Litoquímica e química mineral da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga (AM)

Ronaldo Pierosan¹, Evandro Fernandes de Lima², Cristina P. de Campos³, Artur Cezar Bastos Neto², Lauro Valentin Stoll Nardi², José Maximino Tadeu Miras Ferron⁴ & Mauricio Prado⁴

Resumo A Formação Quarenta Ilhas consiste de rochas subvulcânicas básicas a intermediárias, de afinidade toleítica e idade em torno de 1,78Ga. A mineralogia magmática é constituída por olivina, substituída pseudomorficamente por ferro-saponita, plagioclásio variando de labradorita a oligoclásio ($An_{65}Ab_{35}$ a $An_{20}Ab_{80}$), óxidos de Fe-Ti (Ilm_{87-95} e Usp_{22-37}), diopsídio a augita ($Wo_{44-35}En_{44-21}Fs_{38-16}$), com ferro-hornblenda (textura coronítica), feldspato alcalino e quartzo nos termos mais diferenciados. Dados petrográficos e litoquímicos apontam para uma evolução por cristalização fracionada de diabásio/gabro até quartzo dioritos, compatível com fracionamento de olivina+ilmenita, magnetita+plagioclásio+augita, e cristalização de ferro-hornblenda, feldspato alcalino e quartzo em estágios tardios. A afinidade com magmas subalcalinos toleíticos é indicada pelos padrões de elementos maiores, proporções de minerais normativos (olivina+hiperstênio e quartzo+hiperstênio) e pelas elevadas razões Y/Nb e La/Yb. Os elevados conteúdos de Cs, Rb, Ba e K, e baixos de Nb, Ta e Zr indicam participação de manto litosférico enriquecido em LILE e previamente modificado por subducção. O padrão de ETR é marcado por enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP, o que sugere uma fonte com composição compatível com um granada lherzolito. O posicionamento dos corpos subvulcânicos da Formação Quarenta Ilhas, num ambiente francamente intracratônico, foi precedido pelas atividades orogenéticas relacionadas ao Ciclo Transamazônico (~2,0Ga), pelo magmatismo pós-colisional Uatumã (~1,88Ga) e pelo magmatismo anorogênico da Suíte Madeira (~1,83Ga), num ambiente francamente intracratônico.

Palavras-chave: Craton Amazônico, Pitinga, geoquímica, química mineral, magmatismo toleítico.

Abstract *Lithochemistry and mineral chemistry of Quarenta Ilhas Formation in the Pitinga Mining District, Pitinga (AM), Brazil.* The Quarenta Ilhas Formation consists of basic to intermediate subvolcanic rocks, with tholeiitic affinity and ages around 1.78Ga. The magmatic mineralogy is composed by olivine, pseudomorphosed by ferrous-saponite, plagioclase varying from labradorite to oligoclase ($An_{65}Ab_{35}$ a $An_{20}Ab_{80}$), Fe-Ti oxides (Ilm_{87-95} and Usp_{22-37}), diopside to augite ($Wo_{44-35}En_{44-21}Fs_{38-16}$), with ferro-hornblende (as coronitic texture), alkali-feldspar and quartz in the most differentiated rocks. Petrographic and geochemical data point to an evolution through fractional crystallization from diabase/gabbro to quartz diorite, with fractionation of olivine+ilmenite, magnetite+plagioclase+augite, and crystallization of ferro-hornblende, alkali-feldspar and quartz in the later stages. The affinity with tholeiitic subalkaline magma is indicated by features of major elements, normative minerals (olivine+hypersthene and quartz+hypersthene) and high Y/Nb and La/Yb ratios. High Cs, Rb, Ba and K, and low Nb, Ta and Zr, suggest a lithospheric mantle source, enriched in LILE and depleted by subduction. The REE pattern is LREE enriched faced to HREE, that suggest a source of garnet lherzolitic composition. The emplacement of the Quarenta Ilhas subvolcanic bodies follow the orogenetic activity of the Transamazonian Cycle (~2.0Ga), the post-collisional Uatumã magmatismo (~1.88Ga) and the anorogenic magmatism of the Madeira Suíte (~1.83Ga), in a fully intracratonic setting.

Keywords: Amazonian Craton, Pitinga, Geochemistry, Mineral Chemistry, tholeiitic magmatism.

INTRODUÇÃO A Formação Quarenta Ilhas (Veiga Jr. *et al.* 1979) é constituída por diabásios, gabros e dioritos de afinidade toleítica e idade em torno de 1,78Ga. Os litotipos ocorrem sob a forma de corpos subvulcâ-

nicos, intrusivos nas rochas sedimentares da Formação Urupi. Nesse contexto, são identificadas outras ocorrências no norte do Escudo das Guianas - evento Avanavero (Hebeda *et al.* 1973), e no Escudo Guaporé - evento

1 - UFRGS, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Programa de Pós-graduação em Geociências (PPGGeo), Instituto de Geociências, Porto Alegre (RS), Brasil. E-mail: ronaldo.pierosan@ufrgs.br

2 - UFRGS, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Centro de Pesquisas em Geoquímica (CPGq), Instituto de Geociências, Porto Alegre (RS), Brasil. E-mail: evandro.lima@ufrgs.br; artur.bastos@ufrgs.br; lauro.nardi@ufrgs.br

3 - Department für Geo- und Umweltwissenschaften - Ludwig-Maximilians-Universität München (LMU), München, Deutschland. E-mail: campos@min.uni-muenchen.de

4 - Mineração Taboca S.A. - Grupo Paranapanema, Presidente Figueiredo-Vila Pitinga-AM-Brasil. E-mail: jmaxferron@bol.com.br; mauricio_geo@yahoo.com.br

Crepore (Pessoa *et al.* 1977, Bizinella *et al.* 1980, Santos & Loguércio 1984). Santos *et al.* (2002) sugerem que o magmatismo que gerou os eventos Avanavero-Quarenta Ilhas-Crepore pode estar relacionado com os processos de fragmentação do Supercontinente Atlântica.

Na região do Distrito Mineiro de Pitinga, o conhecimento da Formação Quarenta Ilhas está vinculado a três trabalhos. O primeiro consiste de dados geoquímicos e geocronológicos provenientes do mapeamento geológico publicado por Veiga Jr. *et al.* (1979), quando da definição da unidade. O segundo está relacionado aos dados petrográficos publicados por Silva Jr. (inédito). O terceiro diz respeito à idade de 1780 ± 3 Ma atribuída por Santos *et al.* (2002) para um dique de diabásio. Dessa forma, a obtenção de dados geoquímicos (litoquímica e química mineral), disponibilizados neste trabalho, vêm a contribuir para o conhecimento geológico

do magmatismo Quarenta Ilhas.

CONTEXTO GEOLÓGICO A Formação Quarenta Ilhas se originou durante um período de estabilidade geotectônica no Escudo das Guianas. Os principais modelos geotectônicos do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira 1999, Santos *et al.* 2000 e respectivas revisões) descrevem para a região, intensa atividade orogênica relacionada ao Ciclo Transamazônico entre 2,2Ga e 1,9Ga. A atividade orogênica foi seguida por um expressivo evento vulcano-plutônico em ambiente intraplaca (Magmatismo Uatumã, ~1,88Ga), e posterior estabilização geotectônica, caracterizada por sedimentação siliciclástica e magmatismo anorogênico a aproximadamente 1,83 Ga e 1,78 Ga.

Na região de Pitinga (Fig. 1), as unidades orogênicas consistem de gnaisses de fácies anfibolito a gra-

Figura 1 - Mapa Geológico de parte do Distrito Mineiro de Pitinga (modificado de Ferron *et al.* 2006).

nulito, associados a migmatitos e granitóides de 2,0Ga, agrupados no Complexo Guianense (Issler *et al.* 1974, Araújo *et al.* 1976). A Suíte Intrusiva Água Branca é constituída por quartzo dioritos a granodioritos e monzogranitos, de afinidade cálcio-alcálica de médio a alto potássio, e idades entre 1,96Ga e 1,89Ga (Oliveira *et al.* 1996, Valério *et al.* 2006). O ambiente geotectônico de posicionamento da Suíte Intrusiva Água Branca é interpretado como sin- a pós-colisional (Valério *et al.* 2006).

O Magmatismo Uatumã, no Escudo das Guianas, é constituído pela associação vulcano-plutônica Iricoumé-Mapuera. As características geoquímicas indicam afinidade com magmas tipo-A, de caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso (Ferron *et al.* 2010). O posicionamento dessa associação ocorreu entre 1,90Ga e 1,87Ga (Costi *et al.* 2000, Ferron *et al.* 2006), em regime extensional intraplaca, e ambiente pós-colisional (Ferron *et al.* 2010). A Suíte Intrusiva Mapuera é constituída por quartzo sienitos, e monzogranitos a feldspato-alcálico leucogranitos. As vulcânicas do Grupo Iricoumé consistem de andesitos a riolitos, associados a expressivos depósitos ignimbríticos, e tufos de queda, depósitos de surge e vulcanoclásticos subordinados (Ferron *et al.* 2006).

A deposição de pelitos, quartzo arenitos, arcos e conglomerados da Formação Urupi (Veiga Jr. *et al.* 1979) ocorre nos estágios subsequentes ao vulcano-plutonismo Iricoumé-Mapuera. Tufos de queda e ignimbritos intercalados à sequência sedimentar estão possivelmente vinculados aos estágios finais do vulcanismo do Grupo Iricoumé (Ferron *et al.* 2006). A espessura da sequência sedimentar é estimada em mais de 800m (Veiga Jr. *et al.* 1979), e marca a transição para um estágio francamente intracratônico na região. O posicionamento dos granitóides mineralizados (Sn, Ta, Nb, Zr, Y, U, F e ETR) da Suíte Madeira (Costi *et al.* 2000) indica um estágio anorogênico para a região a cerca de 1,83Ga. Esses granitóides são constituídos por anfibólio-biotita sienogranito (rapakivi), biotita feldspato alcálico granito, albita granito e topázio granito, com assinaturas geoquímicas de magmas tipo-A com afinidade peralcalina (Horbe *et al.* 1991, Lenharo 1998, Costi *et al.* 2000, Lenharo *et al.* 2003).

A Formação Quarenta Ilhas ocorre na região de Pitinga sob forma de diques, soleira e *stocks* de diabásio, gabro, diorito e quartzo diorito. Esses corpos subvulcânicos intrudem rochas sedimentares da Formação Urupi através de estruturas regionais pré-existentes, e vulcânicas do Grupo Iricoumé. A estrutura mais expressiva da região é denominada de Braquissinclinal de Pitinga, caracterizada como uma feição topográfica elíptica com 20x60 km de extensão, onde os corpos intrusivos da Formação Quarenta Ilhas sustentam o relevo. Originalmente foi interpretada como uma estrutura tectônica formada pelo dobramento regional da sequência sedimentar (Mandetta *et al.* 1974, Veiga Jr. *et al.* 1979). Montalvão (1975), Araújo *et al.* (1976) e Dall'Agnol *et al.* (1999), sugerem uma origem relacionada a processos de colapso de caldeira, geneticamente vinculados ao magmatismo Iricoumé-Mapuera.

No entanto, uma relação da estrutura com os litotipos vulcânicos não pode ser diretamente estabelecida. Estudos referentes às rochas vulcânicas da região de Pitinga (Ferron *et al.* 2006, 2010, Pierosan *et al.* no prelo) têm atribuído uma origem relacionada a ambiente de complexo de caldeira para o vulcanismo Iricoumé.

A afinidade geoquímica toleítica da Formação Quarenta Ilhas foi inicialmente atribuída por Veiga Jr. *et al.* (1979), quando individualizou os termos toleíticos de basaltos e gabros alcálicos (Formação Seringa), anteriormente agrupados sob a denominação de Gabro Suretama. Veiga Jr. *et al.* (1979) obtiveram idades K-Ar (plagioclásio) de 1452 ± 71 Ma e 1090 ± 13 Ma para as formações Quarenta Ilhas e Seringa, respectivamente. Os autores correlacionaram o magmatismo da Formação Quarenta Ilhas com o magmatismo toleítico Avanavero. As rochas básicas vinculadas ao magmatismo Avanavero ocorrem como diques e soleiras, intrusivos na sequência sedimentar do Supergrupo Roraima e aflorantes na Guiana, Guiana Francesa, Suriname, Venezuela e norte do estado de Roraima (Hebeda *et al.* 1973, Norcross *et al.* 2000, Santos *et al.* 2002, Nomade *et al.* 2002). Norcross *et al.* (2000) obtiveram idade Pb-Pb em badeleíta de 1786 ± 5 Ma para um dique de diabásio da região de Omai (Guiana), o qual os autores relacionaram ao Magmatismo Avanavero. Santos *et al.* (2002) atribuíram uma idade U-Pb (badeleíta) de 1780 ± 3 Ma para um diabásio da Formação Quarenta Ilhas, correlacionando-o ao diabásio Crepori, da Província Mineral do Tapajós. As rochas básicas de afinidade toleítica, relacionadas ao Diabásio Crepori (Santos & Loguércio 1984), possuem idade U-Pb em badeleíta de 1780 ± 7 Ma (Santos *et al.* 2002) e são intrusivas em sequência sedimentar siliciclástica (Formação Palmares de Bizzinella *et al.* 1980 ou Formação Boiuçu de Klein *et al.* (2001). Dessa forma, Santos *et al.* (2002) relacionaram ao Magmatismo Crepori as ocorrências de rochas subvulcânicas básicas, com afinidade toleítica, idades em torno de 1,78Ga, e intrusivas em sequências sedimentares.

MÉTODOS O mapeamento geológico e a amostragem foram baseados em mapas geológicos e prospectivos disponibilizados pela companhia mineradora. Foram coletadas em torno de 35 amostras representativas das variações texturais e composicionais da Formação Quarenta Ilhas. As lâminas delgadas foram confeccionadas junto ao Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS. As análises litoquímicas foram realizadas em laboratório comercial seguindo metodologias relacionadas a ICP-OES para elementos maiores, ICP-MS para elementos traço. Os Elementos do Grupo da Platina e Au foram analisados por ICP-MS *Fire Assay*. O flúor foi analisado segundo a técnica ISE.

Os dados de química mineral foram obtidos em microsonda eletrônica do tipo CAMECA SX-100 do Setor de Mineralogia da Ludwig-Maximilians-Universität München, Alemanha. As condições analíticas para feldspatos e piroxênios consistiram de corrente elétrica de 40nA com aceleração de voltagem de 15kv e feixe elétrico de 1µm. Para os anfibólios o feixe foi aumen-

tado para 10µm. Os óxidos de Fe-Ti foram analisados sob corrente elétrica de 40nA, aceleração de voltagem de 20kv e feixe elétrico de 1µm. Para cada elemento foram utilizados os seguintes cristais, raios de raios-X e padrões analíticos: Si- TAP, Kα, wollastonita; Ti- PET, Kα, ilmenita; Al- TAP, Kα, albita; Fe- LIF, Kα, Fe₂O₃; Mn- LIF, Kα, ilmenita; Mg- TAP, Kα, periclásio; Ca- PET, Kα, wollastonita; Na- TAP, Kα, albita; K- PET, Kα, ortoclásio; Cr- LIF, Kα, Cr₂O₃; F- PC1, Kα, LiF; Cl- PET, Kα, vanadinita.

GEOLOGIA DA FORMAÇÃO QUARENTA ILHAS

Ocorrências estudadas e relações de contato As ocorrências relacionadas à Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga consistem de corpos subvulcânicos de diabásio, gabro, diorito e quartzo diorito. Três ocorrências são abordadas neste trabalho (Fig. 1): a primeira (ponto A24) consiste de um extenso afloramento ao longo do Rio Pitinga, constituído por gabro a quartzo diorito de textura fanerítica média a grossa. Essa ocorrência foi mapeada por Veiga Jr. *et al.* (1979) como uma espessa soleira intrusiva na sequência sedimentar da Formação Urupi, segundo estruturas relacionadas à Braquissinclinal de Pitinga. A segunda ocorrência, também mapeada por Veiga Jr. *et al.* (1979), consiste de blocos e matacões de diabásio com textura fanerítica fina (pontos A87, A88, A89, A90 e A91). No ponto A90 é observado um dique de diabásio de aproximadamente 4,0m de espessura, em contato com arenito da Formação Urupi. A terceira ocorrência é identificada em trabalhos prospectivos da mineradora (pontos A94 e A96). Esses litotipos consistem de diabásio de textura fanerítica fina. Uma relação de contato intrusiva entre o diabásio e ignimbritos do Grupo Iricoumé pode ser observada no ponto A94.

Petrografia e Química Mineral A Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga pode ser individualizada em dois grupos texturais: rochas com textura fanerítica fina (diabásios) e rochas com textura fanerítica média a grossa (gabros e dioritos). As primeiras afloram em duas regiões: a ~22 km a leste da Mina Pitinga (pontos A94 e A96); e nas proximidades da usina hidrelétrica (~10 km a sudoeste - pontos A87, A88, A89, A90, A91). Os gabros e dioritos afloram nas margens do Rio Pitinga a ~4 km a sudeste da usina hidrelétrica (ponto A24).

Os diabásios e gabros são constituídos predominantemente por plagioclásio prismático, augita intersticial a prismática, e óxidos de ferro e titânio. Olivina ocorre de forma subordinada, como grãos subédricos substituídos pseudomorficamente por ferro-saponita. A augita consiste preferencialmente de grãos prismáticos euédricos a subédricos. Nos diabásios onde ocorre olivina, a augita possui forma anédrica a subédrica intersticial (Fig 2a). Óxidos de Fe-Ti consistem de ilmenita prismática em quantidades subordinadas e frequentemente inclusas em magnetita subédrica. Feições de acumulação de augita e plagioclásio prismáticos podem ser observadas localmente em gabros e diabásios. Textura ofítica a subofítica ocorre localmente nas rochas

básicas e é caracterizada por grãos anédricos tardios de plagioclásio envolvendo grãos, euédricos de augita (Fig. 2b). Os minerais acessórios consistem de apatita euédrica a subédrica e titanita subédrica.

Dioritos e quartzo dioritos possuem textura fanerítica equigranular grossa constituída predominantemente por plagioclásio, augita e óxidos de Fe-Ti subordinados. Localmente são observados cristais prismáticos alongados de augita. A hornblenda ocorre preferencialmente formando textura coronítica (Fig. 2c). O feldspato alcalino consiste de grãos subédricos, geralmente formando textura micrográfica quando aliado ao quartzo (Fig. 2d). A apatita atinge quantidades varietais (>5% modal) nos dioritos, apresentando hábito prismático acicular.

Os minerais secundários são pouco abundantes e consistem de mica branca, clorita, ferro-saponita, titanita, carbonatos, epidoto e sulfetos. A mica branca é proveniente da sericitização do plagioclásio. Clorita e ferro-saponita são produtos de substituição pseudomórfica de hornblenda e de olivina, respectivamente. A titanita ocorre como produto de alteração dos óxidos de Fe-Ti. Carbonatos, epidoto e sulfetos (pirita e calcopirita) ocorrem localmente como produtos de alteração hidrotermal.

FELDSPATOS O plagioclásio é o feldspato mais abundante e é caracterizado pelo zoneamento composicional, variando de labradorita (An₆₄Ab₃₅Or₁) a andesina e oligoclásio (An₁₈Ab₇₃Or₉) (Fig. 3, Tab. 1). O zoneamento composicional consiste de um aumento, do centro para a borda, de SiO₂, Na₂O e K₂O, e diminuição em Al₂O₃ e CaO (Fig. 4). Os conteúdos de FeO^t variam de 0,28% a 1,52% e tendem a diminuir de labradorita para oligoclásio. Núcleos de plagioclásio com composição labradorítica são observados preferencialmente em gabros e diabásios, enquanto os dioritos e quartzo dioritos possuem plagioclásio com núcleos de composição de andesina. Os grãos de plagioclásio das texturas ofíticas e subofíticas possuem composições de andesina a oligoclásio.

O feldspato alcalino ocorre em quantidades em torno de 5% e invariavelmente possui lamelas de exsolução. As lamelas são preferencialmente caracterizadas por composições que variam de Ab₂Or₉₈ a Ab₉₉Or₁. No entanto, algumas lamelas possuem composição de sanidina desde Ab₆₀Or₄₀ até Ab₁₂Or₈₈, sugerindo exsolução parcial dos componentes ortoclásio e albita.

OLIVINA (FERRO-SAPONITA) Os grãos de olivina estão invariavelmente substituídos pseudomorficamente por minerais secundários. A geometria desta fase indica que esta ocorria como subédrica em quantidades subordinadas, essencialmente nos diabásios onde a augita é intersticial (amostras A87, A89 e A90). Os resultados de química mineral indicam conteúdos de SiO₂ em torno de 33,5%, Al₂O₃ próximos a 12,35%, FeO de 20,63% a 25,55%, e MgO entre 17,36% e 17,97%. Os conteúdos de Na₂O, CaO e K₂O são inferiores a 1% (Tab. 2). O fechamento das análises é próximo a 88,0%, e sugere moderado conteúdo de fluidos (H₂O, OH). Essa composição sugere relação com mineral do grupo das esmectitas do tipo ferro-saponita.

Figura 2 - Feições petrográficas das rochas básicas e intermediárias da Formação Quarenta Ilhas (nicóis cruzados). a) diabásio com plagioclásio euédrico, olivina subédrica substituída por saponita, e augita intersticial; b) diabásio com textura subofítica; c) diorito com textura coronítica; d) quartzo diorito com intercrescimento micrográfico e feldspato alcalino pertítico. Abreviações: Pl-plagioclásio; Aug-augita; Ol-olivina, Hbl-hornblenda; FldAlc-feldspato alcalino; Qz-quartzo.

Figura 3 - Diagrama ternário de classificação dos feldspatos da Formação Quarenta Ilhas.

CLINOPIROXÊNIO Os clinopiroxênios são abundantes nas rochas básicas e consistem predominantemente de grãos subédricos a euédricos prismáticos. Nos diabásios onde ocorre olivina, o clinopiroxênio possui formas anédricas intersticiais. O pleocroísmo é fraco e varia de incolor a castanho claro rosado e incolor a verde claro.

Nas rochas intermediárias os clinopiroxênios são menos abundantes e possuem pleocroísmo fraco, de incolor a verde claro. Consistem geralmente de grãos subédricos prismáticos e, localmente, de prismas euédricos alongados, atingindo até 1,2cm. A textura coronítica é comum nas rochas intermediárias, caracterizadas por hornblenda envolvendo clinopiroxênio.

As fórmulas estruturais são calculadas segundo a nomenclatura de Morimoto (1988) utilizando o programa Minpet 2.0. Os valores de Fe^{3+} são obtidos pelo método de balanço de cargas, na base de 6 oxigênios. Os clinopiroxênios são cálcicos e estão classificados predominantemente como augita, com diopsídio em quantidades subordinadas (Fig. 5). O diopsídio possui composições próximas a $Wo_{45}En_{40}Fs_{15}$ e ocorre somente em diabásios menos diferenciados. A augita de rochas básicas possui

Tabela 1 - Análises representativas de feldspatos da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga.

Amostra	A89b	A89b	A89b	A89b	A24a	A87a	A88a	A88a	A96a	A96a	A96a	A96a	A24z	A24h	A24h	A24z
Análise	09	20	02	16	04	05	05	25	01	04	08	18	09	09	17	04
Tipo	labr	labr	labr	labr	and	and	and	and	olig	olig	olig	olig	ort	san	san	alb
Posição*	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	borda	borda	borda	borda	borda	centro	centro	centro	centro
% em peso																
SiO ₂	55,03	54,56	53,48	58,19	57,83	56,75	58,59	60,99	62,67	62,71	62,63	61,37	64,78	66,34	67,58	69,18
TiO ₂	0,03	0,01	0,04	0,04	0,06	0,03	0,02	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	27,25	27,55	29,02	24,90	26,14	26,46	25,17	23,72	22,61	22,75	22,88	23,50	17,68	17,61	17,82	18,45
FeO	0,79	1,09	0,65	1,11	0,62	0,71	0,62	0,45	0,39	0,43	0,42	0,58	0,00	0,15	0,17	0,04
MnO	0,01	0,05	0,04	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
MgO	0,07	0,08	0,04	0,19	0,06	0,10	0,04	0,03	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02
CaO	10,99	11,73	12,98	11,57	9,53	10,00	8,28	6,35	5,01	5,15	4,88	5,90	0,01	0,15	0,21	0,17
Na ₂ O	5,16	4,83	4,31	4,04	6,29	5,82	6,65	7,60	8,48	8,33	8,04	7,83	0,18	2,96	6,78	11,92
K ₂ O	0,30	0,28	0,25	0,26	0,42	0,36	0,59	0,78	1,01	0,73	1,05	0,92	16,33	11,92	6,84	0,05
Soma	99,71	100,26	100,89	100,39	100,96	100,31	100,05	99,99	100,26	100,18	99,97	100,19	98,99	99,14	99,41	99,85
a.p.f.u.																
Si	10,004	9,9	9,657	10,451	10,329	10,222	10,533	10,901	11,142	11,143	11,147	10,953	12,093	12,16	12,151	12,108
Al	5,834	5,887	6,171	5,267	5,498	5,613	5,329	4,993	4,734	4,761	4,796	4,939	3,887	3,801	3,773	3,803
Ti	0,004	0,001	0,005	0,005	0,008	0,004	0,003	0,001	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,120	0,165	0,098	0,167	0,093	0,107	0,093	0,067	0,058	0,064	0,063	0,087	0,000	0,023	0,026	0,006
Mn	0,002	0,008	0,006	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
Mg	0,019	0,022	0,011	0,051	0,016	0,027	0,011	0,008	0,008	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,005
Ca	2,141	2,280	2,511	2,226	1,824	1,930	1,595	1,216	0,954	0,980	0,931	1,128	0,002	0,029	0,040	0,032
Na	1,819	1,699	1,509	1,407	2,178	2,033	2,318	2,634	2,923	2,870	2,775	2,710	0,065	1,052	2,364	4,045
K	0,070	0,065	0,058	0,060	0,096	0,083	0,135	0,178	0,229	0,165	0,238	0,209	3,889	2,787	1,569	0,011
Soma cátions	20,013	20,027	20,026	19,636	20,042	20,019	20,019	19,998	20,055	19,986	19,956	20,029	19,936	19,852	19,923	20,013
Ab	45,10	42,00	37,00	38,10	53,10	50,20	57,30	65,40	71,20	71,50	70,40	67,00	1,60	27,20	59,50	98,90
An	53,10	56,40	61,60	60,30	44,50	47,70	39,40	30,20	23,20	24,40	23,60	27,90	0,10	0,70	1,00	0,80
Or	1,70	1,60	1,40	1,60	2,30	2,10	3,30	4,40	5,60	4,10	6,00	5,20	98,30	72,10	39,50	0,30

Observações: fórmulas estruturais calculadas na base de 32 oxigênios; ferro analisado como Fe²⁺

* posição do ponto analisado em relação à proximidade do centro ou da borda do cristal.

Abreviações: a.p.f.u.: átomos por fórmula unitária; labr: labradorita; and: andesina; olig: oligoclásio; ort: ortoclásio; san: sanidina; alb: albita.

um *trend* evolutivo caracterizado pela diminuição do componente wolastonita (Wo) de 44% a 35%, seguido do aumento do componente ferrosilita (Fs) de 16% a 31%. Os conteúdos do componente enstatita (En) diminuem de 44% a 33% em direção aos cristais de augita dos diabásios mais diferenciados. A augita das rochas intermediárias segue esse *trend* evolutivo, com aumento de Wo de 38% a 41%, acompanhado do aumento de Fs de 31% a 38% e consequente diminuição de En de 29% a 21%. O *trend* evolutivo dos clinopiroxênios, desde diabásios até quartzo dioritos, segue a tendência usual de cristalização observada por Deer *et al.* (1992), caracterizada pela diminuição inicial de CaO, seguida do aumento de FeO^t, diminuição de MgO e sutil aumento de CaO nos cristais de augita mais diferenciados. (Tab. 3). Com base em seus conteúdos relativos, é possível individualizar quatro grupos de clinopiroxênios:

- Grupo I - diopsídio e augita com alto CaO e baixo FeO^t e TiO₂ (diabásio A89a);

- Grupo II - augita com alto TiO₂ e MgO, moderado CaO e baixo FeO^t (diabásios A87a e A88a, e gabro A24a);

- Grupo III - augita com moderado FeO^t e baixo CaO (diabásio A96a);

- Grupo IV - augita com alto FeO^t e baixo MgO,

Figura 4 - Seção borda-centro-borda representativa do zoneamento composicional do plagioclásio em diabásio (amostra A88a) da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga.

TiO₂ e Al₂O₃ (dioritos A24h e A24z).

A distribuição de Si e Al no sítio T, nos quatro grupos, define uma correlação negativa. A augita dos

Tabela 2 - Análises representativas de ferro-saponita da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga.

Amostra	A87a	A87a	A87a	A87a	A87a	A87a
Análise	01	07	09	20	24	33
Tipo	Fe-sap	Fe-sap	Fe-sap	Fe-sap	Fe-sap	Fe-sap
Posição*	centro	centro	centro	centro	centro	centro
% em peso						
SiO ₂	34,28	33,95	33,53	33,20	33,75	32,56
TiO ₂	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,00
Al ₂ O ₃	11,51	13,39	13,48	13,86	11,39	13,37
FeO	24,66	20,98	21,32	21,05	25,55	22,61
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,07	0,06	0,00	0,00
MnO	0,15	0,48	0,48	0,52	0,18	0,36
MgO	17,68	17,72	18,48	18,91	17,41	18,70
CaO	0,15	0,52	0,30	0,46	0,19	0,20
Na ₂ O	0,04	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04
K ₂ O	0,12	0,01	0,02	0,01	0,09	0,01
Soma	88,62	87,15	87,76	88,16	88,66	87,85
a.p.f.u.						
Si	5,613	5,608	5,512	5,439	5,545	5,371
Al	2,221	2,607	2,611	2,676	2,205	2,599
Ti	0,003	0,003	0,001	0,002	0,004	0,000
Fe ²⁺	3,376	2,898	2,930	2,883	3,509	3,118
Cr	0,000	0,000	0,009	0,008	0,000	0,000
Mn	0,017	0,055	0,055	0,059	0,021	0,041
Mg	4,316	4,365	4,529	4,618	4,264	4,599
Ca	0,026	0,092	0,053	0,081	0,033	0,035
Na	0,011	0,021	0,020	0,020	0,017	0,012
K	0,024	0,003	0,005	0,003	0,019	0,003
Soma cátions	15,608	15,652	15,726	15,789	15,618	15,778

Observações: fórmulas estruturais calculadas na base de 24 oxigênios; ferro analisado como Fe²⁺

* posição do ponto analisado em relação à proximidade do centro ou da borda do cristal. Abreviações: a.p.f.u.: átomos por fórmula unitária; Fe-sap: ferro-saponita.

grupos I e III possui conteúdos de ^TAl intermediários, enquanto no Grupo II variam de elevados a intermediários. O Grupo IV possui baixos conteúdos de ^TAl e consequentemente elevados conteúdos de ^TSi (Fig. 6a). No sítio M1, Fe e Mg se correlacionam negativamente, com conteúdos elevados de ^{M1}Mg em augita dos grupos I, II e III. A augita do Grupo IV possui elevados conteúdos de ^{M1}Fe²⁺, e melhor se correlaciona com a augita do Grupo III (Fig. 6b). A correlação negativa de Ca e Fe no sítio M2 é caracterizada pelos elevados conteúdos de ^{M2}Ca em cristais de augita do Grupo I, baixos na augita do Grupo III e intermediários nos grupos II e IV (Fig. 6c). As principais substituições catiônicas observadas nos quatro grupos consistem de trocas simples do tipo Si↔Al no sítio T, Mg↔Fe²⁺ no sítio M1 e Fe²⁺↔Ca no sítio M2. Os valores médios de Fe³⁺ variam de 0,061apfu a 0,072apfu em augita dos grupos I, II e III, algumas vezes excedendo 0,1apfu na augita dos grupos I e II. Na augita do Grupo II os conteúdos de Fe³⁺ atingem 0,136apfu, frequentemente ocupando o sítio T. Os conteúdos ^{M2}Mn aumentam significativamente da augita dos grupos I, II e III para a augita do Grupo IV, com valores médios entre 0,010 e 0,012apfu para 0,026apfu no Grupo IV.

A distribuição dos conteúdos de ^TAl, ^{M1}Ti e Fe³⁺/

Figura 5 - Diagrama de Morimoto (1988) para classificação dos clinopiroxênios cálcicos da Formação Quarenta Ilhas.

(Fe³⁺+Fe²⁺)_{total}, quando comparados ao índice nMg (nMg = Mg/(Mg+Fe²⁺)), ilustram as particularidades composicionais observadas nos grupos I, II, III e IV (Fig. 7a,b,c). Os conteúdos de ^TAl e Fe³⁺/(Fe³⁺+Fe²⁺)_{total} da augita dos grupos I e II apresentam padrão de distribuição paralelos entre si, enquanto o padrão de ^{M1}Ti das augitas do grupo II é significativamente mais elevado que o do grupo I. Os cristais de augita dos grupos III e IV apresentam correlação entre si quanto aos conteúdos de ^TAl e ^{M1}Ti em relação a nMg. No entanto, a distribuição de Fe³⁺/(Fe³⁺+Fe²⁺)_{total} em cristais de augita do grupo III sugere que parte se correlaciona com a augita do Grupo IV e parte acompanha o padrão da augita dos grupos I e II.

ANFIBÓLIOS A hornblenda ocorre em dioritos e gabro dioritos, como constituinte da textura coronítica e como grãos isolados. A hornblenda de textura coronítica possui terminações subédricas a euédricas, enquanto os grãos isolados tendem a possuir formas euédricas. O pleocroísmo varia de castanho claro a verde claro e verde escuro.

A composição da hornblenda caracteriza-se por conteúdos de SiO₂ que variam entre 44,21% e 51,94%, Al₂O₃ entre 0,93% e 6,33%, altos conteúdos de FeOⁱ (entre 22,97% e 29,48%), e baixos de MgO (de 3,99%

Tabela 3 - Análises representativas de piroxênios da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga.

Amostra	A89b	A89b	A89b	A89b	A24a	A87a	A88a	A88a	A96a	A96a	A96a	A96a	A24h	A24h	A24z	A24z
Análise	09	20	02	16	04	05	05	25	01	04	08	18	03	05	01	10
Grupo	I	I	I	I	II	II	II	II	III	III	III	III	IV	IV	IV	IV
Tipo	diop	diop	aug	aug	aug	aug	aug	aug	aug	aug	aug	aug	aug	aug	aug	aug
Posição*	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	borda
% em peso																
SiO ₂	50,97	53,72	50,85	51,57	50,33	50,71	51,03	50,22	49,99	50,15	50,07	50,15	50,24	50,45	51,01	50,79
TiO ₂	0,34	0,03	0,36	0,25	1,10	0,88	0,78	0,85	0,37	0,30	0,42	0,42	0,24	0,26	0,16	0,22
Al ₂ O ₃	3,01	0,47	2,97	2,30	2,84	3,31	2,23	2,30	2,14	1,55	3,60	3,44	0,83	0,95	0,55	0,88
FeO	9,29	9,54	10,45	9,42	11,74	10,73	10,60	10,74	16,42	18,44	12,96	12,04	19,66	18,08	21,02	18,46
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,37	0,17	0,02	0,00	0,02	0,03
MnO	0,33	0,32	0,26	0,34	0,37	0,25	0,32	0,40	0,40	0,48	0,30	0,25	0,78	0,78	0,83	0,73
MgO	13,84	14,02	14,21	14,21	14,68	13,62	15,14	14,86	12,74	11,47	14,10	13,38	8,36	9,92	7,46	9,44
CaO	22,13	22,53	20,39	21,16	18,60	20,06	19,58	20,07	17,08	16,91	17,07	19,32	19,14	18,81	18,78	18,71
Na ₂ O	0,36	0,18	0,39	0,36	0,39	0,39	0,32	0,37	0,28	0,30	0,35	0,37	0,29	0,31	0,33	0,25
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma	100,27	100,82	99,90	99,62	100,08	99,95	100,01	99,81	99,42	99,65	99,25	99,56	99,57	99,56	100,17	99,51
a.p.f.u.																
Sítio T																
Si	1,890	1,991	1,894	1,925	1,878	1,896	1,898	1,873	1,910	1,931	1,889	1,887	1,969	1,958	2,001	1,979
Al ^{IV}	0,110	0,009	0,106	0,075	0,122	0,104	0,098	0,101	0,090	0,069	0,111	0,113	0,031	0,042	0,000	0,021
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,026	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma sítio T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	2,000
Sítio M1																
Al ^{VI}	0,012	0,023	0,000	0,164	0,124	0,000	0,089	0,103	0,070	0,071	0,033	0,073	0,085	0,033	0,063	0,054
Ti	0,004	0,003	0,001	0,001	0,000	0,001	0,005	0,000	0,002	0,000	0,007	0,002	0,000	0,006	0,000	0,005
Fe ³⁺	0,510	0,342	0,724	0,504	0,406	0,803	0,650	0,713	0,546	0,507	0,524	0,340	0,475	0,481	0,301	0,280
Fe ²⁺	0,059	0,055	0,030	0,013	0,012	0,019	0,011	0,015	0,002	0,008	0,024	0,016	0,008	0,000	0,041	0,014
Cr	1,355	1,333	1,857	1,168	1,491	1,939	1,105	0,947	1,142	1,202	1,725	1,638	1,296	0,923	1,897	1,290
Mg	2,997	3,173	2,318	3,007	2,884	2,171	3,006	3,101	3,036	3,077	2,621	2,834	3,004	3,271	2,577	3,124
Soma sítio M1	5,001	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,001	5,000	4,999	5,000	5,000	5,000	5,000	5,001	5,001	5,000
Sítio M2																
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,084	0,082	0,149	0,117	0,217	0,160	0,187	0,159	0,267	0,263	0,274	0,185	0,148	0,169	0,157	0,176
Mn	0,010	0,010	0,008	0,011	0,012	0,008	0,010	0,013	0,013	0,016	0,010	0,008	0,026	0,026	0,028	0,024
Ca	0,879	0,895	0,814	0,846	0,743	0,803	0,780	0,802	0,699	0,698	0,690	0,779	0,804	0,782	0,789	0,781
Na	0,026	0,013	0,028	0,026	0,028	0,028	0,023	0,027	0,021	0,022	0,026	0,027	0,022	0,023	0,025	0,019
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma sítio M2	0,999	1,000	0,999	1,000	1,000	0,999	1,000	1,001	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	0,999	1,000
Soma cátions	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	3,999	4,000	4,000	4,000	4,000
Wo	45,26	45,30	42,02	43,58	38,37	42,16	39,82	40,59	35,63	35,49	36,29	40,65	40,96	39,73	40,63	39,95
En	39,38	39,22	40,75	40,72	42,13	39,83	42,84	41,82	36,98	33,50	41,71	39,17	24,89	29,16	22,46	28,05
Fs	15,36	15,48	17,23	15,70	19,51	18,02	17,34	17,59	27,40	31,01	22,01	20,19	34,16	31,11	36,92	32,00

Observações: fórmulas estruturais calculadas na base de 6 oxigênios; ferro analisado como Fe²⁺

* posição do ponto analisado em relação à proximidade do centro ou da borda do cristal.

Abreviações: a.p.f.u.: átomos por fórmula unitária; diop: diopsídio; aug: augita.

a 8,77%). O conteúdo médio de CaO é de 10,25%, com Na₂O entre 0,3% e 2,64%, K₂O de 0,13% a 0,91% e F de 0,0% a 2,0% (Tab. 4). A fórmula estrutural dos anfíbólios e a proporção Fe²⁺/Fe³⁺ foram calculadas com o programa MINPET 2.0, na base de 23 átomos de oxigênio. Para obtenção dos valores de Fe²⁺ e Fe³⁺ utilizou-se o sistema de normalização de Robinson *et al.* (1981). Segundo a nomenclatura de Leake *et al.* (1997), os anfíbólios se enquadram no grupo dos anfíbólios cálcicos, com composição de ferro-hornblenda, ferro-actinolita (Fig. 8) e localmente ferro-edenita.

A ferro-hornblenda é a composição dominante, com rara ferro-edenita. A ferro-actinolita restringe-se às bordas dos anfíbólios (Fig. 9a). A composição da ferro-hornblenda é caracterizada por pequenas variações nos conteúdos de SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, MgO e F. A transição para ferro-actinolita é marcada pelo aumento inicial no conteúdo de Al₂O₃, e diminuição brusca de FeO^t. Os conteúdos de MgO aumentam gradualmente em direção à borda de cristais de ferro-hornblenda. Na₂O, K₂O, CaO e F diminuem em direção à borda da ferro-hornblenda (Fig. 9b,c).

Figura 6 - Principais trocas catiônicas nos sítios T (a), M1 (b) e M2 (c), dos clinopiroxênios. Símbolos: idem a figura 5.

A ferro-actinolita possui composição heterogênea quando comparada à ferro-hornblenda. Essa variação é marcada pelo aumento gradual dos conteúdos de SiO₂ até próximo da borda da ferro-actinolita, e sutil diminuição próximo a extremidade. FeO^t e MgO possuem padrões inversos entre si, sendo que o FeO^t tende a aumentar e o MgO tende a diminuir gradualmente em direção a extremidade. Os conteúdos de CaO indicam

Figura 7 - Substituições catiônicas em relação a nMg em clinopiroxênios da Formação Quarenta Ilhas. Retas: regressões lineares que melhor se ajustam aos dados de cada grupo. a) ^TAl vs nMg; b) ^TTi vs nMg; c) Fe³⁺/(Fe³⁺+Fe²⁺) vs nMg. Símbolos: idem a figura 5.

uma sutil variação, marcada por um aumento inicial e pequena diminuição em direção à extremidade. Al₂O₃, Na₂O, K₂O e F tendem a diminuir em direção à borda,

Tabela 4 - Análises representativas de anfibólios da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga.

Amostra	A24h	A24h	A24h	A24z	A24z	A24z	A24z	A24z	A24z	A24z	A24h	A24h	A24z	A24z	A24z	A24z
Análise	20	21	25	06	09	15	18	22	23	25	26	27	17	24	35	36
Tipo	Fe-eden	Fe-eden	Fe-hbl	Fe-hbl	Fe-hbl	Fe-hbl	Fe-hbl	Fe-hbl	Fe-hbl	Fe-hbl	Fe-actn	Fe-actn	Fe-actn	Fe-actn	Fe-actn	Fe-actn
Posição*	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	borda	borda	borda	borda	borda	borda
% em peso																
SiO ₂	46,22	44,48	47,95	44,78	48,01	48,42	45,68	44,21	48,11	48,44	49,80	51,26	48,85	49,54	51,77	51,94
TiO ₂	0,50	0,45	0,30	0,11	0,10	0,32	0,09	0,13	0,02	0,07	0,21	0,14	0,07	0,00	0,36	0,12
Al ₂ O ₃	4,31	4,20	4,37	6,05	4,20	3,71	5,32	6,33	3,43	3,24	2,93	1,94	3,06	1,89	1,73	0,93
FeO	26,85	25,89	24,15	26,70	25,64	23,51	28,07	29,08	27,68	27,75	24,93	25,17	26,99	28,91	22,97	26,80
MnO	0,48	0,52	0,55	1,07	0,64	0,52	1,02	0,91	1,53	1,03	0,52	0,76	1,01	2,18	0,96	1,81
MgO	5,82	5,51	8,27	4,98	6,52	8,60	4,76	4,05	4,95	5,22	7,67	7,29	5,64	3,99	8,49	5,70
CaO	9,65	9,90	10,48	11,16	11,39	9,88	11,03	11,05	11,03	11,02	10,74	11,01	10,98	10,86	11,04	11,16
Na ₂ O	2,40	2,13	1,72	1,20	0,92	1,71	1,11	1,27	0,72	0,70	1,18	0,78	0,71	0,46	0,68	0,30
K ₂ O	0,91	0,91	0,55	0,67	0,32	0,59	0,53	0,60	0,29	0,34	0,31	0,21	0,28	0,22	0,29	0,13
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00	0,02	0,00	0,06	0,02	0,00	0,05	0,00	0,04
F	1,64	0,89	0,99	0,06	0,20	0,84	0,10	0,03	0,00	0,00	0,38	0,00	0,08	0,00	0,35	0,00
Cl	0,0	0,0	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01
Soma	98,78	94,88	99,33	96,78	97,93	98,12	97,76	97,66	97,77	97,82	98,67	98,56	97,69	98,10	98,65	98,93
O=F+Cl	0,69	0,37	0,42	0,03	0,09	0,35	0,04	0,01	0,00	0,00	0,16	0,00	0,03	0,00	0,15	0,00
Sum	99,47	95,25	99,75	96,81	98,02	98,47	97,80	97,67	97,77	97,82	98,83	98,56	97,72	98,10	98,80	98,93
a.p.f.u.																
Sítio T																
Si	7,219	7,220	7,221	7,043	7,366	7,323	7,114	6,934	7,445	7,482	7,512	7,728	7,530	7,687	7,757	7,888
Al ^{IV}	0,781	0,780	0,775	0,957	0,634	0,661	0,886	1,066	0,555	0,518	0,488	0,272	0,470	0,313	0,243	0,112
Ti ^{IV}	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Soma sítio T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,001	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Sítio C (M1, M2, M3)																
Al ^{VI}	0,012	0,023	0,000	0,164	0,124	0,000	0,089	0,103	0,070	0,071	0,033	0,073	0,085	0,033	0,063	0,054
Cr	0,004	0,003	0,001	0,001	0,000	0,001	0,005	0,000	0,002	0,000	0,007	0,002	0,000	0,006	0,000	0,005
Fe ³⁺	0,510	0,342	0,724	0,504	0,406	0,803	0,650	0,713	0,546	0,507	0,524	0,340	0,475	0,481	0,301	0,280
Ti ^{VI}	0,059	0,055	0,030	0,013	0,012	0,019	0,011	0,015	0,002	0,008	0,024	0,016	0,008	0,000	0,041	0,014
Mg	1,355	1,333	1,857	1,168	1,491	1,939	1,105	0,947	1,142	1,202	1,725	1,638	1,296	0,923	1,897	1,290
Fe ²⁺	2,997	3,173	2,318	3,007	2,884	2,171	3,006	3,101	3,036	3,077	2,621	2,834	3,004	3,271	2,577	3,124
Mn	0,064	0,071	0,070	0,143	0,083	0,067	0,135	0,121	0,201	0,135	0,066	0,097	0,132	0,287	0,122	0,233
Soma sítio C	5,001	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,001	5,000	4,999	5,000	5,000	5,000	5,000	5,001	5,001	5,000
Sítio B (M4)																
Ca	1,615	1,722	1,691	1,881	1,872	1,601	1,840	1,857	1,829	1,824	1,736	1,778	1,813	1,806	1,772	1,816
Na	0,385	0,278	0,309	0,119	0,128	0,399	0,160	0,143	0,171	0,176	0,264	0,222	0,187	0,138	0,198	0,088
Soma sítio B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	1,944	1,970	1,904
Sítio A																
Na	0,342	0,392	0,193	0,247	0,146	0,102	0,176	0,243	0,045	0,033	0,081	0,007	0,025	0,000	0,000	0,000
K	0,181	0,188	0,106	0,134	0,063	0,114	0,105	0,120	0,057	0,067	0,060	0,040	0,055	0,044	0,055	0,025
Soma sítio A	0,523	0,581	0,299	0,762	0,418	0,432	0,562	0,726	0,204	0,200	0,141	0,047	0,160	0,088	0,110	0,050
Soma cátions	15,524	15,580	15,299	15,381	15,209	15,217	15,282	15,363	15,101	15,100	15,141	15,047	15,080	14,989	15,026	14,929

Observações: fórmulas estruturais calculadas na base de 23 oxigênios; ferro analisado como Fe²⁺

* posição do ponto analisado em relação à proximidade do centro ou da borda do cristal.

Abreviações: a.p.f.u.: átomos por fórmula unitária; F-eden: ferro-edenite; Fe-hbl: ferro-hornblenda; Fe-actn: ferro-actinolita.

possuindo conteúdos menos variáveis quando próximo a extremidade de cristais de ferro-actinolitas (Fig. 9b,c). Roberts *et al.* (2000) assumem que a cristalização de actinolita em gabros e rochas ultramáficas ocorre como resultado de reações com resíduos félsicos tardios, em um estágio *subsolidus*.

As variações composicionais indicam substituição simples do tipo Si→Al no sítio T, Mg→Fe²⁺ no sítio C, Ca→Na no sítio B e Na→K no sítio A. Trocas duplas como ^TSi+^A□→^TAl+^A(Na+K), indicam atuação

de substituição edenítica (Fig. 10) na evolução dos anfibólios da Formação Quarenta Ilhas.

ÓXIDOS DE FE-TI Os óxidos de Fe-Ti pertencem às séries de solução sólida ulvoespinélio-magnetita (magnetita_{ss}) e ilmenita-hematita (ilménita_{ss}). O conteúdo modal dos óxidos de Fe-Ti é de ~10% em dioritos, e varia de 15% a 25% em diabásios e gabros. A magnetita consiste de grãos subédricos a anédricos, sendo mais abundante que a ilmenita. A ilmenita ocorre como cris-

Figura 8 - Diagrama de classificação de anfíbólios cálcicos de Leake et al. (1997).

tais subédricos inclusos em magnetita, segundo contatos retos sugerindo condições de equilíbrio (Fig. 11a). Grãos anédricos de ilmenita ocorrem ao longo das bordas da magnetita, o que pode estar indicando reações de oxidação *subsolidus* (Buddington & Lindsley 1964). A ilmenita também ocorre como finas lamelas de exsolução/oxidação em magnetita. Grãos isolados de ilmenita ocorrem localmente (Fig. 11b).

Feições típicas de desequilíbrio nos óxidos de Fe-Ti consistem de textura em peneira em magnetita e textura treliça. A textura treliça ocorre de forma localizada em alguns grãos de magnetita, caracterizada por lamelas delgadas de ilmenita distribuídas ao longo de dois dos planos {111} da magnetita (Fig. 11c). Nas rochas intermediárias, alguns grãos de magnetita possuem lamelas relativamente mais espessas (<15µm) de ilmenita ao longo dos planos {111} da magnetita (Fig. 11d). Essas feições indicam que o resfriamento relativamente lento das rochas intermediárias, aliado a mais alta fO_2 , deve ter favorecido reações de oxidação/exsolução de ilmenita em magnetita (Buddington & Lindsley 1964). A titanita está frequentemente associada à magnetita e ilmenita, o que sugere oxidação em estágios *subsolidus* (Carmichael & Nicholls 1967).

A ocorrência de grãos isolados de ilmenita, seguidos de magnetita com textura treliça (em estágios iniciais e avançados), e grânulos de ilmenita nas bordas de magnetita, indica aumento sistemático do grau de oxidação e difusão de óxidos de Fe-Ti (Buddington & Lindsley 1964). Frost & Lindsley (1992) atribuem esse processo a fenômenos de oxi-exsolução.

As fórmulas estruturais de magnetita e ilmenita foram recalculadas na base de 4 e 3 oxigênios, respectivamente (Tab. 5). Os conteúdos de FeO e Fe₂O₃ e as proporções moleculares (Usp-Mt e Ilm-Hem) foram recalculados segundo os procedimentos de Carmichael (1967). O gráfico da figura 12 ilustra a proporção entre TiO₂, FeO e Fe₂O₃ segundo as séries de solução

Figura 9 - Variação composicional em piroxênio e anfíbólio de textura ofítica em diorito da Formação Quarenta Ilhas. a) Imagem EDS com localização do perfil composicional do núcleo do piroxênio (A) para a borda do anfíbólio (A'); b) Variação de SiO₂, FeO^t, CaO e MgO; c) Variação de Al₂O₃, Na₂O, F e K₂O. Abreviações: f-h: ferro-hornblenda; f-a: ferro-actinolita.

sólida Usp-Mt e Ilm-Mt. A composição da magnetita varia de Usp₂₂ a Usp₃₇ e é caracterizada por moderados conteúdos de TiO₂ (de 7,36% a 14,69%), alto Fe₂O₃ (de

Figura 10 - Substituição edenítica nos anfibólios da Formação Quarenta Ilhas. Símbolos: o - ferro-hornblenda; x - ferro-actinolita; + - ferro-edenita.

35,47% a 50,07%) e FeO entre 36,82% e 43,54%. Os conteúdos de Al_2O_3 variam de 0,35% a 1,95%, MnO de 0,18% a 0,87% e V_2O_5 entre 0,82% a 1,21%. A ilmenita possui composição no intervalo Ilm_{87-95} com conteúdos de TiO_2 entre 46,35% e 49,34%, FeO de 38,82% a 42,47% e Fe_2O_3 entre 3,16% e 11,33%. V_2O_5 varia de

1,66% a 2,04% e o MnO de 1,79% a 3,59%.

Temperaturas de equilíbrio entre os pares de ilmenita e magnetita, segundo o geotermômetro de Carmichael (1967), indicam valores entre 868°C e 703°C. Bellieni *et al.* (1986) obteve temperaturas entre 600°C e 1100°C para óxidos de Fe-Ti de rochas hipabissais toleíticas da Formação Serra Geral. Esses autores assumem que as temperaturas inferiores a 1000°C representam um estágio de reequilíbrio e resfriamento pós-intrusivo.

Ordem de Cristalização A ordem de cristalização dos minerais das rochas básicas a intermediárias e sua evolução por cristalização fracionada foi estabelecida de acordo com dados petrográficos e de química mineral (Fig. 13). Nos diabásios e gabros a cristalização inicia-se com olivina, seguida de augita+plagioclásio, ilmenita e posteriormente titanomagnetita. O plagioclásio, tanto nas rochas básicas quanto nas intermediárias, possui núcleo labradorítico evoluindo até oligoclásio nas bordas dos cristais. A cristalização de ferro-hornblenda inicia-se no magma diorítico, formando textura coronítica em augita e indicando aumento da atividade de voláteis com a diferenciação. O resíduo de cristalização é constituído por feldspato alcalino e quartzo formando intercrescimentos micrográficos, possivelmente acompanhado da cristalização de oligoclásio. A cristalização de ferro-actinolita, desenvolvimento das pertitas

Figura 11 - Feições petrográficas dos óxidos de Fe-Ti. a) ilmenita inclusa em magnetita; b) ilmenita euédrica; c) magnetita com textura em peneira e textura treliça; d) lamelas de ilmenita ao longo dos planos $\{111\}$ da magnetita. Abreviações: mt-magnetita, ilm-ilmenita, pi-pirita.

Tabela 5 - Análises representativas de óxidos de Fe-Ti da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga.

Amostra	A24a	A24a	A24a	A24a	A88a	A88a	A88a	A88a	A88a	A88a	A89b	A89b	A89b	A89b	A89b	A89b
Análise	06	11	07	12	22	32	14	16	12	11	05	04	03	01	16	11
Tipo	ilm	mt	ilm	mt	ilm	mt	ilm	mt	ilm	mt	ilm	mt	ilm	mt	ilm	mt
Posição*	centro	centro	centro	centro	centro	centro	borda	centro	borda	centro	centro	centro	borda	centro	borda	centro
% em peso																
SiO ₂	0,11	0,52	0,09	0,72	0,45	0,14	0,03	0,09	0,06	0,52	0,05	0,13	0,07	0,07	0,05	0,08
TiO ₂	47,87	7,43	48,06	9,39	47,85	8,08	46,78	9,60	46,35	7,43	48,39	10,59	47,57	9,63	47,49	11,46
Al ₂ O ₃	0,00	1,50	0,00	1,56	0,00	2,98	0,00	1,56	0,00	1,50	0,00	1,68	0,00	1,20	0,00	2,49
Fe ₂ O ₃	6,20	49,46	5,53	45,00	6,41	47,87	9,30	46,06	9,21	49,46	7,38	44,71	8,32	47,51	8,91	41,90
FeO	39,88	36,82	39,84	39,09	40,54	38,36	40,03	39,04	39,28	36,82	41,23	40,60	40,77	39,44	40,70	41,05
MnO	3,21	0,62	3,40	0,59	2,43	0,35	1,96	0,64	2,27	0,62	2,12	0,50	1,90	0,58	1,95	0,64
MgO	0,00	0,14	0,00	0,26	0,03	0,01	0,03	0,00	0,01	0,14	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02
CaO	0,05	0,08	0,04	0,04	0,40	0,07	0,01	0,06	0,04	0,08	0,04	0,03	0,05	0,01	0,04	0,07
Cr ₂ O ₃	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,04	0,04	0,02	0,00	0,02
ZnO	0,00	0,77	0,00	0,32	0,03	0,10	0,03	0,05	0,12	0,77	0,15	0,00	0,08	0,18	0,01	0,08
V ₂ O ₅	1,87	1,10	1,95	1,08	1,74	0,87	1,80	1,00	1,77	1,10	1,86	0,98	2,02	1,02	1,92	1,01
NiO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01
Soma	99,21	98,47	98,93	98,07	99,94	98,85	99,98	98,14	99,12	98,47	101,24	99,28	100,85	99,71	101,08	98,84
a.p.f.u.																
Si	0,003	0,020	0,002	0,028	0,011	0,005	0,001	0,004	0,001	0,020	0,001	0,005	0,002	0,003	0,001	0,003
Ti	0,919	0,215	0,924	0,271	0,910	0,231	0,892	0,278	0,892	0,215	0,911	0,303	0,899	0,275	0,895	0,327
Al	0,000	0,068	0,000	0,071	0,000	0,134	0,000	0,071	0,000	0,068	0,000	0,075	0,000	0,054	0,000	0,111
Fe ³⁺	0,119	1,428	0,106	1,299	0,122	1,368	0,177	1,334	0,177	1,428	0,139	1,278	0,157	1,358	0,168	1,197
Fe ²⁺	0,851	1,182	0,852	1,254	0,857	1,218	0,849	1,257	0,840	1,182	0,862	1,290	0,856	1,253	0,853	1,303
Mn	0,069	0,020	0,074	0,019	0,052	0,011	0,042	0,021	0,049	0,020	0,045	0,016	0,040	0,019	0,041	0,021
Mg	0,000	0,008	0,000	0,015	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,008	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Ca	0,001	0,003	0,001	0,002	0,011	0,003	0,000	0,002	0,001	0,003	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,003
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001
Zn	0,000	0,022	0,000	0,009	0,001	0,003	0,001	0,002	0,002	0,022	0,003	0,000	0,002	0,005	0,000	0,002
V	0,038	0,034	0,040	0,033	0,035	0,026	0,037	0,031	0,036	0,034	0,037	0,030	0,041	0,031	0,039	0,031
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Soma cátions	2,000	3,000	2,000	3,000	2,000	3,000	2,000	3,000	2,000	3,000	2,000	3,000	2,000	3,000	2,000	3,000
Ilm (Mol%)	92,12		92,68		92,10		89,30		89,32		91,18		90,06		89,66	
Usp (Mol%)		23,45		29,86		23,60		28,15		23,45		30,78		27,79		33,03
Temp. (°C)	737		748		738		797		815		777		783		810	

Observações: fórmulas estruturais calculadas na base de 3 oxigênios para ilmenita e na base de 4 oxigênios para magnetita.

* posição do ponto analisado em relação à proximidade do centro ou da borda do cristal.

Abreviações: a.p.f.u.: átomos por fórmula unitária; ilm: ilmenita; mt: magnetita; Ilm: ilmenita; Usp: ulvoespínlio.

Figura 12 - Variações composicionais de ilmenita e magnetita coexistentes nas rochas básicas e intermediárias da Formação Quarenta Ilhas.

Figura 13 - Ordem de cristalização de gabro a quartzo diorito da Formação Quarenta Ilhas. Abreviações: Ol-olivina; Ilm-ilmenita; Mag-magnetita; Pl-plagioclásio; Aug-augita; Hbl-hornblenda; Falc-feldspato alcalino; Qz-quartzo.

e as feições de reequilíbrio na titanomagnetita, estão relacionadas ao estágio *subsolvus*. A substituição pseudomórfica de olivina por ferro-saponita, a geração de micas brancas e a cristalização de carbonatos e sulfetos, são provenientes da percolação de fluidos hidrotermais.

GEOQUÍMICA As rochas básicas e intermediárias da Formação Quarenta Ilhas possuem conteúdos de SiO_2 , recalculados para base anidra, de 44,49% a 54,99%. Caracterizam-se por altos teores de TiO_2 (>2,0%), alto Fe_2O_3^t (13,29% - 20,23%), MgO entre 1,98% e 6,81%, K_2O de 0,54 a 2,34%, CaO entre 5,29% e 11,17%, e P_2O_5 entre 0,24% e 0,99% (Tab. 6). O conteúdo relativo de elementos traço, principalmente de Nb, permite individualizar dois grupos químicos de diabásios: alto-Nb e baixo-Nb. O conteúdo de Nb varia de 2,4 ppm a 5,3 ppm no grupo baixo-Nb, enquanto os diabásios alto-Nb possuem Nb entre 12,9 ppm e 13,5 ppm. Nos termos mais diferenciados, dioríticos e quartzo dioríticos, os conteúdos de Nb concentram-se entre 8,8 ppm e 11,6 ppm. Os diabásios baixo-Nb possuem baixo Hf, Rb, Ta, Th, U, Cu e Zr, e elevado Sr e MnO (amostras A87b, A88a, A89a, A90a e A91a). Os elevados conteúdos de Nb, Hf, Rb, Ta, Th, U e Zr dos diabásios alto-Nb (amostras A94a e A96a) se aproximam daqueles observados nos dioritos e quartzo dioritos. A amostra de gabro (A24a) é quimicamente compatível aos diabásios baixo-Nb. As amostras de diorito e quartzo diorito (A24f, A24e, A24h e A24z) possuem padrão composicional semelhante ao de diabásios baixo-Nb, entretanto com teores relativamente mais elevados.

As variações composicionais são melhores expressas utilizando-se MgO como índice de diferenciação. O MgO diminui com a diferenciação e apresenta correlação negativa com CaO , Fe_2O_3^t , V e Co, sugerindo fracionamento de augita e óxidos de Fe-Ti (Fig. 14). A correlação positiva entre o índice de diferenciação e o P_2O_5 , aliada a dados petrográficos, sugere acumulação de apatita. As variações de Th, Nb, Zr, Y e ETR em relação ao índice atestam o comportamento incompatível desses elementos durante a cristalização. Os baixos conteúdos de Cr e Ni podem indicar fracionamento de olivina e piroxênio.

No diagrama TAS (Fig. 15a) as rochas ocupam preferencialmente o campo do basalto, com uma amostra no campo do picrobasalto e uma no campo do traquibasalto. As amostras mais diferenciadas ocupam o campo do traquiandesito basáltico. Segundo a sistemática de Winchester & Floyd (1977), as rochas básicas são classificadas como basaltos de afinidade subalcalina. Os termos mais diferenciados consistem de andesitos basálticos e andesitos (Fig. 15b).

Os elementos maiores e traços, normalizados segundo o padrão de manto primitivo, indicam diminuição nos conteúdos dos elementos de maior incompatibilidade quando utilizado o padrão de normalização do manto primitivo de Sun & McDonough (1989) (Fig. 16a,b). Anomalias negativas de Rb, Nb e Zr podem ser observadas nas amostras de diabásio baixo-Nb, gabro e dioritos. Essas feições podem estar associadas a ca-

racterísticas da fonte magmática. Em algumas amostras de diabásio baixo-Nb (A91a, A87b e A89a), as anomalias positivas de Sr e Eu (Fig. 16a,c) sugerem acumulação de plagioclásio. Nas amostras de diabásio alto-Nb (A94a e A96a) não são observadas anomalias negativas de Rb e Zr, enquanto a anomalia de Nb é menos acentuada. Observam-se, no entanto, anomalias negativas de Sr e Ti, as quais não estão presentes em diabásios baixo-Nb. A anomalia de Ti pode estar associada ao fracionamento de óxidos de Fe-Ti. O baixo conteúdo de Sr em diabásios alto-Nb, aliado a anomalia de Eu, devem ter sido ocasionado pela alteração de plagioclásio, conforme corroborado por dados petrográficos. Nas rochas intermediárias, as anomalias negativas de Sr e Ti sugerem fracionamento de óxidos de Fe-Ti e plagioclásio (Fig. 16b). A ausência de anomalia negativa de Eu nos dioritos, quando observada em diagrama de ETR normalizado pelo padrão condrito de Boynton (1984) (Fig. 16c), pode estar relacionada ao fracionamento de augita concomitante ao de plagioclásio. O fracionamento de augita compensaria o empobrecimento em Sr gerado pelo fracionamento de plagioclásio.

A afinidade geoquímica toleítica das rochas da Formação Quarenta Ilhas pode ser ilustrada no diagrama AFM (Fig. 17). A razão Y/Nb nas rochas básicas baixo-Nb varia de 8,49 a 13,42, enquanto nos diabásios alto-Nb, essa razão é de aproximadamente 4,0. Segundo Pearce & Cann (1973), razões Y/Nb maiores que a unidade indicam afinidade com magmas toleíticos. O caráter toleítico também é sugerido pelo conteúdo de minerais normativos: segundo o sistema haplobasáltico de Yoder & Tilley (1962), as rochas básicas podem ser classificadas como toleitos supersaturados (quartzo+hiperstênio normativos) e como olivina toleitos (olivina+hiperstênio normativos). Além disso, no diagrama de Miyashiro (1974), as rochas básicas apresentam um *trend* paralelo àquele observado em magmas toleíticos (Fig. 18). A razão $(\text{La}/\text{Yb})_N$ com valores próximos a 3 é similar a de toleitos havaianos. A razão Zr/Nb em torno de 29,5 para a associação baixo-Nb, e de aproximadamente 17,0 para diabásios alto-Nb, além da razão Th/La próxima a 0,1, sugerem afinidade com magmas do tipo MORB.

As razões Ti/V variam de 23 a 41 e são compatíveis com aquelas sugeridas por Shervais (1982) para basaltos de províncias continentais ou de cordilheira mesoceânica. As razões La/Nb indicam valores médios de 4,7 para a associação baixo-Nb e em torno de 2,2 para diabásios alto-Nb. Fitton *et al.* (1988) e Leat *et al.* (1988) sugerem que magmas com altas razões La/Nb (>1,5) podem estar relacionados a fontes de manto litosférico subcontinental. Thompson & Morrinson (1988) sugerem que basaltos toleíticos com baixos conteúdos de Nb em relação à ETRL podem estar relacionados a fontes de manto litosférico modificado por subducção.

Os conteúdos de elementos maiores e traços das rochas básicas da Formação Quarenta Ilhas, quando comparados ao padrão E-MORB (Fig. 19), são marcados pelo enriquecimento em Cs, Rb, Ba e K, e empobrecimento em Nb e Zr, Best (1975) e Saunders

Tabela 6 - Dados litoquímicos das rochas básicas e intermediárias da Formação Quarenta Ilhas no Distrito Mineiro de Pitinga.

Amostra	A91a	A89c	A87b	A90a	A88a	A24a	A94a	A96a	A24f	A24e	A24h	A24z
Litotipo	Db	Db	Db	Db	Db	Gb	Db	Db	Dr	Dr	Dr	Dr
SiO ₂	45,20	44,49	46,54	47,56	47,24	47,74	49,68	49,84	50,98	51,73	54,90	54,99
TiO ₂	2,23	2,74	2,13	2,91	2,51	2,62	2,38	2,39	2,97	2,65	2,12	2,11
Al ₂ O ₃	15,52	11,54	15,96	12,24	12,16	13,30	13,52	13,88	12,60	12,85	13,43	12,94
Fe ₂ O ₃ ^t	18,40	20,23	16,48	18,57	17,31	17,65	16,13	15,81	16,62	15,57	14,40	13,69
MnO	0,26	0,25	0,27	0,29	0,26	0,29	0,22	0,21	0,32	0,34	0,35	0,32
MgO	6,81	6,55	6,16	4,98	6,11	5,46	5,28	5,04	3,72	3,40	1,98	2,06
CaO	6,77	11,17	6,96	8,78	10,80	8,41	8,06	8,04	7,23	6,86	5,29	5,84
Na ₂ O	3,16	2,24	2,95	3,12	2,63	3,28	2,61	2,82	4,18	3,99	4,25	5,41
K ₂ O	1,34	0,54	2,16	1,03	0,66	0,81	1,74	1,60	0,62	1,80	2,34	1,64
P ₂ O ₅	0,31	0,24	0,39	0,53	0,32	0,44	0,38	0,37	0,75	0,81	0,93	0,99
Soma	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
P.F.	3,12	1,14	1,54	1,73	1,52	1,5	1,86	2,06	2,01	1,34	0,02	1,37
FeO ^t /MgO	0,86	0,80	0,84	0,87	0,86	0,82	0,86	0,89	0,98	0,97	0,81	0,80
Cs	1,6	0,9	2,7	2,6	1,3	1,4	6,4	3,0	1,2	1,1	2,8	2,4
Rb	40	14	101	31	17	22	162	95	15	49	47	42
Ba	739	293	2076	685	416	602	363	360	320	987	1174	1160
Sr	436	276	433	384	307	370	156	166	316	311	343	327
Ga	24	24	25	25	23	23	23	26	23	24	22	26
Th	1,31	1,08	1,66	2,31	1,45	2,33	4,25	4,27	3,57	3,8	4,72	5,93
U	0,37	0,31	0,45	0,63	0,41	0,55	1,12	1,13	0,92	1,0	1,26	1,54
Pb	n.d.	n.d.	n.d.	6	n.d.	9	8	9	13	6	6	19
Nb	3,1	2,4	3,9	4,9	3,1	5,3	12,9	13,5	8,8	9,7	9,4	11,6
Ta	0,2	0,16	0,26	0,37	0,2	0,26	0,97	0,93	0,44	0,46	0,74	0,67
Zr	86	76	106	152	104	136	240	229	205	207	282	320
Hf	2,6	2,6	3,2	4,5	3,1	3,5	6,3	6,5	5,4	5,4	7,7	8,2
Y	29,7	32,2	35,1	50,5	36,8	45	53,1	53,3	67,9	71,2	66,8	92,6
Cr	90	n.d.	110	n.d.	n.d.	n.d.	90	100	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	220	190	210	170	160	20	180	160	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
V	448	716	374	471	507	435	358	353	275	225	27	40
Co	60	60	56	44	48	51	45	50	34	29	13	18
As	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9,6	5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ag	0,6	n.d.	0,8	1,0	0,8	n.d.	1,4	1,8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Pt	0,3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-	n.d.	2,3	-	-	-	-
Pd	1,1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	-	n.d.	1,4	-	-	-	-
La	14,7	11,9	17,6	23,3	15,2	21,6	29,8	29,4	36,6	38,3	38,7	54,6
Ce	33,8	28,3	40,8	53,8	35,9	49,7	65,7	64,7	83,1	86,7	89,7	123
Pr	4,41	3,84	5,28	7,12	4,80	5,97	8,10	8,04	9,93	10,3	12,6	14,4
Nd	20,3	18,5	24,2	32,9	22,7	26,4	35,0	35,1	42,5	44,3	52,6	59,6
Sm	4,92	4,95	5,89	8,34	5,89	6,97	8,28	8,09	11,0	11,5	13,1	15,3
Eu	1,93	1,92	2,49	3,05	2,28	2,34	2,56	2,49	3,44	3,69	4,35	4,58
Gd	5,11	5,28	6,11	8,63	6,32	7,14	8,83	8,59	11,1	11,6	13,5	15,0
Tb	0,89	0,96	1,05	1,53	1,14	1,24	1,59	1,53	1,90	1,97	2,14	2,58
Dy	5,41	5,89	6,3	9,31	6,91	7,65	9,61	9,35	11,8	12,1	12,7	15,9
Ho	1,06	1,15	1,25	1,82	1,35	1,56	1,89	1,8	2,43	2,51	2,61	3,26
Er	3,08	3,28	3,55	5,2	3,86	4,50	5,52	5,34	6,91	7,20	7,86	9,43
Tm	0,45	0,48	0,52	0,76	0,57	0,64	0,83	0,78	0,97	1,01	1,15	1,37
Yb	2,88	3,01	3,34	4,81	3,62	3,89	5,26	4,93	5,99	6,26	6,97	8,35
Lu	0,43	0,45	0,49	0,72	0,53	0,59	0,77	0,76	0,91	0,97	1,02	1,27
(La/Yb) _N	3,09	2,40	3,19	2,94	2,54	3,37	3,43	3,61	3,70	3,71	3,37	3,96
La/Nb	4,74	4,96	4,51	4,76	4,90	4,08	2,31	2,18	4,16	3,95	4,12	4,71
Y/Nb	9,58	13,42	9,00	10,31	11,87	8,49	4,12	3,95	7,72	7,34	7,11	7,98
Norma CIPW												
Q	0,00	3,07	0,00	4,85	4,18	4,11	6,41	6,25	7,74	6,68	10,06	6,92
Z	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06
Or	6,69	2,64	11,01	5,15	3,35	4,06	8,91	8,21	3,14	9,23	12,08	8,56
Ab	22,55	15,76	21,4	22,29	18,99	23,6	19,05	20,57	30,35	29,18	31,46	40,25
An	20,51	16,52	20,63	13,79	16,57	16,32	17,24	17,72	11,83	10,26	9,35	5,44
Di	0,68	16,64	1,64	10,0	16,36	7,91	6,9	6,52	5,52	6,32	2,63	7,3
Hy	12,43	5,87	11,6	5,83	5,4	7,9	8,13	7,81	5,38	4,41	3,1	1,14
Ol	1,11	0,0	0,57	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Hm	31,09	33,65	28,3	31,32	29,51	30	27,77	27,3	28,51	26,95	25,17	24,09
Il	0,53	0,49	0,56	0,57	0,51	0,54	0,46	0,44	0,59	0,64	0,66	0,6
Tn	3,93	4,97	3,79	5,29	4,6	4,78	4,45	4,5	5,51	4,82	3,71	3,79
Ap	0,63	0,48	0,81	1,06	0,64	0,9	0,78	0,76	1,53	1,66	1,95	2,08
Total	100,17	100,1	100,33	100,18	100,13	100,14	100,14	100,12	100,14	100,19	100,22	100,23

Observações: elementos maiores recalculados para base anidra e expressos em % em peso, elementos traço expressos em ppm, exceto Pt e Pd, expressos em ppb.

Abreviações: Db - diabásio; Gb - gabro; Dr - diorito; P.F. - perda ao fogo; n.d. não detectado.

Figura 14 - Diagramas binários das rochas básicas a intermediárias da Formação Quarenta Ilhas. Símbolos: ● - diabásios alto-Nb; ○ - diabásios baixo-Nb; x - gabros e dioritos. As setas indicam sentido da diferenciação.

Figura 15 - Diagramas de classificação química das rochas básicas a intermediárias. a) parte do diagrama TAS de Middlemost (1994), b) Diagrama Zr/TiO₂vsNb/Y de Winchester & Floyd (1977).

Figura 16 - Diagramas multi-elementos (a, b) e de ETR (c) das rochas básicas e intermediárias. a,b) padrão de manto primitivo de Sun & McDonough (1989); c) padrão condritico de Boynton (1984).

& Tarney (1979) consideram essa variação como o resultado do enriquecimento do manto litosférico por fluidos derivados da subducção. Elementos alcalinos e alcalinos terrosos seriam liberados na fase aquosa gerada pela desidratação de minerais secundários, enquanto elementos de alto potencial iônico permaneceriam nas fases residuais da litosfera subductada. A distribuição dos ETR normalizados (Fig. 16c) indica conteúdos superiores a 10 vezes o padrão condritico,

Figura 17 - Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) para as rochas básicas a intermediárias. Símbolos: idem a figura 13.

Figura 18 - Diagrama TiO_2 vs FeO^t/MgO de Miyashiro (1974) para as rochas básicas. Símbolos: idem a figura 13.

com crescimento de ETRL em relação à ETRP (La/Yb entre 3,9 e 6,5). Esse padrão sugere que os magmas básicos podem ter sido extraídos de uma fonte do tipo granada lherozlito.

CONCLUSÕES O posicionamento Formação Quarenta Ilhas ocorreu em um ambiente intracratônico, sendo precedido pelas atividades orogenéticas relacionadas ao Ciclo Transamazônico (~2,0Ga), pelo magmatismo pós-collisional Uatumã (~1,88Ga) e pelo magmatismo anorogênico da Suíte Madeira (~1,83Ga), num ambiente francamente intracratônico. As rochas básicas possuem

Figura 19 - Diagrama multi-elementos das rochas básicas da Formação Quarenta Ilhas, normalizados segundo o padrão E-MORB de Sun & McDonough (1989).

afinidade toleítica e evoluem até termos intermediários por cristalização fracionada. As ocorrências estudadas consistem de intrusões rasas constituídas por rochas de textura fina (diabásios) a grossa (gabros e dioritos). O plagioclásio precoce possui composição labradorítica nas rochas básicas e de andesina nas intermediárias, ambos evoluindo até oligoclásio. A olivina está substituída pseudomorficamente por ferro-saponita. Os piroxênios possuem composição predominantemente augítica, seguindo um enriquecimento em Fe em direção aos termos mais diferenciados, o que favorece a hipótese de cristalização fracionada como mecanismo principal na evolução das rochas básicas. Diopsídio ocorre nos termos mais primitivos. O anfibólio ocorre nos termos dioríticos e origina-se do aumento da atividade de H_2O no magma. Consiste de ferro-hornblenda parcialmente reequilibrada para ferro-actinolita. Os óxidos de Fe-Ti são definidos como ilmenita e magnetita reequilibrada por processos *subsolvus*, gerando feições de exsolução/oxidação, que podem estar indicando aumento da fO_2 .

As rochas básicas são toleitos saturados a su-

persaturados em SiO_2 , alto TiO_2 (>2,0%) e médio-K, exibindo *trend* evolutivo para as composições dioríticas compatíveis com processos de cristalização fracionada. Os padrões de elementos traço e ETR sugerem a participação de uma fonte de manto litosférico enriquecido, do tipo granada lherzolito, previamente modificada por subducção. Duas amostras de diabásio possuem maiores conteúdos de Nb, Ta, Zr, Th, U e mais baixo conteúdo de Sr. Essas amostras ocorrem intrudindo vulcanitos do Grupo Iricoumé, num contexto geológico relativamente distinto das amostras com baixo-Nb, as quais intrudem as rochas sedimentares da Formação Urupi. Estas características pode indicar mais de um evento na evolução da Formação Quarenta Ilhas, ou um evento temporalmente distinto, relacionado à Suíte Madeira (1,83Ga), ou mesmo a manifestações mais jovens relacionadas à Formação Seringa (1,2Ga). Destaca-se ainda conteúdos de Pt, Pd, Cu, Pb, As e Ag acima do limite de detecção nas amostras alto-Nb (Tab. 6), apontando para um cenário prospectivo mais favorável daquele observado para as ocorrências típicas da Formação Quarenta Ilhas. Neste contexto, a aquisição de dados geocronológicos e isotópicos pode vir a contribuir para um melhor entendimento das ocorrências de rochas básicas no Distrito Mineiro de Pitinga.

Agradecimentos Os autores agradecem a UFRGS e a LMU e seus funcionários pela contribuição e suporte ao desenvolvimento da tese. Ao CNPq pelo suporte financeiro através do Projeto CT-MINERAL (505625/2004-0), pela bolsa de doutorado do primeiro autor e pelas bolsas de produtividade de E. F. Lima, L. V. S. Nardi e A. C. Bastos Neto. Ao CTMINERAL/ADIMB/DNPM/FINEP “Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia” que apoiou as atividades de campo. A CAPES-PDEE e a Pró-reitoria de Pós-graduação pela concessão da bolsa de estágio sanduíche na LMU (1432/07-9). À Dra. Saskia Bernstein (LMU) pelo auxílio nos procedimentos analíticos de microsonda. À Mineração Taboca S.A. - Grupo Paranapanema, pelas informações disponibilizadas e pelo suporte nas campanhas de campo. Aos revisores *ad hoc* pelas críticas e sugestões.

Referências

- Araújo J.F.V., Montalvão R.M.G., Lima M.I.C., Fernandes P.E.C.A., Cunha F.M.B., Fernandes C.A.C., Basei M.A.S. 1976. *Geologia da Folha SA.21 - Santarém. Brasil. DNPM. Projeto RADAMBRASIL*. Levantamento de Recursos Naturais, **10**:17-130.
- Bellieni G., Comin-Chiaramonti P., Marques L.S., Melfi A.J., Nardy A.J.R., Papatrechas C., Piccirillo E.M., Roisenberg A., Stofa D. 1986. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná Plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *J. Petrol.*, **27**:915-944.
- Best, M.G. 1975. Amphibole-bearing cumulate inclusions, Grand Canyon, Arizona, and their bearing on silica undersaturated hydrous magmas in the upper mantle. *J. Petrol.*, **16**:212-236.
- Bizzinella G.A., Andrade A.F., Yamaguti H.S., Oliveira J.R., Carmona J.R.M., D’Antona R.J.G., Lopes R.C., Melo A.F.F. 1980. *Projeto Tapajós-Sucunduri*. Relatório Final. Manaus, CPRM-DNPM, v.6.
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, p. 63-114.
- Buddington A.F. & Lindsley D.H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, **5**(2):310-357.

- Carmichael I.S.E. 1967. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contr. Min. Petrol.*, **14**(1):36-64.
- Carmichael I.S.E. & Nicholls J. 1967. Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. *J. Geophys. Res.*, **72**:4665-4687.
- Costi H.T., Dall'Agnol R., Moura C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *Intern. Geol. Rev.*, **42**:832-849.
- Dall'Agnol R., Rämö O.T., Magalhães M.S., Macambira M.J.B. 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precamb. Res.*, **95**:9-39.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. 2.ed., Longman, 696 p.
- Ferron J.M.T.M., Bastos Neto A.C., Lima E.F., Costi H.T., Moura C.A.V., Prado M., Pierosan R., Galarza M.A. 2006. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico. *Rev. Bras. Geoc.*, **36**(3):499-512.
- Ferron J.M.T.M., Bastos Neto A.C., Lima E.F., Nardi L.V.S., Costi H., Pierosan R., Prado M. 2010. Petrology, Geochemistry, and Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks (1.89 to 1.88 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**:483-497.
- Fitton J.G., James D., Kempton P.D., Ormerod D.S., Leeman W.P. 1988. The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States. In: Cox K.G. & Menzies M.A. (eds.) *Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences*. *J. Petrol. Spec. Vol.*, p.109-138.
- Frost B.R. & Lindsley D.H. 1992. Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxene, olivine and quartz: Part II. Application. *Am. Min.*, **77**:1004-1020.
- Hebeda E.H., Boelrijk N.A.I.M., Priem H.N.A., Verdurmen E.A.T.H., Vershure R.A. 1973. Excess radiogenic argon in the Precambrian Avanavero Dolerite in western Surinam (South America). *Earth Plan. Sci. Let.*, **20**(2):189-200.
- Horbe M.A., Horbe A.C., Costi H.T., Teixeira J.T. 1991. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga Mine, northwestern Brazil: a review. *J. Geoch. Expl.*, **40**:227-249.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**:523-548.
- Issler R.S., Andrade A.R.F., Montalvão R.M.G., Guimarães G., Silva G.G., Lima M.I.C. 1974. *Geologia da Folha SA.22 - Belém. Brasil. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais*, **5**:7-182.
- Klein E.L., Almeida M.L.V., Bahia R.B.C., Espírito Santo M.L., Ferreira A.L. (orgs.) 2001. *Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós: Folhas: Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C). Escala 1:500.000*. Brasília, CPRM/DIEDIG/DEPAT, CD-Rom.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Marsech W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. 1997. Nomenclature of Amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Min. Mag.*, **61**:295-321.
- Leat P.T., Thompson R.N., Morrison M.A., Hemdrey G.L., Dickin A.P. 1988. Compositionally diverse Miocene-Recent rift-related magmatism in northwest Colorado: partial melting and mixing of mafic magmas from 3 different asthenospheric and lithospheric mantle sources. In: Cox K.G. & Menzies M.A. (eds.) *Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences*. *J. Petrol. Spec. Vol.*, p.109-138.
- Lenharo S.L. 1998. *Evolução magmática e modelo metalogênico dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil*. Tese de Doutorado, Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, 290 p.
- Lenharo S.L., Pollard P.J., Born H. 2003. Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil. *Lithos*, **66**:37-61.
- Mandetta P., Veiga Jr. J.P., Oliveira J.R. 1974. *Reconhecimento geológico ao longo do rio Pitinga, afluente do rio Uatumã*. Manaus, CPRM, p. 31.
- Middlemost E.A.K. 1994. Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, **37**:215-224.
- Miyashiro A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, **274**:321-355.
- Montalvão R.M.G. 1975. Grupo Uatumã no Craton Guianês, In: DNPM, Conferência Geológica Interguianas, 10, Belém, *Anais*, p. 286-339.
- Morimoto C.N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Am. Min.*, **73**:1123-1133.
- Nomade S., Poulelet A., Chen Y. 2002. The French Guyana doleritic dykes: geochemical evidences of three populations and new data for the Jurassic Central Atlantic Magmatic Province. *J. Geodyn.*, **34**:595-614.
- Norcross C., Davis D.W., Spooner E.T.C., Rust A. 2000. U-Pb and Pb-Pb age constraints on Paleoproterozoic magmatism, deformation and gold mineralization in the Omai area, Guyana Shield. *Precam. Res.*, **102**:69-86.
- Oliveira M.J.R., Luzardo R., Faria M.S.G., Pinheiro S.S. 1996. A Suíte Intrusiva Água Branca no sudeste do Estado de Roraima. In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 5, Belém, *Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões*, **2**:86-89.
- Pearce J.A. & Cann J.R. 1973. Tectonic settings of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Plan. Sci. Let.*, **19**:290-300.
- Pessoa M.R., Santiago A.F., Andrade A.F., Barreto E.L., Nascimento J.O., Santos J.O.S., Oliveira J.R., Lopes R.C., Prazeres W.V. 1977. *Projeto Jamanxim. Relatório Final*. CPRM/DNPM, 3v, 614p.
- Pierosan R., Lima E.F., Nardi L.V.S., de Campos C.P., Bastos Neto A.C., Ferron J.M.T.M., Prado M. (no prelo). Paleoproterozoic (~1.88Ga) felsic volcanism of the Iricoumé

- Group in the Pitinga Mining District area, Amazonian Craton, Brazil: insights in ancient volcanic processes from field and petrologic data. *Anais da Acad. Bras. Cien.* (aceito, sem data de publicação).
- Roberts M.P., Pin C., Clemens D., Paquette J.L. 2000. Petrogenesis of Mafic to Felsic Plutonic Rock Associations: the Calc-alkaline Quérigut Complex, French Pyrenees. *J. Petrol.*, **41**(6):809-844.
- Robinson P., Spear F.S., Schumacher J.C., Laird J., Klein C., Evans B.W., Doolan B.L. 1981. Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. *Rev. in Min.*, **9B**:1-228.
- Santos J.O.S. & Loguércio S.O.C. 1984. A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil Central) e as Bacias do Alto Tapajós e Parecis-Alto Xingu. In: Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. (coords.) 1984. *Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica adjacente incluindo Depósitos Minerais, Escala 1:2.500.000*. Brasília, DNPM. 501 p.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher L.R.A. 2000. New understanding of the Provinces of Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gond. Res.*, **3**(4):453-488.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *J. South Am. Earth Sci.*, **15**:409-429.
- Saunders A.D. & Tarney J. 1979. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea. *Geochim. Cosmo. Acta*, **43**:555-572.
- Shervais J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Plan. Sci. Let.*, **59**:101-118.
- Sun S.S. & McDonough W.E. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. & Norry M.J. (eds.) *Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ.*, **42**:313-345.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3):174-182.
- Thompson R.N. & Morrison M.A. 1988. Asthenospheric and lower-lithospheric mantle contributions to continental extension magmatism: an example from British Tertiary Province. *Chem. Geol.*, **68**:1-15.
- Valério C.S., Souza V.S., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2006. Geoquímica e geocronologia Pb-Pb em zirco da Suíte Intrusiva Água Branca, município de Presidente Figueiredo (AM): evidências de colisão no Paleoproterozóico da Amazônia Ocidental. *Rev. Bras. Geoc.*, **36**(2):359-370.
- Veiga Jr., J.P., Nunes A.C.B., Fernandes A.S., Amaral J.E., Pessoa M.R., Cruz S.A.S. 1979. *Projeto Sulfetos de Uatumã*. Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, 7v.
- Winchester J.A. & Floyd P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**:325-343.
- Yoder H.S. & Tilley C.E. 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, **3**:342-532.

Manuscrito ID 15765

Submetido em 19 de outubro de 2009

Aceito em 10 setembro de 2010