2
GEOLOGIA

2.1 Contexto Geológico Regional

A região estudada situa-se na porção sul da Subprovíncia Madeira (Amaral, 1984), figura 2.1, Província Tapajós, pertencente ao Cráton Amazônico do embasamento da Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.*, 1977). A Subprovíncia Madeira é constituída por três domínios geotectônicos: o primeiro, representado por rochas do Complexo Jamari e Epimetamorfitos Comemoração, com idades atribuídas ao Arqueano/Proterozóico Inferior; o segundo domínio é constituído por vulcanitos ácidos a intermediários, Seqüência Sedimentar Inferior, rochas básicas, Seqüência Sedimentar Superior e granitos tardi-orogênicos de idades atribuídas ao Proterozóico Médio/Superior; o terceiro e último é representado por rochas sedimentares genericamente atribuídas ao Fanerozóico. O Complexo Jamari (Isotta, 1978) apresenta-se como o embasamento da região, constituído predominantemente por rochas magmáticas e metamórficas de alto grau. As rochas mais comuns são: biotita gnaisses, biotita-hornblenda gnaisses, migmatitos, granitos anatéticos, anfibolitos, granulitos, charnockitos, gabros e noritos. O grau metamórfico varia de anfibolito a granulito. Os Epimetamorfitos Comemoração (Leal *et al.,* 1978) são constituídos por xistos, quartzitos, jaspelitos e metavulcânicas, metamorfizadas na fácies xisto-verde. Vulcânicas ácidas a intermediárias ocorrem nas porções centro e nordeste da Subprovíncia Madeira, denominadas respectivamente de Formação Roosevelt por Leal *et al.* (1978) e Formação Iriri por Araújo *et al.* (1978), associadas ao Grupo (Evento) Uatumã. Essa unidade é constituída por riólitos, riodacitos, andesitos, tufos, ignimbritos e intrusivas subvulcânicas associadas. Nas porções norte e leste da Subprovíncia ocorrem as rochas da Seqüência Sedimentar Inferior representada pelo Grupo Beneficente (Almeida, 1958) e formações Prosperança (Paiva, 1929) e Dardanelos (Almeida & Nogueira, 1959) as quais são constituídas por arenitos, arcóseos, conglomerados, siltitos e folhelhos. O magmatismo básico, constituído por basaltos, diabásios e gabros, caracteriza-se por representar diversos corpos de origens intrusiva e extrusiva. Os mais estudados são o Rincon del Tigre (na Bolívia), composto por rochas ultramáficas, máficas, intermediárias e granofíricas, e Formação Nova Floresta, constituída essencialmente de basaltos, datados em cerca de 1.000Ma por Leal *et al.* (1978). A Seqüência Sedimentar Superior encontra-se representada pelas formações São Lourenço (Kloosterman, 1968), constituída por arenitos, quartzitos, siltitos, microconglomerados e tufos ácidos, e Palmeiral (Lobato *et al.*, 1966), que é constituída por conglomerados com seixos de rochas vulcânicas e plutônicas, areni-

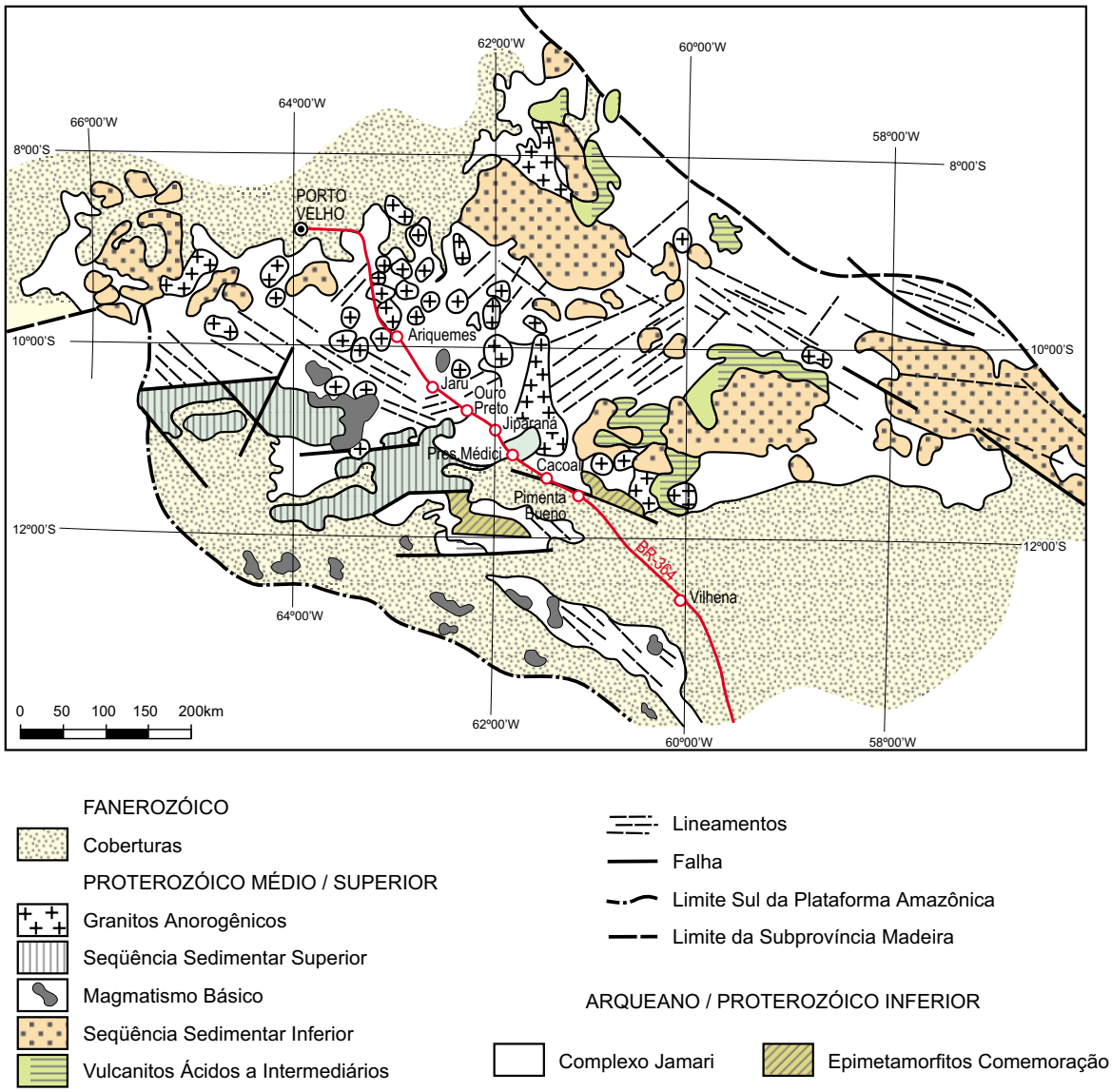


Figura 2.1 – Mapa geológico da Subprovíncia Madeira (modificado de Amaral, 1974; Leal et al., 1978; Santos et al., 1979).

tos, arenitos litofeldspáticos e arcóseos. Com base na idade dos basaltos Nova Floresta que ocorrem intercalados nesta seqüência, e a idade dos Granitos Rondonianos intrusivos na mesma, é provável que a sedimentação da Cobertura Sedimentar Superior ocorreu no intervalo de 1.000-950Ma. Na Seqüência Sedimentar Superior estão incluídas as rochas depositadas em estruturas do tipo *graben*, denominadas Formação Pacaás Novos (Leal *et al*., 1978) constituída por arenitos, arcóseos, conglomerados polimíticos e vulcânicas associadas, e Formação Pimenta Bueno (Leal *et al*., *op. cit*.) constituída por arenitos, folhelhos, calcários, conglomerados e diamictitos de origem glacial. Sob a designação de granitos anorogênicos encontram-se agrupados, segundo Bettencourt *et al*. (1988), a Suíte Serra da Providência (1.400- 1.200Ma), os granitos *rapakivi* e tipos afins, de idades mais jovens (1.270-1.180Ma) e os *Younger Granites* de Rondônia (980Ma). Consistem em múltiplos batólitos, *stocks* e complexos graníticos anelares. Ainda de acordo com os autores acima, a colocação destes corpos foi controlada em grande parte por fraturas profundas, situadas nos flancos ou próximo da borda de *grabens* (início do estágio *rifts* intracontinentais), assim como por sucessivas reativações durante o Proterozóico (1.400-900Ma). Os granitos *rapakivi* e os *Younger Granites* são os que contêm as mineralizações primárias de Sn, W, Nb, Ta e terras-raras. A cobertura fanerozóica está representada pelo Grupo Parecis,

de idade cretácea, constituído predominantemente por arenitos; Formação Solimões, de idade plio-pleistocênica, constituída por argilitos, arenitos, lateritos e níveis concrecionários. E, finalmente, a Formação Guaporé, do Holoceno, composta por sedimentos inconsolidados de origem fluvial, representados por cascalho, areia, silte e argila.

2.2 Estratigrafia

Foram cartografadas 30 unidades litoestratigráficas, salientando-se que, na grande maioria dos casos, foram criadas novas denominações, principalmente para as rochas do embasamento cristalino, levando em conta que estas novas unidades faziam parte de grandes conjuntos (englobando vários litótipos) como os complexos Basal, Jamari, Xingu, e que neste mapeamento, realizado numa escala de maior detalhe, puderam ser individualizados. Os critérios utilizados para a elaboração da coluna litoestratigráfica basearam-se nas seguintes premissas: relações de campo, datações radiométricas de unidades semelhantes utilizadas em outros projetos, e correlação litológica com unidades já definidas em trabalhos anteriores no Cráton Amazônico. Devido à escassez de informações geocronológicas disponíveis, e de exposições adequadas, algumas unidades não se encontram satisfatoriamente bem definidas. Contudo, de uma forma pioneira na cartografia da região, procurou-se subdividir as grandes unidades a partir da integração das informações obtidas no mapeamento com informações geofísicas e geoquímicas que proporcionaram a elaboração da coluna litoestratigráfica detalhada, conforme mostrado na figura 2.2.

1) Complexo Granulítico Santa Luzia (unidades 24, 25, 26, 27) – Rochas da infra-estrutura, de idade proterozóica inferior, onde predominam os granulitos básicos com corpos de charno-enderbitos e trondhjemitos tectonicamente imbricados no seu interior, segundo estruturas de cavalgamentos frontais.Em alguns afloramentos pode-se recuperar, também, o caráter intrusivo de certos trondhjemitos nos granulitos básicos e, por conseguinte, os mesmos estão dispostos um pouco acima destes na coluna. Os gnaisses calcissilicáticos são interpretados como fragmentos da supraestrutura que foram englobados durante a "ascensão" das rochas granulíticas.

2) Suíte Metamórfica São Felipe (Unidade 23) – Também do Proterozóico Inferior, compreendem *augen* gnaisses e ortognaisses bandados cinzentos, alóctones no conjunto de supra-estrutura, nitidamente polideformados.

3) Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia (unidades 17,18,19,20,21, 22) – Rochas da supra-estrutura, de idade no Proterozóico Médio, onde foram individualizadas unidades com predominância de mica-quartzo xistos interdigitados com biotita paragnaisses, além de intercalações de anfibolitos, calcissilicáticas maciças, metatufos,quartzitos e metagabros. O metamorfismo é de grau médio, associado a processos de transposição e milonitização em regime compressivo oblíquo, obliterando os referenciais de base e topo da seqüência. Pressupõe-se que os sedimentos psamo-pelíticos constituam a base da mesma.

4) Suíte Granítica Rio Pardo (unidades 15 e 16) :

a – Fácies Rio Pardo (Unidade 16) – Intrusivas ácidas alcalinas de regime tardi a pós-tangencial, do Proterozóico Médio.

b – Fácies São Luís (Unidade 15) – Intrusivas ácidas alcalinas de regime tardi a pós-transcorrente, do Proterozóico Médio.

5) Suíte Básica Novo Mundo (nº 14) – Intrusivas básicas ligadas a ambiente de regime distensivo, de idade no Proterozóico Médio.

6) Grupo Dois Irmãos (nºs 9 até 13a) :

a – Formação São Lourenço (unidades 12, 13, 13a) – Rochas supracrustais fracamente metamorfizadas relacionadas ao regime distensivo com a formação de bacias extensionais do tipo *pull-apart* e posterior inversão da mesma desenvolvendo cavalgamentos oblíquos e frontais. É considerada de idade proterozóica média a superior.

b – Formação Palmeiral (unidades 9, 10, 11) – Rochas sedimentares de origem fluvial, com idade do final do Proterozóico Médio, podendo estender sua deposição ao Proterozóico Superior.

7) Formação Pimenta Bueno (unidades 5, 6, 7, 8) – Seqüência de ruditos, arenitos e lutitos confinados em uma bacia intracratônica do tipo *graben*, de idade permocarbonífera baseada no conteúdo fossilífero.

8) Coberturas detrito-lateríticas do Terciário (unidades 2, 3, 4) – Representadas por sedimentos inconsolidados da chamada Planície do Guaporé, lateritos e depósitos fanglomeráticos.

9) Depósitos Aluvionares do Quaternário (Unidade 1) – Cascalhos, areias, siltes e argilas restritas às calhas dos rios e seus respectivos vales.

2.2.1 Complexo Granulítico Santa Luzia (Unidades 24 a 27)

2.2.1.1 Comentários Gerais

Os trabalhos anteriores que enfocam a região estudada são de caráter regional (Lobato *et al.*,

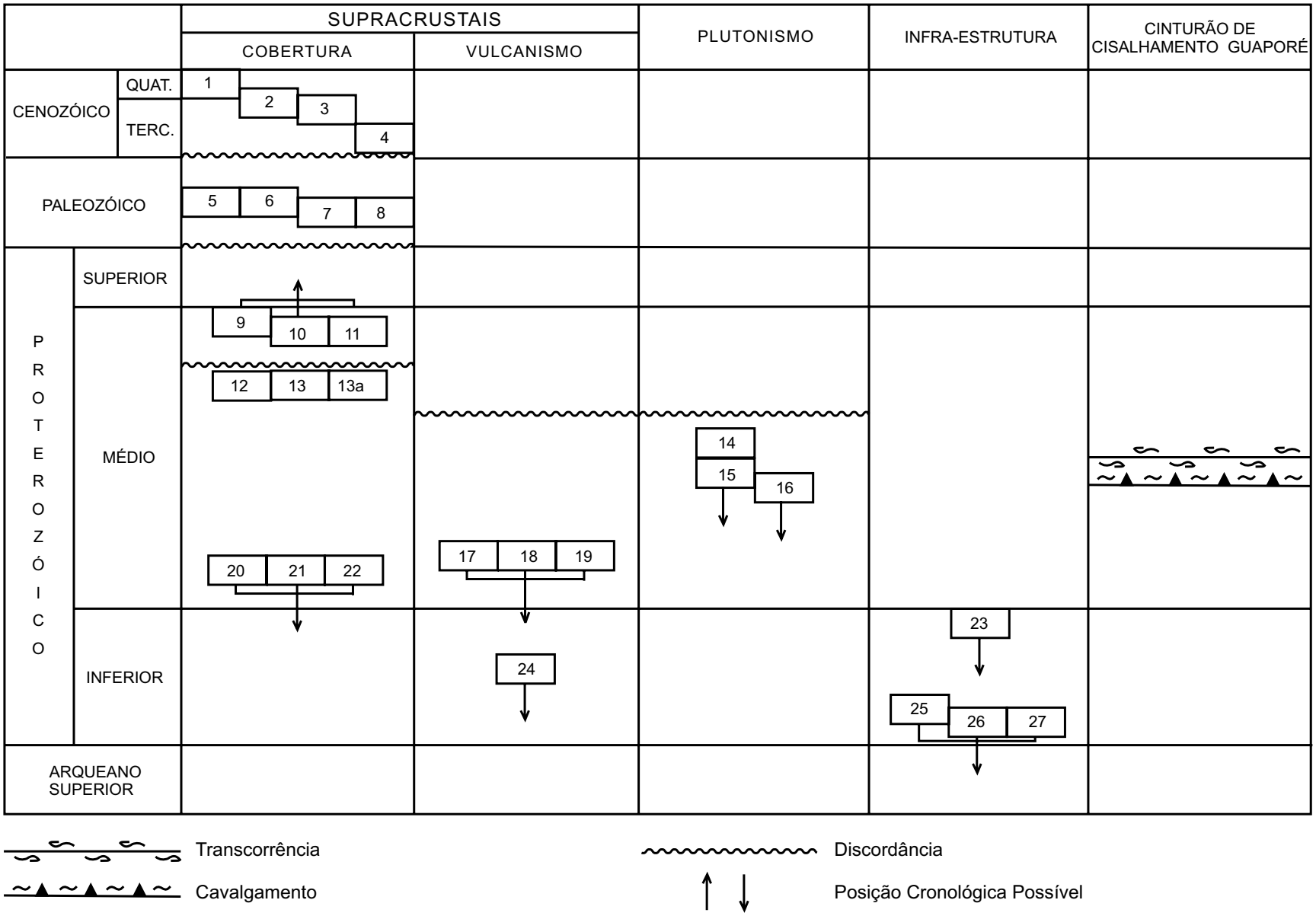


Figura 2.2 – Coluna litoestratigráfica da Folha Paulo Saldanha.

1966/67; Souza *et al.*, 1975; Pinto Filho *et al.*, 1976; Teixeira & Tassinari, 1977 e Leal *et al.*, 1978) e apresentam várias denominações para um amplo grupo de rochas, consideradas as mais antigas do Embasamento Cristalino da região: Complexo Basal e Complexo Xingu, os quais incluem termos granulíticos, gnáissicos, migmatíticos e xistos. Neste trabalho, com a individualização cartográfica dos conjuntos litológicos menores, assim como a caracterização petrológica e química dos mesmos, propõem-se a denominação formal de Complexo Granulítico Santa Luzia ao conjunto litológico de alto grau metamórfico, constituído por gabros granulitizados, charno-enderbitos, trondhjemitos e gnaisses calcissilicáticos alóctones. A seção-tipo ocorre na linha 184, que passa pela cidade de Santa Luzia (Folha Rio Pardo).

2.2.1.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

O Complexo Granulítico Santa Luzia ocorre numa faixa estreita e alongada de direção WNW-ESE, com largura de aproximadamente 12km e extensão conhecida de 110km. Aflora na porção meridional da folha, limitado a norte, em parte pelo rio Branco e, por uma estrutura de cavalgamento que passa a norte da cidade de Alta Floresta. Apresenta formas de relevo bastante acentuadas constituindo serras e ondulações alongadas, seguindo o *trend* principal da foliação. Os contatos entre as litologias mostram passagens abruptas resultante da forte imbricação tectônica a que foram submetidas. Em alguns afloramentos foram observados, porém, trondhjemitos mostrando relações de intrusão nos granulitos básicos.

2.2.1.3 Litótipos, Petrografia, Metamorfismo e Deformação

Constituem uma associação de gnaisses de característica faciológica de alto grau metamórfico representados por granulitos básicos (gabros, noritos), ácidos (charno-enderbitos e trondhjemitos) e supracrustais alóctones (gnaisses calcissilicáticos). Ocorrem em corpos com espessuras quilométricas ou em intercalações de dimensões métricas, concordantes e lenticulares. Apresentam-se fortemente deformados, invariavelmente como milonitos, com expressiva foliação de direção WNW-ESE e mergulhos de 50° a 80° SSW. Encontram-se no denominado subsistema frontal de cavalgamento, com movimento de massa aparente de sul para norte.

Granulitos Básicos

Os granulitos básicos, de um modo geral, são rochas faneríticas, granulação fina a média, mesocráticas, coloração cinza-escuro, exibindo na maioria das seções, forte anisotropia planar. A mineralogia essencial inclui plagioclásio (An 40-60), clinopiroxênio, ortopiroxênio e hornblenda. Apatita, magnetita, titanita, quartzo, com (rara) biotita e granada, são os acessórios mais freqüentes. A recristalização da paragênese ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio + hornblenda indica condições metamórficas da subfácies hornblenda-ortopiroxênio granulito. Feições primárias preservadas tipo textura cumulática, ofítica e subofítica, são observadas apenas em poucas seções, devido ao episódio metamórfico-deformacional D_{n+1}, responsável por forte anisotropia estrutural, evidenciada por texturas protomiloníticas e blastomiloníticas. A forte anisotropia regional dos granulitos básicos, especialmente manifestada nas zonas de intensa deformação, é marcada por textura granoblástica com forte orientação mineral que pode evoluir para um bandamento máfico-félsico. A granulação fina da matriz granoblástica é localmente acompanhada de porfiroclastos lenticulares de plagioclásio remanescentes, caracterizados por subgranulação periférica, recuperação, extinção ondulante e lamelas de geminação encurvadas. Os piroxênios estão rotacionados segundo a direção do fluxo milonítico, onde alguns cristais, não totalmente recristalizados, exibem evidências de fortes deformações intracristalinas, como bandas de deformação e subgrãos. Muitas vezes ocorrem como relictos no interior de cristais de hornblenda neoformada. A substituição do ortopiroxênio primário por hornblenda secundária em certos locais observados nos granulitos básicos e nos enderbitos, indica condições decrescente de temperatura, após o episódio de *annealing* termoestático responsável pela recristalização pós-cinemática da matriz poligonal (figura 2.3).

Enderbitos

Os enderbitos são hornblenda-ortopiroxênio gnaisses tonalíticos e charnockíticos com coloração cinza-esverdeado, que em amostras frescas apresentam uma falsa aparência maciça, entretanto, em superfícies intemperizadas, revelam forte foliação milonítica. Os constituintes essenciais estão representados por quartzo, plagioclásio (An 20-35), clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda, biotita. O

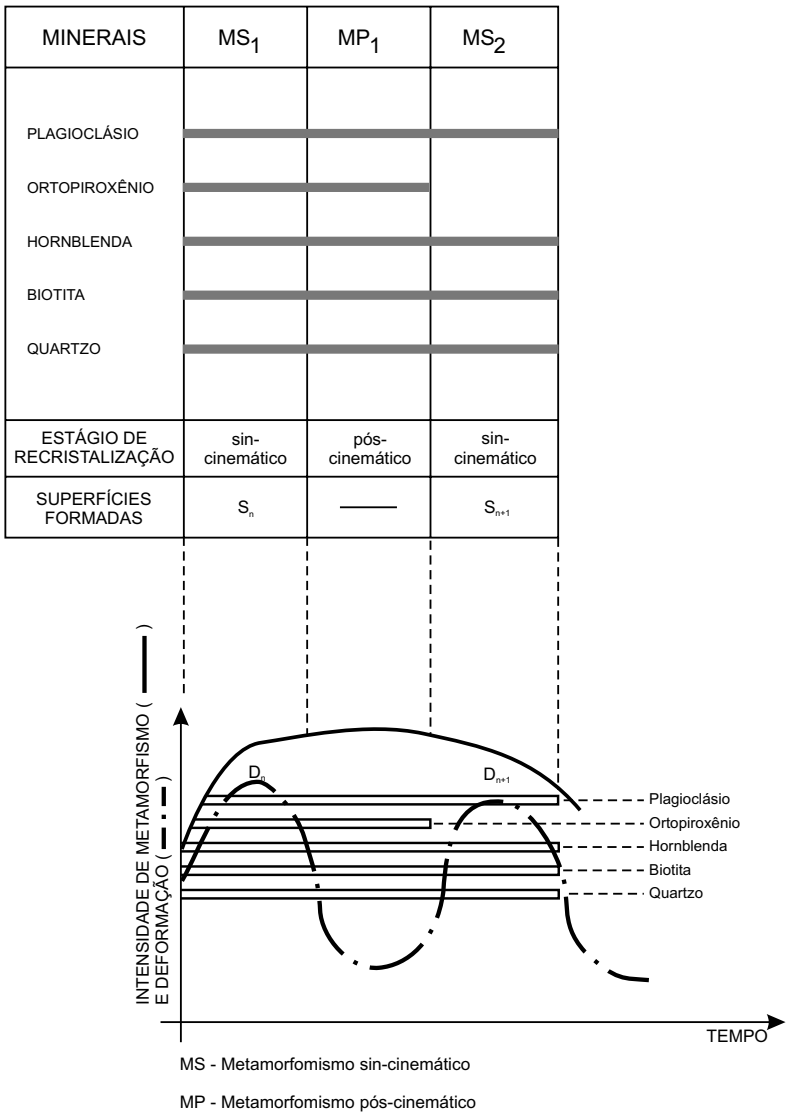


Figura 2.3 – Diagrama das relações entre formação mineral x deformação nos enderbitos e granulitos básicos.

feldspato alcalino é raro, comumente encontrado como intercrescimento antipertítico nos plagioclásios. Os acessórios mais comuns incluem zircão, apatita, titanita e magnetita. A recristalização da paragênese: quartzo + plagioclásio + ortopiroxênio + clinopiroxênio + hornblenda biotita, indica condições da subfácies hornblenda-ortopiroxênio granulito. A textura granoblástica-alongada é a mais característica, representada por agregados de cristais alongados de plagioclásio e quartzo que conferem à rocha uma estrutura planar, acentuada pela orientação dos fêmicos: piroxênios, hornblenda e biotita. Os cristais de quartzo constituem *ribbons* regulares orientados segundo a principal superfície de anisotropia. Dependendo da intensidade deformacional apresentam-se como protomilonitos a blastomilonitos. A textura porfiroclástica é representada principalmente por clastos de plagioclásio e quartzo, os quais apresentam distorções reticulares, desenvolvendo extinção ondulante, subgranulação e recuperação, além de lamelas de geminação encurvadas no plagioclásio. Com o incremento da deformação o plagioclásio adquire formas lenticularizadas e o quartzo constitui agregados policristalinos tipo *ribbons*. Os prismas de hornblenda e piroxênio exibem forte disposição planar orientada segundo o fluxo milonítico.

Trondhjemitos

Os trondhjemitos, em termos de metamorfismo e deformação, se assemelham aos enderbitos. São

ortognaisses tonalíticos leucocráticos, de granulação fina a média, coloração cinza-claro, eqüigranulares. Mostram uma assembléia mineral essencial a plagioclásio (An 15-35), quartzo, biotita, hornblenda, raramente clino e ortopiroxênio. Os acessórios mais comuns são: zircão, titanita, ilmenita. Texturalmente predominam os tipos com textura granoblástica-alongada, com os cristais de quartzo recristalizados em forma de *ribbons*. Nas zonas de taxa deformacional mais elevada, predominam os termos miloníticos (protomilonitos a blastomilonitos) que destacam-se por forte redução granulométrica, desenvolvendo simultaneamente processos de recristalização sintectônica. De um modo geral, mantêm os mesmos aspectos texturais e as mesmas características mineralógicas e faciológicas (embora com raro hiperstênio) dos charno-enderbitos anteriormente citados.

Gnaisses Calcissilicáticos

Os gnaisses calcissilicáticos ocorrem em freqüente associação (provavelmente alóctones) com as rochas granulíticas do Complexo Santa Luzia e, raramente, com a Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia. Apresentam-se como um enxame de corpos lenticulares, concordantes com a estruturação regional, com espessuras métricas a centenas de metros e extensão de poucos quilômetros. Mostram um característico bandamento regular, representado por bandas milimétricas e subcentimétricas compostas por material quartzo-feldspático (bandas félsicas) e por minerais ferromagnesianos (bandas máficas). A granulação é fina (0,02mm), com coloração cinza-esbranquiçado a verde-rosa. Apresentam uma assembléia mineral variada formada por plagioclásio (An 40-60), quartzo, diopsídio, titanita, hornblenda, granada, escapolita, tremolita, carbonato, e raramente microclínio. Os acessórios principais são: apatita, epídoto e sulfetos. As texturas microscópicas são do tipo granoblástica-alongada e granoblástica-poligonal e não são apropriadas para o estabelecimento de relações entre formação mineral e metamorfismo. O diopsídio é a fase mineral dominante, apresenta-se de maneira geral recristalizado sob formas xenomórficas constituindo juntamente com granada-grossulária e hornblenda bandas máficas. As paragêneses calcissilicáticas, ao contrário das pelíticas, não fornecem boas indicações das condições metamórficas atuantes. Isso se deve à influência da pressão de CO_2 na estabilização das paragêneses. Mesmo assim, a estabilização do clinopiroxênio + escapolita seria isofacial com o intervalo superior da fácies anfibólito até a fácies granulito e corresponderia à zona da sillimanita em metapelitos. Os gnaisses calcissilicáticos mostram-se homogêneos em seus aspectos texturais, mineralógicos e nos padrões deformacionais. A composição mineralógica, granulação, textura, e o característico bandamento milicentimétrico das rochas calcissilicáticas (associadas, pelo menos em um afloramento, a uma lente de centenas de metros de extensão, de formação ferrífera bandada, composta por quartzo e magnetita) sugerem que a origem esteja vinculada a processos do tipo vulcanogênico-exalativo. Provavelmente a deposição deve ter ocorrido em outro local através de um corpo único e amplo, que submetido ao forte imbricamento tectônico, principalmente através das rampas frontais de cavalgamento, proporcionou a aloctonia e o fatiamento do corpo maior em dezenas de lentes menores.

2.2.1.4 Litogeoquímica e Petrogênese

Enderbitos

A tabela 2.1 mostra a pequena diversidade composicional analisada, bem como seu caráter pouco diferenciado: SiO_2 entre 49,2 e 54%; CaO entre 7,6 e 11,5%. O caráter calcialcalino está evidenciado em diagramas binários a FeO/MgO-SiO_2. A distribuição dos ETR normalizados ao condrito (figura 2.4) mostra: 1) padrão fortemente fracionado (LaN/LuN entre 8,29 e 12,74); 2) forte enriquecimento nos ETRL (LuN > 100 X o condrito); forte anomalias negativas de Eu (EuN/Eu* entre 0,56 e 0,69). Trata-se de padrão característico de associações calcialcalinas tipo cordilheiranas (Pitcher, 1983), desenvolvidas em margens continentais ativas, onde o enriquecimento em ETRL e em outros elementos litófilos de raio iônico grande (LILEs) pode ser atribuído ao prévio metassomatismo de cunha mantélica subjacente à crosta oceânica toleiítica subductada e/ou contaminação em crosta continental matura. As anomalias negativas de Eu podem ser atribuídas à diferenciação em crosta continental estável onde o plagioclásio deve ter desempenhado um importante papel retentor (resíduo anortosítico). A presença de variação composicional desde termos dioríticos a tonalticos é mais uma evidência da evolução de uma série cordilheirana “expandida” (Pitcher, 1983). Nesse caso, os gabros toleiíticos da unidade, abaixo detalhados, poderiam se constituir em excelentes candidatos à fonte do magmatismo enderbítico (figura 2.5). Em diagramas multielementais normalizados ao manto primitivo (figura 2.6), a

associação mostra forte enriquecimento nos elementos incompatíveis, forte depleção em Sr e Ti. Por serem rochas dioríticas com grau de diferenciação similar ao dos gabros encaixantes, a discriminação entre as duas suítes nem sempre é prontamente obtida. Por essa razão, o aspecto de normalização é muito funcional pois permite uma pronta distinção, com base na comparação entre os níveis de enriquecimento nos elementos incompatíveis: a seção esquerda do envelope dos dioritos é acentuadamente mais enriquecida quando comparada com a dos gabros encaixantes (ver figura 2.11).

Tabela 2.1 – Resultados analíticos de óxidos, elementos-traço e terras-raras dos enderbitos do Complexo Granulítico Santa Luzia.

Amostra	SJ-505A	SJ-551
VN #	2,0	2,0
J	1	1
K	4	4
L	40	40
SiO_2	54,00	49,20
TiO_2	1,70	1,00
Al_2O_3	14,20	18,00
Fe_2O_3	4,70	3,50
FeO	6,90	5,90
MnO	0,14	0,13
MgO	4,40	5,30
CaO	7,60	11,50
Na_2O	3,00	3,80
K_2O	2,10	0,79
P_2O_5	0,46	0,32
H_2O^+	0,30	0,60
H_2O^-	0,30	0,10
Total	99,80	100,10
Zr	391	141
Y	98	80
Sr	103	94
Rb	53	20
Cu	55	70
Co	35	30
Ni	30	30
Cr	75	125
Ba	340	110
La	43,61	30,45
Ce	99,39	71,75
Nd	42,86	32,73
Sm	8,83	6,79
Eu	1,51	1,16
Gd	7,12	5,52
Dy	5,91	5,27
Ho	1,12	1,03
Er	2,72	2,63
Yb	1,93	2,02
Lu	0,23	0,25
LaN/LuN	19,51	12,74
LaN/SmN	3,11	2,83
EuN/Eu*	0,56	0,56

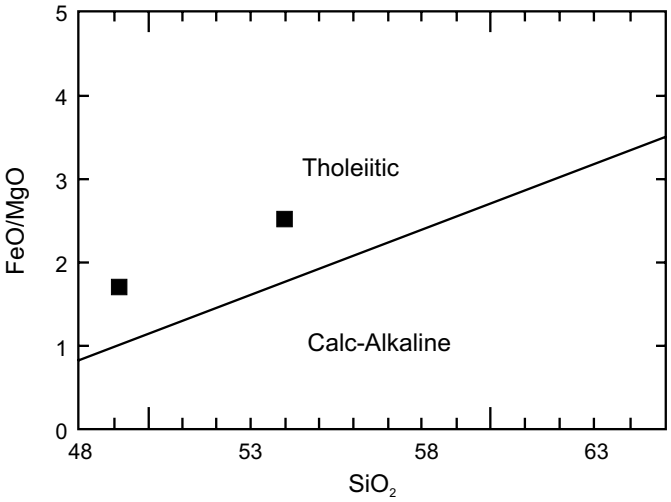


Figura 2.4 – Diagrama binário FeO/MgO-SiO_2 dos enderbitos do Complexo Granulítico Santa Luzia.

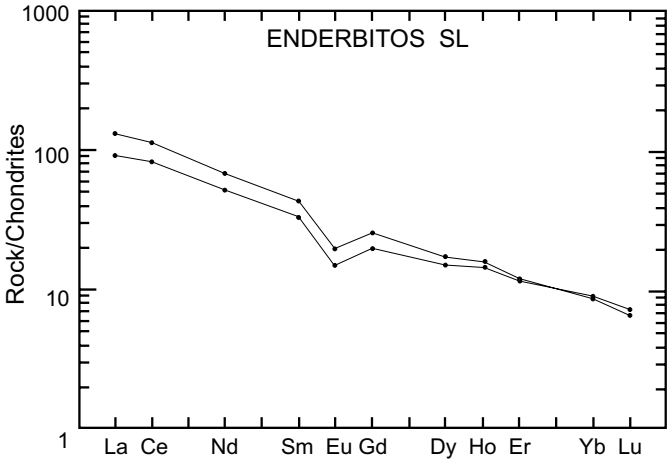


Figura 2.5 – Diagrama de distribuição dos ETR normalizados aos condritos dos enderbitos do Complexo Granulítico Santa Luzia.

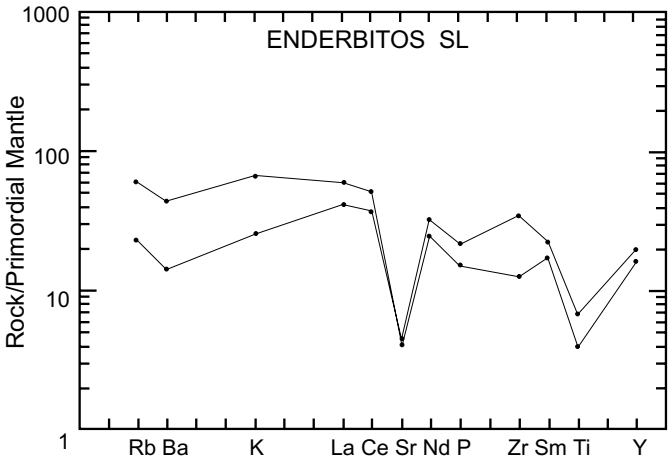
Metagabros

A tabela 2.2 mostra o intervalo composicional do grupo. A SiO_2 entre 41,3 e 51,3%; TiO_2 entre 0,73 e 2,7%; Al_2O_3 entre 12,3 e 18,9%; MgO entre 6,3 e 10,7%; e K_2O entre 0,24 e 1,10%; Cr entre 50 e 325ppm e Ni entre 85 e 225ppm. A persistência de baixos valores de MgO, Ni e Cr indicam não tratar-se de magma primário nem predominância de processos cumuláticos. O caráter toleiítico é evidenciado tanto em diagramas ternários AFM (figura 2.7), quanto em diagramas binários tipo FeO/MgO-SiO_2

(figura 2.8). Em diagramas ternários empregando óxidos (FeO-MgO-Al_2O_3) ou elementos-traço considerados menos móveis (Zr-Ti/100-Y/3; Zr/Ti/100/Sr/2) (com todas as restrições que o emprego em rochas plutônicas de diagramas construídos para vulcânicas) parece haver uma certa consistência no espalhamento da maior parte das análises nos campos dos basaltos de assoalho oceânico (figura 2.9). As características de magmas secundários evoluídos em condições crustais sugeridas pelos baixos teores de MgO, Cr e Ni, são reforçadas pela presença de anomalias negativas de Eu nos espectros de ETR, normalizados ao condrito (figura 2.10), sinalizando para a derivação a partir de líquidos anortosíticos, portadores de anomalias positivas complementares. Essa mesma situação é sugerida pelas fortes anomalias negativas de Sr mostradas em diagramas multielementais normalizados ao manto primitivo (figura 2.11). Fracionamento de um magma primário a partir de plagioclásio-olivina e clinopiroxênio poderia ser um bom modelo para explicar a gênese dessa associação. O espectro de ETR mostra também forte enriquecimento em ETRL que somado ao forte enriquecimento nos elementos incompatíveis, mostrado no aranhograma da figura 2.11 é outro indicativo de contaminação crustal para o magma, ou metassomatismo prévio da fonte mantélica, similar ao admitido para os toleiítos EAT/TH_2 (Condie, 1981), ou de seus homólogos modernos. Gabros e basaltos com essas características químicas têm sido caracterizados em todos os continentes, em íntima associação com gnaisses TTG e têm sido interpretados como remanescentes de assoalho oceânico (*e.g.* Park & Tarney, 1991), inclusive no Brasil (Silva, 1991). A depleção moderada a forte nos ETRP (figura 2.10) é indicativa de fonte mantélica profunda, situada no campo de estabilidade da granada, retentora desses elementos. Gabros e noritos com afinidades oceânicas e similaridades com os denominados EAT/TH_2 constituem o principal componente do Complexo Granulítico Santa Luzia. São toleiítos de baixo MgO e não constituem magmas primários: sofreram diferenciação e, quem sabe, forte contaminação crustal. Diferentemente do observado em outras associações do gênero, os granulitos ácidos a eles associados não pertencem à uma típica série TTG, e conseqüentemente, não podem ser interpretados como deles derivados a partir de fusão subcrustal através do denominado processo em "dois estágios". Podem, no entanto, ser eles (gabros) indiretamente relacionados, em um processo cordilheirano, com subducção prévia dos toleiítos, fusão da cunha mantélica sobrejacente e extração dos magmas precursores, que por diferenciação e contaminação em níveis intermediários da crosta continental, resultariam na associação tonalítica-diorítica calcialcalina posteriormente granulitizada (enderbitos).

2.2.1.5 Assinatura Geofísica

A imagem do campo magnético residual discrimina com clareza o domínio do Complexo Santa Luzia na porção sul da folha, onde o mesmo apre-



Figua 2.6 – Diagrama de multielementos normalizados ao manto primitivo dos enderbitos do Complexo Granulítico Santa Luzia.

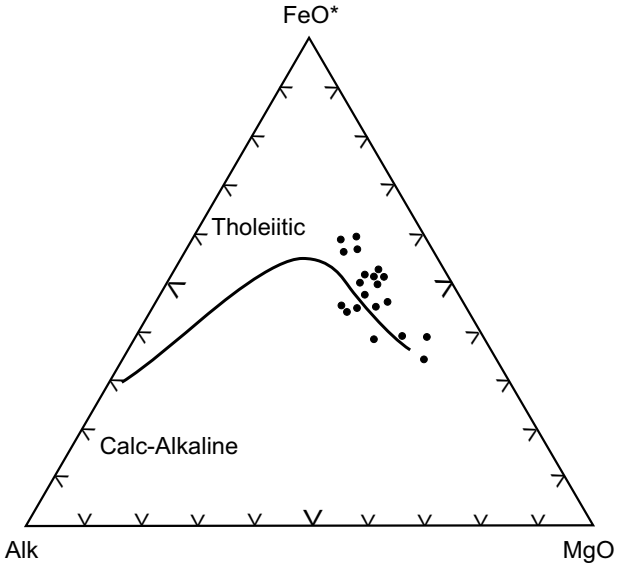


Figura 2.7 – Diagrama ternário AFM dos gabros do Complexo Granulítico Santa Luzia.

Tabela 2.2 – Resultados analíticos de óxidos, elementos-traço e terras-raras dos gabros do Complexo Granulítico Santa Luzia.

Amostras	SJ-383	SJ-394	SJ-412	SJ-420	SJ-436	SJ-455	SJ-458	SJ-463	SJ-505B	SJ-518	SJ-520	SJ-548	SJ-554	SJ-556	SJ-561	SJ-566	SJ-620	SJ-621	SJ-629	SJ-645
VN #	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0	24,0
J	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
K	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
L	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
SiO_2	46,40	46,90	47,60	47,30	44,80	41,30	46,40	51,30	0,00	46,10	47,90	49,20	47,00	49,50	46,10	0,00	48,30	50,10	48,20	48,50
TiO_2	1,50	2,70	1,50	1,40	0,83	0,42	1,90	0,73	0,00	0,83	1,70	1,80	2,30	0,94	1,50	0,00	1,50	1,30	2,10	2,10
Al_2O_3	16,50	14,20	15,60	18,90	18,00	17,00	16,10	14,60	0,00	18,00	16,10	16,10	13,20	14,60	17,00	0,00	16,50	15,10	12,30	14,20
Fe_2O_3	3,90	6,10	4,20	4,00	3,90	1,90	3,60	3,60	0,00	2,30	3,20	3,30	2,70	2,40	3,30	0,00	3,20	3,20	2,90	4,00
FeO	8,40	8,60	6,30	5,80	5,50	5,10	8,20	6,70	0,00	6,70	6,70	7,90	11,80	8,00	8,50	0,00	7,80	8,10	12,20	8,60
MnO	0,18	0,17	0,14	0,13	0,12	0,10	0,14	0,14	0,00	0,12	0,14	0,14	0,05	0,13	0,15	0,00	0,15	0,15	0,24	0,20
MgO	8,30	6,30	7,60	8,30	12,10	10,60	7,90	8,70	0,00	10,70	7,80	7,40	7,00	7,70	8,00	0,00	7,90	7,90	7,10	6,40
CaO	10,70	9,50	11,60	9,80	9,70	10,20	10,90	10,70	0,00	10,90	10,50	10,70	10,80	10,70	10,20	0,00	10,70	10,70	10,40	10,60
Na_2O	2,20	3,20	3,20	3,00	2,00	1,90	3,20	2,40	0,00	3,00	3,00	2,40	3,50	4,10	2,60	0,00	2,40	1,80	2,60	2,40
K_2O	0,48	0,48	0,36	0,36	0,36	0,61	0,48	0,54	0,00	0,24	1,10	0,61	0,48	0,85	0,36	0,00	0,48	0,67	0,36	0,48
P_2O_5	0,34	0,61	0,22	0,25	0,09	0,14	0,22	0,13	0,00	0,17	0,40	0,32	0,24	0,24	0,19	0,00	0,18	0,18	0,22	0,33
H_2O^+	0,70	0,40	0,90	0,50	2,00	0,60	0,20	0,30	0,00	0,40	0,70	0,10	0,50	0,60	1,50	0,00	0,50	0,40	1,00	1,10
H_2O^-	0,30	0,30	0,40	0,30	0,50	0,30	0,20	0,20	0,00	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,30	0,00	0,20	0,10	0,10	0,20
Total	99,90	99,50	99,60	100,00	99,90	90,20	99,40	100,00	1,00	99,60	99,30	100,10	99,70	99,90	99,70	1,00	99,80	99,70	99,70	99,10
Zr	95	247	136	71	59	79	109	108	0	89	203	145	172	232	151	0	133	153	154	223
Y	38	80	40	23	13	36	33	17	0	10	58	56	54	37	50	0	34	10	56	68
Sr	131	98	137	232	70	120	134	103	0	98	148	87	74	75	75	0	81	84	57	121
Rb	0	0	0	10	10	10	0	0	0	0	11	0	0	10	10	0	13	0	0	0
Cu	90	35	50	30	20	25	55	65	10	110	75	90	75	55	100	0	95	70	80	110
Co	55	50	45	50	45	40	50	50	10	50	35	45	40	35	45	0	40	40	50	55
Ni	150	65	45	145	215	210	80	120	25	225	105	85	55	40	120	0	120	85	35	80
Cr	250	175	250	100	325	350	175	75	50	200	175	225	150	150	225	0	175	225	50	175
Ba	290	200	85	120	185	130	100	190	100	75	285	140	110	140	95	0	95	150	120	140
La	11,18	17,97	5,85	7,10	8,34	10,51	1,73	10,78	0,00	6,36	15,78	0,00	9,36	10,43	7,36	0,00	10,85	12,48	9,64	15,80
Ce	29,58	41,88	15,26	17,57	15,58	15,23	4,13	25,58	0,00	15,07	34,87	29,96	23,53	26,77	17,60	0,00	25,55	30,49	23,71	38,92
Nd	15,72	23,71	9,18	9,97	9,14	9,77	2,03	12,65	0,00	7,02	18,94	15,93	15,79	14,25	11,22	0,00	13,90	14,30	14,67	21,89
Sm	3,74	6,21	2,66	2,45	2,31	2,00	0,51	2,79	0,00	1,68	4,58	3,84	4,53	3,29	3,14	0,00	3,60	4,03	4,45	5,93
Eu	1,06	1,56	0,75	0,72	0,73	0,44	0,17	0,90	0,00	0,47	1,16	0,96	1,24	0,91	0,87	0,00	0,98	0,96	1,18	1,52
Gd	3,58	6,24	2,68	2,23	2,30	1,68	0,57	2,55	0,00	1,62	4,24	3,46	4,82	3,11	3,37	0,00	3,58	3,84	4,71	5,85
Dy	3,56	6,94	2,61	2,01	2,79	1,76	0,65	2,81	0,00	1,53	5,27	3,62	5,74	3,29	4,17	0,00	4,54	4,36	6,22	7,29
Ho	0,69	1,40	0,50	0,39	0,57	0,37	0,13	0,57	0,00	0,30	1,09	0,70	1,17	0,65	0,86	0,00	0,96	0,84	1,28	1,51
Er	1,78	3,84	1,24	0,98	1,64	1,13	0,85	1,55	0,00	0,78	3,16	1,79	3,30	1,74	2,46	0,00	2,88	2,11	3,62	4,30
Yb	1,29	3,11	0,89	0,67	1,29	0,90	0,28	1,20	0,00	0,57	2,78	1,40	2,65	1,40	2,01	0,00	2,54	1,66	3,14	3,80
Lu	0,17	0,38	0,11	0,09	0,18	0,13	0,03	1,16	0,00	0,07	0,36	0,18	0,33	0,18	0,26	0,00	0,33	0,22	0,14	0,48
LaN/LuN	6,71	4,91	5,52	8,18	4,73	8,46	5,80	7,04	0,00	9,05	4,54	6,91	2,93	5,98	2,95	0,00	3,37	6,00	2,47	3,42
LaN/SmN	1,88	1,82	1,38	1,82	2,28	3,31	2,12	2,43	0,00	2,38	2,17	2,00	1,30	2,00	1,47	0,00	1,90	1,95	1,36	1,68
EuN/Eu*	0,88	0,76	0,85	0,92	0,96	0,72	0,99	0,78	0,00	0,85	0,79	0,79	0,81	0,86	0,81	0,00	0,82	0,74	0,79	0,78

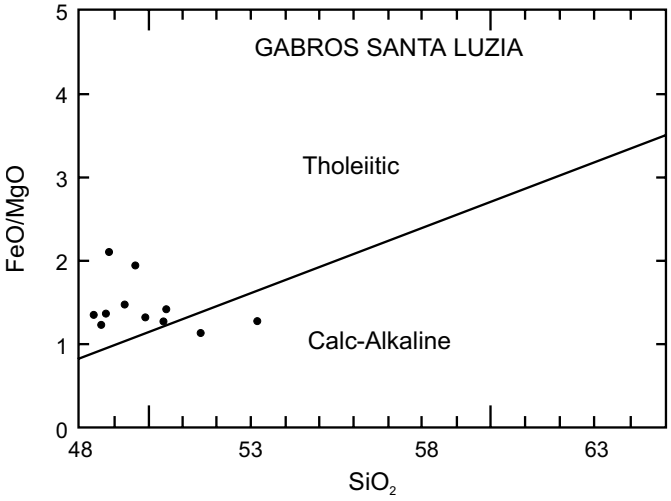


Figura 2.8 – Diagrama binário FeO/MgO-SiO_2 dos gabros do Complexo Granulítico Santa Luzia.

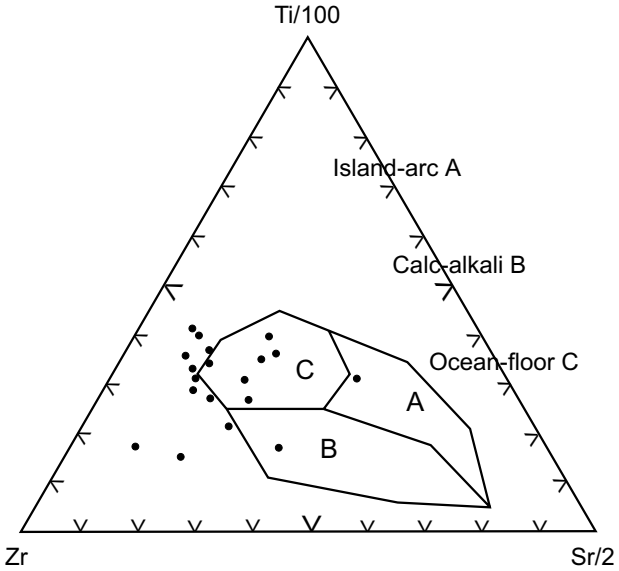


Figura 2.9 – Diagrama ternário empregando os elementos-traço menos móveis dos gabros do Complexo Granulítico Santa Luzia.

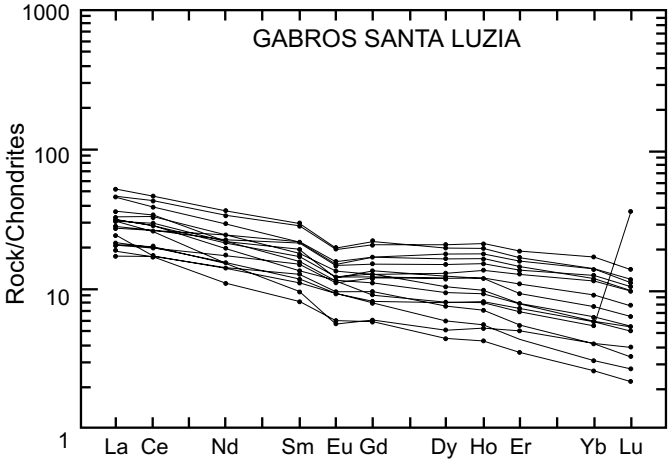


Figura 2.10 – Diagrama de distribuição dos ETR normalizados aos condritos dos gabros do Complexo Granulítico Santa Luzia.

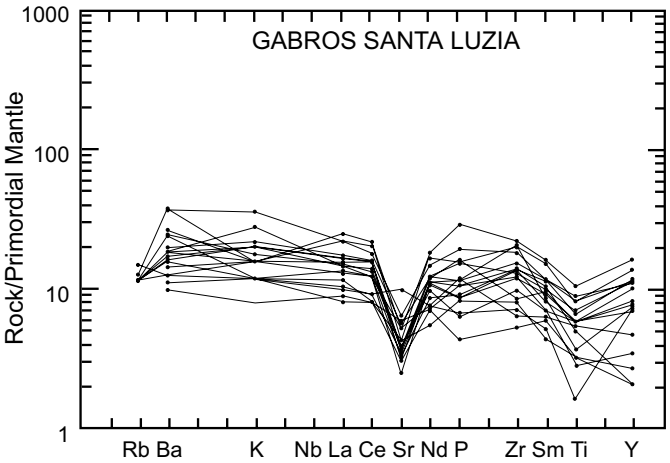


Figura 2.11 – Diagrama de multielementos normalizados ao manto primitivo dos gabros do Complexo Santa Luzia.

senta um padrão bastante característico, principalmente nas porções máficas, evidenciado por feições lineares desenhando um alto relevo magnético com os eixos das anomalias orientados no *trend* geral da foliação. Outras assinaturas magnéticas marcantes são as zonas de cisalhamento e falhamentos com direções EW, NW e NE. As imagens gamaespectrométricas auxiliaram na definição do Complexo pelos baixos teores de K, U e Th em uma faixa E-W na margem sul da folha. Esse conjunto rochoso reflete quase sempre baixos níveis radiométricos, sempre abaixo de 250cps no canal de contagem total.

2.2.1.6 Idade e Correlações

O Complexo Granulítico Santa Luzia pode ser correlacionado com os granulitos colocados no

Complexo Basal, de Souza *et al.* (1975), Pinto Filho *et al.* (1977), Complexo Xingu, de Leal *et al.* (1978) e no Complexo Jamari, de Isotta *et al.* (1978). É correlacionável ao Complexo Granulítico-Anfibolítico Santa Bárbara definido por Menezes *et al.* (1991) na porção de Pontes e Lacerda (MT), os quais atribuem idade arqueana-proterozóica inferior, e Complexo Granulítico Lomas-Maneches, definido na Bolívia por Litherland *et al.* (1986). Esses últimos autores definiram uma isócrona de Rb/Sr de 1.961Ma para os granulitos do Complexo Lomas Maneches, e atribuem idade arqueana para os mesmos, ao passo que Teixeira & Tassinari (1984) obtiveram uma isócrona de referência, utilizando amostras de gnaisses, charnockito e rochas graníticas, que indicou a idade de 1.450Ma (Proterozóico Médio) para a formação das rochas do embasamento da denominada Província Rondoniana. Neste trabalho, devido as idades dos granitos tipo Serra da Providência, vulcânicas Uatumã e Formação São Lourenço, assim como o seu posicionamento geotectônico, admite-se que as rochas do Complexo Granulítico Santa Luzia foram provavelmente formadas no Proterozóico Inferior (podendo ser mais antigas) e retrabalhadas por intensa tectônica desenvolvida durante o Proterozóico Médio.

2.2.2 Suíte Metamórfica São Felipe (Unidade 23)

2.2.2.1 Comentários Gerais

À semelhança do que ocorre com as rochas do Complexo Granulítico Santa Luzia, as rochas desta unidade também eram posicionadas nos denominados complexos Xingu, Basal e Jamari. Entretanto, neste trabalho, devido à escala do mapeamento, foi possível individualizar *augen* gnaisses granodioríticos e gnaisses bandados tonalíticos cinzentos, tendo como afloramentos-tipo as cercanias do distrito de São Felipe, na Folha Rio Pardo, propondo-se então a denominação formal de Suíte Metamórfica São Felipe.

2.2.2.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Ocorre na porção meridional da folha, junto aos granulitos, e na Zona de Cisalhamento Rio Branco. Em geral formam corpos alongados e imbricados seguindo o *trend* geral da foliação (WNW-ESE). Mantêm relação de contato tectônico, tanto com os granulitos básicos do Complexo Santa Luzia, como com os litótipos da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia. Apesar de apresentarem foliação concordante, as rochas da Suíte Granítica Rio Pardo mostram, em vários afloramentos, feições de relações intrusivas com as rochas da Suíte Metamórfica São Felipe.

2.2.2.3 Litótipos, Petrografia, Metamorfismo e Deformação

Predominam *augen* gnaisses de composição granodiorítica, com texturas que variam de granoblástica de granulação média a *augen*, com matriz grossa, ocorrendo subordinadamente gnaisses bandados cinzentos de composição granodiorítica-tonalítica, fortemente venulados por material granítico leucossômico. Os primeiros (*augen* gnaisses) são rochas leuco a mesocráticas, de cor rósea, com forte anisotropia estrutural, granulação média a grossa, eventualmente com termos porfiríticos. Apresentam uma assembléia mineral do tipo plagioclásio (An30-50), microclínio, biotita, hornblenda e quartzo como minerais essenciais, enquanto que zircão, allanita, titanita, magnetita são os acessórios mais comumente encontrados. Texturas miloníticas são evidenciadas pela extinção ondulante, bandas de deformação, subgranulação, poligonização e recuperação (*recovery*) dos cristais de quartzo e plagioclásio. O plagioclásio ocorre como porfiroclasto, geralmente sericitizado, com efeitos visíveis de deformação e recristalização, formando um agregado granoblástico-poligonal ou granoblástico-alongado juntamente com microclínio e quartzo na matriz. O microclínio, muitas vezes proveniente da transformação tectônica de antigos cristais de ortoclásio (conforme sugerido pelo desenvolvimento de geminação albita-periclina sobre a antiga Carlsbad), é lenticularizado (*augen*). O desenvolvimento periférico de mirmequitos caracteriza os estágios iniciais do processo de subgranulação. O quartzo, que raramente constitui porfiroclastos, mostra um significativo achatamento, e desenvolvimento de cristais em forma de *ribbons*. A hornblenda e a biotita estão geralmente rotacionadas e recristalizadas segundo a direção da foliação milonítica, contornando os porfiroclastos quartzo-feldspáticos. O desenvolvimento da foliação principal foi contemporâneo com o metamorfismo que gerou ou recristalizou a nova paragênese, que está expressa por: plagioclásio + microclínio + quartzo + hornblenda + biotita. A recristalização da hornblenda e biotita sem mudanças significativas na coloração, sugere temperaturas próximas às temperaturas de cristalização magmá-

tica, ou seja: fácies anfibolito médio a superior. Outra característica de recristalização sob altas temperaturas é a subgranulação e recuperação do plagioclásio original (magmático) em agregados policristalinos. Os gnaisses bandados granodioríticos-tonalíticos cinzentos, em escala de afloramento, apresentam-se como bandas centimétricas claras, com predominância de feldspatos e quartzo, e bandas escuras ricas em biotita e hornblenda com alternância em intervalos milimétricos. Embora ao microscópio possam apresentar texturas microporfiroclásticas são discriminados dos demais, pela ausência de megacristais (*augen*), pelo bandamento composicional máfico-félsico e pela composição mineralógica, no caso dos tonalitos.

2.2.2.4 Litogeoquímica e Petrogênese

Gnaisses Tonalíticos – Apesar de constituir o componente mais expressivo da suíte, os gnaisses tonalíticos estão representados por apenas duas análises (RB-43a e GR-349, tabela 2.3, além da amostra RB-81 da qual só foram analisados os ETR). Por esse motivo a caracterização geoquímica e petrogenética foi bastante precária.

Inclui uma análise de tonalito de baixa sílica (SiO_2 = 62,4), além de uma variedade leucocrática, altamente diferenciada, com afinidades trondhjemíticas (SiO_2 = 71,9).

Do ponto de vista dos elementos maiores e traço exibem evidências de pertencerem à uma associação calcialcalina de baixo-K (trondhjemítica), especialmente devido à: 1) depleção em LILEs (elementos litófilos de raio iônico grande) – K_2O, entre 1,7 e 0,73%; $Na_2O/K_2O>2$; Rb entre 32 e 10 e Ba, entre 400 e 110.

Por essas características geoquímicas poderiam ser designados de gnaisses depletados e podem ser discriminados dos demais ortognaisses-K, de composição granítica (não-depletados.)

Ortognaisses sódicos com características químicas similares (depletados) são os componentes mais comuns das raízes dos batólitos cordilheiranos e de arcos-de-ilhas maturos. Ou seja, constituem a maioria das associações pré- a sincolisionais. Nesses ambientes ocorrem associados a rochas gabróicas e a granitos mais potássicos constituindo as séries calcialcalinas expandidas (Pitcher, 1983), características das orogenias modernas (fanerozóicas).

A gênese das séries cordilheiranas expandidas está em geral associada à subducção de crosta oceânica toleiítica, com hidratação da cunha mantélica sobrejacente, gerando os líquidos que por diferenciação crustal dariam origem a este tipo de associação (*e.g.* Tarney & Saunders,1979).

Gnaisses Graníticos – Ao contrário dos gnaisses depletados, os gnaisses potássicos mostram (tabela 2.3) acentuado enriquecimento nos LILEs: K_2O, entre 4,9 a 8,2%; Rb, de 216 a 466; Ba, de 480 a 1.600; K_2O/Na_2O, de 1,5 a 5,0. Além disso, mostram enriquecimento em: Y (de 48 a 88); Zr (de 329 a 808).

São todos valores acentuadamente superiores aos obtidos nos gnaisses tonalíticos do Complexo Santa Luzia, ultrapassando todos os limites esperados para os granitóides das séries calcialcalinas "normais"(de baixo e médio-K).

Ao contrário dos elementos maiores, a distribuição dos ETR provenientes de uma análise de tonalito e outra do granito, não confirma a discriminação entre uma associação depletada e outra não-depletada (figura 2.12). Ambas as rochas (granito e tonalito) exibem espectro compatível de derivação de mesma fonte, especialmente devido ao:

I) padrão fraca a moderadamente fracionado (LaN/LuN 2,8 e 10,2);

II) forte enriquecimento nos níveis totais de ETR;

III) forte enriquecimento em ETRL (La entre 32 a 67ppm);

IV) forte enriquecimento em ETRP (Lu entre 4,8 e 8,7);

V) anomalias negativas de Eu acentuadas (EuN/Eu* = 0,55 a 0,29).

Esse padrão fracamente diferenciado e consideravelmente enriquecido em ETRP, não é comum em

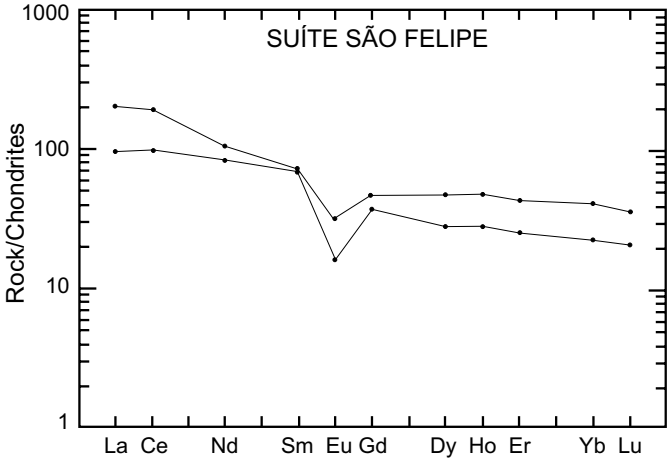


Figura 2.12 – Diagrama de distribuição dos ETR normalizados aos condritos das rochas da Suíte Metamórfica São Felipe.

Tabela 2.3 – Resultados analíticos de óxidos, elementos-traço e terras-raras das rochas da Suíte Metamórfica São Felipe.

Amostra	RB-43B	RB-87A	CR-104	RB-112	RB-81	RB-56B	RB-68	RB-349	RB-50	RB-68A	RB-101	CR-56	RB-43A	RB-87
VN #	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0
J	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
K	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
L	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
SiO_2	68,50	79,00	71,90	72,50	0,00	0,00	69,90	62,40	75,10	73,70	51,40	0,00	71,90	0,00
TiO_2	0,42	0,21	0,31	0,31	0,00	0,00	0,31	1,50	0,31	0,21	1,30	0,00	0,31	0,00
Al_2O_3	15,10	10,40	13,20	13,20	0,00	0,00	14,20	13,20	12,30	13,20	13,20	0,00	14,60	0,00
Fe_2O_3	1,80	1,20	1,30	1,80	0,00	0,00	0,89	4,10	1,30	0,73	4,90	0,00	0,99	0,00
FeO	1,80	0,47	0,67	0,95	0,00	0,00	1,40	4,80	0,53	1,10	9,30	0,00	0,53	0,00
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,00	0,00	0,05	0,09	0,05	0,05	0,21	0,00	0,05	0,00
MgO	0,41	0,08	0,29	0,21	0,00	0,00	0,29	1,30	0,21	0,25	6,10	0,00	0,37	0,00
CaO	1,80	0,56	1,80	1,70	0,00	0,00	2,10	3,90	0,84	1,50	8,30	0,00	4,80	0,00
Na_2O	3,00	1,60	1,60	2,70	0,00	0,00	3,80	5,70	3,00	3,10	2,60	0,00	4,90	0,00
K_2O	6,10	5,60	8,20	5,80	0,00	0,00	5,60	1,70	5,60	4,90	1,80	0,00	0,73	0,00
P_2O_5	0,20	0,03	0,07	0,10	0,00	0,00	0,10	0,34	0,05	0,08	0,18	0,00	0,14	0,00
H_2O^+	0,87	0,78	0,66	0,38	0,00	0,00	1,00	0,78	0,66	1,00	0,66	0,00	0,48	0,00
H_2O^-	0,13	0,15	0,30	0,13	0,00	0,00	0,43	0,26	0,22	0,23	0,15	0,00	0,18	0,00
Total	100,20	100,10	100,40	99,80	1,00	1,00	100,10	100,10	100,20	100,10	100,10	1,0	100,00	1,00
Nb	56	10	0	0	0	0	10	10	16	10	10	16	10	10
Zr	365	492	0	0	0	0	419	1.000	447	329	187	637	508	808
Y	51	42	0	0	0	0	48	131	90	18	75	117	81	88
Sr	448	47	0	0	0	0	209	88	39	142	98	268	506	102
Rb	216	266	0	0	0	0	266	32	392	362	16	466	10	307
Cu	20	5	5	5	0	0	5	5	5	5	5	0	5	0
Pb	40	40	20	40	0	0	30	20	20	40	30	0	20	0
Co	5	5	5	5	0	0	5	15	5	5	40	0	5	0
Ni	5	5	5	5	0	0	5	5	5	5	45	0	5	0
Cr	50	50	50	50	0	0	0	0	0	0	125	0	50	0
Ba	1.600	280	1.050	670	0	0	800	400	480	540	250	0	110	0
Li	15	2	6	3	0	0	19	8	5	33	5	0	11	0
Sn	1	1	3	5	0	0	2	2	2	2	3	0	1	0
La	0,00	0,00	0,00	0,00	32,34	67,49								
Ce	0,00	0,00	0,00	0,00	87,07	167,80								
Nd	0,00	0,00	0,00	0,00	53,67	67,64								
Sm	0,00	0,00	0,00	0,00	14,27	14,77								
Eu	0,00	0,00	0,00	0,00	2,46	1,25								
Gd	0,00	0,00	0,00	0,00	12,89	10,37								
Dy	0,00	0,00	0,00	0,00	16,01	9,60								
Ho	0,00	0,00	0,00	0,00	3,32	1,97								
Er	0,00	0,00	0,00	0,00	9,58	5,58								
Yb	0,00	0,00	0,00	0,00	8,77	4,80								
Lu	0,00	0,00	0,00	0,00	1,17	0,68								
LaN/LuN	0,00	0,00	0,00	0,00	2,86	10,29								
LaN/SmN	0,00	0,00	0,00	0,00	1,43	2,88								
EuN/Eu*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,55	0,29								

granitos e em ortognaisses calcialcalinos de raízes de arco, como sugerido pela análise dos elementos maiores e traço. Pode, genericamente ,ser correlacionado aos granitos potássicos pós-arqueanos do "Grupo III", resultantes de refusão crustal (Condie, 1981). Em termos nacionais, padrão similar foi definido para os ortognaisses potássicos do Complexo Jequié (BA) (Silva, 1991).

As fortes anomalias negativas de európio (Eu) são devidas à diferenciação em crosta continental, deixando para trás um resíduo rico em plagioclásio, potencial portador de anomalias positivas complementares.

O forte enriquecimento em ETRP deve ser creditado à presença de toleiítos intercalados nas rochas-fonte, possivelmente do tipo TTG.

As altas razões isotópicas iniciais obtidas nesses gnaisses (Isr + 0,721) confirmaram sua natureza crustal e uma longa história evolutiva para essas rochas.

Para testar-se a consistência da origem colisional dos granitóides, foram também empregados diagramas de variação multielementais normalizados ao manto primordial (aranhogramas), onde misturaram-se análises tanto dos tonalitos quanto dos granitos. Os resultados (figura 2.13), mostram assinaturas similares e, portanto, fontes e processos similares para ambos os tipos de rochas, confirmando os resultados sugeridos pelos espectros de ETR. Além disso, o espectro mostra enriquecimento em K, Rb e Zr, denotando influência crustal. Mostra também uns fortes picos negativos no Sr e, mais im-

portante, no titânio que aliado à forte depleção em Nb, caracterizam magmas gerados em margens ativas (ambientes colisionais: *e.g.* Wilson, 1989).

Quando analisado exclusivamente do ponto de vista da química convencional há uma nítida discriminação entre os gnaisses tonalíticos e graníticos do complexo. Entretanto, o emprego de ETR e de diagramas multielementais normalizados ao condrito, não confirma essa discriminação, sendo recomendável a execução de um maior número de análises para testar esses critérios. Ao menos para a associação granítica *s.s.* a forte influência crustal sugerida pela química convencional é confirmada pelas altas razões isotópicas iniciais de Sr. Os diagramas multielementais confirmam a natureza colisional do magmatismo precursor desses gnaisses.

Anfibolitos – A disponibilidade de apenas uma análise (RB-101) referente à seqüência básica intercalada nos gnaisses tonalíticos (tabela 2.3), não permite uma definição precisa da série magmática. O conteúdo baixo em Al_2O_3 sugere derivação toleiítica. O enriquecimento em K (K_2O = 1,8) – caso não tenha origem em enriquecimento pós-magmático (metamórfico) pode sugerir uma natureza similar à dos toleiítos da Seqüência Nova Brasilândia.

2.2.2.5 Assinatura Geofísica

Em imagens gamaespectrométricas os litótipos desta unidade refletem, sempre, baixos níveis radiométricos, registrados constantemente abaixo de 250cps. São discriminados também pelas altas razões U/Th (1/4). A assinatura aeromagnetométrica não destaca estes corpos devido ao fato de os mesmos seguirem o *trend* geral da foliação.

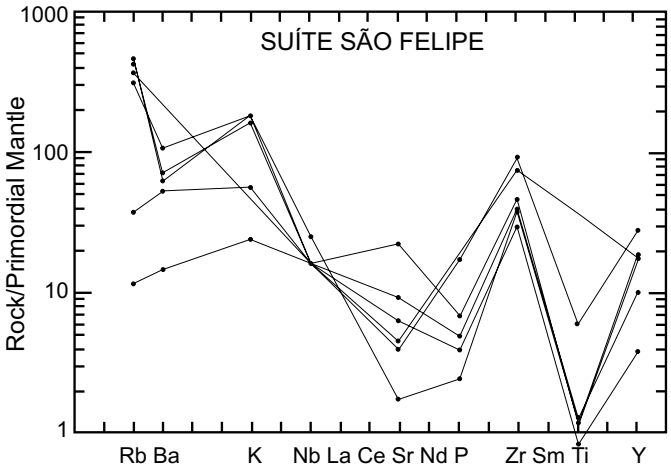


Figura 2.13 – Diagrama de multielementos normalizados ao manto primordial das rochas da Suíte Metamórfica São Felipe.

2.2.2.6 Idade e Correlações

Os *augen* gnaisses e gnaisses bandados desta unidade têm sido correlacionados àqueles inclusos nos complexos Jamari, Basal e Xingu em trabalhos anteriores. Apresentam similaridades com o Complexo Metamórfico Alto Guaporé, de Menezes *et al.* (1991), os quais, entretanto, o posicionam no Arqueano (?)-Proterozóico Inferior, fundamentados em valor isocrônico Rb/Sr de 1.971Ma, (Carneiro, 1985) obtidos nos gnaisses cinzentos da região de Jauru (MT). Apresentam similaridade com o Complexo Gnáissico Chiquitania, da Bolívia, descrito por Litherland *et al.* (1986). Uma isócrona de Rb/Sr (obtida para esse projeto) de cinco amostras localizadas nas folhas Rio Pardo e Paulo Saldanha apontam valores de 655Ma para esses gnaisses. Essa idade é destituída de significado geológico, uma vez que a razão isotópica inicial do Sr (0,7204) indica que a rocha é produto de retrabalhamento crustal, sendo mais antiga que o resultado acima apontado. Seu caráter calcialcalino, bem como seus aspectos estruturais, sugerem ser a mesma representante do magmatismo pré- a sincolisional , porém os aspectos de relações de campo mostram que as rochas desta unidade são mais antigas que as rochas da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia, e relacionadas a eventos magmáticos do Proterozóico Inferior.

2.2.3 Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia (Unidades 17 a 22)

2.2.3.1 Comentários Gerais

Levantamentos geológicos sistemáticos efetuados na década de 70 já revelaram a existência de rochas metamórficas relacionadas a uma provável seqüência metavulcano-sedimentar na região sudeste do então Território Federal de Rondônia. No presente trabalho a denominação formal de Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia é atribuída às rochas supracrustais de médio grau metamórfico, constituídas por micaxistos, biotita paragnaisses, anfibolitos, gnaisses calcissilicáticos, quartzitos e, raramente BIFs. A seção-tipo encontra-se, precisamente, na linha N-S 130, nas pro-

ximidades da cidade de Nova Brasilândia e na linha N-S 148 numa extensão de 25km para norte a partir da linha E-W 40.

2.2.3.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Esta seqüência ocupa aproximadamente 60% da área mapeada e ocorre praticamente em todos os quadrantes da mesma, excetuando-se a porção meridional. É constituída por megalentes de formas alongadas, anastomóticas, com comprimentos variando desde centímetros a dezenas de metros, com direção do seu eixo maior predominantemente NW. O relevo da unidade é caracteristicamente montanhoso, com presença constante de serras com cristas alongadas. Mantém contatos através de zonas de cisalhamento com rochas do Complexo Santa Luzia, Suíte Metamórfica São Felipe, e Suíte Granítica Rio Pardo. É intrusionada pela Suíte Básica Novo Mundo, e mostra contato discordante-erosivo com os litótipos das formações São Lourenço e Pimenta Bueno.

2.2.3.3 Litótipos, Petrografia, Metamorfismo e Deformação

Esta seqüência é constituída por uma variedade de litótipos de natureza bastante diversificada, predominando rochas xistosas psamo-pelíticas e biotita paragnaisses, intercaladas com rochas químico-exalativas e vulcânicas, especialmente, gnaisses calcissilicáticos sulfetados, anfibolitos e metatufos. Apresenta forte foliação tangencial (S_n) transporta por foliação transcorrente (S_{n+1}).

Xistos Psamo-pelíticos

As rochas psamo-pelíticas incluem biotita-muscovita-quartzo xistos, granada-muscovita-quartzo xistos, sillimanita-granada-quartzo xistos, biotita quartzitos. Em zonas localizadas, onde atuaram processos retrometamórficos, predominam sericita-quartzo xistos. São xistos de granulação média a grossa, de coloração marrom-arroxeada devida à liberação de óxidos de ferro dos minerais micáceos, mostrando, em geral, uma fina e regular foliação (S_n). São quartzo xistos contendo quantidades variáveis de muscovita, biotita eventualmente com granada e sillimanita. Os acessórios mais freqüentes são turmalina, zircão e opacos. Apresentam textura granolepidoblástica e lepidoblástica. Nos termos mais finos, a cominuição e recristalização é bastante pronunciada, mostrando textura milonítica com geração de microdobras e mica *fishes* assimétricos. O quartzo mostra evidências de deformações intracristalinas do tipo extinção ondulante e contatos intracristalinos suturados. A muscovita, representada por cristais de mais de uma geração, onde os porfiroclastos assimétricos (MU_1), raramente sigmoidais, estão envoltos por biotita + quartzo + muscovita (MU_2), geralmente paralelizados à superfície principal de foliação. Uma blastese localizada é evidenciada em algumas seções, onde porfiroblastos de muscovita (MU_3) com freqüentes inclusões de quartzo, crescem discordantemente por sobre a foliação da rocha. Às vezes, os mesmos apresentam-se sob a forma de *kink*, evidenciando uma deformação posterior (D_{n+2}). Raramente é observada a transformação da muscovita por mica branca ou sericita, em zonas de ação retrometamórfica. A biotita marrom ocorre como finas palhetas idioblásticas, submilimétricas, fortemente orientadas e raramente cloritizadas. A sillimanita disposta paralelamente à foliação principal, ocorre como feixes de fibrolita, ou como finas agulhas inclusas no quartzo. A granada, de ocorrência restrita, apresenta-se em cristais globulares, rotacionados (pré-tectônicos), podendo ser substituída pseudomorficamente por limonita. A paragênese mais comumente observada é representada por quartzo + muscovita + biotita + sillimanita granada, indicativa da fácies anfibolito médio a superior. Em escala de afloramento é comum a presença de veios centimétricos a métricos de leucossoma granítico, grosseiro a pegmatóide, concordante ou não com a foliação metamórfica regional. São interpretados como resultado da fusão anatéxica parcial do material pelítico, indicativa de condições de temperaturas compatíveis com a denominada "segunda isógrada da sillimanita" (figura 2.14). Portanto, em condições de instabilidade da muscovita em presença de quartzo, produzindo feldspato alcalino + sillimanita e liberando H_2O. A água liberada entraria como indutora da fusão, segundo a reação esquemática: BT + MU + QZO SL + fundido. Localizadamente, na Zona de Cisalhamento Transcorrente Rio Branco, ocorrem xistos de granulação fina, coloração cinza-esverdeado, bastante silicificados, mostrando-se, geralmente, com microdobras. Secundariamente exibem cor amarronada devida à variação na composição mineralógica. Composicionalmente predominam os sericita-quartzo xistos, acompanhados por biotita-muscovita-quartzo xistos e eventualmente muscovita-quartzo-clorita xistos e plagioclásio-sericita-

quartzo xistos. Apresentam textura granolepidoblástica, foliação anastomosada, com pronunciadas cominuição e recristalização, gerando termos miloníticos. Presença de microdobras assimétricas, por vezes com flancos rompidos ou com plano-axial subconcordante com a foliação (S_{n+1}), foram observadas. A paragênese: Qzo + sericita + clorita epídoto, sugere reequilíbrio na fácies xisto-verde, e retrometamorfismo da paragênese primária da fácies anfibolito (que, às vezes encontra-se preservada em algumas lâminas analisadas) constituída por biotita + muscovita + quartzo feldspato. As transformações mineralógicas verificadas, decorrentes da ação retrometamórfica são: sericita e/ou mica branca a partir da muscovita, clorita derivada da biotita, e epídoto a partir do plagioclásio.

Biotita Paragnaisses

Os biotita paragnaisses juntamente com os xistos predominam na área. Apresentam granulação fina (0,2 a 0,5mm), de coloração acizentada, tendo como principal característica a extrema homogeneidade textural e granulométrica. As texturas são do tipo granolepidoblástica e granoblástica-poligonal. Apresentam um conteúdo expressivo de plagioclásio (An 15-30) e quartzo, em proporções aproximadamente iguais, constituindo um mosaico regular. Eventualmente ocorre sob a forma de prismas alongados segundo a foliação. Biotita (marrom-avermelhada) enriquecida em TiO_2, ocorre em palhetas idioblásticas, constituindo uma superfície planar regular, embora descontínua. Feldspato alcalino, representado pelo microclínio, é raro e restrito a poucas seções. Hornblenda, muscovita e zircão são varietais que ocorrem esporadicamente. Os tipos diaftoréticos, em zonas localizadas, desenvolvem clorita a partir da biotita. Em algumas amostras, a intercalação entre bandas quartzo-feldspáticas e máficas, imprimem um nítido bandamento composicional.

Anfibolitos

As rochas básicas são representadas por corpos lenticulares de anfibolitos de dimensões métricas a quilométricas. A granulação é fina a média, a coloração cinza-escuro a negra, exibindo fraca a moderada anisotropia estrutural, marcada por uma foliação Sn, definida pela disposição orientada dos cristais de anfibólio. São constituídas por hornblenda, plagioclásio (An40), titanita, quartzo, escapolita, flogopita, ilmeno-magnetita e, raramente, clinopiroxênio. Apresentam textura grano-nematoblástica representada pelos prismas subidioblásticos de hornblenda. O plagioclásio pode estar sericitizado e ocorre como cristais eqüigranulares, às vezes tabulares. A flogopita ocorre com alguma freqüência em substituição à hornblenda. A eventual presença de clinopiroxênio, juntamente com plagioclásio e hornblenda, indicam condições da fácies anfibolito superior.

Possíveis Metatufos

Outros litótipos de ocorrência localizada são os metatufos de composição intermediária, alternados em escala centimétrica em bandas máficas e félsicas. Geralmente apresentam coloração avermelhada, devida à alteração intempérica. Preservam, raramente, estruturas primárias do tipo "amígdalas". O alto grau de alteração dessas rochas não permitiu a obtenção de amostras para análises petrográficas com exceção da amostra GR-67, que trata-se de uma rocha de coloração cinza-escuro, granulação fina, finamente foliada, com arranjo grano-nematoblástico entre os grãos minerais de hornblenda, plagioclásio e quartzo. A paragênese mineral de HB + PG + QZO é sugestiva da fácies anfibolito.

Calcissilicáticas Maciças

As rochas calcissilicáticas constituem lentes e níveis descontínuos, com dezenas a centenas de metros de espessura, intercaladas no conjunto psamo-pelítico. Apresentam coloração cinza-esverdeado, granulação fina, estruturas maciças. Ao microscópio exibem texturas granoblásticas e granoblástica-poligonal, sendo compostas por plagioclásio (An25-50), diopsídio, quartzo, tremolita/actinolita, epídoto, titanita, granada, carbonato, apatita e sulfetos. Raramente ocorrem hornblenda e microclínio. As proporções de diopsídio são variáveis, podendo constituir-se no principal componente. As variações locais nos componentes mineralógicos essenciais resultam em tipos de coloração esverdeada, sem contudo modificar o seu aspecto maciço e granulação dominantemente fina. As paragêneses mais representativas podem ser agrupadas em:

– Quartzo + plagioclásio + diopsídio + actinolita microclínio
– Quartzo + plagioclásio + tremolita + epídoto
– Quartzo + plagioclásio + granada + actinolita

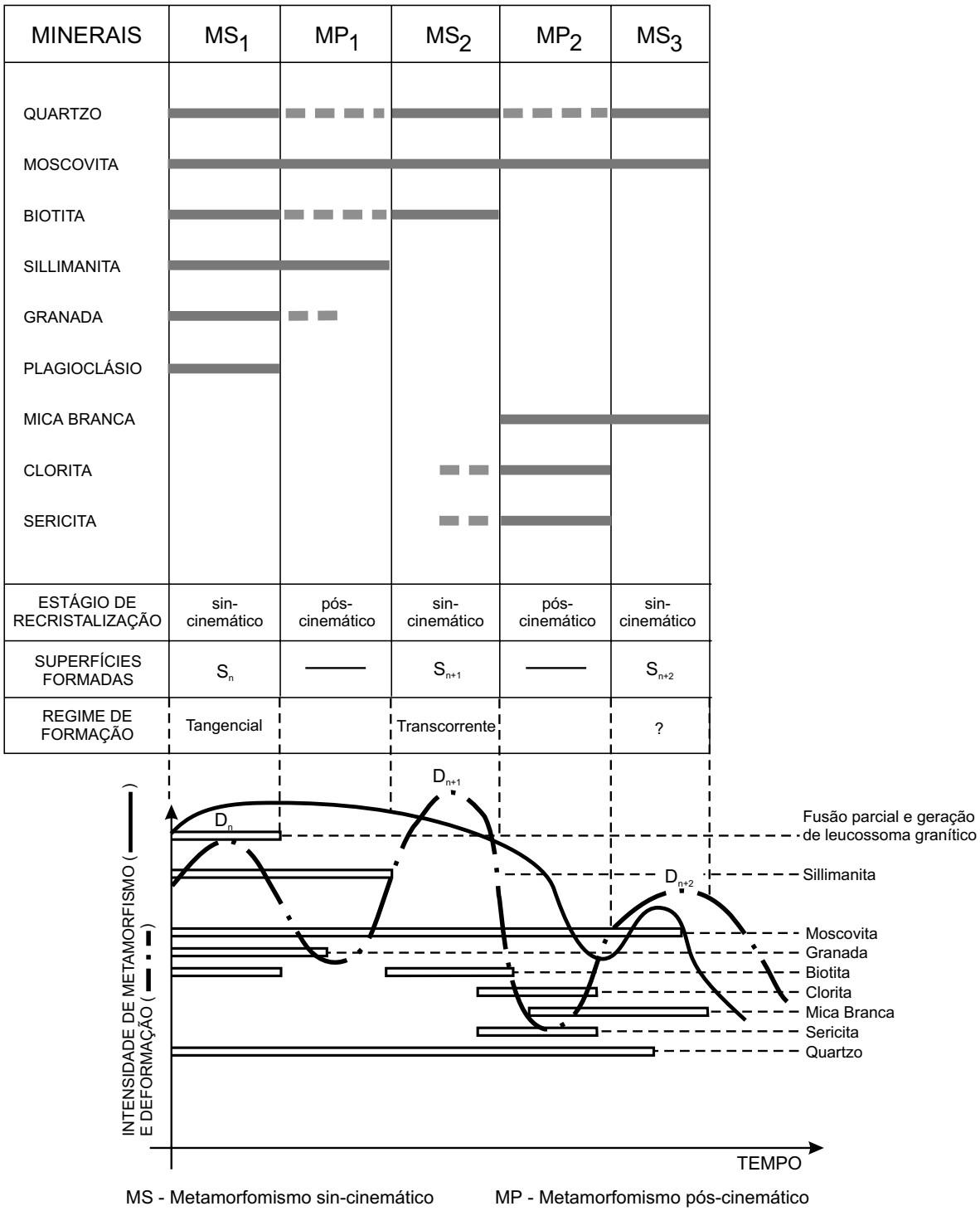


Figura 2.14 – Diagrama das relações entre formação mineral x deformação na seqüência metapsamo-pelítica.

– Quartzo + plagioclásio + diopsídio + epídoto

As paragêneses calcissilicáticas, ao contrário das pelíticas, não fornecem boas indicações termobarométricas das condições metamórficas atuantes, devido as pressões de CO_2 que passam a ter muita importância na estabilização das paragêneses.

Quartzitos

As rochas calcissilicáticas apresentam uma fácies mais silicosa, onde predominam actinolita-epídoto quartzitos. São maciços, com coloração cinza-claro, granulação fina cuja alteração marrom-amarela-

da permite distinguí-lo dos metapelitos encaixantes. A composição está representada por quartzo (sempre maior que 80%), epídoto, actinolita, titanita e, eventualmente, plagioclásio e clorita. A textura é granoblástica-alongada, com agregados orientados de actinolita.

2.2.3.4 Litogeoquímica e Petrogênese

Biotita Paragnaisses Finos

A composição química resumida na tabela 2.4 confirma as inferências petrográficas sobre a possível natureza epiclástica: SiO_2 entre 64 e 83,5%, parte considerável (>76%. Al_2O_3 entre 7,6 e 14,7% com baixos conteúdos (<10%.) nas variedades mais maturas e mais ricas em quartzo (SiO_2>80%). O conteúdo elevado em sódio (Na_2O entre 1,1 e 3%) e as elevadas razões/baixas razões Na_2O/Al_2O_3 são indicativas de imaturidade química e sugerem discreto intemperismo na fonte e na bacia – clima seco. Empregando-se classificações mistas que levam em conta as proporções modais de quartzo (QZ) combinadas com conteúdo de alguns elementos maiores (Crook, 1974), deduz-se que a maioria das análises correspondem a grauvacas intermediárias (QZ 15-65; SiO_2 68-74%; Na_2O/K_2O<1). À esse grupo os autores supra atribuem deposição em ambiente orogênico com derivação de arco continental. Parte pode ser classificada como grauvacas ricas em QZ (QZ>65%; SiO_2 > 74%), cuja origem segundo o mesmo autor (Crook, 1974) seria compatível com os arenitos de margem continental passiva (tipo atlântica). O espectro de distribuição dos ETR (figura 2.15) mostra um padrão moderadamente fracionado (LaN/LuN 13,5 e 17,6), com forte enriquecimento em ETRL (LaN>100 X o condrito) e considerável depleção em Eu (EuN/Eu* 0,4 e 0,57). Trata-se do padrão "calcialcalino"supostamente representativo da sedimentação pós-arqueana, derivada de erosão de fonte granítica, calcialcalina "normal", potássica (não-depletada e/ou vulcanogênica), que se constituiria na mais importante e provável fonte de toda a sedimentação pós-arqueana (Taylor & Maclennann, 1985). Para fins comparativos, a figura 2.15 exibe a curva do fracionamento representativa da média dos folhelhos fanerozóicos da América do Norte – NASC (*North America Shale Composite*). O estudo comparativo mostra uma boa correlação entre os espectros da seqüência e o padrão NASC. A similaridade é muito boa com relação à curva dos ETRL. Nota-se uma variação mais acentuada nos ETRP: uma análise mais enriquecida e outra mais empobrecida nesses elementos. Além disso, a depleção em Eu no padrão, é algo mais acentuado que os obtidos. Porém a similaridade dos padrões como um todo, guardados os demais parâmetros químicos, implica em similaridade de fonte e processos. Os diagramas multielementais normalizados ao manto primordial mostram uma distribuição com marcantes similaridades com o de magmas (possíveis fontes) gerados em ambientes de arcos, magmatismo sincolisional. Os resultados (figura 2.16), mostram enriquecimento em K, Rb e Zr. Mostram também fortes picos negativos no Sr e, mais importante, no titânio que aliado à forte depleção em Nb, caracterizam sedimentos derivados de fontes magmáticas geradas em margens ativas (ambientes colisionais: *e.g.* Wilson, 1989). A comparação da figura 2.16 com a figura 2.13, referente à distribuição dos elementos dos gnaisses São Felipe, mostra que esses, especialmente os tipos mais sódicos (tonalitos), seriam bons candidatos à fonte dos biotita paragnaisses. Entretanto, fontes vulcânicas de igual composição (dacítica-andesítica), como os metadacitos descritos em outro item, não podem ser descartadas. Nesse caso a designação de tufitos seria a mais indicada para a associação. Os caminhos para a solução deste problema não passam exclusivamente pela litogeoquímica, que no máximo pode sinalizar para o ambiente tectônico da fonte (no caso ligada a arco ativo). Somente a observação de evidências diretas (campo e microscópio) bem como a remontagem de uma paleogeografia mais precisa poderão apontar para uma fonte plutônica ou supracrustal. Os biotita paragnaisses finos (quartzo arenitos) intercalados na Seqüência Nova Brasilândia exibem padrões geoquímico compatíveis com os adquiridos de fonte calcialcalina de margens ativas, conforme indicação do tratamento em diagramas multielementais normalizados ao manto primordial. Se a fonte principal for plutônica, os gnaisses tonalíticos da Suíte São Felipe seriam bons candidatos à fonte. Se supracrustal, estaria caracterizado um arco vulcânico no cinturão e os biotita paragnaisses poderiam receber a classificação de tufitos. Somente a obtenção de evidências diretas mais conclusivas poderá minimizar essas indefinições. Para ambas as possibilidades, há fortes indícios de atuação de clima suficientemente seco e da rapidez nos processos erosivos e deposicionais para preservação das características petrográficas sódicas (imaturas), tanto na fonte quanto na bacia.

Anfibolitos

A tabela 2.5 mostra a variação composicional do grupo: SiO_2 variando em intervalo bastante estreito

Tabela 2.4 – Resultados analíticos de óxidos, elementos-traço e terras-raras dos biotita gnaisses da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia.

Amostra	GR-206B	GR-048	GR-095	JS-25A	JS-64	JS-69A	JS-73A	JS-85	JS-99	JS-128A	JS-131A	RB-22	NASC
VN #	13,0	13,0	13,0	13,0	13,0	13,0	13,0	13,0	13,0	13,0	13,0	13,0	13,0
J	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
K	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
L	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
SiO_2	64,00	70,90	83,50	82,20	72,50	73,70	76,50	67,50	82,90	0,00	0,00	77,50	0,00
TiO_2	0,63	0,63	0,52	0,42	1,30	0,63	0,21	0,73	0,42	0,00	0,00	0,42	0,00
Al_2O_3	14,70	13,20	7,60	9,40	11,30	11,30	12,30	14,20	7,60	0,00	0,00	11,30	0,00
Fe_2O_3	2,40	2,10	0,57	0,79	1,70	1,90	0,94	2,30	0,86	0,00	0,00	1,40	0,00
FeO	6,10	3,50	1,50	0,58	3,70	2,60	0,90	3,20	1,50	0,00	0,00	1,20	0,00
MnO	0,06	0,05	0,05	0,05	0,08	0,05	0,05	0,05	0,05	0,00	0,00	0,05	0,00
MgO	3,30	1,70	0,70	0,41	1,10	0,91	0,29	1,90	0,91	0,00	0,00	0,50	0,00
CaO	0,42	1,20	1,40	1,00	1,40	0,35	0,45	1,80	0,91	0,00	0,00	2,20	0,00
Na_2O	3,00	2,70	1,90	3,50	2,00	1,10	1,60	3,00	2,20	0,00	0,00	2,80	0,00
K_2O	3,40	2,40	0,84	0,30	3,40	4,60	4,80	3,60	1,30	0,00	0,00	0,85	0,00
P_2O_5	0,15	0,20	0,13	0,14	0,27	0,11	0,17	0,19	0,07	0,00	0,00	0,13	0,00
H_2O^+	2,10	1,30	0,84	0,94	0,22	2,60	1,70	1,30	1,10	0,00	0,00	1,10	0,00
H_2O^-	0,20	0,25	0,19	0,33	0,22	1,00	0,38	0,31	0,33	0,00	0,00	0,27	0,00
Total	100,50	100,10	99,70	100,10	99,20	100,80	100,30	100,10	100,20	1,00	1,00	99,70	1,00
Nb	0	0	0	0	11	0	0	0	10	0	0	0	0
Zr	301	334	611	456	1.000	480	245	377	469	0	0	0	0
Y	40	44	55	83	90	36	31	59	74	0	0	0	0
Sr	66	90	100	100	94	64	82	185	52	0	0	0	0
Rb	124	141	141	15	166	199	325	199	99	0	0	0	0
Cu	25	15	0	0	0	30	5	0	10	0	0	0	0
Pb	20	20	20	40	30	20	20	20	30	0	0	0	0
Co	15	10	0	5	10	5	0	10	5	0	0	0	0
Ni	25	10	5	5	5	15	5	20	5	0	0	0	0
Cr	–	–	–	–	–	–	–	–	50	0	0	0	0
Ba	330	315	285	155	490	1.150	340	500	160	0	0	0	0
Li	9	4	32	9	15	18	19	12	4	0	0	0	0
Mo	–	–	–	–	–	–	–	–	5	0	0	0	0
Sn	2	1	1	1	1	3	6	1	1	0	0	0	0
La	–	–	–	–	–	–	–	–	0,00	27,02	32,89	0,00	32,00
Ce	–	–	–	–	–	–	–	–	0,00	62,02	79,51	0,00	73,00
Nd	–	–	–	–	–	–	–	–	0,00	24,51	33,78	0,00	33,00
Sm	–	–	–	–	–	–	–	–	0,00	5,23	7,08	0,00	5,70
Eu	–	–	–	–	–	–	–	–	0,00	0,85	0,81	0,00	1,24
Gd	–	–	–	–	–	–	–	–	0,00	3,45	4,82	0,00	5,20
Dy	–	–	–	–	–	–	–	–	0,00	2,73	4,33	0,00	5,80
Ho	–	–	–	–	–	–	–	–	0,00	0,51	0,82	0,00	1,04
Er	–	–	–	–	–	–	–	–	0,00	1,19	2,01	0,00	3,40
Yb	–	–	–	–	–	–	–	–	0,00	1,02	1,72	0,00	3,10
Lu	–	–	–	–	–	–	–	–	0,00	0,16	0,25	0,00	0,48
LaN/LuN	–	–	–	–	–	–	–	–	0,00	17,64	13,55	0,00	0,00
LaN/SmN	–	–	–	–	–	–	–	–	0,00	3,26	2,93	0,00	0,00
EuN/Eu*	–	–	–	–	–	–	–	–	0,00	0,57	0,40	0,00	0,70

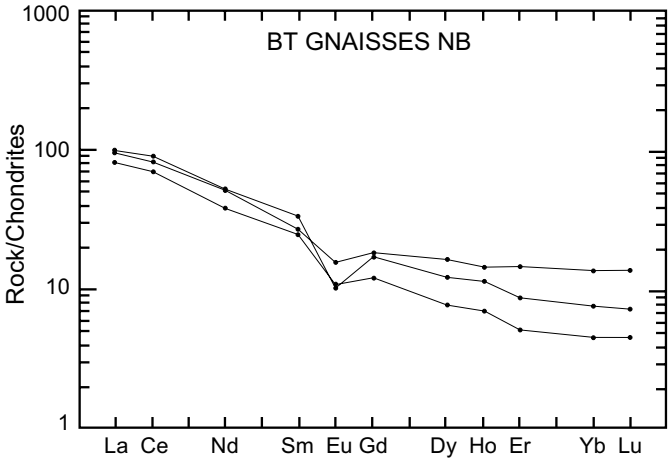


Figura 2.15 – Diagrama de distribuição comparativa dos ETR normalizados aos condritos dos biotita gnaisses e folhelhos fanerozóicos da América do Norte – NASC.

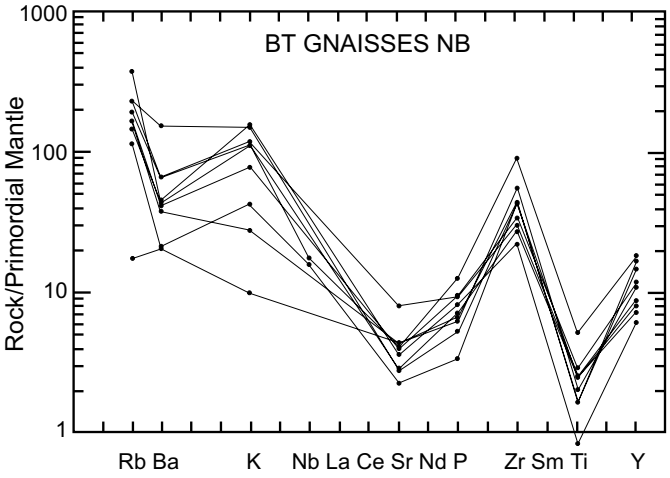


Figura 2.16 – Diagrama de multielementos normalizados ao manto primitivo dos biotita gnaissses da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia.

entre 47,7 a 49,8, refletida no *plot* homogêneo no campo dos basaltos diagrama normativo CI-AN e no álcalis X sílica (figura 2.17). O TiO_2 varia entre 1,5 e 2,1%). O Al_2O_3 é baixo, freqüentemente abaixo de 15% permitindo sua pronta discriminação no campo dos toleiítos quando plotados em diagramas Al_2O_3 X AN (figura 2.18). Os teores de Fe são altos e responsáveis pelo *trend* toleiítico no diagrama AFM (figura 2.19). Os teores de MgO entre 6 e 8,1 são normais para toleiítos. O potássio variando entre 0,05? (análise suspeita) e 1,3% apresenta alguns valores elevados, especialmente nas amostras onde foi caracterizada flogopitização secundária em lâmina delgada. O caráter subalcalino pode ser visualizado em diagramas álcalis X sílica e Ne'-Ol'-Q' (figura 2.20). O padrão de distribuição de ETR (figura 2.21) mostra um espectro caracterizado por: 1) moderado fracionamento (LaN/LuN = 5,38 e 5,52); 2) anomalias negativas de Eu moderadas (EuN/Eu* + 0,74 e 0,77); 3) baixos teores e horizontalização dos ETRP (YbN entre 9 e 13). Esse espectro assemelha-se ao denominado padrão dos toleiítos arqueanos TH_1/DAT (Condie, 1981) e de seus homólogos modernos os N-MORB, excetuando-se pela discreta elevação na curva ETRL. O paralelismo entre as curvas sugere uma origem primária para a distribuição, apesar da possibilidade de os processos de alteração hidrotermal – especialmente a flogopitização – terem afetado (elevado) os teores dos elementos incompatíveis (figura 2.21). A relativa horizontalização nos diagramas multielementais normalizados ao condrito , ausência de anomalias negativas TNT (Ti-Nb-Ta) e o discreto enriquecimento nos elementos incompatíveis Zr-Rb-Ba (figura 2.22), não contradizem uma origem semelhante a dos modernos MORBs submetidos a processos de alteração pós-magmática. Nos diagramas discriminantes ordinários tipo Pearce e Cann (1973) algumas análises são desviadas do campo C, correspondente a padrões de fundo oceânico, o que é esperado em rochas transformadas, não devendo os mesmos serem utilizados isoladamente para as discriminações tectônicas. Apenas o diagrama Zr-Ti/100-Sr/2, possivelmente devido à menor mobilidade desses elementos, forneceu uma melhor aproximação com o campo dos MORBs. Os teores de Cr entre 75 e 225 situam-se, no entanto, algo abaixo do esperado para os típicos basaltos de fundo oceânico. Isto, associado aos baixos teores de MgO indica não tratar-se de magmas primários, porém de diferenciados sob regimes de baixa P a partir de Mg-toleiítos mantélicos. O reconhecimento de toleiítos oceânicos com padrões químicos compatíveis com o dos N-MORB, nesta seqüência vulcano-sedimentar, reveste-se de grande significado tectônico. Sua presença poderia estar relacionada a remanescentes de um primitivo assoalho oceânico, localmente obductado e preservado do evento colisional que afetou a mesma. Por outro lado, identificação de

Tabela 2.5 – Resultados analíticos de óxidos, elementos-traço e terras-raras dos anfibolitos da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia.

Amostra	RB-83B	JS-59A	JS-42	JS-97	JS-126B	GR-139	GR-56C	GR-257	CR-50	JS-126B	RB-101
VN #	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0	8,0	9,0	10,0	11,0	12,0
J	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1
K	4	4	4	4	4	4	4	4	4	0	4
L	40	40	40	40	40	40	40	40	40	0	40
SiO_2	48,40	49,80	49,60	47,70	48,60	51,40	49,20	48,90	0,00	0,00	51,40
TiO_2	1,50	2,10	1,70	2,10	2,10	1,70	1,70	1,70	0,00	0,00	1,30
Al_2O_3	14,60	14,20	16,10	13,20	14,20	14,20	14,20	15,10	0,00	0,00	13,20
Fe_2O_3	3,80	3,90	2,70	5,00	2,80	4,00	4,50	2,90	0,00	0,00	4,90
FeO	8,90	9,80	7,00	10,60	9,80	9,30	7,80	9,80	0,00	0,00	9,30
MnO	0,23	0,19	0,15	0,22	0,17	0,17	0,18	0,21	0,00	0,00	0,21
MgO	8,10	6,70	7,20	6,50	7,20	5,10	6,00	7,20	0,00	0,00	6,10
CaO	10,40	10,40	9,70	11,10	10,80	8,40	13,00	12,10	0,00	0,00	8,30
Na_2O	1,20	1,20	3,00	1,10	2,30	3,80	1,40	0,96	0,00	0,00	2,60
K_2O	1,30	0,48	1,10	0,85	0,36	0,21	0,31	0,05	0,00	0,00	1,80
P_2O_5	0,22	0,23	0,28	0,28	0,24	0,26	0,25	0,26	0,00	0,00	0,18
H_2O^+	1,40	0,88	1,50	1,30	1,20	0,98	0,98	0,64	0,00	0,00	0,66
H_2O^-	0,21	0,15	0,21	0,19	0,23	0,18	0,15	0,19	0,00	0,00	0,15
Total	100,30	100,00	100,20	100,10	100,00	99,70	99,70	100,00	1,00	1,00	100,10
Nb	0	10	29	0	0	0	0	0	0	0	10
Zr	162	118	121	211	132	306	161	161	0	0	187
Y	31	29	25	51	45	87	59	40	0	0	75
Sr	76	139	509	45	146	100	130	100	0	0	98
Rb	57	15	24	15	10	10	10	10	0	0	16
Cu	55	10	40	40	80	65	110	30	0	0	5
Pb	20	20	20	20	20	20	20	20	0	0	30
Co	40	45	40	45	45	40	40	45	0	0	40
Cr	225	100	175	150	175	75	200	200	0	0	125
Ba	215	70	195	105	120	110	75	50	0	0	250
La	0,00	0,00	0,00	0,00	11,67	0,00	0,00	0,00	11,13	0,00	0,00
Ce	0,00	0,00	0,00	0,00	32,38	0,00	0,00	0,00	37,81	0,00	0,00
Nd	0,00	0,00	0,00	0,00	17,20	0,00	0,00	0,00	18,66	0,00	0,00
Sm	0,00	0,00	0,00	0,00	5,08	0,00	0,00	0,00	4,57	0,00	0,00
Eu	0,00	0,00	0,00	0,00	1,22	0,00	0,00	0,00	1,06	0,00	0,00
Gd	0,00	0,00	0,00	0,00	4,37	0,00	0,00	0,00	3,93	0,00	0,00
Dy	0,00	0,00	0,00	0,00	4,62	0,00	0,00	0,00	4,41	0,00	0,00
Ho	0,00	0,00	0,00	0,00	0,88	0,00	0,00	0,00	0,89	0,00	0,00
Er	0,00	0,00	0,00	0,00	2,21	0,00	0,00	0,00	2,49	0,00	0,00
Yb	0,00	0,00	0,00	0,00	1,64	0,00	0,00	0,00	2,16	0,00	0,00
Lu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00	0,00
LaN/LuN	0,00	0,00	0,00	0,00	5,34	0,00	0,00	0,00	5,38	0,00	0,00
LaN/SmN	0,00	0,00	0,00	0,00	1,44	0,00	0,00	0,00	1,45	0,00	0,00
EuN/Eu*	0,00	0,00	0,00	0,00	0,77	0,00	0,00	0,00	0,77	0,00	0,00
%AN	75	76	52	75	58	40	73	82	0	0	46
Q	1	8	0	4	0	2	5	6	0	0	0
or	8	3	7	5	2	1	2	0	0	0	11
ab	10	10	25	9	19	32	12	8	0	0	22
an	31	32	27	29	27	21	32	37	0	0	19
di	16	15	15	20	20	16	26	18	0	0	17
hy	26	22	10	22	21	18	14	22	0	0	23
ol	0	0	6	0	0	0	0	0	0	0	0
mt	4	5	4	5	4	5	5	4	0	0	4
il	3	4	3	4	4	3	3	3	0	0	2
ap	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0

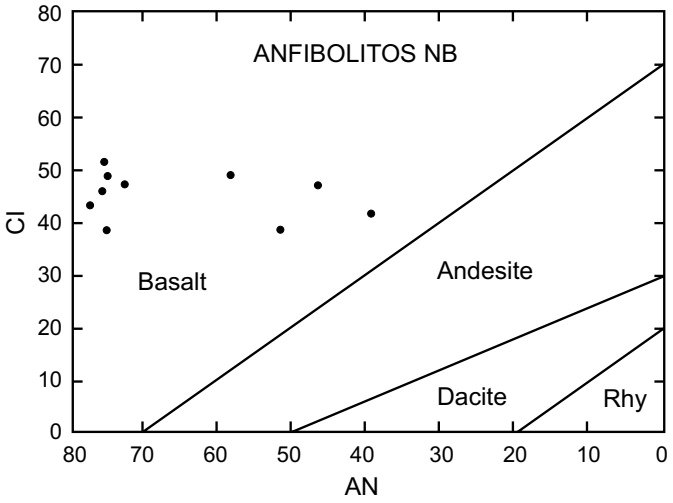


Figura 2.17 – Diagrama CI-N dos anfibolitos da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia.

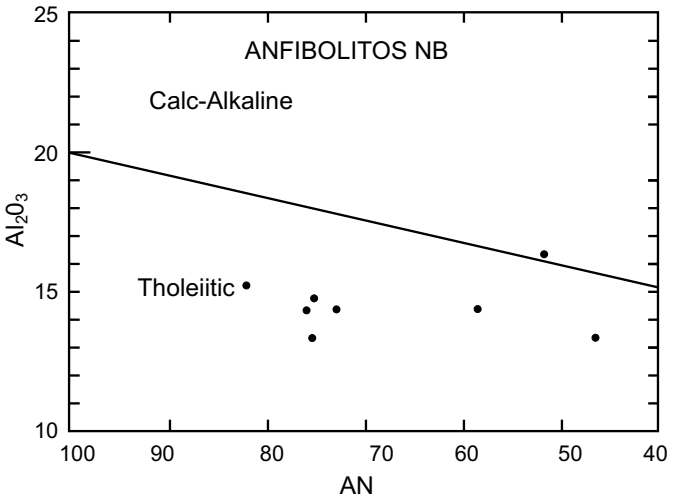


Figura 2.18 – Diagrama normativo Al_2O_3-AN dos anfibolitos da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia.

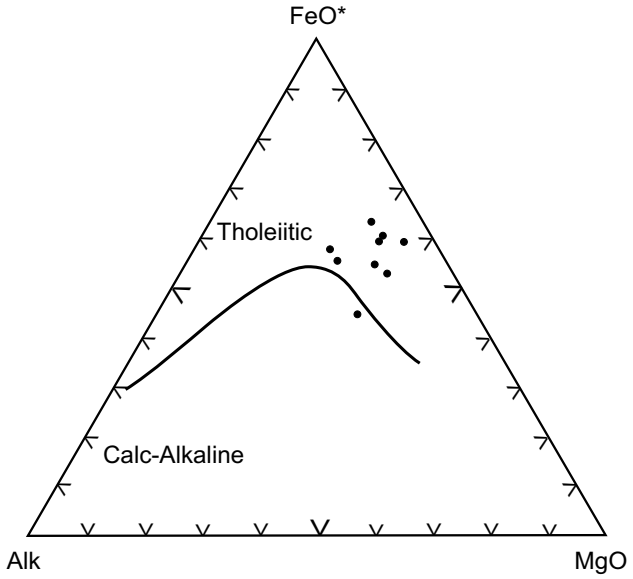


Figura 2.19 – Diagrama AFM dos anfibolitos da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia.

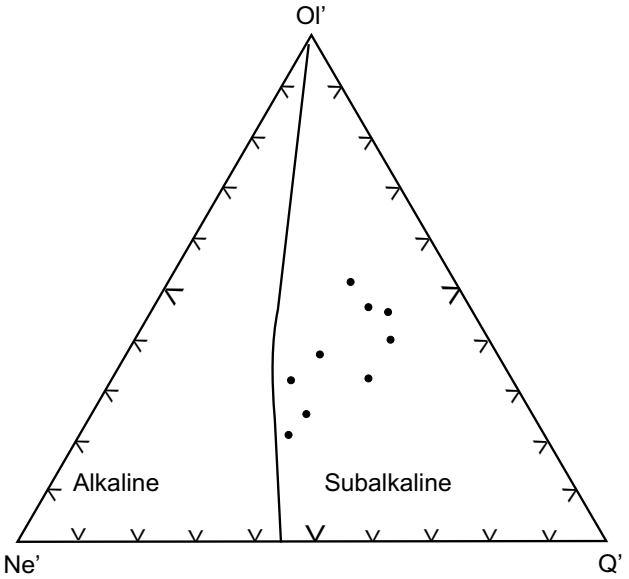


Figura 2.20 – Diagrama Ol' - Ne' - Q' dos anfibolitos da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia.

metavulcânicas félsicas (metadacitos) em estreita associação com os anfibolitos caracteriza o vulcanismo como bimodal e lhe confere afinidade com o vulcanismo de *rifts* intracontinentais, nos quais o componente toleiítico pode ter até constituído um discreto assoalho oceânico. Os dados obtidos nesta fase não foram suficientes para uma melhor definição paleoambiental.

Metadacitos (Metatufos)

Apenas uma amostra correspondente à seqüência félsica foi analisada (tabela 2.6). Trata-se de um hornblenda-plagioclásio-quartzo xisto, finamente laminado, com textura nematoblástica bem desenvolvida devida à abundância de hornblenda. Corresponde a uma rocha félsica (ácida) com 65,9%

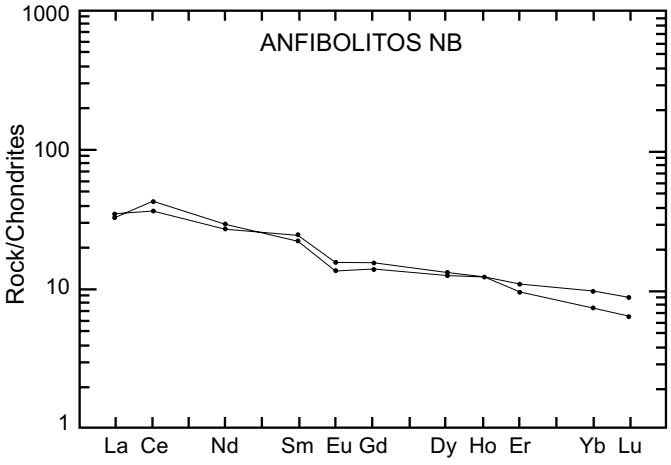


Figura 2.21 – Diagrama de distribuição dos ETR normalizados aos condritos dos anfibolitos da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia.

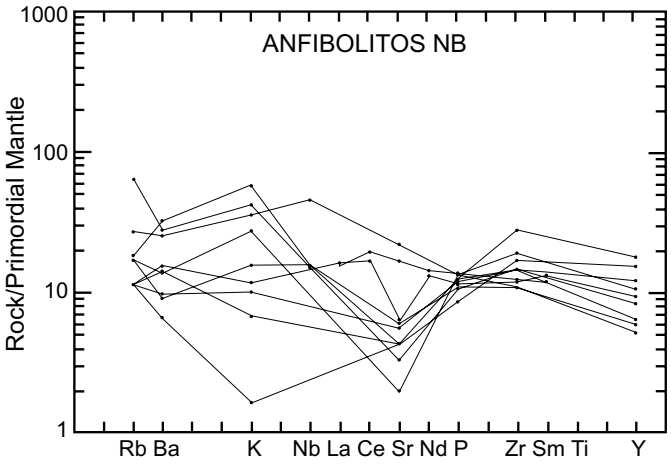


Figura 2.22 – Diagrama de multielementos normalizados ao manto primordial dos anfibolitos da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia.

de SiO_2, 14,2% de Al_2O_3, 2% de MgO e 2,6% de CaO. Na ausência de um número representativo de análises não é possível identificar a série a que pertence a amostra. Nos diagramas multielementais normalizados ao manto primitivo (figura 2.23), exibe forte depleção em Ti, fato que a aproximaria da série calcialcalina. Porém o padrão horizontalizado do setor esquerdo da curva, referente aos elementos incompatíveis, sugere tratar-se de magma diferenciado a partir da associação toleiítica, cuja associação com basaltos toleiíticos fornece à Seqüência Nova Brasilândia conotações bimodais. É necessário, entretanto, a execução de um maior número de análises para confirmar essas especulações.

2.2.3.5 Assinatura Geofísica

A Seqüência Metavulcano-Sedimentar Nova Brasilândia apresenta através da unidade radiométrica R_2 valores de 250-350cps, sendo que na porção leste da folha a intensidade diminui com a unidade radiométrica R_1, devido a maiores concentrações de corpos de anfibolitos. Na magnetometria verifica-se o caráter não-magnético da seqüência.

2.2.3.6 Idade e Correlações

Esta seqüência pode ser correlacionada com o Complexo Metavulcano-sedimentar Pontes e Lacerda (MT), ao Grupo San Ignácio (Bolívia) e em

Tabela 2.6 – Resultados analíticos de óxidos e elementos-traço dos metatufos da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia.

Amostra	GR-67
VN #	9,0
J	1
K	4
L	40
SiO_2	65,90
TiO_2	0,73
Al_2O_3	14,20
Fe_2O_3	2,00
FeO	4,50
MnO	0,09
MgO	2,00
CaO	6,20
Na_2O	2,60
K_2O	0,31
P_2O_5	0,20
H_2O^+	0,38
H_2O^-	0,19
Total	99,30
Nb	10
Zr	402
Y	66
Sr	366
Rb	10
Cu	70
Pb	20
Co	15
Cr	50
Ba	70

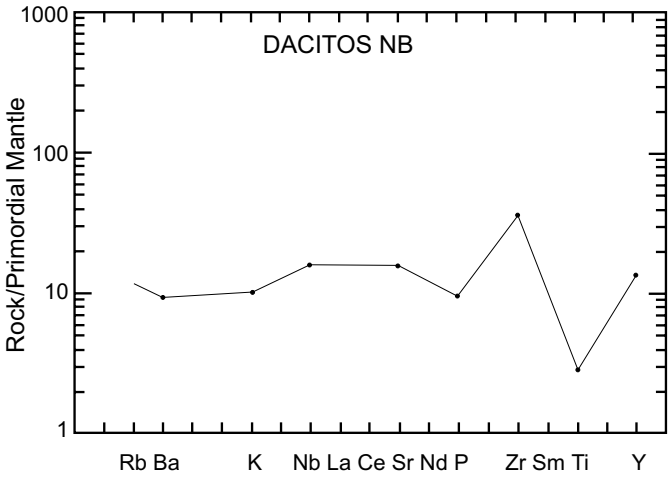


Figura 2.23 – Diagrama de multielementos normalizados ao manto primordial dos metatufos da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia.

parte com os Epimetamorfitos Comemoração. No presente trabalho, foi obtida (pelo CPG-IGUSP) uma isócrona Rb/Sr com valores de 1.177 33Ma e com razão Sr87/Sr86 inicial de 0,7130, cujo significado é altamente duvidoso em razão dos aspectos deformacionais e do *overprint* metamórfico já discutidos. Assim, alguns avanços no conhecimento da unidade serão necessários para a sua melhor caracterização cronológica. No entanto, de uma maneira geral, sua idade deve preceder ao processo de reativação das estruturas, superposto pela Orogenia Sunsas, definida no oriente boliviano por Litherland (1986), que ocorreu no intervalo de 1.280 a 950Ma.

2.2.4 Suíte Granítica Rio Pardo (Unidades 15 e 16)

Em projetos anteriores os granitos aqui definidos como pertencentes à Suíte Rio Pardo, foram interpretados como sendo granitos de anatexia, de ocorrência restrita e associados a granitos gnáissicos e migmatitos, incluídos no Complexo Basal. No Projeto Radambrasil (1978), por ocasião do mapeamento da Folha SC.20-Porto Velho, estes corpos foram inseridos no Complexo Xingu. Neste trabalho, propomos a denominação de Suíte Granítica Rio Pardo para os corpos graníticos intrusivos tardi a pós-cinemáticos, de composição alcalina melhor expostos na Folha SC.20-Z-C-VI, nas linhas 176,180, 184 (km 12 a 17 a sul da linha 25), 204 e 208 (km 14 a 20 a sul da linha 25).

A – Fácies Rio Pardo

2.2.4.1 Comentários Gerais

São biotita leucogranitos, de granulação fina até grossa, discreta trama planar indicando um caráter tardi a pós-tangencial.

2.2.4.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Ocorrem sob forma de plútons alongados segundo a foliação regional das encaixantes na porção ENE da folha, entre as linhas 148 e 160, com dimensões de 3,5km x 2km e 8km x 3km respectivamente. Na porção sul-sudoeste, constituem cinco corpos de pequenas dimensões. Os contatos da Suíte com as encaixantes (Seqüência Nova Brasilândia e Complexo Santa Luzia) são tectônicos.

2.2.4.3 Litótipos, Petrografia, Metamorfismo e Deformação

São rochas leucocráticas, eventualmente mesocráticas, de composição bastante variada desde sienogranitos até granodioritos, com predominância dos monzogranitos. A granulação varia, de fina a grossa; localizadamente observam-se fácies porfiróides. Exibem fraca a moderada anisotropia marcada por uma trama planar dada pelo alinhamento das lamelas de biotita e dos prismas quartzo-feldspáticos. De um modo geral mostram texturas primárias preservadas do tipo hipidiomórfica-granular e do tipo granoblástica-alongada nas feições mais deformadas. Essa trama não é acompanhada de deformações intracristalinas importantes como extinção ondulante no quartzo e encurvamento nas lamelas de geminação do plagioclásio. Tais características indicam que a rocha sofreu deformação predominantemente nos estados magmáticos e submagmáticos, com reorientação dos cristais em ambientes de altas temperaturas. A mineralogia essencial é composta por plagioclásio (An 10-30), microclínio, quartzo e biotita, tendo a hornblenda como principal varietal; os acessórios são titanita, apatita, allanita, zircão e, raramente, granada, além de opacos. Epídoto, clorita e mica branca são os minerais secundários mais freqüentes. O plagioclásio ocorre geralmente em forma hipidiomórfica, freqüentemente alterado a sericita e epídoto, especialmente no núcleo. O microclínio em

grãos hipidiomórficos exibe macla albita-periclina, sendo comumente pertitizado. Processos de argilização incipiente podem ser observados. A biotita marrom ocorre como cristais hipidiomórficos dispersos, por vezes cloritizados. Possui freqüentes inclusões de zircão e allanita. Pode ocorrer como palhetas xenomórficas intersticiais, de cristalização magmática tardia. O quartzo ocorre sob formas xenomórficas, pouco deformado, freqüentemente intercrescido com plagioclásio, formando mirmequitos. Observa-se, eventualmente, pequena quantidade de granada almandina na borda dos corpos, sendo possivelmente originadas pela assimilação das encaixantes pelíticas no momento da ascensão do magma granítico.

2.2.4.4 Assinatura Geofísica

Por sua composição alcalina mostra assinatura aerogamaespectrométrica anômala no canal de potássio (30-80cps). No canal de contagem total os níveis radiométricos oscilam entre 260 a 350cps. Apresentam um padrão aeromagnético de baixa susceptibilidade, sem maior destaque.

B – Fácies São Luís (Unidade 15)

2.2.4.5 Comentários Gerais

Esta fácies é constituída por intrusões quartzo-sieníticas de natureza tardi a pós-transcorrência, relacionada à Zona de Cisalhamento Rio Branco.

2.2.4.6 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Distribuem-se na porção SW da folha, sendo representados por três *stocks* alongados, de dimensões 10km x 2,5km, 6km x 2,5km e 4km x 2km, respectivamente nas linhas (N-S) 130 e 122, 110, 106, segundo o *trend* WNW-ESE, cortados e separados pelo igarapé São Luís. O afloramento-tipo está caracterizado pelo ponto GR-185, na linha (N-S) 122km a 13km a sul da linha 25. Os corpos agrupados nesse conjunto mantêm relações de contatos intrusivos, concordantes com os litótipos da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia. O corpo localizado nas cabeceiras do igarapé São Luís, encontra-se parcialmente encoberto por material areno-argiloso de natureza colúvio/eluvionar do Terciário-Quaternário.

2.2.4.7 Litótipos, Petrografia, Metamorfismo e Deformação

Apresentam textura eqüigranular fina a grossa, leucocráticas, de coloração rósea, eventualmente com variedades porfiríticas. Estruturalmente são isótropas, apenas localmente, nas bordas dos plútons, apresentam uma discreta trama planar desenvolvida no estado sólido, materializada nos cristais de quartzo com extinção ondulante. Existem variedades de granulação fina, coloração cinza-esverdeado, freqüentemente recortadas por veios de epídoto. Exibem freqüentemente xenólitos angulosos de rochas supracrustais. Foram também observados autólitos de composição quartzo-diorítica, com evidências de interação com o granito encaixante, com presença de fenocristais de feldspato alcalino similares aos da matriz, sugerindo interação no estado magmático (*magma mingling*). Ocasionalmente apresentam cavidades miarolíticas centimétricas preenchidas, geralmente, por sílica, biotita e fluorita, indicativas de cristalização sob altas pressões de fluido. Composicionalmente variam de quartzo sienitos, quartzo monzonitos, alcali-feldspato sienitos e, localmente, sienogranitos. Texturas magmáticas do tipo granular-hipidiomórficas são dominantes, embora texturas granular-xenomórficas e porfiríticas, possam ocorrer. A composição mineralógica é representada por feldspato alcalino + plagioclásio + quartzo + anfibólio clinopiroxênio + biotita. Titanita, apatita, fluorita, zircão e opacos são os acessórios menores. O feldspato alcalino do tipo microclínio é geralmente mesopertítico, com intercrescimentos pertíticos em forma de manchas; localmente estão manteados por uma fina camada de albita, denunciando uma natureza rapakivítica. O ortoclásio ocorre subordinadamente, em grãos hipidiomórficos, pertítico, ambos com incipiente processo de argilização. O plagioclásio do tipo albita-oligoclásio freqüentemente zonado e com bordas albíticas, eventualmente apresenta intercrescimento mirmequíticos com o quartzo. Diminutos cristais de albita neoformada ocorrem nos espaços intergranulares dos feldspatos alcalinos. Alguns cristais mostram efeitos cataclásticos com deslocamento do plano de macla. O quartzo é uma fase mineral acessória, em formas xenomórficas, mostrando-se geralmente fraturado por processos cataclásticos superimpostos. A hornblenda verde-azulada, Fe-hastingsítica, eventualmente arfvedsonita, e a biotita verde, provavelmente lepidomelano, são os máficos mais freqüentes. A hornblenda, em algumas seções, encontra-se substituída por acti-

nolita, principalmente nas bordas dos cristais. Inclusões de fluorita, apatita, e intercrescimento com rutilo são algumas feições observadas na biotita. Ocasionalmente ocorre o clinopiroxênio uralitizado, possivelmente aegirina-augita. Em uma seção foram identificados alguns cristais idiomórficos de nefelina. Nas variedades alteradas hidrotermalmente, os minerais máficos estão parcialmente alterados a clorita, actinolita, epídoto, carbonato. Esses minerais, juntamente com o quartzo, podem ocorrer preenchendo fraturas.

2.2.4.8 Assinatura Geofísica

As imagens gamaespectrométricas (K, U, Th) definiram com precisão os contornos dos granitóides São Luís, principalmente no canal do K. Os corpos seguem um *trend* WNW-ESE. O mapa de contagem total fornece valores elevados de radiometria, oscilando no máximo 750cps. Tal padrão constitui-se na maior anomalia radiométrica da folha. Esses corpos apresentam alta razão U/Th (1,5). A magnetometria evidenciou um caráter não-magnético.

2.2.4.9 Litogeoquímica e Petrogênese

Além das características petrográficas que evidenciam a natureza alcalina e mesmo peralcalina nas variedades portadoras de anfibólios e piroxênios sódicos, a assinatura litogeoquímica (tabela 2.7) é diagnóstica: 1) teores muito elevados de SiO_2, a maior parte com mais de 70%; 2) teores de álcalis ($K_2O + Na_2O$) muito elevados: entre 8,2 e 13,3 (apenas três exceções); 3) valores baixos de CaO – <1,70%, freqüentemente < 1%; 4) valores baixos de Al_2O_3: entre 10 e 14%. Com base nessas características, corresponde a uma associação tipo "A" (Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987). O padrão de distribuição dos ETR (figura 2.24) é caracterizado por: 1) forte enriquecimento nos níveis totais de ETR, exceto o Eu; 2) equilíbrio relativo (baixas razões LaN/YbN) entre níveis de ETRL e ETRP; 3) acentuada anomalia negativa de Eu. Esse padrão do tipo *bird-wing*, ou *grand-canyon* possibilita uma correlação com os denominados granitos tipo "A", bem caracterizados no Proterozóico da Austrália (Loiselle & Wones, 1979; Collins *et al.*, 1982; Whalen *et al.*, 1987); Arábia Saudita (Le Bel *et al.*, 1984); Nigéria (Black *et al.*, 1985), entre outros. Também na região setentrional do Brasil foram descritas diversas suítes proterozóicas do tipo "A", apresentando padrão de distribuição de ETR similar: os granitos estaníferos tipo Madeira, na Província Amazônica Central (Macambira *et al.*, 1987) e o Granito-Gnaisse Santa Helena, na região de Pontes e Lacerda no Mato Grosso (Silva *et al.*, 1991), entre outros. A discreta trama, desenvolvida em condições submagmáticas mas, localmente, já no estado sólido, também aponta para uma origem "não-anorogênica", por assim dizer, possivelmente desenvolvida em período tardi-tectônico, conforme também indicado pelas formas lenticularizadas e paralelizadas à trama das encaixantes regionais, dos numeroso *sheets* cartografados. Portanto, neste caso, a natureza tardi-tectônica e uma possível ligação com um episódio colisional pretérito não pode ser descartada. Além das evidências estruturais, algumas razões elementais apontam nessa direção, especialmente as altas razões Rb/Nb e Y/Nb que distinguem os granitos A-2 ligados a ambientes orogênicos dos granitos anorogênicos A-1 na classificação de Eby (1992). Nesse caso, duas possíveis linhas evolutivas podem ser exploradas: 1-fusão parcial da crosta inferior granulítica, (TTG), desidratada pela extração prévia de um fundido granítico "normal", orogênico (Clemens *et al.*, 1986; Whalen *et al.*, 1987). Colisão, *overthrusting* e duplicação da crosta continental, associada a *underplating* na base da crosta poderiam ser os mecanismos responsáveis pela geração desses magmas; 2 - derivação direta de fonte mantélica metassomatizada pela subducção prévia de uma pretérita crosta oceânica – (*e.g.* Bonin, 1987). Embora a primeira possibilidade tenha sido defendida em trabalhos de síntese sobre o magmatismo tipo "A" na Amazônia (Dall'Agnol *et al.*, 1987), em nossa opinião a segunda hipótese explica melhor o quadro geológico regional. Em especial, a presença de uma associação vulcano-sedimentar submarina – Seqüência Nova Brasilândia – portadora de metatoleiítos, ótimos candidatos a representantes de fragmentos de um pretérito assoalho oceânico, dissipado no evento colisional que afetou a região. Além de evidências mais diretas como *magma mixing* na suíte e, finalmente, os dados isotópicos Rb/Sr. Especialmente, as baixas razões isotópicas iniciais I Sr = 0,704 que reforçam a possibilidade de uma origem mantélica em período tardi a pós-tectônico para a suíte. A natureza não-anorogênica, ou seja, sua possível evolução em margem codilheirana, pode ser igualmente deduzida do diagrama multielemental, normalizado ao manto primitivo (figura 2.25). Nele observa-se que, ao contrário do espectro dos típicos granitos alcalinos intraplaca, a suíte não representa o característico enriquecimento nos elementos HFS (Ti-Nb-Zr-P). Ao contrário, semelhan-

temente do exibido pelos granitóides do tipo "I"-cordilheiranos mostra acentuado pico negativo de Ti, e não apresenta o diagnóstico pico positivo do Nb. O acentuado enriquecimento em K também não é característico de granitos intraplaca, mas sim de granitos alcalinos dos estágios orogenéticos tardios, desenvolvidos em crosta continental previamente espessada. A forte depleção em Sr pode ter relação com a prévia separação de cumulados sieníticos, faltando entretanto maiores evidências. Independente de um aprofundamento das discussões genéticas, é importante salientar que por suas características químicas e seu contexto evolutivo ligado aos Granitos Jovens Rondonianos, a suíte apresenta uma alta especialização metalogenética. Além disso, suas fácies hidrotermalmente alteradas, constituem-se em alvos exploratórios potenciais, referentemente a mineralizações de Sn além de outros elementos granitófilos (W, Mo, Nb, Ta, U, Fl, Zr, Au e ETR).

2.2.4.10 Idade e Correlações

O posicionamento estratigráfico dos corpos graníticos no Cráton Amazônico enfrenta inúmeras indefinições, devido à escassez de datações radiométricas, embora referências tenham sido feitas sobre este conjunto de rochas desde os primeiros trabalhos. Teixeira & Tassinari (1984) baseados em dados até então obtidos, consideram a idade de 1.400Ma, como a mais provável idade de formação dos granitóides, outrora considerados como rochas do Complexo Xingu, e que os autores acreditam terem se originado por fusão de material diferenciado do manto. Ainda, associam as idades K/Ar mais jovens (1.340-1.100Ma e 1.000-900Ma) a possíveis períodos de aquecimento e resfriamento da Província Rondoniana, que se estabilizaria no último intervalo. A idade isocrônica obtida neste trabalho (pelo Prof. C.C.G. Tassinari) em cinco amostras de rocha granítica da Suíte Rio Pardo, utilizando o método Rb/Sr, foi de 1.016 30 Ma, com razão inicial de Sr de 0,704. Esse valor é interpretado como idade de geração e colocação dos granitóides, possivelmente nos seus estágios finais, de um evento magmático de acresção do Proterozóico Médio, propiciado pelo "Cinturão Móvel Rondoniano" de Cordani *et al.* (1979), de idade (1.400-1.100Ma), correspondendo à Orogenia Sunsas na Bolívia (Bloomfeld & Litherland, 1979). A idade isocrônica obtida na fácies hornblenda granitos (São Pedro) pelo Prof. C.C.G. Tassinari, comprova a natureza comagmática dessas duas fácies, bem como similaridade de suas fontes (983 31Ma e R.I. 0,7044). A Suíte Granítica Rio Pardo pode ser assim correlacionada com os denominados *Younger Granites* de Rondônia, no trabalho de Bettencourt & Dall'Agnol (1987).

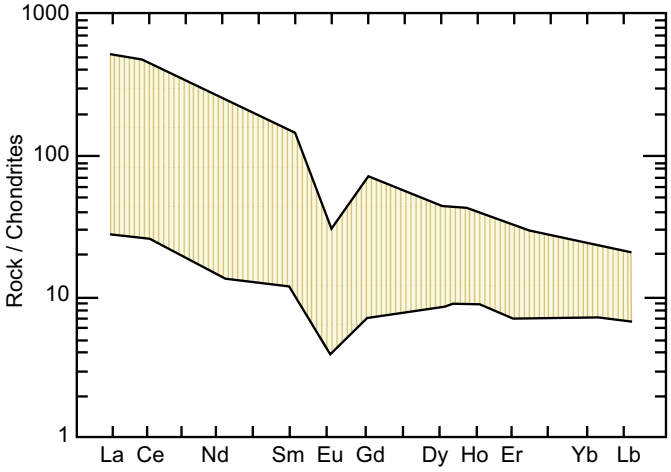


Figura 2.24 – Diagrama mostrando o "envelope" de distribuição dos ETR normalizados dos condritos das rochas graníticas das três fácies que constituem a Suíte Granítica Rio Pardo (Rio Pardo, São Luís e São Pedro).

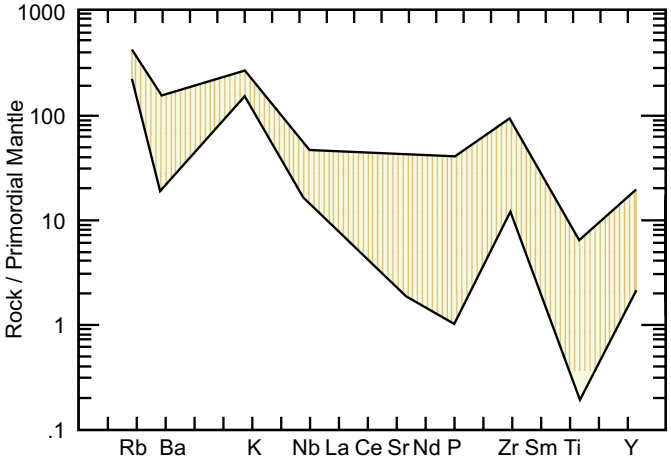


Figura 2.25 – Diagrama de multielementos normalizados ao manto primordial das rochas da Suíte Granítica Rio Pardo ("envelope" contendo curvas das três fácies).

Tabela 2.7 – Resultados analíticos de óxidos, elementos-traço e terras-raras das rochas da Suíte Granítica Rio Pardo (Fácies Rio Pardo e São Luís).

	FÁCIES RIO PARDO																FÁCIES SÃO LUÍS							
Amostra	NA-89	NA-95	GR-96	GR-99B	CR-09	CR-28	CR-101	NA-29	NA-30	NA-47	NA-65	NA-66	NA-69	NA-84	NA-87	GR-388	GR-186	GR-303	PC-05	RB-150	RB-150A	RB-151	GR-185C	GR-185A
VN #	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	11,0	11,0	11,0	11,0	11,0	11,0	11,0	11,0
J	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
K	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
L	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
SiO_2	71,60	74,40	74,30	75,20	0,00	0,00	0,00	75,00	64,30	73,10	70,00	71,30	70,40	72,20	71,30	–	72,90	63,40	63,60	63,80	55,70	0,00	–	–
TiO_2	0,31	0,21	0,05	0,52	0,00	0,00	0,00	0,10	0,10	0,21	0,42	0,31	0,42	0,31	0,31	–	0,21	0,42	0,83	0,73	1,50	0,00	–	–
Al_2O_3	14,20	13,20	14,20	11,30	0,00	0,00	0,00	13,20	13,20	14,20	14,20	14,20	15,10	14,20	14,20	–	13,20	18,00	18,00	17,00	15,10	0,00	–	–
Fe_2O_3	1,10	0,90	0,67	2,00	0,00	0,00	0,00	0,69	0,69	0,80	2,10	0,96	0,94	0,86	1,10	–	1,10	1,70	2,60	2,20	5,00	0,00	–	–
FeO	1,50	0,47	0,33	2,10	0,00	0,00	0,00	0,67	0,62	0,95	2,50	1,20	1,30	1,30	1,30	–	0,28	0,53	0,65	0,62	2,50	0,00	–	–
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	–	0,05	0,05	0,05	0,05	0,12	0,00	–	–
MgO	0,29	0,17	0,12	0,10	0,00	0,00	0,00	0,12	0,12	0,21	0,41	0,36	0,36	0,29	0,41	–	0,17	0,17	1,10	0,41	4,00	0,00	–	–
CaO	1,30	0,98	0,70	1,20	0,00	0,00	0,00	0,91	1,10	1,20	1,00	1,10	1,40	1,30	1,50	–	0,91	1,40	1,40	1,70	4,60	0,00	–	–
Na_2O	3,20	3,20	3,00	2,00	0,00	0,00	0,00	3,50	3,40	3,20	3,00	3,20	3,20	3,20	3,50	–	4,10	5,10	4,20	3,80	3,90	0,00	–	–
K_2O	5,10	5,30	5,60	3,60	0,00	0,00	0,00	4,80	5,20	5,00	4,80	5,60	5,30	5,10	5,10	–	5,80	7,70	5,80	8,20	5,10	0,00	–	–
P_2O_5	0,09	0,07	0,16	0,16	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,08	0,15	0,10	0,10	0,09	0,09	–	0,06	0,05	0,12	0,14	0,85	0,00	–	–
H_2O^+	1,10	1,10	0,92	0,80	0,00	0,00	0,00	0,91	0,90	0,88	1,10	1,30	1,40	1,00	1,10	–	0,92	0,98	1,00	0,88	1,00	0,00	–	–
H_2O^-	0,21	0,30	0,22	0,17	0,00	0,00	0,00	0,37	0,37	0,15	0,34	0,30	0,39	0,25	0,14	–	0,40	0,40	0,22	0,21	0,27	0,00	–	–
Total	100,00	100,40	100,30	100,20	1,00	1,00	1,00	100,4	90,10	100,00	100,10	100,00	100,40	100,10	100,10	1,0	100,1	99,0	99,6	99,7	99,6	1,0	1,0	1,0
Nb	10	10	10	10	0	0	0	11	10	10	27	17	10	19	10	–	10	23	11	22	30	10	–	–
Zr	434	246	132	428	0	0	0	269	274	326	560	409	431	397	379	–	406	1.000	1.000	1.000	983	421	–	–
Y	10	10	10	40	0	0	0	17	10	10	10	10	10	10	10	–	10	27	80	83	55	34	–	–
Sr	100	95	45	154	0	0	0	60	65	80	115	105	125	105	120	–	368	197	0	1.000	1.000	1.000	–	–
Rb	338	304	350	174	0	0	0	409	369	404	289	286	297	340	335	–	275	199	258	311	233	154	–	–
Cu	0	0	5	5	0	0	0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	5	5	0	5	5	0	–	–
Pb	0	0	20	30	0	0	0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	70	60	0	50	30	0	–	–
Co	0	0	5	10	0	0	0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	5	5	0	5	15	0	–	–
Ni	0	0	5	15	0	0	0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	5	5	0	5	60	0	–	–
Cr	0	0	50	50	0	0	0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	50	0	0	50	100	0	–	–
Ba	720	720	190	450	0	0	0	345	390	570	930	760	950	630	830	–	380	180	0	1.125	2.000	0	–	–
Li	0	0	15	20	0	0	0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2	3	0	9	23	0	–	–
Mo	0	0	5	5	0	0	0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	5	5	0	1	1	0	–	–
Sn	0	0	6	2	0	0	0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2	2	0	2	4	0	–	–
La	0,00	0,00	9,70	27,32	57,25	142,20	32,88	–	–	–	–	–	–	–	–	56,93	–	–	–	–	–	–	156,90	148,20
Ce	0,00	0,00	23,37	63,50	148,60	310,90	78,96	–	–	–	–	–	–	–	–	38,00	–	–	–	–	–	–	340,10	299,40
Nd	0,00	0,00	8,85	29,02	44,34	107,30	30,68	–	–	–	–	–	–	–	–	60,54	–	–	–	–	–	–	128,90	95,92
Sm	0,00	0,00	2,44	6,19	9,41	22,44	8,44	–	–	–	–	–	–	–	–	13,29	–	–	–	–	–	–	20,69	14,85
Eu	0,00	0,00	0,30	0,81	0,81	1,55	0,72	–	–	–	–	–	–	–	–	1,61	–	–	–	–	–	–	2,84	1,96
Gd	0,00	0,00	2,07	4,04	5,70	14,14	6,08	–	–	–	–	–	–	–	–	9,34	–	–	–	–	–	–	10,70	7,71
Dy	0,00	0,00	3,11	3,10	2,99	8,28	4,75	–	–	–	–	–	–	–	–	8,85	–	–	–	–	–	–	7,40	5,71
Ho	0,00	0,00	0,63	0,59	0,64	1,63	1,04	–	–	–	–	–	–	–	–	1,73	–	–	–	–	–	–	1,41	1,11
Er	0,00	0,00	1,79	1,42	1,55	4,24	3,28	–	–	–	–	–	–	–	–	4,45	–	–	–	–	–	–	3,42	2,85
Yb	0,00	0,00	2,09	1,23	1,60	2,02	1,79	–	–	–	–	–	–	–	–	3,51	–	–	–	–	–	–	2,47	2,55
Lu	0,00	0,00	0,29	0,17	0,23	0,44	0,39	–	–	–	–	–	–	–	–	0,46	–	–	–	–	–	–	0,35	0,36
LaN/LuN	0,00	0,00	3,45	16,20	25,95	33,70	8,82	–	–	–	–	–	–	–	–	12,76	–	–	–	–	–	–	46,53	43,09
LaN/SmN	0,00	0,00	2,50	2,78	3,83	3,99	2,45	–	–	–	–	–	–	–	–	2,70	–	–	–	–	–	–	4,77	6,29
EuN/Eu*	0,00	0,00	0,40	0,47	0,31	0,25	0,29	–	–	–	–	–	–	–	–	0,42	–	–	–	–	–	–	0,52	0,50

2.2.5 Suíte Básica Novo Mundo (Unidade 14)

2.2.5.1 Comentários Gerais

Pinto Filho (1976) denomina de "Intrusivas Básicas e Ultrabásicas" (de idade pré-cambriana superior) a um grupo de rochas descritas como gabros, noritos, peridotitos, metabasitos e serpentinitos. Dreher *et al.* (1976) citam uma associação básico-anortosítica dos rios Curuquetê e Ciriquiqui. Com o prosseguimento dos trabalhos, Dreher *et al.* (1976), passam a incluir os noritos, piroxenitos, peridotitos e serpentinitos de Pinto Filho (1976) e também andesitos e kimberlitos, designam informalmente de Básicas e Ultrabásicas do Ciriquiqui. Pinto Filho *et al.* (1977) denominam de Complexo Diorítico Novo Mundo um corpo diorítico intrudido nos metassedimentos da Formação Mutum-Paraná, na Folha Presidente Hermes. No presente trabalho, a denominação acima proposta envolve um conjunto de rochas gabróicas, predominando os hornblenda gabros, com sua melhor exposição entre as linhas (N-S) 118, 122, 126 e 130, entre os km 11 a 20 da linha (E-W) 25.

2.2.5.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Formam uma concentração de pequenos corpos grosseiramente circulares, situados principalmente no curso superior do igarapé Novo Mundo. O corpo maior aflora por uma área aproximada de 15km^2 entre as linhas 118 e 122, estando parcialmente encobertos pela Formação São Lourenço. Ocorrem também nas porções centro-leste e sul da folha, com forma levemente ovalada, seguindo o *trend* regional. Apresentam feições topográficas totalmente aplainadas e afloram como matacões e blocos. As relações de contato são de difícil observação em campo e por fotointerpretação, sendo interpretadas como intrusivas e discordantes com as litologias da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia e Complexo Granulítico Santa Luzia, e discordante-erosivas com a Formação São Lourenço.

2.2.5.3 Litótipos, Petrografia, Metamorfismo e Deformação

São constituídos por rochas gabróicas principalmente, hornblenda gabro, gabro-norito, olivina gabro-norito. Subordinadamente ocorrem microgabros, diabásios e basaltos. Apresentam texturas faneríticas, com predominância de termos de granulação grossa (porfirítica), localmente tipos com granulação fina. Estruturalmente são corpos homogêneos, maciços e não-foliados. A mineralogia principal é constituída por plagioclásio (An40-60) + hornblenda + clinopiroxênio + hiperstênio olivina flogopita, sendo a ilmenita e o rutilo os principais acessórios. As texturas são do tipo ofíticas, ocasionalmente subofítica e cumuláticos. A eventual presença de textura coronítica complexa e substituição do piroxênio original por pseudomorfos de actinolita, são alterações interpretadas como de natureza tardi-magmáticas (aulometassomáticas). São caracterizados por processo generalizado de transformação mineralógica hidrotermal resultando em uma assembléia do tipo: actinolita + flogopita + sericita + plagioclásio + carbonato + epídoto clorita quartzo + sulfetos. Os basaltos e diabásios ocorrem em pequenos corpos, não-mapeáveis na escala de trabalho, onde os primeiros estão representados por traquibasaltos, de textura traquítica e microporfirítica, sendo freqüentemente afetados por processos de uralitização. A assembléia mineral é representada por uma associação do tipo: hornblenda/actinolita + plagioclásio titanita flogopita + clorita carbonato + opacos. A textura é ígnea, mostrando padrões subofíticos e cumuláticos. São freqüentes as substituições do piroxênio por anfibólio na fase de cristalização tardi-magmática. Ocasionalmente, ocorrem amígdalas preenchidas por quartzo nas variedades extrusivas.

2.2.5.4 Litogeoquímica e Petrogênese

A tabela 2.8 resume as características químicas da associação: baixa sílica com apenas uma análise superior a 48%; baixo alumínio, com raros resultados alcançando 15%; MgO baixo, raramente alcançando 11%; alto Na_2O (1,8 a 4,1%) e alto K_2O (0,36 a 1,9%); P_2O_5 alto (0,26 a 1,4%). Apresenta ainda baixos teores de Ni e Co. Os valores da perda ao fogo são elevados em decorrência dos intensos processos de alteração hidrotermal a que foram submetidos. No diagrama AFM (figura 2.26), o forte enriquecimento em FeO sugere caráter toleiítico. Nos diagramas binários que utilizam anortita normativa X Al_2O_3 a tendência toleiítica é também ressaltada (figura 2.27). O forte enriquecimento em álcalis afasta a maior parte da população do campo toleiítico normal (subalcalino) sugerindo afinidades alcalinas no diagrama SiO_2 X álcalis (figura 2.28). Essa tendência à alcalinidade e reforçada no diagrama normativo Ne'-Q'-Ol' (figura 2.29). O padrão

de distribuição dos ETR (figura 2.30), é caracterizado por forte enriquecimento nos níveis totais de ETR; moderado enriquecimento relativo nos ETRL (razões LaN/LuN moderadas); discretas anomalias negativas de Eu (apenas uma curva com anomalia positiva – SJ-193) e distribuição regular e paralela das curvas. Por todas essas características, o espectro pode ser interpretado como representativo da composição magmática original, sem influência aferível dos fenômenos de alteração hidrotermal tardi a pós-magmáticos constatados. Ou, em outras palavras, os ETR, ao contrário de outros elementos, não foram mobilizados durante o processo. Os baixos teores de MgO para rochas tão pouco diferenciadas indica não tratar-se de magmas primários. As anomalias negativas de Eu na maioria das análises sugerem processos de acumulação com extração de uma fase mais enriquecida em plagioclásio, portador de anomalias positivas complementares como a mencionada amostra SJ-193. Os baixos teores de Ni e Co podem estar associados a fracionamento de olivina. Por outro lado, espectro originalmente enriquecido em ETR confirma as inferências anteriores baseadas em elementos maiores e em proporções normativas, que apontam uma natureza transicional toleiítica-alcalina para a associação. Não fosse o padrão coerente dos espectros de ETR e se poderia atribuir o enriquecimento em álcalis às alterações. Com o emprego de diagramas multielementais normalizados ao manto primitivo, o caráter fortemente enriquecido, tanto dos elementos compatíveis quanto nos incompatíveis é facilmente salientado (figura 2.31). A ausência de picos negativos de Ti e Nb sugerem não tratar-se de magma ligado a ambientes orogênicos. Seu caráter pós-tectônico, intrusivo no cinturão móvel neoproterozóico, sugere uma origem intraplaca a partir de possíveis plumas que atingiram uma crosta previamente espessada. Os gabros da Suíte Novo Mundo apresentam um caráter transicional toleiítico-alcalino e, possivelmente, evoluíram por processos de acumulação, em crosta continental estável a partir do estabelecimento de plumas mantélicas após a estabilização do cinturão móvel neoproterozóico.

2.2.5.5 Assinatura Geofísica

Em relação à aerogamaespectrometria, estas rochas apresentam baixos níveis de radioatividade, não sendo diferenciadas das encaixantes. A resposta aeromagnética, caracterizada por baixo relevo, não reproduz os padrões esperados em seqüências básicas. Fatores primários como baixa fugacidade de oxigênio no magma original, impedindo a cristalização de magnetita poderiam explicar o comportamento. Fatores secundários, como alteração hidrotermal ou mesmo fatores tectônicos, poderiam igualmente serem responsabilizados pelo padrão geral.

2.2.5.6 Idade e Correlações

Neste trabalho nenhum estudo geocronológico foi desenvolvido sobre a unidade. Pinto Filho (1976) cita datações em rochas dioríticas, as quais denominou de Complexo Diorítico Novo Mundo, que acusaram idades em torno de 1.000Ma. A similaridade das rochas aqui descritas com as do Complexo Diorítico Novo Mundo, permitem estabelecer uma correlação entre eles. Além disso, uma correlação cronológica pode ser aventada com os gabros da Formação Nova Floresta (RO) e Complexo Ígneo Rincon del Tigre (Bolívia).

Tabela 2.8 – Resultados analíticos de óxidos, elementos-traço e terras-raras das rochas da Suíte Básica Novo Mundo.

Amostra	SJ-190A	SJ-190B	SJ-196	SJ-200	SJ-207	SJ-211A	SJ-211C	SJ-212
VN#	14,0	14,0	14,0	14,0	14,0	14,0	14,0	14,0
J	1	1	1	1	1	1	1	1
K	4	4	4	4	4	4	4	4
L	40	40	40	40	40	40	40	40
SiO_2	46,60	45,60	45,00	46,90	47,80	45,90	43,80	45,20
TiO_2	2,50	3,10	2,50	1,70	1,30	3,30	3,50	2,50
Al_2O_3	15,10	14,20	14,20	13,70	15,60	15,10	13,20	13,70
Fe_2O_3	2,10	2,00	1,90	1,20	5,20	2,20	3,60	2,20
FeO	9,00	10,20	11,80	8,10	5,70	5,80	10,80	10,50
MnO	0,14	0,17	0,19	0,15	0,14	0,22	0,27	0,18
MgO	9,10	6,50	5,90	12,20	6,90	6,90	6,50	9,60
CaO	9,30	11,30	11,50	9,30	10,70	12,30	11,80	8,80
Na_2O	3,20	3,20	1,90	1,90	1,80	2,40	2,60	2,70
K_2O	0,48	0,36	1,60	1,20	0,36	0,73	0,73	0,97
P_2O_5	0,57	0,75	0,62	0,26	0,17	1,10	1,40	1,20
H_20^+	1,70	1,90	2,20	2,70	3,80	3,30	1,50	2,00
H_2O^-	0,20	0,26	0,28	0,07	2,00	0,06	0,14	0,18
Total	100,0	99,5	99,6	99,4	101,5	99,3	99,8	99,7
Zr	216	209	273	141	111	254	293	264
Y	65	75	39	44	56	84	112	72
Sr	314	303	183	169	142	258	219	225
Rb	0	0	91	39	0	10	0	15
Cu	25	15	10	40	185	40	160	45
Co	35	35	40	45	40	35	40	40
Ni	115	50	80	195	90	75	95	150
Ba	285	155	560	235	140	470	200	480

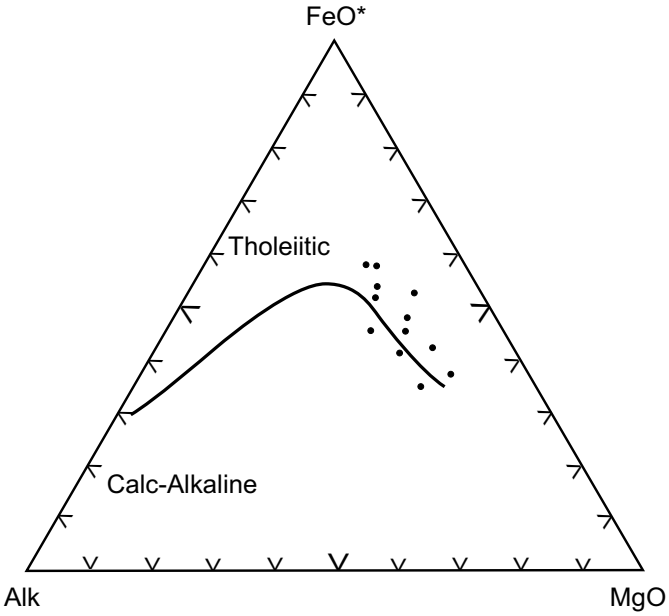


Figura 2.26 – Diagrama AFM das rochas da Suíte Básica Novo Mundo.

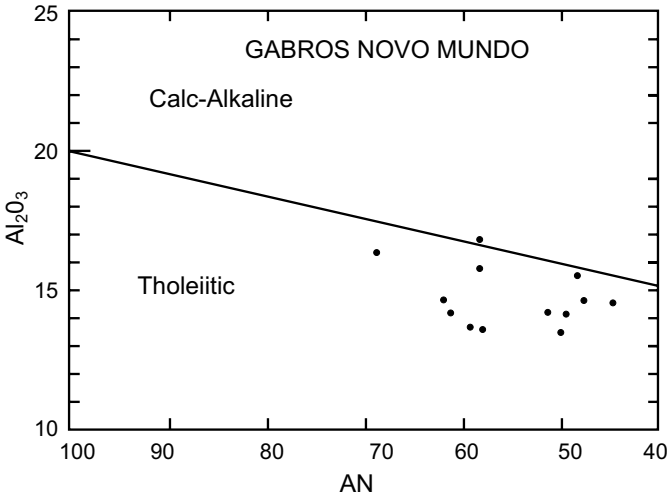


Figura 2.27 – Diagrama binário Al_2O_3-AN das rochas da Suíte Básica Novo Mundo.

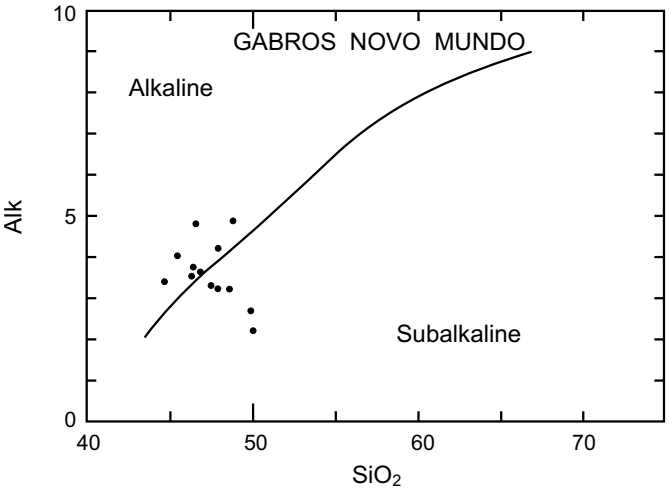


Figura 2.28 – Diagrama binário AlK-SiO_2 das rochas da Suíte Básica Novo Mundo.

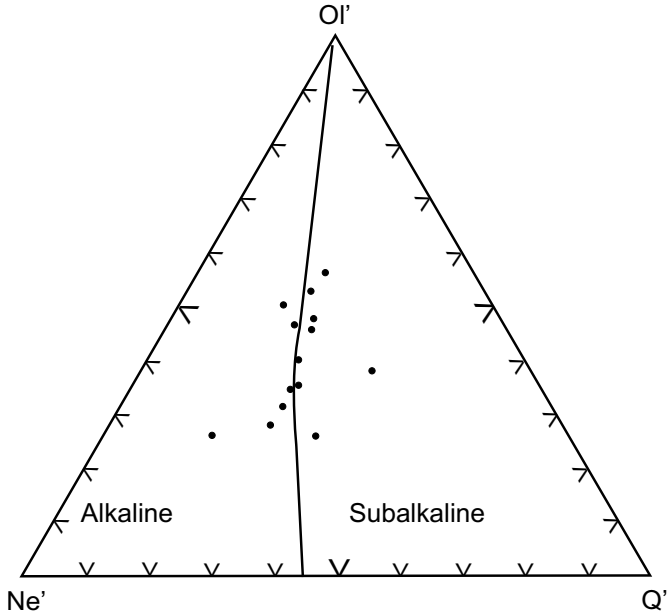


Figura 2.29 – Diagrama ternário Ol'- Ne'- Q' das rochas da Suíte Básica Novo Mundo.

2.2.6 Grupo Dois Irmãos (Unidades 9 a 13)

O Grupo Dois Irmãos, aqui empregado no sentido de Isotta *et al.* (1978), compreende duas formações terrígenas que constituem uma bacia do tipo *pull-apart*, do fechamento do Mesoproterozóico: formações São Lourenço e Palmeiral.

A - Formação São Lourenço (Unidades 12 e 13)

2.2.6.1 Comentários Gerais

A primeira caracterização dessa unidade deve-se a Lobato *et al.* (1966), denominando-a de Formação Mutumparaná para caracterizar quartzitos e fi-

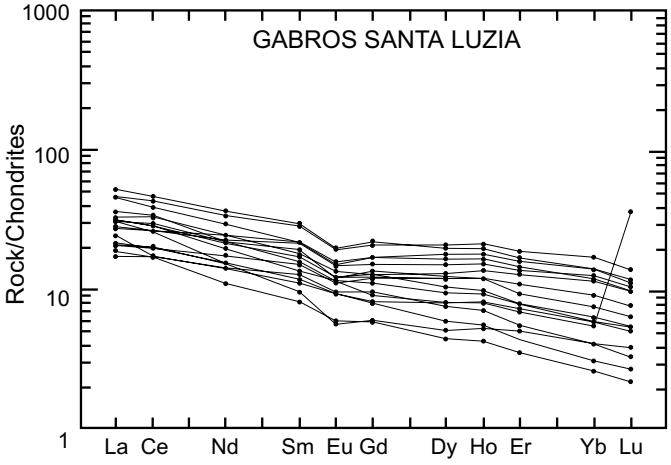


Figura 2.30 – Diagrama de distribuição dos ETR normalizados aos condritos das rochas da Suíte Básica Novo Mundo.

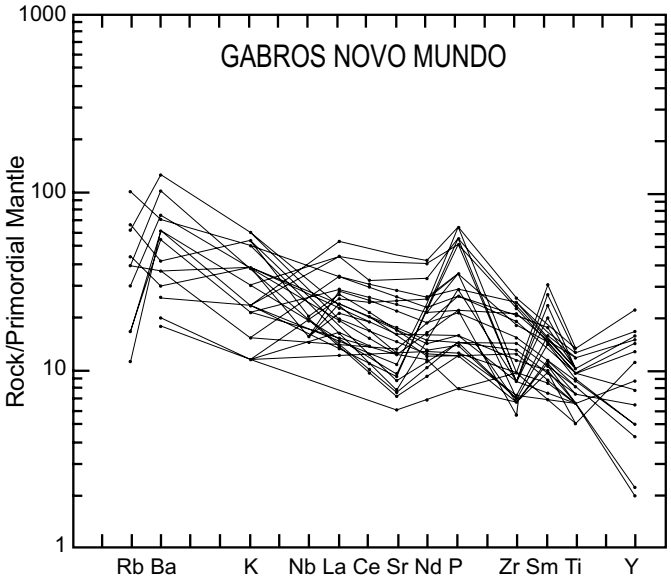


Figura 2.31 – Diagrama multielementos normalizados ao manto primordial das rochas da Suíte Básica Novo Mundo.

litos mapeados na região noroeste do estado e correlacionando-a com a Série Minas. Souza *et al.* (1975) e Lima *et al.* (1976) mantiveram essa terminologia e o posicionamento estratigráfico dessa formação abaixo da Formação Palmeiral e dos granitos estaníferos. Leal *et al.* (1978) mudam a denominação de Mutumparaná por Beneficente, correlacionando-os com os depósitos sedimentares do sudeste do estado do Amazonas, e posicionaram estratigraficamente abaixo das vulcânicas Uatumã. Isotta *et al.* (1978) agruparam as duas formações no Grupo Dois Irmãos e denominaram de Formação São Lourenço os depósitos sedimentares previamente chamados de Beneficente e Mutumparaná, argumentando que as rochas sedimentares em pauta não ocorriam na área-tipo proposta por Lobato *et al.* (1966), ou seja, no rio Mutumparaná e na vila homônima. No mesmo trabalho, posicionaram estratigraficamente o referido grupo como pós-Uatumã. Adamy *et al.* (1990) adotam a nomenclatura proposta por Isotta *et al.* (1978), todavia situando a Formação São Lourenço em posição estratigráfica distinta da daqueles autores, ou seja, abaixo da Formação Palmeiral. Adota-se presentemente a nomenclatura proposta por Isotta *et al.* (1978), entretanto, com o posicionamento estratigráfico sugerido por Adamy *et al.* (1990) e consideramos a unidade como epimetamórfica, da mesma maneira que Lobato *et al.* (1966).

2.2.6.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Essa unidade tem ocorrência restrita à porção noroeste da folha, com área aflorante de aproximadamente 300km^2, sendo balizada na porção meridional por falhamento de direção NW-SE e, na porção setentrional estende-se para fora da folha. As relações de contato são tectônicas e discordante-erosivas com as rochas metavulcano-sedimentares Nova Brasilândia e por discordância erosiva com a Formação Palmeiral e as básicas Novo Mundo.

2.2.6.3 Litótipos, Petrografia, Metamorfismo e Deformação

Esta seqüência está representada por rochas psamo-pelíticas com intercalações centimétricas a decamétricas de filitos e mica quartzitos. Subordinadamente ocorrem metassiltitos e metarenitos. Nos afloramentos a deformação é incipiente, onde é freqüente a preservação de estruturas sedimentares como laminação plano-paralela, laminação cruzada e truncamento por ondas. O metamorfismo atuante foi de baixo grau, fácies xisto-verde inferior. Os filitos mostram coloração cinza a amarronzada, granulação <0,2mm, e invariavelmente exibem uma foliação em escala submilimétrica (clivagem

ardosiana). A rigor a mineralogia é definida por muscovita, quartzo, biotita, tendo como acessórios turmalina e opacos. Exibem texturas lepidoblásticas definidas pelo alinhamento das palhetas de muscovita. Ocasionalmente preservam o acamadamento primário representado por finas camadas de quartzo + muscovita, alternadas com camadas constituídas só por palhetas de muscovita. Os quartzitos são geralmente impuros, compostos por uma fácies de coloração avermelhada (muscovita quartzitos) e outra, de coloração cinza-escura, é representada por biotita quartzitos que, além de quartzo e biotita, apresentam como constituintes minerais, plagioclásio, carbonato, feldspato alcalino, muscovita, zircão, turmalina e raramente epídoto. Exibem uma sutil anisotropia estrutural, com textura granoblástica-alongada, onde os cristais xenoblásticos-alongados de quartzo apresentam extinção ondulante, eventualmente com bordas recristalizadas. Os clastos de feldspatos encontram-se geralmente alterados à muscovita e/ou carbonato.

2.2.6.4 Origem e Sistemas Deposicionais

Os litótipos desta unidade foram depositados em uma bacia tectônica originada em áreas de transtensão, por movimentação lateral de blocos, em campo de tensões extensionais, resultando em um abatimento generalizado da área, dando origem a uma bacia do tipo *pull-apart*. Em uma fase posterior houve a deposição de sedimentos marinhos de águas rasas, ligados a um mar epicontinental transgressivo, gerando uma fácies de natureza psamítica inferior, e outra superior de natureza pelítica. Com a inversão da movimentação tectônica, agora de caráter compressivo, as litologias foram afetadas por metamorfismo dinamotermal de grau baixo permitindo a xistificação e deformações rupturais dessa seqüência.

2.2.6.5 Assinatura Geofísica

Através das imagens gamaespectrométricas foi detectada uma anomalia de K no quadrante NW da folha, relacionada aos metassedimentos desta unidade. Evidenciaram também baixos teores de U e Th (baixas razões Th/K e U/K). Esse conjunto rochoso reflete quase sempre baixos níveis radiométricos, em geral abaixo de 250cps (unidade R_1). O levantamento aeromagnetométrico mostra de maneira destacada um falhamento de direção NW-SE que limita a unidade em sua porção sul, sem registro de padrão anômalo no restante da unidade.

2.2.6.6 Idade e Correlações

Essa unidade foi correlacionada com a Série Minas do Pré-Cambriano B, de Lobato *et al.* (1966), e desde então vem sido mantido o seu posicionamento cronoestratigráfico no Proterozóico Médio. Alguns autores, dentre eles Torres *et al.* (1979) e Isotta *et al.* (1978), estendem sua distribuição até o Proterozóico Superior. Leal *et al.* (1978) estabelecem idade Pré-Uatumã para essa seqüência e empregam o termo Grupo Beneficente, aplicado no sudeste do Amazonas. Adamy *et al.* (1990) posicionaram esta unidade no Proterozóico Médio, posteriormente ao Evento Parguazense e correlacionam-na com a Formação Mutumparaná, Grupo Beneficente, e a Unidade Serra dos Reis, definida na porção sudoeste do estado. Esta unidade também é passível de ser correlacionada com o Grupo Aguapeí no estado do Mato Grosso, principalmente pelas formações Fortuna e Vale da Promissão, posicionadas no final do Proterozóico Médio, segundo Menezes *et al.* (1991). A caracterização no presente trabalho como uma bacia *pull-apart*, ligada aos estágios terminais da Orogenia Sunsas, possivelmente em período cronocorrelato com o magmatismo alcalino da Suíte Rio Pardo, permite estimar sua idade em torno de 1.000Ma.

B - Formação Palmeiral (Unidades 9 a 11)

2.2.6.7 Comentários Gerais

A designação de Formação Palmeiral foi proposta por Lobato *et al.* (1966) na seção-tipo ao longo do corte da estrada de ferro Madeira-Mamoré, na vila Palmeiral, sendo constituída por rochas sedimentares de origem fluvial. Souza *et al.* (1975) manteve a mesma denominação sendo posteriormente substituída por Formação Pacaás Novos, por Leal *et al.* (1978) para as rochas aflorantes na serra homônima. Isotta *et al.* (1978) voltaram a introduzir o termo Palmeiral, incluindo-a no Grupo Dois Irmãos. Torres *et al.* (1979) propuseram uma subdivisão da Formação Palmeiral, baseados nas litologias da serra dos Uopianes, em quatro membros: Araí-Muru, Rio Cautário, Uopiane e Pacaás Novos. Mantém-se neste trabalho a denominação de Formação Palmeiral que estratigraficamente encontra-se sobreposta à Formação São Lourenço, com o mesmo sentido empregado no trabalho de Isotta *et al.* (1978).

2.2.6.8 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Esta unidade ocupa uma pequena porção do quadrante NW da folha. Aflora de forma descontínua, constituindo pequenas mesetas e tabuleiros. Também foram individualizados três corpos de rochas conglomeráticas no quadrante sudoeste da folha que constituem elevações expressivas, de forma subarredondada a alongada. Ocorrem em contato discordante erosivo com a Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia e Formação São Lourenço.

2.2.6.9 Litótipos, Petrografia, Metamorfismo e Deformação

Esta formação está representada por duas fácies que são aqui designadas pelos códigos propostos por Mial (1978): Fácies Gm e Fácies Sh. A primeira consiste em conglomerados suportados por seixos, compostos por clastos subarredondados de quartzo e quartzito, de diâmetro variável entre 1 e 20 cm; com menor freqüência aparecem seixos de metassiltitos, quartzo leitoso, metarenito vermelho. Os seixos exibem imbricamento tipo ATBI, ou seja, o eixo A é transversal ao eixo B imbricado. A matriz arenosa constitui cerca de 20% do volume total da rocha. A Fácies Sh é constituída por areia grossa seixosa, com estratificação plano-paralela, e clastos esparsos de xistos. A areia é constituída predominantemente por quartzo e feldspatos, com moderado a baixo arredondamento, superfície fosca, coloração avermelhada-amarronzada, com caulinita derivada da alteração dos feldspatos. Os ortoconglomerados situados a SW da folha mostram, localmente, uma orientação dos seixos, e não raro, apresentam-se estirados, com a rocha tornando-se bastante endurecida e silicificada.

2.2.6.10 Origem e Sistemas Deposicionais

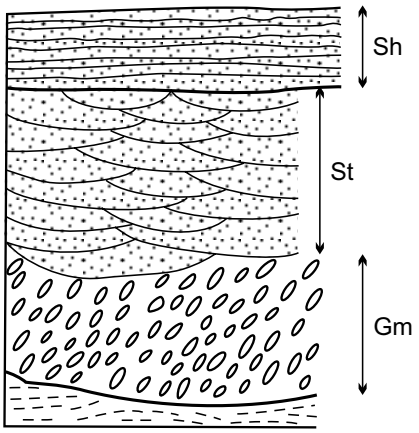
Os litótipos da Formação Palmeiral estão relacionados a um ambiente continental, de leques aluviais e planície fluvial. Esta formação foi dividida em duas fácies – Gm e Sh – de uma associação do tipo barra longitudinal, na qual a Fácies Sh representa depósitos de topo de barra. No noroeste do estado existem arenitos representantes da Fácies St, correspondendo a dunas subaquosas, ou seja, depósitos do leito dos rios. A associação entre as fácies Gm, Sh e St, de acordo com Rust (1979) ocorre em leques aluviais (figura 2.32). Desta maneira, o sistema deposicional da Formação Palmeiral é interpretado como constituído por um substrato extremamente irregular onde as diversas elevações produziram leques aluviais.

2.2.6.11 Assinatura Geofísica

Nas imagens gamaespectrométricas as litologias respondem com valores mais elevados na razão U/Th, em relação à Formação São Lourenço. Geralmente, estas litologias refletem baixos níveis radiométricos, sempre menores que 250cps. Não apresenta assinatura magnética nos levantamentos aeromagnéticos.

2.2.6.12 Idade e Correlações

Desde os primeiros estudos Lobato *et al.* (*op. cit.*), em corte da estrada de ferro Madeira-Mamoré, incluem a Formação Palmeiral no Pré-Cambriano (Proterozóico Médio a Superior). Os trabalhos que se seguiram adotaram a mesma conotação, apenas variando no limite das idades. Deste modo, Verschuree e Bon (1972) propuseram idade entre 1.000-1.250Ma; Amaral (1974), 1.500-1.600Ma;



Fácies	Litologia	Estrut. Sedimentar	Interpretação
Gm	Conglomerados	Estratificação grosseira, imbricamento.	Barras longitudinais, depósitos de *lag* e *sieve*.
Sh	Areia fina a grossa ou seixosa.	Laminação horizontal	Fluxo de leito plano (inferior ou superior).
St	Areia média a muito grossa ou seixosa	Estrat. cruzada acanalada	Dunas subaquosas (regime de fluxo inferior).

Figura 2.32 – Seção esquemática das fácies da Formação Palmeiral.

Almeida *et al.* (1976), 900-1.300Ma e Isotta *et al.* (*op. cit.*), 1.600Ma. Os últimos autores referem-se à intrusão de granitos rondonianos na Formação Palmeiral, na região de igarapé Preto. Tassinari *et al.* (1984), através de datação do granito intrusivo do Igarapé Preto, estabelecem uma isócrona Rb/Sr de 1.195 28 Ma. Nas proximidades da vila de Mutumparaná, diques de rochas vulcânicas ácidas e básicas cortam a Formação Palmeiral, os quais Souza *et al*. (*op. cit.*) relacionam aos Granitos Anorogênicos Rondonianos. Assim, a Formação Palmeiral é posicionada estratigraficamente acima da Formação São Lourenço, com idade relacionada ao início do Proterozóico Superior.

2.2.7 Formação Pimenta Bueno (Unidades 5 a 8)

2.2.7.1 Comentários Gerais

Oliveira (1915/1918) considerou que os folhelhos do rio Comemoração constituíam uma seqüência sedimentar epimetamorfizada, classificando-os como filitos de idade pré-devoniana. Dequech (1943) observou afloramentos de folhelhos e conglomerados sem qualquer grau de selecionamento, num trecho do rio Pimenta Bueno, associando-os aos folhelhos de Sepotuba. Lobato *et al.* (1966) descreve a intercalação de folhelhos com arenitos da Formação Parecis na localidade de Pimenta Bueno. Pinto Filho (1977) designa de Unidade Permo-Carbonífera I os folhelhos e arenitos que afloram no rio Pimenta Bueno e ao longo da Rodovia BR-364, do km 418 ao km 548. Foi o primeiro a caracterizar esta unidade como resultante da deposição em uma bacia intracratônica do tipo *graben*. Designou também de Unidade Permo-Carbonífero II aos depósitos glaciais representados pelos tilitos. Leal *et al.* (1978) formalizam a designação de Formação Pimenta Bueno para a seqüência composta de ruditos, arenitos e lutitos, subordinadamente carbonatos e lentes de carvão, confinada ao *Graben* Pimenta Bueno. No presente trabalho utiliza-se a denominação de Formação Pimenta Bueno para os arenitos arcosianos, folhelhos marinhos e sedimentos de origem glacial que preenchem o *graben* homônimo.

2.2.7.2 Distribuição Geográfica e Relações de Contato

Essa formação aflora predominantemente na porção NNE da folha, sendo sua ocorrência restrita a leste da mesma. Nesta área, estes litótipos ultrapassam os limites do *Graben* Pimenta Bueno, formando uma cobertura delgada sobre as rochas do embasamento, resultando em relevo plano-ondulado. O contato é discordante-erosivo com as rochas da Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia e Formação São Lourenço.

2.2.7.3 Descrição das Litofácies

Esta formação é representada por uma associação interdigitada de litofácies marinho, continental, glaciocontinental e glaciomarinho (figura 2.33).

Folhelhos

A litofácies marinha é constituída por folhelhos de coloração marrom-chocolate com variação avermelhada, laminação plano-paralela, com intercalações de siltitos da mesma coloração e de arenitos creme com partes esverdeadas. A mineralogia é composta por caulinita, clorita, montmorilonita, óxido de ferro, quartzo e opacos pulverulentos. Ocasionalmente, o carbonato ocorre em finos veios entre os planos de laminação e/ou preenchendo fraturas.

Arenitos Arcosianos

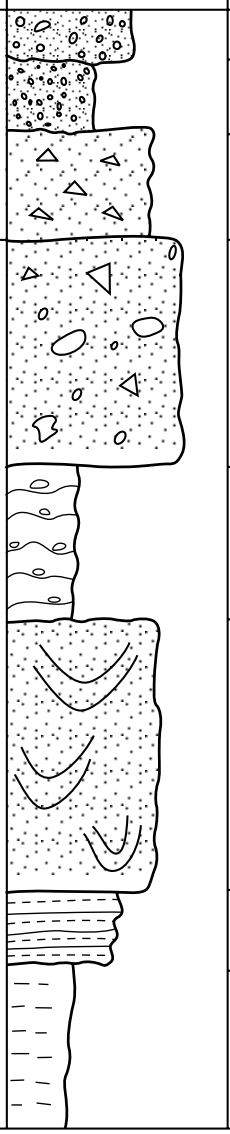
A litofácies continental é representada por arenitos arcosianos de coloração amarronzada, granulometria média a grosseira, grãos angulosos e mal selecionados, estratificação plano-paralela de baixo ângulo e cruzada acanalada. Mineralogicamente são compostos por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, muscovita e opacos. Os feldspatos ocorrem freqüentemente alterados para sericita e argilas. A muscovita ocorre em finas palhetas nos espaços intersticiais do material quartzo-feldspático.

Diamictitos

A litofácies glaciocontinental está representada por diamictitos, que consistem em um conglomerado suportado pela matriz, e ou arcabouço é composto de seixos com diâmetro de até 40cm, de rochas de composição quartzítica, granítica, pegmatítica e metabasitos. A matriz, e é argilo-arenosa, sem estratificação, mal selecionada, com cimento cálcio-ferruginoso.

Unidade *Dropstone*

A litofácies glaciomarinha foi identificada através da Unidade *Dropstone*, que consiste em argilitos com coloração creme, de laminação plano-parale-



UNIDADE	SEÇÃO ESQUEMÁTICA	DESCRIÇÃO DAS LITOFÁCIES	INTERPRETAÇÃO AMBIENTAL
COBERTURA CENOZÓICA		CASCALHO, AREIA, SILTE E ARGILA INCONSOLIDADOS	FLUVIAL RECENTE
		LATERITOS IMATUROS COM HÁBITOS CONCRECIONÁRIO E BOTRIOIDAL	
		FANGLOMERADOS AVERMELHADOS COM MATRIZ ARENO-ARGILOSA	LEQUE ALUVIAL
FORMAÇÃO PIMENTA BUENO		DIAMICTITOS (TILITOS) MARROM-AVERMELHADOS, COM MATRIZ ARENO-ARGILOSA	LITOFÁCIES GLACIOCONTINENTAL
		PELITOS LAMINADOS COM SEIXOS PINGADOS "UNIDADE *DROPSTONE*"	LITOFÁCIES GLACIOMARINHA
		ARENITO ARCOSIANO MARROM, MICÁCEO, COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA	LITOFÁCIES CONTINENTAL - SISTEMA FLUVIAL
		INTERCALAÇÃO DE FOLHELHO MARROM-CHOCOLATE E SILTITO DA MESMA COLORAÇÃO	LITOFÁCIES MARINHA
		FOLHELHOS MARROM-CHOCOLATE, LAMINADOS E QUEBRADIÇOS	

Figura 2.33 – Seção esquemática da Bacia da Pimenta Bueno.

la em espaçamento milimétrico, ocasionalmente com grãos de areia esparsos entre a mesma. Não raro ocorrem seixos e matacões pingados que deformam a laminação preexistente, constituídos por quartzitos, granitos e gnaisses, geralmente arredondados a subangulosos com diâmetro de até 20cm. Os argilitos revelam ao microscópio a presença de minerais de argila, quartzo, feldspato, óxido de ferro e minerais micáceos.

2.2.7.4 Origem e Sistemas Deposicionais

A Formação Pimenta Bueno apresenta em sua base um espesso pacote de folhelho marrom-chocolate, o qual aumenta de espessura em direção ao centro da bacia, fato este comprovado pelas sondagens do Projeto Presidente Hermes (Freitas, 1978), parecendo representar a parte mais distal dos fluxos de gravidade, evidenciada pela inexistência de estruturas de águas rasas. Porém, Siqueira (1989) registra a presença de acritarcas do gênero *Synsphaeridium*, indicativos de ambiente marinho de águas rasas. Infere-se, neste caso, um ambiente marinho abaixo das ondas de bom tempo. Na porção superior do pacote, o folhelho intercala-se com um siltito marrom-micáceo, representando uma zona mais proximal de deposição. Esta intercalação observada encontra-se em avançado

estágio de intemperismo, não permitindo o reconhecimento de estruturas indicativas de ambiente deposicional. Recobrindo este pacote, já em ambiente fluvial, aparecem os arenitos arcosianos, com estratificação plano-paralela de baixo ângulo e cruzada acanalada, refletindo um progressivo avanço nas condições de deposição fluvial através de uma progradação. Porém, sua imaturidade sugere um rápido soterramento e proximidade da área-fonte, indicativos de leques aluviais que avançariam mar adentro recobrindo os sedimentos marinhos (folhelho marrom-chocolate). A influência glacial está registrada pela presença de diamictitos associados com a Unidade *Dropstone*. Estes diamictitos mostram uma estrutura suportada pela matriz maciça na qual estão dispersos blocos e matacões erráticos, clastos facetados e estriados de várias composições litológicas, constituindo feições típicas de fluxo de detritos (Rust, 1984), que pode representar uma deposição junto à região basal de uma geleira, consistindo na fácies subglacial. A Unidade *Dropstone* é constituída por ritmitos síltico-argilosos finamente laminados, depositados por suspensão nas partes mais distais das geleiras, onde são comuns a presença de seixos "pingados" deformando a laminação preexistente, que representa o ambiente glaciomarinho ou lacustrino, dependendo do tipo de bacia receptora, necessitando de um estudo paleontológico mais detalhado para a definição do mesmo. O contato da fácies proximal (diamictito) com a fácies mais distal (Unidade *Dropstone*) pode ser interpretado como avanço e recuo de lobos glaciais dos quais se destacam os *icebergs*, cuja descarga é evidenciada pelos seixos "pingados", encontrados nas litofácies de granulação fina, devido à fusão da massa de gelo. Portanto, a presença de material glacial em um ambiente deposicional ameno (marinho raso), pode ser explicada pelo soerguimento tectônico das áreas-fonte, dando origem à glaciação de altitude, gerando detritos glaciocláticos e, localmente, lobos glaciais que desceram até o nível do mar, depositando intercalações glaciais semelhantes à seqüência deltaica com carbonatos (Shernerhorn, 1983, *in* A.J. Pedreira & J.T. Guimarães, 1990). Desta maneira, sugere-se que a Formação Pimenta Bueno tenha sido depositada inicialmente em ambiente marinho (folhelho marrom-chocolate) passando através de uma progradação para um ambiente fluvial (arenito arcosiano), e finalizando com depósitos glaciogênicos já em ambiente continental, com partes das geleiras avançando no ambiente marinho (Unidade *Dropstone*). A elaboração de um modelo deposicional mais completo é dificultada pela falta de continuidade dos afloramentos e conseqüentemente de correlações laterais.

2.2.7.5 Assinatura Geofísica

A assinatura aerogamaespectrométrica revela baixos níveis de radiação, tendo uma melhor resposta radiométrica onde predominam os folhelhos (unidade radiométrica R_2) devido a uma concentração maior de potássio. No levantamento magnetométrico, estes litótipos não apresentam assinatura geofísica característica.

2.2.7.6 Idade e Correlações

Apesar de se ter obtido um grande avanço no entendimento da Formação Pimenta Bueno, persistem algumas dúvidas quanto a sua idade. Oliveira (1915-1918) considerou de idade pré-devoniana e pertencentes à Série Cuiabá, os filitos aflorantes no leito do rio Pimenta Bueno. Dequech (1943) propõe a idade permiana devido à forte semelhança litológica com os folhelhos de Sepotuba, considerados permianos (Oliveira, 1915-1918). Pinto Filho *et al.* (1977) consideram a formação como sendo de idade permo-carbonífera, baseados no conteúdo fossilífero representado por palinomorfos dos grupos *Pteridophyta* e *Licopodophyta*, reconhecidos em arenitos da Unidade Permo-Carbonífera I. Da mesma maneira, os tilitos da Unidade Permo-Carbonífera II mostraram conter assembléia fossilífera vegetal de idade carbonífero-permiana. Associados a essa assembléia foram encontrados restos de *Amazonites cruzi*, por Sommer & Costa (1972) em arenitos próximos ao rio Roosevelt, os quais admitiram um intervalo deposicional do Pré-Cambriano Superior ao Eo-Paleozóico. Leal *et al.* (1978) admitiram para a formação uma evolução geotectônica do Pré-Cambriano Superior ao Eo-Paleozóico, ligada ao fechamento do Ciclo Brasiliano. Cruz (1980) sugeriu o intervalo do Siluriano ao Eo-Devoniano para os folhelhos escuro carbonosos da Unidade PCI, baseado nos fósseis do gênero *Synsphaeridium*. Diante do exposto, a idade permo-carbonífera, melhor fundamentada nos estudos fossilíferos, é adotada neste trabalho.

2.2.8 Coberturas Cenozóicas (Unidades 1 a 4)

A distribuição aleatória de coberturas e perfis lateríticos ferruginosos sobre diferentes unidades geológicas, ocorrendo de forma mais ou menos de-

senvolvida, e consideradas como de idade terciário-quaternária, são aqui analisadas em conjunto, devido à sua pequena extensão nos domínios da folha.

Fanglomerados

As coberturas de fanglomerados são representadas basicamente por material oriundo das unidades subjacentes, associadas geralmente a elevações do terreno onde ocorreram falhamentos que controlaram a sua deposição. São depósitos inconsolidados, sem organização interna, com clastos de xistos, quartzitos, biotita paragnaisses, arenitos, folhelhos, em matriz areno-argilosa de proporção variável.

Lateritos

Os perfis lateríticos, independentemente do substrato rochoso que os suporta, iniciam com um horizonte inferior mosqueado, areno-argiloso, com grãos de quartzo soldados por cimento ferruginoso, com concreções limoníticas e/ou hematíticas, além de pisólitos ferruginosos. Deslocando-se para um nível mais superior ocorre a crosta laterítica concrecionária, de coloração amarelada/avermelhada, constituída por nódulos esféricos a irregulares de óxidos e hidróxidos de ferro, com 1 a 2cm de diâmetro em matriz argilosa. A espessura do horizonte varia de 1 a 2m e estão restritos às partes elevadas do relevo, constituindo platôs. Por vezes, desenvolve-se uma discreta carapaça ferralítica, de 1 a 10cm de espessura, de variada extensão areal, recobrindo e/ou intercalando-se nas litologias da Formação São Lourenço e Seqüência Nova Brasilândia.

Depósitos Colúvio/Elúvio/Aluvionares

As coberturas, admitidas como de idade quaternária, são representadas, basicamente, por material oriundo de um retrabalhamento em ambiente coluvionar, eluvionar e aluvionar. Os colúvios e elúvios são fomados por material heterogêneo, grosseiro, produto da desagregação mecânica das rochas subjacentes, juntamente com porções sílticas a argilosas. Estes depósitos ocupam o extremo SW da folha, fazendo parte da chamada cobertura ou planície do Guaporé. Os depósitos aluvionares representados por cascalhos, areias, siltes e argilas, restringem-se, principalmente, às calhas e vales do rio Branco (porção oeste) e igarapé São Luís. Na porção centro-oriental da folha o rio Branco encontra-se encaixado nas rochas do Complexo Santa Luzia, com trechos retilíneos e de alto gradiente, não favorecendo a deposição significativa de sedimentos aluvionares. Devido à importância econômica dessas coberturas recentes, fica em aberto um estudo mais detalhado nos seus controles paleomorfológicos, tendo em vista a identificação de concentrações auríferas.