

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**PETROLOGIA E AMBIENTE GEOTECTÔNICO DO GRUPO
NOVA BRASILÂNDIA-RO**

GILMAR JOSÉ RIZZOTTO

ORIENTADOR: Prof. Dr. EVANDRO FERNANDES DE LIMA

COMISSÃO EXAMINADORA: Dr. FARID CHEMALE Jr.

Dr. JAYME A. DEXHEIMER LEITE

Dr. LÉO A. HARTMANN

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

1999

Dedico este trabalho para a Gabriela,
Gabriel, Thiago e Marisa.

Um homem pode ter algo grandioso para dizer,
pode realizar uma descoberta magnífica,
ou ter um grande produto a oferecer.
No entanto, se não compartilhar e divulgar suas idéias,
suas descobertas e seus produtos,
morrerá sem haver feito qualquer contribuição à
humanidade.

Richard Evans

Agradecimentos

Tive o êxito em concluir o presente trabalho graças ao apoio e colaboração de diversas pessoas que são tantas que temo em esquecer alguém.

- A minha gratidão ao sempre prestativo, incentivador e orientador Prof. Evandro Fernandes de Lima (“Grande Chinês”).
- Agradeço ao Prof. Farid Chemale Jr. pelas discussões e sugestões geológicas e pelo apoio a realização das datações geocronológicas.
- Aos colegas da CPRM de Porto Velho e Porto Alegre, onde sempre estiveram dispostos a colaborar e discutir a complicada geologia de Rondônia. Em especial, aos colegas da DGM-REPO e ao Dr. Rommel da Silva Souza pelo apoio prestativo na parte burocrática da CIA.
- Ao companheiro de trabalho de campo, bolsista João Luft, pela colaboração e disposição de trabalho.
- Ao Prof. Léo Hartmann pelos ensinamentos e dicas sobre o complexo tema de metamorfismo de rochas básicas.
- Ao companheiro de trabalho na CPRM e colega de turma na UFRGS, João Orestes S. dos Santos, pelos resultados geocronológicos.
- Ao colaborador Sérgio Romanini pela disponibilidade de lâminas petrográficas e as valiosas discussões geológicas da região.
- Aos colegas José Cláudio e Paulo Roberto pela revisão do abstract.
- Aos amigos da sala 102 e a “turma da pelada” (UFRGS) pelos momentos de descontração que, sem dúvida, auxiliaram as fases rotineiras de cansaço.
- Agradeço também ao Randy Van Schmus pelo tratamento dos dados geocronológicos.
- Agradeço ao CNPq pela concessão de bolsa de estudo.
- Agradeço, finalmente, a minha família pelo apoio, compreensão e solidariedade em todos os momentos.

Resumo

O Grupo Nova Brasilândia (GNB) é constituído por rochas metaígneas básicas e metassedimentares clásticas, intrusionadas por granitos epizonais de características químicas similares aos granitos do Tipo A. As rochas metaígneas básicas compreendem metagabros, metadiabásios e anfibolitos. As metassedimentares (metaturbiditos) são representadas, genericamente, por biotita-feldspatos-quartzo paragneisses, micaxistos e gnaisses calcissilicáticos. Neste trabalho, são estudadas as rochas aflorantes na região de Alta Floresta d'Oeste/Nova Brasilândia d'Oeste, abrangendo as relações geológicas, petrografia, química mineral, litoquímica e geocronologia, visando caracterizar suas origens e evolução geotectônica.

O GNB é constituído por duas formações assim caracterizadas: a Formação Migrantinópolis (65% da área estudada) está representada pelas rochas supracrustais psamopelíticas reconhecidas como uma unidade turbidítica terrígeno-carbonática de mar profundo. *Sills* de metagabros, anfibolitos e mais raramente metabasaltos são subordinados neste domínio; a Formação Rio Branco está representada, na porção sul da área, por *sills* e *stocks* de metagabros, metadiabásios e anfibolitos com intercalações subordinadas de metaturbiditos margosos (gnaisses calcissilicáticos) e raramente metaturbiditos terrígenos (paragneisses e micaxistos finos).

As rochas do GNB exibem características estruturais e texturais que refletem a atuação de um evento metamórfico-deformacional progressivo e heterogêneo, em condições de alta temperatura e baixa pressão. A estruturação das rochas foi imposta por um regime transpressivo de idade de 1100 Ma. A preservação parcial da textura e mineralogia dos metagabros é o resultado da maior competência à deformação em relação aos metaturbiditos adjacentes. A recristalização metamórfica é relativa a um pulso metamórfico progressivo dividido em dois estágios onde o M_1 é sintectônico, de amplitude regional e em condições da fácies anfibolito superior, aliado à migmatização dos metassedimentos circunvizinhos. Localizadamente, o pico metamórfico atinge condições da fácies granulito (M_2) e é resultante de condições metamórficas estáticas também em regime de baixa pressão.

As características geoquímicas dos metabasitos, como baixo conteúdo de K_2O , TiO_2 e

P₂O₅, associados com alto CaO, Na/K, Zr, Y, ETR's, além das razões La/Sm > 1, La/Yb=1,8 a 3,3 e Zr/Nb=33 determinam a afinidade toleítica dessas rochas similares aos modernos P-MORB's, bem como a sua vinculação genética à ambiente distensivo. Os padrões geoquímicos também indicam que esses magmas toleíticos foram originalmente evoluídos e passaram por processos de cristalização fracionada de clinopiroxênio, olivina e plagioclásio.

As rochas metaturbidíticas exibem características químicas e composicionais que indicam derivação a partir de fonte continental mista. As fontes principais dos sedimentos turbidíticos são as rochas da Suíte Intrusiva Serra da Providência e os metadacitos da Seqüência metavulcanossedimentar Roosevelt. Zircões detríticos dos metassedimentos indicaram a idade máxima da sedimentação em torno de 1200 Ma.

Duas pulsações de magmatismo granítico ocorreram intrusionando as rochas do GNB. Os granitos mais antigos são sintectônicos com idade de 1113 Ma; os mais jovens são de posicionamento tardi a pós-tectônico, de idade de 1005 Ma, e marcam o final da Orogenia Sunsás.

As características lito-estruturais e químicas do GNB na região de Alta Floresta d'Oeste/Nova Brasilândia d'Oeste indicam uma evolução geotectônica iniciada a partir de rifteamento intracontinental passando para margem passiva com geração de proto-oceano. Dados isotópicos para essas rochas indicam que um componente juvenil foi acrescido a crosta continental durante o desenvolvimento da Orogenia Sunsás no extremo sudoeste do Cráton Amazônico no período Esteniano.

Abstract

This work comprises the 1:50.000 scale geological mapping of Alta Floresta d'Oeste/Nova Brasilândia d'Oeste region, representing about 450 km². The mapping was supported on petrography, litho-geochemistry, electron microprobe mineral chemistry, conventional and SHRIMP U-Pb geochronology studies. The main lithostratigraphic unit is an amphibolite-facies, dominantly mafic, metaplutonic-sedimentary sequence (Nova Brasilândia Group-NBG). The sequence is intruded by several high-level, late-tectonic, A-type granitoid plutons (Rio Pardo Suite). The mafic association consists of metagabbros, metadiabases and amphibolites, while the metasedimentary rocks include: biotite-feldspar-quartz gneisses, mica schists and calc-silicate rocks. The NBG is subdivided into Migrantinópolis and Rio Branco formations. The former, is exposed on about 65% of the study area, and consists of a siliceous-clastic-carbonatic turbiditic unit, deposited in deep-sea environment. It also includes metagabbro sills, amphibolites and minor, metabasalts. The Rio Branco Formation exposures are restricted to the southern domain of the study area. This unit is made up of mafic sills, metadiabases and amphibolites, with subordinate horizons of marly turbidite (calc-silicate gneisses) and silicic-clastic metaturbidites (quartz-feldspar gneisses and mica schists). The amphibolites are intruded by the strike-slip-related, A-type monzogranites (Rio Branco granite). Conventional U-Pb ages obtained on the suite yielded $1,113 \pm 56$ Ma. This age is interpreted as crystallization age of the granite and, consequently, the maximum age of the regional deformation. The NBG was overprinted by a progressive, regional, metamorphic-deformational event, under high-temperature, low-pressure (HT/LP) conditions. The regional overprinting, reached upper amphibolite facies conditions, and was associated to local melting (migmatisation) of the metasedimentary component. On geochemical grounds, the metabasites show; low K₂O, TiO₂ and P₂O₅; high CaO, Na/K, Zr, Y, REE's; La/Sm > 1; La/Yb from 8 to 3 and Zr/Nb = 33, indicating P-MORB tholeiitic affinities. The geochemical pattern also indicates this tholeiitic magma evolved through fractional crystallization of clinopyroxene, olivine and plagioclase. The metaturbidites show compositional and chemical characteristics suggestive of a mixed continental source, with detrital zircons indicating a maximum deposition age of ~1,200 Ma. Accordingly, the adjacent Serra da Providência granitoids and the metadacites of Roosevelt sequence are the best candidates being the sediments sources.

Two pulses of granitic magmatism intruding into NBG rocks were dated through U-Pb SHRIMP systematics. The oldest, syntectonic phase, yielded a $1,113 \pm 56$ Ma age, while the youngest, late to post-tectonic, produced a $1,005 \pm 41$ Ma age. Both magmatic pulses were ascribed to the 1,100-1,000 Ma, Sunsas Orogeny, already recognised in the adjacent Bolivian shield. The best geotectonic scenario for the NBG evolution includes an initial intracontinental rifting opening, followed by a proto-ocean floor expansion. Isotopic data obtained elsewhere, indicate significant juvenile addition to the continental crust, during the Sunsas Orogeny evolution. Accordingly, this event is interpreted as the southern record of the Grenville Cycle, in the south-western segment of Amazon Craton.

SUMÁRIO

Resumo	xii
Abstract	xiv
I-INTRODUÇÃO	1
1. Objetivos	3
2. Organização do trabalho	3
3. Metodologia do trabalho	5
4. Localização e Vias de Acesso	6
II- SÍNTESE DO CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	7
III- GEOLOGIA DA REGIÃO DE ALTA FLORESTA D'OESTE / NOVA BRASILÂNDIA D'OESTE	12
IV-PETROGRAFIA DAS ROCHAS DO GRUPO NOVA BRASILÂNDIA	36
1. ROCHAS METABÁSICAS	36
1.1. Anfibolitos	36
1.2. Metagabros	41
2. ROCHAS METATURBIDÍTICAS	46
2.1. Paragneisses migmatizados	46
2.2. Mica-quartzoxistos	48
2.3. Gnaisses calcissilicáticos bandados	50
2.4. Gnaisses calcissilicáticos maciços	52
V- PETROGRAFIA DAS ROCHAS GRANÍTICAS INTRUSIVAS	53
1. Granito Rio Branco	53

2. Suíte Granítica Rio Pardo	54
VI-LITOQUÍMICA DAS ROCHAS DO GRUPO NOVA BRASILÂNDIA	56
1. Caracterização geoquímica das rochas metabásicas	56
2. Caracterização geoquímica das rochas metaturbidíticas	71
VII- LITOQUÍMICA DAS ROCHAS GRANÍTICAS INTRUSIVAS	83
VIII- QUÍMICA MINERAL DAS ROCHAS METABÁSICAS	87
IX- GEOLOGIA ESTRUTURAL	98
X- GEOCRONOLOGIA	103
XII- COMPARTIMENTAÇÃO E EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO GRUPO NOVA BRASILÂNDIA	112
XI- POTENCIAL METALOGENÉTICO	119
XIII- CONCLUSÕES	122
Referências Bibliográficas	125
Anexos – Mapa Geológico	

LISTA DE FIGURAS

Figura n°:

01- Mapa de localização da área de estudo	7
02- Mapa esquemático do Cráton Amazônico com as províncias geocronológicas	9
03- Mapa Geológico do Estado de Rondônia	11
04 A- Metaturbiditos mostrando as feições sedimentares preservadas	14
04 B- Metaturbiditos com alternância de camadas de metarcóseos e metapelitos	14
05- Feições mesoscópicas dos metaturbiditos terrígeno-carbonáticos	15
06- Seqüência metaturbidítica mostrando o nível carbonático	15
07- Feições mesoscópicas dos metarenitos e metassiltitos	16
08- Esquema das camadas metaturbidíticas com as divisões de Bouma	16
09- Feição textural dos paragneisses	17
10- Bandamento composicional dos paragneisses	18
11- Mobilizados graníticos nos paragneisses	18
12- <i>Boudins</i> de metapelitos intercalados nos metarenitos arcossianos	19
13- Porção pelítica dos metaturbiditos com bolsões anatécicos	20
14- Feições mesoscópicas dos gnaisses calcissilicáticos	21
15- <i>Sills</i> de anfíbolito intercalados nos metaturbiditos	22
16- Metagabros com feições cumuláticas	22
17- Mapa magnetométrico da área de estudo	23
18- <i>Sills</i> de metadiabásio intercalado nos metaturbiditos	24
19 A- Diques de metagabro intrusivos nos gnaisses calcissilicáticos	25
19 B- <i>Stock</i> de metagabro intrusivo nos anfíbolitos	25
20- Metagabro com acamamento primário preservado	26
21- Venulações de anfíbólio e escapolita em metagabro	26
22- Gnaisse calcissilicático com bandamento metamórfico sub-verticalizado	27
23- Gnaisse calcissilicático bandado com dobras intrafoliais	27
24 A- Níveis centimétricos de granada em gnaisses calcissilicáticos	28
24 B- Gnaisse calcissilicático mostrando acamamento sedimentar transposto e dobrado	29

25- Bandas félsicas dos gnaisses calcissilicáticos	29
26- Veios centimétricos de anfibólio e quartzo discordantes do bandamento metamórfico do gnaisse calcissilicático	30
27- Granito intrusivo nos gnaisses calcissilicáticos	31
28- Apófises de granito mostrando relações de intrusão nos metagabros	31
29- Cornubianitos básicos desenvolvidos próximos aos granitos	32
30- Apófises graníticas nos anfibolitos	32
31- Feição textural dos granitos tardi-tectônicos	34
32- Granito Rio Pardo exibindo aspectos deformacionais	34
33- Granito tardi-tectônico com feições primárias preservadas	35
34- Feição macroscópica dos charnockitos	35
35- Textura granonematoblástica dos anfibolitos	37
36- Textura ofítica preservada nos metabasitos	37
37- Zonação metamórfica em cristais de magnésio-hornblenda	38
38- Diagrama de P x T para os anfibolitos	39
39- Diagrama representativo das parageneses metamórficas das rochas metabásicas	40
40- Fotomicrografia mostrando porfiroblasto de plagioclásio da fase M ₂	41
41- Fotomicrografia do metagabro exibindo feições ígneas preservadas	42
42- Fotomicrografia das feições texturais do metagabro	42
43- Fotomicrografia de porfiroclasto de plagioclásio em metagabro	43
44- Fotomicrografia de cristal de plagioclásio substituído por escapolita	44
45- Fotomicrografia de porfiroclasto de plagioclásio com bordas recristalizadas	45
46- Fotomicrografia de cristais poiquiloblásticos de hornblenda	46
47- Fotomicrografia exibindo feição textural das paragnaisses	47
48- Fotomicrografia mostrando feição textural dos xistos	49
49- Fotomicrografia de porfiroblasto de muscovita	50
50- Fotomicrografia exibindo bandamento metamórfico dos gnaisses calcissilicáticos	51
51- Fotomicrografia de milonito calcissilicático	51
52- Fotomicrografia exibindo estrutura milonítica do Granito Rio Branco	54
53- Fotomicrografia de porfiroclasto de microclínio do Granito Rio Pardo	55
54- Diagramas das razões de proporção molecular (MPR) das rochas metabásicas	61

55- Diagrama AFM e SiO_2 x $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ dos anfibolitos e metagabros	62
56- Diagrama de variação dos elementos maiores x ID das rochas metabásicas	63
57 A- Diagrama de $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$ x ID dos anfibolitos e metagabros	64
57 B- Diagrama de Sr x ID dos anfibolitos e metagabros	64
58- Diagrama de $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$ x Sr dos anfibolitos e metagabros	64
59- Diagrama de # mg x Zr dos anfibolitos e metagabros	65
60- Diagrama de Ba e K x ID dos anfibolitos e metagabros	66
61- Diagrama de Ti e Y x ID dos anfibolitos e metagabros	66
62- Diagrama de Cr e Ni das rochas metabásicas	66
63- Diagrama Cpx-Ol-Hy-Qz para as rochas metabásicas do GNB	67
64- Diagrama ETR dos anfibolitos e metagabros normalizados pelo condrito	68
65- Diagrama multielemental dos anfibolitos e metagabros normalizado pelo N-Morb	69
66- Diagrama multielemental dos anfibolitos e metagabros normalizado pelo E-Morb	70
67- Diagrama ETR dos anfibolitos e metagabros normalizado pelo E-Morb	71
68- Diagrama discriminante de ambientes tectônicos para os paragneisses do GNB	74
69 A- Diagrama de discriminação tectônica para os paragneisses utilizando a razão $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$ x $\text{Fe}_t + \text{MgO}$	75
69 B- Diagrama de discriminação tectônica para os paragneisses utilizando os elementos TiO_2 x $\text{Fe}_t + \text{MgO}$	75
70- Diagrama multielemental dos paragneisses	76
71 A- Diagrama de discriminação tectônica para os paragneisses utilizando as razões Ti/Zr x La/Sc	77
71 B- Diagrama de discriminação tectônica para os paragneisses utilizando as razões La/Y x Sc/Cr	77
72- Diagramas triangulares de discriminação de ambientes tectônicos dos paragneisses	77
73- Diagrama de ETR dos paragneisses normalizado pelo condrito	78
74- Diagrama de ETR dos metadacitos Roosevelt e Granitos Serra da Providência normalizado pelo condrito	79
75- Diagrama multielemental comparativo entre os paragneisses do GNB e metadacitos Roosevelt	79
76- Diagrama de classificação para as rochas calcissilicáticas	81

77- Diagrama de Niggli para as rochas calcissilicáticas	81
78- Diagrama de ETR dos gnaisses calcissilicáticos	82
79- Diagrama de alcalinidade para a Suíte Granítica Rio	84
80- Diagrama de classificação de rochas aplicado aos granitos estudados	85
81- Diagrama de discriminação tectônica para os granitos Rio Pardo	86
82- Diagrama R1R2 aplicado aos granitos da Suíte Granítica Rio Pardo	86
83- Diagrama de ETR dos granitos da Suíte Granítica Rio Pardo normalizado pelo condrito	86
84- Diagrama de classificação química dos anfibólios das rochas metabásicas do GNB	90
85- Diagramas de correlação entre as proporções moleculares dos cátions dos anfibólios do GNB	93
86- Diagramas de correlação entre as proporções moleculares de K e $Ti \times Al_{IV}$ dos anfibólios	96
87- Diagramas de determinação das condições de pressão para os anfibólios	97
88- Diagramas de equilíbrio dos pares coexistentes anfibólio-plagioclásio	99
89- Domínios estruturais e estereogramas da região de Alta Floresta d'Oeste/Nova Brasilândia d'Oeste	102
90- Elipsóide de tensão regional	102
91(a-d)- Diagramas concórdia U/Pb das rochas do GNB	107
92- Diagrama concórdia U/Pb do paragnaisse do GNB	109
93- Histograma dos períodos de acreção juvenil no sudoeste do Cráton Amazônico	111
94- Diagramas esquemáticos mostrando a evolução de um sistema de <i>rift</i> para margem passiva	113
95- Modelo esquemático da evolução tectônica transpressiva do final do Mesoproterozóico	115
96- Reconstrução do supercontinente Rodínia no final do Mesoproterozóico	118
97- Pontos de amostragem de concentrado de bateia e sedimento de corrente na área estudada	120

LISTA DE TABELAS

Tabela n°:

01- Óxidos, traços, Terras Raras e a norma CIPW dos anfibolitos e metagabros do GNB	57
02- Óxidos, traços e Terras Raras dos paragnaisses do GNB	72
03- Elementos maiores, elementos-traço, elementos Terras Raras e número de Niggli dos gnaisses calcissilicáticos do GNB	80
04- Óxidos, traços e Terras Raras da Suíte Granítica Rio Pardo	83
05- Análise química e fórmula estrutural dos anfibólios dos anfibolitos do GNB	89
06- Análise química e fórmula estrutural dos piroxênios dos anfibolitos do GNB	94
07- Análise química e fórmula estrutural dos plagioclásios do GNB	95
08- Resultados analíticos de Sm/Nd das rochas do GNB	105
09- Dados analíticos U/Pb para as amostras de rocha do GNB	105

I- INTRODUÇÃO

Vários dados e fatos geológicos estão sendo divulgados a nível global sobre a evolução das massas continentais ao longo do tempo, principalmente no que se refere ao Mesoproterozóico do Continente Sul – Americano (vide Dalziel, 1991; Brito Neves *et al.*, 1996, entre outros).

Por ser considerada como uma das maiores áreas cratônicas da América do Sul, o Cráton Amazônico sempre despertou o interesse dos geocientistas na tentativa de modelar uma evolução coerente, entretanto, o mesmo é objeto de especulações geológicas, fato este devido ao escasso conhecimento geológico disponível. Nos últimos anos diversos trabalhos de cunho geotectônico/geocronológico têm sido realizados na porção ocidental do Cráton Amazônico visando caracterizar a possível ligação da Amazônia com Laurentia (Brito Neves & Cordani, 1991; Sadowski & Bettencourt, 1996), integrantes do supercontinente Rodínia. Esta grande massa continental seria o resultado da amalgamação promovida pela Orogenia Grenvilliana (América do Norte) e Orogenia Sunsás (América do Sul). Posicionando temporalmente esta importante colagem, adota-se a designação de Esteniano referindo-se ao período do Mesoproterozóico superior (1.2-1.0 Ba.) da subdivisão do Pré-Cambriano de Plumb (1991).

A possibilidade de se estabelecer uma correlação temporal, tectônica e metalogenética entre o leste da Laurentia e o Cráton Amazônico, juntamente com unidades de rochas que compõem os cinturões metamórficos Proterozóicos em ambas as áreas, traz implicações importantes para o contexto geológico do Mesoproterozóico e abre uma nova perspectiva para modelos metalogenéticos e exploração mineral.

A separação e colagem de placas ou micropalacas litosféricas tem como principal mecanismo gerador desses movimentos de contração/separação as correntes convectivas e ascensão de plumas mantélicas. Esses fenômenos ocorrem quando o manto encontra-se bastante aquecido o que ocasiona a subida de células convectivas causando soerguimento isostático da litosfera continental sobreposta. Como causa direta, domeamentos, rifteamentos e injeção de magmas juvenis (*sills* e/ou diques máficos), fusões na base da crosta litosférica são os resultados advindos do processo cuja continuidade, por meio de pulsações termo-mecânicas, vai depender das condições de preservação no tempo das causas iniciais até que o

calor envolvido seja dissipado. Situações onde tais mecanismos persistem por longos períodos, a litosfera adelgada pode se romper originando fundos oceânicos.

Utiliza-se aqui o conceito de tafrogênese (Sengör, 1991), o qual refere-se a processos predominantemente extensionais (*rifting*, geração de bacias, depressões) e o conseqüente adelgamento litosférico, que tem como contraponto os processos orogenéticos que geram encurtamento crustal por compressão decorrente da convergência de placas.

Inserida no contexto dos processos orogenéticos, as Faixas Móveis são definidas como resultado dos processos de interação de placas litosféricas nas quais as coberturas presentes nos limites das placas e adjacências poderão ser deformadas em diferentes níveis crustais assim como porções dos seus respectivos substratos, com envolvimento ou não de crosta oceânica. De qualquer forma, a deformação é bastante irregular e é mais intensa nas zonas internas e adjacentes a sutura, diminuindo de intensidade nas partes interiores do Cráton.

Quando da separação de placas/microplacas litosféricas (tafrogênese) ocorre um estiramento litosférico os quais estão associados aos processos de rifteamento e aos processos vulcano-plutônicos-sedimentares. Como conseqüência, o magmatismo básico originado pela ascensão de material mantélico e *underplating*, freqüentemente acompanha esta tectônica extensional.

Atualmente, sabe-se que os basaltos são extravasados numa ampla variedade de ambientes tectônicos ocupando grande parte dos oceanos, extensas áreas continentais e regiões de arcos-de-ilha. Dentre estes diversos ambientes geotectônicos existem tentativas de definição das características próprias de cada tipo de basalto e do seu ambiente de extravasamento.

Os basaltos podem ser divididos em quatro grandes grupos, dependentes do seu ambiente de ocorrência (Wilson, 1989): basaltos de cordilheira meso-oceânicas (MORB), basaltos de ilhas oceânicas (OIB), basaltos de áreas continentais (CFB), basaltos de arcos-de-ilha (IAB), inclusos aqui também os basaltos de retro-arco (BABB). Dentre estes, os MORB's podem ser subdivididos em dois sub-grupos: os empobrecidos ou normais (N-MORB) e os enriquecidos (T,P ou E-MORB). Estes basaltos são típicos de cordilheiras meso-oceânicas, entretanto composições similares também ocorrem em rifts continentais, em regiões de arcos-de-ilha e em bacias retro-arco.

1- OBJETIVOS

A região de Alta Floresta d'Oeste/Nova Brasilândia d'Oeste, sudeste de Rondônia, é caracterizada pela ocorrência de uma ampla variedade de litótipos metamorfizados e complexamente deformados portadores de mineralizações de ouro as quais estão geralmente associadas a zonas de cisalhamento. Trata-se de uma área com conhecimento geológico incipiente e bastante controversa quanto ao posicionamento estratigráfico, condições de metamorfismo e ambiente tectônico (Pinto Filho *et al.*, 1976; Leal *et al.*, 1978).

O interesse em compreender melhor a evolução geológica desta porção ocidental do Cráton Amazônico representou a motivação inicial do presente trabalho. Para tanto, foi escolhida a região de Alta Floresta d'Oeste / Nova Brasilândia d'Oeste onde ocorre uma expressiva associação de rochas metaígneas básicas e metassedimentares as quais possibilitaram a caracterização petrográfica, geoquímica e estratigráfica, tendo como objetivo principal a definição da ambiência geotectônica destas unidades litológicas.

A apresentação detalhada dos dados obtidos tem como meta específica a de contribuir no entendimento petrogenético das rochas, centrando-se mais diretamente nas rochas metabásicas, e na avaliação dos processos metamórficos-deformacionais neste importante segmento do Cráton Amazônico.

Finalmente, destaca-se os aspectos relacionados a compartimentação tectônica onde, possivelmente, foram gerados os magmas básicos parentais e também são feitas correlações com os eventos globais de colagem orogênica relativas ao Mesoproterozóico tardio.

2- ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO

O estudo dos litótipos do Grupo Nova Brasilândia é organizado nesta dissertação a partir da introdução, Capítulo I, que aborda os aspectos gerais das rochas básicas nos seus respectivos ambientes tectônicos, além de um breve comentário sobre a atuação da Orogenia Sunsás/Grenvilliana (formadoras do supercontinente Rodínia) no contexto geológico global. Além disso, trata também da metodologia e localização da área estudada.

No capítulo II é feita uma síntese geológica regional discorrendo sobre as diferentes interpretações tectono-estratigráficas.

No capítulo III são descritos individualmente os litótipos com suas relações de campo, na tentativa de compor o quadro estratigráfico local.

O capítulo IV apresenta detalhadamente os aspectos petrográficos das rochas do Grupo Nova Brasilândia, destacando-se a mineralogia, texturas e relacionando-as com os efeitos metamórficos-deformacionais.

No capítulo V é feita a descrição petrográfica das rochas graníticas intrusivas destacando-se os aspectos texturais e a relação com as fases tectônicas de colocação destas rochas.

O capítulo VI apresenta os dados litoquímicos do Grupo Nova Brasilândia, com ênfase na química das rochas básicas. São apresentados os dados químicos de elementos maiores, traços e Terras Raras em rocha total com o objetivo de caracterizar e classificar quimicamente estas rochas bem como discutir os aspectos petrológicos sobre a evolução das rochas metabásicas e metassedimentares.

No capítulo VII são tratados os dados químicos das rochas graníticas intrusivas no Grupo Nova Brasilândia.

O capítulo VIII aborda a química mineral das rochas metabásicas e os aspectos relativos das condições termobarométricas do metamorfismo regional.

No capítulo IX são apresentados os dados estruturais da área e sua interpretação, relacionando-os com a geologia estrutural a nível regional.

No capítulo X apresenta-se os dados geocronológicos bem como uma discussão dos resultados de forma a subsidiar a evolução geotectônica.

O capítulo XI aborda o potencial metalogenético da área com base nos resultados geológicos e de prospecção geoquímica .

O capítulo XII focaliza a compartimentação e evolução geotectônica das rochas do Grupo Nova Brasilândia com sugestões sobre a possível fonte do magmatismo básico, a natureza dos sedimentos, bem como a caracterização do paleoambiente original destas rochas.

No capítulo XIII são apresentadas as conclusões acompanhadas, de forma condensada, dos aspectos geológicos importantes do Grupo Nova Brasilândia.

3- METODOLOGIA DO TRABALHO

Com a finalidade de atingir os objetivos propostos em I.1, as etapas de trabalho foram desenvolvidas da seguinte maneira:

- Levantamento bibliográfico prévio com aquisição de dados de trabalhos anteriores da região sudeste de Rondônia. A existência de um volume razoável de dados e de um mapa geológico base (Mapa Geológico da Folha Paulo Saldanha- SC.20.Z-C-V-CPRM, 1992) auxiliou substancialmente na abordagem prévia da geologia local. Desta forma, reavaliou-se este mapa principalmente no que tange aos contatos litológicos e definição litoestratigráfica.

Para tanto, utilizou-se como metodologia de apoio na confecção do mapa geológico, fotografias aéreas (1:120.000), imagem de satélite Landsat TM5-17881 (WRS 231/068D), banda 4 do ano de 1988 e imagem de radar 1801 (SC.20.Z-C-V, 1976).

- Realizou-se 2 etapas de campo, num total de 40 dias, com descrição de 98 afloramentos e com coleta de 53 amostras. Além disso, utilizou-se várias amostras do Projeto Paulo Saldanha e Projeto Platina – RO executados pela CPRM (1993), os quais englobam a área de estudo. Os trabalhos de campo objetivaram a melhor definição dos contatos litológicos, redefinição da estratigrafia, com coleta de amostras específicas para datação geocronológica, além de coleta de amostras para análise química.

A realização de perfis geológicos foi favorecida pelas estradas vicinais (linhas de colonização do INCRA) que cortam transversalmente as estruturas geológicas e estão dispostas paralelamente de 4 em 4 km. As melhores exposições de rochas são encontradas ao longo das principais drenagens já que em outras partes é comum uma espessa cobertura de solo, em parte capeado por laterita, o que dificulta uma exposição satisfatória das mesmas.

- Na descrição petrográfica convencional, em microscópio de luz transmitida, foram descritas 80 lâminas, das quais foram selecionadas 20 amostras mais representativas para a realização de contagem de pontos. Esta análise serviu também para a seleção de amostras para análise química, descartando-se aquelas com veios carbonáticos, mineralizações sulfetadas e feições cumuláticas.

- Na litoquímica utilizou-se de 100 amostras analisadas para elementos maiores, traços e Terras Raras. Os dados foram obtidos nos seguintes laboratórios: Activation Laboratorie Ltd (Canada); Geosol e Lamin (CPRM). Na interpretação e tratamento dos dados litoquímicos foi utilizado o programa NEWPET (Clarke, 1990).

Após o detalhamento petrográfico e fundamentado na análise litoquímica, definiu-se um grupo menor de amostras para tratamento de química mineral. Foram investigados os dados químicos das fases minerais das rochas metabásicas através da utilização de microsonda eletrônica, modelo CAMECA SX 50, na Universidade Federal do Rio Grande do Sul. As condições de operação da microsonda foram de 15 Kv para o potencial de aceleração, 10 nA de corrente e 5µm para o diâmetro do feixe de elétrons. No cálculo das fórmulas estruturais dos minerais silicatados utilizou-se o programa MINPET GEOLOGICAL SOFTWARE. Para a determinação da pressão, usou-se o geobarômetro de Johnson & Rutherford (1989), o qual utiliza o conteúdo total do Al no anfibólio. Para as estimativas sobre a temperatura de metamorfismo das rochas básicas utilizou-se três geotermômetros: Spear (1981), Wood & Banno (1973) e Blundy & Holland (1990).

- O tratamento dos dados estruturais da área estudada compreendeu medidas de atitudes de planos de foliação, lineações, eixos e plano axial de dobras e fraturas. Utilizou-se também os dados estruturais da Folha Paulo Saldanha (SC-20-Z-C-V), onde a área de estudo está inserida, obtidos durante a realização do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (CPRM/REPO) nos anos de 1992/1993. Para a análise estrutural baseou-se em 700 pontos de descrição de afloramentos dos quais 643 pontos foram selecionados.

Os dados são apresentados na forma de estereogramas, acompanhados pelos valores médios das atitudes dos planos e das lineações em suas máximas concentrações. Os estereogramas foram obtidos a partir do programa computacional *Stereonet*.

- Os dados foram integrados e interpretados visando a confecção de um texto final, acompanhado de mapa, diagramas e ilustrações que constam da presente dissertação.

4- LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A região estudada situa-se na porção sudeste do Estado de Rondônia distando 500 Km da capital Porto Velho. A área é definida por um polígono regular de área de 420 Km² limitado pelos vértices de coordenadas 62°09'21"/11°43'20"; 62°01'38"/11°43'20"; 62°01'35"/12°00'01" e 62°09'18"/12°00'03", abrangendo uma faixa da folha topográfica Paulo Saldanha (SC-20-Z-C-V). A mesma integra parte dos municípios de Novo Horizonte d'Oeste e Alta Floresta d'Oeste.

O acesso a área, a partir de Porto Velho, é feito pela rodovia federal BR-364, trecho Porto Velho-Cuiabá, até o entroncamento com a rodovia estadual RO 479 em direção a cidade de Rolim de Moura. A partir desta, inflete-se a oeste através da RO 010 até a cidade de Novo Horizonte d'Oeste. Alternativamente, pode-se ter acesso ao sul da área através da RO 383 até a cidade de Alta Floresta d'Oeste (Fig. 1). O deslocamento no interior da mesma é feito por estradas vicinais paralelas (linhas de colonização do INCRA) de direção NS e secundariamente EW, espaçadas de 4 em 4 km, trafegáveis sem maiores problemas na época do verão Amazônico.

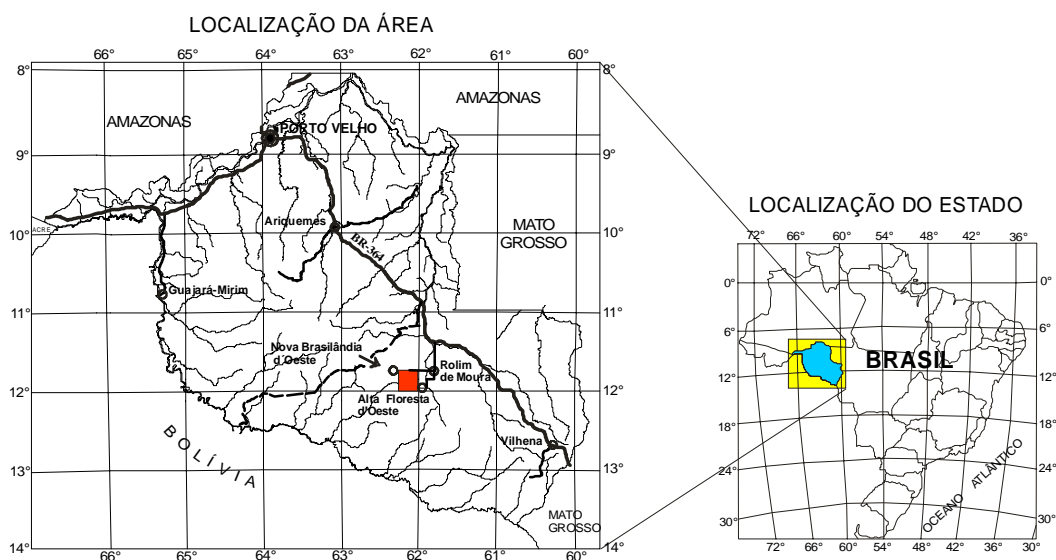


Figura 1- Mapa de localização da área de estudo.

II- SÍNTESE DO CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Diante do atual estágio de conhecimento sobre a evolução do Cráton Amazônico, algumas idéias tem que ser utilizadas com cautela embora todas as contribuições sirvam para ampliar o conhecimento da geologia regional.

As rochas mesoproterozóicas do sudeste de Rondônia estão inseridas no contexto geológico da porção ocidental do Cráton Amazônico. Este representa uma das maiores áreas cratônicas da América do Sul e em particular, a sua porção sudoeste, apresenta uma evolução proterozóica muito similar com a América do Norte (Sadowski & Bettencourt, 1996).

Os modelos e a compartimentação geotectônica deste segmento sul-ocidental do Cráton Amazônico são, em sua maior parte, especulativos devido ao incipiente conhecimento geológico. Trabalhos pioneiros com ênfase aos dados geocronológicos foram realizados na década de 70 no intuito de gerar modelos geotectônicos para a porção sudoeste do Cráton Amazônico (Amaral, 1974; Basei, 1977 e Teixeira, 1978). Vários outros trabalhos se seguiram com propostas para o quadro geotectônico desta vasta região cratônica, dentre os quais pode-se destacar aqueles que atribuíam uma evolução meramente fixista, onde o cráton representa uma porção continental estável existente desde o Arqueano-Proterozóico Inferior que passou por vários estágios de retrabalhamento crustal e rejuvenescimento termal (Almeida, 1974,1978; Amaral, 1974; Hasui & Almeida, 1985; Santos & Loguercio, 1984; Hasui *et al.*, 1984; Costa & Hasui, 1991,1997). Contrastando com essas idéias outros autores adotaram o modelo mobilista, o qual fundamenta-se em acreções crustais episódicas ao cráton no decorrer do Proterozóico (Cordani *et al.*, 1979; Cordani & Brito Neves, 1982; Gaudette & Olszewski, 1985; Tassinari *et al.*, 1987; Teixeira *et al.*, 1989; Litherland *et al.*, 1989; Brito Neves, 1996; Sadowski & Bettencourt, 1996 e Sato & Tassinari, 1997).

Os autores da primeira concepção admitem que o ciclo Transamazônico foi o último evento orogênético no Cráton Amazônico e que no intervalo seguinte entre 1900 a 1000 Ma foi marcado por sucessivas reativações autônomas de paraplataforma. Essas reativações foram acompanhadas de atividades vulcano-plutônicas e sedimentação caracterizando largas faixas de direção NW-SE sucessivamente mais jovens de NE para SW.

Os defensores do segundo modelo, baseados fundamentalmente em dados geocronológicos, argumentam que a evolução crustal da Amazônia é caracterizada por alguns núcleos Arqueanos amalgamados por cinturões móveis de idades relativas ao ciclo orogênico Transamazônico onde estas porções neofornadas foram agregadas por uma sucessão de arcos magmáticos com idades entre 1.9 a 1.55 Ba. Posteriormente, na margem sudoeste do cráton, dois eventos orogênicos de natureza predominantemente ensialica atuaram nesta vasta área continental e denominados de Rondoniano-San Ignácio e Sunsás (Cordani *et al.*, 1979; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari *et al.*, 1996). Desta forma, sugeriu-se uma proposta de divisão do Cráton Amazônico em Províncias Geocronológicas (Sato & Tassinari, 1997): Província Amazônia Central (> 2.3 Ba), Província Maroni-Itacaiúnas (2.2-1.95 Ba), Província Ventuari-Tapajós (1.95-1.80 Ba), Província Rio Negro-Juruena (1.80-1.55 Ba), Província Rondoniana-San Ignácio (1.5-1.3 Ba) e Província Sunsás (1.25-1.0 Ba) (Fig. 2).

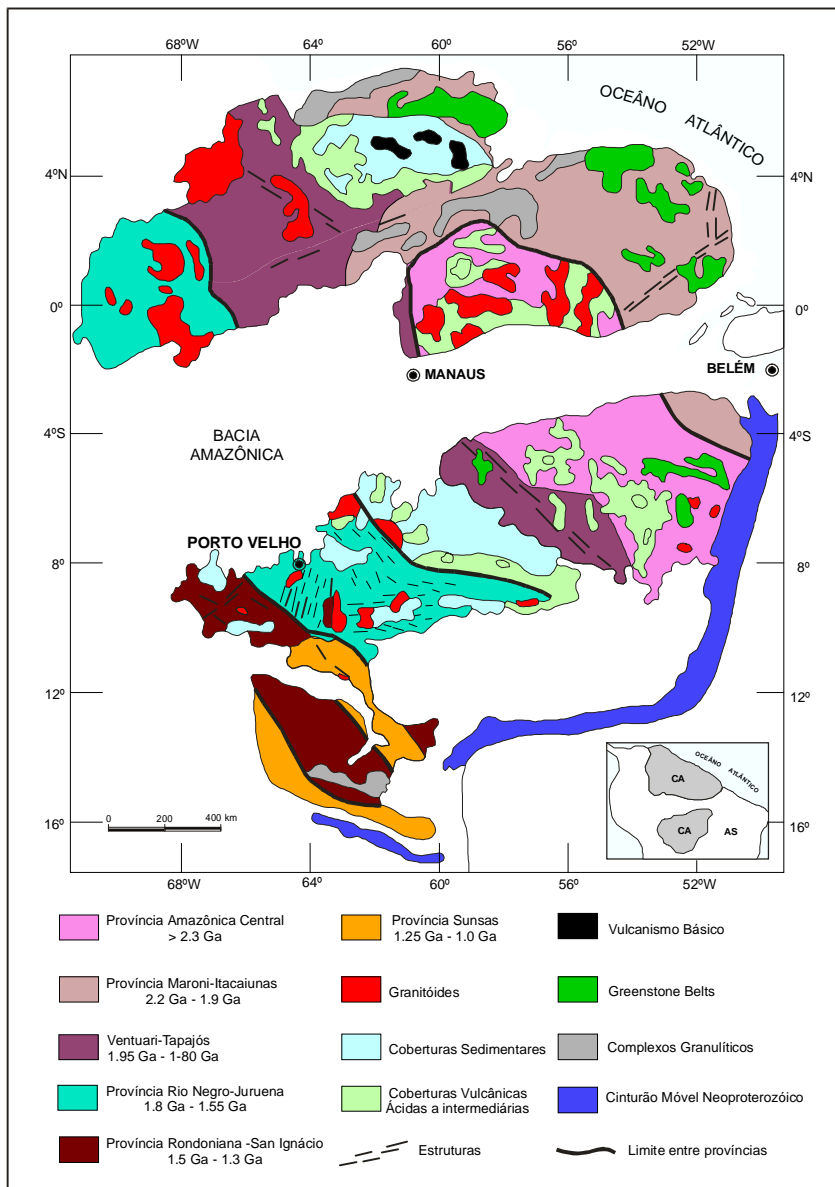


Figura 2- Mapa esquemático do Cráton Amazônico mostrando as províncias geocronológicas/tectônicas e seus limites hipotéticos (modificado de Sato & Tassinari, 1997).

Estes autores ainda apresentam um quadro geocronológico baseado em idades-modelo Sm/Nd mostrando os principais períodos de acreção de crosta continental juvenil no Cráton Amazônico desde o Arqueano ao Mesoproterozóico tardio, da seguinte forma:

- Província Amazônia-Central (região de Carajás): 3.1 a 2.8 Ba
(porção sul-oriental): 2.8 a 2.4 Ba

- Província Maroni-Itacaiúnas: 2.2 a 2.0 Ba (pico em 2.15 Ba)
- Província Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena: 2.2 a 1.6 Ba (pico em 1.9 Ba)
- Província Rondoniana-San Ignácio e Sunsás: 2.0 a 1.0 Ba (picos em 1.8 e 1.15 Ba)

A adoção de qualquer um dos dois modelos deve considerar as limitações decorrentes da precariedade de dados geológicos. Em muitas áreas do Cráton Amazônico o conhecimento é ainda incipiente e não excede a um simples reconhecimento geológico. Muitas vezes os dados geocronológicos não são acompanhados de levantamentos geológico sistemáticos, de maneira que as idades obtidas não são coerentemente interpretadas.

Novos dados foram obtidos através do mapeamento geológico executado pela CPRM, da Folha Paulo Saldanha (1:100.000), a qual está localizada na porção sudeste do Estado de Rondônia e parte da qual foi estudada nesse presente trabalho. O mesmo apresenta uma visão atualizada principalmente no que tange ao conhecimento tectono-estratigráfico regional. Nesse sentido, individualizaram um grupo de litótipos metamorfisados na fácies anfíbolito superior o qual denominaram de Seqüência metavulcanossedimentar Nova Brasilândia (Silva *et al.*, 1992). Esta seqüência é dominada por rochas supracrustais como mica-quartzoxistos, biotita-paragnaisses, rochas calcissilicáticas, anfíbolitos e quartzitos. Para esta mesma unidade Leal *et al.*, (1978) propuseram a designação informal de epimetamorfitos do Comemoração.

Durante a realização do Projeto Platina (CPRM, 1995,1996), em mapeamento sistemático das rochas máficas ocorrentes na região de Alta Floresta, Romanini (1996) propõe a designação de Suíte máfica/ultramáfica Alta Floresta para as rochas gabróicas e relaciona-a ao magmatismo anorogênico e intracratônico ocorrido no Proterozóico Médio/Superior, de características extensionais, com origem vinculada a instalação do Gráben de Pimenta Bueno. Nesta mesma região, Lobato *et al.*, (1966) denominaram de Formação Rio Branco para os anfíbolitos de idade Pré-Cambriana CD que ocorrem no alto Rio Branco para Oeste.

Mais recentemente, foi realizada uma revisão da geologia de Rondônia (Scandolaro *et al.*, 1998), através da qual foi proposto um novo posicionamento litoestratigráfico para algumas unidades geológicas do Estado (Fig. 3). Desta forma, a Seqüência metavulcanossedimentar Nova Brasilândia foi incluída na Faixa Móvel Guaporé e posicionada no Mesoproterozóico.

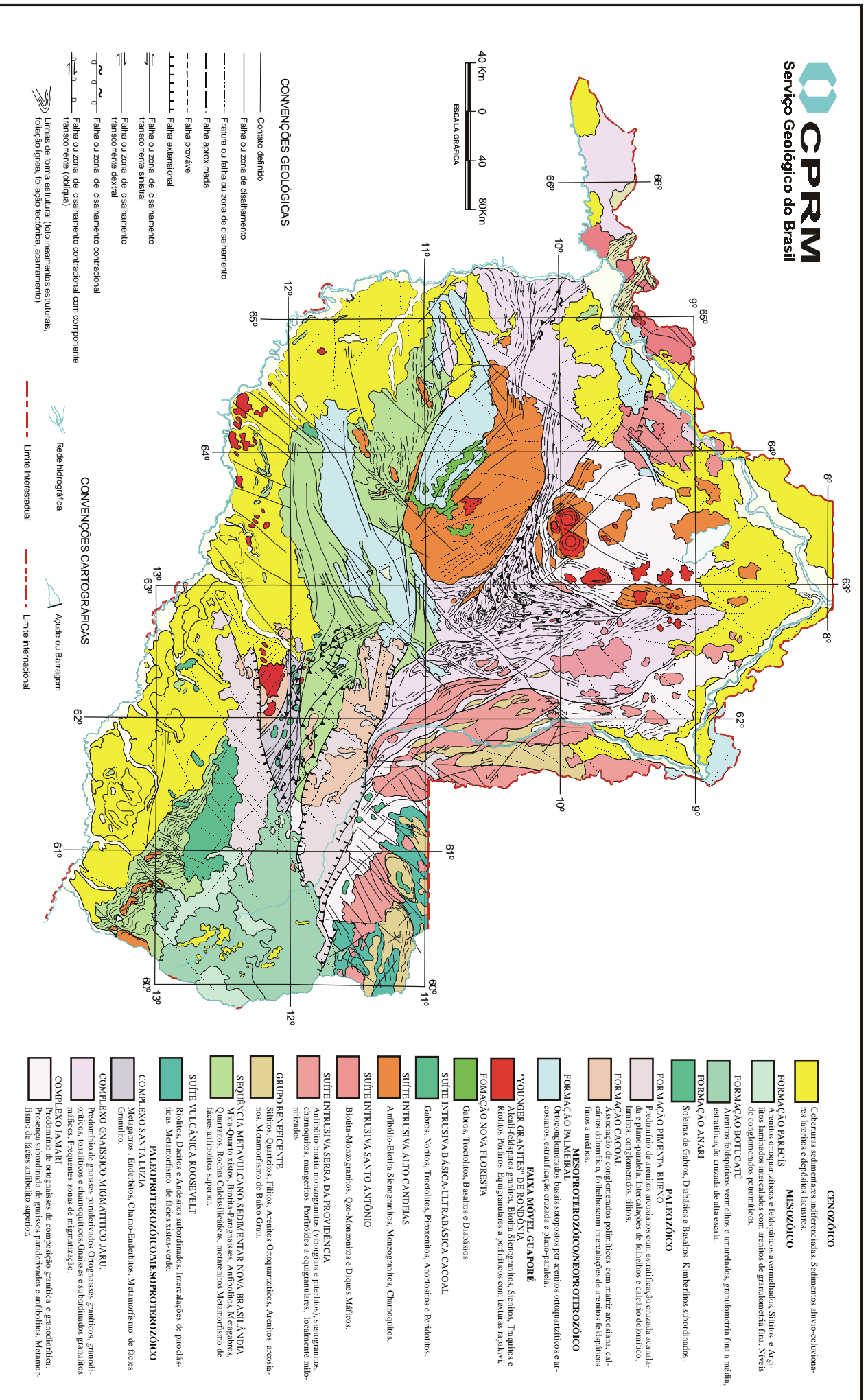


Figura 3- Mapa Geológico do Estado de Rondônia

III- GEOLOGIA DA REGIÃO DE ALTA FLORESTA d'OESTE / NOVA BRASILÂNDIA d'OESTE

De forma introdutória a este capítulo faz-se um apanhado litoestratigráfico mais recente sobre as unidades geológicas da região de Alta Floresta d'Oeste e Nova Brasilândia d'Oeste.

A unidade geológica reconhecida como mais antiga na região foi designada de Complexo Granulítico Santa Luzia (Silva *et al.*, 1992) e foi caracterizada como rochas da infraestrutura, composta por granulitos básicos imbricados através de cavalgamentos frontais, com enderbitos, trondhjemitos e gnaisses calcissilicáticos alóctones. Esse conjunto foi posicionado no Paleoproterozóico apesar da ausência de dados geocronológicos.

Sobreposto a esta unidade foi posicionada a Sequência metavulcanossedimentar Nova Brasilândia, de idade mesoproterozóica, reconhecida como rochas da supra-estrutura representadas por mica-quartzoxistos, biotita paragnaisses, anfibolitos, rochas calcissilicáticas maciças, metatufos, quartzitos e metagabros. Esta sequência foi deformada em regime compressivo oblíquo com metamorfismo de médio grau.

Inclusos no Mesoproterozóico, mas intrusivos na sequência, foram cartografadas as Suítes Graníticas Rio Pardo e São Luiz, de posicionamento tardi-tectônico e quimismo do tipo A.

Em discordância com os autores acima citados Romanini (1996) argumenta que as rochas básicas posicionadas no Complexo Granulítico Santa Luzia não apresentam metamorfismo de alto grau e denomina de Suíte máfica/ultramáfica Alta Floresta relacionando-as ao magmatismo anorogênico e intracratônico ocorrido no Proterozóico Médio/Superior. Ocorrem como diques, *sills* e *stocks* de gabros, hornblenda gabros, gabros noritos e subordinadamente anortositos e hornblenditos, exibindo texturas de fluxo e xenólitos das rochas encaixantes.

Esta breve síntese da geologia local coloca as contradições existentes até o momento. Em razão disso, vários aspectos foram modificados ou adicionados neste trabalho de detalhe no que se refere a litoestratigrafia desta região. No intuito de simplificar a geologia da região apoiando-se nos dados conhecidos, agrupou-se o Complexo Granulítico Santa Luzia, Suíte máfica/ultramáfica Alta Floresta e Sequência metavulcanossedimentar Nova Brasilândia para

formalizar a unidade litoestratigráfica designada de Grupo Nova Brasilândia (GNB) conforme as razões expostas a seguir.

A estruturação das litologias desta região é relativamente complexa e a preservação da geometria original é prejudicada mais em função da atuação do metamorfismo de alto grau. O contato e a exposição das diferentes litologias é bastante prejudicado, com raras exceções, em função da espessa cobertura de solo e da densa vegetação. Mesmo assim, feições primárias puderam ser recuperadas. Na região estudada não aflora o embasamento do Grupo Nova Brasilândia.

O Grupo Nova Brasilândia é constituído por duas formações assim caracterizadas: (1) a Formação Migrantinópolis é representada por rochas supracrustais psamo-pelíticas reconhecidas como uma unidade metaturbidítica terrígeno-carbonática, constituindo cerca de 65 % da área estudada. *Sills* de rochas metabásicas são subordinados neste domínio. A referida unidade apresenta como seção-tipo os afloramentos que ocorrem nas cabeceiras do Rio Lacerda de Almeida e na linha 138, a 19 Km a leste da cidade de Nova Brasilândia d'Oeste; (2) a Formação Rio Branco, resgatando-se o termo aplicado por Lobato *et al.*, (1966), é constituída por rochas metabásicas representadas por *sills e stocks* de metagabros, metagabro-noritos e metadiabásios com intercalações subordinadas de gnaisses calcissilicáticos (metaturbiditos margosos) e raramente paragnaisses e xistos finos (metaturbiditos terrígenos). A seção-tipo ocorre na usina hidrelétrica do Rio Branco distante cerca de 4,5 Km da cidade de Alta Floresta d'Oeste.

Estratigraficamente os litotipos da Formação Rio Branco são principalmente intrusivos e em parte contemporâneos com a unidade metaturbidítica.

Na porção centro-norte da área, os metaturbiditos terrígeno-carbonáticos estão bem expostos principalmente ao longo das drenagens, na forma de pequenos lajeados, relativamente bem preservados dos efeitos erosivos e intempéricos. Esta unidade apresenta um padrão deformacional heterogêneo, com predomínio de gnaisses fracamente bandados e xistos grossos subordinados. Estas litologias foram intensamente migmatizadas e recrystalizadas por metamorfismo de fácies anfíbolito superior. Entretanto, em zonas de baixo *strain* as feições sedimentares encontram-se relativamente bem preservadas, como pode ser visto nos afloramentos das linhas 138 Norte (Rio Lacerda de Almeida) e 156 Sul (cabeceira do Rio Palha) (Fig. 4A e 4B). Nestas seções pode-se observar uma sucessão de camadas centimétricas, raramente métricas, de material originalmente representado por arenitos

arcosianos, pelitos e calcário silicoso (margas) os quais foram metamorfisados e transformados, respectivamente, em gnaisses, xistos e rochas calcissilicáticas (Fig. 5).



Figura 4A- Metaturbiditos mostrando as feições sedimentares (S_0) preservadas.



Figura 4B- Metaturbiditos com alternância de camadas de metarcóseos e metapelitos.

As estruturas primárias estão parcialmente obliteradas pela recristalização metamórfica superimposta, porém reconhece-se camadas, de aproximadamente 60 cm, de metarenitos impuros maciços, níveis laminados (10 cm) de metassiltito/metargilito e níveis de metamargas maciças (30 cm) (Fig. 6).



Figura 5 - Metaturbiditos terrígeno-carbonáticos ressaltando a camada de metamarga intercalada nos metarenitos arcossianos e metapelitos.



Figura 6- Sequência metaturbidítica destacando-se o nível carbonático (metamarga) suavemente dobrado, intercalado numa repetição de metarenitos/metapelitos.

As camadas de metarenito apresentam uma incipiente gradação para níveis delgados de metassiltitos. Estes, mostram um contato transicional com os níveis de metargilitos, os quais exibem uma provável laminação plano-paralela preservada. Essa laminação primária é geralmente concordante com a xistosidade das rochas adjacentes.

Estas camadas se repetem mas não correspondem a ciclos completos da seqüência de Bouma. Os arenitos poderiam representar a divisão T_a enquanto que os pelitos representariam a divisão T_b (Fig. 7). A interpretação convencional é de que esses ciclos de sedimentação são produtos de correntes de turbidez (Bouma, 1962; Middleton and Hampton, 1973) ou correntes de turbidez de alta densidade (Lowe, 1982) (Fig. 8).



Figura 7- Metarenitos e metassiltitos representando a divisão T_a e T_b da seqüência de Bouma.

	Divisão de Bouma (1962)		Middleton and Hampton (1973)	Lowe (1982)
	Tb	Pelito com laminação plano-paralela		Correntes de Turbidez
Ta	Arenito impuro Maciço		Correntes de turbidez de alta densidade	

Figura 8- Esquema das camadas metaturbidíticas com as divisões de Bouma e interpretações.

Como salientado anteriormente, a alternância em escala centimétrica dos metassedimentos não permite a cartografia em unidades separadas sendo os metaturbiditos representados no mapa geológico como uma unidade litoestratigráfica indivisa.

Quando deformadas e metamorfisadas as camadas de arenitos arcósiolos impuros transformam-se em feldspato-biotita-quartzognaisse, dobrados isoclinalmente com eixos orientados predominantemente em N 70° W – S 70° E, e com fraco caimento em torno de 10°. A foliação, bem definida pelos minerais micáceos, juntamente com o incipiente bandamento e foliação de plano axial representam as estruturas de regime compressivo com direção variando entre N 50° -70° W e mergulhos de 40° a 70° NE. Apresentam uma granulção fina (frequentemente < 1 mm), coloração acinzentada e como principal característica a extrema homogeneidade textural e granulométrica. Em alguns afloramentos, a intercalação de bandas quartzo-feldspáticas e bandas micáceas definem um nítido bandamento composicional (Figuras 9 e 10).



Figura 9- Feldspato-biotita-quartzognaisse exibindo uma nítida homogeneidade textural e granulométrica.

Uma das características mesoscópicas importante desses gnaisses é a frequente presença de mobilizados graníticos concordantes ou subconcordantes. São veios centimétricos a decimétricos, sintectônicos, de material granítico leucocrático fanerítico grosso, constituindo leucossomas produzidos pela fusão anatóxica parcial (Figura 11).



Figura 10- Feldspato-biotita-quartzognaisse composto por bandas quartzo-feldspáticas e bandas micáceas refletindo o bandamento composicional transposto (S_1).



Figura 11- Feldspato-biotita-quartzognaisse com mobilizados graníticos sintectônicos dobrados isoclinalmente.

A deformação também induziu a segmentação das camadas pelíticas transformando-as em metapelitos *boudinados* os quais mostram-se orientados segundo o *trend* regional (Fig. 12).



Figura 12- *Boudins* de metapelitos intercalados nos metarenitos arcossianos.

As camadas pelíticas dos metaturbiditos são representadas por xistos de granulação média, principalmente biotita-muscovita-quartzoxisto e subordinadamente pelos sillimanita-biotita-quartzoxisto. Possuem uma coloração castanho-avermelhada com uma fina e regular foliação metamórfica que é coplanar com o bandamento composicional em meso-escala. Essa foliação embora transposta, achatada e lenticularizada representa, provavelmente, restos de um acamamento primário transposto. A segregação e diferenciação interna, que normalmente acompanha esses processos metamórfico-deformacionais, acentuaram as heterogeneidades pré-metamórficas (Fig. 13). Conseqüentemente, a principal superfície planar metamórfica pode ser representada genericamente por $S_0 = S_1$. Por vezes, estes xistos exibem dobras isoclinais intrafoliais. É comum encontrar uma variação de espessura das lentes xistosas as quais refletem a espessura das camadas pelíticas originais. Da mesma forma que os gnaisses, é freqüente a presença de veios centimétricos a métricos de leucossoma granítico fanerítico grosso a pegmatóide, sendo estes concordantes a subconcordantes com a foliação metamórfica regional.

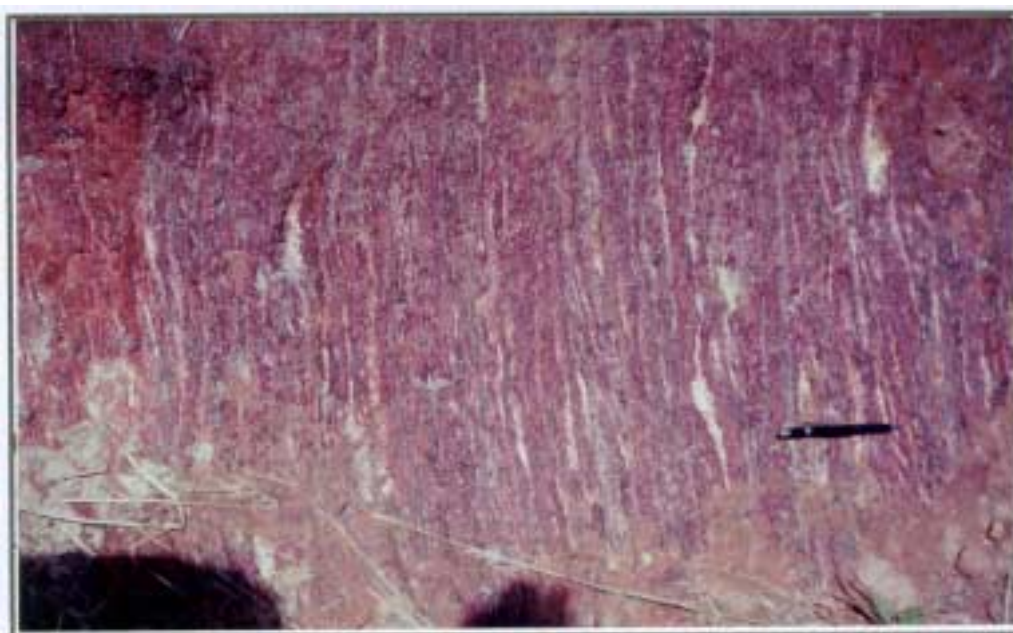


Figura 13- Porção pelítica dos metaturbiditos representada por sillimanita-biotita-quartzoxisto, destacando os pequenos bolsões anatéxicos alongados de material granítico.

As rochas calcissilicáticas são subordinadas no conjunto psamo-pelítico e ocorrem como lentes centimétricas descontínuas, muito raramente em escala métrica e predominantemente de aspecto maciço. Destacam-se em afloramento por apresentarem uma capa de alteração característica de coloração castanho-amarelada e por ocorrerem com ressaltos topográficos. A intercalação destas rochas com os paragneisses e xistos reflete o acamamento sedimentar primário do conjunto turbidítico terrígeno-carbonático (Fig. 14). Quando não intemperizadas apresentam uma coloração cinza-escuro a cinza-esverdeado, granulação fina e estão frequentemente sulfetadas. Raramente consegue-se identificar os constituintes mineralógicos, devido a sua granulação muito fina, com exceção de algumas variações locais onde ocorrem porfiroblastos de diopsídio.

Os anfibolitos e de forma subordinada os metagabros ocorrem intercalados nos metaturbiditos, os quais representam originalmente *sills* de corpos básicos hipabissais contemporâneos com a sedimentação dos turbiditos. Ocorrem como corpos lenticulares subarredondados, de dimensões métricas e raramente quilométricas, concordantes com a estruturação regional NW-SE (Fig. 15).



Figura 14- A coloração castanho-amarelada e relevo positivo são feições típicas dos gnaisses calcissilicáticos.

O contato entre as metabásicas e supracrustais é brusco e subparalelo à foliação das últimas. São designadas como metagabros as rochas que mostram feições ígneas preservadas e de anfibolitos quando totalmente transformadas. Ambos são maciços, e em alguns casos os anfibolitos exibem uma incipiente foliação definida pelos cristais de anfibólios e feldspatos alinhados segundo a superfície planar S_1 . Possuem uma coloração cinza-escuro, granulação média e com variação textural a termos granoblásticos até idioblásticos equigranulares. Localmente, os anfibolitos apresentam textura porfiroblástica definida por porfiroblastos de piroxênio e plagioclásio originada por condições metamórficas que atingiram, em zonas restritas, a fácies granulito.

A presença de minerais relíctos, textura ígnea e feições cumuláticas indicam transformações metamórficas incompletas. A deformação nessa associação de rochas foi heterogênea, com os corpos gabróticos atuando como lentes competentes refratárias à deformação preservando as feições primárias (Fig. 16). A transição de metagabros para anfibolitos, no campo, não é clara, podendo-se preliminarmente sugerir que os primeiros representem núcleos de alguns corpos parcialmente preservados.



Figura 15- *Sills* de anfibolito intercalados nos metaturbiditos terrígeno-carbonáticos.



Figura 16- Metagabro com feições cumuláticas preservadas e representadas por níveis e textura glomeroporfírica de clinopiroxênio.

A porção meridional da área estudada, topograficamente representada pelas cotas mais elevadas da região, os litótipos da Formação Rio Branco apresentam-se bem expostos principalmente nas margens e no leito do rio homônimo. Constituem-se predominantemente por metagabros de granulação fina a média, parcialmente foliados, com feições ígneas preservadas e intrusivos nos metaturbiditos. Subordinadamente ocorrem metadiabásios como pequenas lentes interdigitadas com os metagabros. Encontram-se dispostos estruturalmente em direções WNW-ESE e mergulhos que variam de 60° a 90° SSW.

Os dados geofísicos magnetométricos definem com clareza o domínio das rochas metabásicas o qual apresenta um padrão bastante característico evidenciado por feições lineares que definem um alto magnético. Apresentam os eixos das anomalias magnetométricas orientados segundo o *trend* geral da foliação (Fig. 17).

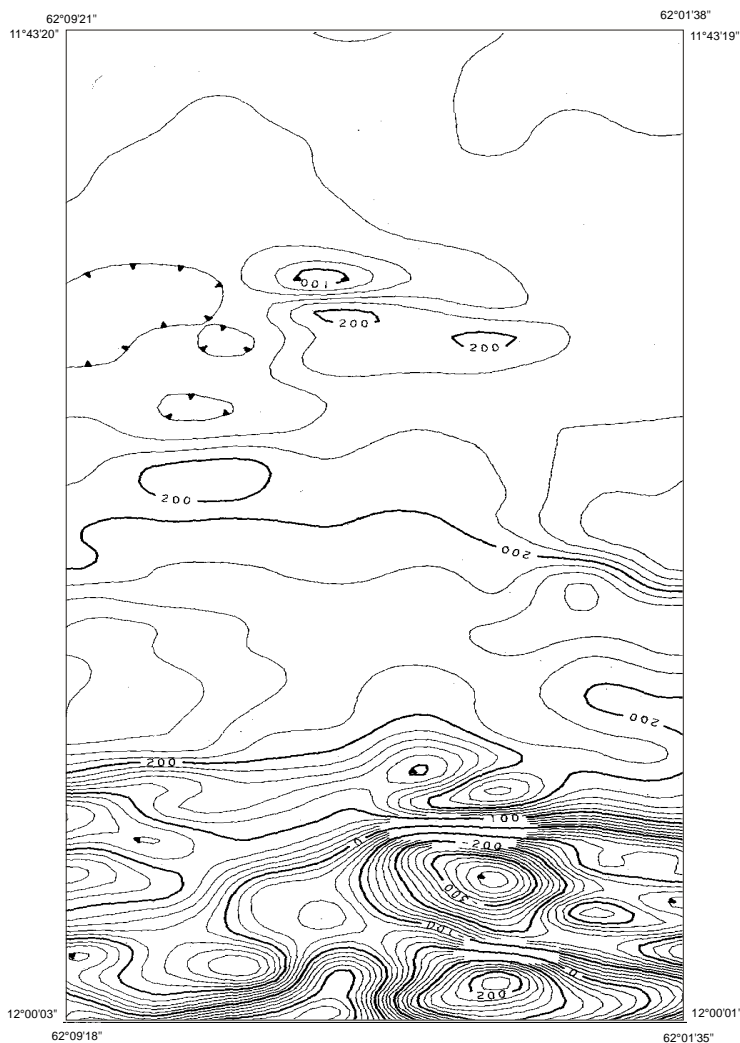


Figura 17- Mapa magnetométrico da área de estudo mostrando as maiores anomalias magnetométricas no domínio dos metagabros.

Foram identificados dois episódios deste magmatismo básico, ambos com características geológicas semelhantes, possivelmente espaçados num curto intervalo de tempo. O primeiro é contemporâneo com a sedimentação dos turbiditos e ocorreu como corpos de gabros e diabásios na forma de *sills* (Fig. 18). O segundo episódio está definido por corpos intrusivos, na forma de diques e *stocks*, tanto nos turbiditos como nos *sills* de gabro/diabásio. Estes corpos apresentam contato brusco e posicionamento em nível crustal raso, como pode ser observado pela textura subofítica e granulação fina (Fig. 19A e 19B).



Figura 18- *Sills* de metadiabásio contemporâneos com a sedimentação dos turbiditos. Observa-se a deformação heterogênea nos metadiabásios comportando-se como lentes mais competentes à deformação.



Figura 19 A- Diques de metagabro representantes do segundo episódio magmático. Destaca-se o contato discordante com os gnaisses calcissilicáticos.



Figura 19 B - Borda de um *stock* de metagabro do segundo pulso magmático, intrusivo nos anfibolitos (nível rebaixado na parte direita da foto) da primeira pulsação.

Estas rochas básicas foram deformadas heterogeneamente, existindo zonas distintas (domínio das transcorrências) onde as mesmas mostram-se totalmente transformadas para anfibolitos, com predomínio de tipos miloníticos. Porém, no geral, predominam os corpos de formas ovaladas, raramente acamadados, com feições ígneas parcialmente preservadas que exibem uma incipiente foliação definida pelo alinhamento dos prismas de anfibólio, piroxênio e pelos cristais tabulares de plagioclásio. As texturas magmáticas e metamórficas se alternam em todas as escalas.

Esse conjunto de rochas metabásicas apresenta-se metamorfoisado na fácies anfibolito superior e em alguns locais atingiram condições de fácies granulito. O acamadamento

primário é raro e cumulos de piroxênio e plagioclásio são comuns (Fig. 20). Também ocorrem freqüentemente venulações milimétricas a centimétricas, de direção aleatória, de anfibólio e escapolita que formam linhas sinuosas de relevo positivo bastante salientes nos metagabros. As venulações estão vinculadas ao fraturamento rúptil (hidráulico) gerado pela intrusão de corpos graníticos (Fig. 21).

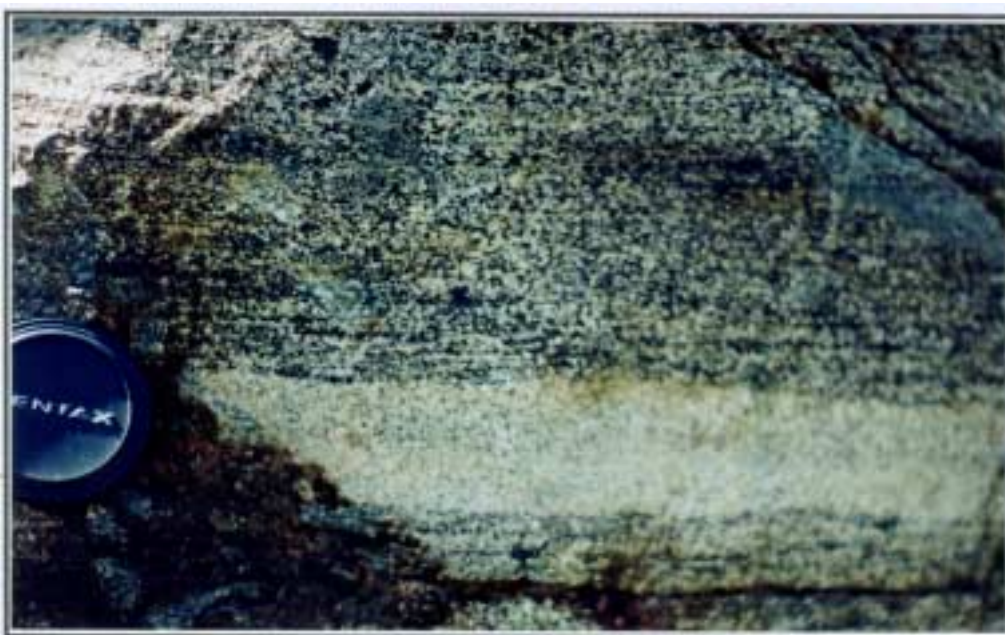


Figura 20- Metagabro exibindo acamadamento primário preservado, representado por níveis alternados de piroxênio e plagioclásio.



Figura 21- Venulações de anfibólio e escapolita em metagabro.

Intercalados nas metabásicas ocorrem lentes alongadas de gnaisses calcissilicáticos bandados, interpretados como metaturbiditos margosos que constituem as principais elevações (cristas) da área. São vários corpos de dimensões métricas a quilométricas, com bandamento gnáissico característico representado por bandas regulares milimétricas até métricas de material félsico (quartzo + plagioclásio + escapolita) e máfico (clinopiroxênio + anfibólio + titanita ± granada). Esse bandamento reflete, provavelmente, o acamadamento primário transposto (Fig. 22). São freqüentes, também, dobras intrafoliais representadas por níveis milimétricos de anfibólio (Fig. 23).



Figura 22- Gnaiss calcissilicático com o S_0 transposto para um bandamento metamórfico sub-verticalizado.



Figura 23- Gnaiss calcissilicático bandado com dobras intrafoliais representadas por níveis milimétricos de anfibólio.

A transposição do acamadamento primário (S_0) para um bandamento metamórfico de mergulho em alto ângulo, por vezes não é completa. Não menos raro, ocorrem níveis

centimétricos de granada e quartzo, os quais são ressaltados pela coloração avermelhada. Possuem formas irregulares mais preservadas da deformação e até *boudinados* por comportarem-se de forma mais competente em relação aos outros níveis composicionais (Fig. 24 A e 24 B). Em alguns locais os gnaisses calcissilicáticos apresentam variações composicionais com camadas félsicas compostas essencialmente por plagioclásio, quartzo e titanita, em bandas métricas a decamétricas, possuindo uma coloração esbranquiçada característica assemelhando-se a mármore no campo (Fig. 25).



Figura 24 A- Níveis centimétricos de granada e quartzo que comportam-se de forma mais competente à deformação dos gnaisses calcissilicáticos.

Estes metaturbiditos carbonáticos, ao contrário dos terrígenos, apresentam raros mobilizados graníticos, no entanto, veios centimétricos discordantes do bandamento e

compostos por anfibólio e quartzo ocorrem com relativa frequência próximo aos corpos graníticos (Fig. 26).

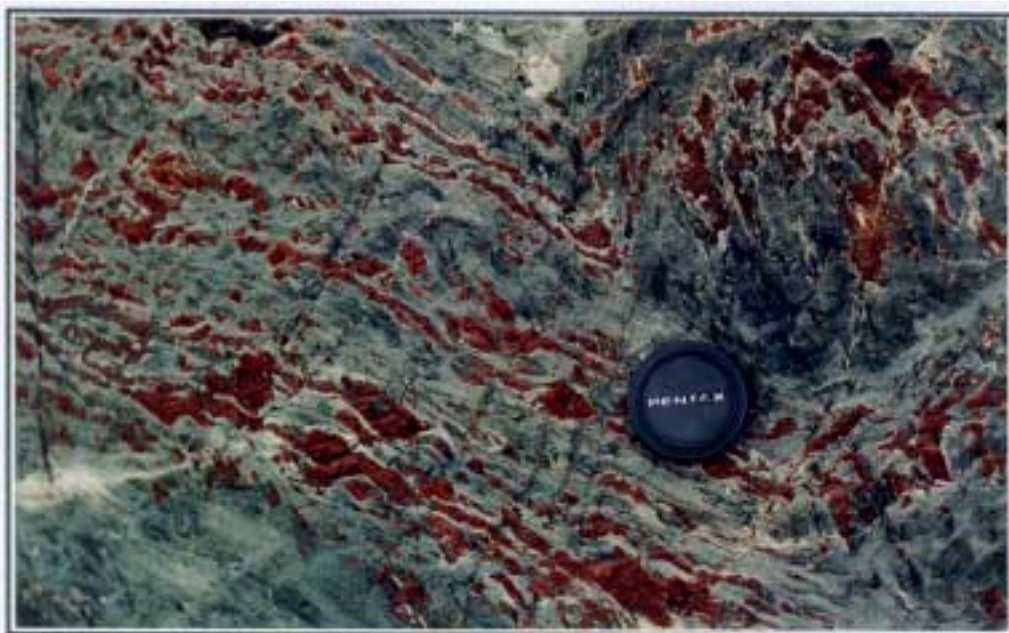


Figura 24 B- Níveis avermelhados de granada e esbranquiçados de quartzo representando o acamamento sedimentar transposto e dobrado.



Figura 25- Bandas félsicas dos gnaisses calcissilicáticos compostos essencialmente por plagioclásio + quartzo + titanita.



Figura 26- Veios centimétricos compostos por anfibólio e quartzo discordantes do bandamento metamórfico, resultantes das intrusões dos corpos graníticos.

No domínio das metabásicas ocorrem também lentes muito subordinadas de metaturbiditos terrígenos que diferem dos metaturbiditos da Formação Migrantinópolis pela granulometria mais fina. São gnaisses e xistos pelíticos finos, por vezes transicionais entre um tipo e outro, sendo que os últimos apresentam uma variação composicional com níveis milimétricos a centimétricos de material manganesífero concordantes com a xistosidade da rocha.

As unidades litoestratigráficas cronologicamente mais novas que ocorrem intrusionadas em ambas formações são representadas pelo Granito Rio Branco e Suíte Granítica Rio Pardo. O primeiro constitui-se de pequenos corpos posicionados em regime sintectônico enquanto que os últimos são tardi a pós-tectônicos. Estas unidades são intrusivas tanto nos metaturbiditos como nas rochas metabásicas (Figs. 27 e 28). As relações de intrusão são destacadas, nos gnaisses calcissilicáticos bandados, os quais desenvolvem estreitas faixas de cornubianitos (< 1 metro), além de ocasionar a desorganização e truncamento do bandamento característico dos gnaisses. Além disso a presença de xenólitos das calcissilicáticas no granito é outra relação comumente observada. Nas metabásicas a intrusão granítica é responsável pela geração de uma trama de veios milimétricos a centimétricos de anfibólio e escapolita, pelo desenvolvimento de cornubianitos básicos que são caracterizados por uma granulação



Figura 27- Granito sintectônico intrusivo nos gnaisses calcissilicáticos.



Figura 28- Apófises de granito mostrando relações de intrusão nos metagabros.

extremamente fina, veios centimétricos de quartzo junto ao contato, e também acompanhados de um “enxame “ de apófises graníticas que cortam aleatoriamente os metabasitos (Figs. 29 e 30).



Figura 29- Cornubianitos básicos desenvolvidos no contato com os granitos intrusivos, mostrando uma granulção fina próximo ao contato.



Figura 30- Apófises graníticas nos anfibolitos.

O Granito Rio Branco apresenta-se na forma de lentes alongadas, com corpos de dimensões de dezenas de metros, raramente atingindo dimensões quilométricas. Afloram principalmente ao longo do leito do rio Branco, intercalados aos metabasitos e gnaisses calcissilicáticos. A seção-tipo foi descrita na cachoeira do cachimbo no rio Branco. São rochas de coloração rosa-avermelhada contendo teores elevados de biotita a qual ressalta a forte anisotropia estrutural dos corpos. Feições miloníticas comumente acompanham a foliação principal, principalmente quando desenvolvidas no interior da zona de cisalhamento transcorrente Rio Branco e são materializadas pelo achatamento e estiramento de feldspatos e quartzo formando estruturas do tipo *ribbon*. O contato com os metabasitos é nítido com desenvolvimento de metamorfismo de contato.

Os corpos graníticos da Suíte Rio Pardo possuem formas ovaladas, são epizonais, apresentam freqüentemente cavidades miarolíticas e posicionados em regime tardi a pós-tectônico. Possuem uma forte anisotropia estrutural quando encaixados em zona de transcorrência e, afastando-se desta, exibem apenas uma incipiente foliação. Destacam-se na topografia por apresentarem relevo fortemente positivo. Os dados geofísicos aerogama-espectométricos auxiliam na delimitação desses corpos por apresentarem moderadas anomalias no canal de potássio e elevados níveis radiométricos no canal de contagem total.

São granitos *stricto sensu*, leuco a mesocráticos, de coloração rósea a acinzentada, com granulação média a grossa e texturas que variam de hipidiomórfica-granular, rapakivi, porfirítica a até termos protomiloníticos (augen-gnaisses). Genericamente apresentam uma trama planar definida pelo alinhamento dos fenocristais de feldspato alcalino e plagioclásio coexistindo com uma matriz dominada por quartzo indeformado, os quais são indicativos de deformação no estágio submagmático (Fig. 31). Evidências de deformação no estado sólido (no interior das zonas de cisalhamento transcorrente) são observadas nos cristais de feldspato alcalino que apresentam-se subgranulados, recuperados e estirados e o quartzo com formas ribonadas (Fig. 32). As feições magmáticas encontram-se bastante preservadas, com cristais euédricos de feldspato alcalino e esporadicamente cristais levemente alongados de quartzo (Fig. 33). Composicionalmente, predominam os tipos com biotita e esporadicamente com hornblenda. Localizadamente, no extremo sul da área, ocorrem pequenos corpos de charnockito, os quais mantêm relação de contato transicional com os granitos. Apresentam-se foliados, com trama granonematoblástica de granulação grossa e coloração cinza-esverdeada característica (Fig. 34).



Figura 31- Feição textural dos granitos tardi-tectônicos. Fenocristais de feldspato alcalino e quartzo deformados no estágio submagmático.



Figura 32- Deformação do granito Rio Pardo no estado sólido. Observa-se os cristais de feldspato alcalino estirados gerando formas sigmoidais, indicando cinemática sinistral.



Figura 33- Granito tardi-tectônico (Rio Pardo) exibindo feições primárias preservadas. Cristais euédricos de feldspato alcalino e cristais levemente estirados manteados por plagioclásio.

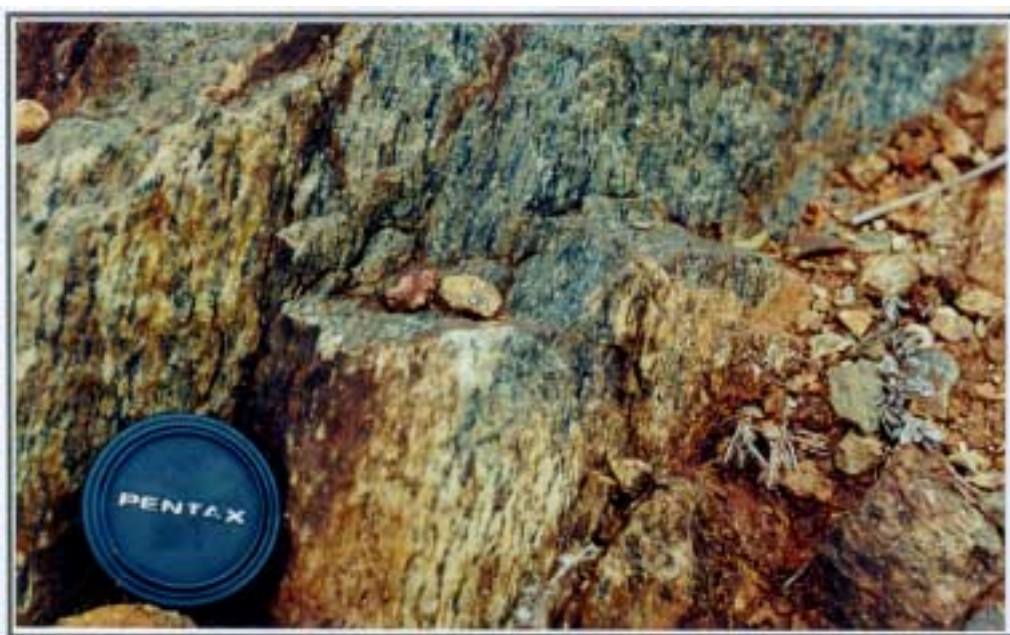


Figura 34- Charnockito foliado mostrando a coloração típica cinza-esverdeada.

IV- PETROGRAFIA DAS ROCHAS DO GRUPO NOVA BRASILÂNDIA

Neste capítulo é apresentada as características petrográficas de todos os litotipos que ocorrem na região de Alta Floresta d'Oeste / Nova Brasilândia d'Oeste, enfatizando-se os aspectos texturais utilizados na interpretação petrogenética. Na classificação das rochas utiliza-se o prefixo meta o qual é usado para indicar que a rocha ígnea foi metamorfisada e quando a textura ígnea está ainda preservada, e conseqüentemente, a rocha original é reconhecida. Este procedimento está em conformidade com a Subcomissão de Sistemática das Rochas Ígneas (IUGS). Os mesmos critérios são utilizados para as rochas metassedimentares.

1. ROCHAS METABÁSICAS

1.1. Anfibolitos

Os anfibolitos possuem granulação média (1 a 3 mm), estruturalmente maciços a fracamente foliados, compostos por 55 a 75% de magnésio-hornblenda, 25 a 35 % de plagioclásio além de traços de cummingtonita, clinopiroxênio, ilmenita, titanita, biotita e sulfetos. A textura predominante é granonematoblástica definida pelo arranjo em forma de um mosaico regular de cristais de plagioclásio e magnésio-hornblenda (Fig. 35). Secundariamente, possuem a textura granoblástica inequigranular, preservando em algumas seções a textura ígnea ofítica e hipidiomórfica inequigranular (Fig. 36). Esta textura reliquiar é subordinada e é definida pela substituição de cristais de clinopiroxênio por agregados granoblásticos de magnésio-hornblenda e sugere protólitos plutônicos, tais como gabros e melagabros. A mineralogia reliquiar é representada por cristais subarredondados de clinopiroxênio, possivelmente augita, e mais raramente hornblenda verde-oliva, os quais comportam-se como fenoclastos contornados por cristais neoformados de magnésio-hornblenda. A ilmenita é o acessório mais freqüente e está geralmente bordejada por agregados neoformados de titanita.

Petrograficamente, constatou-se a existência de dois estágios de crescimento mineral relativos a um pulso metamórfico progressivo. Nos anfibolitos, estes estágios são caracterizados nos cristais de magnésio-hornblenda e plagioclásios onde os primeiros possuem uma zonação bem distinta, com núcleo do metamorfismo M_1 e borda gerada no

metamorfismo M_2 (Fig. 37), enquanto que os plagioclásios apresentam duas composições compatíveis com as fases metamórficas.

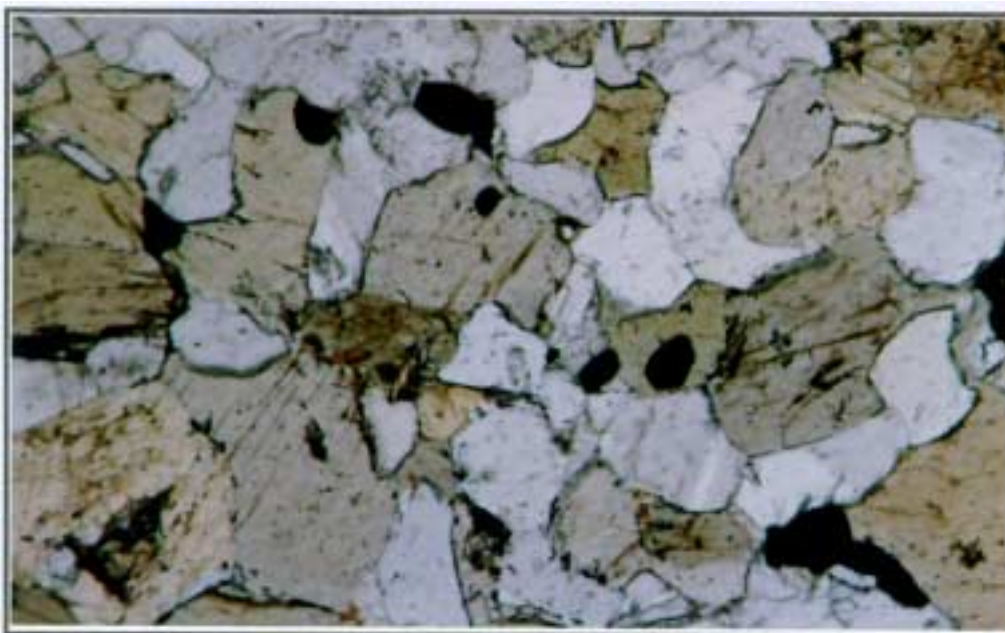


Figura 35- Textura granonematoblástica típica dos anfibolitos. Fotomicrografia à luz natural. Dimensões do campo = 1,8mm x 2,7mm.

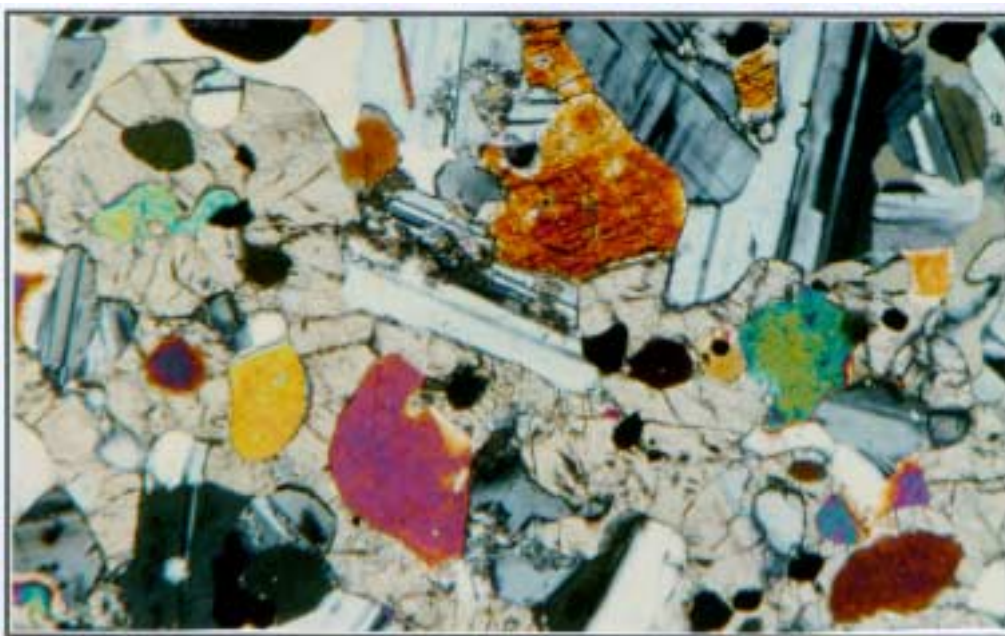


Figura 36- Textura ofítica preservada em alguns corpos de metabasitos. Fotomicrografia à luz polarizada. Dimensões do campo = 1,8mm x 2,7mm.

A paragênese metamórfica M_1 é de fácies anfibolito médio a superior, sintectônica, e representada por cristais prismáticos-alongados de anfibólio cálcico + plagioclásio + clinopiroxênio + ilmenita \pm titanita \pm cummingtonita \pm quartzo, exibindo textura granonematoblástica a qual é representativa da estrutura planar S_1 . Os dados de microsonda eletrônica indicam que o anfibólio é quimicamente compatível com magnésio-hornblenda e o clinopiroxênio com diopsídio, segundo a classificação de Hawthorne (1981) e Morimoto (1989), respectivamente. Na classificação de Leake *et al.*, (1997), o anfibólio também é compatível com magnésio-hornblenda.

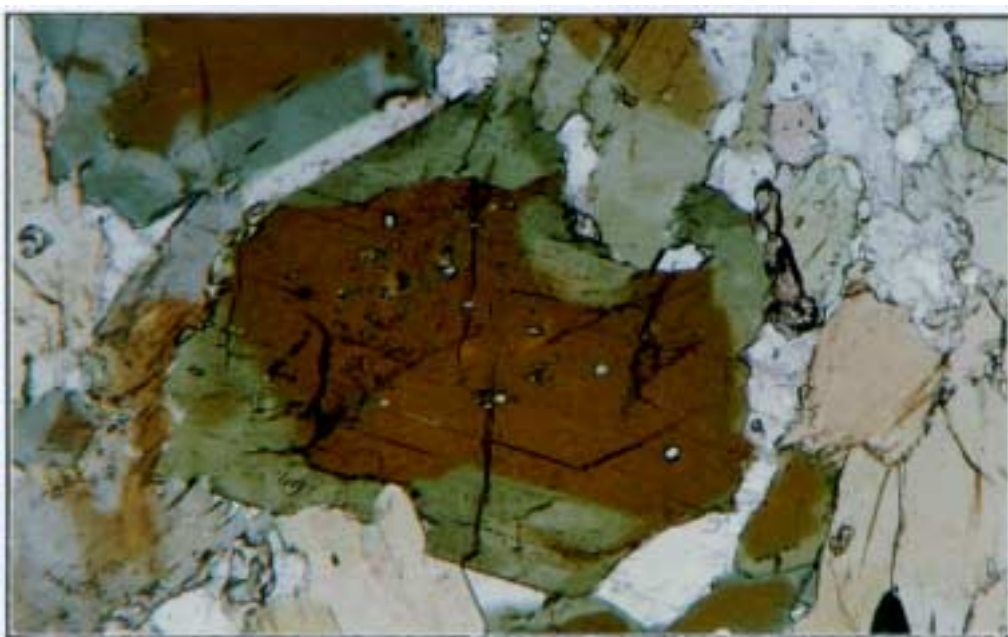


Figura 37- Zonação metamórfica em cristais de magnésio-hornblenda. Núcleo da fase M_1 e borda da fase M_2 . Fotomicrografia à luz natural. Dimensões do campo = 0,9mm x 1,35mm.

Os cristais de magnésio-hornblenda exibem formas prismáticas, com núcleo de coloração verde-amarelado (∞) verde-amarronado (β) marrom claro (δ), frequentemente zonados em continuidade óptica, com bordas pleocróicas de cor verde a verde claro. Também são comuns exsoluções de finas lamelas de ilmenita marrom-escuro a preto ao longo da face (100) fornecendo uma coloração amarronada no núcleo dos cristais de anfibólio. Observa-se, em algumas amostras, o intercrescimento da magnésio-hornblenda com cummingtonita, exibindo contato nítido e extinção simultânea. Este intercrescimento parece estar em equilíbrio, e representado por uma alternância das fases minerais onde a magnésio-hornblenda ora apresenta-se bordejada pela cummingtonita e esta, por vezes, mostra uma fina

borda de magnésio-hornblenda. Portanto, essa relação sugere um crescimento contínuo entre os dois minerais e é representativa de metamorfismo em regime de baixa pressão.

O plagioclásio com teor de An₇₅ (bitownita) é totalmente recristalizado apresentando-se como prismas idioblásticos a subidioblásticos em arranjo granoblástico-poligonal. A intrusão de corpos graníticos tardi-tectônicos é provavelmente responsável pela formação de mica branca no núcleo dos cristais com o conseqüente desaparecimento dos planos de maclas, além de favorecer a formação de agregados de clorita a partir das bordas e nas clivagens da magnésio-hornblenda indicando efeito retrometamórfico, porém de atuação localizada.

O quartzo apresenta-se na forma amebóide e globular com contatos serrilhado e lobado, freqüentemente exibindo extinção ondulante. Também ocorre como inclusões no interior dos cristais de hornblenda da fase M₁.

Na figura 38 apresenta-se um diagrama ilustrativo das condições de pressão e temperatura da fase M₁ com a respectiva paragênese representada através do diagrama ACF, juntamente com as fases de aluminosilicatos para referência. Esse diagrama é representativo dos anfibolitos em fácies anfibolito superior e em baixa pressão (geoterma da sillimanita). Nessas condições, a reação mais importante é exemplificada pelo consumo do componente cálcico do anfíbólio substituindo-o para clinopiroxênio mais anfíbólio ferro-magnesiano, além de aumentar o teor da molécula de anortita no plagioclásio. Segundo Bucher & Frey (1994), essa paragênese é característica do intervalo de temperatura entre 650°-750°C.

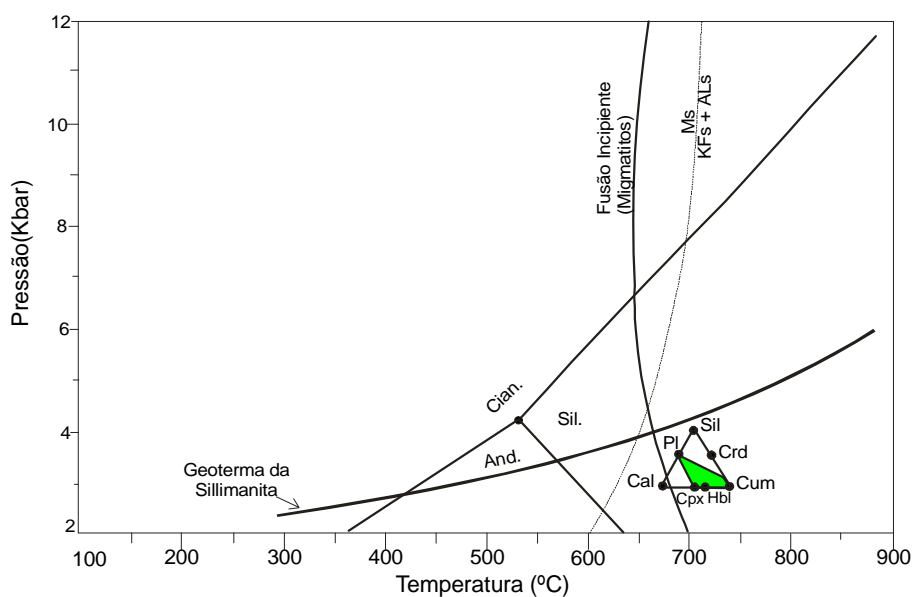


Figura 38- Paragênese característica dos anfibolitos representada pelo diagrama ACF com sua respectiva posição espacial no diagrama PT (modificado de Bucher & Frey, 1994).

Os anfibolitos também foram submetidos, em alguns locais, a um segundo estágio (M_2) de um mesmo pulso metamórfico progressivo, pós-tectônico, de característica termal e não penetrativo e com transformações mineralógicas localizadas preservando, em grande parte, a paragênese M_1 . Este estágio é caracterizado pela paragênese com plagioclásio + magnésio-hornblenda + diopsídio \pm ortopiroxênio \pm biotita avermelhada, indicativo de condições metamórficas da fácies granulito (Fig. 39).

MINERAIS	M_1	M_2
<i>METABÁSICAS</i>		
magnésio-hornblenda	—————	
bitownita	—————	
diopsídio	—————	
quartzo		—————
anortita		—————
ortopiroxênio		—————
titanita		—————
cumingtonita		—————
biotita (Tl)	—————	
<i>METAPSAMITOS/METAPELITOS</i>		
quartzo	—————	
muscovita	—————	
biotita	—————	
sillimanita	—————	
feldsp.alcalino	—————	
cordierita	—————	
neossoma	—————	
granítico	—————	
ESTÁGIO DE RECRISTALIZAÇÃO	Sin-Cinematico	Pós-Cinematico
Superfícies formadas	S_1	—————

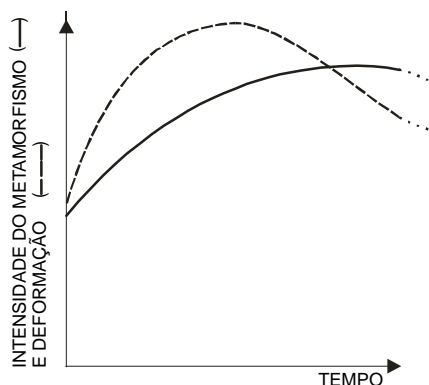


Figura 39- Diagrama representativo das paragêneses metamórficas das rochas metabásicas com as respectivas fases M_1 e M_2 relacionando-as com a deformação regional. As rochas paraderivadas são colocadas juntamente para efeito de comparação.

Os plagioclásios, de composição An_{93} (anortita), ocorrem como cristais porfiroblásticos crescendo sobre a foliação do estágio M_1 e com inúmeras inclusões de magnésio-hornblenda, ilmenita e quartzo do M_1 , sugerindo crescimento estático (Fig. 40). Também ocorre a neoformação de ortopiroxênio, definido como ferrossilita, na forma de cristais poiquiloblásticos com inclusões de plagioclásio (bitownita) e ilmenita do estágio M_1 , indicativos da atuação do metamorfismo em condições da fácies granulito.

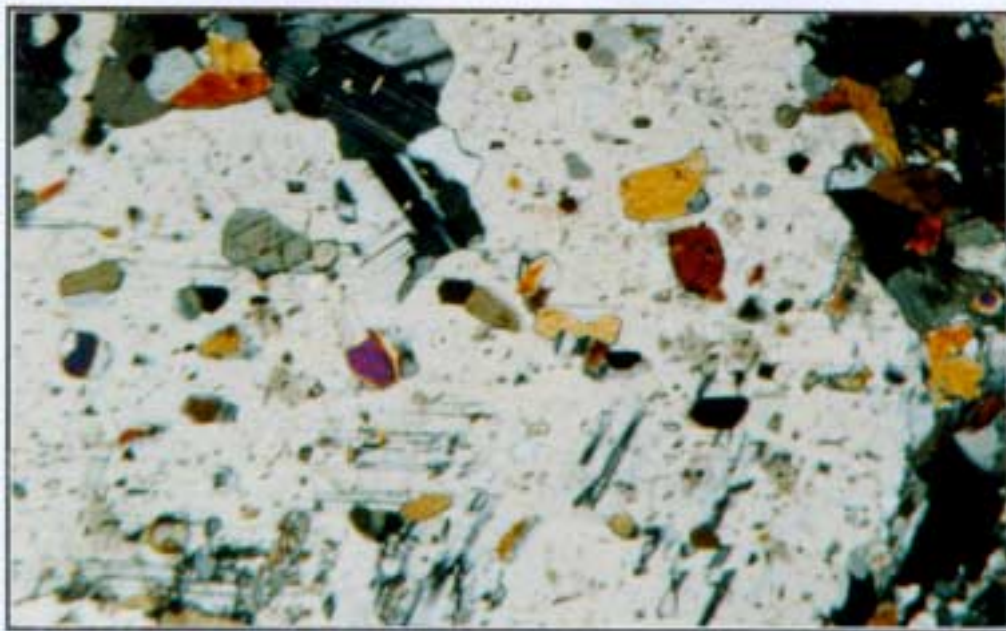


Figura 40- Porfiroblasto de plagioclásio da fase M_2 , com inúmeras inclusões de anfibólio e plagioclásio da fase M_1 . Fotomicrografia à luz polarizada. Dimensões do campo = 0,9mm x 1,35mm.

1.2. Metagabros

Os metagabros caracterizam-se texturalmente em dois grupos: um que preserva, em parte, a mineralogia e textura primária (Fig. 41) e outro totalmente transformado para protomilonito (Fig. 42). O primeiro possui as texturas reliquiares hipidiomórfica inequigranular e subofítica onde as ripas de plagioclásio envolvem os piroxênios que representam a fase intercumulus. A granulação fina é indicativa de cristalização em níveis crustais rasos. A recristalização aliada a preservação da textura ígnea é indicativo da natureza heterogênea do evento deformacional, onde a rocha deve ter atuado como um resistato a deformação, sofrendo principalmente o efeito térmico. Os sinais de deformação são raros, com os cristais tabulares de plagioclásio exibindo formas sigmoidais, extinção ondulante e

kink bands (Fig. 43) além de microzonas de cisalhamento subparalelas, as quais propiciaram a percolação de fluídos metamórficos favorecendo a neoformação de hornblenda. Os anfibólios neoformados concentram-se principalmente nestas zonas e nas suas imediações onde cristalizam ao redor dos piroxênios. Afastando-se um pouco destas zonas, os piroxênios encontram-se mais preservados.

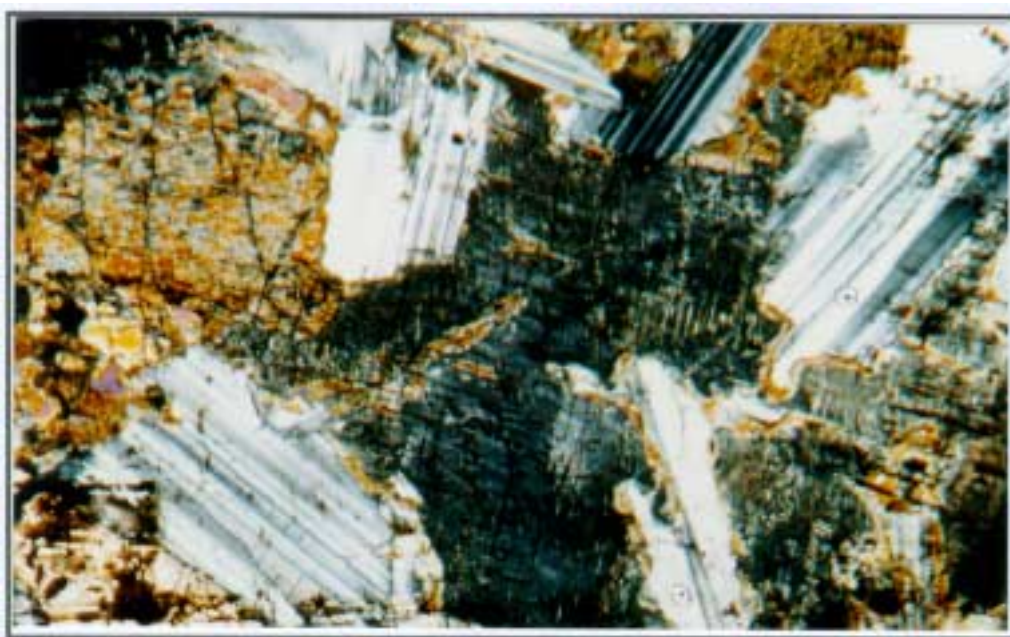


Figura 41- Metagabro com feições ígneas preservadas. Fotomicrografia à luz polarizada. Dimensões do campo = 1,8mm x 2,7mm.

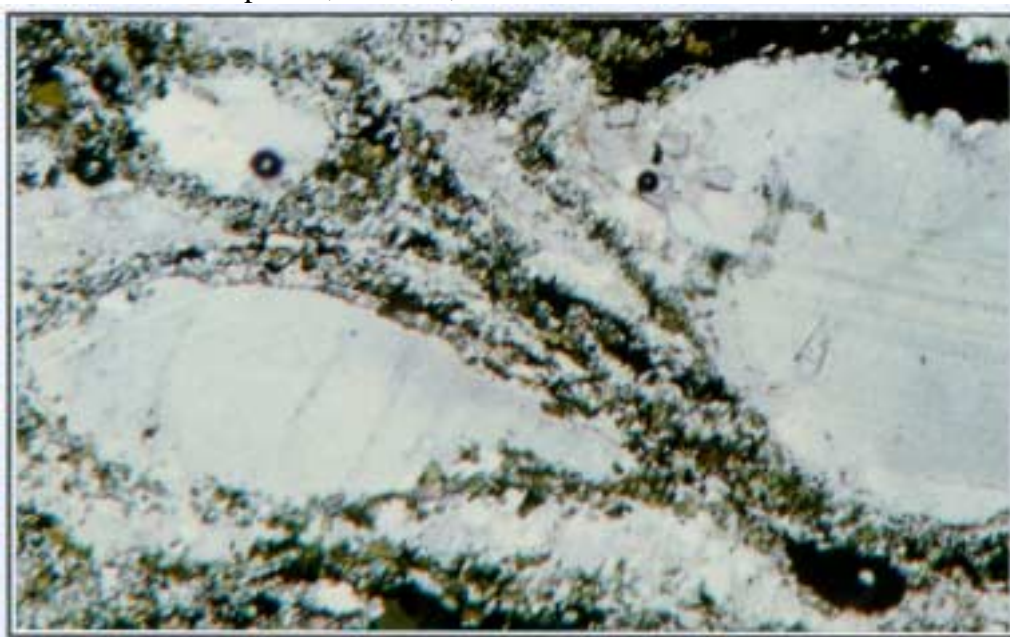


Figura 42- Metagabro exibindo porfiroclastos de plagioclásio envoltos por trilhas de anfibólio e clinopiroxênio. Fotomicrografia à luz natural. Dimensões do campo = 1,8mm x 2,7mm.

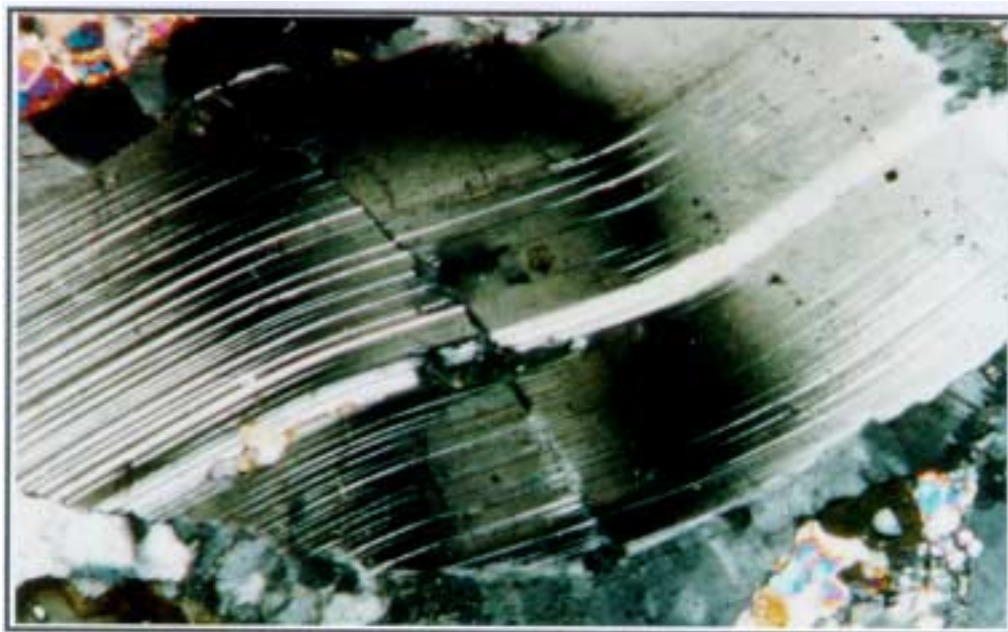


Figura 43- Porfiroclasto de plagioclásio em forma sigmoidal e extinção ondulante. Fotomicrografia à luz polarizada. Dimensões do campo = 0,9mm x 1,35mm.

Os piroxênios são do tipo augita e hiperstênio e mostram-se parcialmente transformados nas bordas e ao longo do plano de clivagem para hornblenda. Por vezes, observa-se uma pseudomorfose da hornblenda no piroxênio ocupando a sua forma e preservando a birrefringência do último. Quando a transformação é mais intensa, os cristais de piroxênio (augita) se restringem ao núcleo dos anfibólios, de forma que através dessa reação de substituição ocorre exsolução de sílica para formar “gotas” de quartzo inclusas no anfibólio. Onde as microzonas de cisalhamento afetam os hiperstênios, estes são substituídos por anfibólio, além da perda do pleocroísmo típico verde-rosa. Os relíctos de piroxênios mostram uma intensa exsolução de agulhas e lamelas de opacos, deixando os minerais mais escuros no início da reação metamórfica. A liberação de ferro destes minerais não entra na estrutura do diopsídio que está recristalizando nas suas bordas, pois o mesmo aceita um mínimo de ferro na sua estrutura, comparando com a augita. Assim, o ferro destina-se quase todo para a formação da biotita (Schumacher, 1991).

A cristalização de hornblenda marrom, diopsídio, raramente biotita titanífera, e ausência de ortopiroxênio são indicativos de condições metamórficas da fácies anfibolito superior.

O plagioclásio ocorre sob a forma de prismas tabulares, além de alguns megacristais zonados, esporadicamente com núcleo sericitizado e fraturas preenchidas por anfibólio neoformado. Raramente, nos espaços intersticiais ocorrem intercrescimentos mirmequíticos de quartzo e albita resultante do líquido magmático residual. Observam-se também contatos interpenetrados entre prismas de plagioclásio indicando início de reação entre eles que pode progredir até uma recristalização completa onde os cristais de plagioclásio passam a exibir uma textura granoblástica poligonal, com maclas mal definidas e tamanho de grão variando entre 0.1 a 0.3 mm. Raros cristais de escapolita desenvolvem-se no contato entre hornblenda e plagioclásio e em microfraturas deste último. Entretanto, próximo ao contato com os granitos intrusivos, os cristais de escapolita ocorrem como porfiroblastos englobando e substituindo os cristais de plagioclásio sugerindo uma neoformação decorrente do metamorfismo termo-estático ocasionado pela intrusão dos granitos (Fig. 44). Afastando-se um pouco mais destas intrusões graníticas, entretanto ainda dentro da zona de influência destas, os metagabros exibem contínuos veios milimétricos constituídos, predominantemente, por actinolita e biotita resultantes da desestabilização da hornblenda. A mica branca é originada a partir do plagioclásio, indicando condições de desequilíbrio retrometamórfico à fácies xisto verde.

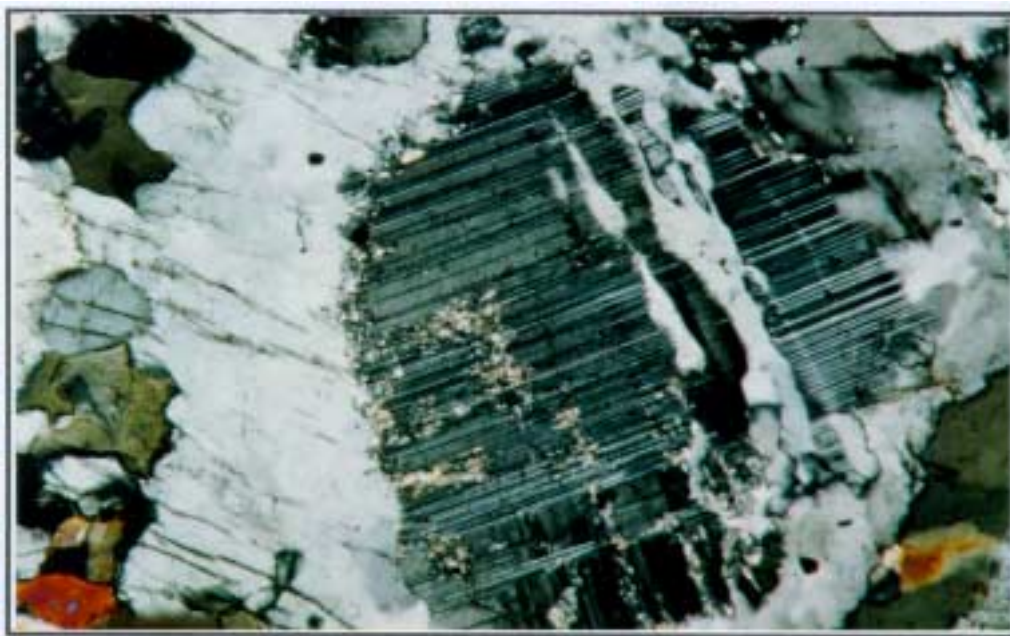


Figura 44- Cristal de plagioclásio parcialmente substituído por escapolita. Fotomicrografia à luz polarizada. Dimensões do campo = 1,8mm x 2,7mm.

Os protomilonitos restringem-se a zonas estreitas de deformação concentrada, onde a rocha torna-se quase que completamente transformada em uma trama granonematoblástica com granulação bimodal e que chega a atingir as condições da fácies granulito. A deformação produz um fraco bandamento com bandas máficas constituídas de piroxênio e hornblenda e bandas félsicas de plagioclásio.

Observam-se associações minerais bem distintas: uma ígnea com augita, hiperstênio, plagioclásio (labradorita) e ilmenita; e outra metamórfica com diopsídio, plagioclásio (labradorita/andesina), hiperstênio, hornblenda, quartzo e opacos. Todas as fases minerais estão recristalizadas em maior ou menor intensidade, salientando-se que os efeitos deformacionais são mais intensamente absorvidos nos cristais de plagioclásio. Estes exibem cristais tabulares (porfiroclastos ígneos) sigmoidais, planos de maclas deslocados, extinção ondulante e bordas subgranuladas. Apesar de intensamente deformados, alguns porfiroclastos mantém ainda a zonação composicional original. Cristais menores em arranjo granoblástico-poligonal, de origem metamórfica, recristalizam nas bordas dos plagioclásios relíctos (*recovery*) (Fig. 45). Outra feição comum dos cristais de plagioclásio é a sua substituição parcial ou total por um agregado de escapolita. Essa substituição está provavelmente vinculada a intrusão dos granitos tardi-tectônicos.

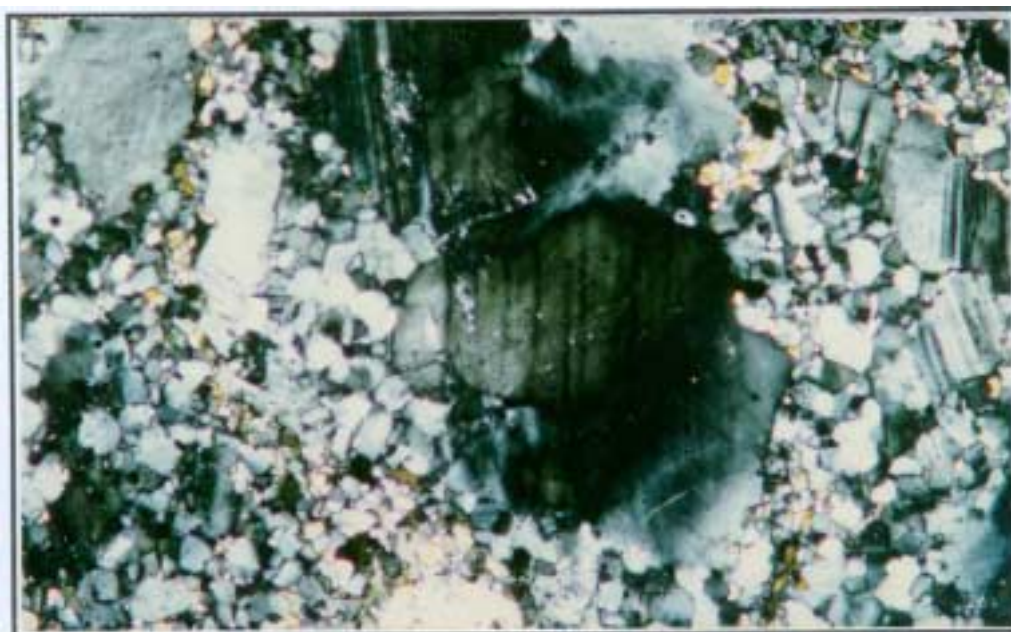


Figura 45- Porfiroclasto de plagioclásio com bordas recristalizadas por um agregado granoblástico de cristais de plagioclásio metamórfico. Fotomicrografia à luz polarizada. Dimensões do campo = 3,6mm x 5,4mm.

A augita ocorre como cristais estirados e exibe uma borda neoformada de clinopiroxênio incolor (diopsídio) e também diminutos grãos que crescem na sombra de pressão de cristais maiores em arranjo granoblástico juntamente com hornblenda. Esta com o processo mais avançado de transformação substitui completamente o piroxênio. Por vezes, a augita está transformada para um agregado granoblástico de diopsídio mantendo a forma externa numa relação pseudomorfica. A neoformação de ortopiroxênio é localizada e restringe-se a pequenos grãos em arranjo granoblástico desenvolvido nas bordas de cristais relíctos de augita e/ou hiperstênio.

A hornblenda ocorre geralmente como agregados granoblásticos e poiquiloblásticos apresentando forma pleocróica α (castanho-esverdeado), β (verde escuro) e δ (verde oliva) sendo acompanhada, em alguns casos, por biotita titanífera (Fig. 46). O quartzo ocorre como grãos estirados nos espaços intersticiais, com extinção ondulante e por vezes intercrescido com plagioclásio em forma de mirmequitos.

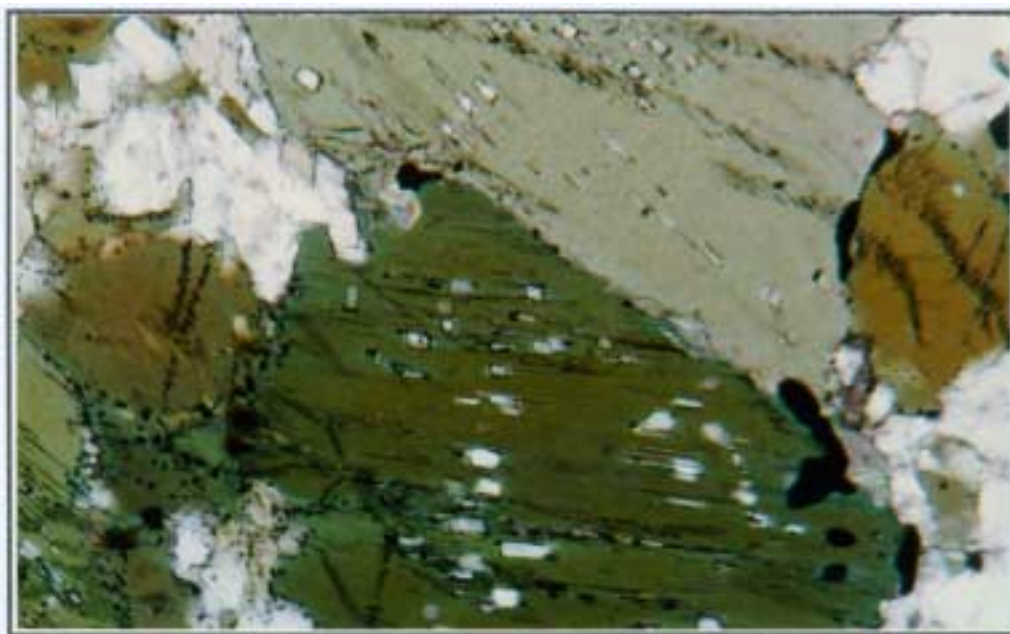


Figura 46- Cristais poiquiloblásticos de hornblenda com inclusões de quartzo e ilmenita. Fotomicrografia à luz natural. Dimensões do campo = 0,9mm x 1,35mm.

2- ROCHAS METATURBIDÍTIAS

2.1- Paragnaisses migmatizados

Os paragnaisses são mineralogicamente constituídos por feldspato alcalino (microclínio), plagioclásio (An_{20}), quartzo, biotita e muscovita, raramente com sillimanita e

turmalina. O protólito destes gnaisses foi reconhecido como sedimentos imaturos do tipo arcóseos ricos em plagioclásio. Possuem granulação fina (0,2 a 0,5 mm), coloração acinzentada, tendo como principal característica a extrema homogeneidade textural e granulométrica. As texturas são do tipo granolepidoblástica e granoblástica-poligonal definidas por um percentual aproximadamente igual de feldspatos e quartzo que constituem um mosaico regular e, eventualmente, com trama alongada segundo a foliação (Fig. 47). São classificados petrograficamente como biotita-feldspato-quartzo gnaisse. Uma superfície planar regular, embora descontínua é representada pelas palhetas idioblásticas de biotita titanífera. A intercalação entre bandas milimétricas quartzo-feldspáticas e bandas máficas de biotita imprimem um nítido bandamento composicional.

Os cristais de plagioclásio possuem formas subédricas, geralmente desprovidos de maclas, com contatos intracristalinos retos e poligonizados. O microclínio exhibe macla albita-periclínio, com extinção ondulante e raramente com contato reativo com muscovita. A biotita marrom-avermelhada apresenta uma forte disposição planar orientada salientando a foliação da rocha. O quartzo juntamente com o plagioclásio são os minerais predominantes e ocorre como agregados granoblásticos, raramente alongados, com freqüente extinção ondulante e contato intracristalino suturado.

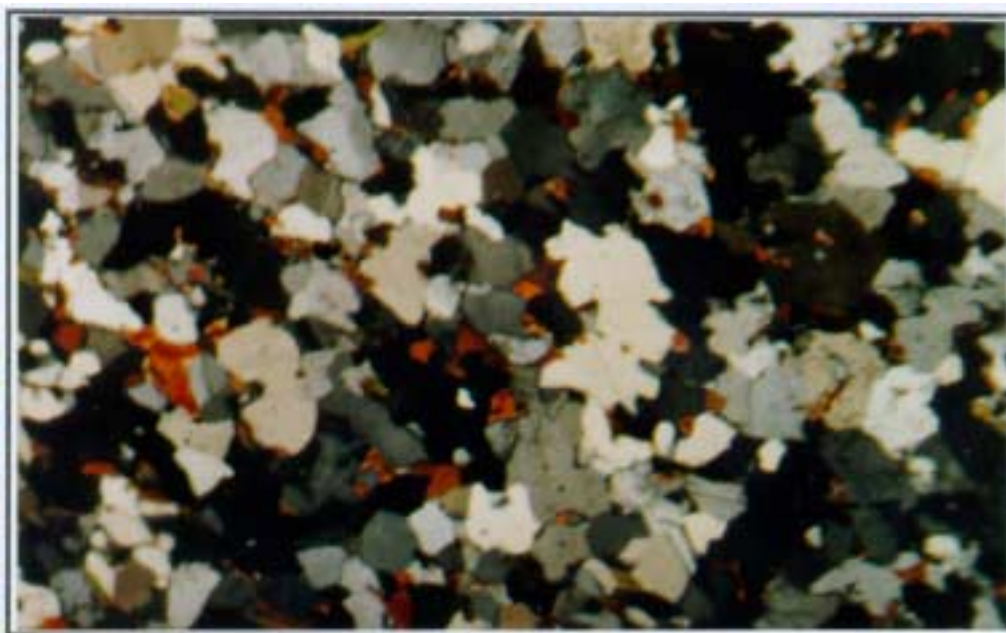


Figura 47- A textura granoblástica de granulação homogênea é uma das principais características petrográficas dos paragnaisses. Fotomicrografia à luz polarizada. Dimensões do campo = 1,8mm x 2,7mm.

Em escala de afloramento é comum a presença de veios centimétricos a métricos de leucossoma granítico fanerítico grosso a pegmatóide concordante ou não com a foliação metamórfica regional, resultante da fusão anatéxica parcial do material pelítico. São veios pouco regulares e com distribuição lateral restrita a dezenas de metros.

A mobilização migmatítica geralmente aproveita as heterogeneidades primárias (acumulação sedimentar) para desenvolver estruturas flebíticas e ptigmáticas. As texturas predominantes nos leucossomas graníticos são granoblástica-alongada e mais raramente hipidiomórfica granular e indicam que o processo de fusão/recristalização foi sintectônico a tardio relativamente ao clímax da deformação regional.

Em lâmina, essa condição de anatexia está representada pela destruição da muscovita e o surgimento do feldspato alcalino juntamente com agregados fibrosos de sillimanita. Portanto, em condições de instabilidade da muscovita em presença de quartzo, produz feldspato alcalino + sillimanita e libera H₂O. A água liberada facilita a fusão, segundo a reação esquemática: $Bt + Mu + Qzo \Rightarrow Sl + \text{fundido}$. Essa reação é compatível com temperaturas da fácies anfibolito superior, conhecida também como "segunda isógrada da sillimanita".

Uma mineralogia retrometamórfica a base de agregados de clorita e sericita, e mais raramente blastos de muscovita, desenvolvem-se no interior dos cristais de plagioclásio e biotita respectivamente, em zonas próximo às intrusões graníticas.

2.2- Mica-quartzoxistos

Entre as rochas pelíticas o predomínio é de muscovita-biotita-quartzoxisto e subordinadamente de sillimanita-biotita-quartzoxisto. A rigor, são basicamente quartzoxistos contendo quantidades variáveis de muscovita, biotita, sillimanita e feldspatos. Os acessórios mais frequentes são turmalina e zircão.

Possuem granulação média a grossa, coloração castanha-avermelhada, mostrando, em geral uma fina e regular foliação metamórfica coplanar com o bandamento composicional em mesoescala. Apresentam texturas granolepidoblástica e lepidoblástica definidas pelo arranjo em forma de mosaico irregular de cristais de quartzo e palhetas orientadas de micas e fibras de sillimanita (Fig. 48). É frequente a presença de dobras simétricas intrafoliais de plano axial concordante com a foliação e, raramente, apresenta cristais estirados de quartzo. Estes

exibem contatos intracristalinos suturados e com extinção ondulante. Observa-se também segregação e diferenciação metamórfica intraxistosa na forma de pequenos bolsões de material granítico.

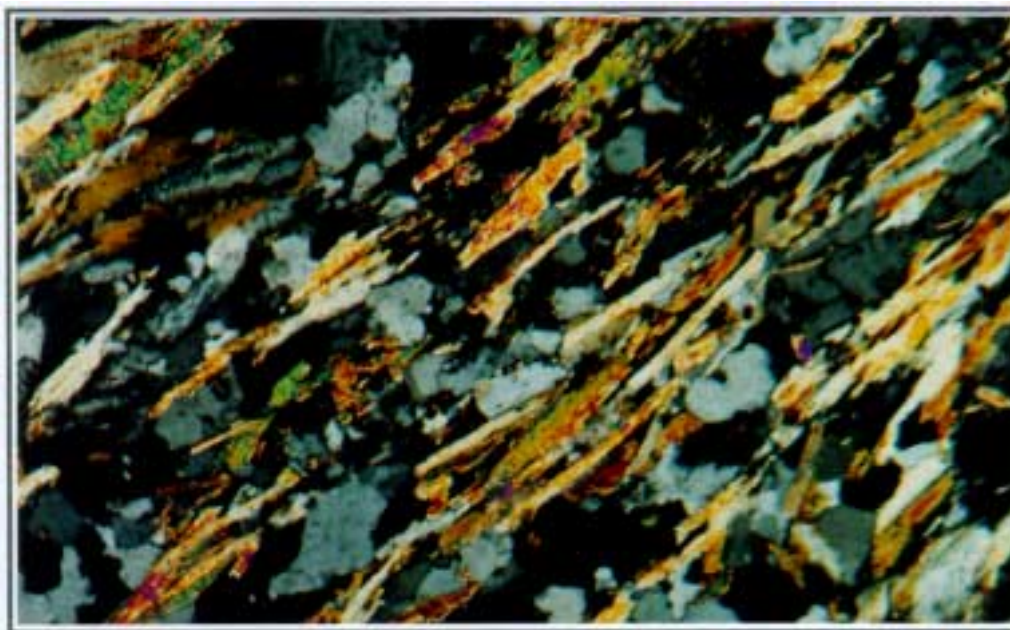


Figura 48- Feição textural dos xistos com foliação metamórfica coplanar com o bandamento composicional. Fotomicrografia à luz polarizada. Dimensões do campo = 1,8mm x 2,7mm.

A muscovita ocorre, geralmente, como porfiroclastos assimétricos, raramente sigmoidais, envoltos por biotita e quartzo. Por vezes mostra-se parcialmente substituída por agregados fibrosos de sillimanita. Localizadamente, próximo aos corpos graníticos, a muscovita exhibe formas porfiroblásticas com frequentes inclusões de quartzo (Fig. 49).

A biotita ocorre como finas palhetas idioblásticas, de pleocroísmo marrom a vermelho, sugerindo alto conteúdo de titânio. Mostra-se disposta paralelamente a principal superfície planar e por vezes constituindo agregados decussados. Exibe, raramente, contato reacional com muscovita.

Reportando-se a figura 39 a qual apresenta um quadro gráfico comparativo entre as rochas metapsamíticas/metapelíticas e as metabásicas, mostrando as paragêneses das fases M_1 e M_2 e os estágios de recristalização.

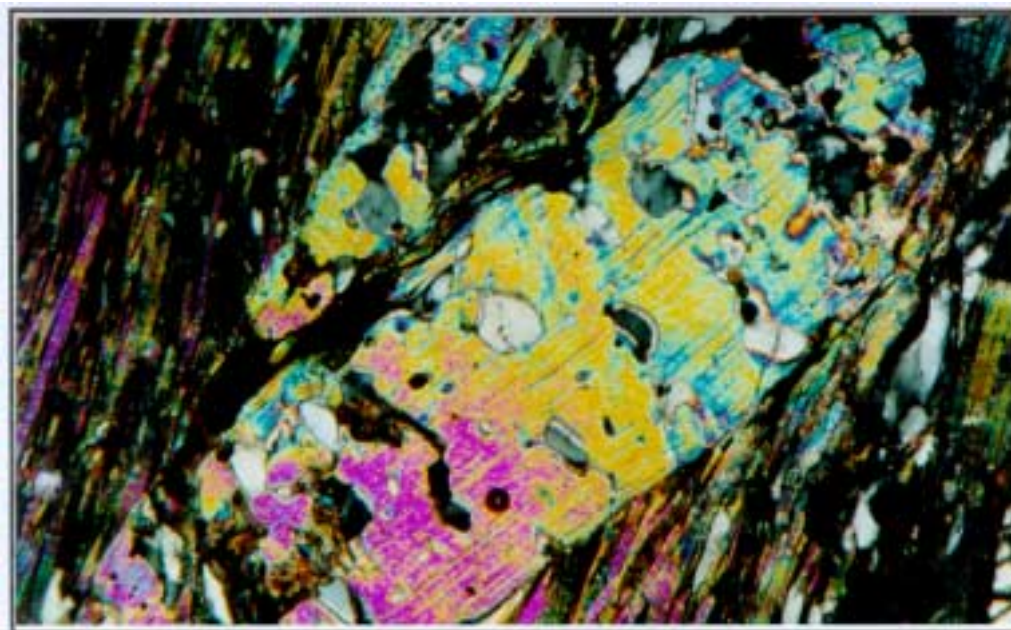


Figura 49- Porfiroblasto de muscovita crescendo por sobre a foliação S_1 . Fotomicrografia à luz polarizada. Dimensões do campo = 1,8mm x 2,7mm.

2.3- Gnaisses calcissilicáticos bandados

Os gnaisses calcissilicáticos apresentam um característico bandamento regular representado por camadas milimétricas de material quartzo-feldspático (bandas félsicas) e camadas de minerais ferromagnesianos (bandas máficas). Esse bandamento reflete o acamadamento primário transposto. Possuem granulação fina e texturas do tipo granoblástica-alongada e granoblástica-poligonal (Fig. 50). Apresentam uma paragênese mineral bastante variada, formada por plagioclásio (An_{55}), quartzo, diopsídio, titanita, hornblenda, granada, escapolita e raramente microclínio. Os acessórios principais são apatita, epidoto e sulfetos.

Em algumas amostras observa-se porfiroblastos de plagioclásio em matriz granoblástica fina caracterizando uma bimodalidade granulométrica. Feições deformacionais são pouco pronunciadas sendo que as mais comuns são extinção ondulante no quartzo, formação de subgrãos e maclas do plagioclásio deslocadas. Entretanto, dobras intrafoliais são relativamente freqüentes e representadas quase que exclusivamente por micro-agregados granoblásticos de hornblenda e mais raramente de diopsídio. Nas zonas de alta deformação

estes gnaisses foram transformados em milonitos, os quais exibem estruturas s x c representadas, geralmente, por cristais estirados de granada e diopsídio (Fig. 51).



Figura 50- Bandamento metamórfico regular definido por níveis de minerais máficos e félsicos refletindo, provavelmente, o acamamento primário. Fotomicrografia à luz polarizada. Dimensões do campo = 1,8mm x 2,7mm.

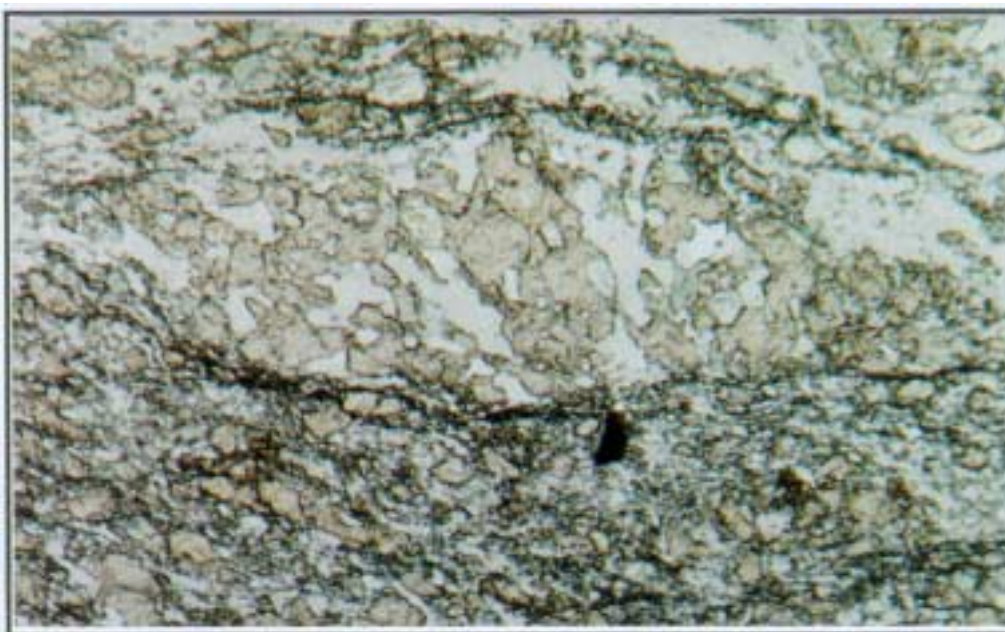


Figura 51- Milonito calcissilicático exibindo estrutura s x c representada por cristais estirados de granada, diopsídio e quartzo. Fotomicrografia à luz natural. Dimensões do campo = 1,8mm x 2,7mm.

O diopsídio é a fase fêmica predominante nos gnaisses, apresentando-se, de maneira generalizada, com formas xenomórficas, que juntamente com a hornblenda, titanita e mais raramente granada, constituem as bandas máficas intercaladas com bandas félsicas constituídas por quartzo, plagioclásio e escapolita. O plagioclásio ocorre como microcristais em agregados granoblástico na matriz e mais raramente como porfiroblastos com inclusões de quartzo e hornblenda.

A paragênese metamórfica freqüentemente encontrada é dominada por quartzo + diopsídio + plagioclásio (An_{55}) + hornblenda + titanita \pm granada \pm escapolita \pm microclínio e é compatível com condições de metamorfismo da fácies anfibolito superior.

2.4- Gnaisses calcissilicáticos maciços

Esses gnaisses diferem dos anteriores por possuírem um aspecto maciço, homogeneidade textural, ricos em quartzo e cores escuras. A granulação é bastante fina e textura granoblástica predominante em todos os tipos observados. Essa textura é representada por um arcabouço poligonizado a alongado de cristais de plagioclásio, quartzo e diopsídio. A paragênese mais representativa desta unidade é composta por plagioclásio (An_{42}) + diopsídio + quartzo + titanita \pm epidoto. Raramente ocorrem hornblenda e microclínio. As proporções de diopsídio são variáveis, mas geralmente constitui-se no principal componente máfico. Observa-se a textura nematoblástica, representada por cristais alongados de diopsídio e esporadicamente hornblenda. O contato entre os constituintes minerais é reto e as formas predominantes são subidiomórficas. Geralmente o diopsídio ocorre como poiquiloblastos englobando quartzo e plagioclásio. Os cristais de plagioclásio, geralmente, não exibem maclas e ocorrem como agregados granoblásticos em contato intracristalino lobado. O quartzo é a fase mineral predominante, possui hábito alongado, com extinção ondulante observando-se a geração de subgrãos e recristalização.

Feições de desequilíbrio mineral são observadas em algumas seções delgadas, onde os grãos de diopsídio e hornblenda quando seccionados por microfraturas desenvolvem um agregado de epidoto e actinolita. Os cristais de plagioclásio, por sua vez, mostram o núcleo sericitizado. Estas reações retrometamórficas são vinculadas a intrusão dos corpos graníticos tardi-tectônicos.

V- PETROGRAFIA DAS ROCHAS GRANÍTICAS INTRUSIVAS

1. Granito Rio Branco

Os granitos estudados são classificados como monzogranitos, possuindo teores variáveis de biotita e hornblenda. São predominantemente equigranulares médios, raramente porfiríticos, e mostram estrutura deformacional superimposta em graus variáveis e ainda no estágio magmático. A proporção relativa de matriz milonítica para porfiroclastos permite classificar as amostras, sob este ponto de vista, como protomilonitos a milonitos (Sibson, 1977), sempre com as características ígneas preservadas em maior ou menor grau (Fig. 52).

Os minerais mais comumente porfiroclásticos são feldspatos alcalinos e plagioclásios, geralmente arredondados ou alongados paralelamente à foliação que os envolve, com ou sem sombra de pressão. Essas são, em geral, assimétricas e compostas por quartzo e feldspatos.

O feldspato alcalino exhibe freqüentemente maclas em padrão *tartan*, com forma subidiomórfica e com inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita. Pertitas são comumente observadas nos tipos mais preservados da deformação. Formação de subgrãos, extinção ondulante e associação com mirmequitos são feições mais abundantes nos termos mais deformados.

Os cristais de plagioclásio são freqüentemente zonados, subidiomórficos a xenomórficos, mostram maclas polissintéticas encurvadas, extinção ondulante, subgrãos e *kink bands*. Freqüentemente estão transformados para mica branca e epídoto.

O quartzo ocorre como cristais xenomórficos, mostrando com freqüência contatos suturados, subgrãos, extinção ondulante e recristalização dinâmica de grãos. Estruturas de poligonização são raramente observadas.

A biotita é o mineral máfico predominante, possuindo pleocroísmo castanho-escuro a amarelo-claro, com inclusões de zircão e quartzo. Raramente mostra feições de desequilíbrio, apresentando-se cloritizada, moscovitizada e com óxidos de ferro ao longo das clivagens.

O anfibólio, com características ópticas próprias das hornblendas, é de ocorrência restrita e ocorre isorientado, juntamente com a biotita, ao longo da foliação principal.

A allanita juntamente com o zircão é o acessório principal, exibindo com relativa freqüência coroas de epídoto (pistacita). Alguns cristais estão metamictizados.

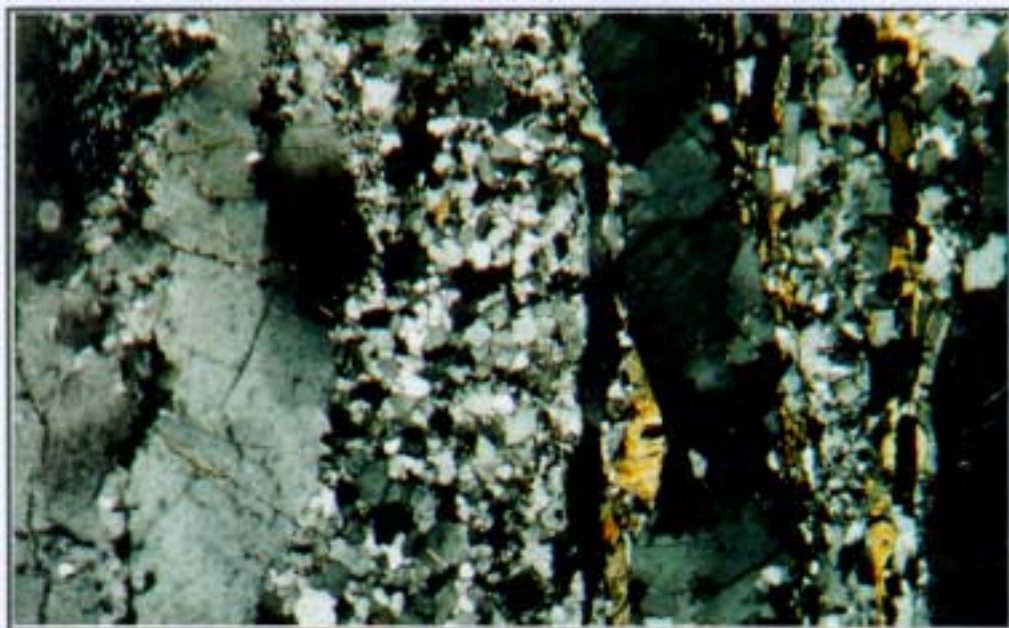


Figura 52- Estrutura milonítica do Granito Rio Branco, mostrando cristais estirados de feldspato alcalino e quartzo em matriz granoblástica equigranular. Fotomicrografia à luz polarizada. Dimensões do campo = 1,8mm x 2,7mm.

2. Suíte Granítica Rio Pardo

As rochas representantes desta suíte apresentam uma forte variação textural em função do seu posicionamento tectono-magmático. Ocorrem corpos com foliação magmática superimposta por uma foliação metamórfica em estágio magmático/submagmático, e corpos com foliação metamórfica impressa no estágio solidus.

Os primeiros apresentam um alinhamento de minerais ígneos, comumente euédricos, paralelos aos contatos externos das intrusões. Os cristais de feldspato alcalino mostram microestruturas ígneas como zonação oscilatória e textura rapakivi e os minerais máficos hornblenda e raramente biotita geralmente ocorrem alinhados. As texturas dominantes são hipidiomórficas seriadas e as porfiríticas não são raras. Dominam as variedades hipersolvus (sienogranitos) representadas por microclínio mesopertítico. Nas variedades subsolvus (monzogranitos), que são raras, os feldspatos são microclínio e oligoclásio. A textura metamórfica superimposta é do tipo granoblástica-alongada acompanhada por deformações intracristalinas com extinção ondulante e *kink bands* nos cristais de feldspato e quartzo.

Apresentam uma assembléia mineral dominada por plagioclásio (An_{34}), quartzo, microclínio mesopertítico, hornblenda (biotita) como minerais essenciais, enquanto zircão, allanita, titanita, magnetita e ocasionalmente granada são os acessórios mais comumente encontrados.

Os corpos graníticos com foliação metamórfica impressa no estágio solidus exibem texturas protomiloníticas predominantes. Nesse sentido, os grãos minerais, principalmente quartzo e feldspato alcalino, raramente o plagioclásio, exibem bandas de deformação, subgrãos, extinção ondulante e alongamento segundo o eixo “c”. Essas são evidências de que essas rochas foram submetidas a um evento deformacional quando já se comportavam fisicamente como um sólido. Os dados de Voll, 1976, 1980 e de Altenberger *et al.*, 1988, indicam temperaturas da ordem de 300° C para a formação de subgrãos e recristalização dinâmica do feldspato alcalino e de 500 a 520° C para o plagioclásio com a formação de subgrãos iniciando-se a cerca de 50° C abaixo. Considerando os dados acima pode-se estabelecer uma temperatura em torno de 450-500° C para a deformação observada nas rochas graníticas da suíte estudada.

O microclínio ocorre como porfiroclasto lenticular com efeitos visíveis de deformação e recristalização principalmente nas suas bordas onde se observa geração de subgrãos e recuperação (Fig. 53). Também são freqüentes exsoluções de lamelas de albita (pertitas).

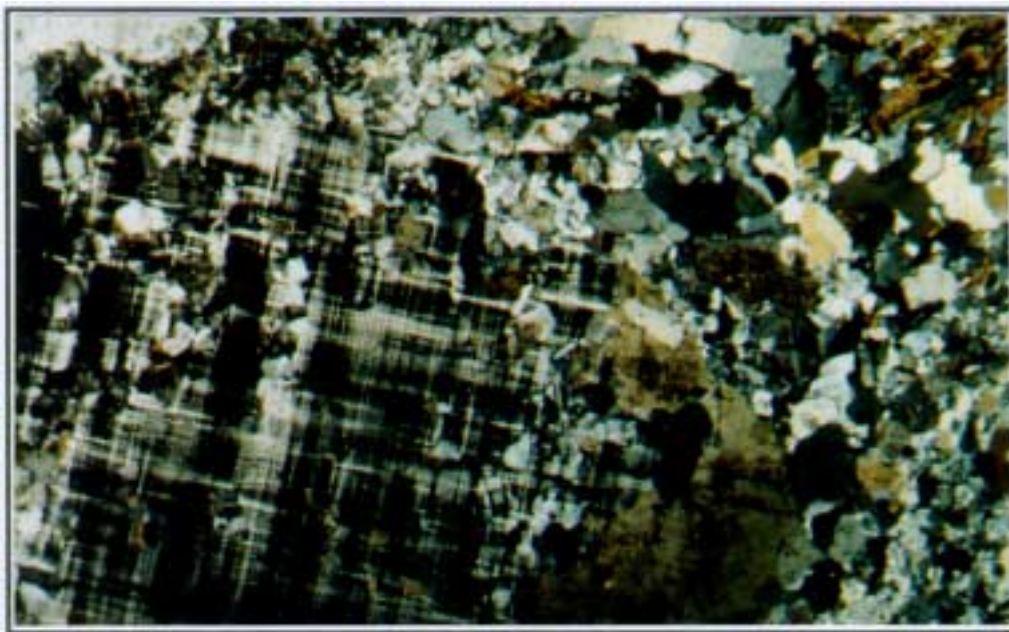


Figura 53- Porfiroclasto de microclínio com bordas e fraturas recristalizadas. Observa-se a textura rapakivi relíquia na margem direita do cristal de microclínio. Fotomicrografia à luz polarizada. Dimensões do campo = 1,8mm x 2,7mm.

Intercrescimentos mirmequíticos também ocorrem com frequência e é comum a sua localização nas bordas dos porfiroclastos alongados opostas às sombras de pressão. O quartzo raramente constitui porfiroclastos, mostrando um significativo achatamento, cuja extrema ductilidade favoreceu o desenvolvimento de cristais em forma de *ribbons*.

A hornblenda verde-azulada de provável afinidade ferro-hastingsítica e a biotita marrom-pardacenta mostram-se, geralmente, rotacionadas e recristalizadas segundo a direção da foliação milonítica, contornando os porfiroclastos de feldspato alcalino e plagioclásio. A titanita ocorre bordejando os cristais de ilmenita e associados aos cristais de biotita. A allanita possui forma idioblástica e raramente observam-se cristais metamictizados.

VI- LITOQUÍMICA DAS ROCHAS DO GRUPO NOVA BRASILÂNDIA

Neste capítulo são apresentados e tratados os dados químicos obtidos em rocha total das diferentes variedades de rocha do GNB, enfatizando-se a química das rochas metabásicas e os seus aspectos evolutivos dada a importância desse grupo de rochas na tentativa de caracterização do ambiente geotectônico. O estudo dos metaturbiditos envolveu comparação entre os padrões químicos das seqüências modernas de areia-argila de mar profundo depositadas por correntes de turbidez com turbiditos antigos do tipo folhelho-grauvaca.

1- Caracterização geoquímica das rochas metabásicas

As análises químicas dos elementos maiores, elementos-traço e terras raras foram realizadas no Activation Laboratories Ltd (Ontario-Canadá), Geosol e Lamin-CPRM, onde os primeiros foram analisados por fusão-icp e os dois últimos por fusão-icp/ms. Foram analisadas 45 amostras sendo que a maioria representam anfíbolitos e subordinadamente metagabros conforme é destacado na tabela 1. Todas as amostras foram metamorfisadas na fácies anfíbolito médio/superior com exceção de quatro de fácies granulito representadas pela siglas JI-75, JI-82, SJ-322 e SJ-1893.

	GR 257	RB 101	RB 83B	JS 59A	JS 42	JS 97●	JS 126B	GR 139	GR 56C	JL 64	JL 65●	JL 67	JL 69	JL 70	JL 73
SiO ₂	48,90	51,40	48,40	49,80	49,60	47,70	48,60	51,40	49,20	47,30	48,00	47,00	48,60	50,70	49,50
TiO ₂	1,70	1,30	1,50	2,10	1,70	2,10	2,10	1,70	1,70	2,30	1,70	1,30	1,50	2,10	2,10
Al ₂ O ₃	15,10	13,20	14,60	14,20	16,10	13,20	14,20	14,20	14,20	14,20	17,00	18,40	14,20	12,30	14,20
Fe ₂ O ₃	12,70	14,20	12,70	13,70	9,70	15,60	12,76	12,60	12,30	15,50	9,60	7,90	13,90	7,56	14,80
MnO	0,21	0,21	0,23	0,19	0,15	0,22	0,17	0,17	0,18	0,28	0,13	0,10	0,22	0,12	0,19
MgO	7,20	6,10	8,10	6,70	7,20	6,50	7,20	5,10	6,00	6,80	7,30	7,30	6,80	9,90	6,00
CaO	12,10	8,30	10,40	10,40	9,70	11,10	10,80	8,40	13,00	9,50	11,50	12,60	10,10	13,20	10,10
Na ₂ O	0,96	2,60	1,20	1,20	3,00	1,10	2,30	3,80	1,40	0,95	2,00	1,90	1,90	1,60	0,95
K ₂ O	0,05	1,80	1,30	0,48	1,10	0,85	0,36	0,21	0,31	0,48	0,85	0,85	0,61	0,73	0,48
P ₂ O ₅	0,26	0,18	0,22	0,23	0,28	0,28	0,24	0,26	0,25	0,37	0,22	0,24	0,30	0,20	0,27
Total	99,18	99,29	98,65	99,00	98,53	98,65	98,57	97,84	98,54	97,68	98,30	97,59	98,13	98,95	98,59
H ₂ O+	0,64	0,66	1,40	0,88	1,50	1,30	1,20	0,98	0,98	1,40	1,20	1,10	1,20	0,68	0,76
mg	0,35	0,30	0,38	0,32	0,42	0,29	0,36	0,28	0,32	0,27	0,43	0,48	0,32	0,56	0,28
Cr	200	125	225	100	175	150	294	75	200	75	275	35	275	1300	150
Ni	-	-	-	-	-	-	62	-	-	50	90	-	50	248	35
Cu	30	5	55	10	20	40	74	65	110	35	35	40	60	175	30
Rb	10	16	57	15	24	15	7	10	9	-	29	50	-	31	-
Ba	50	250	215	70	195	105	136	110	75	-	-	17	175	88	100
Sr	100	98	76	139	509	45	194	100	130	-	-	-	115	182	145
Nb	-	10	-	9	29	-	4,4	-	-	-	-	-	-	1,4	-
Zr	161	187	162	118	121	211	117	306	161	-	60	76	-	100	-
Y	40	75	31	29	25	51	33	87	59	-	-	-	-	25	-
Hf	-	-	-	-	-	-	3,30	-	-	-	-	-	-	2,80	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,65	-
La	-	-	-	-	-	-	9,84	-	-	-	-	-	-	13,00	-
Ce	-	-	-	-	-	-	23,50	-	-	-	-	-	-	27,70	-
Pr	-	-	-	-	-	-	3,31	-	-	-	-	-	-	3,44	-
Nd	-	-	-	-	-	-	16,30	-	-	-	-	-	-	15,50	-
Sm	-	-	-	-	-	-	4,75	-	-	-	-	-	-	4,03	-
Eu	-	-	-	-	-	-	1,66	-	-	-	-	-	-	1,27	-
Gd	-	-	-	-	-	-	5,40	-	-	-	-	-	-	4,15	-
Tb	-	-	-	-	-	-	1,00	-	-	-	-	-	-	0,76	-
Dy	-	-	-	-	-	-	6,07	-	-	-	-	-	-	4,59	-
Ho	-	-	-	-	-	-	1,25	-	-	-	-	-	-	0,91	-
Er	-	-	-	-	-	-	3,68	-	-	-	-	-	-	2,69	-
Tm	-	-	-	-	-	-	0,53	-	-	-	-	-	-	0,38	-
Yb	-	-	-	-	-	-	3,46	-	-	-	-	-	-	2,48	-
Lu	-	-	-	-	-	-	0,52	-	-	-	-	-	-	0,36	-
Qz	5,84	2,38	1,82	7,94	-	5,08	0,24	1,67	6,81	6,25	-	-	2,33	2,27	9,24
Or	0,30	10,64	7,71	2,84	6,51	5,03	2,13	1,25	1,84	2,84	5,03	5,03	3,61	4,31	2,84
Ab	8,12	22,00	10,15	10,15	25,38	9,31	19,46	32,15	11,85	8,04	16,92	16,08	16,08	13,54	8,04
An	36,75	19,04	30,62	31,95	27,24	28,58	27,37	21,08	31,55	33,07	34,90	39,17	28,43	24,23	33,08
Di	17,72	17,26	15,94	14,90	15,58	20,26	20,23	15,71	25,47	9,59	16,67	17,39	16,27	31,81	12,67
Hy	22,41	18,00	23,57	21,05	9,81	18,51	20,56	18,10	10,70	27,02	15,28	7,35	22,53	14,96	22,63
Mt	4,20	7,10	5,51	5,65	3,91	7,25	4,06	4,06	6,52	6,65	4,35	4,06	5,36	3,33	5,51
IM	3,23	2,47	2,85	3,99	3,23	3,99	3,99	3,23	3,23	4,37	3,23	2,47	2,85	3,99	3,99
Ap	0,62	0,43	0,52	0,55	0,66	0,66	0,57	0,62	0,59	0,88	0,52	0,57	0,71	0,47	0,64
Zr	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,04	0,03	0,06	0,03	-	0,01	0,02	-	-	-
Cr	0,04	0,03	0,05	0,02	0,04	0,03	0,04	0,02	0,04	0,02	0,06	0,01	0,06	0,28	0,03
Ol	-	-	-	-	6,28	-	-	-	-	-	1,41	5,56	-	-	-
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabela 1- Resultados analíticos dos óxidos (% em peso), traços (em ppm), Terras Raras (em ppm) e a norma CIPW dos anfíbolitos e metagabros do Grupo Nova Brasilândia. Fe₂O₃ como Fe total. (* - cumulados; ●- metagabros; - não determinado).

Tabela 1- (Continuação)

	JL 74	JL 75	JL 77	JL 78	JL 80A*	JL 82	JL 88•	JL 89	SJ 190	SJ 554*	SJ 556	SJ 620	SJ 629*	SJ 645	CR 50
SiO ₂	47,30	48,20	49,20	47,00	41,00	45,00	48,20	50,10	48,00	47,00	49,50	48,30	48,20	48,50	-
TiO ₂	1,50	1,90	2,10	1,70	3,80	2,50	2,10	1,90	1,00	2,30	0,94	1,50	2,10	2,10	-
Al ₂ O ₃	15,10	15,60	15,10	18,00	12,30	16,10	14,20	14,20	13,20	14,60	16,50	16,50	12,30	14,20	-
Fe ₂ O ₃	13,20	13,80	9,00	9,20	19,90	14,80	13,66	12,99	16,10	15,09	10,68	11,09	15,76	12,76	-
MnO	0,26	0,19	0,15	0,13	0,52	0,18	0,19	0,21	0,18	0,05	0,13	0,15	0,24	0,20	-
MgO	6,40	6,60	6,70	8,10	5,10	6,70	6,80	6,40	6,70	7,00	7,70	7,90	7,10	6,40	-
CaO	12,10	9,70	13,30	11,80	10,00	9,80	9,10	9,40	10,90	10,80	10,70	10,70	10,40	10,60	-
Na ₂ O	1,20	0,54	3,20	2,40	1,60	1,10	2,20	1,90	1,50	3,50	4,10	2,40	2,60	2,40	-
K ₂ O	0,48	0,36	0,41	0,73	1,20	0,48	0,36	0,48	0,48	0,48	0,85	0,48	0,36	0,48	-
P ₂ O ₅	0,26	0,30	0,36	0,26	0,45	0,28	0,37	0,25	0,18	0,24	0,24	0,18	0,22	0,33	-
Total	97,80	97,19	99,52	98,72	95,87	96,94	98,32	98,44	99,24	99,07	99,16	99,11	98,62	97,81	-
H ₂ O+	0,84	2,10	0,54	0,52	1,20	2,30	0,95	0,97	-	0,50	0,60	0,50	1,00	1,10	-
mg	0,32	0,32	0,42	0,46	0,20	0,31	0,33	0,33	0,29	0,32	0,41	0,41	0,31	0,33	-
Cr	325	125	125	300	125	100	300	250	1000	218	230	265	85	221	-
Ni	54	35	125	105	20	40	80	61	-	69	50	156	42	99	-
Cu	130	65	30	55	215	20	54	20	-	97	64	111	93	124	-
Rb	11	-	-	-	-	-	10	8	-	21	42	21	14	12	-
Ba	95	75	-	-	175	-	215	225	-	110	140	126	75	126	-
Sr	133	150	-	-	105	-	215	169	-	127	111	125	88	170	-
Nb	3,9	-	29	-	-	-	6,1	5,0	-	4,7	4,0	3,4	3,8	6,3	-
Zr	116	-	155	88	-	74	173	125	-	156	171	91	126	195	-
Y	40	-	8	-	-	-	43	37	-	43	30	30	41	51	-
Hf	3,30	-	-	-	-	-	4,70	3,50	-	4,30	4,70	2,70	3,60	5,30	-
Th	0,70	-	-	-	-	-	1,09	0,77	-	1,25	5,55	2,03	1,21	2,04	-
La	11,10	-	-	-	-	-	14,20	11,20	-	9,22	11,10	8,76	8,08	16,30	11,13
Ce	26,90	-	-	-	-	-	33,60	27,60	-	23,30	26,80	21,00	19,50	38,92	37,81
Pr	3,69	-	-	-	-	-	4,60	3,87	-	3,32	3,45	2,75	2,79	4,96	-
Nd	18,30	-	-	-	-	-	22,70	19,50	-	17,10	16,00	13,10	14,50	24,60	18,66
Sm	5,68	-	-	-	-	-	6,36	5,67	-	5,57	4,29	4,01	4,67	7,15	4,57
Eu	1,89	-	-	-	-	-	2,07	1,72	-	1,82	1,46	1,27	1,55	2,18	1,06
Gd	6,61	-	-	-	-	-	7,05	6,29	-	6,65	4,80	4,61	5,98	8,08	3,93
Tb	1,25	-	-	-	-	-	1,30	1,19	-	1,28	0,90	0,91	1,13	1,53	-
Dy	7,25	-	-	-	-	-	7,78	6,94	-	7,75	5,48	5,41	7,10	9,26	4,41
Ho	1,51	-	-	-	-	-	1,61	1,46	-	1,65	1,16	1,15	1,51	1,96	0,89
Er	4,27	-	-	-	-	-	4,67	4,16	-	4,79	3,35	3,32	4,42	5,59	2,49
Tm	0,61	-	-	-	-	-	0,67	0,60	-	0,70	0,50	0,48	0,68	0,83	-
Yb	4,05	-	-	-	-	-	4,48	3,92	-	4,69	3,35	3,19	4,42	5,50	2,16
Lu	0,58	-	-	-	-	-	0,65	0,57	-	0,66	0,51	0,46	0,66	0,79	0,30
Qz	2,18	10,36	-	-	-	2,87	3,02	5,67	4,98	-	-	-	-	2,22	-
Or	2,84	2,13	2,43	4,32	7,09	2,84	2,13	2,84	2,84	2,84	5,03	2,84	2,13	2,84	-
Ab	10,15	4,57	23,66	20,31	13,54	9,31	18,61	16,08	12,69	23,26	24,43	20,31	22,00	20,31	-
An	34,41	39,09	25,63	36,19	22,85	37,58	27,83	28,82	30,60	18,90	18,93	32,84	20,84	26,57	-
Di	19,79	5,84	30,90	16,55	20,08	7,550	12,30	13,41	18,14	27,36	26,57	15,47	24,28	19,48	-
Hy	20,93	24,69	-	1,32	4,86	25,45	23,25	22,61	17,61	-	-	14,73	15,19	15,86	-
Mt	4,06	6,23	2,03	4,20	6,38	5,94	6,38	5,37	10,00	3,91	3,48	4,64	4,20	5,80	-
IM	2,85	3,61	3,99	3,23	7,22	4,75	3,99	3,61	1,90	4,37	1,79	2,85	3,99	3,99	-
Ap	0,62	0,71	0,85	0,62	1,07	0,66	0,88	0,59	0,43	0,57	0,57	0,43	0,52	0,78	-
Zr	-	-	0,03	0,02	-	0,01	-	-	-	0,03	0,05	0,03	0,03	0,04	-
Cr	0,07	0,03	0,03	0,03	0,06	0,03	0,02	0,06	0,05	0,22	0,03	0,03	0,04	0,01	-
Ol	-	-	8,20	12,60	12,86	-	-	-	-	14,15	12,83	5,04	5,51	-	-
Ne	-	-	1,85	-	-	-	-	-	-	3,44	5,56	-	-	-	-

Tabela 1- (Continuação)

	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	SJ	GR	GR	GR	GR	GR	GR	GR	GR	GR
	500B	520●	1822	1825	1890	1893	25	179*●	208	211	229	232	322B	323	328●
SiO ₂	50,24	50,57	48,46	52,26	52,26	49,13	50,66	62,71	48,34	47,33	51,77	58,40	50,82	53,69	48,78
TiO ₂	1,53	1,29	1,95	1,16	1,16	0,88	1,01	1,38	2,09	3,56	0,77	0,85	1,53	0,85	2,30
Al ₂ O ₃	14,85	15,72	13,92	15,53	14,62	17,50	15,53	12,87	14,76	12,61	16,49	17,19	16,60	14,55	15,00
Fe ₂ O ₃	11,67	9,21	12,41	10,09	8,66	8,13	7,88	8,47	11,38	14,29	7,06	7,06	8,25	7,41	10,40
FeO	1,85	1,46	1,97	1,60	1,38	1,29	1,25	1,35	1,81	2,27	1,12	1,12	1,31	1,18	1,65
MnO	0,21	0,17	0,24	0,18	0,16	0,16	0,16	0,04	0,17	0,24	0,14	0,05	0,18	0,11	0,21
MgO	4,57	7,57	6,57	6,08	5,57	7,84	8,32	1,65	6,79	5,09	7,99	3,77	6,41	5,97	7,23
CaO	9,83	10,36	10,17	10,47	10,35	10,69	11,30	4,19	9,80	8,69	10,71	1,02	11,35	10,76	9,05
Na ₂ O	2,93	2,48	2,67	1,40	2,17	2,28	2,18	4,54	3,51	3,95	2,37	5,10	2,52	4,31	3,12
K ₂ O	1,03	0,66	0,40	0,41	1,22	0,37	0,46	1,19	0,30	0,56	0,70	4,28	0,62	0,70	0,41
P ₂ O ₅	0,20	0,19	0,23	0,17	0,12	0,22	0,09	0,41	0,19	0,48	0,12	0,12	0,14	0,09	0,34
Total	98,91	99,69	98,99	99,35	97,77	98,50	98,84	98,80	99,14	99,07	99,24	98,96	99,73	99,62	98,49
H ₂ O	0,58	0,31	0,08	0,26	0,83	0,09	0,03	0,23	0,08	0,25	0,05	0,56	0,11	0,66	0,10
mg	39,73	58,04	47,12	50,36	51,98	61,87	64,00	24,68	50,11	37,49	65,59	47,36	56,66	57,55	53,93
Cr	89	294	157	175	265	187	347	8	175	132	205	109	224	73	147
Ni	79	89	79	83	67	105	118	44	103	123	76	50	81	78	118
Co	47	47	40	49	54	50	48	22	48	54	29	23	37	29	51
Sc	36	35	48	37	40	29	41	24	39	49	29	20	42	43	33
V	338	239	389	312	276	175	237	109	417	625	151	121	278	294	309
Cu	52	73	121	80	166	64	80	33	48	43	46	41	76	35	59
Rb	-	39	14	23	66	21	26	29	9	17	31	217	43	33	16
Cs	0,90	1,50	0,70	1,00	2,80	0,70	0,80	0,80	0,20	0,40	0,60	8,80	1,20	0,90	0,50
Ba	398	253	124	176	134	124	96	359	91	241	182	541	125	155	168
Sr	141	149	106	171	143	141	109	112	160	146	173	79	142	122	236
Ta	0,56	0,43	0,28	0,46	0,52	0,26	0,28	1,09	0,21	0,60	0,25	1,30	0,37	0,35	5,00
Nb	7,6	4,2	3,3	10,0	9,2	5,7	5,5	14,0	5,4	8,9	3,9	16,0	5,3	4,9	6,1
Hf	5,10	4,00	3,20	5,00	5,10	3,60	3,40	5,30	3,40	7,60	2,30	5,40	4,50	4,70	0,58
Zr	191	133	109	182	174	127	118	178	116	253	83	192	157	163	182
Y	37	33	45	43	47	34	37	61	43	74	20	39	33	32	46
Th	4,26	3,68	1,26	2,55	19,30	6,38	3,88	8,09	1,12	402	2,89	16,00	3,90	6,40	0,05
U	1,68	1,16	0,32	0,84	5,76	0,99	1,08	2,39	0,37	1,90	0,74	5,09	1,28	1,66	0,77
La	17,40	12,80	7,80	16,80	28,80	16,70	11,50	45,20	9,84	26,70	11,80	46,10	13,60	13,60	16,40
Ce	38,50	28,70	19,10	35,70	51,40	34,90	24,70	120,0	25,00	54,30	23,30	91,20	27,40	30,00	37,60
Pr	4,76	3,67	2,62	4,53	5,61	4,02	3,03	14,81	3,52	7,33	2,87	9,87	3,56	3,37	5,03
Nd	21,90	17,40	14,00	22,50	25,30	19,70	15,40	58,50	18,10	36,20	12,60	40,90	15,90	16,20	26,10
Sm	5,28	4,30	4,64	5,75	6,46	5,35	4,49	13,10	5,54	10,50	3,26	8,17	4,38	4,68	7,14
Eu	1,51	1,31	1,60	1,59	1,54	1,35	1,22	4,41	1,76	3,05	0,95	1,38	1,32	1,04	2,16
Gd	5,73	5,04	5,57	6,33	6,94	5,29	4,95	11,70	6,33	10,90	3,18	7,68	4,71	4,86	7,81
Tb	1,04	0,88	1,09	1,14	1,25	0,93	0,96	1,77	1,12	2,05	0,56	1,08	0,90	0,84	1,34
Dy	6,18	5,32	7,16	7,09	7,80	6,01	6,34	11,40	7,04	13,00	3,52	6,38	5,82	5,59	8,03
Ho	1,26	1,11	1,55	1,40	1,56	1,15	1,21	2,14	1,44	2,48	0,67	1,24	1,16	1,12	1,56
Er	-	3,22	4,82	4,26	4,89	3,31	3,85	6,19	4,45	7,52	2,07	4,03	3,50	3,34	4,56
Tm	0,55	0,50	0,70	0,63	0,75	0,51	0,59	0,88	0,62	1,17	0,31	0,60	0,55	0,50	4,69
Yb	3,50	3,07	4,26	3,82	4,48	3,33	3,64	5,81	3,78	7,35	1,97	3,72	3,40	3,19	0,65
Lu	0,55	0,49	0,67	0,56	0,67	0,50	0,53	0,82	0,58	1,06	0,28	0,58	0,50	0,50	3,95
Qz	6,90	5,03	5,65	14,94	10,07	3,73	5,07	22,91	1,29	2,70	5,08	4,77	5,29	1,66	3,48
Or	6,09	3,92	2,37	2,43	7,24	2,19	2,73	7,04	1,78	3,32	4,15	25,38	3,68	4,15	2,43
Ab	24,79	20,98	22,59	11,85	18,36	19,29	18,44	38,41	29,70	33,42	20,05	43,15	21,32	36,47	26,40
An	24,35	29,83	24,83	34,90	26,55	36,44	31,24	11,24	23,64	15,03	32,30	4,45	32,16	18,29	25,73
Di	18,12	15,93	18,84	12,50	18,77	11,87	18,92	5,45	18,54	17,47	15,70	-	18,16	26,93	12,71
Hy	2,99	11,47	7,63	9,35	5,18	14,02	11,95	1,59	8,32	4,58	12,62	9,39	7,55	2,39	12,12
Mt	2,25	1,52	1,49	2,40	1,58	2,15	1,62	0,49	0,34	-	1,83	1,31	0,37	1,71	-
Il	2,90	2,45	3,70	2,20	2,20	1,67	1,92	2,62	3,97	5,33	1,46	1,61	2,90	1,61	3,96
Ap	0,47	0,45	0,55	0,40	0,28	0,52	0,21	0,98	0,45	1,14	0,28	0,29	0,33	0,21	0,81
Zr	0,04	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03	0,02	0,04	0,02	0,05	0,02	0,04	0,03	0,03	0,04
Cr	0,02	0,06	0,03	0,04	0,06	0,04	0,07	-	0,04	0,03	0,04	0,02	0,05	0,02	0,03

Com vista em avaliar a extensão da mobilidade de elementos maiores, seja por processos singenéticos, metassomáticos, etc, apesar das amostras estudadas não mostrarem evidências destes fenômenos no campo e nem durante os estudos petrográficos, utilizou-se os diagramas LMPR de Beswick & Soucie (1978), desenvolvidos a partir de dados analíticos de rochas vulcânicas recentes não alteradas. O método permite identificar o tipo e a intensidade de qualquer efeito metassomático e/ou metamórfico o qual pode modificar as características primárias dos elementos maiores. Nesse sentido, os autores fazem uso das razões da proporção molecular (MPR) dos principais óxidos (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , FeO , MgO e MnO) e definem um padrão de correlação com o qual podem ser comparadas outras grupos de amostras. A observação destes diagramas (Fig. 54), indica que as amostras utilizadas estão dispostas no intervalo de não alteração definido por Beswick & Soucie (1978) e, desta forma, as mesmas podem ser utilizadas em estudos petrogenéticos.

A identificação petrográfica de fases cumulus em alguns metabasitos impossibilitou o tratamento destes como líquidos magmáticos puros. O contraste de composição entre os minerais de cumulus e as outras fases minerais determinaram uma “tendência de pontos esparsos” característico dos cumulados. Assim, as amostras que foram identificadas com as fases cumuláticas conforme critérios texturais (aglomerados grano-nematoblásticos de magnésio-hornblenda) e critérios químicos como baixo $\text{Al}_2\text{O}_3 \cong 12\%$, baixa $\text{SiO}_2 = 45-47\%$, alto $\text{MgO} = 9.9\%$ e $\text{Cr} \cong 1100$ ppm, foram assinaladas com simbologia diferente nos diagramas geoquímicos.

Caracteristicamente os metabasitos do GNB possuem baixos conteúdos de K_2O , TiO_2 e P_2O_5 , associados com alto CaO e Na/K , assemelhando-se quimicamente aos toleítos de fundo oceânico (Engel *et al.*, 1965; Kay *et al.*, 1970), conforme os dados da tabela 1. Em diagramas de classificação química como $\text{SiO}_2 \times (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ e AFM, os metabasitos mostram um distinto *trend* de enriquecimento em ferro (Fig. 55), comum em rochas da série toleítica.

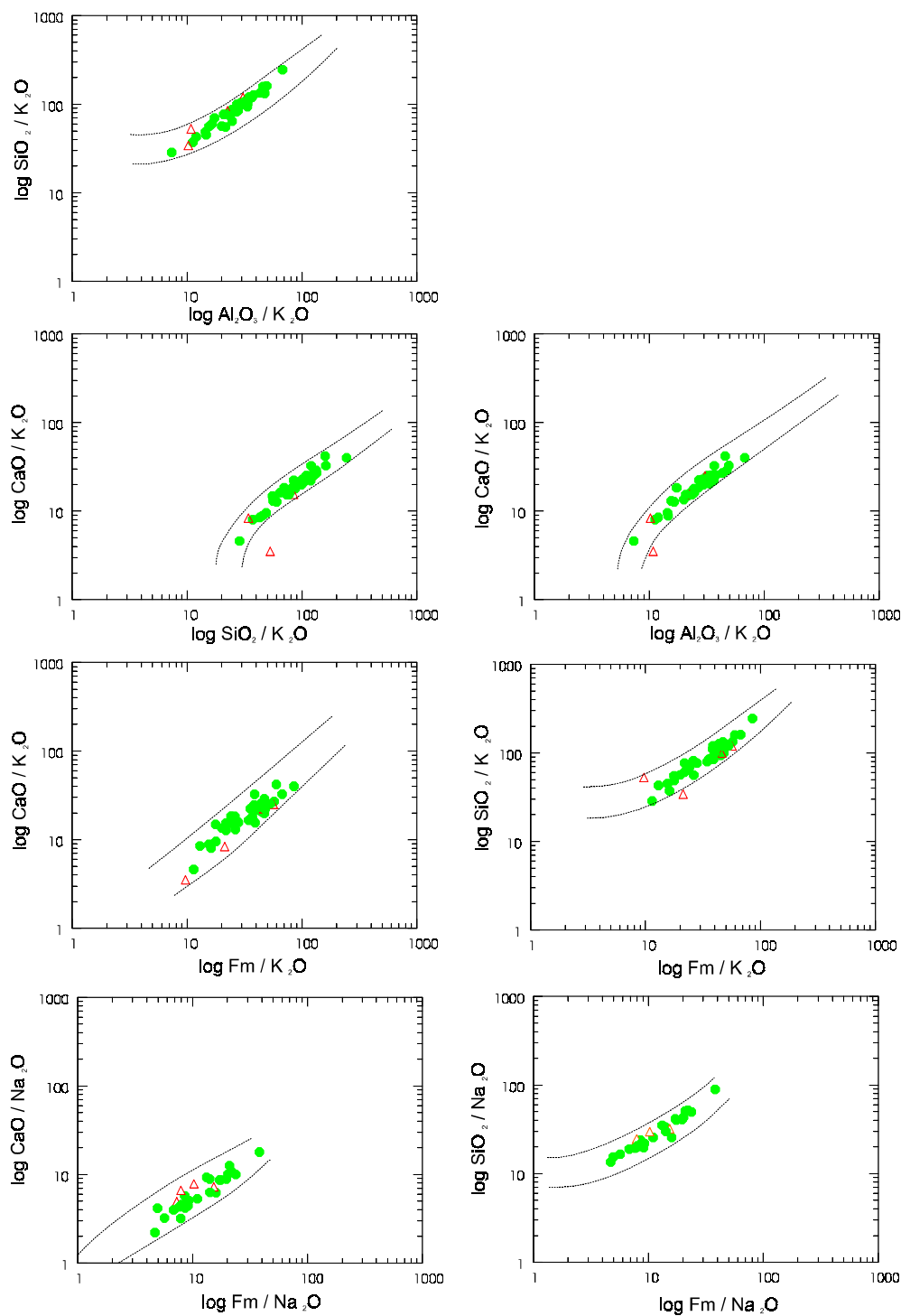


Figura 54- Diagramas das razões de proporção molecular (MPR) das rochas metabásicas do GNB. Fm é a soma da proporção molecular do FeO total, MgO e MnO. Campos tracejados definidos por Beswick & Soucie (1978). Simbologia: (●-anfíbolitos/metagabros; ▲ - cumulados).

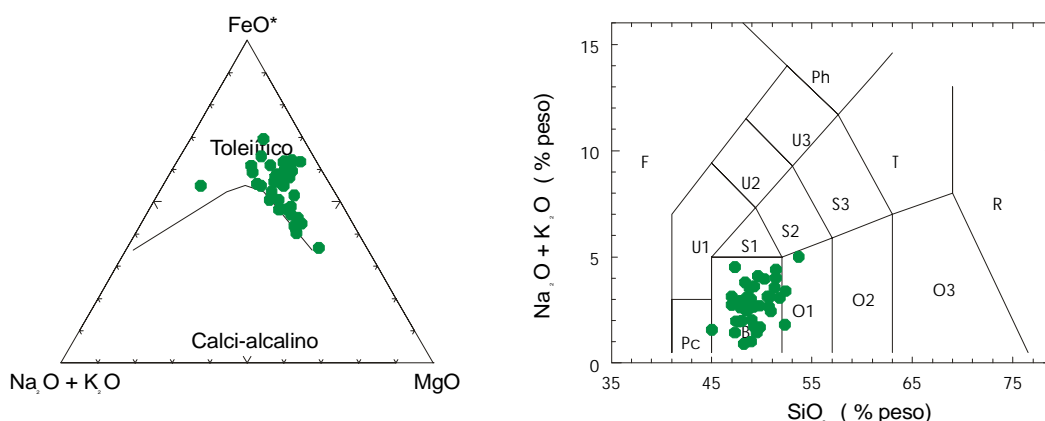


Figura 55- Diagrama AFM e SiO_2 x $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ mostrando a distribuição dos anfibolitos/metagabros no campo toleítico e dos basaltos, respectivamente.

-Elementos Maiores

Os parâmetros químicos das amostras foram projetados através da razão $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$ (atômicos), um índice de fracionamento ou diferenciação (ID). Este índice foi escolhido por representar melhor a variação composicional destas rochas sendo, portanto, representativo dos processos de diferenciação magmática.

Observando-se os diagramas binários (Fig. 56) nota-se um aumento progressivo de SiO_2 , FeO_T , MnO , P_2O_5 e TiO_2 com a diferenciação do sistema. Antipateticamente, ocorre um decréscimo de MgO , CaO , e Al_2O_3 com o processo de diferenciação. Estas tendências sugerem a extração de fases magnesianas e calcio-aluminosas tais como olivina + plagioclásio + clinopiroxênio. O diagrama de Fe_{Total} exibe um *trend* progressivo de enriquecimento em ferro com a diferenciação, que é uma das características diagnósticas de magmas da série toleítica.

O padrão da variação de CaO é algo semelhante ao de Al_2O_3 e sendo assim, no diagrama $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$ x ID (Fig. 57a) e Sr x ID (Fig. 57b) estes elementos mostram uma correlação negativa enquanto que no diagrama $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$ x Sr (Fig. 58) há um comportamento quase que linear sugestivo de fracionamento do plagioclásio durante a evolução magmática. Ao mesmo tempo, o decréscimo de MgO é sugestivo da cristalização fracionada do piroxênio e olivina.

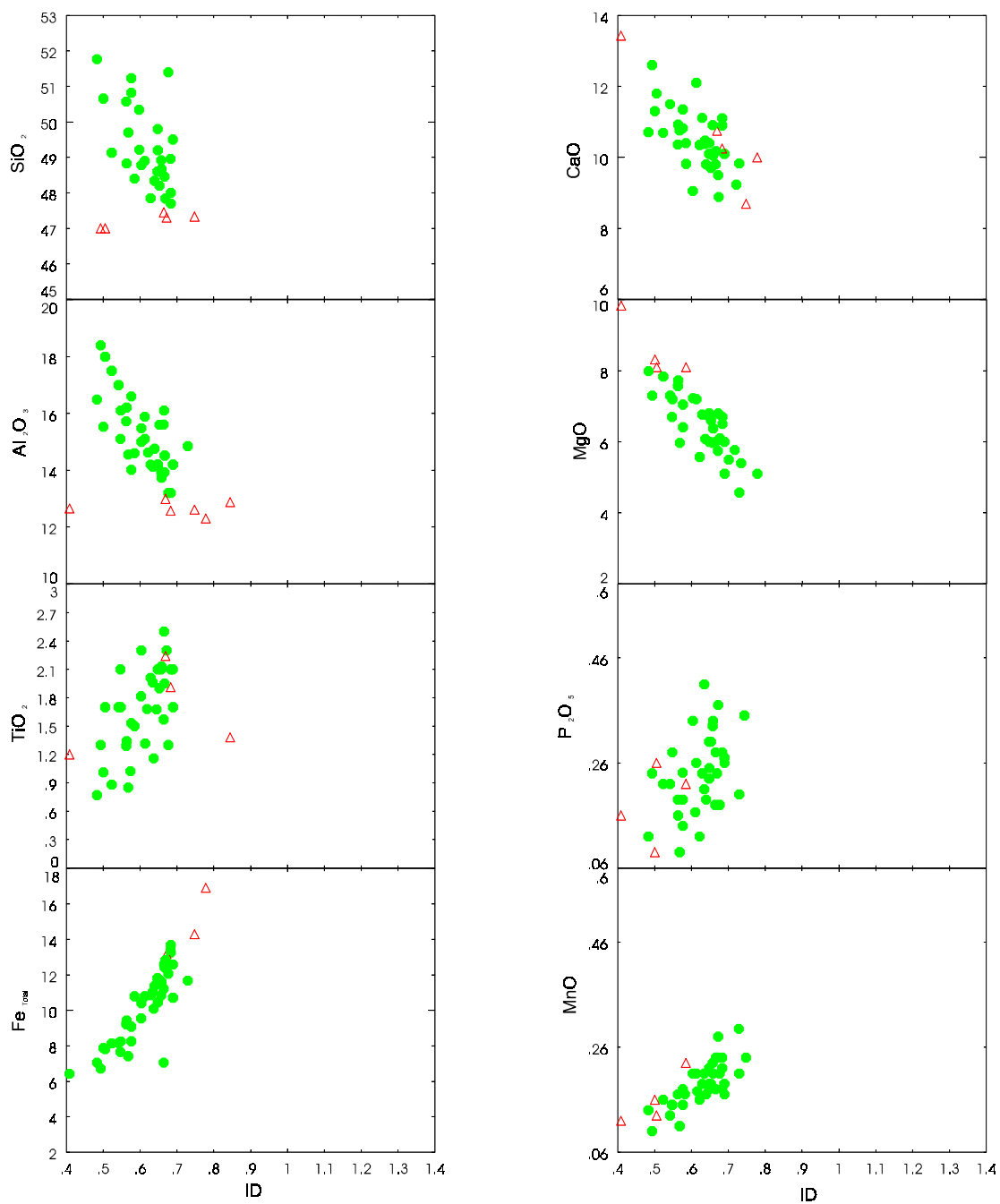


Figura 56- Diagrama de variação dos elementos maiores versus o ID (= Fe/Fe+Mg) (atômico).

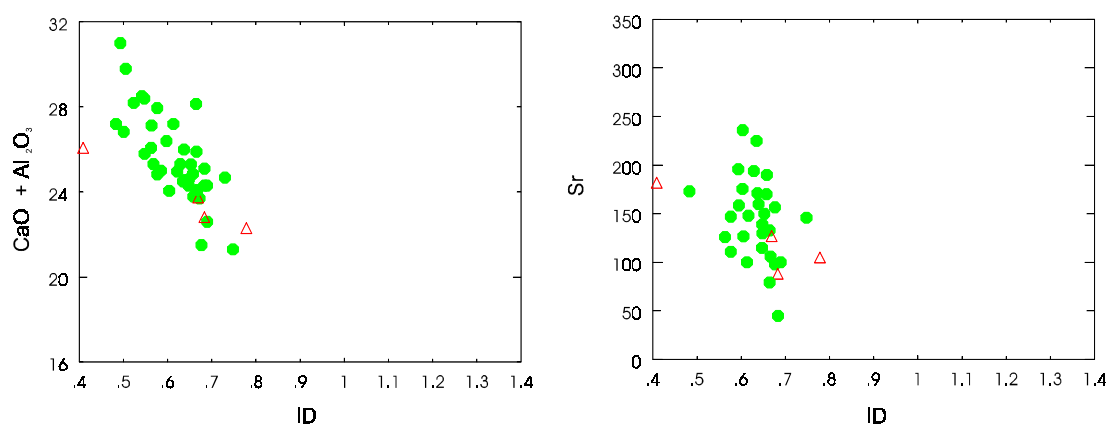


Figura 57: (a)- Diagrama de $\text{CaO}+\text{Al}_2\text{O}_3$ versus ID; (b)- Sr versus ID dos anfibolitos e metagabros exibindo o comportamento das amostras com a diferenciação.

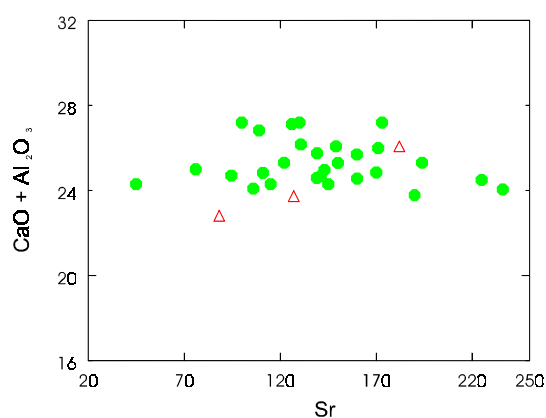


Figura 58- Diagrama de $\text{CaO}+\text{Al}_2\text{O}_3$ x Sr mostrando um comportamento similar destes elementos.

Os efeitos da diferenciação podem ser também demonstrados através da comparação dos óxidos com o Zr, na medida que o último não participa das fases minerais dos magmas básicos tornando-se, desta forma, um índice de diferenciação. Assim, os anfibolitos exibem valores do *mg* que decrescem com o aumento de Zr implicando que muitas das variações químicas dessas rochas podem ser atribuídas ao processo de cristalização fracionada (Fig. 59).

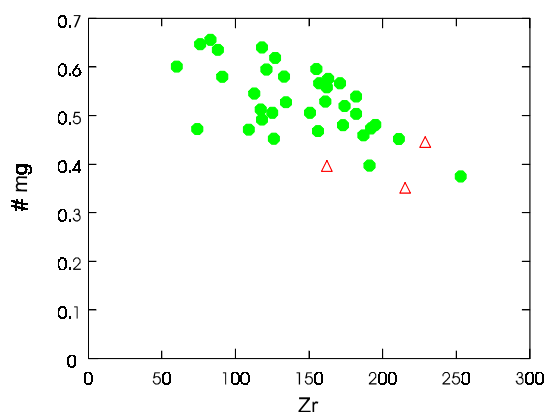


Figura 59- Diagrama do $\#mg = (100Mg/Mg+Fe)$ versus Zr das amostras dos anfibolitos e metagabros.

-Elementos-traço

Os valores dos elementos-traço dos anfibolitos e metagabros estão indicados na Tabela 1. Elementos tais como Ba, K e Rb podem ser mobilizados pela ação de fluídos durante o metamorfismo. A dispersão dos dados (Fig. 60) pode ser atribuída a alteração do plagioclásio e não parece estar vinculada a modificação devido ao metamorfismo. Entretanto, elementos menos móveis como Y e Ti plotados contra o ID mostram uma boa correlação, refletindo o fracionamento ígneo original (Fig. 61). Por conseguinte, a correlação positiva destes elementos sugerem que nenhuma fase mineral rica em Ti e Y foi extraída substancialmente durante a evolução de cristalização do magma básico.

Nos diagramas binários, o Cr e Ni mostram um decréscimo com o aumento da razão $Fe/Fe+Mg$, fato este coerente com a hipótese de cristalização fracionada de olivina \pm clinopiroxênio (Fig. 62). Rochas ultramáficas (piroxenitos, troctolitos) e anortositos que ocorrem a SSE da área, podem representar os componentes cumuláticos dominados por olivina + piroxênio e plagioclásio + piroxênio, respectivamente.

Os conteúdos de Cr, Ni e MgO indicam que estas composições básicas representam líquidos evoluídos.

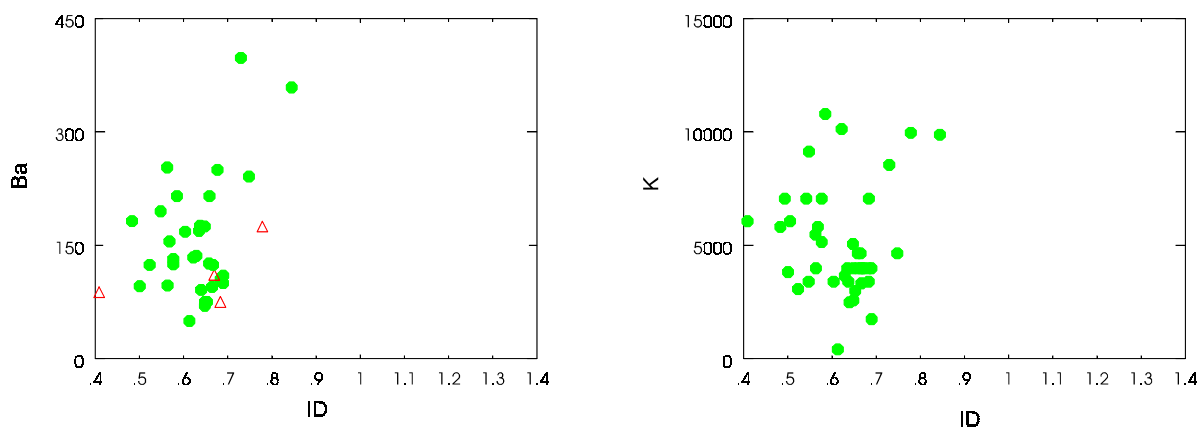


Figura 60- Diagramas dos elementos mais incompatíveis mostrando a dispersão das amostras ocasionada pela alteração do plagioclásio.

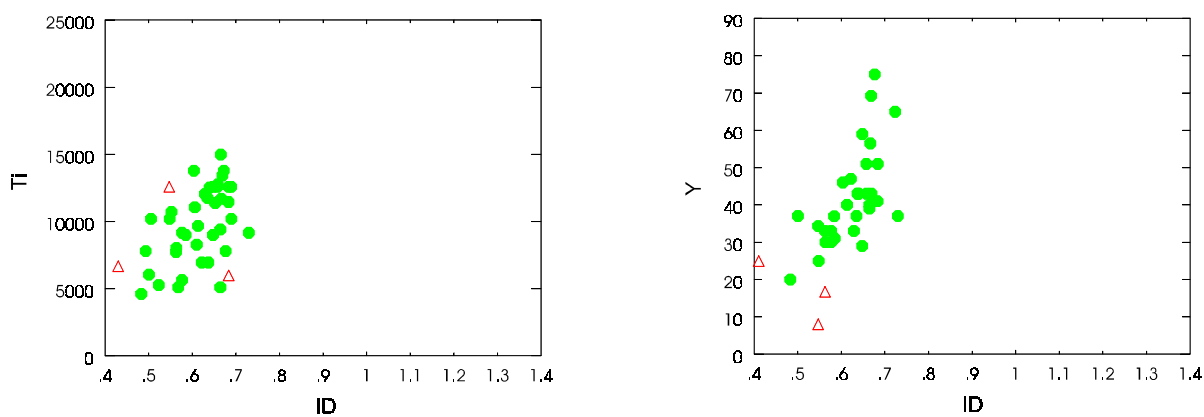


Figura 61- Diagramas dos elementos de alto campo de força (HFSE) plotados contra o índice de diferenciação (ID).

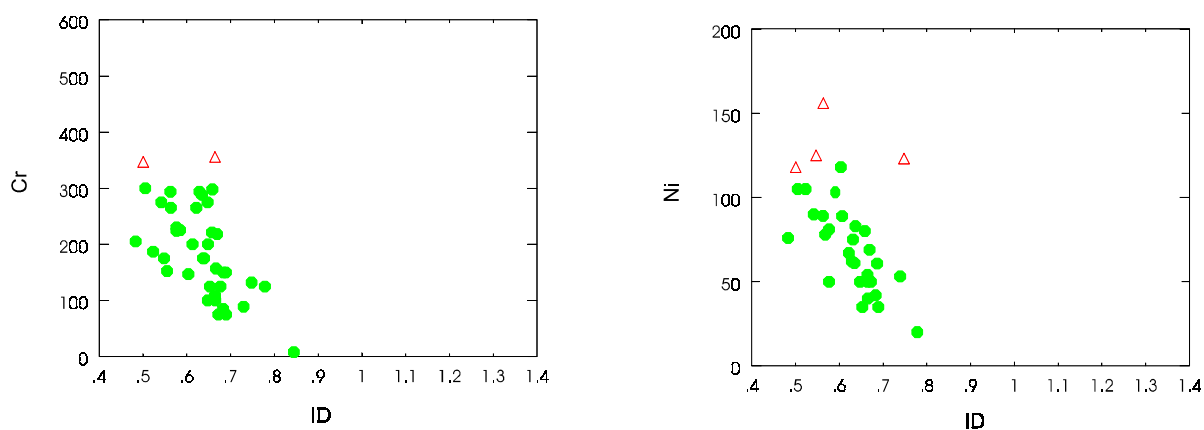


Figura 62- Diagrama de variação do comportamento dos elementos-traço mostrando uma correlação negativa com a diferenciação.

Green *et al.*, (1974), sugerem que magmas primários extraídos de um manto peridotítico tem valores de #mg em torno de 70. Este dado é fundamentado pelo valor uniforme de Mg da olivina mantélica e o coeficiente de partição Mg-Fe constante entre a olivina e o magma. Usando um caminho de raciocínio similar, a relação Ni-Mg pode ser usada como um critério para identificar magmas primários e também é efetiva na estimativa do grau de cristalização fracionada de magmas basálticos, onde o níquel concentra fortemente na olivina que é cristalizada precocemente no trajeto de resfriamento de um magma basáltico. Sato (1977), salienta que o conteúdo de Ni em magmas basálticos é estimado em torno de 300-500 ppm e de MgO entre 10 e 12,5%. Os anfibolitos e metagabros estudados mostram valores inferiores em relação as estas médias, sugerindo que os mesmos são derivados de magma evoluído, coerente com o valor do # mg que é mais baixo do que o esperado em basaltos primários.

-Norma CIPW

A composição normativa dos anfibolitos e metagabros é mostrada na Tabela 1 e no diagrama Cpx-Ol-Hy-Qz (Fig. 63). Utilizou-se a razão $FeO/(FeO + Fe_2O_3)$ com valor de $FeO=0,15$. Estas rochas apresentam hiperstênio e quartzo normativos e, portanto, ocupam o campo dos quartzo-toleíitos (toleíitos supersaturados segundo Yoder & Tilley, 1962). As amostras definem uma tendência em direção ao vértice do quartzo, sendo este padrão semelhante ao dos toleíitos do tipo MORB plotados no diagrama ternário Di-Ol-Hy (Schilling, 1975). Algumas amostras com feições cumuláticas observadas em lâmina apresentam olivina e nefelina normativa.

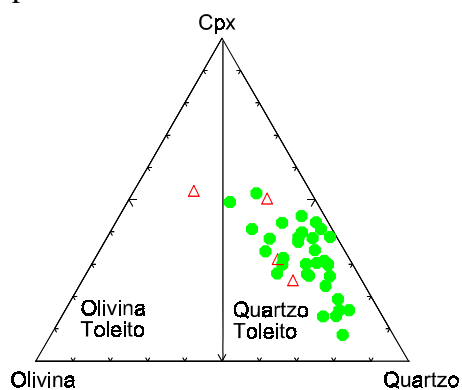


Figura 63 - Mineralogia normativa dos anfibolitos plotados no diagrama Cpx-Ol-Hy-Qz derivado do sistema Di-Fo-Ne-Qz (Yoder & Tilley, 1962).

A composição geoquímica dos elementos maiores, elementos-traço e a composição normativa dos metabasitos, associadas aos baixos valores do # mg, sugerem que estas rochas não representam magmas primários, e sim magmas evoluídos por cristalização fracionada de olivina + piroxênio + plagioclásio.

-Elementos Terras Raras

As amostras dos anfibolitos e metagabros apresentam um padrão moderadamente fracionado em relação ao condrito de Nakamura (1974), com médio enriquecimento em ETRL (30 a 50 vezes o condrito) e intervalo da razão La/Sm de 1,65 a 2,27. Observa-se também um fraco enriquecimento dos ETRP (~ 15 vezes o condrito) com razão La/Yb de 1,83 a 3,31 (Fig. 64). A cristalização fracionada envolvendo olivina, clinopiroxênio e plagioclásio pode explicar este aumento no conteúdo total dos ETR's. Também, a anomalia negativa de Eu sugere que o fracionamento do plagioclásio pode ter sido importante na evolução dos metabasitos. Observa-se também um padrão muito semelhante aos basaltos do tipo P-MORB.

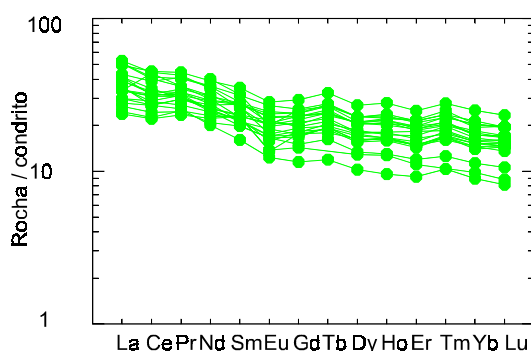


Figura 64- Diagrama ETR dos anfibolitos e metagabros normalizado ao condrito de Nakamura (1974).

- Características químicas das rochas metabásicas em função da ambiência tectônica

Os MORB's são toleííticos com olivina normativa e # mg [$Mg \times 100 / (Mg + Fe^2)$ atômico] entre 59 e 68 (Sun et al., 1979). São comprovadamente típicos de cordilheiras meso-oceânicas, mas não exclusivos deste ambiente, pois composições similares aos MORB também foram descritas em regiões de bacias back-arc, arco-de-ilhas e em rifts intracontinentais. O uso dos elementos-traço e Terras Raras serve na distinção entre os N-MORB, T e P-MORB conforme Sun *et al.*, 1979:

a) N-MORB: razões $\text{La/Sm} < 1$, variando entre 0,4 e 0,7, $\text{TiO}_2 / \text{P}_2\text{O}_5 \sim 10$, $\text{Ti/Zr} \sim 110$, $\text{Zr/Y} \sim 2.5$, $\text{Zr/Nb} > 30$, $\text{Y/Nb} > 8$ e razões dos isótopos $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.51310-0.51329) $>$ condrito, sugerindo que sua fonte experimentou um fenômeno de empobrecimento de longa duração; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7021-0.7030) e razões $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$ baixas evidenciando o seu caráter empobrecido em elementos incompatíveis.

b) T e P-MORB: exibem um enriquecimento progressivo dos ETRL em relação aos ETRP terminando com forte empobrecimento do Cs; forte empobrecimento do K em relação ao La e Nb, e do U e Th relativos ao Ba e Nb; são mais radiogênicos que os N-MORB, evidenciado pelas razões mais elevadas de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ e $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$ demonstrando o caráter enriquecido em elementos mais incompatíveis. Os P-MORB's geralmente mostram as médias das razões $\text{Zr/Nb} \sim 10$, Y/Nb (0,9 a 1,2) e um forte enriquecimento em ETRL ($\text{La/Yb}=4,8-6,9$). Já para os tipos transicionais (T) as razões Zr/Nb variam de 7,7 a 11,8 e Y/Nb de 1,3 a 3,0, além de um leve enriquecimento em ETRL ($\text{La/Yb}=1,7-4,3$).

No diagrama multielemental normalizado por N-Morb (Pearce, 1982), os anfibolitos e metagabros mostram um enriquecimento em LIL's aliado a uma anomalia negativa de Ti, Nb e Ta (Fig. 65). Vários modelos foram propostos para explicar o enriquecimento em ETRL dos P-MORB's. De acordo com Langmuir *et al.*, (1977), estes basaltos seriam originados por fusão parcial de um manto enriquecido em ETRL. Outros modelos sugerem pequenos graus de fusão mantélica com a retenção de ETRP em granadas residuais. Além disso, um mecanismo de evolução por cristalização fracionada para magmas mais evoluídos pode gerar um aumento da razão ETRL/ETRP, além de uma anomalia negativa de Eu (Sun and Nesbitt, 1977).

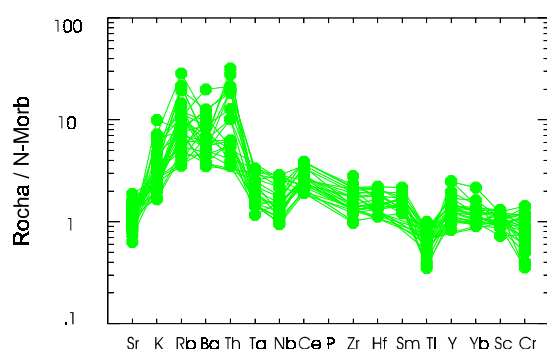


Figura 65- Anfibolitos e metagabros em diagrama multielemental normalizado pelo N-Morb (Pearce, 1982).

A anomalia negativa de Nb aliada as anomalias positivas do Th, U e Rb pode estar relacionada a contaminação crustal (Thompson, 1982). A alta razão Th/Yb também pode ser indicativa de contaminação crustal. Segundo Puchtel *et al.*, 1998, a assimilação de pequenas quantidades de rochas félsicas crustais resultam num aumento na abundância de Ba, Pb, U, Th e ETRL, mas com pouco efeito na concentração de Ta, Nb, Y, Ti e ETRP. Essa relação produz anomalias negativas de Ta, Nb e Ti em rochas contaminadas. Alternativamente, a anomalia de Nb-Ti pode estar relacionada a estabilidade de fases residuais (esfeno, ilmenita ou rutilo) durante a fusão mantélica (Weaver and Tarney, 1981b) e que não influenciaria na abundância dos LILEs, sendo neste caso características herdadas da fonte mantélica conforme o modelo de enriquecimento em multiestagio (Perfit *et al.*, 1980).

Comparando-se ao padrão dos basaltos enriquecidos (Sun & McDonough, 1989), as amostras mostram valores próximos a 1, indicando uma notável semelhança com os P-MORB's, salientando-se a moderada anomalia negativa de Sr, Nb e Ti e o enriquecimento dos elementos mais móveis tais como Ba, Th, U e Cs (Fig. 66). Da mesma forma, a assinatura dos ETR dos anfibolitos e metagabros é muito semelhante ao padrão dos basaltos enriquecidos (E-Morb de Sun & McDonough, 1989) (Fig. 67).

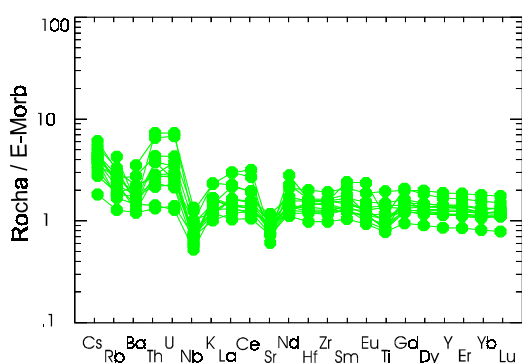


Figura 66- Diagrama multielementar dos anfibolitos e metagabros normalizados pelo E-MORB (Sun & McDonough, 1989).

Conforme exposto acima, os anfibolitos e metagabros do Grupo Nova Brasilândia mostram uma convergência de características geoquímicas que mais se aproximam com os basaltos enriquecidos do tipo P-MORB, tais como razões $La/Sm > 1$, $TiO_2/P_2O_5 < 10$, $La/Yb = 1,8$ a $3,3$ e $Zr/Nb = 12,7$ a $28,4$, além do moderado a forte enriquecimento em elementos mais incompatíveis como Zr, Ti, Ba, Y e ETR's.

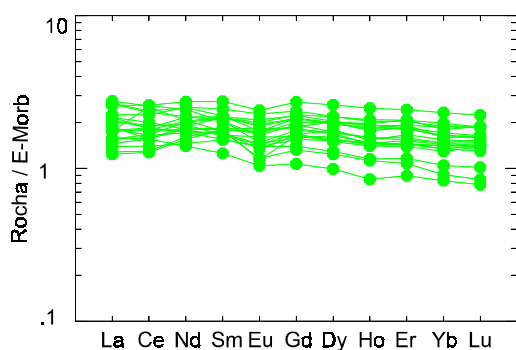


Figura 67- Diagrama dos elementos Terras Raras normalizados pelo E-MORB (Sun & McDonough, 1989).

2- Caracterização geoquímica das rochas metaturbidíticas

Dada a complexidade química de sistemas sedimentares, optou-se pela discriminação isolada de cada conjunto litológico. Os metaturbiditos terrígenos constituem o grupo litológico dominante e são representados pelos biotita-feldspatos-quartzognaisse. Os mica-quartzoxistos por serem subordinados e de pouca representatividade na área, além de apresentarem-se bastante modificados por intemperismo e possuindo valores elevados de perda ao fogo ($\pm 5\%$) não foram tratados quimicamente.

- Litoquímica dos biotita-feldspatos-quartzognaisse

Foram analisadas 22 amostras sendo que 16 delas são oriundas do Projeto Paulo Saldanha (CPRM-1993). Os dados químicos de elementos maiores, traços e Terras Raras constam na tabela 2.

Os biotita-feldspatos-quartzognaisse são composicionalmente representados no geral por arenitos ricos em plagioclásio e quartzo, os quais podem sugerir uma fonte mista predominantemente dacítica e granítica.

As composições químicas e mineralógicas de sedimentos clásticos, especialmente de arenitos (*lato sensu*), são indicativas de ambiente tectônico e área de proveniência. As composições modais dos componentes detríticos e as distribuições de elementos maiores e traços auxiliam na definição de ambientes tectônicos de sedimentos clásticos antigos (Condie, 1989). Desta forma, o emprego de diagramas triangulares permite relacionar a composição modal de arenitos pobres em matriz (paragnaisses do GNB) com a fonte de sedimentação.

Estas rochas inferem para uma natureza similar à de arenitos de bloco continental em margem passiva (Dickinson, 1983) devido a ausência de litoclastos e moderada maturidade.

	JS 64	JS 69A	JS 73A	JS 85	JS 99	JS 128A	JS 131A	GR 255	GR 155	GR 20A	JS 48
SiO ₂	72,50	73,70	76,50	67,50	82,90	-	-	70,30	82,10	59,50	81,90
TiO ₂	1,30	0,63	0,21	0,73	0,42	-	-	0,52	0,42	0,83	0,42
Al ₂ O ₃	11,30	11,30	12,30	14,20	7,60	-	-	13,20	6,10	20,90	14,20
Fe ₂ O ₃	1,70	1,90	0,94	2,30	0,86	-	-	2,70	2,00	1,80	2,60
FeO	3,70	2,60	0,90	3,20	1,50	-	-	1,40	1,10	3,40	1,70
MnO	0,08	0,05	0,05	0,05	0,03	-	-	0,05	0,05	0,05	0,06
MgO	1,10	0,91	0,29	1,90	0,91	-	-	0,25	0,66	2,10	1,00
CaO	1,40	0,35	0,45	1,80	0,91	-	-	0,84	2,20	0,14	2,90
Na ₂ O	2,00	1,10	1,60	3,00	2,20	-	-	3,80	1,10	1,20	2,70
K ₂ O	3,40	4,60	4,80	3,60	1,30	-	-	6,10	1,80	7,40	4,40
P ₂ O ₅	0,27	0,11	0,17	0,19	0,07	-	-	0,21	0,22	0,18	0,18
Total	98,75	97,25	98,21	98,47	98,70	-	-	99,37	97,75	99,39	112,6
H ₂ O	0,71	1,20	0,68	0,90	0,58	-	-	0,19	0,44	1,30	0,13
Cr	55	36	-	-	26	-	-	50	50	67	100
Ni	34	24	5	20	21	-	-	5	10	50	5
Co	10	9	-	10	8	-	-	-	5	19	5
Sc	5	9	5	8	5	10	7	5	-	6	-
V	78	55	-	-	32	-	-	-	-	91	-
Cu	15	30	5	-	13	-	-	5	5	28	15
Pb	30	16	20	20	30	-	-	50	20	19	20
Rb	128	153	325	199	68	-	-	294	97	229	185
Ba	588	1150	340	500	179	-	-	750	400	831	740
Sr	94	57	82	185	52	-	-	84	61	62	333
Ga	15	15	20	20	10	-	-	-	-	28	-
Li	15,00	18,00	19,00	12,00	4,00	-	-	5,00	7,00	-	7,00
Nb	20	9,6	-	-	7,7	-	-	25,0	22,0	1,8	7,0
Zr	1204	330	245	377	318	-	-	852	469	219	265
Th	33,5	14,9	-	-	15,2	-	-	-	-	30,4	-
La	73,2	48,8	-	-	36,5	27,02	32,89	47,84	27,61	89,4	44,51
Ce	150	101	-	-	75	62,02	79,51	119,6	60,90	178	103
Nd	69,7	46,6	-	-	80,9	24,51	33,78	52,17	26,34	80,9	47,36
Sm	13,7	9,37	-	-	7,12	5,23	7,08	9,81	4,82	15,4	6,23
Eu	1,684	1,082	-	-	0,955	0,85	0,81	0,93	0,65	2,352	1,03
Gd	12,0	8,20	-	-	6,81	3,45	4,82	7,32	2,96	13,7	3,87
Dy	11,7	7,17	-	-	7,18	2,73	4,33	7,52	2,80	12,5	4,13
Ho	2,37	1,34	-	-	1,49	0,51	0,82	1,50	0,55	2,45	0,80
Er	7,51	4,02	-	-	4,66	1,19	2,01	-	1,39	7,46	20,04
Yb	7,59	3,92	-	-	4,55	1,02	1,72	3,66	1,00	7,12	1,90
Lu	1,207	0,595	-	-	0,703	0,16	0,25	0,42	0,16	1,062	0,17

Tabela 2- Resultados analíticos dos óxidos (% em peso), traços (em ppm) e Terras Raras dos paragnaisseis do Grupo Nova Brasilândia (- não determinado).

Tabela 2- (Continuação)

	GR 152A	GR 14	GR 117B	GR 232	GR 105A	GR 113A	GR 206B	GR 48	GR 95	JS 25A	CR 163
SiO ₂	78,10	66,40	61,30	80,70	79,30	81,30	64,00	70,90	83,50	82,20	68,90
TiO ₂	0,66	0,69	0,73	0,46	0,47	0,39	0,63	0,63	0,52	0,42	0,63
Al ₂ O ₃	10,00	14,50	13,60	9,70	11,00	9,80	14,70	13,20	7,60	9,40	7,60
Fe ₂ O ₃	0,74	0,54	0,22	0,37	0,05	0,87	2,40	2,10	0,57	0,79	2,00
FeO	2,60	1,50	8,20	1,30	1,60	1,60	6,10	3,50	1,50	0,58	1,40
MnO	0,05	0,05	0,14	0,05	0,05	0,05	0,06	0,04	0,05	0,05	0,06
MgO	1,10	1,70	1,80	0,64	0,83	0,58	3,30	1,70	0,70	0,41	0,91
CaO	2,10	8,80	10,60	0,78	0,79	1,50	0,42	1,20	1,40	1,00	1,30
Na ₂ O	0,88	3,20	0,09	1,80	1,90	1,30	3,00	2,70	1,90	3,50	1,60
K ₂ O	1,80	1,20	0,32	1,80	3,60	1,80	3,40	2,40	0,84	0,30	1,90
P ₂ O ₅	0,18	0,21	0,18	0,13	0,17	0,13	0,15	0,20	0,13	0,14	0,23
Total	98,20	98,79	97,18	97,73	99,76	99,32	98,16	98,57	98,71	98,79	86,53
H ₂ O	0,86	0,18	0,73	1,00	0,32	0,25	1,40	0,89	0,49	0,48	0,63
Cr	50	70	30	20	20	30	-	42	-	-	50
Ni	15	7	15	11	7	7	25	15	5	5	10
Co	5	5	7	5	5	5	15	10	-	5	10
Sc	7	10	5	7	5	5	-	9	-	-	-
V	50	50	50	30	20	20	-	53	-	-	-
Cu	50	5	70	7	5	5	25	13	-	-	15
Pb	-	-	-	5	-	-	20	20	15	40	50
Rb	96	54	15	73	143	113	124	111	141	15	105
Ba	59	72	73	303	430	160	330	330	285	155	1700
Sr	122	278	111	52	172	161	66	90	100	100	104
Ga	5	7	7	11	7	5	20	15	8	10	-
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	36,00
Nb	41,0	32,0	6,0	9,1	46,0	40,0	9,00	9	-	-	22,0
Zr	468	289	248	477	385	337	301	230	611	456	517
Th	14,2	23	19	16,9	11,5	28	13,42	11,2	-	-	-
La	-	-	-	35,3	-	-	-	54,9	-	-	29,38
Ce	-	-	-	72	-	-	-	104	-	-	64,05
Nd	-	-	-	32,8	-	-	-	48,5	-	-	29,40
Sm	-	-	-	6,59	-	-	-	9,81	-	-	5,81
Eu	-	-	-	0,899	-	-	-	1,410	-	-	0,77
Gd	-	-	-	5,93	-	-	-	8,79	-	-	3,84
Dy	-	-	-	6,53	-	-	-	7,87	-	-	3,81
Ho	-	-	-	1,33	-	-	-	1,49	-	-	0,75
Er	-	-	-	4,23	-	-	-	4,44	-	-	1,94
Yb	-	-	-	4,31	-	-	-	4	-	-	1,69
Lu	-	-	-	0,669	-	-	-	0,572	-	-	0,19

A composição química mostrada na tabela 2 confirma as indicações petrográficas sobre a natureza epiclástica dos paragnaisse, como conteúdo de SiO₂ que varia entre 61,30 a 82,90%, com parte considerável acima de 72%, Al₂O₃ entre 6,1 a 14,7%, com baixos conteúdos (<10%) nas variedades mais maduras e mais ricas em quartzo (SiO₂>80%). Classificam-se com grauvas intermediárias em quartzo segundo a proposta de Crook (1974) salientando que este autor utiliza o termo “grauva” para *rochas sedimentares arenosas depositadas por correntes de turbidez e possuindo estruturas sedimentares características dos clássicos flysch*.

O conteúdo elevado em sódio (Na_2O entre 1,1 a 3,8%) e as baixas razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ são indicativas de imaturidade química e sugerem discreto intemperismo na fonte e no ambiente de sedimentação (clima seco).

Uma média das composições químicas das areias modernas de mar profundo é apresentada por Taylor & McLennan (1985), os quais definem como principal parâmetro geoquímico a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ e $\text{FeO} + \text{MgO}$, relacionando-as aos ambientes geotectônicos. As areias de margem passiva possuem valores de $\text{FeO} + \text{MgO} < 5\%$ e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \geq 1,0$. Os paragnais do GNB, derivados de arcóseos, possuem valores de $\text{FeO} + \text{MgO} = 4,86$ e da razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,21$. Portanto, os mesmos possuem valores semelhantes as médias das areias de margem passiva em bloco continental.

Roser & Korsch (1986) apresentam um diagrama discriminante de ambientes tectônicos usando a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ e o conteúdo de SiO_2 . Usando esses parâmetros químicos, a maior parte das amostras dos gnais do GNB ocupa o campo correspondente a ambiente de margem passiva (Fig. 68).

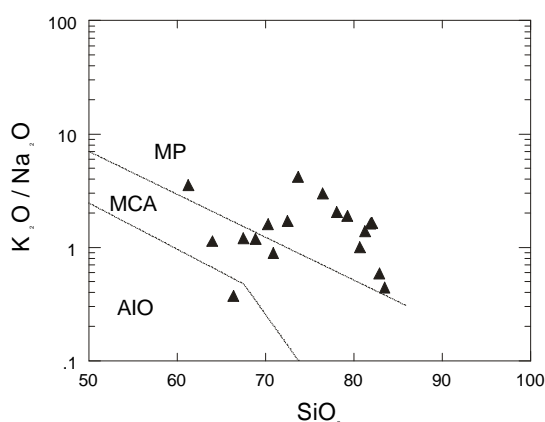


Figura 68- Diagrama discriminante de ambientes tectônicos para os paragnais do GNB, segundo a proposta de Roser & Korsch (1986). *MP*- Margem Passiva; *MCA*- Margem Continental Ativa; *AIO*- Arco-de-ilha Oceânica.

Por meio do uso das razões de elementos maiores ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 \times (\text{Fe}_{\text{total}} + \text{MgO})$ e $\text{TiO}_2 \times (\text{Fe}_{\text{total}} + \text{MgO})$, Bhatia (1983) definiu diagramas discriminantes de vários ambientes tectônicos. Esses diagramas refletem a maturidade dos sedimentos, ou seja, quanto maior forem os valores de $(\text{Fe}_{\text{total}} + \text{MgO})$ menos maduros são os sedimentos. Fazendo uso destes

diagramas (Fig. 69 A e B) os paragneisses do GNB ocupam, principalmente, o campo de margem passiva com pequeno espalhamento no campo de margem continental ativa, justamente por apresentarem uma moderada maturidade.

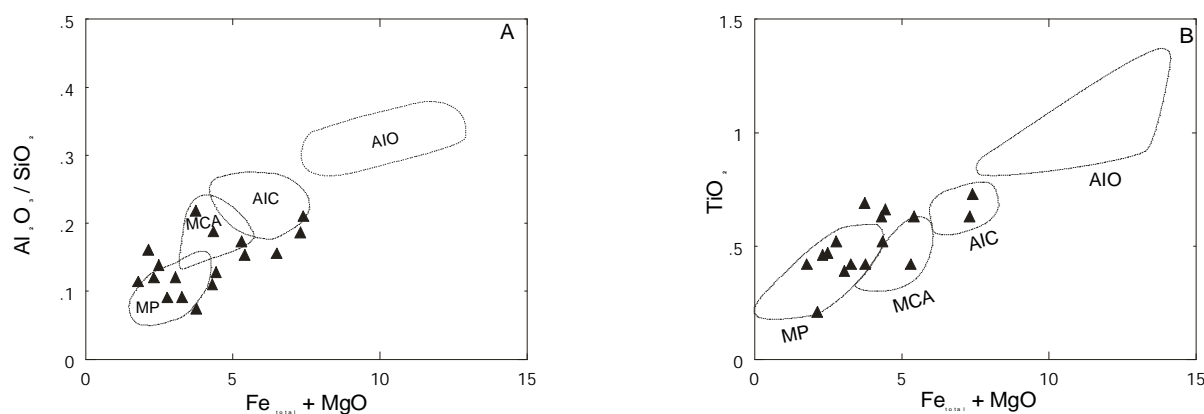


Figura 69 A e B- Amostras dos paragneisses plotadas através das razões de elementos maiores em diagramas de discriminação tectônica para arenitos (segundo Bhatia, 1983). *MP*- Margem Passiva; *AIC* –Arco de Ilha Continental; *MCA*- Margem Continental Ativa; *AIO*- Arco-de-ilha Oceânica.

Winchester & Max (1989), chamam a atenção que utilizando um pequeno número de elementos maiores, pode levar a interpretações errôneas sobre o ambiente tectônico, quando os sedimentos são imaturos e derivados, em parte, de rochas antigas. Por conseguinte, estes autores sugerem a utilização de elementos-traço, expresso através de diagramas multi-elementais, salientando que estes tem a vantagem de cobrir um largo intervalo de elementos e muitos dos quais são particularmente de baixa mobilidade durante o metamorfismo. Nesse sentido os paragneisses do GNB quando normalizados pelos folhelhos continentais pós-arqueanos (PACS; Taylor & McLennan, 1985), mostram similaridades com os folhelhos de margem passiva ou de bacia intracratônica (Fig. 70), coerente com a interpretação obtida através dos elementos maiores. As anomalias negativas de Ti e Ni comprovam a natureza sedimentar dos gnaisses do GNB. Também, mostram um empobrecimento dos elementos ferromagnesianos (Sc, V, Cr).

Os elementos La, Ce, Nd, Th, Y, Zr, Ti, Hf, Nb e Sc são particularmente mais adequados na determinação da proveniência e compartimentação tectônica por causa da sua relativa baixa mobilidade durante os processos sedimentares e de seus baixos tempos de

residência na água do mar (Holland, 1978). Esses elementos são transportados quantitativamente durante a geração de rochas sedimentares clásticas por processos de alteração e transporte e assim refletirão a assinatura da fonte (McLennan *et al.*, 1983).

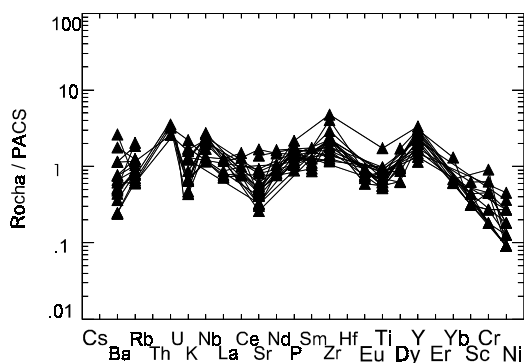


Figura 70- Diagrama multielemental para as amostras dos paragneisses do GNB. Valores normalizados pelos folhelhos continentais pós-Arqueanos (PACS) propostos por Taylor & McLennan (1985).

Bhatia & Crook (1986) construíram diagramas de discriminação tectônica por meio de análises geoquímicas de seqüências turbidíticas paleozóicas do leste da Austrália, utilizando-se para isso os elementos-traço considerados imóveis como La, Ce, Nd, Th, Zr, Nb, Y, Sc e Co. No diagrama de Ti/Zr versus La/Sc os paragneisses do GNB ocupam o campo delimitado para o ambiente de margem passiva, mostrando razões de Ti/Zr geralmente menores que 10 e razões mais altas de La/Sc (geralmente entre 5 e 9) (Fig. 71 A). No diagrama La/Y versus Sc/Cr a razão La/Y mostra o enriquecimento de Terras Raras leves (La) sobre os elementos Terras Raras pesadas (representados pelo Y). A razão dos dois elementos compatíveis Sc/Cr é geralmente menor que 0,2 e, desta forma, as amostras dos paragneisses ocupam o campo correspondente a ambiência de margem passiva (Fig. 71 B).

A utilização de diagramas triangulares propostos por Bhatia & Crook (1986) também indicam um paleoambiente tectônico do tipo margem passiva para as amostras dos paragneisses do GNB (Fig. 72). Pode-se observar nestes diagramas as altas razões La/Sc ($\cong 6$) e Zr/Th, de formas que as amostras se situam no campo próximo ao polo do Zr.

De um modo geral, os paragneisses do GNB sugerem deposição em um ambiente extensional do tipo margem passiva, discriminados pelo seus altos conteúdos de Zr; altas

razões Zr/Th, Zr/Nb e baixo Ba, Rb, Sr, V, Sc; baixas razões Ti/Zr e Sc/Cr. Essas características são devidas a natureza reciclada dos sedimentos de margem passiva resultantes do empobrecimento de feldspatos e fragmentos de rocha e no aumento na quantidade de minerais pesados (p.ex. zircão) durante os processos sedimentares.

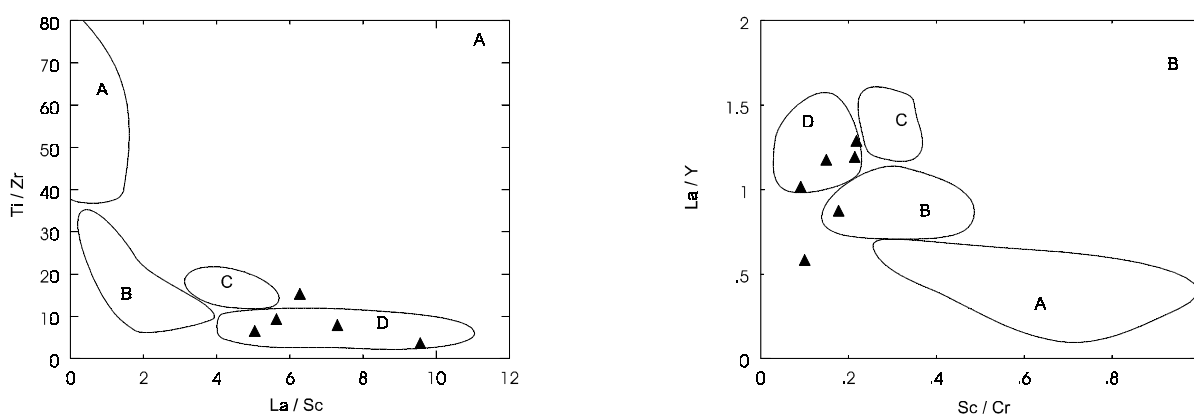


Figura 71 A e B- Diagramas de discriminação tectônica propostos por Bhatia & Crook (1986) mostrando que a maior parte das amostras ocupam o campo de margem passiva. Campos: A- arco-de-ilha oceânico; B- arco-de-ilha continental; C- margem continental ativa; D- margem passiva.

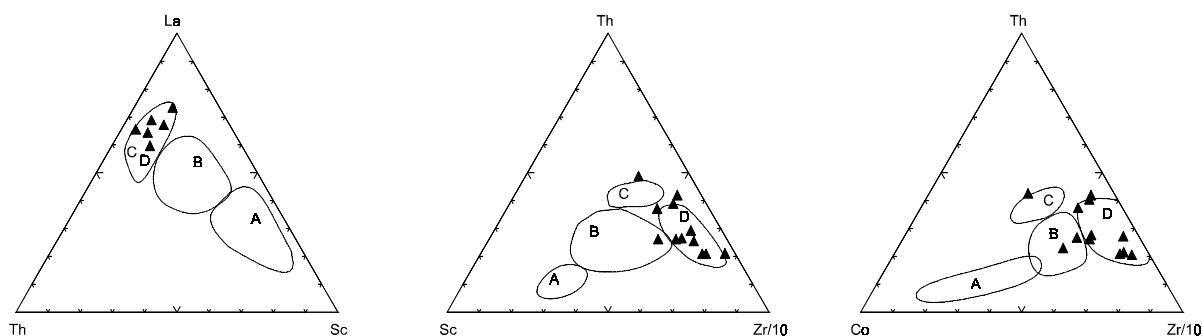


Figura 72- Diagramas triangulares de discriminação de ambientes tectônicos. Notar o agrupamento das amostras dos paragneisses no campo delimitado para ambiente de margem passiva. Campos como na figura 71.

O espectro de distribuição dos ETR's mostra um padrão moderadamente fracionado (LaN/LuN entre 13,5 a 19,6) com forte enriquecimento em ETRL ($LaN \cong 100$ a 200 vezes o condrito) e considerável empobrecimento em Eu ($Eu/Eu^* = 0,47$) sugerindo fonte continental

(granítica) similar às fontes PAAS. O moderado empobrecimento de ETRP, por sua vez, indica mistura com fonte não continental (dacítica) (Fig. 73). De um modo geral, assemelham-se ao padrão “calcio-alcálico” representativo da sedimentação pós-arqueana derivada da erosão de uma fonte mista vulcanogênica dacítica e de uma fonte granítica subalcalina normal, potássica, não empobrecida, que se constituiria na mais importante e provável fonte de toda a sedimentação pós-arqueana (Taylor & McLennan, 1985).

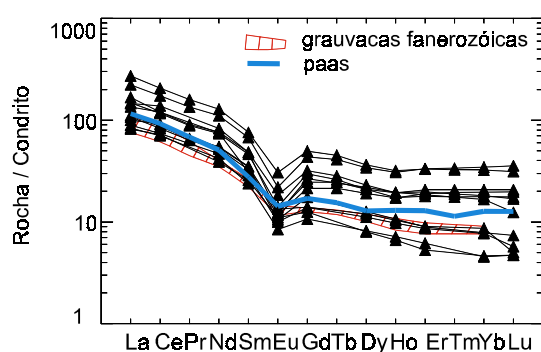


Figura 73- Diagrama de distribuição dos elementos Terras Raras, normalizado pelo condrito (Sun & McDonough, 1989), dos paragneisses do GNB. Comparativamente, são plotados o padrão PAAS (linha sólida) e o envelope (hachurado) das grauvacas intermediárias em quartzo (conf. Taylor & McLennan, 1985).

O empobrecimento de Eu nos sedimentos é interpretado como herança de uma assinatura ígnea primária pela substituição do Eu^{+2} (similar em tamanho ao Sr^{+2}) no plagioclásio cálcico, o qual foi a fase residual ou a fase que fracionou durante o processo ígneo que diferenciou na crosta (McLennan & Taylor, 1991). A anomalia negativa de Sr é, portanto, coerente com esta hipótese.

Comparando-se os paragneisses do GNB ao padrão dos folhelhos pós-arqueanos da Austrália (PAAS) nota-se uma grande similaridade entre os padrões. Ocorre apenas uma variação maior nos ETRP, onde os paragneisses mostram-se tanto mais empobrecidos como mais enriquecidos nestes elementos (Fig. 73). De outra forma, o padrão de ETR dos paragneisses é muito semelhante ao envelope de ETR das grauvacas fanerozóicas intermediárias em quartzo, as quais são derivadas de uma variedade de fontes incluindo orógenos reciclados, bloco continental e arco magmático dissecado (Fig. 73). Adicionalmente, estes paragneisses mostram um padrão de distribuição semelhante às grauvacas de margem

passiva (conforme Crook, 1974 e Bhatia, 1985). Na tentativa de caracterizar de forma mais consistente a fonte dos sedimentos do GNB, comparam-se os padrões de distribuição dos elementos Terras Raras de rochas regionais (metadacitos Roosevelt e granitos Serra da Providência) (Fig. 74). Observa-se a forte similaridade do padrão dos paragnaises com os padrões destas rochas regionais. Por conseguinte, estes dados reforçam a idéia de que estas rochas regionais constituam a fonte dos paragnaises do GNB.

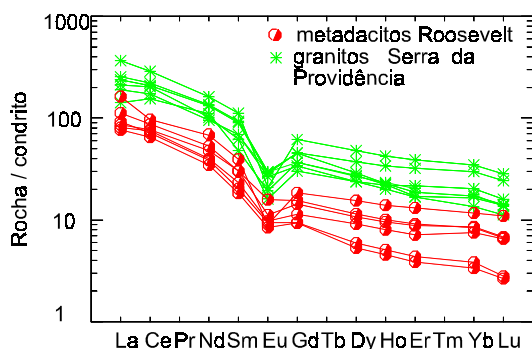


Figura 74- Elementos Terras Raras dos metadacitos Roosevelt e granitos Serra da Providência. Nota-se a forte semelhança com o padrão ETR da figura 73.

Complementarmente, lançando-se as amostras dos metadacitos Roosevelt juntamente as amostras dos paragnaises em diagrama multielemental normalizado ao Morb (Sun & McDonough, 1989) (Fig. 75), observa-se, mais uma vez, a extrema semelhança entre os padrões. Em função disso e de dados petrográficos e de campo, uma fonte mista (metadacitos Roosevelt e granitos Serra da Providência) pode ser caracterizada para a derivação dos sedimentos do GNB, com uma possível maior contribuição dos primeiros.

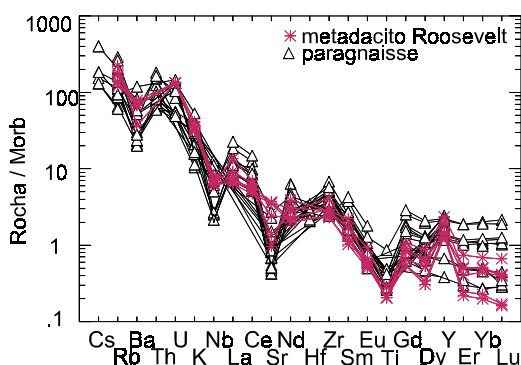


Figura 75- Diagrama multielemental dos elementos-traço comparativo entre os paragnaises e os metadacitos Roosevelt.

- Litoquímica dos Gnaisses Calcissilicáticos

Em virtude de suas características estruturais, petrográficas e químicas peculiares, as rochas calcissilicáticas foram separadas em dois tipos: os gnaisses maciços e os bandados. Na tabela 3 são apresentados os dados de elementos maiores, elementos-traço, Terras Raras e os números de Niggli desses gnaisses.

	GR 323	GR 27	*GR 188	*GR 108	GR 20C	GR 30	GR 89
SiO ₂	53,50	59,10	86,20	83,30	62,50	66,10	60,90
TiO ₂	0,81	0,73	0,44	0,59	0,67	0,73	0,52
Al ₂ O ₃	14,90	14,10	6,00	8,00	10,80	14,20	12,30
Fe ₂ O ₃	3,30	2,70	0,45	0,75	0,67	1,60	1,90
FeO	4,40	5,30	1,10	1,10	3,80	0,97	4,60
MnO	0,09	0,11	0,05	0,08	0,15	0,05	0,13
MgO	5,60	2,20	0,25	0,24	1,50	1,20	3,60
CaO	11,20	11,90	3,70	4,50	15,80	8,40	12,10
Na ₂ O	3,40	2,40	0,05	0,36	1,20	4,30	0,64
K ₂ O	1,30	0,92	0,66	0,60	0,76	0,97	0,96
P ₂ O ₅	0,13	0,23	0,11	0,15	0,19	0,33	0,25
H ₂ O	0,33	0,20	0,36	0,47	0,78	0,20	1,80
Cr	70	66	32	35	33	50	-
Ni	99	77	26	5	59	10	20
Co	26	26	4	4	13	5	10
Sc	20	10	5	5	-	-	-
V	234	56	23	41	53	-	-
Cu	42	5	20	138	37	5	40
Rb	32	19	6	14	30	38	52
Ba	153	43	40	41	62	300	150
Sr	120	235	134	58	85	331	156
Nb	2,30	12,00	5,80	8,80	9,70	22,00	12,00
Hf	2,90	6,90	7,30	9,30	8,40	-	-
Zr	107	262	287	377	332	349	312
Y	30	56	20	27	36	59	36
Th	4,73	18,10	10,60	12,50	12,10	-	-
U	1,08	3,70	2,39	2,91	4,49	-	9,00
La	10,70	21,20	28,50	31,20	33,20	5,99	29,96
Ce	24,00	40,00	51,00	60,00	65,00	20,98	69,20
Pr	3,16	5,69	6,02	7,80	7,65	-	-
Nd	15,20	25,80	23,90	31,10	30,50	20,17	33,35
Sm	4,14	6,56	4,35	5,98	5,97	7,81	6,32
Eu	0,91	1,03	2,15	1,68	1,11	0,61	1,04
Gd	4,32	7,26	3,56	4,89	5,39	4,07	4,64
Tb	0,85	1,31	0,57	0,81	0,93	-	-
Dy	5,29	7,70	3,14	4,56	5,47	4,61	5,33
Ho	1,06	1,58	0,62	0,91	1,14	0,88	1,04
Er	3,22	4,88	1,88	2,93	3,50	2,18	2,65
Tm	0,48	0,73	0,26	0,46	0,55	-	-
Yb	3,06	4,34	1,73	3,10	3,46	1,55	2,25
Lu	0,46	0,71	0,28	0,50	0,56	0,16	0,25
<i>si</i>	74,24	148,8	217,0	209,7	157,4	166,3	153,3
<i>al</i>	22,06	20,85	8,91	11,78	16,01	21,03	18,22
<i>fm</i>	33,67	22,27	3,77	4,09	14,55	8,19	25,35
<i>c</i>	33,84	35,96	11,18	13,60	47,74	25,38	36,56
<i>alk</i>	10,42	7,37	1,12	1,84	4,09	11,98	3,05
<i>mg</i>	0,42	0,21	0,13	0,11	0,24	0,31	0,35

Tabela 3- Resultados analíticos de elementos maiores, elementos-traço, elementos Terras Raras e números de Niggli das amostras estudadas. (*-gnaisses calcissilicáticos maciços).

Os gnaisses maciços apresentam teores mais elevados de SiO_2 , e mais baixos de Al_2O_3 , Fe_T , MgO , CaO , Na_2O e TiO_2 em relação aos gnaisses bandados. O teor elevado em sílica dos gnaisses maciços reflete o alto conteúdo modal de quartzo nestas rochas. Por conseguinte, faz sentido denominá-las de metarenitos silicosos-carbonáticos.

A representação das rochas calcissilicáticas no diagrama de Simonen, (1953) (citado por Holdhus, 1971) o qual utiliza os parâmetros de Niggli - $si \times (al + fm) - (c + alk)$ - mostra que as mesmas se dispõem no campo dos sedimentos calcários (Fig. 76). As duas amostras dos gnaisses maciços, por possuírem elevados teores de SiO_2 , plotam fora deste campo.

No diagrama de Niggli ($al - alk$) versus c (Burri, 1964), pode-se visualizar que os gnaisses calcissilicáticos bandados foram, provavelmente, originados de uma mistura de dolomito + marga (Fig. 77).

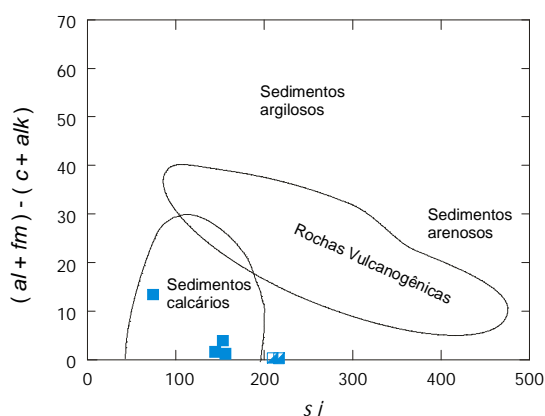


Figura 76- Diagrama proposto por Simonen, (1953), com delimitação dos campos ígneos e sedimentares, mostrando a disposição das rochas calcissilicáticas. Símbolos: ■- calcissilicáticas bandadas; u- calcissilicáticas maciças.

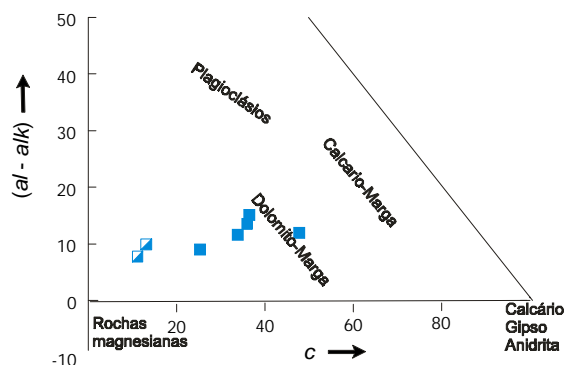


Figura 77- Diagrama de Niggli ($al - alk$) x c . Campos compositionais das rochas são de Burri (1964).

Os elementos-traço também mostram diferenças significantes entre os dois tipos, principalmente nos elementos ferromagnesianos (V, Sc, Ni, Cr) onde os gnaisses maciços possuem valores notadamente mais baixos nesses elementos. Comportamento oposto apresenta o Zr, onde possui um conteúdo maior nos gnaisses maciços, que é explicado por ser derivado de sedimento mais maturo ou mais rico em quartzo.

As rochas calcissilicáticas apresentam um padrão horizontalizado (próximo de 1) dos elementos Terras Raras quando normalizados ao NASC (Fig. 78) sugerindo, desta forma, um padrão similar das rochas sedimentares carbonáticas com as rochas sedimentares clásticas. Também aqui nota-se as diferenças nos dois tipos de gnaisses calcissilicáticos, onde os gnaisses maciços exibem anomalia positiva de Eu, enquanto que os bandados possuem anomalia negativa de Eu.

Observa-se também, uma fraca anomalia negativa de Ce, que é uma feição comum em carbonatos marinhos, refletindo o empobrecimento de Ce na água do mar.

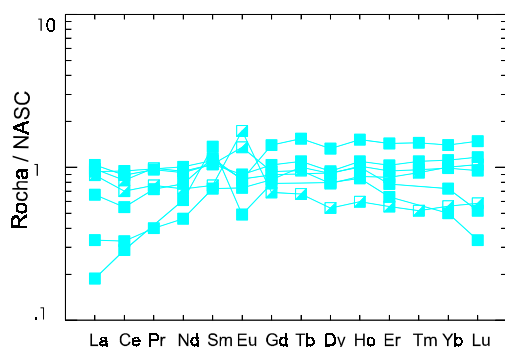


Figura 78- Distribuição dos elementos Terras Raras dos gnaisses calcissilicáticos. Símbolos como na figura 76.

VII- LITOQUÍMICA DAS ROCHAS GRANÍTICAS INTRUSIVAS

Com base nos estudos de campo e petrográficos foram selecionadas 26 amostras representativas das rochas graníticas da Suíte Rio Pardo, aflorantes na região de Alta Floresta d'Oeste-Nova Brasilândia d'Oeste. Foram excluídos dos objetivos deste trabalho os aplitos e rochas pegmatóides. A tabela 4 mostra os resultados dos elementos maiores, traços e Terras Raras. Observando estes dados químicos nota-se que a variação dos teores de SiO₂ é restrita, em torno de 70 a 75% na maioria das amostras. Os teores de álcalis (K₂O + Na₂O) são elevados, variando entre 8,4 a 12,8%, baixos valores de CaO (< 1,7%), baixos valores de Al₂O₃ (11,3 a 14,2%), e também baixos valores de MgO (0,10 a 0,41%).

	NA 87	GR 388	NA 2	NA 18	NA 56	NA 92	NA 94	NA 2A	NA 14	NA 21	CR 09	CR 28	CR 101
SiO ₂	71,30	-	69,50	72,20	69,40	73,20	70,10	74,30	74,40	73,70	-	-	-
TiO ₂	0,31	-	0,42	0,21	0,47	0,10	0,31	0,05	0,21	0,21	-	-	-
Al ₂ O ₃	14,20	-	14,20	14,20	13,20	13,20	14,20	13,20	13,20	13,20	-	-	-
Fe ₂ O ₃	1,10	-	1,70	1,60	2,40	1,00	2,30	0,64	0,77	0,92	-	-	-
FeO	1,30	-	1,60	0,70	1,80	1,40	1,10	0,19	0,72	1,10	-	-	-
MnO	0,05	-	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	-	-	-
MgO	0,41	-	1,21	0,16	1,00	0,40	0,25	-	0,17	0,25	-	-	-
CaO	1,50	-	1,70	1,40	1,80	1,40	1,80	0,77	1,10	0,77	-	-	-
Na ₂ O	3,50	-	4,00	3,80	3,80	3,80	3,90	3,20	3,20	-	-	-	-
K ₂ O	5,10	-	4,50	4,60	4,40	4,60	4,60	5,90	5,30	5,30	-	-	-
P ₂ O ₅	0,09	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	98,86	0,00	98,98	99,00	98,50	99,19	98,72	98,32	99,19	95,58	-	-	-
H ₂ O	1,10	-	1,10	0,93	1,40	0,90	1,30	1,00	0,74	1,00	-	-	-
Rb	335	-	312	358	297	358	312	323	389	415	-	-	-
Ba	830	-	-	-	-	-	-	145	520	540	-	-	-
Sr	120	-	-	-	-	-	-	50	75	75	-	-	-
Nb	10,0	-	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	50,0	10,0	22,0	-	-	-
Y	10	-	10	10	10	10	80	88	10	10	-	-	-
La	-	56,93	-	-	-	-	-	-	-	-	57,25	142,2	32,88
Ce	-	138	-	-	-	-	-	-	-	-	148,6	310,9	78,96
Nd	-	60,54	-	-	-	-	-	-	-	-	44,34	107,3	30,96
Sm	-	13,29	-	-	-	-	-	-	-	-	9,41	22,44	8,44
Eu	-	1,61	-	-	-	-	-	-	-	-	0,81	1,55	0,72
Gd	-	9,34	-	-	-	-	-	-	-	-	5,70	14,14	6,08
Dy	-	8,85	-	-	-	-	-	-	-	-	2,99	8,28	4,75
Ho	-	1,73	-	-	-	-	-	-	-	-	0,64	1,63	1,04
Er	-	4,45	-	-	-	-	-	-	-	-	1,55	4,24	3,28
Yb	-	3,51	-	-	-	-	-	-	-	-	1,60	2,02	1,79
Lu	-	0,46	-	-	-	-	-	-	-	-	0,31	0,44	0,29

Tabela 4- Resultados analíticos dos óxidos (% em peso), traços (em ppm) e Terras Raras (em ppm) da Suíte Granítica Rio Pardo. (- não determinado).

Tabela 4- Continuação

	NA 29	NA 30	NA 47	NA 65	NA 66	NA 69	NA 84	GR- 186	GR 185C	GR 185A	NA 89	NA 95	GR 96	GR 99B
SiO ₂	75,00	64,30	73,10	70,00	71,30	70,40	72,20	72,90	-	-	71,60	74,40	74,30	75,20
TiO ₂	0,10	0,10	0,21	0,42	0,31	0,42	0,31	0,21	-	-	0,31	0,21	0,05	0,52
Al ₂ O ₃	13,20	13,20	14,20	14,20	14,20	15,10	14,20	13,20	-	-	14,20	13,20	14,20	11,30
Fe ₂ O ₃	0,69	0,69	0,80	2,10	0,96	0,94	0,86	1,10	-	-	1,10	0,90	0,67	2,00
FeO	0,67	0,62	0,95	2,50	1,20	1,30	1,30	0,28	-	-	1,50	0,47	0,33	2,10
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	-	-	0,05	0,05	0,5	0,05
MgO	0,12	0,12	0,21	0,41	0,36	0,36	0,29	0,17	-	-	0,29	0,17	0,12	0,10
CaO	0,91	1,10	1,20	1,00	1,10	1,40	1,30	0,91	-	-	1,30	0,98	0,70	1,20
Na ₂ O	3,50	3,40	3,20	3,00	3,20	3,20	3,20	4,10	-	-	3,20	3,20	3,00	2,00
K ₂ O	4,80	5,20	5,00	4,80	5,60	5,30	5,10	5,80	-	-	5,10	5,30	5,60	3,60
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,08	0,15	0,10	0,10	0,09	0,06	-	-	0,09	0,07	0,16	0,16
Total	9,09	88,83	99,00	98,63	98,38	98,57	98,90	98,78	0,00	0,00	98,74	98,95	99,18	98,23
H ₂ O	0,91	0,90	0,88	1,10	1,30	1,40	1,00	0,92	-	-	1,10	1,10	0,92	0,80
Rb	40	369	404	289	286	297	340	275	-	-	338	304	350	174
Ba	345	390	570	930	760	950	630	380	-	-	720	720	190	450
Sr	60	65	80	115	105	125	105	368	-	-	100	95	45	154
Nb	11,0	10,0	10,0	27,0	17,0	10,0	19,0	10,0	-	-	10,0	10,0	10,0	10,0
Zr	269	274	326	560	409	431	397	406	-	-	434	246	132	428
Y	17	10	10	10	10	10	10	10	-	-	10	10	10	10
La	-	-	-	-	-	-	-	-	156,9	148,2	-	-	9,70	27,32
Ce	-	-	-	-	-	-	-	-	340,1	299,4	-	-	23,37	63,50
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	128,9	95,92	-	-	8,85	29,02
Sm	-	-	-	-	-	-	-	-	20,69	14,84	-	-	2,44	6,19
Eu	-	-	-	-	-	-	-	-	2,84	1,96	-	-	0,30	0,81
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	10,79	7,71	-	-	2,07	4,04
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	7,40	5,71	-	-	3,11	3,10
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	1,41	1,11	-	-	0,63	0,59
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	3,42	2,85	-	-	1,79	1,42
Yb	-	-	-	-	-	-	-	-	2,47	2,55	-	-	2,09	1,23
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-	0,35	0,36	-	-	0,40	0,47

Usando o índice de Shand (Fig. 79), os granitos classificam-se em metaluminosos a peraluminosos. Estas características geoquímicas aliadas aos altos conteúdos de Rb, Zr, Y e ETR (exceto Eu) são típicas de granitos subalcalinos do tipo A (Whalen *et al.*, 1987). Utilizando-se o diagrama de Whalen (1987-Fig. 5b) parte das amostras plotam no campo dos granitos tipo A e parte no campo dos granitos félsicos fracionados (Fig. 80).

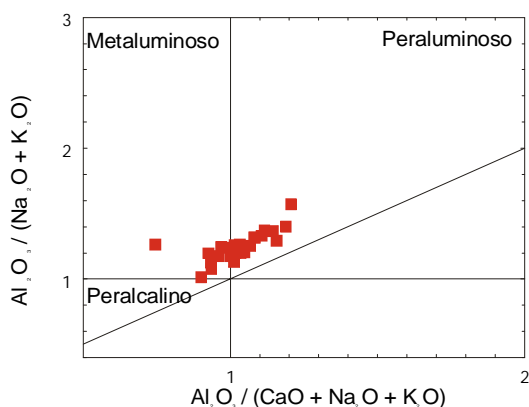


Figura 79- Diagrama de alcalinidade para a Suíte Granítica Rio Pardo (segundo Maniar & Piccoli, 1989).

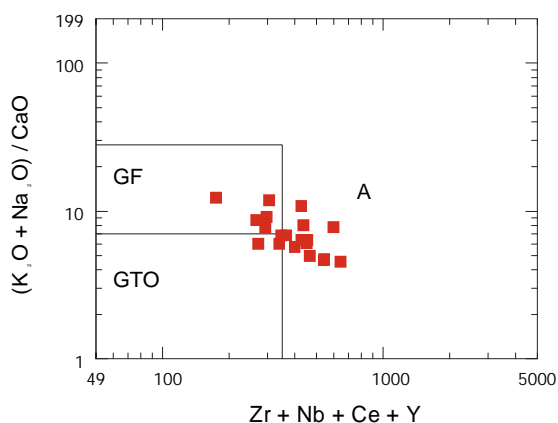


Figura 80- Diagrama de Whalen (1987-fig. 5b), aplicado aos granitos estudados. GF- granitos félsicos fracionados; GTO- granitos orogênicos; A- granitos tipo A.

Os granitos do tipo A podem ser divididos quimicamente em dois grupos (A_1 e A_2) de acordo com os dados de Eby (1992), o qual utiliza as razões dos elementos Rb/Nb e Y/Nb. Nesse sentido, os granitos intrusivos estudados ocupam, preferencialmente, o campo dos granitos A_2 (Fig. 81), que segundo o autor acima citado, são granitos pós-orogênicos. Além das evidências estruturais e petrográficas que apontam para uma natureza tardi-tectônica, os dados químicos também sugerem isso, conforme é mostrado no diagrama R_1R_2 de Batchelor & Bowden (1985) (Fig. 82).

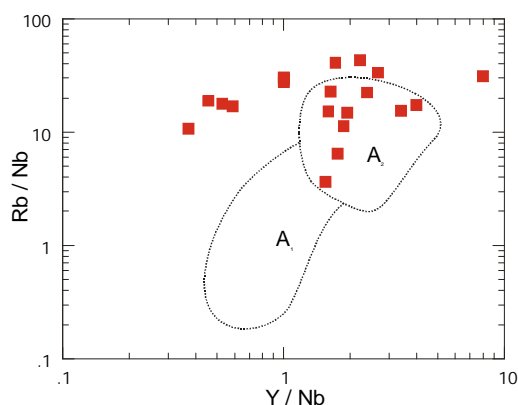


Figura 81- Diagrama de discriminação tectônica (Eby, 1992) mostrando a distribuição dos granitos da Suíte Granítica Rio Pardo. A_1 - granitos anorogênicos; A_2 - granitos tardi a pós-colisionais.

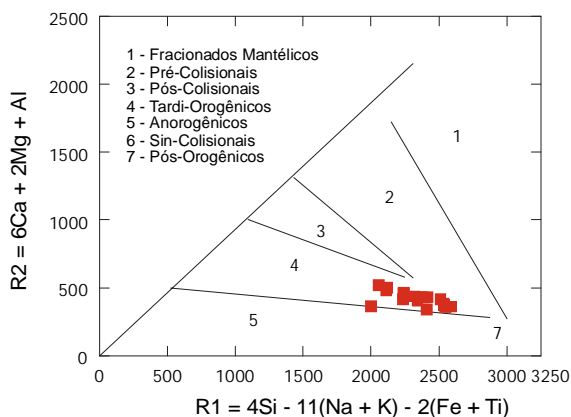


Figura 82- Amostras representativas dos granitos da Suíte Granítica Rio Pardo plotadas no diagrama R1R2, em relação aos campos sugeridos por Batchelor & Bowden (1985).

Os dados de ETR para os granitos intrusivos (Fig. 83) normalizados pelo condrito (Sun & McDonough, 1989) mostram um padrão semelhante aos granitos metaluminosos do tipo A, relacionados a faixas orogênicas em fase de estabilização (Bonin, 1990; Maniar & Piccoli, 1989). Apresentam um forte enriquecimento em ETRL (100 a 400 vezes o condrito) e moderado enriquecimento em ETRP (10 vezes o condrito), além da pronunciada anomalia negativa de Európio. Essas anomalias negativas de Eu são devidas à diferenciação em crosta continental, deixando para trás um resíduo rico em plagioclásio portador das anomalias positivas complementares. O comportamento dos ETR's durante a diferenciação do magma granítico varia dos ETRL para ETRP. Enquanto que os primeiros tendem a apresentar redução de seus teores com o aumento do grau de diferenciação, os ETRP apresentam tendência inversa.

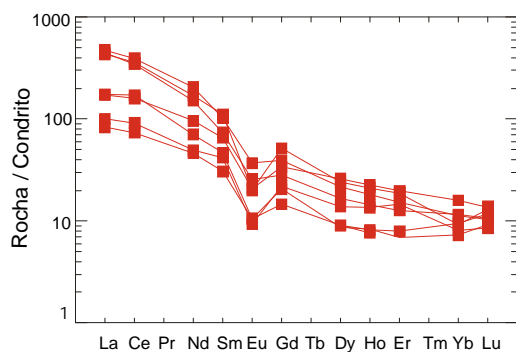


Figura 83- Padrões dos elementos Terras Raras, normalizado pelo condrito de Sun & McDonough (1989), dos granitos da Suíte Granítica Rio Pardo.

A Suíte Granítica Rio Pardo é quimicamente comparável, na região Amazônica, com os *Younger Granites* de Rondônia (Bettencourt *et al.*, 1997).

VIII- QUÍMICA MINERAL DAS ROCHAS METABÁSICAS

O presente capítulo caracteriza quimicamente as fases minerais essenciais dos anfibolitos do Grupo Nova Brasilândia. Foram escolhidas estas rochas para o estudo de química mineral por apresentarem feições características que melhor representam as condições impostas pelo metamorfismo à que foram submetidas as rochas do GNB. Os anfibolitos são constituídos, basicamente, por anfibólios e plagioclásios. A mudança composicional destes minerais pode ser notada, dentre outras variáveis, pela variação na cor do anfibólio e no teor de anortita do plagioclásio.

Os cristais de anfibólio apresentam zonação e intercrescimento complexo com núcleo e borda opticamente e quimicamente distintos. Esta zonação pode ser interpretada como uma feição de crescimento refletindo mudanças nas condições de temperatura durante a fase M_2 , quando o aquecimento progressivo das rochas atingiu o pico termal. O plagioclásio, por sua vez, mostra formas e composições consistentes com a segunda fase de crescimento metamórfico.

Através da variação modal e na composição mineral dos anfibolitos constatou-se que ocorreram mudanças nas condições físicas do metamorfismo. A temperatura parece ser a principal variável do metamorfismo do GNB. As observações das relações texturais indicaram que a deformação atuou de forma heterogênea nas rochas do GNB, estando bem impressa a textura granoblástica nos anfibolitos. As condições metamórficas de alta temperatura em baixa pressão requerem um regime tectônico especial que cria um alto fluxo de calor em profundidade moderada em escala regional. Ambientes de baixa P/T parecem ser restritos a cinturões magmáticos em domínio continental e a arcos-de-ilha oceânico. Os cinturões magmáticos na crosta continental são geralmente associados a áreas de proeminente extensão (*rifts*) ou a zonas de subducção. Nesse sentido, o magma parental dos anfibolitos está vinculado as zonas de *rift* continental.

Os dados de química mineral dos anfibólitos do GNB mostram que a composição do anfibólio pode ser usada como um indicador do grau metamórfico. O estudo petrográfico dos xistos psamo-pelíticos intercalados aos anfibólitos, juntamente com a química dos minerais dos anfibólitos determinada através do uso da microsonda eletrônica, serviram para a definição das condições de P e T do metamorfismo que afetou estas rochas. A fácies metamórfica das rochas máficas metamorfisadas foi definida, principalmente, pela composição do anfibólio e plagioclásio. Os dados de química mineral, aliados à petrografia, permitiram caracterizar dois períodos de crescimento mineral relacionados as fases metamórficas M_1 e M_2 .

-Técnicas analíticas

As análises minerais foram realizadas na microsonda eletrônica CAMECA SX 50 sob condições de operação de 15 Kv para o potencial de aceleração, 10 nA de corrente e 5 μm para o diâmetro do feixe de elétrons.

A estimativa do conteúdo máximo e mínimo de Fe^{+3} dos anfibólios é geralmente controlada por dois limites cristalo-químico (Robinson *et al.*, 1982) : 1) a soma dos cátions Si, Al, Ti, Fe^{+3} , Mg, Fe^{+2} e Mn é 13, excluindo Ca, Na e K. O recálculo dos cátions do Si ao Mn para o total 13, na base de 23 oxigênios, resulta num conteúdo máximo possível do Fe^{+3} e é chamado de correção “13-CNK”. O efeito é que o Mn, Fe^{+2} e Mg são excluídos da posição M_4 e o Na pode ser distribuído entre a posição A e M_4 .; 2) a soma dos cátions Si, Al, Ti, Fe^{+3} , Mg, Fe^{+2} , Mn e Ca é 15, excluindo o Na e K do sítio A posicionando-os no M_4 . O recálculo dos cátions, do Si ao Ca para o total 15, minimiza o conteúdo de Fe^{+3} (correção mínima para o Fe^{+3}) e maximiza Fe^{+2} , Mg ou Mn na posição M_4 , e é chamado de correção “15-NK”. O efeito adicional é que o Na e K são excluídos da posição M_4 e o Ca é excluído da posição A. Assim, para o cálculo de normalização dos anfibólios cálcicos dos anfibólitos do Grupo Nova Brasilândia optou-se pela correção “13-CNK” e “15-NK” para os anfibólios magnesianos. As análises representativas dos anfibólios são apresentadas na tabela 5.

	P17 B	P18 N	P18A B	P18B B	P19 N	P19A B	P20 B	P21 B	P21A N	P22 N	P23 C	P23A B	P27 N	P28 N	P29 C
SiO ₂	45,47	47,53	45,57	45,46	49,52	44,80	45,53	46,07	47,74	47,72	52,98	48,11	48,24	47,66	51,15
TiO ₂	0,59	1,71	0,62	0,41	0,62	0,54	0,60	0,40	1,57	0,96	0,09	0,81	0,76	0,99	0,08
Al ₂ O ₃	12,98	8,82	11,80	12,52	7,54	13,95	12,93	12,14	8,46	7,73	0,56	8,10	7,60	7,87	0,52
FeO	16,06	15,57	15,54	15,47	15,83	16,30	16,34	16,29	15,31	16,09	28,31	15,66	16,06	15,60	32,03
Cr ₂ O ₃	0,02	0,10	0,10	0,06	0,09	0,02	0,04	0,09	0,10	0,05	-	0,04	0	0,03	0
MnO	0,26	0,18	0,27	0,29	0,30	0,18	0,33	0,21	0,25	0,22	0,76	0,21	0,24	0,23	1,05
MgO	9,68	11,32	10,21	9,75	12,34	9,14	9,60	10,09	11,54	11,38	13,26	11,42	11,36	11,38	14,29
CaO	11,15	11,38	11,25	11,04	10,54	11,33	11,34	11,18	11,60	11,50	0,77	11,35	11,39	11,57	0,50
Na ₂ O	1,05	0,69	0,89	0,96	0,59	1,10	1,06	0,88	0,65	0,65	0,03	0,69	0,61	0,69	0
K ₂ O	0,29	0,76	0,28	0,28	0,26	0,38	0,30	0,28	0,77	0,53	0	0,54	0,58	0,63	0,01
Cl	0,07	0,02	0,07	0,06	0,03	0,07	0,03	0,04	0,03	0,02	0	0,01	0,02	0	0,02
F	0,26	0	0,10	0,48	0	0,42	0,52	0,31	0,11	0	0	0	0,05	0,53	0,09
Si	6,68	6,97	6,75	6,75	7,18	6,59	6,67	6,46	7,00	7,08	7,55	7,11	7,15	7,09	7,08
Al ^{IV}	1,32	1,03	1,25	1,25	0,82	1,41	1,34	1,26	1,00	0,92	0,04	0,89	0,85	0,91	0,08
Soma	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,03	8,00	8,00	8,00	8,00
M1-M3															
Al	0,92	0,49	0,81	0,94	0,47	1,01	0,90	0,84	0,47	0,43	0,05	0,52	0,47	0,47	0
Cr	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0	0
Fe ³	0,29	0,19	0,28	0,26	0,48	0,24	0,27	0,34	0,16	0,23	1,14	0,22	0,22	0,16	1,27
Ti	0,07	0,19	0,07	0,05	0,07	0,06	0,07	0,04	0,17	0,11	0,01	0,09	0,09	0,11	0,01
Mg	2,12	2,47	2,25	2,16	2,67	2,01	2,10	2,20	2,52	2,52	2,82	2,52	2,51	2,52	2,95
Fe ²	1,59	1,63	1,56	1,56	1,29	1,68	1,65	1,55	1,65	1,71	0,94	1,64	1,70	1,72	0,72
Mn	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,04	0,01	0,02	0,01	0,06
Soma	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
M4															
Ca	1,76	1,79	1,79	1,76	1,64	1,79	1,78	1,75	1,82	1,83	0,12	1,80	1,81	1,84	0,07
Na	0,13	0,10	0,11	0,13	0,08	0,11	0,12	0,12	0,09	0,09	0,01	0,10	0,09	0,08	0
Soma	2,00	1,98	2,00	2,00	1,89	2,00	2,00	1,99	2,00	2,00	1,04	1,99	1,99	2,00	1,04
A															
Na	0,17	0,10	0,14	0,15	0,08	0,20	0,18	0,13	0,09	0,10	0,00	0,10	0,09	0,11	0
K	0,05	0,14	0,05	0,05	0,05	0,07	0,06	0,05	0,14	0,10	0,00	0,10	0,11	0,12	0
Soma	0,22	0,24	0,19	0,20	0,13	0,27	0,24	1,18	0,24	0,20	0,00	0,20	0,20	0,23	0
Mg/Mg + Fe ²⁺	0,57	0,60	0,59	0,58	0,67	0,54	0,56	0,59	0,60	0,59	0,75	0,60	0,59	0,59	0,80

Tabela 5- Análises representativas por microsonda eletrônica dos anfibólios dos anfibólitos do GNB. Fórmula estrutural calculada para 23 oxigênios. (B= borda e N= núcleo da magnésio-hornblenda; C=cummingtonita).

- Química dos minerais

Os anfibólitos do GNB possuem uma associação mineral aproximadamente constante relativa ao metamorfismo regional M₁, de fácies anfibólito médio a superior, representada por anfibólio cálcico + plagioclásio + quartzo + ilmenita ± cummingtonita ± titanita. Segundo a classificação de Hawthorne (1981), o anfibólio é do tipo magnésio-hornblenda ($\text{Ca}_2 [\text{Mg}_4 (\text{Al}, \text{Fe}^{+3})] \text{Si}_7\text{AlO}_{22} (\text{OH})_2$) e cummingtonita ($\text{Mg}_7\text{Si}_8\text{O}_{22} (\text{OH})_2$) onde o \square corresponde a uma vacância na posição A do anfibólio (Fig. 84). Recentemente, Leake *et al.*, (1997) redefinem os parâmetros químicos da classificação dos anfibólios resultando em pequenas alterações na nomenclatura dos mesmos. Entretanto, os anfibólios estudados são classificados como magnésiohornblenda e cummingtonita mesmo segundo a sugestão dos autores acima citados.

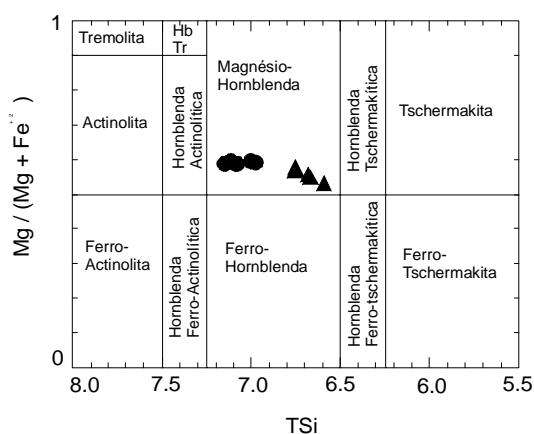


Figura 84- Classificação química dos anfibólios cálcicos dos anfibólitos segundo Hawthorne (1981). Legenda: (●) núcleo e borda (▲) da magnésio-hornblenda.

Uma das particularidades desta associação mineral, apesar de ser restrita a algumas seções delgadas, é o intercrescimento da magnésiohornblenda com cummingtonita. A coexistência dos dois anfibólios foi observada petrograficamente pela diferença de cor e pleocroísmo dos mesmos. A magnésiohornblenda é pleocróica com (α) verde-amarelado, (β) verde-amarronado e (δ) marrom-claro. A cummingtonita quando coexiste com a magnésiohornblenda, apresenta-se como cristais incolores, sinal óptico positivo e com maclas múltiplas. O contato entre os dois anfibólios é geralmente nítido, embora ocorram contatos em formas irregulares. Observam-se tanto “manchas” da magnésiohornblenda no interior da

cummingtonita como também a cummingtonita sendo envolvida por uma fina auréola de magnesianhornblenda de cor verde. Ambas as fases são opticamente contínuas exibindo extinção simultânea em algumas seções.

Quimicamente, a cummingtonita é rica em Mg^{+2} , Mn^{+2} , Fe^{+2} e Si^{+4} , enquanto que a magnesianhornblenda é mais rica em Ca^{+2} , Al^{+3} e Na^{+1} e com uma razão $Mg/(Mg+Fe)$ levemente mais alta (tabela 5). O comportamento destes elementos é consistente com os estudos mais detalhados sobre o intercrescimento entre anfibólios realizados por Klein (1968); Robinson and Jaffe (1969). Brady (1974) argumenta que as similaridades ópticas e a descontinuidade química entre estes dois anfibólios é consistente com equilíbrio químico e uma forte evidência a favor de um intervalo de miscibilidade.

A magnesianhornblenda possui em alguns casos uma zonação marcada por um núcleo verde-amarelado e uma borda fracamente pleocróica em tons de verde. Estas zonas possuem continuidade óptica e, portanto, compartilham com o mesmo angulo de extinção. Ambas, de acordo com a classificação de Leake *et al.*, (1997), são magnesianhornblendas (Fig. 84). A comparação química entre núcleo e borda da magnesianhornblenda a partir de diagramas de correlação entre as proporções moleculares de diferentes cátions permite a separação de dois grupos quimicamente distintos (Fig. 85 A-F), que são coerentes com as duas populações de plagioclásio observadas nos anfibolitos do GNB.

A observação dos diagramas indica que a borda da magnesianhornblenda possui um conteúdo maior em Na^{M4} , Al^{IV} , Na^A , $[(Al^{VI}+Fe^{+3} + Ti + Cr)=componente tschermak]$, razões maiores de Fe/Mg , $Na/(Ca+Na)$, $Al/(Si+Al)$, e um conteúdo de Si menor em relação ao núcleo do cristal. Já para o Ti e K, apresentam valores levemente mais altos no núcleo (Fig. 86). O decréscimo de Ti e K na borda da magnesianhornblenda pode ser explicado pela recristalização simultânea da biotita cujo pleocroísmo marrom a vermelho sugere alto conteúdo de Ti.

A variação composicional do núcleo e borda da magnesianhornblenda indica duas fases metamórficas distintas. O aumento no conteúdo de Al, Na e Fe/Mg é compatível com o aumento do grau de metamorfismo, conforme sugerido por Deer *et al.*, (1966), Binns (1965) e Laird & Albee (1981). Desta forma, o crescimento da borda da magnesianhornblenda é relacionado ao evento metamórfico M_2 o qual atingiu a fácies granulito. Esta hipótese é coerente com os dados petrográficos que indicam a geração de porfiroblastos de plagioclásio com inúmeras inclusões de magnesianhornblenda, ilmenita e quartzo.

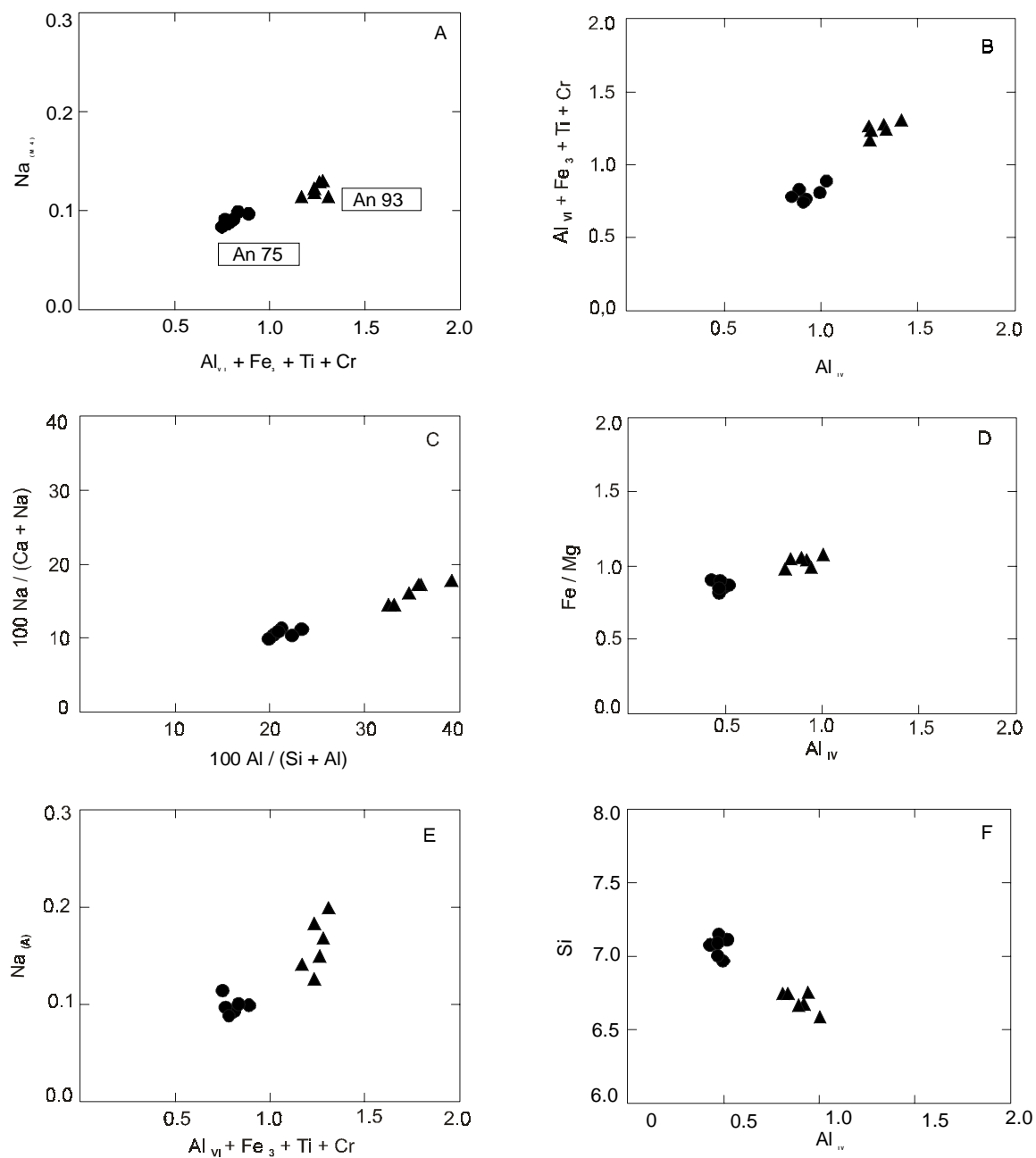


Figura 85- Diagramas de correlação entre as proporções moleculares dos cátions. Em (A) mostra o teor de An dos plagioclásios das fases M_1 e M_2 . (A-E) os diagramas mostram as bordas dos cristais dos anfibólios com teores mais elevados em Na, Al, $Na/(Ca+Na)$, Fe/Mg e mais baixos em Si (F). Legenda como na figura 84.

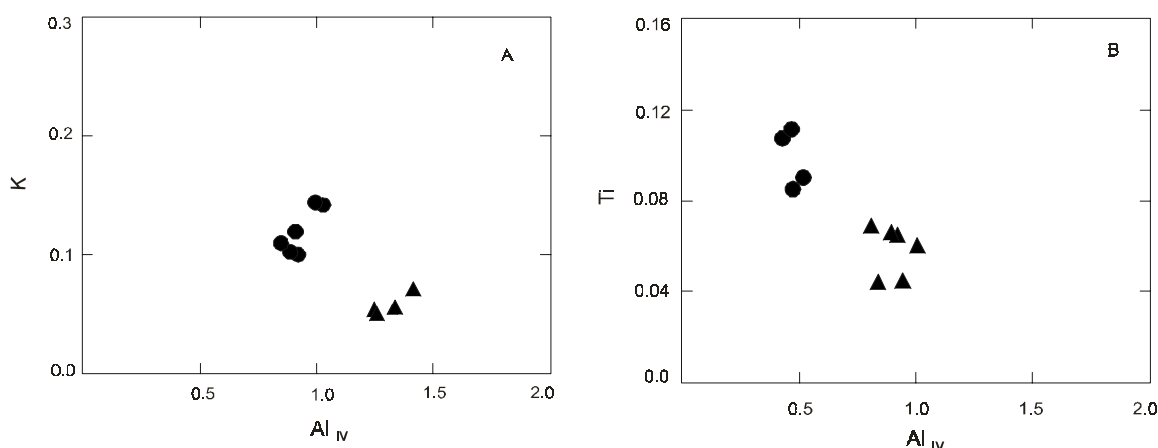
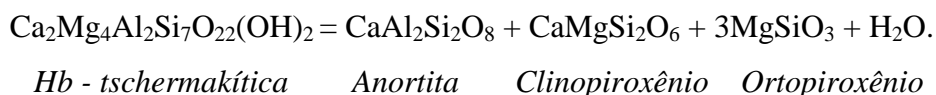


Figura 86- Diagramas de correlação entre as proporções moleculares de K e Ti versus Al^{IV} mostrando a borda do anfibólio mais empobrecida em K e Ti. Legenda como na figura 84.

A associação mineral desta fase é representada por plagioclásio (An₉₃) + magnesianhornblenda + clinopiroxênio + quartzo ± ortopiroxênio ± biotita avermelhada. Esta paragênese mineral é o resultado da reação que promove o rearranjo do componente tschermak para formar plagioclásio cálcico e piroxênios conforme abaixo:



Os piroxênios analisados enquadram-se no grupo QUAD que engloba os piroxênios Ca-Mg-Fe, segundo a classificação proposta por Morimoto (1988), na qual o clinopiroxênio é compatível com diopsídio (W_{0.46}En₃₄Fs₂₀) e o ortopiroxênio com ferrosilita (W_{0.1}En₄₄Fs₅₅), não sendo constatada variação química em um mesmo grão. As análises dos piroxênios são mostradas na tabela 6.

A composição dos plagioclásios mostra-se variável com o grau metamórfico (Tab. 7 e Fig. 85 A), os quais são representados, na fase M₁, pela bitownita (An₇₅) e no M₂ pela anortita (An₉₃), mostrando, conseqüentemente, que o aumento do grau metamórfico pode ser um dos fatores controladores do aumento do teor de anortita no plagioclásio.

	CPX P24	OPX P25	CPX P26	OPX P29	CPX P36	OPX P36A
SiO ₂	52,81	51,44	53,04	51,10	53,30	51,89
TiO ₂	0,04	0,10	0,10	0,06	0,14	0
Al ₂ O ₃	0,62	0,59	0,73	0,53	0,98	0,54
FeO	11,00	31,95	11,73	31,83	11,56	31,04
MnO	0,39	0,99	0,40	0,94	0,34	0,98
NiO	0	0,06	0,06	0	0,01	0,05
MgO	11,70	14,43	11,45	14,30	11,80	15,29
CaO	22,54	0,53	22,07	0,58	22,43	0,51
Na ₂ O	0,14	0	0,08	0	0,28	0
<i>Total</i>	99,23	100,10	99,67	99,33	100,84	100,33
Si	2,01	2,02	2,02	2,02	2,00	2,02
Al ^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>M1</i>						
Al	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺²	0,31	0,12	0,31	0,13	0,30	0,09
Mg	0,67	0,84	0,65	0,84	0,66	0,89
<i>M2</i>						
Fe ⁺²	0,04	0,93	0,06	0,92	0,07	0,93
Mn	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01	0,03
Ca	0,92	0,02	0,90	0,02	0,90	0,02
Na	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
<i>Soma cat</i>	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
WO	47,26	1,15	46,49	1,25	46,59	1,09
EN	34,11	43,33	33,55	43,19	34,11	45,48
FS	18,63	55,52	19,95	55,56	19,30	53,43

Tabela 6- Análises representativas por microsonda eletrônica dos piroxênios dos anfibolitos do GNB. Fórmula estrutural calculada para 6 oxigênios.

- Geotermobarometria

A composição do anfibólio, em particular, o conteúdo de Al e Na, pode ser usado como um indicador de pressão (Leake, 1965; Graham, 1974; Brown, 1977). Dessa forma, os diagramas de variação (Fig. 87 A e B) indicam que os anfibólios dos anfibolitos do Grupo Nova Brasilândia ocupam o campo do metamorfismo de baixa pressão (Fig. 87A), delimitado através dos estudos de Laird & Albee (1981), os quais utilizaram amostras do platô de Abukuma (Shido & Miyashiro, 1959) para definir os campos (Fig.87B). As composições do núcleo e borda da magnésiohornblenda, ocupam o campo de baixa pressão. A composição da borda ocupa a zona da sillimanita, o que é compatível com a paragênese transicional entre a fácies anfibolito superior a granulito observada nos metapsamitos.

	P-22	P-22A	P-23	P-23A	P-24	P-24A	P-25	P-25A	P-25B	P-26
SiO ₂	48,24	49,59	49,81	47,52	49,27	48,98	48,05	49,97	48,08	44,94
Al ₂ O ₃	33,81	32,97	32,86	34,40	32,96	33,29	33,80	32,59	33,77	33,88
FeO	0,14	0,02	0,01	0,02	0,01	0,06	0,03	0	0,16	0,10
BaO	0	0,00	0	0,03	0	0,04	0,31	0,14	0,12	0,01
CaO	16,35	15,60	14,99	16,92	15,52	15,87	16,33	15,00	16,63	19,06
Na ₂ O	1,90	2,25	2,40	1,65	2,25	1,17	1,71	2,49	1,83	0,88
K ₂ O	0,03	0,01	0	0,02	0	0,01	0,04	0	0,01	0,03
<i>Total</i>	100,48	100,44	100,09	100,56	100,01	100,43	100,28	100,19	100,61	98,90
Si	8,78	9,00	9,05	8,66	8,98	8,91	8,78	9,08	8,76	8,40
Al	7,25	7,04	7,03	7,38	7,07	7,13	7,27	6,97	7,25	7,46
Fe ⁺²	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00
Ca	3,19	3,03	2,92	3,30	3,03	3,09	3,20	2,92	3,25	3,82
Na	0,67	0,79	0,85	0,58	0,79	0,76	0,61	0,88	0,65	0,32
K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Ab	17,3	20,7	22,5	15,0	20,8	19,8	15,9	23,1	16,6	7,7
An	82,5	79,3	77,5	84,9	79,2	80,1	83,9	76,9	83,3	92,1
Or	0,2	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,2	0,0	0,1	0,2

	P-26A	P-27	P-27A	P-28	P-28A	P-29	P-29A	P-30	P-30A
SiO ₂	45,46	45,55	45,96	46,37	45,98	45,52	45,85	45,89	46,27
Al ₂ O ₃	35,00	36,04	35,91	35,42	35,35	35,66	35,66	35,94	35,37
FeO	0,06	0,03	0,06	0,03	0,13	0,03	0,04	0,07	0,06
BaO	0,16	0,13	0,08	0	0	0,24	0,27	0,21	0,11
CaO	19,60	18,92	19,32	18,65	18,60	19,08	18,76	19,25	18,06
Na ₂ O	0,71	0,67	0,69	0,83	0,94	0,77	0,84	0,70	1,02
K ₂ O	0,01	0,01	0	0,02	0,03	0,02	0,02	0	0,01
<i>Total</i>	101,01	101,36	102,03	101,34	101,04	101,32	101,44	102,06	100,91
Si	8,33	8,29	8,32	8,42	8,39	8,30	8,35	8,31	8,44
Al	7,55	7,72	7,65	7,57	7,59	7,66	7,64	7,66	7,59
Fe ⁺²	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01
Ba	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01
Ca	3,85	3,69	3,75	3,63	3,64	3,73	3,66	3,73	3,53
Na	0,25	0,24	0,24	0,29	0,33	0,27	0,30	0,25	0,36
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ab	6,1	6,0	6,1	7,4	8,3	6,8	7,5	6,2	9,3
An	93,8	93,9	93,9	92,4	91,5	93,1	92,4	93,8	90,7
Or	0,0	0,1	0,0	0,1	0,2	0,1	0,1	0,0	0,1

Tabela 7- Análises representativas por microsonda eletrônica dos plagioclásios. Fórmula estrutural calculada para 8 oxigênios.

O geobarômetro de Johnson & Rutherford (1989), que utiliza o conteúdo total de Al do anfibólio, sugere pressões da ordem de 3,1 Kb para as magnesianhornblendas dos anfibolitos. A baixa pressão atuante durante a fase M₁ também possibilitou a geração de abundante cummingtonita.

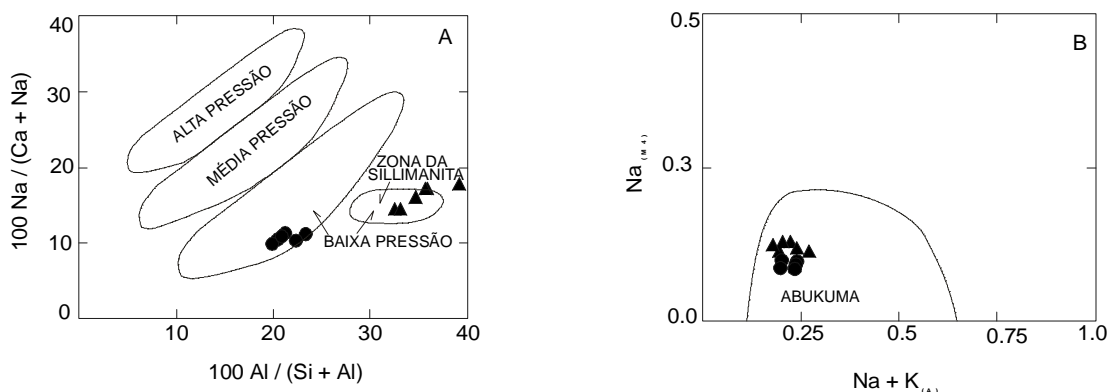


Figura 87- Diagramas de variação exibindo o agrupamento da composição do anfibólio nos campos de baixa pressão e na zona da sillimanita (A) delimitados por Laird & Albee (1981). (B) núcleo e borda da magnesianhornblenda situados no campo delimitado pelas rochas de baixa pressão de Abukuma (Shido & Miyashiro, 1959).

Laird & Albee (1981) salientam que as reações de substituição que dominam durante o metamorfismo de baixa pressão são: substituição da edenita ($\text{Na}^{\text{A}} + \text{K}$), $\text{Al}^{\text{IV}} \leftrightarrow \text{Si}$ e da tschermakita ($\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{+3} + \text{Ti} + \text{Cr}$), $\text{Al}^{\text{VI}} \leftrightarrow (\text{Fe}^{+2} + \text{Mg} + \text{Mn})$, Si), sendo que essas substituições aumentam com o grau metamórfico.

As estimativas sobre a temperatura do metamorfismo do GNB basearam-se nos geotermômetros de Spear (1981), Wood & Banno (1973) e Blundy & Holland (1990).

O primeiro construiu um diagrama esquemático retangular com vértices representados pela albita, edenita, tremolita e anortita, derivado do tetraedro Quartzo-Tremolita-Albita-Anortita indicando o equilíbrio químico do par plagioclásio-anfibólio. Utilizando-se este diagrama (Fig. 88A), observa-se que o plagioclásio e anfibólio coexistentes no metamorfismo M_1 , possuem, respectivamente, teor menor de An ($X_{\text{Ab}}=0.17$ a 0.23) e Na_A ($X_{\text{Na}_A}=0.09$ a 0.11). Entretanto, no metamorfismo M_2 , o plagioclásio possui um teor maior de anortita ($X_{\text{Ab}}=0.06$ a 0.08) e o anfibólio mostra um conteúdo também maior de Na_A ($X_{\text{Na}_A}=0.15$ a 0.21) (Fig. 88B). Desta forma, os dados químicos obtidos para estes minerais coexistentes são coerentes com o fato do aumento de Na no anfibólio estar vinculado diretamente ao aumento no grau metamórfico. O diagrama mostrado na figura 88B indica temperaturas superiores e assemelha-se aos dados apresentados por Spear (1981) para rochas formadas na zona da sillimanita (conf. Fig. 4f de Spear, 1981).

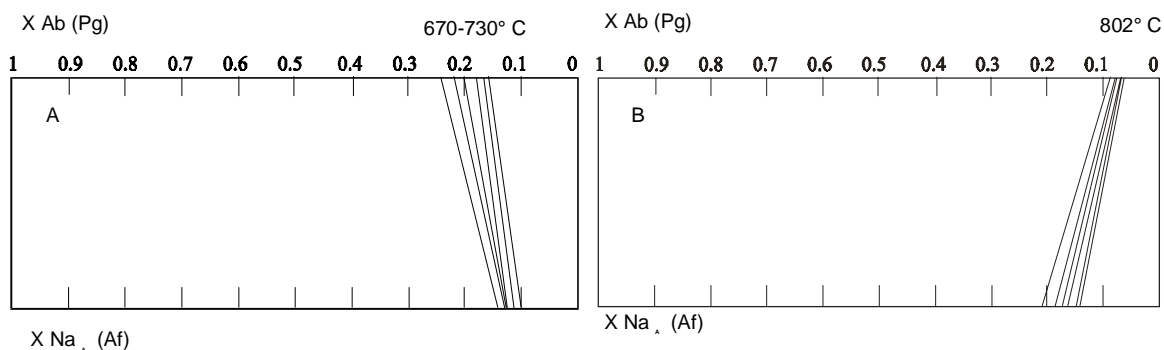


Figura 88- Diagramas de equilíbrio dos pares coexistentes anfibólio-plagioclásio. (A) temperatura de 670-730°C para o M₁; em (B) 802°C para o M₂.

As linhas subparalelas conectando XAb e XNa na posição A dos pares coexistentes plagioclásio-anfibólio sugerem equilíbrio químico para todos os pares de amostras analisadas.

O método de Blundy & Holland (1990) é baseado na substituição do componente edenita no anfibólio $(\text{Na}_{-1})^A (\text{AlSi}_{1.1})^{\text{T1}}$ conforme a reação de equilíbrio edenita + 4 quartzo = tremolita + albita. Aplicando-se este geotermômetro obteve-se uma temperatura para os anfibolitos na fase metamórfica M₁ da ordem de 670-730°C. Para a fase M₂, a temperatura obtida foi de 802°C.

Por fim, o método de Wood & Banno (1973), o qual utiliza o par Cpx-Opx, só pôde ser utilizado para estimativa da temperatura do M₂, em função da ausência de ortopiroxênio na fase M₁ (fácies anfibolito superior). Os resultados obtidos sugerem uma temperatura de 800°C para o M₂. Portanto, absolutamente concordante com a temperatura conseguida pelo par anfibólio-plagioclásio desta mesma fase.

IX- GEOLOGIA ESTRUTURAL

Este capítulo tem por objetivo mostrar as gerações, posicionamento temporal e relações das principais estruturas com os litotipos da área.

Vários estudos seguidos de propostas relacionadas ao quadro tectônico desta faixa meridional do Cráton Amazônico foram sugeridas no decorrer de duas décadas de trabalhos regionais. Dentre outros, citam-se sugestões como Cinturão Móvel Rondoniano (Cordani *et al.*, 1979); Faixa Orogênica Sunsás (Litherland *et al.*, 1986); Cinturão de Cisalhamento Guaporé (Santarém *et al.*, 1992) e Cinturão de Cisalhamento Sunsás (Rizzotto & Silva, 1997). A maioria destes autores, com exceção do primeiro, caracteriza uma orogenia ensiálica com retrabalhamento de material pré-existente.

De maneira a tornar mais consistente o quadro estrutural da área, utilizou-se além do mapeamento geológico da mesma, os dados estruturais da Folha Paulo Saldanha obtidos nos anos de 1991/1992 pelo Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB) – CPRM/REPO. São dados regionais onde está inserida a área estudada. Portanto, os dados estruturais que dão suporte ao desenvolvimento deste capítulo, basearam-se no conjunto de 700 pontos de descrição de afloramentos dos quais 643 pontos foram selecionados para análise estrutural.

No intuito de caracterizar e montar um quadro tectono-estrutural para a região estudada, os dados estruturais definidos por estruturas planares e lineares (foliações, xistosidades, lineações minerais e de estiramento, eixos de dobras) permitiram uma divisão da área em domínios estruturais distintos. Desta forma, pôde-se definir no âmbito da Folha Paulo Saldanha quatro domínios estruturais denominados de I, II, III e IV caracterizados principalmente por feições estruturais distintas e padrões variados de orientação (Fig. 89).

O *domínio I*, localizado na porção oeste da área, é caracterizado pelo desenvolvimento de foliação e xistosidade penetrativas apresentando orientação predominantemente NW-SE. Também associadas a estas estruturas ocorrem fraturas formando pares conjugados com padrão geral de orientação que varia de WNW-ESSE a NE-SW. A interpretação dos estereogramas dos pólos dos planos das principais feições planares permitiu estabelecer um padrão geral de orientação que varia de N60°W / 70°NE a N80°W / 60°NE, apresentando valores médios de N83°W / 61°NE (Fig. 89-diagrama Ia).

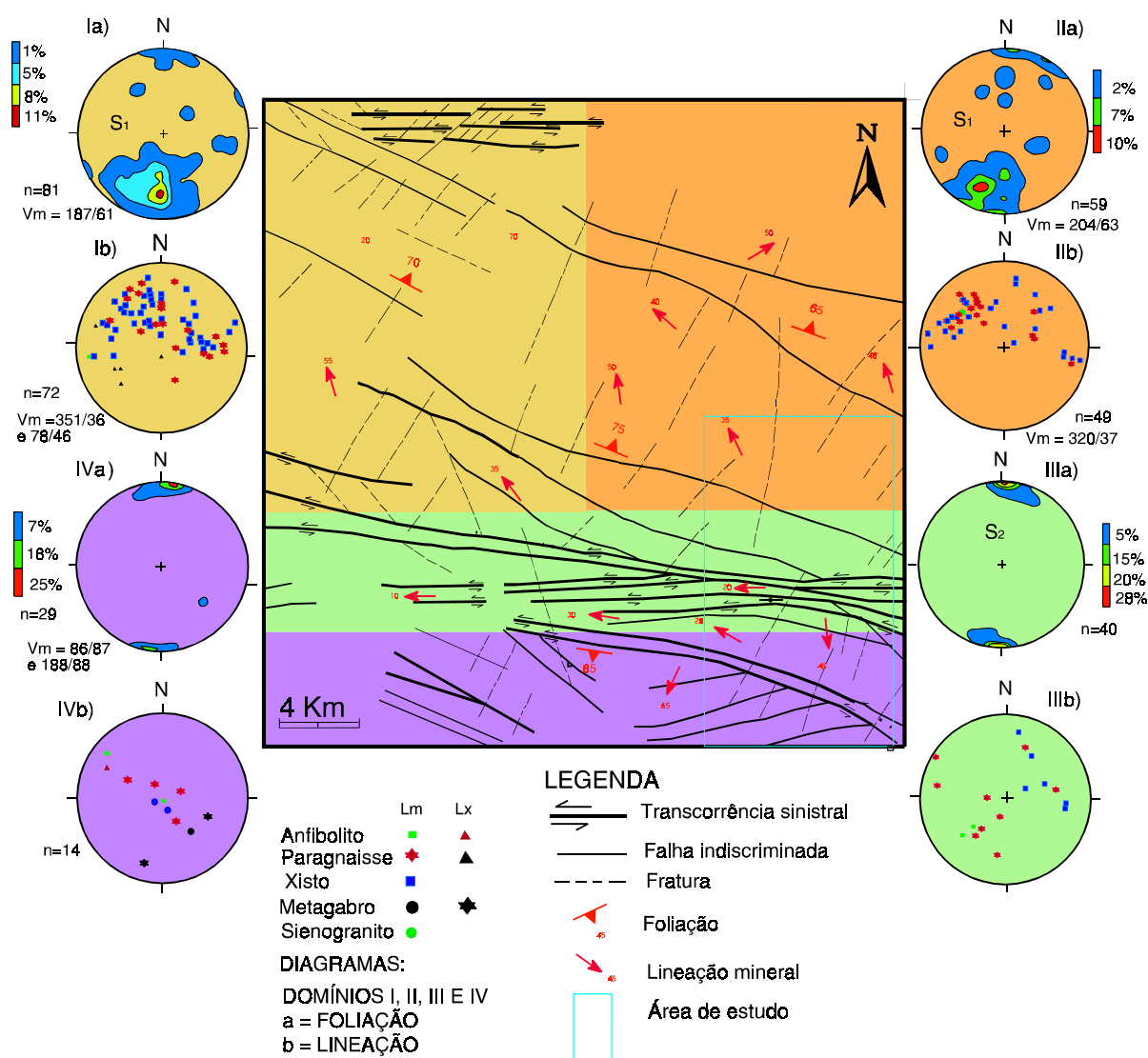


Figura 89- Domínios estruturais e seus respectivos estereogramas da região de Alta Floresta d'Oeste-Nova Brasilândia d'Oeste.

As feições lineares representadas quase que exclusivamente por lineação mineral, materializada pelo alinhamento dos cristais de biotita e/ou muscovita, mostram uma razoável dispersão de dados, porém com uma maior concentração no quadrante NW. Desta forma, o agrupamento de medidas indica um padrão de orientação de $40^\circ / N10^\circ W$ com valores médios de $36^\circ / N9^\circ W$ e um agrupamento secundário de orientação $45^\circ / N70^\circ E$ mostrando valores médios de $46^\circ / N78^\circ E$ (Fig. 89-diagrama Ib). Dobramentos e *boudinagem* também ocorrem

neste domínio, sendo que os primeiros são caracterizados por dobras antiformes simétricas com eixo geralmente paralelo às estruturas lineares e mais raramente dobras ptigmáticas.

O *domínio II*, localizado na porção leste da área, é também dominado por uma foliação e xistosidade penetrativas e anastomosadas. O padrão geral de orientação das estruturas planares é predominantemente NW-SE, associado a falhas e fraturas NE-SW correspondendo a um sistema de conjugados. A interpretação dos estereogramas dos pólos dos planos das feições planares permitiu estabelecer um padrão de orientação que varia de N60°W / 85°NE a N65°W / 70°NE (Fig. 89-diagrama IIa). As estruturas lineares, por sua vez, representadas pela orientação e estiramento esporádico dos minerais micáceos, apresentam-se com uma certa dispersão como no domínio anterior. Entretanto, mostram uma concentração maior no quadrante NW, com valores médios de 37° / N40°W (Fig. 89-diagrama IIb). As lineações secundárias localizadas no quadrante NE, apresentam um alto *rake* orientando-se segundo as direções N10° a 30°E com inclinações de 30° a 80° NE. As dobras neste domínio são geralmente isoclinais reclinadas, com plano axial e eixo subverticalizados.

O *domínio III*, localizado na porção centro-sul da área, apresenta-se com características bem distintas em relação aos outros, já que este mostra-se dominado por foliações miloníticas, foliações anastomóticas, lineações de estiramento e mineral. As feições planares apresentam um padrão de orientação E-W com mergulhos subverticais a verticais. Os valores encontrados para estas feições foram E-W / 80°-90°N (Fig. 89-diagrama IIIa). As feições lineares mostram uma pequena dispersão, com predominância da lineação de estiramento definida principalmente por cristais de quartzo (*ribbon*) e feldspatos. Estas feições lineares estão orientadas segundo um padrão E-W de caimento variável entre 0° a 20°, com valores médios de 21° / N80°W e 30° / N 87°E (Fig. 89-diagrama IIIb). As dobras são raras, e quando presentes, mostram-se com um arranjo assimétrico, de flancos rompidos e de eixo com baixo caimento.

O *domínio IV*, localiza-se no extremo sul da área e abrange toda a área de exposição das rochas metabásicas e de granitos subordinados. Este domínio é caracterizado em parte por uma foliação milonítica sigmoidal cujas orientações variam de NW-SE a WSW-ENE, além de falhas e fraturas NE-SW e também, por uma foliação compressiva penetrativa e bandamento gnaissico. Os dados estruturais neste domínio são escassos o que dificulta o estabelecimento de padrões de orientação para as principais estruturas planares e lineares. Entretanto, com os dados disponíveis pôde-se observar que a foliação milonítica mostra um padrão heterogêneo

com orientação variando de N75°W / 80°SW, N60°E / 80°SE, N65°W / 60°NE e E-W / 85°S. O bandamento gnaissico geralmente segue esta última orientação. Os valores médios estabelecidos são de N87°E / 86°NE (Fig. 89-diagrama IVa). As lineações de estiramento e mineral apresentam-se muito dispersas o que não permite determinar um padrão de maior concentração de pontos. Porém, o padrão de orientação 58° / N60°W é o mais representativo e mostra um padrão intermediário entre os demais domínios. Algumas lineações de estiramento com caimento para SW podem representar a componente de empurrão relacionada às transcorrências que limitam o domínio tanto a norte como a sul.

Através da integração dos dados estruturais dos quatro domínios acima descritos pode-se sugerir uma evolução tectono-estrutural para a área estudada. Parte-se do princípio que as estruturas planares e lineares que ocorrem nos domínios I, II e IV foram geradas durante um período de tectônica compressiva. Na fase inicial da deformação predominou o cisalhamento puro ou deformação coaxial heterogênea (D_1). Como resultado desta deformação as rochas desenvolveram fortes foliações e xistosidades (S_1), passaram por um encurtamento materializado pelas dobras e, acompanhadas com menor frequência, de um estiramento resultando em *boudinagem*. As lineações minerais caracterizadas por tectonitos SL (quartzo, sillimanita) foram originadas pelo fluxo perpendicular ao σ_1 ou paralelo ao eixo x do elipsóide de deformação, enquanto que as lineações NE podem ser derivadas de um fluxo paralelo ao σ_1 .

Com a deformação progressiva, passa a predominar o cisalhamento não-coaxial desenvolvendo faixas de deformação concentrada referidas como zonas de cisalhamento transcorrente dúctil (D_2), denominada de Zona de Cisalhamento Rio Branco-ZCRB (Scandolara *et al.*, 1992), as quais abrangem predominantemente o domínio III e parcialmente o domínio IV. Nestes domínios, as rochas desenvolveram foliação milonítica (S_2) paralela ao bandamento composicional dos gnaisses calcissilicáticos, estiramento mineral (quartzo, feldspato) e dobras intrafoliais. Por conseguinte, as feições estruturais indicadoras de cinemática como pares S x C, assimetria de dobras intrafoliais e rotação de porfiroclastos de feldspato alcalino, indicaram uma movimentação sinistral em regime de transcorrência.

O desenvolvimento de transcorrências no domínio III foi favorecido pela diferença de competência entre as litologias já que esta zona está materializada no contato entre os metaturbiditos e metabasitos.

Analisando conjuntamente os quatro domínios estruturais permite-se identificar uma mudança gradual no padrão da foliação, em termos de direção e mergulho. Nos dois primeiros domínios a foliação apresenta um *trend* geral NW-SE com médios a altos mergulhos para NE. No terceiro domínio a foliação sofre uma inflexão para WNW-ESSE a E-W, com mergulhos aproximando-se da verticalidade. Essa virgação da foliação com aumento do mergulho é acompanhada da rotação das lineações minerais e de estiramento, tornando-se preferencialmente direcionais.

Com base nos registros lito-estruturais acima expostos permite-se sugerir que a área passou por um regime tectônico transpressivo, de abrangência regional. A atuação desse regime provocou a inversão da bacia com conseqüente encurtamento crustal seguido por deslocamento lateral de blocos de cinemática sinistral. Nesse estudo, passamos a denominar essa estruturação de Cinturão Transpressivo Rio Branco (CTRB).

O tensor primário regional (σ_1), no regime transpressivo se posicionou aproximadamente a N45°E / S45°W promovendo a movimentação de massas de SW para NE. Nesse sentido, as principais direções compressivas estão orientadas segundo N65°W (*P*) e E-W (*Y*), ambas com cinemática sinistral. As principais estruturas distensivas estão orientadas segundo N45°E, enquanto que as estruturas de direção N45°W correspondem a rampas frontais (Fig. 90).

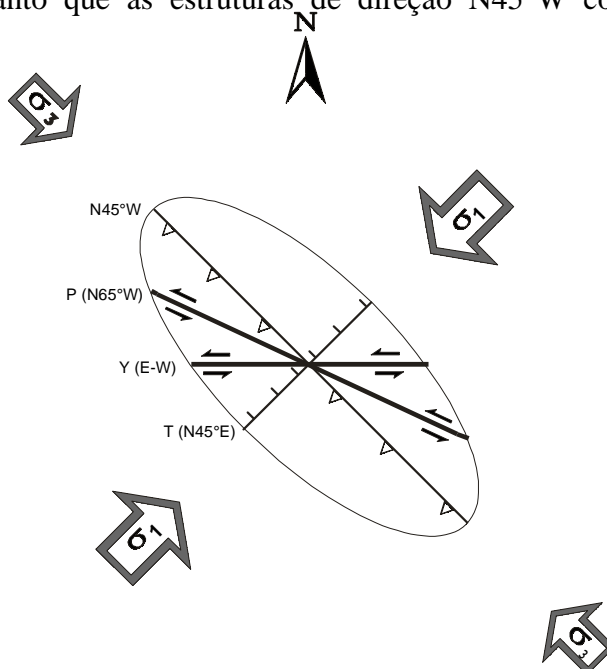


Figura 90- Elipsóide de tensão regional mostrando o posicionamento do σ_1 para o final do Mesoproterozóico.

X- GEOCRONOLOGIA

As rochas metaígneas e metassedimentares que constituem o GNB, na porção sudoeste do Cráton Amazônico, são representativas do evento orogenético Sunsás cujo significado geotectônico é ainda muito controverso em função da escassez de dados geocronológicos e estruturais. De outra forma, o extremo sudoeste do Cráton Amazônico inclui as rochas pré-cambrianas mais novas desse cráton as quais estão posicionadas geocronologicamente na Província Sunsás segundo a concepção de Sato & Tassinari (1997).

Neste capítulo são apresentados e discutidos os resultados geocronológicos inéditos obtidos pelos métodos U/Pb e Sm/Nd em granitos, metagabros e metassedimentos. O estudo geocronológico teve como objetivo identificar os eventos de formação das rochas ígneas e metamórficas e a proveniência dos sedimentos turbidíticos, além de sugerir uma cronologia para os eventos tectônicos no intuito de subsidiar a evolução geológica do GNB.

- Procedimentos Analíticos e Metodologia

Os dados analíticos foram obtidos pelo Isotope Geochemistry Laboratory (IGL), Department of Geology and Kansas University Center for Research, University of Kansas.

Análises U-Pb

Após a cominuição e peneiramento do material, os zircões foram separados com uso de bateia, líquido pesado e separador magnético Frantz. Os zircões foram dissolvidos e o Pb e U foram separados utilizando os procedimentos descritos por Krogh (1973) e Parrish (1987). Traçador isotópico misto ^{205}Pb - ^{235}U foi adicionado às amostras (na maior parte são zircões individuais) antes da dissolução. As razões isotópicas foram medidas com um Espectômetro de Massa VG Sector multicoletor equipado com detector Daly e multiplicador de íons. As amostras foram depositadas em um filamento simples de Re junto com sílica gel, com determinação de U e Pb posterior. A análise periódica de NBS SRM 982 foi utilizada como padrão.

Os interceptos na concórdia foram calculados com uso do método de análises por regressão e erro de Ludwig (1980, 1990), que é baseado nas regressões de York (1966, 1969). As idades são calculadas com 2-sigma para o modelo usado conforme Ludwig (1990).

Análises Sm-Nd

As amostras de rocha pulverizadas para análise de Sm-Nd foram dissolvidas em bombas de Teflon por poucos minutos num forno de micro-ondas com uso de HF-HNO₃ e HCl 6N. Os elementos Terras Raras foram separados em colunas de trocas iônicas com resina padrão AG-50W. Composições isotópicas foram obtidas com o Espectômetro de Massa. O Sm foi depositado em um filamento simples de Ta com H₃PO₄ e analisado como Sm⁺ em modo de coletor simples ou estático, enquanto o Nd foi depositado em filamento simples de Re com ácido fosfórico e analisado em modo dinâmico com Nd⁺. Foram coletadas 100 razões com feixe de 1 volt para ¹⁴⁴Nd. A precisão externa foi baseada em análises repetidas de padrão La Jolla Nd ± 0.000010.

Os cálculos das idades do sistema Sm/Nd foram efetuados através de idades modelos em rocha total a partir da regressão da razão ¹⁴³Nd/ ¹⁴⁴Nd em função da razão ¹⁴⁷Sm/ ¹⁴⁴Nd, até o intercepto desta regressão com a curva de evolução isotópica de Nd do manto superior em função do tempo geológico. O modelo adotado de evolução isotópica de Nd é o manto empobrecido (DM- *Depleted Mantle*) calculado através da seguinte equação:

$$T_{DM} = 1/\lambda \log \left[1 + \frac{0,513114 - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{am}}{0,222 - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{am}} \right]$$

onde o símbolo “am” indica que as composições isotópicas são aquelas medidas atualmente nas amostras estudadas.

O método Sm/Nd também dispõe de um parâmetro que é utilizado na petrogênese denominado de ϵ_{Nd} calculado a partir da seguinte equação:

$$\epsilon_{Nd} = \left[(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{am} / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{CHUR} - 1 \right] \times 10^4$$

Conforme os dados de De Paolo (1988), os valores médios de ϵ_{Nd} atuais relacionados aos diversos ambientes tectônicos e com características geoquímicas próprias são:

0 = manto inferior; + 10 = manto superior; + 8 = ilhas oceânicas; 0 a + 8 = ilhas intra-placas (*hot spots*); + 10 = dorsais meso-oceânicas; - 5 = áreas cratônicas; - 5 a + 8 = *rifts* continentais e -20 a + 8 = arcos em margens continentais.

- Resultados Analíticos

As rochas graníticas e um metagabro foram datadas pelo método U/ Pb em zircão; os anfíbolitos/metagabros e metassedimentos foram datados pelo sistema Sm/Nd e uma amostra de paragnaisse datado por U/Pb utilizando-se o *shrimp*. Os resultados analíticos são mostrados nas tabelas 8 e 9 e a localização das amostras no mapa geológico em anexo.

	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ba})$
GR-05	9,70	3,21	0,19979	0,512881	±14	+4,8	+ 4,3	-
GR-10	18,65	5,61	0,18172	0,512687	±15	+1,0	+ 3,1	-
GR-10A	63,41	13,28	0,12665	0,512112	±10	-10,3	- 0,4	1,63
GR-18	10,59	3,11	0,17733	0,512754	±18	+2,3	+ 5,0	-
GR-20	51,20	9,97	0,11769	0,511992	±13	-12,6	- 1,5	1,66
GR-20A	34,13	6,54	0,11587	0,511856	±11	-15,3	- 3,9	1,85
GR-20A ₁	21,03	4,09	0,11748	0,511873	±11	-14,9	- 3,8	1,85
GR-20C	29,33	5,80	0,11950	0,511860	±11	-15,2	- 4,3	1,91
GR-23	89,84	17,52	0,11790	0,512097	±12	-10,6	+ 0,5	1,50

Tabela 8- Resultados analíticos Sm/Nd das amostras de rocha do GNB (- não determinado).

	Peso (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Coef. Correl	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ma)
GR-05											
M(0)	0,014	704	92	2136	1,2627±0,62	0,11912±0,61	0,989	0,07688±0,09	829±05	726±05	1118±02
M(1)	0,025	533	72	1493	1,3527±0,54	0,12843±0,54	0,984	0,07639±0,10	869±05	779±05	1105±02
M(2)	0,024	443	65	1373	1,3925±0,57	0,13184±0,56	0,986	0,07660±0,10	886±05	798±05	1111±02
M(3)	0,020	501	68	1662	1,3296±0,59	0,12614±0,58	0,987	0,07645±0,10	859±05	766±05	1107±02
					I.I.= 0 ± 18 Ma (forçado)	I.S.= 1110 ± 10 Ma			MSWD= 26		
GR-10A											
NM(0)	0,002	3299	624	2940	1,8959±0,79	0,18028±0,78	0,990	0,07627±0,11	1080±08	1069±08	1102±02
NM(0)	0,006	1584	301	3228	1,8464±0,54	0,17594±0,51	0,968	0,07612±0,14	1062±06	1045±06	1098±03
NM(0)	0,005	2221	409	2170	1,8831±0,51	0,18026±0,51	0,989	0,07576±0,08	1075±06	1068±06	1089±02
M(1)	0,005	4531	845	5595	1,8772±0,67	0,17906±0,67	0,995	0,07604±0,07	1073±07	1062±07	1096±02
M(2)	0,006	3974	688	10830	1,7297±0,51	0,16720±0,51	0,994	0,07503±0,06	1020±05	997±05	1069±01
					I.I.= 433 ± 400Ma	I.S. = 1113 ± 56 Ma			MSWD= 30		
GR-20											
NM(1)	0,003	2065	360	3854	1,9131	0,18036±0,48	0,993	0,07693±0,06	1086±05	1069±05	1119±01
NM(1)	0,015	2252	375	6636	1,8111	0,17409±0,51	0,961	0,07545±0,15	1050±05	1035±05	1081±03
M(1)	0,002	3923	594	4215	1,6259	0,15864±0,47	0,991	0,07433±0,06	980±05	949±05	1051±02
M(1)	0,008	2416	385	6289	1,7554	0,16758±0,53	0,971	0,07597±0,13	1029±05	999±05	1094±03
M(2)	0,003	3417	525	4947	1,6321	0,15870±0,46	0,993	0,07459±0,06	983±05	950±05	1057±01
M(2)	0,005	3325	512	5425	1,6816	0,16121±0,48	0,990	0,07565±0,07	1002±05	964±05	1086±02
M(3)	0,005	3061	494	4141	1,7707	0,16646±0,49	0,990	0,07715±0,07	1035±05	993±05	1125±02
GR-23											
M(0)	0,004	2020	307	8466	1,4810	0,14942±0,56	0,989	0,07189±0,08	923±05	898±05	983±02
M(0)	0,006	828	136	2064	1,5903	0,15999±0,54	0,988	0,07209±0,09	966±05	957±05	989±02
M(0)	0,004	1823	268	3565	1,4193	0,14326±0,53	0,989	0,07185±0,08	897±05	863±05	982±02
M(2)	0,004	3549	427	2679	1,1379	0,11833±0,49	0,983	0,06974±0,09	772±04	721±04	921±02
					I.I.=246 ± 180 Ma	I.S. =1005 ± 41 Ma			MSWD= 74		

Tabela 9- Dados analíticos U/Pb para as amostras de rocha do GNB. Abreviaturas: NM-não magnético; M- magnético; números entreparênteses indicam a inclinação usada no separador Frantz; I.I.- intercepto inferior; I.S.- intercepto superior.

- Granito Rio Branco – Uma amostra deste granito foi selecionada para determinação geocronológica pelos métodos U/Pb e Sm/Nd. A amostra GR-10A representa um monzogranito equigranular, de posicionamento sintectônico (ortognaisse monzogranítico), localizado no domínio estrutural III e controlado pelas grandes transcorrências. Cinco frações de zircão dessa unidade forneceram um intercepto superior (idade de cristalização) de 1113 ± 56 Ma no diagrama concórdia U/Pb (Fig. 91a). A idade modelo (T_{DM}) resultou em 1.63 Ba e o valor do $\epsilon_{Nd}(t) = -0,4$.

- Leucogranito anatótico – Uma amostra foi escolhida para a determinação da idade de cristalização/metamorfismo pelo método U/Pb em zircão e Sm/Nd em rocha total. A amostra GR-20 representa uma lente centimétrica a métrica de granito porfiróide leucocrático intercalado nos metaturbiditos do qual derivou por fusão parcial dos mesmos. A amostra está inserida no domínio estrutural II, no centro-norte da área. A mesma, em sete frações de zircão forneceu a idade de cristalização de 1110 ± 8 Ma no diagrama concórdia U/Pb (Fig. 91b). Pelo método Sm/Nd obteve-se a idade modelo (T_{DM}) de 1.66 Ba e $\epsilon_{Nd}(t) = -1,5$.

- Metagabro- Uma amostra de metagabro subofítico foi escolhida para a determinação geocronológica pelo método U/Pb em zircão e Sm/Nd em rocha total. A amostra GR-05 representa um gabro subofítico, metamorfisado em fácies anfibolito superior, com preservação parcial das feições ígneas. Localiza-se no extremo sul da área estudada, no domínio estrutural IV, mostrando-se deformado pelas transcorrências. Em quatro frações de zircão magnético forneceu um intercepto superior (idade do metamorfismo) de 1110 ± 10 Ma no diagrama concórdia U/Pb (Fig. 91c). A idade modelo não pôde ser calculada devido ao padrão plano das ETR (Sm/Nd). Entretanto, a amostra resultou num valor positivo do $\epsilon_{Nd}(t)$, que é igual a + 4,3.

- Suíte Granítica Rio Pardo- Uma amostra de granito representativo da unidade foi escolhida para determinação geocronológica pelos métodos U/Pb em zircão e Sm/Nd em rocha total. A amostra GR-23 representa um monzogranito porfirítico tardi a pós-tectônico, localizado no centro-sul da área, no interior do domínio estrutural III. Quatro frações de zircão dessa unidade forneceram um intercepto superior (idade de cristalização) de 1005 ± 41 Ma no diagrama concórdia U/Pb (Fig. 91d). A idade modelo fornecida pelo método Sm/Nd foi de 1.5 Ba, com $\epsilon_{Nd}(t) = +0,5$.

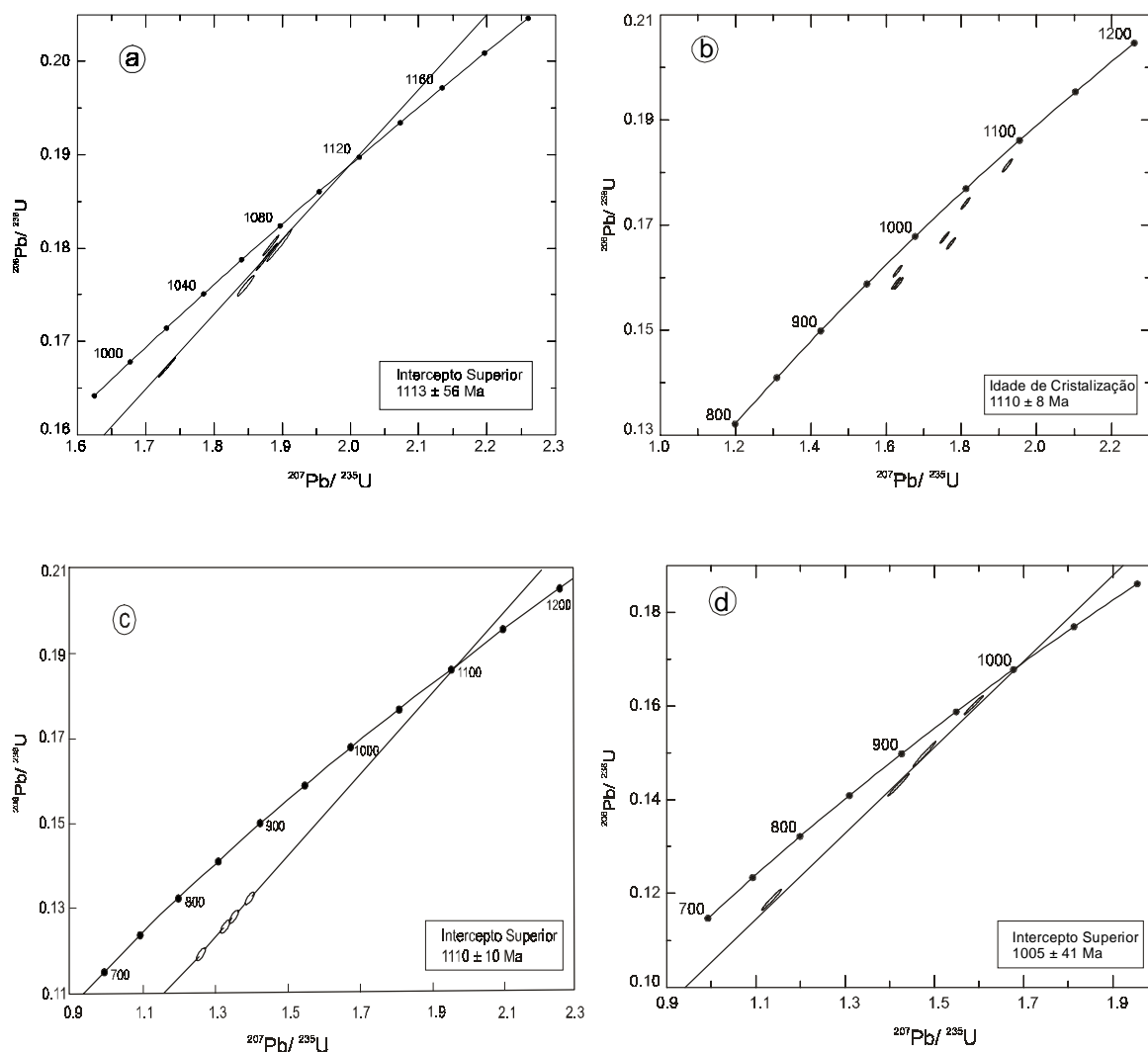


Figura 91- Diagramas concórdia: (a)- Granito Rio Branco; (b)- leucogranito anatótico; (c)- metagabro; (d)- Granito Rio Pardo

No limite oriental da área estudada cinco amostras de rochas desta mesma suíte foram investigadas por Tassinari (1993). As mesmas forneceram uma idade isocrônica de 1003 ± 22 Ma pelo método Rb/Sr, com I_{Sr} de $0,7038 \pm 0,000204$ e MSWD de 0,3031.

- Anfibolito- Uma amostra de uma lente de anfibolito foi selecionada para a determinação geocronológica pelo método Sm/Nd em rocha total. A amostra GR-10 trata-se de um anfibolito de granulação fina, fortemente foliado e recristalizado na fácies anfibolito superior. Encontra-se localizado no domínio estrutural III, nas zonas de transcorrência e intrusões

pelos granitóides Rio Branco. A idade modelo não pode ser calculada pelas mesmas razões expostas acima pelo metagabro. De outra forma, o $\epsilon_{Nd}(t)$ apresentou valor positivo de 3,1.

- Metagabro- Esta amostra foi selecionada para determinação geocronológica pelo método Sm/Nd em rocha total. A amostra GR-18 é representativa de um corpo subarredondado de metagabro em forma de *sill*, de granulação grossa, que possui a textura ígnea parcialmente preservada em condições metamórficas da fácies anfibolito superior. Localiza-se no setor noroeste da área, no domínio estrutural II. Apresenta valor de $\epsilon_{Nd}(t)$ mais positivo de todas as amostras (+ 5,0) sendo que a mesma também não se prestou para o cálculo da idade modelo.

- Metaturbiditos- Foram selecionadas três amostras para a determinação geocronológica pelo método Sm/Nd em rocha total e uma pelo método U/Pb (*shrimp*) em zircões detríticos. As amostras GR-20A e 20A₁ tratam-se de paragneisses essencialmente quartzo-feldspáticos com níveis subordinados de biotita (20A₁), granulação fina e recristalizados na fácies anfibolito superior. A amostra GR-20C trata-se de um gnaiss calcissilicático, o qual representa um nível terrígeno-carbonático dos turbiditos, e metamorfoisado nas mesmas condições das outras amostras. Todas as amostras são de um mesmo afloramento que está localizado no extremo noroeste da área, no domínio estrutural II. As duas primeiras forneceram idades modelo de 1.85 Ba e $\epsilon_{Nd}(t) = - 3,9$ e $- 3,8$, respectivamente. A amostra GR-20C forneceu idade modelo de 1.91 Ba e $\epsilon_{Nd}(t) = - 4,3$.

A amostra GR-66 foi selecionada para datação U/Pb em zircão realizada através do *shrimp* (*sensitive high resolution ion microprobe*). Trata-se de um paragneisse bandado, de granulação fina, com bandas félsicas bem definidas constituídas por quartzo e plagioclásio e por bandas máficas de biotita. Mostra-se recristalizado em condições metamórficas da fácies anfibolito superior. A mesma está localizada na porção nordeste da área, no domínio estrutural II. As análises de 24 pontos em zircões detríticos forneceram idades muito variadas. Existem zircões isolados com idades de 2090 ± 17 Ma, 2020 ± 17 Ma, 1904 ± 17 Ma, 1748 ± 16 Ma, 1716 ± 17 Ma, 1599 ± 42 Ma, 1505 ± 41 Ma, 1417 ± 35 Ma (grupo de três cristais), 1320 ± 20 Ma (cinco cristais) e 1122 ± 12 Ma (dois cristais). Entretanto, um grupo principal de sete cristais de zircão, forneceu uma idade de 1215 ± 20 Ma (Fig. 92).

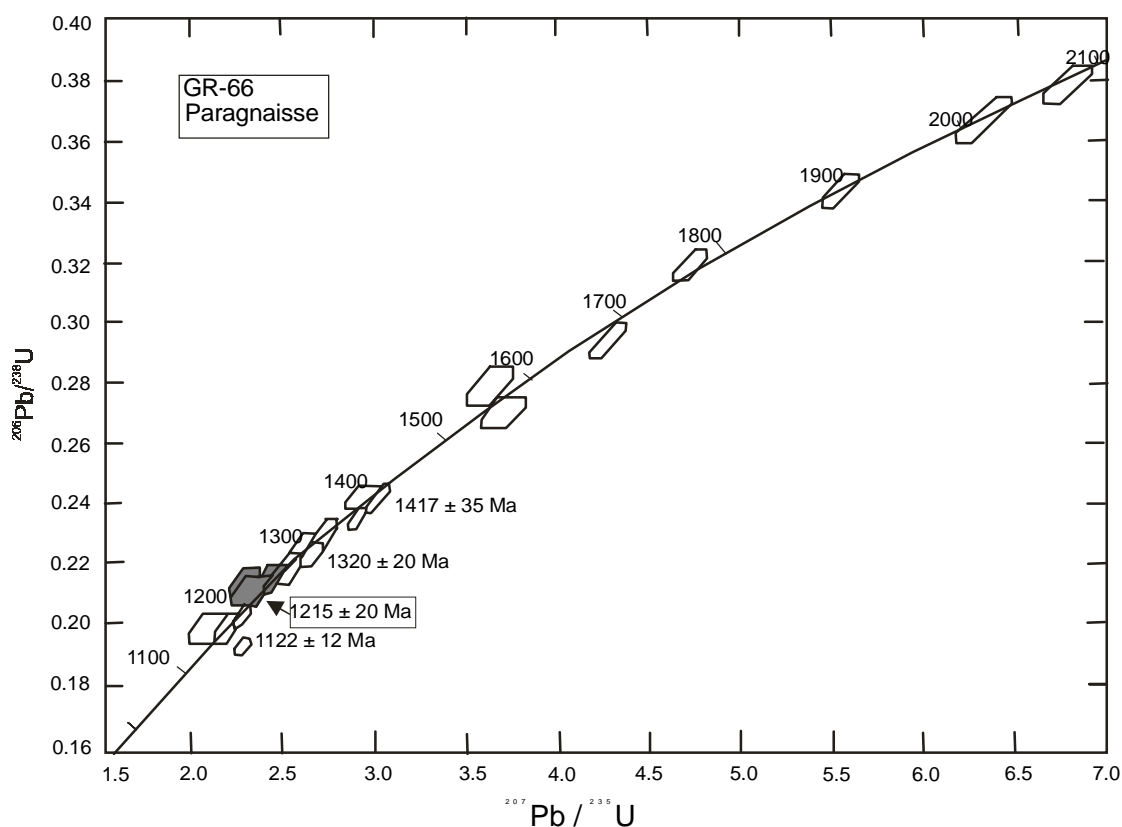


Figura 92- Diagrama concórdia do paragnaisse (GR-66) do GNB. Zircões detríticos com idades mistas desde o Paleoproterozóico ao final do Mesoproterozóico. Área hachurada indicando a principal população de zircão.

- Discussão e Interpretações dos Resultados

Os resultados obtidos neste estudo, junto com os escassos dados geocronológicos já existentes, permitem inserir importantes referências cronológicas para a evolução mesoproterozóica da região de Nova Brasilândia/Alta Floresta d'Oeste. Os resultados geocronológicos mostram um agrupamento de idades no período compreendido entre 1200 Ma e 1000 Ma. Essas idades indicam que as rochas do GNB foram originadas durante um curto intervalo de tempo e essa seqüência está provavelmente relacionada ao importante

evento tectono-magmático que atuou no sudoeste do Cráton Amazônico denominado de Orogenia Sunsás.

Dois pulsos de magmatismo granítico foram identificados na área. O pulso mais antigo é caracterizado pela idade U/Pb de 1113 ± 56 Ma do Granito Rio Branco, que é interpretada como idade de cristalização magmática. Este é um corpo sincinemático ao evento transpressivo, sendo as texturas deformacionais adquiridas ainda no estágio magmático. Nesse caso, a idade de cristalização é coincidente com a idade de deformação/metamorfismo da referida unidade. A idade Sm/Nd de diferenciação do manto (T_{DM}) para essa rocha é de 1.63 Ba, com $\epsilon_{Nd}(t) = -0,4$. Esses valores são indicativos de que o magma original foi derivado de uma fonte contendo um componente crustal mais antigo com alguma participação de material mantélico.

A idade U/Pb de 1100 ± 8 Ma fornecida pela lente de leucogranito anatótico sintectônico, gerada pela fusão parcial dos metassedimentos turbidíticos é tida como idade de cristalização dessa rocha. Como a mesma representa um fundido anatótico gerado durante o clímax metamórfico-deformacional do evento transpressivo, essa idade também é interpretada como a idade do metamorfismo do GNB. A idade modelo (T_{DM}) para essa rocha é de 1.66 Ba com $\epsilon_{Nd}(t) = -1,5$, indicando que a mesma teve uma derivação de material crustal mais antigo.

O pulso granítico mais jovem é indicado pela idade U/Pb de 1005 ± 41 Ma da Suíte Granítica Rio Pardo. Essa idade é interpretada como de cristalização magmática e colocação desses corpos. Os dados de campo sugerem que esses granitos foram posicionados em regime tardi a pós-tectônico. Nesse caso, essa idade também é indicativa do final da Orogenia Sunsás nesta porção meridional do Cráton Amazônico.

A idade modelo (T_{DM}) dos isótopos Sm/Nd para essa rocha é de 1.5 Ba e o valor de $\epsilon_{Nd}(t) = +0,5$, indicando que o magma foi originado por fusão de uma crosta mais antiga com forte contribuição juvenil e um curto tempo de residência crustal. A razão inicial do $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ (0,7038) também é coerente com esta hipótese.

Esta última pulsação granítica na área estudada é contemporânea com o plutonismo de caráter regional representado pelos *Younger Granites* de Rondônia (Bettencourt *et al.*, 1997) amplamente distribuído na porção centro-norte do Estado de Rondônia.

A idade U/Pb de 1110 ± 10 Ma do metagabro é interpretada como idade do metamorfismo da rocha. Essa argumentação é suportada pelos dados de campo os quais sugerem que essas rochas foram originadas no regime extensional e contemporâneas com a sedimentação dos turbiditos. Portanto, são anteriores à deformação e metamorfismo de 1100 Ma que afetou o GNB.

Os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ dessa rocha e das outras metabásicas do GNB (GR-18 e GR-10) são todos positivos variando de + 3,1 a + 5,0 e, portanto, são indicativos de fonte mantélica. Nesse sentido, um componente juvenil foi adicionado à crosta continental durante o estágio extensional do final do Mesoproterozóico. Este episódio de acreção de crosta continental juvenil no sudoeste do Cráton Amazônico vem de encontro com os dados isotópicos apresentados por Sato & Tassinari (1997) (Fig. 93).

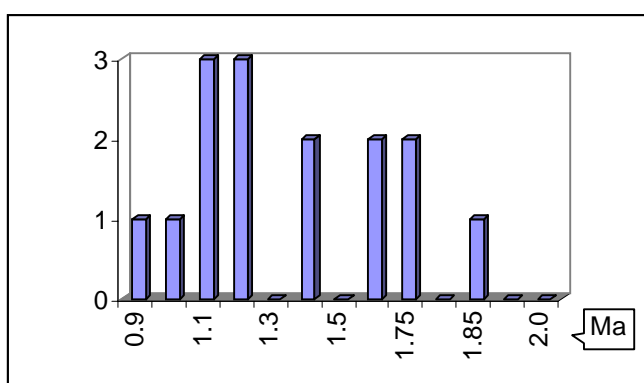


Figura 93- Histograma dos períodos distintos de acreção juvenil nas Províncias Rondoniana-San Ignácio e Sunsás no sudoeste do Cráton Amazônico (modificado de Sato & Tassinari, 1997).

Os resultados geocronológicos dos zircões detríticos do paragnaisse do GNB fornecidos pelo método U/Pb (*shrimp*) permitem identificar uma fonte mista com idades paleoproterozóicas até mesoproterozóicas. Entretanto, o maior agrupamento de cristais forneceu a idade de 1215 ± 20 Ma, que é interpretada como a idade máxima dos metassedimentos e, por conseguinte, como sendo a idade máxima da bacia. As idade modelo (T_{DM}) desses paragnaises são de 1,85 Ba e 1,91 Ba, com $\epsilon_{Nd}(t) = -3,8$, indicando que a fonte dos mesmos tem uma origem a partir da crosta continental. A primeira idade T_{DM} é

coerente com aquelas apresentadas por Payolla *et al.*, (1998), para os granitos da Suíte Intrusiva Serra da Providência, os quais constituem uma das fontes principais destes metassedimentos. A segunda idade T_{DM} está coerente com o padrão geocronológico do magmatismo e orogênese da Província Rio Negro-Juruena conforme os dados de Sato & Tassinari (1997). Esta província é representada regionalmente pela Sequência metavulcano-sedimentar Roosevelt e Complexo Jamari, os quais também são fontes dos metassedimentos.

XI- COMPARTIMENTAÇÃO E EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO GRUPO NOVA BRASILÂNDIA.

O quadro geotectônico do GNB vem demonstrar que o final do Mesoproterozóico, mais especificamente durante o período Esteniano, conviveu com outras situações semelhantes de caráter global em decorrência dos processos tectônicos que afetaram a crosta pré-cambriana. Esses processos foram de natureza extensional seguidos de inversão tectônica.

A tectogênese imposta à crosta evolui de diferentes maneiras levando, geralmente, a formação de uma bacia intracratônica ou de uma margem continental passiva. A inversão tectônica das bacias é, por outro lado, um fenômeno posterior devido a transmissão da deformação através da crosta relacionado a ciclos orogênicos maiores ou por colisão de placas litosféricas.

A crosta continental apresenta um comportamento rígido e é limitada a um determinado volume de extensão e estiramento crustal. Quando esse limite é alcançado a crosta é automaticamente fragmentada. O mecanismo responsável por esse fenômeno é conhecido como delaminação litosférica (Bird, 1979) ou adelgaçamento convectivo da litosfera (Houseman *et al.*, 1981), ambos com conseqüências similares. A justaposição da astenosfera quente com a litosfera continental afinada, aumenta o potencial de energia da crosta com o conseqüente aumento na elevação da superfície. Com isso, um pulso termal atinge a crosta estendida com a subsequente geração de *rifts* intracratônicos e produção de magmas mantélicos. Seguindo este raciocínio, propõe-se dois estágios tectônicos para os episódios acrescionários e colisionais que envolvem a evolução do GNB.

Estágio 1: tectônica extensional

A atuação de um evento extensional propiciou o rifteamento intracontinental com evolução para uma margem passiva (Fig. 94). A sedimentação nesse ambiente de margem passiva é derivada do embasamento continental soerguido, representado principalmente por

rochas da Suíte Intrusiva Serra da Providência, vulcânicas intermediárias da Seqüência Roosevelt e rochas do Complexo Jamari. Desta forma, a fonte da sedimentação da margem passiva é bastante variada, fato este que é comprovado pelas idades obtidas em várias populações de zircões detríticos dos paragneisses do GNB, os quais forneceram idades paleo a mesoproterozóicas compatíveis com as idades das rochas do embasamento da bacia. Reportando ao dados geocronológicos do capítulo anterior, a maior concentração de cristais de zircão que resultaram a idade em torno de 1200 Ma, fornece a idade máxima da bacia. Por outro lado, as características petrográficas e químicas dos metassedimentos do GNB indicam uma fonte mista com contribuição mais expressiva das rochas dacíticas da Seqüência Roosevelt.

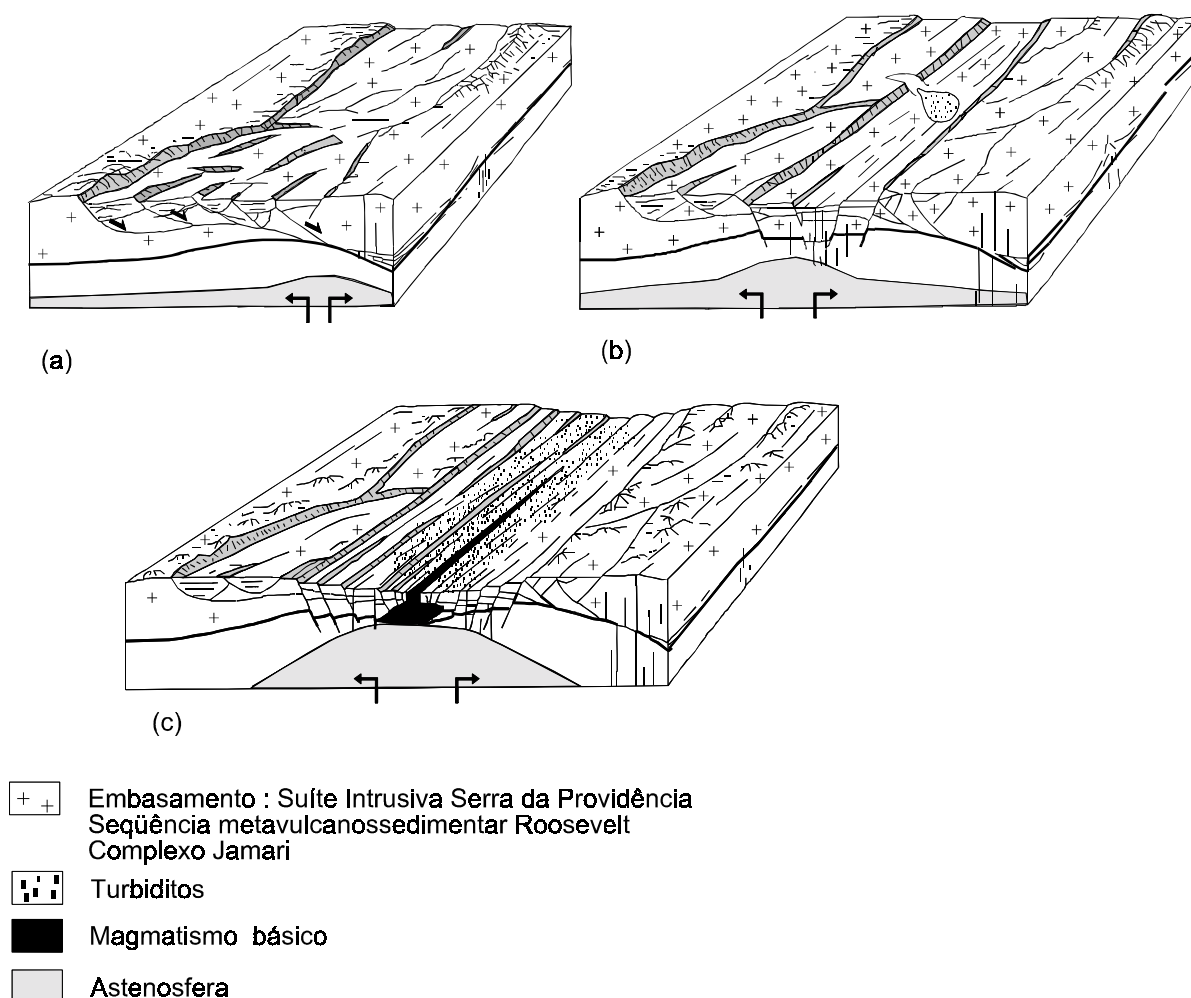


Figura 94- Evolução de um sistema de *rift* para margem passiva. (a) Estágio *rift* com propagação dos falhamentos e geração de sub-bacias; (b) estágio *rift-drift* com sedimentação

continental/marinha; (c) estágio *drift* com sedimentação marinha em margem passiva e formação de proto-oceano.

Esta hipótese é suportada pelas idades modelo (T_{DM}) dos metassedimentos, os quais forneceram valores de 1.91 a 1.63 Ba que são interpretadas como idades de diferenciação do manto dos protólitos das vulcânicas Roosevelt e granitos Serra da Providência. Por sua vez, os sedimentos terrígeno-carbonáticos que preencheram a bacia foram originados por correntes de turbidez em águas profundas. São representados por arenitos arcossianos ricos em plagioclásio que mostram a seqüência de Bouma incompleta em fácies distal.

Durante o processo continuado de extensão, o conseqüente adelgaçamento litosférico teria induzido a um levantamento da astenosfera (plumas mantélicas) levando à fusão por descompressão das fontes mantélicas e a geração de magmas toleíticos que passariam a alimentar a bacia. Esses magmas básicos são interpretados como testemunhos de um proto-oceano. Esse episódio magmático foi bastante expressivo e ocorreu em dois pulsos bastante próximos temporalmente. São representados por *sills*, *stocks*, e mais raramente diques, de gabros e diabásios em parte contemporâneos com a deposição dos turbiditos e, principalmente, intrusivos nos mesmos.

Quimicamente são classificados como basaltos enriquecidos da série toleítica (P-Morb), com composições isotópicas de Nd positivas (ϵNd entre + 3.1 a + 5.0). Desta forma, são indicativos de um importante evento de acreção de material juvenil durante este estágio.

Complementarmente, dados isotópicos de rochas básicas que ocorrem na área de estudo e próximos a ela, recentemente citados por Sato & Tassinari (1997), também indicam um período de acreção continental em torno de 1.15 Ba. Esta interpretação representa uma contraposição aos modelos anteriormente propostos de evolução para esta porção do Cráton Amazônico.

Estágio 2: tectônica compressional

A inversão tectônica da bacia se traduz por uma deformação regional transpressiva-Cinturão Transpressivo Rio Branco- que evoluiu progressivamente a partir de um contexto de cisalhamento puro nas porções setentrionais da área, com preservação parcial das rochas metaígneas, até rochas intensamente deformadas num contexto de cisalhamento simples no centro-sul da área. Essa tectônica foi arquitetada pela Orogenia Sunsás (Litherland & Bloomfield, 1981).

Durante o princípio da fase compressiva o encurtamento crustal foi acompanhado por dobramentos e desenvolvimento de uma forte foliação nas rochas do GNB. Esta deformação foi posteriormente acomodada pelas grandes falhas transcorrentes (Fig. 95).

A geometria e as feições tectônicas do Cinturão Transpressivo Rio Branco permitem inferir que o transporte de massa foi de SW para NE, seguido de arrasto lateral com cinemática sinistral sem, no entanto, ocorrer consumo de placas conforme também sugerido pelo metamorfismo de baixa pressão (3.1 Kb).

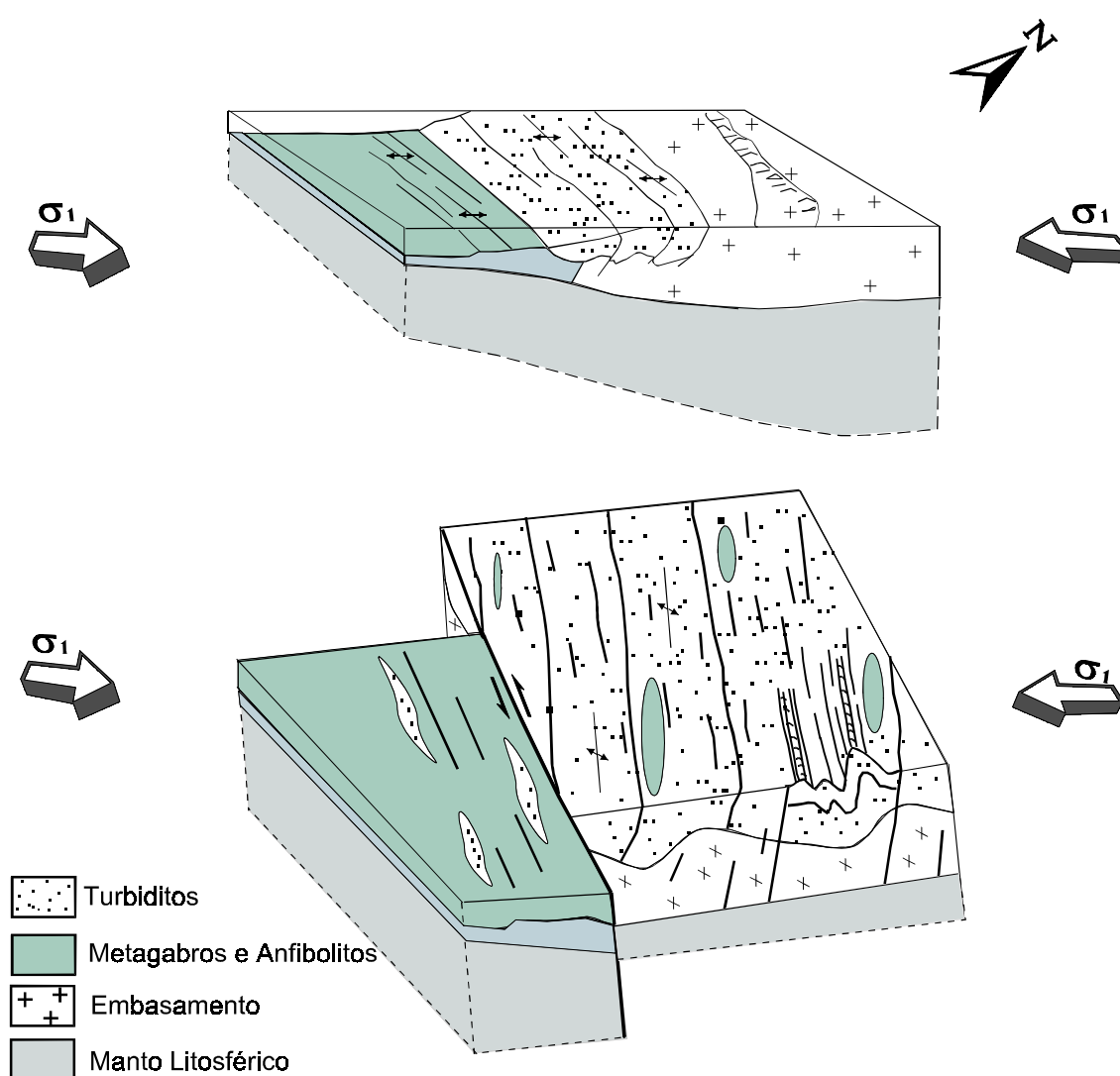


Figura 95- Modelo esquemático da evolução tectônica transpressiva do final do Mesoproterozóico.

O metamorfismo associado e esta deformação é de alto grau (fácies anfibolito superior) e foi acompanhado de migmatização dos metaturbiditos do GNB. Isso ocorreu em regime de baixa pressão e alta temperatura, pelo provável nível elevado da astenosfera também durante este estágio. A idade de 1100 ± 8 Ma obtida pelo método U/Pb em um leucossoma granítico (granito sintectônico) originado pela fusão dos metaturbiditos é interpretada como a idade do metamorfismo do GNB. Por outro lado, as megalentes sintectônicas dos granitóides Rio Branco foram intrusionadas em sítios de extensão associados à zonas de cisalhamento e foram em seguida deformados durante o mesmo evento em função da continuidade dos movimentos transcorrentes. Nesses termos, as feições tectônicas e magmáticas impressas nesse granito sugerem a sua colocação em regime transcorrente. Corroborando essa evolução, o granito Rio Branco forneceu idade de 1098 ± 10 Ma, a qual é praticamente idêntica daquela obtida no leucossoma granítico.

A fase final desta orogênese é marcada pela colocação de granitos tardi a pós-tectônicos (Suíte Granítica Rio Pardo), os quais apresentam similaridades com os granitos do tipo A e com os *Younger Granites* de Rondônia (Bettencourt *et al.*, 1997). Os dados geocronológicos de uma fácies desta suíte resultou numa idade de 1005 ± 41 Ma, ou seja, é interpretada como a idade de cristalização da rocha e também indica o fechamento deste ciclo. Como visto acima, foi relativamente curto o período entre a abertura e fechamento da margem passiva.

Este período de extensão seguido de inversão tectônica faz parte de um processo generalizado de tafrogênese/orogênese que se desenvolveu em escala global entre 1200 a 1000 Ma (Hoffman, 1991; Brito Neves *et al.*, 1996; Unrug, 1996). Na América do Sul o evento responsável por esses processos foi designado de Orogenia Sunsás e o evento equivalente na América do Norte, de ciclo orogênico Grenville (Moore & Thompson, 1980).

A Orogenia Sunsás, conforme os autores anteriormente referidos, é caracterizada por erosão de rochas geradas nos ciclos orogênicos anteriores a deposição desses sedimentos clásticos e subsequente deformação e metamorfismo, acompanhado de atividades ígneas graníticas e básica-ultrabásicas. Os granitóides são reunidos em dois grupos geocronologicamente distintos (segundo os mesmos autores): o mais antigo com idades próximas de 1100 Ma e o mais novo com idades ao redor de 1000 Ma.

A Província Grenville é geralmente interpretada como resultante de um evento tectônico no qual rochas pré-cambrianas de várias idades foram acrescidas na margem

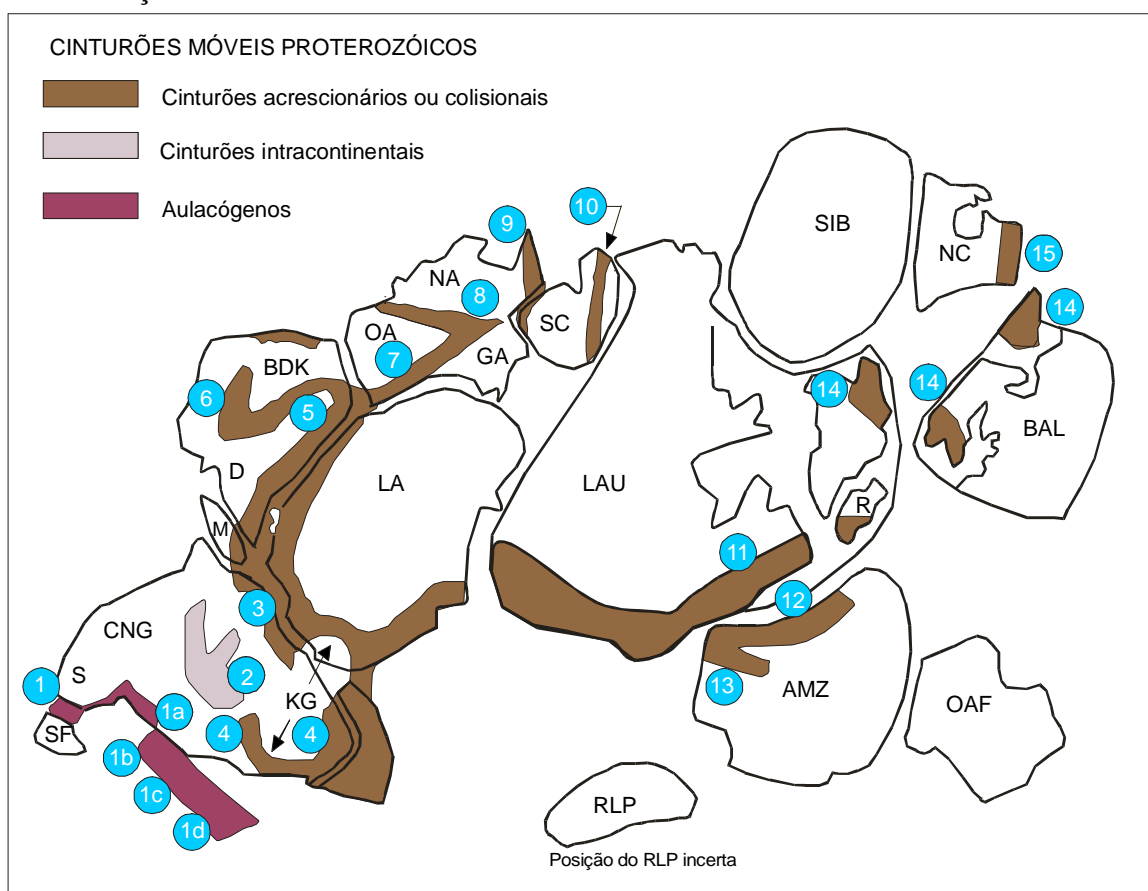
oriental e meridional da América do Norte (VanSchmus & Bickford, 1981; Hoffman, 1989). Recentemente, Rivers (1997) redefine o ciclo orogênico Grenvilliano propondo uma divisão para o mesmo em ciclo orogênico Elzevirian referindo-se a abertura e fechamento do *backarc* Elzevir e bacias *backarc* continentais contemporâneas entre 1290 e 1190 Ma; e Orogenia Grenvilliana restrita aos eventos associados com a colisão terminal continente-continente. Esta consiste de pelo menos três pulsos de empurrão e metamorfismo de alto grau com períodos de extensão intercalados: Pulso Shawinigan (1190-1140 Ma); Pulso Ottawan (1080-1020 Ma) e Pulso Rigolet (1000-980 Ma). Períodos extensionais associados a estes pulsos favoreceram a ocorrência de sedimentação e magmatismo, principalmente do tipo AMCG.

As Orogenias Sunsás e Grenville reúnem uma série de características comuns, salientando que os seus principais registros geocronológicos são muito próximos no tempo, concentrando-se as principais atividades sedimentares, magmáticas e metamórficas no período Esteniano.

Os supercontinentes Proterozóicos reconstituídos por Hoffman (1991); Sadowski & Bettencourt (1993), mostram que a Amazônia e Laurentia colidiram durante tempos Grenvillianos e originaram os cinturões Grenville-Sunsás. Partindo-se deste princípio e das similaridades petrotectônicas de ambos os crátons, pode-se sugerir que o final da Orogenia Elzevirian no Cráton Laurentiano, por volta de 1200 Ma, é contemporânea com o início do rifteamento que gerou o ambiente de margem passiva nesta porção do Cráton Amazônico. Na Província Grenvilliana esse regime extensional é caracterizado por uma mudança no caráter do magmatismo materializado por um expressivo plutonismo intraplaca amplamente distribuído no denominado Cinturão Magmático Interior no sudeste da referida província. Este magmatismo é representado predominantemente pela suíte AMCG e gabróides associados além de seqüências sedimentares terrígenas marinhas. Da mesma forma, na porção sudoeste do Cráton Amazônico encontra-se correspondentes destas entidades petrotectônicas principalmente nos domínios do Grupo Nova Brasilândia.

A integração desses eventos interativos e de outras entidades geotectônicas subordinadas (Cinturão Aguapeí) consubstancia um quadro paleogeográfico a nível global. Nestes termos e de acordo com os dados geológicos da literatura, interpreta-se esta aglutinação de massas continentais como registro da ampla colagem de todos os continentes preexistentes que gerou o supercontinente Rodínia (Fig. 96).

Esse supercontinente teve uma vida muito ativa e curta de modo que a desagregação dessa massa continental parece ter se iniciado quase que concomitantemente à sua formação (Brito Neves & Sato, 1997). Unrug (1996) sugere que essa desarticulação se deu no período de 1000 Ma a 700 Ma. Nestes termos, este evento parece ter deixado seu registro na área estudada através de reativações principalmente ao longo da ZCRB. Esta hipótese é suportada pelos dados isotópicos obtidos em muscovita dos milonitos no interior da ZCRB, através do método K/Ar, que forneceu idade de 889 ± 13 Ma, a qual é interpretada como sendo a época da reativação das transcorrências.



CRÁTONS ARQUEANOS E PALEOPROTEROZÓICOS

AMZ- Amazônico	NA- Norte Australiano
BDK- Bundelkhand	NC- Norte China
CNG- Congo	R- Rockall
D- Dharwar	RLP- Rio de la Plata
LA- Leste Antártico	S- Salvador
GA- Gawler	SC- sul China
LSN- Leste Sahara-Nilo	SF- São Francisco
KG- Kalahari-Grunehogna	SIB- Sibéria
LAU- Laurentia	OA- Oeste Australiano
M- Madagascar	OAF- Oeste Africano

CINTURÕES MÓVEIS MESOPROTEROZÓICOS

1- Espinhaço-Paramirim	6- Aravalli
1a- Mayombe	7- Albany-Frazer
1b- Araxá	8- Paterson-Musgrove
1c- São Roque	9- NE Austrália
1d- Tijucas	10- Yangtze-Cathaysia
2- Kibaran-Irumide	11- Grenville
3- Moçambique	12- Sunsás
4- Namaqua-Natal	13- Aguapeí
Falklands/Malvinas	14- Sveco-Norwegian-
5- E Ghats-Central-India-Maghalaya	Greenland-Svarbard
	15- Kuanping

Figura 96- Reconstrução do supercontinente Rodínia no final do Mesoproterozóico (adaptado de Unrug, 1996).

XII- POTENCIAL METALOGENÉTICO

Neste capítulo apresenta-se as possibilidades metalogenéticas do GNB principalmente àquelas relacionadas as rochas metabásicas. Para tanto, utilizou-se dos dados litoquímicos, ambiência geotectônica e uma compilação dos dados de geoquímica de sedimento de corrente, concentrado de bateia e calcografia adquiridos do Projeto Platina/RO-CPRM (Romanini, 1996).

Na área de estudo, diversas anomalias sulfetadas merecem destaque visando um futuro detalhamento de alvos previamente detectados. Salientam-se alvos com elevada potencialidade para sulfetos de Ni-Cu e secundariamente elementos do grupo da platina (EGP's), associados aos corpos básicos e ouro nos metassedimentos condicionado às zonas de falhas. No centro-norte da área, os resultados de concentrado de bateia e sedimento de corrente indicaram diversas ocorrências de ouro, cassiterita e sulfetos de Ni, Cu, Zn e Pt (Fig. 97).

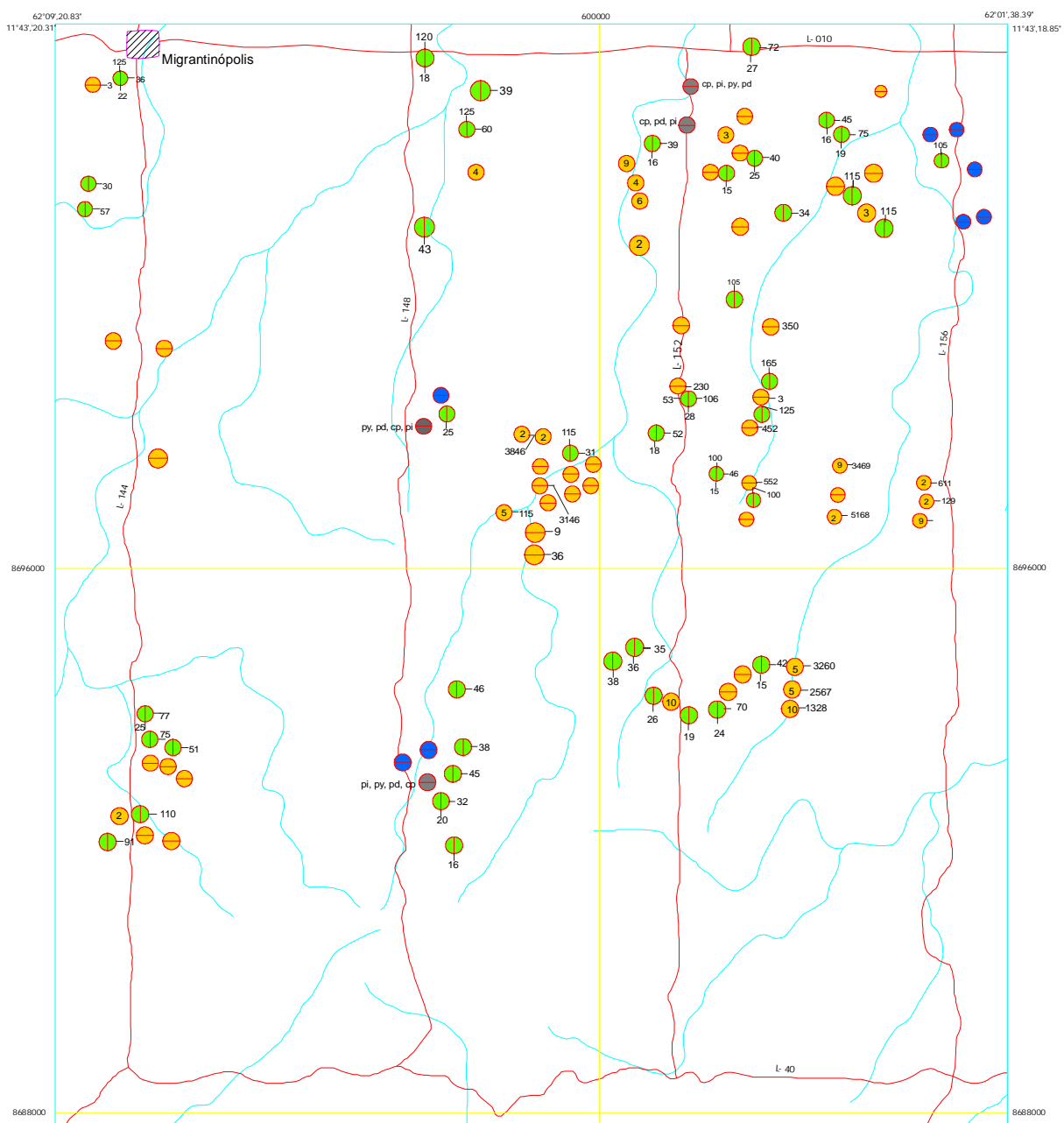
Ao sul da zona de cisalhamento Rio Branco, os metagabros e anfibolitos são hospedeiros de sulfetos que ocorrem na forma disseminada ou em microfraturas, os quais foram identificados como sendo pirita, pirrotita, calcopirita, pentlandita, violarita, bravoita, arsenopirita e cobaltita. Os teores são bastante variáveis e giram em torno de 0,2 a 3 %.

Várias ocorrências de minerais platiníferos foram determinadas pelas análises mineralométricas em concentrado de bateia, sendo que três amostras foram submetidas a análise por microscopia eletrônica de varredura e que indicaram os seguintes teores de EGP's: amostra SJ-1270 = 95,2 % de Pt e 1,8 % de Pd; SJ-1236 = 4,7 % de Rh e SJ-987 = 59,7 % de Pt e 1 % de Rh.

Os resultados prospectivos em sedimento de corrente de cursos d'água que cortam os metagabros de granulação grossa indicam a presença da paragênese sulfetada de Ni-Cu (Cr). As anomalias geoquímicas raramente são monometálicas. As paragêneses mais comumente observadas são em geral de Ni-Cu, Ni-Cr e Ni-Cu-Cr. O Co pode fazer parte das mesmas assim como o Zn. As paragêneses com Co-Zn, Co-Zn-Cu, Co-Cu e Cu-Zn estão geralmente associadas aos corpos de anfibolitos no interior da zona de cisalhamento Rio Branco.

A norte da referida zona, as análises calcográficas de sulfetos dos metagabros e anfibolitos revelaram a presença de pirita, calcopirita, pirrotita, pentlandita, molibdenita,

cobaltita, maucherita, violarita, bravoita e arsenopirita. As concentrações variam entre 0,5 a 4 %.



CONVENÇÕES

- Cr \odot Zn Amostra de sedimento de corrente com teores de cromo (\odot) entre 100 e 230 ppm e / ou zinco (\odot) entre 30 e 110 ppm e / ou cobre (\odot) entre 15 e 38 ppm.
- 9 \odot Amostra de concentrado de bateia com grãos de ouro (o número no interior do círculo indica a quantidade de grãos) e cassiterita (\odot) com teores entre 5 a 50 % e ouro (\odot) em ppb.
- pi, py, pd, cp \odot Amostra com análise calcográfica: calcopirita (cp), pentlandita (pd), pirrotita (pi), pirita (py)

Figura 97- Pontos de amostragem de concentrado de bateia e sedimento de corrente, com os respectivos teores, na área estudada.

Essas mineralizações são classificadas em dois tipos: 1- primárias (singenéticas) que são relacionadas aos metagabros de granulação grossa e representadas principalmente por pirrotita e menos freqüente por pirita. Ocorrem como grãos grossos de textura poiquilítica, englobando minerais da ganga e associados freqüentemente a calcopirita e pentlandita. Esporadicamente ocorrem pequenas manchas de violarita e bravoita no interior da pirrotita; 2- secundárias (hidrotermais) as quais são relacionadas a microfraturas preenchidas por sulfetos e carbonatos. Os primeiros são representados por pirrotita, pirita, calcopirita e esfalerita que chegam a atingir 20% do volume total da rocha hospedeira.

Os dados analíticos de litoquímica para os elementos-traço, no que diz respeito ao Cu, Ni, Co e Cr (tabela 1), indicaram um empobrecimento desses elementos no magma parental das rochas básicas. Essa tendência é explicada pela cristalização fracionada do clinopiroxênio e olivina, os quais removeriam estes elementos do líquido magmático. No entanto, se for admitida a formação de um líquido sulfetado imiscível a alta temperatura, uma fração significativa de metais (Ni, Fe, Cr, etc) também se particionará para a fase de sulfeto.

Segundo a concepção de Barnes *et al.*, (1997), a ambiência geotectônica ideal para o desenvolvimento de sulfetos de Ni-Cu e EGP's é de magmatismo intraplaca propiciado pela intersecção de um *rift* com pluma mantélica. A interação do *rift* com a pluma permite o rápido transporte do magma rico em metais para o interior da crosta. O *rift* contém sedimentos os quais fornecem o enxofre necessário para a saturação de sulfeto no magma. Nesse sentido, as evidências geoquímicas sugerem que os magmas básicos (P-Morb) do GNB foram contaminados por rochas crustais e, no entanto, esses magmas são passíveis de conter mineralizações sulfetadas onde o enxofre constituinte destas mineralizações poderia derivar das encaixantes crustais. Dessa forma, o magmatismo básico portador de sulfetos de metais-base do GNB pode apresentar similaridades com os depósitos de Noril'sk-Talnakh (Rússia), Duluth (U.S.A.) e Muskox (Canada).

As ocorrências de ouro na área de estudo são amplamente disseminadas tanto no domínio das rochas metabásicas como no domínio das rochas metassedimentares. Entretanto, a ocorrência de garimpos intermitentes se restringe ao segundo domínio com um importante controle estrutural determinado pelas zonas de cisalhamento.

Os veios de quartzo portadores do minério aurífero estão estruturados concordantemente com o *trend* regional NW-SE, encontrando-se encaixados nos paragneisses alterados hidrotermalmente. São veios centimétricos a métricos, com estruturas do tipo

boxwork e ocorrem também freqüentes microfraturas de direção em torno de N 40° E, as quais estão preenchidas por sulfetos (pirita, calcopirita) e ouro livre. O ouro ocorre em forma dendrítica ou como grãos maciços associados a uma paragênese com ilmenita, pirita, arsenopirita, calcopirita, óxido de manganês e limonita. A granulometria mais comum do ouro livre é em torno de 150 *mesh*.

A gênese e o controle da mineralização encontram-se, a rigor, ainda na fase especulativa. Entretanto, a intrusão dos granitos Rio Pardo (tardi a pós-tectônicos) podem ter contribuído com os fluídos hidrotermais e também para a remobilização e reconcentração do minério em *trapps* estruturais. Estes granitos, por sua vez, possuem características geoquímicas, época de cristalização e feições geológicas muito similares aos granitos especializados em estanho de Rondônia (*Younger Granites* de Rondônia). Portanto, constituem-se em alvos exploratórios potenciais.

Da análise das exposições acima se pode concluir que o contexto tectono-geológico da área estudada, principalmente no que diz respeito à geração de magmas básicos mantélicos em ambiente de margem passiva, é favorável a concentrações de sulfetos de Ni-Cu, EGP's e também muito promissora no que diz respeito a depósitos de ouro vinculados a zonas de cisalhamento.

XIII- CONCLUSÕES

A região de Nova Brasilândia d'Oeste/Alta Floresta d'Oeste é caracterizada por apresentar um conjunto de rochas metaígneas e metassedimentares que tiveram a sua origem e evolução compatível com o desenvolvimento completo do Ciclo de Wilson. Essas rochas fazem parte do Grupo Nova Brasilândia, as quais foram separadas em dois domínios distintos em função das suas características geológicas e composicionais: 1- Formação Migrantinópolis- domínio de rochas supracrustais psamo-pelíticas (metaturbiditos) com intercalações subordinadas de *sills* de metagabros/anfibolitos; 2- Formação Rio Branco- domínio de rochas metabásicas representadas por *sills* e *stocks* de metagabros, anfibolitos e metadiabásios com intercalações subordinadas de metaturbiditos terrígeno-carbonáticos.

O Grupo como um todo apresenta um padrão deformacional heterogêneo de forma que em zonas de baixo *strain*, tanto as feições ígneas como sedimentares encontram-se parcialmente preservadas permitindo assim a identificação dos respectivos protólitos. Nesse sentido, os metagabros preservam a textura ofítica/subofítica, feições cumuláticas, de maneira que indicam transformações metamórficas incompletas. Por sua vez, os metaturbiditos apresentam estruturas primárias parcialmente obliteradas, onde ainda reconhece-se a repetição de níveis arenosos e níveis argilosos que definem ciclos de sedimentação produzidos por correntes de turbidez.

As condições metamórficas de alta temperatura e baixa pressão (3,1 Kb) favoreceram o desenvolvimento de intensa migmatização nas rochas metaturbidíticas assim como a recristalização incompleta das metabásicas em fácies anfibolito superior. O metamorfismo foi progressivo e desenvolvido em duas fases com acréscimo contínuo de temperatura. A fase sintectônica M_1 alcançou temperaturas no intervalo de 670-730°C, enquanto que na fase M_2 atingiu condições de granulitização (800°C) em regime estático e de caráter localizado.

Os anfibolitos e metagabros exibem uma assinatura geoquímica compatível com os basaltos enriquecidos ou P-MORB e representam magmas toleííticos originalmente evoluídos que passaram por processo de cristalização fracionada de clinopiroxênio + olivina + plagioclásio.

A composição arcossiana e as características químicas dos paragneisses indicam a natureza epiclástica dos mesmos, com derivação de uma fonte mista a partir da erosão de rochas do bloco continental. A assinatura dos ETR's destes paragneisses é muito similar às do granito Serra da Providência e dos metadacitos Roosevelt. Os dados isotópicos de Sm/Nd também reforçam a hipótese de que os metassedimentos do GNB sejam oriundos das rochas acima citadas.

A reconstituição da história evolutiva do GNB pode ser descrita em dois estágios: 1- Estágio Extensional- rifteamento da crosta continental com evolução para uma margem passiva. Magmatismo toleíítico do tipo P-MORB com geração de proto-oceano. Os valores de ϵ_{Nd} indicam que são magmas mantélicos; sedimentação clástica de mar profundo por mecanismo de correntes de turbidez contemporânea com o magmatismo básico. Os sedimentos são predominantemente continentais, representados por arcóseos ricos em plagioclásio, originados de fonte mista a partir de uma rápida erosão e sedimentação. A idade máxima desses sedimentos é em torno de 1200 Ma. Nova pulsação, em menor escala, de

magmas toleííticos representados por diques de diabásio; 2- Estágio Compressivo- Inversão da bacia por atuação de um binário de direção N45°E / S45°W. Nessa fase ocorre um encurtamento crustal, dobramentos e desenvolvimento de foliação e xistosidade penetrativas. No início da deformação domina o cisalhamento puro que passa progressivamente ao cisalhamento simples, materializado por falhas transcorrentes as quais desenvolvem uma generalizada milonitização nas rochas do GNB. A edificação do orógeno se deu por deslocamento de massa de SW para NE, e ao que parece sem haver consumo de placas, tendo acontecido o ajuste final do processo orogênico por deslocamento lateral de blocos com cinemática sinistral. Essa estruturação foi imposta em regime transpressivo. Os dados geocronológicos resultantes do leucogranito anatético gerado por fusão parcial dos metaturbiditos indicaram a idade de 1110 ± 8 Ma para esse evento metamórfico-deformacional.

Nesta fase foi gerado um magmatismo granítico (possivelmente por *underplating* de magmas básicos na base da crosta) manifestado por meio de duas pulsações. O mais antigo é representado pelo Granito Rio Branco, de posicionamento sintectônico ao desenvolvimento das transcorrências e que forneceu idade de 1113 ± 56 Ma. O pulso granítico mais novo foi posicionado em regime tardi a pós-tectônico e é representado pela Suíte Granítica Rio Pardo, a qual apresenta similaridades com os granitos do Tipo A e com os *Younger Granites* de Rondônia e que forneceu idade de 1005 ± 41 Ma. Este último magmatismo marca o final do ciclo orogênico que atuou no extremo sudoeste do Cráton Amazônico, denominado de Orogenia Sunsás.

O resgate dos registros lito-estruturais da área estudada permite vincular o processo evolutivo das rochas do GNB com a Orogenia Sunsás, análoga ou uma possível extensão da Orogenia Grenvilliana no Continente Sul-americano. Esses orógenos promoveram a interação de massas continentais no limiar de mesoproterozóico dando origem ao supercontinente Rodínia.

A caracterização de uma importante acreção continental juvenil nesta porção meridional do Cráton Amazônico durante o período Esteniano, colocou em evidência uma nova concepção geotectônica e ampliou as perspectivas metalogenéticas da região. Nesse sentido, as fortes evidências de mineralizações de sulfetos de Ni-Cu e EGP's, além de ocorrências sistemáticas de ouro, ambas associadas ou originadas do magma básico mantélico, torna o Grupo Nova Brasilândia um alvo prospectivo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M. 1974. Evolução tectônica do Cráton Guaporé comparada com a do escudo Báltico. *Rev. Bras. de Geoc.*, **4** (3): 191-204.
- Almeida, F.F.M. 1978. A evolução dos Crátons Amazônico e do São Francisco comparada com a de seus homólogos do Hemisfério Norte. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 30., Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG, V.6, p.2393-2399.
- 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.*, **130** (4): 365-374.
- Amaral, G. 1974. Geologia pré-cambriana da Região Amazônica. São Paulo, 212p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências-Universidade de São Paulo.
- Barnes, S.J.; Zientek, M.L. and Severson, M.J. 1997. Ni, Cu, Au and platinum-group element contents of sulphides associated with intraplate magmatism: a synthesis. *Can. J. Earth Sci.*, **34**: 337-351.
- Basei, M.A.S. 1977. Idade do Vulcanismo Ácido-Intermediário na Região Amazônica. São Paulo, 133p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Batchelor, R.A. & Bowden, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology.*, **48**: 43-55.
- Beswick, A.E. & Soucie, G. 1978. A correction procedure for metasomatism in an Archean greenstone belt. *Precambrian Res.*, **6**: 235-248.

- Bettencourt, J.S., Leite Jr., Payolla, B.L., Scandolara, J.E., Muzzolon, R., Vian, J.A.J. 1997. The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, northern Brazil. *In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations. Excursions Guide. Salvador: CBPM/SGM, 162p. il., 3-31.*
- Bhatia, M.R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.*, **91**: 611-627.
- Bhatia, M.R. 1985. Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: Provenance and tectonic control. *Sediment. Geol.*, **45**: 97-113.
- Bhatia, M.R. & Crook, A.W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**: 181-193.
- Binns, R.A. 1965. The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama Complex, Broken Hill district, New South Wales, Pt I. Hornblendes. *Mineralogical Magazine*, **35**: 305-326.
- Bird, P. 1979. Continental delamination and the Colorado plateau: *Journal of Geophysical Research*, **84**: 7561-7571.
- Blundy, J. D. and Holland, T. J. B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**: 208-224.
- Bonin, B. 1990. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoids suites after a major orogenesis. *Geological Journal.*, **25**: 1-11.
- Bouma, A. H. 1962. Sedimentology of some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier. Amsterdam. 168 pp.
- Brady, J. B. 1974. Coexisting actinolite and hornblende from west-central New Hampshire. *Am. Mineralogist*, **59**: 529-535.

- Brito Neves, B.B. & Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Res.*, **53**: 23-40.
- Brito Neves, B.B. & Sato, K. 1997. Chronogeological milestones in the evolution of the South American Continent. *In*: 14th International Conference on Basement Tectonics, Ouro Preto-MG, *Extended Abstracts*, 2-4.
- Brito Neves, B.B.; Winge, M.; Carneiro, M.A. 1996. Orogêneses precedendo e trafoçêneses sucedendo Rodínia na América do Sul. *Bol IG-USP, Sér. Cient.*, **27**: 1-40.
- Brown, E. H. 1977. The crossite content of ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *Journ. Petrology*, **18**: 53-72.
- Bucher, K. & Frey, M. 1994. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Complete Revision of Winkler's Textbook. 6th Edition, Berlin, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 318 p.
- Burri, C. 1964. Petrochemical calculations. Jerusalem, Israel programme for scientific translations, 304p.
- Clarke, D. 1990. NEWPET. A petrological program. Department of Earth Sciences. Memorial University of Newfoundland. Canadá (inédito).
- Condie, K.C. 1989. Plate Tectonics and Crustal Evolution (3rd ed). Pergamon, 476p.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S., Kawashita, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *In*: Congresso Geológico Chileno, 2, Santiago. *Actas*. Santiago, v.4, p.137-148.
- Cordani, U.G.; Brito Neves, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências.*, **12** (1-3):78-88.

- Costa, J.B.S. & Hasui, Y. 1991. O quadro geral da evolução tectônica da Amazônia. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3, Rio Claro. Boletim de Resumos Expandidos. Rio Claro: UNESP/SBG., 230p. p. 142-145.
- Costa, J.B.S. & Hasui, Y. 1997. Evolução Geológica da Amazônia. In: Costa, M.L. (edt.), Contribuições à Geologia da Amazônia. Belém: FINEP/SBG, 437p, p.15-90.
- Crook, K.A.W. 1974. Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variations in flysh arenites (graywackes). In: Dott, R.H. and Shaver, R.H. (Eds), Modern and Ancient geosynclinal sedimentation. *SEPM Spec. Pub.*, **19**: 304-310.
- Dalziel, I.W.D. 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology.*, **19**: 598-601.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J. 1966. An Introduction to the Rock Forming Minerals. Logmans, Green and Co., Ltd. London .558p.
- De Paolo, D.J. 1988. Neodymium isotope geochemistry. An Introduction. Springer-Verlag. Minerals and Rocks. 187p., Berlim.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brackenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindenberg, F.A., Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American phanerozoic sandstones. *Geological Society of America Bulletin*, **94**: 222-235.
- Eby, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, **20**: 641-644.
- Engel, A.E.J.; Engel, C.G. and Havens, R.G. 1965. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **76**: 719-734.

- Gaudette, H.E. & Olszewski Jr., W.J. 1985. Geochronology of the basement rocks. Amazonas territory, Venezuela and the tectonic evolution of the western Guiana shield. *Geol. Mijnb.*, **64**: 131-144.
- Graham, C. M. 1974. Metabasite amphiboles of the Scottish Dalradian. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **47**: 165-185.
- Green, D.H.; Edgar, A.D.; Beasley, P.; Kiss, E. and Ware, N.G. 1974. Upper mantle source for some hawaiites, mugearites and benmoreites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **48**: 33-43.
- Hasui, Y., Haralyi, Nicolau, E., Schhobbenhaus, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o modelo geodinâmico. *In: Symposium Amazonico*, 2, Manaus. Anais: DNPM, p.129-47.
- Hasui, H. & Almeida, F.F.M. 1985. The Central Brazil Shield reviewed. *Episodes*, **8**: 29-37.
- Hawthorne, F., 1981. Crystal chemistry of the amphiboles Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy*, **9A**: 1-102.
- Hoffmann, P.F. 1989. Precambrian geology and tectonic history of North America. *In: Bally, A.W.; Palmer, A.R. (Eds), The Geology of North America-An Overview. The geological Society of America, Boulder, CO, U.S.A.*
- Hoffmann, P.F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, **252**: 1409-1412.
- Holdhus, S. 1971. Para-amphibolites from Gurskoy and Sandsoy, Sunmore, West Norway. *Norsk. Geol. Tidss.*, **51**: 231-246.
- Holland, H.D. 1978. The Chemistry of the Atmosphere and Oceans. *In: Wiley; Schopf, T.J.M.* 1980, Paleoceanography. Harvard University Press.

- Houseman, G.; McKenzie, D. and Molnar, P. 1981. Convective instability of a thermal boundary layer and its relevance to the thermal evolution of continental convergent belts: *Journal of Geophysical Res.*, **86**: 6115-6132.
- Johnson, M. C. and Rutherford, M. J. 1989: Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology.*, **17**: 837-841.
- Kay, R.; Hubbard, N.J. and Gast, P.W. 1970. Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanics rocks. *Journal of Geophysical Research.*, **75**: 1585-1613.
- Klein, C.Jr. 1968. Coexisting amphiboles. *Journal of Petrology*, **9**: 281-330.
- Krogh, T.E. 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **37**: 485-494.
- Laird, J. & Albee, A.L. 1981. Pressure, Temperature, and Time indicators in mafic schist: Their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *American Journal of Science.*, **281**: 127-175.
- Langmuir, C.H.; Bender, J.F.; Bence, A.E.; Hanson, G.N. and Taylor, S.R., 1977. Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: mid-ocean ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**: 1-133.
- Leake, B.E. 1965. The relationship between tetrahedral aluminum and the maximum possible octahedral aluminum in natural calciferous and sub-calciferous amphiboles. *Am. Mineralogist*, **50**: 843-851.
- Leake, B.E.; Woolley, A.R.; Arps, C.E.S.; Birch, W.D.; Gilbert, M.C.; Grice, J.D.; Hawthorne, F.C.; Kato, A.; Kisch, H.J.; Krivovichev, V.G.; Linthouth, K.; Laird, J.; Mandarino, J.A.; Maresch, W.V.; Nickel, E.H. Rock, N.M.S.; Schumacher, J.C.; Smith,

- D.C.; Stephenson, N.C.N.; Ungaretti, L.; Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist.*, **35**: 219-246.
- Leal, J.W.L., Silva, G.H., Santos, D., Teixeira, W., Lima, M.I.C. de, Fernandes, C.A.C., Pinto, A.C. 1978. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.20 Porto Velho; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 663p. (Levantamento de Recursos Naturais, 16) p. 17-184.
- Litherland, M., and Bloomfield, K. 1981. The proterozoic history of Eastern Bolivia. *Precambrian Research.*, **15**: 157-174.
- Litherland, M., Annells, R.N., Appleton, J.D., Berrag , J.P., Bloomfield, K., Burton, C.C.J., Darbyshire, D.P.F., Fletcher, C.J.N., Hawkins, M.P., Klinck, B.A., Llanos, A., Mitchell, W.I., O'connor, E.A., Pitfield, P.E.j., Power, G., Webb, B.C. 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield. . *Overseas Memoir 9*. British Geological Survey, 153p.
- Litherland, M., Annells, R.N., Darbyshire, D.P.F. 1989. The proterozoic of Eastern Bolivia and its relationship to the andean mobile belt. *Precambrian Research.*, **43**: 157-174.
- Lobato, F. P. N. S., Appel, L. E., De Godoy, M. C. F. T., Ritter, J. E. 1966. Pesquisa de Cassiterita no Territ rio Federal de Rondônia. Relatório Final. *Boletim da Divisão de Fomento da Produ o Mineral*. Rio de Janeiro, (125), 1966. 290p.
- Lowe, D.R. 1982. Sediment gravity flows, II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sediment. Petrol.*, **52**: 279-297.
- Ludwig, K.R. 1980. Calculation of uncertainties of U-Pb isotopic data. *Earth Planet. Sci. Letters*, **46**: 212-220.

- Ludwig, K.R. 1990. ISOPLOT, A Plotting and Regression Program for Radiogenic-Isotope Data, for IBM-PC Compatible Computers. Version 2.11: U.S. Geological Survey Open-file Report 88-557, 33p.
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin.*, **101**: 635-643.
- McLennan, S.M.; Taylor, S.R. and Kröner, A. 1983. Geochemical evolution of Archean shales from South Africa, I. The Swaziland and Pongola Supergroups. *Precambrian Res.*, **22**: 93-124.
- McLennan, S.M. and Taylor, S.R. 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: Tectonic setting and secular trends. *J. Geol.*, **99**: 1-21.
- Middleton, G.V., Hampton, M.A. 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. *In*: Middleton, G.V., Bouma, A.H.(eds), *Turbidites and Deep-Water Sedimentation*. Pac. Sect. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Los Angeles. C.A. pp. 1-38.
- Moore, J.M. & Thompson, P. 1980. The flinton Group: a late Precambrian metasedimentary sequence in the Grenville Province of eastern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **17**: 1685-1707.
- Morimoto, N.C. 1988. Nomenclatura of pyroxenes. *Amer. Mineral.*, **73**: 1123-1133.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim.Cosmochim. Acta.*, **38**: 757-775.
- Parrish, R.R. 1987. An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Isotope Geoscience*, **66**: 99-102.

- Payolla, B.L.; Kozuch, M.; Leite, W.B., Jr.; Bettencourt, J.B.; Van Schmus, W.R. 1978. U-Pb and Sm-Nd isotopic data of the basement rocks in the eastern part of the Rondônia Tin Province, Brazil. *In: XL Cong. Bras. de Geol.*, 1998. *Anais...*, Belo Horizonte-MG, SBG-MG.
- Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In: Thorpe, R.S. (ed), Andesites*. John Wiley & Sons, pp. 525-548.
- Perfit, M.R.; Gust, D.A.; Bence, A.E.; Arculus, R.J. and Taylor, S.R. 1980. Chemical characteristics of island arc basalts: implications of mantle sources. *Chem. Geol.*, **30**: 227-256.
- Pinto Filho, F.P., Freitas, A.F. de, Melo, C.F. de, Romanini, S.J. 1977. Projeto Sudeste de Rondônia. Relatório final. Porto Velho: DNPM/CPRM, 4v.
- Plumb, K.A. 1991. New Precambrian time scale. *Episodes.*, **14** (2): 139-140.
- Puchtel, I.S., Arndt, N.T., Hofmann, A.W., Haase, K.M., Kröner, A., Kulikov, V.S., Kulikova, V.V., Garbe-Schönberg, C.-D., Nemchin, A.A. 1998. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crust growth in the Baltic Shield. *Contrib. Mineral Petrol.*, **130**: 134-153.
- Rivers, T. 1997. Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian Res.*, **86**: 117-154.
- Rizzotto, G.J. & Silva, C.R. 1997. Proposta para o quadro tectônico do Pré-Cambriano na região limítrofe Brasil-Bolívia: Parte II. *In: VI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste*, 1997. *Anais...* Cuiabá-MT, SBG-DF, p.90-92.
- Robinson, P. and Jaffe, H.W. 1969. Aluminous enclaves in gedrite-cordierite gneiss from southwestern New Hampshire. *Am. J. Sci.*, **67**: 389-421.

- Robinson, P.; Spear, F.S.; Schumacher, J.C.; Laird, J.; Klein, C.; Evans, B.W.; Doolan, B.L. 1982. Phase Relations of Metamorphic Amphiboles: Natural Occurrence and Theory. In: Veblen, D.R.; Ribbe, P.H.(eds) Amphiboles: Petrology and Experimental Phase Relations. *Reviews In Mineralogy*, **9B**. Mineral. Soc. Am., Washington, D.C., 1-227.
- Romanini, S.J. 1996. Projeto Platina/Rondônia. Prospecção geoquímica/aluvionar da área Rio Branco/Alta Floresta. Porto Alegre, Porto Velho. Relatório Interno, CPRM.
- Roser, B.P. & Korsch, R.J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio *Journ. Geology*, **94**: 635-650.
- Sadowski, G.R. & Bettencourt, J.S. 1996. Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of the Amazonian Craton. *Precambrian Res.*, **76**: 213-227.
- Santarém, P.C.; Scandola, J.E.; Silva, C.R.; Menezes, R.G. 1992. O Cinturão de Cisalhamento Guaporé nos Estados de Mato Grosso e Rondônia: dados preliminares. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 37, São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos*, **1**: 321-322.
- Santos, J.O.S. & Loguércio, S.O.C. 1984. A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil-Central). In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, F.R.; Asmus, H.E. eds. *Geologia do Brasil*. Brasília, MME/DNPM. P. 93-127.
- Sato, H. 1977. Nickel content of basaltic magma: identification of primary magmas and measure of the degree of olivina fractionation. *Lithos.*, **10**: 113-120.
- Sato, K. & Tassinari, C.C.G. 1977. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa, M.L. (edt.), *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém: FINEP/SBG, 437p, p.91-129.

- Scandolaro, J.E., Rizzotto, G.J., Silva, L.C. 1992. Geologia da região de Nova Brasilândia, sudeste de Rondônia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo: SBG, v.1, p. 154-155.
- Scandolaro, J.E.; Rizzotto, G.J.; Bahia, R.B.C.; Quadros, M.L.E.S.; Silva, C.R.; Amorim, J.L. 1998. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia. *Texto explicativo do Mapa Geológico do Estado de Rondônia*. CPRM-Porto Velho (no prelo).
- Schilling, J.G. 1975. Azores mantle blob: rare-earth evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **25**: 103-115.
- Schumacher, R. 1991. Compositions and phase relations of calcic amphiboles in epidote and clinopyroxene-bearing rocks of the amphibolite and lower granulite facies, central Massachusetts, USA. *Cont. Min. Petrol.*, **108**: 196-211.
- Sengör, A.M.C. 1991. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: synopsis of a Tethyan perspective. In: Hilde, T.W.C. and Carlson, R.L. (editors), Silver Anniversary of Plate Tectonics. *Tectonophysics*, **187**: 315-344.
- Shido, F. and Miyashiro, A. 1959. Hornblendes of the basic metamorphic rocks. Tokio Univ. Fac. Sci. *Jour. Sec II*, **12**: 85-105.
- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London.*, **133**: 191-213.
- Silva, C.R.; Bahia, R.B.C.; Silva, L.C. 1992. Geologia da região de Rolim de Moura - sudeste de Rondônia. In: Congr. Bras. Geol., 37. São Paulo, 1992. *Boletim de resumos expandidos...*São Paulo, SBG. **1**: 152-153.
- Spear, F.S. 1981. Amphibole-plagioclase Equilibria: An Empirical Model for the Relation Albite + Tremolite + Edenite + 4 Quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **77**: 355-364.

- Sun, S.S. and McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. In A. D. Saunders and M.J. Norry (eds.) *Magmatism in the ocean basins*. London, Geol. Soc. London, 313-345.
- Sun, S.S.; Nesbit, R.W. and Sharaskin, A. 1979. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **44**: 119-138.
- Tassinari, C.C.G.; Teixeira, W.; Siga Jr.; Kawashita, K.; Cordani, U.G. 1987. Geological evolution and evaluation of recent geochronological data in Amazonian Craton. *Ext. Abst. Final Meeting of Working Group of IGCP Project 204*. P.20-31- Carajás, Brasil.
- Tassinari, C.C.G, 1993. Resultados Radiométricos pelos métodos Rb/Sr e K/Ar de rochas do sudeste de Rondônia. Relatório Interno. CPRM. 9p.
- Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Nutman, A.P., Van Schmus, W.R., Bettencourt, J.S. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province and tectonic implications. *International Geology Review*, **38**: 161-175.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell, 312p.
- Teixeira, W. 1978. Significação tectônica do magmatismo anorogênico pré-cambriano básico e alcalino na Região Amazônica. In: XXX Congresso Brasileiro de Geologia. Recife, PE. *Anais* (1): 477-490.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawshita, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**: 213-227.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology*, **18**: 49-107.

- Unrug, R. 1996. The assembly of Gondwanaland. *Episodes.*, **19** (1-2): 11-20.
- Van Schmus, W.R. & Bickford, M.E. 1981. Proterozoic chronology and evolution of the midcontinent region, North America. *In*: Kröner, A. (Ed). Precambrian plate tectonics: Amsterdam, The Netherlands, Elsevier, p. 261-296.
- Voll, G. 1976. Recrystallization of quartz, biotite and feldspar from Erstfeld to the Levantine Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.*, **56**: 641-647.
- Voll, G. 1980. Ein Querprofil durch die Schweizer Alpen von Vierwaldstaetter See zur Wurzelzone-Strukturen und ihre Entwicklung durch Deformations Mechanismen wichtiger Minerale. *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.*, **160**: 321-335.
- Weaver, B.L. and Tarney, J. 1981b. The Scourie dyke suite: petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic sub-continental mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**: 175-188.
- Whalen, J.B., Currier, K.L., Chappell, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**: 407-419.
- Wilson, M. 1989. Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach. London, Unwin Hyman Ltd. 466p.
- Winchester, J.A. & Max, M.D. 1989. Tectonic setting discrimination in clastic sequences: an example from the Late Proterozoic Erris Group, NW Ireland. *Precambrian Res.*, **45**: 191-201.
- Wood, B. J. and Banno, S. 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationship in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **42**: 109-124.
- Yoder, H.S.Jr. and Tilley, C.E. 1962. Origin of basaltic magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, **3**: 342-532.

York, D. 1966. Least-squares fitting of a straight line. *Can. J. Physics*, **44**: 1079-1086.

York, D. 1969. Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters*, **5**: 320-324.