QUÍMICA MINERAL UTILIZADA NA IDENTIFICAÇÃO DAS FÁCIES METAMÓRFICAS DA REGIÃO GRANULÍTICA DO SUL DA BAHIA, BRASIL

JOHILDO SALOMÃO FIGUEIRÊDO BARBOSA*

ABSTRACT MINERAL CHEMISTRY IN THE IDENTIFICATION OF METAMORPHIC FACIES IN THE GRANULITE TERRAINS OF SOUTHERN BAHIA, BRAZIL. Mineral chemical data from southern Bahia granulitic rocks point to only one principal metamorphic cycle, of the HT-LP type, with mineral parageneses equilibrated both at the prograde stage (amphibolite and granulite) and at the retrograde stage (granulite-amphibolite-greenschist facies). They also permitted the quantification of the metamorphic climax physical conditions, which having attained 850°C and 5-6 kbar, provoked migmatization and anatexis phenomena in some fluid-rich zones.

RESUMO A utilização de análises químicas nas principais fases minerais da região granulítica do sul da Bahia permitiu caracterizar o principal ciclo metamórfico que atingiu a área. O metamorfismo foi definido como do tipo alta temperatura-baixa pressão, com paragéneses minerais das fácies anfibolito e granulito, equilibradas no estágio progressivo e paragéneses das fácies granulito, anfibolito e xisto-verde equilibradas no estágio regressivo subsequente. Resoluções termodinâmicas, por sua vez, possibilitaram quantificar as condições físicas do clímax metamórfico. A temperatura alcançou um máximo de 850°C e as pressões variaram entre 5 e 6 kbar, provocando migmatização e anatexia em zonas em que a pressão de fluidos foi elevada.

INTRODUÇÃO Estudos petrográficos constituem elemento fundamental para a identificação e compreensão dos processos responsáveis pelas feições presentes em áreas metamórficas da crosta terrestre. Em regiões granulíticas, entretanto, esses estudos têm, muitas vezes, se mostrado limitados e insuficientes para estabelecer com segurança as diferentes fácies e os registros de episódios metamórficos existentes nesses segmentos crustais profundos, sobretudo porque, em geral, eles estão intensamente deformados ou foram submetidos a eventos metamórficos superpostos. A petrografia permite estimar as relações de equilíbrio entre as associações minerais presentes nessas rochas mas não possui instrumentos para comprová-las. Essas estimativas por vezes conduzem a interpretações que nem sempre são as mais adequadas. Para uma definição mais precisa da evolução metamórfica dessas áreas granulíticas é imprescindível, ao lado da petrografia, a realização de análises químicas em determinadas fases minerais, de preferência por microsonda eletrônica. Essa técnica possibilita quantificar, nesses minerais, seus constituintes químicos, os quais, utilizados em formulações termodinâmicas, permitem comprovar, por um lado, quais as associações mineralógicas em equilíbrio e, por outro lado, quais as condições físicas de temperatura e pressão em que este equilíbrio foi alcançado. Esses dados quantitativos permitem – além de estabelecer as paragéneses minerais e enquadrá-las nas diferentes fácies, progressivas e regressivas de um ou mais ciclos metamórficos – também formular hipóteses sobre a evolução geotectônica dessas áreas com maior margem de segurança e, certamente, mais próximas da realidade.

A região sul da Bahia é um exemplo de uma dessas áreas granulíticas onde, em que pese relevantes trabalhos geológicos já realizados (Sighinolfi 1970, 1971, Cordani 1973, Seixas *et al.* 1975, Sighinolfi & Sakai 1977, Cordani & Iyer 1979, Sighinolfi *et al.* 1981, Lima *et al.* 1982, Miranda *et al.* 1982, Costa & Mascarenhas 1982, Oliveira & Lima 1982, Oliveira *et al.* 1982, Iyer *et al.* 1984, Delhal & Demaiffe 1985, Miranda *et al.* 1985, Iyer *et al.* 1987), poucos referem-se aos aspectos petrográficos e petrológicos dessas rochas e, ainda assim, sem a utilização de análises químicas de minerais e resoluções termodinâmicas.

O presente artigo é uma versão simplificada de parte do trabalho de Barbosa (1986) sobre a região granulítica do sul da Bahia, que utiliza, ao lado da petrografia, a química mineral como meio de se classificar e enquadrar as rochas da área nas diferentes fácies metamórficas, progressivas e regressivas, do principal ciclo metamórfico identificado na região.

PETROGRAFIA A região granulítica do sul da Bahia, de idade arqueana e/ou proterozóica inferior, é uma das mais vastas províncias granulíticas aflorantes no mundo. Estudos recentes realizados na região (Barbosa 1986) mostraram, de oeste para leste, diferenças claras com relação à tectônica, à petrologia e ao quimismo das rochas existentes. Isso justificou a distinção de três domínios geológicos: Jequié-Mutuípe; de Ipiáú; e da Costa Atlântica.

Visando facilitar a compreensão e a compatibilização dos estudos petrográficos com a geologia da área, descrevemos as principais rochas metamórficas, obedecendo essa divisão aos domínios geológicos (Fig. 1).

Domínio Jequié-Mutuípe Situado na parte ocidental da área, é litologicamente representado por I) rochas ígneas-plutônicas, enderbíticas, charno-enderbíticas, charnockíticas e gabro-anortositicas, reequilibradas na fácies granulito e por II) rochas de uma cobertura vulcano-sedimentar metamorfizada na fácies granulito. Este domínio abrange parte do denominado Complexo Jequié (Cordani 1973) (Fig. 1).

Rochas ígneas-plutônicas, enderbíticas, charno-enderbíticas, charnockíticas e gabro-anortositicas reequilibradas na fácies granulito Essas rochas ocupam a maior parte do domínio Jequié-Mutuípe e encontram-se deformadas em graus de intensidade variados. Nas partes menos deformadas, mostram-se ainda com evidências de rochas ígneas-plutônicas, como, por exemplo, grandes fenoclastos de feldspatos orientados nos planos de foliação e alternância de bandas verde-claras (feldspatos predominantes) e bandas verde-escuras (minerais ferro-magnesianos abundantes) derivados da acumulação magmática e ressaltada pelas deformações superimpostas. Em amostras recolhidas nessas zonas menos deformadas, pode-se identificar

* Programa de pesquisa e Pós-Graduação em Geofísica/UFBA e Cia. Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM). Rua Caetano Moura, 123, Federação, CEP 40210, Salvador, BA, Brasil

Figura 1 – Esboço geológico da região granulítica do sul da Bahia (adaptado e simplificado de Barbosa 1986)

Figure 1 – Geological sketch of the granulitic region of southern Bahia (adapted and simplified from Barbosa 1986)

pela petrografia outras evidências que sugerem uma origem ígnea-plutônica: os plagioclásios exibem inclusões de minúsculas biotitas aciculares e de anfibólios eudrais (Foto 5) enquanto os piroxênios se apresentam zonados e com muitas lamelas de exsolução em seus centros, que são mais nítidas que as encontradas em piroxênios metamórficos, originadas por retrometamorfose. Nas zonas mais deformadas, predominantes em relação às anteriores, as paragêneses ígneas-plutônicas foram praticamente destruídas, a textura dessas rochas é mais fina e, nesses casos, a paragênese é essencialmente metamórfica (Tab. 1).

Os estudos petroquímicos sugerem que os enderbitos, charno-enderbitos e charnockitos fazem parte de uma série plutônica, co-magmática de tendência cálcio-alcalina (Barbosa 1986). Como se verifica na tabela 1, a mineralogia dessas rochas é função de suas composições químicas totais. Assim, os enderbitos, mais ricos em CaO, possuem maior quantidade de plagioclásios antipertíticos (60%) com teores de anortita em torno de 30% e, também, de clinopiroxênio (5% - 10%), ambos mais abundantes que nos charnockitos. Estes, como são os termos mais diferenciados desta série plutônica, são mais ricos em sílica, sódio e potássio, e, por consequência apresentam-se mais ricos em quartzo (30%) e em mesopertita (40% - 50%) que os enderbitos. Os plagioclásios antipertíticos dos charnockitos, por sua vez, exibem teores de anortita de aproximadamente 23%, menos elevados que os plagioclásios antipertíticos dos enderbitos (30%). Os gabro-anortositos são conside-

rados como derivados de um magma do tipo toleítico (J. Cruz, comun.verbal), diferente do anterior, e provavelmente intrusivos nos charno-enderbitos. São rochas desprovidas de quartzo e ricas em plagioclásios e piroxênios (Tab. 1).

Uma série de observações sobre as relações texturais dos minerais dessas rochas plutônicas mostra que elas foram submetidas a diferentes estágios retrometamórficos. Pode-se citar, por exemplo, existência de simplectitos de Anf + Qzo ao redor de piroxênios (Foto 7); simplectitos de Bi + Qzo nas bordas de ortopiroxênios e opacos; coroas de anfibólios verde-azulados na periferia de orto-piroxênios opacos; palhetas de biotitas ao redor de minerais opacos; minúsculos cristais de microclínio e plagioclásio em contato com mesopertitas e plagioclásio antipertítico; cristais de feldspatos potássicos com mesopertita nos centros e microclínio pouco pertítico nos bordos (Iyer *et al.* 1984) (Foto 12); piroxênios alterados em clorita e bastita; e, algumas vezes, a presença de mirmequita no contato entre os feldspatos (Tab. 1).

Rochas da cobertura vulcano-sedimentar metamorfizadas na fácies granulito No domínio Jequié-Mutuípe observa-se ainda rochas supracrustais de uma cobertura vulcano-sedimentar deformada e migmatizada a graus variados na fácies granulito. Nas zonas onde esta cobertura é fracamente migmatizada (10% do total), observam-se intercalações de bandas félsicas de natureza quartzo-feldspática com bandas de granulitos máficos. Os contatos entre essas bandas são abruptos e

Tabela 1 – Mineralogia das rochas granulíticas do sul da Bahia

Table 1 – Mineralogy of granulitic rocks from southern Bahia.

	Rochas	Minerais metamórficos principais	Minerais acessórios	Minerais metamórficos retrógrados
Domínio Jequié – Mutuê (DJM)	Enderbitos	Plag. antipertítico (60%) (An 30); Opx (2%-5%); Cpx (5%-10%); Anf. (5%-8%); Qzo (2%-3%); Bi; mesopertita	Opacos; Zr; Ap	Plag; Mo; Ser; bastita; mirmequita
	Charno-enderbitos	Mesopertita (30%-40%); Plag. antipertítico (30%) (An 25); Opx (5%-10%); Cpx (2%-5%); Anf. (10%); Qzo (5%-10%)	Opacos; Zr; Ap	Anf. verde-azulado; Bi; Ser; Clr; bastita; mirmequita
	Charnockitos	Mesopertita-Fk pertítico (40%-50%); Qzo (30%); Plag. antipertítico (10%) (An 23); Opx (10%); Cpx (2%); Anf. marrom; Bi vermelha	Opacos; Zr; Ap	Anf. verde-azulado; Bi; microclínio; Plag; Clr; bastita; mirmequita
	Gabros-Anortositos	Plag. (60%); Cpx (20%); Opx (10%); Anf. marrom (5%-10%)	Opacos; Ap	Anf. verde-azulado; Bi; Clr; bastita
	Resitatos	Plag. (40%-60%) (An 30-35); Opx-Cpx (20%-40%); Anf. verde-amarronzado; Bi vermelha	Opacos; Ap; Zr; Qzo	Anf. verde-azulado; Bi
	“Paleossomas” charnockíticos	Mesopertita-Fk pertítico (20%-60%); Plag. antipertítico (5%-20%) (An 25-30); Opx (5%-10%); Qzo (5%-20%); Cpx; Anf. marrom; Bi	Opacos; Zr; Ap	Anf. verde-azulado; Bi; microclínio; Plag; Clr; bastita; mirmequita; Mo; Epi; Tr
	Neossomas	Mesopertita-Fk pertítico (50%-60%); Qzo (20%-30%); Plag. antipertítico (5%) (An 25-30); Opx; Cpx; Anf; Bi	Opacos; Zr	Anf. verde-azulado; Bi; microclínio; Plag; Clr; bastita; mirmequita
Dom. de Ipiá (DI)	Bandas félsicas	Qzo (60%); microclínio pertítico (35%); Plag (5%)	Opacos	Ser
	Bandas de anfibolitos	Plag. (45%) (An 25-30); Anf. verde-azulado (40%); Cpx (5%); Qzo (1%-5%)	Opacos; Ap	Ser
Dom. da Costa Atlântica (DCA)	Rochas shoshoníticas granulitizadas	Plag. antipertítico (50%); Opx (15%); Cpx (15%); Bi vermelha (15%-20%)	Opacos, Qzo; Ap; Zr	Bi; Qzo; bastita
	Metabasaltos cálcio-alcalinos granulitizados	Plag. (50%) (An 55-60); Opx-Cpx (40%); Bi vermelha; Anf. marrom-esverdeado (5%)	Opacos; Qzo; Ap; Zr	Anf; Bi; Qzo; bastita
	Metandesitos cálcio-alcalinos granulitizados	Plag. (70%) (An 50); Opx-Cpx (20%-25%)	Opacos; Qzo; Ap; Zr	Bi; bastita
	Metadacitos cálcio-alcalinos granulitizados	Plag. (80%); Opx-Cpx (5%-10%); Qzo (10%)	Opacos; Ap; Zr	Bi; Qzo; bastita; mirmequita
	Metabasaltos e metandesitos basálticos granulitizados	Plag. (50%); Opx (20%); Cpx (20%); Gt (5%)	Opacos; Qzo; Bi; Anf; Ap; Zr	
	Metariolitos toleíticos	Plag. antipertítico (70%); Opx (10%-15%); Qzo (20%)	Opacos; mesopertita	
	Metabasaltos ricos em Fe-Ti granulitizados	Plag. (60%); Opx-Cpx (15%-20%); Opacos (10%-15%)	Anf; Bi	Gt; Qzo
Rochas retronormíticas	Rochas blastomiloníticas	Mesopertita (20%); Plag. antipertítico (5%); Opx (1%)	Opacos; Zr; Ap	Microclínio (30%); Plag. (10%); Qzo (30%); Bi; Anf; Clr; bastita
	Rochas miloníticas	Plag antipertítico (10%)	Opacos; Zr	Plag. (70%) (An 50); Opx-Cpx (20%-25%)

Abreviações: Opx, ortopiroxênios; Cpx, clinopiroxênios; Plag, plagioclásios; Anf, anfibólios; Bi, biotitas; Qzo, quartzo; Gt, granada; Zr, zircão; Ap, apatita; Mo, muscovita; Ser, sericita; Clr, clorita; Epi, epidoto; Tr, tremolita; Fk, feldspato potássico

suas espessuras variáveis, de centimétricas a métricas. Nas zonas fortemente migmatizadas (90% do total), verifica-se que fenômenos de anatexia, remobilizações potássicas e metassomatose em pequena escala destruíram as intercalações anteriores e deram origem aos migmatitos granulíticos. Nos afloramentos-tipo desses migmatitos podem-se distinguir: resitatos de granulitos máficos, neossomas quartzo-feldspáticos e “paleossomas” charnockíticos, sendo este último um material de composição química e mineralógica intermediário entre os dois primeiros.

Nessa cobertura vulcano-sedimentar encontram-se ainda preservadas da migmatização de alto grau quartzitos com granada e ortopiroxênio, rochas cálcio-silicáticas, mármore, rochas ultramáficas serpentinizadas, formações ferríferas-manganesíferas bandadas e camadas de kinzigitos, todas essas rochas equilibradas na fácies granulito. Neste artigo serão

descritos somente a petrografia e o quimismo de fases minerais que constituem os migmatitos granulíticos.

Os resitatos de granulitos máficos são encontrados sob a forma de blocos, enclaves e *boudins* de tamanhos variáveis (centimétricos a métricos), de cor verde-escuro, inclusos na massa do “paleossoma” charnockítico. Eles representam partes preservadas das intercalações de granulitos máficos das zonas fracamente migmatizadas e, naqueles de maiores dimensões, observa-se uma foliação penetrativa anterior à migmatização. Os resitatos são compostos de plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, anfibólio e biotita (Tab. 1).

Os “paleossomas” charnockíticos são rochas heterogêneas, produto da mistura anatética e metassomática das intercalações de bandas quartzo-feldspáticas com bandas de granulitos máficos das zonas fracamente migmatizadas. Nas partes menos anatéticas, verifica-se a presença de manchas escuras,

centimétricas e arredondadas, que são interpretadas como resistatos de granulitos máficos não completamente destruídos com a dispersão do material anatético intermediário que produziu esses "paleossomas". Nas partes mais anatéticas, nas quais não se observam mais os resistatos, os "paleossomas" apresentam uma cor verde-acinzentada, textura granular média a grossa, marcada às vezes pela presença de grandes cristais de plagioclásio, mesoperitita e ortopiroxênio. Nessas partes eles não mostram deformações, à exceção das zonas mais bem preservadas da fusão parcial, quando então se observam, ainda, vestígios das deformações anteriores. Petrograficamente, eles são semelhantes aos charnockitos ígneos-plutônicos descritos anteriormente e portanto difíceis de diferenciá-los nos trabalhos de campo. Os minerais metamórficos principais e acessórios dessas rochas estão discriminados na tabela 1. Os minerais metamórficos retrógrados são também semelhantes aos encontrados nos charnockitos ígneos-plutônicos, entretanto pode-se acrescentar o desenvolvimento de minúsculos cristais de moscovita e epidoto além de pequenos cristais de tremolita ao redor dos anfibólios secundários, verde-azulados.

Os neossomas desses migmatitos granulíticos apresentam-se sob a forma de corpos irregulares e de um conjunto de veios que, embora tenham sido formados contemporaneamente aos "paleossomas", às vezes os cortam, como também os resistatos de granulitos máficos. Esses neossomas exibem cor verde mais clara que os "paleossomas", são relativamente homogêneos e não apresentam deformações. Sua paragênese metamórfica principal é mostrada na tabela 1 e apresenta mais ou menos os mesmos sinais de retrometamorfismo que os "paleossomas" charnockíticos. Todavia, a quantidade de minúsculos cristais de plagioclásio e microclínio, situados entre os contatos dos minerais da paragênese metamórfica primária, é maior que nos "paleossomas".

Domínio de Ipiáú Situa-se no centro da região estudada, sendo limitado a oeste pela Falha de Teolândia e a leste pela isógrada da hornblenda que separa a fácies granulito da fácies anfibolito (Fig. 1).

Rochas da cobertura vulcano-sedimentar metamorfizadas na fácies anfibolito As rochas do Domínio de Ipiáú são praticamente as mesmas supracrustais encontradas no domínio Jequié-Mutuípe com a diferença que aqui estão metamorfizadas na fácies anfibolito de alto grau. No Domínio de Ipiáú observa-se uma predominância de intercalações de bandas félsicas (de 30 cm a 4 m) de natureza quartzo-feldspática, com bandas de anfibolitos (de 30 cm a 1 m). As bandas félsicas são claras, foliadas, apresentam uma textura fina a média e, às vezes, exibem um intercrescimento gráfico de quartzo e feldspato potássico associados. Remobilizações posteriores são observadas sob a forma de pequenos veios quartzo-feldspáticos, secantes ou subparalelos à foliação da rocha. As bandas máficas de anfibolito são negras e apresentam uma textura granular média, marcada por grandes cristais de anfibólios orientados segundo a foliação. A mineralogia das bandas gnáissicas, félsicas e máficas do Domínio de Ipiáú é apresentada na tabela 1.

Um fato importante a ressaltar é que nas bandas máficas, situadas na zona de transição entre a fácies anfibolito e fácies granulito (isógrada Hb, Fig. 1), observa-se a transformação dos anfibolitos do Domínio de Ipiáú em granulitos máficos encontrados no domínio Jequié-Mutuípe. As amostras das bandas máficas retiradas nesta zona mostram o desenvolvimento de ortopiroxênio ao redor do anfibólio verde-azulado típico da fácies anfibolito. Esta transformação corresponde à reação metamórfica de desidratação: $Hb + Qzo \rightleftharpoons Opx + Cpx + Plag + H_2O$ (Foto 6). Remarca-se igualmente, abaixo dessa zona de transição, e portanto situados no ambiente da fácies granulito, a presença de migmatitos granulíticos (resistatos máficos, "paleossomas" charnockíticos e neos-

somas) idênticos aos encontrados na maior parte do domínio Jequié-Mutuípe e também produzidos seja por anatexia, seja por trocas metassomáticas.

Domínio da Costa Atlântica A parte leste da área em foco, denominada Domínio da Costa Atlântica, é aproximadamente comparável ao Bloco Itabuna (Pedreira 1976) ou ao *Mobile Belt* da Costa Atlântica (Mascarenhas 1973, 1979) (Fig. 1). Suas rochas apresentam uma natureza essencialmente básica a intermediária e, como em geral são homogêneas, de textura relativamente fina e de mesma coloração verde-escura, foi quase sempre difícil a distinção dos diversos tipos petrográficos. A determinação das diversas rochas foi possibilitada sobretudo pelos estudos petroquímicos (Barbosa 1986). Assim como no Domínio Jequié-Mutuípe, todas essas rochas também se encontram recrystalizadas na fácies granulito, embora não tenham sido aqui encontrados migmatitos de alto grau. Um fato importante é que as composições químicas e a disposição espacial dessas rochas se assemelham às encontradas em arcos de ilha recente (Kuno 1959, Aramaki 1963) ou margem continental ativa (Deruelle 1979). Assim foram reconhecidos quatro principais grupos: I) rochas shoshoníticas granulitizadas; II) uma série vulcânica e/ou plutônica cálcio-alcálica granulitizada constituída de rochas com composições químicas semelhantes a metabasaltos, metandesitos basálticos, metandesitos e metadacitos; III) uma "série" vulcânica e/ou plutônica constituída de rochas com composições similares a metabasaltos, metandesitos basálticos e metariolitos, e IV) rochas basálticas ricas em Fe-Ti granulitizadas.

Rochas shoshoníticas granulitizadas Embora muito parecidas com as demais do Domínio da Costa Atlântica, diferenciam-se por seu alto conteúdo de biotita. Essas micas, em geral dispersas na massa da rocha, são às vezes orientadas paralelamente à foliação vertical da segunda fase tectônica que predomina no Domínio da Costa Atlântica (Costa & Mascarenhas 1982, Barbosa 1986). Além de biotita, são compostas de plagioclásio antipertítico, ortopiroxênio e clinopiroxênio, sendo estes três últimos minerais preponderantes na rocha (Tab. 1).

Rochas da série cálcio-alcálica granulitizadas Semelhantes às outras do Domínio da Costa Atlântica, as rochas granulíticas desta série apresentam em geral uma foliação N15°E verticalizada. Em certos afloramentos observam-se zonas de transposição, também subverticais, em que a foliação ali originada se paraleliza com as dos planos axiais das dobras isoclinais da segunda fase de deformação. Esta fase provocou o desenvolvimento de uma textura francamente gnáissica, materializada por bandas milimétricas a centimétricas, verde-claras (plagioclásios predominantes) intercaladas com bandas verde-escuras (piroxênios abundantes).

As rochas com composição química de metabasaltos, como são mais ricas em Fe, Mg e Ca que as outras rochas desta série (Barbosa 1986), apresentam uma porcentagem de ortopiroxênio e clinopiroxênio maior, próxima de 40%. As rochas com composição química semelhante a metandesitos por sua vez, como são mais pobres naqueles elementos químicos, apresentam uma quantidade de piroxênio menor (sobretudo clinopiroxênio) que os metabasaltos anteriores. As rochas com composição de metadacitos são parecidas, no campo, com os metandesitos, entretanto, microscopicamente, são diferentes: as primeiras possuem uma porcentagem mais elevada de plagioclásio antipertítico (An 35), de quartzo e de opacos e quantidades menores de ortopiroxênio e clinopiroxênio, em comparação com as últimas.

A biotita vermelha e o anfibólio marrom são pouco frequentes nessas rochas e, quando ocorrem, estão em geral em equilíbrio com o ortopiroxênio (Barbosa 1986). Maiores detalhes da composição mineralógica dessas rochas são mostra-

dos na tabela 1.

Os fenômenos de retrometamorfose são mais ou menos semelhantes para todas essas rochas cálcio-alcálicas granulitizadas, ou seja, simplectitos de biotita e quartzo ao redor de piroxênios e opacos (Foto 9); palhetas de biotita ao redor de opacos e alteração de piroxênios em bastita (Foto 4). A essas evidências retrometamórficas soma-se a presença de anfíbios secundários, de cor verde-azulada, ao redor de piroxênios dos termos mais básicos (metabasaltos) e o aparecimento de mirmequita em algumas lâminas delgadas dos termos mais ácidos (metadacitos).

Rochas da "série" toleítica granulitizadas Apresentam características de campo muito semelhantes às encontradas nos dois grupos de rochas anteriores. As rochas com composições químicas semelhantes a metabasaltos e metandesitos basálticos (ou metagabros) são de textura gnáissica fina, os minerais são subeudrais e com contatos irregulares (Tab. 1). Elas também foram afetadas por fenômenos retrometamórficos. Assinala-se, por exemplo, o desenvolvimento de coroas reacionais ao redor de granadas, compostas por uma associação simplectítica de plagioclásio (An 83-93) e de ortopiroxênio vermicular (Foto 1), produto da reação metamórfica retrógrada, $Gt + Cpx (\pm Qzo) \rightleftharpoons Opx + Plag$, ocasionada provavelmente por queda da pressão do metamorfismo. As rochas com composição semelhante a metariolitos diferenciam-se dos metabasaltos e metandesitos basálticos desta série, sobretudo porque apresentam uma cor um pouco mais clara e possuem cristais milimétricos de quartzo azulado, estirados segundo a foliação. Maiores detalhes quanto à caracterização dessas rochas são mostrados na tabela 1.

Rochas basálticas ricas em Fe-Ti granulitizadas Ocorrem de maneira dispersa no Domínio da Costa Atlântica (Fig. 1) sob a forma de camadas verticais (1-5 m de espessura) intercaladas em quartzitos ricos em granada e em sedimentos manganíferos granulitizados (Toniatti & Barbosa 1973, Valarelli *et al.* 1982, Barbosa 1986). Caracterizam-se principalmente pela cor preta, grande quantidade de granada vermelha e alta densidade, função da elevada proporção de opacos ricos em Fe-Ti. Sua paragéneses metamórfica é assinalada na tabela 1. Fenômenos retrometamórficos afetaram também essas rochas. Observa-se que, durante a queda da temperatura do metamorfismo, o clinopiroxênio ficou relativamente estável, mas coroas de $Gt + Qzo$ em associação simplectítica se desenvolveram, seja no contato do plagioclásio com o ortopiroxênio, seja no contato do plagioclásio com os opacos (Foto 2). Esta associação simplectítica $Gt + Qzo$ foi produzida pelas reações metamórficas $Opx + Plag \rightleftharpoons Qzo (\pm Cpx)$ e $Opaco + Plag \rightleftharpoons Gt + Qzo (\pm Cpx)$ e pode, às vezes, representar 20% da rocha.

Rochas retrometamórficas Na região em foco ocorrem zonas (de 1 a 5 km de largura e de 10 a 30 de comprimento) de blastomilonitos e milonitos, que em geral são paralelos ou subparalelos aos planos da segunda fase de deformação (Barbosa 1986). Essas zonas são caracterizadas por planos de transposição vertical formados por movimentos que destruíram parcialmente as paragéneses granulíticas e recrystalizaram paragéneses retrometamórficas de mais baixo grau.

Rochas blastomiloníticas e miloníticas Os afloramentos mais característicos dessas rochas situam-se sobre os charnockitos, nas proximidades da Falha de Teolândia (Fig. 1). Nesses locais, os charnockitos são bem deformados mostrando uma foliação cataclástica bem marcada. Observam-se fenoclastos de mesopertita (Foto 11) ou plagioclásio antipertítico, parcialmente destruídos, no meio de uma matriz

milonítica fina composta de microclínio, plagioclásio e de restos de ortopiroxênio, este último, em geral, em processo de transformação para anfibólio mais quartzo (Foto 8) ou biotita mais quartzo (Foto 10, Tab. 1).

Na parte nordeste da área, nas proximidades da cidade de Nazaré (Fig. 1), foram encontradas rochas da série cálcio-alcálica, xistificadas. Este material se localiza em corredores verticais de transposição, de direção N-S e de espessuras variáveis (de 20 cm a 2 m). Essas rochas têm uma textura milonítica com cristais maiores de plagioclásio antipertítico com maclas contorcidas, envoltos por uma matriz mais fina composta por pequenos cristais orientados de plagioclásio, de quartzo e de agregados de biotita marrom-clara e clorita, típicas da fácies xisto-verde. Maiores detalhes da mineralogia dessas rochas são mostrados na tabela 1.

QUÍMICA MINERAL Os principais minerais metamórficos citados anteriormente foram selecionados e submetidos a estudos com a microsonda eletrônica. A determinação de suas composições químicas e de seus equilíbrios termodinâmicos (Barbosa 1986) permitiu caracterizar as diferentes fácies e etapas do principal ciclo metamórfico que atingiu a área.

Ortopiroxênios-Clinopiroxênios Quatro principais tipos de duplas de ortopiroxênios-clinopiroxênios foram identificados em diversas rochas da região e classificados segundo as fácies metamórficas (Fig. 2):

Relíquias plutônicas Esta dupla de piroxênios é encontrada sobretudo nas rochas enderbíticas e charnockíticas nas partes menos atingidas pelas deformações tectônicas. Os piroxênios têm aspecto plutônico, dimensões variando entre 0,5 e 1,0 cm, são subeudrais e em geral estão associados a plagioclásios, estes também de aspecto plutônico. Os piroxênios mostram lamelas de exsolução e são às vezes zonados. Em seus centros, incompletamente reequilibrados na fácies granulito (Fig. 3), foram identificadas, ainda, composições químicas (Tab. 2) e temperatura de cristalização (900°C–1.000°C) comparáveis às de piroxênios plutônicos (Bhattacharya 1971). Entretanto, em seus bordos verificaram-se composições químicas e temperaturas (830°C–850°C) que sugerem um reequilíbrio na fácies granulito. A figura 4 exibe a composição química desses piroxênios em termos de cálcio, ferro e magnésio: ortopiroxênios são do tipo ferrossilita e os clinopiroxênios do tipo ferro-augita.

Fácies granulito progressiva Essas duplas de piroxênios estão presentes em boa parte dos granulitos da região (Tab. 1). Eles se apresentam com tamanhos e formas variáveis mas são essencialmente subeudrais e orientados segundo a foliação e/ou bandamento da rocha. Nos granulitos básicos, às vezes, ocorrem em contato poligonal, entre eles e com os outros minerais metamórficos tipomorfos. Raramente são zonados e provavelmente se estabilizaram nas mais altas temperaturas atingidas pelo metamorfismo granulítico, que se situam, em média, em torno de 850°C (Barbosa 1986) (Fig. 3). Apresentam quimismo variável em função da composição química total das rochas (Tab. 2): por exemplo, os ortopiroxênios e os clinopiroxênios encontrados na série cálcio-alcálica granulitizada do Domínio da Costa Atlântica têm composições químicas mais próximas dos campos do pólo hiperstênio e augita, respectivamente; os ortopiroxênios e clinopiroxênios dos "paleossomas" charnockíticos do Domínio Jequié-Mutuípe são do tipo ferro-hiperstênio e ferro-augita, respectivamente (Fig. 4).

Fácies granulito regressiva Dois tipos de duplas de Opx-Cpx permitiram identificar uma fácies granulito regressiva na região. O primeiro tipo, encontrado em diversas rochas mas

Figura 2 - Aspectos dos minerais nas diferentes fácies metamórficas
Figure 2 - Aspects of minerals from the different metamorphic facies

Figura 3 – Diagrama de equilíbrio termodinâmico entre ortopiroxênios e clinopiroxênios (Barbosa 1986)

Figure 3 – Diagram of thermodynamic equilibrium between orthopyroxenes and clinopyroxenes (Barbosa 1986)

Figura 4 – Distribuição dos piroxênios analisados quimicamente no diagrama diopsídio-hedenbergita-enstatita-ferrosilita

Figure 4 – Distribution of analysed pyroxenes in the Di-Hd-En-Fs Diagram

Tabela 2 – Composição química e fórmula estrutural de fases minerais de rochas granulíticas do sul da Bahia

Table 2 – Chemical composition and structural formula of mineral phases of granulitic rocks from southern Bahia

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	47,94	48,74	52,77	51,23	50,08	48,79	40,08	44,59	41,85	52,09	36,53	38,89	38,10	31,03	38,47	38,72	51,98	59,27	61,61	63,70
Al ₂ O ₃	0,22	0,94	1,27	2,93	0,29	1,28	11,92	9,30	10,97	0,77	12,89	13,99	13,56	17,15	21,91	21,41	29,73	25,99	24,28	20,82
CaO	0,74	13,82	0,43	21,25	0,63	21,32	11,35	11,16	11,18	11,40	0,02	—	0,03	0,28	6,59	7,49	12,77	7,81	5,69	2,98
MgO	6,49	5,75	20,71	12,09	10,13	7,02	6,25	11,77	6,59	6,85	8,31	17,51	14,10	13,26	5,46	2,70	0,01	—	—	—
MnO	1,21	0,77	0,70	0,29	0,40	0,16	0,15	0,26	0,18	0,16	0,07	0,05	0,04	0,31	2,73	0,92	—	—	0,01	0,01
FeO	42,33	29,45	25,07	10,95	39,20	19,13	22,47	16,36	23,71	26,89	23,51	10,89	16,89	23,99	26,50	29,35	0,17	0,09	0,06	0,06
TiO ₂	0,10	0,18	0,09	0,34	0,05	0,19	2,86	1,74	0,27	0,05	6,27	5,08	3,28	0,82	0,13	0,10	0,01	0,01	0,03	0,04
Na ₂ O	—	0,29	0,01	0,73	0,03	0,56	1,21	1,76	1,40	0,16	0,05	0,05	0,04	0,04	—	0,02	4,23	6,99	8,51	6,30
K ₂ O	0,02	0,01	—	—	—	—	2,05	1,09	1,51	0,07	9,33	9,95	10,16	2,40	—	—	0,28	0,46	0,09	5,54
(OH)	—	—	—	—	—	—	1,93	2,01	1,92	1,96	3,87	4,14	4,00	3,69	—	—	—	—	—	—
Si	1,992	1,971	1,967	1,923	2,007	1,987	6,111	6,608	6,438	7,912	5,661	5,622	5,707	5,034	5,934	6,075	2,380	2,634	2,728	2,876
Al	0,011	0,045	0,056	0,130	0,013	0,060	2,141	1,624	1,988	0,138	2,355	2,384	2,394	3,280	3,984	3,958	1,605	1,361	1,267	1,108
Aliv	—	0,034	0,033	0,077	0,006	0,048	1,889	1,345	1,503	0,088	2,339	2,378	2,293	2,966	—	—	—	—	—	—
Alvi	0,011	0,011	0,023	0,053	0,007	0,012	0,252	0,279	0,485	0,050	0,016	0,006	0,101	0,314	—	—	—	—	—	—
Ca	0,033	0,599	0,017	0,859	0,027	0,913	1,854	1,771	1,824	1,855	0,003	—	0,005	0,048	1,088	1,258	0,626	0,372	0,270	0,144
Mg	0,405	0,346	1,152	0,680	0,605	0,418	1,420	2,599	1,511	1,550	1,920	3,773	3,149	3,206	1,254	0,632	0,001	—	—	—
Mn	0,043	0,026	0,022	0,009	0,013	0,005	0,018	0,031	0,023	0,020	0,008	0,006	0,004	0,042	0,357	0,122	—	—	0,001	0,001
Fe	1,481	0,996	0,782	0,345	1,314	0,639	2,866	0,026	3,050	3,416	—	—	—	—	3,415	3,862	0,006	0,003	0,002	0,002
Fe+2	1,481	0,961	0,778	0,287	1,313	0,570	2,126	1,701	2,475	3,251	3,047	1,316	2,116	3,254	—	3,851	—	—	—	—
Fe+3	—	0,035	0,004	0,058	0,001	0,069	0,740	0,325	0,575	0,165	—	—	—	—	—	0,011	—	—	—	—
Ti	0,003	0,005	0,003	0,009	0,001	0,005	0,327	0,193	0,031	0,005	0,614	0,552	0,369	0,099	0,014	0,012	0,001	0,001	0,001	0,001
Na	—	0,022	0,001	0,053	0,002	0,043	0,357	0,505	0,417	0,045	0,016	0,015	0,011	0,011	—	0,005	0,376	0,602	0,730	0,551
K	0,001	0,001	—	—	0,001	—	0,398	0,205	0,295	0,013	0,845	1,834	1,942	0,497	—	—	0,016	0,026	0,005	0,318
Cl	—	—	—	—	—	—	0,173	—	0,020	0,002	—	—	0,031	—	—	—	—	—	—	—
OH	—	—	—	—	—	—	1,000	1,000	1,000	1,000	2,000	2,000	2,000	2,000	—	—	—	—	—	—

Obs.: Fórmulas estruturais calculadas com base em seis oxigênios; 1. - Opx relíquia plutônica, charnockito; 2. - Cpx relíquia plutônica, charnockito; 3. - Opx fácies granulito progressiva, metadesito basáltico cálcio-alcalino; 4. - Cpx fácies granulito progressiva, metadesito basáltico cálcio-alcalino; 5. - Opx fácies granulito regressiva, rocha basáltica rica em Fe-Ti; 6. - Cpx fácies granulito regressiva, rocha basáltica rica em Fe-Ti; 7. - Hb relíquia plutônica, metagabro-anortosito; 8. - HB fácies granulito-progressiva, resistato de granulito básico; 9. - Hb fácies anfibolito regressiva, charnockito; 10. - Hb fácies xisto-verde regressiva, "Paleossoma" charnockítico; 11. - Bi relíquia plutônica, enderbito; 12. - Bi fácies granulito progressiva, metabasalto cálcio-alcalino; 13. - Bi fácies anfibolito regressiva, charnockito; 14. - Bi fácies xisto-verde regressiva, blastomilonito; 15. - GT fácies granulito progressiva, metabasalto toleítico; 16. - Gt fácies granulito regressiva, rocha basáltica rica em Fe-Ti; 17. - Plag relíquia plutônica, metanortosito; 18. - Plag fácies granulito progressiva, metadesito cálcio-alcalino; 19. - Plag fácies anfibolito regressiva, blastomilonito; 20. - Fk fácies granulito progressiva, charnockito.

sobretudo nos metabasaltos ou metagabros toleíticos do Domínio da Costa Atlântica e em algumas amostras dos resistatos de granulitos máficos dos migmatitos granulíticos do Domínio Jequié-Mutuípe, mostra evidências de exsoluções (lamelas de Opx nos Cpx e vice-versa) (Iyer *et al.* 1984, Oliveira & Lima 1982) (Foto 3) e de zoneamento identificado em finas películas que às vezes bordejam essas fases minerais. Eles foram exsolvidos e submetidos a trocas químicas por difusão iônica a temperaturas inferiores ao pico do metamorfismo, fato que é evidenciado pelos estudos dos equilíbrios termodinâmicos (Fig. 3) e por estimativas de equilíbrio entre essas fases (Barbosa 1986). Análises químicas desses minerais, encontrados nas rochas citadas acima permitem classificar esses clinopiroxênios como salitas-augitas e os ortopiroxênios como hiperstênios e ferro-hiperstênios (Fig. 4). O segundo tipo de dupla Opx-Cpx foi identificado somente nos metabasaltos toleíticos ricos em Fe-Ti. Nesses piroxênios, as lamelas de exsolução são mais numerosas e frequentes em comparação com as duplas anteriores. Também um fenômeno típico deste segundo tipo de dupla é o desenvolvido em seus contatos com os plagioclásios, de simplectitos de granada de segunda geração mais quartzo (Fig. 2, Foto 2), desenvolvidos pela queda das temperaturas metamórficas, cujas estimativas nessas rochas chegaram próximas a 700 °C. (Barbosa *op. cit.*). Os clinopiroxênios retrógrados encontrados nos metabasaltos toleíticos ricos em Fe-Ti são do tipo ferrossalita e os ortopiroxênios do tipo hiperstênio (Fig. 4, Tab. 2).

Fácies xisto-verde regressiva As cloritas e principalmente as bastitas são frequentes nas rochas da região, particularmente nos charnockitos e "paleossomas" charnockíticos. Esses minerais se formaram por alteração dos piroxênios (Oliveira & Lima 1982), sobretudo ortopiroxênios (Fig. 2, Foto 4), em condições estáticas, em ambiente de menor grau metamórfico, provavelmente da fácies xisto-verde.

Anfibólios O diagrama de Deer *et al.* (1969) (Fig. 5)

permitiu classificar os principais anfibólios identificados pela petrografia. Os estudos de equilíbrios termodinâmicos entre os piroxênios e esses anfibólios (Fig. 6), progressivos e regressivos (Barbosa 1986), ajudaram também a estabelecer as diversas fácies metamórficas da região em foco.

Fácies anfibolito progressiva Este tipo de anfibólio é encontrado somente nos níveis de anfibolitos das supracrustais do Domínio Ipiáú. Apresenta uma cor verde-azulada e está em associação com o plagioclásio, embora, às vezes, ocorra com raros cristais de clinopiroxênio e quartzo, também presentes na paragênese metamórfica primária dessas rochas (Tab. 1). A composição química de um desses anfibólios permite classificá-lo como hornblenda comum com teores de íons Na+K de aproximadamente 0,4% e de Al^{IV} de cerca de 1,0% (Fig. 5).

Relíquias plutônicas Este anfibólio é encontrado nas rochas ígneas-plutônicas enderbíticas, charnockíticas e sobretudo nos gabro-anortositos (Tab. 2) reequilibrados na fácies granulito, nas partes mais preservadas das deformações tectônicas. Esses anfibólios têm características plutônicas e se apresentam sob a forma de minúsculos cristais eudrais (Fig. 2, Foto 5), de cor marrom a marrom-esverdeada, sempre inclusos nos plagioclásios, os quais também mostram feições plutônicas. Esses anfibólios são hornblendas de composição química muito próxima do pólo pargasita-hastingsita (Fig. 5). Ressalte-se também que essas hornblendas pargasíticas-hastingsíticas têm um teor elevado em cloro (Barbosa 1986), fato mais frequente nos anfibólios plutônicos que nos de origem puramente metamórfica.

Fácies granulito progressiva Dois tipos de anfibólios caracterizam a presença desta fácies na região. O primeiro é encontrado nos resistatos e nos níveis de granulitos máficos, que ocorrem na zona de transição da fácies anfibolito (Domínio de Ipiáú) e fácies granulito (Domínio Jequié-Mutuípe) (Fig. 1). Está sempre incluso nos ortopiroxênios sob a forma de grãos

Prancha 1. Fotomicrografias – 1. Reação metamórfica de destruição de Gt ($Gt1 + Cpx1 \rightleftharpoons Opx1' + Plag1$) (basalto da série toleítica granulitizada do DCA); 2. reações metamórficas de formação de Gt ($Opx1 + Plag1 \rightleftharpoons Gt1 + Qzo$ e $Opaco + Plag1 \rightleftharpoons Gt1 + Qzo$) (basalto toleítico rico em Fe-Ti granulitizado do DCA); 3. cristal de Cpx com lamelas de exsolução de Opx formadas durante a retrometamorfose da fácies granulito (basalto da série toleítica granulitizada do DCA); 4. Opx bastitizado (metadacito da série calcio-alcalina granulitizada do DCA); 5. cristal eudral de hornblenda (Hb) pargasítica-hastingsítica (reliquia plutônica) no seio do Plag, igualmente de origem plutônica (metanortosito do DJM); 6. desenvolvimento de Opx a partir da hornblenda (Hb), segundo a reação de desidratação $Hb + Qzo \rightleftharpoons Opx1 + Cpx1 + Plag1 + H_2O$ (bandas de granulitos básicos nas proximidades da isógrada de transição fácies anfibolito-granulito) (Fig. 1).

Obs.: DJM – Domínio Jequié-Mutuípe; DI – Domínio de Ipiáú; DCA – Domínio da Costa Atlântica.

Plate 1 – 1. Destructive metamorphic reaction of Gt ($Gt1 + Cpx1 \rightleftharpoons Opx1' + Plag1$); 2. formation metamorphic reaction of Gt ($Opx1 + Plag1 \rightleftharpoons Gt1 + Qz$ and $Opac + Plag1 \rightleftharpoons Gt1 + Qz$); 3. Cpx crystal with exsolution lamellae of Opx formed during retrometamorphism of granulit facies; 4. bastitized Opx; 5. pargasite-hastingsite hornblende (Hb) in the plagioclase, also of plutonic origin; 6. development of Opx from hornblende (Hb), from dehydration reaction $Hb + Qz \rightleftharpoons Opx1 + Cpx1 + Plag1 + H_2O$.

Figura 5 - Distribuição dos anfibólios analisados quimicamente no diagrama Al^{IV} -Na + K (Deer et al. 1969)

Figure 5 - Distribution of analysed amphiboles on the Al^{IV} -Na + K diagram of Deer et al. (1969)

mais ou menos arredondados, representando restos dos anfibólios verde-azulados da fácies anfibolito progressiva descrita anteriormente, que foram parcialmente transformados em ortopiroxênio pela reação de desidratação $Hb + Qzo \rightleftharpoons Opx + Cpx + Plag + H_2O$ (Fig. 2, Foto 6). O segundo tipo não só é encontrado nas rochas citadas acima mas também nos resistatos de granulitos máficos (Tab. 2), nos charnockitos e em al-

guns granulitos básicos da região, sobretudo da série cálcio-alcaina e toleítica do Domínio da Costa Atlântica (Tab. 1). Em geral, ocorrem em contato poligonal entre eles e com os piroxênios (Oliveira & Lima 1982), embora existam casos em que se apresentam sob a forma de cristais subeudrais, isolados na massa quartzo-feldspática da rocha. Na segunda situação, os anfibólios estão em equilíbrio químico e termodinâmico com os piroxênios (Fig. 6), ambos cristalizados quando as condições térmicas do metamorfismo granulítico foram as mais severas (Barbosa 1986). A figura 5 mostra que a composição química desses anfibólios do segundo tipo varia com a composição química total das rochas que as contêm. Assim, os anfibólios encontrados nos metabasaltos ou metagabros da série toleítica granulitizada do Domínio da Costa Atlântica são pargasíticas-hastingsíticas; os encontrados nos charnockitos têm composição química próxima das edenitas.

Fácies anfibolito regressiva Dois tipos de anfibólios ajudaram a identificar o amortecimento contínuo das temperaturas durante o metamorfismo da região. O primeiro tipo ocorre em diversas rochas da área, embora os melhores exemplos sejam encontrados em alguns granulitos básicos do Domínio da Costa Atlântica, nos charnockitos ígneos-plutônicos pouco deformados do Domínio Jequié-Mutuípe e nas rochas blastomiloníticas descritas anteriormente. Ele tem uma cor verde-amarronzada e se desenvolve em associação simplectítica com o quartzo, sempre ao redor dos piroxênios (Oliveira & Lima 1982). Este anfibólio é formado segundo a reação de hidratação $Opx + Cpx + Plag + H_2O \rightleftharpoons Hb + Qzo$ (inverso da reação de desidratação anterior), por abaixamento das temperaturas metamórficas ou por soerguimento tectônico deste segmento crustal, em etapa posterior ao pico do metamorfismo. Nos dois primeiros grupos de rochas citados acima, os simplectitos de $Hb + Qzo$ formam coroas incompletas ao redor dos cristais subautomorfos de piroxênios, sugerindo uma cristalização em condições estáticas (Fig. 2, Foto 7). En-

Figura 6 - Diagrama de equilíbrio termodinâmico entre ortopiroxênios e anfibólios (Barbosa 1986)

Figure 6 - Diagram of the thermodynamic equilibrium between orthopyroxenes and amphiboles (Barbosa 1986)

Prancha 2 – Fotomicrografias – 7. Hb secundária formada segundo a reação da foto 6 mas no sentido retrógrado (da esquerda para a direita) em condições estáticas (charnockito do DJM); 8. Hb secundária formada a partir da reação retrógrada $\text{Opx 1} + \text{Cpx 1} + \text{Plag 1} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Hb 2} + \text{Qzo}$, em condições dinâmicas (rocha blastomilonítica); 9. Bi em associação simplectítica com o Qzo, ao redor de opaco, produzida pela reação retrógrada $\text{Opaco} + \text{Mesopertita} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Bi 1} + \text{Qzo}$ em condições estáticas (metandesito basáltico da série cálcio-alcalina granulitizada do DCA); 10. transformação do Opx em Bi segundo a reação metamórfica retrógrada $\text{Opx 1} + \text{Mesopertita} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Bi 2} + \text{Qzo}$ em condições dinâmicas (charnockito blastomilonitizado); 11. microclínio (M2) na matriz blastomilonítica da rocha, próximo de um clasto de mesopertita (M1) (charnockito blastomilonitizado); 12. cristal de feldspato potássico com o centro mesopertítico (M1) e as bordas microclínicas (M2) (charnockito do DJM).

Plate 2 – 7. secondary Hb formed from reaction of photo 6, but from left to right in static conditions; 8. secondary Hb formed from retroreaction $\text{Opx 1} + \text{Cpx 1} + \text{Plag 1} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Hb 2} + \text{Qz}$, in dynamic conditions; 9. Bi and Qz formed in static conditions of retrograde reaction $\text{Opac} + \text{Mesopertite} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Bi 1} + \text{Qz}$; 10. transformation of Opx to Bi from metamorphic retrograde reaction $\text{Opx} + \text{Mesopertite} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Bi 2} + \text{Qz}$ in dynamic conditions; 11. microcline (M2) in blastomilonitic matrix near to a mesopertite clast (M1); 12. potash feldspar with mesopertitic center and microclincic border (M2).

tretanto, nas rochas blastomiloníticas, esses simplectitos estão estirados e orientados nos planos de milonitização juntamente com restos de piroxênios, sugerindo uma formação em condições dinâmicas, provavelmente sin-tectônica (Fig. 2, Foto 8). Em ambas as situações esses anfibólios do primeiro tipo estão em desequilíbrio químico e termodinâmico com os piroxênios metamórficos primários (Fig. 6), são retrógrados e formados em ambientes da fácies anfibolito (Barbosa 1986). Na figura 5 verifica-se que eles têm uma composição química variável em função da composição química total das rochas, apesar de a maioria se situar mais ou menos a igual distância dos pólos hornblendas pargasíticas-hastingsíticas e edenitas. O segundo tipo foi encontrado em enderbitos, em charnockitos, em metanortositos e nos "paleossomas" charnockíticos. Ele aparece sob a forma de uma fina película de cor verde-azulada ao redor de cristais de piroxênios e opacos. Do ponto de vista petrográfico é secundário e do ponto de vista termodinâmico está em desequilíbrio com a paragenese metamórfica primária dessas rochas (Fig. 6) (Barbosa *op. cit.*). Os pontos representativos de suas análises químicas se dispersam sobre o diagrama da figura 5, no domínio das hornblendas comuns, pargasíticas e edeníticas.

Fácies xisto-verde regressiva Em alguns "paleossomas" charnockíticos do Domínio Jequié-Mutuípe, nas bordas das finas películas das hornblendas verde-azuladas anteriores, encontraram-se minúsculos cristais de anfibólios, anedrais, incolores, cuja composição química é a de uma tremolita-actinolita típica da fácies xisto-verde (Barbosa 1986) (Fig. 5, Tab. 2).

Biotitas As biotitas encontradas nas rochas metamórficas da região foram classificadas no diagrama reproduzido em Hormann *et al.* (1980). Verificou-se que os pontos representativos de suas análises químicas se dispersam no campo das meróxenes e das lepidomelanas: as rochas mais ricas em magnésio possuem biotitas com composições químicas mais próximas do pólo flogopita; as mais ricas em ferro possuem biotitas com composições químicas mais próximas do pólo anita (Fig. 7). Os critérios utilizados para situar as biotitas nas diferentes fácies e estágios metamórficos foram: I) suas características petrográficas, reações metamórficas e associações mineralógicas; II) seus teores de TiO_2 (Tab. 2), que variam de 6% (biotitas reliquias plutônicas) a 0,8% (biotita fácies xisto-verde regressiva) e que estão diretamente relacionados a suas variações de cores (Miyashiro 1958); e, finalmente, III) suas

Figura 7 – Distribuição das biotitas analisadas quimicamente no diagrama $\text{Mg} - \text{R}^{2+} - \text{R}^{3+}$ (Hormann et al. 1980)

Figure 7 – Distribution of analysed biotites in the $\text{Mg} - \text{R}^{2+} - \text{R}^{3+}$ diagram of Hormann et al. (1980)

Figura 8 – Diagrama de equilíbrio termodinâmico entre ortopiroxênios e biotitas (Barbosa 1986)

Figure 8 – Diagram of thermodynamic equilibrium between orthopyroxenes and biotites (Barbosa 1986)

situações em equilíbrio ou em desequilíbrio químico e termodinâmico com os piroxênios metamórficos primários (Fig. 8) (Barbosa 1986).

Relíquias plutônicas Estas biotitas foram encontradas em algumas amostras de enderbitos e gabro-anortositos ígneos-plutônicos reequilibrados na fácies granulito nas partes mais preservadas das deformações tectônicas. Elas se apresentam sob a forma de pequenos cristais vermelhos, aciculares, sempre em inclusões nos plagioclásios, estes também com características plutônicas. Elas podem ser classificadas como lepidomelanas (Fig. 7) e possuem elevados teores em TiO_2 (6% - 7%) (Fig. 2). Esses valores são superiores aos teores de TiO_2 das biotitas habitualmente encontradas na fácies anfibolito de alto grau e na fácies granulito, que, segundo Kretz (1964), estão compreendidos entre 4,2% e 5,6%. Remarca-se que esses teores são mais elevados tanto em relação às biotitas da região em foco, quanto em relação às biotitas marrom-avermelhadas dos charnockitos metamorfizados de Madras, Índia ($\pm 4,5\%$ de TiO_2) e das biotitas marrom-avermelhadas e vermelhas dos granulitos ácidos da Finlândia e da Noruega ($\pm 5\%$ de TiO_2) (Convert 1981).

Fácies granulito progressiva As biotitas consideradas desta fácies ocorrem ou sob a forma de cristais subeudrâis, em contato poligonal com os outros minerais, ou sob a forma de palhetas orientadas paralelamente à foliação da rocha granulítica. Em ambos os casos estão em equilíbrio químico e termodinâmico com os piroxênios (Fig. 8), significando que foram estabilizadas no pico do metamorfismo (Barbosa 1986).

Em geral, possuem teores de TiO_2 compreendidos entre 5% e 6% (Fig. 2, Tab. 2), que são semelhantes aos de biotitas de outros granulitos mundiais (Saxena 1968, Leelanandan 1970, Coolen 1980, Andrieux 1982). Essas biotitas ocorrem em diversos granulitos da região e apresentam quimismo variável segundo as composições químicas das rochas que as contêm (Heinrich 1946), embora a maioria se situe no campo dos meróxenes (Fig. 7).

Fácies granulito regressiva Em diversos granulitos da região são encontradas biotitas que, segundo cálculos termodinâmicos, estão em ligeiro desequilíbrio com os piroxênios (Fig. 8) (Barbosa 1986). São consideradas como estabilizadas num estágio retrógrado do metamorfismo mas ainda em ambiente da fácies granulito. Exibem uma cor marrom-avermelhada e possuem teores de TiO_2 ainda relativamente elevados variando entre 4% e 5% (Fig. 2). Dois modos de ocorrências caracterizam essas micas: no primeiro, estão sempre em associação simplectítica com o quartzo, situadas na periferia dos piroxênios e opacos (Foto 9) e foram produzidas pela reação de hidratação $Opx + \text{mesopertita} + H_2O \rightleftharpoons Bi + Qzo$ (Oliveira & Lima 1982); no segundo, elas ocorrem sob a forma de minúsculas palhetas ao redor de opacos e provavelmente também formadas pela reação anterior. Em ambos os modos de ocorrência, foram cristalizadas em condições estáticas e são encontradas também em numerosas ocorrências de granulitos de diversas partes do mundo (Himmelberg & Phinney 1967, Saxena 1968, Coolen 1980, Convert 1981, Ouzegane 1981, Andrieux 1982). Na figura 7 estão assinaladas composições químicas de algumas dessas biotitas retrógradadas

em seus dois modos de ocorrência.

Fácies anfibolito regressiva Essas biotitas foram encontradas em rochas charnockíticas blastomiloníticas, que tiveram origem em zonas de deformações profundas ocorridas quando do decréscimo das temperaturas metamórficas ou do soerguimento do segmento de granulitos em estudo. Essas micas ocorrem em cristais alongados, paralelos aos planos de milonitização e, portanto, formadas em condições dinâmicas. São claramente secundárias, de cor marrom (TiO_2 variando de 3% a 4%, Tab. 2), e produzidas a partir da destruição dos ortopiroxênios metamórficos primários de rochas com suficiente teor de potássio (Foto 10). Elas estão em desequilíbrio com os ortopiroxênios (Fig. 8) (Barbosa 1986) e a composição química de uma delas, analisada em uma amostra de charnockito blastomilonitizado (Tab. 2), situa-se no campo de micas lepidomelanas mais próxima do pólo anita (Fig. 7).

Fácies xisto-verde regressiva Biotitas encontradas em algumas zonas onde os granulitos foram xistificados pela milonitização. Elas aparecem sob a forma de pequenos cristais alongados, numa matriz milonítica e sempre paralelos aos planos de milonitização. Têm cor marrom-clara e teores de titânio baixos, variável entre 0,30% e 1,80% (Fig. 2). A composição química de seus elementos mais representativos é mostrada na figura 7 e na tabela 2.

Granadas Esta fase mineral é encontrada em determinados tipos de rochas e somente em terrenos afetados pelo metamorfismo granulítico já que até o momento não foram identificadas no Domínio de Ipiatã. Como pode ser verificado no diagrama triangular da figura 9, as granadas da região em estudo são em geral relativamente ricas no componente almandina.

Figura 9 - Distribuição das granadas analisadas quimicamente no diagrama (Almandina + espessartita) -piropo (grossulária + andradita)

Figure 9 - Distribution of analysed garnets in the (Alm + Sp) -Py-(Gro + And) diagram

Fácies granulito progressiva Dois tipos de granada foram classificados nesta fácies. O primeiro é encontrado unicamente nos metabasaltos e metandesitos basálticos da "série" toleítica granulitizada do Domínio da Costa Atlântica. Essas granadas são de cor rosa e apresentam uma composição de 56% de almandina, 22% de piropo, 17% de grossulária e 5%

de espessartita (Tab. 2). Mostram sempre sinais de transformação segundo a reação $\text{Gt} + \text{Cpx} (\pm \text{Qzo}) \rightleftharpoons \text{Opx} + \text{Plag}$ (Foto 1) e, embora em fase de destruição, não mostram grandes diferenças na composição química entre seus bordos e seus centros (Fig. 9). Estes últimos estão sempre em equilíbrio químico e termodinâmico com os ortopiroxênios dessas rochas. O segundo tipo de granada é o mais comum nos granulitos da região. Mostra-se em geral eudral, não é zonada, foi estabilizada no clímax do metamorfismo granulítico, tendo finalizada sua cristalização após a paralização das deformações dúcteis. Essas granadas estão sempre em equilíbrio com os ortopiroxênios e, algumas delas, analisadas na microsonda eletrônica mostraram uma composição de 57% a 62% de almandina, de 29% a 34% de piropo, 3% a 4% de grossulária e de 3% a 5% de espessartita (Fig. 9). São notadas principalmente nos quartzitos com granada e ortopiroxênio, que ocorrem subordinadamente no Domínio Jequié-Mutuípe.

Fácies granulito regressiva Essas granadas são também de coloração rosa e foram encontradas somente nas rochas basálticas ricas em Fe-Ti granulitizadas. Ocorrem em associação simplectítica com o quartzo, sob a forma de coroas reacionais ao redor de ortopiroxênios e de opacos, função da reação metamórfica retrógrada $\text{Opx} + \text{Plag} \rightleftharpoons \text{Gt} + \text{Qzo}$ e $\text{Opaco} + \text{Plag} \rightleftharpoons \text{Gt} + \text{Qzo}$ (Foto 2) produzida por redução na pressão do metamorfismo. Essas granadas são mais ricas no constituinte almandina (de 64% a 70%) que os tipos precedentes. Sua composição em piropo é variável entre 6% e 13%, em grossulária entre 18% e 20% e em espessartita entre 2% e 3% (Fig. 9, Tab. 2).

Plagioclásio O diagrama triangular da figura 10 mostra a composição química dos principais tipos de plagioclásios identificados na área. Como pode ser observado, seus teores em CaO , Na_2O e K_2O são variáveis e ligados à composição química total das rochas.

Figura 10 - Distribuição dos plagioclásios analisados quimicamente no diagrama Ab-An-Or

Figure 10 - Distribution of analysed plagioclases on the Ab-An-Or diagram

Relíquias plutônicas Plagioclásios encontrados nas partes menos deformadas dos enderbitos, charnockitos e anortositos do Domínio Jequié-Mutuípe. Eles se apresentam em grandes cristais (1-8 mm) subeudrais como inclusões de hornblenda e

biotita. Nos enderbitos, os plagioclásios são ligeiramente mais ricos em anortita (An 42) que nos charnockitos (An 35-40). Nos metanortositos, seus teores em anortita são mais elevados e chegam a 70% (Fig. 10, Tab. 2).

Fácies granulito progressiva Estes plagioclásios estão em equilíbrio com as paragêneses metamórficas primárias da fácies granulito e encontrados na maior parte dos granulitos da região. Eles se apresentam sob forma variada, mas, frequentemente, estão em contato poligonal com os minerais ferromagnesianos. Não são zonados, mas em geral são antipertíticos, sobretudo nas rochas com um certo teor de potássio (por exemplo, charnockitos e rochas shoshoníticas granulitizadas) (Tab. 1). Algumas dessas lamelas antipertíticas foram analisadas na microsonda eletrônica e encontradas composições químicas variando na gama seguinte: anortita, de 8% a 9%; albita, de 6% a 8%; e ortoclásio, de 83% a 84%. A composição química desses plagioclásios depende evidentemente dos teores de CaO e Na₂O das rochas portadoras. Se considerarmos, por exemplo, a série cálcio-alcálica granulitizada do Domínio da Costa Atlântica, seus metabasaltos ou metagabros possuem plagioclásios cuja composição química é mais próxima da bytownita; seus metandesitos, da labradorita (Tab. 2); e seus metadacitos, da andesina (Fig. 10). Vale salientar que esses teores em anortita são semelhantes aos encontrados nos plagioclásios das rochas vulcânicas, recentes e sem transformação, da série cálcio-alcálica do Japão (Wada 1981), sugerindo que o metamorfismo da região não modificou significativamente nem a composição química total dessas rochas (Barbosa 1986), nem o quimismo de seus plagioclásios.

Fácies anfibolito regressiva Esses plagioclásios são encontrados principalmente nas matrizes das rochas blastomiloníticas (Tabs. 1 e 2). São cristais microscópicos desenvolvidos na periferia dos plagioclásios maiores, antipertíticos, e em geral estão em associação à biotita da fácies anfibolito regressiva (Fig. 2).

Sericitizados A sericita é encontrada como produto de alteração intempérica dos plagioclásios das diversas gerações descritas anteriormente, embora tenha sido observada notadamente nos enderbitos e nos charnockitos. Ela é sempre muito fina e difícil de identificar no microscópio.

Feldspatos potássicos Os feldspatos potássicos são encontrados seja sob a forma de mesopertita ou de microclínio pertítico (fácies granulito progressiva), seja sob a forma de microclínio (fácies anfibolito progressiva e regressiva).

Fácies anfibolito progressiva O feldspato potássico típico das rochas desta fácies metamórfica é o microclínio. Apresenta-se em cristais de tamanho variável (1-5 mm), subeudrais a anedrais, às vezes com lamelas de exsolução e está bem representado nos níveis félsicos, quartzo-feldspáticos do Domínio de Ipiáú (Tab. 1).

Fácies granulito progressiva As mesopertitas e feldspatos potássicos pertíticos são comuns e abundantes nas rochas granulíticas ricas em K₂O, como, por exemplo, nos charnockitos e nos neossomas e "paleossomas" charnockíticos dos migmatitos granulíticos do Domínio Jequié-Mutuípe (Tabs. 1 e 2). Essas fácies minerais se apresentam sob forma e tamanho variáveis mas em geral são subeudrais a anedrais com contatos irregulares com os outros minerais da paragênese mineral metamórfica dessas rochas. Nesses minerais, a quantidade de lamelas de exsolução é variável e depende dos teores de sódio e cálcio das rochas.

Fácies anfibolito regressiva Dois tipos de feldspato potássico podem ser enquadrados nesta fácies. O primeiro é o mi-

croclínio encontrado nos blastomilonitos (Tab. 1); sob a forma de pequenos cristais xenomorfos, na matriz fina da rocha e nos interstícios dos fenoclastos de mesopertita. Os cristais em geral estão em associação com o plagioclásio e a biotita da fácies anfibolito retrógrada, descritos anteriormente (Fig. 2, Foto 11). O segundo tipo é encontrado raramente mas, de preferência, nos "paleossomas" charnockíticos do Domínio Jequié-Mutuípe. Neste caso, o centro dos cristais é constituído de mesopertita enquanto seus bordos são formados de microclínio (Iyer *et al.* 1984) ou microclínio pertítico (Fig. 2, Foto 12); este produzido provavelmente por um reequilíbrio do cristal durante o abaixamento das temperaturas metamórficas. Às vezes, ao redor desses cristais zonados, observam-se pequenos cristais de microclínio, do primeiro tipo, acompanhados de mirmequita.

Minerais Opacos Com exceção das formações ferríferas bandadas que ocorrem na cobertura vulcano-sedimentar granulitizada do Domínio Jequié-Mutuípe, todos os minerais opacos encontrados nas rochas da região se constituem em minerais acessórios (Tab. 1). A ilmenita foi encontrada em enderbitos, charnockitos, metanortositos e metabasaltos ricos em Fe-Ti. A ilmenita e magnetita ocorrem nos resistatos, "paleossomas" charnockíticos e neossomas dos migmatitos granulíticos do Domínio Jequié-Mutuípe além de terem sido identificadas, também, nos metabasaltos e metandesitos da série cálcio-alcálica granulitizada do Domínio da Costa Atlântica. A ilmenita e pirita foram encontradas nas rochas shoshoníticas granulitizadas (Domínio da Costa Atlântica) e nos quartzitos com granada e ortopiroxênio (Domínio Jequié-Mutuípe). Alabandita, pirita e grafita foram identificadas nas formações manganíferas, sendo que a grafita também ocorre nos kinzigitos da cobertura supracrustal granulitizada do Domínio Jequié-Mutuípe.

CONCLUSÕES A petrografia e a química mineral permitiram identificar na região estudada um ciclo metamórfico principal caracterizado na fácies granulito por temperaturas variando em torno de 850°C e pressões variáveis entre 5 e 6 Kbar, sendo portanto do tipo alta temperatura-baixa pressão (Barbosa 1986).

Na etapa progressiva, esse metamorfismo reequilibrou, nas fácies granulito, as rochas ígneas-plutônicas enderbíticas, charno-enderbíticas, charnockíticas e gabro-anortosíticas do Domínio Jequié-Mutuípe. Nas partes menos atingidas pelas deformações tectônicas verifica-se que esse reequilíbrio metamórfico foi parcial, pois são encontrados, ainda, vestígios de fases minerais magmáticas como ortopiroxênios e clinopiroxênios, com seus centros exibindo temperaturas e composições químicas comparáveis às do estágio ígneo-plutônico e com seus bordos reequilibrados pela granulitização. Associados a esses piroxênios, observam-se plagioclásios também com aspecto plutônico e com inclusões eudrais de hornblendas pargasíticas-hastingsíticas, ricas em cloro, e biotitas do tipo lepidomelana com altos teores em titânio. As rochas da cobertura vulcano-sedimentar desse mesmo Domínio Jequié-Mutuípe foram granulitizadas (bandas félsicas quartzo-feldspáticas, bandas de granulitos básicos, quartzitos com granada-ortopiroxênio, formações ferríferas bandadas, kinzigitos) e migmatizadas em alto grau (migmatitos granulíticos compostos de resistatos de granulitos básicos, "paleossoma" charnockítico, neossoma quartzo-feldspático). Por sua vez, as rochas do Domínio da Costa Atlântica, de natureza vulcânica e/ou plutônica (rochas shoshoníticas, rochas da série cálcio-alcálica, rochas da "série" toleítica, rochas basálticas ricas em Fe-Ti) apresentando composições químicas e disposição espacial semelhante às encontradas em arcos de ilhas recentes ou margem continental ativa, foram também todas reequilibradas na fácies granulito e neste mesmo metamorfismo, como mostram os equilíbrios termodinâmicos de diversas duplas de Opx-Cpx

(mesmo Kd de aproximadamente 0,56) tanto do Domínio da Costa Atlântica como do Jequié-Mutuípe. Ficou preservada da granulitização uma estreita faixa de rochas do Domínio de Ipiáú, que permaneceu equilibrada na fácies anfibolito já que a intensidade térmica neste local, com temperaturas em torno de 700°C, não foi suficientemente intensa para granulitizá-la. A composição química das rochas do Domínio de Ipiáú é similar à daquelas do Domínio Jequié-Mutuípe, embora sua mineralogia seja diferente. Isso pode ser constatado na comparação entre as bandas gnáissicas quartzo-feldspáticas e bandas de anfibolitos (Domínio de Ipiáú) com seus correspondentes granulitizados, ou seja, bandas de granulitos félsicos quartzo-feldspáticos e bandas de granulitos máficos (Domínio Jequié-Mutuípe). Nessas últimas bandas, na zona de transição anfibolito-granulito, verificam-se o desaparecimento da hornblenda (isógrada da Hb-) e o surgimento da paragénesis Opx-Cpx-Plag que é a predominante no ambiente da fácies granulito da região.

No clímax do metamorfismo, quando as pressões e temperaturas foram as mais elevadas (6 kbar e 850°C), nos locais em que a pressão de fluidos era significativa, ocorreram a fusão parcial e metassomatismo potássico, promovendo a formação de migmatitos granulíticos (resistatos de granulitos básicos, "paleossomas" charnockíticos, neossomas quartzo-feldspáticos). Nessas áreas migmatíticas, os "paleossomas" e neossomas não estão deformados, indicativo de que as elevadas temperaturas metamórficas permaneceram até mesmo após a paralisação das principais fases de deformações dúcteis (Barbosa 1986). No pico do metamorfismo granulítico houve tempo suficiente para equilibrar as principais fases tipomorfas (Opx, Cpx, mesoperitita, Plag, Gt). Isso é sugerido pelos estudos petrográficos (texturas poligonais e presença de minerais euedrais praticamente sem zoneamento) e comprovado pelos equilíbrios termodinâmicos entre aquelas fases minerais.

Na etapa regressiva, com o abaixamento contínuo das pressões e das temperaturas (5 kbar e 730°C), ocorreram modificações nas paragéneses equilibradas no clímax do metamorfismo. Nas áreas onde o retrometamorfismo não foi acompanhado de deformações tectônicas penetrativas, essas modificações, em condições estáticas, não são importantes, como pode ser verificado pela presença de lamelas de exsolução em piroxênios; coroas de granada mais quartzo ao redor de ortopiroxênios e opacos; simplectitos não-deformados e incipientes de hornblenda e biotita acompanhados de quartzo, também ao redor de piroxênios e opacos; feldspatos potássicos com centros constituídos de mesoperitita e bordos formados de microclínio ou microclínio perítico; e formação de bastita, clorita e sericita oriundas da alteração de piroxênios e plagioclásios. Entretanto, nas áreas onde as deformações foram contemporâneas à fase retrógrada, as rochas sofreram milonitização com modificações sensíveis nas paragéneses metamórficas primárias, equilibradas no pico do metamorfismo. Nessas rochas observam-se restos de fases minerais da paragénesis granulítica (Opx, Cpx, Mesoperitita, Plag, Gt) imersos em uma matriz fina, blastomilonítica, com minerais neoformados em mais baixo grau metamórfico (hornblendas, biotitas, microclínios, plagioclásios). Nesses casos, simplectitos de hornblenda e biotita mais quartzo, formados em condições dinâmicas, são mais bem desenvolvidos e orientados segundo a foliação e bandamento da rocha. Essas transformações retrógradas, tanto em condições estáticas como dinâmicas, ocorreram em toda a região, tanto em ambiente da fácies granulito como anfibolito e xisto verde.

AGRADECIMENTOS O autor externa seus agradecimentos ao professor Shiguemi Fujimori pela ajuda na revisão do texto e nas valiosas discussões sobre o tema.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRIEUX, P. 1982. *La charnockite d'Ansignan: mise en place et evolution paragenetique. Introduction a l'étude des équilibres grenat-orthopyroxène*. Clermont, 120p. (Tese Dout., Un. Clermont II, França)
- ARAMAKI, S. 1963. Geology of Asama Volcano. *J.Fac.Sci.Uni.Tokio*, Sec. 2, 14:229-443.
- BARBOSA, J.S.F. 1986. *Constitution lithologique et métamorphique de la région granulitique du sud de Bahia, Brésil*. Paris, 402p. (Tese Dout., Un. Paris VI).
- BHATTACHARYA, C. 1971. An evaluation of the chemical distinctions between igneous and metamorphic orthopyroxenes. *Amer.Miner.*, 56:499-506.
- CONVERT, J. 1981. *Les granulites à orthopyroxènes de Laponie (Finlande et Norvège) - Pétrologie et Géochimie*. Rennes, (Tese Dout., Un. Rennes I, França)
- COOLEN, M.M.M.J.J. 1980. Chemical petrology of Furua Granulite Complex, Southern Tanzania. *Gua Papers of Geology*, Serie 1, nº 13.
- CORDANI, U.G. 1973. *Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória*. São Paulo, 80p. (Tese Livre Doc., USP).
- CORDANI, U.G. & IYER, S.S. 1979. Geochronological investigation on the precambrian granulite terrain of Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, 9:255-274.
- COSTA, L.A.M. DA & MASCARENHAS, J.F. 1982. The high-grade metamorphic terrains in the interval Mutuípe-Jequié: Archean and Lower Proterozoic of east-central Bahia. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM OF ARCHEAN AND EARLY PROTEROZOIC EVOLUTION AND METALLOGENESIS, Salvador, 1982, p. 19-37.
- DEER, F.R.S.; HOWIE, R.A.; ZUSMANN, J. 1969. *An introduction to the rock forming minerals*. Londres, Longmans Green and Co. Ltd.
- DELHAL, J. & DEMAIFFE, D. 1985. U-Pb Archean geochronology of the São Francisco Craton (Eastern Brazil). *Rev.Bras.Geoc.*, 15(1):55-60.
- DERUELLE, B. 1979. *Pétrologie d'un volcanisme de marge active: Atacama et Andes Méridionales*. Paris, 417p. (Tese Dout., Un. Paris Sul-Orsay, França)
- HEINRICH, E.W. 1946. Studies in the mica group; the biotite phlogopite series. *Am. Journ. Sci.*, 244:836.
- HIMMELBERG, G.R. & PHINNEY, W.N.C. 1967. Granulite - Facies Metamorphism, Granite Falls - Montevideo Area, Minnesota. *J. Petrol.*, 8(3):325-348.
- HORMANN, P.K.; RAITH, M.; RAASE, P.; ACKERMAN, D.; SEIFERT, F. 1980. The granulite complex of Finnish Lapland: petrology and metamorphic conditions in the Ivalo-Jokijärvi area. *Geological Survey of Finland, Bull.* 308.
- IYER, S.S.; CHOUDHURI, A.; VASCONCELOS, M.B.A.; CORDANI, U.G. 1984. Radioactive element distribution in the Archean granulite terrane of Jequié-Bahia, Brazil. *Contrib.Mineral.Petrol.*, 85:95-101.
- IYER, S.S.; CHOUDHURI, A.; CORDANI, U.G. 1987. Granulite facies rocks of Brazil: a review of their geologic setting, geochronological evolution, petrographic and geochemical characteristics. *J.Geol.Soc. of India*, 29:309-326.
- KRETZ, R. 1964. Analysis of equilibrium in garnet-biotite-sillimanite gneisses from Quebec. *J.Petrol.*, 5:1-20.
- KUNO, H. 1959. Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. Volcanol. Naples*, 20(2):37-76.
- LEBLANQUAND, C. 1970. Chemical mineralogy of hornblendes and biotites from the charnockitic rocks of Kondapalli, India. *J. Petrol.*, 11:475-505.
- LIMA, M.I.C. DE; FONSECA, E.C. DA; ELSON, P. DE O.; CHIGNONE, J.I.; ROCHA, R.M.; CARMO, U.F. DO C.; SILVA, J.M.R. DA; SIGA JÚNIOR, O. 1982. Levantamento de Recursos Naturais, Folha SD-24 Salvador. Rio de Janeiro, Projeto Radambrasil. 620p. (Rel. 24).
- MASCARENHAS, J.F. 1973. A geologia do centro-leste do Estado da Bahia. In: CONGR.BRAS.GEOL., 7, Aracaju, 1973. *Anais...* Aracaju, SBG. v. 2, p. 35-66.
- MASCARENHAS, J.F. 1979. Evolução geotectônica do Precambriano do Estado da Bahia. Geol. e Rec. Min. do Estado da Bahia, *Textos Básicos*. SME/CPM, 2:57-165.
- MIRANDA, L.L.F. DE; SOARES, J.V.; MORAES, A.M.V. DE. 1982. Geologia da região de Ubaira-Santa Inês. In: CONGR.BRAS.GEOL., 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG. v. 1, p. 246-259.
- MIRANDA, L.L.F. DE; SOARES, S.V.; CRUZ, M.J.M.; MORAES, A.M.V. 1985. Projeto Ubaira-Santa Inês. *Rel. Final*, v. 1, SME/CPM, Salvador.

- MIYASHIRO, A. 1958. Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanaki District in the Central Abukuma Plateau. *Journ.Fac.Sci.Univ. Tokyo, Sec. II*, 11:219.
- OLIVEIRA, E.P. DE & LIMA, M.I.C. DE. 1982. Aspectos petrográficos das rochas granulíticas do Complexo de Jequié e estimativas das condições físicas do metamorfismo. In: CONGR.BRAS.GEOL., 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG, v. 2, p. 589-602.
- OLIVEIRA, E.P. DE; LIMA, M.I.C. DE; CARMO, U.F. DO; WERNICK, E. 1982. The Archean granulite terrain from east Bahia, Brazil. *Rev.Bras.Geoc.*, 12(1-3):356-368.
- OUZEGANE, K. 1981. *Le métamorphisme polyphasé granulitique de la région de Tamarrasset (Hogar Central)*. Paris, 171p. (Tese Dout., Un. Paris VII)
- PEDREIRA, A.J.C.L. 1976. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*; Folha Salvador, SD-24. DNPM, Brasília: 127p.
- SAXENA, S.K. 1968. Chemical study of phase equilibria of charnockites, Varberg, Sweden. *Am.Min.J.*, 3:1174-1695.
- SEIXAS, S.R.M.; MARINHO, M.M.; MORAES, F.O.; AWDZIES, J.; SAMPAIO, A.R.; PEDROSA, C.S.; SANTOS, D.A.; PEDREIRA, S.G.V.V. 1975. *Projeto Bahia II - Relatório Final - Geologia das Folhas de Itaberaba e Serrinha*. Texto e Mapas. Convênio DNPM/CPRM, Salvador, v. III.
- SIGHINOLFI, G.P. 1970. Investigation into the deep levels of the continental crust: petrology and chemistry of the granulite facies terrains of Bahia (Brazil). *Atti.Soc.Tosc.Sci.Nat.Mem.*, Itália, série A, 77:327-341.
- SIGHINOLFI, G.P. 1971. Investigation into the deep levels: fractionating effects and geochemical trends related to high-grade metamorphism. *Geoch.Cosmoch. Acta*, 35:1005-1021.
- SIGHINOLFI, G.P. & SAKAI, T. 1977. Uranium and thorium in archean granulite facies terrains of Bahia (Brazil). *Geochemical Journal*, 11:33-39.
- SIGHINOLFI, G.P.; FIGUEIREDO, M.C.H.; FYFE, W.S.; KRONBERG, B.I.; OLIVEIRA, M.A.F. DE. 1981. Geochemistry and petrology of the Jequié Granulitic Complex (Brazil): and archean basement complex. *Contrib.Mineral.Petrol.*, 78:263-271.
- TONIATTI, G. & BARBOSA, J.S.F. 1973. O manganês de Marau, Bahia, Avaliação de Reservas. In: CONGR.BRAS.GEOL., 27, Aracaju, 1973. *Anais...* Sergipe, SBG, v. 2, p. 421-430.
- VALARELLI, J.V.; BARBOSA, J.F.; HIPOLITO, R.; BELLO, S.R.M. 1982. Paragênese do protominério metamórfico de manganês de Marau, Bahia. In: CONGR.BRAS.GEOL., 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG, v. 3, p. 819-835.
- WADA, K. 1981. Contrasted petrological relations between tholeiitic and calc-alkalic series from Funagata Volcano, northeast Japan. *Petrol.Econ.Geol.*, 76:215-232.

MANUSCRITO Nº 567

Recebido em 31 de agosto de 1988

Revisão do autor em 06 de abril de 1989

Revisão aceita em 12 de abril de 1989

...avaliar uma nova idéia é muito difícil. Na América do Norte, grande parte dessa avaliação acontece em discussões entre cientistas antes mesmo da publicação dessa idéia. Essa idéia pode levar 18 meses para ser escrita, aceita por um periódico e publicada, e durante este tempo o autor discute a idéia informalmente com colegas em encontros e muitas pessoas na América do Norte ficam cientes da idéia antes mesmo de se tornar pública através dos periódicos. Isso tudo acontece porque viajamos muito e estamos sempre nos encontrando.

Roger G. Walker, 1988, (autor de Facies Models). Entrev. p/Bol.03 CTC Estrat. Sedim. SBG