GEOLOGIA E PETROLOGIA DOS COMPLEXOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS DE MANGABAL I E MANGABAL II, SANCLERLÂNDIA, GOIÁS

MARIA ÂNGELA FORNONI CANDIA* e VICENTE ANTÔNIO VITÓRIO GIRARDI*

ABSTRACT Mangabal I and Mangabal II are differentiated mafic-ultramafic bodies intruding gneissic terrains belonging to the Goiano Basal Complex. Although tectonically deformed and recrystallized, they still preserve characteristic features of stratiform igneous complexes formed by magmatic differentiation. In Mangabal I, the igneous stratigraphy is as follows: the basal ultramafic sequence, made up of feldspathic peridotites, is followed by olivine gabbro-norites; the top sequence is formed of gabbro-norites. In Mangabal II, the ultramafic basal sequence is composed of feldspathic harzburgites and feldspathic bronzitites, followed by olivine gabbro-norites, overlain in turn by gabbro-norites. The igneous paragenesis indicates that the complexes were formed by processes of low pressure fractional crystallization of a basaltic magma. Study of the metamorphic paragenesis and analyses of fluid inclusions indicate that subsolidus reequilibrations occurred at temperatures of 700-780°C and total pressures of 6-6,6 kb. The metamorphic paragenesis was also controlled by variations in P_{CO_2} and P_{H_2O} of the fluid phase.

INTRODUÇÃO Mangabal I e Mangabal II constituem dois pequenos complexos máfico-ultramáficos diferenciados, localizados no município de Sanclerlândia, centro-sul de Goiás. Os dois corpos distam cerca de 3 km entre si e ocorrem encaixados num mesmo embasamento siálico, constituído predominantemente por rochas gnáissicas tidas como pertencentes ao Complexo Basal Goiano (Almeida 1968).

Inicialmente descritos por Danni *et al.* (1973), tais corpos tornaram-se objeto de estudo mais detalhado face à presença de mineralizações em sulfetos de níquel, cobre e cobalto (Ribeiro *et al.* 1974, Pfrimer *et al.* 1981). No presente trabalho dar-se-á especial enfoque à caracterização dos complexos de Mangabal I e II no que concerne a seus aspectos geológicos e petrológicos gerais, caracterizando-se os termos ígneos originais e seus equivalentes recrystalizados e tecendo considerações quanto à possível evolução ígnea e pós-ígnea dos complexos, baseando-se nos estudos desenvolvidos por Candia (1983).

GEOLOGIA Mangabal I O complexo de Mangabal I constitui um corpo semicircular e ocupa área de aproximadamente 7 km² (Fig. 1). O complexo ocorre encaixado em metamorfitos de composição diorítica a quartzo-diorítica representados por hornblenda gnaisses. Na porção sul, os gnaisses apresentam composições quartzo-dioríticas a granodioríticas, exibindo localmente feições migmatíticas e cataclásticas, e contendo intercalações de estreitas faixas de talco xistos. Gnaisses de composição granítica são localmente observados na borda sul do corpo, separados das rochas do maciço por falhamentos. Nas demais porções, as relações de contato entre as rochas gnáissicas e as rochas do complexo acham-se encobertas.

No âmbito do complexo, os principais tipos petrográficos aflorantes são representados por rochas máficas, a saber: gabronoritos, olivina-gabronoritos e respectivos equivalentes recrystalizados, que serão adiante descritos. Rochas ultramáficas, que correspondem a peridotitos feldspáticos e equivalentes recrystalizados, ocorrem em

áreas restritas; em superfície apresentam-se geralmente transformados, tendo sido mais bem caracterizados em amostras de testemunhos de sondagem. A par desses tipos petrográficos, ressalta na área a presença de faixas de rochas intensamente foliadas, representadas por antofilita xistos, anfibólio xistos e por um conjunto de rochas miloníticas e cataclásticas, característica de zonas de falhamento, e que foram delimitadas também por métodos geofísicos.

De modo geral, a obtenção de dados de caráter estrutural é bastante prejudicada na área face ao tipo de afloramento. Evidências significativas podem entretanto ser extraídas integrando-se os dados de superfície aos de subsuperfície, estes representados pelas seqüências litológicas atravessadas pelos furos de sondagem 25, 15 e 16 — localizados nos pontos A', B' e C', respectivamente (Fig. 1), a partir dos quais foram elaborados os perfis geológicos ao longo das secções AA', BB', CC' e DD' (fig. 2).

As figuras 2A, 2B e 2C evidenciam a presença de rochas ultramáficas (peridotito feldspático e equivalentes recrystalizados) em subsuperfície, por um lado sempre em contato com olivina gabronoritos e, por outro, seccionados por zona de falha, onde se observa a presença de antofilita xistos fortemente foliados.

Na figura 2D observa-se que a seqüência gabronorito olivina gabronorito — peridotito feldspático/rochas foliadas (falha) — sempre neste ordenamento, repete-se por três vezes do ponto D ao D' de forma semelhante. O ângulo de mergulho das camadas é estimado em torno de 20°-30°, sendo seu mergulho para SE.

Tal relação estrutural coloca rochas ultramáficas (peridotitos feldspáticos) sobrepostas aos olivina gabronoritos e estes, por sua vez, sobrepostos aos gabronoritos. Tal seqüência, conforme se observa, não reflete a seqüência normal de fracionamento magmático, sendo interpretada como de origem tectônica, segundo discussão que será efetuada adiante.

Mangabal II Mangabal II possui formato alongado na direção SE-NW, tendo aproximadamente 8,5 km de exten-

* Departamento de Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo — Cx. Postal 20899, CEP 01498, São Paulo, Brasil.

Figura 1 – Mapa geológico do complexo de Mangabal I

são por 5,5 km de largura (Fig. 3). O complexo encontra-se encaixado em rochas cálcio-silicatadas e em rochas gnáissicas. As cálcio-silicatadas constituem uma seqüência de rochas nitidamente bandadas, constituídas por epidoto-clinopiroxênio hedenbergítico-quartzo-microclínio-escapolita-plagioclásio, tendo localmente granada e hornblenda. As rochas gnáissicas apresentam composições dioríticas a quartzo dioríticas, sendo semelhantes aos hornblenda gnaisses de Mangabal I. De modo geral, as relações de contato entre as rochas do complexo e as litologias regionais encontram-se encobertas.

A presença de xenólitos de rochas cálcio-silicatadas incluídos em rochas gabróicas e a conspícua ocorrência de apófices gabróicas injetadas ao longo de planos de bandamento das rochas cálcio-silicatadas bem como a ocorrência de zona de rochas híbridas, observada ao longo de afloramentos na parte central do corpo, são evidências indicativas de caráter intrusivo para o magma do qual se derivou o complexo.

No âmbito do complexo, os afloramentos são bastante escassos, ocorrendo sob a forma de blocos e matacões dispersos. Predominam, de modo geral, rochas gabróicas

Figura 2 – Perfis geológicos do complexo de Mangabal I

recristalizadas, sendo que a natureza e a distribuição dos tipos petrográficos presentes na área podem ser estabelecidas a partir de testemunhos de furos de sonda.

Cabe salientar que as evidências geológicas e os dados geodésicos não indicam qualquer ligação entre os dois complexos. Trata-se, portanto, de corpos originalmente separados, formados em câmaras magmáticas distintas. Os dados petrográficos, adiante descritos, confirmam tal assertiva.

PETROGRAFIA O estudo detalhado de amostras de superfície e de testemunhos de sondagem permitiu a caracterização dos termos ígneos reliquias bem como de seus equivalentes recristalizados. Ressalta-se que, em ambos os complexos, as rochas ígneas originais, reliquias, mostram feições texturais correspondentes às de rochas cumuláticas,

sendo assim descritas aplicando-se a terminologia desenvolvida especialmente para este tipo de rochas (Wager *et al.* 1960, Wager & Brown 1967, Jackson 1961 e 1967, Irvine 1982).

Termos ígneos reliquias Em Mangabal I, os termos ígneos reliquias são representados pelos seguintes cumulos (nas descrições a seguir, será abstraído o prefixo *meta* na caracterização dos termos ígneos originais):

a) Olivina-cromo espinélio cumulos (peridotitos feldspáticos, Fotomicrografia 1). Essas rochas constituem o estrato ultramáfico do complexo e caracterizam-se por apresentar olivina magnésiana como fase cúmulus principal, acompanhada por cromo espinélio, sempre em porcentagem subordinada (de 2% a 3%). O material intercúmulus é representado por ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio. Essas fases ocorrem em porcentagens relativas bastante variáveis e se apresentam sob a forma de extensos cristais anedrais, que englobam poiquiliticamente as fases cúmulus como que as cimentando. O plagioclásio é a fase intercúmulus mais comum.

De modo geral, variam de adcumulos a ortocumulos (Wager *et al.* 1967), sendo estes últimos os termos mais frequentemente observados. As análises modais desses cumulos, plotadas em diagrama classificatório modal (Fig. 4), evidenciam que, em termos de nomenclatura de rochas ígneas (Streckeisen 1976), esta unidade abrange de dunitos (termos adcumuláticos), harzburgitos e peridotitos feldspáticos a mela gabros; tal variação deve-se à quantidade e natureza dos minerais intercúmulus. Desse modo, o termo peridotito feldspático, utilizado para designar este tipo de cumulo, é de natureza genérica representando a composição mais frequente desses cumulos.

Figura 3 – Mapa geológico do complexo de Mangabal II

Figura 4 – Projeção das análises modais de olivina-cromo espinélio cumulosos (círculos) e de olivina-plagioclásio cumulosos (quadrados) em diagrama classificatório

Figura 5 – Projeção das análises modais de piroxênio-plagioclásio cumulosos em diagrama classificatório modal

b) Olivina-plagioclásio cumulosos (olivina gabronoritos, Fotomicrografia 2). Caracterizam-se pela presença de olivina magnesiana e plagioclásio como fases cúmulos. O material intercúmulos ocorre em porcentagens variáveis e é constituído por piroxênios (ortopiroxênio e clinopiroxênio) que se desenvolvem em extensos cristais anedrais, sendo portadores de finas lamelas de exsolução do tipo Bushveld (Deer *et al.* 1978). O plagioclásio apresenta-se normalmente zonado, sendo a parte zonada deste mineral considerada como fase intercúmulos. Anfibólio marrom (Fe-Ti-pargasita), flogopita e opacos ocorrem esporadicamente, representando seqüência de cristalização do líquido intercúmulos. Estes cumulosos correspondem geralmente a ortocumulosos. Classificadas em termos modais (Fig. 4), essas rochas tendem a leuco olivina gabronoritos, sendo designados genericamente de olivina-gabronoritos.

c) Piroxênio-plagioclásio cumulosos (gabronoritos, Fotomicrografia 3). Caracterizam-se pela presença de piroxênio e plagioclásio como fase cúmulos, sendo a olivina totalmente ausente neste tipo petrográfico. Nestas rochas, o ortopiroxênio mostra hábito nitidamente prismático alongado, com bordas levemente arredondadas, alcançando dimensões centimétricas, e apresentando lamelas de exsolução de clinopiroxênio do tipo Bushveld (Deer *et al.* 1978). O plagioclásio possui hábito ripiforme, atinge dimensões subcentimétricas e, geralmente, não apresenta zoneamento composicional, indicando provável crescimento adcumulático para esta fase. O clinopiroxênio, nesta rocha, ocorre comumente como fase intercúmulos. Em algumas amostras, contudo, apresenta-se sob forma de cristais discretos com tendências eudrais, sempre associado a plagioclásio e ortopiroxênio. De modo geral, as características destas rochas aproximam-se às de adcumulosos: zoneamento fraco a ausente, fases intercúmulos em pequena porcentagem ou mesmo ausentes. Em termos modais, são genericamente designadas por gabronoritos (Fig. 5).

A transição entre os três tipos de cumulosos acima

descritos é marcada pela mudança abrupta na natureza das fases cúmulos.

O quimismo das fases foi pormenorizadamente estudado por Candia (1983) e pode ser resumido do seguinte modo:

- O cromo espinélio, restrito aos peridotitos feldspáticos, apresenta composições intermediárias entre os termos cromítico, aluminoso e ferrífero.
- A composição das olivinas varia de Fo₈₃ a Fo₇₆ nos cumulosos ultramáficos, estendendo-se até Fo₇₁ nos olivina gabronoritos.
- O plagioclásio apresenta composições em torno de An₆₄ nos peridotitos feldspáticos, nos quais ocorre como fase intercúmulos, passando à fase cúmulos nos cumulosos máficos. Aí sua composição varia de An₆₄ a An₆₀ nos olivina-gabronoritos e de An₆₀ a An₅₆ nos gabronoritos.
- Os ortopiroxênios constituem fase intercúmulos nos cumulosos ultramáficos e nos olivina gabronoritos. Nestas rochas mostram composições bronzíticas. Tornam-se fase cúmulos nos gabronoritos, nos quais apresentam composição variando de bronzitas e hiperstênio.
- Os clinopiroxênios constituem fase intercúmulos em todos os cumulosos analisados; sua composição varia de diopsídio e augitas, apresentando tendência e enriquecimento em ferro dos cumulosos ultramáficos aos máficos.

Em Mangabal II, os seguintes tipos petrográficos ígneos, reliquiais, foram reconhecidos:

- Olivina-cromo espinélio cumulosos (harzburgitos feldspáticos). Apresentam essas duas espécies minerais como fase cúmulos, tendo ortopiroxênio e plagioclásio como principais fases intercúmulos. Em termos cumuláticos, assemelham-se aos de Mangabal I, entretanto, face à abundância de ortopiroxênio e à relativa escassez de clinopiroxênio na fase intercúmulos, estes cumulosos foram designados genericamente como harzburgitos feldspáticos.
- Bronzita-cumulosos (bronzitos feldspáticos). São constituídos essencialmente por ortopiroxênio (bronzita) como fase cúmulos e por plagioclásio como fase inter-

Prancha 1 – Fotomicrografias: 1 – Peridotito feldspático. Aspectos texturais gerais com cristais de olivina (ol) e cromo espinélio (sp) imersos em cristal de plagioclásio (pl) intercumulus (barra = 0,5 mm); 2 – Feições texturais gerais de olivina gabronorito, notando-se os cristais de olivina (ol) e de plagioclásio ripiforme (pl) com piroxênio (px) intercumulus (barra = 0,5 mm); 3 – Aspectos texturais gerais de gabronoritos, constituídos essencialmente de ortopiroxênio (opx) e plagioclásio (pl) (barra = 0,5 mm); 4 – Detalhe da corona em metaperidotito coronítico, observando-se a primeira camada, de ortopiroxênio (opx), desenvolvida ao redor da olivina (ol) e a segunda camada, de anfibólio simplectítico (anf.s) mais próxima ao plagioclásio (pl) (barra = 0,1 mm); 5 – Detalhe da corona em metaolivina gabronorito a espinélio. O núcleo da corona é constituído por ortopiroxênios granulares (opx) e a borda, por anfibólio e espinélio. Ainda ocorre plagioclásio ripiforme (pl) (barra = 0,5 mm); 6 – Feições texturais em metaolivina gabronorito. Rocha granoblástica constituída por cristais de ortoanfíbólio (gedrita) (ged), de anfibólio cálcico (ho) e plagioclásio andesina (pl) (barra = 0,5 mm); 7 – Metaperidotito a clorita. Cristais de olivina (ol) em matriz de ortopiroxênio recristalizado (opx), hornblenda (ho) e clorita (clo) (barra = 0,5 mm); 8 – Metagabronorito. Rocha granoblástica constituída por hornblenda (ho), antofilita, plagioclásio (pl) e quartzo (qz) (barra = 0,5 mm)

cúmulus principal, tendo sido designado genericamente como bronzititos feldspáticos.

Esses dois tipos de cumulos constituem o estrato ultramáfico do complexo de Mangabal II. Eles se alternam ao longo da seqüência ultramáfica, sendo a transição entre eles marcada pela mudança abrupta na natureza da(s) fase(s) cúmulus.

Os cumulos máficos deste complexo são representados pelos olivina gabronoritos e pelos gabronoritos, com características semelhantes dos já descritos para Mangabal I. Neste complexo, várias amostras de gabronoritos mostram forte paralelismo dos minerais prismáticos, evidenciando a presença de laminação ígnea.

Além desses tipos petrográficos, foi ainda observada a presença de metapiroxiênitos, constituídos por cristais de ortopiroxênio e clinopiroxênio imersos em matriz de plagioclásio e anfibólio. A ocorrência dessas rochas é muito limitada, não se conhecendo o relacionamento desse tipo petrográfico com os acima descritos.

A composição química das principais fases minerais presentes nestes cumulos é abaixo resumida.

Os cromo-espinélios, cuja ocorrência restringe-se aos harzburgitos feldspáticos, apresentam composições intermediárias aos termos cromítico, ferrífero e aluminoso.

A olivina varia de Fo₈₃ a Fo₇₇ nos harzburgitos feldspáticos e de Fo₇₆ a Fo₇₁ nos olivina gabronoritos.

O ortopiroxênio apresenta composições no campo das bronzitas, mostrando tendência de enriquecimento em ferro dos harzburgitos feldspáticos (nos quais ocorre como fase intercúmulus) para os bronzititos feldspáticos (fase cúmulus), destes para os olivina gabronoritos e destes, finalmente, para os gabronoritos, nas quais apresenta composições no campo do hiperstênio.

O plagioclásio, nos harzburgitos e bronzititos feldspáticos, apresenta composição em torno de An₆₄, nos olivina gabronoritos exibe teores de An₆₄ a An₆₁ (fase cúmulus) e nos gabronoritos, de An₆₂ a An₅₆.

Os clinopiroxênios, fase intercúmulus esporadicamente observadas, são augitas.

Termos recrystalizados Durante os reequilíbrios metamórficos, cada tipo litológico ígneo original foi modificado, gerando equivalentes recrystalizados. As associações mineralógicas desenvolvidas nos termos recrystalizados, adiante descritas, mostram que ambos os complexos tiveram evolução pós-ígnea semelhante.

Os principais equivalentes recrystalizados e respectivas associações mineralógicas são abaixo sintetizadas.

Os equivalentes recrystalizados dos peridotitos feldspáticos (Mangabal I) são representados pelos metaperidotitos coroníticos, metaperidotitos a espinélio e metaperidotitos a clorita.

• Os metaperidotitos coroníticos caracterizam-se pela presença de coronas, desenvolvidas entre olivina e plagioclásio, sempre que esses minerais se apresentam em contato. As coronas, produto de reação entre dois minerais, são constituídas por uma camada interna, em contato com a olivina, de pequenos cristais de ortopiroxênio, dispostos radialmente à superfície da olivina, seguida por uma camada externa de anfibólio pargasítico fibroso, com inclusões simplectíticas de espinélio verde, aluminoso, mais próximo ao plagioclásio (Fotomicrografia 4). Neste tipo petrográfico as coronas não tiveram evolução plena, restando ainda plagioclásio na associa-

ção. As demais feições texturais e mineralógicas permanecem semelhantes ao termo ígneo original.

• Os metaperidotitos a espinélio apresentam a associação coronítica completamente desenvolvida levando à eliminação do plagioclásio. A associação mineralógica característica dessas rochas é representada por olivina-ortopiroxênio-pargasita-espinélio aluminoso, podendo apresentar ortopiroxênio e clinopiroxênio de derivação ígnea, caso ocorram na rocha original. A presença de dolomita é comumente observada nestas rochas.

• Os metaperidotitos a clorita (Fotomicrografia 7) caracterizam-se pela associação olivina-ortopiroxênio-clorita (clinocloro)-anfibólio (Mg-hornblenda).

Os equivalentes recrystalizados dos harzburgitos feldspáticos (Mangabal II) são representados pelos meta-harzburgitos coroníticos, meta-harzburgitos e espinélio e meta-harzburgitos a clorita. Esses tipos petrográficos apresentam essencialmente as mesmas características dos respectivos metaperidotitos (Mangabal I).

Os equivalentes recrystalizados dos bronzititos feldspáticos (Mangabal II) correspondem aos metabronzititos, constituídos por ortopiroxênio recrystalizado, antofilita e anfibólio cálcio (Mg-hornblenda).

Os equivalentes recrystalizados dos olivina gabronoritos (Mangabal I e II) são representados pelos meta-olivina gabronoritos coroníticos, metaolivina fabronoritos a espinélio e metaolivina gabronoritos.

• Os metaolivina fabronoritos coroníticos apresentam desenvolvimento parcial das coronas (com feições mineralógicas e texturais semelhantes às descritas para os metaperidotitos coroníticos), restando ainda olivina na associação. A assembléia mineralógica apresentada por essas rochas é então representada por plagioclásio, olivina (remanescente), ortopiroxênio, pargasita e espinélio aluminoso. Ortopiroxênio e clinopiroxênio de derivação ígnea podem ocorrer, caso presentes na rocha original.

• Os metaolivina gabronoritos a espinélio apresentam evolução completa das coronas, com eliminação total da olivina na associação (Fotomicrografia 5). Essas rochas apresentam a seguinte paragenese: plagioclásio, ortopiroxênio, pargasita, espinélio verde. Ortopiroxênio e clinopiroxênio de derivação ígnea podem persistir.

• Os metaolivina gabronoritos correspondem aos termos mais recrystalizados, constituídos por plagioclásio (andesina), gedrita, anfibólio cálcio (Mg-hornblenda) rutilo ou ilmenita. Não apresentam quartzo na associação (Fotomicrografia 6).

Os equivalentes recrystalizados dos gabronoritos são representados pelos metagabronoritos, constituídos por plagioclásio recrystalizado (andesina), antofilita, anfibólio cálcio (Mg-hornblenda) e quartzo, com rutilo ou ilmenita como acessórios (Fotomicrografia 8).

Além dos tipos petrográficos acima descritos, destacam-se ainda os antofilita xistos e os bronzita xistos, rochas que se desenvolvem ao longo de zonas de fraturamento e/ou falhamento. Os antofilita xistos são constituídos predominantemente por antofilita, com clorita, opacos e hornblenda em porcentagens subordinadas. Os bronzita xistos caracterizam-se pela conspícua presença de porfiroblastos de ortopiroxênio, desenvolvidos em matriz de clorita e anfibólio. Ambos os tipos não preservam feições texturais e/ou mineralógicas reliquias.

PETROLOGIA Aspectos ígneos Numa análise geral os complexos apresentam características correlacionáveis às descritas em complexos estratiformes diferenciados.

A nível de amostra, a presença de texturas cumuláticas nos termos ígneos reliquias; em termos de seqüência cumuláticas, cada estrato caracteriza-se por apresentar determinada associação de fases minerais cúlulus, sendo o contato (transição) entre os diferentes estratos cumuláticos marcado pela mudança abrupta na natureza da(s) fase(s) cúlulus. Dentro de cada estrato, as fases minerais, geralmente termos de soluções sólidas, apresentam variação crítica de forma mais ou menos acentuada. Tal conjunto de feições é comumente reconhecido em tais complexos, em que o aparecimento e o desaparecimento das fases cúlulus marcariam a seqüência de evolução do processo de cristalização fracionada do magma.

Para Mangabal I, em função da natureza dos tipos petrográficos presentes e suas inter-relações, e associando-se os dados de caráter químico de minerais e de rocha total (Candia 1983) pode-se estabelecer a seqüência de aparecimento e desaparecimento das fases cúlulus constante da figura 6.

Figura 6 - Seqüência de aparecimento e desaparecimento das fases cumulus e intercumulus em Mangabal I

A presença de cromo espinélio restringe-se aos peridotitos feldspáticos, nos quais ocorre como fase cúlulus em porcentagem da ordem de 2% a 3% em volume. Olivina aparece como fase cúlulus juntamente ao cromo espinélio na seqüência ultramáfica e continua sua cristalização nos olivina gabronoritos, quando então desaparece. Os ortopiroxênios ocorrem como fase intercumulus nos peridotitos feldspáticos e nos olivina gabronoritos, passando a constituir a fase cúlulus nos gabronoritos. O plagioclásio, mineral intercumulus nos peridotitos feldspáticos, é fase cúlulus nas demais litologias. Clinopiroxênio e óxidos constituem fase intercumulus nas seqüências analisadas.

O aparecimento e o desaparecimento das fases cúlulus são bruscos. No respectivo intervalo de cristalização, elas apresentam variação crítica, isto é, os minerais ferromagnesianos mostram enriquecimento em ferro e os plagioclásios tornam-se gradativamente mais albiticos da seqüência ultramáfica para os olivina gabronoritos e destes para os gabronoritos.

A natureza e a seqüência do fracionamento magmático foram analisadas à luz dos trabalhos (Presnall *et al.* 1978, Morse 1980). A presença de olivina-plagioclásio cumulatos, o amplo campo de cristalização dessas duas fases e o baixo teor de Al_2O_3 nos ortopiroxênios (Candia 1983) são

evidências indicativas de fracionamento de magma basáltico e baixas pressões (inferiores a 5 kbar). A seqüência de fracionamento é ilustrada pela figura 7, abaixo comentada.

Figura 7 - Possível seqüência de fracionamento ígneo em Mangabal I

Numa primeira análise, será abstraída a presença de cromo espinélio, cujo campo de estabilidade e relações com as demais fases minerais não se encontram devidamente representados no diagrama da figura 7, que se restringe a espinélios de composição aluminosa (a presença de cromo espinélio será analisada adiante). A seqüência de aparecimento e desaparecimento das fases cúlulus, esquematizada na figura 6, pode ser obtida, em princípio, do fracionamento de um líquido contido na área hachurada da figura 7. A partir de um líquido de composição (X), por exemplo, com o fracionamento da olivina, o líquido desloca-se em direção oposta ao vértice composicional da olivina, alcançando o cotético olivina-plagioclásio-líquido. A partir deste ponto ocorre o fracionamento de olivina e plagioclásio, e o líquido desloca-se então em direção ao ponto R (peritético), no qual, por reação peritética, ocorre o desaparecimento da olivina, passando a fracionar ortopiroxênio e plagioclásio. Segundo McCallum *et al.* (1980), durante a cristalização cotética de olivina e plagioclásio, essas duas fases são fracionadas na proporção de 70%-75% (em volume) de plagioclásio e 20%-25% (em volume) de olivina; no cotético ortopiroxênio-plagioclásio, na proporção de 60%-64% de plagioclásio para 36%-40% de ortopiroxênio, aproximadamente.

Essa seqüência de fracionamento reproduziria, numa primeira aproximação, a seqüência de rochas reconhecidas em Mangabal I, a saber: a) olivina (cromo espinélio) cumulatos (fracionado A, Fig. 7), representado pelos peridotitos feldspáticos, constituídos predominantemente por olivina cúlulus; b) olivina-plagioclásio cumulatos (fracionado B, Fig. 7) representado pelos olivina gabronoritos, nos quais a proporção modal entre olivina e plagioclásio cúlulus é correlacionável à proporção cotética (de 70% a 80% de plagioclásio e de 20% a 30% de olivina), evidenciada pela ten-

dência leucocrática dessas rochas, geralmente leuco olivina gabronoritos; e c) piroxênio-plagioclásio cumulos (fracionado C, Fig. 7) representado pelos gabronoritos, nos quais a proporção modal entre plagioclásio cúmulus e ortopiroxênio aproxima-se das proporções cotéticas (de 60%-70% de plagioclásio para 30%-40% de ortopiroxênio).

O campo de estabilidade e as relações de fase do cromo espinélio com olivina e piroxênios são analisados por Irvine (1967). Segundo este autor, a presença de Cr_2O_3 no líquido magmático, mesmo em pequena quantidade, possibilitaria a formação de cromo espinélio nas fases iniciais da cristalização de magmas a baixa pressão. Durante a cristalização fracionada, cromo espinélio pode co-precipitar com olivina, numa proporção aproximada de 2% de cromo espinélio para 98% de olivina.

De forma aproximada, a presença de cromo no líquido magmático expande o campo do espinélio, que adentrando o volume da olivina, permite a co-precipitação desses dois minerais nas fases iniciais da cristalização fracionada. Com a formação de cromo espinélio e a evolução do fracionamento, o conteúdo em cromo no líquido decresce. Concomitantemente à redução do cromo no líquido, ocorre a retração do campo do espinélio até que, reduzido a valores mínimos, passa a ser o constante da figura 7, que representa o campo e as relações de fases de espinélios aluminosos.

Nas rochas de Mangabal I, a presença de cromo espinélio é constatada nos peridotitos feldspáticos, nos quais ocorre como fase cúmulus associada à olivina, e em proporções semelhantes às cotéticas citadas por Irvine (1967), indicando que esta fase deve ter fracionado juntamente com a olivina nas fases iniciais de cristalização, constituindo os olivina-cromo espinélio cumulos.

Os estudos efetuados permitem deduzir que o complexo de Mangabal I certamente se originou da cristalização fracionada de magma basáltico a baixa pressão, sendo que o empilhamento estratigráfico original, produzido pelo processo de fracionamento, é representado por um estrato basal (seqüência ultramáfica) constituído por olivina-cromo espinélio cumulos (peridotitos feldspáticos); por um estrato intermediário, representado pelos olivina-plagioclásio cumulos (olivina gabronoritos) e por um terceiro estrato, superior, constituído pelos piroxênio-plagioclásio cumulos (gabronoritos).

A atual distribuição das litologias no complexo de Mangabal I, conforme já exposto, com rochas ultramáficas sobrepostas aos olivina gabronoritos e estes sobrepostos aos gabronoritos apresenta-se, portanto, invertida, se comparada à seqüência estratigráfica original produzida pelos processos de fracionamento magmático.

Considerando-se o contexto geológico do complexo, com rochas deformadas e recrystalizadas, e os aspectos acima apontados, tudo leva a crer que tanto a inversão como a repetição das camadas tenham origem tectônica. Infere-se, portanto, que deve ter atuado na área um conjunto de processos tectônicos responsável tanto pela inversão estrutural da seqüência original quanto pela tríplice repetição desta seqüência gerando a atual configuração geológica do complexo.

Para o complexo de Mangabal II, a possível seqüência de aparecimento e desaparecimento das fases cúmulus é mais especulativa face às descontinuidades litológicas devidas a processos tectônicos. As observações extraídas das seqüências atravessadas pelos vários furos de sonda analisados,

associadas aos dados de quimismo mineral e de rocha total (Candia 1983), permitem inferir uma possível seqüência de fracionamento esquematizada na figura 8.

Figura 8 — Possível seqüência de aparecimento e desaparecimento das fase cumulus e intercumulus em Mangabal II

A seqüência basal, ultramáfica, seria representada pelos olivina-cromo espinélio cumulos (harzburgitos feldspáticos) que passam aos bronzita cumulos (bronzititos feldspáticos) pela mudança abrupta na natureza da(s) fase(s) cúmulus. A análise dos testemunhos de sondagem sugere ocorrerem repetições cíclicas dessas duas unidades ao longo da seqüência ultramáfica, com harzburgitos feldspáticos predominantes.

As seqüências máficas, mais diferenciadas, em ordem crescente de diferenciação, seriam representadas pelos olivina-plagioclásio cumulos (olivina gabronoritos), seguidos pelos piroxênio-plagioclásio cumulos (gabronoritos).

Embora vários tipos petrográficos correspondam aos reconhecidos em Mangabal I, indicando que o fracionamento do magma que deu origem a Mangabal II deve ter seguido, em parte, a mesma seqüência de fracionamento de Mangabal I, particularmente nos fracionados máficos, o esquema de fracionamento de Mangabal II deve ter sido mais complexo, como é evidenciado pela presença dos bronzititos feldspáticos na seqüência ultramáfica. Vários fatores de caráter físico-químico podem ter sido responsáveis pela formação dos bronzititos feldspáticos, sendo contudo de difícil análise, particularmente não se conhecendo de forma contínua o relacionamento entre as seqüências constituintes deste complexo.

De forma semelhante a Mangabal I, também este complexo mostra evidências de fracionamento de magma basáltico a baixa pressão, como atesta o amplo intervalo de cristalização de olivina e plagioclásio e o fracionamento conjunto desses dois minerais nos olivina-plagioclásio cumulos (olivina gabronoritos). Assim, também Mangabal II é interpretado como um complexo originado a partir da cristalização fracionada de magma basáltico a baixa pressão, cujo empilhamento original seria representado por uma

seqüência basal ultramáfica (harzburgitos e bronzititos feldspáticos), por uma seqüência intermediária (olivina gabronoritos) e por uma seqüência superior de gabronoritos. Os processos tectônicos subsequentes seriam responsáveis pela atual configuração de corpo, com rochas deformadas e deslocadas, e pela intensa recristalização.

Aspectos metamórficos As associações mineralógicas desenvolvidas pelos reequilíbrios metamórficos nos termos recristalizados mostram que a seqüência de transformações mineralógicas desenvolvidas em tipos litológicos equivalentes é semelhante em ambos os complexos, gerando paragêneses equivalentes e correlacionáveis. Tal fato evidencia que ambos os corpos sofreram evolução pós-ígnea semelhante, tendo sido submetidos a condições semelhantes de temperatura e pressão.

No quadro 1 são apresentados, esquematicamente, os termos ígneos reliquiais e seus respectivos equivalentes recristalizados, ordenados segundo grau crescente de hidratação das associações paragenéticas.

Em termos químicos, as transformações dos termos ígneos reliquiais em seus equivalentes recristalizados dão-se num sistema isoquímico, isto é, a composição química dos termos recristalizados é semelhante à da rocha original, não havendo evidências de introdução/remoção de determinados componentes (exceção feita a H_2O e CO_2), conforme pode ser observado na figura 9, na qual os dados de quimismo de rocha total (Candia 1983) se encontram projetados em planos do tetraedro $CaO-(MgO, FeO)-Al_2O_3-SiO_2$.

Os antofilita xistos, entretanto, apresentam quimismo correlacionável ao de peridotitos e harzburgitos feldspáticos, porém com relativo enriquecimento em sílica, sendo mesmo mais silicáticos que os bronzititos feldspáticos (Fig. 9). A ausência de rochas ígneas originais com quimismo equivalente, e sua vinculação a zonas de falhamento e/ou fraturamento de seqüências ultramáficas, são evidências indicativas de que os antofilita xistos devem derivar de tais rochas ultramáficas, cuja composição foi modificada durante os processos metamórficos.

Figura 9 – Projeção da composição química das rochas de Mangabal I e II em planos do tetraedro $CaO-(MgO, FeO)-Al_2O_3-SiO_2$. ($\square$ - gabronoritos, O - olivina gabronoritos, Δ - peridotitos e harzburgitos feldspáticos, x - bronzititos feldspáticos, $+$ - antofilita xistos. As análises englobam os termos ígneos e os respectivos equivalentes recristalizados)

A interpretação das diferentes associações paragenéticas baseada em dados experimentais e num possível modelo evolutivo da fase fluida com o decorrer dos reequilíbrios mineralógicos, associada a dados de inclusões fluidas (Candia 1983), permitiu estabelecer que as rochas dos complexos foram submetidas a metamorfismo de alto grau, a temperaturas da ordem de $700^\circ C - 780^\circ C$, e a pressões mínimas de 6 a 6,5 kbar. Nestas condições de temperatura e pressão, nas zonas em que os reequilíbrios se estabeleceram em presença de fase fluida rica em H_2O , desenvolveram-se os tipos petrográficos com as paragêneses mais

Quadro 1 – Quadro esquemático relacionando os termos ígneos e seus equivalentes recristalizados

MANGABAL I			
peridotitos feldspáticos	metaperidotitos coroníticos	metaperidotitos a espinélio	metaperidotitos a clorita
Olivina gabronoritos	meta-olivina gabronoritos coroníticos	meta-olivina gabronoritos e espinélio	meta-olivina gabronoritos
gabronoritos			metagabronoritos
MANGABAL II			
harzburgitos feldspáticos	meta-harzburgitos coroníticos	meta-harzburgitos a espinélio	meta-harzburgitos a clorita
bronzititos feldspáticos			metabronzititos
Olivina gabronoritos	meta-olivina gabronoritos coroníticos	meta-olivina gabronoritos a espinélio	meta-olivina gabronoritos
gabronoritos			metagabronoritos
MANGABAL I E II			
rochas ultramáficas modificadas (sistema aberto)			antofilita xistos

hidratadas (metaperidotitos e meta-harzburgitos a clorita, metabronzitos, meta olivina gabronoritos, metagabronoritos, antofilita xistos, Quadro 1). Nas partes nas quais a fase fluida se apresenta mais rica em CO₂, desenvolveram-se as associações coroníticas ou persistiram os tipos ígneos reliquiais. A análise detalhada das transformações e reações metamórficas, que marcam os reequilíbrios metamórficos nos diferentes tipos litológicos dos complexos, será apresentada brevemente (Candia, em elaboração).

CONSIDERAÇÕES FINAIS Muito embora com caráter especulativo, algumas considerações podem ser tecidas no que tange à possível classificação dos complexos de Mangabal I e Mangabal II. Nesse sentido, dois aspectos devem ser levados em consideração: por um lado, a natureza intrusiva e as características estratiformes registradas nos complexos, e, por outro, a deformação e recristalização subseqüentes. Numa primeira interpretação, em função de suas características estratiformes, tais corpos poderiam ser interpretados como complexos introduzidos numa área cratônica estável e envolvidos num evento diastrófico posterior. Por outro lado, como enfatiza Naldrett (1981), corpos intrusivos com características estratiformes não se limitam a áreas cratônicas estáveis, podendo formar-se também em ambientes tectônicos instáveis, como é o caso dos complexos formados durante o decorrer de um ciclo orogenético. Esses corpos, intrudidos, diferenciados e deformados durante um mesmo evento orogenético, são classificados como complexos sinorogenéticos (Naldrett 1981), e suas características em pouco diferem daquelas de corpos originados em áreas cratônicas estáveis.

A possibilidade de tratar-se de corpos sinorogenéticos, aventada para Mangabal I e Mangabal II (Candia 1983), é também considerada por Nilson (1981, 1984a, 1984b) para o complexo de Americano do Brasil, outro corpo máfico-ultramáfico diferenciado, deformado e metamorfoseado, localizado a cerca de 20 km a E-NE de Mangabal, encaixado em embasamento granito-gnaíssico semelhante. Os dados disponíveis, entretanto, ainda não são suficientes para a devida classificação desses corpos. No caso de Mangabal I e II, o contexto regional da área dos complexos bem como as relações estratigráficas entre as unidades presentes, não se encontram ainda estabelecidas. A definição do ambiente tectônico dos complexos, portanto, permanece em aberto. Tendo em mente a complexidade geológica da área, destaca-se a importância da obtenção de dados geocronológicos e estruturais detalhados, seja das rochas dos complexos, seja das rochas regionais, que, com o auxílio da petrologia e da geoquímica, poderiam fornecer subsídios fundamentais na elucidação desse contexto tectônico.

Agradecimentos Os autores agradecem à Metais de Goiás S.A. (Metago), que nos facultou estudar a área, forneceu apoio logístico durante os trabalhos de campo e franqueou o acesso a informações e dados que foram de fundamental importância no desenvolvimento da pesquisa; ao geólogo José Carlos Gaspar e ao Prof. Dr. Rainer Schultz-Güttler, pela obtenção de várias análises químicas minerais e pelas valiosas discussões e sugestões prestadas ao primeiro autor durante a elaboração da tese de doutoramento, da qual este artigo faz parte, e a Finep, Fapesp e CNPq, pelo auxílio financeiro.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. — 1968 — Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico superior. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 40 (supl.): 285-295.
- CANDIA, M.A.F. — 1983 — *Petrologia dos complexos máfico-ultramáficos de Mangabal I e Mangabal II, Sanclerlândia, Goiás*. (Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, USP). 400 p. (inédito).
- DANNI, J.C.M.; DARDENNE, M.A.; FUCK, R.A. e RIBEIRO, M.J. — 1973 — Geologia da extremidade sudoeste da Serra Dourada. *Rev. Bras. Geoc.* 3 (3): 160-180.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. — 1978 — *Single-chain silicates*. New York, John Wiley. 668 p.
- IRVINE, T.N. — 1967 — Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part. 2. Petrological applications. *Can. J. of Earth Sciences* 4: 71-103.
- IRVINE, T.N. — 1982 — Terminology for layered intrusions. *J. Petrol.* 23 (2): 127-162.
- JACKSON, E.D. — 1961 — Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater Complex, Montana. Washington, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 385: 1-106.
- JACKSON, E.D. — 1967 — Ultramafic cumulates in the Stillwater, Great Dike and Bushveld intrusions. In: WYLLEY, P.J. (ed.) *Ultramafic and related rocks*. John Wiley. p. 20-38.
- McCALLUM, I.S.; RAEDEKE, L.D.; MATHEZ, E.A. — 1980 — Investigations of the Stillwater complex: Part. I. Stratigraphy and structure of the banded zone. *Amer. J. Sci.* 280-A: 59-87.
- MORSE, S.A. — 1980 — *Basalts and phase diagrams. An introduction to the quantitative use of phase diagrams in igneous petrology*. New York, Springer-Verlag. 493 p.
- NALDRETT, A.J. — 1981 — Nickel sulfide deposits: classification, composition and genesis. *Econ. Geol.*, vol. 75º Anniv.: 628-685.
- NILSON, A.A. — 1981 — *The nature of the Americano do Brasil mafic-ultramafic complex and associated sulfide mineralization, Goiás, Brazil*. (PhD. Thesis Geology, Univ. Western Ontario). 460 p. (inédito).
- NILSON, A.A. — 1984a — O atual estágio de conhecimento dos complexos máficos-ultramáficos pré-cambrianos do Brasil — Uma avaliação preliminar. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v. 9, p. 4166-4203.
- NILSON, A.A. — 1984b — Complexo máfico-ultramáfico de Americano do Brasil, Goiás — Geoquímica das rochas e implicações petrogenéticas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v. 9, p. 4204-4219.
- PFRIMER, A.A.; CANDIA, M.A.F.; TEIXEIRA, N.A. — 1981 — Geologia e mineralizações de níquel-cobre-cobalto dos complexos máfico-ultramáficos de Mangabal I e II. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, Goiânia, 1981. *Ata...* Goiânia, SBG/NCO, p. 495-518.
- PRESNALL, D.C.; DIXON, S.A.; DIXON, J.R.; D'DONNELL, T.H.; BRENNER, N.L.; SCHROCK, R.L. e DYWS, D.W. — 1978 — Liquidus phase relations on the join diopside-forsterite-anortite from 1 atm. to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma. *Contr. Min. Petrol.* 66: 203-220.
- RIBEIRO, M.J.; PFRIMER, A.A.; SÁ, C.M.G. de — 1974 — Geologia e geoquímica de semidetalhe do maciço máfico-ultramáfico de Mangabal I, Sanclerlândia, GO. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre, SBG, v. 5, p. 239-249.
- STRECKEISEN, A. — 1976 — To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12: 1-33.
- WAGER, L.R.; BROWN, G.M.; WADSWORTH, W.J. — 1960 — Types of igneous cumulates. *J. Petrol.* 1: 77-85.
- WAGER, L.R. & BROWN, G.M. — 1967 — *Layered igneous rocks*. S. Francisco, W.H. Freeman. 588 p.

MANUSCRITO

Recebido em 20 de maio de 1985

Revisão aceita em 12 de novembro de 1985