EVOLUÇÃO PETROLÓGICA PARA UMA SEQÜÊNCIA DE ROCHAS METAMÓRFICAS REGIONAIS DO TIPO BAIXA PRESSÃO NA REGIÃO DE ITINGA, NE DE MINAS GERAIS

ANTÔNIO GILBERTO COSTA*

ABSTRACT PETROLOGICAL EVOLUTION FOR A METAMORPHIC ROCK SEQUENCE OF INTERMEDIATE LOW-PRESSURE TYPE REGIONAL METAMORPHISM IN THE ITINGA REGION, NE MINAS GERAIS STATE, BRAZIL. The metamorphic belt recognized in the middle Jequitinhonha River region (northeastern Minas Gerais State, Brazil) is made up of metapelites and metapsamites of the amphibolite facies with interstratified bands of calcsilicate rocks, and is considered to be of upper Precambrian age (Brasiliano). The results of petrological and geochemical analyses point out to a type of metamorphism belong to the intermediate low-pressure. The metamorphic rocks have been affected by successive deformational phases and the progressive mineralogical variation is represented by the appearance, in order of increasing metamorphic grade of the following minerals: biotite, garnet, staurolite, andalusite, cordierite, and sillimanite. The application of geothermobarometers provides temperatures between 500 and 700°C and pressures between 2,5 and 5,5 kbars. The metamorphic gradient rises from southwest (Coronel Murta region) to northeast and reaches a maximum in the northeastern part (Itinga region) where metatexite and diatexite have been observed.

RESUMO Uma porção de um cinturão metamórfico de idade brasileira – localizada na região do médio Vale do Rio Jequitinhonha, NE do Estado de Minas Gerais é caracterizada por uma seqüência de rochas metapelíticas e metapsamíticas, contendo intercalações de rochas cálcio-silicáticas – foi estudada sob o ponto de vista da petrologia e geoquímica. Com base nos resultados obtidos foi possível a caracterização do evento metamórfico como sendo do tipo regional intermediário de baixa pressão, sob condições de P-T da fácies anfíbolito. Os tipos litológicos observados foram afetados por sucessivas fases de deformação e mostram uma variação mineralógica progressiva, representada em função do aumento do grau metamórfico pelos seguintes minerais: biotita, granada, estaurolita, andaluzita, cordierita e sillimanita. A partir do emprego de diversos geotermobarômetros foram definidas para o evento metamórfico, na região estudada, as condições de T entre 500°C e 740°C e de P entre 2,5 e 5,5 kbar. O gradiente metamórfico é progressivo de sudoeste (região de Coronel Murta) para nordeste e alcança um máximo nesta última (região de Itinga), na qual metatexitos e diatexitos foram observados.

INTRODUÇÃO A importância do conhecimento detalhado da região NE do Estado de Minas Gerais vem-se tornando ao longo dos últimos anos cada vez mais nítida, pois esta pode ser considerada área-chave para o entendimento de uma evolução tectônica e metamórfica responsável, provavelmente, durante o Ciclo Brasiliano, pela formação de uma série de faixas móveis de extensão continental.

A partir da análise de dados relacionados à química dos minerais e dados petrográficos e geotermobarométricos obtidos de amostras da região do Médio Vale do Rio Jequitinhonha (Fig. 1), pretende-se com este trabalho, a partir de conclusões no campo da petrologia metamórfica, contribuir para a formulação de um novo modelo de evolução metamórfica para essa região, condizente com as rochas ali aflorantes e capaz de explicá-las geneticamente.

GEOLOGIA REGIONAL A Faixa de Dobramento Araçuá é, no âmbito regional, a mais importante unidade geotectônica envolvida neste trabalho; pertence à Província Mantiqueira (Almeida 1977) e é uma das faixas dobradas de idade brasileira, que delimitam, em parte, o Cráton do São Francisco.

Nesta faixa afloram, na região do Médio Vale do Rio Jequitinhonha (NE do Estado de Minas Gerais), rochas metamórficas supracrustais de composição pelítica e cálcio-silicática pertencentes ao Grupo Salinas (Pedrosa Soares 1984, Monteiro 1986, Costa *et al.* 1986). A estes metamorfitos encontram-se associados gnaisses e granitos anatóticos (Costa *et al.* 1986, Costa 1987).

A denominação de Grupo Salinas foi dada para parte das rochas do Grupo Macaúbas (Moraes 1982, Schöhl 1972), que, por sua vez, integra em parte o conjunto de rochas denominado Unidade Gerada ou Retrabalhada durante o Ciclo Brasiliano, segundo Schobbenhaus *et al.* (1984).

Fontes *et al.* (1978), Jardim *et al.* (1980) e Correia Neve *et al.* (1982b) descrevem o Grupo Macaúbas como sendo uma seqüência de diamictitos, ritmitos, metadiamectitos, xistos conglomeráticos, filitos, quartzo-micaxistos feldspáticos, quartzitos, metaconglomerados, rochas carbonáticas e cálcio-silicáticas e quartzo-micaxistos com grafita, granada, estaurolita, cianita e sillimanita.

Os quartzo-micaxistos e suas intercalações cálcio-silicáticas, aflorantes à leste da Falha de Taiobeiras, integram o chamado Grupo Salinas de Pedrosa Soares (1984).

Metamorfismo Almeida & Litwinski (1984) observaram que o grau metamórfico, na Faixa de Dobramentos Araçuá, aumenta de oeste para leste e Schobbenhaus *et al.* (1984), com base nos sedimentos da Serra do Cabral, filitos da Serra do Cipó e os granada-estaurolita-quartzo-micaxistos da região de Araçuá apresentam conclusão idêntica.

Para as regiões de Salinas, Rubelita Araçuá, Coronel Murta, Virgem da Lapa, Itamarandiba e Capelinha são descritos micaxistos tidos como produtos de um metamorfismo do tipo média pressão, sob condições de P-T da fácies anfíbolito (Fontes *et al.* 1978, Correia Neves *et al.* 1982b, Schobbenhaus *et al.* 1984, Pedrosa Soares 1984, Monteiro 1986).

Sá (1977) descreveu a presença de xistos a andaluzita e cordierita na região do Vale do Ribeirão Piauí, caracterizando o metamorfismo como do tipo contato.

Para a região de Itinga, enquanto são descritos xistos a granada, estaurolita, cianita e sillimanita por Fontes *et al.* (1978), Jardim *et al.* (1980) e Schobbenhaus *et al.* (1984), caracterizando um evento metamórfico do tipo regional de média pressão, Costa (1983, 1987) e Costa *et al.* (1984, 1986) descrevem xistos a granada, estaurolita, andaluzita, cordierita

* Instituto de Geociência da UFMG, Centro de Pesquisa Prof. Manoel Teixeira da Costa, Caixa Postal 2608, CEP 30161, Belo Horizonte, MG

Figura 1 – Mapa de localização da área estudada

Figure 1 – Location of the studied area

e sillimanita, os quais, segundo uma zoneografia metamórfica regional proposta por Pedrosa Soares (1984), a partir de estudos desenvolvidos na região de Coronel Murta, deveriam fazer parte da zona denominada por este autor como da sillimanita.

Regionalmente, e envolvendo outras áreas, Leonardos & Fyfe (1974) caracterizam o metamorfismo na Faixa de Dobramentos Araçuaí como do tipo cianita-sillimanita e para a Faixa Costeira como sendo do tipo andaluzita-sillimanita.

Mascarenhas (1979b) descreveu para rochas do médio e alto Vale do Rio Pardo dois tipos de metamorfismo. O primeiro, associado ao evento Espinhaço, foi definido como sendo de média pressão e o segundo, associado ao evento brasileiro, intermediário de baixa pressão.

Relação metamorfismo/deformação Para as rochas do Grupo Macaúbas, aflorantes a oeste da falha de Taiobeiras, foram identificadas duas fases de deformação enquanto para rochas do Grupo Salinas três fases puderam ser individualizadas, que por sua vez geraram três foliações S_1 , S_2 , S_3 (Fontes *et al.* 1978, Pedrosa Soares 1984, Costa *et al.* 1984, Costa 1987).

Para os metapelitos do Grupo Salinas, a foliação principal (S_2) tem expressão regional e direção NE. Uma fase de deformação posterior (D_3) provocou uma leve crenulação de (S_2) e o desenvolvimento de uma clivagem (S_3), nem sempre muito nítida e de direção NW.

Uma foliação mais antiga (S_1) foi identificada na forma de restos de dobras isoclinais, do tipo intrafolial, em níveis mais

quartzosos, na forma de inclusões orientadas em porfiroblastos, em que (S_1) é francamente discordante de (S_2), ou ainda entre superfícies (S_2).

Da relação existente entre essas fases de deformação e aquelas de cristalização ou recristalização (Fig. 2), podem ser estabelecidas, segundo Costa (1987), as seguintes correlações:

1. Em relação à principal fase de deformação (D_2), desenvolveram-se porfiroblastos de granada, estauroлита, andaluzita e cordierita, bem como cordierita e sillimanita não-porfiroblásticas, em estágios pré-sin- e pós-tectônicos.
2. Em estágio tardi- a pós-tectônicos em relação a (D_2) e sob condições de P-T da fácies anfibolito de alto grau, foram geradas fusões de composição granítica, com o desenvolvimento de zonas de metatexitos e diatexitos propriamente ditos.
3. Após o clímax do metamorfismo, a macroestrutura sofreu, de forma diferenciada, modificações impostas por uma última fase de deformação (D_3).

Associados a essa fase ou posteriores a ela ocorrem alguns corpos graníticos tidos como intrusivos em uma sequência de rochas que se mantinham aquecidas. Confirmando a influência desses corpos na fase de recristalização pós-tectônica, são observados porfiroblastos de cordierita com núcleos sin-tectônicos em relação a (D_2) mostrando bordas pós-tectônicas em relação a (D_3).

Figura 2 – Cristalização das fases minerais em relação às fases de deformação para a área estudada

Figure 2 – Relations between mineral formation and deformation in metapelites of the Itinga area

PETROGRAFIA Para a região do médio Vale do Rio Jequitinhonha podem ser destacados os seguintes tipos litológicos: rochas cálcio-silicáticas, xistos e gnaisses pelíticos e rochas granitoides.

Os quartzo-micaxistos ocorrem nas porções oeste e central da área, mostram granulação fina a média, tonalidades acinzentadas e encontram-se pouco alterados. Nesses tipos destacam-se porfiroblastos centimétricos, os quais, por sua vez, podem apresentar suas maiores dimensões paralelas à foliação, definida pela matriz.

As rochas cálcio-silicáticas ocorrem, quer na forma de intercalações centimétricas ou como *boudins* isolados nos micaxistos, mostrando textura maciça, granulação fina e tonalidades que variam do cinza-claro ao verde-escuro. São frequentemente observadas nessas rochas estruturas de zoneamento, realçadas, principalmente, por variações de tonalidade na rocha.

Rochas mostrando textura gnáissica foram observadas na porção nordeste, região de Itinga, e são freqüentes nestas os efeitos de uma fase de migmatização.

Texturalmente, as rochas migmatíticas pesquisadas enquadram-se segundo McLellan (1983) no quadro de migmatitos gerados por anatexia *in situ*.

Os metatexitos ocorrem em uma zona de transição situada entre os granitóides e a zona dos cordierita-k-feldspato-gnaisses. Mobilizados de composição granítica ocorrem na forma de veios ou lentes, configurando, ao lado de porções melanocráticas, compostas exclusivamente por biotita ou por biotita e granada e porções paleossomáticas, estruturas flebíticas ou estromáticas (Mehnert 1968). Dobras ptigmáticas e estruturas do tipo *pinch and swell* foram também observadas.

Nesta zona são ainda freqüentemente encontradas rochas claras, compostas quase que exclusivamente por cordierita e sillimanita, ou ainda por cordierita, sillimanita e granada.

Com base em critérios estruturais e texturais, os granitóides conforme apresentem ou não porções mostrando textura gnáissica, schlieren a biotita ou granada, ou ainda estruturas nebulíticas, foram caracterizados como diatexitos não-homogêneos ou homogêneos. Em alguns destes é freqüente a presença de restitos a cordierita, granada, sillimanita e biotita.

A partir de uma caracterização textural e mineralógica, em observações microscópicas e levando-se em consideração uma variação na intensidade do grau metamórfico e da deformação, a qual possibilitou a presença de minerais como a granada, estauroлита, andaluzita, sillimanita, cordierita, clinopiroxênio, anfíbolito e feldspatos, podem ser relacionados para a área pesquisada, os seguintes tipos litológicos (Fig. 3):

A. Rochas metapelíticas Quartzo-micaxistos, granada-micaxistos, granada-estauroлита-micaxisto, estauroлита-granada-andaluzita-micaxistos, andaluzita-micaxistos, cordierita-micaxistos, sillimanita-micaxistos, cordierita-sillimanita-gnaisses, cordierita-k-feldspato-biotita-gnaisses, cordierita-sillimanita-granada-gnaisses, plagioclásio-biotita-gnaisses e granada-plagioclásio-gnaisses.

B. Rochas cálcio-silicáticas Clinopiroxênio-plagioclásio-fels, clinopiroxênio-granada-plagioclásio-fels, clinopiroxênio-hornblenda-plagioclásio-fels, clinopiroxênio-hornblenda-granada-plagioclásio-fels, hornblenda-plagioclásio-fels e hornblenda-granada-plagioclásio-fels.

C. Rochas com cummingtonita Cummingtonita-granada-plagioclásio-fels e cummingtonita-plagioclásio-fels.

D. Rochas graníticas Biotita-moscovita-granitos e moscovita-biotita-granitos com cordierita, granada e sillimanita.

Em relação aos metapelitos, foram identificadas texturas lepidoblásticas, porfiroblásticas e gnáissicas.

Nos quartzo-micaxistos a granada ocorre com freqüência na forma de porfiroblastos, contendo às vezes inclusões orientadas. Diferentes gerações de granadas foram identificadas, o que corrobora fases distintas de crescimento para este mineral. Texturalmente, podem ser distinguidas granadas com desenvolvimento pré-sin- e pós-tectônico com relação ao evento (D_2).

A estauroлита, freqüentemente porfiroblástica, contém inúmeras inclusões de outros minerais. A presença constante de inclusões de granada indica que, pelo menos, a principal fase de blastese da estauroлита foi posterior àquela responsável pela primeira geração de granadas. Os poiquiloblastos de es-

tauroлита podem alcançar até 7 cm de comprimento e nem sempre se mostram orientados segundo a foliação principal (S_2). Além de estauroлитas com desenvolvimento mimético em relação a (S_2), ocorrem também poiquiloblastos deste mineral com desenvolvimento pré- a sin-tectônico em relação a (D_2).

São freqüentes os micaxistos com porfiroblastos de andaluzita em presença de estauroлита e granada. Em direção leste, a estauroлита torna-se instável e sua presença restringe-se a restos inclusos em porfiroblastos de andaluzita. Em relação à principal fase de deformação (D_2) foram observados porfiroblastos deste mineral com desenvolvimento sin- e pós-tectônico.

A sillimanita ocorre na forma fibrolástica, mas também é observada na forma prismática em rochas de mais alto grau metamórfico. Não foi observada presença da sillimanita primária em rochas contendo andaluzita. Quando presente, a sillimanita é secundária, envolve a andaluzita e pode ter sua gênese explicada pela ação de fluidos oriundos de corpos graníticos de posicionamento tardio.

A cordierita ocorre na forma de poiquiloblastos contendo inclusões de quartzo e biotita, às vezes restos de andaluzita e não raramente restos de estauroлита, bem como na forma de cristais menores livres de inclusões. Associa-se tanto a andaluzita nos xistos a oeste da região do Córrego Teixeira, como à sillimanita a leste. Na zona de ocorrência de gnaisses de mais alto grau metamórfico, a cordierita pode conter inclusões de sillimanita fibrolítica. Nessas rochas, a biotita e o feldspato potássico são, ao lado do quartzo e do plagioclásio, os outros constituintes essenciais. Na porção superior desta zona, a sillimanita está ausente na matriz e não ocorre nem mesmo como inclusão nos minerais constituintes. A principal fase de cristalização da cordierita deu-se durante o evento deformativo (D_2). No entanto, são freqüentes os porfiroblastos mostrando núcleos sin-tectônicos e bordas pós-tectônicas em relação a este evento. Porfiroblastos pós-tectônicos em relação a (D_2) e pré-tectônicos em relação à fase (D_3) foram também observados.

Nas rochas cálcio-silicáticas, foram identificadas texturas granoblásticas ou levemente nematoblásticas, freqüentemente poligonizadas. Foram observadas ainda rochas que mostram estruturas bandadas, as quais tiveram sua origem atribuída em parte a uma variação na composição química da rocha original. Porfiroblastos de granada e anfíbolitos são freqüentes. O clinopiroxênio e o plagioclásio ocorrem, invariavelmente, na forma de pequenos cristais.

Com base em observações petrográficas para os xistos e gnaisses metapelíticos foram identificadas, de oeste (região de Coronel Murta) para leste (região de Itinga), cinco zonas metamórficas principais: 1. zona da granada; 2. zona da granada-estauroлита; 3. zona da andaluzita-cordierita; 4. zona da cordierita-sillimanita; e 5. zona da cordierita-k-feldspato.

Nessas zonas foram caracterizadas as seguintes paragêneses minerais (quartzo, plagioclásio e ilmenita comuns a todas):

- a - granada + biotita + moscovita
- b - estauroлита + granada + biotita + moscovita
- c₁ - estauroлита + andaluzita + biotita + granada + moscovita
- c₂ - andaluzita + biotita ± granada ± moscovita ± estauroлита
- c₃ - andaluzita + cordierita + biotita ± moscovita ± granada
- d₁ - sillimanita + k-feldspato + biotita ± granada
- d₂ - cordierita + biotita + sillimanita ± andaluzita ± moscovita ± granada
- d₃ - cordierita + sillimanita + biotita
- e₁ - cordierita + k-feldspato + biotita + sillimanita
- e₂ - cordierita + k-feldspato + granada ± sillimanita

Acessoriamente, ocorrem minerais como turmalina, zircão, apatita, ilmenita, scheelita e hematita. Clorita, clinozoisita, sericita e carbonato podem ser relacionados como minerais de alteração comuns nas rochas analisadas.

Figura 3 – Mapa litológico da área estudada: 1. estauroлита-granada-micaxistos; 2. andaluzita-estauroлита-granada-micaxistos; 3. andaluzita-micaxistos; 4. cordierita-andaluzita-micaxistos; 5. sillimanita-cordierita-gnaisses; 6. cordierita-biotita-gnaisses (migmatizados); 7. diatexitos (homogêneos ou não); 8. metatexitos (em parte restitos); 9. granitóides pós-tectônicos; 10. contato litológico suposto

Figure 3 – Lithological map of the Itinga area: 1. staurolite-garnet schist; 2. andalusite-staurolite-garnet schist; 3. andalusite schist; 4. cordierite-andalusite schist; 5. sillimanite-cordierite gneiss; 6. cordierite-biotite gneiss (migmatized); 7. diatexites (homogeneous or inhomogeneous); 8. metaxites (partially restite); 9. posttectonic granites; 10. inferred lithological contact

MINERALOGIA A partir do levantamento das parageneses, foram selecionadas amostras cujos minerais foram analisados com a microsonda.

As fórmulas estruturais para esses minerais foram obtidas com o auxílio de programas de computador específicos, desenvolvidos no Instituto de Mineralogia da TU-Clausthal.

Parte dos dados obtidos foram utilizados nos cálculos geotermobarométricos descritos no item seguinte.

Para a biotita, os cálculos foram efetuados com base em 22 O. Nas posições octaédricas verificou-se uma ocupação variada destas pelo Al^{+3} e Ti^{+4} . Nas posições tetraédricas parte do Si^{+4} está substituído pelo Al^{+3} . As biotitas de rochas de grau metamórfico mais elevado mostram uma pequena redução Al^{IV} , em relação àquelas de grau mais baixo. Para amostras como paragenese de alto grau foram observados ainda um aumento no teor em Ti e uma redução de $(Fe+Mg+Mn)^{IV}$. Segundo o diagrama de Foster (1960), as biotitas dos andaluzita-cordierita-xistos e dos cordierita-gnaisses foram caracterizadas como sendo lepidomelanas e aquelas dos granada-xistos e estauroлита-xistos como meroxenas.

A granada é um mineral freqüente tanto nos metapelitos quanto nas rochas cálcio-silicáticas. Sua composição nos metapelitos varia de 46% a 74% de almandina, de 7% a 32% de espessartita, de 6% a 16% de piropo, de 0,03% a 13% de grossulária e de 0,04% a 6% de andradita. As granadas das rochas cálcio-silicáticas e de rochas com cummingtonita mos-

tram composições que variam de 6% a 55% de almandina, de 0,5% a 34% de espessartita, de 9% a 75% de grossulária, de 0,1% a 13% de piropo e de 0,04% a 14% de andradita. As fórmulas estruturais das granadas foram obtidas com base em 24 O e com separação do Fe^{+2} e Fe^{+3} .

Apesar de mostrar, às vezes, zoneamentos complexos, identifica-se com freqüência uma distribuição dos elementos que pode ser definida como regular. A maioria das granadas analisadas mostra bordas ricas em Fe e núcleos ricos em Ca. O Mg está mais concentrado nos núcleos enquanto o Mn mostra-se ora concentrado nas bordas, ora nos núcleos. Granadas com bordas ricas em Mn ocorrem nos andaluzita-cordierita-xistos enquanto granadas com núcleos ricos em Mn ocorrem nos estauroлита-xistos e nos estauroлита-andaluzita-xistos.

Em relação a estauroлита, foi dada especial atenção à presença do ZnO, pois na literatura inúmeros são os exemplos que confirmam um aumento do teor deste elemento, em parte devido ao aumento do grau metamórfico. Para as estauroлитas estudadas verificou-se um aumento do teor em ZnO (de 0,44% a 1,44%) como consequência não só do aumento da temperatura do metamorfismo, mas também provavelmente pela redução da quantidade de cristais deste mineral na rocha. Para os restos de estauroлита, inclusos nos cristais de andaluzita, foram obtidos os teores mais elevados em ZnO (de 1,66% a 3,18%), o que, segundo Guidotti (1969), seria uma evidência para poder-se afirmar que pelo menos parte da andaluzita deve ter-se formado a partir da estauroлита.

As cordieritas pesquisadas podem ser caracterizadas como sendo levemente magnesianas ($MgO.100/Mg+Fe$ variando entre 55 e 64). Para as cordieritas dos cordierita-xistos com granada foram obtidos os mais altos valores para a razão Mg/Fe enquanto para aquelas de rochas desprovidas de granada, foram obtidos valores mais baixos. Por outro lado, verificou-se que as biotitas, na presença de cordierita, mostram os mais altos teores em Fe do que quando na presença de granadas.

Para as rochas cálcio-silicáticas, os anfibólios pesquisados foram classificados segundo Leake (1978) e são de dois tipos: os chamados Ca-anfibólios, que compreendem na região estudada às magnésio-hornblendas, Fe-hornblenda pargasíticas e Mg-hornblenda hastingsíticas, e os Fe-Mg-anfibólios, representados por anfibólios da série da cummingtonita.

As hornblendas estudadas mostram um aumento no teor de $(Na+K)$ e Al^{IV} , bem como uma redução do Al^{IV} e Fe^{+3} com o aumento do grau metamórfico.

A cummingtonita não é muito freqüente, ocorre na forma de cristais isolados ou como lamelas nos cristais de hornblendas, foi caracterizada por suas características ópticas e, principalmente, pelos baixos teores em Ca (de 0,7% a 1,3%) obtidos.

Os piroxênios, por sua vez, foram classificados segundo o diagrama de Poldervaart & Hess (1951) e em quase toda sua totalidade ocupam o campo das salitas e ferro-salitas. Ocorrem nas rochas cálcio-silicáticas e a razão $Mg/Mg+Fe^{+2}$ varia entre 0,415 e 0,821.

As salitas e ferro-salitas das cálcio-silicáticas da zona da cordierita e feldspato-potássico mostram os valores mais altos para a razão $Mg+Fe^{+2}/Ca$ o que, segundo Miyashiro (1958), pode ser explicado devido à presença da hornblenda nessas rochas como o aumento do grau metamórfico.

Para os plagioclásios das rochas metapelíticas, foram obtidos teores em An que variam de 8 a 13 mol.%. Os teores mais elevados caracterizam os plagioclásios dos Ca-almandina-micaxistos enquanto os plagioclásios dos andaluzita-cordierita-micaxistos e cordierita-k-feldspato-gnaisses mostram valores entre 8 e 19 mol.%. Em parte expressam os teores de An obtidos para o campo da peristerita. Para aquelas rochas caracterizadas como melanossomas, foram obtidos valores entre 53 e 64 mol.% para o teor de An dos plagioclásios analisados.

Os plagioclásios das rochas cálcio-silicáticas são bem mais cálcicos (An 86-97) quando na presença de clinopiroxênios, Ca-anfibólitos e Ca-granadas. Na presença de clinopiroxênio e Ca-anfibólito, este teor cai para limites entre 54 e 64 mol.-% e na ausência de clinopiroxênio e granada está em torno de 37 mol.-%.

Os plagioclásios das rochas com cummingtonita contêm teores em An que variam entre 85 e 94 mol.-%.

GEOTERMOMETRIA Cada tipo de metamorfismo é caracterizado por condições físicas típicas. Embora seja possível caracterizá-lo a partir do estudo das associações mineralógicas e aspectos texturais, é de extrema importância a delimitação das condições de P-T que determinaram a presença das paragêneses metamórficas observadas. Assim sendo, pode-se entender melhor a gênese das rochas estudadas e definir melhor o tipo de metamorfismo responsável pela formação destas.

Nos cálculos geotermobarométricos são frequentemente utilizadas as distribuições do tipo Fe^{+2} -Mg e CaAl-Na-Si entre Fe-Mg-silicatos ou entre Fe-Mg-silicatos e o plagioclásio, com a condição de que as fases mineralógicas envolvidas estejam em contato entre si e possam ser consideradas estáveis. Mesmo levando-se em conta as inúmeras correções propostas, que tentam minimizar o efeito da não-idealidade das soluções sólidas entre as fases mineralógicas envolvidas, como consequência da presença, principalmente, de elementos como o Mn e o Ca, são ainda inúmeros os erros cometidos que podem assim conduzir a uma subestimação das condições de equilíbrio para associações de minerais em sistema naturais.

Costa (1987) apresenta uma discussão detalhada a esse respeito, bem como as constantes termodinâmicas e equações empregadas nos cálculos geotermobarométricos, cujos resultados são em parte aqui representados.

Minerais como o clinopiroxênio, a granada, o anfibólito, o plagioclásio, a biotita e a cordierita, todos com ampla distribuição na região estudada, prestam-se a esses cálculos e foram utilizados aos pares como se descreve a seguir.

Geotermômetro Granada-Biotita Foram efetuados cálculos em amostras de xistos da zona da granada-estaurolita, da estaurolita-andaluzita e da cordierita, segundo os métodos de Thompson (1976), Ferry & Spear (1978), Ferry (1980), Hoinkes (1986) e Perchuk *et al.* (1981).

Em comparação com dados apresentados para outras regiões, conclui-se que os dados obtidos neste trabalho (Tab. 1) se situam dentro do intervalo de temperatura típico para o par granada-biotita.

Geobarômetro Granada-Plagioclásio Os cálculos visando a determinação do intervalo de P, com base na composição de granadas e plagioclásios de rochas da área estudada, foram efetuados segundo os métodos de Aranovich & Podlesski (1981), Ghent (1976) e Ghent *et al.* (1979).

Segundo Ghent *et al.* (1979), a relação $(X_{Ca})^3_{Gr}/(X_{An})^3_{Plag}$ entre granada e plagioclásio, na presença de quartzo, varia em função do polimorfo do grupo de Al_2SiO_5 presente na rocha e, portanto, pode ser utilizada na determinação da pressão do metamorfismo.

A partir dos dados obtidos (Tab. 2), observa-se um decréscimo nos valores de P entre as zonas da granada-estaurolita (região de Coronel Murta), andaluzita-cordierita e cordierita-sillimanita (região de Itinga).

Geotermobarômetro Granada-Cordierita A distribuição de Fe e Mg entre a granada e a cordierita, que ocorrem em rochas metamórficas de alto grau, ao lado do quartzo e da sillimanita é indicada para cálculos geotermobarométricos.

Para duas amostras situadas, respectivamente, na porção inferior e superior da zona da cordierita-sillimanita, foram

obtidos valores (Tab. 2) que evidenciam um aumento da temperatura do metamorfismo de oeste para leste e que ao mesmo tempo caracterizam um campo no qual condições de anatexia foram alcançadas e massas fundidas de composição granítica podem ser observadas.

Os valores apresentados foram obtidos a partir de cálculos segundo os métodos de Currie (1971), Thompson (1976), Lee & Holdaway (1977) e Perchuk *et al.* (1981).

Geotermômetro Granada-Clinopiroxênio Segundo Ellis & Green (1979), o coeficiente de distribuição entre a granada e o clinopiroxênio é influenciado pelo conteúdo em Ca destes minerais e parece ser independente da razão Mg/Mg+Fe. Ainda segundo ambos, este modelo pode ser empregado para rochas metamórficas geradas em um intervalo amplo de condições. O modelo mostrou ser ainda independente da pressão.

Por estes métodos foram efetuados cálculos apenas para amostras da zona da cordierita-k-feldspato e os valores obtidos (Tab.1) são muito semelhantes àqueles obtidos para o Geotermômetro Plagioclásio-Anfibólito aplicado em amostras da mesma área.

Para este último geotermômetro, os métodos segundo Plyusnina (1982) e Spear (1980) foram aplicados satisfatoriamente, empregando amostras de diversas zonas.

Tabela 1

Table 1

	Zona Gra-Est.	Zona And-Est.	Zona Cord.Sill.	Zona Cd-Kf.
T _{PER}	-	581,0°C	-	741°C
T _{L-H}	-	-	-	687°C
T _T (± 50°C)	548,2°C	561,5°C	-	727°C
T _C	-	-	-	721°C
T _H (± 50°C)	591,4°C	606,4°C	-	
T _{E-G}	-	-	-	668,0°C
T _{PL}	-	565°C	-	675°C
T _{SP}	-	530°C ± 20°C	-	650-725 ± 25°C
T _{F-S} (± 25°C)	555,0°C	531,8°C	-	-
MÉDIA	565°C	570°C		703°C

Tabela 2

Table 2

	Zona Gra-Est.	Zona And-Est./Cord-Sill.	Zona Cd-kf.
P _{A-P}	5,57 kbar	4,75 kbar	5,03 kbar
P _G	5,55 kbar	4,60 kbar	4,7 kbar
P _{L-H}	-	-	4,0 kbar
P _P	-	-	2,5 kbar
P _{PL}	-	4,04 kbar	2,2 kbar
MÉDIA	5,56 kbar	4,68 kbar	3,69 kbar

CONSIDERAÇÕES PETROGENÉTICAS Com base nas paragéneses minerais anteriormente descritas, foram caracterizadas cinco zonas metamórficas principais. Na porção da área pesquisada, situada a oeste, são frequentes os xistos a quartzo, biotita, moscovita, albita e Mn-almandina.

Para estes, as reações (1), (2) e (3) propostas por Mielke & Schreyer (1969), Hollister (1966 in McAtter 1976) e Hsu (1968), respectivamente,

poderiam ser utilizadas para explicar o desaparecimento da clorita, a passagem da mica branca fengítica para moscovita de mais alta temperatura, bem como a formação da biotita e da granada observadas.

A estaurolita começou a se formar em uma fase posterior àquela da blastese principal da granada, dada a presença de inúmeras inclusões deste último mineral nos porfiroblastos de estaurolita e provavelmente a partir da reação:

Mas como os porfiroblastos de granada são ainda frequentes nestes xistos e como nenhuma clorita foi observada, as reações propostas por Thompson (1978) e Hoschek (1969):

devem ser também consideradas, para se explicar a formação da estaurolita.

Na região estudada foram observados micaxistos a estaurolita, andaluzita e granada em uma zona estreita entre as zonas de ocorrência dos micaxistos a estaurolita e granada e aqueles portadores só de andaluzita e granada.

São inúmeras as evidências que confirmam uma primeira fase de blastese da estaurolita na ausência de andaluzita, mas também pode ser comprovado que em parte a blastese da estaurolita se deu no campo de estabilidade da andaluzita, e esta, posteriormente, substituiu a estaurolita.

Ganguly (1972) constatou que no campo de estabilidade da andaluzita a paragéneses estaurolita-almandina-biotita-andaluzita pode ser considerada estável sob condições especiais, uma vez que as condições favoráveis para esta paragéneses são limitadas.

Segundo Ganguly (1972), as condições de estabilidade da estaurolita são influenciadas pela fugacidade do oxigênio. Com o aumento desta e segundo as reações:

a estaurolita pode formar-se a partir da granada e, por sua vez, pode participar da formação da andaluzita.

Por outro lado, para rochas de composição pelítica e na presença de biotita e moscovita, as reações:

ou combinações destas:

podem também explicar a formação da andaluzita, da biotita, da granada e da moscovita a partir da estaurolita.

Para Labotka (1981), os andaluzita-xistos podem formar-se a partir das reações:

o que segundo Hoschek (1969) se daria a partir da reação:

Observa-se, a exemplo do que é citado na literatura, que a matriz dessas rochas não contém porfiroblastos de estaurolita.

Para a região estudada, os altos teores de ZnO (de 1,66 a 3,18%), para restos de estaurolita inclusos em porfiroblastos de andaluzita, podem ser explicados segundo uma reação de Guidotti (1969).

que reforça ainda mais uma formação da andaluzita a partir da estaurolita e o aparecimento por sua vez de uma nova geração de granadas.

Em diversas amostras estudadas observou-se a presença de inúmeros pseudomorfos a moscovita, formados a partir da alteração de porfiroblastos de estaurolita. Além da não obliteração da forma do mineral, indentificam-se inúmeros restos de estaurolita nesses aglomerados de moscovita. As seguintes reações, segundo Guidotti (1968, 1974),

são progressivas em função do aumento de T e podem explicar na região estudada a pseudomorfose da estaurolita bem como o aparecimento da andaluzita.

Estaurolitas e andaluzitas ocorrem juntas nos micaxistos da região de Santana, mas a leste desta ocorrem apenas xistos a andaluzita-granada, andaluzita e cordierita-andaluzita. Nesta zona, a estaurolita ocorre unicamente na forma de pequenas inclusões na andaluzita e raramente em alguns porfiroblastos de cordierita.

As reações, segundo Compton (1960) e Labotka (1981),

e ainda aquelas propostas por Hess (1969)

poderiam ser empregadas para explicar, em parte, a presença da cordierita nas rochas estudadas, mas, dada a ausência da clorita, a constante presença de restos de estaurolita na andaluzita e de andaluzita na cordierita e a não constatação de uma reação que envolva diretamente a estaurolita na formação da cordierita, as reações (20) e (21) parecem ser as diretamente envolvidas no mecanismo de desenvolvimento das cordieritas estudadas.

Para a estreita zona de ocorrência da paragéneses sillimanita-K-feldspato-biotita, situada entre a zona de cordierita-andaluzita e a da cordierita-K-feldspato, tanto a sillimanita quanto a K-feldspato podem constituir os produtos das reações (Hoffer 1978, Best & Weiss 1964):

Por outro lado, a presença constante de restos de biotita em agregados de sillimanita fibrolítica sugere que a reação (Shelley 1968)

pode ser utilizada para explicar a presença da sillimanita, do K-feldspato e de opacos a partir de um envolvimento da biotita.

Ainda em concordância com as observações de Shelley (1968), pode-se também por esta reação caracterizar na área estudada o início de uma zona de migmatização.

Na porção inferior da zona da cordierita-k-feldspato ocorrem gnaisses a cordierita, biotita e k-feldspato que podem ter sua gênese explicada segundo as reações (Currie 1971, Best & Weiss 1964)

que por sua vez se justificam pela ausência da moscovita e pelas inclusões de andaluzita na cordierita.

Na porção de mais alto grau desta zona, com o desaparecimento da moscovita, a reação (Blumel & Schreyer 1977).

pode ser empregada para explicar o desaparecimento da sillimanita e as reações (Hoffer 1978, Thompson 1982)

podem ser, por sua vez, empregadas para explicar a presença de mobilizados de composição granítica e porções melanocráticas, frequentes nesta zona e que junto aos gnaisses hospedeiros foram denominados metatexitos.

Para explicar a presença dos granitos a duas micas e ainda daqueles portadores de cordierita ou sillimanita, aqui denominados diatexitos homogêneos ou não, as reações (Hoffer 1978)

parecem ser as mais adequadas.

DISCUSSÕES O estudo dos micaxistos e gnaisses do Grupo Salinas permite que essas rochas sejam definidas como produto de um evento metamórfico regional, sob condições da fácies anfibolito.

Paragêneses observadas são em muito semelhantes àquelas descritas, quer para a região de Buchan na Escócia ou para a região dos Pireneus na Espanha (Miyashiro 1973).

Para outro lado, a presença da estauroлита nos xistos com andaluzita é por si só suficiente para diferenciar o metamorfismo da região estudada daquele definido para a região de Abukuma por Miyashiro (1973).

A composição das hornblendas metamórficas tem sido utilizada por diversos autores (Fabries 1968, Bard 1970, Laird & Albee 1981) com o objetivo de se caracterizar as condições e o tipo de metamorfismo de uma dada região. Com base na composição das hornblendas pesquisadas pode-se definir o metamorfismo para a área de Itinga como do tipo baixa pressão, o que também é confirmado pela distribuição de elementos como o Mn, Fe e o Mg nas granadas analisadas.

Para alguns autores (Sá 1977, Fontes *et al.* 1978, Correia Neves *et al.* 1982b, Schobbenhaus *et al.* 1984, Pedrosa Soares 1984, Monteiro 1986), o metamorfismo responsável pelas rochas aflorantes na região do médio Vale do Rio Jequitinhonha, especialmente, entre Salinas e Capelinha, seria do tipo de média pressão (*Barrow-type*), sob condições da fácies anfibolito e do tipo contato para a região de Itinga. Para muitos desses autores, essas definições deram-se a partir da presença de cianita em rochas da primeira região e da observação de rochas contendo cordierita e andaluzita na segunda.

No entanto, a cianita ocorre esporadicamente associada a veios de quartzo nas regiões de Coronel Murta, Rubelita e no

Vale do Rio Itaramandiba, próximo a Capelinha, onde está também associada aos grafita-xistos ou ainda em xistos da região do pegmatito Limoeiro (Costa *et al.* 1984, Pedrosa Soares 1984, Monteiro 1986). A presença da cianita e diferenças nos valores de P obtidos, nos trabalhos supra-citados, que são ligeiramente mais altos para a zona da granada-estauroлита deste trabalho, não podem ser levadas em consideração para uma classificação do metamorfismo na região, como do tipo de média pressão e, isoladamente, não permitem nem mesmo a caracterização de dois eventos metamórficos distintos.

A despeito das propostas de Sá (1977), Fontes *et al.* (1978) e Pedrosa Soares (1984), não foram observadas na área estudada feições metamórficas de contato, Minerais como andaluzita e cordierita não ocorrem restritos às zonas próximas dos corpos granitoides e as rochas que os mantêm não mostram texturas típicas deste tipo de metamorfismo.

Na região observa-se em vez de contatos bruscos entre os gnaisses metapelíticos e os granitoides ou diatexitos, zonas de transição entre um e outro, que são caracterizadas pela presença dos metatexitos.

Em um diagrama (Fig. 4) proposto por Hietanen (1967) estão definidas as condições de diversos tipos de metamorfismo, bem como as do tipo da região estudada.

CONCLUSÕES Na área estudada, o caráter progressivo do evento metamórfico regional é comprovado, pelas diversas zonas e paragêneses minerais observadas, tanto nos metapelitos como nas rochas cálcio-silicáticas. De oeste para leste micaxistos do final da fácies xisto verde dão lugar a micaxistos e gnaisses da fácies anfibolito.

Segundo a figura 5 pode-se concluir que as condições de P-T para as zonas da granada-estauroлита e andaluzita-cordierita estão delimitadas pela curva da andaluzita (Richardson *et al.* 1969, Holdaway 1971) e pelas condições máximas de P-T para a estabilidade da moscovita (Chatterjee & Johannes 1974), sendo que a zona da granada-estauroлита pode ser ainda delimitada pelo campo estabilidade da paragênese estauroлита-moscovita-quartzo (Hoschek 1969). Para as zonas metamórficas de mais alto grau, as condições de P-T foram definidas a partir da presença de paragêneses metamórficas típicas da fácies anfibolito de grau médio, que por sua vez foram justificadas com base em reações, como propôs o item anterior, e cujas evidências foram perseguidas microscopicamente.

Inúmeras são também as reações que explicam a transição entre as zonas da sillimanita-K-feldspato e cordierita-K-feldspato, sob condições da fácies anfibolito de alto grau. Nesta última zona, na qual a moscovita não mais foi observada, são frequentes os produtos de uma anatexia representados pelo grande volume de rochas graníticas ali aflorantes.

Estas rochas graníticas ou diatexitos foram classificadas com base em critérios geoquímicos e mineralógicos como sendo do tipo S e ainda com base no padrão de distribuição de terra-raras (Costa 1987) e nos valores para as razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ para os metapelitos e granitos (Sá 1977) como sendo produtos da anatexia *in situ* destes metapelitos. A diferença constatada entre os teores de An para os plagioclásios de porções leucocráticas e melanocráticas ou restitos foi considerada como uma consequência do fracionamento ocorrido durante esta fase da anatexia, que conduziu a um enriquecimento em anortita do plagioclásio dos melanossomas e restitos.

Segundo dados geotermobarométricos obtidos e dados petrológicos de reações conduzidas experimentalmente, ambos representados na figura 5, as condições de P-T para o metamorfismo nas diversas zonas metamórficas identificadas posicionam-se entre 500 e 740°C bem como entre 2,5 e 5,5 kbar.

Com base nas observações de campo, nas paragêneses minerais, nas condições de P-T obtidas e no grande volume de rochas graníticas pode ser afirmado que o metamorfismo para a região é do tipo regional intermediário de baixa pressão (Miyashiro 1973), como representa a figura 4.

Figura 4 – Características do metamorfismo da região estudada (área pontilhada) em comparação com outros tipos de metamorfismo (linhas pontilhadas 1 a 5). Modificado de Hietanen 1967

AGRADECIMENTOS O autor expressa seus agradecimentos aos professores Dr. Georg Mueller (TU-Clausthal, República Federal da Alemanha) e Dr. José Marques Correia Neves, pela orientação e apoio durante a fase de doutorado, e ao Prof. Dr. C.A. Rosière, pela leitura crítica e sugestões.

Figura 5 – Diagrama P-T para a área estudada. (R) e (H): pontos triplos para o sistema cianita-andaluzita-sillimanita, segundo Richardson et al. (1969) e Holdaway (1971), respectivamente; 1. Chatterjee & Johannes (1974); 2. Hoschek (1969); 3a. Holdaway & Lee (1977); 3b. Holdaway & Lee (1977); 4. Holdaway & Lee (1977); 5. Tuttle & Bowen (1958). Ver texto para maiores explicações

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev.Bras. Geoc.*, 7(4):349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. de & LITWINSKI, N. 1984. Província Mantiqueira (setor setentrional). In: ALMEIDA, F.F. DE & HASUI, Y. (coord.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edit Blücher, São Paulo, 282 p.
- ARANOVICH, L. Ya. & PODLESSKII, K.K. 1981. Garnet-plagioclase geobarometer. *Acad. Nauk. USSR Dokl.*, 251:1212-1219.
- BARD, J.P. 1970. Composition of hornblendes formed during the Hercynian progressive metamorphism of the Aracena metamorphic belt (SW-Spain). *Contr. Mineral. Petrol.*, 28:117-134.
- BEST, M.G. & WEISS, L.E. 1964. Mineralogical Relations in some pelitic Hornfelse from the Southern Sierra Nevada, California. *Am. Mineral.*, 49:1240-1266.
- BLÜMEL, P. & SCHREYER, W. 1977. Phase relations in pelitic and psammitic gneisses of the sillimanite-potash-feldspar and cordierite-postash feldspar zones in the Moldanubicum of the Lam-Bodenmais Area, Bavaria. *J.Petrology*, 18:431-459.
- CHATTERJEE, N. & JOHANNES, W. 1974. Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M1-muscovite $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$. *Contr. Mineral. Petrol.*, 48:89-114.
- COMPTON, R.R. 1960. Contact metamorphism in Santa Rosa Range, Nevada. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 71:1383-1416.
- CORREIA NEVES, J.M.; PEDROSA SOARES, A.C.; MONTEIRO, R.L.B.P. 1982b. Posicionamento estratigráfico do Pré-Cambriano entre Coronel Murta e Salinas, Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Salvador, 1982. *Resumos*, Salvador, SBG.
- COSTA, A.G. 1983. Tätigkeits Bericht über die petrographische Untersuchungen des Gesteine des Itinga-Gebietes in NE des Staates Minas Gerais. *Relatório de andamento de Tese de Doutorado*. (inédito).
- COSTA, A.G. 1987. Petrologie und geochemische Untersuchungen des gneis-migmatit-gebietes von Itinga, Jequitinhonha-Tal, Nordoestliches Minas Gerais, Brasilien. (Tese de Doutorado, TU-Clausthal, RFA) 288 p. (inédita).
- COSTA, A.G.; CORREIA NEVES, J.M.; MÜLLER, G. 1984. Feições polimetamórficas da região de Itinga, Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v. 8, p. 3166-3180.
- COSTA, A.G.; MÜLLER, G.; CORREIA NEVES, J.M. 1986. Petrologische Untersuchungen des Gneis-Migmatit-Gebietes von Itinga, Jequitinhonha-Tal, Nordoestliches Minas Gerais, Brasilien. In: GIESSE, P. ed. 10. *Geowissenschaftliches Lateinamerika-kolloquium*: 59-60, Berlin.
- CURRIE, K.L. 1971. The reaction - 3cordierite = 2garnet + 4sillimanite + 5quartz as a geological thermometer in the Opinicon Lake Region, Ontario. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 33:215-226.
- ELLIS, D.J. & GREEN, D.H. 1979. An experimental study of the effect of upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71:13-22.
- FABRIES, J. 1968. Nature des hornblendes et types de metamorphisme. In: *I.M.A. Fifth Gen. Meet., Cambridge 1966*, p. 204-211, Min. Soc., 350 p. (1968)
- FERRY, J.M. 1978. Fluid interaction between granite and sediment during metamorphism, South-Central Maine. *Am.Sci.*, 278:1025-1056.
- FERRY, J.M. 1980. A comparative study of geothermometers and geobarometers in pelitic schists from South-Central Maine. *Am. Mineral.*, 65:720-732.
- FERRY, J.M. & SPEAR, F.S. 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66:113-117.
- FONTES, C.Q.; FERRARI, P.G.; PEREIRA, A.D.C.; NETTO, C.; PEREIRA, F.S., LIMA Jr., L.O.; COSTA, M.R.A.; BALTAZAR, O.F.; SILVA, S.L.; VIEIRA, V.S.; RAMALHO, R. 1978. Projeto Jequitinhonha (escala 1:250.000) DNPM-CPRM, relatório final (inédito). Belo Horizonte.
- FOSTER, M.D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper*, 354:11-49.
- GANGULY, J. 1972. Staurolite stability and related parageneses: theory, experiments and applications. *J.Petrology*, 13:335-365.

- GHENT, E.D. 1976. Plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz: a potential geobarometer-geothermometer. *Am. Mineral.*, 61:710-714.
- GHENT, E.D.; ROBBINS, D.B.; STOUT, M.Z. 1979. Geothermometry, geobarometry, and fluid compositions of metamorphosed calc-silicates and pelites, Mica Creek, British Columbia. *Am. Mineral.*, 64:874-885.
- GUIDOTTI, C.V. 1968. Prograde muscovite pseudomorphs after staurolite in the Rangeley-quoosoc Areas, Maine. *Am. Mineral.*, 53:1368-1376.
- GUIDOTTI, C.V. 1969. A comment on chemical study of minerals from the Moine Schists of the Ardnamurchan Area, Argyllshire, Scotland by B. C. Butler, and its implications for the phengite problem. *J. Petrology*, 10:164-170.
- GUIDOTTI, C.V. 1974. Transition from staurolite to sillimanite zone, Rangeley Quadrangle, Maine. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85:475-490.
- HESS, P.C. 1969. The metamorphic paragenesis of cordierite in pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 24:191-207.
- HIETANEN, A. 1967. On the facies series in various types of metamorphism. *J. Petrology*, 75:187-214.
- HOFFER, E. 1978. Melting reactions in aluminous metapelites: stability limits of biotite + sillimanite + quartz in the presence of albite. *N.Jb. Miner. Mh.*, 9:396-407.
- HOINKES, G. 1986. Effect of grassular-content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92:393-399.
- HOLDAWAY, M.S. 1971. Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. Sci.*, 271:97-131.
- HOSCHEK, G. 1969. The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 27:208-232.
- HSU, L.C. 1968. Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O; a model for garnet equilibria. *J. Petrology*, 9:40-83.
- JARDIM, F.G.; ARAÚJO, A.G.; LIMA, J.O.A. de; MELLO, M.P. de; MARTINS Jr., P.P. 1980. Projeto estudos integrados do Vale do Jequitinhonha - Estudos geológicos e recursos minerais. Relatório Final (escala 1:250,000), Fund. Centro Téc. de Minas Gerais (Cetec). Belo Horizonte (inédito).
- LABOTKA, T.C. 1981. Petrology of an andalusite-type regional metamorphic terrane, Panamint mountains, California. *J. Petrology*, 22:261-296.
- LAIRD, J. & ALBEE, A.L. 1981. Pressure, temperature and time indicators in mafic schists: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Am. Sci.*, 281:127-175.
- LEAKE, B.E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.*, 63:1023-1052.
- LEE, J.M. & HOLDAWAY, M.J. 1977. Significance of Fe-Mg cordierite stability relations on temperature, pressure and water pressure in Cordierite granulites. *Geophys. Monogr.*, 20:79-94.
- LEONARDOS Jr., O.H. & FYFE, W.S. 1974. Ultrametamorphism and melting of a continental margin: the Rio de Janeiro Region, Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 46:201-214.
- MASCARENHAS, J. de F. 1979b. Evolução geotectônica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia. In: INDA, H.A.V. (coord.) *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia; textos básicos*. Salvador, SME-CPM, v. 2, p. 55-165.
- McATTER, C. 1976. Formation of garnets in a rock from Mallaig. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 55:293-301.
- McLELLAN, E.L. 1983. Contrasting textures in metamorphic and anatexic migmatites: an example from the Scottish Calenonides. *J. Metamor. Geol.*, 1:241-262.
- MEHNERT, K.R. 1968. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. 392 p. Amsterdam (Elsevier).
- MIELKE, H. & SCHREYER, W. 1969. Mineralparagenesen in Metasedimenten des Fichtel Gebirges. *Geologica Bavarica*, 60:29-44.
- MIYASHIRO, A. 1958. Regional metamorphism of the Goscisyo-Takamki district in the central Abukuma Plateau. *Tokyo Univ. Fac. Sci. J.*, 11:219-272.
- MIYASHIRO, A. 1973. *Metamorphism and metamorphic belts*. George Allen & Unwin, 492 p., London.
- MORAES, L.J. de 1929. Geologia da região Diamantina de Minas Gerais. *Rel. An. Dir. Ser. Geol. Min.*, Rio de Janeiro, 1928:29-34.
- MONTEIRO, R.L.B.P. 1986. As mineralizações de tungstênio no médio Vale do Jequitinhonha, NE de Minas Gerais (Dissert. Mestrado, Degeo UnB) (inédita).
- PEDROSA SOARES, A.C. 1984. Metamorfismo, granitogênese e mineralizações associadas na região de Coronel Murta, NE de Minas Gerais, Brasil. (Dissert. Mestrado, Degeo-UnB) (inédita).
- PERCHUK, L.L.; PODLESSKII, K.K.; ARANOVICH, L.Y. 1981. Calculation of thermodynamic properties of end-member minerals form natural parageneses. In: NEWTON, R.C.; NAVROTSKY, A.; WOOD, B.J. (ed.). *Thermodynamics of minerals and melts*: 111-129. New York (Springer).
- PLYUSNINA, L.P. 1982. Geothermometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80:140-146.
- POLDERVAAT, A. & HESS, H. H. 1951. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *J. Geol.*, 59:472.
- RICHARDSON, S.M.; GILBERT, M.C.; BELT, P.M. 1969. Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminum silicate triple point. *Am. J. Sci.*, 267:259-272.
- SÁ, J.H. da S. 1977. Pegmatitos litíferos da região de Itinga-Arauaí, Minas Gerais. (Tese Doutorado, IG-USP) (inédita).
- SCHOBENHAUS, C.; ALMEIDA CAMPOS, D.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. 1984. Geologia do Brasil. *Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*. DMPM-DGM.
- SCHÖLL, W.U. 1972. Der Sudwestliche Randbereich der Espinhaço-Zone, Minas Gerais. *Geol. Rundschau*, 61:201-216.
- SHELLEY, D. 1968. A note on the relationship of sillimanite to biotite. *Geol. Mag.*, 105:543-545.
- SPEAR, F.S. 1980. NaSi=CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. An empirical model. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72:33-41.
- THOMPSON, A.B. 1976. Mineral reactions in pelitic rocks: II calculations of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Am. Sci.*, 276:425-454.
- THOMPSON, A.B. 1982. Dhydration melting of pelitic rocks and generation of H₂O - undersaturated granitic liquids. *Am. J. Sci.*, 282:1567-1595.
- THOMPSON, P.H. 1978. Archean regional metamorphism in the Slave Structural Province. A new perspective on some old rocks. *Geol. Surv. Can., Paper*, 78-10:85-102.
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N. L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 74.

MANUSCRITO A585

Recebido em 23 de dezembro de 1988

Revisão do autor em 17 de agosto de 1989

Revisão aceita em 17 de agosto de 1989