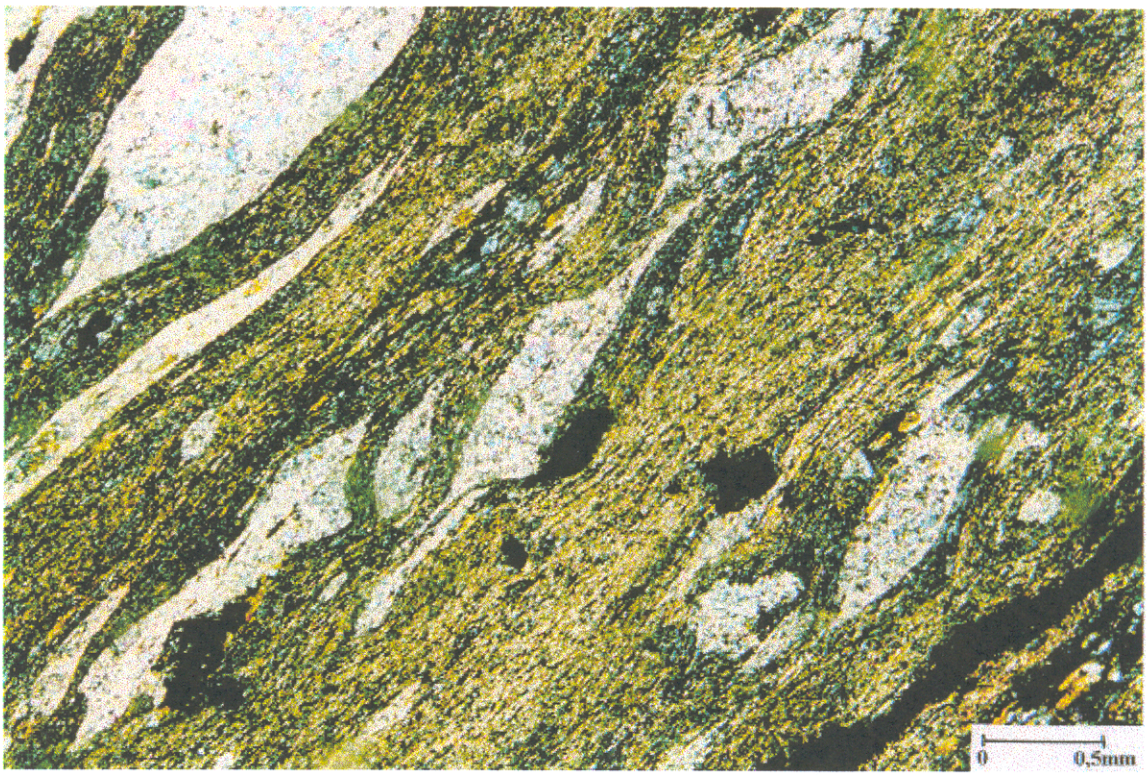


Fig. 3.17. Zonas de intensa deformação em cristal tufos (ultramilonitos), onde porfiroclastos de plagioclásio apresentam comportamento dúctil-rúptil e foram intensamente substituidos por sericita pseudomórfica.

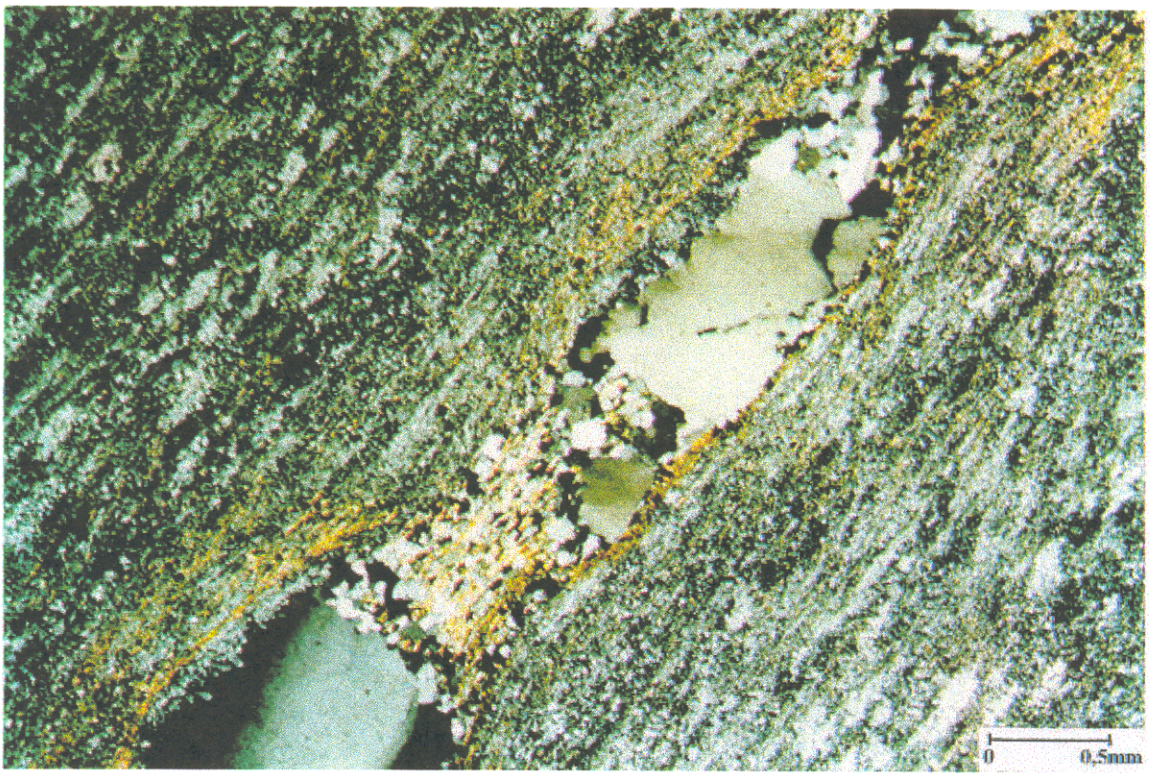


Fig. 3.18. Relação S-C em cristal tufo, onde a foliação C forma baixo ângulo com a foliação S e é definida por feixes silicosos estirados em movimentação dextral.

um único litotipo, tendo como base o fato de que as ocorrências de bomba tufos são restritas e em geral incorporam fragmentos de lápilli, enquanto que as ocorrências de lápilli tufos são mais expressivas e por vezes soldam esparsos blocos de bombas.

As ocorrências de bomba - lápilli tufos em geral dispõem-se em áreas de relevo rebaixado, onde nos afloramentos observa-se que esses litotipos exibem matriz de tonalidades variando do cinza-escuro ao cinza-esverdeado soldando bombas, blocos e lápilli com tonalidades de cores cinza-preto e cinza-esbraquiçada.

Essas rochas tufáceas apresentam composição variando de ácida a intermediária. Os lápilli tufos de composição ácida são compostos dominantemente por fragmentos de cristais de plagioclásio (oligoclásio). Subordinadamente comparecem feldspato alcalino pertítico, ejetólitos líticos com tamanhos milimétricos a centimétricos e mais raramente quartzo, todos soldados por uma matriz quartzo-feldspática microcristalina. Os minerais de transformação estão representados por sericita/moscovita e epidoto.

Os litotipos de composição intermediária (andesíticos) são constituídos dominantemente por fragmentos e fenocristais de plagioclásio (andesina), por vezes mostrando feições de corrosão magmática e por fragmentos líticos recristalizados milimétricos a centimétricos (até 4 cm) imersos em uma matriz de textura vítrea, que também incorpora pequenas amidalas preenchidas por epidoto, clorita, quartzo e carbonatos (Fig. 3.19). Os produtos de transformações mineralógicas estão representados por sericita, epidoto, clorita e carbonatos.

b.1) estruturas / texturas de deformação

De maneira geral, esses litotipos tufáceos estão deformados em maior ou menor grau. Das amostras estudadas, as que mostraram maior grau de deformação são os termos ácidos, nos quais vê-se que a rocha exibe forte foliação milonítica, anastomosada e definida pelo entrelaçamento de cordões de sigmóides desenhado pela orientação de cristais subdiomórficos de sericita/moscovita sin-tectônica, que contornam porfiroclastos de feldspato que estão relativamente com faces preservadas e pouco rotacionados. Os minerais micáceos contornam também lápilli de mesma composição



Fig. 3.19. Aspecto textural de lápilli tufo de composição intermediária. Fragmentos e fenocristais de plagioclásio e fragmentos líticos soldados por uma matriz vítrea contendo abundante sericita neoformada.

da matriz que se encontram com bordas parcialmente cominuidas e pouco estirados imprimindo o aspecto lenticularizado (Fig. 3.20a).

O caráter dúctil-rúptil da deformação é evidenciado pela ocorrência de fragmentos de porfiroclastos rotacionados de microclina pertítica e plagioclásio algo arredondados, com bordas cominuidas e contendo fraturas preenchidas por sericita e material microcristalino da matriz quartzo-feldspática. Sombras de recristalização dispostas assimetricamente definem o comportamento entrelaçado da foliação (Fig. 3.20b)

As variedades de composição andesítica apresentam deformação incipiente, permitindo a neoformação de sericita orientada, desenhando um delgado sistema de cordões de sigmóides.

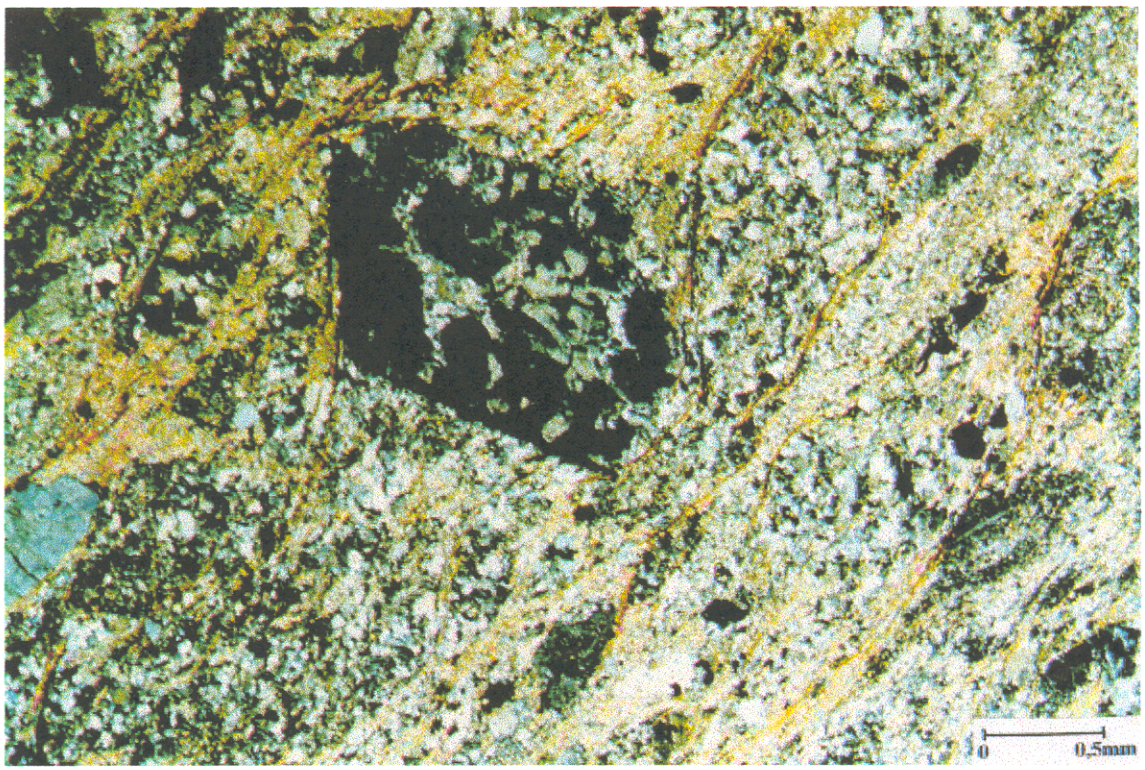
c) Ignimbritos

Macroscopicamente essas rochas piroclásticas exibem uma matriz afanítica cinza-esverdeada densamente soldada, a qual compacta fragmentos líticos (na forma de lentes alongadas de cor cinza-preto), abundantes fragmentos de cristais feldspáticos e dispersos fenocristais euédricos desse mineral. As lentes alinhadas definem uma foliação na rocha (Fig. 3.21). Algumas variedades estão fortemente foliadas, devido à deformação que imprime um aspecto xistoso nessas rochas. As ocorrências de ignimbritos de composição intermediária são mais abundantes em relação aqueles de composição ácida.

Microscopicamente, os litotipos intermediários são constituídos por uma matriz feldspática devitrificada e textura esferulítica, que solda fragmentos de cristais e fenocristais de plagioclásio, além de piroclastos líticos lenticulares com terminações pontiagudas descritas como semelhantes a "chamas" (Rosen-Spence et al., 1980). A orientação alongada desses fragmentos e dos fenocristais promove o aspecto foliado da rocha – textura eutaxítica (Fig. 3.22).

O plagioclásio (andesina) é o mineral mais abundante na rocha, comparece na forma de cristais euedrais ripiformes com tamanhos de até 3,8 mm, bem como em fragmentos de cristais subdiomórficos, que por vezes exibem fraturas que são preenchidas por material silicoso. Algumas seções mostram nítidas feições de corrosão

A



B

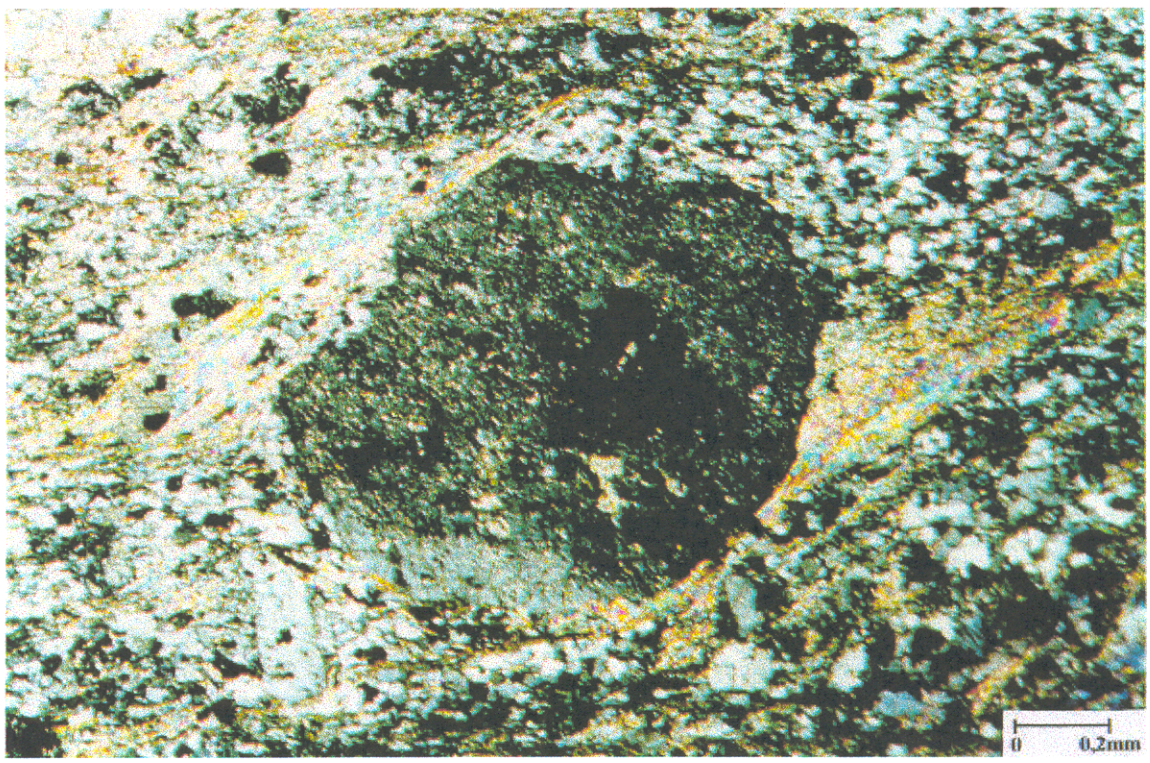


Fig. 3.20. A- textura deformacional em lápilli tufo contendo fragmentos de plagioclásio e lápilli levemente rotacionados e cominuidos dispostos em meio a matriz sericítica que delineia um padrão anastomótico da foliação. B - sombra de pressão disposta assimetricamente em torno de porfiroclastos de feldspatos definindo a cinemática dextral.

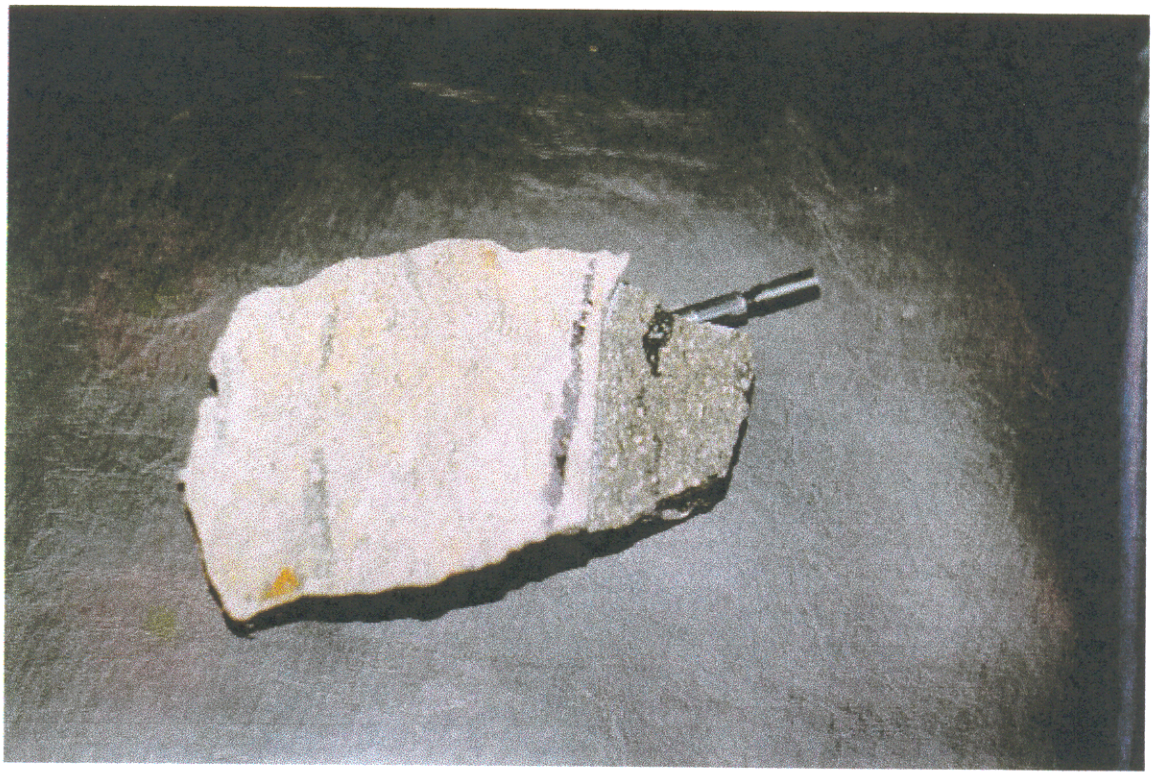


Fig. 3.21. Aspecto macroscópico de ignimbrito do Grupo Surumu. Textura eutaxítica definida por fragmentos líticos lenticulares e fenocristais alinhados que definem uma foliação planar à rocha.

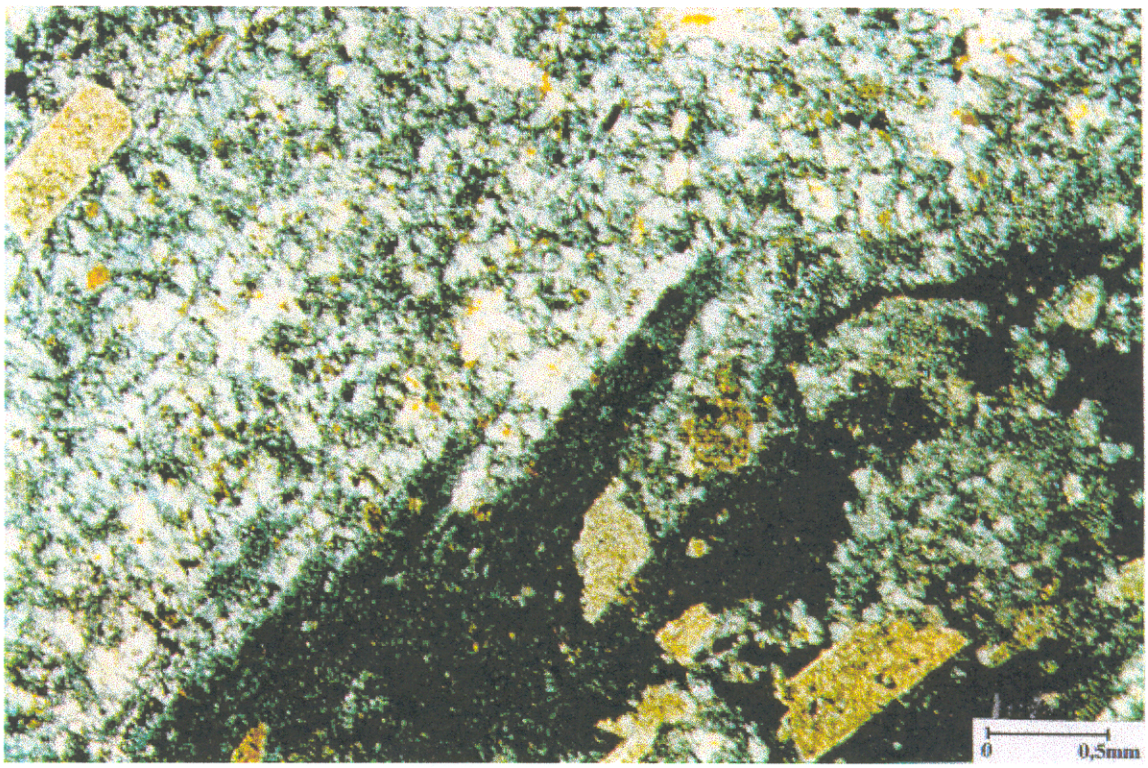


Fig. 3.22. Textura eutaxítica em ignimbrito andesítico do Grupo Surumu. Piroclastos líticos lenticulares achatados com terminações pontiagudas semelhantes a "chamas".

magmática.

Biotita apresenta-se em diminutas palhetas localmente com intercrescimento mimético com clorita. Opacos xenomórficos (restitos), com bordas de titanita, são os minerais acessórios.

Os minerais secundários estão representados principalmente por clorita que ocorre na forma de agregados xenomórficos dispersos pela rocha. Subordinadamente ocorrem epidoto e carbonatos que juntamente com a clorita constituem pseudomorfos em seções euédricas que lembram a seção basal do piroxênio. O quartzo também é um mineral secundário geralmente preenchendo microfraturas. A freqüente presença de microcristais de epidoto amplamente dispersos pela rocha juntamente com a abundância de clorita sugere que a mesma esteve sujeita a processo de alteração hidrotermal.

Ignimbritos de composição ácida exibem matriz quartzo-feldspática microcristalina que envolve piroclastos de quartzo, fragmentos de vidro vulcânico recristalizados (*shards)* e cristais de opacos. O quartzo mostra-se em cristais euedrais (com até 1,6 mm) e em fragmentos subédricos com feição de corrosão magmática. Localmente comparecem agregados de microcristais com formato arredondado podendo tratar-se de visículas que foram preenchidas provavelmente por cristobalita (variedade de sílica de alta temperatura). Fragmentos de *shards* exibem formatos alongados, angulares ou arqueados devido à soldagem, compactação e devitrificação da matriz anteriormente de textura vitriclástica (Fig. 3.23).

c.1) estruturas / texturas de deformação

No centro das zonas de cisalhamento com alta taxa de deformação, os ignimbritos adquiriram uma foliação milonítica subparalela ao acamadamento/foliação planar pretérita da rocha. Essa foliação tectônica é definida por lentes feldspáticas, lentes de carbonatos e lentes de clorita - sericita em um padrão de entrelaçamento. É delineada também pela rotação de fragmentos porfiroclásticos de feldspatos com desenvolvimento de zonas de sombra de pressão assimétricas e constituídas por sericita, clorita e microcristais de quartzo, revelando cinemática sinistral. A lineação de

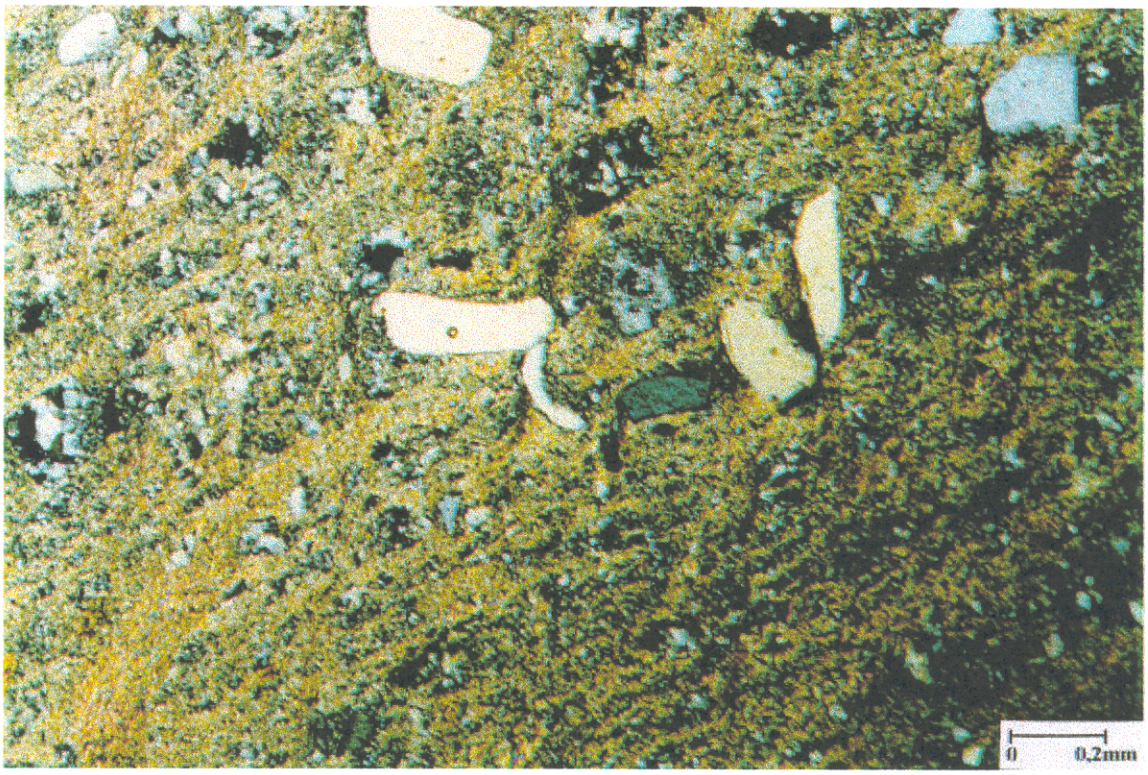


Fig. 3.23. Aspecto textural de ignimbrito ácido do Grupo Surumu. Piroclastos quartzosos e *shards* contorcidos soldados pela matriz recristalizada para quarto-feldspato e sericita.

estiramento é definida principalmente pelo forte estiramento de piroclastos de lápilli púmice que apresentam estruturas em "chamas" interpenetradas por palhetas filiformes de sericita e clorita (Fig. 3.24).

Nas condições em que essas rochas foram extremamente deformadas, houve percolação de fluidos em meio as zonas de cisalhamento que propiciaram a neoformação de minerais, a exemplo da moscovita, clorita , estilpnomelana, titanita e carbonatos e a cominuição de outros, tais como, opacos remanescentes que se mostram na forma de cristais esqueletais (restitos) interpenetrados e/ou bordejados por titanita. Opacos também comparecem como pequenos cristais que contornam porfiroclastos de feldspatos. Essas transformações mineralógicas (neoformação) indicam que houve a participação de fluidos, os quais foram gerados durante o processo de cisalhamento, incluindo neste caso, soluções carbonáticas, já que carbonatos por vezes formam agregados em torno de cristais opacos, ou mesmo constituem lentes individuais na própria rocha.

Nos exemplares de ignimbritos ácidos descritos, observou-se que a deformação imprimiu uma clivagem de crenulação (Ramsay & Huber, 1987), desenhando microdobras assimétricas definidas por orientações distintas de palhetas de sericita, além do desenvolvimento de zonas de sombra de pressão assimétricas em torno de porfiroclastos euedrais de quartzo.

d) Brechas

As ocorrências de brechas vulcânicas de composição ácida situam-se principalmente no setor nordeste da área. Nos afloramentos observa-se que esse litotipo dispõe-se concordantemente ao acamadamento/foliação regional das rochas do Grupo Surumu, comparecendo na forma de aglomerados de blocos líticos ácidos, centimétricos, arredondados, ocelares e lenticulares soldados por uma matriz fina cinza-esbraquiçada, semelhante ao aspecto de um conglomerado sedimentar mal selecionado (Fig. 3.25).

As brechas de composição andesítica localizam-se no setor norte da área, exibindo uma matriz de tonalidade cinza-esverdeada soldando fragmentos líticos

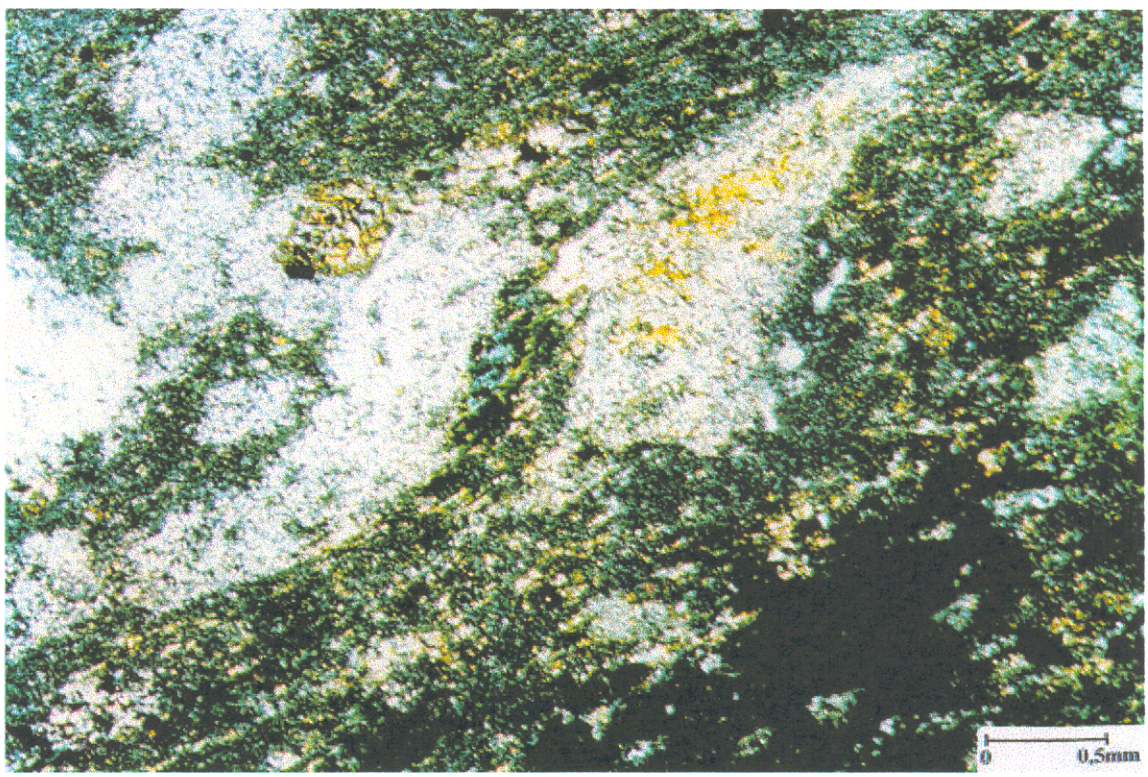


Fig. 3.24. Milonito de ignimbrito do Grupo Surumu. Arranjo anastomótico da foliação milonítica definida pela disposição lenticular da matriz, rotação de porfiroclastos de feldspatos e forte estiramento de piroclastos lápilli púmice que realçam a lineação de estiramento.



Fig. 3.25. Brecha vulcânica ácida do Grupo Surumu com abundantes clastos de mesma composição. Esse litotipo apresenta-se orientado segundo a foliação regional, aproxidamente E-W. Adjacências da Maloca Socó.

milimétricos a centimétricos de mesma composição e fragmentos porfiríticos de cristais de feldspatos.

Localmente, a exemplo da região da fazenda S. Jorge, há pequenas ocorrências de rochas de textura brechóide-fluidal, ricas em epidoto, que possivelmente foram originadas a partir de expressiva concentração de fluidos nas zonas de falhas, que na fase de ruptura proporcionou a liberação desses fluidos que convergiram para zonas de menor pressão (Sibson, 1986), formando veios e venulações de quartzo, carbonatos e epidoto e ainda preencheram microfraturas.

Em lâmina delgada, as brechas de composição intermediária são formadas por uma matriz feldspática microcristalina em arcabouço fechado soldando clastos de andesitos, além de abundantes fragmentos porfiríticos de plagioclásio e cristais ripiformes de sanidina (Fig. 3.26). Massas de clorita e epidoto preenchem venulações ou formam aglomerados envolventes ou interticiais aos fragmentos líticos, constituindo um cimento responsável pela junção desses clastos.

d.1) estruturas / texturas de deformação

Em zonas de deformação verifica-se a presença de aglomerados de formato ovalado constituidos por micrólitos de epidoto, sericita, quartzo e carbonatos contornados pela orientação de palhetas de clorita, sericita e carbonatos. Uma particularidade observada nessas rochas é o comportamento de microcristais de carbonatos que comparecem orientados, exibindo formato ligeiramente elipsoidais e sigmoidais e que também definem a foliação, indicando que é um mineral neoformado (sintectônico - Brooks et al., 1982) nucleado a partir de soluções carbonáticas geradas durante o processo de cisalhamento (Fig. 3.27).

3.1.1.2 Suíte Intrusiva Saracura

Os litotipos que compõem a Suíte Intrusiva Saracura distribuem-se essencialmente ao longo de uma faixa central da área, compreendendo cerca de 22% das rochas aflorantes. De maneira geral, essas rochas formam um extenso relevo



Fig. 3.26. Aspecto textural de brecha vulcânica andesítica hidrotermalizada de matriz feldspática a qual solda clastos líticos de andesitos, fragmentos de plagioclásio e cristais ripiformes de sanidina.

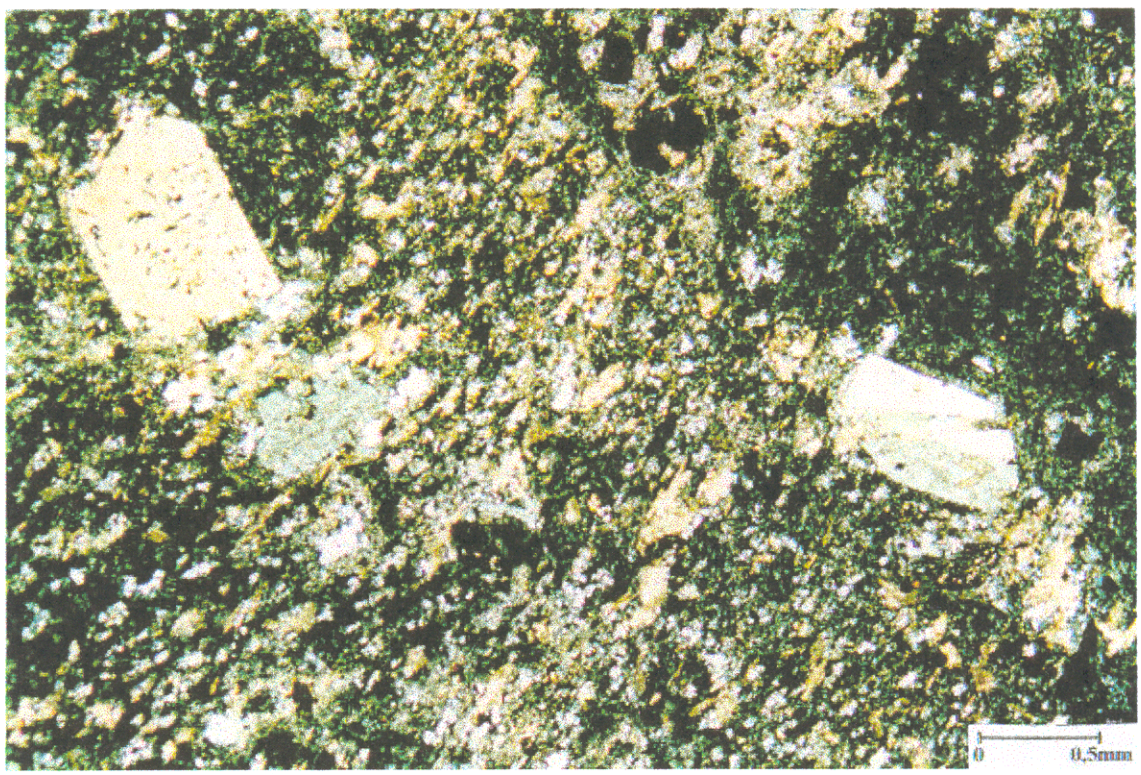


Fig. 3.27. Protomilonito de brecha vulcânica de composição andesítica com ligeiro estiramento de fragmentos líticos, fraturamento de fenocristais de plagioclásio e forte orientação e estiramento de cristais de carbonato sin-tectônicos definindo a foliação da rocha.

montanhoso compreendendo parte da borda meridional do Planalto das Guianas em território brasileiro, com altitudes variando entre 500 a 900 metros. A vegetação nessas áreas elevadas é formada por árvores de médio porte contrastante com a vegetação de savana da superfície de aplainamento do pediplano Rio Branco, onde essas rochas afloram na forma de extensos lajedos adjacentes ao sopé das grandes elevações (Fig. 3.28).

Com base no anexo I, verifica-se que essa unidade dispõe-se na forma de extensos corpos batolíticos, alongados ou como corpos exibindo aspecto elíptico, sem continuidade lateral e dominantemente orientados na direção WNW - ESE, a exemplo daqueles que sustentam as serras do Xumina, Aviaquário e da Memória. No extremo sul da área a unidade aflora na forma de corpos subcirculares (*stocks)* que constituem relevos residuais, de pequenas colinas e morros, bem como delineando *inselbergs*, a exemplo da serra Urubu e do morro Aranha.

Os litotipos pertencentes a Suíte Intrusiva Saracura estão representados por variedades de rochas graníticas que consistem predominantemente de sienogranitos e feldspato alcalino granitos de granulação média-grossa com variações texturais para granitos granofíricos de granulação fina. Também foi englobado nessa unidade o denominado Granito Aviaquário de Melo et al. (1978), cujo procedimento está baseado nas observações de campo, análises petrográficas e geocronológicas, e nas considerações de Costa & Costa (1996b) e Pinheiro et al. (1998), que o consideraram como um granito tipo Saracura. Nessa tese, o litotipo que constitui a serra Aviaquário foi classificado como sendo predominantemente um sienogranito com idade de 1.917 ± 38 Ma.

A caracterização petrográfica dos litotipos que ocorrem na área em questão, foram realizadas com base na contagem de 1500 pontos de cada lâmina delgada, e plotados no diagrama de Streckeisen (1973), que se situaram predominantemente no campo dos sienogranitos e feldspato alcalino granitos, com algumas amostras tendendo para a interface de monzogranitos. A tabela 3.1 e a figura 3.29 mostram a análise modal obtida e os campos de classificação dessas rochas no diagrama Q-A-P, respectivamente.

3.1.1.2.1 Biotita Sienogranitos



Fig. 3.28. Afloramento de extensos lajedos da Suíte Intrusiva Saracura na superfície de aplainamento do Pediplano Rio Branco, situados nas adjacências do relevo montanhoso formado pela referida unidade. Região da Maloca Araçá.

Tab. 3.1. Análise modal dos granitos da Suíte Intrusiva Saracura.

Amostra	Q (%)	A (%)	P (%)	M (%)
RR - 01	27.60	46.70	20.40	3.80
RR - 14	36.50	45.50	16.90	0.60
RR - 16	31.00	51.20	17.00	0.50
RR - 17	16.80	47.20	14.80	9.30
RR - 26	25.50	45.60	19.60	7.50
RR - 27	19.60	53.30	17.90	9.30
RR - 30C	20.00	50.60	23.30	4.20
RR - 34	26.70	58.00	8.00	8.90
RR - 56	36.30	55.80	4.10	2.50
RR - 57	38.70	47.80	12.40	0.90
RR - 59B	49.90	39.20	9.90	1.00
RR - 72	21.70	44.90	21.90	10.90
RR - 74	37.20	45.90	3.10	3.40
RR - 77	23.40	52.40	13.70	8.30
RR - 87	40.20	39.30	17.60	2.50

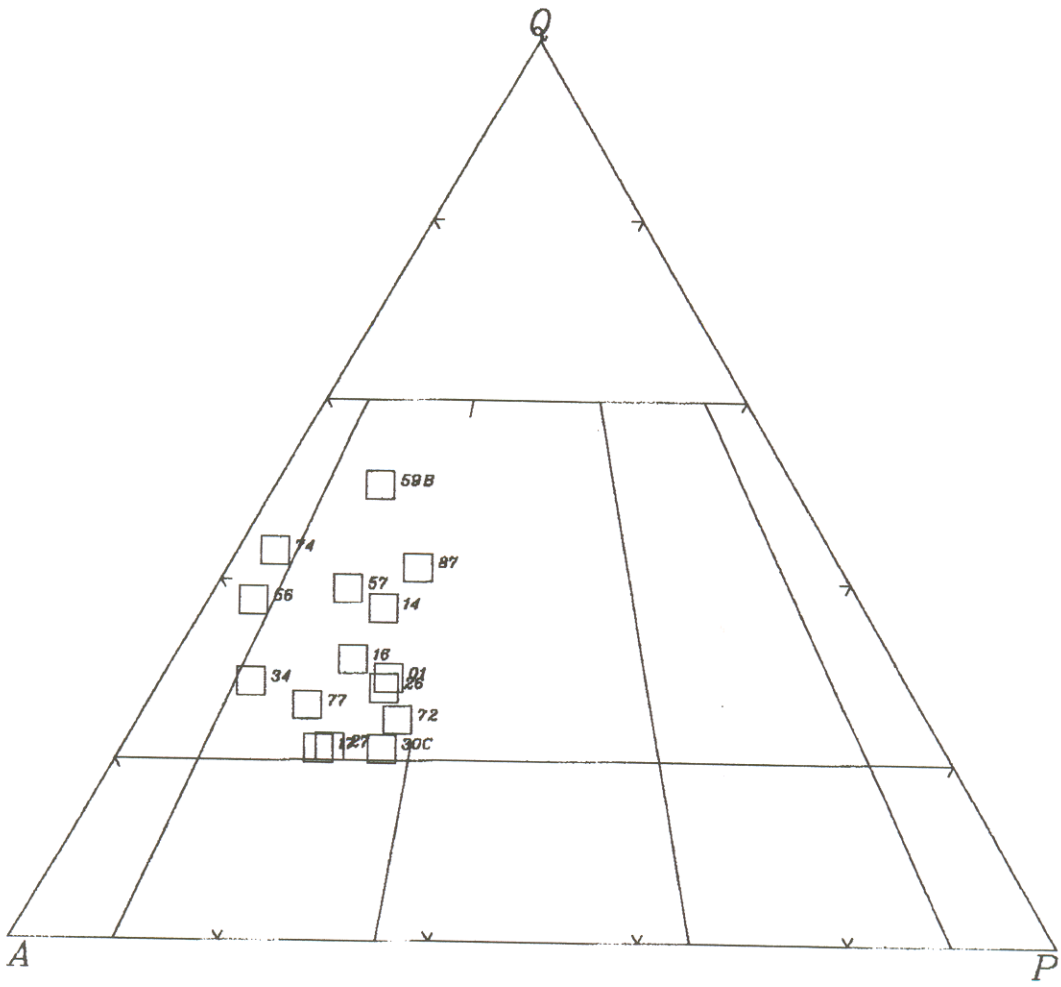


Fig.3.29. Diagrama Q-A-P para as rochas graníticas da Suíte Intrusiva Saracura.

Macroscopicamente, correspondem a rochas que exibem cores variando de tons do cinza-esbranquiçado, por vezes levemente rosado com pontuações cinza-preto e esverdeadas. Representam rochas leucocráticas, hipidiomórficas de textura inequigranular média-grossa, compostas dominantemente por feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio. Dispersamente ocorrem agregados de biotita e raramente se observam algumas pontuações de sulfetos (normalmente pirita). Em determinadas amostras comparecem pequenas fraturas subparalelas com preenchimento de filme de óxidos de Fe revestidos por quartzo.

O feldspato alcalino é o mineral mais desenvolvido com formato bem delineado (subédrico), por vezes chegando a atingir 9 mm, sobre o qual é possivel reconhecer geminação simples e um zoneamento definido por uma borda esbranquiçada envolvendo um núcleo cinza-esverdeado. O quartzo ocorre em pequenos agregados e nas fraturas que seccionam a rocha, enquanto que o plagioclásio apresenta-se em dispersos cristais de brilho nacarado, relativamente pouco abundantes. Localmente ocorrem variedades porfiríticas em que se destacam cristais milimétricos de feldspatos mostrando maclamento simples, envoltos em uma matriz fanerítica quartzo-feldspática.

Os produtos de alteração intempérica estão representados por nódulos marron-avermelhados ao redor de sulfetos e minerais máficos e nódulos caulinítícos bordejando principalmente o plagioclásio.

Microscopicamente, trata-se de uma rocha de textura inequigranular hipidiomórfica constituída essencialmente por feldspato alcalino pertítico, quartzo e plagioclásio. Biotita é o mineral varietal, enquanto que zircão, titanita, alanita e apatita representam a mineralogia acessória.

O feldspato alcalino pertítico é o principal mineral formador da rocha, constituindo em média 47% desses minerais. Mostra-se em cristais hipidiomórficos a xenomórficos, predominantemente de tamanhos milimétricos com até 3,6 mm, exibindo maclamento simples e contendo abundantes lamelas de exsolução albítica tipo *stringer* – Smith & Brown (1988), chegando a constituir mesopertita. Os cristais mais desenvolvidos também exibem textura poiquílitica, contendo inclusões hipidiomórficas de plagioclásio e xenomórficas de quartzo (Fig. 3.30). No contato, entre esses feldspatos é frequente o

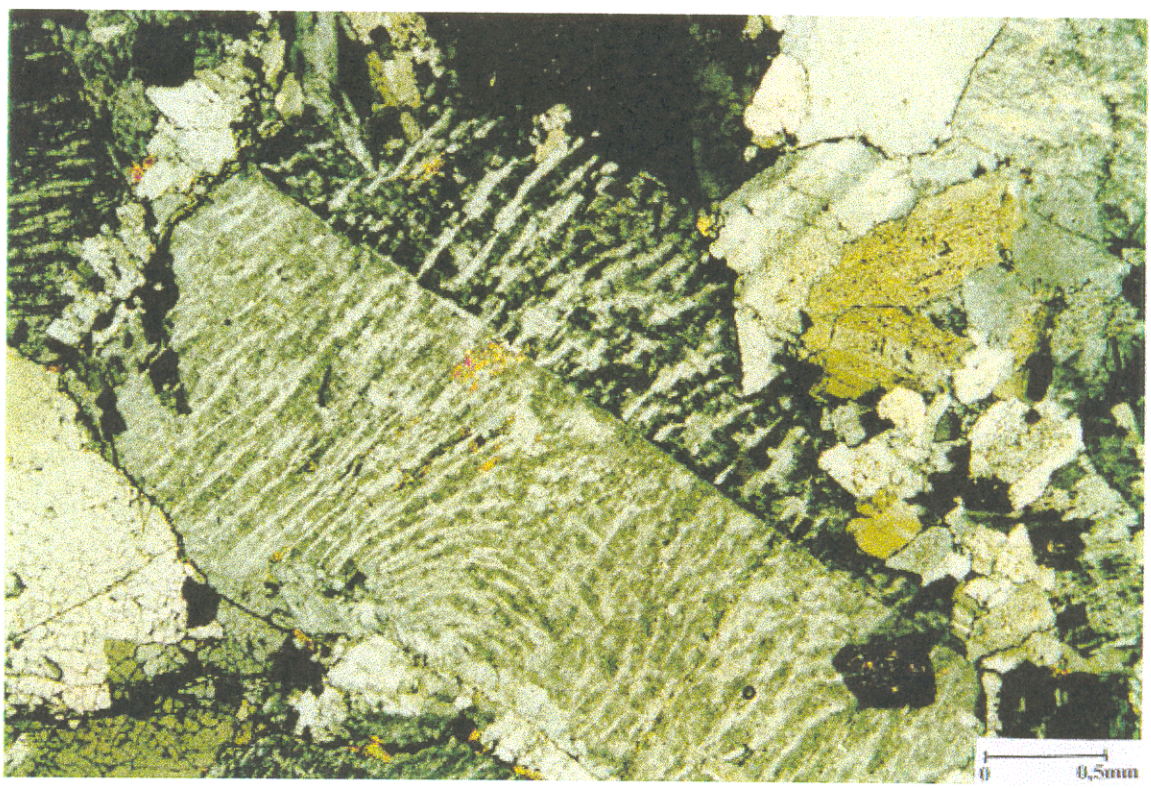


Fig. 3.30. Textura inequigranular hipidiomórfica e poiquilítica de biotita sienogranito da Suíte Intrusiva Saracura.

entrelaçamento de albita em coroa trocada. Em algumas ocorrências, a exemplo da serra Xumina, verifica-se a presença de textura rapakivi definida por cristais de feldspato alcalino pertítico zonados, com uma delgada borda albítica. Nessas seções, macroscopicamente o quartzo exibe tonalidade azulada.

O quartzo constitui em torno de 38% desses litotipos, comparecendo predominantemente na forma de cristais inequigranulares, fraturados, relativamente desenvolvidos, formando agregados xenomórficos dispostos em contatos irregulares e exibindo extinção ondulante moderada. Subordinadamente, ocorre intersticial aos contatos da microclina ou como diminutas inclusões no referido mineral.

O plagioclásio é o terceiro mineral em ordem de abundância, perfazendo cerca de 12% dos constituintes da rocha. Apresenta-se em cristais subdiomórficos, com tamanhos em torno de 2,5mm, exibe maclamento albita, e tem composição An_{12} (oligoclásio).

A biotita é o mineral máfico varietal primário presente nas amostras estudadas. Em geral, ocorre na forma de lamelas reliquiares e tem pleocroísmo Y=Z= castanho-claro e X= marron-amarelado. É freqüente a ocorrência de diminutos cristais de zircão e titanita inclusos na biotita e que, por vezes, produzem halos pleocróicos. Localmente, observa-se uma associação de remanescentes de lamelas de biotita com massas de clorita e moscovita contendo, ao longo de seus planos de clivagem, aglomerados alongados de diminutos cristais de titanita.

Zircão, titanita e apatita comparecem em diminutos cristais acessórios em geral associados a biotita reliquiar. Apenas algumas seções contêm concentrações de alanita em cristais euédricos envolvidos por uma delgada borda de epidoto.

Os corpos subvulcânicos de biotita sienogranitos exibem uma textura equigranular de granulação fina. Localmente, estão presentes cristais xenomórficos de quartzo com até 1,8 mm. A biotita apresenta-se em raras lamelas hipidiomórficas e possui halos pleocróicos produzidos por opacos, e apatita, que comparecem em diminutos cristais nos planos de clivagem daquele mineral.

a) transformações mineralógicas

Nas variedades parcialmente hidrotermalizadas e com deformação incipiente é comum a presença de cristais poiquilíticos de feldspato alcalino pertítico com zoneamento definido por uma delgada borda constituída por albita, a qual contém inclusões de quartzo. Em algumas seções observou-se que ao longo dos planos de clivagem do feldspato estão alojados diminutos cristais de epidoto.

Em rochas que exibem um maior grau de deformação, verificou-se a presença de cristais de plagioclásio zonados com bordas constituídas por feldspato alcalino pertítico e núcleo em parte transformado para cristais subédricos de epidoto relativamente bem desenvolvidos, indicando processo de recristalização dinâmica. A biotita encontra-se parcial a totalmente transformada para clorita. Por vezes, ocorre uma associação de biotita-clorita e uma mica branca que se aloja entre os planos de clivagem, principalmente nas extremidades da biotita. Titanita mal formada e bordejando opacos comparece como provável produto de desestabilização de titano-magnetita. Em algumas lâminas a titanita está francamente recristalizada, ocorre em cristais euédricos isolados com até 1,9 mm e tem maclamento polissintético. Localmente observa-se uma associação de agregados de titanita, clorita e apatita.

A estilpnomelana ocorre em agregados esferulíticos, bem como na forma de feixes e leque, exibindo pleocroísmo com tons castanho-claro, distribuída dispersamente pela rocha, porém, em associação com clorita, titanita e cristais reliquiares de opacos. Por vezes, a estilpnomelana mostra-se como preenchimento de microfraturas em feldspato alcalino e envolvendo diminutas lamelas remanescentes de biotita sugerindo ser proveniente desse mineral juntamente com a clorita como produto de metamorfismo de baixo grau.

b) estruturas/texturas de deformação

Em lâminas delgadas, os biotita sienogranitos estudados apresentam deformação cisalhante aliada aos processos de cominuição e recristalização que imprimiram modificações texturais e estruturais, modificando a trama ígnea original. Entretanto, essa trama ainda pode ser identificada nos setores de deformação incipiente.

Nas bordas das zonas de cisalhamento a deformação é fraca, onde o

comportamento dos minerais é essencialmente rúptil e as tramas microestruturais estão delineadas pela presença de porfiroclastos de quartzo que exibem extinção ondulante moderada, enquanto feldspatos (alcalinos e plagioclásio) possuem microfraturas e microfalhas preenchidas por quartzo, clorita e estilpnomelana (Fig. 3.31).

Dependendo do grau de deformação/recristalização dinâmica em algumas seções observa-se a presença de microclina em cristais límpidos (desprovidos de intercrescimentos) mostrando maclamento xadrez típico e formando um mosaico granoblástico poligonal indicando ser um mineral neoformado (textura de equilíbrio) durante o processo deformacional cisalhante, como produto da desestabilização dos porfiroclastos poiquilíticos de microclina pertítica, definindo dessa forma duas gerações distintas do referido mineral. Muitos dos intercrescimentos pertíticos nos cristais poiquilíticos do feldspato alcalino, possivelmente foram gerados durante a deformação (Augustinthis, 1973; 1990). (Fig. 3.32).

Onde foram submetidos a maior grau de deformação, os porfiroclastos de microclina pertítica apresentam extinção ondulante e exibem bordas cominuídas, parcialmente interpenetradas por microcristais recristalizados no processo de migração de limite de grão, além de quartzo formando agregados finos granularizados, configurando formatos arredondados ou ocelares a esses porfiroclastos devido à deformação plástica e recristalização dinâmica definindo uma estrutura mortar (Harte, 1977; Barker, 1990; Jackson, 1997), (Fig. 3.33a).

Os porfiroclastos de plagioclásio apresentam comportamento diferenciado nessas zonas, onde dominantemente guardam seus contornos originais (porfiroclastos hipidiomórficos), entretanto, exibem maclamentos curvos (kink) e estão levemente rotacionados segundo a direção de transporte tectônico (Simpson, 1986), e nesse processo se tornaram fraturados e contornados por cristais subédricos orientados de biotita-moscovita, titanita, epidoto e opacos definindo sombras de pressão assimétricas (Fig. 3.33b). Localmente, em bandas de cisalhamento, o processo deformacional define uma textura escalonada devido a fraturas de cisalhamento (Staufer, 1970), levemente rotacionados (estilo dominó) e com rotação (padrão lístrico) em que esses espaços são preenchidos por granoblatos poligonais quartzo-feldspáticos e por quartzo fitado.

Porfiroclastos de quartzo, internamente formam agregados poligonizados



Fig. 3.31. Microestruturas de biotita sienogranito em borda de zonas de cisalhamento. Microfraturas e microfalhas em feldspatos, preenchidas por quartzo, clorita e estilpnomelana.

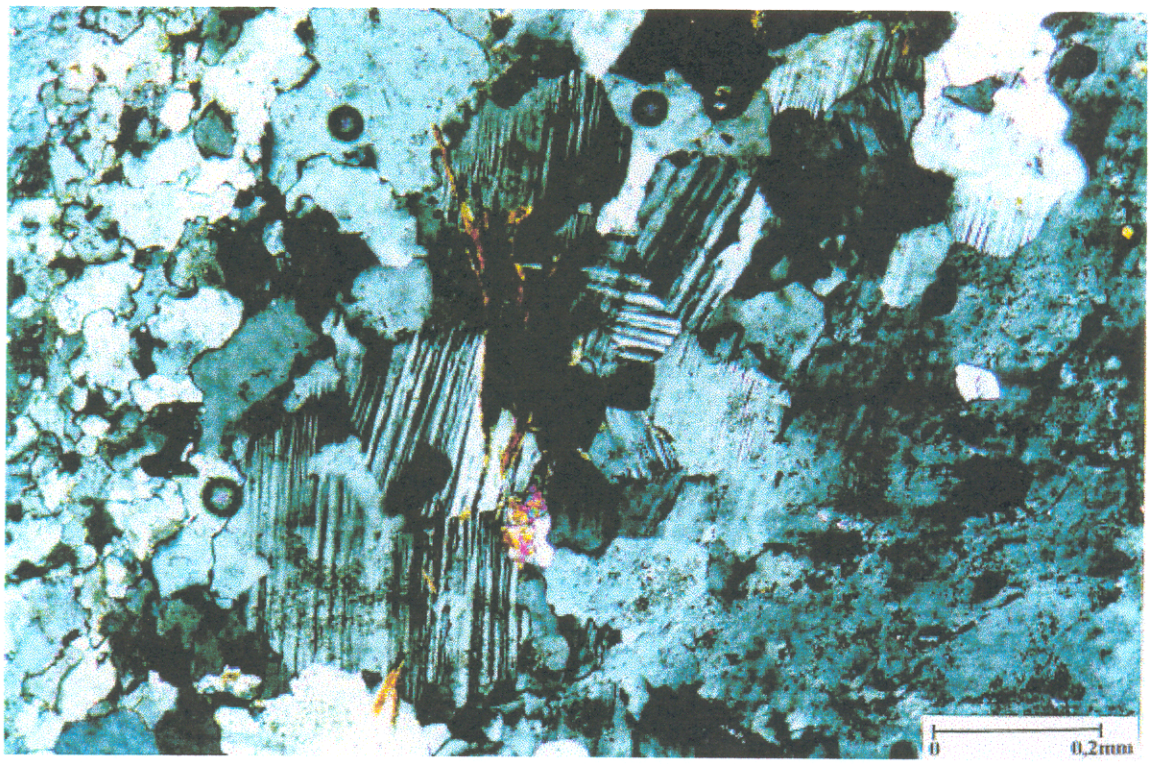
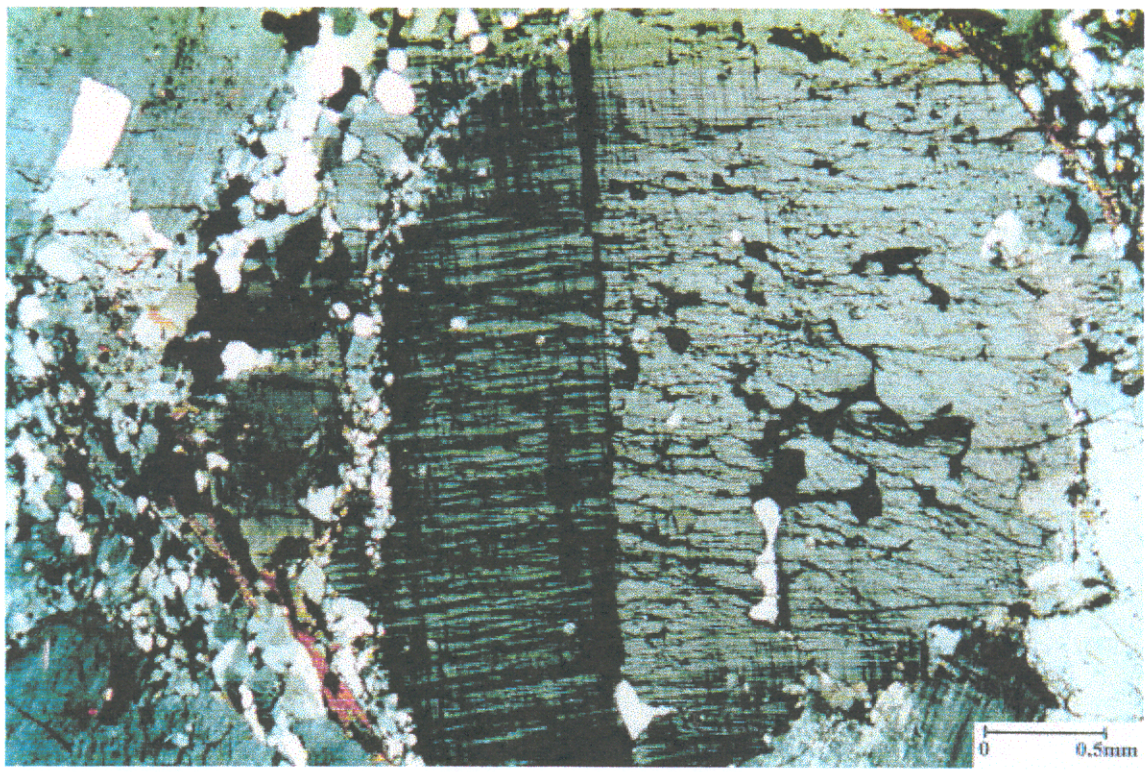


Fig. 3.32. Mosaico granoblástico poligonal de microclina recristalizada dinamicamente vinculado ao processo metamórfico-deformacional em sienogranitos da Suíte Intrusiva Saracura.

A



B

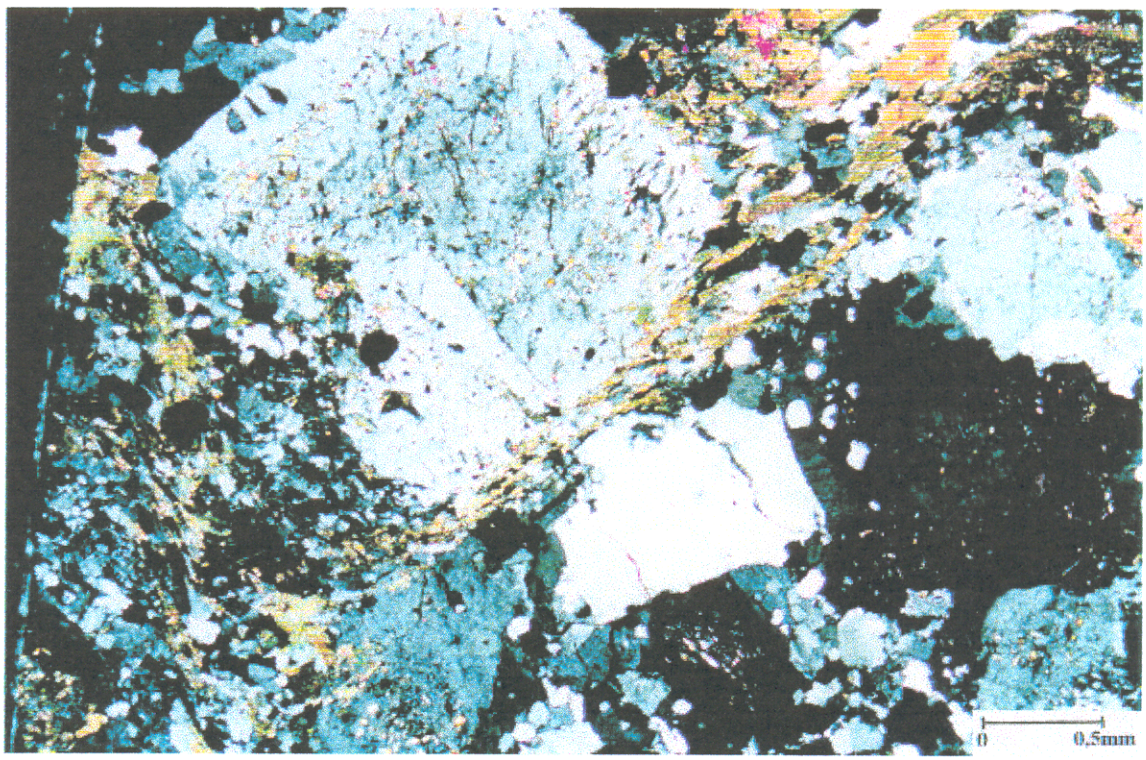


Fig. 3.33. A - porfiroclasto de microclina pertítica com bordas cominuidas e formação de um granularizado fino delineando uma textura mortar. B - Zonas de sombra de pressão assimétricas constituidas por biotita-muscovita, epidoto, titanita e opacos contornando porfiroclastos de feldspatos e definindo a foliação milonítica dos sienogranitos.

aproximadamente equiaxiais, exibindo forte extinção ondulante, indicativas de rearranjo intracristalino com formação de subgrãos que por vezes mostram arqueamentos em *kinks*. Nas bordas desses porfiroclastos a cominuição seguida de recristalização dinâmica gerou um manto de granularizados ao redor do grão maior, sugerindo mecanismo de migração de limite de grão.

Os minerais micáceos, na forma de porfiroclastos, exibem planos de clivagem encurvados em *kinks*. Entretanto, como cristais formados sintectonicamente mostram-se em delgadas lamelas orientadas definindo a foliação milonítica e delineiam zonas de sombra de pressão contornando porfiroclastos feldspáticos. Titanita, opacos e apatita apresentam uma tendência de mostrarem seu maior comprimento dispostos subparalelamente às bandas de cisalhamento, definindo a direção dos planos de movimentação.

3.1.1.2.2 Feldspato Alcalino Granitos

Macroscopicamente correspondem a rochas holocristalinas, leucocráticas, apresentando tonalidades esbranquiçadas, textura inequigranular média, exibindo cristais de feldspatos alcalinos com até 6 mm, nos quais são visíveis a presença de maclamento simples. Entretanto, predominam cristais com tamanhos médios de 3mm. Pontuações cinza-preto correspondem a agregados de biotita-anfibólio em meio a trama quartzo-feldspática. O principal componente mineralógico é o feldspato alcalino que confere normalmente uma tonalidade levemente rosada à rocha. Em alguns afloramentos, observa-se que essas rochas são cortadas por veios aplíticos de mesma composição.

Microscopicamente os exemplares de feldspato alcalino granito mostram uma textura inequigranular hipidiomórfica, formados essencialmente por feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio. Os minerais varietais estão representados por biotita e hornblenda, enquanto que os acessórios presentes são titanita, zircão, apatita, alanita e opacos.

O feldspato alcalino é o principal constituinte, compondo cerca de 55% da rocha, apresentando-se em cristais hipidiomórficos, relativamente desenvolvidos com até 4,5

mm, exibindo geminação simples e intercrescimento pertítico, e por vezes, apresentam contatos em coroa inversa. Freqüentemente, também comparecem na forma de pequenos cristais e mostram maclamento xadrez desprovidos de intercrescimentos definindo a estrutura da microclina.

O quartzo constitui 26% da rocha, ocorrendo geralmente na forma de um mosaico de cristais dispostos em contatos poligonais. Outra maneira de ocorrência é como intercrescimento em algumas seções do feldspato alcalino.

O plagioclásio representa 8% da rocha e ocorre dominantemente em cristais hipidiomórfico, com tamanhos de até 2,5 mm exibindo maclamento segundo a lei da albita. Algumas seções mostram um zoneamento definido por um núcleo de oligoclásio de formato ligeiramente cúbico, contornado por uma borda relativamente espessa formada por feldspato alcalino pertítico.

A biotita perfaz cerca de 5% da rocha, comparecendo na forma de palhetas subédricas mostrando pleocroísmo X = amarelo-esverdeado e Y = Z = verde-claro. São freqüentes halos pleocróicos produzidos por diminutos cristais de zircão. Normalmente a biotita contém inclusões de zircão, opacos, titanita, apatita, epidoto e alanita metamítica. Hornblenda ocorre em dispersos cristais reliquiares distribuidos pela rocha, sempre em associação com a biotita.

A titanita ocorre em agregados de cristais euédricos associados a biotita, ou em cristais subédricos a euédricos isolados. Localmente, observam-se inclusões de cristais opacos, apatita e epidoto naquele mineral.

Os produtos de transformação mineralógica estão representados basicamente pela leve transformação de plagioclásio em epidoto e sericita, e pela desestabilização de hornblenda para biotita. É comum nos locais de aglomeração, e de transformação da hornblenda para biotita, a presença de cristais hipidiomórficos de epidoto e de titanita, sendo essa associação muito freqüente na rocha, como produto das transformações minerais.

a) estruturas / texturas de deformação

As estruturas/texturas de deformação observadas nos feldspato alcalino granitos

são semelhantes aquelas verificadas nos sienogranitos, a exemplo dos processos de cominuição e recristalização dinâmica com formação de estrutura mortar, desenvolvimento de sistemas porfiroclásticos, zonas de sombra de pressão, arqueamento dos planos das maclas dos cristais de plagioclásio e de palhetas de biotita mostrando extinção ondulante e planos de clivagem em *kink* (Fig. 3.34 a e b), respectivamente.

b) Variedades de Feldspato Alcalino Granito Granofíricos

Macroscopicamente apresentam-se em tonalidades esbranquiçadas com pontuações rosadas. São rochas holocristalinas de textura inequigranular fina a média constituídas basicamente por feldspato alcalino, quartzo e biotita. Também se observam diminutas palhetas de biotita.

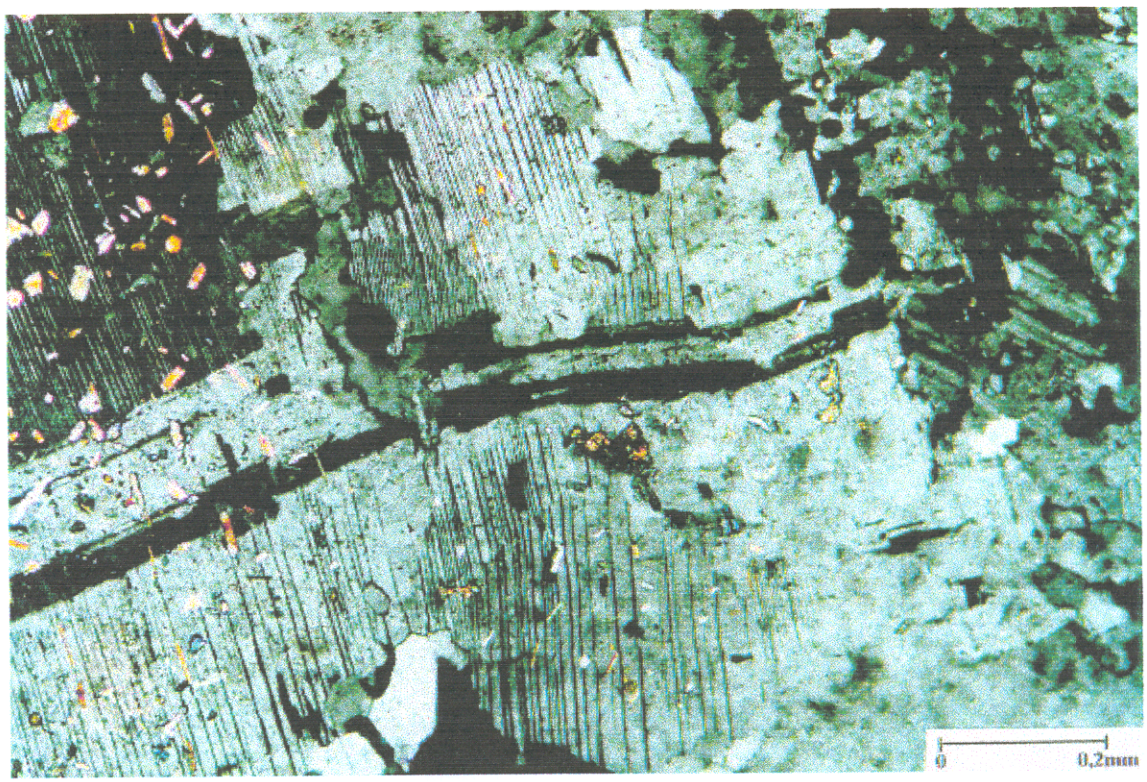
Em lâmina delgada, exibem textura granofírica definida pelo intercrescimento gráfico de quartzo em feldspato alcalino pertítico. O feldspato alcalino pertítico é de longe o mineral mais abundante da rocha, constituindo cerca de 58% da mesma. Apresenta-se em cristais xenomórficos contendo abundantes inclusões de quartzo na forma de retalhos e bastonetes, além de lamelas de exsolução de plagioclásio do tipo "*stringer*" (Fig. 3.35a).

O quartzo localmente constitui agregados de cristais anédricos dispostos em contatos poligonais equiaxiais lobados. Dominantemente, ocorre como intercrescimento de diversos formatos. O plagioclásio é um mineral relativamente raro, comparecendo na forma de cristais subédricos e exibindo maclamento albita.

Os minerais micáceos estão representados por pontuações de moscovita e estilpnomelana associado a biotita, ocorrendo intercrescidos ao longo dos planos de clivagem ou constituindo a extremidade desse mineral. Opacos também estão associados a biotita, na forma de inclusões nos planos de clivagens e produzem halos pleocróicos.

Localmente, granada e fluorita são os principais minerais acessórios, ocorrendo dispersos e isoladamente pela rocha. Por vezes, verifica-se uma associação, em que granada contendo inclusões de cristais opacos está parcialmente envolvida por uma

A



B

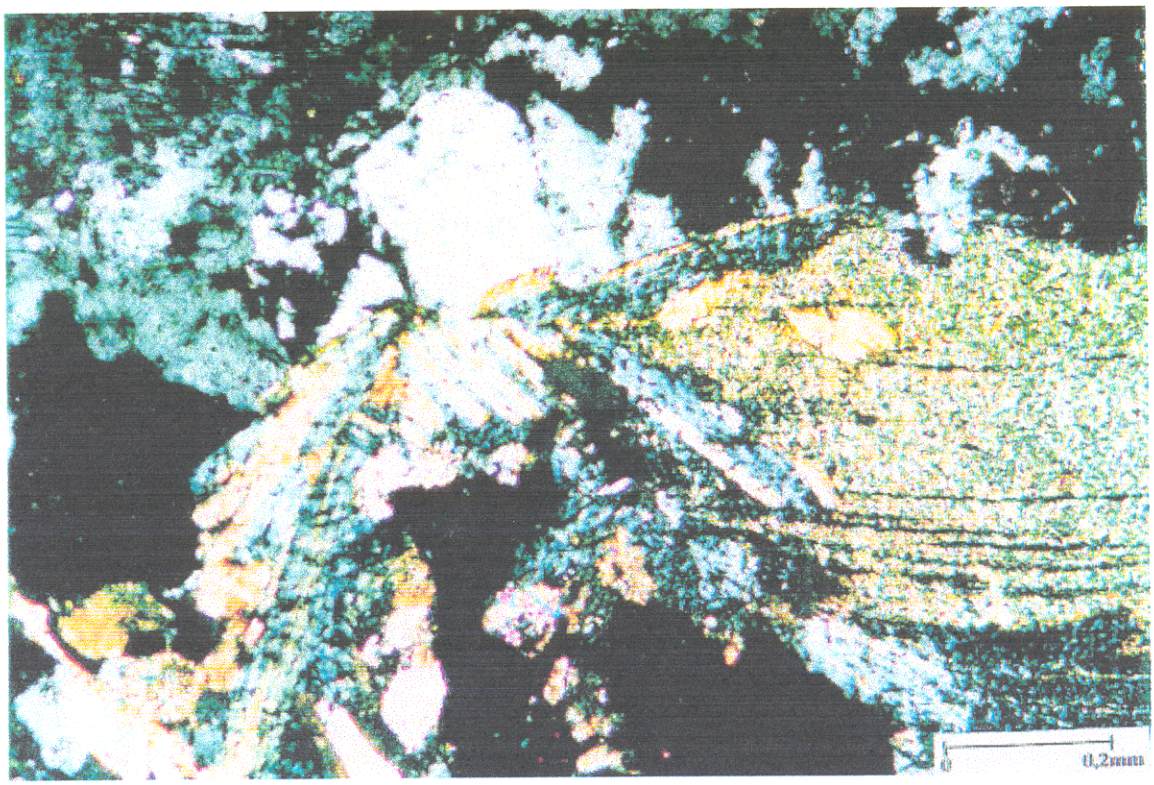


Fig. 3.34. A - cristal de plagioclásio exibindo comportamento dúctil-rúptil em feldspato alcalino granito da Suíte Intrusiva Saracura. B- cristais remanescentes de biotita intensamente alterados para clorita mostrando-se em palhetas com dobramentos em *kink*. Ao longo dos planos de clivagem estão alojados epidoto e titanita.

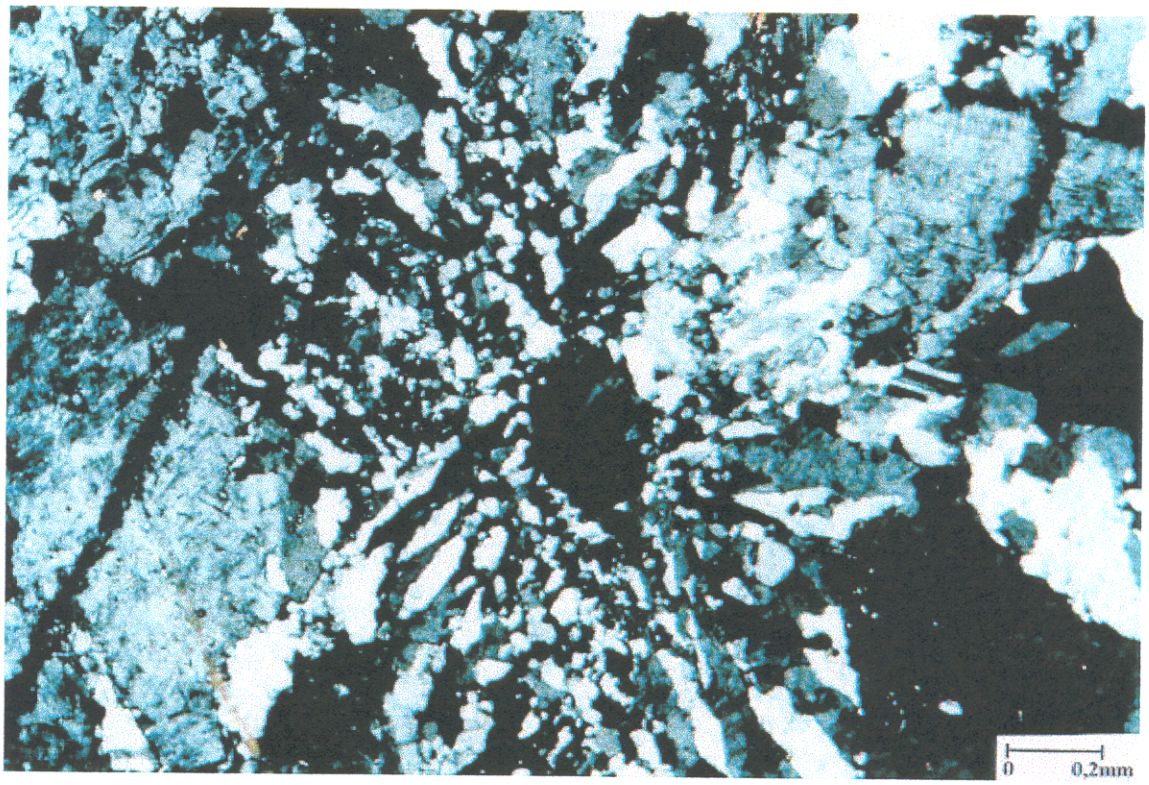


Fig. 3.35a. Textura gráfica em feldspato alcalino granito da Suíte Intrusiva Saracura

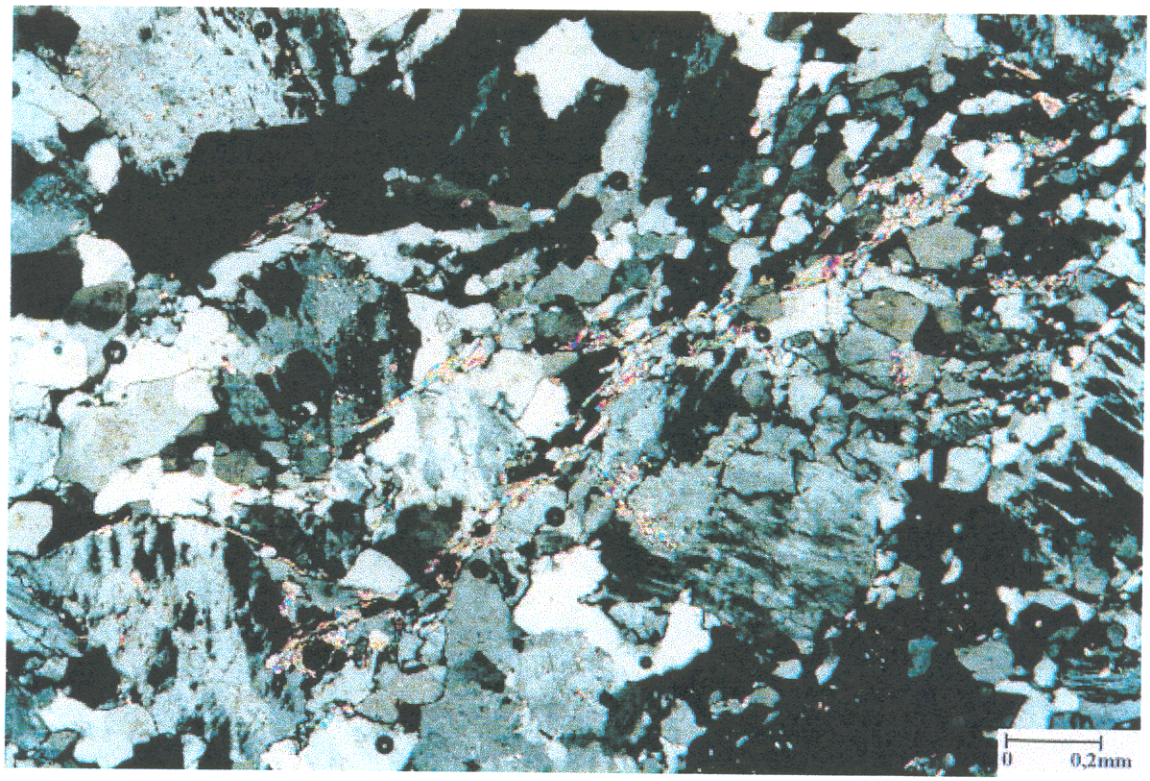


Fig. 3.35b. Delgados feixes de geometria sigmoidal delineadas por sericita sin-tectônica e quartzo fitado em alcali-feldspato granito granofíricos da Suíte Intrusiva Saracura.

borda constituida por fluorita.

Os veios aplíticos que cortam esse litotipo são de mesma composição. Apresentam como principal característica mineralógica cristais de quartzo e microclina como minerais recristalizados (forte extinção ondulante), além de biotita parcialmente cloritizada.

Os produtos de transformação desses litotipos granofíricos estão representados basicamente pela desestabilização da biotita de pleocroísmo marron para a formação de estilpnomelana e moscovita.

As estruturas de deformação estão representadas principalmente pela diminuição da granulação da rocha devido ao processo da deformação cisalhante que envolveu fases de cominuição e recristalização dinâmica de quartzo e feldspato alcalino pertítico, além da orientação de delgadas palhetas de sericita/moscovita formadas sintectonicamente, delineando delgados feixes entrelaçados de geometria sigmoidais e forte orientação de quartzo fitado (Fig. 3.35b).

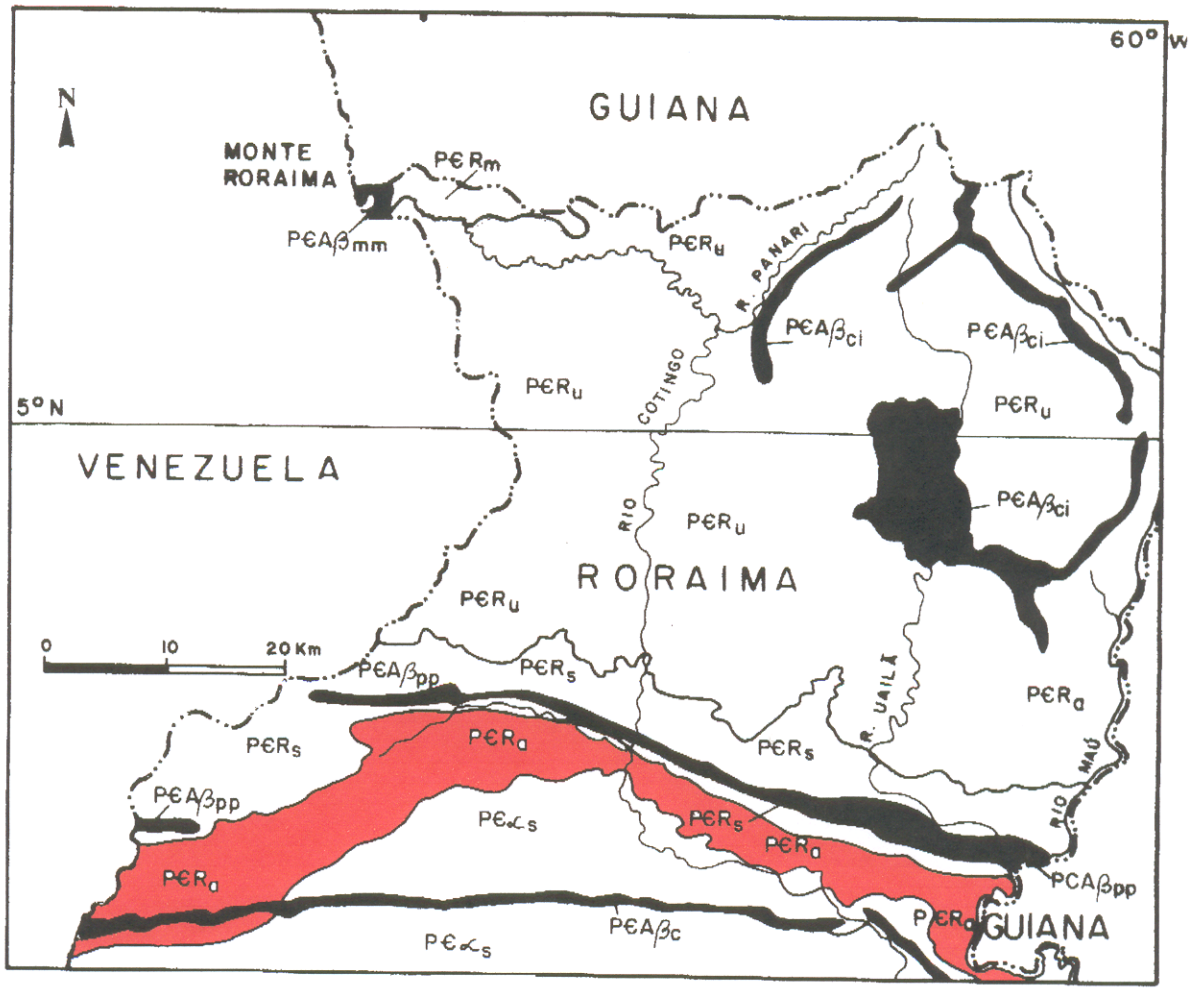
3.2 PROTEROZÓICO MÉDIO

3.2.1 Caracterização Litoestratigráfica das Unidades

3.2.1.1 Supergrupo Roraima

O Supergrupo Roraima, na área desta tese, está representado por conglomerados, arenitos conglomeráticos, quartzoarenitos contendo lentes de siltitos que constituem a Formação Arai (base do Supergrupo Roraima), a qual ocorre na extremidade nordeste da área representando cerca de 1,7 % das litologias aflorantes (Fig. 3.1 e Anexo I), correspondendo a uma região de relevo escarpado com altitudes médias de 500 metros, chegando a atingir valores de 900 metros.

Na região norte do Estado de Roraima a Formação Arai dispõe-se em uma faixa alongada de direção aproximadamente E - W (Fig. 3.36), onde é sustentada por uma sucessão de cuestas (Fig. 5.6) formadas por quartzoarenitos com intercalações de arenitos conglomeráticos, paraconglomerados, arenitos arcoseanos e lentes de siltitos.



PЄA SUITE BÁSICA AVANAVERO (c = Sill cotingo, pp = Sill Pedra Preta, ci = Básica Cipó, mm = Sill Monte Roraima)

$PЄR_m$	FORMAÇÃO MATAUÍ	SUPERGRUPO RORAIMA
$PЄR_u$	FORMAÇÃO UAILÃ	
$PЄR_s$	GRUPO SUAPI	
$PЄR_a$	FORMAÇÃO ARAI	
$PЄ\angle_s$	GRUPO SURUMU	

Fig. 3.36. Mapa de ocorrência das unidades litoestratigráficas do Supergrupo Roraima no nordeste do Estado de Roraima, com destaque para a distribuição geográfica da Formação Arai. Modificado de Carvalho (1997), com base em Pinheiro et al. (1990).

3.2.1.1.1 Formação Arai

a) Generalidades

A designação Membro Arai foi utilizada pela primeira vez por Bouman (1959), que individualizou uma seqüência predominantemente composta por arenitos quartzosos de matriz micromicácea sericítica e silicosa, com espesso pacote interacamadado de conglomerados e mais raramente siltitos depositados em ambiente continental fluvial deltáico, seguido por um período de aquiescência com deposição lagunar.

Montalvão et al. (1975a) propuseram a elevação do Membro Arai à categoria de formação representando a base do então Grupo Roraima. Pinheiro et al. (1988) subdividiram informalmente a referida formação em dois membros. O Membro Inferior representado por quartzoarenitos, paraconglomerados, brechas e ritmitos (microconglomerados, siltitos e argilitos), e o Membro Superior constituido por uma seqüência de arenitos arcoseanos, arenitos conglomeráticos e conglomerados oligomíticos com subordinados siltitos e argilitos em camadas centimétricas.

Devido à ocorrência restrita dos sedimentos da Formação Arai, na área em questão (extremo nordeste), e ao díficil acesso (em função de latente conflito na área de reserva indígena, em especial na região da maloca Maturuca), foram feitas algumas descrições fora da referida área, entretanto, próximas de seu limite norte, em particular nas estradas que permitem acesso ao Município de Uiramutã e Vila Mutum.

b) Litotipos

Ao norte da área, na região do rio Cotingo (adjacências da cachoeira Tamanduá), a Formação Arai está representada por um pacote de arenito conglomerático com intercalação de paraconglomerado polimítico e siltito vermelho. O paraconglomerado contém matacões, calhaus e seixos de vulcânicas ácidas, calhaus e seixos de arenitos parcialmente intemperizados e abundantes seixos de quartzo leitoso agregados por uma matriz imatura formada por grânulos de quartzo, material silicoso de granulometria areia, além de material síltico-argiloso (Fig. 3.37).

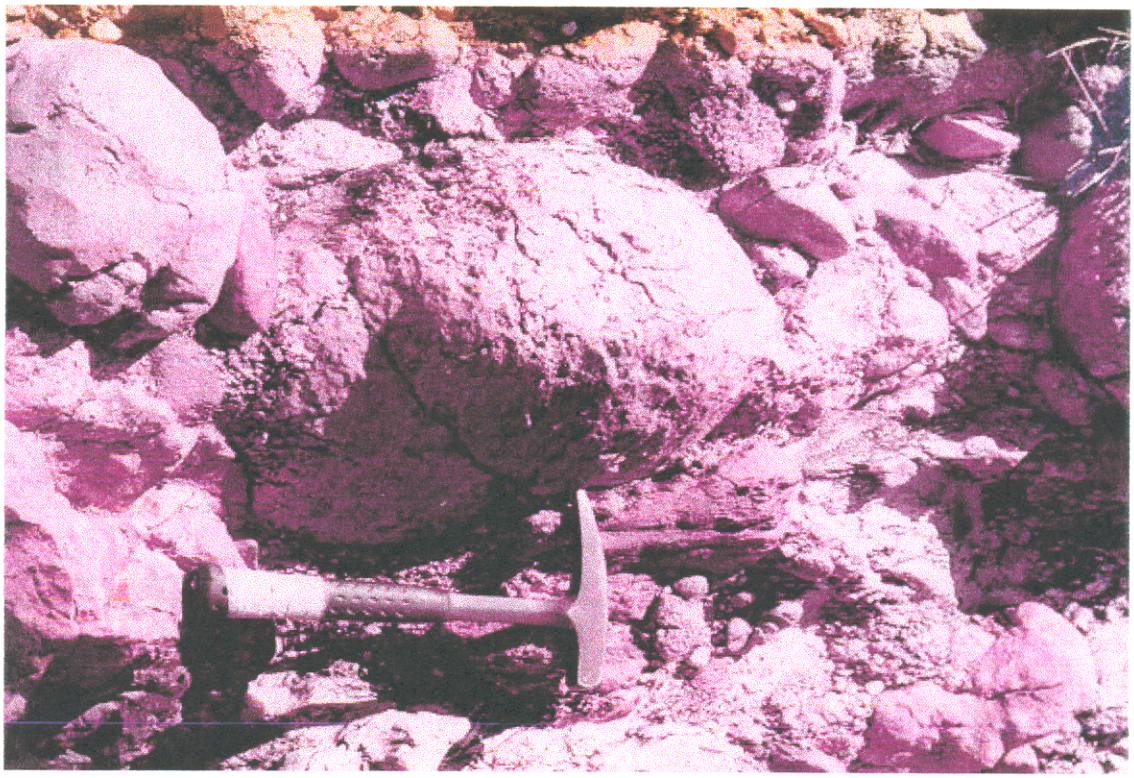


Fig. 3.37. Paraconglomerado polimítico da Formação Arai. Seixos, calhaus e matacões de vulcânicas ácidas e arenitos, além de seixos e grânulos de quartzo leitoso agregados por uma matriz quartzo-arenítica de granulometria areia grossa. Região do rio Cotingo, às proximidades da cachoeira Tamanduá.

Sobreposto a essas camadas, comparece um espesso pacote de quartzo-arenito de tonalidade rosada, granulometria média-grossa, o qual sustenta o relevo de cuestas na referida região. Para o topo dessa resistente camada, ocorrem arenitos conglomeráticos com esparsos seixos de quartzo leitoso, e por vezes contendo lentes conglomeráticas polimíticas (seixos e calhaus de vulcânicas e seixos de quartzo leitoso) em meio a um arcabouço aberto com abundante matriz silicosa de granulometria areia e grânulos.

Na estrada que dá acesso ao município de Uiramutã, compreendida ao longo do trecho morro Lilás (4º 30'55" N e 60º 11'45" W) e Uiramutã (4º 35' 40" N e 60º 09' 55" W), as primeiras exposições da Formação Arai (correspondendo ao Membro Inferior de Pinheiro et al. (1988) estão representadas, da base para o topo, por arenitos conglomeráticos contendo abundantes seixos arredondados de quartzo leitoso e raros seixos de vulcânicas dispostos aleatoriamente em uma matriz de granulometria areia média em um arcabouço aberto. Essa espessa camada é encimada por um pacote de quartzo-arenito rosa com ciclos de estratificação plano-paralela de espessuras centimétricas. Por vezes, contém lentes de siltitos vermelho com tons amarelados. Além da estratificação plano-paralela, são observadas marcas onduladas de pequena amplitude em arenitos finos e estratificação cruzada de pequeno porte.

No trecho intermediário entre a serra Lilás e Uiramutã, verificou-se a presença de um espesso pacote sedimentar formado pela alternância de camadas de arenito fino lilás com espessuras em torno de 20 cm, com camadas de arenitos vermelhos de granulometria grossa e espessuras variando de 10 a 15 cm, exibindo estratificação cruzada tabular (Fig. 3.38). Algumas camadas têm estratificação cruzada acanalada de pequeno porte e outras mostram pequenas dobras convolutas. Lentes conglomeráticas também estão presentes, contendo grânulos e seixos de quartzo leitoso, além de fragmentos líticos vermelhos, não identificados, devido ao elevado grau de alteração (possivelmente fragmentos de rochas vulcânicas).

Nas adjacências de Uiramutã (4º 33'44" N e 60° 09' 50" W) ocorre um expressivo pacote de quartzo-arenito conglomerático apresentando estratificação cruzada acanalada de "grande" porte (Fig. 3.38b), conforme critérios de Reineck & Singh (1980), com direção de paleocorrente para SSW. Esse pacote é interpretado como integrante do



Fig. 3.38a. Alternância de camadas de arenitos lilás finos e arenitos e arenitos vermelhos conglomeráticos com estratificação cruzada tabular. Seção intermediária da Formação Arai. Adjacências do município de Uiramutã.



Fig. 3.38b. Quartzo-arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada de grande porte (Membro Superior da Formação Arai). Adjacências do Município de Uiramutã.

Membro Superior definido por Pinheiro et al. (1988). Às proximidades da sede do referido município observou-se a ocorrência de paleodunas formadas por arenitos arcoseanos brancos, finos, bem selecionados e relativamente friável com níveis de estratificação cruzada tabular ou sigmoidal, bem como estruturas festonadas. O topo do Membro Superior é constituido por quartzo-arenitos grossos, por vezes conglomeráticos, em geral esbranquiçados com leve pigmentação por oxi-hidróxidos de Fe, exibindo estratificação cruzada tabular e acanalada. A figura 3.39 mostra um perfil composto para a Formação Arai considerando-se o empilhamento litoestratigráfico da referida região.

Na região do boqueirão do rio Mutum (4° 25' 46" N e 59º 54' 35" W) o Membro Inferior encontra-se grandemente encoberto por material coluvionar proveniente do desmantelamento do relevo montanhoso que forma a borda sul da bacia Roraima. Somente para o topo desse relevo é que se verifica afloramentos *in situ* de camadas de quartzo-arenitos, arenitos conglomeráticos sobrepostos por siltitos e conglomerados intraformacionais. As estrutuuras sedimentares predominantes nos pacotes areníticos estão representadas por estratificação cruzada acanalada, enquanto que laminação plano-paralela e marcas onduladas predominam nas camadas sílticas.

Às proximidades da Vila Mutum até o igarapé Rebengue (4° 26' 47"N e 59º 50' 46" W), afloram quartzo-arenitos, arenitos conglomeráticos, conglomerados e arenitos arcoseanos atribuidos ao Membro Superior. Nessa região as estruturas sedimentares estão fortemente perturbadas pelos feixes de zonas de cisalhamento que atingem os referidos pacotes sedimentares, entretanto, localmente pode ser reconhecida estratificação plano-paralela e cruzada tabular.

Microscopicamente os arenitos conglomeráticos da Formação Arai exibem uma textura sedimentar reliquiar, parcialmente preservada, definida pelo arcabouço heterogranular de grãos de quartzo subangulosos e subarredondados, geralmente dispostos em contatos suturados, enquanto que a matriz intersticial aos grânulos quartzosos está preenchida por quartzo e sericita (Fig. 3.40a).

O quartzo comparece dominantemente em clastos mostrando extinção ondulante moderada a forte, com tamanhos médios de até 1,25 mm, formando uma trama em contatos suturados e poligonais. Os espaços intersticiais aos grânulos de quartzo estão ocupados dominantemente por lamelas de sericita e subordinadamente microcristais de

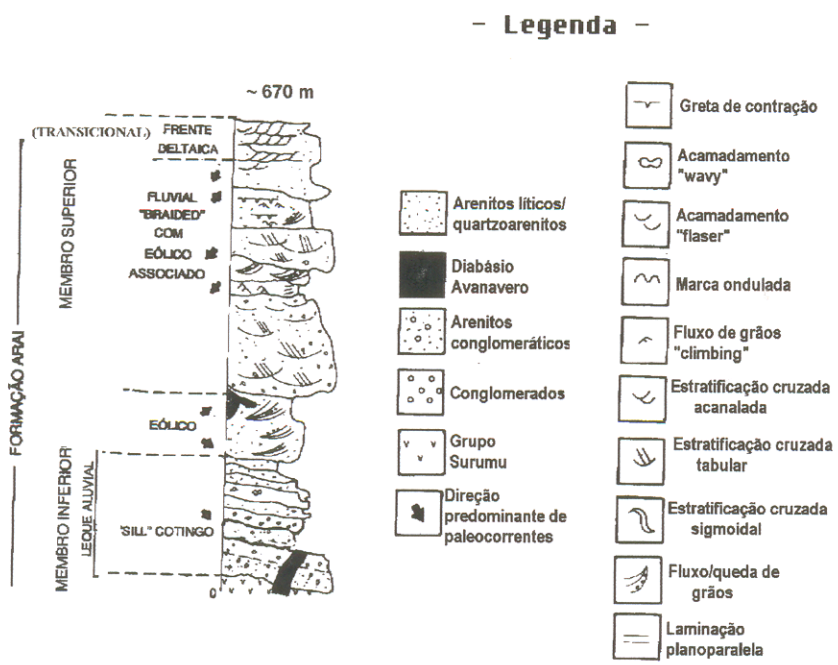
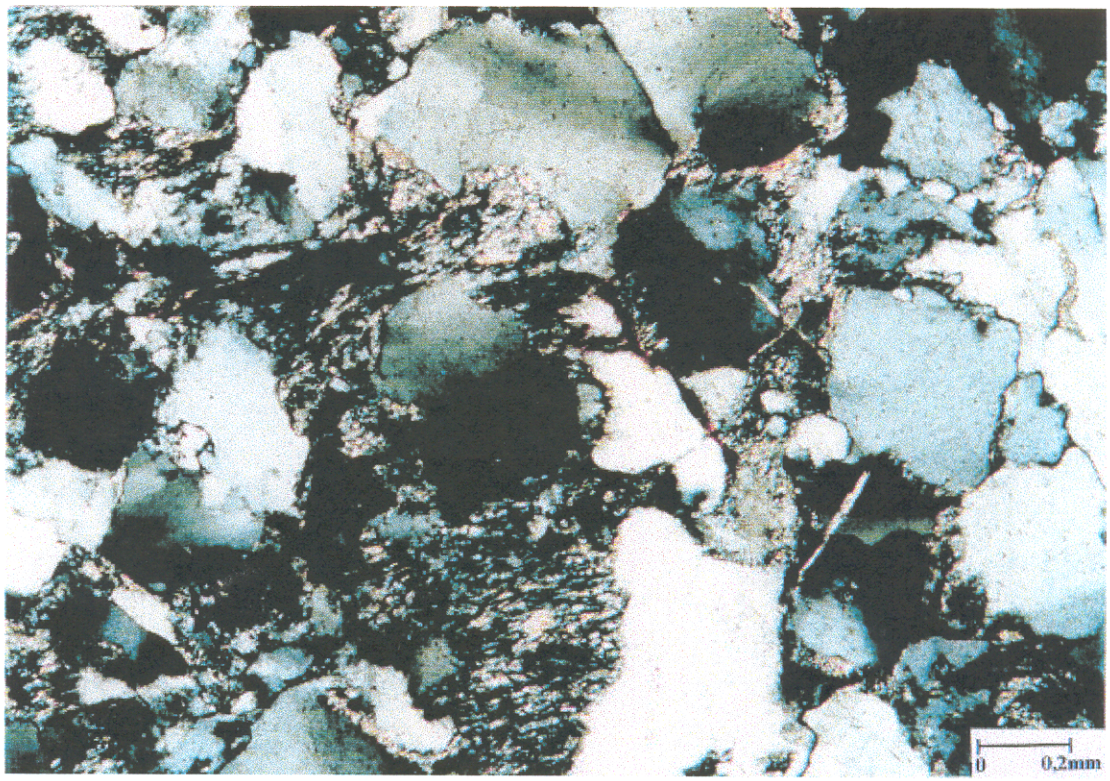


Fig. 3.39 Perfil composto da Formação Arai. Idade mínima atribuída é 1805 Ma e máxima é de 1860 Ma. Modificado de Pinheiro et al. (1990).

A



B

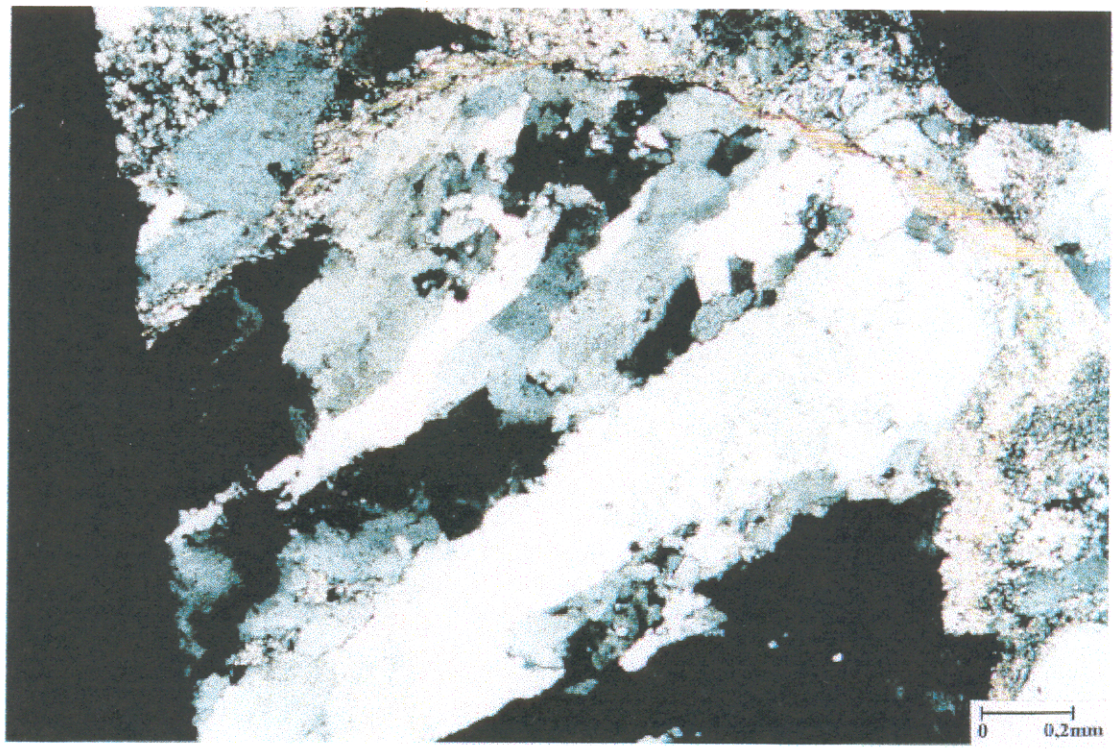


Fig. 3.40. A - aspecto textural da matriz de quartzo-arenito conglomerático da Formação Arai. Arcabouço formado por grânulos quartzosos com espaços intersticiais preenchidos por sericita-muscovita. B - arenitos conglomeráticos mostrando neoformação de sericita-muscovita e grânulos de quartzo apresentando internamente bandas de deformação com abundante recristalização devido ao rearranjo intracristalino de subgrãos de quartzo.

quartzo.

Plagioclásio é um clasto raro, mostrando-se em geral intensamente transformado para sericita. Localmente, ocorrem palhetas de moscovita e estilpnomelana, essa na forma de agregados fibro-radiais em leque. Zircão em cristais idiomórficos zonados com até 0,36 mm é o mineral resistato presente, ocorrendo dispersamente na rocha.

Em zonas de cisalhamento, a rocha torna-se foliada definida pela freqüência de palhetas de moscovita orientadas, enquanto que os grânulos de quartzo tornam-se ligeiramente elipsoidais, contendo internamente bandas de deformação definindo um aspecto fitado, devido à recristalização dinâmica desses granularizados quartzosos (Fig. 3.40b). O quartzo também exibe por vezes bordas cuminuidas e recristalizadas indicando migração de limite de grão devido ao processo cisalhante.

As lentes de siltito vermelho em meio aos arenitos conglomeráticos apresentam mesoscopicamente, como característica principal deformacional, uma clivagem de crenulação penetrativa nessas "delgadas" lentes, entretanto, não o é no espesso pacote de arenito, nos quais são observados mesoscopicamente o estiramento de seixos de quartzo e na escala microscópica orientação de palhetas de moscovita.

Microscopicamente as lentes de siltito vermelho em meio aos arenitos da Formação Arai mostram uma textura reliquiar parcialmente preservada, definida por um entrelaçamento de níveis milimétricos constituidas por sericita/moscovita e níveis com menor grau de recristalização pigmentados por óxi-hidróxidos de Fe.

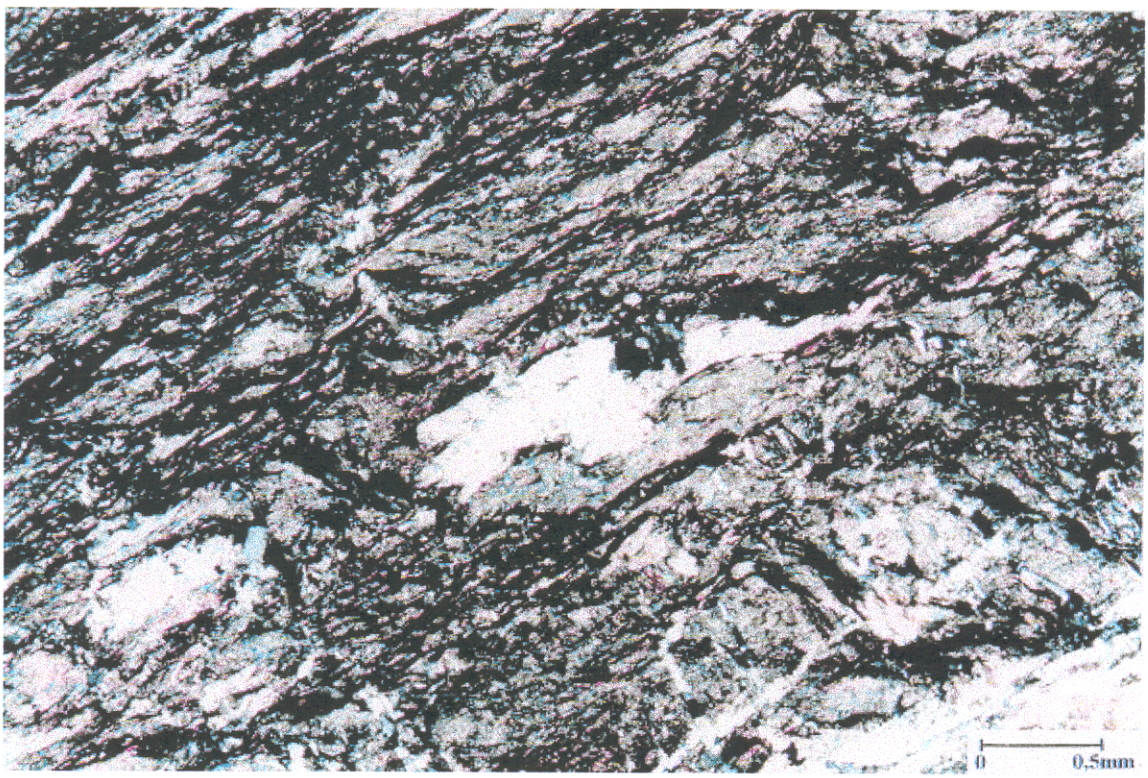
A estrutura deformacional mais evidente é a clivagem de crenulação devido à transposição dos planos de microdobras (foliação C) a qual faz ângulo em torno de 32° com os delgados níveis sericíticos (foliação planar So), (Fig. 3.41a).

Vênulas quartzosas dispostas tanto subparalelas quanto discordantes da foliação "C" e "So" cortam a rocha. Internamente, nesses microveios, observa-se que o quartzo constitui agregados granoblásticos granularizados exibindo forte extinção ondulante e indicando rearranjo intracristalino com formação de um mosaico de subgrãos, indicativos da recristalização dinâmica (Fig. 3.41b).

c) Ambiente Deposicional

A base do Supergrupo Roraima (Formação Arai) foi inicialmente atribuida a um

A



B

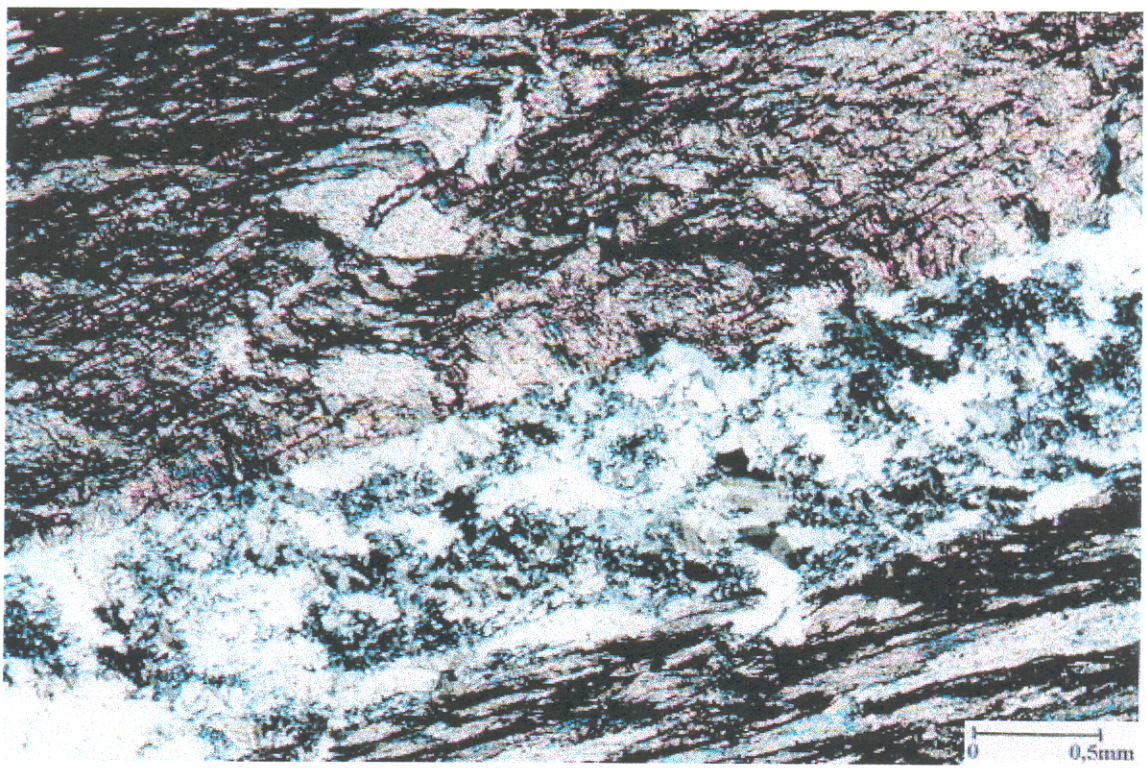


Fig. 3.41. A - Clivagem de crenulação em lentes de siltito situadas em meio aos arenitos conglomeráticos da Formação Arai. B - Microfraturas preenchidas por quartzo constituindo um mosaico granoblástico de agregados de subgrãos recristalizados dinamicamente.

ambiente continental fluvial deltáico e lagunar por Bouman (1959). Em seguida, Montalvão et al (1975a) admitiram que o conglomerado de base é típico de preenchimento de canal com características de transporte fluvial e que as camadas de quartzo-arenito e arcóseos com marcas de onda e estratificação cruzada representariam uma fase de sedimentação rápida em bacia subsidente em depósitos de águas rasas com correntes de turbidez. Posteriormente, Santos & D'Antona (1984) atribuiram para a Formação Arai um ambiente fluvial em sistemas de rios entrelaçados "braided" com depósitos essencialmente de canal fluvial, excetuando um curto período de menor energia com sedimentação em planície de inundação fluvial.

Castro & Barrocas (1986) interpretaram que a Formação Arai se depositou em um ambiente predominantemente fluvial-eólico, em parte com contribuição torrencial de áreas fontes próximas, onde a porção inferior-média (região do ribeirão do Mutum) arenitos, em parte como ritmitos constituiriam depósitos torrenciais alimentados por leques aluviais, enquanto que a parte média-superior nessa região, corresponderiam a arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada francamente fluviais. Na região do Uiramutã, os referidos autores descreveram que arenitos eólicos estão sobrepostos a arenitos fluviais na seção superior da referida formação. Descreveram ainda, que próximo ao topo da formação comparecem arenitos finos/médios com estratificação sigmoidal e no topo arenitos finos a muito finos sugerem deposição deltáica.

Pinheiro et al. (1990), em um trabalho de maior detalhe da ocorrência do Supergrupo Roraima em território brasileiro, interpretaram que o Membro Inferior da Formação Arai se relaciona a um leque aluvial, enquanto que o Membro Superior também estaria vinculado a ambiência continental com uma fácies fluvial entrelaçada com amplo domínio de dunas subaquosas entremeadas por *sets* de barras longitudinais desse sistema, em que as direções de paleocorrentes se situariam nos quadrantes SE e SW. Reconheceram também um sistema eólico constituido por campo de dunas desérticas com canais fluviais temporários e lagos efêmeros. Em direção ao topo da seqüência Arai, identificaram litotipos arenosos e arenoconglomeráticos com lobos sigmoidais e abundantes estratificação cruzada acanalada de médio porte interpretada como de ambiente deltáico.

Devido à restrita ocorrência da Formação Arai na área objeto de estudo e aos

poucos pontos observados nesse trabalho, coaduna-se com as interpretações paloambientais de Castro & Barrocas (1986) e Pinheiro et al. (1990) (Fig. 3.42).

O pacote sedimentar inferior da Formação Arai composto por arenitos conglomeráticos com interdigitação de paraconglomerados polimíticos, mal selecionados com abundantes seixos de vulcânicas do embasamento, seixos de quartzo leitoso, além de *sets* centimétricos de quartzo-arenitos com estratificação cruzada tabular de pequeno a médio porte, é interpretado como depositado em ambiente continental tipo leque aluvial proximal, onde seixos, calhaus e matacões foram transportados por fluxo de gravidade e por correntes aquosas e depositados em região de baixa declividade (Galloway & Hobday. 1983), com proveniência de regiões elevadas formadas por rochas vulcânicas ácidas-intermediárias (Grupo Surumu) recortadas por veios hidrotermais constituidos dominantemente por quartzo leitoso que cortam o referido grupo (como bem representados na região das malocas Pedra Branca e Macedônia). Uma particularidade observada na região do morro Lilás é que arenitos conglomeráticos mostram estruturas colunares de resfriamento preenchidas por epidoto e sílica, sugerindo a presença de pulsos de derrames vulcânicos durante a deposição do Membro Inferior da Formação Arai que devem ter sido erodidos, ou ainda ao aquecimento vinculado ao alojamento de diques da unidade Diabásio Avanavero.

As seqüências pelíticas, localmente observadas, caracterizam mudança de regime de fluxo energético para mais baixa energia, podendo indicar presença de lagos quando da deposição dessa seqüência. Estratificação cruzada acanalada de grande porte, marcas de onda e estratificação cruzada tangenciais com superfície de truncamento, impressa nos pacotes de arenitos conglomeráticos, quartzoarenito e arenitos arcoseanos finos indicam um domínio de dunas subquosas interpretadas como originadas em um amplo sistema fluvial entrelaçado "braided" com sistema eólico lateral associado. Para o topo os pacotes de arenito fino com estratificação sigmoidal sugerem ambiência deltáica como sugerido por Castro & Barrocas (1986) e Pinheiro et al. (1988).

d) Idade e Correlação

Com base nas observações de campo, e que mesmo na literatura não são

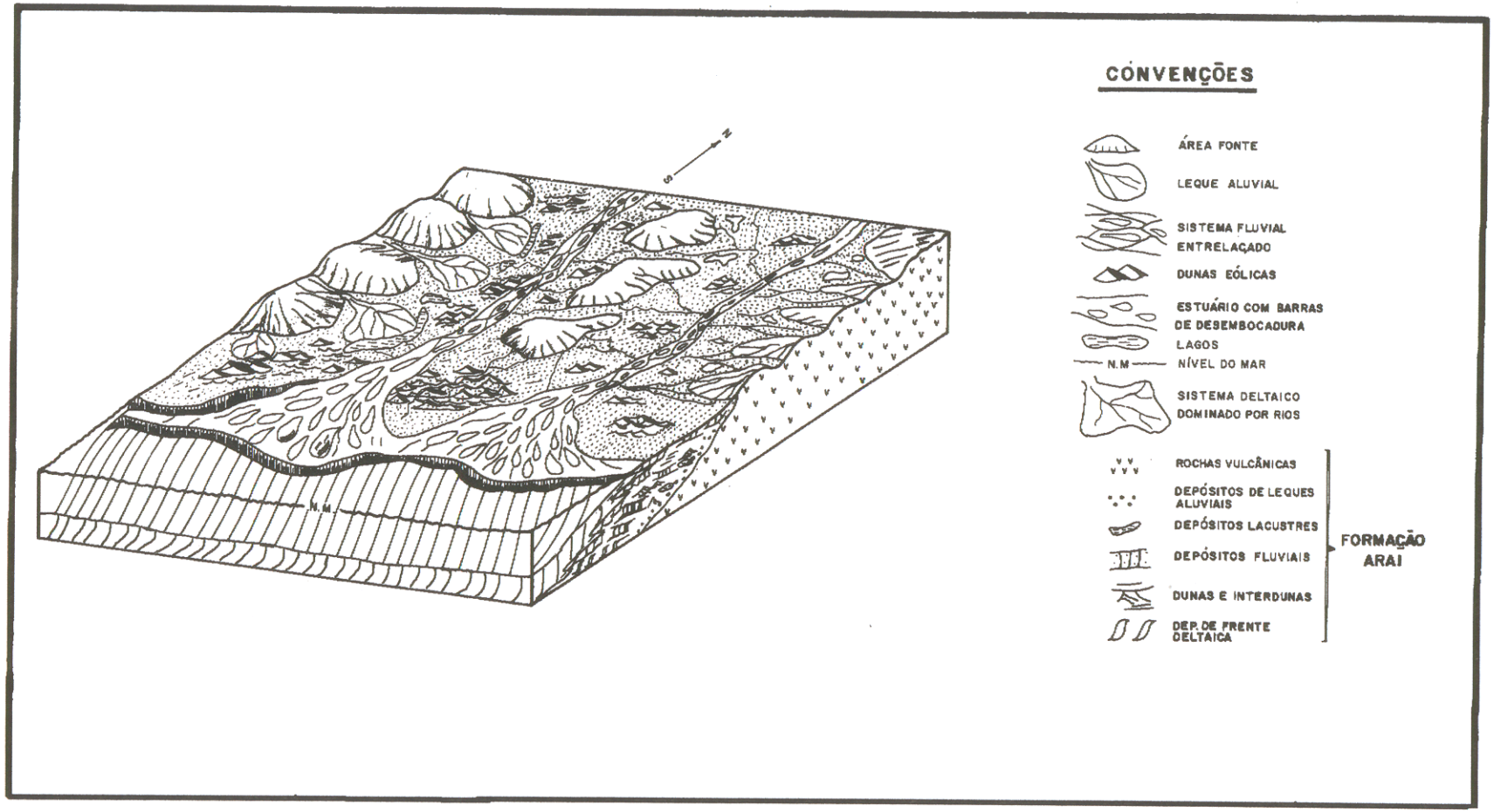


Fig. 3.42. Reconstituição paleoambiental das facies deposicionais da Formação Arai. Modificado de Pinheiro et al. (1990).

descritas intrusões de rochas graníticas na base do Supergrupo Roraima, considera-se nesse trabalho que a idade máxima da Formação Arai deva ser atribuida ao final da inversão seguida de erosão da bacia que alojou as rochas do Grupo Surumu, já que essa formação contém seixos de vulcânicas dessa unidade, a qual seria em torno de 1.860 Ma.

A idade mínima tem sido estabelecida a partir de ocorrência de corpos básicos em meio a essas rochas (Diabásio Avanavero), a exemplo de Hebeda et al. (1973). Considera-se aqui, que a idade mínima da Formação Arai é aquela obtida por Basei & Teixeira (1975), os quais definiram uma isócrona Rb-Sr (rocha total) em *hornfels* produzidos pela intrusão de um dique atribuido ao Diabásio Avanavero que acusaram idade de 1.805 Ma.

A Formação Arai é correlacionada às Formações Aliquelau, Linepenome e Uratanim no oeste do Estado de Roraima (Pinheiro et al., 1981); Uairén na Venezuela (Reid, 1972) e unidades I a IV na Guiana (Keats, 1974).

3.2.1.2 Diabásio Avanavero

A unidade Diabásio Avanavero comparece no norte-nordeste da área, disposta ao longo de uma estreita faixa orientada na direção WNW-ESE, e mais ao norte (fora da área) inflete na direção E - W. Corresponde a um dique de microgabro em meio as rochas vulcânicas do Grupo Surumu. Na região das malocas Macedônia - Maracanã aflora na forma de aglomerados de matacões constituindo um relevo de pequenas elevações, destacando-se em relação ao relevo mais dissecado das rochas vulcânicas ácidas. Esses morros estão capeados por vegetação arbustiva e são interrompidos pelos vales das drenagens que cortam a região. Vale ressaltar que muitas dessas drenagens estão controladas pela direção das fraturas que permitiram o *emplacement* desse extenso corpo. Em outras áreas, a exemplo da região da maloca Socó, pequenos blocos de diabásio estão alinhados em uma superfície plana, formando uma faixa de solo vermelho, a qual é utilizada para a agricultura de subsistência.

Macroscopicamente é uma rocha mesocrática de cor cinza-preto com pontuações esbranquiçadas definida pela disposição de aglomerados de máficos e cristais

ripiformes de plagioclásio. A alteração incipiente resulta em material areno-argiloso de tonalidade esverdeada, enquanto que a porção intensamente alterada é formada por uma massa terrosa marron-avermelhada.

Microscopicamente, o dique representativo da unidade Diabásio Avanavero é composto por rocha de textura predominantemente intergranular definida pela disposição aleatória de ripas de plagioclásio deixando espaços intersticiais que foram preenchidos por cristais de clinopiroxênio. Entretanto, muitos desses interstícios estão preenchidos por feldspatos alcalinos, exibindo intercrescimentos gráficos de quartzo (Fig. 3.43). Outra textura presente é a subofítica definida por cristais porfiríticos de clinopiroxênio envolvendo parcialmente ripas de plagioclásio e cristais alongados esqueléticos de opacos (Fig. 3.44).

O plagioclásio andesítico (An_{46}) ocorre em cristais hipidiomórficos ripiformes com até 2,1mm, exibindo maclamento albita e albita-Carlsbad. Ao longo de alguns planos de fratura e clivagem esses cristais estão parcialmente transformados para sericita extremamente fina.

Os cristais de clinopiroxênio estão representados dominantemente por augita que ocorre em aglomerados de cristais relativamente bem desenvolvidos com até 1,9mm, freqüentemente exibindo geminação simples e com inclusões ripiformes de plagioclásio. Outro modo de ocorrência desse mineral é como diminutos cristais dispostos intersticialmente às ripas de plagioclásio. Subordinadamente os cristais de augita estão zonados, contendo núcleos formados por pigeonita devido ao processo de exsolução, o que é comum em rochas de afinidade toleítica (Deer et al., 1966). Localmente, a pigeonita forma agregados de diminutos microcristais sem associação com augita. Algumas seções dos cristais mais desenvolvidos de augita estão com bordas, planos de clivagem, ou fraturas transformadas para um anfibólio fibroso levemente esverdeado (tremolita-actinolita ?). Biotita, clorita e por vezes carbonatos também estão presentes como produtos de transformação da augita. Em alguns pontos, observa-se a presença de serpentina, possivelmente como produto de alteração da pigeonita.

Hornblenda primária é rara, ocorrendo apenas localmente na rocha, na forma de cristais subédricos, exibindo típico pleocroísmo marron. Opacos mostram-se em cristais xenomórficos, poiquilíticos com inclusões de plagioclásio e clinopiroxênio,



Fig. 3.43. Textura intergranular em dique básico pertencente a unidade Diabásio Avanavero. Disposição aleatória de ripas de plagioclásio com espaços intersticiais preenchidos por clinopiroxênio, opacos, além de quartzo em intercrescimentos gráficos com feldspato alcalino.



Fig. 3.44. Textura subofítica no corpo de microgabro do Diabásio Avanavero. Cristais de augita com geminação simples contendo inclusões de cristais ripiformes de plagioclásio.

comparecendo também como cristais ripiformes, esqueléticos e corroídos.

A abundante ocorrência de textura granofírica intersticial aos cristais ripiformes de plagioclásio e cristais alongados e corroídos de opacos sugerem processo de diferenciação e corrosão magmática quando da colocação desses corpos básicos em níveis subcrustais.

3.2.1.2.1 Idade e Correlação

Aparentemente as idades mais significativas para o Diabásio Avanavero foram obtidas por Hebeda et al. (1973) que, com base em 22 datações isocrônicas pelo método Rb-Sr em rocha total e 61 determinações K-Ar, estabeleceram para o correlacionável *Avanavero Dolerites* idades de 1.603 ± 27 Ma, e sugeriram que as idades mais altas obtidas anteriormente eram devido ao excesso de Ar radiogênico relacionado ao evento tectônico termal denominado Episódio Nickeriano (1.200 ± 100 Ma).

Basei & Teixeira (1975) obtiveram uma isócrona Rb-Sr em rocha total a partir de amostras de *hornfels* (arenitos do Supergrupo Roraima) produzidos pela intrusão de um dique de diabásio na localidade Pedra Preta que acusou idade de 1.805 Ma e a consideraram como a idade mais representativa desse evento magmático. Entretanto, nas proximidades da cidade de Caracaraí os referidos autores dataram um gabro de composição norítica (Gabro Caracaraí) pelo método K-Ar em plagioclásio e obtiveram idade de 1.646 ± 55 Ma, a qual foi considerada como a idade mínima desse evento magmático básico atribuído ao Diabásio Avanavero.

3.3 RELAÇÕES DE CONTATO

O Grupo Surumu e a Suíte Intrusiva Saracura estão relacionados através de feições intrusivas e tectônicas.

O efeito intrusivo da Suíte Intrusiva Saracura nas rochas vulcânicas do Grupo Surumu é marcado pela disposição de enclaves das vulcânicas, em escala mesoscópica, em meio a massas de granitos. Em alguns desses xenólitos, apesar da

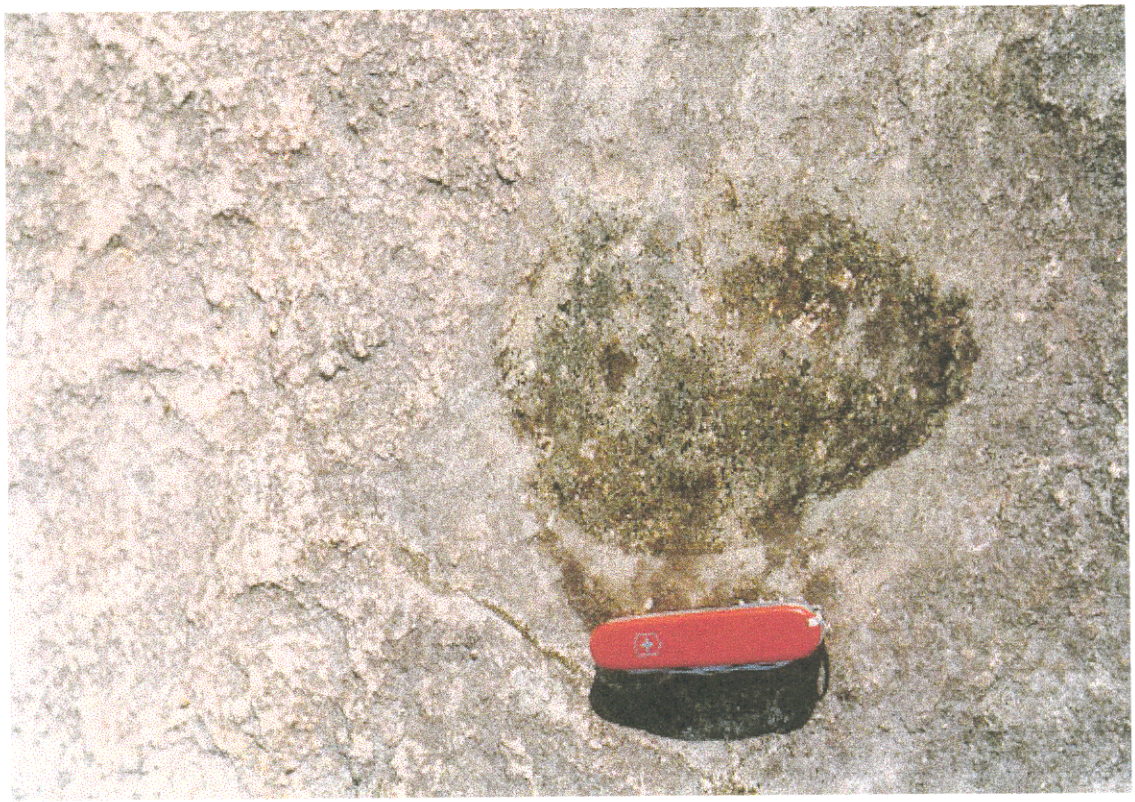
forte recristalização, é possível reconhecer, mesmo em escala de afloramento, os aspectos texturais e mineralógicos originais da rocha, como na região da serra do Camarão (Fig. 3.45). Em outros casos, o elevado grau de recristalização mineralógica modificou a composição mineralógica original da rocha, reconhecendo-se apenas os aspectos estruturais, como ocorre na drenagem do Ig. Truaru (Fig. 3.46). De modo geral todos os enclaves estão orientados subparalelamente à foliação milonítica regional.

Outra evidência do caráter intrusivo dos granitóides Saracura é a presença, de corpos tufáceos na forma de remanescentes, sustentando pequenas colinas às proximidades da maloca da Raposa que foram afetadas pela intrusão do batólito da serra do Xumina, sendo transformados em *hornfels* cinza-esbranquiçado. Microscopicamente, esse litotipo é formado por uma matriz granoblástica poligonal quartzosa englobando porfiroblastos de andalusita, lazurita e diminutos cristais de rutilo, além de micrólitos de mica branca (pirofilita?). Depois do quartzo a lazurita é o principal constituinte mineral apresentando geminação polissintética e complexa, bem como seu típico pelocroísmo azulado.

Os contatos tectônicos entre o Grupo Surumu e a Suíte Intrusiva Saracura são expressos através do entrelaçamento de zonas de cisalhamento dúcteis, em geral de alto ângulo, que isolam corpos lenticulares, elipsoidais ou sigmoidais, sendo a relação de contato marcada por zonas que funcionaram como superfícies de movimentação ou isolaram porções das unidades litoestratigráficas isentas ou com diferentes taxas de deformação, configurando-se um quadro de deformação não-coaxial heterogêneo (Anexo I e II). Os contatos são também delineados por feixes de concentração da deformação, com geração de rochas miloníticas.

Quanto ao corpo de microgabro situado no norte da área e atribuído a unidade Diabásio Avanavero, há controvérsias no que se refere a sua posição estrutural de colocação, a qual tem sido interpretada diferentemente na literatura: Bouman (1959) interpretou que esse corpo representava uma intrusão de um dique de diabásio cortando arenitos na serra do Arai. Bonfim et al. (1974) interpretaram que essa ocorrência básica estaria intercalada na então Formação Roraima e encaixada concordantemente aos vulcanitos Surumu. Montalvão et al. (1975) consideraram o corpo básico como um dique que corta essas duas unidades litoestratigráficas de forma paralela. Enquanto Melo et al.

A



B

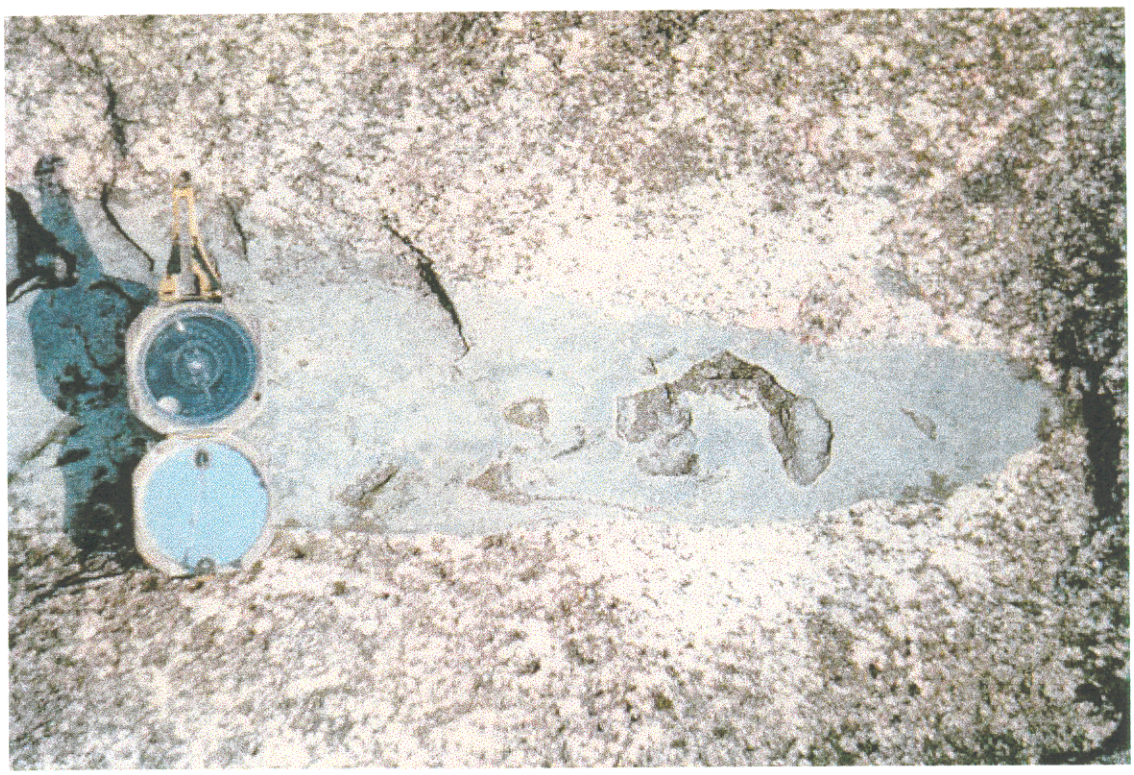


Fig. 3.45. Enclaves de rochas vulcânicas ácidas do Grupo Surumu em lajedos de granitos da Suíte Intrusiva Saracura orientados paralelamente a foliação regional WNW - ESE. Domínio da serra do Camarão.

A



B



Fig. 3.46. Enclaves de xenólitos de rochas vulcânicas do Grupo Surumu fortemente recristalizados e orientados subparalelamente à foliação regional. Leito do Ig. Truaru.

(1978), o interpretaram como um *sill* (*sill* Cotingo) encaixado em riolitos e andesitos de Grupo Surumu. O mesmo procedimento foi adotado por Pinheiro et al. (1990).

As diferentes interpretações se devem: a qualidade dos afloramentos e forma de ocorrência (em geral na forma de aglomerados de matacões); e aos diferentes níveis topográficos da observação e principalmente devido à forte incidência de deformação na região de contato das bacias que alojaram as rochas do Grupo Surumu e Supergrupo Roraima. Nessa tese, considera-se que o denominado *sill* Cotingo, corresponde a um corpo intrusivo na forma de dique alojado segundo o trende regional E - W e WNW - ESE das unidades litológicas que coincide com a borda dessas bacias, e que essa extensa intrusão hipoabissal seja produto de um pulso extensional do evento que gerou a bacia do Supergrupo Roraima, o qual teria ocorrido logo após a sedimentação da Formação Arai, e que em alguns locais teria gerado "apófises" que penetraram estratos da referida formação, conferindo um aspecto de soleira. Entretanto, sua disposição espacial indica que dominantemente se comportou como um corpo intrusivo na forma de dique. A ocorrência desse corpo em diferentes cotas está relacionada principalmente a imbricação da borda sul da bacia do Supergrupo Roraima projetada sobre as vulcânicas do Grupo Surumu, quando de sua fraca inversão. Dessa forma, a tectônica, a topografia elevada e os processos erosivos atuais complicaram o quadro de entendimento da posição estrutural dessa ocorrência.

3.4 GEOLOGIA ESTRUTURAL

3.4.1 Introdução

De acordo com Tchalenko (1970), o relacionamento entre propriedade mecânica – resistência ao cisalhamento – direção do cisalhamento e evolução estrutural explica a maioria das similaridades existentes entre zonas de cisalhamento de diferentes magnitudes. Nesse sentido, são descritas aqui as feições das zonas de cisalhamento reconhecidas nas diferentes escalas.

Nas escalas macro, meso e microscópica, tanto nas rochas vulcânicas como nas rochas graníticas, é possível identificar dois aspectos estruturais distintos: a) feições

pretéritas representadas por tramas tipicamente ígneas, parcialmente preservadas, definidas por estruturas e texturas primárias, a exemplo de feições de fluxo magmático planar registrados em rochas vulcânicas do Grupo Surumu e expressas através da orientação e corrosão de fenocristais em meio a matriz devitrificada dessas rochas, além de fluxos multidirecionais que geraram dobras convolutas. Os granitos, em geral, exibem, como textura primária, tramas de cristais inequigranulares, hipidiomórficos típico dessas rochas, além de fragmentos xenolíticos. Essas estruturas primárias estão superpostas por uma trama milonítica, formada sob condições dúctil-rúpteis, distribuídas ao longo de feixes de zonas de cisalhamento anastomóticas com geometrias, larguras e comprimentos variáveis, que obliteraram em maior ou menor grau as estruturas primárias. Tais aspectos são verificados principalmente em zonas de concentração da deformação, as quais se relacionam à fase de inversão positiva da bacia que alojou as rochas vulcânicas do Grupo Surumu associadas aos granitóides da Suíte Intrusiva Saracura.

3.4.2 Geometria Macroscópica das Zonas de Cisalhamento

O reconhecimento de campo, bem como a leitura da figura 3.1 e dos anexos I e II permitem definir que a geometria macroscópica das zonas de cisalhamento ajusta-se, em escala regional, predominantemente aos trendes WNW – ESE e E – W, sobretudo no setor centro – sul da área. Há também desvios para as direções NNW – SSE e N – S. No setor norte, além das zonas que compõem o trende regional, existem outras dispostas segundo as direções ENE – WSW e NE – SW. As zonas orientadas nas direções NNW - SSE e N - S parecem representar rampas laterais e oblíquas, conforme será abordado adiante.

No setor sul, as rochas vulcânicas e graníticas formam um conjunto imbricado, mergulhando dominantemente para SSW (Fig. 3.47a). A foliação milonítica apresenta mergulho médio a alto em geral para sul, com lineação de estiramento associada , também com forte inclinação, indicando deformação sob tectônica compressiva oblíqua a frontal (Fig. 3.47b). Nesse setor o transporte tectônico parece dominar na direção NNE - SSW (Fig. 3.48). Um possível limite entre os setores norte e sul, seria a borda norte do

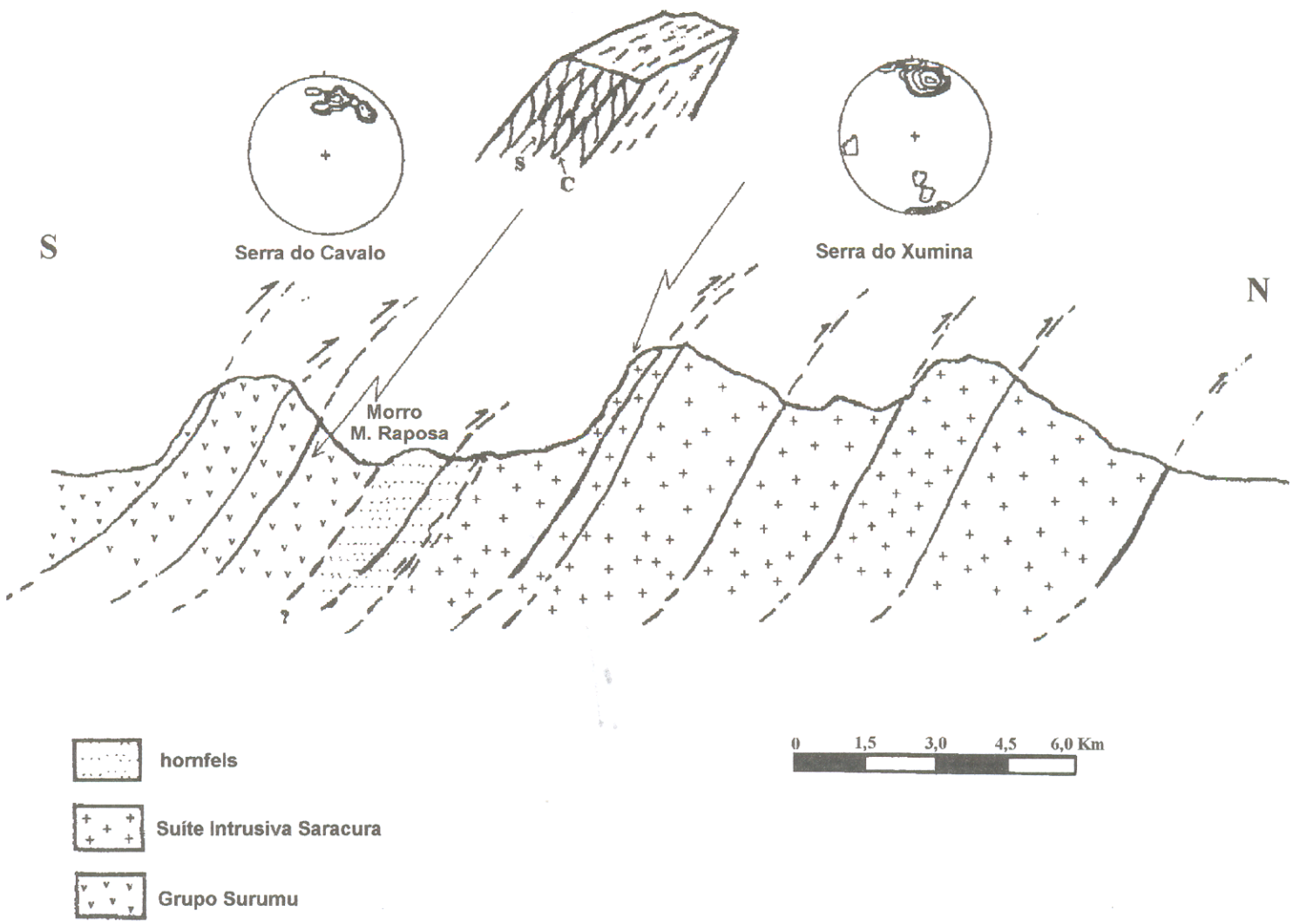


Fig. 3.47a. Seção geológica esquemática do setor sul mostrando o arranjo geométrico das zonas de cisalhamento cortando as rochas vulcânicas do Grupo Surumu e Suíte Intrusiva Saracura. Dados estatísticos da foliação estão na Fig. 3.47b.

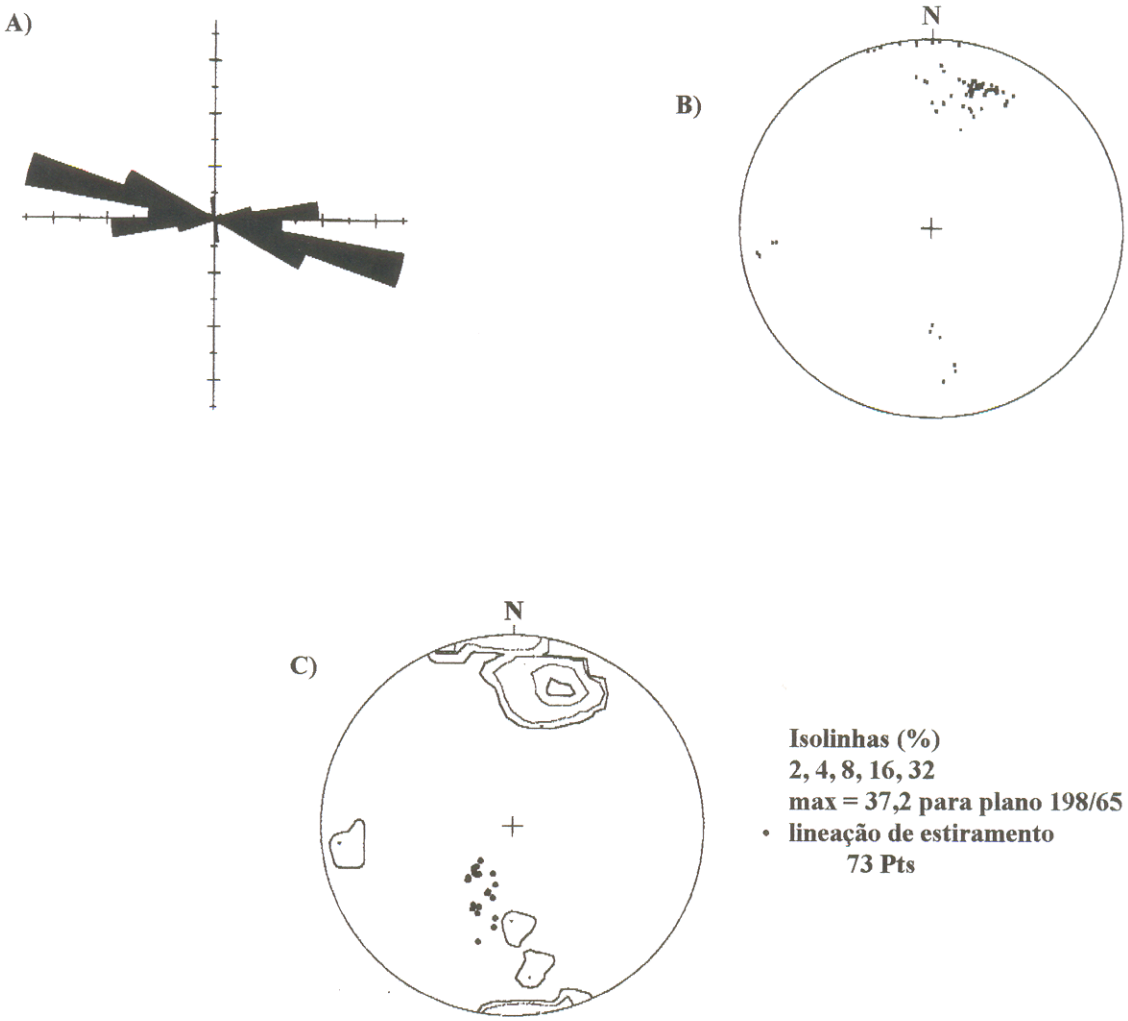


Fig. 3.47b. Diagramas para o comportamento geométrico da foliação milonítica no setor sul da área. A - Diagrama de roseta. B - Diagrama de concentração de polos (Rede Schmidt-Lambert, hemisfério inferior). C - Diagrama de contorno de freqüência de polos e posicionamento da lineação de estiramento. Programa Georient (Univ. of Queensland).

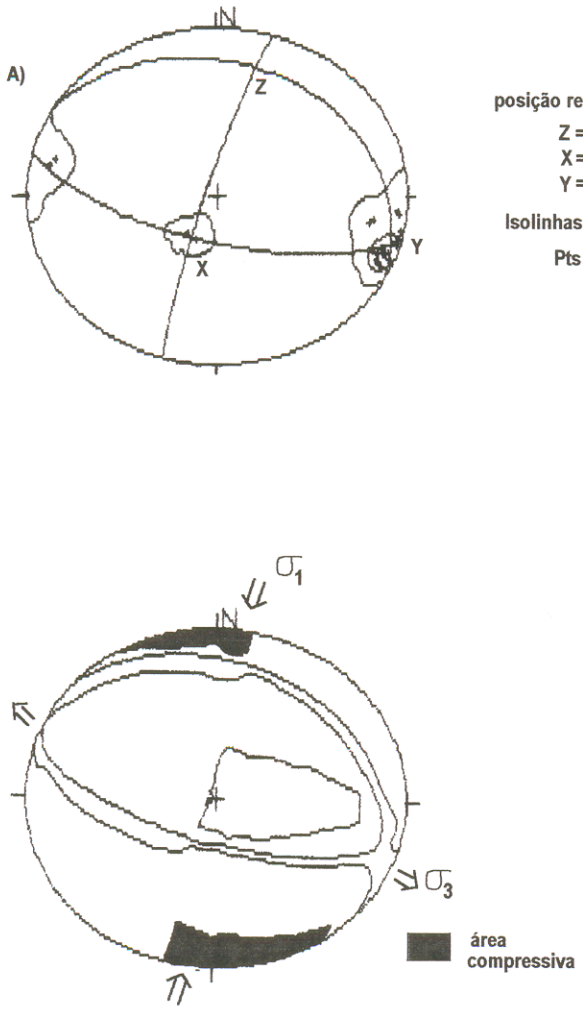


Fig. 3.48. Diagrama de polos da foliação e lineação de estiramento do setor sul. Rede de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. A - Método gráfico de Arthaud. B - Método de Angelier & Mechler. Área compressiva indica maior probabilidade de conter o eixo de tensão máxima (σ_1) . Programa Trade (IPT).

conjunto das serras do Triunfo e Memória, onde há um plano de cavalgamento mergulhando para sul. A partir dessa região em direção a norte, o pacote rochoso acha-se subverticalizado.

No setor norte, as zonas de cisalhamento maiores apresentam um maior grau de entrelaçamento vinculado a geometria anastomótica que imprimem nos litotipos foliação milonítica de alto ângulo (Fig. 3.49a), com tendência de mergulhos para norte e, em algumas situações estão complicadas por zonas transcorrentes aproximadamente com a mesma direção do trende regional e que, provavelmente foram geradas na fase tardia da inversão regional. Nesses planos transcorrentes, comparece lineação de estiramento de baixo ângulo (Fig. 3.49b). Nesse setor o vetor compressivo orienta-se na direção NE - SW (Fig. 3.50).

3.4.3 Geometria Mesoscópica

Em escala de afloramento, a deformação plástica se expressa através de feixes anastomóticos de zonas de cisalhamento discretas, foliações S-C, bandas de cisalhamento, duplexes, lineações de estiramento e dobras.

Arranjos estruturais freqüentes, nos afloramentos de granitóides da Suíte Intrusiva Saracura, são feixes anastomóticos de zonas de cisalhamento transcorrentes discretas, delineadas pela geometria entrelaçada da foliação milonítica que envolve frações de rochas menos deformadas, a exemplo da serra Auxi, e morro do Aranha, onde cordões de sigmóides orientados na direção paralela ao trende regional (WSW – ENE) cortam esses litotipos (Fig. 3.51a e b).

Com o incremento da deformação cisalhante, os litotipos (principalmente as rochas vulcânicas do Grupo Surumu), desenvolveram um aspecto xistoso (Fig. 3.52), e nas zonas de altas taxas de deformacão foram transformadas em ultramilonitos, os quais são ressaltados pelo acentuado processo de alteração das rochas concentrado ao longo de fraturas paralelas aos planos da foliação, como se observa no lg. do Bode (4°22'35" N e 60°24'17" W), nas adjacências da fazenda S. João (Fig. 3.53).

Outra feição mesoscópica que se sobressae é a foliação S-C desenvolvida principalmente nos litotipos vulcânicos. Segundo Berthé et al. (1979), esse tipo de

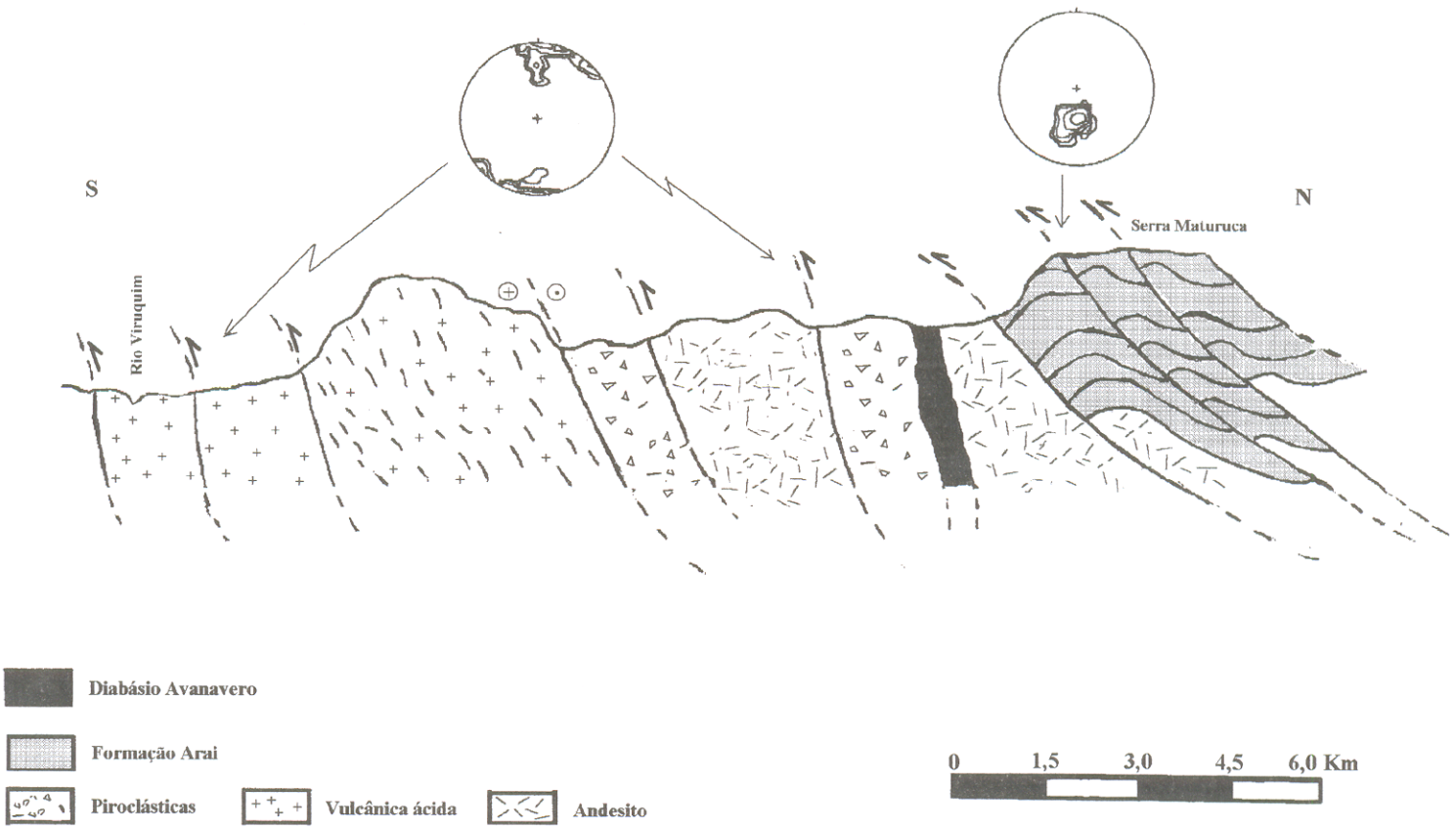


Fig. 3.49a. Seção geológica esquemática do setor norte, mostrando as relações estruturais entre as unidades litológicas. Dados estatísticos da foliação estão na Fig. 3.49b.

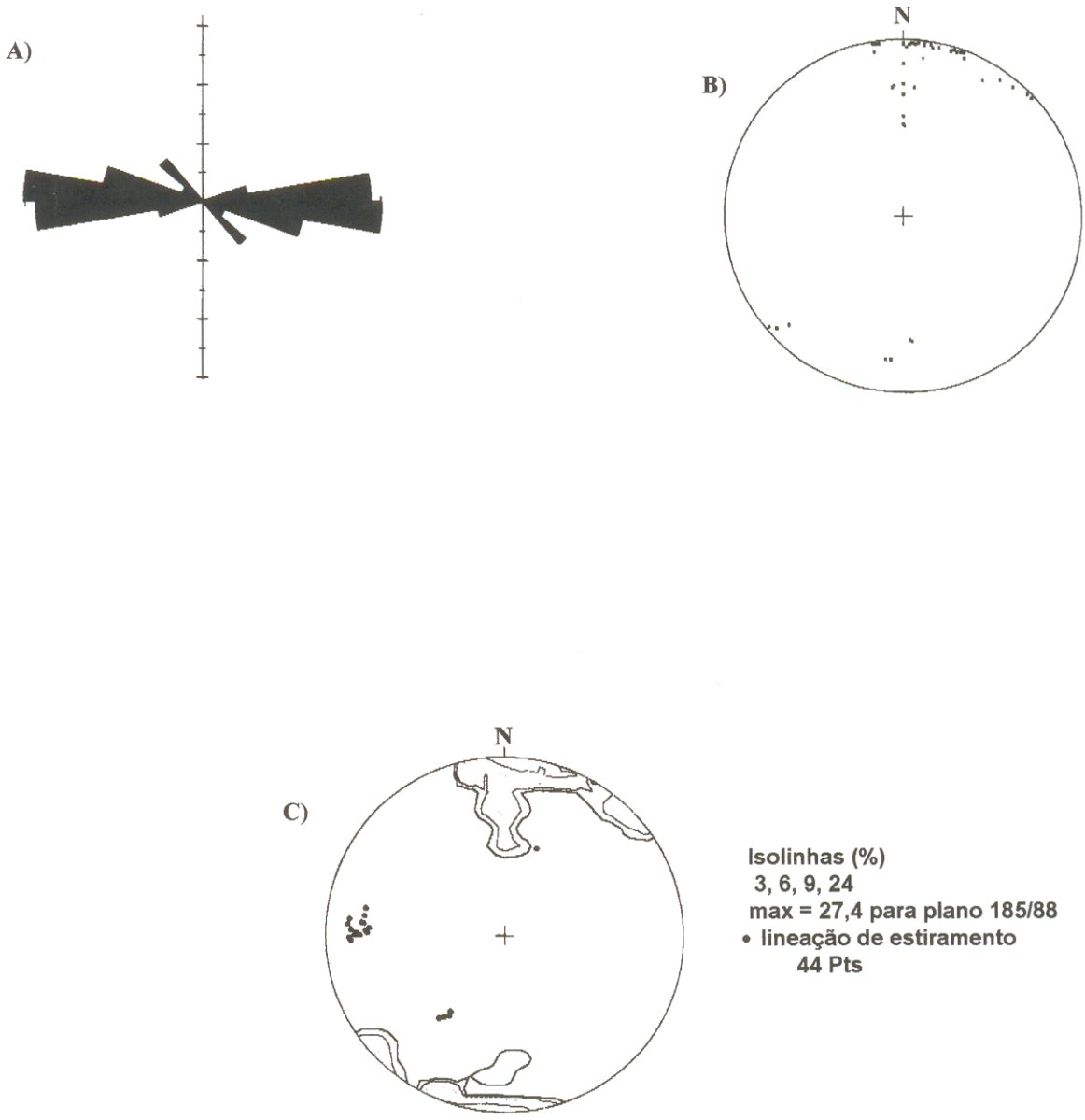


Fig. 3.49b. Diagramas mostrando o comportamento geométrico da foliação milonítica no setor norte da área. A - Diagrama de roseta. B - Diagrama de concentração de polos (Rede Schmidt-Lambert, hemisfério inferior). C - Diagrama de contorno de freqüência de polos e posicionamento da lineação de estiramento.

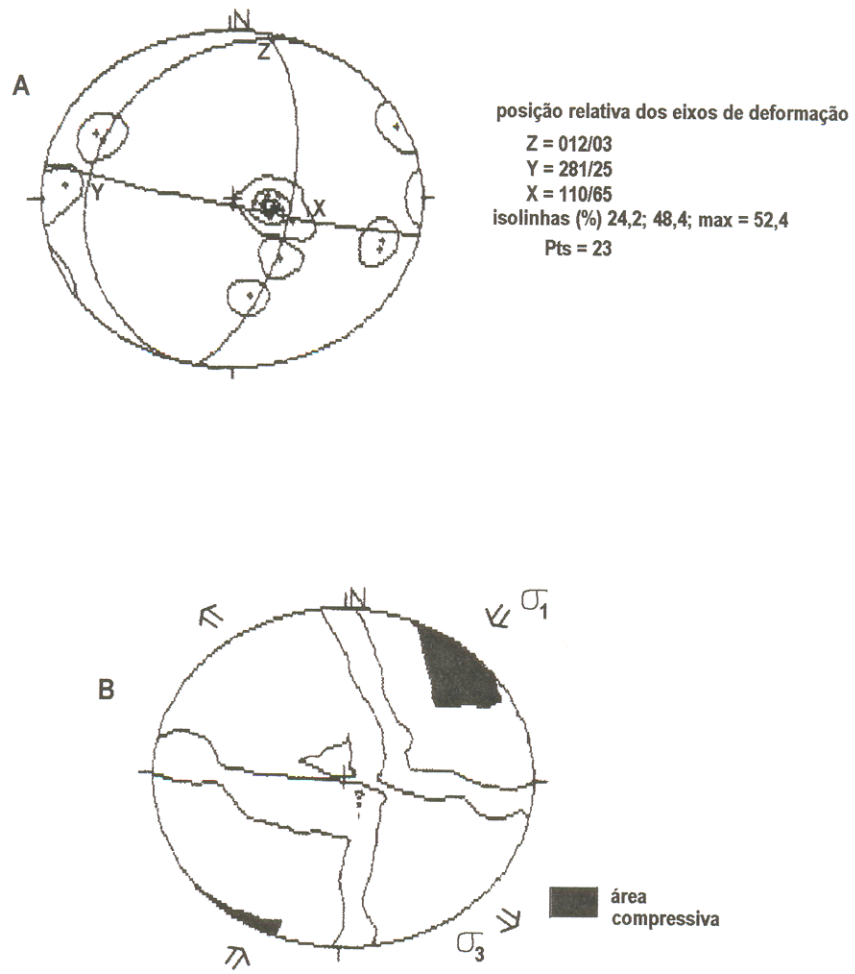


Fig. 3.50. Diagrama de polos da foliação e lineação de estiramento do setor norte. Rede de Schmidt - Lambert, hemisfério inferior. A - Método gráfico de Arthaud. B - Método de Angelier & Mechler. Área compressiva indica maior probabilidade de conter o eixo de tensão máxima (σ_1).



Fig. 3.51. Cordões de sigmóides regionalmente orientados na direção WSW - ENE ($265A_z$), em meio aos litotipos da Suíte Intrusiva Saracura. A - Lajedo nos domínios da serra Auxi. B - Afloramento às margens do Ig. do Machado, adjacências do morro Aranha.



Fig. 3.52. Aspecto xistoso das rochas piroclásticas do Grupo Surumu em função da elevada taxa de concentração da deformação.



Fig. 3.53. Ultramilonitos de vulcânicas ácidas do Grupo Surumu. A forte estruturação é ressaltada por clivagem de fraturas paralelas ao plano da foliação e pela alteração intempérica. Adjacências da Fz. S. João.

estrutura se forma simultaneamente durante o processo deformacional, entretanto, Lister & Snoke (1984) argumentaram que uma foliação preexistente (superfície S) poderia subseqüentemente sofrer fluxo laminar não-coaxial (deformação plástica), causada pela formação de bandas de cisalhamento, as quais definiriam a superfície "C", gerando os milonitos S-C. Nesse sentido, e como base nas observações de campo, entendendo que em algumas situações é difícil resgatar a posição original da superfície "S", a qual ocorre característicamente com aspecto sigmoidal entre os planos da superfície "C", interpreta-se que a foliação "C" representa uma segunda geração de cavalgamentos dúctil-rúpteis, que possivelmente são testemunhos da principal fase de alçamento dessas rochas para níveis mais superficiais, as quais estão bem representadas na região da serra do Cavalo e na RR-171, nas adjacências da entrada para vila Mutum, dentre outras ocorrências (Fig. 3.54). Na ocorrência da RR-174 a foliação "C" mostra-se orientada dominantemente segundo 195/65, enquanto que na serra do Cavalo orienta-se na direção 225/64. A orientação predominante obtida para essa foliação é 194/61 (Fig. 3.55), indicando importante transporte tectônico de massas de SSW para NNE na região.

A lineação de estiramento, predominantemente, dispõe-se obliqua ao plano X-Y. Algumas vezes situa-se subortogonal a esses planos, indicando rampas de cavalgamentos frontais. Nas rochas vulcânicas do Grupo Surumu esse elemento linear é ressaltado pelos porfiroclastos estirados e rotacionados de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos observáveis ao longo do plano X-Z (Fig. 3.56).

Nos domínios da serra da Guariba (3°50'25" N e 59°56"55" W), imediatamente a leste do limite da área de trabalho, aflora uma importante zona de cisalhamento em uma pequena colina, conhecida como morro do Bezerro que possivelmente representa a continuação da zona que passa na serra do Cavalo e na borda sul da serra do Xumina. Destaca-se que essa zona encerra ocorrência de molibdenita em uma área onde ela alcança espessura de 44 metros e está orientada segundo 184/70 e incorpora uma proeminente lineação de estiramento/mineral orientada 230/62, definida pela orientação de sulfetos de Cu, Fe, As e Mo (Fig. 3.57). Considerando-se que as rochas encaixantes dessa zona de cisalhamento são mineralógica e texturalmente semelhantes aos sienogranitos da Suíte Intrusiva Saracura, incluindo as mesmas características de

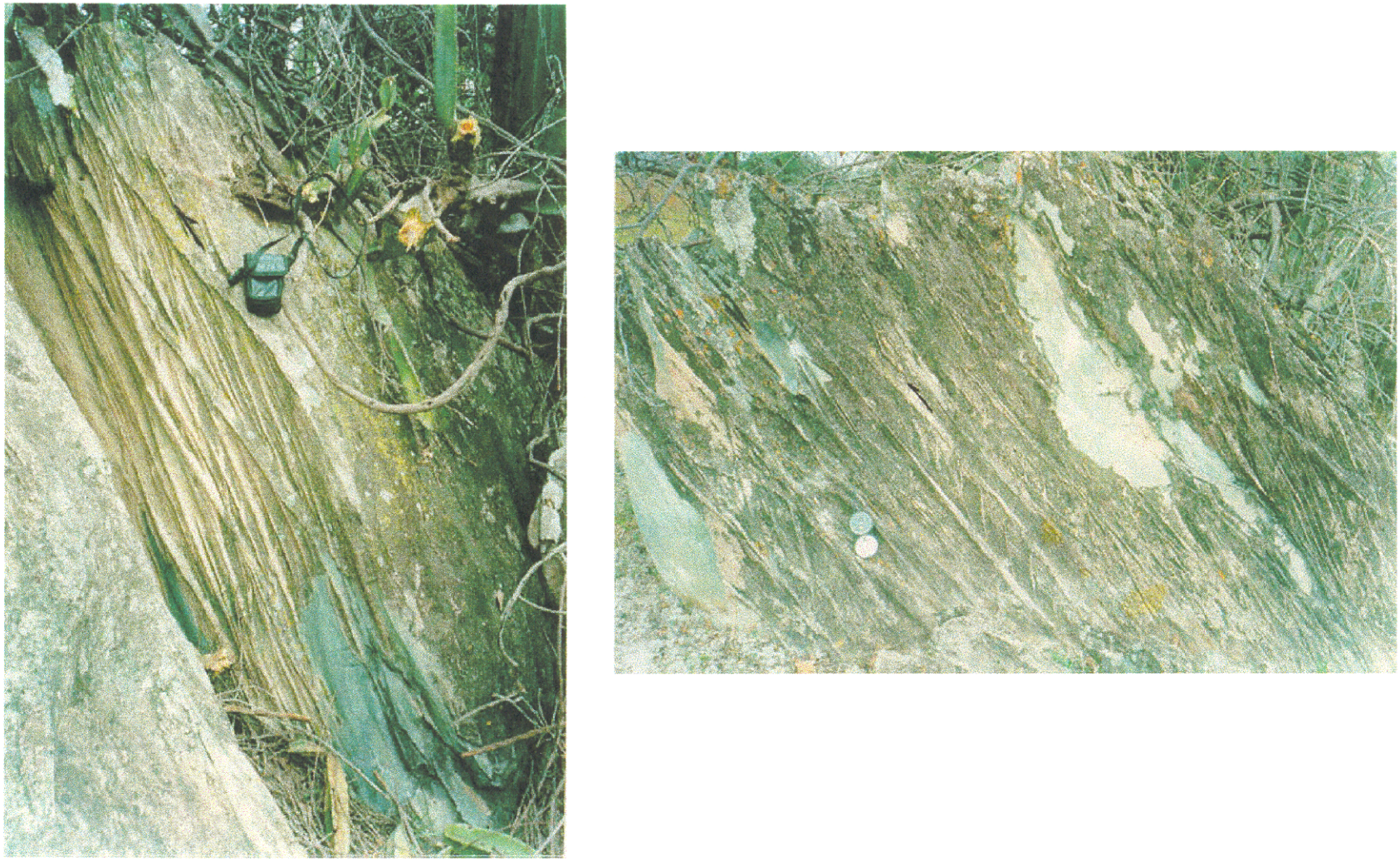


Fig. 3.54. Milonitos S-C em vulcânicas piroclásticas do Grupo Surumu. Delgadas bandas de cisalhamento preenchidas por sílica (foliação C) corta obliquamente a foliação "S".

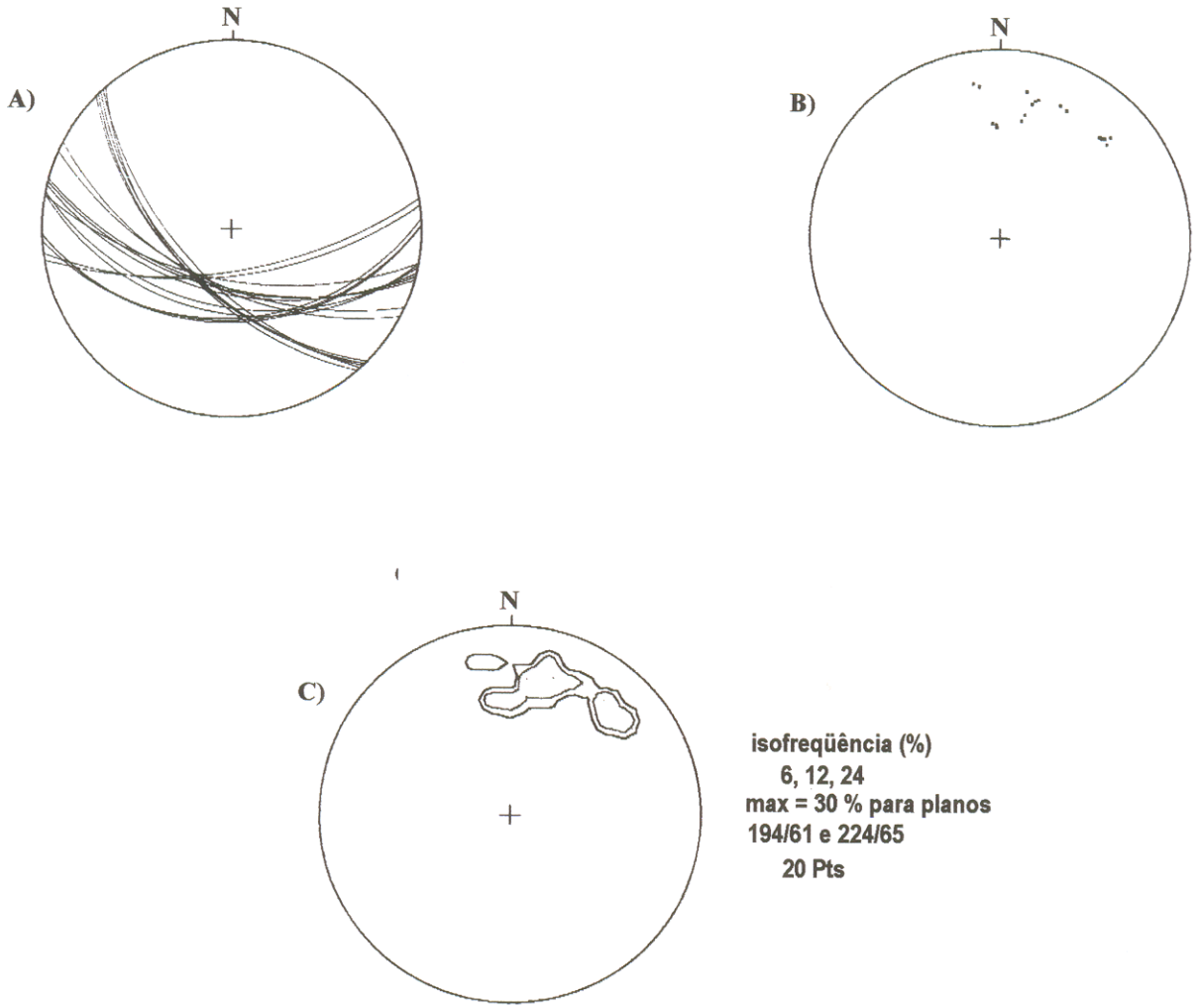


Fig. 3.55. Diagramas Schmidt-Lambert (hemisfério inferior) para foliação "C". A - Projeção ciclográfica. B - Diagrama de polos. C - Curvas de isofreqüência de polos.



Fig. 3.56. Afloramento de rocha piroclástica do Grupo Surumu incorporando porfiroclastos estirados e rotacionados em meio a matriz fina quartzo-feldspática, indicando uma proeminente lineação de estiramento no plano X-Z.

A



B



Fig. 3.57. Proeminente lineação de estiramento/mineral em meio a uma extensa zona de cisalhamento que corta litotipos da Suíte Intrusiva Saracura. A - Orientação de sulfetos de Fe, Cu e As. Cristais orientados e estirados de molibdenita. Morro do Bezerro / Serra da Guariba.

deformação dúctil-rúptil, atribui-se que os litotipos da serra da Guariba fazem parte dessa unidade e que na zona de deformação, ocorreu fusão e migração de fluidos como conseqüência do calor cisalhante, seguido da cristalização sin-tectônica de feldspato alcalino granito fino que constitui, além da concentração de mineralização sulfetada em particular de Mo, cuja ocorrência acha-se fortemente orientada, sugerindo a direção de migração dos fluidos mineralizantes (Fig. 3.57).

Zonas de cisalhamento discretas de comportamento dúctil-rúptil, interpretadas como rampas frontais ou oblíquas ocorrem em vários pontos da área, a exemplo daquelas presentes no domínio das serras do Meio e fazenda Boca da Mata. Em geral, essas zonas discretas estão orientadas nas direções NNW – SSE e NNE – SSW, dispostas subortogonais à foliação milonítica regional (WNW – ESE).

Freqüentemente, são observadas bandas de cisalhamento em meio às exposições de rochas graníticas orientadas na direção NNW – SSE, que, por vezes, demonstram claramente uma cinemática dextral, onde chegam a deslocar por 2 metros um veio aplítico de 7 cm de espessura orientado na direção WSW – ENE (Fig. 3.58a).

Algumas bandas de cisalhamento estão dispostas obliquamente à foliação regional, como ocorre na região da maloca Araçá, onde estão orientadas na direção NE – SW e deslocam em movimentação sinistral a foliação milonítica (Fig. 3.58b). Essas estruturas são interpretadas como expressões discretas de rampas oblíquas da movimentação regional.

Outras bandas de cisalhamento penetrativas isolam porções centimétricas menos deformadas de granitos da Suíte Saracura, as quais ocorrem subparalelas à foliação milonítica regional (Fig. 3.59). É possível que na deformação progressiva, essas bandas de cisalhamento sejam as precursoras na formação de zonas de cisalhamento relativamente espessas cortando os corpos graníticos.

Feições estruturais relacionadas a feixes transcorrentes de zonas de cisalhamento estão impressas tanto nas vulcânicas quanto nos granitos principalmente no setor norte da área. Essas estruturas se expressam principalmente pela foliação milonítica de alto ângulo orientada aproximadamente E – W, contendo no plano X-Y uma lineação de estiramento de baixo ângulo. Outras estruturas vinculadas a essas transcorrências correspondem a feições de duplexes, os quais provavelmente foram

A



B

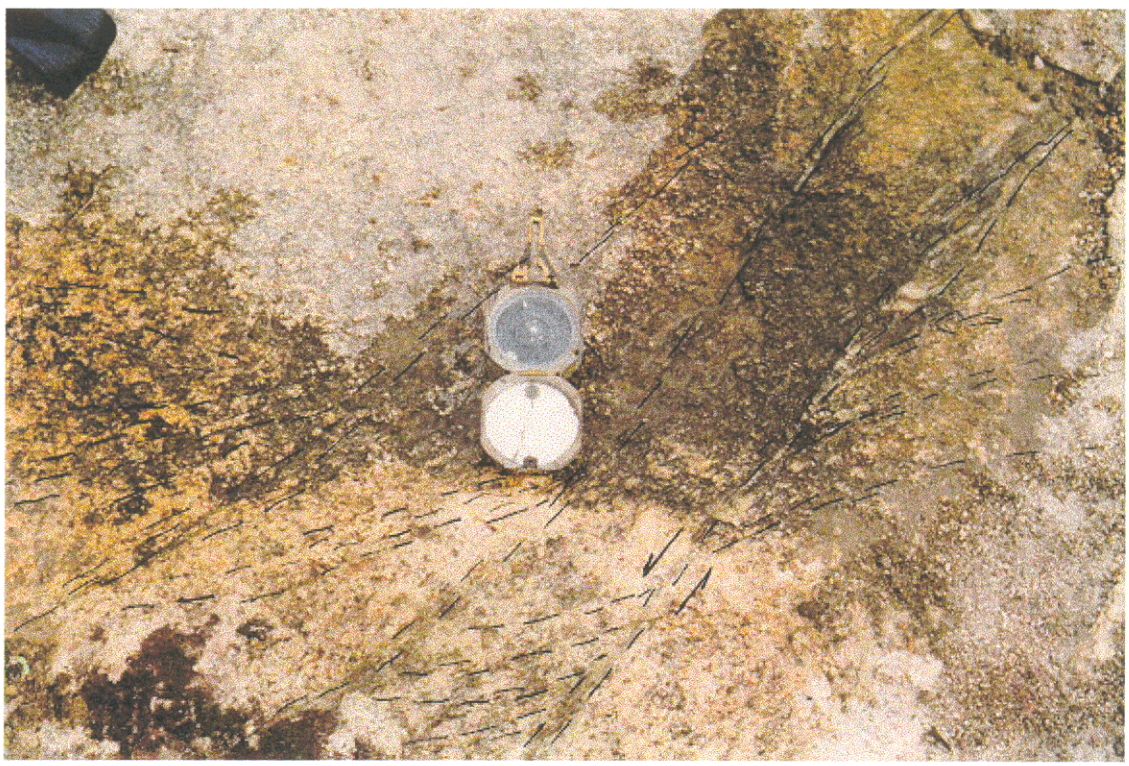


Fig. 3.58. Bandas de cisalhamento frontais e oblíquas a foliação milonítica regional. A - Cinemática dextral de veios aplíticos deslocado por 2 metros, região da serra Auxi. B - Cinemática sinistral realçada pelo deslocamento da foliação regional, região da maloca Araçá.



Fig. 3.59. Bandas de cisalhamento isolando setores de deformação incipiente em meio aos lajedos da Suíte Intrusiva Saracura. Serra Auxi.

gerados através da coalescência de fraturas de cisalhamento em segmentos retos (Woodcock & Fischer, 1986). As figuras 3.60 a e b mostram a ocorrência dessas estruturas em vulcanitos ácidos do Grupo Surumu (Região da maloca da Raposa) e em granitos da serra Saracura, localizada na BR-174, nas adjacências do rio Surumu.

Os veios de quartzo leitoso de espessuras centimétricas a métricas encontrados em meio aos afloramentos da Suíte Intrusiva Saracura, sistematicamente orientados nas direções WNW - ESE e E - W podem corresponder a pulsos da movimentação extensional quando da instalação da bacia Surumu indicando a posição de σ_3 orientado aproximadamente norte - sul.

Outras feições mesoscópicas freqüentemente observáveis em afloramentos da Suíte Intrusiva Saracura correspondem a estruturas de deformação sin-magmática, as quais são evidenciadas pela ocorrência de injeções básicas e veios aplíticos deslocados sem a geração de descontinuidades (Fig. 3.61a e b), respectivamente.

3.4.4 Considerações Sobre a Deformação X Metamorfismo

Vários parâmetros devem ser considerados na discussão das relações entre os processos deformacionais e metamórficos, dentre os quais pode-se destacar: a) a freqüente distribuição heterogênea da deformação que produz zonas internas isentas de deformação, passando por bandas de cisalhamento, evoluindo para zonas discretas em várias escalas até a formação de espessas zonas de cisalhamento de distribuição regional; b) as relações entre texturas ígneas primárias e texturas deformacionais; c) suscetibilidade da rocha às reações metamórficas, condições de hidratação e processo deformacional; e d) as diferentes condições de pressão e temperatura que dominaram durante a deformação, muitas vezes implicando em diferentes ambientes tectônicos. Nesse sentido, com base nas características estruturais/texturais, nas transformações mineralógicas e nas informações disponíveis na literatura, considerando ainda que são relativamente poucos os trabalhos referentes à sistematização do metamorfismo relacionado a deformação progressiva, possivelmente devido à ausência de mineralogia índice em especial nas rochas vulcânicas ácidas "pouco reativas", aborda-se nesta oportunidade, de modo superficial as condições metamórficas em consonância com a

A



B

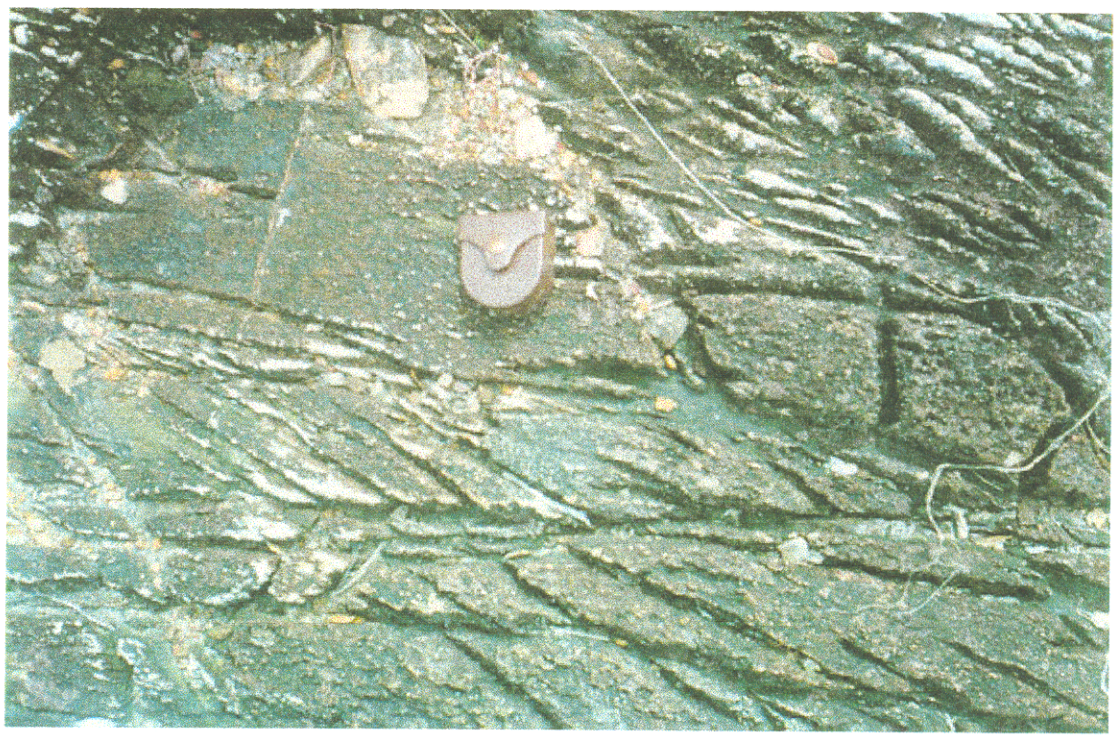


Fig. 3.60. Geometria de duplexes em segmentos retos de zonas transcorrentes. A - Sienogranito da serra Saracura, BR - 174. B - Vulcânica ácida do Grupo Surumu, morro do Breu / maloca da Raposa.

A



B



Fig. 3.61. Feições de deformação sin-magmática. A - Deslocamento de diques máficos, morro Onça. B - Veio aplítico deslocado sinistralmente, serra da Memória.

deformacão que afetou as unidades vulcânicas e plutônicas.

As rochas vulcânicas do Grupo Surumu, bem como os granitos da Suíte Intrusiva Saracura, fora das zonas de concentração da deformação cisalhante, do ponto de vista macroscópico aparentemente não exibem feições deformacionais. Entretanto, sob análise microscópica, essas rochas mostram texturas/estruturas de deformação e recristalização, indicando que todo conjunto rochoso experimentou modificações impostas pelo metamorfismo dinâmico que incidiu em grandes áreas.

3.4.4.1 Grupo Surumu

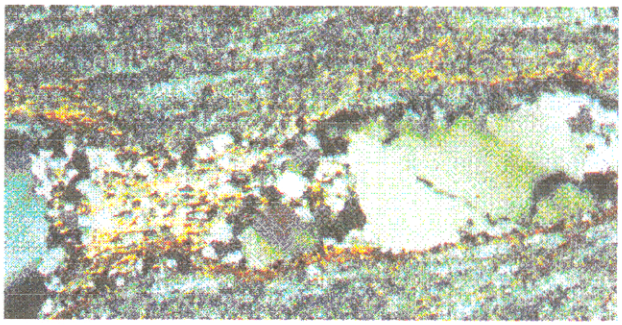
As estruturas e texturas primárias dessa unidade são progressivamente modificadas com o aumento da deformação, caracterizando-se sobretudo diminuição na granulação das rochas. A seqüência de deformação nas rochas vulcânicas, da borda para o centro das zonas, expressa-se pela forte extinção ondulante seguido pela cominuição e estiramento dos cristais de quartzo, juntamente com o fraturamento dos cristais do feldspato alcalino pertítico e desenvolvimento de extinção ondulante, também nos cristais de plagioclásio. Na progressão do processo os cristais do feldspato alcalino adquirem comportamento dúctil, acompanhado de recristalização dinâmica (Vidal et al., 1980) e budinagem do plagioclásio (Fig. 3.62a). Finalmente, nos locais de intensa deformação, os cristais de plagioclásio alcançaram comportamento dúctil sob condições da fácies anfibolito (Boullier & Gueguen, 1995; Gapais, 1989). Nessa situação, os minerais preexistentes foram rotacionados e experimentaram recristalização com a conseqüente formação de nova fase mineral vinculada à interação de fluido - rocha ao longo dos principais condutos de percolação. A foliação milonítica é proeminente onde a rocha experimentou intensa deformação, adquirindo um aspecto xistoso, a exemplo da região das serras do Calango/ lg. Uixi e adjacências da fazenda S. João (Figs. 3.52 e 3.53).

As rochas ácidas aparentemente são menos suscetíveis às transformações mineralógicas. Entretanto, mesmo nas faixas de maior intensidade de deformação, os dacitos e/ou riolitos exibem inclusive pseudomorfos de cristais de epidoto relativamente bem desenvolvidos preservando a morfologia do plagioclásio e vinculados às reações

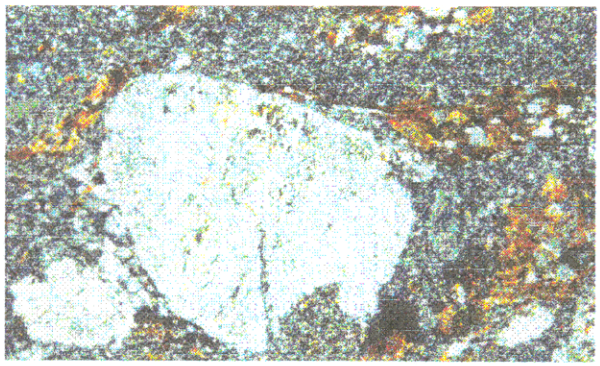
a)



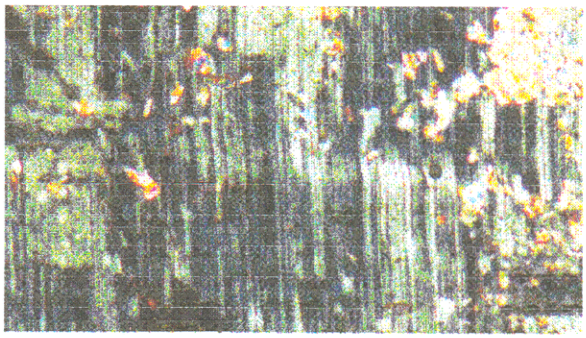
b)



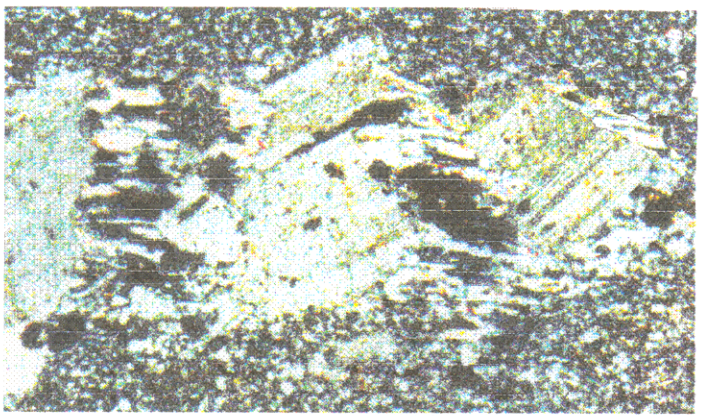
c)



d)



e)



f)

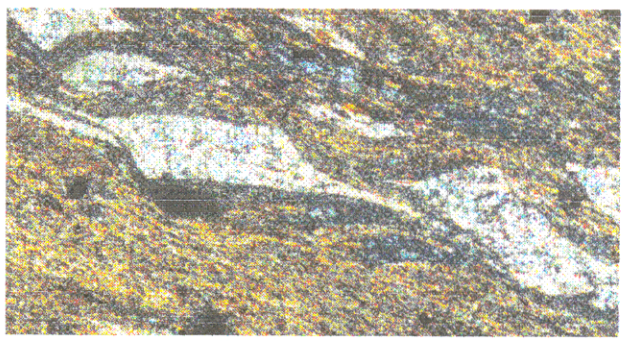


Fig. 3.62a. Microestruturas relacionadas à deformação progressiva em rochas do Grupo Surumu. a) cominuição e recristalização dinâmica de cristais de quartzo; b) bandas de deformação e budinagem de quartzo; c) cominuição, fraturamento e rotação de cristais de feldspato alcalino; d) kink em cristais de plagioclásio; e) budinagem de cristais de plagioclásio; f) deformação dúctil em plagioclásio transformados para pseudomorfos de muscovita.

metamórficas de recristalização dinâmica. A biotita primária (verde) recristalizou para biotita marron ± clorita ± estilpnomelana, bem como foi transformada para epidoto que, por vezes, encontra-se nos planos de clivagem daquele mineral.

As rochas piroclásticas ácidas apresentam como principais produtos de recristalização de cristais de sericita e epidoto da desestabilização do plagioclásio. Nos tipos intermediários, o piroxênio está parcial a totalmente transformado para clorita e epidoto. O estágio intermedário da deformação é marcado pela ocorrência de kinks na biotita que se apresenta também parcialmente recristalizada para clorita (Vernon et al., 1982). Em estágios mais avançados da deformação há neoformação de biotita na forma de lamelas fortemente orientadas. Nessas áreas domina ainda cristalização sin-tectônica de sericita/moscovita, epidoto e carbonatos orientados e definindo também a foliação, constituindo, por vezes, zonas de sombra de pressão adjacentes a porfiroclastos rotacionados de feldspatos.

A recristalização dinâmica em cristal tufos resultou em acentuada diminuição de relictos da fração quartzo-feldspática a temperaturas acima de 500 °C, como discutido por Gapais (1989). Nos exemplares mais deformados, praticamente não existe contraste entre a deformação dúctil expressa pelos porfiroclastos de feldspatos e pelos cristais de quartzo. Cristais de plagioclásio deformados plasticamente, na forma de fita ou amêndoa, foram descritos por Boullier & Gueguen (1975) e Shaocheng & Mainprice (1988) em zonas de cisalhamento dúctil, atribuídas a condições metamórficas de alta temperatura (600° C). Dominante orientação do eixo C de quartzo fitado, conforme observado com placa de gipso, em muitas amostras de vulcânicas ácidas, indica forte deformação plástica, que tem sido atribuída (Mainprice et al., 1986) como característica dominante da deformação plástica de cristais de quartzo a temperaturas superiores a 650 °C. Em algumas amostras, ocorrem diminutos neoblastos de feldspato alcalino com formatos alongados, sugerindo que a deformação plástica continuou após a recristalização.

A recristalização metamórfica nos andesitos resultou principalmente na formação de diminutos cristais de feldspato alcalino (albita?), e epidoto decorrente da recristalização de micrólitos euedrais de plagioclásio. Nesse caso, também ocorreu neoformação de uma associação mineralógica hidratada composta por quartzo +

epidoto + clorita ± titanita ± calcita ± estilpnomelana ± mica branca, cuja associação mineralógica é análoga àquela descrita por Brooks et al. (1982) em sills andesíticos do Devoniano na Califórnia, os quais foram metamorfisados em fácies xisto verde no Jurássico.

De acordo com as considerações acima, entende-se que a influente participação de fluidos durante o processo metamórfico – deformacional, o qual resultou em significativas transformações mineralógicas, sinaliza para a importância do entendimento da mobilidade dos elementos nesses ambientes, indicando que muitas vezes a utilização de diagramas discriminantes de afinidades magmáticas e/ou ambientes tectônicos podem fornecer conclusões não condizentes com a composição original das rochas e conseqüentemente de seus respectivos ambientes tectônicos (Holm, 1982; Ducan, 1987; Sá & Legrand, 1989; Green, 1992), dentre outros.

3.4.4.2 Suíte Intrusiva Saracura

De acordo com Vernon & Flood (1988), um dos principais fatores controladores do desenvolvimento da foliação milonítica em rochas granitóides é a porcentagem e a distribuição dos minerais mais suscetíveis ao comportamento dúctil (quartzo e micas) e dos minerais mais resistentes à deformação que têm comportamento rúptil (feldspatos), bem como o processo de recristalização dinâmica, mesmo em feldspatos (Vidal et al,, 1980; Tullis & Yund, 1985). Nesse sentido, em granito tipo I, as menores porcentagens de quartzo e biotita em relação aos feldspatos, em comparação com granitos tipo S, tendem a apresentar volumes mais heterogêneos de rochas deformadas, como verificado nas rochas da Suíte Intrusiva Saracura.

Os corpos dessa unidade são dominantemente alongados, sendo freqüente a ocorrência de zonas de cisalhamento anastomóticas isolando domínios isentos de deformação (Choukroune & Gapais, 1983), ou de deformação incipiente a intermediário (Kerrich et al., 1980). Entretanto, três principais tipos de padrões estruturais foram encontrados nas diferentes escalas nos granitóides da Suíte Saracura: a) domínios homogeneamente foliados; b) zonas de cisalhamento discretas anastomóticas

contornando domínios de deformação incipiente e c) associação da foliação com bandas de cisalhamento (Estruturas S-C).

O domínio das zonas de cisalhamento discretas com geometrias anastomóticas contornando zonas de deformação incipiente a intermediária, as quais são muito freqüentes nesses granitóides, constitui regiões que, em parte, preservam as texturas ígneas, a exemplo das feições deformacionais sin-magmáticas mostradas na figura 3.61.

Nas áreas de baixa intensidade de deformação, limitadas por zonas de cisalhamento, são petrograficamente favoráveis a preservação de microestruturas de alta temperatura, enquanto que as partes internas das zonas miloníticas geralmente contêm feições sin-cinemáticas de retrogradação (Gapais, 1989).

No passado, as assembléias minerais de rochas graníticas deformadas não eram consideradas adequadas para determinar condições metamórficas. Entretanto, com o avanço do conhecimento petrológico, nas duas últimas décadas, ocorreu aumento significativo de trabalhos sobre microestruturas desenvolvidas em quartzo e feldspatos, que foram utilizados como marcadores da deformação finita e/ou no reconhecimento de estágios da deformação progressiva, além de indicadores da história termal sin-deformacional, a exemplo dos trabalhos de White (1975), Frey et al. (1976), Vauchez (1980), Kerrich et al. (1980), Vernon et al. (1982), Simpson (1985), Gapais & Barbarin (1986), Vauchez (1987), Blumenfeld & Bouchez (1988), Gama Jr. Et al. (1988), Paterson et al. (1989), Wenk & Pannetier (1990), Passchier (1991) e Fitz Gerald & Stünitz (1993) dentre outros.

Com base na análise das microestruturas reconhecidas e por comparação com os dados da literatura pesquisada, são pautadas algumas considerações sobre as condições metamórficas e o processo de deformação/recristalização durante a tectônica compressiva.

As principais feições microestruturais observadas nas rochas graníticas, em ordem progressiva da deformação, são: a) forte extinção ondulante do quartzo; b) cominuição, estiramento, formação de subgrão, migração de limite de grão e recristalização dinâmica de agregados granularizados de quartzo, kinks em biotita e extinção ondulante no feldspato alcalino pertítico; c) cominuição e budinagem do

feldspato alcalino, e desenvolvimento de extinção ondulante no plagioclásio; e d) neoformação dinâmica de microclina em agregados granoblásticos poligonais, formação de *kink bands* e deformação rúptil no plagioclásio concomitante com recristalização dinâmica de feldspato alcalino em suas adjacências (provavelmente albita, recristalização de quartzo fitado + mica branca (Simpson, 1985), cristalização sin-tectônica de biotita em palhetas orientadas, além do desenvolvimento de sombra de pressão ao redor de porfiroclastos (Fig. 3.62b), o que implica em "pequena" transferência de fundido durante a deformação (Gapais & Barbarin, 1986), ou transferência de massa devido ao processo de difusão (Knipe, 1989).

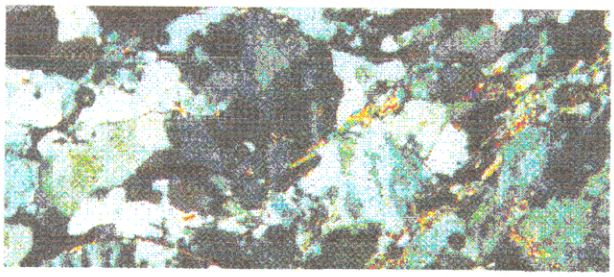
Feições microestruturais gerais da deformação estão representadas por porfiroclastos rotacionados e microfraturados separados por granularizados recristalizados (formação de matriz), forte orientação de palhetas de minerais micáceos que definem a foliação da rocha, além da presença de quartzo fitado, o qual é um dos primeiros minerais a serem deformados no estado sólido em rochas granitóides (Vauchez, 1980).

A recristalização de microclina a expensas do feldspato alcalino pertítico contribui para a diminuição desse último em relação a sua abundância e tamanho do grão mineral, bem como as microestruturas internas dos intercrescimentos tornam-se mais complexas, irregulares e aumentam em granulação, conferindo um aspecto tipo "manchas", que segundo Day & Brown (1980) significa aumento do grau metamórfico de xisto verde para anfibolito baixo. Nesse contexto, as variedades de pertitas observadas indicam zonas de concentração da deformação e de elevação do grau metamórfico.

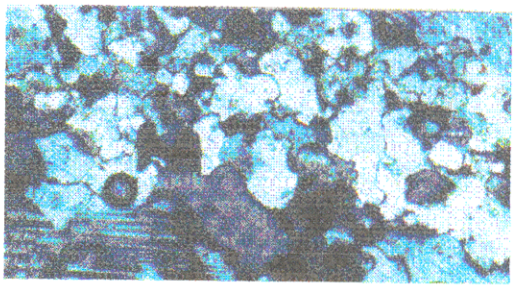
A proporção de microclina com maclamento xadrez e desprovidos de intercrescimentos tende a aumentar com o aumento da deformação (Frey et al., 1976; Vernon et al., 1982). Nesse caso, o maclamento microclíneo é interpretado como uma estrutura produzida mecanicamente, relacionada aos componentes mineralógicos e ao processo cisalhante (Eggleton& Busek, 1980; Paterson et al. 1989; Hackspacker & Legrand, 1989).

Os cristais de plagioclásio predominantemente exibem um comportamento rúptil-dúctil (Vernon et al., 1982), apresentando fraturas e microfalhas desenvolvidas ao longo de planos de clivagem, planos de maclas, bem como oblíquas a esses planos,

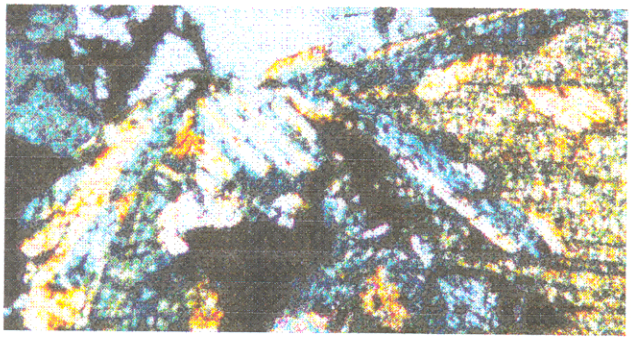
a)



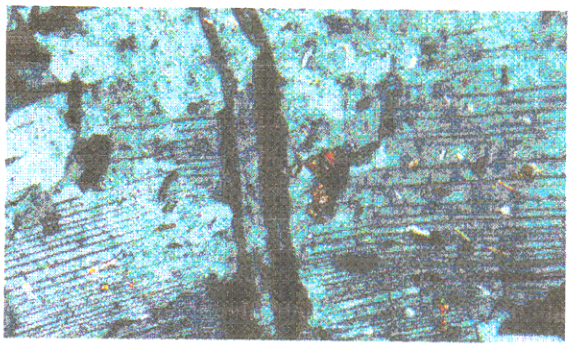
b)



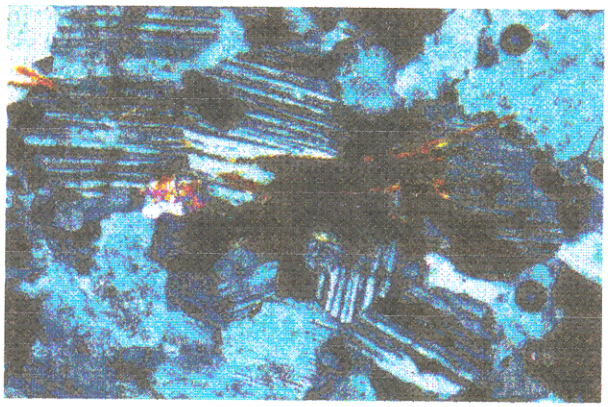
c)



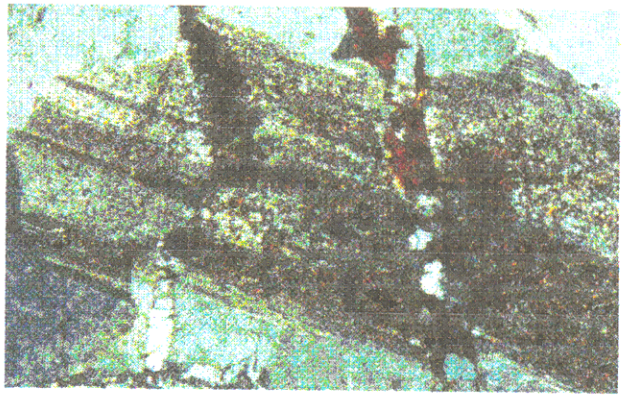
d)



e)



f)



g)

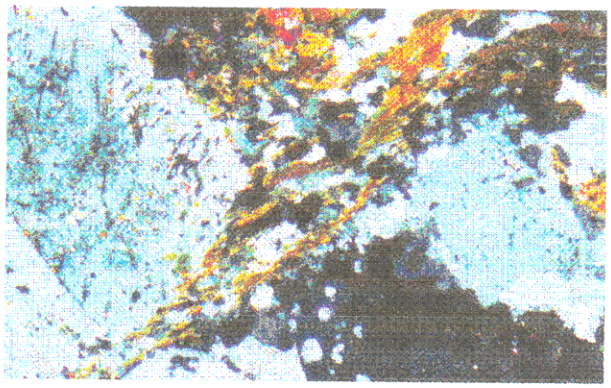


Fig. 3.62b. Microestruturas relacionadas à deformação progressiva em rochas da Suíte Intrusiva Saracura. a) extinção ondulante e cominuição de cristais de quartzo e neoformação de lamelas de sericita; b) recristalização dinâmica de agregados granularizados quartzosos; c) kink em palhetas de biotita; d) extinção ondulante e kink em cristais de plagioclásio; e) neoformação de microclina formando um mosaico granoblástico; f) budinagem de cristais de plagioclásio; g) neoformação de biotita sin-tectônica e desenvolvimento de sombra de pressão contornando porfiroclastos feldspáticos rotacionados.

conduzindo a formação de encurtamento das maclas e microbudinagem, onde em geral, essas descontinuidades foram preenchidas por quartzo + biotita ± estilpnomelana ± sericita.

a) Discussão

A abordagem das condições do metamorfismo pode ser determinada pela mudança no comportamento reológico da rocha, bem como pelas transformações mineralógicas da assembléia primária em novas fases mais estáveis as novas condições termodinâmicas no processo cisalhante, que no presente estudo foi realizada somente com base nas descrições petrográficas.

As microestruturas observadas indicam que ocorreram reações metamórficas basicamente em dois pulsos: um a temperaturas mais elevadas (fáceis anfibolito baixo) e outro a temperaturas mais baixas (fáceis xisto verde).

Com o aumento da taxa da deformação e da temperatura, a desestabilização do feldspato alcalino pertítico conduziu a formação de novas fases minerais mais estáveis tais como microclina, albita, biotita, quartzo e epidoto (Hamner, 1982). Para Voll (1976); o início da recristalização do quartzo é 290° C, e do feldspato alcalino é de 500° C. Segundo Altenberguer et al. (1988) o início da recristalização do feldspato alcalino é 480° C e 520° C para o plagioclásio. Conforme Fitz Gerald & Stünitz (1993), o limite inferior para a recristalização do feldspato alcalino é entre 450° C - 550° C.

Debat et al. (1978) descreveram que a rotação e a deformação de feldspato alcalino com formação de sombra de pressão, delineada por granularizados de quartzo, ocorreu a temperatura de 550° C e pressão de 2 Kb. Conforme Gapais (1989), a ductibilidade do quartzo é entre 350° C - 700° C, e a maioria dos cristais de feldspatos apresentam comportamento de transição rúptil-dúctil com temperatura em torno de 550° C (fácies anfibolito baixo). Diante dessas evidências, interpreta-se que a deformação ocorrida nos granitóides da Suíte Intrusiva Saracura atingiu temperaturas relativamente elevadas, superiores a 550° C (fácies anfibolito baixo), enquanto que é difícil precisar a magnitude da pressão no atual estágio de conhecimento. Entretanto, as reações decorrentes do metamorfismo dinâmico devem ter ocorrido a baixa pressão, devido à

ausência de paragênese indicativa de outro ambiente.

Outras evidências desse estágio metamórfico estão representadas pelos pseudomorfos bem desenvolvidos de epidoto derivado de plagioclásio, cristalização sin-tectônica de biotita, biotita contendo titanita ao longo dos planos de clivagem, considerável percentual de titanita distribuida pela rocha também indicam elevação do grau metamórfico, bem como a existência de granada primária envolvida por biotita, além da transformação mineralógica da hornblenda para biotita, em uma fase da deformação intermediária, o que também podem ser indicativos de condições de fácies anfibolito baixo (Bittencourt & Nardi, 1986).

Considerando que essas rochas foram alçadas para níveis crustais superficiais vinculado a fase de inversão da bacia que acolheu as vulcânicas Surumu, e que ocorreram significativas transformações mineralógicas, a exemplo de sericita/moscovita, quartzo, clorita, epidoto, estilpnomelana e carbonatos de natureza sin-tectônica, atribuí-se que essas rochas "evoluíram" para um metamorfismo de fácies xisto verde de natureza hidrotermal (Beach, 1980), causada pela interação fluido-rocha
em abundantes reações de hidratação. Para a fonte e natureza dos fluidos em zonas de cisalhamento, em geral, admite-se uma origem a partir de reações de desvolatização metamórfica de rochas hidratadas de frentes de empurrão (McCaig, 1984; Losh, 1989 dentre outros). Considerando-se ainda que o domínio de estabilidade da biotita na fácies xisto verde é de 400° C - 2 Kbar a 450° C - 5 Kbar (Yardley, 1989), e a freqüente presença de biotita transformada para clorita, interpreta-se que as reações possivelmente, ocorreram na fase de arrefecimento em temperaturas inferiores a 400° C (Winkler, 1979).

b) Sumário

As relações S - C observadas nas rochas vulcânicas do Grupo Surumu, nas quais a foliação "S" é definida pela orientação preferencial dos minerais da matriz quartzo-feldspática, e não existindo praticamente contraste de ductibilidade entre os porfiroclastos de quartzo e feldspatos; e a foliação "C" definida pela budinagem e recristalização dinâmica de cristais de quartzo e sericita, conduzem a interpretação de

que o desenvolvimento desse arranjo estrutural foi acompanhado por desestabilização de assembléias minerais da fáceis anfibolito para a fácies xisto verde.

As rochas vulcânicas e as rochas graníticas, as quais foram envolvidas no mesmo processo deformacional, apresentam comportamento ligeiramente diferenciado em relação ao desenvolvimento da foliação milonítica. É possível que essa heterogeneidade esteja relacionada a granulação das vulcânicas, bem como a sua porcentagem de minerais mais suscetíveis a deformação (quartzo e micas) em relação aos granitos (> porcentagem de feldspatos).

Um dos melhores critérios que corroborou que a deformação dos granitos ocorreu no estado sólido, é que a foliação regional seja penetrativa e paralelamente tanto nos granitos quanto nas suas encaixantes (Paterson et al. 1989). Nesse contexto, esse fato é admitido para os granitos da Suíte Intrusiva Saracura, visto que a orientação da foliação impressa nos granitóides Saracura mantêm a mesma direção da foliação regional das rochas vulcânicas, em torno de E - W.

Outras evidências de que a deformação ocorreu no estado sólido, desta feita de cunho microestrutural são: foliação penetrativa sobretudo na região de contato dos porfiroclastos rotacionados separados por granularizados recristalizados, levando a formação de matriz e o desenvolvimento de sombra de pressão; forte orientação de lamelas de minerais micáceos neoformados e/ou rotacionados indicando o desenvolvimento de uma foliação metamórfica (Paterson et al., op. cit.); a presença de quartzo fitado, como descrito por Vauchez (1980), inversão de feldspato alcalino pertítico para um mosaico de microclina devido à deformação no estado sólido (Eggleton & Buseck, 1980); e enclaves vulcânicos deformados e orientados subparalelamente à foliação, nesse caso, interpreta-se que a foliação milonítica foi superimposta à estrutura de fluxo magmático, já que os enclaves também incorporam superposição da foliação e encontram-se sistematicamente dispostos na direção da deformação regional.

Concluindo, as características investigadas apresentam evidências que as rochas do conjunto vulcano-plutônico experimentaram um processo de deformação dúctil-rúptil (no sentido de Sibson, 1977), sob condições metamórficas de transição da fácies anfibolito baixo para a fácies xisto verde, em profundidade de no mínimo 5 Km e atingindo temperatura da ordem de 550° C, possivelmente sob condições de baixa

pressão.

3.4.5 Episódio K'Mudku

3.4.5.1 Introdução

As ocorrências de rochas miloníticas no Estado de Roraima foram atribuídas (principalmente a partir da década de 70), a incidência de um evento tectono-termal de natureza compressiva, correlacionável ao *"K'Mudku Milonite Episode"* da Guiana, datado em 1.200 ± 100 Ma (Barron[1] apud Melo et al. (1978).

Melo et al. (op. cit) referem-se à atuação de um metamorfismo dinâmico relacionado ao mencionado episódio, que teria atingindo as vulcânicas do Grupo Surumu, os granitos da Suíte Intrusiva Saracura e arenitos da "Formação Roraima", gerando cataclasitos, milonitos, blasto milonitos, além de processos de silicificação, epidotização e carbonatação.

O Episódio K'Mudku também é relacionado à movimentação tectônica pós-Uatumã (Fraga et al., 1994a); a reativação do Cinturão de Cisalhamento Guina Central (Fraga & Reis, 1996) e a inversão positiva que afetou as rochas sedimentares do Supergrupo Roraima na borda sul do Bloco Sedimentar Pacaraima e nas serras Tepequém, Uafaranda e Uratani (Fraga et al. 1994b e Fraga, 1998).

3.4.5.2 Reativação Vinculada ao Episódio K'Mudku

Na área investigada o evento K'Mudku é entendido como de caráter transpressivo dúctil-rúptil que reativou estruturas preexistentes, principalmente aquelas situadas nas áreas de passagem do Grupo Surumu para o Supergrupo Roraima, onde comparecem feixes de falhas inversas orientadas na direção aproximadamente NE - SW com imbricações predominantemente de baixo ângulo e mergulhos ora para NW, ora para NNW incorporando lineações de estiramento oblíqua e indicando transporte tectônico aproximadamente de norte para sul, imprimindo deformação com geração de foliação penetrativa e duplicação de camadas e dobras de estilos diversos nas rochas do Grupo

Surumu e da Formação Arai. Esse evento também propiciou a formação de abundantes veios de quartzo de espessuras variáveis alojados em meio às rochas vulcânicas do Grupo Surumu, como ocorre na região das malocas Macedônia e Napoleão.

A zona transpressiva mestra está orientada na direção WNW – ESE, constituindo-se na zona de cisalhamento mais expressiva desse evento, exibindo cinemática dextral e dezenas de km de extensão, estende-se desde o médio rio Cotingo (cachoeira Tamanduá), avança pela serra Lilás, Vila Mutum e ultrapassa o lg. Rebengue.

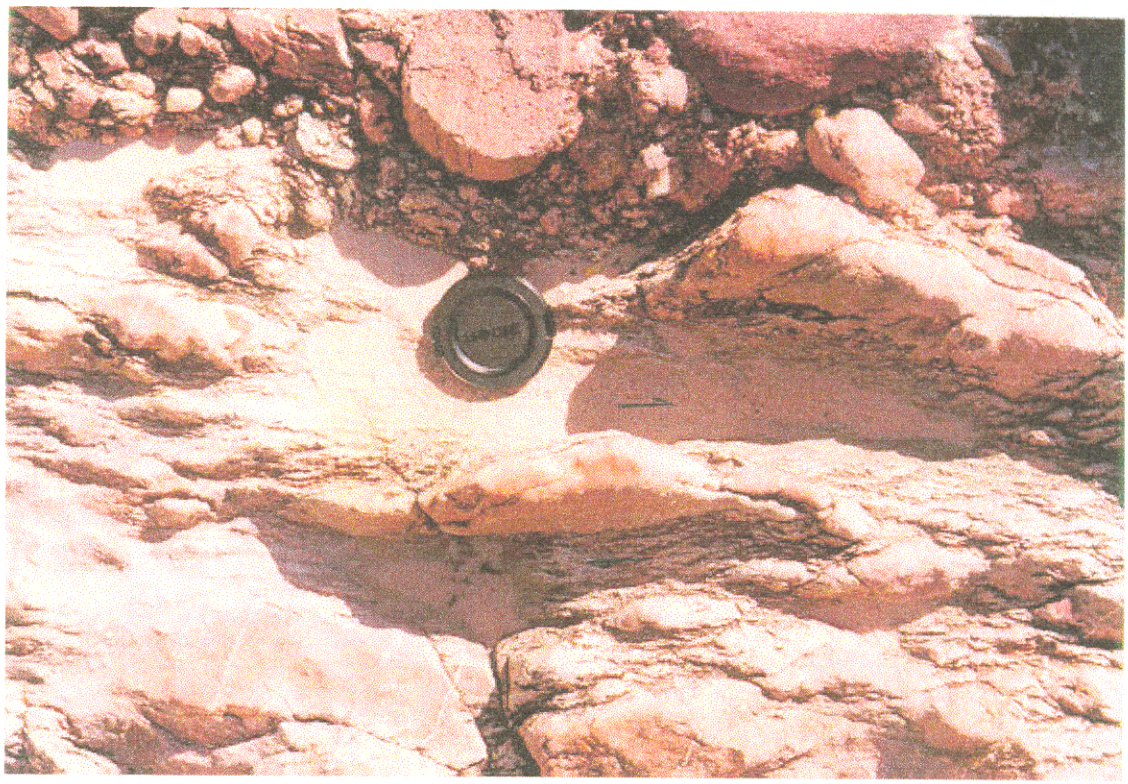
Na cachoeira Tamanduá, a referida zona mostra um comportamento essencialmente dúctil, onde observa-se que até os seixos e calhaus estão rotacionados e deformados plasticamente levando ao desenvolvimento de zonas de sombra de pressão centimétricas em lentes de conglomerados polimíticos (Fig. 3.63). Nas regiões da serra do Lilás e "boqueirão" do Mutum a deformação é aparentemente menos intensa, onde se verifica que as rochas têm grânulos e pequenos seixos do pacote de arenito conglomerático que estão esparsamente distribuídos nesse litotipo, enquanto que localmente piroclásticos líticos centimétricos das vulcânicas estão fragmentados e deslocados dextralmente. Nas adjacências da vila Mutum (lg. Rebengue), os arenitos conglomeráticos exibem uma foliação penetrativa, bem como rotação dextral de pequenos seixos quartzosos, em meio à zona de movimentação (Fig. 3.64).

As falhas inversas estão orientadas nas direções NE - SW e ENE - WSW- ENE mergulhando sistematicamente para NW e NNW, respectivamente, com lineação de estiramento de alto mergulho (Fig. 3.65). A análise cinemática indica um vetor compressivo (σ_1) disposto na direção NNW - SSE (Fig. 3.66).

Zonas de concentração de deformação sistema imbricado, vinculadas a movimentação dextral transpressiva, estão bem evidentes na BR-174 (próximo a vila de Pacaraima), bem como na região da serra do Lilás e boqueirão do Mutum (Fig. 3. 67).

Diversas feições estruturais relacionadas ao Episódio K'Mudku estão registradas no extremo norte da área, destacando-se as seguintes: a) geração de duplex nos pacotes de rochas sedimentares da Formação Arai, os quais são projetados sobre as rochas vulcânicas do Grupo Surumu, como é verificado na região das serras Maturuca - Macuá (Fig. 3.68); b) zonas de cisalhamento discretas orientadas em torno de 350/45

A



B



Fig. 3.63. Zona de cisalhamento dúctil com cinemática dextral afetando arenitos conglomeráticos com lentes de conglomerados polimíticos da Formação Arai. A - Aglomerados de seixos de quartzo deformados semelhante a textura "augen". B - Seixos e calhaus rotacionados com o desenvolvimento de zona de sombra de pressão. Rio Cotingo / cachoeira Tamanduá.

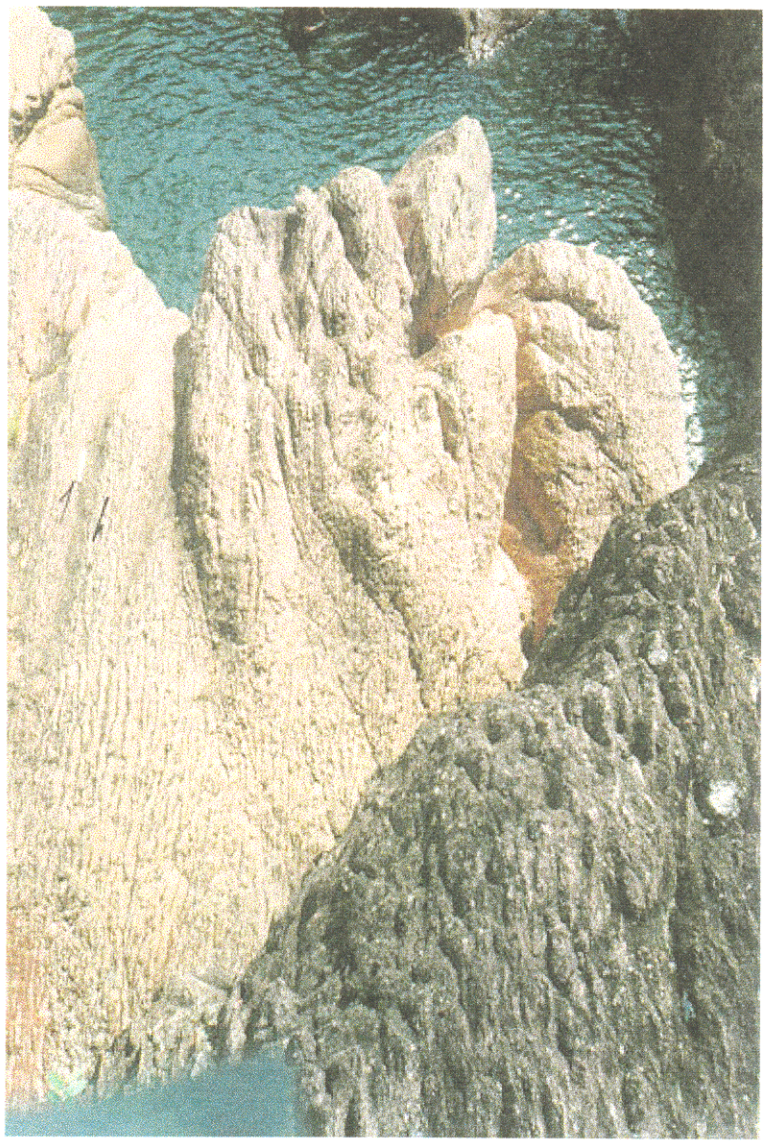


Fig. 3.64. Foliação desenvolvida em arenitos conglomeráticos da Formação Arai. Vila Mutum / Ig. Rebengue.

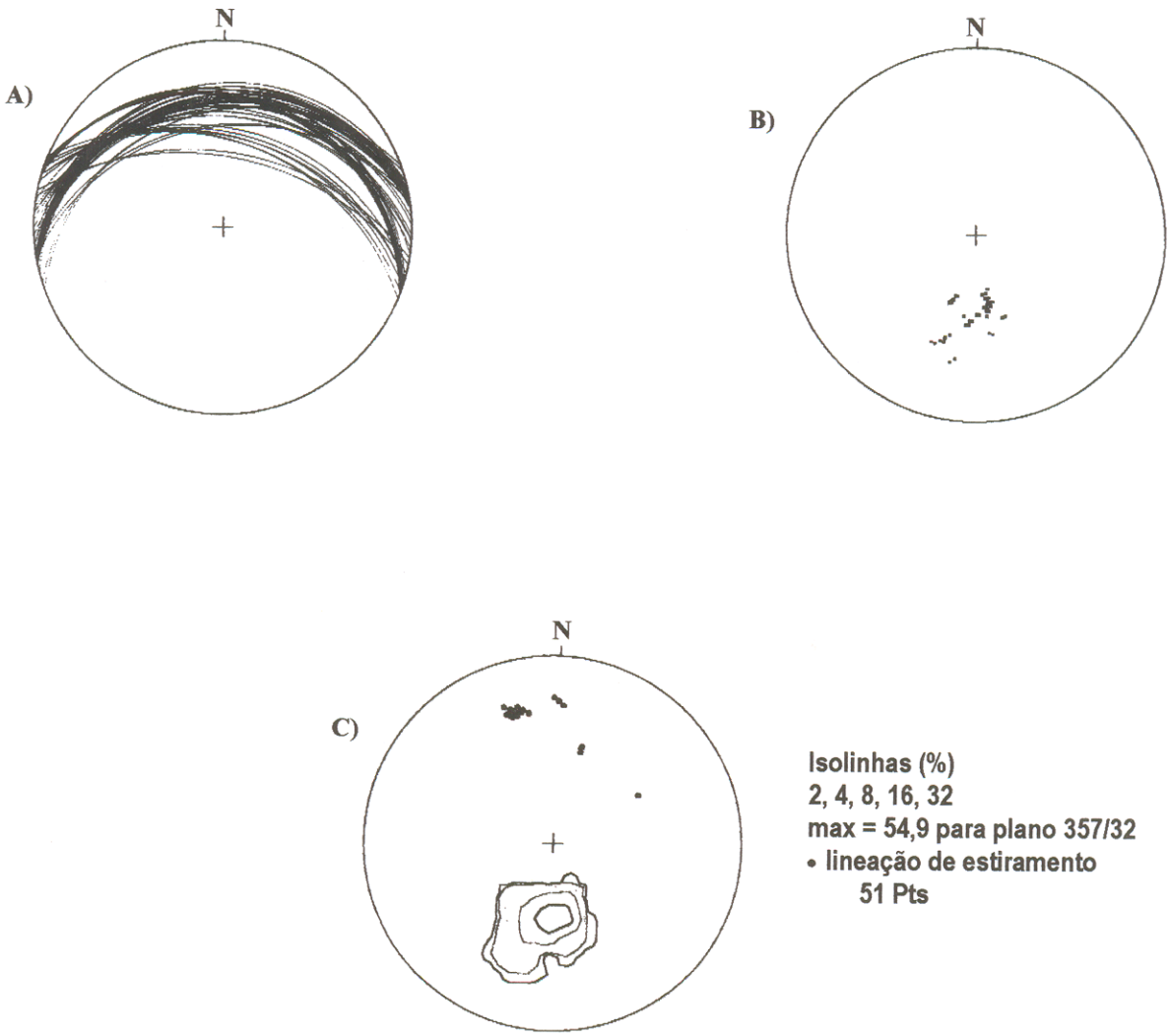
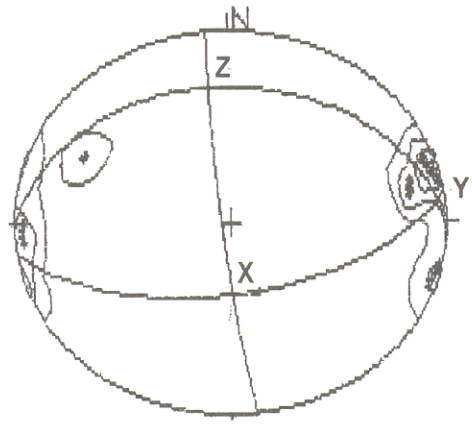


Fig. 3.65. Diagramas do comportamento geométrico de falhas inversas vinculadas ao Episódio K'Mudku. A - Projeção ciclográfica. B - Concentração de polos. C - Diagrama de contorno de freqüência de polos e lineação de estiramento. Rede de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.



Posição relativa dos eixos de deformação
Z = 352/30
X = 180/60
Y = 084/03
isolinhas (%) 13,8; 27,6; 41,4 max = 44,7
pts = 47

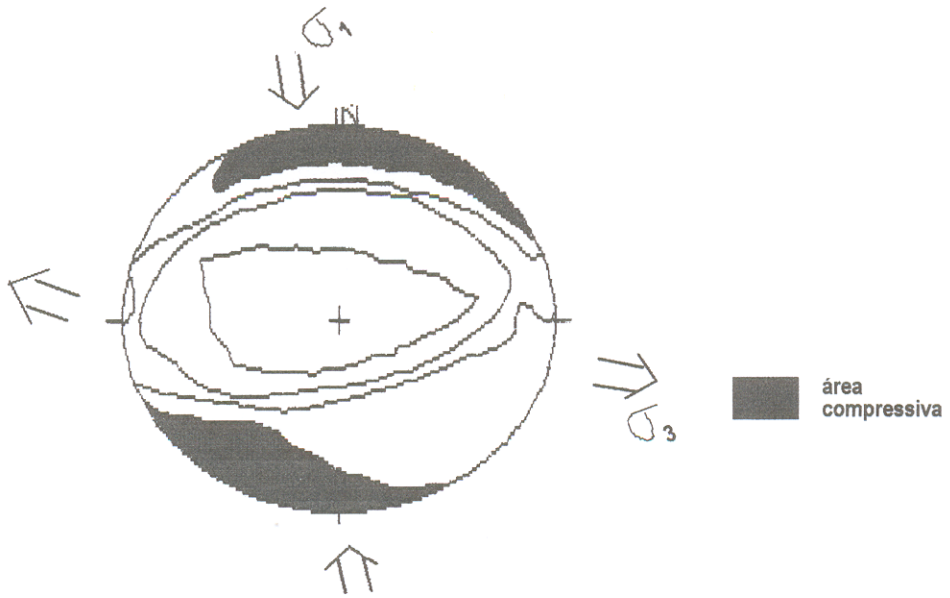


Fig.3.66. Diagrama de polos e estrias de falhas inversas vinculadas ao Episódio K'Mudku. A - Método de Arthaud. B. - Método Angelier & Mechler. Zona compressiva indica maior probabilidade de conter o eixo de tensão máxima.



Fig. 3.67. Feixes de falhas inversas vinculadas ao Episódio K'Mudku. BR - 174, 2 Km ao sul da vila Pacaraima.



Fig.3.68a. Duplicação de camadas em sedimentos da Formação Arai, tectonicamente projetada sobre as rochas vulcânicas do Grupo Surumu. Região das Serras Maturuca-Macuá. Vista de oeste p/ leste.

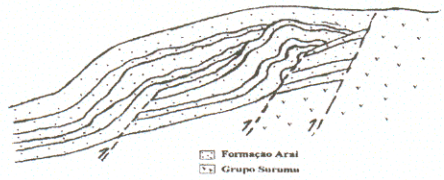


Fig.3.68b. Seção esquemática simplificada da geometria do dúplex da figura acima. Região das Serras Maturuca – Macuá.

seccionando vulcânicas Surumu intensamente alteradas (Fig. 3.69); c) Falhas inversas e cavalgamentos lístricos para norte nas descontinuidades orientadas na direção NE –SW e que isolam frações das rochas vulcânicas alteradas (Fig. 3.70); e d) concentração de planos de movimentação intra-estratal percolados por mobilizados quartzo-feldspáticos em arenitos conglomeráticos da Formação Arai, indicando transporte de massa de NNW para SSE (Fig. 3.71).

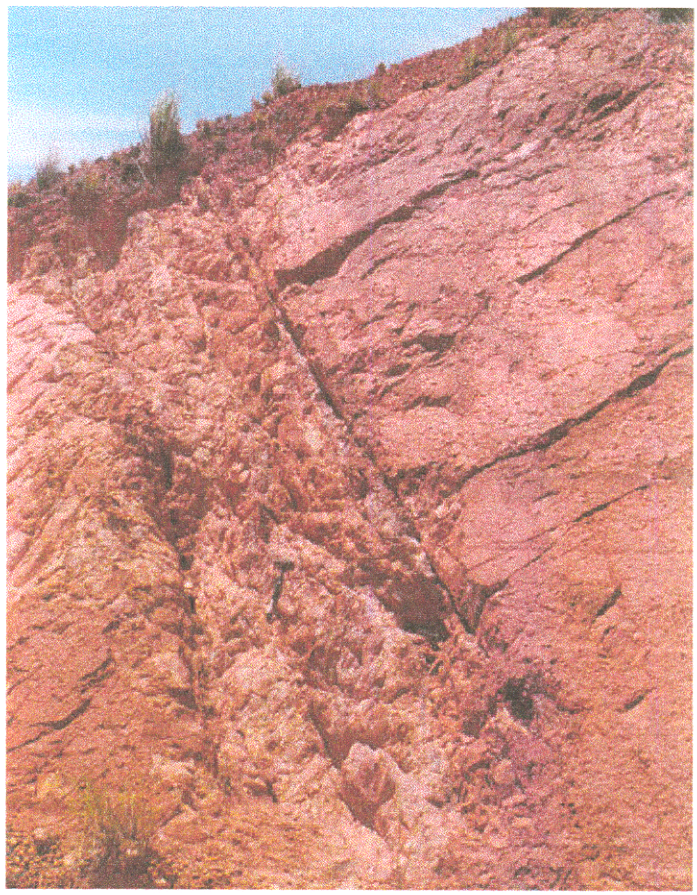
Uma evidência estrutural de que o Episódio K'Mudku é posterior a colocação do Diabásio Avanavero, está vinculada ao fato de que o extenso dique Cotingo, orientado na direção NW – SE, foi afetado por zonas de cisalhamento transcorrentes discretas relacionadas a estruturação do referido episódio, no caso com atitude de 006/40, (Fig. 3.72a). Uma particularidade dessa zona cisalhante corresponde a uma reação de borda com a encaixante, conduzindo a formação de lentes quartzosas contendo disseminações de turmalina preta (Fig. 3.72b).

3.5 GEOCRONOLOGIA

3.5.1 Introdução

A aplicação geocronológica do sistema U-Pb em cristais de zircão vem sendo aprimorada ao longo das últimas décadas. Tal progresso está relacionado ao fato de que, na literatura especializada, verifica-se que é levado em consideração, que esse mineral, mesmo tendo comportamento frágil, apenas diminui de tamanho em direção ao centro de zonas de cisalhamento, mas não está sujeito a recristalização dinâmica a baixas temperaturas e que mesmo submetido a evento granulítico com geração de ultramilonito, gerando fragmentação e rotação em meio a matriz dúctil, não apresenta uma clara abertura do sistema U-Pb, portanto, não seria afetado pelos processos tectônico-metamórficos em condição de baixa temperatura após sua formação, conforme descrito por Lancelot et al. (1983). Um dos exemplos dessas considerações, é dado por Page & Bell (1985), os quais interpretaram que metamorfismo de facies anfibolito em granitos no Norte da Austrália (Mount Isa) não perturbou o mencionado sistema isotópico.

A



B

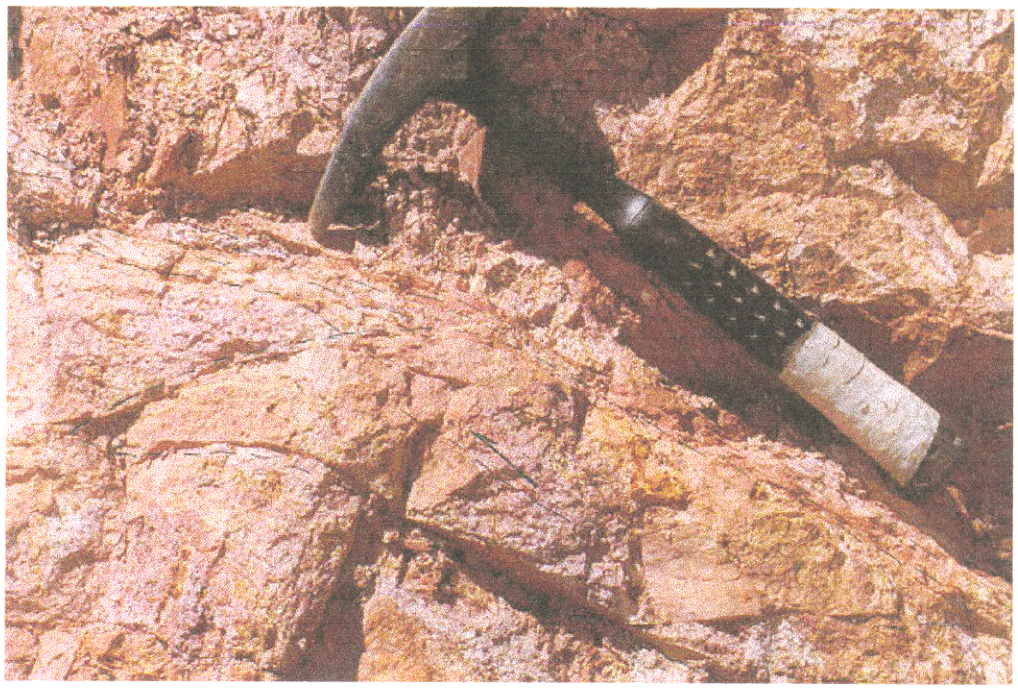


Fig. 3.69. A - Zona de cisalhamento discreta em meio a vulcânica do Grupo Surumu intensamente alterada. B - Detalhe da acomodação interna de cordões de sigmóides. Ramal de acesso a localidade Puxa-Faca.



Fig. 3.70. Falhas inversas de geometria lístrica vinculadas ao Episódio K'Mudku realçadas por frações de saprólito de rochas vulcânicas do Grupo Surumu.

A



B

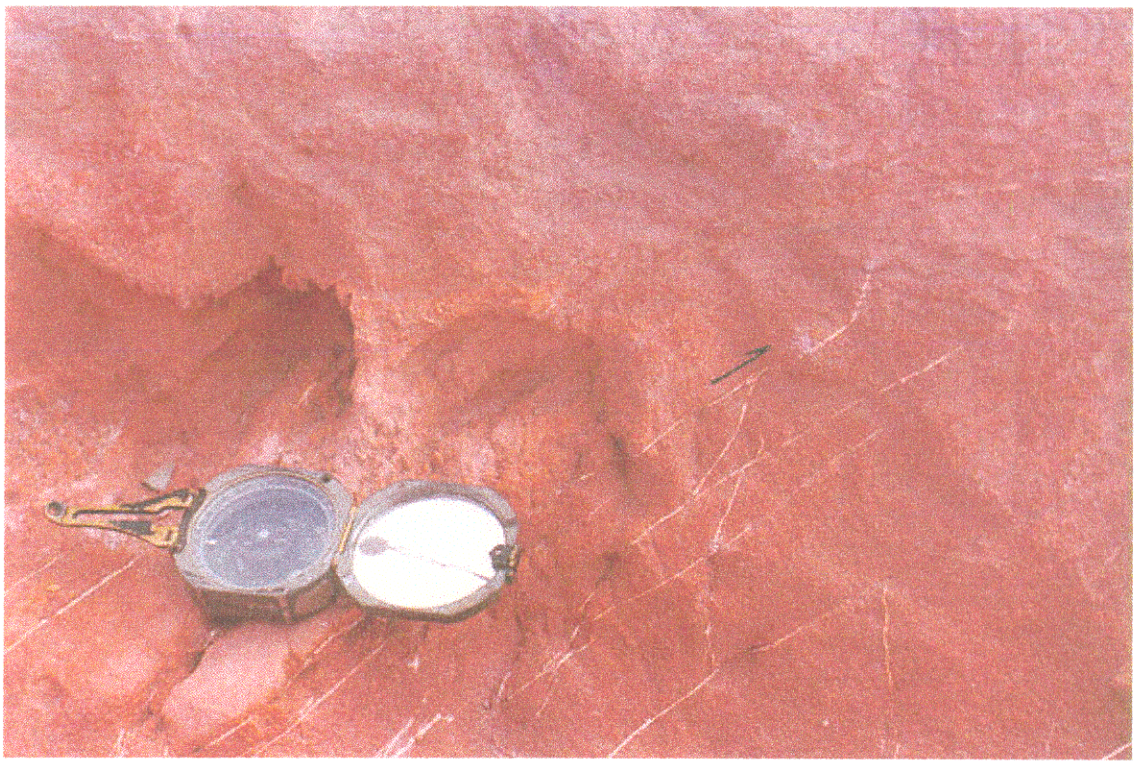
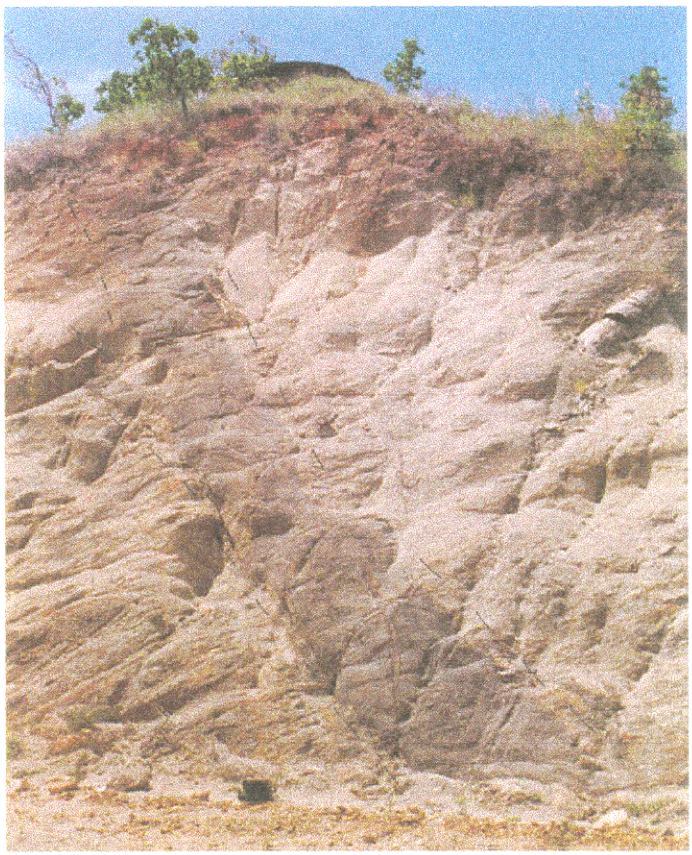


Fig. 3.71. A - Planos de movimentação intra-estratal percolados por mobilizados quartzo-feldspáticos em arenitos da Formação Arai. B - Detalhe do sentido de movimento indicando transporte de massa de NNW para SSE. Visualização do observador na direção NE.

A



B



Fig. 3.72. A - Zona de cisalhamento discreta preservada em meio ao saprólito de dique básico da unidade Diabásio Avanavero. B - Detalhe da reação de borda: lente de quartzo contendo disseminações de turmalina.

O método Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão está fundamentado no decaimento radioativo dos elementos U e Th para isótopos de Pb. Deve-se a Gentry et al. (1982) os princípios básicos da análise geocronológica de monocristais de zircão, sem tratamento químico prévio, empregando a técnica de evaporação e ionização simultânea do Pb radiogênico contido em monocristais de zircão, utilizando-se de um filamento simples de Rênio em forma de "V". As primeiras tentativas de análise pelo método Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão foram realizadas por Sunin & Malishev (1983). Entretanto, o primeiro estudo sistemático detalhado deste procedimento foi elaborado por Gaudette et al. (1998).

Kober (1986, 1987) aprimorou a técnica inicial de Gentry et al (op. cit.) utilizando um arranjo de filamentos duplos de Rênio, dispostos frontalmente com etapas sucessivas de aquecimento gradativo ascendente do filamento contendo zircão, com conseqüente evaporação do Pb contido no referido cristal e precipitação no filamento de ionização, o qual é aquecido e analisado na seqüência.

A determinação geocronológica utilizando o método Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão, no Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências-UFPA é um processo rotineiro e com algumas vantagens, entre as quais se pode destacar: a) menor volume de amostra, podendo até serem analisadas amostras de saprólitos; b) obtenção de respostas relativamente mais rápidas, não necessitando de abertura química, evitando assim maior possibilidade de contaminação; e c) fornece idades semelhantes àquelas obtidas através do método U-Pb, até mesmo em monocristal polido como demonstrado por Macambira & Scheller (1994). Nesse sentido, evitando-se métodos dispendiosos e objetivando agilizar os resultados analíticos, optou-se pelo referido método para a obtenção de "idades" de alguns litotipos previamente selecionados.

As amostras da Suíte Intrusiva Saracura foram analisadas pela técnica do filamento simples (espectrômetro VG ISOMASS 54E), enquanto que zircões pertencentes ao Grupo Surumu passaram pela técnica do filamento duplo (espectrômetro FINNIGAN MAT 262).

3.5.2 Metodologia

3.5.2.1. Preparação das Amostras

A separação de cristais de zircão a partir da amostra de rocha bruta obedeceu procedimentos básicos executados nos laboratórios do CG-UFPA, conforme descritos abaixo:

- trituração da amostra em britador de mandíbula
- pulverização em moinho de bola. Quando o material não atinge a granulometria desejada utiliza-se o Shaterbox para facilitar a pulverização e conseqüentemente a separação em 4 frações granulométricas:

< 0,250 - 0,177 mm
< 0,177 - 0,125 mm
< 0,125 - 0,088 mm
< 0,088 mm

- após o peneiramento, procedeu-se lavagem do material, "deslamamento" com obtenção de um concentrado rudimentar dos minerais pesados, objetivando diminuir o volume.
- secagem e posterior elutriação utilizando uma coluna de água de aproximadamente 80 cm, na intenção de diminuir significativamente o volume do concentrado.
- separação dos minerais magnéticos, inicalmente utilizando manualmente um imã potente. Em seguida, foi utilizado o separador magnético isodinâmico Franz com disposição de inclinação frontal e lateral de 20° e intensidade de corrente de 1 ampere (A), conforme sugerido por Martins (1964), para extrair do concentrado os minerais magnéticos e paramagnéticos (ex. magnetita, titanita, anfibólio, biotita entre outros). Esse procedimento objetiva diminuir ainda mais a quantidade do concentrado, evitando assim, utilizar maior quantidade de líquido pesado (Bromofórmio) com conseqüente economia no processo, e menor tempo de exposição do operador a esse líquido altamente tóxico.
- após a decantação dos minerais pesados, o concentrado final obtido foi aquecido em torno de 50 °C em uma solução de HNO_3 a 50%. Em seguida, foi feita uma lavagem

para retirar os resíduos ácidos e secagem em estufa.

- Como verificou-se que as frações pesadas ainda continham considerável percentual de titanita, as mesmas foram novamente tratadas no separador magnético, dessa vez com ângulo frontal e lateral de 10º e amperagem de 1,8 A, a qual mostrou-se útil, separando completamente o resíduo magnético.

- na fase seguinte procedeu-se a separação manual seletiva de cristais de zircão utilizando-se de lupa binocular. Como procedimento na obtenção de melhores resultados, deve ser feita uma boa escolha do zircão, em que cristais com características metamíticas devem ser evitados. Nesse sentido, foram selecionados zircões de elevada cristalinidade (euédricos), límpidos e na medida do possível, desprovidos de inclusões e fraturas.

- após esse método seletivo, os "melhores" cristais foram descritos e posteriormente capturados e introduzidos no filamento de Rênio com um formato côncavo mais conhecido como "canoa", o qual é previamente moldado manualmente em um suporte apropriado. Posteriormente à deposição do zircão, a canoa é fechada, deixando-se apenas uma estreita abertura sob o cristal. Finalmente, após essas etapas de preparação, os filamentos contendo cristais de zircão são alojados sequencialmente em um tambor, e introduzidos no espectrômetro de massa para serem "queimados". O princípio da metodologia é extrair o Pb do domínio intracristalino mais retentivo (que em geral corresponde a parte mais interna do cristal), fato esse que ocorre a elevadas temperaturas.

3.5.2.2 Espectrômetros de massas utilizados:

a) VG ISOMASS 54E

As análises isotópicas realizadas nesse equipamento utiliza um detector Daly (fotomultiplicador) e a técnica empregada é a do filamento simples. No processo de queima do zircão, é deixada uma pequena abertura no filamento diretamente sobre o grão mineral para permitir maior liberação e conseqüentemente melhor leitura dos ions de Pb. Entretanto, inicialmente a temperatura do filamento é elevada somente até atingir

a emissão do Ba, que é um pico detectável com relativa facilidade. A partir de então, focaliza-se com precisão o feixe de emissão. Após o término da emissão de Ba, a temperatura do filamento é elevada no sentido de se obter um sinal monitorável de ^{206}Pb. Nesse momento, o sinal do Pb está focalizado e a análise propriamente dita tem início.

As intensidades dos isótopos de Pb e o *background* são medidos em um ciclo seqüencial de massa 206-207-208-202,5-204 e 208,5, o qual é repetido por seis ciclos definindo um bloco de dados. A média para as razões isotópicas $^{204}Pb/^{206}Pb$, $^{207}Pb/^{206}Pb$ e $^{208}Pb/^{206}Pb$ de cada bloco é calculada com desvio padrão. Após cada bloco ter sido registrado, a temperatura do filamento é elevada incrementalmente e o processo repetido.

a.1) tratamento dos dados

Conforme Gaudette et al. (1998), as medidas das razões isotópicas de Pb são corrigidas pelo Pb comum mediante o uso da composição isotópica do Pb determinada por Stacey & Kramers (1975), correspondendo ao modelo de evolução do Pb em estágio duplo utilizando a razão $^{204}Pb/^{206}Pb$.

A razão $^{207}Pb/^{206}Pb$, ou ainda a idade calculada a partir dessa razão para cada bloco é plotada contra o número de blocos em um diagrama binário. Nesse caso, a razão $^{207}Pb/^{206}Pb$ ou ainda a idade calculada a partir dessa mesma razão, será obtida em um platô que descreve a idade de um monocristal de zircão por evaporação e ionização com análise simultânea do Pb (técnica do filamento simples).

Os dados obtidos são tratados segundo critérios adotados no Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências-UFPa, onde as idades são apresentadas em 2σ em relação à média ponderada obtida para os blocos, em que são eliminados:

- blocos com valores de razões isotópicas $^{204}Pb/^{206}Pb$ superiores a 0,0004, eliminados no intuito de minimizar a correção do Pb comum de contaminação ou inicial.
- blocos com desvio padrão superiores a $2,0\sigma$ em relação à média das idades indicadas pelos blocos.
- blocos etapas de evaporação ou zircões que apresentem idades discrepantes em

relação à média ponderada das análises aproveitadas no cálculo das idades (eliminação subjetiva).

b) espectrômetro FINNIGAM MAT 262

Nesse equipamento, a técnica analítica compreende a utilização de dois filamentos de Rênio posicionados frontalmente (técnica do filamento duplo), onde o filamento de evaporação contém o zircão a ser analisado, enquanto que o filamento de ionização tem um formato plano, sendo utilizado apenas para a deposição do Pb ionizado. O filamento de evaporação é aquecido gradativamente a temperaturas pré-estabelecidas (etapas de evaporação). Entretanto, o processo inicia-se pela "limpeza" dos filamentos (eliminação do Pb de contaminação), no qual o filamento de evaporação é aquecido sob intensidade de corrente de 1,5 A e o filamento de ionização até 4,5 A (nas etapas conseqüentes a limpeza do filamento de ionização é feita somente até 3,0 A). Quando o sinal do Pb de contaminação fica abaixo de 1000 pulsos/seg. (cps), inicia-se a primeira etapa de evaporação, através do aquecimento gradativo do filamento contendo zircão até a 1450°C, sempre com a preocupação de se obter a melhor focalização (centralização da emissão) ao se atingir a temperatura desejada. Espera-se em torno de 5 minutos para que haja a liberação do Pb do retículo cristalino do zircão e sua conseqüente implantação no filamento de ionização, o qual é mantido a temperatura ambiente. Após esse período, o filamento de ionização é desligado e o filamento de ionização é aquecido a uma temperatura em torno de 1050°C ocorrendo a partir de então a inonização do Pb, pode-se aumentar gradativamente a temperatura em poucos graus até atingir valores de 30.000 cps no contador de ions, atingida essa condição, tem início o registro desses valores.

A segunda e a terceira etapas de evaporação seguem o mesmo procedimento, em temperaturas de 1480°C e 1550°C, respectivamente. Dependendo da quantidade de Pb no zircão, podem ser realizadas até cinco etapas de evaporação.

As intensidades das emissões dos diferentes isótopos de Pb podem ser medidas de duas maneiras: a) quando se tem baixa intensidade (caso mais freqüente), e b) alta intensidade. No primeiro caso, é utilizado o monocoletor, que é um contador de ions

com uma seqüência de varredura de massa segundo: 206, 207, 208, 206, 207, 204. No segundo caso, as medidas são realizadas no multicoletor (contador de ions e caixas de Faraday) seguido de varredura de massa: 206, 207, 208, 204. Em ambos os casos, cada conjunto de dez varreduras define um bloco. Um bloco obtido no contador de ions fornece 18 razões $^{207}Pb/^{206}Pb$ e no multicoletor são obtidas 10 razões $^{207}Pb/^{206}Pb$.

A cada etapa de evaporação são obtidas em torno de 5 a 10 blocos de dados. A média das razões $^{207}Pb/^{206}Pb$ define uma idade para cada etapa de evaporação. Esses dados são representados em um diagrama binário, Idade versus Etapas de Evaporação, em que, de modo genérico, cada etapa de evaporação fornece um platô de idade. As idades obtidas nas diferentes etapas de evaporação podem apresentar diferentes valores, de modo que, em geral, observa-se um incremento nas idades no sentido das etapas de mais alta temperatura. Normalmente devem ser consideradas apenas as idades obtidas em temperaturas mais elevadas, o que indica que o Pb analisado é proveniente das porções mais internas (retentivas) do cristal de zircão e portanto, mais representativas da idade de cristalização do mineral.

b.1) tratamento dos dados

Os critérios no tratamento das razões para a técnica do filamento duplo é semelhante aos parâmetros adotados para a técnica do filamento simples.

3.5.2.2. Determinações Geocronológicas

3.5.2.2.1 Grupo Surumu

Devido à pouca disponibilidade de tempo, além da necessidade de verificação pretérita por meio de descrições petrográficas de ocorrências significativas de cristais de zircão em rochas vulcânicas do Grupo Surumu para efeito de determinações geocronológicas pelo método de evaporação de Pb em monocristais do referido mineral, foi datada apenas uma amostra de rocha vulcânica atribuida ao Grupo Surumu, a qual foi coletada nos domínios da serra do Cavalo (3º 47' 27"N e 59º 59' 37" W).

Litologicamente corresponde a um cristal tufo de composição dacítica, textura porfirítica, definida por uma matriz quartzo-feldspática que solda principalmente fragmentos porfiríticos e fenocristais de plagioclásio e quartzo. Feldspato alcalino, biotita, zircão e opacos apresentam-se como minerais subordinados dispersos pela matriz. Uma particularidade dessa ocorrência é o forte grau de deformação impressa na mesma, onde uma foliação de cisalhamento "C" é penetrativa e forma baixo ângulo com a foliação "S".

a) Resultado obtido

Foram analisados 8 cristais de zircão no espectrômetro de massa Finnigam Mat 262 utilizando-se a técnica do filamento duplo. Apenas quatro cristais de zircão foram considerados para o cálculo da idade dessa ocorrência em função de que 4 dos 8 não apresentaram Pb suficiente para a análise. O zircão SCV/3 na segunda etapa de aquecimento (1490°C) forneceu 78 razões que foram distribuidas em 5 blocos, os quais definiram uma idade de 2.000 ± 3 Ma, enquanto que na terceira etapa a 1550°C produziu 28 razões distribuidas em dois blocos que delinearam uma idade de 2.007 ± 11 Ma (Tab. 3.2 e Fig. 3.73).

Para a determinação do zircão SCV/4 foram utilizados somente os dados da segunda etapa de aquecimento, que forneceram 66 razões em 4 blocos, a partir dos quais se obteve uma idade de 2.009 ± 4 Ma.

O zircão SCV/7 na primeira etapa de evaporação (1450°C) forneceu idade de 2.017 ± 32 Ma, enquanto que na segunda etapa a 1500°C, atingiu 72 razões dispostas em 4 blocos que definiram uma idade de 2.010 ± 6 Ma.

O último cristal de zircão analisado (SCV/8) forneceu na primeira etapa de aquecimento 82 razões das quais 66 foram aproveitadas em 4 blocos de dados, a partir dos quais se obteve uma idade de 2.006 ± 4 Ma, enquanto que na segunda etapa foram obtidas 72 razões também distribuídas em 4 blocos de dados que delinearam uma idade de 2.005 ± 4 Ma. A média das análises obtida para esse conjunto de cristais de zircão foi de 2.006 ± 4 Ma obtida a partir de 412 razões (Fig. 3.73).

Tab.3.2. Resultados analíticos em zircões de cristal tufo do Grupo Surumu.

Zircão	Temp.	Razões	204/206	208/206	207/206	(207/206)c	Idade
SCV/1	*1450	0/88	0.000353±20	0.13271±51	0.12565±24	0.12088±23	1970±3
	*1500	0/90	0.000298±13	0.17254±39	0.12440±17	0.12031±30	1961±4
SCV/3	1490	78/78	0.000079±7	0.32991±160	0.12393±20	0.12299±21	2000±3
	1550	28/28	0.000061±9	0.40372±312	0.12429±91	0.12348±83	2007±11
SCV/4	#1450	0/66	0.000550±24	0.61194±508	0.13128±51	0.12401±37	2015±5
	1500	66/66	0.000092±8	0.39749±332	0.12495±41	0.12365±32	2009±4
SCV/6	*1450	0/52	0.000056±12	0.08527±44	0.11979±36	0.11919±34	1944±5
	*1510	0/86	0.000036±6	0.12013±30	0.12054±26	0.12004±29	1957±4
SCV/7	1450	30/30	0.000279±177	0.53196±3264	0.12796±57	0.12417±230	2017±3
	1500	72/72	0.000062±9	0.32187±88	0.12446±38	0.12367±45	2010±6
SCV/8	1450	66/82	0.000334±9	0.44779±121	0.12784±25	0.12338±28	2006±4
	1500	72/72	0.000020±4	0.41086±113	0.12419±41	0.12403±49	2015±7
		412/810					2005±4

etapa eliminada automaticamente pelos padrões analíticos adotados
* etapa eliminada subjetivamente
c razão $^{207}Pb/^{206}Pb$ corrigida do Pb comum

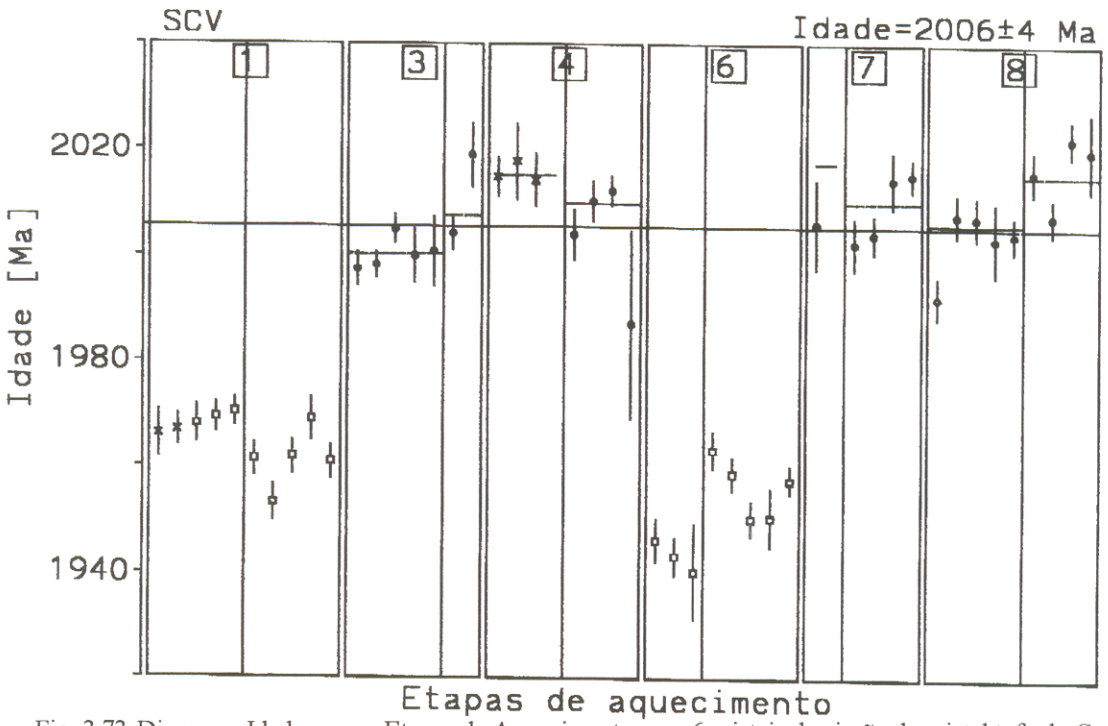


Fig. 3.73. Diagrama Idade versus Etapas de Aquecimento para 6 cristais de zircão de cristal tufo do Grupo Surumu. Bloco eliminado por apresentar razão 204 Pb/ 206 Pb superior a 0,0004 ; Bloco eliminado subjetivamente; Bloco eliminado por apresentar razão 207 Pb/ 206 Pb com 2σ superior a média do valor do platô; Bloco incluido no cálculo ; ---- Média do bloco; ——— Média ponderada

3.5.2.2.2 Suíte Intrusiva Saracura

Três exemplares de rochas granitóides atribuidas a Suíte Intrusiva Saracura foram selecionadas para análise no espectrômetro de massa VG Isomass 54E pelo método de evaporação/ionização direta em filamento simples: a) RR-30C, localizada no relevo montanhoso, correspondendo aos domínios da serra Aviaquário, às proximidades da fazenda homônima, tendo como ponto de coordenadas o paralelo 4º 01' 50" N e meridiano 60º 11' 51" W. Litologicamente, trata-se de um sienogranito de textura inequigranular média, composto essencialmente por feldspato alcalino, quartzo e oligoclásio. O mineral varietal é a biotita marron, em parte transformada para clorita e estilpnomelana, enquanto a mineralogia acessória está representada por titanita, zircão, apatita, alanita e opacos; b) RR-59B, localizada nos domínios da fazenda Triunfo, na encosta da serra homônima (coord. 4º 13' 32" N e 60º 29' 22" W). Trata-se de um feldspato alcalino granito de textura granofírica definida pelo intercrescimento gráfico de quartzo em feldspato alcalino pertítico. O feldspato alcalino pertítico é o principal mineral formador da rocha, seguido de quartzo e subordinadamente plagioclásio. O mineral varietal é a biotita parcialmente transformada para clorita, moscovita e estilpnomelana. Granada e fluorita são os principais minerais acessórios. Opacos geralmente ocorrem dispersos pela rocha ou como inclusões em granada; c) RR-27, localizada nos domínios do *stock* granítico da serra do Urubu, coordenadas (3º 46' 20" N e 60º 15' 10" W), petrograficamente é correlacionável a amostra RR-30C.

a) Resultados Obtidos

a.1) Serra Aviaquário

Dezoito cristais de zircão foram analisados dessa amostra (Tab. 3.3). Os cristais selecionados apresentavam como características elevado grau de cristalinidade (euédricos), transparência (incolores a levemente rosados) e dominantemente sem inclusões e fraturas. Após o processo eliminatório estatístico, apenas seis cristais forneceram resultados que permitiram o cálculo das idades.

Tab. 3.3. Resultados analíticos em zircões de sienogranitos da serra Aviaquário. c = razão $^{207}Pb/^{206}Pb$ corrigida do Pb comum.

Zircão	Razões	204/206	208/206	207/206	(207/206)c	Idade
AVIA/1	0/90	0.000243±194	0.00000±0	0.11994±1509	0.11612±1390	1897±215
AVIA/2	36/54	0.000225±84	0.00000±0	0.12252±124	0.11941±158	1947±23
AVIA/3	0/48	0.001775±1019	0.00000±0	0.15100±2154	0.11980±377	1953±56
AVIA/4	0/30	0.000267±112	0.00000±0	0.11925±216	0.11566±265	1890±41
AVIA/5	0/53	0.000275±90	0.00000±0	0.11720±127	0.11362±211	1858±33
AVIA/6	0/24	0.000593±397	0.00000±0	0.12796±345	0.11902±714	1941.9±107
AVIA/9	24/36	0.000229±114	0.00000±0	0.10064±877	0.09844±985	1595±186.8
AVIA/10	54/72	0.000181±56	0.00000±0	0.12609±435	0.12256±432	1994±62
AVIA/11	0/96	0.001431±475	0.00000±0	0.17376±1171	0.14503±815	2288±96
AVIA/12	24/36	0.000037±516	0.00000±0	0.13447±728	0.13474±917	2160±118
AVIA/13	0/108	0.000357±346	0.00000±0	0.11293±4668	0.10808±4717	1767±797
AVIA/14	0/60	0.000000±0	0.00000±0	0.13247±401	0.13247±1691	2131±223
AVIA/16	60/78	0.000143±28	0.00000±0	0.11548±209	0.11377±234	1860±37
AVIA/17	0/6	0.002499±7752	0.00000±0	0.34054±4227	0.31655±8809	3553±428
AVIA/18	54/54	0.000152±33	0.00000±0	0.11854±94	0.11674±100	1907±15
	252/845					1917±38

O zircão AVIA/2 forneceu 54 razões a partir das quais foram utilizadas 36 razões, totalizando 6 blocos de dados que definiram uma idade de 1.948 ± 23 Ma. O zircão AVIA/9 forneceu uma idade de 1.595 ± 186 Ma, calculada com 4 blocos de dados. A análise do cristal AVIA/10 forneceu idade de 1.994 ± 62 Ma para 9 blocos de razões. A idade do zircão AVIA/12 é de 2.160 ± 118 Ma baseada em 4 blocos de dados. O zircão AVIA/16 com 78 razões, das quais 60 foram aproveitadas, forneceu idade de 1.860 ± 37 Ma em 10 blocos de razões, enquanto que o zircão AVIA/18 forneceu idade de 1.907 ± 15 Ma com base em 9 blocos. A média desse conjunto de análise situou-se em 1.917 + 38 Ma (Fig. 3.74).

a.2) Serra do Triunfo

Dos 18 cristais de zircão analisados da serra do Triunfo pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão, 6 foram utilizados para a obtenção da idade desse conjunto de cristais (Tab. 3.4). O zircão TRINF/1 forneceu 162 razões, das quais 138 razões foram utilizadas, distribuidas em 23 blocos de dados, definindo uma idade de 1.966 ± 32 Ma. A evaporação do TRINF/7 foi a que forneceu maior número de blocos de dados (29) das amostras analisadas para essa ocorrência, resultando em uma idade de 1.851 ± 59 Ma. A análise do cristal TRINF/13 produziu idade de 1.961 ± 61 Ma para 8 blocos de razões. A idade do zircão TRIUNF/17 é de 1.826 ± 53 Ma baseada em 12 blocos de dados, enquanto que o zircão TRINF/18 com 162 razões, das quais, 48 foram aproveitadas, forneceu idade de 1854 ± 120 Ma em 8 blocos de razões. A média de idade obtida para esse conjunto de análise foi de 1.919 ± 61 Ma (Fig. 3.75).

a.3) Serra do Urubu

Uma particularidade para essa ocorrência é que os cristais de zircão foram obtidos a partir de saprólito intensamente intemperizado, o qual foi bateado, permitindo assim, a agilização no processo de preparo da amostra. Para o cálculo do *stock* granítico da serra Urubu, um número considerável de cristais de zircão (11 dos dezoito analisados) foram utilizados para o referido calculo, dentre os quais destacamos aqueles

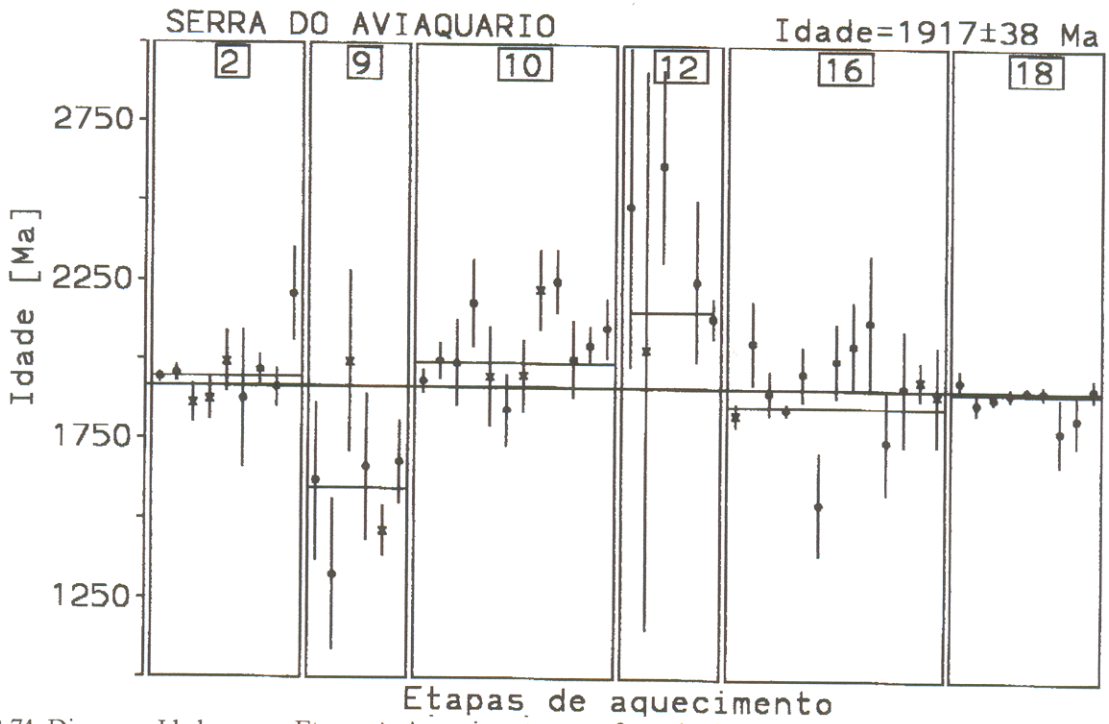


Fig. 3.74. Diagrama Idade versus Etapas de Aquecimento para 6 cristais de zircão de granito da SIS
Bloco eliminado por apresentar razão 204 Pb/ 206 Pb superior a 0,0004 ; Bloco eliminado por apresentar razão 207 Pb/ 206 Pb com 2σ superior a média do valor do platô; Bloco incluido no cálculo ; ----- Média do bloco; ——— Média ponderada

Tab. 3.4. Resultados analíticos em zircões de feldspato alcalino granito da serra Triunfo. c = razão $^{207}Pb/^{206}Pb$ corrigida do Pb comum.

Zircão	Razões	204/206	208/206	207/206	(207/206)c	Idade
TRIUNF/1	138/162	0.000468±56	0.00000±0	0.12865±211	0.12067±221	1966±32
TRIUNF/3	0/30	0.001361±272	0.00000±0	0.12952±483	0.10480±547	1711±96
TRIUNF/6	0/24	0.007526±1640	0.00000±0	0.17487±598	0.06675±2771	830±865
TRIUNF/7	174/192	0.000476±89	0.00000±0	0.12093±324	0.11317±373	1851±59
TRIUNF/8	0/48	0.001545±147	0.00000±0	0.11525±571	0.09411±699	1510±140
TRIUNF/9	0/210	0.000839±1844	0.00000±0	0.12654±541	0.11525±2574	1884±402
TRIUNF/10	0/42	0.001794±374	0.00000±0	0.13222±558	0.10507±449	1715±78
TRIUNF/11	0/60	0.000479±722	0.00000±0	0.12758±519	0.12119±1103	1974±162
TRIUNF/12	0/102	0.000680±99	0.00000±0	0.11890±246	0.10783±314	1763±53
TRIUNF/13	48/84	0.000740±88	0.00000±0	0.13147±312	0.12036±412	1961±61
TRIUNF/14	0/54	0.000827±222	0.00000±0	0.12007±744	0.10884±813	1780±136
TRIUNF/17	72/78	0.000222±26	0.00000±0	0.11472±338	0.11163±331	1826±53
TRIUNF/18	48/162	0.000607±182	0.00000±0	0.11973±677	0.11337±753	1854±120
	480/1248					1919±61

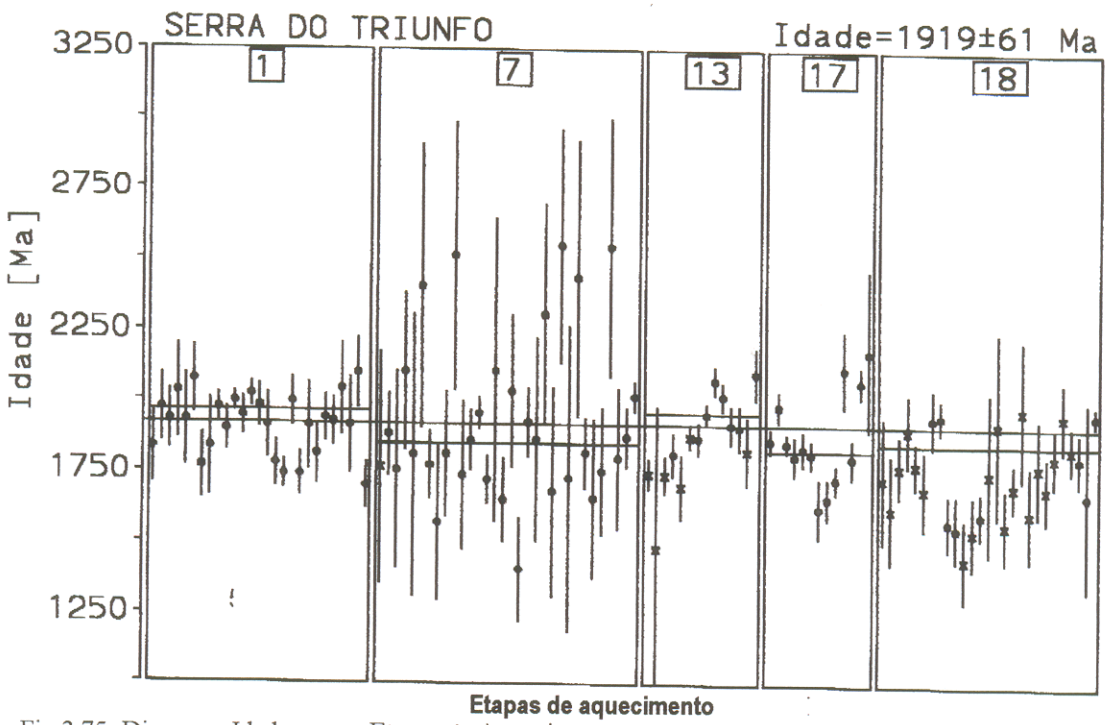


Fig.3.75. Diagrama Idade versus Etapas de Aquecimento para 5 cristais de zircão de granito da SIS
Bloco eliminado por apresentar razão 204 Pb/ 206 Pb superior a 0,0004 ; Bloco eliminado por apresentar razão 207 Pb/ 206 Pb com 2σ superior a média do valor do platô; Bloco incluido no cálculo ; ---- Média do bloco; ——— Média ponderada

com maior número de blocos, com idade média próxima da média global para essa ocorrência (Urubu/9/15 e 17). O zircão URUBU/15 forneceu 282 razões, das quais 246 foram utilizadas e distribuidas em 38 blocos, os quais definiram uma idade de 1.881 ± 55 Ma (Tab. 3.5). O zircão URUBU/9 forneceu uma idade de 1.855 ± 22 Ma com base em dezoito blocos de dados. O zircão URUBU/16 com 252 razões, das quais foram aproveitadas 228, forneceu idade de 1.744 ± 63 Ma em 37 blocos de razões, enquanto que o zircão URUBU/17 forneceu idade de 1.890 ± 63 Ma baseada em 24 blocos de dados. A média de idade obtida para a ocorrência da serra Urubu foi 1.875 ± 48 Ma (Fig. 3.76).

3.5.2.4 Considerações sobre o método utilizado

O método Pb/Pb por evaporação em monocristais de zircão apresenta algumas vantagens em relação a outros métodos, dentre os quais podemos destacar:

- Trabalhos disponiveis na literatura especializada têm comprovado que o método Pb-Pb por evaporação em monocristais de zircão fornece idades semelhantes àquelas obtidas através do método U-Pb por dissolução de zircão, a exemplo de Moura et al. (1996) e Gaudette et al. (1993).
- É necessária apenas uma amostra da unidade a ser datada em comparação aos métodos Rb-Sr e Sm-Nd, que necessitam de um conjunto de amostras cogenéticas.
- Podem ser obtidos cristais de zircão a partir de saprólitos, permitindo um ganho de tempo no preparo desse tipo de amostra em relação à obtenção de cristais de zircão pelos métodos convencionais.
- O selecionamento dos cristais de zircão é um fator fundamental na obtenção de um resultado confiável, nesse sentido, zircão com intercrescimento ou inclusões e fraturas devem ser evitados.
- O método baseia-se na liberação do Pb a partir dos retículos cristalinos mais retentivos. Em geral, pode-se considerar que as primeiras emissões de Pb, das fases iniciais de aquecimento (evaporação) provém de sítios frágeis do cristal, fornecendo valores menores que as "idades" obtidas a temperaturas mais elevadas, que decorrem de sítios mais internos do cristal. Portanto, essas "idades" mais altas podem ser

Tab. 3.5. Resultados analíticos em zircões de um *stock* sienogranítico da serra Urubu. c = razão $^{207}Pb/^{206}Pb$ corrigida do Pb comum.

Zircão	Razões	204/206	208/206	207/206	(207/206)c	Idade
URUBU/1	30/54	0.000087±69	0.00000±0	0.12244±568	0.12148±573	1978±84
URUBU/2	24/42	0.000372±533	0.00000±0	0.12347±1013	0.12007±1527	1957±227
URUBU/3	60/144	0.000072±95	0.00000±0	0.12440±1524	0.12410±1563	2016±223
URUBU/4	0/90	0.000151±99	0.00000±0	0.16266±1915	0.16099±2001	2466±209
URUBU/5	0/42	0.000270±90	0.00000±0	0.10997±835	0.10629±848	1737±146
URUBU/6	54/132	0.000315±70	0.00000±0	0.12390±787	0.11955±733	1949±109
URUBU/9	106/124	0.000042±17	0.00000±0	0.11388±131	0.11341±142	1855±22
URUBU/10	0/90	0.000369±114	0.00000±0	0.14856±2007	0.14415±2002	2277±239
URUBU/11	0/84	0.001096±351	0.00000±0	0.13677±411	0.12303±278	2000±40
URUBU/12	36/102	0.000161±40	0.00000±0	0.10595±180	0.10444±184	1704±32
URUBU/13	0/108	0.000110±34	0.00000±0	0.10120±1122	0.09959±1124	1616±210
URUBU/14	102/120	0.000052±25	0.00000±0	0.11734±92	0.11621±107	1899±16
URUBU/15	246/282	0.000138±23	0.00000±0	0.11684±341	0.11508±355	1881±55
URUBU/16	228/252	0.000051±22	0.00000±0	0.10768±341	0.10672±371	1744±63
URUBU/17	144/180	0.000008±16	0.00000±0	0.11633±400	0.11564±408	1890±63
URUBU/18	48/72	0.000298±138	0.00000±0	0.12438±99	0.12212±218	1987±31
	1078/1918					1874±48

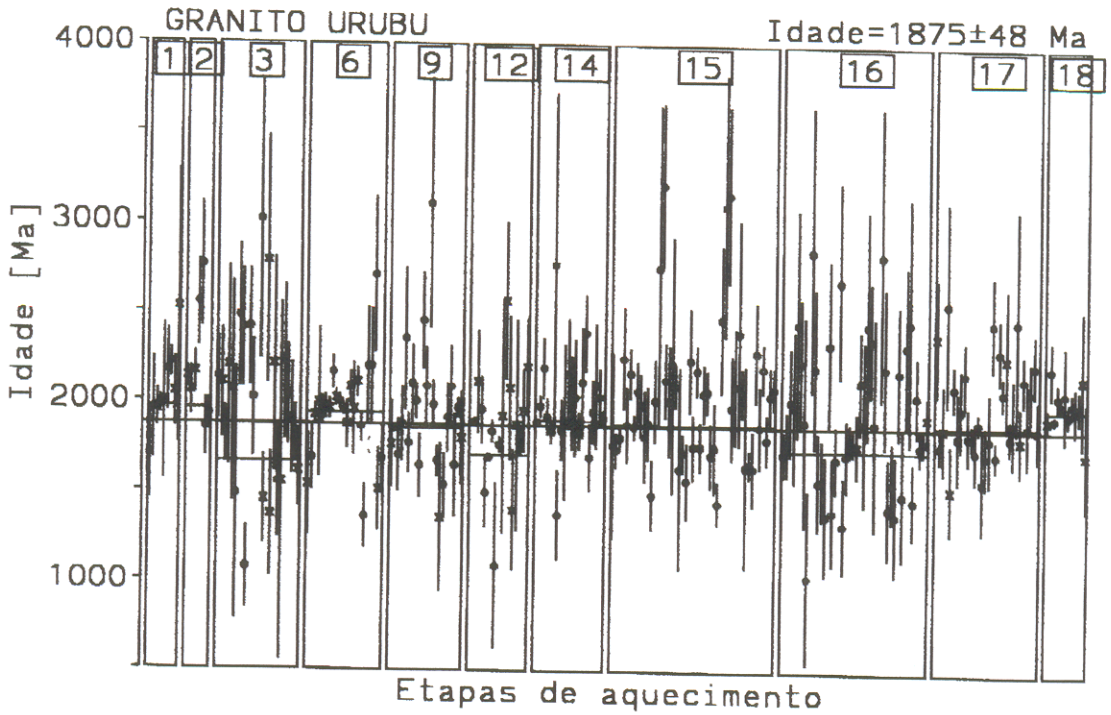


Fig .3.76. Diagrama Idade versus Etapas de Aquecimento para **11** cristais de zircão de granito da SIS
Bloco eliminado por apresentar razão 204 Pb/ 206 Pb superior a 0,0004 ; Bloco eliminado por apresentar razão 207 Pb/ 206 Pb com 2σ superior a média do valor do platô; Bloco incluido no cálculo ; ---- Média do bloco; ——— Média ponderada

consideradas como mais próximas da idade real do cristal. Entretanto, a média ponderada normalmente é mais representativa do agrupamento das idades obtidas para o cristal analisado.

Trata-se de um método relativamente rápido e simples, em que a familiarização com os equipamentos não demanda muito tempo, bem como não necessita de abertura química da amostra, dessa forma evitando contaminação e maior disponibilidade de tempo.

Apesar das vantagens citadas, o método Pb-Pb por evaporação fornece idades aparentes $^{207}Pb/^{206}Pb$. Nesse caso, falta uma referência, como a curva concórdia do método U-Pb, para que se avalie se a idade obtida é o melhor resultado. Nesse sentido, as idades obtidas devem ser consideradas como a idade mínima de cristalização (Macambira et al., 1994), principalmente em relação às rochas pré-cambrianas deformadas e metamorfisadas (Moura et al., op. cit.).

3.5.3 Discussão dos Resultados

3.5.3.1 Grupo Surumu

Amaral (1974), através de determinações K-Ar nas rochas vulcânicas da Formação Surumu, obteve concentrações de valores em torno de 1.175 ± 90 Ma, o qual foi correlacionado ao denominado Episódio Metamórfico Nickerie de Priem et al. (1971).

Amaral & Halpern (1975), com base em seis amostras de rochas vulcânicas da Formação Surumu obtiveram uma isócrona Rb-Sr de 1.580 ± 23 Ma com razão inicial de 0,714 ± 0,008, a qual foi interpretada como a idade de formação dessa unidade.

Basei (1977), através da metodologia Rb/Sr em rocha total, analisou 8 amostras de rochas pertencentes a então Formação Surumu, as quais foram agrupadas com 4 datações extraídas de Amaral (1974) e obteve uma isócrona de referência que apresentou idade de 1.860 ± 12 Ma com razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0l,7041 ± 0,0005, a qual foi atribuida como idade de formação dessas rochas. O referido autor obteve pelo mesmo método idade de 1.862 ± 43 Ma com Ri = 0,704 ± 0,0006 para as rochas vulcânicas da Formação Iricoumé (SE de Roraima, NW do Pará e NE do Amazonas) e

as correlacionou a Formação Surumu. Anteriormente, Oliveira et al. (1975), através do método Rb-Sr (rocha total), obtiveram uma isócrona com valor de 1.835 ± 35 Ma (Ri = 0,7055 ± 0,0008, a qual foi interpretada como idade de formação dessas rochas vulcânicas.

O conjunto Surumu-Iricoumé foi correlacionado as rochas vulcânicas dos países vizinhos, a exemplo do Grupo Cuchivero (1.825 Ma - Bellizia, 1972) e Formação Caicara (1.736 ± 14 Ma - Gaudette[12] apud Basei, 1977), ambos na Venezuela; Formação Iwokrama e Kuyuwini (1.814 ± 64 Ma - Berrange[5] apud Basei, op. cit.), na República da Guiana e Formação Dalbana (1.830 ± 65 Ma isócrona Rb-Sr em rocha total Ri = 0,7056 ± 0,0012 - Priem et al., 1971), no Suriname.

Schobbenhaus et al. (1994), utilizando o método U-Pb, dataram três frações de zircão de dacitos coletados na serra do Tabaco (ao sul da área em estudo), atribuidos como pertencentes ao Grupo Surumu e obtiveram idade quase concordante de 1.966 ± 9 Ma, a qual foi interpretada como idade de cristalização desse prólito vulcânico.

De acordo com Basei (1977), o termo Grupo Uatumã é utilizado de modo genérico para todas as manifestações vulcânicas da Amazônia. O citado autor considerou que, mesmo através da metodologia Rb-Sr, os Grupos Surumu e Iricoumé são correlacionáveis (1.860 ± 12 Ma e 1.862 ± 43 Ma, respectivamente) e mais antigos que as vulcânicas ditas Uatumã (Iriri, Sobreiro e Teles Pires com idade de 1.725 ± 38 Ma; Ri = 0,7035 ± 0,0008). Entretanto, recentemente foi datado um dacito pertencente ao Grupo Iriri, pelo método Pb/Pb em zircões, que forneceu idade de 2.000 ± 13 Ma (Lamarão, em preparação).

3.5.3.2 Suíte Intrusiva Saracura

Basei (1975), através do método Rb-Sr (rocha total) obteve idades de 1.740 ± 40 Ma e 1.716 ± 45 Ma para rochas graníticas pertencentes a Suíte Intrusiva Saracura (na época denominada Granodiorito Serra do Mel).

Melo et al. (op. cit.) submeteram sete amostras dessa unidade à datação (Rb-Sr

---

[12] Gaudette et al. **Geology and age of the Parguaza Rapakivi Granite, Venezuela.** 25° Progress Report. MIT. p.50-59. 1977

em rocha total) e comentaram que apenas dois resultados foram coerentes, os quais forneceram idade de 1.833 ± 100 Ma e 1.711 ± 84 Ma.

Santos & Reis Neto (1982), utilizando as relações $^{87}Rb/^{86}Sr$ x $^{87}Sr/^{86}Sr$ para 11 amostras da Suíte Intrusiva Saracura, obtiveram idade de 1.789 Ma.

Nessa tese foi datado uma amostra do denominado Granito Aviaquário de Melo et al. (op. cit.), o qual revelou idade de 1.917 ± 38 Ma e aqui é considerado como uma ocorrência pertencente à unidade Suíte Intrusiva Saracura, estando de acordo com as interpretações de Costa & Costa (1996) e Pinheiro et al. (1998).

A idade de 1.917 ± 38 Ma revelada pelo método Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão (técnica do filamento simples), por apresentar o menor desvio em relação as outras ocorrências da Suíte Intrusiva Saracura (1.875 ± 48 Ma - amostra de saprólito do *stock* da serra do Urubu e 1.919 ± 61 Ma - amostra retirada na borda do batólito da serra Triunfo) é considerada como a idade mínima mais representativa e até então a mais antiga para a cristalização dos granitóides pertencentes a Suíte Intrusiva Saracura.

Granitóides correlacionáveis a Suíte Intrusiva Saracura, a exemplo da Suíte Intrusiva Parauari, situada na Província Tapajós, revelaram idades aproximadas quando analisadas pelo método Rb/Sr, conforme resultados apresentados por Santos & Reis Neto (1982), os quais obtiveram uma isócrona de 1.947 Ma, a exemplo do que foi demonstrado por Tassinari[13] apud Santos et al. (1997), o qual obteve uma isócrona Rb/Sr de 1.965 ± 16 Ma.

3.5.3.3 Sumário

Considerando esses resultados, juntamente com os dados obtidos por Schobbenhaus et al. (1994), Lamarão (em preparação) e acrescentando as idades obtida nesse trabalho pelo método Pb-Pb de evaporação em zircão, em amostra de cristal tufo de composição dacítica pertencente as rochas vulcânicas do Grupo Surumu que revelou idade de 2.006 ± 4 Ma, e nos sienogranitos da Suíte Intrusiva Saracura com

[13] Tassinari, C.C.G. **O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos**. Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências - USP. São Paulo. 139p. 1996.

idade de 1.917 ± 38 Ma, as quais correspondem até então às idades mais antigas para essas unidades, obtidas por método vinculado a sistema geocronológico menos suscetível a abertura , demonstram que ocorreu um importante período de fragmentação de blocos crustais com magmatismo associado, tendo idade mínima de 2,0 Ga na Plataforma Amazônica. A principal conseqüência do reconhecimento desse novo limite para o magmatismo ácido-intermediário é o envelhecimento do limite superior do Ciclo Transamazônico que sempre foi considerado por muitos autores em torno de 2.000 a 1.800 Ma, e partir das recentes datações obtidas indicam que a idade mínima desse evento está situada em torno de 2.100 Ma. Conseqüëntemente, as idades dos terrenos granito-*greenstone* que serviram de substrato para esse evento magmático, deverão revelar-se mais antigas quando forem analisadas pelo método U/Pb com pontos concordantes.

4. MESOZÓICO

4.1 CARACTERIZAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA

4.1.1. Suíte Básica Apoteri

4.1.1.1 Introdução

A Era mesozóica é caracterizada por um expressivo episódio tectono-magmático que reativou estruturas preexistentes da Plataforma Amazônica e proporcionou a formação de grábens, colocação de enxames de diques básicos, *sills* de diabásio, corpos gabróicos, além de derrames basálticos alojados em meio aos terrenos proterozóicos ou intrusivos nas seqüências sedimentares paleozóicas, a exemplo dos enxames de diques básicos representados pelo Diabásio Cassiporé-AP (Lima & Bezerra, 1991) e Suíte Básica Apoteri- RR (Melo et al. 1978).

Nos trabalhos de reconhecimento geológico da porção norte do Estado de Roraima, desde a década de 70, os diques e soleiras básicas não metamorfisados, isentos de deformação e orientados dominantemente na direção NE - SW são considerados como de idade mesozóica e vinculados à *Formação* Apoteri (Damião & Ramgrab, 1970; Ramgrab et al., 1972; Berrangé & Dearney, 1975 e Montalvão et al., 1975a). Posteriormente, essa unidade foi elevada a categoria de Suíte Básica Apoteri por apresentar diversidade composicional (basaltos toleíticos, andesitos e basaltos alcalinos, e seus correspondentes subvulcânicos), como demonstrado por Melo et al. (1978).

4.1.1.2 Diques de Diabásio

Na área pesquisada, a Suíte Básica Apoteri está representada exclusivamente por diques básicos (diabásios e microgabros), os quais acham-se cortando indistintamente rochas pertencentes ao Grupo Surumu e a Suíte Intrusiva Saracura.

Esses diques básicos estão orientados sistematicamente na direçaõ NE - SW, dispostos sub-paralelamente e situados sobretudo na região leste da área. No entanto, a ocorrência mais expressiva encontra-se no extremo noroeste do mapa apresentado na figura 3.1 e anexol.

O reconhecimento desses litotipos em meio aos granitos da Suíte Intrusiva Saracura é ressaltado pelo contraste da vegetação desenvolvida nessas unidades. Nos granitos, normalmente desenvolvem-se tipos vegetais de médio porte, enquanto que sobre os diques comparecem em geral gramíneas e esparsos arbustos de tonalidades amareladas, definindo trilhas relativamente desprovidas de vegetação, conhecidos pelos indígenas como "caminhos de fogo", que delineiam os contatos retilíneos entre as unidades lito-estratigráficas, a exemplo do que é verificado na região da serra do Urubu e morros do Américo e do Palhaço, no sul da área. (Figura 4.1).

Macroscopicamente, correspondem a rochas de cor cinza-preto com pontuações esverdeadas e esbranquiçadas. Em alguns exemplares é possível distinguir ripas de plagioclásio à vista desarmada, principalmente nas variedades de microgabros.

Mesmo nos corpos de espessuras relativamente delgadas, em torno de 50 metros, verifica-se a existência de bordas de resfriamento, em que a granulação aumenta da borda para o centro evoluindo de diabásio fino para microgabro levemente porfirítico.

Petrograficamente, representam rochas melanocráticas de textura inequigranular formada essencialmente por fenocristais de plagioclásio distribuidos em uma trama aleatória na rocha, deixando espaços interticiais, nos quais comparecem cristais de feldspato alcalino com intercrescimento granofírico de quartzo, ou cristais de clinopiroxênio, além de opacos (Figura 4.2 a e b).

O plagioclásio ocorre em cristais subdiomórficos, ripiformes, localmente zonados, com tamanhos de até 2,8 mm. A composição é dominantemente da labradorita (An_{55}). Esses cristais ripiformes, em geral, levemente transformados para mica branca estão dispostos de maneira desordenada permitindo a formação de espaços que foram preenchidos por piroxênios e minerais acessórios. Por vezes, comparecem como inclusões no piroxênio.



Fig. 4.1. Contraste da vegetação desenvolvida sobre granitos da Suíte Intrusiva Saracura e da Suíte Básica Apoteri delineando a relação de contato entre essas unidades. Morro do Palhaço.

A



B



Fig. 4.2 Textura intergranular em dique da Suíte Básica Apoteri. A - zona de borda (diabásio). B - zona central (microgabro). Domínios da serra do Urubu.

Outro constituinte essencial da rocha é o clinopiroxênio (augita), ocorrendo em alguns exemplares na forma de cristais relativamente desenvolvidos, chegando a atingir 7,4 mm, exibindo textura subofítica e/ou poiquilítica. Entretanto, predomina como cristais xenomórficos interticial ao plagioclásio. Em algumas seções verifica-se que esse clinopiroxênio mostra suas extremidades parcialmente transformadas para biotita disposta ao longo dos planos de clivagem e fraturas.

A mineralogia acessória está representada por cristais euedrais de opacos, mostrando seção quadrática, bem como em formatos xenomórficos interticial às ripas de plagioclásio. Apatita comparece na forma de delgados cristais ripiformes dispersos pela rocha.

4.2 RELAÇÕES ESTRUTURAIS

Os diques básicos estão englobados na Suíte Básica Apoteri, correm sistematicamente orientados na direção NE – SW. Constituem um feixe de corpos sub-paralelos, bem representados no setor leste da área, e são facilmente delineados pelos lineamentos de relevo, principalmente no domínio dos granitos Saracura (Anexo II).

No setor noroeste da área, situa-se o dique mais expressivo dessa unidade, o qual é mapeável na escala do mapa do anexo I. Encontra-se alojado em meio às vulcânicas do Grupo Surumu, com atitude de 325/75, e é cortado por juntas de cisalhamento orientadas na direção NE - SW (Figura 4.3).

A atitude verificada nesse dique básico, embora que seja, de apenas uma ocorrência, já que outros diques ocorrem em afloramentos de matacões desagregados, sugere que a direção do eixo extensional quando da colocação desses corpos no Mesozóico é NW - SE.

Na área pesquisada, os diques básicos estão situados à noroeste e orientados sub-paralelamente a principal estrutura mesozóica do Estado de Roraima – o Gráben do Tacutu.

O relacionamento dos diques básicos à essa estrutura foi elaborado inicialmente por Berrangé & Dearnley (1975) e Melo et al. (1978), os quais interpretaram que os



Fig. 4.3. Dique de microgabro da Suíte Básica Apoteri encaixado em rochas vulcânicas do Grupo Surumu com mergulho de alto ângulo para $325A_z$. Região do médio rio Cotingo.

diques básicos atribuídos a Suíte Apoteri relacionam-se a um evento ígneo produzido pela instabilidade crustal, a qual motivou não só a reativação das falhas que delimitam o Gráben do Tacutu, mas também profundas falhas de distensão situadas ao norte dessa estrutura, especialmente as de direção NE - SW, as quais são sub-paralelas ao gráben.

O Gráben do Tacutu, bem como sua estruturação sub-paralela são entendidos como produto de reativação de estruturas preexistentes (Complexo Kanuku) por Tyl & Redford[14] apud Berrangé & Dearnley, (1975), em que aqueles autores descreveram que o referido complexo está vinculado a um sistema de rift pré-cambriano polimetamórfico em vizinhaça de pluma mantélica e que esse sistema foi reativado várias vezes, com a mais recente associada a formação do North Savannas Graben (Gráben do Tacutu) e a intrusão de diques básicos e derrames das vulcânicas Apoteri. A reativação a partir do arcabouço pré-cambriano também foi sugerida por Eiras & Kinoshita (1988) e Costa et al. (1991b). Esses últimos, interpretaram que o referido gráben se instalou sobre o sistema imbricado do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central constituindo-se em um exemplo de inversão negativa condicionada a tectônica extensional mesozóica.

A associação da significativa tectônica mesozóica de caráter distensivo com magmatismo associado refletido na forma de derrames básicos e *emplacement* de seus correspondentes sub-vulcânicos, vinculados a abertura do Oceâno Atlântico tem sido proposto por Dietz & Holden (1970), Halam (1971), May (1971) e Berrangé & Dearnley (1975) dentre outros, os quais descreveram que os enxames de diques mesozóicos evidenciaram campos de esforços impostos sobre a crosta continental relacionados aos deslocamentos no manto superior no início do espalhamento oceânico do Atlântico Norte. Os mesmos aspectos são considerados para a abertura do Atlântico Sul (Thomaz Filho et al., 1974; Schobbenhaus & Campos, 1984; . Oliveira & Montes, 1984).

Thomaz Filho et al. (1974), com base em determinações K/Ar (rocha total) em diques e derrames básicos, dentre os quais diques e basaltos relacionados ao gráben do Tacutu, definiram dois pulsos extensionais para a Amazônia: um Permo -

Triássico relacionado a abertura do Atlântico Norte correspondendo aos diques de diabásio com orientação sub-meridiana situados na parte oriental da Amazônia, em particular no Amapá (250 - 200 Ma); e outro no Jurássico - Cretáceo Inferior vinculado à abertura do Atlântico com reativação reflexa na Bacia Amazônica e no Escudo das Guianas entre 180 - 125 Ma.

Schobbenhaus & Campos (1984) descreveram o Evento Sul-Atlântiano como um episódio magmático ocorrido no Mesozóico, como formador de bacias no interior da Placa Sul-America. Costa et al. (1991d) com base nessa concepção, definiram dois domínios estruturais para o Mesozóico da região Norte do Brasil, dentre os quais o Domínio Ocidental, o qual engloba a região leste do Estado de Roraima, caracterizado por feixes de falhas normais de direção NE - SW e NNE - SSW, relacionado a movimentação frontal e oblíqua, enquanto falhas de transferência e compartimentais orientadas na direção NW - SE indicam que o eixo extensional do referido compartimento situou-se nessa direção.

Diante das considerações acima e com base nos dados de campo, considera-se que durante o Mesozóico se desenvolveram um sistema de falhas orientadas na direção NE – SW com o eixo extensional provavelmente orientado na direção NW - SE, responsável pelo alojamento de diques básicos englobados na Suíte Básica Apoteri, encaixados nas unidades pré-cambrianas.

4.3 IDADE E CORRELAÇÃO

A Suíte Básica Apoteri tem sido alvo de estudo geocronológico desde meados da década de 60, como demonstrado por Melo et al., (1978), na tentativa de separá-la do magmatismo básico proterozóico. Mandetta (1970), utilizando o método K/Ar em derrames basálticos do vulcanismo Apoteri, obteve idades variando entre 201 ± 18 Ma (Triássico Superior) em gabro no rio Maú no limite leste da área, e 148 ± 8 Ma a 178 ± 33 Ma (Jurássico Médio - Superior) no interior do gráben do Tacutu.

---

[14] Tyl, I & Redford, M. 1973. Report, airbone magnetometer survey of Guyana. Geol. Surv. Guyana. Internal Report.

Amaral et al. (1970), com base no método K/Ar, dataram um dique de microgabro encaixado no Grupo Surumu na região do médio rio Cotingo (dique da Figura 4.3) e obtiveram idade de 127 ± 19 Ma (Jurássico Superior - Cretáceo Inferior), e outro encaixado em granitóides junto ao limite norte do gráben do Tacutu (à sudeste da área) que forneceu idade de 146 ± 4 Ma (Jurássico Superior)

Berrangé & Dearnley (1975) dataram basaltos situados no prologamento SW do gráben do Tacutu, nas localidades do morro Redondo, Serra Nova Olinda e no rio Cauamé e obtiveram idades de 146 Ma, 148 Ma - 152 Ma e 160 ± 7 Ma, respectivamente.

Datações mesozóicas similares obtidas em derrames e diques básicos no Escudo da Guiana permitem que se correlacione o magmatismo Apoteri às unidades Younger Basic Dykes Suite na Guiana (Singh[3]), Apatoe Dolerite no Suriname (Groeneweg & Bosma[7] apud Melo et al., 1978). Esse magmatismo também é correlacionável ao Diabásio Cassiporé no Amapá (Lima et al., 1974) e Diabásio Penatecaua no Pará (Issler et al., 1974).

As idades obtidas para o magmatismo Apoteri aliadas a de seus correlatos. as quais variam do Triássico ao Cretáceo com paroxismo no Jurássico, indicam pulsos de recorrência desse vulcanismo básico vinculado aos pulsos extensionais da reativação Sul-Atlantiana, como demonstrado por Schobbenhaus & Campos (1984).

Sumariando, com base nos dados de campo e nas interpretações pretéritas elaboradas pelos autores referidos, considera-se que ocorreu o desenvolvimento de sistema de falhas normais orientadas na direção NE - SW durante o Mesozóico por ocasião da instalação do Gráben do Tacutu. Nesse sentido, atribuí-se um eixo extensional orientado na direção NW - SE, responsável pela abertura de espaços que permitiu a colocação de diques básicos englobados na Suíte Básica Apoteri. Portanto, esse evento vincula-se aos pulsos extensionais que respondem pela instalação do Gráben do Tacutu, que por sua vez, está relacionado ao evento Sul-Atlântiano.

5. CENOZÓICO

5.1 COBERTURAS DO QUATERNÁRIO

5.1.1 Litotipos

Os sedimentos sub-recentes situados na área pesquisada, foram referidos com a terminologia "Areias Brancas" (Melo et al., 1978), os quais reuniram genericamente os depósitos arenosos e areno-sílticos pleistocênicos que recobrem irregularmente a Formação Boa Vista. Nesse sentido, os litotipos descritos aqui correspondem, em parte, a unidade *Areias Brancas* dos referidos autores.

Na parte sul da área há uma pequena fração de uma extensa superfície de aplainamento, conhecida na literatura como Pediplano Rio Branco - Rio Negro (Franco et al., 1975) e desenvolvida em rochas pré-cambrianas e fanerozóicas, sobre a qual estão instalados delgados depósitos de areias inconsolidadas, com elevado grau de selecionamento e livre de impurezas.Boas exposições encontram-se na região da Maloca Teso do Gavião constituindo depósitos de paleocanais de uma rede de drenagem pretérita com nível de base mais elevado, e que se acham parcialmente erodidos pela rede fluvial atual. Existem acumulações com estruturas que lembram depósitos de paleodunas, a exemplo do que identificou Braun (1973) a nordeste da cidade de Caracaraí, a sul da área de interesse desta tese.

Os sedimentos sub-recentes englobam também depósitos arenosos existentes nas áreas interfluviais de pouco entalhe da superfície rebaixada. Esses depósitos, em geral, são pouco consolidados a inconsolidados, contêm ou não cimento argiloso e possuem intercalações de níveis de seixos, entretanto, a estrutura de estratificação acamadada não é bem definida. Por vezes, incluem níveis síltico-argilosos e apresentam-se pigmentados por óxi-hidróxidos de Fe conferindo-lhes tonalidades amareladas e avermelhadas. Os depósitos também recobrem lajedos de rochas do Grupo Surumu e da Suíte Intrusiva Saracura e encontram-se invarialvelmente recortados por sistemas fluviais holocênicos.

Esses sedimentos tem distribuição muito irregular e possui espessuras métricas, resultando em tarefa difícil, separá-los daqueles decorrentes dos processos atuais de pedogênese. Muitas vezes latossolos de tonalidades amareladas ocorrem associados, sendo observado principalmente nos entalhes das drenagens mais aprofundadas. Os latossolos amarelados com espessura em torno de 2 metros, por vezes desenvolveram-se sobre rochas vulcânicas e graníticas, da mesma forma que os solos hidromórficos (areias quartzosas lixiviadas), sobretudo nas adjacências dos numerosos, porém, pequenos lagos que permeiam a região.

Os sedimentos sub-recentes são correlacionável aos depósitos arenosos pleistocênicos da região do Baixo Rio Negro (Santos et al., 1974) e provavelmente aos depósitos de arenitos friáveis que se estendem à região sudoeste de Roraima (Formação Içá), conforme descrito por Maia et al. (1977).

À essas ocorrências, também são agregados, embora mais raramente, pequenas ocorrências de lateritos imaturos autóctones conforme conceituação de Costa (1997). Os lateritos sobressaem-se através de pequenas elevações (regionalmente conhecidas como *tesos*), sustentadas pela crosta ferruginosa. Da base para o topo, o perfíl laterítico compreende um horizonte argiloso avermelhado com pontuações branco-amareladas (nódulos de caolinita), sobreposto por horizonte ferruginoso de estrutura colunar com espessura em torno de 1,5 metros, um horizonte ferruginoso concrecionário inconsolidado com espessura variando em torno de 0,6 metros e um delgado horizonte de solo marron rico em matéria orgânica (Figura 5.1).

O perfíl laterítico está parcialmente modificado pelos processos pedogenéticos resultando em latossolos amarelados, bem como pelo ambiente hidromórfico (pequenas bacias lacustrinas).

Devido a abundância de nódulos ferruginosos e a individualização de um horizonte argiloso de tonalidade vermelha intensa, sugere-se, em parte, que esses perfís lateríticos provavelmente foram derivados de rochas vulcânicas de composição intermediária e outros densenvolveram-se a partir de diques de diabásio que cortam a região principalmente aqueles relacionados a unidade Diabásio Avanavero e Suite Intrusiva Apoteri.

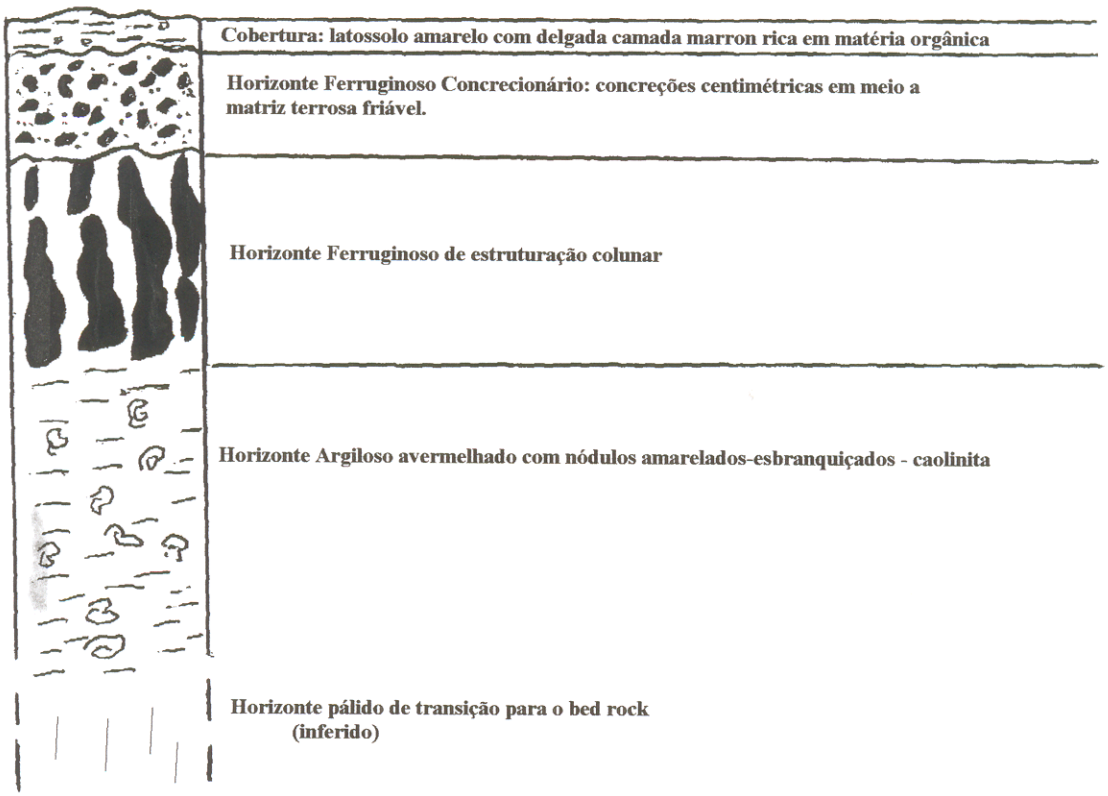


Fig. 5.1 Perfil esquemático dos lateritos imaturos

Ao sudoeste da área, há ocorrências de paleopavimentos detríticos rudáceos, no sentido de Bigarella et al. (1994), marcados por linhas de pedra (Figura 5.2) , formadas por concentrações centimétricas a decimétricas de fragmentos de crosta laterítica, quartzo e fragmentos líticos (granitos e vulcânicas). Esses paleopavimentos, provavelmente são produtos de um período climático mais seco em que o escoamento superficial removeu do colúvio o material de granulação mais fina concentrando os mais grossos como um depósito residual e que, posteriormente, foram encobertos por material oriundo de novas cargas de enxurradas e, atualmente estão sujeitos aos processos pedogenéticos. Portanto, tratam-se de testemunhos de mudanças paleoclimáticas ocorridas provavelmente no final do Pleistoceno.

A ocorrência de lateritos imaturos, os quais evoluem sob condições de intenso intemperismo tropical, e a existência de linhas de pedras e provavelmente paleodunas são indicativos de que os sedimentos sub-recentes se depositaram sob condições de climas alternados (quente e úmido - lateritos) e semi-árido (acumulações gravitacionais e flúvio-eólicas).

Admite-se em consonância com Melo et al. (1978) que estratigraficamente os sedimentos sub-recentes "Areias Brancas" estão ligados a uma fase de sedimentação posterior a instalação da Formação Boa Vista e anterior ao desenvolvimento dos aluviões fluviais. A idade mais provável indicada por suas características de alteração intempérica é pleistocênica, que compreende a época de formação dos lateritos imaturos, durante a elaboração da superfície de aplainamento Paraguaçu no Brasil e Mazaruni nas Guianas como indicado por Aleva (1981) e Costa (1991).

5.1.2 Aluviões Modernos

Cordões aluvionares recentes estão presentes em diferentes patamares, a exemplo dos rios Maú (altitude de 500 m), Cotingo e Viruquim (cotas de 200 m) e nas drenagens no sul da área (cotas de 100 m) como reflexo do entalhe progressivo da rede de drenagem.



Fig. 5.2. Linhas de pedras constituidas basicamente por seixos de quartzo leitoso e blocos de crosta laterítica marcando paleopavimentos.

Ocorrências aluvionares também constituem depósitos mapeáveis de planícies de inundação periódicas, como acontece nas margens do rio Viruquim e nas proximidades dos inúmeros lagos que ocorrem no sul da área. São depósitos arenosos mal selecionados, de tonalidade amarelada e constituídos por areias, siltes e fragmentos líticos diversos.

De particular interesse, os cordões de aluviões que se situam nas margens e no leito do rio Maú são de importância econômica por conterem mineralizações de diamante e ouro, que têm sido exploradas de forma mecanizada (draga) ou de forma rudimentar (báteia).

5.2 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

5.2.1 Introdução

Em escala regional, os trabalhos de Franco et al. (1975) e SUDAM (1977) descreveram as principais unidades geomorfológicas, seguidas pelas investigações de semi-detalhe de Melo et al. (1978) que contribuiram para a caracterização das feições degradação associadas à evolução da paisagem.

Franco et al. (op. cit.) identificaram três unidades de relevo distintas: a) Planalto Sedimentar Roraima, constituindo relevos tabulares esculpidos no espesso pacote de rochas sedimentares suavemente dobradas e intensamente fraturadas, com altitudes variando entre 1000 e 2900 metros; b) Planalto do Interflúvio Amazonas - Orenoco que constitui os patamares dissecados com atitudes que variam de 600 a 2000 metros elaborados em rochas metamórficas e ígneas plutônicas e vulcânicas; e c) Pediplano Rio Branco - Rio Negro, compreendendo uma extensa superfície de aplainamento que apresenta áreas conservadas e dissecadas em rochas pré-cambrianas, sedimentos inconsolidados de cobertura terciária a pleistocênica, com altitudes variando de 80 a 160 metros. O Planalto Sedimentar Roraima e o Planalto do Interflúvio Amazonas - Orenoco correspondem ao denominado Planalto das Guianas.

SUDAM (1977) individualizou, de sul para norte: a) a Superfície de Aplainamento Rio Branco com altitudes entre 80 a 115 metros e elaborada sobre rochas pré-cambrianas; b) os Planaltos Residuais do Centro de Roraima, expressando-se através de grandes maciços isolados na superfície de aplainamento, com altitudes variando de 400 a 800 metros, a exemplo da serra da Mocidade; c) os Planaltos Dissecados da Fronteira formando dois níveis topográficos (900 e 2000 metros) com formas de relevo intensamente dissecados; e d) os Planaltos Conservados representando extensas mesas de topos aplainados e horizontalizados talhados nos pacotes sedimentares do Supergrupo Roraima.

Melo et al. (1978) individualizaram genericamente quatro zonas com características morfológicas distintas: a) Planície Sedimentar incluindo entalhes holocênicos e altitudes inferiores a 120 metros; b) Relevo Montanhoso Granítico e Vulcânico com altitudes que não ultrapassam 800 metros; c) Peneplano Granítico e Vulcânico de relevo colinoso com vales encaixados e d) Planalto Sedimentar Tabular com escarpas intensamente ravinadas no reverso de *hog backs*.

5.2.2 Compartimentação do Relevo

Nesta tese a individualização dos padrões de drenagem, a compartimentação dos sistemas de relevo seguiram os procedimentos de Howard (1967), Cooke & Doorkamp (1974), Franco et al. (1975) e Ponçano et al. (1979). A individualização dos sistemas de relevo envolveu a separação de áreas que abrigavam aspectos físicos semelhantes e que eram diferentes daqueles de áreas adjacentes, tendo ampla variação de extensão da ordem de dezenas de Km^2, sobre o qual reconheceu-se padrões recorrentes de topografia, solo e vegetação.

Para fins descritivo e evitando-se a proliferação de termos, adotou-se a nomenclatura das grandes unidades descritas por Franco et al. (1975), entretanto, foi possível avançar na caracterização da compartimentação morfoestrutural no sentido de Gerasimov & Mescherikov (1968), em escala de maior detalhe. Nesse sentido, foram reconhecidos quatro sistemas de relevo de degradação distribuidos de norte para sul:

Planalto Sedimentar Roraima, Planalto do Interflúvio Amazonas - Orenoco, Relevo Residual e Pediplano do Rio Branco (Figura 5.3).

5.2.2.1 Planalto Sedimentar Roraima

Na área ocorre uma pequena fração da borda sul do Planalto Sedimentar Roraima, sustentado por rochas proterozóicas do Supergrupo Roraima integrantes da Formação Arai. Esse compartimento geomorfológico ocupa aproximadamente menos de 1,7% da área estudada (Figura 5.3). Para que houvesse maior entendimento dos sistemas de formas de relevo da unidade, foram descritos pontos mais ao norte, chegando a afastar-se até 4 minutos do limite superior da área. No setor nordeste, nas adjacências da fazenda Boqueirão (em direção a vila Mutum), existem escarpas de falhas triangulares com desníveis em relação ao nível de base local de até 200m. A borda desse planalto apresenta altitudes predominantes de 500 metros, entretanto pode estar preservado em patamares de até 900 metros, a exemplo da serra Maturuca.

No extremo norte da área dominam morros testemunhos (como o morro Lilás), sustentados por pacotes de metarenitos dobrados, limitados em parte por escarpas íngremes (Figura 5.4), e com topos convexos, vertente de declividade muito alta (superior a 20º), e drenagem em vales encaixados. Ao norte, fora dos limites da área, há *fronts* de escarpas com formatos trapezoidais e desníveis da ordem de 30 metros (Figura 5.5), cuja dissecação é realçada pelo padrão dendrítico denso com aprofundamento que chega a 50 metros, como se observa nas adjacências do Município de Uiramutã. Outra feição marcante é o relevo de cuestas bem representado na região do garimpo Água Boa e Puxa Faca ao noroeste da área, onde a escarpa erosiva está voltada para SSW, e o reverso tem caimento em torno de 10º em direção a NNE (Figura 5.6), não se constituindo em hog backs como descrito por Melo et al. (1978). A drenagem conseqüente (Guerra, 1993) produz um intenso ravinamento no reverso dessas cuestas.

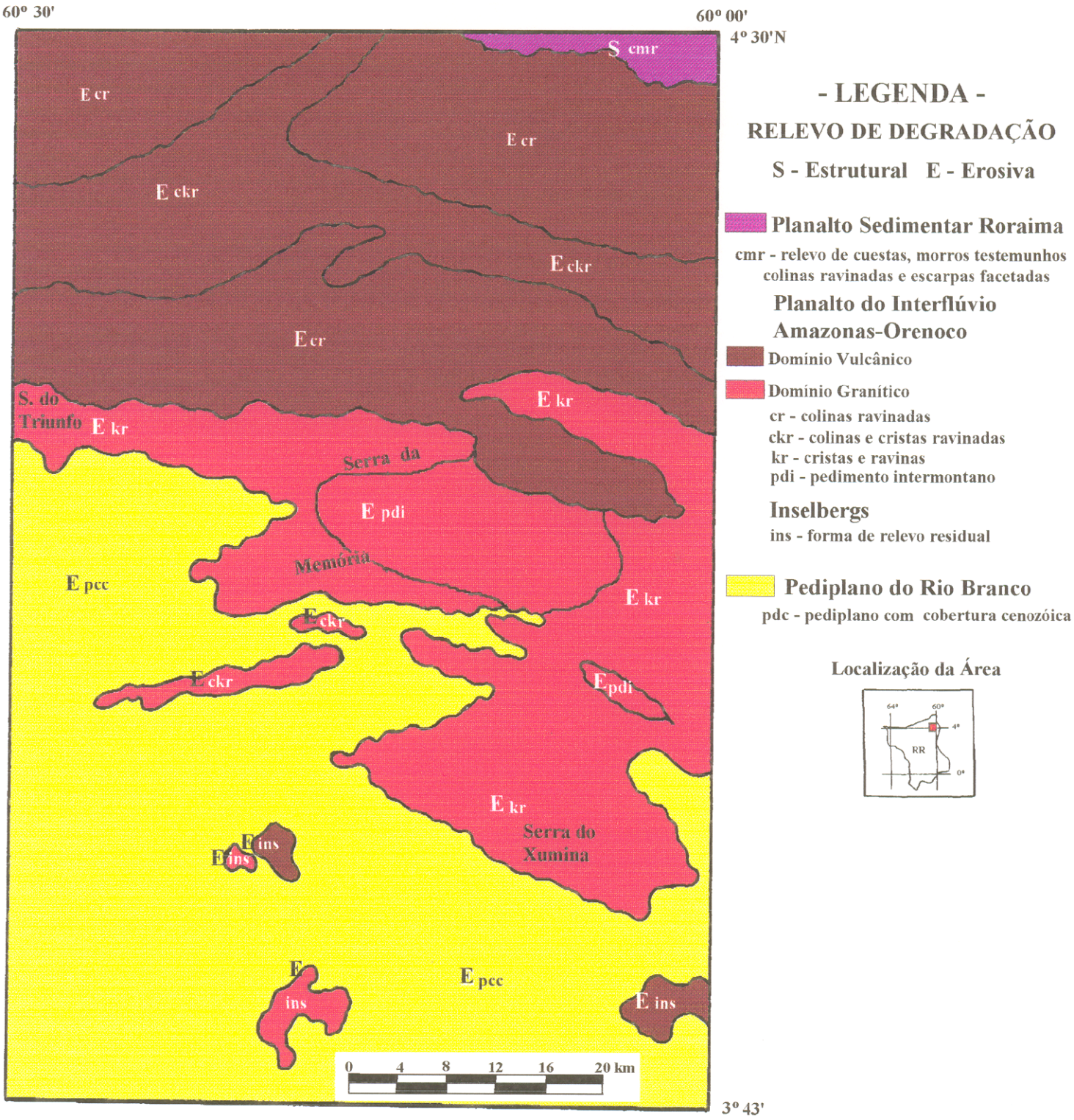


Fig. 5.3. Esboço geomorfológico elaborado com base em Franco et al. (1975) e Melo et al. (1978).



Fig. 5.4. Frentes de escarpas na Formação Arai. Camadas dobradas de arenito conglomerático. Topo do morro do Lilás.



Fig. 5.5. Frentes de escarpas trapezoidais mergulhando para SSW. Arenitos da Formação Arai. Município de Uiramutã.



Fig. 5.6. Relevo de cuestas, com escarpa erosiva voltada para SSW, enquanto que o reverso tem caimento de 10° para NNE.

5.2.2.2 Planalto do Interflúvio Amazonas - Orenoco

O Planalto do Interflúvio Amazonas - Orenoco representa uma extensa área montanhosa, elaborada em rochas vulcânicas do Grupo Surumu e em granitóides da Suíte Intrusiva Saracura. Para efeito de descrição, essa unidade foi dividida nos domínios vulcânico e granítico com cerca de 33,3% e 25% respectivamente, e totalizando 58,3% da área mapeada.

O Domínio Vulcânico apresenta altitudes variando entre 250 a 750 m, predominando altitudes em torno de 500 m. As formas de dissecação mais freqüentes estão representadas por colinas e ravinas elaboradas nos diferentes litotipos vulcânicos. Esse domínio apresenta dissecação controlada por drenagem densa em padrão modificado do tipo treliça falha e subordinadamente dendrítico de talvegues mediamente aprofundados, por vezes com sumidouros definindo a presença de vales suspensos, em presença de relevo colinoso (Figura 5.7) de topos convexos e vertentes de declividade alta (9 - 20°). Na porção central do domínio vulcânico existem colinas e cristas alongadas e orientadas nas direções NE - SW e E - W, exibindo escarpas triangulares e trapezoidais, topos convexos e declividade das vertentes muito alta (> 20%), enquanto que a dissecação é feita por drenagem densa de padrão predominantemente contorcido (Figura 5.8a e b).

O Domínio Granítico constitui o principal relevo montanhoso da área, disposto de forma alongada, orientado na direção WNW - ESE, com altitudes médias entre 500 e 750 m, entretanto pontões isolados atingem até 905 metros, a exemplo de algumas cristas que ocorrem na serra da Memória. Em geral, o topo das cristas são convexos e a declividade das encostas é muito alta. As escarpas freqüentemente exibem facetas triangulares, as quais são observáveis nas serras da Memória, Triunfo e Xumina (Figura 5.9).

O padrão modificado de drenagem predominante é do tipo treliça falha e o treliça junta (Figura 5.10), os quais são proeminentes na serra do Xumina, onde as cristas têm formatos em topos agudos e vertentes íngremes intensamente ravinadas. O padrão pinado é dominante na serra do Triunfo.



7. Domínio vulcânico. Relevo colinoso ravinado de topos convexos e presença de vales suspensos . À direita morro testemunho tado por rochas sedimentares que se acham tectonicamente projetadas sobre as rochas vulcânicas do Grupo Surumu. Vista a partir do o morro Lilás.

A



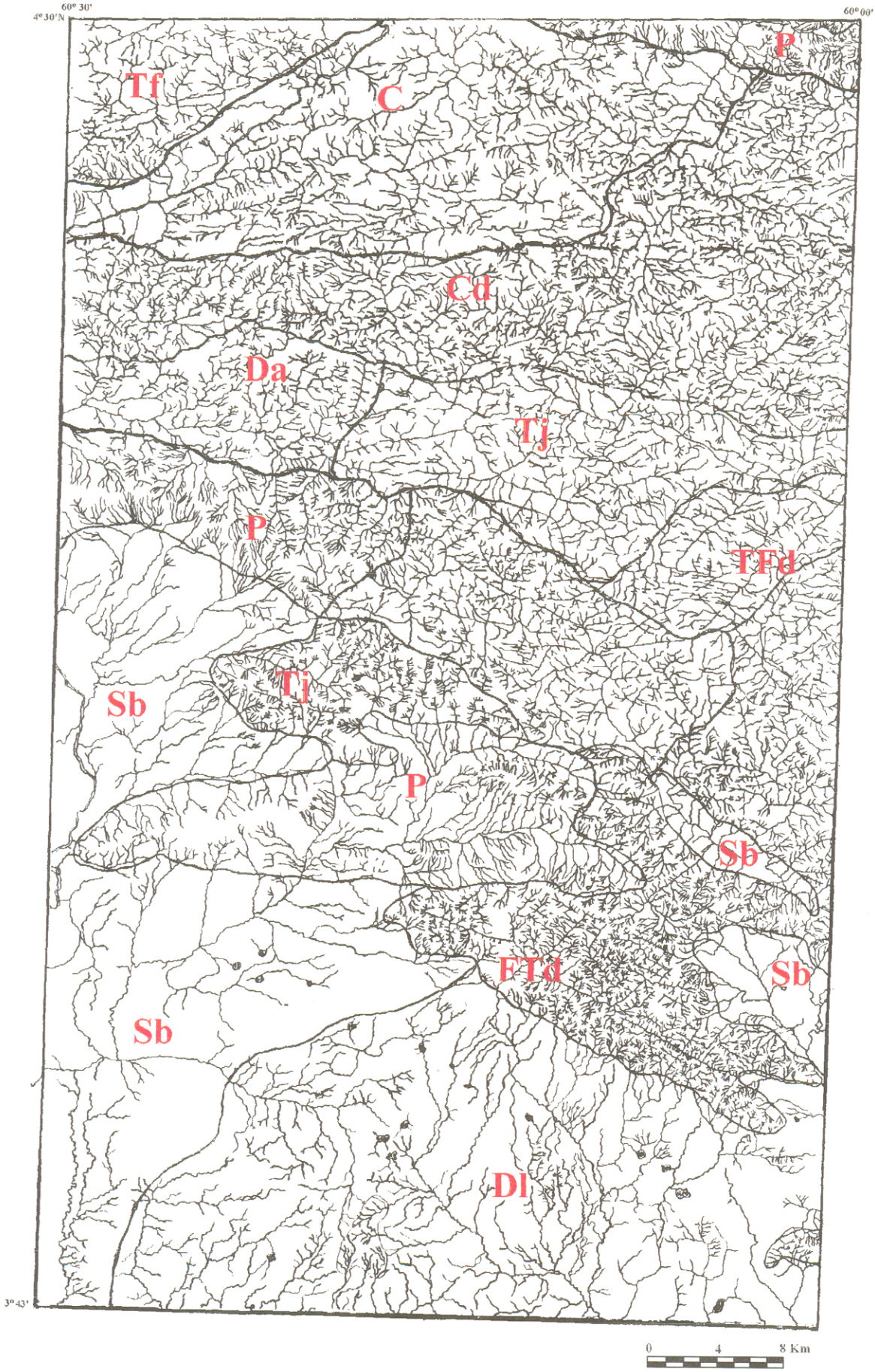
B



Fig. 5.8. Domínio vulcânico. Colinas e cristas alongadas orientadas na direção NE - SW. A - Em primeiro plano e colinas do lado direito são constituidas por andesitos e do lado esquerdo por vulcânicas ácidas. B - Vales suspensos e facetas triangulares. Região da Maloca Pedra Branca.



Fig. 5.9. Domínio granítico. Facetas triangulares orientadas na direção E - W. Borda sul da Serra da Memória. Altitudes superiores a 200 m em relação ao nível de base local.



- Legenda -

C - Contorcido
Tf - Treliça falha
P - Pinado
Cd - Contorcido denso
Tj - Treliça junta
Da - Dendrítico com anelar subordinado
TFd - Treliça falha denso
Sb - Subdendrítico
Dl - Dendrítico lagunar



Fig. 5.10 . Mapa de drenagem. Padrões Básicos e Modificados identificados.

Internamente, ao relevo montanhoso ocorrem pedimentos intermontanos com altitudes superiores a 200 m e inferiores a 400 m, contendo colinas rebaixadas e ravinamentos com talvegues pouco aprofundados, enquanto que o padrão de drenagem é do tipo treliça falha e subdendrítico.

5.2.2.3 Relevo Residual - *Inselbergs*

Os *inselbergs* são formas de relevo relativamente restritas, correspondem a 2% da área mapeada, ocupam a porção sul da área e interrompem a monotonia do aplainamento do Pediplano Rio Branco (Figura 5.11). Na área estudada, os *inselbergs* que mais se destacam são as serras do Machado, do Meio, Urubu, Atola e Cavalo. Constituem-se em formas de relevo residual isoladas ou não, elaboradas em rochas do Grupo Surumu (Ex. serra do Machado) e em granitos da Suíte Intrusiva Saracura (Ex. serra Urubu). Na área, alcançam altitudes superiores a 380 m e inferiores a 450 m, sendo que as maiores altitudes correspondem a rochas vulcânicas, exibem topos convexos e declividade muito alta (> 20%). É comum a presença de ravinamentos isolados nos maciços maiores.

Próximo as grandes elevações do Planalto Amazonas - Orenoco por vezes ocorrem remanescentes de relevos residuais na forma de colinas elevadas com altitudes de 115 m em relação ao nível de base local, a exemplo do morro do Veneno nas proximidades da Maloca da Raposa.

Ao sul da área, na região dos Campos de São Marcos (local do sítio arqueológico da Pedra Pintada), bem como próximo a capital Boa Vista, os *inselbergs* têm maior expressão de relevo e são elaborados sobre rochas do embasamento gnáissico (Ex. serras do Mucajaí e da Prata). Nessa região a superfície de aplainamento desenvolveu-se com maior eficiência sobre rochas xistosas e foliadas do complexo gnáissico, com a erosão diferencial delineando os relevos residuais. Portanto, como na região centro - nordeste do Estado de Roraima ocorrem *inselbergs* elaborados sobre diferentes tipos de rochas (gnaisses, rochas vulcânicas e granitos), sugere-se a evolução dessa feição morfoestrutural (Figura 5.12) a partir de uma



Fig. 5.11. Inselberg da Serra do Cavalo elaborado sobre rochas do Grupo Surumu, interrompendo abruptamente o Pediplano Rio Branco. Os alinhamentos vistos em segundo plano correspondem a segmentos de escarpas de falha.

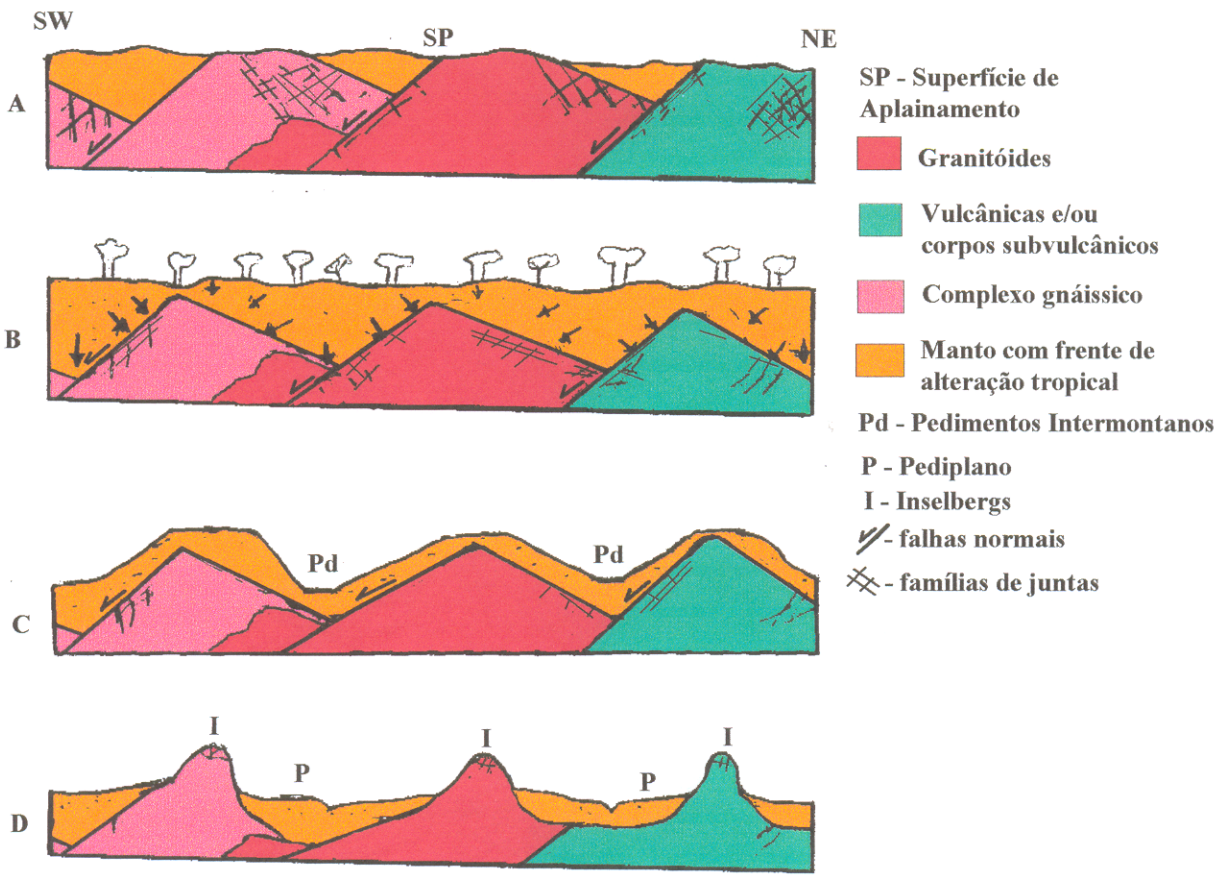


Fig. 5.12. Seção esquemática mostrando a evolução dos inselbergs.

superfície de aplainamento; (a) contendo descontinuidades pré-existentes (falhas normais e famílias de juntas) que aliadas à percolação de água controlaram a instalação de uma frente de alteração sob condições tropicais úmidas; e (b) posteriormente, sob condições de clima semi-árido teria ocorrido a fase de remoção de grande parte do manto intempérico devido à erosão fluvial, que no sentido de Twidale (1982) é o principal agente responsável pela erosão continental e elaboração da paisagem dos *inselbergs*, a exemplo do que se delineou na bacia do rio Parimé, em particular na região da Pedra Pintada (Figura 5.13). Os processos de erosão fluvial conduziram a formação de vales planos relativamente limitados (pedimentos intermontanos); (c) e finalmente, a coalescência desses pedimentos levou a elaboração de uma superfície pediplanada (Pediplano Rio Branco) e a exposição de relevos residuais (*inselbergs*). A elaboração dessas morfoestruturas e seu avanço de amplitude topográfica foi acompanhada por movimentos neotectônicos, principalmente falhas normais e transcorrentes, as quais facilitaram a instalação de lagos, escarpas de falha e captura de drenagem. Nesse sentido, os *inselbergs* representam porções de prismas rotacionados por falhas normais.

Outra interpretação para a evolução desse relevo residual é dada por Shaefer & Vale Jr. (1997), os quais admitem que os grandes inselbergs gnáissicos que ocorrem ao sul da área, foram desenvolvidos por processos de etchplanação "sulcamento" de um manto profundamente intemperizado, o que é considerado um fenômeno dominante nas regiões de cerrado (Thomas, 1994), em que sedimentos pré-intemperizados situam-se aos pés dos inselbergs e não há uma superfície pedimentada rochosa típica. Entretanto, essa interpretação não é adequada para a área pesquisada, visto que, comparecem amplas superfícies pediplanadas rochosas, a exemplo da que situa-se na região do interflúvio do igarapé do Machado e a serra do Urubu, no sul da área estudada, indicando que o recuo das escarpas ocorreu pelo desmantelamento dos blocos falhados.

Diante do exposto, considera-se que na superfície de aplainamento Rio Branco deva ter tido sua evolução da paisagem através de processos distintos: no norte, nas adjacências dos contrafortes do Planalto das Guianas, essa superfície apresenta um



Fig. 5.13. Boulders de granito às margens do rio Parimé. Sítio Arqueológico da Pedra Pintada.

delgado capeamento de solo arenoso assentado diretamente sobre rocha fresca, refletindo a continuidade lateral dos inselbergs, sugerindo que ocorreu a formação de pedimentos que coalesceram para a elaboração de parte do pediplano; enquanto que a partir do rio Mucajaí em direção a sul, a paisagem teria evoluído por processos de etchplanação, onde se observa a existência de espesso manto de alteração, com a individualização dos horizontes ferruginoso concrecionário, argiloso mosqueado e horizonte de transição e que posteriormente a desagregação do manto laterítico associado ao recuo das vertentes delineou os grandes inselbergs. Contudo, com base nos diferentes *landforms*, considera-se que a tectônica ressurgente (neotectônica) teve um papel fundamental na evolução da paisagem dessa extensa região, conforme discutido adiante.

5.2.2.4 Pediplano Rio Branco

O Pediplano Rio Branco é caracterizado por uma extensa superfície de aplainamento que corresponde a 35% da área mapeada. Essa superfície recorta litologias pré-cambrianas e fanerozóicas, sendo interrompida localmente pelos inselbergs que se elevam na região. É limitada bruscamente ao norte pelo relevo montanhoso do Planalto das Guianas (Figura 5.14).

Geomorfologicamente, esse compartimento inclui relevo suave representando as cotas regionais mais baixas com altitudes variando desde 87 m nas drenagens mais expressivas a 140 m próximo às grandes elevações. A drenagem predominante é do tipo dendrítica de densidade média e subdendrítica de baixa densidade de pouco entalhe, conforme classificação de Lima (1995). Apesar da incipiente dissecação, observa-se, por vezes, que nas drenagens de 2ª ordem, (Strahler, 1952), o aprofundamento das mesmas atingem sulcos de 2 m nessa superfície, à exceção do rio Surumu, onde o entalhe é superior a 5 m. A vegetação predominante é do tipo mata de galeria geralmente constituída por palmeiras (buritis).

As feições morfoestruturais que ocorrem em meio a essa superfície e que merecem destaque são as colinas constituidas por afloramentos de rochas vulcânicas



Fig. 5.14. Pediplano Rio Branco, englobando pequenos "tesos", lajedos de granitos e lagos. Essa superfície de aplainamento é bruscamente interrompida pela da borda sul do Planalto das Guianas.

ácidas imbricadas, extremamente diaclasadas, formando aglomerados de pináculos representando remanescentes de erosão fluvial devido ao recuo final das vertentes (Figura 5.15).

Outras feições geomorfológicas que ocorrem no Pediplano Rio Branco são as marmitas na superfície dos lajedos e pequenas elevações de granitos da Suíte Intrusiva Saracura (Figura 5.16a), nos quais é possível verificar a atuação de processos físico-químicos que respondem pela expansão das marmitas. A atuação do processo envolve percolação de águas fluviais e pluviais em movimento turbilhonar aliada ao efeito abrasivo de pequenas partículas durante o período chuvoso, que promovem o escavamento inicial dessas feições, enquanto que no período seco o recobrimento das cavidades por fungos contribuem para a expansão das mesmas por dissolução devido ao ataque bioquímico (Figura 5.16b), a exemplo do que ocorre no nordeste brasileiro, onde são regionalmente conhecidas como "cacimbas" e atribuídas ao Pleistoceno por Couto (1980), a partir das mudanças climáticas do Pleistoceno Superior (úmido) para o Holoceno Inferior (condições semi-áridas).

Nos interflúvios rebaixados, pequenas colinas (*tesos*) de topos convexos são sustentadas por lateritos ferruginosos com altitudes em torno de 10 - 15 m em relação a base. Os depósitos de cobertura são predominantemente arenosos, semi-consolidados a inconsolidados, recobrindo litologias pré-cambrianas, mesozóicas e cenozóicas. Nesses interflúvios são freqüentes a ocorrência de áreas abatidas, nas quais estão presentes inúmeros lagos, que em algumas situações coalescem para formar igarapés perenes.

A planície fluvial inundável correspondem a áreas restritas de acumulação fluvial sujeitas a inundações periódicas, como ocorre na bacia do rio Viruquim.

5.3 ESTRUTURAS NEOTECTÔNICAS

5.3.1. Introdução

As formas de relevo particulares, tipo cristas alinhadas, facetas triangulares, cuestas e inúmeras anomalias de drenagem sugerem a existência de estruturas que se



Fig. 5.15. Colinas remanescentes de inselbergs devido ao recuo final das vertentes, constituindo aglomerados em pináculos imbricados. Morro do Breu (adjacências da Maloca da Raposa).

A



B



Fig. 5.16. Feição intempérica. A - Aglomerados de cavidades de dissolução elaborados em pequenas elevações formadas por granitos da Suíte Intrusiva Saracura nas adjacências da serra Auxi. B - Estágio avançado de formação de "marmita" adjacências do rio Parimé.

desenvolveram durante o Cenozóico e que controlaram grande parte da paisagem da área.

O termo neotectônica foi introduzido originalmente por Obruchev[15] apud Pavlides (1989) para designar "o estudo dos movimentos recentes que ocorreram ao final do Terciário e na primeira metade do Quaternário, os quais tiveram papel decisivo na formação da topografia contemporânea". Möner[16] apud Stewart & Hancock (1994), considerou que o período neotectônico tem início em diferentes tempos e em diferentes lugares, dependendo do regime tectônico local. Stewart & Hancock (op. cit.) concordaram com esse enunciado e definiram neotectônica como um ramo da tectônica relacionado ao entendimento dos movimentos da terra que ocorreram no passado e estão atuando no presente (tectônica ressurgente). Esses autores descreveram que estruturas neotectônicas se desenvolvem no regime tectônico corrente, abarcando predominantemente o estado de deformação interna em uma região intraplaca e adotaram os preceitos de que a geomorfologia tectônica deve ser definida como o entendimento das relações entre movimentos verticais e horizontais do terreno, processos erosionais e deposicionais, além da formação de *landforms.*

No Brasil, somente no final da última década, a comunidade começou a se interessar pela compreensão dos movimentos neotectônicos, em particular na Amazônia, principalmente no domínio da Bacia do Amazonas, a exemplo de Cunha (1988), Franzinelli & Piuci (1988), Bemerguy & Costa (1991), dentre outros. Em 1990 ocorreu o primeiro simpósio referente ao tema, em que se destaca o trabalho de Hasui (1990), o qual considera que na área continental do Brasil, o início da neotectônica foi vinculado à mudança, no Mioceno, do regime tectônico francamente distensivo ligado a abertura do Atlântico, para um regime transcorrente que permanece ativo, relacionado à rotação da Placa Sul-Americana devido ao seu deslocamento para oeste, que originou um binário dextral E - W, com tensores de tensão σ_1 orientado em torno de NW - SE, σ_3 orientado na direção NE - SW e σ_2 na vertical, conduzindo ao

---

[15] Obruchev, V.A. **Osnovnyje certy kinetiki plastiki neotectoniki**. Izv. Akad. Nauk. SSSR Ser. Geol. 5: 13-24. 1948.

[16] Möner, N. **Neotectonics and structural geology; general introdution**. Bull. Int. Qua. Ass. Neotect. Comm. 13, 87. 1990.

desenvolvimento de estruturas transcorrentes e reativação de outras préexistentes em ambiente intraplaca.

Campos (1988), Travassos & Barbosa Filho (1990), Cunha (1991) dentre outros, mencionaram que pelo menos a partir do Terciário a região Amazônica vem sendo submetida a esforços transpressivos / transtensivos devido à movimentação e interação da Placa Sul - Americana com as Placas de Nasca e Caribeana, resultando em movimentação intraplaca originando simultaneamente áreas de tensão com geração de dobras e falhas inversas e áreas de distensão gerando falhas normais e implantação ou reativação de estruturas de abatimento (grábens). Entretanto, Hasui (1990), Costa et al. (1993), Borges et al. (1995) e Costa et al. (1996), admitiram que o quadro neotectônico da região Amazônica instalou-se sobre um segmento crustal anisotrópico em que sua complexidade se deve a reativação das estruturas pré-existentes relacionadas a dois episódios de movimentos transcorrentes que ocorreram no Mioceno / Plioceno e no Pleistoceno Superior / Recente (Figura 2.17); tais estruturas seriam decorrentes da atuação de um binário dextral E - W imposto à Placa Sul-Americana.

5.3.2 Quadro Neotectônico

As feições estruturais cenozóicas mais importantes que compõem o arcabouço neotectônico são falhas normais, transcorrentes e inversas que foram ativas possívelmente no Plio-Pleistoceno e, provavelmente continuam incorporando movimentação pois há registros de sismos na região. O desenvolvimento da paisagem, incluindo as peculiaridades dos sistemas de relevo e dos padrões de drenagem, tem ligação direta com os deslocamentos associados aos sistemas de falhas. A disposição espacial dessas descontinuidades é resumida na Figura 5.17.

5.3. 2.1 Estruturas Distensivas

As falhas normais são os principais elementos responsáveis pela elaboração do relevo recente na área. No extremo norte, essas falhas afetam o pacote arenítico-

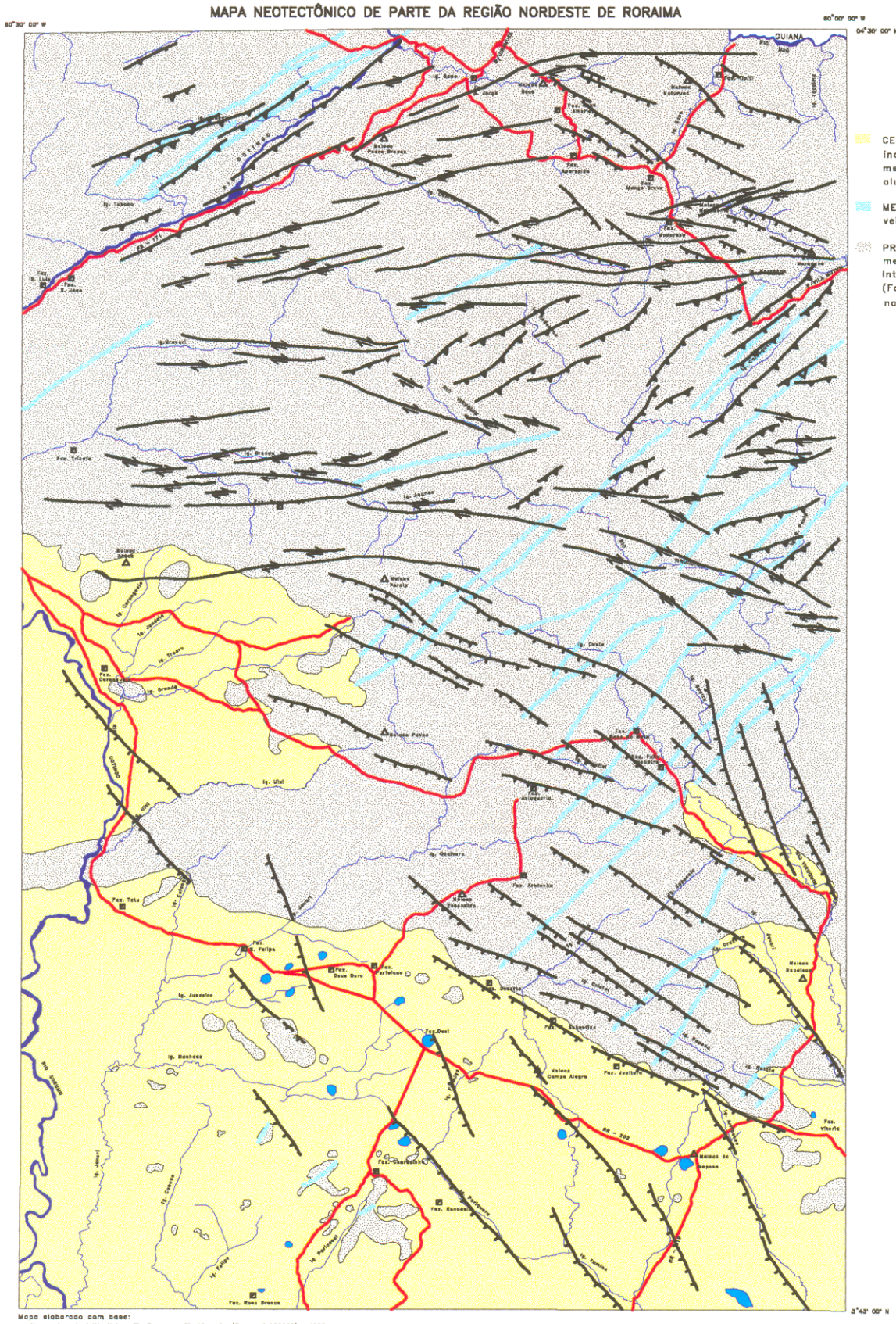
MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO E DO DESPORTO

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ

CENTRO DE GEOCIÊNCIAS

CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

MAPA NEOTECTÔNICO DE PARTE DA REGIÃO NORDESTE DE RORAIMA


60°30' 00" W
60°00' 00" W
04°30' 00" N
3°43' 00" N
GUIANA
Rio Maú
Rio Tacutu
Rio Surumu
Rio Uraricoera
Rio Cotingo
Rio Amajari
Rio Uiramutã
Rio Miang
Rio Quinô
Rio Cauamé
Rio Tacutuzinho
Rio Jacamim
Rio Urubuí
Rio Jundiá
Rio Tacutu
Rio Grande
Rio Branco
Rio Catrimani
Rio Mucajaí
Rio Parimé
Rio Uraricaá
Rio Ajarani
Rio Água Boa
Rio Água Fria
Rio Preto
Rio Jacaré
Rio Cauamé
Rio Tabaio

conglomerático da Formação Arai, e respondem por alinhamentos de escarpas trapezoidais mergulhando para sul (Figura 5.5.b).

No domínio vulcânico, existem abundantes zonas abatidas limitadas por falhas normais, a exemplo da área da margem direita das drenagens do rio Cotingo e do igarapé Cambaru que estão elevadas, enquanto que da margem esquerda encontra-se abatida (Figura 5.8a e b). Nesse domínio, nas adjacências da fazenda Lilás, as falhas têm trende E - W e controlam o traçado da drenagem (Figura 5.18). Falhas orientadas na direção NNW - ESE impõem desníveis que resultam em trechos encachoeirados da rede de drenagem semelhante ao que ocorre no curso superior do rio Maú (Figura 5.19), na parte nordeste da área, indicando movimentos tectônicos recentes.

No domínio granítico, falhas normais orientadas principalmente na direção WNW - ESE, controlam o contato entre a superfície de aplainamento (Pediplano Rio Branco) com a superfície do Planalto das Guianas, onde as rochas da Suíte Intrusiva Saracura estão dispostas em diferentes patamares, com desníveis da ordem de 200 a 250 metros; em alguns locais as escarpas trapezoidais evoluem devido ao recuo dos sulcos de dissecação produzindo uma série de cristas com terminações limitando planos de falhas do relevo montanhoso sob a forma de facetas triangulares e vales com formato em "U", com declive moderado mergulhando em direção a SSW, a exemplo dos segmentos das serras do Xumina e da Memória (Figura 5.9).

Com base na orientação das falhas normais, distinguem-se dois grupos: um principal orientado na direção NW - SE e outro com direção WNW - ESE (Figuras 5.20). A aplicação dos métodos de Arthaud (1969) e Angelier & Mechler (1977) para o comportamento de falhas normais com estrias de atrito indicaram um posicionamento dos eixos de tensão σ_1 e σ_3 orientados nas direções NW - SE e NE - SW, respectivamente (Figura 5.21).

Outra estrutura distensiva de destaque são as juntas de cisalhamento (Figura 5.22), que também controlam a instalação da rede de drenagem. A comparação do comportamento geométrico dos alinhamentos de drenagem (Figura 5.23) com o diagrama para as juntas de cisalhamento demonstram que existe uma forte correlação entre essas descontinuidades, principalmente nas direções NE - SW e WNW - ESE,



Fig. 5.18. Escarpas de falhas orientadas nas direções E - W e NNW - SSE controlando a instalação da drenagem. Região da fazenda Lilás.



Fig. 5.19. Superimposição do rio Maú em pediplano intermontano indicando movimentos tectônicos recentes. Fonte: Montalvão et al. (1975a).

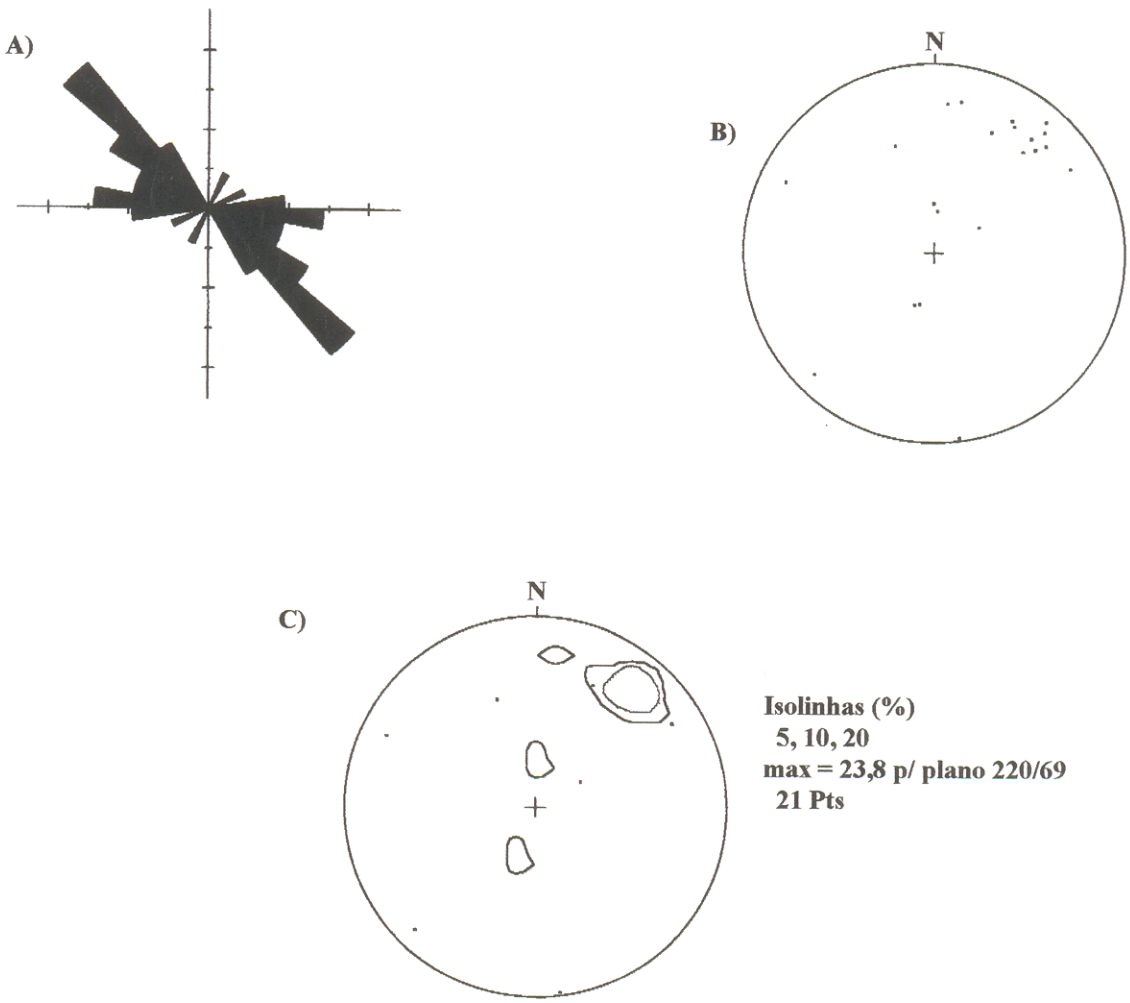
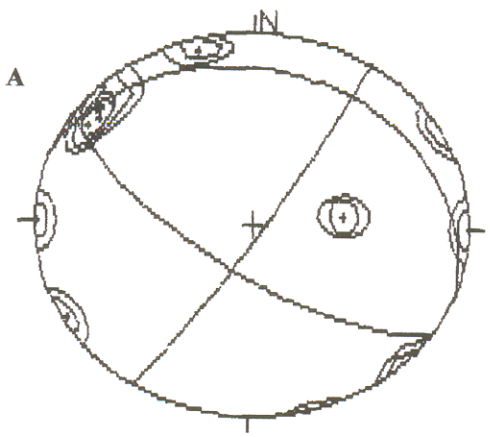


Fig. 5.20. Diagramas para falhas normais cenozóicas. A - Diagrama de roseta. B - Diagrama de polos (Rede de Schimidt-Lambert, hemisfério inferior). C - Diagrama de contorno de freqüência de polos. Programa Georient (Univ. of Queensland).



Posição relativa dos eixos de deformação

Z = 303/04
Y = 034/20
X = 201/70
Isolinhas (%)
11,6; 23,2; 34,8
max = 37,5 p/ 302/04
13 Pts



σ_1 = NW - SE
σ_3 = NE - SW
Isolinhas (%)
33,3; 66,6; 99,9
Nº Dados = 13

Fig. 5.21. Diagramas de estrias e polos de falhas normais do Cenozóico. A - Método gráfico de Arthaud. Rede Schmidt-Lambert (hemisfério inferior). B - Método de Angelier & Mechler. Máximo indica maior probabilidade de conter o eixo de tensão máxima (σ_1) e as curvas de menor valor indicam o eixo de tensão mínima (σ_3).Programa Trade (IPT).

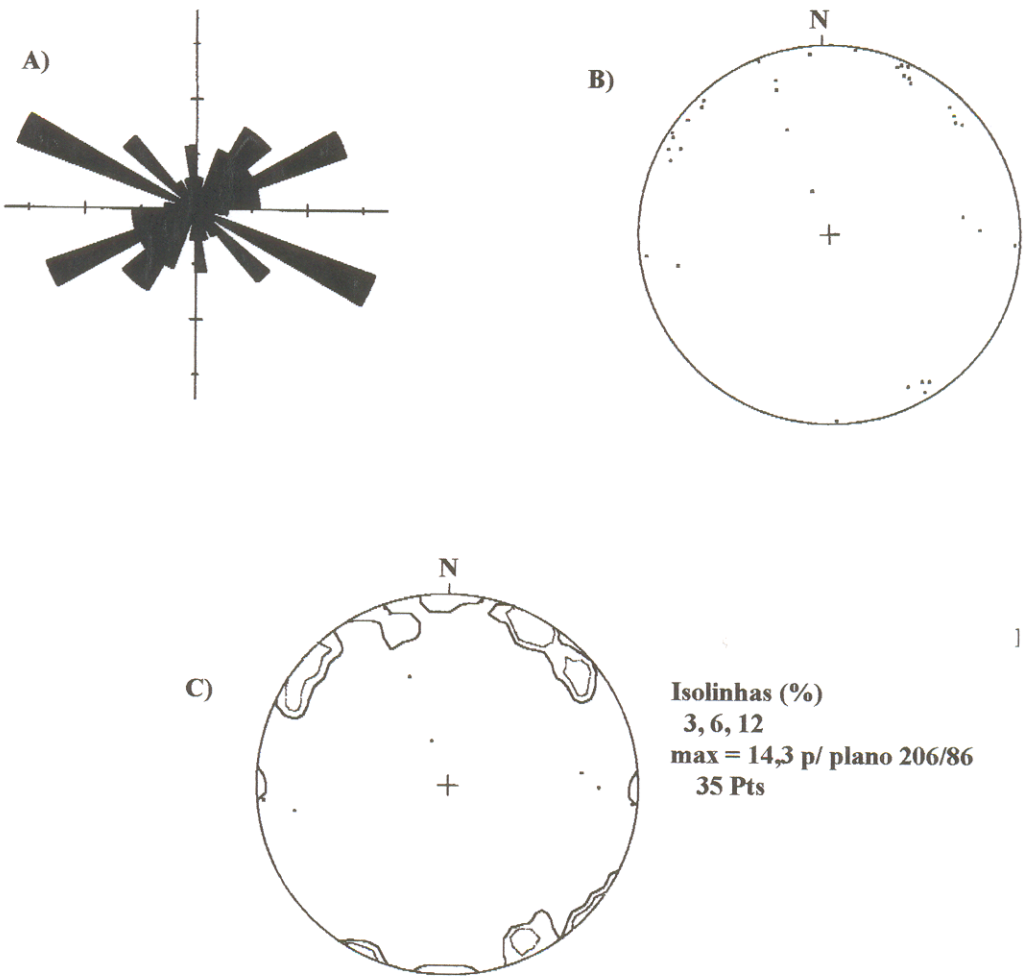


Fig. 5.22. Diagramas de polos de juntas de cisalhamento. A - Roseta monstrando comportamento geométrico das juntas cenozóicas. B - Projeção estereográfica dos polos. C - Diagrama de contorno de freqüência de polos.

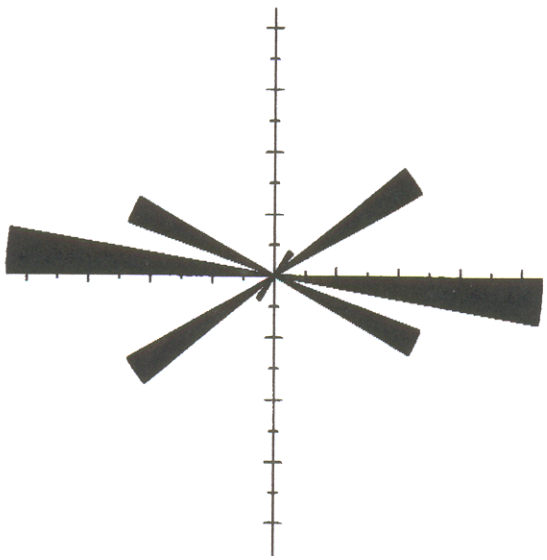


Fig. 5.23. Diagrama de roseta mostrando o comportamento geométrico dos lineamentos de drenagem. 67 medidas.

indicando que essas estruturas , em parte, controlaram a instalação da rede atual de drenagem.

Ainda no domínio granítico há juntas de cisalhamento que foram geradas pela reativação de bandas de cisalhamento (correspondendo a traços de zonas de transferência pré-cambrianas) e que atualmente também estão controlando a elaboração de escarpas com direções NNW - SSE e NNE - SSW, como ocorre na serra do Xumina (Figura 5.24).

5.3.2.2 Estruturas Transcorrentes

Feixes de falhas transcorrentes dextrais orientados na direção aproximadamente E - W a WNW - ESE são os principais controladores dos elementos de terceira ordem da rede de drenagem, expressos por uma notável orientação dos rios nessa direção, a exemplo dos rios Mucajaí, Uraricoera, Amajari e Surumu que possuem longos trechos com essa orientação.

Os numerosos lineamentos de drenagem, principalmente no domínio das rochas vulcânicas, estão orientados nessa direção, em particular o rio Surumu que ocorre na borda oeste da área e orienta-se na direção WNW - ESE desde sua nascente (61º30' W) até o meridiano 60º30' (em torno de 110 Km), onde inflete para o rumo submeridional. Essa persistente orientação do rio está relacionada a um feixe de falhas transcorrentes, como se observa nas adjacências da BR-174 (Figura 5.25). Esse feixe adentra na área, na região da fazenda Carangüeijo, (igarapé Grande) tendo a mesma atitude observada próximo a ponte do rio Surumu na BR-174 (atitude variando de 60º/205º a 68º/190º).

Ao norte, em torno de 03 km, fora do limite da área, começam a predominar transcorrências com direções submeridianas (350º - 010ºA_z), com estrias de atrito apresentando mergulhos variando de de 00º a 19º (Figura 5.26a e b, respectivamente). Considerando que a partir do limite superior da área, progredindo em direção à norte, as imagens de satélite revelam extensos lineamentos orientados na direção N – S, controlando fortemente escarpas de falha e a rede de drenagem, indicam que essas

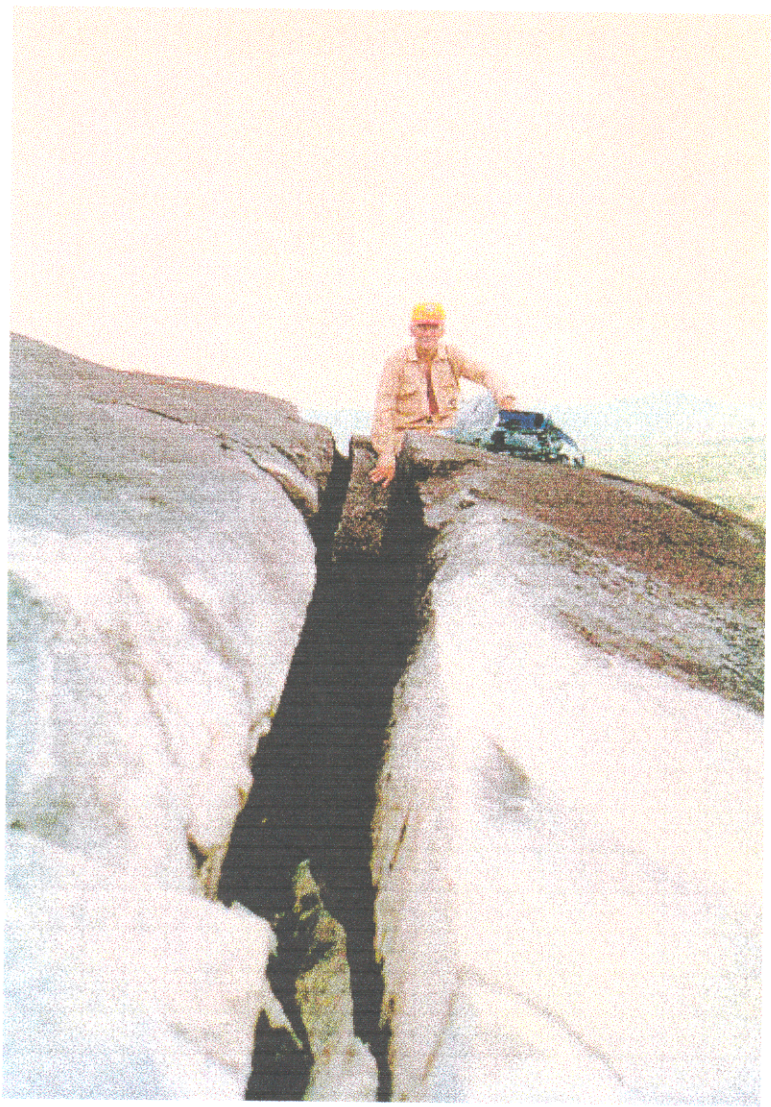


Fig. 5.24. Juntas de cisalhamento orientadas na direção NNW - SSE. Essas juntas controlam em parte a elaboração de escarpas com essa direção.



Fig. 5.25. Vista parcial do rio Surumu em trecho controlado por falhas transcorrentes orientadas segundo a direção regional pré-cambriana (WNW – ESE), sugerindo que as descontinuidades com essa orientação no Cenozóico foram movimentadas em transcorrências. Nesse local afetam rochas graníticas da Suíte Intrusiva Saracura. Ponto situado nas adjacências da BR - 174, à 35,5 Km ao sul de BV-8.

A



B

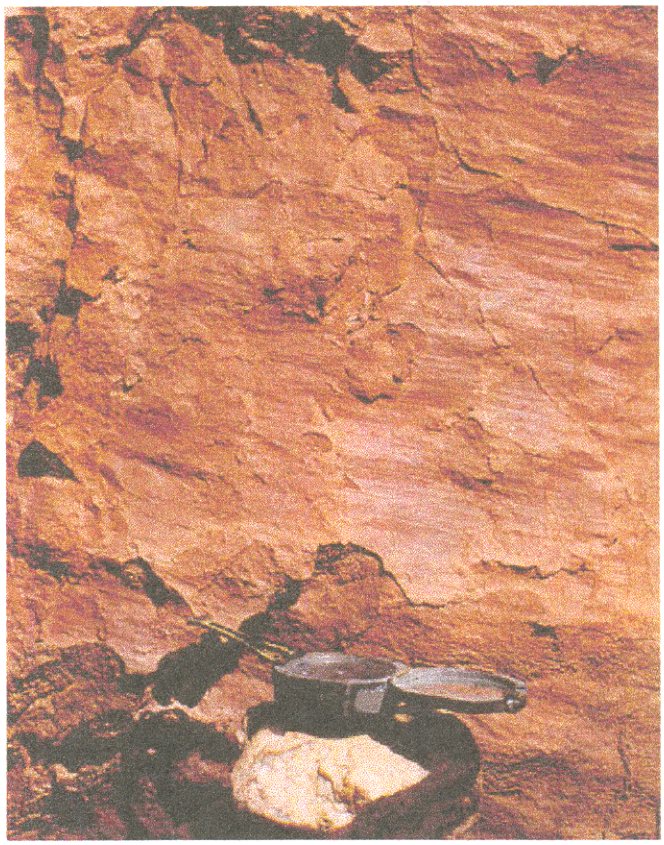


Fig. 5.26. Falhas transcorrentes orientadas nas direções NNW - SSE e NNE - SSW, cujas direções são subparalelas aquelas das falhas de transferência pré-cambrianas. A - Estrias de atrito suborizontais. B - Detalhe de uma falha orientada na direção 015° Az com mergulho de 19° para SSW.

falhas representam planos de movimentação como a mesma direção de falhas de transferência de idade pré-cambriana. A Figura 5.27 mostra a geometria de algumas dessas falhas, que podem ter sido reativadas a partir das estruturas mais antigas ou foram geradas com a mesma atitude dessas estruturas.

Outras importantes feições indicativas de movimentos neotectônicos recentes na área são as inúmeras anomalias de drenagem, (Figura 5.10 e Anexo II), a exemplo do trecho do trecho do rio Cotingo nas adjacências da fazenda Santa Luzia, onde o referido rio escoa na direção WNW- ESE e é capturado para a direção NE - SW. A presença de relevo de cuestas (Figura 5.6), também se constituem em outra importante feição de atividade neotectônica, sugerindo que essas podem ter sido originadas a partir da ocorrência de falhas normais situados a uma distância relativa no reversos dos blocos, ou ainda através falhas inversas ou por falhas cegas conforme preceitos de Stewart & Hancock (1992). Uma outra feição indicativas dos movimentos neotectônicos é a presença de vales suspensos distribuidos nas bordas de grande parte das elevações.

5.4 CONSIDERAÇÕES SOBRE A MOVIMENTAÇÃO CENOZÓICA

Vários trabalhos, a exemplo de Travassos Filho (1990), Campos (1991) e Cunha (1991) mencionaram que pelo menos a partir do Terciário a região Amazônica vem sendo submetida a esforços transtensivos/transpressivos devido à interação da Placa Sul-Americana com as Placas de Nasca e Caribeana. Hasui (1990) e Costa et al. (1996) demonstraram que o quadro neotectônico dessa vasta região evoluiu a partir de reativação das estruturas pré-existentes relacionadas a atuação de um binário dextral E - W decorrente do deslocamento da Placa Sul-Americana para oeste.

Uma importante evidência de manifestações neotectônicas na região Amazônica é o registro de sismos em diversas áreas. Costa et al. (1993) apresentaram um esboço de zonas sismogênicas delineadas a partir de mapa de epicentros cadastrados até 1990 (Figura 5.28).

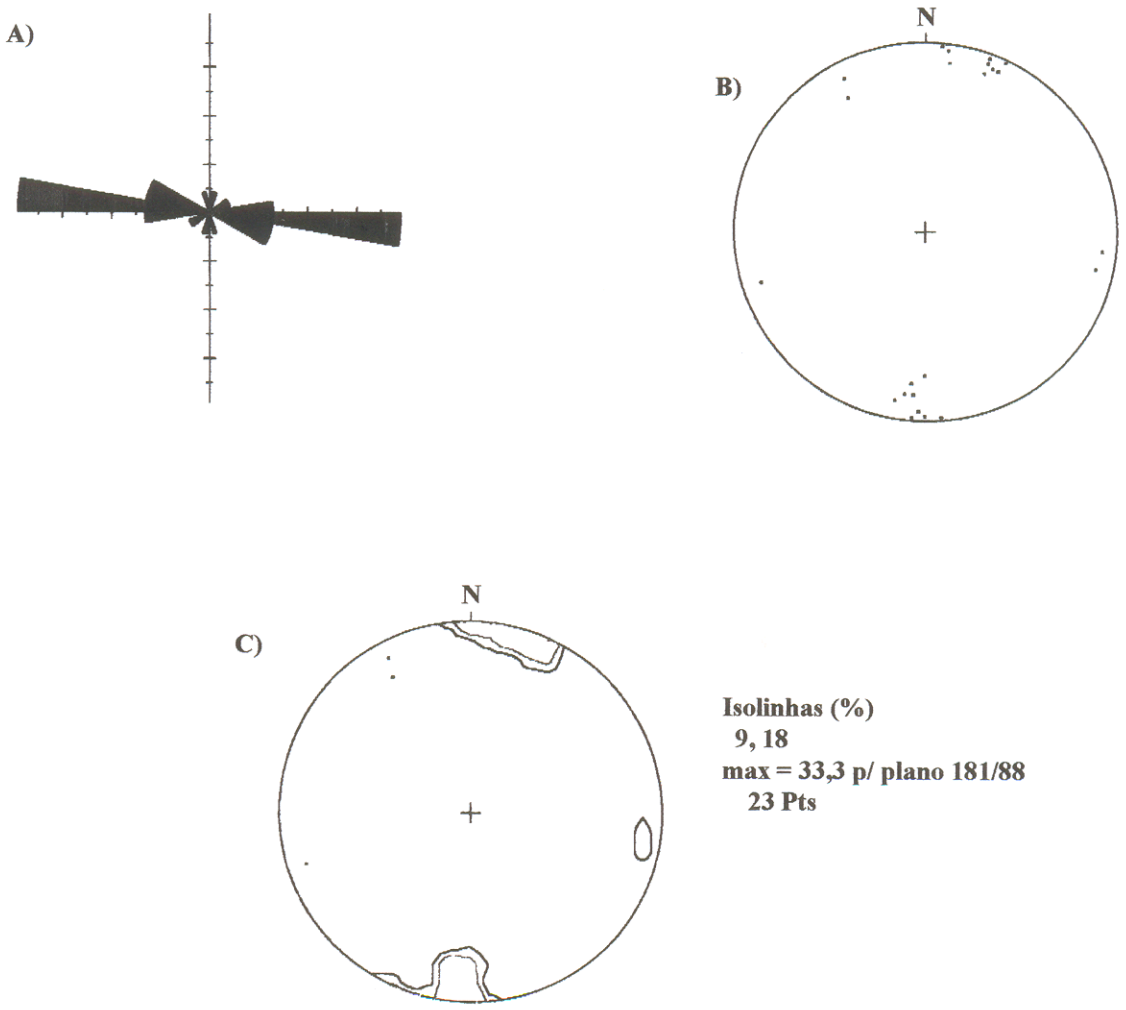


Fig. 5.27. Diagramas de falhas transcorrentes do Cenozóico. A - Diagrama de roseta. B e C - Estereogramas Schimidt-Lambert (himisfério inferior) mostrando polos dos planos e intervalo de contorno, respectivamente.

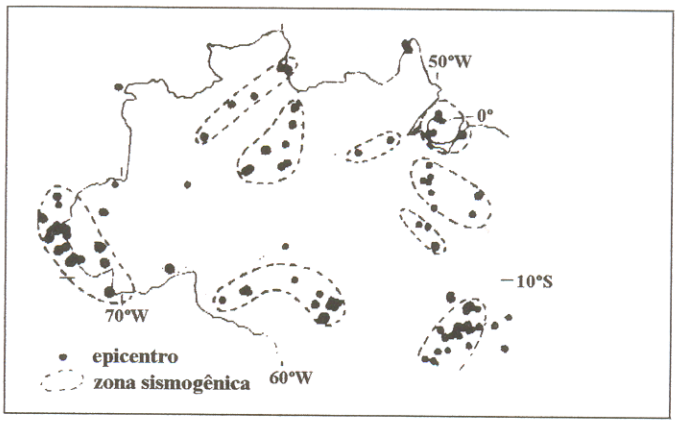


Fig. 5.28. Zonas sismogênicas da Amazônia. Dados até 1990. Fonte: Costa et al. (1993).

Dados do IAG/USP demonstram a ocorrência de abalos sísmicos na regiões centro - leste e sudeste do Estado de Roraima a partir de 1928 (tabela 5.1). Esses dados indicam instabilidades tectônicas caracterizadas por macro sismos de baixa profundidade (portanto tectônica intraplaca) no Brasil (Figura 5.29).

Com base nas feições descritas anteriormente e nas considerações atuais, admite-se que o quadro geométrico - cinemático do Cenozóico da área estudada instalou-se sobre um domínio crustal anisotrópico e evoluiu a partir da reativação de estruturas pré-cambrianas e mesozóicas pré-existentes. Nesse sentido, interpretou-se que as estruturas com trende NE - SW se comportaram preferencialmente como falhas normais durante o Cenozóico. Os alinhamentos de drenagem NE - SW orientados na direção NE - SW foram interpretados como falhas inversas, enquanto que as descontinuidades orientadas nas direções WNW - ESE e WSW-ENE foram definidas como zonas transcorrentes (vide Anexo II), e que essa movimentação está relacionada principalmente ao binário dextral E - W ao qual a Placa Sul-Americana está sujeita.

Entretanto, como a área encontra-se em uma extensa região soerguida relativamente próxima a borda da Placa Caribeana, leva-se em consideração os argumentos de Jordan (1975), Henneberg (1983), Gordon & Jurdy (1986) e Meijer & Wortel (1992) de que a Placa Caribeana exerce uma significante contribuição para a dinâmica da Placa Sul-Americana, em que aquela tem uma componente compressiva orientada NW - SE que é transferida para a Placa Sul-Americana, onde essa movimentação é acomodada ao longo de uma série de falhas transcorrentes dextrais aproximadamente E - W e falhas de cavalgamento com trende NE - SW se estendendo até os cavalgamentos frontais da Cordilheira Costeira Venezuelana (Figura 5.30) e que essa interação deva estar ocorrendo pelo menos desde os últimos 10 Ma.

Desta forma, os lineamentos definidos na área, com trende NW - SE (falhas normais), NE - SW (falhas inversas) e E - W (falhas transcorrentes), e a definição do tensor σ_1 (Figura 5.21) também podem estar relacionados a esse componente compressivo orientado na direção NW - SE da Placa Caribeana, que seria transferido para a Placa Sul-Americana, conduzindo não só reativação de estruturas preexistentes,

Tabela 5.1 - Ocorrência de abalos sísmicos detectados no Estado de Roraima. Fonte: Rev. Bras. Geof. e IAG/USP.

ANO	LAT.N	LONG.W	ERRO (KM)	LOCAL	MAGNIT. mb	tipo	CATEG.
1928	2.82	60.68	-	Boa Vista	00	-1	C
1953	2.82	60.68	-	Boa Vista	00	-1	C
1964	2.64	59.62	50	RR/Guiana	4.5	0	I
1965	2.68	60.12	30	SE de Roraima	4.9	0	I
1976	0.34	59.23	30	SE de Roraima	4.6	0	I
1988	0.92	61.66	50	S. Luís do Anauá	3.8	1	I
1988	0.73	59.38	50	Jundiá	3.8	1	I

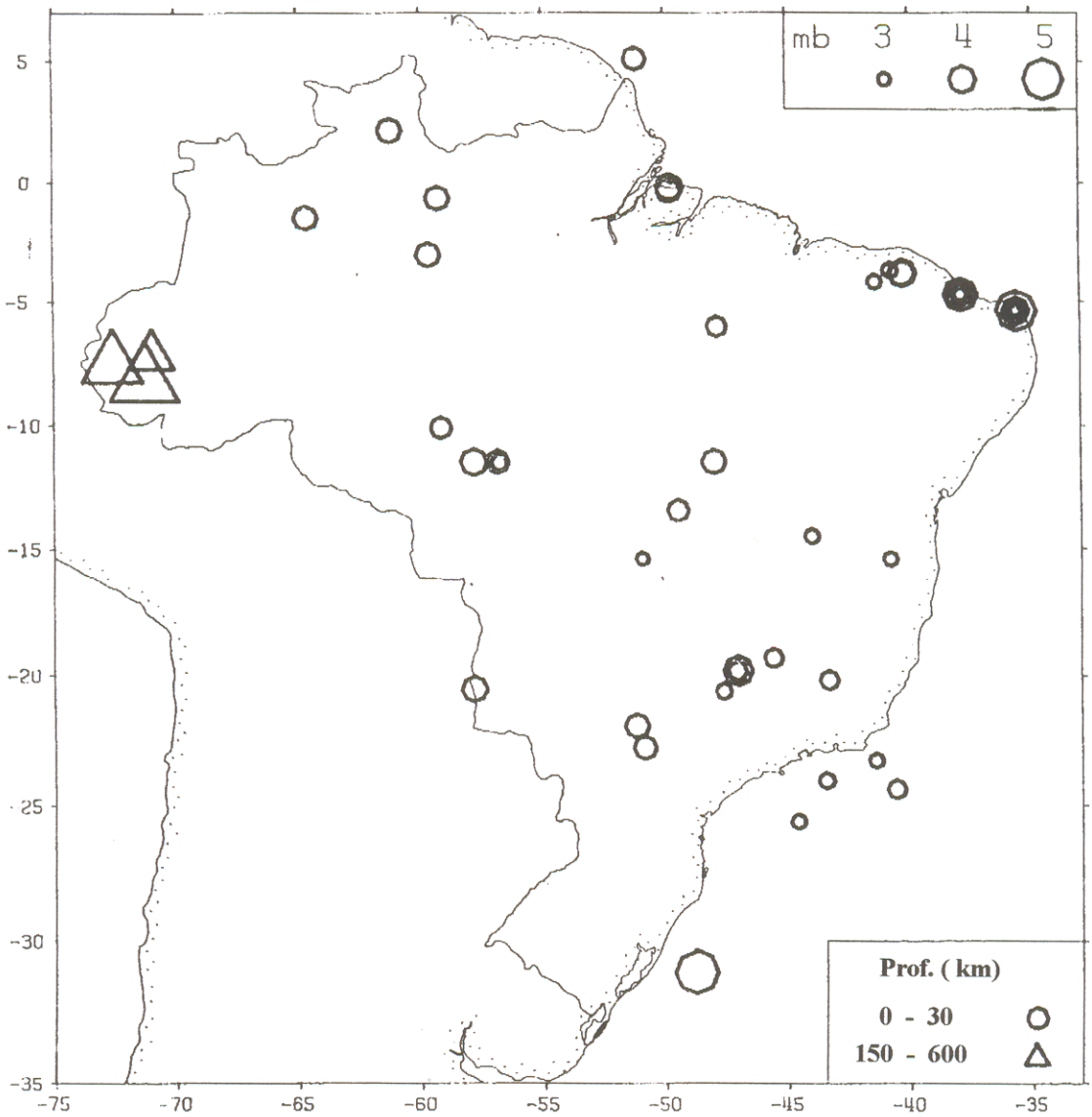


Fig. 5.29. Epicentros de sismos de magnitude 3,0 ou mais (janeiro de 1988 a junho de 1990). Fonte: Rev. Bras. Geof. (bol. sísmico bras. n° 12.)

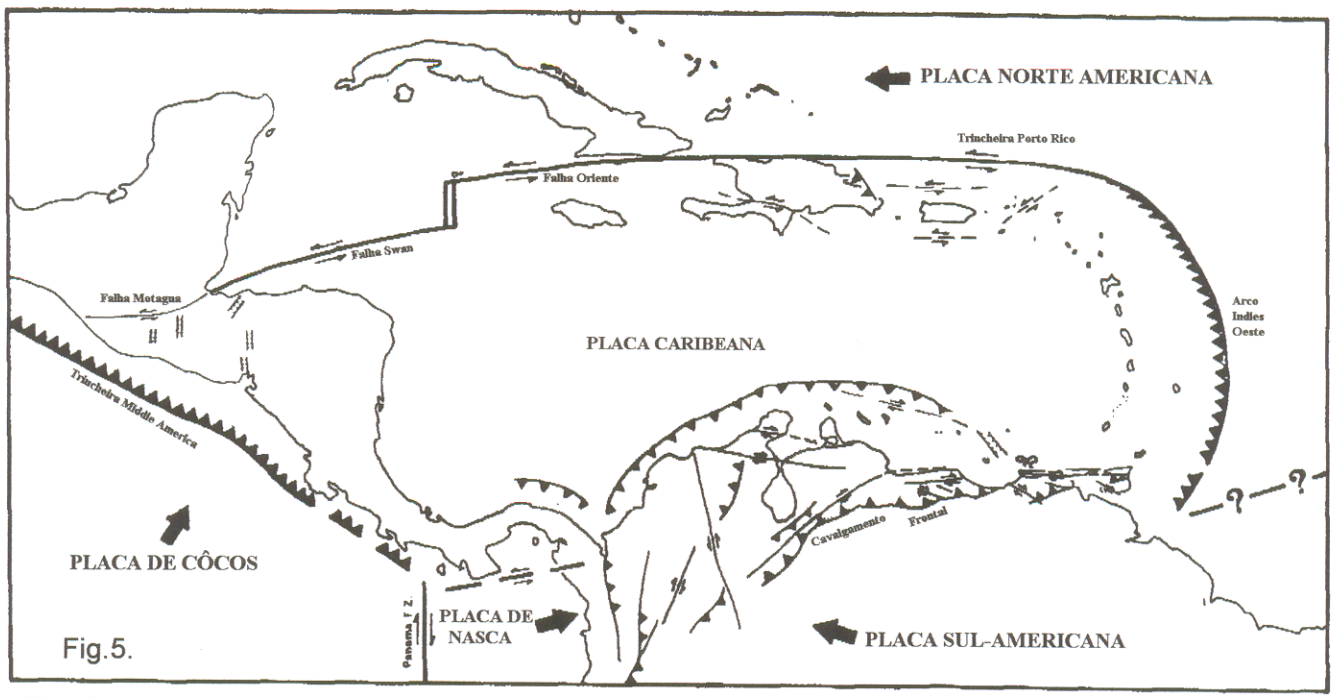


Fig. 5.30. Mapa tectônico esquemático da região Caribenha mostrando os limites das placas tectônicas e feições tectônicas do Cenozóico. Setas cheias indicam direção de movimento das placas. Modificado de Jordan (1975).

mas também ao desenvolvimento de uma nova estruturação vinculada aos lineamentos mencionados.

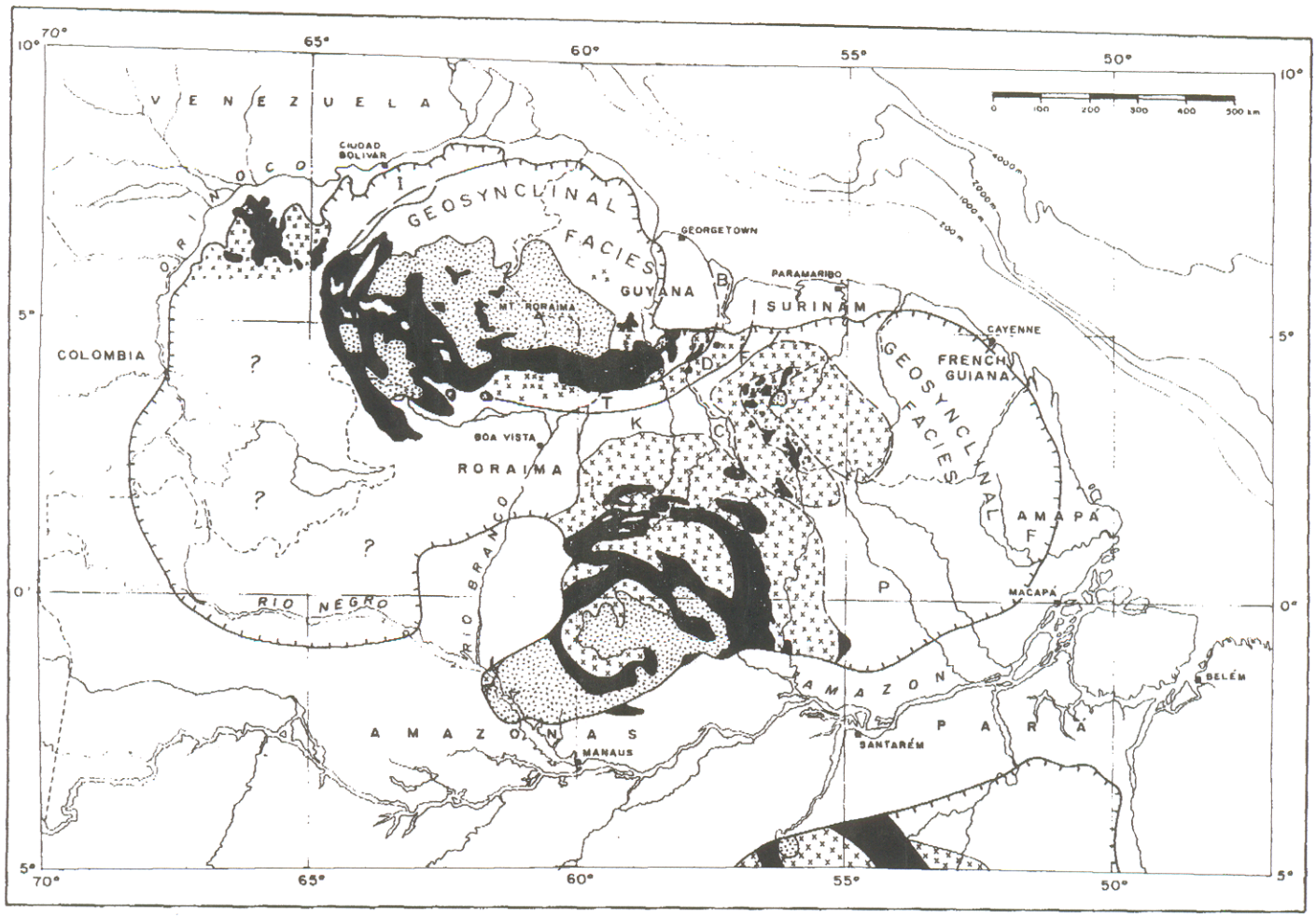
6. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

6.1 INTRODUÇÃO

O entendimento do desenvolvimento tectônico das rochas vulcânicas do Grupo Surumu e dos granitóides da Suíte Intrusiva Saracura é visto sob três concepções distintas, a saber:

A primeira concepção, de acordo com Kloosterman (1973), com base na teoria geossinclinal, distinguiu no Escudo das Guianas extensas unidades estruturais separadas por uma crosta arqueana: um arco erodido de montanhas (2.200 - 2.050 Ma), estendendo-se entre o rio Orenoco e a desembocadura do rio Amazonas e vulcões gigantes do tipo anelar com diâmetro de centenas de Km, que seriam controlados por grábens anelares e representados por um vulcanismo ácido - intermediário em boa parte tipo ignimbrítico com idades entre 1.900 - 1.800 Ma (Figura 6.1). O referido autor os comparou às maiores montanhas anelares existentes na lua e ao vulcão Nix Olímpia de 500 Km de diâmetro identificado em Marte em 1972; também foram comparados aos vulcões Lake Everard (Austrália - 90 Km), Mogollon (EUA - 145 Km) e Suntar-Khayata (Sibéria - 185 Km). Descreveu ainda que, as rochas graníticas (*Younger Granites*) intrudiram o extenso conjunto geossinclinal parte durante o período *Guianeano* (2.200 - 2.050 Ma) e parte durante o período *Amazoneano* (1.900 - 1.800 Ma) e que os sedimentos tabulares, a exemplo da cobertura do Supergrupo Roraima, seriam resultado do preenchimento de caldeira desses extensos vulcões.

A segunda concepção considera que as coberturas de plataforma (seqüências vulcânicas e sedimentares) encontram-se depositadas sobre rochas de médio a alto grau metamórfico e granitóides, o que implica em exposição de níveis profundos da crosta nessas áreas durante a deposição dessas sequências. Nesse contexto, tem sido sugerido que as rochas da cobertura plataformal são resultados de processos vinculados à um regime tectônico extensional que envolveu inicialmente soerguimento, jogo de blocos e magmatismo (Gibbs & Barron, 1983). Nessa linha de abordagem, Costa e Hasui (1992) propuseram que a geração das rochas vulcânicas do Grupo



Preto — vulcanitos ácidos e intermediários
XXX — rochas graníticas
::::: — sedimentos tabulares
T — graben anelar de Tacutu
D — granito de Dalbana
B — depressão de Berbice

Arqueano:
I — Imataca
K — Kanuku
F — Falawatra (Suriname)
C — Curuni
F — Falsino (Amapá)
K — Kanuku

Fig. 6.1. Os vulcões gigantes do Escudo das Guianas (segundo Kloosterman, 1973).

Surumu e dos granitos da Suíte Intrusiva Saracura e seus correlatos estariam vinculados a um regime extensional relacionado à elevação de isotermas em decorrência de adelgaçamento litosférico, e que as rochas vulcânicas do Grupo Surumu foram instaladas em hemingrábens controlados por falhas normais de direção E - W mergulhando para norte (Figura 2.8).

A terceira concepção considera que uma extensa área do Cráton das Guianas estaria vinculada ao Cinturão Maroni - Itacaiúnas, o qual teria se desenvolvido no intervalo 2.2 - 1.8 Ga relacionado a processo de acresção crustal (Cordani & Neves, 1982, Teixeira et al., 1989; e Sato & Tassinari, 1997). Nessa linha de argumentação, com base em interpretações litogeoquímicas, Reis & Fraga (1996) e Reis & Haddad (1998) propõem que as rochas vulcânicas do Grupo Surumu estão geneticamente relacionadas aos granitóides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada vinculados a um magmatismo cálcio-alcalino pós-colisional que incidiu no final do Ciclo Transamazônico. Baseada nessa concepção, Fraga (1998) considera que a deformação das rochas do Grupo Surumu e da Suíte Intrusiva Saracura está relacionada ao denominado Episódio Macuxi e que os elementos estruturais do Estado de Roraima estão vinculados a movimentos tectônicos que atuaram no Mesoproterozóico, respondendo pelo desenvolvimento de quatro domínios estruturais distintos (Figura 2.12).

6.2 MODELAGEM EVOLUTIVA

Globalmente o limite Arqueano - Proterozóico Inferior (2, 6 - 2, 4 Ga) é compreendido como um período de estabilidade tectônica caracterizado por extensos blocos continentais nos quais não há registro isotópico de atividade orogênica (Kröner, 1981; Condie, 1989; Windley, 1995 dentre outros). No período entre 2,4 a 2,0 Ga incidiram eventos de tectônica distensiva em escala global que levaram a fragmentação desse supercontinente, com conseqüente formação de *rifts* continentais, deposição de espessas seqüências de plataforma sobre margem continental passiva, desenvolvimento de bacias intracratônicas, intrusão de enxames de diques e *sills*

máficos, além de derrames basálticos (Dazhong & Songnian, 1985; Fralick & Miall, 1989; Condie (op. cit.); Kröner, 1991; Green, 1992; Tarney, 1992; Roscoe & Card, 1993; Windley (op. cit.) e outros).

No Cráton Guianês o final do Ciclo Transamazônico é marcado por intensa cataclase que gerou falhas e fraturas nas direções ENE - WSW e NW - SE em rochas dos terrenos granito-*greenstone* (Gibbs & Barron, 1983). Nesse sentido, a nítida discordância metamórfica entre as rochas do embasamento (rochas de médio a alto grau metamórfico e processos de anatexia) em relação as rochas vulcânicas do Grupo Surumu e granitos da Suíte Intrusiva Saracura, bem como os dados obtidos no mapeamento das Folhas Rio Surumu e Rio Viruquim e a correlação com os dados da literatura disponível, permitiram a elaboração de um modelo geométrico - cinemático para explicar a formação dos principais elementos litoestruturais, conforme discutido a seguir.

6.2.1 Instalação da bacia que acolheu as rochas vulcânicas do Grupo Surumu

Importantes eventos de reativação plataformal caracterizaram a evolução geológica da região. O limite Proterozóico Inferior / Médio é marcado pela reativação de estruturas preexistentes vinculadas aos processos de estiramento crustal de larga escala sobre plataforma estabilizada (Wernicke, 1985; Coward, 1986). Nesse contexto, o modelo considera os processos relacionados com a primeira metade do Ciclo de Wilson (Fichter, 1996) envolvendo adelgaçamento litosférico, implicando em subida da astenosfera, elevação de isotermas, soerguimento regional, instabilidade tectônica, jogo de blocos crustais e magmatismo. Entende-se que as rochas ígneas foram geradas a partir da fusão parcial na base da litosfera relacionada com a diminuição da pressão e manutenção de altas temperaturas que segundo Keen (1987), no caso de taxas de estiramento litosférico (β) em torno de 5 atinge implicará em acentuado adelgaçamento da litosfera, resultando na formação de volumes expressivos de magmas.

Considerando a natureza das rochas que compõem o embasamento e do conjunto vulcano-plutônico, admite-se que o soerguimento regional, seguido de erosão que culminou com a exposição de rochas de alto grau, proporcionou a remoção de um segmento crustal de pelo menos 10 km de espessura antes da deposição das rochas vulcânicas. A geometria da bacia que alojou as rochas vulcânicas do Grupo Surumu sugere forte controle estrutural do seu desenvolvimento pelas estruturas dos cinturões de cisalhamento Guiana Central e Parima com a distribuição geral das rochas amoldando-se em parte as suas direções NE - SW e NW - SE, respectivamente (Figura 6.2). A idade mínima do evento que gerou essa bacia é em torno de 2.006 ± 4 Ma fornecida pelas rochas vulcânicas.

Basei (1977), com base em dados Rb/Sr, interpretou que as vulcânicas Surumu não se originaram de material derivado diretamente de diferenciados do manto e admitiu a possibilidade de que essas rochas teriam se formado a partir da diferenciação de material resultante da fusão parcial ou total de material crustal, pois as razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$ situam-se acima da linha de crescimento do manto superior. Argumentou ainda que essas rochas se originaram a partir da fusão parcial da crosta mais antiga a qual teria espessura superior a 30 Km (Figura 6.3). O referido autor explicou também que o calor necessário à fusão, bem como o mecanismo formador, poderiam ser devidos a falhamentos profundos associados a alto gradiente térmico. As falhas seriam os próprios condutos pelos quais as rochas vulcânicas ascenderiam resultando em superfície nas feições tipo *rifts*.

Na seqüência evolutiva o soerguimento das isotermas e o adelgaçamento litosférico conduziram também à geração de magmas caracterizado por corpos graníticos da Suíte Intrusiva Saracura, os quais foram, em parte, alojados em meio as rochas vulcânicas do Grupo Surumu. A idade mínima de cristalização desses corpos é em torno de 1.917 ± 38 Ma.

As investigações de campo, indicam que os elementos estruturais extensionais que controlaram a geometria da bacia foram decorrentes de reativações de feixes de zonas de cisalhamento presentes no embasamento e orientadas nas direções E - W, e WNW - ESE, com o eixo extensional orientado predominantemente na direção N - S.

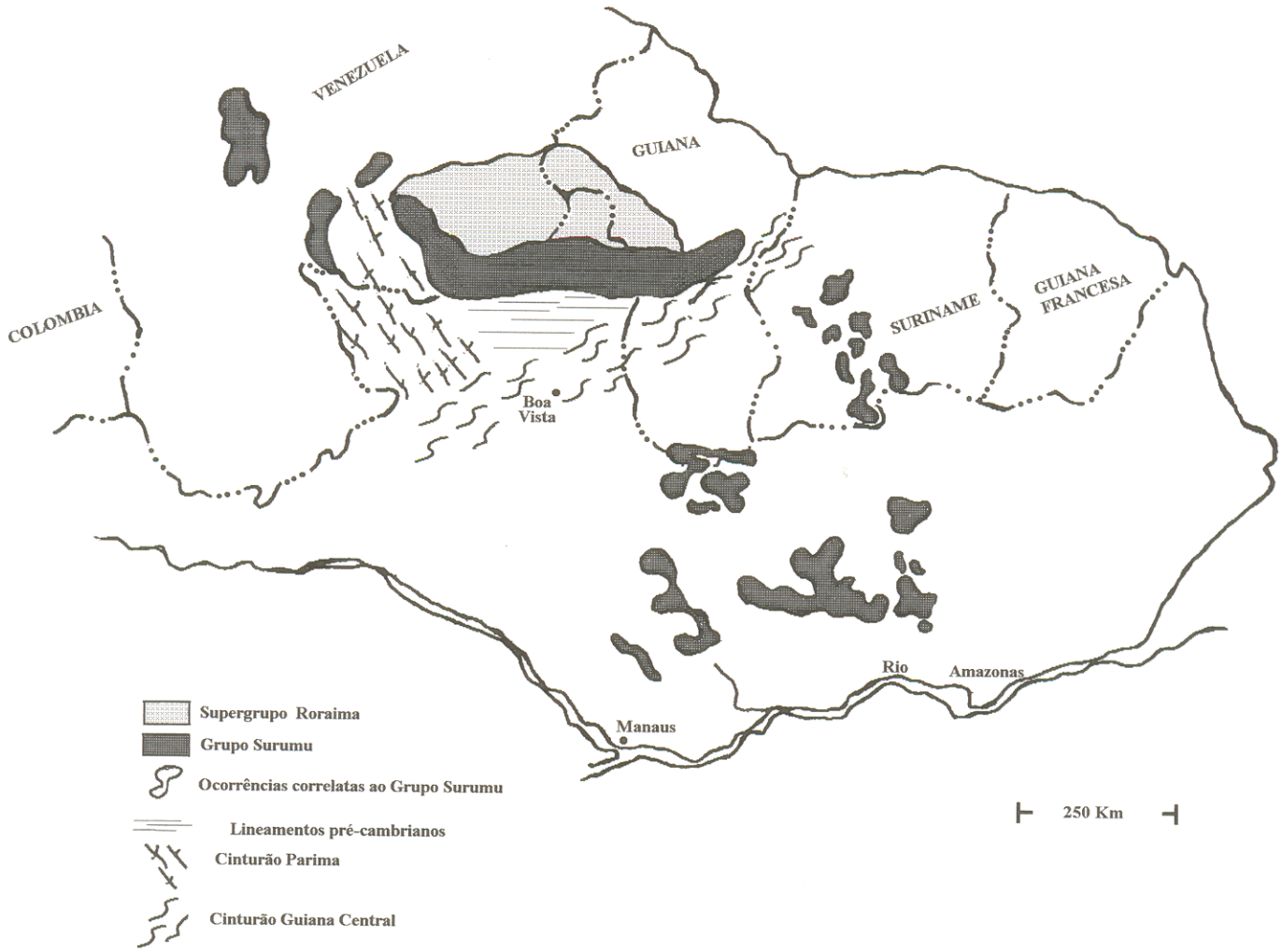


Fig. 6.2. Mapa geológico simplificado mostrando a distribuição das rochas do Grupo Surumu, outras ocorrências de rochas vulcânicas e as rochas sedimentares do Supergrupo Roraima. Modificado de Bosma et al. (1983).

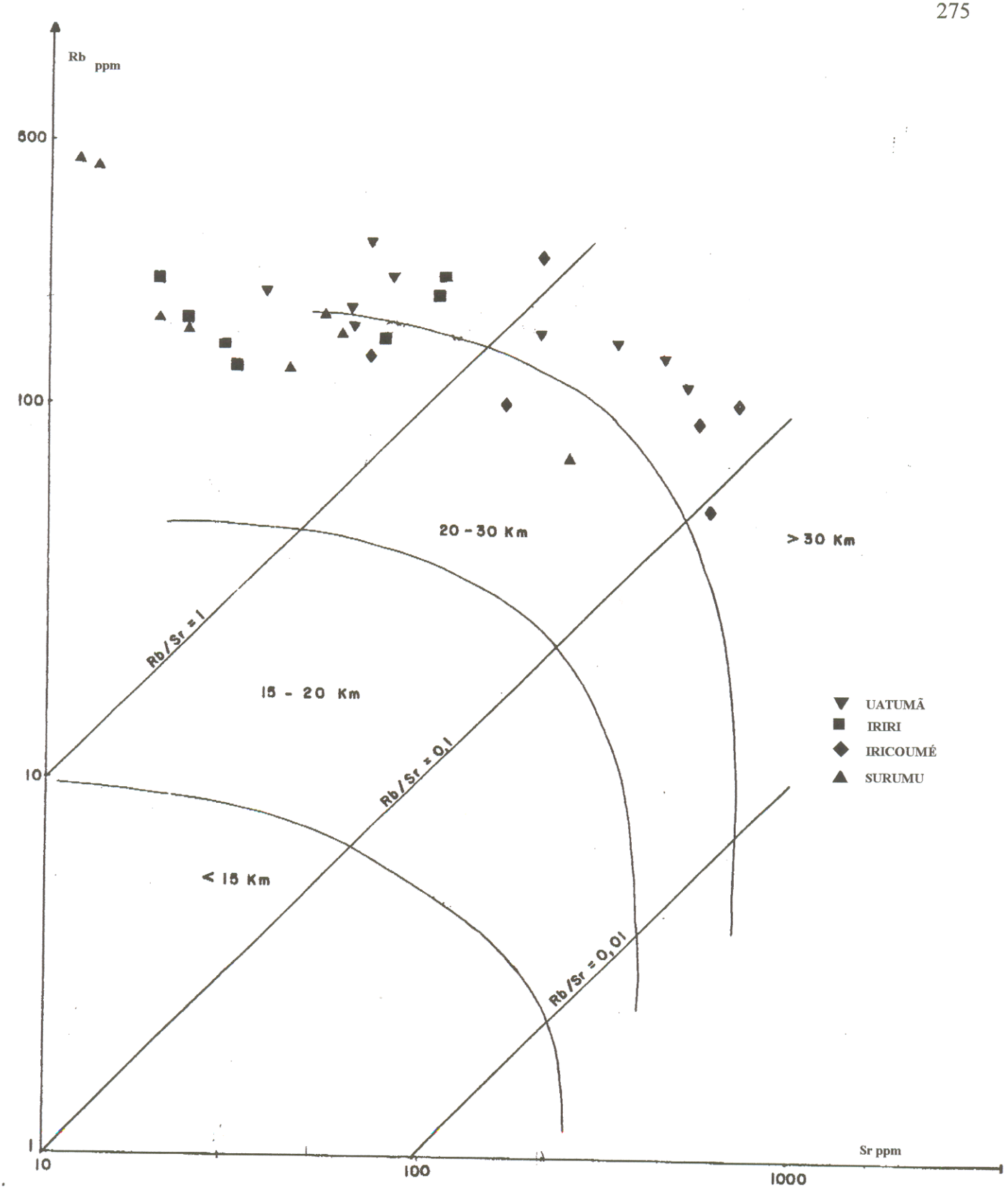


Fig. 6.3. Razão Rb/Sr do vulcanismo Uatumã para possível espessura da crosta. Modificado de Basei (1977).

Admite-se que as estruturas extensionais devem se ligar a uma zona de descolamento na parte intermediária a inferior da crosta (Gibbs, 1987). As idades obtidas para as rochas do Grupo Surumu (2.006 ± 4 Ma); Suíte Intrusiva Saracura (1.917 ± 38 Ma) e Diabásio Avanavero (1.805 Ma), indicam que as unidades litológicas tornam-se progressivamente mais jovens em direção à norte. Nesse contexto, o modelo geométrico que se ajusta às informações disponíveis é aquele que envolve abatimento progressivo do teto (Gibbs, 1987; Costa et al., 1991c) com o hemigráben evoluindo de sul para norte. O modelo geométrico delineado está representado na Figura 6.4, com as falhas principais inclinadas para norte, existindo ainda um sistema imbricado antitético e um alto do embasamento separando os depocentros.

Outro exercício de restauração da geometria extensional da bacia, envolve o abatimento progressivo de falhas normais lístricas de sul para norte resultando em uma bacia assimétrica (Figura 6.5a). Falhas transcorrentes orientadas principalmente nas direções N - S e NE - SW foram interpretadas como estruturas decorrentes da reativação de falhas de transferência que controlaram, em parte, a deposição das rochas vulcânicas do Grupo Surumu, a exemplo da ocorrência da serra do Meio.

6.2.2. Inversão positiva da bacia Surumu

A inversão positiva de uma bacia é concernente a um baixo estrutural inicial, o qual é subseqüentemente soerguido ou invertido formando um alto estrutural, geralmente vinculado a interação entre a compressão e as estruturas extensionais preexistentes, que se traduz em reativação de falhas normais como falhas inversas ou cavalgamento. Nesse sentido, adota-se como inversão a mudança de regime tectônico de extensional para contracional, envolvendo arqueamento ou dobramentos de estruturas pretéritas, soerguimento, extrusão do preenchimento das bacias, dentre outros aspectos (Etheridge, 1982; Gillcrist et al., 1987; Koopman et al., 1987; Costa & Hasui, 1992; Mitra, 1993; Rijkers & Duin, 1994; dentre outros).

A inversão positiva da bacia que acolheu as rochas vulcânicas do Grupo Surumu foi caracterizada por um regime compressivo dominantemente oblíquo e localmente

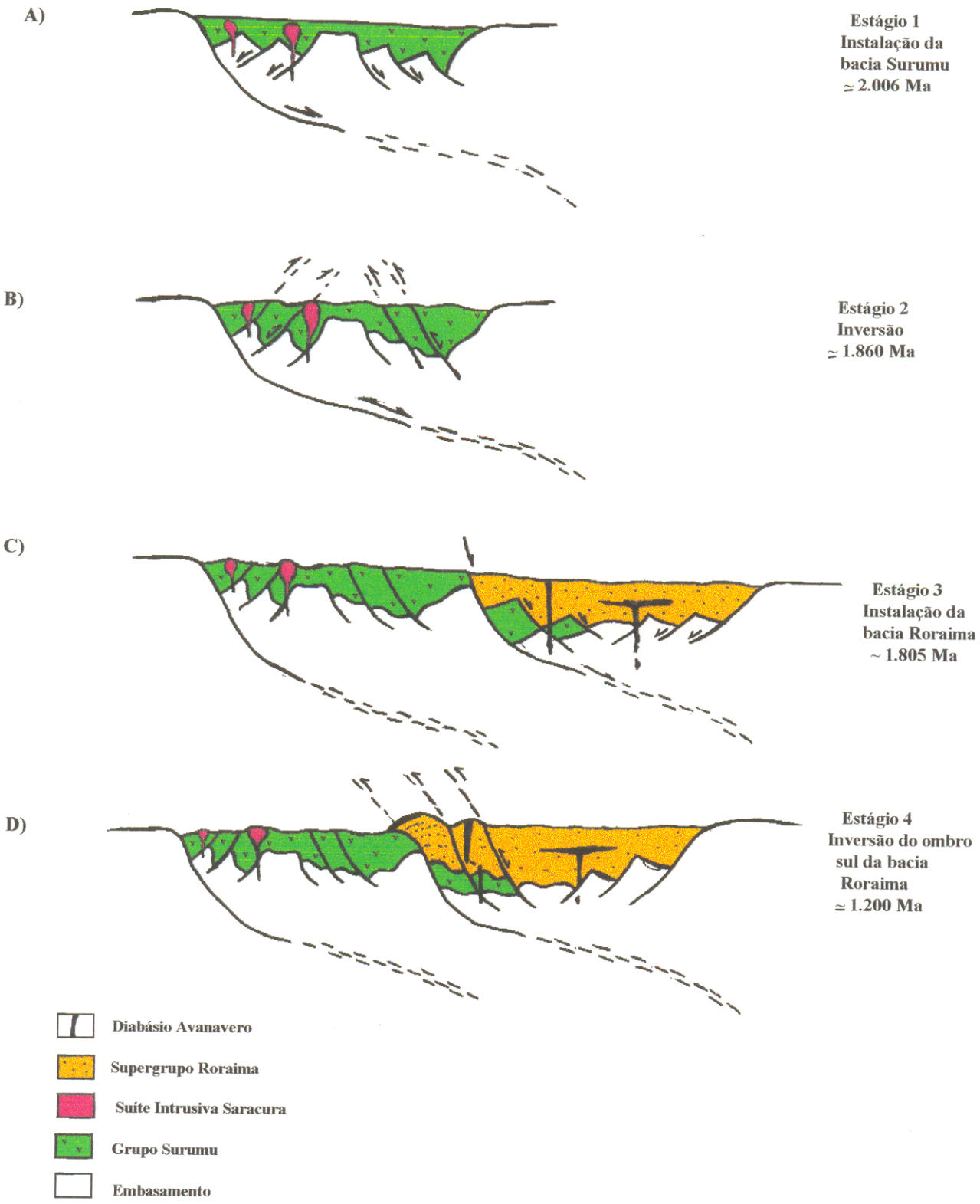


Fig. 6.4. Evolução tectônica da região nordeste do Estado de Roraima caracterizada através da alternância de eventos extensionais e compressivos no Proterozóico Médio.

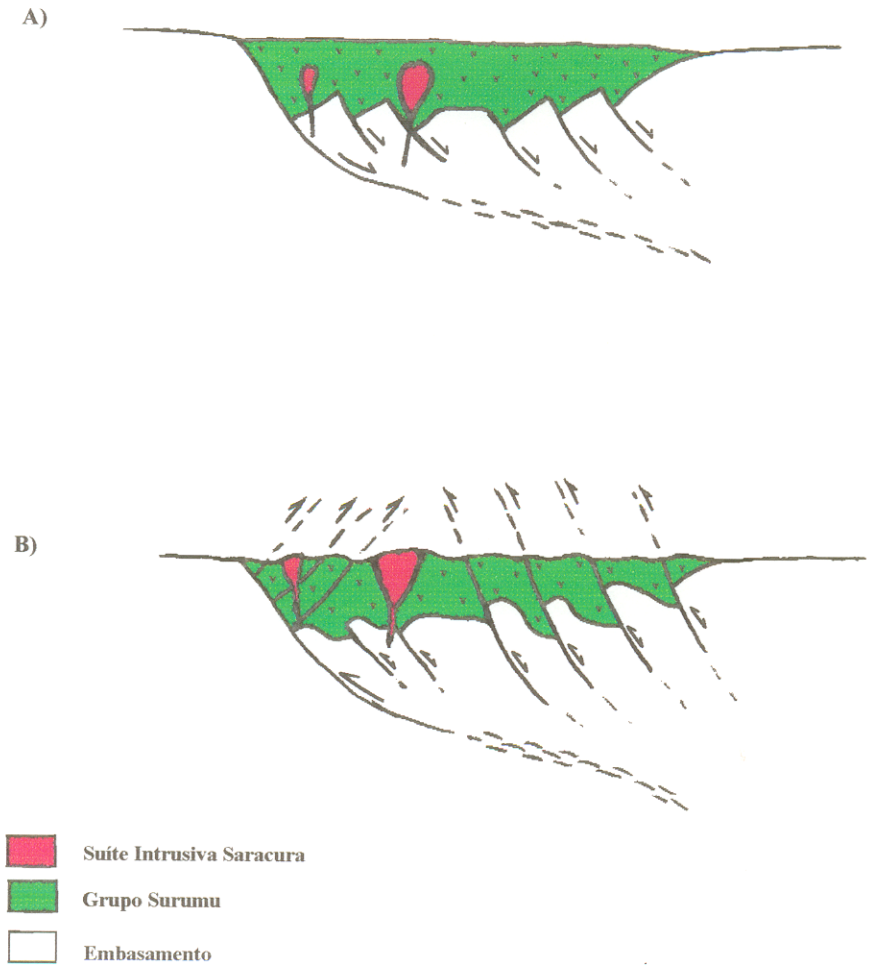


Fig. 6.5. Modelo geométrico alternativo para explicar a possível geometria da bacia Surumu durante as fases de instalação e inversão positiva.

frontal, que reativou as falhas normais da fase distensiva em falhas inversas (Figura 6.4b). Entretanto, conforme o modelo da Figura 6.5a e de acordo com Koopman et al., (1987), a inversão pode ser parcialmente acomodada ao longo de falhas antitéticas neoformadas, em que a movimentação reversa ao longo das falhas preexistentes é gradualmente inibida e em um determinado limite torna-se mecanicamente mais fácil para o esforço cisalhante ser liberado no desenvolvimento de novas falhas de cavalgamento. Nesse contexto, as falhas inversas, sistematicamente mergulhando para SSW no setor sul da área, podem representar falhas antitéticas do sistema compressivo (Figura 6.5b). As falhas de transferência da fase distensiva orientadas nas direções NNW - SSE, NNE - SSW e NE - SW foram reativadas como rampas frontais e oblíquas.

O agrupamento de idades Rb/Sr obtido por Basei (1977) com valor de 1.860 Ma é atribuido nessa tese como a idade do metamorfismo dinâmico e da reativação de zonas de cisalhamento, agora de caráter compressivo e conseqüentemente representa a idade de inversão positiva da bacia que acolheu as rochas do Grupo Surumu.

6.2.3 Instalação da bacia que acolheu as rochas sedimentares do Supergrupo Roraima

Após o soerguimento regional e a formação de relevo estrutural, ocorreu o abatimento progressivo de blocos em direção a norte, onde se desenvolveram novas falhas normais orientadas nas direções E - W e WNW - ESE mergulhando para norte, seguido por erosão da borda norte da bacia Surumu e deposição de arenitos conglomeráticos e conglomerados polimíticos contendo seixos, calhaus e matacões de de rochas vulcânicas do Grupo Surumu e quartzo leitoso, constituindo a Formação Arai (Figura 6.4c), com idade máxima de 1.917 ± 38 Ma (idade da Suíte Intrusiva Saracura) e mínima de 1.805 Ma (idade da colocação do dique Cotingo, pertencente a unidade Diabásio Avanavero). A deposição dos sedimentos da Formação Arai ocorreu em ambiente continental evoluindo de leque aluvial e lacustre para sistema fluvial entrelaçado com sistema eólico associado, avançando para ambiente deltáico (Castro

& Barrocas, 1986; Pinheiro et al. (1990) . A deposição do Supergrupo Roraima se encerrou com a deposição da Formação Mataui em torno de 1.600 Ma.

O extenso dique de microgabro pertencente a unidade Diabásio Avanavero (dique Cotingo), intrusivo em rochas vulcânicas situadas na borda norte da bacia Surumu e em arenitos conglomeráticos da Formação Arai (ombro sul da bacia Roraima) orientado na direção WNW - ESE com mergulho para NNE em torno de 70 - 80°, direção segundo a qual se alojaram espessos veios de quartzo leitoso nas rochas vulcânicas do Grupo Surumu, além de falhas normais em meio aos arenitos da Formação Arai, mergulhando para norte, indicam que as principais movimentações extensionais incidiram na direção WNW - ESE no ombro sul da bacia Roraima.

Exemplo correlato da evolução do Escudo das Guianas no período Proterozóico Inferior / Médio através da reativação de estruturas arqueanas, englobando o período de regime extensional seguido do compressional, conduzindo a formação de rifts e inversão positiva, respectivamente, corresponde a região norte da Austrália, onde a evolução dessa vasta região é atribuida a processos de estiramento litosférico, vinculado a convecção mantélica que se iniciou em torno de 2.300 a 2.000 Ma, em que *underplating* possivelmente teria sido restrito a região acima do manto soerguido e conduziu ao desenvolvimento de *rifts* e bacias no Proterozóico Inferior. O material máfico adicionado em torno de 2.000 Ma seria a fonte para extensivo magmatismo félsico entre 1.900 a 1750 Ma, em particular para um generalizado e volumoso evento de formação de rochas vulcânicas e granitóides com paroxismo em 1.880 - 1.820 Ma. Entretanto, nesse estágio, não há evidência de formação de crosta oceânica durante o evento extensional desse período (Etheridge et al., 1985), análogo ao que é considerado por Costa & Hasui (1992) para o Cráton Amazônico.

6.2.4 Inversão moderada da borda sul da bacia Roraima.

A região de passagem do Grupo Surumu para o Supergrupo Roraima é caracterizada por uma discordância estrutural, onde rochas do Grupo Surumu

fortemente imbricadas com mergulhos de alto ângulo geralmente para norte são afetadas por estruturas com mergulhos variando de 30 - 40° para norte, sendo essas mesmas estruturas projetadas no preenchimento da borda sul da bacia Roraima e dispostas em sentido contrário à direção das paleocorrentes da Formação Arai (Figura6.4d).

A discordância estrutural e a existência de extensas zonas de cisalhamento dextrais de carater transpressivo dúctil-rúptil cortando as rochas sedimentares da Formação Arai, gerando foliação penetrativa nessas rochas foram relacionadas ao episódio tectono-metamórfico K'Mudku, que teria ocorrido em 1.200 ± 100 Ma, o qual foi responsável pela geração de rochas miloníticas no Escudo das Guianas, em particular na Guiana, Suriname, Venezuela e no Estado de Roraima.

A reativação das estruturas preexistentes, principalmente aquelas de direção WNW - ESE, durante esse período, projetou tectonicamente o ombro sul da bacia Roraima sobre as rochas vulcânicas do Grupo Surumu, gerando um sistema imbricado de baixo-médio ângulo com formação de duplex e dobras com estilos diversos na região de passagem dessas unidades.

Considerando a existência de remanescentes erosionais de lascas de cavalgamento isoladas, "klippen" de rochas do Supergrupo Roraima, a exemplo das ocorrências do Morro Lilás e a serra do Tepequém, esse episódio foi responsável por deslocamentos consideráveis da borda norte da bacia Roraima, da ordem de dezenas de quilometros.

6.2.5 Tectônica Mesozóica

A região esteve sujeita a um grande período de estabilidade tectônica, voltando a experimentar reativação com a abertura do grabén do Tacutu relacionado ao Evento Sul-Atlantiano.

Na área em questão, enxame de diques de diabásio e microgabros não metamorfisados e isentos de deformação, orientados na direção NE - SW, são intrusivos nas rochas vulcânicas do Grupo Surumu e nos granitóides da Suíte Intrusiva

Saracura. Esses corpos básicos são estruturalmente coincidentes com a direção do Gráben do Tacutu, e por apresentarem a mesma idade (mesozóica), com paroxismo no Jurássico, são interpretados como reflexão da instalação do referido gráben, quando do franco processo de fragmentação e deriva da extensa massa continental (Gondwana) em torno de 110 Ma atrás.

6.2.6 Tectônica Cenozóica

No Cenozóico, se desenvolveram descontinuidades regionais orientadas na direção E – W que representam dominantemente transcorrências dextrais, sendo acompanhadas pela formação de falhas normais na direção NW - SE com mergulho para SE, e falhas inversas na direção NE - SW. Essas estruturas decorrem da movimentação da Placa Sul-Americana para oeste, bem como da sua interação com a Placa Caribeana (Hasui, 1990; Jordan, 1975; Henneberg (1983), Gordon & Jurdy (1986) e Meijer & Wortel, 1992; Costa et al., 1996).

A formação dessas descontinuidades geraram relevo montanhoso com formação de escarpas de falhas, cuestas e *inselbergs*, além do controle da rede de drenagem, deposição e retrabalhamento da sedimentação sub-recente.

O quadro geológico atual é caracterizado por controle estrutural da rede de drenagem, processos erosionais conduzindo ao recuo das vertentes, formação de depósitos aluvionares modernos, bem como incidência de sismos periódicos.

7. CONCLUSÕES

As principais conclusões alcançadas durante a realização desta pesquisa são apresentadas a seguir.

7.1 PRÉ-CAMBRIANO

O limite Proterozóico Inferior / Médio (2.000 - 1.800 Ma) é caracterizado globalmente por um período de tentativa de separação de extensos blocos crustais cratonizados, refletidos em parte através da formação de *rifts* intracratônicos (Etheridge et al., 1985; Green, 1992; Windley, 1995, dentre outros). Nesse contexto, o Grupo Surumu constitui uma parcela do extenso magmatismo que ocorreu no referido período, amplamente representado no Cráton Amazônico, relacionado ao evento Uatumã. Rochas correlatas estão distribuidas em meio ao Escudo das Guianas a exemplo dos grupos Burro-Burro e Kuyuwini na Guiana, Dalbana no Suriname e Cuchivero na Venezuela.

As unidades litoestratigráficas do Proterozóico Inferior - Médio são representadas por rochas vulcânicas ácidas - intermediárias do Grupo Surumu com idade mínima de cristalização em 2.006 $\pm$ 4 Ma, rochas granitóides da Suíte Intrusiva Saracura intrusivos no Grupo Surumu com idade mínima de 1.917 $\pm$ 38 Ma, diabásios e microgabros pertencentes a unidade Diabásio Avanavero com idade de 1.805 Ma e por arenitos conglomeráticos da Formação Araí (base do Supergrupo Roraima) com idade mínima atrelada ao evento Avanavero e idade máxima limitada ao evento intrusivo dos granitóides Saracura.

As rochas vulcânicas do Grupo Surumu e os granitos da Suíte Intrusiva Saracura se relacionam através de contatos intrusivos e tectônicos e experimentaram processos deformacionais progressivos de caráter dúctil-rúptil sob condições metamórficas de transição da fácies anfibolito baixo para a fácies xisto verde em temperatura da ordem de 550 °C, acompanhado da interação fluido - rocha com conseqüente transformações mineralógicas e texturais.

O comportamento geométrico da foliação milonítica em meio ao conjunto vulcano - plutônico ora mergulhando para sul, ora para norte, conduziu a elaboração de dois modelos para a evolução da bacia Surumu: o primeiro considera uma possível arquitetura de um gráben simétrico, o segundo atribui uma geometria de um hemigráben evoluindo por abatimento do teto em direção a norte, em que falhas antitéticas seriam geradas na fase de inversão fraca a moderada da bacia. Quanto à possível arquitetura da bacia Roraima, os dados da literatura disponível indicam que não há deformação no ombro norte da bacia, nesse sentido, considera-se que na progressão da deformação distensiva para norte a bacia Roraima evoluiu para um gráben simétrico ou assimétrico.

O *dique* do Cotingo, pertencente a unidade Diabásio Avanavero, representa um pulso extensional significativo da bacia Roraima quando da sedimentação dos sedimentos da Formação Arai e representa a idade mínima da referida formação.

As evidências mais significativas de que o ombro sul da bacia que alojou os sedimentos do Supergrupo Roraima está projetado tectonicamente sobre as rochas vulcânicas do Grupo Surumu estão vinculados a disposição sistemática de falhas inversas de médio - baixo ângulo mergulhando para norte, expressos na forma de mobilizados silicosos e quartzo - feldspáticos que permeiam essas unidades nas adjacências de seus contatos, disposição de paleocorrentes do sistema fluvial orientadas para sul, enquanto que o relevo é caracterizado por um sistemático jogo de blocos mergulhando para NNE e NNW na região de ocorrência da Formação Arai, bem como formação de duplex nos sedimentos da Formação Arai, projetados sobre as vulcânicas do Grupo Surumu, presença de remanescentes erosionais de Sedimentos do Supergrupo Roraima em domínio vulcânico, além da geração de foliação e recristalização dinâmica nos arenitos da Formação Arai e deformação dúctil-rúptil em níveis conglomeráticos da referida formação.

7.2 MESOZÓICO

O Mesozóico da região nordeste do Estado de Roraima foi cenário de um expressivo evento magmático básico continental vinculado a uma tectônica distensional que reativou estruturas preexistentes, especialmente aquelas orientadas na direção NE - SW com geração de falhas normais que controlaram a colocação de diques básicos, corpos gabróicos de menor expressão, bem como derrames de rochas basálticas, em que esse evento esteve relacionado aos pulsos extensionais da instalação do Gráben do Tacutu concernente a reativação Sul-Atlantiana da Plataforma Amazônica.

7.3 CENOZÓICO

O quadro geométrico - cinemático do Cenozóico instalou-se sobre um domínio crustal anisotrópico e evoluiu a partir da reativação de estruturas pré-cambrianas e mesozóicas.

A sedimentação sub-recente constituindo depósitos de paleocanais, a ocorrência de lateritos imaturos em perfis estruturados e a existência de paleopavimentos rudáceos são indicativos de que a sedimentação sub-recente se depositou sob condições de climas alternados quente - úmido e semi - árido.

O relevo e a rede de drenagem atual são fortemente controlados pela reativação neotectônica, em que falhas orientadas nas direções NW - SE e NNW - SSE representam falhas normais, a orientação em torno da direção E - W correspondem a zonas transcorrentes e as descontinuidades orientadas na direção NE - SW constituem falhas inversas, em que o tensor σ_1 orientado na direção NW - SE é decorrente do deslocamento da Placa Sul-Americana para oeste, e sua interação com a Placa Caribeana.

O cenário geológico atual é dominado por sismos períodicos e processos erosionais com conseqüente recuo das escarpas, aprofundamento dos talvegues e formação de aluviões modernos.

7.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Uma das principais questões não resolvidas nesse trabalho é que não se avançou no entendimento das relações estratigráficas quanto aos litotipos que compõem o Grupo Surumu, entretanto, foi demonstrado que essas rochas distribuem-se preferencialmente com formatos sigmoidais e lenticulares condicionados ao entrelaçamento de zonas de cisalhamento dúctil-rúptil, como demonstrado nos Anexos I e II. Quanto às relações estratigráficas, essas dificuldades estão vinculadas a inversão moderada da bacia que alojou as rochas do referido Grupo, o que implicou na superposição de estilos estruturais e das próprias seqüências de alojamento dessas rochas, bem como a disposição dos litotipos em relevos estruturais diferentes.

Na região de interesse desse trabalho o registro geológico pré-cambriano é caracterizado por períodos de manifestações magmáticas extrusivas ácidas intermediárias, intrusões de rochas graníticas, processos de sedimentação e eventos magmáticos de caráter básico relacionados a processos de formação e inversão de bacias, vinculada a reativação de estruturas preexistentes, atividades termais, desenvolvimento de zonas de cisalhamento e formação de relevo montanhoso. Ainda nessa mesma época da história geológica do Cráton Amazônico, foi registrada a existência de "curtos" períodos de reativação tecto-metamórfica que interferiram nos resultados das datações geocronológicas a qual é uma ferramenta potencial para elucidar várias questões referentes a evolução termo-tectônica da região. Nesse contexto, observa-se uma proliferação de termos com diferentes interpretações regionais que conduziram a elaboração de distintas modelagens tectônicas para a denominada Plataforma Amazônica como demonstram os vários trabalhos existentes na literatura especializada, desde a década de 70, a exemplo de Amaral (1974), Basei, (1977), Cordani & Brito Neves (1982), Almeida (1974), Montalvão & Bezerra (1985), Jones (1985), Hasui et al. (1984), Gibbs & Barron (1983), Hasui & Almeida (1985), Issler & Lima (1987), Teixeira et al. (1989), Hasui et al. (1993), Costa & Hasui (1992), Fraga & Reis (1998). Esse cenário deverá mudar quando de maior número de datações geocronológicas rotineiras mais confiáveis no que se refere principalmente a idade de

cristalização dos minerais e metodologias que minimizem a probabilidade de erro, no caso, o método U/Pb com pontos concordantes e sub-concordantes no diagrama concórdia (Krogh, 1982), aliados a uma integralização multidisciplinar envolvendo as diversas áreas do conhecimento geológico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALEVA, G.J.J. 1981. Essential differences between the bauxite deposits along the Southern and Northern Edges of the Guyana Shield, South America. *Economic Geology*, 76(5): 1142-1152.

ALMEIDA, F.F.M. 1974. Evolução tectônica do Cráton Guaporé, comparado com a do Escudo Báltico. *Revista Brasileira de Geociências*, 4(3): 191-204.

ALMEIDA, F.F.M. 1978. A evolução dos Cratons Amazônico e do S. Francisco comparada com a de seus homólogos do Hemisfério Norte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife. *Anais...* SBG. V.6, p.2393-2407.

ALMEIDA, F.F.M. & HASUY, Y. 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher. 378p.

ALMEIDA, M.E.; FRAGA, L.M.B.; MACAMBIRA, M.J.B. 1997. Geochronological new data of calk-alkaline granitoids de Roraima State, Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY. Campos do Jordão, SP. *Extended Abstracts*, p. 34-35.

ALTENBERGER, U.; HAMN, N.; KRUHL, J.H. 1988. Movements and metamorphism north of the Insubric Line between Val Loana and Val d'Ossola, N Italy (Western Alps). *Jb. Geol. B - A. Wien*. 130(4): 365 - 374.

AMARAL, G. 1974. *Geologia pré-cambriana da região Amazônica*. Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências / USP. 212p.

AMARAL, G. & HALPERN, M. 1975. K - Ar and Rb-Sr age studies on the extensive Precambrian volcanism of the Brasilian Amazon region. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10. Belém, *Anais...* DNPM, p.474 - 487.

AMARAL, G.; RAMGRAB, G.E.; OLIVEIRA, I.W.B.; MANDETTA, P.; DAMIÃO, R.N. 1970a. Determinações Geocronológicas e Considerações Sobre a Estratigrafia do Pré-cambriano na Porção Setentrional de Território de Roraima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, Brasília. *Resumo das Conferências e Comunicações*. SBG nº1. p.77 - 80.

ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France*, 7: 1309-1318.

ARANTES, J.L. & MANDETTA, P. 1970. *Reconhecimento geológico dos rios Urariqüera, Aracaçá, Parima e Uauaris.* Manaus. DNPM/CPRM, 25p. (Relatório de progresso).

ARTHAUD, F. 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongment et intermédiaire d'une population de failes. *Bull. Soc. Géol. France*, 7: 729-737.

ARAÚJO NETO, H. & MOREIRA, H.L. 1976. *Projeto Estanho de Abonari.* Manaus, DNPM/CPRM. 2v. (Relatório final).

AUGUSTITHIS, S.S. 1973. *Atlas of the textural patterns of granites, gnaisses and associated rock types.* Netherlands. Elsevier. 378p.

AUGUSTITHIS, S.S. 1979. *Atlas of the textural patterns of basic and ultrabasic rocks and their genetic significance.* New York. Walter de Gruyter. 393p.

AUGUSTITHIS, S.S. 1990. *Atlas of Metamorphic - Metasomatic textures and Processes.* New York. Elsevier. 228p.

BARBOSA, O. 1966. *Geologia Básica e Econômica da área do Médio Tapajós; Estado do Pará.* Rio de Janeiro. DNPM. (126). p.1-53 (Relatório técnico)

BARD, J.P. 1980. *Microtextures of igneous and metamorphic rocks.* New York. D. Reidel Publishing Company. 264p.

BARKEY, A.J. 1990. *Introdution to metamorphic textures and microstructures.* New York. Blackie & Son Ltd. 170p.

BARRON, C.N. 1966. Notes on the stratigraphy of British Guyana. In. CONFERÊNCIA GEOLÓGICA DAS GUIANAS, 7., Rio de Janeiro. *Anais...* DNPM. p.121 - 126. (Avulso, 41).

BASEI, M.A.S. 1975. *Geocronologia do Território Federal de Roraima e parte Norte do Estado do Amazonas.* Belém. DNPM/RADAM. 24-G. 19p. (Relatório técnico).

BASEI, M.A.S. 1977. *Idade do vulcanismo ácido - intermediário na região Amazônica.* São Paulo. Universidade de S. Paulo. Instituto de Geociências. 133p. (Tese de Mestrado).

BASEI, M.A.S. 1978. O Vulcanismo Ácido Intermediário na Região Amazônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife. *Anais...* SBG. V.3, p.2408 - 22.

BASEI, M.A.S. & TEIXEIRA, W. 1975. Geocronologia do Território de Roraima. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10., Belém. *Anais...* DNPM. p.453 - 473.

BEACH, A. 1980. Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian Complex. *J. Struct. Geol.*, 2(1/2): 257-263.

BELL, T.H. & ETHERIDGE, M.A. 1973. Microestructure of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos*, 6: 337-48.

BELLIZZIA, C.M. 1972. Paleotectônica del Escudo de Guyana. In: CONFERENCIA GEOLÓGICA INTERGUAYANAS, 9., Puerto Ordaz. *Memória...* MMH. P.251 - 305.

BEMERGUY, R.L. & COSTA, J.B.S. 1991. Considerações sobre a evolução do sistema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectônico - estrutural. *Bol. Mus. Para. Emilio Goeldi.* Ciência da Terra, 3:75 - 97.

BERRANGÉ, J.P. 1972. The tectonic geological map of southern Guyana. In: CONFERENCIA GEOLÓGICA INTERGUAYANAS. 9., Puerto Ordaz. *Memoria...* p. 159 - 178

BERRANGÉ, J.P. & DEARNLEY, R. 1975. The Apoteri Volcanic Formation - Tholeiitic flows in the North Savannas Graben of Guyana and Brazil. *Geol. Rundsch.* 64(3): 883 -99.

BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P.; JEGOUZO, P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Amorican Shear-zone. *J. Struct. Geol.*, 1: 31-42.

BEST, M.G. 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology.* New York. W.H. Freeman & Company. 630p.

BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; SANTOS, G.F. 1994. *Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais.* Florianópolis. UFSC (ed). 425p.

BITTENCOURT, M.F. & NARDI, L.V.S. 1986. Metamorfismo e deformação dúctil de rochas graníticas. *Acta Geol. Leopoldensia*. X: 1 - 27

BLUMENFELD, P. & BOUCHEZ, J-L. 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid state. *J. Struct. Geol.*, 10: 361 - 372.

BONFIM, L.F.C. ROSA, D.B.; GIANCURSI, F.D.; SOUZA, F.C.; RAMGRAB, G.E.; UCHÔA, I.B.; MEDEIROS, J.B.; OLIVEIRA, J.F.; VIEGAS FILHO, J.; MANDETTA, P.; MAIA, R.G.N.; SOUZA, S.L.; PINHEIRO, S.S. 1974. *Projeto Roraima*. Manaus. Convênio DNPM/CPRM. 10v. (Relatório Final).

BORGES, F.R. 1990. *Projeto Serra do Repartimento*. DNPM/Manaus. CPRM. (Relatório de Progresso).

BORGES, F.R. 1994. Alcalinas de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém. *Resumos*. SBG-NN. p. 213 - 215.

BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; PARANHOS JR.; C.A.; HASUI, Y. 1995. A esculturação da paisagem do litoral Norte do Brasil e sua relação com os movimentos neotectônicos do Quaternário. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, Gramado. SBG/NRS. *Resumos*. p.423-424.

BOSMA, W.; KROONENBERG, S.B.; MAAS, K.; DE ROEVER, E.W.F. 1983. Igneous and metamorphic complexes of the Guiana Shield in Surinam. *Geol. Mijnb*. 62, p.241-254.

BOULLIER, A.M. & GUEGUEN, Y. 1975. Sp-mylonites: origin of some mylonites by superplastic flow. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 502: 93 - 104.

BOUMAN, Q.C. 1959. *The Roraima Formation, northern of Território do Rio Branco.* Belém. Petrobrás / Renor. 17p. (Relatório Técnico 350-A).

BRAUN, O.P.G. 1973. *Projeto Roraima, 2ª fase*. Manaus, DNPM/CPRM. 218p. (Relatório de progresso).

BRAUN, O.P.G. 1974. Principais traços estruturais do Escudo Brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre., p.551 - 553. (Boletim, 1).

BRAUN, O.P.G. & RAMGRAB, G.E. 1972. Geologia do Território de Roraima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém. *Resumo das Comunicações.* SBG. p.68-70. (Bol., 2).

BRITO NEVES, B.B. 1992. O Proterozóico Médio no Brasil: ensaio do conhecimento e seus problemas. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(4): 449-61.

BRITO NEVES, B.B.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. 1990. A contribution to the subdivision of the Precambrian in South America. *Revista Brasileira de Geociências*, 20 (1/4): 267-276.

BROOKS, E.R.; WOOD, M.M.; GARBUTT, P.L. 1982. Origin and matamorphism of peperite and associated rocks in the Devonian Elwell Formation, northern Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93(12): 1208 - 1231.

CAMPOS, J.N.P. 1988. Estilo Tectônico da Bacia do Baixo Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém. *Anais...* SBG. V.5, p.2161 – 2172.

CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.N. 1971. *Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas*. Belém. Petrobrás-Denor. 641-A. 96p. (Relatório técnico).

CARVALHO, A.S. 1997. Integração de imagens de Radar/Jers-1, TM-LANDSAT-5 e geofísicas para o mapeamento geológico da porção nordeste de Roraima, Brasil. Brasília, UnB-DF. 246p. (Tese de doutorado).

CASTRO, J.C. & BARROCAS, S.L.S. 1986. *Fácies e ambientes deposicionais do Grupo Roraima*. Rio de Janeiro. Petrobrás - Cenpes. 20p. (Relatório Técnico).

CHOUKROUNE, P. & GAPAIS, 1983. strain pattern in the Aar Granite (Central Alps): orthogneiss development by bulk inhomogeneous flattening. *J. Struct. Geol.*, 5: 411 - 418.

CONDIE, K.C. 1989. *Plate tectonics and crustal evolution*. 3. ed. Oxford. Pergamon. 476p.

COOKE, R.U. & DOORNKAMP, J.C. 1974. *Geomorphology in enviromental management*. Oxford , Claredon Press. 405p.

CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. 1982. The Geologic Evolution of South America During the Archean and Early Proterozoic. Intern. Symp. of Archean and Early Proterozoic Geologic Evolution and Metallogenesis. *Rev. Bras. Geoc.*, (12) 1,2, e 3: 28 - 88.

COSTA, J.A.V. & COSTA, J.B.S. 1996a. Estruturação Proterozóica ao Longo da BR-174 Vila Pacaraima – Rio Surumu. Norte de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém. *Resumos Expandidos*. SBG-NN, p. 313 - 15.

COSTA, J.B.S. & COSTA, J.A.V. 1996b. O quadro neotectônico da região nordeste do Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém. *Resumos Expandidos*. SBG-NN, p. 284 - 86.

COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1991. O Quadro Geral da Evolução Tectônica da Amazônia. In: SNET, 3, Rio Claro. Resumos Expandidos. SBG-NSP. P.142 - 45.

COSTA, J.B.S. & HASUY, Y. 1992. Aspectos tectônicos fundamentais do Proterozóico Médio na Amazônia Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(4): 487-92.

COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B.; JOÃO, X.S.J.; MAIA, R.G.N.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; SANTOS, A.; PENA, J.I.C.; NEVES, A.P. 1991a. *Panorama tectono-estrutural da região sudeste do Estado do Pará*. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4. Belém, 1991. *Boletim de resumos expandidos*. SBG, p.314-317.

COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L..; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; FERREIRA JR., C.R.P.; BEZERRA, P.E.; COSTA, M.L.; FERNANDES, J.M.G.; 1996. Neotectônica da região Amazônica: Aspectos Tectônicos, Geomorfológicos e Deposicionais. *Geonomos*, 4(2): 23-44.

COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BEMERGUY, R.L.; BORGES, M.S.; COSTA, A.R.; TRAVASSOS, W.; MIOTO, J.A.; IGREJA, H.L.S. 1993. Aspectos fundamentais da neotectônica na Amazônia. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA. Manaus, *Resumos*. FUA/INPA/UNESCO p. 103-06.

COSTA, J.B.S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; HASUI, Y. 1991d. O quadro tectônico regional do Mesozóico na região Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém. *Anais*... SBG/NN, p.166-78.

COSTA, J.B.S.; PASTANA, J.M.N.; COSTA, E.J.S.; JOÃO, X.S.J. 1988. A Faixa de Cisalhamento Tentugal na Folha SA.23 - Y - B. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém. *Anais*... Belém, v.5, p.2257-66.

COSTA, J.B.S. ; PINHEIRO, R.V.L.; REIS, N.J.; PESSOA, M.R.; PINHEIRO, S.S. 1991b. O Hemigraben do Tacutu: uma Estrutura Controlada pela Geometria do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. *Geociências*. USP - SP. 10: 119 - 130.

COSTA, J.B.S.; REIS. N.J.; PINHEIRO, S.S.; PESSOA, M.R. 1991c. Organização Lito-Estrutural do Proterozóico Médio do Extremo Norte do Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém. *Anais...*SBG. v. 1. p.179 - 192.

COSTA, M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*. 21(2): 146-160.

COSTA, M.L. 1997. Lateritization as a Major Process of Ore Deposit Formation in the Amazon Region. Explor. Mining Geol., 6(1): 79-104.

COSTI, H.T.; SANTIAGO, A.F.; PINHEIRO, S.S. 1984. *Projeto Uatumã - Jatapu.* Manaus. DNPM/CPRM. v.1. (Relatório final).

COUTO, C.P. 1980. Fossil Pleistocene to Sub-recent mammals from Northeastern Brazil. I-Edentata, Megalonychidal. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 52(1): 143-151.

COWARD, M.P. 1986. Heterogeneous stretching simple shear and basin development. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 80, 325-36.

CUNHA, F.M.B. 1988. Controle tectônico - estrutural na hidrografia na região do Alto Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém. *Anais...* SBG. v.5, p.2267-2277.

CUNHA, F.M.B. 1991. Morfologia e neotectonismo do rio Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém, 1991. *Anais...* SBG/NN, p. 193- 210.

DALL'AGNOL, R.; DREHER, A.M.; ARAÚJO, J.F.V. ABREU, A.S. 1975. Granito Surucucu. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10., Belém. *Anais...* DNPM. p.341 - 388.

DAMIÃO, R.N. & RAMGRAB, G.E. 1970. *Reconhecimento geológico dos rios Anauá e Barauna. Território Federal de Roraima. Boa Vista, Brasil.* DNPM. (Relatório técnico).

DAY, H.W. & BROWN, V.M. 1980. Evolution of perthite composition and microstructure during progressive metamorphism of hypersolvus granite, Rhode Island, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72(4): 353 - 365.

DAZHONG, S. & SONGNIAN, L. 1985. Tectonic evolution of Proterozoic in North China Platform. In: TECTONIC AND GEOCHEMISTRY OF EARLY TO MIDDLE PROTEROZOIC FOLD BELTS. *Abstracts*. Bureau of Mineral Resources, Dawin, Australia. p. 15 - 17.

DEBAT, P.; SOULA, J.C.; KUBIN, L.; VIDAL, J.L. 1978. Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneiss and pegmatites from occitania, southern France). *Lithos*, 11: 133 – 145.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1966. *An introduction to the rock forming minerals*. London. Logmans, Green and Co. Ltd. 696p.

DIETZ, R.S. & HOLDEN, J.C. 1970. Reconstruction of Pangaea: Breakup and dispersion of continents, Permian to present. *J. Geophys. Res.*, 75(26): 4939 - 4956

DRIESSCHE, J.V.D. & BRUN, J-P.; 1987. Rolling Structures at large shear strain. *J. Struct. Geol.*, 9(5/6): 691 - 704.

DUCAN, A.R. 1987. The Karoo igneous province - A problem area for inferring tectonic setting from basalt geochemistry. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 32: 13 - 34.

EGGLETON, R.A. & BUSECK, P.R. 1980. The orthoclase - microcline inversion: a high-resolution transmission electron microscope study and strain analysis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74(2): 123 - 133.

EIRAS & KINOSHITA. 1988.Evidências de Movimentos Transcorrentes na Bacia do Tacutu. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém. *Anais...* SBG. v.5. p.2278 - 2291.

ETCHECOPAR, A. & MALAVIELLE, J. 1987. Computer models of pressure shadows: a method for strain measurement and shear-sense determination. *J. Struct. Geol.*, 9(5/6): 667 - 677.

ETHERIDGE, M.A. 1982. On the reativation of extensional fault systems. *Phil. Trans. R. Soc. London., A*. 139: 371 - 412.

ETHERIDGE, M.A; RUTLAND, R.W.R.; WYBORN, L.A.I. 1985. Tectonic process in the Early to Midlle Proterozoic of Northern Australia. In: TECTONIC AND GEOCHEMISTRY OF EARLY TO MIDDLE PROTEROZOIC FOLD BELTS. *Abstracts*. Bureau of Mineral Resources, Dawin, Australia. p. 21 - 24.

FICHTER, L.S. 1996. Tectonic rock cycles. *J. Geosc. Educ.*, 44: 134 - 148.

FIGUEIREDO, E.S. 1983. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, Folhas NA.20-X-D / NA.21-V-C. Boa Vista / Rio Tacutu, 1:250.000*; Manaus. DNPM / CPRM. v.1. (Relatório final).

FISHER, R.V. & SCHMINCKE. 1984. *Pyroclastic rocks.* New York. Spring-Verlag. 472p.

FITZ GERALD, J.D. F. & STÜNITZ, H. 1993. Deformation of granitoids at a low metamorphic grade. I: Reactions and grain size reduction. *Tectonophysics*, 221: 269 - 297.

FORMAN, J.M.A. 1969. *Projeto Trombetas / Maecuru. Reconhecimento geológico do rio Trombetas.* Rio de Janeiro. Geomineração/DNPM. 59p. (Relatório técnico).

FRAGA, L.M.B. 1998. Geologia Estrutural. In: CPRM. *Projeto Roraima Central*. Manaus. (Relatório Técnico, no prelo).

FRAGA, L.M.B. & REIS, N.J. 1996. A reativação do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central durante o Episódio K´Mudku. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador. *Anais*... SBG v.1, p.425 - 427.

FRAGA, L.M.B.; HADDAD, R.C.; REIS, N.J. 1997. Aspectos geoquímicos das rochas granitóides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada. Norte do Estado de Roraima. *Revista Brasileira de Geociências*, 27(1): 3-12.

FRAGA, L.M.B., REIS, N.J.; PINHEIRO, S.S. 1994a. Arranjo Estrutural do Segmento Sul do Bloco Pacaraima, Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém. *Resumos Expandidos*. SBG-NN, p. 07- 10.

FRAGA, L.M.B.; REIS, N.J.; PINHEIRO, S.S. 1994b. Serra Tepequém: uma estrutura relacionada à inversão da bacia Roraima, Estado de Roraima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Camboriú. *Anais*... SBG. V.2, p.294 - 295.

FRALICK, P.W. & MIALL, A.D. 1989. Sedimentology of the Lower Huronian Supregroup (Early Proterozoic), Elliot Lake area, Ontario, Canadá. *Sedimentary Geol.*, 63(1/2):127-53.

FRANCO, E.M.S.; DEL'ARCO, J.O.; RIVETTI, M. 1975. Folha NA.20 Boa Vista e parte das Folhas NA.21 Tumucumaque, NB.20 Roraima e NB.21. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. Geomorfologia. Rio de Janeiro. DNPM. p.139 - 180. (Levantamento de Recursos Naturais, 8).

FRANZINELLI, E. & PIUCI, J. 1988. Evidências de Neotectonismo na Bacia Amazônica. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, 1988. *Anais*... SBG. v.1, p.80-90.

FREY, M.; HUNZIKER, J.C.; O'NEILL, J.R.; SCHWANDER, H.W. 1976. Equilibrium - Disequilibrium relations in the Monte Rosa Granite, Western Alps: Petrological, Rb-Sr and stable isotope data. *Contrib. Mineral Petrol.*, 55(2): 147 - 179.

FUCK, R.A. 1991. Aprovada Nova Escala De Tempo para o Pré-Cambriano. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2): 182-83.

GALLOWAY, W. & HOBDAY, D.K. 1983. *Terrigenous Clastic Depositional systems. Application to petroleum, coal and Uranium exploration*. New York. Spring-Verlag, 423p.

GAMA Jr., T.; GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A.M. 1988. O Granito Pedra do Sal e suas feições de cisalhamento. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(4): 424 - 432.

GAPAIS, D. 1989. Shear structures within deformed granites: Mechanical and thermal indicators. *Geology*, 17(12): 1144 - 1147.

GAPAIS, D. & BARBARIN, B. 1986. Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massif, France). *Tectonophysics*. 125(4): 357 - 370.

GAUDETTE, H.E.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; MOURA, C.A.V.; SCHELLER, T. 1993b. Datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb no Laboratório de Geologia Isotópica - UFPa: metodologia e primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4. Brasília. *Anais*... SBG. v.1, p. 236 - 237.

GAUDETTE, H.E.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; MOURA, C.A.V.; SCHELLER, T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation / ionization zircon age with conventional U-Pb results: examples from the Precambrian of Brazil. (Submetido ao *J. of South American Earth Sciences*).

GAUDETTE, H.E.; OLSZEWSKI, W.J.; SANTOS, J.O.S. 1993a. *Geocronology of Precambrian rocks from the northern part of Guiana Shield, State of Roraima - Brasil*. Proposal to the NSF (USA) and CNPq (Brazil), 32p. (Relatório técnico).

GENTRY, R.V.; SWORSKI, T.J.; McKOWN, H.S.; SMITH, D.H.; EBY, R.E.; CHRISTIE, W.H. 1982. Differential lead retention in zircons; implications for nuclear waste management. *Science*, 216: 296 - 297.

GERASIMOV, I.P. & MESCHERIKOV, J.A. 1968. Morphostructure. In: *The Encyclopedia of Geomorphology*. London. Rhodes W. Fairbridge - Book Corporation. p.731-732.

GUERRA, A.T. 1993. *Discionário Geológico, Geomorfológico*. Rio de Janeiro. IBGE. 8ª ed. 446p.

GHOSH, S.K. 1981. Geology of Roraima Group and its implications. In: SIMPOSIUM AMAZÔNICO, 1, Venezuela. *Mémoria ...* Bol. 6, p.22-30.

GIBBS, A. 1987. Development of extension and mixed - mode sedimentary basins. In: Coward, M.P.; Dewey, F.J.; Hancock, P.L. (eds.) *Continental Extensional Tectonics*. Geol. Soc. Sp. Publication. 28: 19 - 33.

GIBBS, A.K. & BARRON, C.N. 1983. The Guiana Shield Reviewed. *Episodes*, 2: 7-14.

GIBBS, A.K. & OLSZEWSKI, W.J. 1982. Zircon U-Pb ages of Guyana greenstone-gneisse terrane. *Prec. Research*. v.17: 199-214.

GILLCRIST, R.; COWARD, M.; MUGNIER, J.L.; 1987. Structural inversion and its controls: examples from de Alpine foreland and the French Alps. *Geodinamica Acta*. 1(1): 5 - 34.

GORDON, R.G. & JURDY, D.M. 1986. Cenozoic global plate motion. *J. Geophys. Res.* 91(12): 389-406.

GOUVEA, J.L. 1990. *Técnicas de sensoriamento remoto aplicadas em pesquisa geológica na Amazônia (Região de Carajás)*. São José dos Campos, INPE-SP. 92p. (Tese de mestrado).

GREEN, J.C. 1992. Proterozoic Rifts. In: CONDIE, K.C. (Ed.), *Proterozoic Crustal Evolution*. New York. Elsevier. p. 97-149. (Development in Precambrian Geology, 10).

GUERRA, A. T. 1993. Dicionário Geológico, Geomorfológico. 8. ed. Rio de Janeiro. IBGE. 446p.

HACKSPACHER, P.C. & LEGRAND, J.M. 1989. Microstructural and metamorphic evolution of the Portalegre shear zone, Northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(1): 63 - 75.

HALAM, A. 1971. Mesozoic geology and the opening of the North Atlantic. *J. Geol.*, 79(2): 129 - 157.

HAMNER, S. 1982. Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite. *J. Struct. Geol.*, 4: 197 - 213.

HAMNER, S. 1989. Initiation of cataclastic flow in a mylonite zone. *J. Struct. Geol.*, 11(6):751-62.

HARTE, B. 1977. Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallization textures in olivine - bearing xenoliths. *Journal of Geology*, 85: 279 - 288.

HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: I WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO NORDESTE BRASILEIRO. Belo Horizonte. SBG/NMG, *Bol.* 11, p.01-31.

HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. 1985. The Central Brazil Shield Reviewed. Episodes, 8(1): 29 – 37.

HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; ABREU, F.A.M. 1984. Província Tocantins, Setor Setentrional. In: *O Pré-Cambriano do Brasil*. ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. (Coords.). São Paulo. Edgard Blücher Ltda, p. 187-204.

HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; COSTA, J.B.S. 1993. Megaestruturação Pré-Cambriana do Território Brasileiro Baseada em Dados Geofísicos e Geológicos. *UNESP / Geociências,* 12(1): 7-31.

HEBEDA, E.H.; BOELRIJK, N.A.I.M.; PRIEM, H.N.A.; DURMEN, E.A.TH.; VERSCHURE, R.A. 1973. Excess radiogenic argon in the Precambrian Avanavero dolerite in Western Surinam (South America). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 20(2): 189 - 200.

IBGE. 1981. *Atlas de Roraima*. Rio de Janeiro. Fundação de Geografia e Estatítisca. 44p.

HENNEBERG, H.G. 1983. Geodetic control of neotectonics in Venezuela. *Tectonophisics*. 97(1-4): 1-15.

HIRTH, G. & TULLIS, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J. Struct. Geol.*, 14(2): 145 - 159.

HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. 1976. *An outline of structural geology*. New York. Wiley International. 571p.

HOLM, P.E. 1982. Non-recognition of continental tholeiites using the Ti-Y-Zr diagram. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79: 308 - 310.

HOLTROP, J.P. 1968. The Stratigraphy and age of the Precambrian Rocks of Surinam. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 79(4):501-508.

HOWARD, A.D. 1967. Drainage analysis in geologic interpretation. *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 51(11):2246-2259.

HURLEY, P.M.; MELCHER, G.G.; PINSON, W.H.Jr.; FAIRRAIRN, H.K. 1968. Some orogenic episodes in South America by K-Ar and whole rock Rb-Sr dating. *Can. J. Earth Sci.*, 5: 633-638.

IBGE. 1981. *Atlas de Roraima*. Fundação de Geografia e Estatística. Rio de Janeiro. 44p.

ISSLER, R.S. 1975. Geologia do Cráton Guianês e suas possibilidades metalogenéticas.In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10, Belém. *Anais...* DNPM. p.47 - 75.

ISSLER, R.S. & LIMA, M.I.C. 1987. Amazonic Craton (Brazil) granitogenesis and its relation to geotectonic units. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(4): 411-426.

ISSLER, R.S.; ANDRADE, A.R.F.; MONTALVÃO, R.M.G.; GUIMARÃES, G.; SILVA, G.G., LIMA, M.I.C. 1974. *Folha SA.22 Belém*. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. Geologia. Rio de Janeiro. DNPM. p.I/3 - I/59. (Levantamento de Recursos Naturais, 5).

JACKSON, J.A. 1997. Glossary of Geology. Virginia. American Geological Institute. 4th ed. 769p.

JORDAN, T.H. 1975. The present-day motions of the Caribbean Plate. *J. Geophys. Res.*, 80: 4433 – 4439.

KEATS, W. 1974. The Roraima Formation in Guyana: a revised stratigraphy and a proposed environment of deposition. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 2, Caracas. Ministério das Minas y Hidrocarburos. *Boletim de Geologia. Publication Especial*, 7(2): 901-940.

KEEN, C.E. 1987. Some important consequences of lithospheric extension. In: COWARD, M.P.; DEWEY, F.J.; HANCOCK, P.L. (eds.) *Continental Extensional Tectonics*. p. 67 - 73. (Geol. Soc. Sp. Publication, 28).

KERR, P.F. 1965. *Mineralogía Optica. Madri*. Ediciones del Castillo. 433p.

KERRICH, R.; ALLISON, I. BARNETT, R.L.; MOSS, S.; STARKEY, J. 1980. Microstructural and chemical transformation accompanying deformation of granite in a chear zone at Miéville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73: 221 - 242.

KLOOSTERMAN. J.B. 1973. Vulcões gigantes do tipo anelar no Escudo das Guianas. *Mineração e Metalurgia*, 341: 52 – 58.

KNIPE, J.R. 1989. Deformation mechanisms - recognition from natural tectonites. *J. Struct. Geol.*, 11(1/2): 127 - 146.

KOBER, B. 1986. Whole grain evaporation for $^{207}Pb/^{206}Pb$ age investigations on single zircon using a double filament source. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93: 482 - 490.

KOBER, B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb^{+} emitter bedding for $^{207}Pb/^{206}Pb$ investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 63 - 71.

KOOPMAN, A.; SPEKSNIJDER, A.; HORSFIELD, W.T. 1987. Sandbox model studies of inversion tectonics. *Tectonophysics*, 137(I-XII): 379 - 388.

KROGH, E. 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochem. & Cosmoch. Acta.*, 46(4): 637 - 649.

KRÖNER, A. 1981. *Precambrian Plate tectonics*. Amsterdam. Elsevier. 781p.

KRÖNER, A. 1991. Tectonic Evolution in the Archaean and Proterozoic. *Tectonophysics*, 187, 393-410.

LANCELOT, J.R.; BOULIER, A.M.; MALUSKI, H.; DUCROT, J. 1983. Deformation and related radiochronology in a Late Pan-African mylonitic shear zone, Adfar des Horas (Mali). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 82: 312 - 326.

LE MAITRE, R.W.; BATEMAN, P.; DUDEK, A.; KELLER, J.; LAMEYRE, J.; LA BAS.; M.J.; SABINE, P.A.; SCHMID, R.; SORENSEN, H.; STRECKEISEN, A.; WOOLEY, A.R.; ZANETTIN, B. 1989. *A classification of the International Union of Geological Sciences Subcommision on the systematics of igneous rocks.* Oxford. Blackell. 193p.

LIMA, M.I.C. 1995. *Introdução a interpretação radargeológica.* Rio de Janeiro. IBGE. 124p. (Manuais Técnicos em Geociências, 3).

LIMA, M.I.C. & BEZERRA, P.E.L. 1991. Tectonic control of Mesozoic mafic and alkaline bodies in the Amazon Craton (Brazil). In: II Workshop on mafic dyke swarms of Brazil. São Paulo, *Boletim IG - USP.*10:43-48.

LIMA, M.I.C. & BEZERRA, P.E.L. 1994. Síntese da Geologia e Metalogenia Previsional do Estado de Roraima. *Cadernos de Geociências*. Rio de Janeiro, IBGE. 10: 11 - 22.

LIMA, M.I.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; ISSLER, R.S.; OLIVEIRA, A.S.; BASEI, M.A.S.; ARAÚJO, J.F.V.; SILVA, G.G. 1974. *Folha NA/NB - Macapá*. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro. DNPM. p. 9-120. (Levantamento de Recursos Naturais, 6).

LIMA, M.I.C.; OLIVEIRA, E.P.; TASSINARI, C.C.G. 1982. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Craton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém. *Anais...* SBG-NN. v.1, p.147 -162.

LIMA, M.I.C. ; SANTOS, J.O.S.; SIGA Jr., O.1986. Os terrenos de alto grau do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia. *Anais...* SBG. V.2, p.751 - 762.

LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. 1984. S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6(6): 617-38.

LLOYD, G.E. & FREEMAN, B. 1994. Dynamic recrystallization of quartz under greenschist conditions. *J. Struct. Geol.*, 16(6): 867 - 881.

LOCK, P.R.F. 1983. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folha NA.20-Z-B, Caracaraí, 1:250.000*. Manaus. DNPM / CPRM 1v. (Relatório final).

LOSH, S. 1989. Fluid-rock interaction in the evolving ductile shear zone and across the brittle - ductile transition, Central Pyrenees, France. *Am. J. Sci.*, 289: 600 - 648.

MACAMBIRA, M.J.B. & SCHELLER, T. 1994. Estudo comparativo entre métodos geocronológicos aplicados em zircões; o caso do Granodiorito Rio Maria, Província de Carajá. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÕNIA, 4, Belém, *Bol. Res. Exp.*, SBG. p. 343 - 346.

MACAMBIRA, M.J.B.; MOURA, C.A.V.; LAFON, J-M.; SCHELLER, T. 1994. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Camboriú. Bol. Res. Expandidos. SBG. v.2, p.404 - 406.

MACKENZIE, W.S.; DONALDSON, C.H.; GUILFORD, C. 1995. *Atlas of igneous rocks and their textures.* London. Longman Scientific & Technical. 148p.

MAFFI, C. 1978. *Interpretação Fotogeológica*. Salvador, UFBA. 77p.

MAIA, R.G.N.; GODOY, H.K.; YAMAGUTI, H.S.; MOURA, P.A.; COSTA, F.S.F.; HOLANDA, M.A.; COSTA, J.A. 1977. *Projeto Carvão no Alto Solimões*. Rio de Janeiro. DNPM/CPRM. V.I, 130P. (Relatório Final).

MAINPRICE, D; BOUCHEZ, J.L.; BLUMENFELD, P. TUBIA, J.M. 1986. Dominant C slip in naturally deformed quartz: implication for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology,* 14 (10): 819 - 822.

MANDETTA, P. 1970. *Datações geocronológicas de rochas do Território Federal de Roraima.* . São Paulo. DNPM. (1472), 14p. (Relatório final).

MARTINS, L.R. 1964. Uso do separador magnético no estudo dos minerais pesados. *Bol. Paranaense de Geografia*. (10-15): 311 - 323.

MAWER, C.K. 1986. What is a mylonite? *Geosc. Canada*, 13(1):33 - 34.

MAY, P.R. 1971. Pattern of Triassic - Jurassic diabase dykes around the North Atlantic in the context of predrift position of the continents. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82(5): 1285 - 1291.

McCAIG, A.M. 1984. Fluid-rock interaction in some shear zones from the Pyrenees. *J. Metam. Geol.*, 2: 129 - 141.

McCLAY, K.R. 1987. *The Mapping of Geological Structures*. New York. John Wiley & Sons. 161p.

McCLAY, K.R. 1994. *Structural Geology Workshop. Lecture Notes and Practical Exercises*. Short Course. RTZ South America. 324p. (Inédito).

McPHIE, J.; DOYLE, M.; ALLEN, R. 1993. *Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic*. University of Tasmania. Centre for ore deposit and exploration studies. 198p.

MEIJER, P. Th. & WORTEL, M.J.R. 1992. The dynamics of motion of the South American Plate. *J. Geophys. Res*. 97(B8): 11915-11931.

MELO, A.F.F.; SANTOS, A.J.; CUNHA, M.T.P.; CAMPOS, M.J.F.; D'ANTONA, R.J.G.; DAMIÃO, R.N. 1978. *Projeto Molibdênio em Roraima*. Manaus DNPM/CPRM. 6v. (Relatório final).

MITRA, S. 1993. Geometry and kinematic evolution of inversion structures: *AAPG Bulletin*. 77(7): 1159 - 1191.

MONTALVÃO, R.M.G. 1974. Esboço geológico - tectônico do Cráton Guianês. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre. *Resumo das Comunicações*. SBG. Bol. 1 p.541 - 547.

MONTALVÃO, R.M.G. 1975. Grupo Uatumã no Cráton Guianês. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10., Belém. *Anais...* DNPM. p.285 - 339.

MONTALVÃO, R.M.G. & PITTHAN, J.H.L. 1974. *Grupo Cauarane*. Belém. Projeto RADAM. DNPM. 7p. (Relatório técnico).

MONTALVÃO, R.M.G.; MUNIZ, M.B.; ISSLER, R.S.; DALL'AGNOL, R.; LIMA, M.I.C.; FERNANDES, P.E.C.A.; SILVA, G.G. 1975a. *Folha Na.20 Boa Vista e parte das Folhas NA.21. Tumucumaque, NB.20 Roraima e NB.21.* In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro. DNPM. p.15 - 135. (Levantamento de Recursos Naturais, 8).

MONTALVÃO, R.M.G.; MUNIZ, M.B.; ISSLER, R.S.; DALL'AGNOL, R.; LIMA, M.I.C.; FERNANDES, P.E.C.A.; SILVA, G.G. 1975b. Geologia do Território Federal de Roraima. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10., Belém. *Anais...* DNPM. p.198 - 217.

MONTGOMERY, C. & HURLEY, P.M. 1978. Total-rock U-Pb and Rb-Sr systematics in the Imataca Series, Guyana Shield, Venezuela. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39: 281 - 290.

MOURA, C.A.V. GAUDETTE, H.E.; MACAMBIRA, M.J.B. 1996. Datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb em filamento simples: comparação com resultados U - Pb. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador. *Anais*... SBG. v.6, p. 480 - 483.

MUNIZ, M.B. & DALL'AGNOL, R. 1974. Geologia do território brasileiro na Folha Boa Vista (Na.20), Roraima (NB.20 / 21) e parte da Folha Tumucumaque (NA.21). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Porto Alegre. *Resumo das Comunicações*. SBG. Bol.1, p.541 - 547.

NICOLAS, A. 1984. *Principes de Tectonique*. Paris. Mason. 206 p.

NUNES, N.S.V.; FREITAS, A.F.; BRANDÃO, R.L. & PESSOA, M.R. 1994a. Petrologia e Petroquímica das Rochas Granulíticas Pertencentes ao Grupo Kanuku na Região da Serra do Apiaú, Estado de Roraima. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém. *Resumos.* SBG-NN, p.227 - 230.

NUNES, N.S.V.; SANTIAGO, A.F.; PINHEIRO, S.S. 1994b. Geologia e Mineralizações Auríferas da Região das Cabeceiras do Rio Mucajaí, Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO. GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém. *Resumos.* Belém. SBG-NN, p. 26 - 29

OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.H. 1940. *Geologia do Brasil.* Rio de Janeiro. Comissão Brasileira dos Centenários. 813p.

OLIVEIRA, A.S.; FERNANDES, C.C.A; ISSLER, R.S.; ABREU, A.S.; MONTALVÃO, R.M.G.; TEIXEIRA, W. 1975. *Folha NA.21 Tumucumaque e parte da Folha NB.21.* In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro. DNPM. p.19-118. (Levantamento de Recursos Naturais, 9).

OLIVEIRA, E.P. & MONTES, M.L. 1984. Os enxames de diques máficos do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro. *Anais*... SBG. v.9. p.4137 - 4154.

OLIVEIRA, I.W.B.; RAMGRAB, G.E., MANDETTA, P.; DAMIÃO, R.N. 1969. *Nota Sobre a Geologia e os Recursos Minerais da Área do Projeto Roraima*. Manaus. DNPM. (41) ((Relatório ostensivo).

PAGE, R.W. & BELL, T.H. 1985. Isotopic and structural responses of granites to successive deformation and metamorfism. *J. of Geology*, 94: 365 - 379.

PARK, R.G.1989. *Foundation of Structural Geology*. 2ed. Glasgow. Blackie. 148p.

PASSCHIER, C.W. 1991. Deformation in the Revenue granite pluton, Mount Isa Inlier, Australia. *Geol. Mijnb*. 70: 275 - 285.

PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C. 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, 8(8): 831-843.

PATERSON, S.R.; VERNON, R.H.; TOBISCH, O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in a granitoids. *J. Struct. Geol.*, 11(3): 349 - 363.

PAVLIDES, S.B. 1989. Looking for a definition of neotectonics. *Terra Nova*. 1: 233-235

PEREZ, O.J. & AGGARWAL, Y.P. 1981. Present-day tectonics of the Southeastern Caribbean and Northeastern Venuzuela. *J. Geophys. Res.* 86(B11): 10791-10804.

PESSOA, M.R. & D'ANTONA, R.J.G. 1988. Depósitos Auridiamantíferos do Rio Ma· (RR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Belém *Anais...* SBG. v.1 p.178 - 188.

PINHEIRO, S.S. & REIS, N.J. 1994. Os Terrenos Vulcanossedimentares do Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém. *Resumos*. SBG-NN, p. 30 - 32.

PINHEIRO, S.S.; FARIA, N.S.G.; BRITO, M.S.L. 1998. Serra do Aviaquário - Um granito do tipo Saracura - Petrografia e Litoquímica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40. Belo Horizonte. *Anais...* v.1, p.519 - 519.

PINHEIRO, S.S.; FERNANDES, P.E.C.A.; PEREIRA, E.R.; VASCONDELOS, E.G.; PINTO, A.C.; MONTALVÃO, R.M.G., ISSLER, R.S.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, W.; FERNANDES, C.A.C. 1976. Folha NA - 19, Pico da Neblina. In: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. *Geologia*. DNPM. Rio de Janeiro. p.19- 137. (Levantamento de Recursos Naturais, 11).

PINHEIRO, S.S.; NUNES, A.C.B.; COSTI, H.T.; YAMAGUTI, H.S.; FARACO, M.T.L.; REIS, N.J.; MENEZES, R.G.; RIKER, S.R.L.; WILDNER, W. 1981. *Projeto Catrimani - Urariqüera.*Manaus, DNPM/CPRM. VI-A (Relatório final).

PINHEIRO S.S.; REIS, N.J.; COSTI, H.T. 1990. *Geologia da Região de Caburaí. Nordeste de Roraima.* Convênio DNPM/CPRM. 91p. (Relatório final).

PINHEIRO, SS.; REIS, N.J.; COSTI, H.T.; CRUZ, C.E.S. 1988. Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais da Formação Arai, Supergrupo Roraima, nas regiões do Caju e Uiramutã. Território Federal de Roraima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Belém. *Anais...* SBG. v.2, p.700 - 712.

POIRIER, J.P. & NICOLAS, A. 1975. Deformation - induced recrystallization by progressive misorientation of subgrain - boudaries, with special references to mantle peridotites: *Journal of Geology*. 83: 707 - 720.

PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, M.A.; PERES NETO, A.G.; ALMEIDA, F.F.M. 1979. O conceito de sistemas de relevo aplicado ao mapeamento geomorfológico do Estado de S. Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2. Rio Claro. *Anais...* SBG, p.253-262

PRIEM, H.N.A.; ANDRIESSEN, P.A.M.; BOELRIJK, N.A.I.M.; BOODER, H.DE.; HEBEDA, E.H.; HUGUETTA, A.; VERDURMEN, E.A.TH.; VERSCHURE, R.H. 1982. Geochronology of the Precambrian in the Amazonas Region of Southeastern Colombia (Western Guiana Shield). *Geol. Mijnb.*, 61(3): 229 - 242.

PRIEM, H.N.A., BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; VERDURMEN, E.A. Th; VERSCHURE, R.H. 1971. Isotopic ages of the Trans-Amazonian acidic magmatism and the Nickerie Metamorphic Episode in the Precambrian basement of Suriname, South America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82: 1667 - 1680.

PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; VERDURMEN, E.A. Th; VERSCHURE, R.H. 1973. Age of the Precambrian Roraima Formation in northeastern South America: Evidence from isotopic dating of Roraima pyroclastic volcanic rocks in Suriname. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 84(5):1677-1684.

PRIOR, D.J.; KNIPE, R.J.; BATES, M.P.; GRANT, N.T.; LAW, R.D.; LLOYD, G.E.; WELBON, A.; AGAR, S.M.; BRODIE, K.H.; MADDOCK, R.H.; RUTTER, E.H.; WHITE, S.H.; BELL, T.H.; FERGUSON, C.C.; WHEELER, J. 1987. Orientation of specimens: essencial data for all fields of geology. *Geology*, 15 (9):829-831.

RAMGRAB, G.E. & DAMIÃO, R.N. 1970. *Reconhecimento geológico dos rios Anauá e Barauana, Território Federal de Roraima. Boa Vista*. Manaus. DNPM/CPRM. (673), 40p. (Relatório técnico).

RAMGRAB, G.E.; BOMFIM, L.F.C.; MANDETTA, P. 1972. *Projeto Roraima.* 2ª Fase. Convênio DNPM/CPRM. 2v. (Relatório Final).

RAMGRAB, G.E.; OLIVEIRA, J.F.; BOMFIM, L.F.C. MANDETTA, P. KUYUMJIAN, R.M. 1971. *Projeto Roraima - Relatório de Progresso. Mapeamento geológico da área Divisor.* Manaus. DNPM/CPRM. 28p. (Relatório Técnico).

RAMSAY, J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. *J. Struct. Geol.*, 2: 83 - 89.

RAMSAY, J.G. & HUBER, M.J. 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology. Strain Analysis*. Oxford. Academic Press Limited. 307p.

RAMSAY, J.G. & HUBER, M.J. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology. Folds e Fractures.* Oxford. Academic Press Limited. 700p.

REID, A. R. 1972. Stratigraphy of the type of area of the Roraima Group Venezuela. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 9, Puerto Ordaz. Ministério de Minas y Hidrocarburos. *Publication Especial*, 6: 343 – 353.

REINECK, H.E. & SINGH, I.B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. New York. Springer-Verlag. 3. ed. 551p.

REIS, N.J. & CARVALHO, A.S. 1996. Coberturas sedimentares do mesoproterozóico do Estado de Roraima. Avaliação e discussão de seu modo de ocorrência. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(4):217-226.

REIS, N.J. & FRAGA, L.M.B. 1996. Vulcanismo Surumu. Caracterização de seu comportamento químico à luz de novos dados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. Salvador. *Anais*... SBG. v.2, p. 88-90.

REIS. N.J. & HADDAD, R.C. 1998. Grupo Surumu. In: CPRM. *Projeto Roraima Central.* CPRM. (Relatório técnico, no prelo).

REIS, N.J. & PESSOA, M.R. 1984. A metalogenia e previsão de recursos minerais das Folhas NB.20-Z-D / NB.20-Z-B / NB.21-Y-C E NB.21-Y-A. Território Federal de Roraima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33. Rio de Janeiro. *Anais...* SBG. p.3415 - 3228.

REIS, N.J. & PINHEIRO, S.S. 1986. *Síntese Estratigráfica do Território de Roraima.* Manaus, CPRM, 39p. (Relatório Técnico).

REIS, N.J.; PINHEIRO, S.S.; CARVALHO, J.E. 1985. Subdivisão litoestratigráfica da Formação Suapi - Grupo Roraima - Território Federal de Roraima. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA AMAZÔNIA, 2, Belém. *Anais...* SBG-NN. v.1. p.408 - 20.

RIJKERS, R.H.B. & DUIN, E. J.Th. 1994. Crustal observations beneath the southern North Sea and their tectonic and geological implications. *Tectonophysics*, 240(I-VIII): 215 - 224.

RIVEREAU, 1970. Fotointerpretação. *Revista da Escola de Minas*, 28(4):157-75.

ROSCOE, S.M. & CARD, K.D. 1993. The reappearance of the Huronian in Wyoming: rifting a drifting of ancient continents. *Can. J. Earth Sci.*, 30: 2475 – 2480.

ROSEN-SPENCE, A.F.; PROVOST, G. DIMROTH, E.; GOCHNAUER, K.; OWEN, V. 1980. Archean subaqueous felsic flows, Rouyn-Noranda, Quebec, Canada, and their Quaternary equivalentes. *Precamb. Res.*, 12(1-4): 43-77.

SÁ, J.M. & LEGRAND., J.M. 1989. Influência dos processos metamórficos nas características geoquímicas de rochas vulcânicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40. Belo Horizonte. *Anais...* SBG. v1, p.474 - 474.

SANTOS, A.M.B. 1986. *Evolução Geológica da Bacia do Tacutu (Território Federal de Roraima).* Manaus, Petrobrás / Denoc. Rel. Siex 131.5700.

SANTOS, J.O.S. 1978. Subdivisão do Pré-Cambriano da Amazônia; uma Sugestão. *Acta Amazônica.*8(2): 267 - 87.

SANTOS, J.O.S. 1982. Principais imcompatibilidades entre a estratigrafia e a geocronologia do Pré-Cambriano do Território Federal de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém. *Anais...* SBG. p.185-200.

SANTOS, J.O.S. 1984. A Parte Setentrional do Cráton Amazônico. In: SCHOBBENHAUS FILHO, C. et alii (Coords.). *Geologia do Brasil; Texto Explicativo do mapa geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais, Escala 1: 2.500.000.* Brasília, DNPM, p.57-91.

SANTOS, J.O.S. 1985. A Subdivisão Estratigráfica do Grupo Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém. *Anais...* SBG. p. 421-31.

SANTOS, J.O.S. & D'ANTONA, R.J.G. 1984. A Formação Araí e a subdivisão do Grupo Roraima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. *Anais...* SBG. v.3, p.1162 -1175

SANTOS, J.O.S. & OLSZEWSKI. 1988. Idade dos Granulitos Tipo Kanuku em Roraima. In: CONGRESSO. LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém. *Anais...* SBG-NN v.1 p. 378-388.

SANTOS. J.O.S. & REIS NETO, J.M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 32. Salvador, *Anais...* SBG. v.1. p.339 - 348.

SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E. 1997. Reconnaissance U/Pb in zircon, Pb/Pb in sulfides and review of Rb/Sr geochronology in the Tapajós gold Province, Pará / Amazonas States, Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY. Campos do Jordão. SSAGI. *Extended Abstracts,* 280 – 282.

SANTOS, J.O.S.; OLIVEIRA, J.R.; SANTOS, A.J.; ARAÚJO NETO, H. 1977. *Principais manifestações básicas não-orogênicas da Plataforma Amazônica*. Manaus, CPRM. 132p. (Relatório técnico).

SANTOS, J.O.S.; SOUZA, M.M.; PRAZERES, W.V.; SILVA, S.L.; BARRETO, E.L.; PESSOA, M.R. 1974. *Projeto Norte da Amazônia:* Domínio Baixo Rio Negro. Manaus. DNPM/CPRM. VIA. 145p. (Relatório técnico).

SATO, K & TASSINARI, C.C.G. 1997. Principais eventos de acresção continental no Cráton amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evolução de estágio único e estágio duplo. In: COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.S. (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. SBG. p.91-142.

SBG. 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4):370-415.

SCHAEFER, C.E.R. & VALE Jr., J.F. 1997. Mudanças climáticas e evolução da paisagem em Roraima: uma resenha do Cretáceo ao Recente. In: INPA. *Homem, Ambiente e Ecologia no Estado de Roraima*. Manaus. 231-265.

SCHOBBENHAUS, C. & CAMPOS, D.A. 1984. A evolução da Plataforma Sul Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (Coords.). *Geologia do Brasil*. Brasília, DNPM. p.09-53.

SCHOBBENHAUS, C.; HOPPE, A.; LORK, A.; BAUMANN, A. 1994. Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Camboriú, *Anais...* SBG. v.2, p.395 - 397.

SCHUBERT, C. 1988. Climatic change during last glacial maximum in the Northern South America and the caribbean: a review. *Interciência*. 13(3): 128-137.

SHAOCHENG, J. & MAINPRICE, D. 1988. Natural deformation fabrics of plagioclase: implications for slip systems and seismic anysotropy. *Tectonophysics*. 147(1/2): 145 - 163.

SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Bulletin of the Geol. Soc.*, v. 133: 191 - 213.

SIBSON, R.H. 1986. Brecciation process fault zones: inferences from earthquake rupturing. *Pure Appl. Geophysics*. 124: 159 - 175.

SILVA, L.C. & SANTOS, J.O.S. 1994. Complexo Kanuku: Um Exemplo de Charnockitização in Situ: In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém. *Resumos*. SBG. p. 231- 34.

SIMÕES FILHO, TURCQ, A.C.F.; SOUZA, A.G. 1997. Registros sedimentares de lagos e brejos dos campos de Roraima: implicações paleoambientais ao longo do Holoceno. In: INPA. *Homem, Ambiente e Ecologia no Estado de Roraima*. Manaus. 295-302.

SIMPSON, C. 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle - ductile transition. *J. Struct. Geol.*, 7: 503 - 511.

SIMPSON, C. 1986. Determination of movement sense in mylonites. *J. Geol. Educ.* 34: 246 - 261.

SIMPSON, N.C. & SCHMIDT, S.M. 1983. An evaluation of citeria to deduce the sense of moviment in the sheared rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94: 1281-1288.

SMITH, J.V. & BROWN, W.L. 1988. *Feldspar Minerals. Crystal structures, physical, chemical and microtextural properties*. 2. ed. New York. Springer-Verlag. 828p.

SNELLING, N.J. 1963. Age of the Roraima Formation, British Guyana. *Nature*. 198(4885):1070-1080.

SOARES, P.C. & FIORI, P.A. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Notícias Geomorfológicas*, 16, p.71-104.

SPRY, A. 1969. *Metamorphic textures.* Oxford. Pergamon Press. 350p.

STACEY, J.S. & KRAMER, J.D. 1975. Aproximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *E. P. Sci. Lett.*, 26: 207 - 221.

STAUFER, M.R. 1970. Deformation textures in tectonites. *Journal of Earth Sciences*, 7: 498 - 511.

STEWART, I.S. & HANCOCK, P.I. 1992. Neotectonics. In: HANCOCK, P.I. (ed.) *Continental Deformation*. Oxford. Pergamon Press Ltd. 370-411.

STRAHLER, A.N. 1952. Dynamic basis of geomorphology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 63: 923-938.

STEWART, I.S. & HANCOCK, P.I. Neotectonics. In: *Continental Deformation*. New York, Pergamon Press. 370 – 409.

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

SUDAM. 1977. *Estudo integrado do vale do Rio Branco. Recursos Minerais.* Belém, Consórcio Serete/Planisul/Geomitec. v.2, 379p.

SUNIN, L.V. & MALISHEV, V.I. 1983. The thermoisochron method of determining Pb-Pb ages. *Geochem. Intern.*, 20: 34 - 45.

TARNEY, J. 1992. Geochemistry and significance of mafic dyke swarms in the Proterozoic. In: CONDIE. K.C. (ed.), *Proterozoic Crustal Evolution.* New York. Elsevier. p. 151-179. (Development in Precambrian Geology, 10).

TCHALENKO, J.S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81(6): 1625 - 1640.

TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Prec. Res.*, 42, p.213-27.

THOMAS, M.F. 1994. *Geomorphology in the Tropics. A Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes*. New York. John Wiley & Sons. 460p.

THORPE, R. & BROWN, G. 1985. *The Field Description of Igneous Rocks*. New York. Geological Society of London. Open University Press. 154p.

TOMAZ FILHO, A.; CORDANI, U.G.; MARINO, O. 1974. Idades K/Ar de rochas basálticas da Bacia Amazônica e sua significação tectônica regional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre. *Anais*... SBG. v.6, p.273 - 278.

TRAVASSOS, W.A.S. & BARBOSA FILHO, C.M. 1990. Tectonismo terciário na área do rio Tapajós, Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências – Petrobrás,* 4(3): 299 – 313.

TRIFONOV, V.G. 1989. An overview of neotectonics studies. *International Geology Revue*. v.31: 111-161.

TULLIS, J. & YUND, R.A. 1985. Dynamic recrystalization of feldspar: a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, 13(4): 238 - 241.

TWIDALE, C.R. 1978. On the origin of pediments in different structural settings. Amer. Journ. Sci., 278(8): 1138-1176.

TWIDALE, C.R. 1982. The evolution of Bornhardts. *American Scientist*. 70(3): 268-376.

VAUCHEZ, A. 1980. Ribbon texture and deformation mechanisms in quartz in a mylonitized granite of Great Kabylia (Algeria). *Tectonophysics*, 67, 1-2.

VAUCHEZ, A. 1987. The development os discrete shear - zones in a granite: stress, strain and changes in deformation mechanisms. *Tectonophysics*, 133: 137 - 156.

VEIGA JR., J.; NUNES, A. C.B.; SOUZA, E.C.; SANTOS, J.O.S.; AMARAL, J.E.; PESSOA, M.R.; CRUZ, S.A.S. *Projeto Sulfetos do Uatumã*. 2v., (Relatório Técnico).

VENEZIANI, P. & ANJOS, C.E. dos. 1982. *Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicações em Geologia*. INPE - 2227-MD/014. São José dos Campos. 54p. (Relatório Técnico).

VERNON, R.H. & FLOOD, R.H. 1988. Contrasting deformation of S - and I - type granitoids in the Lachlan Fold Belt, Eastern Australia. *Tectonophysics*, 147(1/2): 127 - 143.

VERNON, R.H.; WILLIAMS, V.A.; D'ARCY, W. F. 1982. Grain-Size reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith. *Tectonophysics*, 92: 123 - 145.

VIDAL, J.L.; KUBIN, L.; DEBAT, P. SOULA, J.C. 1980. Deformation and dynamic recrystallization of K-feldspar augen in orthogneiss from Montagne Noir, Occitania, Southern France. *Lithos*, 13: 247 - 255.

VOLL, G. 1976. Recrystallisation of quartz, biotite and feldpars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*. 56: 641-647.

WENK, H.R. & PANNTIER, J. 1990. Texture development in deformed granodiorites from Santa Rosa mylonite, Southern California. *J. Struct. Geol.*, 12(2): 177 - 184.

WERNICK, B. 1985. Uniforme sense of simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22: 108 - 125.

WHITE, S. 1975. Tectonic deformation and recrystalization of oligoclase. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50: 287 - 305.

WHITE, S.H. 1976. The effects of strain on the microstructure, fabrics and deformation mechanisms in quartz: *Philosophical Transactionsof the Royal Society of London*, Series A, v. 283, p. 69 - 86.

WHITE, S.H.; BURROWS, S.E.; CARRERAS, N.D.; HUMPHREYS, F.J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 2(1/2):175-187.

WINDLEY, B.F. 1995. *The Evolving Continents*. 3. ed. Chichester, England. Jonh Wiley & Sons Ltd. 515p.

WINKLER, H.G.F. 1979. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 5. ed., New York, Springer - Verlag. 347p.

WOODCOCK, N.H. & FISCHER, M. 1986. Strike e slip duplexes. *J. Struct. Geol.*, 8 (7): 725 - 735.

YARDLEY, B.W.D. 1989. *An introdution to metamorphic petrology*. London, Lougman Scientific & Tecnical. 248p.