UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CONTEXTO GEOLÓGICO E PETROLOGIA DAS ROCHAS
METAULTRAMÁFICAS DE ALPINÓPOLIS, MG

Gergely Andrés Julio Szabó

Orientador: Prof. Dr. Rainer Alloys Schultz-Güttler

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

São Paulo
1989

"A valóság is lehet olyan szép - sőt szebb! - mint a hazug ábránd."

Fekete István

"A realidade também pode ser tão linda - ou ainda mais linda! -
que a mentirosa fantasia."

I. Fekete

Para Endre Réz, que sempre se orgulhou de ter um neto geólogo continuador - ainda que por outros caminhos - das tradições mineiras de Selmezbánya (hoje Banská Štiavnica, Tchecoslováquia).

Para Csaba e Anna, meus pais; Borbála, Piro_ska e Mátyás, meus irmãos; e Celso, Yuri Endre e seu irmãozinho (ou irmãzinha).

(Bár elkésve, mint általában, de tinektek ajánlom, köszönettel és szeretettel).

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005716

AGRADECIMENTOS

Que eu, ainda que talvez não exatamente da maneira como imaginava, mas pude concluir este trabalho, não teria sido possível sem a ajuda e o incentivo de várias pessoas. Dentre elas, algumas deram sua colaboração muito além do que incluiriam seus afazeres rotineiros, por puro desprendimento e amizade; outras o fizeram, ainda que como parte de suas atividades profissionais usuais, de maneira atenciosa e cordial - a todas elas, meu muito obrigado!

O Dr. Rainer Alloys Schultz-Güttler, Livre Docente do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da USP gentilmente se dispôs a ser Orientador desta Dissertação;

Para o Dr. Asit Choudhuri, qualquer agradecimento seria pouco: da escolha do tema e da área até a leitura da versão preliminar desta Dissertação, participou de todas as etapas do trabalho, sugerindo, ajudando, instigando e questionando tudo com a sua imanente curiosidade e bom humor, que me estimularam em vários momentos de dificuldade e desânimo;

Ao Dr. Alfonso Schrank e a Álvaro P. Crosta, do IG-UNICAMP, e ao Dr. Sundaram Subba S. Iyer do IPEN/CNEN, colegas e seniores na investigação dos terrenos pré-cambrianos do Sudoeste de Minas Gerais, agradeço pela ajuda, sugestões e incentivo recebidos de várias formas e em várias ocasiões;

Com a Dra. Maria Ângela Fornoni Cândia tive várias proveitosas discussões sobre o metamorfismo das rochas ultramáficas; a ela agradeço também pela leitura crítica da versão preliminar da Dissertação e pelas inúmeras sugestões recebidas;

A grande maioria das análises químicas utilizadas neste trabalho foram obtidas graças aos favores do Dr. Excelso Ruberti, quando da sua estada na Universidade de Leicester, In

glaterra;

Além de colaborar decisivamente na obtenção dos difratogramas de Raios X tão necessários quando tal metodologia não se encontrava disponível no IG-USP, o Dr. Yushiro Kihara se destacou como "mestre-mór" dos instigadores quando o ritmo de trabalho deixava a desejar;

Nas diversas etapas de campo tive o prazer da companhia, além de alguns dos nomes mencionados, de Sandra Maria de Arruda Furtado, Sándor Rosen, Hans Dirk Ebert, Ana Dreher e Sérgio Martini, José Carlos Gaspar e Mr. John F. Powers;

Pelas várias sugestões e discussões, pelo apoio e estímulo recebidos, agradeço aos colegas docentes e pós-graduandos do DMP, em especial aos professores Silvio Roberto F. Vlach, Valdecir de Assis Janasi, Francisco Rubens Alves e Dr. Horstpeter Ulbrich;

Por estar ela própria em fase final de Mestrado, tive na colega Silvia Regina Soares da Silva Vieira uma valiosa aliada neste "período de sofrimento concentrado"; o seu incentivo e sua ajuda na revisão da versão final desta Dissertação foram de inestimável valor.

O Dr. Marcos Aurélio Farias de Oliveira, Professor Titular do IGCE-UNESP-Rio Claro, prontificou-se a aceitar o papel de Orientador perante a FAPESP nos estádios iniciais deste Mestrado; o Dr. Vicente Antônio Vitório Girardi, Presidente da Comissão de Pós-Graduação do IG, soube solucionar com compreensão e simpatia os percalços formais finais do mesmo.

Para a datilografia da versão preliminar desta Dissertação contei com a colaboração de Raquel Gardim Vieira; pela sua altruísta ajuda, quero deixar registrada aqui a minha mais profunda gratidão;

Pela competente datilografia desta versão final

todo crédito é para Claudete Salinas, a quem agradeço especialmente pelo seu tão exíguo e precioso tempo gasto neste afazer; o mapa geológico, bem como a maioria dos desenhos e diagramas devem sua forma final a Belmiro A. Miranda.

Pela prestativa e eficiente ajuda em incontáveis ocasiões, bem como pela "torcida" nos estádios finais do Mestrado, desejo externar meus agradecimentos a Marta José da Silva e Roseli M.T. Biaggio, secretárias do DMP. Ao Sr. Antônio Genésio dos Santos, funcionário do Depósito Didático do DMP, agradeço pelo seu constante bom humor e contagiante humanidade, que me vieram em auxílio em vários momentos de frustração.

Desejo registrar meus agradecimentos a todos os funcionários do IG-USP que de alguma forma contribuíram para o feitiço deste trabalho: aos da Laminação, sob a responsabilidade de Claudio Hopp e antes da Sra. Melany Isauk, pela preparação das seções delgadas; pelas seções delgadas bi-polidas, a Angélica D. M. Morrente; pelos primeiros difratogramas obtidos ainda no IG, a João B. de Souza; ao pessoal da Gráfica, sob responsabilidade do Sr. Jaime Alves da Silva, pelas várias cópias xerox preliminares e pela confecção dos volumes finais da Dissertação; ao pessoal da Biblioteca, antes sob a direção da Sra. Ruth Martins dos Santos e, mais recentemente, de Rosa Teresa Tiermo Plaza; à Seção de Desenho, sob a responsabilidade de Itacy Kroehne; e a todos os demais funcionários dos setores de Limpeza, Manutenção, Veículos, Vigilância, Administração que, com seu trabalho, garantiram a infra-estrutura e o ambiente necessários para a conclusão deste Mestrado. A todos eles, meu cordial e sincero Muito Obrigado!

Agradeço, finalmente, à FAPESP pelas Bolsas de Mestrado I e II (Proc. 81/1382-1) e pelo Auxílio à Pesquisa (Proc. 83/2587-1, em nome do Dr. Rainer A. Schultz-Güttler) recebidos para a realização desta pesquisa.

ÍNDICE

	Pg.
RESUMO	xi
ABSTRACT	xv
I. INTRODUÇÃO	1
I.A. Apresentação do Tema/Objetivos	1
I.B. Localização da Área	2
I.C. Desenvolvimento da Pesquisa e Plano de Apresentação dos Resultados	4
II. CONTEXTO GEOLÓGICO	6
II.A. Contexto Geológico Regional	6
II.A.1. Comentários preliminares	6
II.A.2. A evolução do conhecimento geológico regional : uma revisão	10
II.B. Geologia da Região a Sul e Sudoeste de Alpinópolis . .	27
II.B.1. Comentários preliminares	27
II.B.1.1. Trabalhos prévios na área	27
II.B.1.2. Trabalhos de campo executados na área no decorrer deste estudo	34
II.B.2. Compartimentação lito-estrutural e aspectos fi siográficos da área	36
II.B.3. Descrição das unidades lito-estruturais da área	41
II.B.3.1. Grupo Araxá-Canastra.	41
II.B.3.2. Complexo Campos Gerais	41
II.B.3.2.1. Os terrenos ortognáissi- cos-graníticos	45

	Pg.
II.B.3.2.2. Os corpos ultramáficos	63
III. PETROLOGIA DAS ROCHAS METAULTRAMÁFICAS DE ALPINÓPOLIS	88
III.A. Mineralogia e Petrografia	88
III.A.1. Mineralogia	88
III.A.1.1. Anfibólios	90
III.A.1.2. Cloritas	97
III.A.1.3. Serpentinhas	98
III.A.1.4. Minerais opacos e espinélios . .	102
III.A.1.5. Olivina e piroxênios	104
III.A.1.6. Talco e carbonatos	105
III.A.2. Petrografia	105
III.A.2.1. Clorita-tremolita xistos e fels e tipos petrográficos afins . .	106
III.A.2.2. Serpentinitos	127
III.A.2.3. Metapiroxenitos	131
III.A.2.4. Clorita-serpentina-magnesita tal co xistos	136
III.A.2.5. Talco xistos	137
III.B. Quimismo	138
III.B.1. Considerações preliminares: seleção e prepara ro das amostras	138
III.B.2. Komatiitos tipo AUK e ADK	141
III.B.3. Discussão dos resultados	143
III.C. Metamorfismo	153
III.C.1. Características gerais do metamorfismo . .	153
III.C.2. Metamorfismo progressivo dos clorita-tremo- lita xistos e fels	161
III.C.3. As transformações retrometamórficas nos clo rita-tremolita xistos e fels	172

IV. CONSIDERAÇÕES FINAIS	177
V . BIBLIOGRAFIA	187

ÍNDICE DAS FIGURAS

Pg.

Figura 1 - Localização da área compreendida pelo presente estudo	3
Figura 2 - Mapa geológico do sudoeste do Estado de Minas Gerais (região de Passos-Guaxupé-Campo Belo-Lavras)	7
Figura 3 - Mapa geológico da folha de Alpinópolis	29
Figura 4 - Geologia da região a sul e sudoeste de Alpinópolis, MG	35A
Figura 5 - Padrão estrutural dos clorita-tremolita xistos e fels com foliação de cisalhamento anastomosada.	68
Figura 6 - Padrões de coexistência de anfibólios	94
Figura 7 - Difrátogramas de Raios-X de clorita-tremolita xistos e fels	96
Figura 8 - Difrátogramas de Raios-X de serpentinitos	101
Figura 9 - Diagrama ACM (Al_2O_3 - CaO - MgO)	144
Figura 10 - Diagrama catiônico de Jensen	145
Figura 11 - Diagrama TiO_2 x Al_2O_3	146
Figura 12 - Diagrama TiO_2 x CaO	146
Figura 13 - Diagrama MgO x Al_2O_3	147
Figura 14 - Diagrama MgO x CaO	147
Figura 15 - Diagrama Al_2O_3 x $FeO^t/FeO^t + MgO$	148

	Pg.
Figura 16 - Diagrama $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ x $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$	148
Figura 17 - Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ x MgO/TiO_2	149
Figura 18 - Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ x CaO/TiO_2	149
Figura 19 - Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ x TiO_2	150
Figura 20 - Diagrama CaO/TiO_2 x TiO_2	150
Figura 21 - Curvas de equilíbrio para a reação antigorita + $\text{CO}_2 \rightleftharpoons$ talco + magnesita + H_2O no campo T - X_{CO_2}	155
Figura 22 - Diagrama $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2$	160
Figura 23 - Curvas de equilíbrio para as reações de quebra da clorita magnesiânica	164
Figura 24 - Porções destacadas dos diagramas parciais ternários AMS e CMS do sistema CMASH ($\text{CaO} - \text{MgO} + \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$)	169
Figura 25 - Diagrama pseudo-triangular Tremolita - Forsterita - Espinélio (- Enstatita)	171
Figura 26 - Diagrama de fases "clássico" para o sistema $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O}$	173

ÍNDICE DAS TABELAS

Tabela I - Características petrográficas dos metaultramafitos de Alpinópolis, MG	105A
--	------

Tabela II - Análises químicas de rochas metaultramáficas (metakomatiitos) e metamáficas (metabasaltos) de Alpinópolis, MG	140
---	-----

ÍNDICE DAS FOTOGRAFIAS

Fotografia 1 a,b - Vista geral do corpo ultramáfico maior, de Casca D'Anta, a sul de Alpinópolis..	39
Fotografia 2 - Ortognaisse tonalítico cinza porfiróide, tipo Serra do Dondó	48
Fotografia 3 - Ortognaisse tonalítico cinza porfiróide tipo Serra do Dondó, homogeneamente cisalhado	48
Fotografia 4 - Ortognaisse granodiorítico cinza bandado com porções mais escuras, porfiroclásticas, alternadas com lâminas brancas estiradas a flebíticas, às vezes isoclinalmente dobradas	48
Fotografia 5 - Milonito bandado/laminado de ortognais _{es} tonalíticos/granodioríticos	61
Fotografia 6 - Contato intrusivo discordante entre granitóide hololeucocrático e clorita-tremolita fels	61
Fotografia 7 - Venulação microgranitóide em clorita - tremolita xistos	61
Fotografia 8 - Vista geral do padrão de afloramento em morrotes típico das rochas ultramáficas a sul de Alpinópolis (SZALP 10) . .	66

	Pg.
Figura 9 - Detalhe dos afloramentos em morrotes	66
Figura 10 - Clorita-tremolita fels com textura <i>spinifex</i> de olivina de arranjo aleatório	66
Figura 11 - Clorita-tremolita fels com textura <i>spinifex</i> de olivina em placas	66
Figura 12 - Prováveis contornos de estruturas almofadadas (<i>pillow lavas</i>) em clorita-tremolita xistos e fels	79
Figura 13 - Formas sugestivas de disjunção poliedral em clorita-tremolita fels	79
Figura 14 - Clorita-tremolita fels com "crateras" indicando a posição de nódos serpentiniticas	79
Figura 15 - Clorita-tremolita xisto com nódos realçadas na superfície intemperizada, indicando a presença de porfiroblastos serpentinizados de olivina	83
Figura 16 - Nível de formação ferrífera bandada (BIF)	83
Figura 17 - Anfibolito blastoporfiróide maciço do núcleo de um dique metabásico	83

ÍNDICE DAS FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografia 1 - Textura <i>spinifex</i> em placas reliquiar em clorita-tremolita fels; detalhe de um conjunto (<i>set</i>) plano-paralelo	108
---	-----

Fotomicrografia 2	- Textura <i>spinifex</i> em placas reliquiar em clorita-tremolita fels: detalhe de junção triangular entre conjuntos plano-paralelos	108
Fotomicrografia 3a	- Textura <i>spinifex</i> de arranjo aleatório reliquiar em clorita - tremolita fels: detalhe de um pseudomorfo de clinopiroxênio dendrítico - plumoso intersticial (Nicóis X).	108
Fotomicrografia 3b	- Textura <i>spinifex</i> de arranjo aleatório reliquiar em clorita - tremolita fels: detalhe de um pseudomorfo de clinopiroxênio dendrítico - plumoso intersticial (Nicóis //)	108
Fotomicrografia 4	- Textura <i>spinifex</i> em placas reliquiar em clorita-tremolita fels com microporfiroblastos de anfibólio antofilítico	112
Fotomicrografia 5	- Porfiroblasto esferoidal de olivina serpentizado sobre clorita - tremolita fels com textura <i>spinifex</i> em placas reliquiar.	112
Fotomicrografia 6a	- Detalhe de porfiroblasto de olivina serpentizado sobre clorita - tremolita fels com textura <i>spinifex</i> em placas reliquiar (Nicóis X)	112
Fotomicrografia 6b	- Detalhe de porfiroblasto de olivina serpentizado sobre clorita - tremolita fels com textura <i>spinifex</i> em placas reliquiar (Nicóis //)	112

Fotomicrografia 7	- Conjuntos oblíquos de placas de textura <i>spinifex</i> reliquiar em clorita-tremolita fels dobradas com foliação plano-axial superimposta	119
Fotomicrografia 8	- Detalhe da fotomicrografia 7	119
Fotomicrografia 9a	- Nódos pluriminerálica de olivina e ortopiroxênio sobre matriz grano-nematoblástica seriada de anfibólio tremolítico (Nicóis X).	119
Fotomicrografia 9b	- Nódos pluriminerálica de olivina e ortopiroxênio sobre matriz grano-nematoblástica seriada de anfibólio tremolítico (Nicóis //)	119
Fotomicrografia 10	- Nódos pluriminerálica de olivina e ortopiroxênio	122
Fotomicrografia 11	- Porfiroblasto de anfibólio antofilítico sobre matriz grano-nematoblástica seriada de anfibólio tremolítico.	122
Fotomicrografia 12a	- Clorita serpentinito porfiroblástico com textura placóide - entrelaçada (<i>bladed mat</i>) e "fantasmas" de textura granulosa de olivina (Nicóis X)	122
Fotomicrografia 12b	- Clorita serpentinito porfiroblástico com textura placóide - entrelaçada (<i>bladed mat</i>) e "fantasmas" de textura granulosa de olivina (Nicóis //).	122
Fotomicrografia 13a	- Textura granulosa reliquiar em metapiroxenitos (Nicóis X)	135

Fotomicrografia 13b - Textura granulosa reliquiar em meta- piroxenitos (Nicóis //)	135
---	-----

ANEXOS

- A - Mapa geológico 1:25.000 da região a sul e sudoeste de Alpinópolis.
- B - Localização das principais toponímias e dos afloramentos mencionados no texto.

RESUMO

As rochas metaultramáficas que ocorrem a sul e sudoeste da cidade de Alpinópolis, no sudoeste de Minas Gerais, constituem corpos de tamanho variado, embutidos em terrenos ortognáissicos/graníticos. Destes corpos, dois se destacam pelo porte: o maior, de Casca D'Anta, a sul de Alpinópolis, com cerca de 5 km² de superfície exposta, e o da Fazenda Gordura, a oeste, com aproximadamente 2 km² de área estimada. Corpos menores, de algumas centenas de m², se distribuem como satélites ao redor do corpo maior; algo mais afastado, ocorrem lentes e bandas ultramáficas centimétricas dispersas, inclusas nos ortognaisses. Nos corpos maiores, as rochas metaultramáficas são acompanhadas, em proporção subordinada, por anfibolitos diversos, granada micaxistos (às vezes com estaurolita), formações ferríferas bandadas (BIF) e *meta-cherts*.

O conjunto dos terrenos ortognáissicos/graníticos e dos corpos ultramáficos intercalados é interpretado como um domínio tipo *granito-greenstone* intensamente modificado no Proterozóico Médio ou Inferior por episódios tectono-termais sucessivos, e representaria o componente mais antigo, do Arqueano ou Proterozóico Inferior, do Complexo Campos Gerais. A norte, este domínio é discordantemente recoberto pela sequência metassedimentar psamopelítica alóctone do Grupo Araxá-Canastra, do Proterozóico Médio, através de uma extensa superfície de cisalhamento de baixo ângulo.

Nos terrenos ortognáissicos/graníticos predominam termos tonalíticos/granodioríticos; biotita ortognaisses tonalíticos cinza porfiróides (tipo Serra do Dondó) constituem núcleos melhor preservados em meio à suite de ortognaisses granodioríticos, laminados/bandados, protomiloníticos a miloníticos e parcialmente remobilizados, dos quais seriam os antecessores. Outros tipos petrográficos presentes nestes terrenos seriam os ortognaisses tonalíticos cinza-esverdeados, não porfiróides, homogêneos (tipo Fazenda das Almas), granitóides e gnaisses graníticos vários, mig-

matitos e corpos de granitóides hololeucocráticos pegmatóides a micro-graníticos de dimensões reduzidas e colocação tardi/pós-tectônica. A estruturação destes terrenos é fortemente linear, marcada por uma intensa foliação de cisalhamento de alto ângulo, de direção WNW/ESE; a feição mega-estrutural mais conspícua, representada por um forte alinhamento de relevo de traçado sinuoso, definido pelas encostas sul, mais íngremes, das Serras do Quilombo e do Dondó, seria uma falha transcorrente sinistral que parasita as direções estruturais mais antigas, estabelecidas no decorrer do cisalhamento dúctil de alto ângulo.

Nos corpos ultramáficos predominam amplamente variedades de clorita-tremolita xistos e fels, com a assembléia mineralógica fundamental constituída de anfibólio tremolítico e clorita magnésiana, tipo pennina/clinocloro, em proporções variáveis, além de ilmenita e magnetita por acessórios onipresentes, e anfibólio antofilítico, olivina (frequentemente serpentinizada), ortopiroxênio (às vezes talcificado) e espinélio por acessórios ocasionais mais característicos. Os outros litotipos ultramáficos, presentes em proporção mais modesta, são clorita serpentinitos (com amplo predomínio de serpentina tipo antigorita, e às vezes com pseudomorfos de texturas granulosas: ortocumuláticas?) e serpentina xistos, metapiroxenitos, talco xistos e serpentina-talco xistos carbonáticos. A presença de ocasionais texturas *spinifex* reliquiares nos clorita-tremolita xistos e fels e de formações ferríferas bandadas e *metacherts* associados sugerem que estas rochas sejam metakomatiitos, e os corpos ultramáficos restos desmembrados de uma sequência vulcano-sedimentar tipo *greenstone belt* com predomínio de termos komatiíticos. Anfibolitos grano-nematoblásticos finos, concordantemente intercalados às rochas metaultramáficas, corresponderiam a metavulcânicas básicas, enquanto anfibolitos blastoporfiróides, em corpos alongados discordantes da foliação principal, seriam diques de colocação posterior, presentes também nos terrenos ortognáissicos ao redor.

A estruturação interna dos corpos ultramáficos, parcialmente discordante da forte estruturação linear dos terrenos ortognáissicos, é marcada por uma foliação de cisalhamento

sinuosa, anastomosada, que envolve núcleos lenticulares de rocha maciça ou menos intensamente foliada portadores das texturas ígneas reliquiarés, e dobrada segundo um padrão sanfonado que, em escala mesoscópica, se manifesta através de dobras em *chevron*. São praticamente inexistentes evidências do empilhamento original do pacote vulcano-sedimentar, e não foram encontrados vestígios do embasamento sobre o qual teria originalmente se depositado. Os contatos com as rochas ortognáissicas ao redor são predominantemente tectônicos, com desenvolvimento de foliação milonítica de ambos os lados, e exibem frequentemente um aspecto alterado /intercalado, condicionado pela infiltração de material granítico ao longo dos planos de cisalhamento. Contatos intrusivos verificam-se apenas com os corpos pegmatóides e micrograníticos, tardi/pós-deformacionais.

Treze amostras de variedades de clorita-tremolita xistos e fels, a maioria com textura *spinifex* reliquiar, foram selecionadas para análise química. Os resultados indicam que, apesar das modificações sofridas no seu quimismo, há vestígios de um padrão geoquímico supostamente original da suite komatiítica, que seria comparável ao padrão de komatiitos empobrecidos em alumínio, tipo ADK (*aluminium depleted komatiites* - Nesbitt et al. 1979), similar ao de Barberton, África do Sul, e Pilbara, Austrália Ocidental. Duas amostras de anfibolitos tidos como derivados de metavulcânicas básicas intercaladas às rochas ultramáficas forneceram composições toleíticas magnesianas.

O metamorfismo das rochas ultramáficas desenvolveu-se de maneira policíclica, sob condições que variaram significativamente no tempo e no espaço, acompanhando um regime de deformações heterogêneo e recorrente. A evolução metamórfica encontra-se mais claramente registrada nas variedades de clorita-tremolita xistos e fels: as transformações que acompanham o metamorfismo progressivo nestas rochas são melhor modeladas, tentativamente, através da variação composicional da clorita magnesiana, que enriquece em alumínio com o incremento do grau metamórfico, e da reação de quebra da clorita final saturada em alumínio: $Mg - clorita \rightleftharpoons forsterita + enstatita + espinélio + H_2O$

(Jenkins & Chernosky 1986). . Nos clorita-tremolita xistos com nódos serpentínicas e com textura *spinifex* reliquiar do interior do corpo ultramáfico maior, microporfiroblastos de anfibólio antofilítico e porfiroblastos serpentinizados de olivina, estes últimos mimetizando inclusive o traçado da textura *spinifex* reliquiar, ocorrem nitidamente associados aos domínios com clorita, e seriam originados pelo componente magnesiano em excesso liberado pela clorita quando do seu enriquecimento em alumínio. A reação de quebra da clorita estaria registrada nos (clorita-) tremolita fels com nódos pluriminerálicas de olivina + ortopiroxênio e com espinélio dos corpos menores que circundam o corpo ultramáfico maior. As condições metamórficas de pico teriam sido de facies anfibolito médio a superior (temperaturas máximas estimadas em torno de 650-700°C, considerando pressões da ordem de 3-5 kb). Transformações retrometamórficas mais em evidência são a exsolução de um componente cummingtonítico nos anfibólios tremolíticos, a reconstituição parcial da clorita e o desenvolvimento de anfibólio antofilítico sobre o ortopiroxênio nas rochas com olivina, ortopiroxênio e espinélio, a recristalização de anfibólio tremolítico e clorita nas zonas de charneira das dobras em *chevron*, e a serpentinação da olivina e talcificação do ortopiroxênio e do anfibólio antofilítico. Talcificação é um fenômeno freqüente ao longo das superfícies de cisalhamento internas, enquanto serpentinação acompanha a milonitização de borda dos corpos ultramáficos, dando origem aos serpentina xistos manchados, com aspecto de "pele de cobra".

ABSTRACT

The metaultramafic rocks which occur to the south and southwest of Alpinópolis town, in southwestern Minas Gerais state, Brazil, build up bodies of variable size inlaid in orthogneissic/granitic terrains. Two of these bodies stand out by their size: the largest, of Casca D'Anta, to the south of Alpinópolis, with about 5 km² of exposed surface, and the other one, of Fazenda Gordura, to the west, with an estimated surface of approximately 2 km². Smaller bodies of some hundreds of m² are distributed as satellites around the largest body; somewhat further off, centimetric to decimetric ultramafic lenses and bands occur scattered, included in the orthogneisses. In the larger bodies, the ultramafic rocks are followed, in lesser quantities, by various types of amphibolites, garnet micaschists (sometimes with staurolite), banded iron formations (BIF) and metacherts.

The orthogneissic/granitic ensemble with the inlaid ultramafic bodies is considered to be a 'granite-greenstone' type domain intensively modified during the Lower to Middle Proterozoic by successive tectono-thermal events, and would thus represent the oldest component, of Archean or Lower Proterozoic age, of the Campos Gerais Complex. To the north, this domain is discordantly overlain by the allochthonous, psamo-pelitic metasedimentary sequence of the Araxá-Canastra Group, of Middle Proterozoic age, through a low-angle shear surface.

In the orthogneissic/granitic terrains tonalitic/granodioritic components predominate; grey, porphyroid tonalitic biotite orthogneisses (Serra do Dondó type) occur as better preserved nuclei in a suite of laminated/banded, protomylonitic to mylonitic, partially remobilized granodioritic gneisses, of which they would be the foregoers. Other rock types that occur in these terrains are grey-green, non-porphyroid, homogeneous-looking tonalitic orthogneisses (Fazenda das Almas type), various kinds of granitoids and granitic gneisses, migmatites, and lesser bodies

of hololeucocratic, pegmatoid to aplitic granites of tardi- to post-tectonic emplacement. The structural framework of these terrains is strongly linear, characterized by a high-angle shear foliation of WNW/ESE direction; the most prominent mega-structural feature, a strong, sinuous alignment defined by the steeper, southern slopes of the Serra do Quilombo and Serra do Dondó, would be a sinistral transcurrent fault which follows the older structural directions established during the high-angle heterogeneous ductile shearing.

In the ultramafic bodies, varieties of chlorite - tremolite schists and fels predominate by large, with a fundamental mineralogical assembly made up by a tremolitic amphibole and a magnesium-chlorite, of pennine/clinochlore type, in variable proportions, with magnetite and ilmenite as ubiquitous accessories. Anthophyllitic amphibole, olivine, orthopyroxene and spinel, as well as serpentine and talc can eventually occur as accessories or lesser constituents. The other ultramafic rocks, which occur in more discreet proportions, are chlorite, serpentinites (with antigorite as main serpentine variety, and with remnants of a granulose/orthocumulatic (?) pseudomorphic texture) and serpentine schists, metapyroxenites, talc schists and carbonatic serpentine-talc schists. The presence of occasional relict spinifex textures in the chlorite-tremolite fels and schists and the occurrence of intercalated banded iron formations suggest that these rocks are metakomatiites, and the ultramafic bodies the remnants of a dismembered 'greenstone belt' type volcano-sedimentary sequence in which komatiitic components predominate. Fine-grained, grano-nematoblastic amphibolites concordantly intercalated with the ultramafic rocks would correspond to lesser metavolcanics, whilst elongated bodies of blasto-porphyroid amphibolites discordant to the main foliation in the ultramafic bodies would be basic dykes of later emplacement, to be found also in the orthogneissic terrains.

The internal structural framework of the ultramafic bodies, partly discordant from the strong linear structural framework of the orthogneissic terrains around, is defined by a

sinuous and anastomosed shear foliation which envelopes lenticular nuclei of massive or less foliated rocks with relict igneous textures, folded in an "accordion-like" pattern that produces chevron-type folds on a mesoscopic scale. There is very little or practically no evidence concerning the original piling-up of the volcano-sedimentary sequence, and no signs whatsoever of the basement over which this sequence would have been originally laid down were found. The contacts with the orthogneissic rocks around are predominantly tectonic, with mylonitic foliation developed on both sides, and frequently exhibit an alternated/intercalated aspect due to the infiltration of granitic material along the shear planes.

Thirteen samples of chlorite-tremolite schist and fels varieties, most of them with relict spinifex textures, were selected for chemical analysis. The results show that, although there were changes in their chemistry, they preserve evidences of an original geochemical pattern for the komatiitic suite, which would be comparable to that of ADK - "aluminium depleted komatiites (Nesbitt et al. 1979) like those of Barberton, South Africa, and Pilbara, Western Australia. Two amphibolite samples considered to be basic metavolcanics intercalated to the ultramafic rocks furnished magnesian tholeiitic compositions.

The metamorphism of the ultramafic rocks developed in a polycyclic manner, under conditions which varied significantly in time and space, accompanied by a heterogeneous and recurrent deformational regime. Their metamorphic evolution is more clearly recorded in the chlorite-tremolite schist and fels varieties: the changes due to progressive metamorphism in these rocks are better understood, tentatively, through the aluminium content increase of the magnesium-chlorite following the metamorphic grade rises, and through the breaking-down of the final, aluminium-saturated chlorite according to the reaction; $\text{Mg-chlorite} = \text{forsterite} + \text{enstatite} + \text{spinel} + \text{H}_2\text{O}$ (Jenkins and Chernosky 1986). In the chlorite-tremolite schists and fels with serpentinite spots and reliquiar spinifex textures found in the inner portions of the largest ultramafic body, anthophyllitic amphibole microporphyro

blasts, and serpentinitised olivine porphyroblasts, these last ones neatly mimetizing the contours of the relict spinifex textures, are clearly related to the chloritic domains, and are considered to be brought about by the excess magnesian component released by the chlorite during its aluminium enrichment. The breaking-down of chlorite saturated in aluminium would be recorded in the (chlorite-) tremolite fels with olivine/orthopyroxene bearing plurimineralic spots and green spinel, which occur in the smaller ultramafic bodies enclosed in the orthogneissic rocks around the largest one. Peak metamorphic conditions would have been of middle to upper amphibolite facies (maximum temperatures estimated around 650-700°C, for pressures about 3-5 kb). The commonest retro-metamorphic features to be found would be the exsolution of a cumingtonitic component in the tremolitic amphiboles, the partial recomposition of chlorite and the development of a new anthophyllitic amphibole over orthopyroxene in the rocks with olivine, orthopyroxene and spinel, the recrystallization of tremolitic amphibole and chlorite in the hinge-zones of the chevron folds, and the serpentinitisation of olivine and talcification of orthopyroxene and anthophyllitic amphibole. Talcification occurs commonly along the internal shear surfaces, whilst serpentinitisation characterizes the border mylonites, giving rise to the spotted, "snake-skin" - like serpentinites.

I. INTRODUÇÃO

I.A. Apresentação do Tema/Objetivos

Na região a sul e sudoeste da cidade de Alpinópolis, em Minas Gerais, afloram rochas metaultramáficas embutidas em terrenos ortognáissicos tonalíticos/granodioríticos de organização complexa na forma de corpos de geometria e dimensões variadas: desde lentes e bandas centi - a decimétricas até corpos grandes, de contornos lobados, com alguns quilômetros quadrados de superfície exposta. A dominante maioria dos metaultramafitos corresponde a variedades de clorita-tremolita xistos e fels (=rochas maciças ou sem foliação evidente em escala mesoscópica); serpentinitos, metapiroxenitos, talco xistos e talco xistos carbonáticos são menos frequentes. Nos corpos maiores, tipos petrográficos volumetricamente menos representativos, como granada micaxistos, anfibolitos variados e formações ferríferas bandadas acompanham as rochas metaultramáficas.

No decorrer dos levantamentos geológicos de semi-detálhe realizados pelo Instituto de Geociências e Ciências Exatas-UNESP - Campus de Rio Claro na região (Choudhuri *et al.* 1979, Oliveira *et al.* 1980, Morales *et al.* 1983), estes corpos metaultramáficos foram descritos de maneira abrangente e posicionados no contexto geológico regional, sendo considerados correlacionáveis à Sequência Vulcano - Sedimentar Morro do Ferro, definida a oeste, nos arredores de Fortaleza de Minas (Teixeira 1978, Teixeira & Danni 1979 a e b); alguns dos corpos ultramáficos maiores foram individualizados no mapa geológico de escala 1:50.000 da quadrícula de Alpinópolis (v. figura 3), destacando-se entre eles aquele localizado imediatamente a sul da cidade de Alpinópolis e que corresponderia ao "Maciço ultrabásico" mencionado anteriormente por Biondi *et al.* (1978).

A presente pesquisa teve por objetivo estudar de maneira mais específica estas rochas no que diz respeito ao seu

contexto geológico e petrologia, dando continuidade aos levantamentos de caráter abrangente executados previamente na região. Ela faz parte de um esforço mais amplo que vem sendo realizado em colaboração com pesquisadores de outras Instituições na tentativa de esclarecer, da melhor maneira possível, a compartimentação e a evolução tectono-estratigráfica dos terrenos pré-cambrianos do sudoeste de Minas Gerais. A área de Alpinópolis é particularmente interessante neste contexto, uma vez que corresponde, aparentemente, a porções melhor preservadas de associações tipo *granito-greenstone* que, intensamente modificadas por processos tectônicos superimpostos, constituem os núcleos provavelmente mais antigos nestes terrenos pré-cambrianos: as relações espaciais entre os corpos ultramáficos e os núcleos ortognáissicos tonalíticos que os cercam, por exemplo, guardam vestígios do clássico padrão de seqüências vulcano-sedimentares tipo *greenstone-belt*, com um significativo componente komatiítico, moldadas em sinformais pelos plútons tonalíticos que se alojam ao seu redor. Nos metaultramafitos, feições características como a textura *spinifex* reliquiar, preservada apesar do metamorfismo de facies anfibolito a que estas rochas foram submetidas, e a presença de formações ferríferas bandadas intercaladas permitem identificá-los como integrantes de uma suite komatiítica. Como tal, a sua ocorrência vem somar-se às demais ocorrências de komatiitos reconhecidas no Brasil, como Crixás, GO (Sabóia 1979) Quadrilátero Ferrífero, MG (Schorsch 1978), Piumhi, MG (Schrank 1982) e Fortaleza de Minas, MG (Teixeira 1978), entre outras. Sob este enfoque, procurou-se destacar na discussão da sua petrologia as características ígneas reliquiares que permitissem reconstituir, ainda que parcialmente, o estado pré-metamórfico da suite komatiítica.

I.B. Localização da Área

Este estudo abrange uma área de 110 quilômetros quadrados, que se estende a sul e sudoeste da cidade de Alpinópolis (antigamente conhecida por Ventania), no sudoeste do Estado

Figura 1 - Localização da área compreendida pelo presente estudo.

de Minas Gerais, conforme indicado na figura 1. O acesso à área se faz por estradas estaduais pavimentadas até Alpinópolis: de Passos, pela MG-050 e em seguida pela MG-446, ou, alternativamente, de Alfenas pela MG-184; de Alpinópolis, prossegue-se por estradas intermunicipais não pavimentadas, que ligam esta cidade a Nova Resende e Muzambinho ou a Bom Jesus da Penha e Guaxupé, e por estradas vicinais de chão batido de qualidade boa a regular. O principal curso de água da área é o Ribeirão da Conquista, que pertence à bacia do Rio Grande; corre de sul a norte e atravessa a Serra da Ventania por um estreito e profundo vale, pouco a oeste de Alpinópolis.

I.C. Desenvolvimento da Pesquisa e Plano de Apresentação dos Resultados

O estudo dos metaultramafitos de Alpinópolis se desenvolveu através de trabalhos de campo, que tiveram por objetivo amostrá-los de maneira sistemática e esclarecer o contexto geológico em que se encontram inseridos, e de subsequentes trabalhos de laboratório realizados com base na amostragem efetuada. As etapas de campo contemplaram de maneira abrangente também áreas circunvizinhas, com o intuito de melhor situar os corpos ultramáficos no quadro geológico regional. Os métodos analíticos empregados incluíram a microscopia petrográfica em seções delgadas e polidas, a difratometria de Raios-X e a análise química em rocha total para elementos maiores. As metodologias individuais serão discutidas em maior detalhe mais adiante, conforme necessário, nos itens pertinentes. As informações obtidas no decorrer dos trabalhos de campo encontram-se esquematizadas no mapa geológico de escala nominal 1:25.000 apresentado em anexo.

A discussão dos resultados será feita em três etapas: a primeira terá por objetivo retratar o contexto geológico do qual fazem parte as rochas metaultramáficas tanto em escala regional como local; a segunda contemplará a petrologia destas rochas através da caracterização de sua mineralogia e petrogra

fia, do seu quimismo, e do metamorfismo que as afetou; finalmente, a terceira etapa será uma tentativa de condensar os resultados parciais apresentados nas duas etapas anteriores para compor um quadro conclusivo, abrangente, sobre as rochas metaultramáficas de Alpinópolis.

II. CONTEXTO GEOLÓGICO

O contexto geológico em que se inserem as rochas metaultramáficas de Alpinópolis será abordado sob duas perspectivas: em uma primeira aproximação, esta abordagem consistirá de uma revisão em escala regional da geologia dos terrenos pré-cambrianos do sudoeste de Minas Gerais, pautada em informações disponíveis na literatura. Em seguida, será apresentada a geologia da área mais especificamente abrangida por esta pesquisa, quer seja: da região a sul e sudoeste de Alpinópolis, discutida com auxílio dos dados coligidos no decorrer dos trabalhos de campo e de laboratório.

II.A. Contexto Geológico Regional

II.A.1. Comentários preliminares

Considerando as províncias estruturais propostas por Almeida *et al.* (1981), os terrenos pré-cambrianos do sudoeste de Minas Gerais dividem-se entre as Províncias Mantiqueira, a sul, São Francisco, a norte, em direção ao centro do Estado, e, entre as duas, Tocantins. O limite entre as Províncias Tocantins e Mantiqueira seria dado pelo conjunto de falhas que separa o Complexo Campos Gerais, a norte, do Complexo Varginha e do Grupo São João del Rei, a sul (Hasui & Oliveira 1984).

A porção desta região que mais diretamente nos interessa corresponde à ponta meridional da Província Tocantins, que compreenderia o já citado Complexo Campos Gerais e o Grupo Araxá-Canastra. Trata-se de uma região de "mistura" de unidades tectono- e lito-estratigráficas distintas, numa confluência de entidades tectônicas de evolução complexa, ainda pouco compreendida, que amoldam a borda meridional-ocidental do Cráton do São Francisco.

FIGURA 2 - MAPA GEOLÓGICO DO SUDOESTE DO ESTADO DE MINAS GERAIS
(Região de Passos-Guaxupé-Campo Belo-Lavras)

Este quadro geológico foi objeto de diversos trabalhos, conduzidos por diversos grupos de pesquisadores que chegaram à região provenientes de diversas direções e influenciados por modelos geotectônicos diversos. Não é de se estranhar, pois, que haja significativas diferenças nas compartimentações tectono-estratigráficas e nas interpretações da evolução geológica propostas na literatura para a região. Na conjunção dos diversos trabalhos, porém, o quadro geológico começa a se delinear: reconhece-se hoje um embasamento granítico-gnáissico-migmatítico com seqüências vulcano-sedimentares tipo *greenstone belt* inclusas, de idade arqueana a proterozóica inferior e ora mais, ora menos intensamente solicitado por processos tectônicos (Complexo Barbacena e parte do Complexo Campos Gerais), e seqüências supra-crustais proterozóicas, metamorfoseadas sob condições variadas e deslocadas ao longo de extensas zonas de cisalhamento de baixo ângulo sobre o embasamento granítico-gnáissico e/ou dobradas junto a ele (Grupos Araxá-Canastra, Andrelândia e São João Del Rei). Esta seria, em grandes traços, a compartimentação mais amplamente aceita hoje para a região.

Um mapa geológico do sudoeste de Minas Gerais compilado a partir de diversas fontes é apresentado na figura 2. O seu traçado geral tem por base os mapas geológicos de escala 1:1.000.000 correspondentes à Folha Rio de Janeiro - Vitória - Iguape (SF-23, SF-24, SG-23) publicados pelo DNPM (Schobbenhaus F^o *et al.* 1979) e pelo Projeto Radambrasil (Machado F^o *et al.* 1983), complementado em detalhes locais específicos com o auxílio de informações obtidas na literatura. Procurou-se pautar a estratigrafia apresentada no mapa pelas unidades formalmente definidas mais tradicionais, de mais ampla aceitação atual, incorporando, porém, de forma indicativa, algumas modificações sugeridas na literatura mais recente, que dizem respeito à compartimentação interna de algumas unidades em domínios e a correlações entre unidades nominalmente distintas ou entre unidades e domínios de outras. O Complexo Campos Gerais, por exemplo, encontra-se subdividido em três domínios: o dos ortognaisses-granitos - migmatitos, o dos paragnaisses e demais rochas metassedimentares psamo-pelíticas, e o das seqüências vulcano-sedimentares com um

significativo componente ultramáfico; destes, o domínio metassedimentar é indicado como possivelmente correlato aos Grupos Andrelândia - São João Del Rei que, por sua vez, seriam equivalentes ao Grupo Araxá - Canastra. O componente ortognáissico-migmatítico do Complexo Campos Gerais representaria a extensão fortemente tectonizada do Complexo Barbacena em direção a oeste.

Além das unidades mencionadas, de interesse mais imediato para os nossos propósitos, encontram-se representados ainda no mapa as Faixas Alfenas-Guaxupé e Varginha, a sul, que corresponderiam, respectivamente, a terrenos granulíticos deslocados ao longo de extensas zonas de cisalhamento de baixo ângulo e sobrepostos a terrenos de caráter metamórfico distinto e a terrenos de rochas miloníticas/cataclásticas geradas pela ação deste tectonismo sobre rochas sotopostas às rochas granulíticas (e.g. Campos Neto 1985); a norte é indicado o Grupo Bambuí, uma sequência de cobertura plataformal sobreposta às demais unidades pré-cambrianas e, a oeste, as rochas paleozóicas/mesozóicas da Bacia Sedimentar do Paraná. Corpos graníticos individualizados, porém ainda pouco estudados (Porto dos Mendes, São João), completam o quadro. Unidades menores, como a Sequência Carmo do Rio Claro, definida por Heilbron *et al.* (1987) entre Carmo do Rio Claro e Itaú de Minas como estruturalmente sotoposta ao Grupo Araxá-Canastra, não puderam ser representadas no mapa por uma questão de escala.

A evolução do conhecimento geológico referente a esta região será discutida a seguir em grandes traços e em sequência cronológica aproximada. Como já mencionado, no cerne das atenções estarão o Complexo Campos Gerais e o Grupo Araxá-Canastra, bem como as unidades possivelmente correlatas; as demais unidades indicadas na figura 2, bem como outras mais distantes, não representadas no mapa, serão citadas no decorrer da discussão na medida do necessário.

II.A.2. A evolução do conhecimento geológico regional:
uma revisão

No modelo geotectônico proposto por Ebert (1956, 1968, 1971, entre outros) para o sul-sudoeste de Minas Gerais - leste de São Paulo, a região em pauta corresponderia ao ramo norte - Araxaídes - do geossinclíneo Paraíba, que seria uma faixa de dobramentos assíntica (brasileira), localizada a sul do que Almeida (1977) viria a chamar de Cráton do São Francisco e identificado por Ebert como antepaís assíntico. Esta faixa de dobramentos seria constituída, de sul para norte, pelos Grupos Paraíba, Andrelândia e São João Del Rei, de características, respectivamente, eugeossinclinais, mistas e miogeossinclinais. A vergência da faixa seria para norte/noroeste, com uma tectônica de escamas nesta direção, colocando unidades de grau metamórfico mais elevado (facies granulito a anfibólio) sobre unidades de grau metamórfico mais baixo (facies xisto verde). Na altura do paralelo 22°S a faixa se bifurcaria e o ramo sul - denominado Paraibides - adentraria o Estado de São Paulo, enquanto o ramo norte - o já mencionado Araxaídes - contornaria o antepaís para noroeste, seguindo para Goiás. A feição triangular entre os dois ramos e a Bacia do Paraná a oeste seria constituída de granitos e ortognaisses assínticos, com formação de *nappes* de cavalgamento que colocam os ortognaisses do embasamento sobre metassedimentos de alto grau do Grupo Varginha, equivalente ao Grupo Andrelândia mais intensamente metamorfoseado no ramo Araxaídes, no vértice deste triângulo.

O embasamento da faixa, a norte, seria representado pelo Grupo Barbacena (constituído de rochas gnáissicas-graníticas arqueanas, com metabasitos, metaultrabasitos, granulitos, quartzitos, mármore e rochas cálcio-silicáticas associadas), definido originalmente por Barbosa em 1954 (*apud* Schobbenhaus *Fº et al.* 1979) como Série, englobando um vasto conjunto de rochas: xistos verdes (micaxistos, clorita xistos, anfibólio xistos, talco xistos), intrusivas básicas e ultrabásicas, rochas manganíferas e mármore, e granodioritos formados no decorrer da "gra-

nitização" do conjunto. Ebert (1956) separou deste conjunto as Formações Carandaí e Prados, incorporadas ao Grupo São João Del Rei, e o Grupo (antes Série) Andrelândia, e dividiu as rochas consideradas arqueanas entre as Formações Lafaiete e Barbacena. Esta última, constituída de micaxistos, anfibolitos, serpentinitos, talco-clorita-e tremolita xistos, afetados por uma fase granítica pós-Barbacena de composição trondhjemítica e, em menor escala, granodiorítica-granítica, veio a ser designada posteriormente de Grupo Barbacena, conforme registrado também no Mapa Geológico do Brasil ao Milionésimo (Schobbenhaus Fº *et al.* 1979).

Na borda oeste do Cráton do São Francisco, Almeida *et al.* (1976) reconhecem duas faixas de dobramentos proterozóicas paralelas, que se estendem em direção norte-sul margeando o cráton e separando-o do Maciço Mediano de Goiás. A Faixa Uruaçu, a mais ocidental, seria mais antiga, correspondente ao Ciclo Uruaçuano (1.000-1.300 Ma) e a faixa Brasília, mais próxima do cráton, mais jovem, de desenvolvimento Brasileiro. A sul do cráton, o prolongamento da Faixa Uruaçu seria separado em dois ramos pela já citada feição triangular, denominada Maciço de Guaxupé e identificada como um maciço mediano constituído de granulitos, migmatitos e invadido por intrusões graníticas. O Grupo (antes Série) Andrelândia de Ebert (1956, 1971), representaria um dos ramos deste prolongamento da Faixa Uruaçu a nordeste do Maciço de Guaxupé, delimitando-o nesta direção, e acompanhado a norte pelo Grupo São João Del Rei que, por sua vez, corresponderia à extensão da Faixa Brasília. Para Fyfe & Leonardos (1974), a feição triangular que Almeida *et al.* (1976) designaram posteriormente de Maciço Mediano de Guaxupé, corresponderia a uma porção das faixas de dobramento tipo andaluzita - sillimanita, de idade superior a 2.000 Ma, e representaria a parte exposta de um suposto cráton existente debaixo da Bacia do Paraná, separado do Cráton do São Francisco por um cinturão de alta pressão, do tipo cianita-sillimanita, com facies eugeossinclinais (Grupo Araxá) e miogeossinclinais (Grupos Canastra e Bambuí) de idade entre 600 e 1.400 Ma.

Pelo modelo sugerido por Almeida *et al.* (1976),

contornando o cráton para noroeste, em direção a Goiás, o Grupo Araxá substituiria o Grupo Andrelândia na Faixa Uruaçu, e o Grupo Canastra, o Grupo São João Del Rei na Faixa Brasília. O Grupo Araxá foi definido originalmente por Barbosa (1955 *apud* Fuck & Marini 1981) como uma unidade metamórfica pré-cambriana constituída de migmatitos, micaxistos, quartzitos, xistos verdes e filitos, e seria dividido em duas formações: Araxá, a mais antiga, basal, contendo xistos verdes, micaxistos e migmatitos; e Canastra, a superior, com predomínio de quartzitos e filitos grafitosos, sendo consideradas como de idades bem distintas e separadas por uma provável discordância angular. No decorrer dos anos, esta definição original sofreu várias modificações. O aspecto mais controverso foi (e continua sendo) o *status* estratigráfico das unidades identificadas como Araxá e Canastra, e as relações tectono-estratigráficas entre ambas. Fuck & Marini (1981) optam por referir-se a um Grupo Araxá constituído de xistos a duas micas com granada, estaurolita, cianita, rutilo, zircão e turmalina, e a um Grupo Canastra com quartzitos, quartzo-moscovita-sericita e moscovita-biotita xistos e lentes de metacalcários, sendo os dois transicionais entre si, representando ambientes de sedimentação distintos. Esta opção é, em essência, a mais aceita e utilizada para a região de Passos-Alpinópolis na borda meridional do Cráton do São Francisco. Na presente discussão será adotado o termo composto Grupo Araxá-Canastra como uma forma alternativa mais abrangente de caracterização desta(s) unidade(s) metassedimentares da maneira mais concisa e prática possível.

.

Ao apresentar os resultados do mapeamento geológico regional em escala 1:250.000 do Projeto Sapucaí, Kaefer *et al.* (1979) adotam uma compartimentação estratigráfica em associações e complexos. A Associação Barbacena comportaria, entre outros, os Complexos Andrelândia, Amparo, Varginha e São João Del Rei, que, grosso modo, seriam equivalentes aos respectivos grupos homônimos anteriormente citados. Na porção norte-nordeste da área abrangida pelo Projeto, que corresponde, aproximadamente, ao limite norte do Maciço de Guaxupé, definido pela Faixa Araxáides de Ebert (1968) ou Faixas Uruaçu (Grupo Araxá) e Brasília (Grupos

Canastra e/ou São João Del Rei) de Almeida *et al.* (1976), a norte do Complexo Varginha, Kaefer *et al.* (1979) propõem o Complexo Campos Gerais como uma unidade tectonicamente bastante compartimentada pertencente à Associação Barbacena e constituída de metamorfitos de facies anfibolito, parte dos quais referíveis a seqüências vulcano-sedimentares antigas, em parte retrometamorfoseadas e migmatizadas. Compreenderia biotita, biotita-hornblenda, moscovita - epidoto-biotita e hornblenda gnaisses, gnaisses cálcio-silicáticos, quartzo dioritos gnáissicos, anfibolitos, metaultrabasitas, cianita-estaurolita-granada-biotita xistos feldspáticos, granada-biotita e sericita xistos, quartzitos, migmatitos, corpos granulíticos menores e rochas cataclásticas (cataclasitos, milonitos). Feições cataclásticas foram consideradas típicas nesta unidade: o Complexo seria marcado pela presença do sistema de falhas Campo do Meio, uma extensa zona de cisalhamento à qual se associam rochas cataclásticas/miloníticas de diferentes graus de deformação. Haveria similaridade entre porções diferentes deste Complexo e as associações litológicas tidas como pertencentes aos Grupos Barbacena, Amparo, Araxá-Canastra, Andrelândia e São João Del Rei tal como previamente caracterizados.

No Mapa Geológico do Brasil ao Milionésimo, Schobbenhaus Fº *et al.* (1979) retêm o Complexo Campos Gerais como uma designação informal para um conjunto de rochas heterogêneo cuja correlação com as demais unidades ao redor é problemática. O Complexo é indicado no mapa como interdigitado, a leste, com o Grupo Barbacena, que, por sua vez, permaneceria essencialmente tal como definido por Ebert (1956), com ênfase na presença de gnaisses granodioríticos e migmatitos associados às rochas meta-vulcano-sedimentares. Quanto às demais unidades, o Complexo Varginha-Guaxupé, a sul do Complexo Campos Gerais, corresponderia ao Grupo Varginha de Ebert (1971) ampliado, e os terrenos referíveis ao Grupo Araxá-Canastra a norte são indicados sob a denominação abrangente "Grupo Canastra".

.

Na região de Passos, junto ao limite norte do Complexo Campos Gerais, a problemática da situação estrutural e da

estratigrafia do Grupo Araxá-Canastra foi discutida simultaneamente por Teixeira & Danni (1978) e Schmidt & Fleischer (1978). Os dois primeiros descrevem o Grupo Araxá nesta região como sendo um cinturão metamórfico alóctone, composto pela Sequência Passos (basal) representada por granada-moscovita xistos, algumas intercalações de quartzitos, gnaisses e anfibólio xistos, e pela Formação Canastra (topo), em contato transicional com a sequência basal, e constituída de duas sequências: Serra da Ventania (inferior), representada por quartzitos, quartzitos moscovíticos, moscovita xistos e um nível intercalado de rochas piroclásticas; e Itaú (superior), composta de filitos, clorita filitos e lentes de metacalcário na porção inferior da sequência que serviriam como guia estratigráfico devido à sua ampla distribuição.

O Grupo Araxá estaria estruturalmente invertido em função da existência de uma megaanticlinal recumbente, de flanco invertido, empurrada como uma *nappe de charriage* sobre o embasamento em direção ao cráton a norte, sendo posteriormente redobrado de forma concêntrica e parcialmente removido pela erosão, que teria colocado a Sequência Itaú (topo estratigráfico) em contato com o embasamento, contato este caracterizado por uma superfície de carreamento na qual os filitos da Formação Canastra se transformaram em filonitos e os gnaisses do embasamento, em milonitos. As inversões do grau metamórfico e do ciclo sedimentar progradante no Grupo Araxá se dariam em função desta estrutura: a Sequência Itaú, estruturalmente inferior, estaria na facies xisto verde, enquanto a Sequência Passos, que se sobrepõe à anterior, apresentaria-se na facies anfibolito; os filitos da Sequência Itaú representariam a fase transgressiva final da sedimentação progradante, enquanto os metassedimentos clásticos grossos, com vulcanismo andesítico associado da Sequência Passos, seriam de origem *flyschóide*, depositados próximo a áreas tectonicamente ativas. O modelo estrutural de Schmidt & Fleischer (1978), por sua vez, é semelhante ao proposto por Teixeira & Danni (1978): consistiria de uma superestrutura alóctone representada por rochas do Grupo Araxá-Canastra, que recobre o embasamento gnáissico-granítico por meio de uma superfície de cavalgamento ondulada, sobrepondo-se sucessivamente, inclusive, a metassedimentos do Grupo Bambuí nas proxi

midades de Carmo do Rio Claro.

.

Os componentes do Complexo Campos Gerais referíveis à associações vulcano-sedimentares foram individualizados nas cercanias de Fortaleza de Minas (MG) sob a denominação Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro (Teixeira 1978, Teixeira & Danni 1979a,b). Esta sequência corresponderia aos restos de uma estrutura tipo *greenstone-belt*, embutidos em ortognaissés, migmatitos e rochas miloníticas do Complexo Campos Gerais na forma de uma faixa intermitente, disrupta, de direção oeste-noroeste, e seria subdivisível em três unidades:

- Unidade Morro do Níquel (basal), formada por derrames ultrabásicos (komatiíticos) localmente com textura *spinifex*, com intercalações de horizontes tufogênicos aluminosos, *cherts*, formações ferríferas bandadas e grauvas;

- Unidade Córrego do Salvador (intermediária), composta de derrames básicos, rochas vulcânicas retrabalhadas e formações ferríferas bandadas;

- Unidade Morro do Ferro (topo), de origem predominantemente sedimentar, com filitos sericíticos, metacalcários, cloritóide xistos e espessas formações ferríferas.

As litologias originalmente de caráter ultrabásico e básico acham-se transformadas respectivamente em xistos magnesianos, ricos em clorita, tremolita e serpentina, e em xistos verdes com epidoto, albita, clorita e actinolita. Carvalho *et al.* (1982) distinguem, com base nas paragêneses metamórficas, três classes de litologias pré-metamórficas: as de composição peridotítica (serpentina-clorita xistos + talco), as de composição piroxenítica (tremolita - clorita xistos) e as de composição basáltica (rochas com epidoto-albita-actinolita), todas consideradas de filiação komatiítica.

.

Novos dados de mapeamentos geológicos em escala 1:50.000 conduzidos em áreas pertencentes aos Complexos Campos Gerais e Varginha-Guaxupé e Grupo Araxá-Canastra são apresentados por Choudhuri *et al.* (1979) Oliveira *et al.* (1980), Morales *et al.* (1983) e Oliveira *et al.* (1983). A região que descrevem corresponde às quadrículas topográficas de quarto de grau de Alpinópolis, Jacuí, Fortaleza de Minas, Nova Resende, São Sebastião do Paraíso e Cássia. A distribuição das unidades nesta região seria, de sul para norte: Complexo Varginha-Guaxupé, separado do Complexo Campos Gerais pela falha (ou zona de falha) de Campos Gerais (se bem que assinalam ocorrências de granulitos, tidos como típicos do complexo anterior, a norte desta falha), que por sua vez, contém a Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro e, finalmente, o conjunto metassedimentar alóctone do Grupo Araxá-Canastra.

O Complexo Campos Gerais seria constituído predominantemente por migmatitos, granodioritos e granitos, com intercalações lenticulares de quartzito, gnaisses anfíbolíticos, anfibolitos, metaultrabásicas e gonditos, cataclasados e metamorfoseados sob condições de facies anfibolito. A Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro, acrescida de diversas outras ocorrências de rochas metaultramáficas/metamáficas e metassedimentares associadas, além das descritas por Teixeira (1978) e Teixeira & Danni (1979a,b) nas cercanias de Fortaleza de Minas, ocorreria em uma faixa de corpos estreitos e alongados de extremidades rompidas, de direção aproximada N60-70 W, concordante com a estruturação regional e com espessuras desde alguns metros a poucos quilômetros. O Grupo Araxá seria separado do Complexo Campos Gerais por uma extensa superfície de cavalgamento a sul de Passos e Alpinópolis, mas intercalações suas poderiam ser encontradas embutidas tanto no Complexo Varginha-Guaxupé como no Complexo Campos Gerais, inclusive junto às rochas da Sequência Vulcano-Sedimentar. Além da falha de Campos Gerais, de direção leste-oeste, ocorreria na área a zona rúptil Cássia-Barbacena, de direção aproximada noroeste-sudeste, cortando o Complexo Campos Gerais. Ambas teriam caráter transcorrente e fariam parte do sistema de falhas Campos do Meio de Kaefer *et al.* (1979). Os Complexos Varginha-Guaxupé e Campos Gerais corresponderiam a feições particulares do Grupo Barbacena (no sentido de Ebert 1956 e Schobben-

haus Fº *et al.* 1979), afetado por intenso cisalhamento e cataclase.

.

Retomando as interpretações tectônicas em escala regional, Almeida (1979) postula a existência do Cráton do Paramirim como um segmento crustal antigo, retalhado por faixas móveis que se desenvolveram às suas bordas, e do qual o Cráton do São Francisco, considerado uma entidade brasileira (Almeida 1977), seria a parte mais interna, preservada.

O limite meridional deste cráton mais amplo, mais antigo seria dado pelo Cinturão Móvel (ou Cinturão Granulítico) Alfenas, ramo do assim denominado Cinturão Móvel Costeiro, que tomaria rumo noroeste a partir de Três Corações (MG) e contornaria o referido cráton a sul e sudoeste. Fariam parte deste cinturão os conjuntos de rochas do Grupo Amparo e do Complexo Varginha-Guaxupé e, talvez, do Grupo São João Del Rei. O limite sul do Cráton do Paramirim coincidiria com a área de predomínio do Complexo Campos Gerais, e seria demarcado por uma conspícua anomalia gravimétrica caracterizada por faixas de alto gradiente, com valores relativamente mais altos de um lado e um baixo gravimétrico do outro. Segundo Haralyi & Hasui (1982) anomalias com estas características, designadas tipo I, representariam descontinuidades que separam domínios distintos: terrenos granítico-gnáissicos a norte (o Complexo Campos Gerais) do lado do baixo gravimétrico, e terrenos de alto grau, granulíticos (o Complexo Varginha-Guaxupé) do outro, a sul, indicando a justaposição de blocos com significativa movimentação relativa vertical.

Prosseguindo na linha das interpretações tectônicas regionais, Wernick & Fiori (1981) e Wernick *et al.* (1981) sugerem a existência de duas faixas móveis policíclicas ao sul do Cráton do São Francisco: uma seria de direção norte-nordeste, paralela à costa, e compreenderia os Cinturões Móveis Atlântico (ciclo Jequié), Paraíba (ciclo Transamazônico) e Ribeira (ciclo Bra

siliano), a outra, de direção noroeste, incluiria os Cinturões Móveis Araxá e Canastra, representados pelos respectivos grupos homônimos. A Faixa Noroeste teria tido um desenvolvimento inicial Uruaçuano, com provável reativação no Brasileiro, e seria correspondente à faixa móvel Uruaçu de Almeida *et al.* (1976).

Neste modelo, o Maciço de Guaxupé na concepção de Almeida *et al.* (1976) deixaria de existir, passando a ser considerado um nó estrutural na intersecção das duas faixas; seria um bloco crustal antigo, de evolução policíclica, em forma de cunha, de comportamento mecânico rígido, desenvolvido no ciclo Brasileiro. A Zona de Transcorrência Nova Resende-Barbacena, também denominada Zona Rúptil Cássia-Barbacena (Wernick *et al.* 1981), de direção aproximada leste-oeste e de caráter sinistral, separaria o Maciço de Guaxupé do Grupo Araxá-Canastra a norte por meio do Complexo Campos Gerais. Da intersecção das Faixas Móveis Norte-Nordeste e Noroeste e da Zona de Transcorrência Nova-Resende - Barbacena resultaria um grande arco, que seria uma feição heterogênea, policíclica, desprovida de continuidade petrológica e geocronológica, resultante apenas do predomínio de direções estruturais ora de uma, ora de outra unidade presente.

Wernick & Artur (1983) apresentam uma reavaliação da compartimentação dos terrenos considerados como "arqueanos de evolução policíclica" do leste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais, que inclui a borda meridional do Cráton do São Francisco. O Grupo Barbacena, constituído de ortognaisses de composição tonalítica a granítica, anateixitos, migmatitos de injeção, granitóides diversos, corpos máficos - ultramáficos, com seqüências vulcano-sedimentares de baixo grau metamórfico inclusas, e tendo os ortognaisses por arcabouço, seria correspondente a terrenos tipo *granito-greenstone* arqueanos. A idade arqueana para este Grupo havia sido sugerida previamente por datações isotópicas pelo método Rb/Sr (isócrona de 2.780 ± 166 Ma, Cordani *et al.* 1973, *apud* Schobbenhaus *Fº et al.* 1979). O Complexo Varginha-Guaxupé conteria a Associação Guaxupé, constituída predominantemente por granulitos, e a Associação Varginha, com gnaisses aluminosos de alto grau a granada e sillimanita, equivalente ao

Grupo Varginha de Ebert (1971).

Por sua vez, o Complexo Campos Gerais seria uma unidade essencialmente cataclástica, contendo litologias referíveis ao Grupo Barbacena intensamente cisalhado (que, por definição, incluiria as seqüências vulcano-sedimentares), ao Complexo Varginha-Guaxupé, e aos Grupos Amparo e Pinhal, além de inclusões tectônicas de restos das seqüências supra-crustais dos Grupos Araxá-Canastra, Andrelândia e São João Del Rei, todos intensamente afetados ao longo da zona rúptil Nova Resende - Barbacena. O componente arqueano do Complexo Campos Gerais seria indicado por uma isócrona Rb/Sr verdadeira em neossoma de migmatitos dos arredores de Fortaleza de Minas, que forneceu uma idade de 2.918 ± 105 Ma (Wernick *et al.* 1981). A idade de 1.588 ± 112 Ma obtida pelo método Rb/Sr em biotita-hornblenda gnaisses apresentada por Kaefer *et al.* (1979) corresponderia, pelo modelo acima, a porções arqueanas retrabalhadas em um ciclo tectônico posterior.

Prosseguindo na mesma linha de raciocínio, baseada em um modelo de evolução policíclica para os terrenos pré-cambrianos desta região, Artur & Wernick (1984) identificam associações características para os diferentes estádios de evolução crustal. A associação original de referência, de idade arqueana, seria representada por gnaisses bandados, suítes intrusivas tipo diorito-tonalito-granodiorito, de natureza trondhjemitica, com encraves máficos/ultramáficos e restos de seqüências supracrustais, conjuntos de metabasitos e metaultrabasitos, migmatitos, granitos crustais e granitóides potássicos, que corresponderiam ao Complexo (antes Grupo) Barbacena; e por intrusivas charnockíticas e gnaisses charnockíticos, às vezes com feições migmatíticas, referíveis a um assim denominado Complexo Pré-Guaxupé.

As associações de retrabalhamento seriam originadas por modificações superimpostas às associações originais por cisalhamento e/ou anatexia, e seriam agrupáveis segundo os ciclos tectônicos responsáveis por seu desenvolvimento em Transamazônicas, representadas pelos Complexos (Grupo) Amparo e Guaxupé,

resultantes do retrabalhamento, respectivamente, dos Complexos Barbacena e Pré-Guaxupé, e Brasilianas, que seriam os Complexos (Grupo) Pinhal, originado por processos de anatexia, e Campos Gerais, de origem predominantemente cataclástica. Associações de adição seriam representadas por granitóides cálcio-alcalinos de idade brasileira; a ausência de corpos volumetricamente significativos de origem mantélica transamazônicos indicaria o predomínio de processos de retrabalhamento crustal no Pré-Cambriano Inferior.

Em se tratando de trabalhos de reavaliação em escala regional dos terrenos pré-cambrianos do sudoeste de Minas Gerais, deve-se mencionar, ainda que de passagem, a compilação bibliográfica ampla, de cunho geral realizada por Bernasconi (1983).

.

As seqüências supracrustais proterozóicas, suas relações entre si e com o seu embasamento vêm sendo reestudadas por Trouw e colaboradores, dando continuidade aos levantamentos sistemáticos iniciados por Ebert. Ao apresentar a síntese de seus trabalhos (Trouw 1983, Trouw *et al.* 1984, entre outros), coroboram as idéias de Ebert ao considerar os Grupos Andrelândia e São João Del Rei como originados em um mesmo ciclo tectono-sedimentar, representando facies distintas, de graus metamórficos diferentes, porém transicionais entre si, de uma seqüência vulcano-sedimentar proterozóica. Definem, adicionalmente, o Grupo Carancas como uma unidade transicional rica em quartzitos que ocorre entre os dois grupos anteriores.

O embasamento desta seqüência seria constituído por ortognaisses granodioríticos e graníticos intrusivos em conjuntos máficos-ultramáficos com metassedimentos associados que corresponderiam ao Grupo Barbacena, para o qual adotam a definição nos moldes de Pires (1977 *apud* Schobbenhaus *F^o et al.* 1979) que se refere exclusivamente a litologias derivadas de faixas vulcano-sedimentares (Trouw *et al.* 1986). Sugerem ainda uma cor

relação entre os Grupos Andrelândia, Carrancas e São João Del Rei, a sul, e os Grupos Araxá e Canastra, a norte, isto por analogias verificadas entre os respectivos conteúdos litológicos e as colunas estratigráficas, conforme discutido mais explicitamente em Trouw *et al.* (1984).

O ramo oeste da Sequência Andrelândia - São João Del Rei se estenderia até a Bacia do Paraná como uma delgada faixa a sul do Complexo Campos Gerais, em áreas antes reservadas a porções dos Complexos Varginha-Guaxupé e Campos Gerais no Mapa Geológico do Brasil ao Milionésimo (Schobbenhaus *Fº et al.* 1979). A junção desta Sequência com o Grupo Araxá-Canastra estaria encoberta pelos sedimentos paleozóicos/mesozóicos da Bacia. De maneira generalizada, pois, as sequências de cobertura proterozóicas seriam correlacionáveis entre si, constituindo um espesso pacote sedimentar com sedimentos imaturos, feldspáticos, com contribuição vulcânica nas unidades inferiores (Andrelândia, Araxá), metamorfoseado na facies anfíbolito; e sedimentos mais maduros, siltosos-arenosos-argilosos nas unidades superiores (São João Del Rei, Carrancas, Canastra) de metamorfismo mais brando (facies xisto verde), sendo que todo o pacote estaria tectonicamente deslocado sobre o cráton a norte, podendo ocorrer o desenvolvimento de *nappes*, inversões faciológicas (tanto sedimentar como metamórfica) e interdigitações tectônicas.

O modelo proposto por Trouw e colaboradores vem de encontro aos resultados apresentados anteriormente para a região de Itaú de Minas-Passos-Alpinópolis-Carmo do Rio Claro por Teixeira & Danni (1978), Schmidt & Fleischer (1978) e, mais recentemente, por Schmidt (1983) que, prosseguindo na mesma linha, investiga as relações entre o embasamento e a sequência de cobertura proterozóica especificamente nesta região, e reconhece um embasamento autóctone constituído de granitos, gnaisses e migmatitos com sequências vulcano-sedimentares portadoras de rochas ultrabásicas de filiação komatiítica intercaladas e, discordantemente colocada sobre este embasamento, a sequência alóctone do Grupo Araxá, que conteria os "xistos Passos" correspondentes aos metassedimentos clásticos finos de facies distal, representados

por filitos, micaxistos e gnaisses, e os "xistos Alpinópolis" de caráter vulcanogênico básico e sedimentar de facies marginal (proximal), representados por quartzitos, xistos básicos, metagrauvacas, e metacalcários. O pacote metassedimentar teria a forma de uma megaanticlinal recumbente, com vergência para nordeste e estaria invertido, tendo sido deslocado sobre o embasamento, de sul para norte, como uma *nappe*, sobrepondo-se inclusive a metassedimentos do Grupo Bambuí, que aflorariam na região de Carmo do Rio Claro através de uma janela tectônica.

Heilbron *et al.* (1987), investigando o contato basal do Grupo Araxá-Canastra entre Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro, individualizam uma unidade de baixo grau metamórfico que denominam Sequência Carmo do Rio Claro, constituída de metadiamictitos, ardósias, metagrauvacas, metassiltitos e bancos de mármore, e inclusa, provavelmente de maneira tectônica, entre o Grupo Araxá-Canastra e o seu embasamento. A norte de Fortaleza de Minas, identificam um nível de rochas típicas do embasamento separando a Sequência Carmo do Rio Claro do Grupo Araxá - Canastra, reforçando assim a suspeita acerca do caráter tectônico do contato entre estas unidades. Reconhecem também uma sequência distinta associada à Sequência Carmo do Rio Claro na base da Serra do Tabuleiro, que compreende tipos litológicos que consideram mais característicos do embasamento, como rochas metabásicas, formações ferríferas bandadas e maciças, filitos hematíticos, rochas ultramáficas com corpos podiformes de cromitito, além de metagrauvacas. Segundo as hipóteses aventadas para a sua origem, a Sequência Carmo do Rio Claro poderia ser autóctone e cronocorrelata ao Grupo Araxá-Canastra ou representar a continuação da sequência metassedimentar associada ao conjunto vulcano-sedimentar de Piumhi, a norte, quando então poderia se considerar a existência de vínculos mais estreitos entre ela e a sequência da base da Serra do Tabuleiro; ou poderia, ainda, corresponder a uma sequência de borda do cráton, cronocorrelata e/ou transicional ao Grupo Bambuí propriamente dito. Adicionalmente, Heilbron *et al.* (1987) também consideram os Grupos Araxá e Canastra como facies sedimentares de evolução tectono-metamórfica idêntica de uma mesma sequência, identificados em conjunto sob a denominação comum

Grupo Araxá-Canastra; no entanto, julgam ser pouco provável a inversão estrutural do pacote tal como proposta pelos demais autores (Teixeira & Danni 1978, Schmidt 1983), considerando pouco conclusivos ou mesmo dúbios os argumentos estruturais, estratigráficos e metamórficos anteriormente arrolados.

.

No Mapa Geológico ao milionésimo das folhas Rio de Janeiro/Vitória (SF-23, SF-24), publicado pelo Projeto Radam-brasil, Machado F^o *et al.* (1983) distribuem as seqüências supracrustais proterozóicas entre os Grupos Andrelândia, São João Del Rei, Canastra, Carrancas e Itapira, considerados todos cronocorrelatos. Apesar de algumas modificações propostas, estes Grupos corresponderiam, grosso modo, às unidades homônimas anteriormente definidas por outros autores. Os Grupos Carrancas, Andrelândia e São João Del Rei seriam equivalentes aos definidos por Trouw e colaboradores (Trouw 1983, Trouw *et al.* 1984). Já o Grupo Canastra corresponderia à Formação Canastra de Barbosa (1955, *apud* Fuck & Marini, 1981), à Seqüência Itaú de Teixeira e Danni (1978) ou aos "xistos Alpinópolis" de Schmidt (1983); enquanto o Grupo Araxá deixa de ser mencionado e a Seqüência Passos de Teixeira & Danni (1978) (ou "xistos Passos" de Schmidt 1983), passa a ser indicada como Grupo Andrelândia, isto apesar da falta de continuidade física entre os granada micaxistos e gnaisses da região de Passos e o Grupo Andrelândia, tal qual historicamente conhecido, ou sua extensão a oeste. Para o embasamento, o Complexo Campos Gerais é mantido tal qual proposto por Kaefer *et al.* (1979) no Projeto Sapucaí, correspondente a terrenos arqueanos intensamente retrabalhados no Transamazônico, conforme indicado pelas idades de 1571 ± 54 Ma e 1703 ± 59 Ma, obtidas em datações Rb/Sr adicionais. Por sua vez, o Complexo Barbacena, a leste, seria uma unidade migmatítica, com paleossomas xistosos básicos e ultrabásicos e neossomas granodioríticos e graníticos de idade fundamentalmente arqueana; seria equivalente ao assim denominado Complexo Divinópolis, mais a leste, correspondente a terrenos granito-gnáissicos arqueanos, do qual se distinguiria pela sua riqueza em intercalações de rochas supracrustais, provenientes de se-

quências vulcano-sedimentares. Ambos os Complexos-Barbacena e Divinópolis - representariam o Complexo Gnáissico-Migmatítico arqueano de Harder & Chamberlin (1915).

No Complexo Campos Gerais, as seqüências vulcano-sedimentares são individualizadas como Grupo Fortaleza de Minas (em substituição à denominação Seqüência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro, de Teixeira 1978 e Teixeira & Danni 1979), organizado em faixas contínuas na forma de um "V" com vértice apontado para leste-sudoeste com o segmento norte orientado aproximadamente nesta mesma direção, estendendo-se de Fortaleza de Minas ao norte de Nova Resende, e o segmento sul ligeiramente arqueado, de orientação leste-oeste, de Jacuí a Bom Jesus da Penha, onde se uniria ao segmento norte. O Grupo Piúi (Pium-hi) corresponderia à seqüência vulcano-sedimentar descrita nos arredores da cidade homônima, a nordeste, por Fritzons *et al.* (1980), Biondi & Schrank (1980) e Pinheiro (1980), que aflora por baixo do Grupo Bambuí e de tipos litológicos tidos como pertencentes ao Grupo Canastra por Machado Fº *et al.* (1983), sendo cronocorrelato ao Grupo Fortaleza de Minas; o componente vulcânico desta seqüência foi examinado em maior detalhe por Schrank (1982), com destaque para as rochas de filiação komatiítica.

Além das unidades até agora mencionadas, fariam parte ainda do quadro geológico o Complexo Varginha, constituído de rochas granulíticas e indicado com distribuição intermitente, intercalado ao Complexo Amparo, e à Suíte Intrusiva Pinhal, de idade brasileira; e corpos graníticos individualizados, como o Granito Porto dos Mendes, do final do Proterozóico Inferior, e um corpo circular pequeno entre Jacuí e Fortaleza de Minas, de idade incerta, informalmente denominado "Granito São José" no mapa geológico compilado da figura 2.

.

O potencial econômico da Seqüência Vulcano-Sedimentar (ou *greenstone belt*) Morro do Ferro foi examinado nos arredores de Fortaleza de Minas, entre outros, por Teixeira (1978),

Carvalho (1983) e Carvalho & Batista (1983). Com a descoberta de mineralizações de sulfetos de Ni-Cu-Fe maciços naquela área pela BP Mineração, os trabalhos de prospecção se intensificaram em toda a sequência. Parte dos resultados obtidos no decorrer destes trabalhos são apresentados por Marchetto *et al.* (1984), Teixeira *et al.* (1984) e Teixeira *et al.* (1987). Nas cercanias de Fortaleza de Minas, descrevem uma série de ciclos vulcânicos constituídos de derrames komatiíticos peridotíticos a basálticos nas porções inferiores com metapiroxenitos cumuláticos associados, passando, de forma transicional, para metabasaltos toleíticos e metatufos básicos finamente bandados em direção ao topo e encimados por sedimentos químicos representados por formações ferríferas bandadas, sendo todo o pacote metamorfoseado sob condições entre facies xisto verde e anfibolito. Os komatiitos seriam do tipo AUK - *aluminium undepleted komatiites* (não empobrecidos em alumínio) segundo a classificação de Nesbitt *et al.* (1979), quimicamente semelhantes aos de Yilgarn, Austrália, e Munro, Canadá, com razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \leq 1$ e razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ altas, próximas de 20.

A Sequência Vulcano-Sedimentar estaria contida em terrenos gnáissicos-graníticos-migmatíticos recortados por zonas de cisalhamento lineares que lhe teriam servido de substrato quando do seu desenvolvimento na forma de unidades estreitas e descontínuas, e seria subdivisível em três faixas: a de Fortaleza de Minas, a de Alpinópolis e a de Bom Jesus da Penha - Jacuí. Teixeira *et al.* (1987) apresentam colunas estratigráficas reconstituídas das três faixas e sugerem que a Faixa Bom Jesus da Penha - Jacuí seria algo diferente das demais não só pelo grau metamórfico mais alto (facies anfibolito médio a alto) como pelo seu conteúdo litológico, mais rico em metassedimentos e com o componente ultrabásico subordinado, e pela associação litológica em que ocorre, com as rochas básicas e ultrabásicas íntima e complexamente associadas a gnaisses, em vez de apresentar contatos bruscos e bem definidos como nas outras duas faixas. As faixas de Fortaleza de Minas e Alpinópolis corresponderiam a restos sinformais ou raízes de *greenstone belts* em meio a ortognaisses e granitóides, enquanto a origem da faixa Bom Jesus da Penha se-

ria dúbia. Aparentemente, ela representaria a extensão fortemente afetada por processos tectono-metamórficos da faixa Fortaleza de Minas para sudeste, mas esta continuidade não é comprovada; uma outra possibilidade seria a de que se trata de uma sequência vulcano-sedimentar distinta, desenvolvida independentemente das demais faixas em um ambiente tectônico diferente.

.

Uma hipótese de trabalho para a racionalização da estratigrafia para a região é apresentada por Crosta *et al.* (1986) que consideram as unidades formalmente definidas artificiais e internamente pouco coerentes tanto do ponto de vista estratigráfico como tectônico. Complementando as informações bibliográficas com dados obtidos no campo em perfis geológicos regionais e através da análise de imagens de satélite, reconhecem "domínios de associações litológicas", que seriam "conjuntos de rochas internamente coerentes quanto à constituição litológica, metamorfismo e características estruturais e que podem ser separados, comparados ou associados entre si e individualizados em imagens de satélite e no campo e que, *a priori*, não teriam *sta*-*tus* de unidades estratigráficas formais". Domínios com padrões internos diferentes poderiam estar geneticamente relacionados entre si, sendo as diferenças resultantes de processos quer ligados à sua origem, quer superimpostos em estádios posteriores. Nestes termos, identificam o domínio dos terrenos tipo *granito-greenstone* e migmatíticos, o domínio dos terrenos de gnaisses e paragneisses, o domínio dos granitos isolados e o domínio das coberturas metassedimentares. O Complexo Campos Gerais, por exemplo, compreenderia terrenos tipo *granito-greenstone* e migmatíticos, terrenos de gnaisses e paragneisses e corpos graníticos isolados.

De uma maneira geral, haveria um embasamento mais antigo, arqueano, constituído de associações tipo *granito-greenstone* retrabalhadas com intensidade variável, e terrenos migmatíticos quiçá mais antigos, com corpos graníticos intrusivos, recoberto por sequências supracrustais mais jovens. Este embasa-

mento seria recortado por extensas zonas de cisalhamento e falhas trancorrentes de direção noroeste a oeste-noroeste e sentido geral sinistral, que o dividem em grandes blocos de 100-150 quilômetros de comprimento e 40-60 quilômetros de largura. No interior de cada bloco, teriam ocorrido deslocamentos de baixo ângulo significativos nas seqüências de cobertura em função da movimentação relativa dos blocos, produzindo *nappes* ou megadobras de arrasto em forma de bainha (*sheath folds*), com direção de transporte predominantemente para sudeste/leste-sudeste e em cujos flancos se desenvolveriam feições semelhantes a falhas de empurrão de baixo ângulo.

Para Crosta *et al.* (1986), as rochas ultramáficas seriam componentes importantes em duas associações distintas: nos terrenos tipo *granito-greenstone*, a norte, nos arredores de Fortaleza de Minas e Alpinópolis, como constituintes predominantes das seqüências vulcano-sedimentares tipo *greenstone belt* envoltas por ortognaisses granodioríticos/tonalíticos; ao sul, no domínio dos gnaisses e paragnaisses, ocorreriam intercaladas em um pacote vulcano-sedimentar composto de estauroлита-cianita-granada micaxistos, quartzitos, anfibólio gnaisses, anfibolitos e biotita gnaisses cinzentos finos, foliados, na forma de uma faixa mais ou menos contínua, alinhada aproximadamente segundo E-W e que se estende de Jacuí, a oeste, até Petúnia e a norte de Nova Resende, passando por Bom Jesus da Penha. O domínio dos gnaisses e paragnaisses seria correlacionável, pelo menos em parte, aos Grupos Andrelândia-São João Del Rei e Araxá - Canastra pelo seu conteúdo litológico, pela sua estratigrafia e estilo estrutural, ampliando assim, para norte, a extensão oeste sugerida para o Grupo Andrelândia por Trouw *et al.* (1984) e Machado Fº *et al.* (1983).

II.B. Geologia da Região a Sul e Sudoeste de Alpinópolis

II.B.1. Comentários Preliminares

II.B.1.1. Trabalhos prévios na área

São relativamente escassos trabalhos que versam sobre a geologia da região nos arredores de Alpinópolis em maior detalhe. Nos mapas geológicos regionais, de escala reduzida, como os Mapas Geológicos ao Milionésimo das Folhas Rio de Janeiro/Vitória/Iguape (SF-23/SF-24/SG-23) publicados pelo DNPM (Schobbenhaus Fº *et al.* 1979) e pelo Projeto Radambrasil (Machado Fº *et al.* 1983), ou de escala 1:250.000 do Projeto Furnas-Mantiqueira da CPRM (Silva *et al.* 1978), continuação a norte não publicada do Projeto Sapucaí (Kaefer *et al.* 1979), a região em pauta é apresentada como dividida entre duas unidades tectono-estratigráficas distintas: a norte, a seqüência metassedimentar proterozóica correspondente ao Grupo Araxá-Canastra ou seus equivalentes, e a sul o Complexo Campos Gerais, separados por um contato de direção oeste-noroeste que passa imediatamente a sul da cidade de Alpinópolis, indicado sem qualquer conotação tectônica mais explícita.

No Grupo Araxá-Canastra, encontram-se em destaque os quartzitos Canastra que sustentam a seqüência de serras assimétricas que se estende desde Itaú de Minas até Carmo do Rio Claro e Illicínea, representada na região de Alpinópolis pela Serra da Ventania. No Complexo Campos Gerais é indicada uma série de falhas de direção oeste-noroeste, de caráter geralmente transcorrente, mas sugerindo ocasionalmente um componente inverso com plano mergulhando para sul. Não são indicados domínios vulcano-sedimentares com participação expressiva de rochas ultramáficas a sul de Alpinópolis, como acontece nos arredores de Fortaleza de Minas, Jacuí e Bom Jesus da Penha. A primeira menção específica a respeito das rochas ultramáficas nesta área é feita por Biondi *et al.* (1978), que se referem ao corpo ultrabásico diferenciado de Alpinópolis, identificado no decorrer dos levantamentos executados pela METAMIG no sudoeste de Minas Gerais nos anos 70 (Schrunk, com.verb.).

Os resultados do mapeamento geológico de semi-detalle da quadrícula topográfica de quarto de grau de Alpinópolis (SF-23-V-B-IV-3) realizado pelo Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP - Campus de Rio Claro são apresentados por

- FIGURA 3 MAPA GEOLÓGICO DA FOLHA DE ALPINÓPOLIS, MG
(SF-23-V-B-IV-3)

Oliveira *et al.* (1980) e Morales *et al.* (1983); o mapa geológico da quadrícula, executado originalmente em escala 1:50.000, é apresentado na sua versão simplificada na figura 3. A folha de Alpinópolis é dividida ao meio por uma falha inversa de baixo ângulo (superfície de cavalgamento) que mergulha para norte e separa o Complexo Campos Gerais, constituído de granitos e granodioritos, migmatitos homogêneos e migmatitos heterogêneos com intercalações de quartzitos e rochas metabásicas, e o Cinturão Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro, representado por corpos de rochas metabásicas e metaultrabásicas, a sul, do Grupo Araxá a norte. no qual são indicados três domínios: o dos quartzitos, o dos granodioritos com intercalações quartzíticas, e o dos micaxistos e filonitos. Aluviões e coberturas detríticas com cascalheiras basais do Terciário/Quaternário ocorrem subordinadamente, em manchas dispersas sobre as rochas mais antigas. Imediatamente a sul de Alpinópolis é individualizado um corpo básico / ultrabásico grande que deve corresponder ao mencionado por Biondi *et al.* (1978).

As direções estruturais são predominantemente oeste-sudoeste no Complexo Campos Gerais; as foliações mergulham com valores altos a moderados preferencialmente para sul-sudoeste, se bem que mergulhos moderados para nordeste e para oeste também são registrados. A falha mais importante individualizada é a de Mombuca, de direção noroeste, no canto sudoeste da folha. Haveria duas fases de dobramento: a primeira, F_1 , caracterizada por dobras fechadas a isoclinais, de ápices espessados e flancos adelgaçados frequentemente rompidos, e a segunda, F_2 , representada por dobras abertas a fechadas, isópacas, geralmente sem foliação plano-axial quando nas rochas quartzo-feldspáticas, e dobras tipo *chevron* com desenvolvimento local de foliação plano-axial quando nas rochas xistosas.

No Grupo Araxá, a foliação é indicada com mergulhos de ângulo predominantemente baixo a moderado e com uma maior dispersão nas direções e rumos; o caimento do pacote é para norte, acompanhado pela média da foliação. As dobras mais antigas seriam intrafoliais de ápice espessado, inversas a recum-

bentes, frequentemente com aspecto de dobras-falha com flanco inferior truncado; representariam a fase de desenvolvimento da *nappe* do Grupo Araxá, responsável pelo aparecimento da forte xistosidade plano-axial, de mergulho raramente superior a 20° . Esta xistosidade seria afetada numa fase posterior, aproximadamente coaxial à primeira, produzindo dobras concêntricas abertas, isópacas, sem foliação plano-axial. Uma terceira fase seria representada por dobras suaves, isópacas.

Os resultados do levantamento geológico apresentados em escala 1:100.000 por Schmidt (1983) para a região diferem em alguns aspectos do quadro anteriormente exposto. Em grandes traços, o arcabouço geológico é basicamente o mesmo: terrenos graníticos - gnáissicos - migmatíticos com corpos ultrabásicos inclusos na metade sul da folha de Alpinópolis, separados do Grupo Araxá por uma superfície de carreamento que mergulha para norte. As diferenças mais significativas estão nas dimensões, forma e localização dos corpos ultrabásicos, indicados como uma faixa contínua de direção oeste-noroeste que se estende a sul das Seras do Dondó e das Posses (para localização das toponímias v. figura 4); não é indicado nenhum corpo ultrabásico individualizado a sul de Alpinópolis, sendo sugerida, ao invés, uma franja de xistos básicos que acompanharia o contato do Grupo Araxá com o embasamento ao longo dos Córregos Sapateiro, Cachoeira, e dos Melos. A sul da faixa ultrabásica, encontra-se destacado, ainda, um pacote de metavulcanitos indiscriminados. De sul para norte, ou seja, da base estrutural em direção ao topo, o Grupo Araxá seria constituído pelos "xistos Alpinópolis" (ou Formação Canastra) representados pelos já mencionados xistos básicos, seguido de filitos, micaxistos e metagrauvacas com níveis de metacalcário intercalados, e pelos quartzitos no topo; e pelos "xistos Passos", que compreenderiam granada micaxistos, gnaisses e gnaisses granatíferos. As feições estruturais mais importantes, além da falha inversa de baixo ângulo entre o Grupo Araxá e seu embasamento, seriam falhas de direção oeste - noroeste, de caráter indefinido, mais extensas que as de direção norte-nordeste, menos expressivas.

As características petrográficas ígneas reliquiares das rochas ultramáficas a sul de Alpinópolis são descritas mais especificamente por Choudhuri *et al.* (1983), que reconhecem a presença de textura *spinifex* pseudomórfica e de feições que lembram estruturas almofadadas (*pillow lavas*); tendo em mente a suposta correlação entre estes ultramafitos e os que ocorrem mais a sul, nos arredores da vila de Petúnia, esta localidade acabou sendo usada - de maneira pouco fortuita - como toponímia de referência abrangente, incluindo as rochas ultramáficas de Alpinópolis. Um esboço geológico algo mais detalhado da região a sul e sudoeste de Alpinópolis, em escala 1:50.000, e uma breve descrição dos corpos ultramáficos e de seu contexto geológico é apresentado por Schrank *et al.* (1984); neste trabalho, os dois corpos ultramáficos maiores - o que ocorre a sul de Alpinópolis e o da Fazenda Gordura, a oeste - são representados em continuidade inferida.

A estratigrafia e a evolução estrutural do Grupo Araxá-Canastra na região de Alpinópolis foram objeto de investigação de Trouw *et al.* (1984) e Heilbron *et al.* (1987) no âmbito de um estudo mais amplo das seqüências metassedimentares proterozóicas do sul e sudoeste de Minas Gerais. A seqüência litológica do contato tectônico com o embasamento ortognáissico em direção ao topo seria semelhante ao descrito anteriormente pelos outros autores: filitos e ardósias, clorita-moscovita xistos com lentes de metacalcários, um nível de metagrauvacas bandadas, de provável origem piroclástica, moscovita xistos (ou filitos), com ou sem clorita, com intercalações de quartzito e alternados com bancos de quartzito mais espessos, e no topo, nos flancos de mergulho mais suave em direção à norte da Serra da Ventania, moscovita-biotita gnaisses com lentes de micaxistos, e quartzitos. Para Heilbron *et al.* (1987), os filitos e ardósias da base da Serra da Ventania fariam parte da Seqüência Carmo do Rio Claro, de grau metamórfico mais baixo e estilo estrutural algo diverso, tectonicamente intercalada entre o Grupo Araxá-Canastra e seu embasamento.

O estilo estrutural do Grupo Araxá-Canastra se ca-

racterizaria por uma primeira geração de dobras isoclinais recumbentes D_1 , com uma clivagem plano-axial associada, que evolui para uma segunda geração de dobras D_2 apertadas, assimétricas, de perfil em "Z" quando vistas de leste para oeste, com pequenas falhas associadas aos seus planos axiais, que ocasionalmente passam a dobras abertas ou isoclinais, acompanhadas de uma clivagem de crenulação plano-axial que corresponde à foliação tectônica principal nesta sequência. A clivagem ardósiana de primeira geração, S_1 , seria paralela ao acamamento original, S_0 , sendo a clivagem de crenulação de segunda geração, S_2 , ligeiramente oblíqua a ambas em escala mesoscópica, porém paralela em escala regional ($S_0//S_1//S_2$). Associado a estas fases principais ocorreria uma lineação mineral com direção leste-oeste e caimento subhorizontal. Fases de deformação tardias seriam atribuíveis a dois eventos: o primeiro se caracterizaria por dobras abertas com falhas e fraturas frequentemente associadas nos quartzitos e, em termos regionais, pelo desenvolvimento de uma grande estruturação sinformal no pacote supracrustal; o segundo, por mega-sinformes e antiformes suaves e crenulações abertas.

A Sequência Carmo do Rio Claro também se caracterizaria por uma clivagem ardósiana sub-paralela a S_0 , mas estariam ausentes as dobras apertadas características das primeiras fases. O metamorfismo do Grupo Araxá-Canastra na região de Alpinópolis teria sido de facies xisto-verde médio (zona de biotita) menos intenso que nos arredores de Itaú de Minas, a noroeste.

Pela análise de imagens de satélite LANDSAT, Costa *et al.* (1986) identificam a sul de Alpinópolis vestígios de um padrão estrutural clássico característico de terrenos tipo *granito-greenstone*, definido por corpos ortognáissicos/ graníticos ovalados (Serras do Quilombo e do Dondó) em meio aos quais as rochas pertencentes à sequência vulcano-sedimentar encontram-se dispostas em faixas estreitas, côncavas; apesar dos contatos eminentemente tectônicos entre ortognaisses e o pacote vulcano-sedimentar, seria possível identificar contatos intrusivos, tetos pendentes e xenólitos de xistos verdes nos granitóides. Em contraposição, nos arredores de Fortaleza de Minas, os terrenos

de xistos verdes se caracterizariam por um padrão linear devido ao tectonismo mais intenso a que foram submetidos ao longo das zonas de cisalhamento e falhas transcorrentes que cortam a região, apesar de localmente preservar feições ígneas reliquias, como texturas *spínifex* e padrões de estratificação composicional típicos de derrames komatiíticos diferenciados (Marchetto *et al.* 1984). A área de padrão *granito-greenstone*, preservada a sul de Alpinópolis, seria separada de terrenos nos quais os afloramentos são significativamente mais escassos e a cobertura de solo fortemente desenvolvida mais a sul por uma extensa falha muito bem delineada nas imagens de satélite, que teria caráter predominantemente transcorrente e sentido sinistral; mesmo nesta área, porém, seria possível reconhecer padrões estruturais semelhantes aos que ocorrem a norte da falha, tratando-se possivelmente de terrenos equivalentes, porém rebaixados em consequência de sua movimentação tardia.

Mais recentemente, Teixeira *et al.* (1987) designam de "Faixa Alpinópolis" do Cinturão Vulcano-Sedimentar (ou *greenstone belt*) Morro do Ferro, o conjunto de rochas metaultramáficas e demais tipos associados a sul daquela cidade, que corresponderiam, respectivamente, a derrames komatiíticos fracionados com zonas cumuláticas representadas por serpentinitos e zonas com textura *spínifex*, constituídas de serpentina-tremolita-clo-rita xistos, e a metabasaltos e níveis de metachert intercalados. A faixa se iniciaria na Fazenda Gordura, a oeste, e seguiria de forma contínua até o sul de Alpinópolis, espessando-se naquela direção, onde se interromperia, reaparecendo na Fazenda Monte Alegre, na Serra do Quilombo, a leste.

II.B.1.2. Trabalhos de Campo Executados na Área no Decorrer deste Estudo

Os levantamentos de campo, realizados em várias etapas entre 1982 e 1986, tiveram por objetivo principal localizar e delimitar os corpos de rochas metaultramáficas, esclarecer

o contexto geológico em que se encontram, e retratá-los da maneira mais detalhada possível quanto à sua distribuição, tamanho, tipos de rochas encaixantes e suas relações de contato com as mesmas, estruturação interna, e variedade petrográfica das rochas metaultramáficas e demais litotipos menores que os constituem. Os procedimentos adotados foram os corriqueiros: compilação das informações disponíveis sobre a área, interpretação aerofotogeológica, trabalhos de campo com descrição e amostragem sistemática de afloramentos e coleta de medidas estruturais. Como referência inicial foram utilizados os Relatórios Finais e mapas geológicos em escala 1:50.000 dos Projetos Alpinópolis e Jacuí (Oliveira *et al.* 1980, Choudhuri *et al.* 1979 - Convênio IGCE - UNESP - Rio Claro/DNPM); para orientação no campo, localização e registro de dados e para as interpretações fotogeológicas fez-se uso da quadrícula topográfica de escala 1:50.000 de Alpinópolis (SF-23-V-B-IV-3-IBGE 1970) e das fotos aéreas de escala 1:25.000 do IBC, de 1979, e de escala 1:60.000 da USAF, de 1965.

As informações obtidas no decorrer dos trabalhos de campo encontram-se compiladas no mapa geológico de escala nominal 1:25.000 (em anexo), apresentado também na forma reduzida, em escala 1:50.000 na figura 4. Este mapa abrange uma área de 110 quilômetros quadrados a sul e sudoeste de Alpinópolis e tem como base topográfica uma ampliação feita a partir da quadrícula topográfica de escala 1:50.000, com algumas ligeiras modificações locais feitas com a ajuda das fotos aéreas de escala 1:25.000, mais recentes. Deve-se mencionar que a densidade de informações não é homogeneamente distribuída pela área retratada no mapa, em parte devido às condições de exposição variadas e geralmente pouco favoráveis, mas, principalmente, por causa de maior atenção dispensada aos corpos ultramáficos e suas cercanias.

FOLHA ALPINÓPOLIS

LEGENDA

- Áreas cobertas por depósitos coluvionares Aluviões Quaternário
- Grupo Araxá-Canastra (sequência metasedimentar alóctone) Prateado médio
- Quartzitos Sericita xistos, lilitos, metagranitos Rochas carbonáticas Prateado médio
- Complexo Campos Gerais (terrenos tipo granito-greenstone) Domínio das rochas metamórficas e associadas (sequência vulcano-sedimentar de Alpinópolis) Domínio dos ortogneissos e granitóides
- (Dique andesítico ?
- Granitos hololeucocráticos pegmatóides Prateado médio a inferior
- Tonalitos cinza-verde (tipo Fazenda das Almas) Prateado médio a inferior
- Antibolitos blastoporfíricos (diques metabásicos) Prateado inferior a Arqueano
- Biotita tonalitos cinza porfiróides (tipo Serra da Dona) Prateado inferior a Arqueano
- Rochas metamórficas e associadas indiferenciadas
- Rochas metamórficas e associadas diferenciadas
- Clarita-tramilita xistos e fels (± antofilita, olivina → serpentina) (A textura spinifera pseudomórfica)
- Clarita-tramilita xistos e fels com nódulos (± olivina → serpentina; ortopiroxênio → talco; espinélio, e antofilita)
- Metaproxenitos
- Serpentinolitos
- Serpentina-carbonato-folco xistos
- Talco xistos
- Antibolitos (metavulcânicos máficos)
- (Estaurulita-granada) micaxistos róseos
- Formações ferríferas bandadas - BIF
- Ortogneissos e granitóides indiferenciados

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

Contatos:

- Observada
- - - Aproximada
- · - · - Sugerida
- Cioshada

Trasos estruturais:

- Plano de cisalhamento predominantemente de baixa ângulo, com indicação de mergulho
- Plano de cisalhamento predominantemente de caráter transcorrente, com indicação de sentido de deslocamento
- Componente inversa sugerida, com indicação de blocos alto (A) e baixo (B)
- Linhas fotogeológicas (A trasos de fratura)
- — — — — Traso axial de antiforme/sinalme sugerido

Foliações (xistopide, foliação miknítica):

- Baixa ângulo (0° - 30°)
- Média ângulo (30° - 60°)
- Alta ângulo (60° - 90°)
- Vertical

Eixos de dobras e lineações:

- Eixo de dobra em chevron com indicação de valor de mergulho
- Lineação com indicação do valor de mergulho
- Lineação horizontal

TOPOGRÁFICAS

- Cursos de água
- Edificações de referência
- Rodovia pavimentada MG-58
- Estradas não pavimentadas
- Caminhos
- Curvas de nível equidistantes 20m
- Cidade

0 500 1000 1500 2000 m

ESCALA GRÁFICA

PERFIL A-A'

PERFIL B-B'

GEOLOGIA POR SERGEY A. J. SZABÓ

Basi topográfica Ampliação a partir da folha topográfica 1:50.000 de Alpinópolis - SF-23-V-B-IV-3 - IBGE - 1970.

GEOLOGIA DA REGIÃO A SUL E SUDOESTE DE ALPINÓPOLIS, MG

II.B.2. Compartimentação Lito-Estrutural e Aspectos Fisiográficos da Área

Na área delimitada para este estudo encontram-se representados ambos os grandes domínios tectono-estratigráficos característicos para a região: a sua porção norte é ocupada por uma seqüência de rochas metassedimentares psamo-pelíticas correspondente ao Grupo Araxá-Canastra, enquanto a sul, na parte maior da área, estendem-se terrenos ortognáissicos-graníticos referíveis ao Complexo Campos Gerais com corpos de constituição predominantemente ultramáfica e de tamanho variável inclusos.

A distribuição das diversas unidades lito-estruturais e das grandes estruturas que moldam estes domínios reflete-se muito claramente na topografia. As Serras da Ventania e da Caieira, a norte, são sustentadas por um possante e contínuo nível quartzítico do Grupo Araxá-Canastra, sobre o qual se encontra erigida a cidade de Alpinópolis, e alcançam cotas superiores a 1.250 metros; suas cristas assimétricas, alinhadas aproximadamente segundo oeste-noroeste, têm as escarpas íngremes voltadas para sul, em direção ao conjunto dos terrenos ortognáissicos-graníticos e corpos ultramáficos, enquanto suas encostas a norte têm um caimento suave, algo côncavo naquela direção lembrando, quando vistas por quem chega de norte, da estrada Passos-Furnas, um imenso vagalhão petrificado. Ao seu sopé, do lado norte do vale dos Córregos Sapateiro, Cachoeira, Gordura e dos Melos, passa o contato entre o Grupo Araxá-Canastra e o seu embasamento ortognáissico-granítico, marcado por uma nítida descontinuidade estrutural; este contato é, na sua maioria, encoberto pelos depósitos de tálus de constituição argilo-arenosa, ricos em fragmentos de quartzito angulosos e de tamanho variado, que se desenvolvem na face sul, mais íngreme das referidas serras. Apenas no canto noroeste da área, nos arredores da Fazenda Gordura este contato se encontra parcialmente exposto.

No conjunto dos terrenos ortognáissicos-graníticos e dos corpos ultramáficos, as áreas de topografia mais baixa, de

relevo suavemente ondulado, ocasionalmente com pequenos morrotes alinhados e realçados no topo e flancos dos morros de cotas da ordem de 800-850 metros, correspondem às rochas ultramáficas; solos espessos, bem desenvolvidos e intensamente cultivados cobrem a maior parte destas áreas. Os terrenos de topografia mais irregular, com morros de superfícies rugosa e perfil côncavo-retilíneo-convexo, com cotas da ordem de 1.000-1.100 metros são constituídos de rochas ortognáissicas-graníticas que sustentam as Ser^ras do Dondó e das Posses (que faz parte da Serra do Quilombo). Os corpos ultramáficos alojam-se como vales entre estas serras (fotografias 1A e 1B).

Foram reconhecidos dois corpos ultramáficos de porte na área abrangida pelo estudo: o maior, de aproximadamente 5 quilômetros quadrados de superfície exposta, localiza-se a sul da cidade de Alpinópolis, ocupando a região baixa conhecida por Casca D'Anta pela população local; o segundo corpo, com uma superfície estimada de 2 quilômetros quadrados, ocorre a oeste, nas cercanias da Fazenda Gordura, estendendo-se em direção aproximada noroeste/sudeste até a garganta do vale pelo qual o Ribeirão Conquistinha atravessa a Serra da Ventania a norte. Um terceiro corpo grande ocorre a leste, fora da área específica deste estudo, nas cercanias da Fazenda Monte Alto, em um vale elevado na Serra do Quilombo. Corpos ultramáficos menores, de tamanho que varia de centenas de metros quadrados a alguns decímetros ou centímetros ocorrem ao redor dos corpos maiores, inclusos nos terrenos ortognáissicos-graníticos que os envolvem. Dentre estes, destacam-se dois corpos satélites do corpo ultramáfico principal de Casca D'Anta: um mais próximo, a sul do mesmo, alinhado apróximadamente segundo oeste-noroeste na encosta nordeste da Serra do Dondó, pouco a sul da ponte da estrada para Nova Resende sobre o Ribeirão da Conquista; e o outro a nordeste, algo mais afastado, cortado pelo Córrego do Sapateiro a leste da Fazenda Pouso Frio. Um terceiro corpo merecedor de destaque seria o que ocorre a noroeste da Fazenda Mutuca, a sul do vale entre as Serras do Dondó e das Posses.

Nos corpos de rochas ultramáficas, os afloramentos

ocorrem preferencialmente nas encostas e topos dos morros ao longo das drenagens principais e seguindo as zonas de contato nos flancos das serras ortognáissicas-graníticas. O corpo principal de Casca D'Anta é cortado pelo Ribeirão da Conquista, que corre de sul para norte e atravessa a Serra da Ventania por um profundo e estreito vale a leste da cidade de Alpinópolis; os melhores afloramentos desta área se situam nas encostas dos morros que margeiam o Ribeirão e seus afluentes principais, os Córregos do Sapateiro e Cachoeira, e nas encostas das Serras do Dondó e das Posses. Morrotes de relevo mais recortado e perfil côncavo que se sobressaem em meio aos morros suaves de perfil tipicamente convexo dos terrenos de rochas ultramáficas são sustentados por níveis quartzosos correspondentes às formações ferríferas bandadas intercaladas às rochas ultramáficas. O corpo ultramáfico da Fazenda Gordura aparentemente não possui continuidade física com o de Casca D'Anta, porém a área entre os dois se caracteriza por solos espessos e uma grande escassez de afloramentos, que impede a comprovação desta falta de continuidade por observação direta. Os afloramentos deste segundo corpo maior localizam-se nas encostas suaves ao longo do Ribeirão Conquistinha que também corre de sul para norte cortando a Serra da Ventania, e de seus afluentes, os Córregos Gordura, Fanqueiro e dos Melos.

Os contatos entre as rochas dos corpos ultramáficos e os terrenos ortognáissicos-graníticos ao redor são predominantemente de caráter tectônico, com desenvolvimento de foliação milonítica de ambos os lados; exibem frequentemente um aspecto alternado-intercalado, condicionado pela infiltração de material granítico ao longo dos planos de cisalhamento concomitante ao seu desenvolvimento, separando assim "lascas" de rochas ultramáficas dos corpos maiores. Esta situação é bastante clara para a região a sul do corpo principal, de Casca D'Anta, onde os corpos ultramáficos menores intercalados aos ortognaisses são nitidamente correlacionáveis ao corpo maior, separados deste por processos mistos tectônicos e intrusivos. Contatos de caráter essencialmente intrusivo entre as rochas ultramáficas e os granitóides são pouco comuns, ocorrendo de forma localizada ao longo dos contatos cisalhados quando corpos graníticos menores, não

Fotografias 1a, b - Vista geral (de norte para sul) do corpo ultramáfico maior, de Casca D'Anta, a sul de Alpinópolis. As encostas da Serra da Ventania, em primeiro plano à direita e à esquerda, correspondem a quartzo-sericita xistos do Grupo Araxá-Canastra. Os terrenos de topografia rebaixada e relevo suavemente ondulado no centro (região do Casca D'Anta) representam o domínio das rochas metaultramáficas. Ao fundo, no centro, a Serra do Dondó e, no canto esquerdo, o prolongamento das encostas da Serra das Posses (parte da Serra do Quilombo), ambas sustentadas por ortognaisses granodioríticos-tonalíticos. Fotos tiradas nas ombreiras do vale do Ribeirão da Conquistinha, a sul de Alpinópolis. na estrada que leva ao vale.

cisalhados, hololeucocráticos e de aspecto pegmatóide se fazem presente, ou no interior dos corpos ultramáficos, nas bordas de bolsões graníticos de dimensões reduzidas intrusivos nos mesmos. Em ambos os casos, há forte venulação de quartzo discordante da foliação das rochas ultramáficas nas proximidades do contato.

A feição mega-estrutural mais conspícua nos terrenos ortognáissicos-graníticos é representada por um forte alinhamento de relevo de direção oeste-noroeste e de traçado sinuoso, acompanhado de traços de relevo menos realçados, segmentados, sub-paralelos a paralelos que às vezes se unem ao alinhamento principal. O seu traçado é definido pelas encostas sul das Serras do Dondó e das Posses, mais íngremes, e, a oeste-noroeste, em direção à Fazenda Gordura, por uma série de morros menos expressivos alinhados, e por trechos retilíneos e orientados da rede de drenagem, em especial do Ribeirão Conquistinha e do Córrego do Fanqueiro. A norte deste alinhamento o relevo é mais rugoso, recortado, e há uma maior quantidade de afloramentos de rocha, enquanto a sul o relevo é mais suave, os solos mais espessos, e afloramentos de rocha, escassos. Corpos ultramáficos de porte foram encontrados apenas a norte do alinhamento: a sul, as ocorrências de rochas ultramáficas limitam-se a uns poucos níveis de talco xisto intercalados aos ortognaisses.

Este alinhamento representa a expressão topográfica de uma extensa falha de caráter predominantemente transcorrente, porém com um suposto componente inverso adicional, de sentido sinistral e com bloco alto a norte, que se sobrepõe à foliação de cisalhamento de mesma direção que molda a estruturação de toda a área.

Unidades mais recentes, de caráter sedimentar são representadas na área por depósitos aluvionares e pelos já mencionados depósitos coluvionares da base das Serras da Ventania e da Caieira. Os aluviões mais expressivos, de constituição areno-argilosa indicados no mapa geológico são dois: um que acompanha o Ribeirão da Conquista a sul da Serra das Posses até

a sua confluência com o Córrego do Sertão Grande na sua passagem entre as Serras do Dondó e das Posses, e o outro que se desenvolve na confluência dos Córregos Sapateiro e Cachoeira e do Ribeirão da Conquista na garganta do vale pelo qual este último atravessa a Serra da Ventania a norte.

II.B.3. Descrição das Unidades Lito- Estruturais da Área

II.B.3.1. Grupo Araxá - Canastra

Dado o escopo deste estudo, a sequência metassedimentar psamo-pelítica que aflora na porção norte da área, referível ao Grupo Araxá-Canastra, não foi merecedora de maiores atenções, limitando-se as observações a seu respeito à descrição sumária dos tipos petrográficos que a constituem bem como da disposição dos mesmos nas Serras da Ventania e da Caieira, à descrição das suas estruturas mesoscópicas e megascópicas e, dentro do possível, à caracterização de seu contato com o conjunto dos terrenos ortognáissicos-graníticos e dos corpos ultramáficos que lhe serve de embasamento.

No perfil da estrada a sul de Alpinópolis que desce a Serra da Caieira em direção ao Casca D'Anta, o pacote metassedimentar inicia-se na base da Serra com um nível de lentes carbonáticas grandes, de dezenas de metros de extensão lateral e vários metros de espessura aparente, muitas das quais exploradas para produção de corretivo de solo, intercaladas a (quartzo-) sericita xistos. As lentes são constituídas predominantemente de metacalcários cinzentos, com estratificação reliquiar bem evidente, e níveis intercalados de clorita xistos, ardósias grafitosas ricas em pirita, metagrauvacas (?), e variedades de rochas cálcio-pelíticas. O acamamento reliquiar é complexamente dobrado, misturando-se às vezes dobras desarmônicas, de aspecto sin-sedimentar às dobras originadas por deformação tectônica. Há uma fo

liação, nem sempre evidente, paralela ou sub-paralela ao acamamento, representada por uma clivagem ardosiana que em alguns tipos petrográficos passa a uma xistosidade; esta xistosidade pode eventualmente estar deformada, exibindo uma clivagem de crenulação bastante proeminente.

A continuação do pacote a sul do nível de lentes carbonáticas encontra-se encoberto neste perfil pelos depósitos de tálus das Serras da Caieira e da Ventania e pelo aluvião do Ribeirão da Conquista, mas em direção a leste, nas canaletas pluviais da estrada de chão batido que liga a Fazenda Pouso Frio à estrada para Carmo do Rio Claro, bem como nos cortes desta, afloram filitos invariavelmente alterados, fortemente crenulados, com os eixos da crenulação mergulhando suavemente para noroeste, que representariam a porção mais basal exposta do pacote metassedimentar na área, e que fariam parte da Sequência Carmo do Rio Claro de Heilbron *et al.* (1987). Filitos semelhantes foram encontrados ainda próximo à Fazenda Cachoeira, a oeste, onde aparentemente ocorrem como uma mancha reliquiar que escapou à erosão sobre o embasamento ortognáissico-granítico.

Em direção ao topo da sequência, seguem-se no perfil (quartzo-) sericita xistos ao nível de lentes carbonáticas. Estes xistos são cinzentos e crenulados, de aspecto amendoado característico. Podem ocorrer bancos quartzíticos de espessuras da ordem de alguns centímetros a decímetros interestratificados com os xistos; pela variação na proporção dos constituintes, os sericita xistos com quartzo podem gradar para quartzo-sericita xistos, sericita-quartzo xistos e, finalmente, quartzitos com sericita. Aproximadamente a meio caminho entre a base e a crista da Serra da Caieira ocorre um nível espesso de metagrauvacas intercalado aos sericita xistos; a rocha é de cor verde escura, constituída de clorita, quartzo e feldspato, com foliação pouco evidente em escala mesoscópica e com uma variação granulométrica indicativa da má seleção sedimentar; em alguns grânulos é possível reconhecer a morfologia externa característica de partículas sedimentares. Após o nível de metagrauvacas, a sequência prossegue com os sericita xistos, alternados com bancos quartzíticos

cada vez mais frequentes, até que no topo da Serra são totalmente substituídos por uma camada contínua, espessa de quartzito com ocasionais e delgados níveis de sericita xisto intercalados.

O pacote metassedimentar mergulha para norte com valores entre 20° e 30° . A xistosidade acompanha a estratificação de maneira paralela a sub-paralela. No paredão de quartzito da saída sul de Alpinópolis é possível reconhecer as dobras intrafoliais isoclinais e assimétricas em "Z" (vista de leste para oeste) seccionados no seu flanco inferior, descritas em trabalhos anteriores (e.g. Schmidt 1983 e Heilbron *et al.* 1987). Nos quartzitos desenvolve-se uma geração de lineações de estiramento sub-horizontais bastante evidente, orientada aproximadamente oeste-noroeste, observável em toda a extensão do pacote quartzítico até a região de Furnas e Capitólio a leste. A camada de quartzitos encontra-se ondulada por uma série de sinformais e antiformais suaves, de comprimento de onda da ordem de centenas de metros que, ocasionalmente, constituem braquissinformais e braquiantiformais; é cortada por uma série de falhas normais escalonadas de rejeito individual de alguns decímetros, cujos planos têm direção aproximada leste/oeste e mergulham com valores elevados para sul.

O estilo e o arranjo das diversas estruturas sugerem uma seqüência de deformações que se inicia com um cisalhamento dúctil heterogêneo e passa gradualmente a condições menos dúcteis, conforme indicado pelas dobras-falha assimétricas, culminando em uma fase predominantemente rúptil final. Esta seqüência de deformações é, na sua essência, a mesma sugerida por Heilbron *et al.* (1987) para o Grupo Araxá- Canastra.

A oeste, a norte da Fazenda Gordura, na garganta do vale pelo qual o Ribeirão Conquistinha cruza a Serra da Ventania e nas encostas da Serra a norte do Córrego dos Melos, o contato entre a seqüência metassedimentar e o seu embasamento ortognáissico-granítico com corpos ultramáficos inclusos encontra-se parcialmente exposto. Nesta área, a seqüência inicia-se no contato com quartzitos laminados, quartzo-sericita- e sericita-quart-

zo xistos alternados ou com um nível de quartzo-biotita xistos que correspondem provavelmente a metagrauvacas. Tanto o acamamento como a xistosidade mergulham com valores baixos a moderados para norte-nordeste, seguindo a atitude geral do contato. Localmente, porém, o contato, nitidamente tectônico, acompanhado de intensa venulação de quartzo e silicificação parcial das rochas ultramáficas, pode se tornar significativamente mais íngreme, adotando mergulhos moderados a altos para norte e oeste; a sua direção também pode apresentar variações, passando a ser norte / sul em alguns locais. Na garganta do vale do Ribeirão Conquistinha, imediatamente a sul do contato, a foliação das rochas ultramáficas parcialmente talcificadas é subconcordante com a atitude do pacote metassedimentar que as recobre; a uma pequena distância do contato, porém, a foliação de mergulhos predominantemente altos a moderados e caracteristicamente sinuosa do embasamento é claramente discordante da nítida e constante estratificação litológica e da marcada xistosidade que a acompanha no Grupo Araxá - Canastra. Esta discordância estrutural é evidente em toda a extensão do contato: mesmo a sul de Alpinópolis, onde o mesmo se encontra encoberto, a atitude coerente, constante do pacote metassedimentar a norte, é visivelmente distinta do padrão estrutural mais complexamente organizado do seu embasamento a sul. A interface entre ambos - embasamento e sequência de cobertura - apresenta aparentemente uma faixa de interferência relativamente delgada de ambos os lados; a sua atitude geral é constante e concordante com a do pacote metassedimentar, mas pode ocasionalmente adquirir uma orientação local distinta.

Parece bastante razoável supor que o Grupo Araxá - Canastra faça parte na região de Alpinópolis de uma mega-estrutura alóctone, tectonicamente colocada sobre o conjunto dos terrenos ortognáissicos-graníticos e dos corpos ultramáficos através de uma superfície de empurrão de baixo ângulo, tal como sugerido anteriormente pela maioria dos trabalhos que versam sobre a questão. O sentido de transporte da sequência, sugerido como sendo de sul para norte por alguns autores (e.g. Teixeira 1978 e Schmidt 1983), permanece em aberto: a forte lineação de estiramento observada nos quartzitos indicaria, mais seguramente, uma

direção de deslocamento leste-sudeste para o pacote; o arranjo sigmoidal da xistosidade nos níveis de sericita xisto intercalados aos quartzitos, bem como a continuidade do pacote em direção a oeste e a sua forma em língua estendendo-se para leste sugerem um deslocamento de oeste para leste, provavelmente como uma *nappe* de cobertura. O critério da geometria das dobras assimétricas nos quartzitos, utilizado anteriormente para definir o sentido de deslocamento, deve ser considerado com cautela, uma vez que a deformação no estágio de desenvolvimento da *nappe* teria se dado por cisalhamento heterogêneo de baixo ângulo, e a posição estrutural em que se encontra a sequência - se flanco inverso ou normal-também é motivo de dúvidas. Apenas futuros estudos mais específicos poderão esclarecer a questão a contento.

II.B.3.2. Complexo Campos Gerais

II.B.3.2.1. Os terrenos ortognaissícos-graníticos

O Complexo Campos Gerais é representado a sul e sudoeste de Alpinópolis por um conjunto de rochas ortognaissícas - graníticas de grande variedade textural e estrutural, indicativa de uma história deformacional complexa acompanhada de fenômenos de remobilização (anatexia) e de introdução de material granítico nos ortognaisses mais antigos. O componente principal deste conjunto corresponde a ortognaisses cinzentos de constituição tonalítica e granodiorítica *s.l.*, que podem tanto ser bandados/laminados como homogêneos, porém foliados. Uma conspícua foliação de cisalhamento orientada segundo oeste-noroeste/leste-sudeste, ligeiramente sinuosa, de mergulhos acentuados a moderados ora para sul, ora para norte, prevalecendo aparentemente este último rumo, representa a característica estrutural mais abrangente deste conjunto na área.

Nos ortognaisses, os tipos petrográficos identificados constituem uma série de rochas de grau de cisalhamento va-

riado, abrangendo um leque completo, contínuo entre núcleos com texturas ígneas preservadas e gnaisses protomiloníticos/miloníticos a milonitos s.s., acompanhados de fenômenos de remobilização simultânea ou quase-simultânea em proporções diversas. Dentre estas variedades, destacam-se os biotita ortognaisses tonalíticos cinza porfiróides, de aspecto característico (fotografia 2), denominados informalmente "tipo Serra do Dondó", envoltos e cortados por gnaisses intensamente foliados, cisalhados, que parecem corresponder a remanescentes de unidades tonalíticas antigas, outrora mais extensas, modificadas e substituídas, em parte, no decorrer da evolução geológica da área. Mediante a superimposição de deformações e remobilizações sucessivas, este tonalito porfiróide daria lugar aos demais ortognaisses cinzentos, granodioríticos, cisalhados e bandados, às vezes blasto-porfiróides. Além destes ortognaisses, fazem parte do conjunto ortognáissico-granítico ortognaisses tonalíticos cinza-esverdeados não porfiróides, de aspecto homogêneo e de foliação mais sutil, que afloram nos terrenos mais baixos, de relevo menos recortado a sul da Serra do Dondó, e denominados informalmente "tipo Fazenda das Almas"; gnaisses graníticos e granitóides diversos, e corpos de dimensões reduzidas de granitóides hololeucocráticos de granulação grossa e aspecto pegmatóide que gradam para porções micrograníticas aplíticas.

Devido às condições de exposição desfavoráveis, ao padrão estrutural complexo e à grande variabilidade interna que apresenta, a compartimentação do conjunto ortognáissico-granítico, as relações entre os diversos tipos petrográficos que o constituem, e a distribuição espacial dos mesmos são ainda pouco conhecidas. A interface entre os diversos tipos petrográficos pode ser gradacional, como entre os ortognaisses tonalíticos porfiróides tipo Serra do Dondó, os ortognaisses bandados/laminados protomiloníticos/miloníticos e os milonitos s.s., ou brusco, como acontece com alguns veios e bolsões micrograníticos ou pegmatóides ou mesmo entre núcleos de ortognaisses tonalíticos porfiróides e as faixas miloníticas que os cortam; ou ser de caráter indeterminado, como no caso dos ortognaisses tonalíticos tipo Fazenda das Almas, cuja relação com as demais rochas do conjunto é

ainda desconhecida. No mapa geológico em anexo (figura 4), encontram-se destacados alguns domínios em que prevalece um determinado tipo petrográfico; porém, mesmo nestes domínios misturam-se feições dos demais tipos petrográficos às feições características do predominante.

- a) Os ortognaisses tonalíticos tipo Serra do Dondó e os ortognaisses protomiloníticos/miloníticos associados

Os ortognaisses tonalíticos cinza porfiróides tipo Serra do Dondó afloram com aspecto relativamente mais homogêneo, menos intensamente foliados ou bandados ao longo do contato norte do corpo ultramáfico principal, de Casca D'Anta, acompanhando o Córrego Cachoeira, onde a sua textura porfiróide encontra-se bem preservada, com megacristais tabulares de plagioclásio de disposição geral aleatória, esparsos, de tamanho em torno de 0,5-2,0 centímetros, mas que podem alcançar até 5,0 a 7,0 centímetros de comprimento. Nas encostas setentrionais da Serra do Dondó, ao longo do contato sul do mesmo corpo ultramáfico, estes ortognaisses tonalíticos porfiróides aparecem como núcleos menos deformados, de tamanho variável, envoltos pelos gnaisses bandados/laminados protomiloníticos/miloníticos cinzentos, de foliação suavemente sinuosa, anastomosada, que sustentam a Serra, e nos quais frequentemente é possível reconhecer a textura porfiróide típica do ortogneisse tonalítico tipo Serra do Dondó modificada pela deformação, (e.g. fotografia 4). Mesmo na região do Córrego Cachoeira os ortognaisses tonalíticos porfiróides, preservados de maneira mais extensa, contínua, são cortados em porções variáveis por faixas anastomosadas intensamente foliadas e de granulação reduzida, mais claras, que transicionam para faixas e bandas hololeucocráticas, de composição granítica e aspecto variando de flebítico a nebulítico (fotografia 2).

Os ortognaisses bandados/laminados protomiloníticos/miloníticos correspondentes ao ortogneisse tonalítico tipo Serra do Dondó cisalhado e parcialmente remobilizado prolongam -

FOTOGRAFIAS 2 a 4

Fotografia 2 - Ortognaisse tonalítico cinza porfiróide, tipo Serra do Dondó. Porção menos deformada, quase-mac^{ça}, com megacristais tabulares curtos de plagioclásio de dimensões centimétricas a milimétricas aleatoriamente dispostos, cortada por uma faixa de composição granítica, de granulação fina e intensamente foliada, localmente de aspecto nebulítico-flebítico, gerada possivelmente por cisalhamento e remobilização anatexítica concomitantes ou quase-concomitantes. Afloramento SZALP 25 - Fazenda Monjolinho.

Fotografia 3 - Ortognaisse tonalítico cinza porfiróide, tipo Serra do Dondó, homogêneo, cisalhado. A foliação em evidência se deve à orientação dos megacristais, de plagioclásio estirados e do quartzo lenticular/discóide intersticial. Afloramento SZALP 42 - lado sul da estrada para Fazenda Gordura, próximo às cabeceiras do Córrego Gordura.

Fotografia 4 - Ortognaisse granodiorítico cinza bandado com porções mais escuras, porfiroclásticas, alternadas com lâminas brancas estiradas, localmente de aspecto flebítico, que por vezes desenham dobras intrafoliais isoclinais a assimétricas. Afloramento SZALP 174 - margem ocidental do Ribeirão da Conquista, a sul da ponte da estrada para Fazenda Mutuca-Nova Resende.

3

4

2

-se para oeste-noroeste, em direção à Fazenda Gordura, na forma de uma série de morros menores alinhados, que dão continuidade à Serra do Dondó e cujos flancos meridionais, como já mencionado, representam a expressão topográfica da extensa falha transcorrente de direção oeste-noroeste que corta o conjunto ortognaissico-granítico. Ao longo do flanco sul destes morros alinhados, os ortognaisses porfiróides tipo Dondó gradam para verdadeiros milonitos laminados/listrados, porfiroclásticos ou não (fotografias 2 a 5). As feições características do ortognaisse tonalítico porfiróide tipo Dondó transparecem nos demais ortognaisses em diversas situações, como por exemplo nos afloramentos entre o Córrego Gordura e o Ribeirão Conquistinha, a sudeste da Fazenda Gordura (fotografia 3). Vale a pena mencionar que os ortognaisses tonalíticos porfiróides tipo Dondó estendem-se para oeste até a norte de Fortaleza de Minas, onde assumem um aspecto nebulítico, tenuemente bandado, com segregação de delgadas películas orientadas de máficos, possivelmente devido ao predomínio dos processos anatextíticos sobre os processos dinâmicos.

As características estruturais e petrográficas dos ortognaisses granodioríticos protomiloníticos refletem os fenômenos de cisalhamento e remobilização a que foram submetidos. Estes processos ocorreram provavelmente de maneira concomitante ou quase-concomitante, prevalecendo o cisalhamento dúctil heterogêneo e com a remobilização contribuindo em escala variável. Em escala mesoscópica, as feições mais notáveis dos ortognaisses seriam a marcada foliação, definida pela orientação do quartzo lenticular/discóide e dos feldspatos tabulares estirados (*e.g.* fotografia 3) e em menor proporção, das palhetas de biotita dispersas pela textura ou concentradas ao longo das interfaces entre bandas mais claras e mais escuras, e o bandamento, que se caracteriza pela alternância de níveis cinzentos, mais escuros e lâminas e bandas brancas e cinza-claras de espessura que varia de milimétrica a centi- ou mesmo decimétrica (fotografia 4). São relativamente comuns dobras intrafoliares de ápice espessado e flancos adelgaçados, isoclinais, às vezes disruptas, ou assimétricas, desenhadas pelos níveis mais claros no bandamento; o aspecto das lâminas, lentes e bandas mais claras, hololeucocráti

cas varia de laminar-retilíneo, milonítico a flebítico-nebulítico, às vezes mesmo tipo *pinch and swell*, e são subparalelas/paralelas ou ligeiramente oblíquas a foliação. Nas interfaces entre leitos mais escuros e mais claros às vezes desenvolvem-se delgadas e descontínuas franjas de biotita, ao longo das quais o deslocamento gnáissico é mais acentuado. Nas superfícies do deslocamento ressalta-se uma forte lineação de estiramento impressa pelos porfiroclastos de feldspato.

A foliação é suavemente sinuosa e anastomosada em escala de dezenas a centenas de metros e plano-paralela, retilínea em escala mais reduzida, da ordem de decímetros a poucos metros, e tem direção predominante oeste-noroeste/leste - sudeste, mergulhando com valores altos a moderados preferencialmente para norte, ou subordinadamente para sul, quando a norte da falha transcorrente que passa a sul das Serras do Dondó e das Posses e, preferencialmente para sul, quando a sul da mesma. As lineações de estiramento têm direção preferencial entre leste/oeste e oeste-noroeste/leste-sudeste e apresentam mergulhos entre 10° e 20° ora para oeste, ora para leste; lineações de estiramento de aspecto semelhante a sul do corpo ultramáfico maior, de Casca D'Anta, têm atitudes diferentes: mergulham com valores entre 40° e 50° para nordeste. As dobras intrafoliares assimétricas maiores são de perfil predominantemente em "S", mas dobras assimétricas menores, parasíticas nos seus flancos, podem ser alternadamente tanto em "S" como em "Z". O bandamento dos ortognaisses é ainda dobrado de maneira concêntrica, em dobras isópacas de perfil mais suave. Dobras mais apertadas, de perfil triangular também podem ocorrer. Ao longo do traçado da falha transcorrente marcado pelas encostas meridionais das Serras do Dondó e das Posses e, em especial no vale entre as duas Serras, a noroeste da Fazenda Mutuca, planos de falha estriados se sobrepõem de maneira subparalela ou ligeiramente oblíqua à foliação de cisalhamento dos ortognaisses e das rochas ultramáficas inclusas nos mesmos; as estrias de falha têm direção aproximada oeste-sudoeste e são subhorizontais a suavemente inclinadas para oeste, com valores de até 5° . Os planos de falha têm mergulhos acentuados para norte.

Ao microscópio, os leitos mais escuros, tipicamente porfiroclásticos dos ortognaisses bandados/laminados apresentam texturas protomiloníticas/miloníticas com quartzo fitado, estirado, orlas de granulação reduzida em torno dos minerais deformados e microplanos de cisalhamento sinuosos, ondulados ao longo dos quais ocorre uma distinta redução granulométrica. A sua composição é granodiorítica s.l.: o plagioclásio, um oligoclásio de zoneamento normal contínuo, suave, com geminação da Albita, hábito ovóide nos indivíduos maiores ou, mais raramente, tabular curto reliquiar, ora mais, ora menos saussurítico, às vezes com discretas bordas albíticas, predomina sobre o microclínio xenomórfico, pertítico. A granulação varia entre 1,0-4,0 milímetros e centésimos de milímetros. Ocasionalmente é possível reconhecer vestígios de texturas inequigranulares seriadas, panxenomórficas a xenomórficas, modificadas pelo cisalhamento.

O quartzo, com nítida extinção ondulante, é intersticial aos feldspatos e apresenta-se fusiforme ou fitado (*ribbon*), frequentemente com orlas de granulação reduzida, poligonizada a amebóide. Gotículas de quartzo inclusas nos plagioclásios são comuns, bem como manchas e inclusões de plagioclásio em continuidade de óptica nos microclínios; mirmequitas podem ocorrer de maneira mais ou menos frequente. O mineral máfico mais comum é a biotita, em palhetas finas de tons castanhos, comumente cloritizada, presente em geral em quantidade próxima ou inferior a 5% em volume. Os demais minerais acessórios onipresentes são a titanita, apatita e zircão; allanita, granada e hornblenda são acessórios ocasionais que, quando presentes, ocorrem em quantidades ínfimas. Minerais do grupo do epidoto, sericita, carbonatos, leucoxênio e clorita representam os produtos de alteração mais comuns. Nos leitos mais claros intercalados aos leitos mais escuros, porfiroclásticos, a composição passa a granítica, e o microclínio e quartzo se tornam majoritários na textura panxenomórfica, amebóide. Minerais máficos são praticamente ausentes nestes leitos.

Nos ortognaisses tonalíticos porfiróides tipo Serra do Dondó, as texturas são tipicamente hipidiomórficas porfiróides, parcialmente modificadas pela deformação e recristalização. O

plagioclásio tem o predomínio absoluto entre os feldspatos: sua composição oscila entre oligoclásio sódico a cálcico, possui zoneamento normal contínuo e ocasionais e intermitentes bordas albíticas; é ora mais, ora menos saussuritizado, geralmente de forma mais intensa quando deformado, e tem hábito ovóide a tabular curto reliquiar. Seu tamanho varia de centimétrico nos megacristais maiores, esparsos, atingindo mais raramente até 5,0-7,0 centímetros, a milimétrico, da ordem de 2,0-6,0 milímetros nos indivíduos de contornos destacados, menores, até submilimétrico na matriz; a sua geminação é predominantemente de tipo Albita, às vezes combinada com Carlsbad, e as maclas estão frequentemente encurvadas pela deformação.

A matriz dos megacristsais de plagioclásio milimétricos a centimétricos é seriada, com granulação variando de décimos a centésimos de milímetro, constituída de quartzo e plagioclásio acompanhados dos minerais acessórios. O microclínio, quando presente, ocorre em grãos discretos, pertíticos, pouco desenvolvidos, que se alojam entre os constituintes minerais mais frequentes, como que parasitando os interstícios e as interfaces entre eles. O quartzo, xenomórfico e com forte extinção ondulante, é tipicamente intersticial aos plagioclásios, de hábito lenticular a fitado, com orlas de granulação reduzida, da ordem de centésimos a milésimos de milímetros, poligonizadas.

A biotita é o acessório onipresente mais comum e ocorre em palhetas milimétricas castanhas a castanho-avermelhadas, geralmente cloritizadas e deformadas, com *kink bands*, regularmente distribuída pela textura. É relativamente comum nestas rochas a presença de um anfibólio pleocróico verde médio e verde-claro/verde-amarelo, identificado pelas suas características ópticas expeditas como uma hornblenda, que pode estar parcial ou totalmente substituída por um anfibólio da série actinolita/tremolita, mais pálido e de pleocroísmo mais sutil; esta hornblenda geralmente se faz presente de maneira accidental, mas pode se tornar mais representativa, passando a constituir, segundo estimativas, até 15% ou 20% em volume em algumas rochas. Na sua dominante maioria, os ortognaisses tonalíticos porfirói-

des tipo Serra do Dondó são hololeucocráticos ou ligeiramente leucocráticos e variedades com índice de cor mais acentuado são pouco comuns. Dentre os minerais acessórios, a titanita, geralmente idiomórfica, às vezes substituída por leucoxênio e ilmenita, é a mais representativa depois da biotita, seguida pela apatita e pelo zircão, ambos relativamente frequentes; minerais opacos e allanita podem ocorrer em traços. Os minerais do grupo do epidoto, sericita, e às vezes carbonatos são provenientes da saussuritização do plagioclásio mas preenchem também os microplanos de cisalhamento que cortam a textura.

b) Os ortognaisses tonalíticos tipo Fazenda das Almas

A sul da falha transcorrente cujo traçado é marcado pelas encostas meridionais mais íngremes das Serras do Dondó e das Posses não foram reconhecidas as feições características dos ortognaisses tonalíticos cinza porfiróides tipo Serra do Dondó. Em seu lugar, ocorrem nas cercanias da Fazenda das Almas e de ambos os lados do Córrego das Almas ortognaisses tonalíticos mais homogêneos, não porfiróides, cinza-esverdeados, de foliação menos evidente. A extensão destes ortognaisses tonalíticos, designados tipo Fazendas das Almas, foi estimada com base em alguns poucos afloramentos esparsos; o seu aspecto geral e as suas características petrográficas parecem variar pouco de local para local, indicando uma certa homogeneidade nesta porção conhecida do corpo a que pertencem. A sua área de ocorrência coincide em parte com a posição assinalada por Teixeira *et al.* (1987) para corpos de hornblenda-magnetita tonalitos: de fato, em alguns dos afloramentos é possível detectar um fraco, porém evidente magnetismo nestas rochas.

Ao microscópio, apresentam textura hipidiomórfica não porfiróide, ligeiramente modificada pela deformação, passando a exibir localmente feições tipo *mortar*; a granulação tem uma distribuição bimodal, com indivíduos maiores de plagioclásio e

quartzo, de tamanho entre 1 e 4 milímetros, cercados de grãos menores de dimensões da ordem de décimos a centésimos de milímetros. O plagioclásio, de contornos ovóides/tabulares, apresenta geminação polissintética fina, e é saussuritizado de maneira mais intensa nos indivíduos menores, mais fraturados, e mais incipientemente nos indivíduos maiores, menos deformados; a sua composição é estimada entre oligoclásio intermediário a andesina sódica; às vezes, apresenta bordas e manchas albíticas. O quartzo é xenomórfico, intersticial ao plagioclásio, com forte extinção ondulante, tipicamente envolto por orlas de granulação reduzida, amebóides a poligonizadas. O acessório onipresente mais freqüente é a biotita, originalmente em palhetas finas de tons castanho-avermelhados intersticiais ao plagioclásio e ao quartzo, hoje substituída, na maioria das vezes, por clorita com inclusões discretas de titanita ou rutilo. A titanita é um acessório menos freqüente, às vezes parcial ou totalmente substituída por leucoxênio e um mineral opaco (ilmenita?). Hornblenda, às vezes substituída por um anfibólio actinolítico/tremolítico, é um acessório comum, porém volumetricamente pouco significativo. Apatita, zircão (ambos razoavelmente freqüentes e bem desenvolvidos), minerais opacos (magnetita, ilmenita?) e allanita completam a lista dos minerais acessórios. Minerais do grupo do epidoto, sericita e carbonatos mais uma vez representam os produtos da saussuritização do plagioclásio. Microclínio também pode ocorrer, em raros e discretos indivíduos alojados nas áreas mais intensamente deformadas entre os plagioclásios maiores.

Como já mencionado, a falta de contatos expostos torna difícil estabelecer as relações entre os ortognaisses tonalíticos tipo Fazenda das Almas e os demais tipos petrográficos do conjunto ortognáissico-granítico. O seu aspecto geral homogêneo pouco variado, a sua foliação menos realçada, bem como a ausência de modificações mais evidentes produzidas quer por cisalhamento, quer por remobilizações posteriores levam a crer que se trata de um corpo tonalítico preservado dos processos tectono-termiais mais intensos que afetaram o restante dos terrenos ortognáissicos-graníticos, talvez por ser de colocação tardia no conjunto. Uma alternativa menos plausível para explicar estas características ob-

servadas seria a de que as ocorrências dos ortognaisses tonalíticos tipo Fazenda das Almas conhecidas corresponderiam a núcleos mais preservados de um corpo igualmente afetado pelos referidos processos, mas cujas porções mais intensamente modificadas se encontram encobertas graças ao intemperismo seletivo, mais acentuado a que foram submetidas.

c) Gnaisses graníticos e granitóides indistintos

Além dos ortognaisses tonalíticos porfiróides tipo Serra do Dondó, dos ortognaisses cisalhados, bandados/laminados que se lhes associam, e dos ortognaisses tonalíticos tipo Fazenda das Almas, há gnaisses graníticos/granodioríticos, granitóides e granito-gnaisses diversos, e gnaisses migmatíticos que participam em proporção significativa do conjunto ortognáissico-granítico, mas cujo caráter e relação com as rochas tonalíticas/granodioríticas não se encontram claramente estabelecidas ainda. Os granitóides e granito-gnaisses parecem representar manifestações magmáticas de volume variável, intrusivas nos terrenos ortognáissicos mais antigos sob regime sin-deformacional e tardi/pós-deformacional. Sua área de ocorrência principal é a Serra do Quilombo, na porção oriental da área, tendo sido observados em maior detalhe no vale do Córrego do Sapateiro, mais especificamente nas encostas a leste do Córrego. Constituem, aparentemente, o componente predominante do conjunto ortognáissico-granítico na aquela área, mas ocorrências restritas de granitos cinzentos com biotita, homogêneos, equigranulares médios e isótropos a criptofoliados em escala mesoscópica, foram registrados também na Serra do Dondó. Na Serra do Quilombo, os granito-gnaisses de bandamento difuso adquirem gradativamente aspecto nebulítico e passam a granitóides de homogeneidade regular, tenuemente bandados e com foliação ora mais, ora menos realçada.

Ocasionalmente, destacam-se bolsões de granulação grossa, hololeucocráticos, de aspecto pegmatóide em meio aos granitóides e granito-gnaisses. Na porção meridional da área aflo-

ram biotita gnaisses granodioríticos/graníticos cinzentos, bandados que aparentam ser distintos dos ortognaisses tonalíticos / granodioríticos porfiróides ou bandados/laminados característicos da Serra do Dondó, cujas feições porfiróides reliquias distintas lhes são estranhas; biotita gnaisses bandados semelhantes foram observados também em outros locais, como nas encostas a oeste do Ribeirão da Conquistinha, na porção ocidental da área. Gnaisses de aspecto migmatítico característico, com feições agmatíticas, nebulíticas, *schlieren* e *schollen*, de paleossoma representado por um biotita gnaisse com lentes anfibolíticas intercaladas, de bandamento retorcido, truncado e parcialmente englobado pelo neossoma granítico cinza claro a branco, foram descritos nos arredores da Fazenda Sapé, na porção ocidental da área; feições migmatíticas típicas se desenvolvem localmente também em ortognaisses do flanco meridional da Serra do Dondó.

No vale da junção entre as Serras do Dondó e das Posses, a norte da Fazenda Mutuca, desenvolvem-se corpos tabulares de espessura variável de alguns centímetros a vários decímetros, constituídos de granitóides homogêneos, pouco ou nada foliados, finos a médios, ou mesmo de microgranitos, intercalados de maneira concordante aos ortognaisses fortemente bandados/laminados e às rochas ultramáficas e anfibolíticas inclusas nestes ortognaisses, acompanhando frequentemente as interfaces entre tipos petrográficos alternados; corresponderiam a intrusões tardi/pós-deformacionais, tipo *lit-par-lit*, que aproveitam para a sua colocação os planos estruturais previamente estabelecidos. Tendo sido gerados sob regime de atenuação de esforços, não registram deformações significativas posteriores à sua consolidação. Outras manifestações magmáticas tardias são representadas por corpos graníticos de dimensões reduzidas, de poucos decímetros a alguns metros de extensão, que se instalam ao longo do contato entre as rochas ultramáficas e os terrenos ortognáissicos-graníticos ou mesmo no interior dos corpos ultramáficos na forma de bolsões irregulares e corpos tabulares discordantes. São constituídos de granitos hololeucocráticos de granulação grossa e aspecto pegmatóide que gradam para microgranitos e aplitos, maciços e cataclasados com intensidade variável, e se caracterizam por apre-

sentar contatos que truncam as estruturas das rochas encaixantes de maneira brusca; uma forte venulação de quartzo se desenvolve nas rochas ultramáficas ao longo destes contatos intrusivos (fotografias 6 e 7).

d) Os corpos anfibolíticos intercalados

Corpos anfibolíticos tabulares a lenticulares concordantemente intercalados aos ortognaisses ocorrem dispersos pela área ou, às vezes, concentrados em regiões específicas, como no vale da junção entre as Serras do Dondó e das Posses, a sul do corpo ultramáfico principal de Casca D'Anta; apresentam núcleos maciços de textura blastoporfiróide com matriz gabróide, envolvidos por bordas nematoblásticas, intensamente foliadas, de granulação fina e espessura variável; em um destes corpos, a norte da Fazenda Mutuca, a lineação mineral definida pelo anfibólio mergulha em torno de 20° para oeste-sudoeste. Corresponderiam a diques básicos, de colocação sin/tardi-tectônica controlada pela estruturação dos ortognaisses, cisalhados de maneira nem sempre penetrativa junto aos mesmos. Anfibolitos semelhantes foram descritos acompanhando as rochas ultramáficas e suas características serão discutidas em maior detalhe mais adiante, quando da descrição dos corpos ultramáficos.

Além dos anfibolitos com textura blastoporfiróide, há ocorrências esparsas de um hornblenda xisto equigranular médio, fortemente lineado, nematoblástico, também concordantemente intercalado aos ortognaisses, no qual a hornblenda é o mineral amplamente predominante, substituída nas bordas por um anfibólio actinolítico/tremolítico e acompanhada de minerais do grupo do epidoto, plagioclásio, minerais opacos em quantidade subordinada. Este hornblenda xisto representa possivelmente rochas básicas de diques ou de outros corpos intrusivos de pequeno volume, de provável caráter diferenciado, cumulático, recristalizadas de maneira mais intensa, penetrativa.

Rochas básicas maciças não deformadas, de metamorfismo ausente ou apenas incipiente, também ocorrem na área em raros corpos de dimensões reduzidas e de geometria tabular a elipsoidal ou mesmo indefinida, e são representadas por olivina gabros e microgabros toleíticos; em alguns casos, exibem bordas de granulação mais fina e textura intergranular a subofítica, e núcleos de granulação média a fina e textura gabróide. Foram registradas ocorrências destas rochas nos arredores da Fazenda Sapé e próximo à confluência do Ribeirão Conquistinha e do Córrego do Fanqueiro na porção oeste da área, e nas cercanias da Fazenda dos Martins no lado leste. Nos terrenos ortognáissicos de topografia mais baixa, a sul da Serra das Posses, a sul-sudeste da Fazenda Mutuca, aflora um dique extenso, suavemente sinuoso de rochas andesíticas s.l, finas, não deformadas, com textura em feltro passando a subofítica, constituídas de plagioclásio ripiforme intensamente saussuritizado, piroxênio (pigeonita, augita?) substituído por clorita magnésiana no núcleo e um anfibólio actinolítico/tremolítico nas bordas, minerais opacos (predominantemente ilmenita) e titanita frequentes, e com feições microgranofíricas (albita, quartzo) intersticiais. Este dique andesítico, de padrão de alteração compatível com condições metamórficas de grau incipiente ou mesmo autometamórficas/hidrotermais, representa, junto aos raros corpos de olivina gabro e microgabro, as manifestações magmáticas mais tardias registradas na área, certamente posteriores à cessação dos processos tectono-termais atuantes nas rochas mais antigas. A relação temporal e/ou genética entre o dique andesítico e os olivina gabros e microgabros toleíticos é ainda indefinida.

e) A estruturação dos terrenos ortognáissicos-graníticos

Apesar de, dado o escopo desta pesquisa, a análise estrutural dos terrenos ortognáissicos ter sido feita de maneira abrangente, menos detalhada, as observações de caráter geral permitem reconhecer nestes terrenos uma fase de deformação

FOTOGRAFIAS 5 a 7

Fotografia 5 - Milonito bandado/laminado de ortognaisses tonalíticos cinza porfiróides tipo Serra do Dondó, com estrutura de fluxo e textura porfiroclástica/milonítica. Afloramento SZALP 100 - leito do Ribeirão da Conquistinha a sul da Fazenda Gordura.

Fotografia 6 - Contato discordante intrusivo entre granitóide hololeucocrático (cinza-branco, na cabeça do martelo) e clorita - tremolita fels (cinza-verde, embaixo do cabo do martelo). Afloramento SZALP 87 - Casca D'Anta, margem oriental do Ribeirão da Conquista, próximo à corredeira a sul da confluência com o Córrego Cachoeira.

Fotografia 7 - Venulação microgranitóide nos clorita - tremolita xistos próximo ao contato da fotografia anterior (mesmo afloramento).

6

7

5

principal, mais intensa e predominante, que se processou sob condições de cisalhamento dúctil heterogêneo de alto ângulo, responsável pela forte linearidade do arcabouço estrutural da área e pelo desenvolvimento da foliação milonítica, ambas de direção aproximada oeste-noroeste/leste-sudeste; este cisalhamento teve aparentemente sentido sinistral dominante, embora feições indicativas de movimentação destal possam desenvolver-se em escala local. De maneira mais ou menos paulatina, sobrepõem-se às estruturas geradas pela deformação de caráter dúctil, estruturas originadas sob condições mais plásticas, de caráter dúctil/frágil e, finalmente, estruturas indicativas de um regime francamente rúptil, como planos de falha estriados, acompanhados ou não de brechas cataclásticas. Eventuais fases anteriores à fase principal teriam sido mascaradas pela mesma e estudos mais detalhados seriam necessários para comprovar sua existência e caracterizá-las de maneira apropriada. Da mesma forma, seria merecedora de atenção especial a determinação mais segura do sentido dos movimentos e distribuição das tensões tanto no regime de cisalhamento dúctil como nas falhas de caráter mais rúptil superimpostas; o sentido do movimento seria indicado como sinistral para ambos os casos por uma avaliação preliminar feita com base em feições estruturais diagnósticas observadas, como o arranjo sigmoidal da foliação de cisalhamento em torno dos porfiroclastos de feldspato e a geometria das dobras intrafoliares assimétricas; ou, para as falhas de caráter mais rúptil, a rugosidade dos espelhos de falha e, em escala regional, a geometria de estruturas megascópicas como, por exemplo, a antiforme de Itaú de Minas, que representaria uma megadobra de arrasto produzida em rochas do Grupo Araxá - Canastra pela falha transcorrente que passa a sul das Serras do Dondó e das Posses e se prolonga com uma inflexão para noroeste até Cássia (Oliveira *et al.* 1983), seccionando a linha de cristas da Serra da Ventania (figura 2) e juxtapondo no flanco sul, mais curto da antiforme de Itaú, milonitos de quartzitos do Grupo Araxá-Canastra e de rochas ultramáficas do embasamento em arranjo vertical /subvertical. Esta falha (denominada "Zona de Falha de Cássia" por Oliveira *et al.* 1983) faria parte da Zona Rúptil Cássia-Barbacena (Wernick *et al.* 1981) e teria se instalado de maneira concordante a subconcordante sobre a estrutura

ção do conjunto dos terrenos ortognáissicos-graníticos e dos corpos ultramáficos, parasitando as direções estruturais previamente estabelecidas pelo cisalhamento dúctil de alto ângulo neste embasamento mais antigo, recoberto de forma nitidamente discordante pela sequência metassedimentar alóctone do Grupo Araxá-Canastra, que é também afetada pela referida falha. Este arranjo indicaria o desenvolvimento das deformações de regime rúptil em estádios bem mais recentes, quando a compartimentação tectono-estratigráfica da área já se encontraria estabelecida, e que teriam se concentrado em zonas de largura mais restrita que as deformações de ampla distribuição e grande extensão lateral, penetrativas em escala regional, produzidas pelo cisalhamento dúctil.

II.B.3.2.2. Os corpos ultramáficos

A estimar pelas suas porções expostas, os corpos ultramáficos que afloram a sul e sudoeste de Alpinópolis têm nas variedades de clorita-tremolita xistos e fels (=rochas maciças ou sem foliação evidente em escala mesoscópica) os seus tipos petrográficos volumetricamente mais representativos, seguidos, em proporção mais modesta, por serpentinitos e serpentina xistos e por variedades de rochas ultramáficas subordinadas, como metapiroxe-nitos, talco xistos e serpentina-talco xistos carbonáticos. Além das rochas metaultramáficas propriamente ditas, estes corpos compreendem ainda tipos petrográficos menores, como rochas metassedimentares, representadas por quartzo micaxistos róseos com ou sem granada e/ou estauroлита, formações ferríferas bandadas (BIF - *banded iron formations*) e *metacherts*, e anfibolitos diversos, entre os quais há tipos grano-nematoblásticos finos, concordantemente intercalados às rochas metaultramáficas, e tipos blasto-porfiríticos com vestígios de texturas subofíticas/intergranulares na matriz, que constituem corpos tabulares a lenticulares tanto nas rochas metaultramáficas e metassedimentares associadas como nos terrenos ortognáissicos-graníticos ao redor. A presença de texturas *spinifex* reliquiares nas rochas metaultramáficas, e

de rochas metassedimentares - em especial de formações ferríferas bandadas e *metacherts* - intercaladas às mesmas, tornam o conjunto litológico destes corpos referível a porções com predomínio do componente komatiítico de uma sequência vulcano - sedimentar tipo *greenstone belt*. Dos tipos petrográficos anteriormente mencionados, apenas os anfibolitos blastoporfiríticos não fariam parte do pacote vulcano-sedimentar original, sendo derivados, provavelmente, de diques básicos de colocação posterior ao desenvolvimento da foliação principal na sequência, como será discutido mais adiante.

a) A estruturação dos corpos ultramáficos

A estruturação interna dos corpos ultramáficos é complexa e, dadas as condições de exposição desfavoráveis que apresentam, encontra-se definida apenas em traços gerais. São raras feições características do empilhamento pré-deformacional do pacote vulcano-sedimentar: os poucos vestígios das superfícies de estratificação originais S_0 são representados por interfaces entre tipos petrográficos distintos, como entre as rochas metaultramáficas e leitos anfibolíticos grano-nematoblásticos finos ou níveis metassedimentares intercalados, e pelo bandamento das formações ferríferas. Em alguns locais, a distribuição das texturas *spinifex* reliquiares nos metaultramafitos sugere vestígios de uma estratificação ígnea nestas rochas, parcialmente obliterada pela deformação. Destaca-se no conjunto das rochas metaultramáficas e associadas, uma foliação mais marcada, predominante, designada de foliação principal: nas rochas metaultramáficas esta foliação é sinuosa, anastomosada, sustentada por uma forte xistossidade combinada com superfícies de cisalhamento que lhe são ligeiramente oblíquas e, eventualmente, envolve núcleos lenticulares menos deformados, maciços ou de foliação incipiente, de dimensão variável entre centimétrica a decamétrica, que por vezes ostentam texturas *spinifex* reliquiares bastante evidentes em escala mesoscópica.

Este padrão estrutural, esboçado na figura 5, é muito semelhante ao padrão descrito, entre outros, por Bell & Hammond (1984) para rochas miloníticas geradas por cisalhamento dúctil heterogêneo, que se caracteriza pelo desenvolvimento de uma foliação milonítica (ou, no sentido mais amplo, de cisalhamento), denominada genericamente superfície S, e de planos de descontinuidade conjugados, ao longo dos quais a deformação foi mais acentuada, denominados superfície C, com lentes elipsoidais de tamanho variável de rocha maciça ou portadora de uma foliação ou superfície anterior preservada, oblíqua à milonítica externa, inclusas entre ambos. No corpo ultramáfico de Casca D'Anta, os afloramentos dos morrotes a leste da estrada Alpinópolis - Nova Resende (SZALP 10) ilustram bem este arranjo (figura 5 e fotografias 8 e 9): os núcleos maciços ou incipientemente foliados correspondem na topografia aos morrotes alongados, de comprimento da ordem de várias dezenas de metros, orientados aproximadamente segundo norte-noroeste/sul-sudeste, em cujos topos são encontradas as rochas com textura *spinifex* reliquiar, enquanto os vales entre eles são ocupados pelas rochas foliadas, mais intensamente intemperizadas; em um destes núcleos lenticulares aflora um delgado nível de *metachert* oblíquo à foliação externa, pondo a claro a relação entre a estratificação reliquiar S_0 e a foliação de cisalhamento superimposta S_g . Fora dos núcleos menos deformados, nas porções de foliação penetrativa, as interfaces entre tipos petrográficos distintos, bem como o bandamento das formações ferríferas, são concordantes com a xistosidade, ou apenas quase imperceptivelmente oblíquos à mesma.

A organização estrutural interna dos corpos ultramáficos maiores foge ao padrão linear de direção oeste-noroeste/leste-sudeste impresso nos terrenos ortognaissicos ao redor, que marca inclusive seus contatos: a sua foliação principal é ondulada, dobrada em sinformais e antiformais sucessivas, e assume atitudes variadas, frequentemente discordantes do forte alinhamento estrutural que domina a região; nos corpos ultramáficos menores, a foliação acompanha a orientação estrutural dos ortognaisses em que se encontram inclusos. O arranjo estrutural interno é melhor observado no corpo ultramáfico de Casca D'Anta: neste, a folia-

FOTOGRAFIAS 8 a 11

Fotografia 8 - Vista geral do padrão de afloramentos típico das rochas ultramáficas a sul de Alpinópolis: morrotes alongados aproximadamente na direção norte-noroeste, com blocos soltos e *in situ* nos topos e encostas. Os morros são sustentados por núcleos lenticulares de rocha maciça ou incipientemente foliada, com texturas *spinifex* reliquiais, envolvidos por faixas sinuosas, anastomosadas de rochas foliadas que ocupam as encostas dos morrotes e os vales entre eles. Em segundo plano, a norte, as escarpas da Serra da Caieira (parte da Serra da Ventania), sustentadas pelos quartzitos do Grupo Araxá-Canastra. Afloramento SZALP 10 - lado leste da estrada para Nova Resende, a sul de Alpinópolis.

Fotografia 9 - Detalhe do afloramento anterior: encostas de um morrote, com rochas maciças no canto esquerdo inferior, em direção ao centro do corpo lenticular que sustenta o morrote, e rochas foliadas em direção ao vale, no canto direito superior.

Fotografia 10 e 11 - Clorita-tremolita fels com textura *spinifex* reliquiar do afloramento anterior:

Foto 10 - textura *spinifex* de olivina de arranjo aleatório.

Foto 11 - textura *spinifex* de olivina em placas.

10

11

-67-

80

9

LEGENDA

- SUPERFÍCIES DE CISALHAMENTO (Sc) (BAIXOS TOPOGRÁFICOS : VALES).
- NÚCLEOS DE ROCHA MACIÇA (ALTOS TOPOGRÁFICOS : MORROTES)
- FOLIAÇÃO DE CISALHAMENTO (Ss)
- ATITUDE DA FOLIAÇÃO (ALTO ÂNGULO : 60°-90° ; MÉDIO ÂNGULO : 30°-60°)
- ESTRATIFICAÇÃO RELIQUIAR (So) SUPOSTA COM INDICAÇÃO DE MERGULHO
- TEXTURA SPINIFEX RELIQUIAR
- NÍVEL DE CHERT
- ÁREA SEM AFLORAMENTO

Figura 5 - Padrão estrutural observado nos clorita-tremolita xistos e fels portadores de textura *spinifex* reliquiar dos afloramentos em morrotes a sul de Alpinópolis, no corpo ultramáfico de Casca D'Anta (afloramento SZALP 10).

ção principal e a estratificação reliquiar encontram-se dobradas de maneira ora mais intensa, apertada, ora mais suave, aberta, segundo padrões variados que tanto podem ser evidentes em escala de afloramento como apenas sugeridos pelas variações na atitude da foliação principal ao longo de grandes distâncias; localmente desenvolve-se sobre a foliação principal uma clivagem de crenulação que, em rochas mais rígidas e/ou maciças, é substituída por clivagem de fratura.

De uma maneira geral, haveria regiões de deformação mais intensa, penetrativa, onde a foliação principal se encontra mais afetada, mostrando-se crenulada e dobrada de forma mais evidente, às vezes, mesmo parcialmente obliterada pela clivagem de crenulação, alternadas com regiões onde a foliação principal se apresenta suavemente ondulada ou mesmo planar, retílinea, sem sinais de reorientações texturais posteriores ao seu desenvolvimento; as regiões mais intensamente deformadas corresponderiam à zona de charneira de dobras megascópicas nem sempre evidentes em superfície, enquanto as regiões menos afetadas se situariam nos flancos das mesmas. A maior dificuldade em reproduzir o traçado destas estruturas está na ausência de superfícies de referência expostas de maneira mais ou menos contínua por distâncias razoáveis. As dobras desenhadas pela foliação principal, mais em evidência em escala mesoscópica, são dobras em *chevron* de amplitude centi-a decimétrica, em geral ligeiramente assimétricas que, nos afloramentos de clorita-tremolita xistos da margem ocidental do Ribeirão da Conquista, na porção norte do corpo, têm eixos inclinados em torno de 60° - 70° para noroeste, com planos axiais de mergulho acentuado para oeste-sudoeste; uma nítida e bem desenvolvida clivagem de crenulação acompanha estas dobras, mergulhando com valores altos a moderados predominantemente para sudoeste ou, mais raramente, para nordeste. Dobras de estilo semelhante foram observadas junto à borda nordeste do corpo, porém neste local, a sua atitude não pode ser estabelecida com segurança.

Além das dobras em *chevron*, há dobras concêntricas amplas, suaves, de eixos inclinados com valores baixos a in-

intermediários para oeste, segundo observado nos afloramentos disponíveis. Nas formações ferríferas bandadas, expostas em segmentos retílineos, descontínuos, o bandamento, paralelo à foliação interna definida pelo quartzo estirado e à foliação principal dos quartzo micaxistos circunvizinhos, exhibe dobras intrafoliais assimétricas em "S" apertadas, de ápice espessado, às vezes seccionadas nos seus flancos, e prováveis dobras intrafoliais isoclinais disruptas(?), além de apresentar flexuras e dobras concêntricas mais amplas que, às vezes, desenvolvem feições em *chevron* acompanhadas de uma nítida clivagem de fratura oblíqua ao bandamento. Duas medidas de eixos das flexuras e dobras concêntricas indicariam um caimento acentuado a moderado para sul. A disposição dos níveis de formações ferríferas bandadas ou intercalados aos quartzo micaxistos róseos com ou sem granada e/ou estauroлита na parte central do corpo, a sul da confluência do Ribeirão da Conquista e dos Córregos Cachoeira e Sapateiro, na forma de um "V" de vértice interrompido voltado para noroeste, sugere uma repetição por dobramento para os mesmos, condicionada, possivelmente, pela estruturação sinformal deduzida para os quartzo micaxistos róseos através da variação da atitude da foliação principal nos arredores. Sinformais e antiformais equivalentes a esta seriam indicadas na porção meridional do corpo pelas ondulações da foliação principal das rochas ultramáficas: teriam planos axiais fortemente inclinados a subverticais, de direção variando entre leste/oeste e noroeste/sudeste e perfis mais apertados que abertos. As dobras mesoscópicas em *chevron*, bem como a clivagem de crenulação mais em evidência nas rochas, teriam sua origem possivelmente ligada ao desenvolvimento destas grandes sinformais e antiformais, que imprimem um estilo sanfonado à estruturação interna do corpo.

Como já mencionado, as zonas de contato dos corpos ultramáficos maiores com os terrenos ortognáissicos-graníticos são geralmente marcados pela forte orientação oeste-noroeste/leste-sudeste regional, e exibem um nítido caráter milonítico. No corpo de Casca D'Anta, estas características são mais nitidamente expressas para a sua borda sul, enquanto os contatos a norte, apesar de parcialmente encobertos e/ou indefinidos em super-

fície, aparentam ser menos intensamente cisalhados, e o contato oriental, de direção norte/sul, que segue a base do flanco da Serra do Quilombo, é francamente discordante da orientação estrutural predominante na área. Nos corpos ultramáficos menores a sul do corpo maior desenvolvem-se fraturas de tensão sigmoidais e planos de cisalhamento ondulados ligeiramente oblíquos à foliação nos serpentinitos, preenchidos por serpentina fibrosa respectivamente de arranjo *cross fiber* e *slip fiber*, com fibras orientadas entre leste/oeste e oeste-noroeste/leste-sudeste, subhorizontais ou ligeiramente inclinadas para oeste. Os corpos satélites mais próximos são separados do corpo principal por faixas de ortognaisses miloníticos e protomiloníticos de largura variável, às vezes com leitos de espessura centimétrica de microgranitos hololeucocráticos cisalhados intercalados; o corpo imediatamente a sul do de Casca D'Anta exhibe contornos típicos de *boudinage*, com zonas de espessura adelgada alternadas com porções elipsoidais mais largas.

O padrão estrutural interno do corpo ultramáfico da Fazenda Gordura é ainda menos explícito que o de Casca D'Anta: pelo visto, prevalece a direção estrutural dominante oeste-noroeste/leste-sudeste, mas há também atitudes discordantes e dobras em *chevron*, de estilo semelhante às do corpo de Casca D'Anta, foram registradas a sul da Fazenda Gordura; na porção norte deste corpo, como já mencionado, há uma delgada interface no contato com as rochas metassedimentares do Grupo Araxá-Canastra em que os talco-clorita-tremolita xistos locais encontram-se orientados seguindo a atitude do contato.

b) Rochas metaultramáficas: variedade, modos de ocorrência e feições mesoscópicas

Dentre os metaultramafitos, as variedades de clorita-tremolita xistos e fels são amplamente predominantes e sustentam o arcabouço dos corpos ultramáficos, comportando os tipos petrográficos não-ultramáficos associados na forma de leitos de

espessura centi-a decimétrica intercalados, exceção feita aos micaxistos róseos, que ocupam a já citada estrutura sinformal na porção norte do corpo de Casca D'Anta, entre o Ribeirão da Conquista e a estrada para Nova Resende. Os demais litotipos ultramáficos têm ocorrências mais restritas: os serpentinitos em lentes de dezenas a centenas de metros de extensão e vários metros de espessura máxima quando no interior dos corpos, ou como faixas extensas, de possança não estabelecida, que acompanham os contatos cisalhados dos corpos ultramáficos com os ortognaisses miloníticos/protomiloníticos; os metapiroxenitos em um único corpo conhecido, de contatos e contorno indefinidos, na porção meridional do corpo de Casca D'Anta; os serpentina-talco xistos carbonáticos em lentes decamétricas intercaladas aos micaxistos róseos, e os talco xistos em faixas sinuosas de largura variada, que seguem as faixas de cisalhamento anastomosadas nos clorita - tremolita xistos.

As rochas ultramáficas são, na grande maioria, foliadas, de estrutura xistosa, geralmente homogêneas e portadoras de texturas e assembléias mineralógicas predominantemente metamórficas; as texturas mais comuns são lepidó- e grano-nematoblásticas a lepidoblásticas finas, às vezes porfiroblásticas; texturas ígneas reliquias, pseudomórficas podem ocorrer em alguns núcleos de rocha maciça (fels), localmente de maneira até frequente. A mineralogia e petrografia das rochas ultramáficas serão discutidas mais especificamente no capítulo III, quando então as suas características intrínsecas serão abordadas em maior detalhe; pretende-se, porém, a seguir, retratar algumas de suas feições consideradas relevantes nos afloramentos.

/O significado da textura *spinifex* em komatiitos /

A feição ígnea mesoscópica reliquiar mais característica e elucidativa de ambos os corpos ultramáficos maiores é representada pelas variedades de textura *spinifex*. Ao caracterizar komatiitos como uma nova classe de rochas ígneas nas ocorrências-tipo do vale do Rio Komati, em Barberton, África do Sul, Vil

joen & Viljoen (1969) referem-se a estas texturas como *crystalline quench structures* (estruturas de tmpera cristalinas) concluindo, com base na sua similaridade, sugerida verbalmente por O'Hara, com texturas esqueltais de olivina descritas em ensaios de petrologia experimental em vidros de composio ultramfica, que as mesmas teriam se originado pelo arrefecimento sbito de magmas peridotticos extrusivos em ambiente subaqutico e que logo seriam prova da origem vulcnica dos komatitos. A textura *spinifex* j era antes empiricamente conhecida na Austrlia Ocidental (de onde provm o seu nome, derivado de uma espcie de gramnea local - *Triodia spinifex*) por prospectores de sulfetos de nquel, e tambm no Canad, onde era conhecida coloquialmente por *chicken* ou *bird-track*, *hering-bone*, ou *plumose texture* (textura em pegada de frango ou ave, osso de arenque ou plumosa). Trabalhos como o de Lewis (1971), que descrevem as texturas *spinifex* observadas em rochas constitudas de serpentina, tremolita e clorita com base em texturas semelhantes de olivina esqueltal (fayalita) em escrias silicticas, ajudaram a arraigar o conceito de que seriam texturas de tmpera, produzidas pelo resfriamento brusco de magmas de temperaturas exageradamente elevadas.

Coube a Nesbitt (1971) a introduo do termo pelo qual so conhecidas at hoje, bem como a primeira sistematizao das texturas *spinifex*, que estabelecia quatro variedades bsicas: *plate spinifex* (*spinifex* em placas), *radiating spinifex* (*spinifex* radiada), *harrisitic spinifex* (*spinifex* harristica) e *porphyritic spinifex* (*spinifex* porfirtica). Estes termos referem-se exclusivamente s texturas *spinifex* sustentadas por olivina; texturas *spinifex* de clinopiroxnio, que consistem de indivduos aciculares/columnares, s vezes complexamente organizados (*string-beef spinifex*), frequentemente compostos, com ncleos de pigeonita e bordas de augita, tambm foram descritas (e.g. Arndt 1977, Arndt *et al.* 1977, Arndt & Fleet 1979, Page & Schmulian 1981, Barnes *et al.* 1983). Pela reavaliao feita por Donaldson (1982), que reflete a definio hoje mais amplamente aceita, o termo *spinifex* refere-se de maneira abrangente a texturas originalmente com megacristais/fenocristais esqueltais ou dendrticos de oli-

vina ou piroxênio, de granulação fina a grossa, inclusas em uma matriz mais fina de cristais de piroxênio esqueletais ou dendríticos e vidro devitrificado. Nesta mesma reavaliação, Donaldson contesta a origem por arrefecimento súbito das texturas *spinifex* com base em estudos experimentais da morfologia cristalina das olivinas, que comprovam que a sua ocorrência em fenocristais esqueletais nos komatiitos é determinada principalmente pelo elevado teor em MgO destas rochas cristalizadas sob condições vulcânicas; segundo estimativas, as razões de resfriamento de derrames komatiíticos não seriam muito diferentes das razões de resfriamento observadas em outras rochas vulcânicas (*e.g.* basaltos). Fatores condicionantes adicionais a considerar na origem das texturas *spinifex* seriam as altas temperaturas de cristalização e a viscosidade particularmente baixa das lavas komatiíticas, que implicam um largo intervalo de cristalização com a olivina por mineral *liquidus* silicático único (*e.g.* Green *et al.* 1975, Arndt 1976) e uma dinâmica de consolidação complexa e controversa, responsável pela característica diferenciação de vários derrames komatiíticos, que permite o desenvolvimento de zonas com ausência ou escassez de núcleos de cristalização para a olivina, forçando assim o crescimento competitivo dos poucos indivíduos nucleados (*e.g.* Pyke *et al.* 1973, Barnes *et al.* 1974, Arndt *et al.* 1977, Donaldson 1982, Arndt 1986, Turner *et al.* 1986).

O padrão estrutural interno de unidades komatiíticas diferenciadas, nas quais níveis peridotíticos-duníticos se alternam com níveis portadores de textura *spinifex*, já observada por Viljoen & Viljoen (1969) e mencionada por outros autores (*e.g.* McCall & Leishman 1971, Nesbitt 1971) foi esclarecido de maneira mais satisfatória por Pyke *et al.* (1973) em Munro Township, Ontario (Canadá), que designaram a porção cumulática basal dos derrames de *unidade B*, encimada pelo nível identificado por *unidade A*, esta por sua vez constituída de uma delgada brecha do topo de derrame, porfirítica, e com textura *microspinifex* em uma matriz afanítica (sub-unidade A₁), e pela zona com textura *spinifex* propriamente dita (sub-unidade A₂). Este padrão de estratificação textural e composicional, apesar de característico e di

agnóstico, não é exclusivo: derrames komatiíticos maciços, com disjunção poliedral ou almofadadas também são conhecidos (*e.g.* Arndt *et al.* 1979); para os derrames estratificados, uma série de variantes foram descritas a partir do padrão básico (*e.g.* Pyke *et al.* 1973, Barnes *et al.* 1974, Arndt *et al.* 1977, Lajoie & Géli-nas 1978); em alguns derrames com textura *spinifex*, a unidade cu-mulática B pode até estar ausente (Nisbet *et al.* 1977). Nas uni-dades com textura *spinifex*, há uma sistemática variação interna no hábito e no arranjo das olivinas esqueléticas: de indivíduos ta-bulares/placóides mais finos, aleatoriamente dispostos em uma malha aberta na porção superior passam a indivíduos grandes, de hábito placóide acentuado, em direção ao centro do derrame, ar-ranjados em conjuntos plano-paralelos (*sets*) e por sua vez agru-pados formando cones triangulares com vértices apontados para o topo. A porção superior, designada de B₂ por Barnes *et al.* (1974) ou B_{2r} por Smith *et al.* (1980), corresponde à textura *spinifex* de arranjo aleatório (*random spinifex*), que substitui a *radiat-ing spinifex* de Nesbitt (1971) e Donaldson (1982), e a inferior, designada respectivamente de B₃ ou B_{2p} pelos autores supramencio-nados, corresponde à textura *spinifex* em placas (*plate spinifex*). O espaço intersticial entre as olivinas é preenchido em ambos os casos por clinopiroxênios dendríticos-plumosos, um material afa-nítico devitrificado/alterado e minerais opacos (em especial, cro-mita) esqueléticos em proporções variáveis.

/As texturas *spinifex* nas rochas metaultramáficas de Alpinópolis/

Nos afloramentos de rochas ultramáficas de Alpi-nópolis, ambas as variedades mais comuns de textura *spinifex* de olivina foram reconhecidas em clorita-tremolita fels e xistos: a textura *spinifex* de arranjo aleatório (fotografia 10), na qual os pseudomorfos individuais de olivina tanto podem atingir dimen-sões máximas da ordem de alguns centímetros como ser de tamanho submilimétrico (*microspinifex*) e a *spinifex* em placas (fotogra-fia 11), de tamanho geralmente centimétrico, mas que em alguns

casos pode atingir dimensões da ordem de vários decímetros. As olivinas tabulares/placóides originais são substituídas nestas texturas pseudomórficas por agregados de clorita cinzenta fina e magnetita, enquanto as áreas intersticiais a elas são ocupadas por anfibólios verde-acinzentados finos, tremolíticos/actinolíticos, grano- a nematoblásticos; são comuns feições triangulares / poligonais intersticiais, de alguns milímetros de tamanho e de aspecto plumoso, sedoso, que representam pseudomorfos de piroxênios ígneos dendríticos/plumosos: estas feições são mais frequentes nas texturas *spinifex* de arranjo aleatório. Na textura *spinifex* em placas, as lâminas cloríticas que substituem as olivinas placóides têm espessuras submilimétricas, enquanto os leitos ocupados pelos anfibólios são de espessuras da ordem de alguns milímetros; às vezes, as lâminas cloríticas são quase imperceptíveis à primeira vista de tão delgadas. Não raro, as texturas *spinifex* se encontram deformadas, às vezes mesmo nitidamente crenuladas. Microporfiroblastos aciculares de anfibólio de 1-3 milímetros de comprimento podem ser reconhecidos ocasionalmente cortando o traçado das texturas reliquias. Em alguns casos, a textura *spinifex* em placas pode ser reconhecida até em clorita-tremolita xistos intensamente foliados pelas lâminas cloríticas paralelas, alternadas com leitos constituídos de anfibólio, e ligeiramente oblíquas à xistosidade.

Devido à forte deformação a que as rochas ultramáficas foram submetidas, bem como às más condições de exposição que apresentam, não foi possível reconstituir através dos afloramentos portadores de textura *spinifex* um derrame diferenciado único, individualizado, à semelhança do que foi feito em Crixás, GO (Teixeira *et al.* 1981) ou Piumhi, MG (Schrunk 1982); também não foram localizadas as unidades cumuláticas B complementares às unidades com textura *spinifex* nas cercanias destes afloramentos: rochas serpentiniticas com texturas granulosas (cumuláticas?) pseudomórficas, parcialmente preservadas, ocorrem afastadas das ocorrências de clorita-tremolita fels e xistos com textura *spinifex* reliquiar, e suas relações com as demais rochas ultramáficas são incertas: tanto podem representar porções de corpos subvulcânicos diferenciados intrusivos no pacote vulcano-sedimentar, co-

mo porções basais de derrames cuja unidade com textura *spinifex* ou foi obliterada pela deformação e recristalização, ou se encontra encoberta pelo manto de alteração. No entanto, a disposição e o padrão de variação das texturas nos afloramentos sugerem a existência de derrames komatiíticos com marcada diferenciação textural interna nos corpos ultramáficos de Alpinópolis, de espessuras individuais não muito grandes (da ordem de 3 a 5 metros, segundo estimativas) e aparentemente sem a unidade basal cumulática (?).

A importância maior das texturas *spinifex* reliquias para as rochas metaultramáficas de Alpinópolis reside no fato de que permitem caracterizá-las mais seguramente quanto à sua origem: é praticamente consenso na literatura que estas texturas representam a feição diagnóstica mais adequada para identificar rochas ultramáficas/ultrabásicas cristalizadas originalmente como rochas vulcânicas que, por definição, seriam os komatiitos (c.f. Arndt & Brooks 1980, Arndt & Nisbet 1982). A presença de rochas metassedimentares características (*cherts*, formações ferríferas bandadas) intercaladas aos metaultramafitos portadores de textura *spinifex* reforça a idéia de que os mesmos correspondam a vulcanitos integrantes de uma sequência vulcano-sedimentar tipo *greenstone-belt*.

/Estruturas almofadadas e disjunção poliedral/

Além das texturas *spinifex*, há outras possíveis feições reliquias ígneas nas rochas ultramáficas. Em um único local, na porção norte do corpo de Casca D'Anta, no leito da estrada para Nova Resende, destacam-se formas elipsoidais a semi-circulares de alguns decímetros de tamanho, que lembram contornos de estruturas almofadadas, desenhadas por delgados níveis com um material de alteração branco-acinzentado, rico em talco e às vezes venulado de quartzo, que representaria o provável material *inter-pillow* (fotografia 12). Em algumas destas formas há saliências suaves, lobadas, que poderiam corresponder aos pedúnculos de *pillows*. Infelizmente, a rocha se encontra bastante al-

FOTOGRAFIAS 12 a 14

Fotografia 12 - Prováveis contornos de estruturas almofadadas (*pillow lavas*) em clorita-tremolita fels. Afloramento SZALP 01 - leito da estrada Alpinópolis-Nova Resende, porção nordeste do corpo ultramáfico de Casca D'Anta.

Fotografia 13 - Formas sugestivas de disjunção poliedral em clorita-tremolita fels. Afloramento SZALP 10 - porção nordeste do corpo ultramáfico de Casca D'Anta.

Fotografia 14 - Clorita-tremolita fels com "crateras" indicando a posição de nódos serpentiniticas. Afloramento SZALP 01 - leito da estrada Alpinópolis - Nova Resende.

14

12

13

terada naquele local, e não foi possível reconhecer vestígios de estruturas mais específicas que permitissem relacionar mais seguramente estas formas a *pillow lavas*. Afastando-se do sítio onde os contornos das formas são melhor definidos, estas se tornam mais alongadas, estiradas e, finalmente, os seus contornos se rompem e as faixas branco-acinzentadas que as envolviam passam a ser segmentos descontínuos, disruptos, dispersos em meio aos clorita-tremolita xistos. Aventou-se a hipótese de que estas formas teriam se desenvolvido durante o cisalhamento heterogêneo, mas o padrão geométrico das faixas que as definem parece tornar isto pouco provável. Próximo às supostas estruturas almofadadas, foram observadas ainda estruturas que lembram disjunções poliedrais (fotografia 13).

/ Estruturas nodosas /

Uma feição característica de origem metamórfica que se destaca às vezes nos clorita-tremolita xistos e fels é representada por nódos elípticas/circulares de diâmetro entre alguns milímetros e 1 a 2 centímetros, que tanto podem ocorrer em rochas maciças ou foliadas desprovidas de texturas *spini-fex* como em rochas portadoras desta textura. Sua distribuição é variável: ora mais esparsa, ora mais cerrada. São bastante conspícuas nos afloramentos; nas rochas mais alteradas, as nódos, normalmente ressaltadas na superfície das rochas mais preservadas, são substituídas por pequenas crateras (fotografias 14 e 15). Foram reconhecidos dois tipos de nódos, cada qual com áreas de ocorrência bem estabelecidas: na porção nordeste do corpo ultramáfico de Casca D'Anta, as nódos são predominantemente serpentiniticas, enquanto nos corpos ultramáficos menores, satélites do de Casca D'Anta imediatamente a sul do mesmo, ou a nordeste, no corpo a leste da Fazenda Pouso Frio, as nódos são pluriminerálicas, talco-serpentiniticas ou, mais raramente, constituídas de agregados de minerais granulosos, identificados posteriormente como olivina e ortopiroxênio (no mapa geológico, é esta segunda variedade com nódos pluriminerálicas que se encontra indicada como clori-

ta-tremolita xistos e fels com nódos).

As nódos serpentínicas do interior do corpo ultramáfico principal às vezes se desenvolvem sobre rochas com *textura spinifex*: quando isto acontece, o traçado da textura é preservado no interior das nódos, e o contorno das mesmas amolda-se à *textura spinifex*. Nódos serpentínicas incipientemente desenvolvidas, de contornos menos definidos foram encontradas ainda nos arredores da Fazenda Gordura. Como será discutido de maneira mais detalhada adiante, as nódos serpentínicas representariam extintos porfiroblastos de olivina e as nódos pluriminerálicas, agregados de porfiroblastos de olivina e ortopiroxênio intercrescidos, às vezes serpentinizados ou, respectivamente, talcificados.

c) Tipos petrográficos menores associados às rochas metaultramáficas

Associados às rochas ultramáficas ocorrem tipos petrográficos diversos, que podem ser agrupados em dois conjuntos: o das rochas metassedimentares e o dos anfibolitos. As rochas metassedimentares são representadas por granada-quartzo micaxistos róseos, às vezes com estaurolita, por níveis quartzosos-ferruginosos bandados (formações ferríferas bandadas) e por níveis silicosos tipo *chert*. Os *granada-quartzo micaxistos* são volumetricamente mais significativos: ocorrem no corpo maior a sul de Alpinópolis, em uma sinformal intercalada às rochas ultramáficas, acompanhados de um nível quartzo-ferruginoso bandado de alguns decímetros de espessura. Apresentam-se tipicamente rosados, semi-alterados, com as granadas de alguns milímetros de diâmetro fortemente limonitizadas. São constituídos de biotita e sericita (que substitui a moscovita), quartzo, granada e, localmente, estaurolita. Alguns contornos de agregados de sericita lembram pseudomorfos de cianita ou sillimanita.

As *formações ferríferas bandadas* (BIF) ocorrem em

FOTOGRAFIAS 15 a 17

Fotografia 15 - Clorita-tremolita xisto com nódos realçadas na superfície intemperizada, indicando a presença de porfiroblastos esferoidais/elipsoidais serpentinizados de olivina. Porção central de um morro te do afloramento SZALP 10, a sul de Alpinópolis (idem fotos 8 a 11).

Fotografia 16 - Nível de formação ferrífera bandada (BIF- *banded iron formation*). Leitos quartzosos centimétricos a milimétricos alternados portadores e desprovidos de óxidos (magnetita martitizada?). Afloramento SZALP 72 - a sul de Alpinópolis, nos morrotes de cristas alinhadas em "V" entre o Ribeirão da Conquista e a estrada para Nova Resende.

Fotografia 17 - Anfibolito blastoporfiróide maciço, do núcleo de um dique metabásico. Afloramento SZALP-188 - Encostas da margem sul do Córrego Cachoeira, a sul da Fazenda Monjolinho.

17

15

16

toda a área, porém, localmente, devido à baixa proporção em constituintes ferruginosos, podem vir a confundir-se com veios de quartzo de colocação posterior. O nível mais evidente é o que ocorre intercalado aos granada-quartzo micaxistos róseos, (fotografia 16), aflorando em duas faixas contínuas, com extensão de algumas centenas de metros cada, que sustentam duas cristas retilíneas, dispostas em "V", ressaltadas na topografia suavemente ondulada. As formações ferríferas são de facies óxido: a maioria encontra-se limonitizada em superfície, mas quando ocasionalmente se apresentam menos alteradas, o óxido presente parece ser predominantemente magnetita. Quanto aos níveis de *chert*, foram identificados em uma situação particular, intercalados a metaultramáficas maciças com texturas *spinifex* pouco ou nada deformadas em núcleos lenticulares envoltos pela foliação de cisalhamento anastomosada. Neste contexto, delgados níveis silicosos, de alguns centímetros de espessura, rosados quando menos alterados, exibem uma delgada estratificação e uma textura esferulítica reliquiares. A textura esferulítica é desenhada por quartzo acicular disposto de forma radial em torno de minúsculos núcleos de goethita. Localmente a textura e a estratificação reliquiares são modificadas pela recristalização poligonizada do quartzo, principalmente ao longo de veios discordantes.

Anfibolitos são frequentes tanto no conjunto das rochas metaultramáficas-metassedimentares como intercalados aos ortognaisses ao redor. Com base nas suas texturas, estruturas e forma de ocorrência, foram agrupados em duas categorias: a primeira corresponderia a anfibolitos derivados de rochas básicas intercaladas ao conjunto das rochas ultramáficas e sedimentares a elas associadas quando do seu desenvolvimento como porções de uma seqüência vulcano-sedimentar; a segunda categoria comprederia anfibolitos derivados de diques básicos intrusivos em um estádio mais tardio, quando a seqüência vulcano-sedimentar já apresentaria paragêneses metamórficas e uma pronunciada foliação. Por efeito de deformações e recristalizações metamórficas posteriores, que mascaram as diferenças entre anfibolitos destas duas categorias, frequentemente torna-se difícil atribuir um dado anfi-

bolito a uma ou à outra; porém, em vários casos, as características apresentadas permitem identificá-los quanto à sua origem com boa margem de segurança.

Os *anfibolitos* considerados como integrantes da sequência vulcano-sedimentar ocorrem em corpos delgados, de alguns decímetros de espessura, intercalados a rochas metassedimentares e metaultramáficas. São equigranulares, de granulação fina, homogêneos a bandados e têm como constituintes principais um anfibólio verde-amarelado a verde-pardo pleocróico (possivelmente uma hornblenda magnesiana) e plagioclásio (oligoclásio andesina), acompanhados de opacos, titanita, quartzo e minerais do grupo do epidoto. As texturas são predominantemente granonematoblásticas, poligonizadas a lobadas; o anfibólio, mais abundante (entre 55% e 65% em volume) sustenta a petrotrama e o plagioclásio (25-35%) lhe é intersticial. A foliação é dobrada, e são frequentes as clivagens de fratura preenchidas por quartzo e epidoto ou, às vezes, anfibólio neoblástico. Não há vestígios de texturas ígneas anteriores: as texturas metamórficas são penetrativas, indicativas de uma fase de recristalização que atingiu o equilíbrio. Feições indicativas de processos retrometamórficos ou de eventos metamórficos menos intensos posteriores modificam localmente o padrão textural de equilíbrio.

Quanto aos *anfibolitos* procedentes de diques básicos, ocorrem tanto junto às rochas metaultramáficas e metassedimentares como intercalados aos ortognaisses cisalhados. Caracterizam-se por ocorrerem como corpos lineares de dezenas a centenas de metros de comprimento por alguns decímetros ou poucos metros de largura, com núcleos mais maciços, de granulação média a fina e textura blastoporfiróide com matriz gabróide (fotografia 17), e bordas de granulação fina, densa. Nos corpos de rochas metaultramáficas e metassedimentares, os diques são discordantes à estruturação interna (contatos, foliação principal) destes corpos; nos ortognaisses cisalhados, seguem a orientação da foliação milonítica e apresentam-se boudinados, com núcleos maciços, blastoporfiróides, envoltos por uma foliação fina. Ao microscópio, reconhecem-se texturas blastofíticas substituídas parcial

mente por texturas granoblásticas amebóides/poiquiloblásticas nos núcleos maciços; e grano-nematoblásticas finas, com os anfibólios orientados imprimindo uma nítida lineação mineral nas porções foliadas de borda. Os minerais constituintes principais são um anfibólio verde a verde-pardo claro manchado (hornblenda com domínios actinolíticos) e o plagioclásio (andesina, com bordas e manchas de albita), que preserva parcialmente seu hábito ripiforme ígneo original, acompanhados de quartzo (inclusive como abundantes inclusões goticulares no anfibólio), de minerais do grupo do epidoto, de titanita e opacos (frequentemente com contornos esqueléticos) e, às vezes, clorita.

Tanto o arranjo textural parcialmente pseudomórfico como as características dos minerais constituintes exprimem um equilíbrio metamórfico incompleto nos anfibolitos blastoporfiróides: os núcleos dos plagioclásios, mais intensamente saussuritizados, correspondem provavelmente aos núcleos originais ígneos algo modificados, enquanto as franjas albíticas que os envolvem fariam parte da paragênese de facies albita-epidoto-actinolita anfibolito que caracterizaria o pico do metamorfismo nestas rochas; as frequentes inclusões goticulares de quartzo no anfibólio, este não raras vezes poiquiloblástico, teriam sua origem na substituição do clinopiroxênio ígneo e representariam um excesso em sílica neste mineral quando comparado ao anfibólio, retido no mineral neoblástico por falta de um reequilíbrio textural eficiente, penetrativo; o aspecto manchado do anfibólio, indicativo de hornblenda alternada com domínios actinolíticos, também seria decorrente de um equilíbrio mineral apenas incipiente; e, finalmente, os minerais opacos esqueléticos/cruciformes (ilmenita?) envoltos por titanita aparentemente reproduzem os contornos naviformes de titanitas ígneas originais oxidadas no decorrer do metamorfismo.

Enquanto os núcleos blastoporfiróides se caracterizam por um equilíbrio metamórfico incompleto e pelo caráter pseudomórfico de suas texturas, os anfibolitos grano-nematoblásticos finos das bordas dos diques exibem um padrão textural e mineralógico típico de situações de completamento do equilíbrio meta-

mórfico à semelhança dos anfibolitos considerados de derivação vulcânica. Isto pode ter sido condicionado pela sua suposta granulção ígnea original mais fina (rochas de borda de corpos intrusivos de pequeno porte), além das condições termo - dinâmicas mais enérgicas a que foram submetidos quando comparadas às dos núcleos blastoporfiróides, parcialmente isolados das deformações e da ação da temperatura e dos fluidos metamórficos pelas suas envoltórias foliadas.

Como visto, a composição mineralógica dos dois tipos de anfibolitos é semelhante: podem se confundir facilmente quando ambos apresentam texturas grano-nematoblásticas poligonizadas/lobadas. Nos afloramentos, a disposição e forma dos corpos e a textura blastoporfiróide com matriz gabróide fina/média das porções centrais dos anfibolitos de diques são os critérios de distinção mais seguros entre ambos.

Resta mencionar, ainda que de passagem, a existência de níveis limoníticos, de espessuras da ordem de alguns centímetros a poucos milímetros, que guardam vestígios de uma estrutura bandada/estratificada, e que ocorrem concordantemente intercalados às rochas metaultramáficas. Estes níveis limoníticos foram encontrados, até o momento, apenas no corpo ultramáfico maior, de Casca D'Anta, e representariam a zona superficial oxidada (*gossan*) de prováveis corpos estratiformes de sulfetos de Fe-Ni-Cu maciços, que poderiam ter sido originados quando da instalação dos derrames komatiíticos, na forma de líquidos sulfetados imiscíveis com as lavas silicáticas e acumulados na base de alguns derrames.

III. PETROLOGIA DAS ROCHAS METAULTRAMÁFICAS DE ALPINÓPOLIS

Pretende-se neste capítulo retratar a suíte de rochas metaultramáficas quanto aos seus variados tipos petrográficos e suas características intrínsecas e, em seguida, reconstituir tentativamente a sua história metamórfica, destacando as feições consideradas reliquiares ígneas que permitam obter alguma idéia acerca do estágio pré-metamórfico desta suíte. Serão inicialmente descritos os litotipos ultramáficos por meio de seus minerais constituintes, das variações que apresentam nas suas assembléias mineralógicas, e das texturas metamórficas adquiridas ou ígneas herdadas que exibem; a seguir serão discutidos alguns aspectos do quimismo destas rochas em termos de elementos maiores; finalmente, serão feitas algumas considerações sobre os processos metamórficos que atuaram sobre elas no decorrer do tempo geológico.

III.A. Mineralogia e Petrografia

Serão primeiramente descritas as espécies minerais identificadas nas rochas metaultramáficas de Alpinópolis com relação às suas características ópticas, morfológicas e roentgenográficas observadas; isto feito, será abordada a petrografia destas rochas, descrevendo-se as assembléias mineralógicas, as texturas e estruturas, e a diversidade interna dos vários litotipos reconhecidos.

III.A.1. Mineralogia

Os minerais reconhecidos nas rochas metaultramáficas são anfibólios (clino - e ortoanfibólios cálcio-magnesianos e magnesianos); cloritas (de composição magnesiana, tipo pennina / clinocloro); variedades de serpentina (predominando a antigorita); minerais opacos (magnetita, ilmenita), e espinélio verde (hercíní

tico); olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio; talco e carbonatos (em especial, magnesita). Destes merecerão maior atenção os anfibólios, as cloritas e as serpentinas que, além de serem amplamente predominantes na maioria dos litotipos ultramáficos, apresentam variações morfológicas e composicionais mais expressivas e logo terão influência maior nas texturas e nas transformações metamórficas que ocorrem nestas rochas.

A caracterização dos minerais foi feita principalmente por meio de suas propriedades ópticas observadas em seções delgadas de rocha, com a ajuda dos manuais tradicionalmente utilizados neste tipo de determinação: Tröger (1979), Deer *et al.* (1966) e Heinrich (1970), entre outros. Para alguns minerais, como os anfibólios, cloritas e serpentinas, foram utilizadas adicionalmente bibliografias específicas, citadas mais adiante nos parágrafos pertinentes. Os minerais opacos foram determinados em seções delgadas polidas com a ajuda de suas características listadas em Craig & Vaughan (1981). Análises por difratometria de Raios-X foram utilizadas de maneira complementar às análises petrográficas de seções delgadas. As análises foram efetuadas parte em um aparelho Philips-Norelco e parte em um aparelho Rigaku-Geigerflex 3 KW, e constaram de difratogramas convencionais (registro em gráfico) obtidos pelo método do pó em amostras de rocha total e separados parciais de minerais. As condições analíticas para ambos os aparelhos foram: radiação $\text{CuK}\alpha$, filtro de Ni, velocidades do goniômetro variando, conforme necessidade, entre $0,5^\circ$ e $2,0^\circ$ por minuto, e velocidade do papel 10 milímetros por minuto. Os objetivos das análises por difratometria de Raios-X foram:

a) identificação de fases minerais porventura presentes e não detectadas ao microscópio petrográfico (e.g. brucita, cuja presença, conforme observado, entre outros, por Jolly (1982), na maioria dos casos só é perceptível com a ajuda da difratometria de Raios-X);

b) a caracterização de fases minerais reconhecidas ao microscópio, mas para cuja definição a resolução do mi-

croscópio petrográfico é insuficiente (e.g. serpentinas e carbonatos), ou para cuja caracterização os resultados da difratometria de Raios-X representam dados complementares (e.g. cloritas, anfibólios);

c) a definição de fases minerais intercrescidas ou exsolvidas (e.g. anfibólios cálcicos e ferro-magnesianos coexistentes).

Na interpretação dos difratogramas utilizou-se a coleção de fichas JCPDS (1972) e as listagens de Borg & Smith (1969), além da bibliografia específica para cada mineral, conforme citado na discussão correspondente mais adiante, e de padrões obtidos em espécies minerais separadas de amostras favoráveis. O fato dos difratogramas terem sido obtidos a maioria em rocha total naturalmente dificultou a sua interpretação, porém a granulação muito fina das amostras e o intercrescimento das fases minerais prejudicaram a separação ideal. Mesmo assim, os resultados obtidos foram satisfatórios para os objetivos pretendidos.

III.A.1.1. Anfibólios

Os anfibólios são constituintes principais dos clorita-anfibólio xistos e fels, mas ocorrem também em metapiroxenitos, onde substituem clinopiroxênio, e, eventualmente, podem estar presentes em alguns serpentina xistos. Para a nomenclatura dos anfibólios será seguida a sugestão de Leake (1978), adotada pela Mineralogical Society of America (Hawthorne 1981) de que, quando não se conhece a fórmula estrutural precisa de um determinado anfibólio e sua natureza é indicada apenas pelas suas características ópticas, designa-se este anfibólio por um nome genérico adjetivado seguindo a palavra *anfibólio* (e.g. anfibólio tremolítico, anfibólio antofilítico, etc).

O anfibólio amplamente predominante nas rochas ul

tramáficas de Alpinópolis é um clinoanfibólio tipicamente incolor, que em alguns casos pode exibir uma tênue coloração verde a verde-claro com sutil pleocroísmo; tem sinal óptico negativo, relevo moderado e birrefringência máxima do início da segunda ordem; ocasionalmente pode apresentar geminação simples ou mais raramente geminação lamelar múltipla. Trata-se de um *anfibólio cálcio-magnesiano tremolítico* que, conforme indicado pelo ocasional incremento na intensidade do pleocroísmo verde a verde claro, pode passar a termos relativamente mais ricos em ferro, mais *actinolíticos*. O caráter tremolítico é sugerido adicionalmente nos difratogramas de Raios-X: segundo os resultados apresentados por Jenkins (1981), a posição do pico (310) dos clinoanfibólios cálcios seria indicativo do seu conteúdo em Al_2O_3 . Para as amostras de Alpinópolis, valores entre 3,11 e 3,12 Å para d(310) indicariam composições muito pouco aluminosas: apesar das análises terem sido realizadas em rocha total e sem padrões internos, a coerência observada entre os resultados das diversas análises permitem supor que o componente tremolítico predomina amplamente sobre o tschermakítico nos anfibólios em questão, em proporções iguais ou superiores a 85:15.

O hábito do anfibólio tremolítico/actinolítico é variado: apresenta-se geralmente prismático curto a médio, em arranjo granoblástico (às vezes poligonizado) a nematoblástico, ou mesmo treliçado, ou prismático médio a longo, na forma de microporfiroblastos (de tamanho submilimétrico) ou porfiroblastos (de comprimento entre 1 e 3 milímetros em média) sobre uma matriz pseudomórfica ou grano-nematoblástica fina. Mais raramente, adquire hábito fibro-radiado, em conjuntos de indivíduos aciculares encurvados, dispostos em leque, que crescem sobre uma matriz clorítica. Nas rochas com texturas ígneas pseudomorfoseadas, o anfibólio tremolítico caracteristicamente substitui o clinopiroxênio dendrítico ou esquelético ígneo de forma homoaxial, preservando seus contornos e arranjo original nos mínimos detalhes. Assim, nas rochas com textura *spinifex*, são comuns os pseudomorfos de augita dendrítica-plumosa em leque (e.g. fotomicrografias 1 a 3), ou em fenocristais esqueléticos individualizados, originalmente imersos em uma matriz microcristalina, com faces negativas

bem evidentes, paralelas às faces externas. Frequentemente há opacos finos, polvilhados (magnetita, ilmenita) alinhados ao longo das clivagens ou entre dois cristais individuais sucessivos em um agrupamento. O hábito arborescente delicado dos clinopiroxênios dendríticos-plumosos é reproduzido com perfeição até mesmo pelo padrão de extinção sombreado, ondulante nos pseudomorfos de anfibólio tremolítico. Nos metapiroxenitos, o anfibólio tremolítico substitui o clinopiroxênio ígneo de maneira homoaxial num primeiro estágio, reproduzindo inclusive as geminações lamelares simples destes em continuidade com os núcleos de piroxênio porventura ainda presentes; num estágio subsequente desenvolve-se uma segunda geração de anfibólio tremolítico, de características ópticas similares ao anterior, porém de tamanho menor, hábito prismático mais realçado e que cresce discordante aos contornos prismáticos-granulosos dos clinopiroxênios.

Um segundo tipo de anfibólio relativamente comum, se bem que de ocorrência mais restrita, é um ortoanfibólio incolorescente, límpido, de sinal óptico negativo: um *anfibólio antofilítico*, de hábito predominantemente prismático longo a acicular, quando em microporfiroblastos discordantes sobre a textura ígnea pseudomórfica ou grano-nematoblástica submilimétrica; em porfiroblastos verdadeiros bem destacados frequentemente poiquiloblásticos, de 1 a 3 milímetros de comprimento, sobre uma matriz de anfibólio tremolítico poligonizada ou, mais raramente, fibro-radiado sobre uma matriz de clorita lepidoblástica, acompanhado do anfibólio tremolítico e de talco. O terceiro tipo de anfibólio se faz presente, via de regra, de uma maneira muito discreta: identificado como um *anfibólio cummingtonítico*, ocorre principalmente na forma de lamelas ou manchas de exsolução no anfibólio tremolítico/actinolítico ou, menos comumente, pode ocorrer em grãos discretos individualizados, com a típica geminação lamelar, múltipla. A identificação deste anfibólio cummingtonítico é dificultada por uma série de fatores nas rochas ultramáficas de Alpinópolis: os domínios cummingtoníticos exsolvidos são geralmente muito delgados e apenas em alguns casos fortuitos, quando a exsolução do termo cummingtonítico ocorre em domínios de dimensões consideráveis, é possível determinar com segurança o sinal óptico

positivo e verificar o relevo e birrefringência comparativamente maiores deste anfibólio. Mesmo no caso dos anfibólitos cummingtoníticos individualizados o amplo predomínio do anfibólio tremolítico aliado às variações aleatórias na espessura das seções delgadas geralmente dificultam a utilização do relevo e birrefringência como critérios seguros para a distinção entre os dois; adicionalmente, a geminação lamelar múltipla indicada tradicionalmente como característica para o anfibólio cummingtonítico, foi reconhecida também em anfibólitos seguramente caracterizados como tremolíticos.

A coexistência de vários tipos de anfibólio distintos (clinoanfibólitos cálcio-magnesianos e orto- e clinoanfibólitos magnesianos) é conspícua nas rochas metaultramáficas de Alpinópolis se bem que ocorre de maneira menos nítida e espetacular que, por exemplo, nas rochas metaultramáficas da região de Jacuí (Choudhuri 1980). As relações de coexistência para os clinoanfibólitos tremolíticos e cummingtoníticos seguem padrões característicos similares aos citados, entre outros, por Ross *et al.* Robinson & Jaffe (1969), Stout (1972), Kamineni *et al.* (1979), Choudhuri (1980) e Ghose (1981): o anfibólio cummingtonítico ocorre na forma de delgadas lamelas de exsolução orientadas segundo (101) no anfibólio tremolítico, conferindo-lhe um aspecto estrado, com estrias oblíquas ao seu alongamento (figura 6a). Em um caso particular, foi notado o desenvolvimento de domínios de anfibólio cummingtonítico distintos, mais amplos que as lamelas (101): em uma rocha constituída quase exclusivamente de anfibólio actinolítico fino poligonizado, o termo cummingtonítico ocorre em manchas de contornos paralelos às direções cristalográficas do anfibólio hospedeiro, que se fundem com as lamelas (101) e podem ocupar até a metade de alguns indivíduos. Nestes domínios cummingtoníticos mais amplos reconhecem-se delgadas lamelas de anfibólio actinolítico em orientação paralela às lamelas cummingtoníticas exsolvidas no anfibólio actinolítico hospedeiro (figura 6b). Os anfibólitos tremolítico e antofilítico às vezes se apresentam homoaxialmente associados em microporfiroblastos prismáticos compostos, com núcleos tremolíticos portadores das características lamelas de exsolução (101) cummingtoníticas, e bordas delgadas de anfibólio antofilítico (figura 6c). Arranjos

Figura 6 - Padrões de coexistência de anfibólios em clorita-tremolita xistos e fels de Alpinópolis

- a) Lamelas ($\bar{1}01$) de exsolução cummingtoníticas (CUM) em hospedeiro tremolítico (TREM)
- b) Lamelas ($\bar{1}01$) e domínios de exsolução cummingtoníticos (CUM) em hospedeiro actinolítico (ACT), com lamelas ($\bar{1}01$) de exsolução actinolíticas nos domínios cummingtoníticos.
- c) Associação homoaxial de anfibólio antofilítico (ANT) nas bordas com anfibólio tremolítico (TREM) portador de lamelas ($\bar{1}01$) de exsolução cummingtoníticas (CUM) no núcleo.

semelhantes são citados por Robinson & Jaffe (1969), Stout (1972), Rice *et al.* (1974), Kaminen *et al.* (1979) e Choudhuri (1980) e são consideradas como feições desenvolvidas no decorrer do pico do metamorfismo. É interessante registrar que este arranjo parece ocorrer predominantemente nos casos em que microporfiroblastos de anfibólio crescem sobre domínios de clorita.

A identificação dos vários tipos de anfibólio em difratogramas de Raios-X (figura 7) apresenta alguns problemas, uma vez que os picos de anfibólio antofilítico sobrepõem-se, na maioria, aos do anfibólio cummingtonítico mascarando, por exemplo, o pico (310) deste a $29,1^{\circ} 2\theta$ (radiação $\text{CuK}\alpha$), que serviria de critério para distingui-lo do anfibólio tremolítico/actinolítico conforme sugerido por Cameron (1975); além disso, o pico (131) do anfibólio cummingtonítico, entre $25,8^{\circ}$ e $26,0^{\circ} 2\theta$ que, segundo o mesmo autor, serviria para distingui-lo do anfibólio antofilítico e do anfibólio tremolítico/actinolítico, é de pequena intensidade, sendo detectável apenas nos casos em que o anfibólio cummingtonítico se faz presente em proporção apreciável. Adicionalmente Popp *et al.* (1976) levantam objeções a este critério de distinção entre anfibólio antofilítico e cummingtonítico, uma vez que o pico (131) do anfibólio cummingtonítico pode coincidir com picos mais fracos, nem sempre detectados do anfibólio antofilítico. No entanto, em situações fortuitas, como quando a fase cummingtonítica se encontra mais individualizada, melhor resolvida, e o anfibólio antofilítico ausente ou pouco evidente ou, alternativamente, quando as características do anfibólio antofilítico se destacam melhor nos difratogramas, a identificação dos tipos de anfibólio por este método foi satisfatória, complementando as informações obtidas pela análise das seções delgadas. Mesmo assim, porém, o critério que parece mais adequado para indicar a presença do anfibólio cummingtonítico nas rochas metaultramáficas de Alpinópolis seria o característico "estriamento" dos anfibólios tremolíticos pelas lamelas de exsolução ($\bar{1}01$) cummingtoníticas.

Figura 7 - Difratoigramas de Raios-X de clorita-tremolita xistos e fels de Alpinópolis. TR: anfibólio tremolítico; ANT: anfibólio antofilítico; CUM: anfibólio cummingtonítico; CL: clorita. Para detalhes, ver texto.

III.A.1.2. Cloritas

As cloritas, em palhetas finas, submilimétricas são junto aos anfibólitos tremolíticos, constituintes principais dos clorita-anfibólito xistos e fels, ainda que geralmente ocorram em proporção inferior aos anfibólitos. Nos serpentinitos, estão presentes como porfiroblastos, em palhetas maiores, milimétricas, enquanto nos serpentina xistos ocorrem como restos esfiapados junto ao anfibólito tremolítico, ambos envoltos por serpentina. Nos clorita-serpentina-magnesita-talco xistos, a clorita apresenta algumas características peculiares que a torna distinta das cloritas dos demais litotipos.

Pelas suas características ópticas (e.g. Saggerson & Turner 1982, Trüger 1979 e Deer *et al.* 1966), as cloritas dos clorita-tremolita xistos e fels e dos serpentinitos e serpentina xistos foram identificadas como cloritas magnesianas, tipo clinocloro/pennina: são incolores ou, ocasionalmente, verde-pálidas, quando então apresentam um sutil pleocroísmo esverdeado; têm relevo baixo e birrefringência que varia do cinza de 1.^a ordem ($n_z - n_x$ em torno de 0,005) para cloritas dos clorita-tremolita xistos e fels até anômala marrom para as cloritas em porfiroblastos nos serpentinitos; possuem geralmente Z paralelo a c, no que diferem das cloritas dos clorita-serpentina-magnesita-talco xistos, que apresentam orientação negativa (X//c).

Os resultados das análises por difração de Raios-X permitem complementar a caracterização das cloritas: o espaçamento basal (d_{001}), estimado com base nos valores (001) extraídos dos difratogramas, seria indicativo do número de átomos de alumínio (X_{Al}) na fórmula estrutural simplificada:

conforme discutido, entre outros, por Shirozu & Momoi (1972) e Jenkins & Chernosky (1986). Pelas relações sugeridas nestes trabalhos, os valores de X_{Al} para cloritas de amostras com textura

spinifex pseudomórfica provenientes das porções centrais do corpo ultramáfico principal a sul de Alpinópolis estariam entre 1,1 e 1,2, característicos portanto de clinocloros; nas demais amostras provenientes quer das porções mais externas deste corpo, quer dos demais corpos ultramáficos menores, os valores X_{Al} estimados para cloritas associadas a anfibólios tremolíticos aumentam até 1,4-1,6 (correspondentes a composições tipo sheridanita ou mesmo mais aluminosas). Alguns destes valores mais exagerados devem ser atribuídos à interferência das serpentinas presentes nestas amostras, cujos picos se mesclam com os da clorita, ou a deslocamentos não controlados dos picos nestes difatogramas. Nos serpentinitos e serpentina xistos, a forte interferência dos picos das serpentinas frustra a estimativa de X_{Al} das cloritas por este método.

A clorita dos clorita-serpentina-magnesita-talco xistos foi identificada ao microscópio, a princípio, como uma 'talco-clorita' ou uma pennina negativa (X//c, incolor, relevo baixo, próximo da antigorita, cor de interferência cinza-azulado), porém, nas análises por difração de Raios-X, não foram encontrados os picos correspondentes ao espaçamento basal de $14\text{\AA}$ e os padrões observados indicavam a presença de duas fases de $7\text{\AA}$ nas amostras analisadas: uma serpentina (antigorita?) e a clorita (uma septeclorita?). Não foi possível estabelecer com segurança a relação entre estas duas fases de $7\text{\AA}$: o arranjo textural parece indicar a serpentina antecedendo a clorita; trata-se provavelmente de uma coexistência metaestável, controlada pelo conteúdo em alumínio dos dois minerais em questão (e.g. Gillery 1959) e que representaria uma etapa intermediária do desenvolvimento da clorita magnesiânica "normal" de $14\text{\AA}$ em substituição à serpentina, como sugerido por Velde (1973) para cloritas de $7\text{\AA}$ de sedimentos marinhos.

III.A.1.3. Serpentinhas

Além de constituintes predominantes dos serpenti-

nitos propriamente ditos, serpentinas são acessórios comuns nos clorita-anfibólitos xistos e fels, onde tipicamente substituem por firoblastos de olivina, e nos clorita-serpentina-magnesita-talcó xistos. A determinação dos tipos de serpentina presentes nestas rochas foi feita através da difratometria de Raios-X e por interpretação textural. A identificação dos padrões de serpentina nos difratogramas e a indexação dos respectivos picos teve por base principalmente os dados apresentados por Whittaker & Zussman (1956), considerando-se adicionalmente os trabalhos de Page & Coleman (1967), Prichard (1973), Maltman (1978), Ikin & Harmon (1983), que cobrem porções restritas dos padrões de difração, sempre em boa concordância com os dados de Whittaker & Zussman (1956). A caracterização por este método foi plenamente satisfatória quando em amostras nas quais a serpentina é amplamente predominante, e a clorita ocorre em pequena quantidade; porém em rochas nas quais a serpentina é subordinada e/ou a proporção clorita: serpentina alta, a sobreposição dos picos destes dois minerais prejudicou a identificação.

O tipo de serpentina mais em evidência nos difratogramas (figura 8) seria a antigorita, conforme indicado principalmente pela posição de um pico forte entre 2,51 e 2,53 Å, correspondente a d(16.0.1) (indexações segundo Whittaker & Zussman 1956), além da presença de um pico menor a aproximadamente 2,41 Å: d(003) ou d(18.0.0), e do característico par a 1,56 Å e 1,54 Å - respectivamente d(24.3.0) e d(060). Há ainda indicações da presença de lizardita por meio de um pico a aproximadamente 2,15 - 2,16 Å: d(204), e de um pico discreto a 4,56 Å: d(020), que pode pertencer também a crisotila. A presença, ainda que subordinada, deste último tipo de serpentina seria ocasionalmente confirmada por um discreto pico a 2,09 Å, correspondente ao seu d(204).

A correlação entre o tipo de serpentina predominante em um determinado agregado serpentínico e o padrão textural que este apresenta é discutido, entre outros, por Wicks *et al.* (1977), Wicks & Whittaker (1977) e Maltman (1978). Em uma primeira aproximação, as texturas de agregados serpentínicos podem ser subdivididas em pseudomórficas e não pseudomórficas

(Wicks & Whittaker 1977). As texturas pseudomórficas preservam de maneira ora mais, ora menos distinta os contornos dos minerais substituídos pelas serpentinas e também dos domínios internos determinados pela substituição destes minerais em etapas sequenciadas. Esta substituição por domínios pode resultar em texturas tipo *mesh*, onde as superfícies (fraturas, contatos intergranulares) ao longo das quais se iniciou a serpentinizacão serão denominados *cordas* e as áreas poligonais intersticiais, serpentinizadas numa etapa posterior, *núcleos* (nomenclatura segundo Maltman 1978); ou, alternativamente, pode se desenvolver uma textura tipo "ampulheta" (*hourglass*), na qual não há cordas e núcleos distintos, individualizados, e os domínios internos ao contorno do indivíduo mineral substituído são ocupados por serpentina de aspecto fibroso em arranjos triangulares justapostos, lembrando um mosaico homogêneo, constituído de peças de uma mesma forma e tamanho. Nestas texturas, o tipo de serpentina mais comum seria a lizardita, às vezes acompanhada de crisotila (Wicks & Whittaker 1977, Maltman 1978). Em ocorrendo uma recristalizaçãõ, os contornos dos indivíduos minerais substituídos e dos domínios internos de substituição se perdem, e a textura evoluirá para arranjos não pseudomórficos, que podem ou não ser orientados. Segundo Maltman (1978), as texturas não pseudomórficas podem ser classificadas em *fitada* (*ribbon*), quando há um marcado paralelismo produzido pelo desenvolvimento exagerado das cordas em uma determinada direção às expensas dos núcleos e das demais cordas de orientação distinta a partir de uma textura *mesh* pré-existente, e em *placóide-entrelaçada* (*bladed mat*) quando o agregado serpentínico é formado por um arranjo de serpentinas em minúsculas placas ou escamas, interpenetradas e/ou entrecruzadas (correspondente às *interpenetrating and interlocking textures* de Wicks & Whittaker 1977). O tipo de serpentina característico da textura fitada seria a lizardita, enquanto nas texturas placóide-entrelaçadas predominaria amplamente a antigorita (Wicks & Whittaker 1977, Maltman 1978). As diversas texturas pseudomórficas e não pseudomórficas transicionam entre si, prevalecendo ora uma, ora outra, conforme o grau de recristalizaçãõ e/ou deformação da rocha: dificilmente um tipo de textura ocorre de maneira isolada, homogênea. Quando em veios, a serpentina característica é a

Figura 8 - Difratoqramas de Raios-X de serpentinitos de Alpinópolis. CL: clorita; S: serpentina (Antig.: antigorita; Liz.: lizardita; Cris.: crisotila); Mt: magnetita. Para detalhes, ver texto.

crisotila, tipicamente fibrosa ou asbestiforme (Wicks & Whittaker 1977). Para a antigorita e lizardita, o aspecto fibroso, quando presente, é apenas aparente, e não reflete o hábito dos indivíduos minerais (Wicks *et al.* 1977).

Nos serpentinitos e serpentina xistos de Alpinópolis predominam texturas não-pseudomórficas, destacando-se a placóide-entrelaçada, com domínios de textura fitada intercalados. Há vestígios de texturas pseudomórficas obliteradas pela recristalização na forma de filetes de minerais opacos finos que indicam os contornos de grãos de olivina e de texturas *mesh* pré-existent (fotomicrografia 12) e de microdomínios definidos por variações sistemáticas em tamanho e orientação das antigoritas placóides-entrelaçadas, mimetizando feições das texturas que substituem. Há uma excelente correspondência entre as determinações por difratometria de Raios-X e as interpretações texturais para estas rochas: ambas indicam a antigorita como tipo de serpentina predominante, acompanhada de lizardita em menor proporção. A crisotila, quando presente, ocorreria subordinada a estes dois tipos. Já as manchas serpentínicas dos clorita-tremolita xistos e fels têm um padrão textural com componente pseudomórfico mais realçado que os serpentinitos e serpentina xistos: exibem uma textura *mesh* típica de substituição direta de olivina, parcialmente obliterada por uma textura placóide-entrelaçada. Neste caso, as análises por difratometria de Raios-X são pouco conclusivas devido à sobreposição dos picos da clorita aos das serpentinas; as texturas observadas sugerem que estas manchas serpentínicas sejam constituídas de antigorita e lizardita em proporções variáveis. Também nos clorita-serpentina-magnesita-talco xistos a caracterização da serpentina por meio dos difratogramas é prejudicada pela presença da clorita; a textura placóide-entrelaçada dos agregados serpentínicos indicaria a antigorita como tipo de serpentina predominante nestas rochas.

III.A.1.4. Minerais opacos e espinélio

Os minerais opacos são acessórios invariavelmente

presentes em todos os litotipos ultramáficos, geralmente em grãos discretos de tamanho da ordem de centésimos de milímetros com contornos irregulares a subidiomórficos, dispersos pelas texturas e intersticiais aos minerais predominantes, ou polvilhados, alinhado em filetes, seguindo o traçado das texturas pseudomórficas. Podem ocorrer ainda em grãos maiores, da ordem de décimos de milímetros de tamanho, com contornos tendendo a quadrados ou losangulares, em indivíduos isolados, dispersos ou, mais raramente, agrupados ou alinhados. Nos serpentinitos, os porfiroblastos de clorita são tipicamente envoltos por uma orla de minerais opacos, que se alojam também ao longo das suas linhas de clivagem.

Nos clorita-anfibólio xistos e fels, os minerais opacos identificados em seções delgadas polidas são predominantemente magnetitas acompanhadas de ilmenita quer em grãos discretos, quer como lamelas de exsolução na magnetita. A cor tenuemente rosada e a ligeira anisotropia que apresenta, além da constante presença de lamelas ilmeníticas indicariam uma composição titanífera para a magnetita: corresponderia, quase certamente, a uma titano-magnetita. Nas amostras mais alteradas é frequente apresentar-se martitizada.

Além da magnetita e da ilmenita, podem ocorrer cromo-espinélio, geralmente incluso na magnetita, ora em domínios bem definidos maiores, ora como gotas nas interfaces ilmenita - magnetita, e sulfetos (calcopirita, pirita) acidentais, em quantidade insignificativa, em clorita - tremolita fels com nódos de olivina e ortopiroxênio.

Espinélio ocorre típica e exclusivamente em clorita-tremolita fels com nódos de olivina e ortopiroxênio como grãos discretos intersticiais aos anfibólios tremolíticos da matriz grano-nematoblástica fina poligonizada, ou vermiforme, incluso no ortopiroxênio. Quando incluso no ortopiroxênio, seus contornos são límpidos, nítidos; quando granuloso, intersticial ao anfibólio, invariavelmente apresenta bordas de magnetita ora mais, ora menos desenvolvidas: desde franjas parciais até substituição quase total, quando então apenas o núcleo do grão é de espinélio remanescente. Sua cor verde a verde-acastanhado indica-

ria uma composição tendendo a hercínítica.

III.A.1.5. Olivina e piroxênios

Nos clorita-anfibólio xistos e fels, a presença da olivina é geralmente indicada apenas por pseudomorfos de porfiroblastos serpentinizados. Somente nos tremolita fels com nódos há ainda olivina fresca, às vezes também parcialmente substituída por serpentina: ocorre em porfiroblastos arredondados, em relação poiquilóide com o ortopiroxênio, com abundantes inclusões neste em continuidade óptica entre si, e com os indivíduos de olivina ao redor (fotomicrografias 9 e 10). Estima-se que sua composição seja predominantemente forsterítica.

O ortopiroxênio, por sua vez, também tem caráter fortemente magnésiano (é incolor, de sinal óptico negativo (-) : possivelmente de composição bronzítica) e também ocorre apenas em porfiroblastos nos tremolita fels com nódos. Apresenta hábito prismático-curto com freqüentes e delgadas lamelas de exsolução (100) de clinopiroxênio (diopsídio?). Encontra-se comumente talcificado e, em várias amostras, sua pretérita presença é indicada apenas por pseudomorfos de talco que podem preservar vestígios até da clivagem e das lamelas de exsolução.

Clinopiroxênio ocorre apenas nos metapiroxenitos, na forma de núcleos residuais no anfibólio tremolítico que o substitui de maneira homoaxial (fotomicrografia 13). Seu hábito original é prismático-curto, com freqüente geminação simples (ambos mimetizados pelo anfibólio pseudomórfico). É incolor a tenuemente esverdeado com extinção prismática máxima em torno de 45° e 2V entre 50° - 60° : corresponde, mais provavelmente, a uma augita. Um certo conteúdo em Fe-Ti é indicado pela presença de ilmenita e/ou titanita inclusas ao longo das clivagens e fraturas do anfibólio tremolítico que o substitui.

III.A.1.6. Talco e carbonatos

O talco, geralmente em agregados de palhetas finas, é um mineral tipicamente retrometamórfico nas rochas metaultramáficas de Alpinópolis: substitui de forma pseudomórfica o ortopiroxênio e a antofilita, e os demais anfibólios e as cloritas também podem exibir sinais de talcificação. Apesar de ser encontrado, ainda que em pequena quantidade, em praticamente todas as variedades petrográficas, apenas em alguns clorita-tremolita xistos e fels ele chega a ser volumetricamente significativo e, mesmo nesses casos, é nítido o seu caráter parasítico em relação aos demais minerais. Esta situação só se altera no caso dos talco xistos, que ocorrem acompanhando as estreitas faixas de cisalhamento que cortam as demais rochas ultramáficas, ou em corpos pequenos, isolados, inclusos nos ortognaisses, ou nos clorita-serpentina - magnesita-talco xistos, nos quais é constituinte essencial.

Dentre os carbonatos, destaca-se a magnesita, cuja presença foi determinada por difratometria de Raios-X, e que ocorre em lentes e porfiroblastos milimétricos, fusiformes nos clorita-serpentina-magnesita-talco xistos. Há carbonatos em grãos discretos, dispersos em quantidade insignificante também em alguns serpentinitos e clorita-tremolita xistos e fels, porém a sua caracterização não foi possível nem por métodos ópticos nem por difratometria de Raios-X devido à sua quantidade e tamanho reduzidos.

III.A.2. Petrografia

A suíte metaultramáfica de Alpinópolis caracteriza-se por uma marcada diversidade petrográfica, fruto de variações ora mais acentuadas, ora mais sutis na composição mineralógica e no arranjo textural das rochas que a constituem. Destacam-se nesta diversidade algumas assembléias mineralógicas fundamentais características, que definem os tipos petrográficos de caráter abrangente segundo os quais os metaultramafitos serão agrupados. Em

TABELA I - CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DOS METAULTRAMAFITOS DE ALPINÓPOLIS, MG

Tipos petrográficos	Variedades petrográficas	Assembléia mineralógica expandida	Transformações mineralógicas mais frequentes	Texturas ígneas reliquias	Texturas metamórficas
(Assembléia mineralógica fundamental: minerais essenciais + acessórios onipresentes)		(Minerais essenciais + acessórios onipresentes + acessórios eventuais)	(): incipientes + substituições	(): pouco evidentes ou menos frequentes + substituição pseudomórfica	
Clorita-tremolita xistos e fels (trem, clor + mt, ilm)	A) Clorita-tremolita xistos e fels (com ou sem antofilita, com ou sem textura <i>spinifex</i> reliquiar)	trem, clor + mt, ilm + antof, cumm, tc, carb	(antof + tc) (clor, trem + tc, serp)	texturas <i>spinifex</i> em placas e de arranjo aleatório pseudomorfos de cpx dendrítico-plumoso (e de fenocristais esqueléticos de cpx) + trem	lepidonematoblástica, lepidogranoblástica, granonematoblástica microporfioblástica fibro-radiada (trem, antof) sobre matriz lepidoblástica-entrelaçada a crenulada (clor)
	B) Serpentina-clorita-tremolita xistos e fels (clorita-tremolita xistos e fels com nódos serpentiniticos, com ou sem antofilita, com ou sem textura <i>spinifex</i> reliquiar)	trem + clor, serp(antig > liz) + mt, ilm, antof, cumm, tc	ol + serp (antof + tc) (clor, trem + tc, serp)	texturas <i>spinifex</i> em placas e de arranjo aleatório pseudomorfos de cpx dendrítico-plumoso + trem	porfioblástica (pseudomorfos serpentinizados de ol) sobre matriz lepidonematoblástica ou lepidogranoblástica
	C) Clorita-olivina-ortopiroxênio-tremolita fels com espinélio e antofilita (clorita-tremolita fels com nódos pluriminerálicas de ol + opx)	trem, ol, opx, cl + antof, sp, mt, ilm, + serp, tc, tclor	ol + serp opx + antof, tc antof + serp, tc esp + mt (cl, trem + tc, tclor, serp)	(pseudomorfos de cpx dendrítico-plumoso + trem?)	porfioblástica (ol + opx - nódos pluriminerálicas, arranjo poiquilóide; antof, clor) sobre matriz grano-nematoblástica lobada a poligonizada, equigranular a seriada (trem)
	D) Talco-clorita-tremolita xistos e fels	trem, clor, tc + mt, ilm, tclor + carb	clor + tc, tclor (trem + tc)	texturas <i>spinifex</i> em placas ou de arranjo aleatório, crenuladas pseudomorfos de cpx dendrítico-plumoso + trem	lepidonematoblástica ou lepidogranoblástica
	E) Tremolita xistos e fels	trem + mt, ilm + clor, tc	-	(granulosa/piroxenítica?)	treliçada a nematoblástica
	F) Clorita xistos	clor + op (mt) + tc, trem	-	-	lepidoblástica (crenulada)
	G) Talco-tremolita-clorita antofilita xistos	antof, clor, trem, tc + esp, op (mt)	-	-	fibro-radiada (antof, trem), sobre matriz lepidoblástica-entrelaçada a crenulada (clor)
	H) Cummingtonita-actinolita fels	act, cumm + op (ilm) + clor	-	-	granonematoblástica equigranular poligonizada
Serpentinitos	A) Clorita serpentinitos porfioblásticos	serp(antig > liz >> crisot) + op (mt), clor + tc, carb	-	vestígios de textura granulosa (cumulática?) de olivina	porfioblástica (clor) sobre matriz serpentinitica placóide - entrelaçada a fitada (<i>bladed mat a ribbon</i>) vestígios de textura <i>mesh</i> de substituição direta de ol.
	B) Serpentina xistos manchados (aspecto "pele de cobra")	serp(antig > liz >> cris) + op (mt) + clor, trem, tc, carb, tclor	clor, trem + serp	-	placóide-entrelaçada e fitada (<i>bladed mat e ribbon</i>) vestígios de textura lepidonematoblástica
	C) Talco-clorita serpentinitos	serp (antig, liz?) + op (mt), tclor, clor, + tc, carb	clor + tclor	vestígios de textura granulosa (cumulática?) de olivina	malha entrelaçada de serp e tclor com domínios serpentiniticos placóide - entrelaçados (antig)
Metapiroxenitos (cpx, trem + mt, ilm)	A) Metapiroxenitos s.s. (granuloso)	cpx, trem + mt, ilm, tit + cumm, clor	cpx + trem	granulosa/piroxenítica fina (a média/grossa)	treliçada a decussada
	B) Quartzo-epidoto metapiroxenitos (metapiroxenitos cisalhados/silicificados)	trem, ep, qtz + op (mt, ilm), tit + cpx, clor	cpx + trem	(vestígios de textura granulosa/piroxenítica)	granoblástica/nematoblástica a milonítica
Clorita-serpentina-magnesita-talcó-xistos (tc, mgst, serp, clor + op)	-	tc, carb(mgst), serp(antig), clor, (tclor), + op(mg)	-	-	porfioblástica (mgst) com matriz lepidoblástica crenulada
Talco xistos (tc + op)	-	tc + op(mg) + clor, trem	-	-	lepidoblástica a entrelaçada, crenulada

Abreviações dos minerais: act - anfíbio actinolítico/antig - antigorita/ antof - anfíbio antofilitico/ carb - carbonatos/ clor - clorita/ cpx - clinopiroxênio/ cris - crisotila/ cumm - anfíbio cummingtonítico/ ep - epidoto (minerais do grupo do), sp - espinélio/ ilm - ilmenita/ liz - lizardita/ mgst - magnesita/ mt - magnetita/ ol - olivina/ op - minerais opacos/ opx - ortopiroxênio/ serp - serpentina/ tc - talco/ tclor - talco-clorita/ tit - titanita/ trem - anfíbio tremolítico.

alguns destes tipos, fatores como alterações sistemáticas na proporção dos constituintes da assembléia fundamental, a presença ou não de eventuais outros minerais alheios a esta assembléia, e a diversidade textural que apresentam permitem individualizar uma série de variedades petrográficas distintas. Os tipos petrográficos estabelecidos são basicamente cinco: clorita-tremolita xistos e fels (e demais tipos afins), serpentinitos, metapiroxe-nitos, clorita-serpentina-magnesita-talco xistos e talco xistos. Os clorita-tremolita xistos e fels, além de amplamente predominantes, são também os que apresentam maior variedade interna. Alguns tipos menores, como cummingtonita-actinolita fels, talco-tremolita-clorita-antofilita xistos, clorita xistos e tremolita fels serão considerados junto aos clorita-tremolita xistos e fels propriamente ditos devido à sua afinidade petrográfica evidente e nítida associação espacial com estas rochas. Os serpentinitos representam o segundo tipo petrográfico mais freqüente, ainda que de ocorrência bem mais restrita que a dos clorita-tremolita xistos e fels. Metapiroxenitos, apesar de raros, destacam-se pelo grau de preservação de suas características ígneas. Os clorita-serpentina-magnesita-talco xistos e talco-xistos, além de volumetricamente pouco representativos, geralmente constituem corpos de dimensões reduzidas, intercalados aos demais litotipos ultramáficos ou às rochas metassedimentares associadas e aos ortognaisses em volta.

Estes tipos petrográficos serão descritos a seguir através das suas assembléias mineralógicas fundamentais e expandidas e das texturas ígneas reliquiais e metamórficas que apresentam, retratando-se individualmente as suas variedade petrográficas mais destacadas. As feições características mais importantes dos diversos tipos e de suas respectivas variedades encontram-se condensadas na Tabela I em anexo.

III.A.2.1. Clorita-tremolita xistos e fels e tipos petrográficos afins

Representam o tipo petrográfico volumetricamente

mais expressivo, perfazendo, segundo estimativas, entre 80% e 90% da suíte metaultramáfica. São rochas foliadas ou, respectivamente não foliadas (fels), cinza-verdes e cinza-escuras, de granulção fina, submilimétrica (ou, mais raramente, milimétrica), nas quais um anfibólio tremolítico e clorita magnesiana acompanhadas de magnetita e ilmenita como acessórios onipresentes constituem a assembléia mineralógica fundamental; na assembléia expandida podem ocorrer ainda anfibólio cummingtonítico e antofilítico, serpentina, olivina, ortopiroxênio, espinélio e talco em padrões texturais variados e proporções diversas. Seu aspecto geral é homogêneo tanto para os tipos maciços como para os foliados; em algumas variedades, porém, destacam-se nódos elípticos ou circulares de alguns milímetros a 1-2 centímetros de diâmetro (v. fotografias 14 e 15). As texturas e estruturas que exibem são predominantemente metamórficas mas, em alguns núcleos maciços envoltos pela foliação e preservados da deformação, é possível reconhecer texturas ígneas pseudomórficas (*palimpsest*) quer em escala mesoscópica, quer ao microscópio, em seções delgadas, que podem estar reproduzidas de maneira extremamente minuciosa, guardando traçados delicados em detalhe.

A textura ígnea reliquiar característica neste tipo petrográfico é a textura *spinifex*, conspícua nas rochas maciças e preservada às vezes, também, em rochas xistosas. Dois padrões de substituição se combinam para reproduzir o seu traçado original nas assembléias metamórficas: no primeiro, mais abrangente, agregados minerais específicos que seguem os microdomínios composicionais da textura ígnea original se desenvolvem durante o metamorfismo na forma de lâminas de alguns décimos a 1-2 milímetros de espessura, constituídas de um entrelaçado de palhetas finas de clorita com magnetita em grãos discretos irregulares a subidiomórficos dispersos ao longo das suas bordas, que substituem a olivina ígnea placóide, alternadas com domínios também laminares ou triangulares/poliedrais de anfibólio tremolítico que ocupam o lugar dos clinopiroxênios ígneos e do provável vidro vulcânico (?) intersticiais às placas de olivina (fotomicrografias 1 a 4); o segundo padrão de substituição, no qual minerais ígneos individuais são homoaxialmente substituídos e mime

FOTOMICROGRAFIAS 1 a 3b

Fotomicrografia 1: Textura *spinifex* em placas reliquiar em clorita - tremolita fels. As lâminas paralelas mais delgadas, de birrefringência baixa, correspondem a agregados de clorita que substituem a olivina ígnea placóide; alternam-se com domínios mais espessos de anfibólio tremolítico acicular - radiado pseudomórfico de clinopiroxênio dendrítico-plumoso ígneo. Amostra 141 A/10. Nicóis X. Lado maior da foto: 5,0 mm.

Fotomicrografia 2: Idem anterior. Detalhe de junção triangular entre conjunto de lâminas cloríticas paralelas (= olivina) alternadas com domínios de anfibólio tremolítico (= clinopiroxênio). Notar anfibólios tremolíticos prismáticos-longos (tendendo a microporfiroblastos) cortando o traçado da textura *spinifex*. Amostra 141 A/10. Nicóis X. Lado maior da foto: 7,0 mm.

Fotomicrografias 3a e 3b: Textura *spinifex* de arranjo aleatório reliquiar em clorita-tremolita fels. Detalhe dos domínios triangulares/poliedrais intersticiais às olivinas placóides originais (substituídas por agregados cloríticos) ocupados por anfibólio tremolítico pseudomórfico de clinopiroxênio ígneo dendrítico-plumoso a radiado. Notar em 3b a disposição dos minerais opacos acompanhando o traçado da textura ígnea reliquiar. Amostra 302 C/10. 3a: nicóis X; 3b: nicóis // Lado maior da foto: 16,0 mm.

3b

3a

2

tizados por algum mineral metamórfico compatível, se manifesta nestes domínios intersticiais aos domínios cloríticos, quando então os clinopiroxênios ígneos dendríticos-plumosos ou em fenocristais esqueléticos são substituídos por anfibólio tremolítico pseudomórfico (fotomicrografias 1 a 3).

As lâminas cloríticas podem estar dispostas em um arranjo plano-paralelo (fotomicrografia 1) em conjuntos (*sets*) oblíquos entre si, desenhando junções triangulares que podem ser ocupadas por anfibólios tremolíticos pseudomórficos de clinopiroxênios dendríticos-plumosos (fotomicrografia 2) ou podem passar a um arranjo aleatório de lâminas individuais mais curtas, formando uma malha com um grande número de áreas triangulares/ poliedrais intersticiais, ocupadas pelos anfibólios dendríticos-plumosos pseudomórficos (fotomicrografia 3). Tais arranjos corresponderiam respectivamente às variedades *plate spinifex* ou *spinifex* em placas, e *random spinifex*, ou *spinifex* de arranjo aleatório de Donaldson (1982); no segundo caso (originalmente denominado *radiating spinifex* por Nesbitt 1971), o hábito placóide mais extenso, laminar da olivina se tornaria mais curto, passando gradualmente a tabular-esquelético (*hopper olivine*). Os pseudomorfos de clinopiroxênio dendrítico-plumoso não se restringem às áreas triangulares de junção de lâminas quer paralelas, quer de disposição aleatória: ocorrem também nos domínios de anfibólio tremolítico paralelos e alternados com as lâminas cloríticas (v. fotomicrografias 1 a 3). Os minerais opacos: magnetita e ilmenita, em grãos finos, discretos, intersticiais aos demais minerais, estão frequentemente alinhados, seguindo o traçado da textura ígnea reliquiar (v. fotomicrografias 3b e 4). O significado da textura *spinifex* nestas rochas, bem como a sua distribuição e variação nos afloramentos, foram discutidos anteriormente, quando da apresentação do contexto geológico das rochas metaultramáficas.

As texturas metamórficas são variadas e testemunham uma evolução metamórfica policíclica: o traçado de texturas formadas em estádios mais recentes sobrepõe-se ao das previamente estabelecidas, modificando-o ou mesmo obliterando-o. Nas texturas *spinifex* há uma combinação entre o traçado destas e o ar-

ranjo dos minerais metamórficos: os domínios de anfibólio tremolítico, quando não apresentam hábitos herdados dos piroxênios ígneos, exibem texturas grano-nematoblásticas (fotomicrografia 4) enquanto as lâminas cloríticas têm uma textura interna lepidoblástica-entrelaçada; porfiroblastos de olivina que se desenvolvem sobre a textura *spinifex* reliquiar têm seus contornos moldados pela geometria dos domínios alternados (fotomicrografias 5 e 6). Dentre as texturas metamórficas as mais comuns seriam variações no tema lepidogranonematoblástico; o termo lepidoblástico-entrelaçado designa um arranjo aleatório de palhetas de clorita que, pelo seu aspecto flexível, lembram uma trama de vime; em alguns tremolititos se sobressai um arranjo treliçado dos anfibólios prismáticos (frequentemente rotos, com terminações esfiapadas), assim denominado pelo aspecto mais rígido dos anfibólios individuais, lembrando uma trama de ripas de madeira. A textura fibro-radiada é conspícua, porém pouco frequente.

Texturas porfiroblásticas são comuns e ocorrem em várias escalas: os porfiroblastos podem ser milimétricos, distintos a olho nu, ou submilimétricos, pouco evidentes em escala mesoscópica. Para este segundo caso, adotou-se o termo microporfiroblasto: designa um mineral de tamanho absoluto reduzido, mas que se destaca pelo tamanho relativo, pelo hábito e pela sua relação com os demais minerais ao redor, indicando uma neoblastese de nucleação mais ou menos esparsa que acaba por sobrepor a fase recém-formada a uma matriz. As texturas internas dos agregados serpentínicos presentes em algumas variedades representam uma mistura de texturas pseudomórficas de substituição direta da olivina, tipo *mesh*, e de texturas não pseudomórficas de recristalização, destacando-se a placóide-entrelaçada (*bladed mat*, Maltman 1978).

Conforme indicado pelo seu conteúdo mineralógico, os clorita-tremolita xistos teriam composições estimadas entre olivina websterítica e lherzolítica rica em piroxênio e seriam os equivalentes metamórficos de unidades vulcânicas e/ou subvulcânicas pouco ou nada diferenciadas e das porções superiores de derrames estratificados, intensamente diferenciados de u-

FOTOMICROGRAFIAS 4 a 6b

Fotomicrografia 4: Textura *spinifex* em placas reliquiar em clorita-tremolita fels. Lâminas cloríticas com magnetita nas bordas (níveis mais claros, de relevo baixo; substituem o olivina) alternadas com domínios de anfibólio tremolítico (relevo mais acentuado; substituem clinopiroxênio e, eventualmente, vidro vulcânico). Notar microporfiroblastos prismáticos longos de anfibólio antofilítico discordantes sobre os domínios cloríticos (centro da foto). Amostra 4/1 Nicóis //. Lado maior da foto: 5,0 mm.

Fotomicrografia 5: Porfiroblasto esferoidal de olivina serpentizado sobre clorita-tremolita fels com textura *spinifex* em placas reliquiar. Notar inclusões laminares de anfibólio tremolítico no porfiroblasto e a foliação superimposta à textura *spinifex* reliquiar amoldada em torno do porfiroblasto ao longo de microplanos de cisalhamento. Amostra 208/1. Nicóis X. Lado maior da foto: 13,0 mm.

Fotomicrografias 6a e 6b: Detalhe de porfiroblasto de olivina serpentizado sobre clorita-tremolita fels com textura *spinifex* em placas reliquiar. A olivina se desenvolveu acompanhando os níveis cloríticos, infiltrando-se na textura e envolvendo os domínios de anfibólio tremolítico. Notar filetes de opacos paralelos à textura *spinifex* (mais destacados) ou discordantes (mais delgados, menos evidentes), estes últimos provenientes de serpentização da olivina metamórfica, indicando a posição das cordas da textura *mesh* substituída pela textura placóide - entrelaçada (*bladed mat*) da antigorita. Amostra 208/1. 6a: nicóis X; 6b: nicóis //. Lado maior da foto: 7,0 mm.

6b

6a

5

4

ma suíte komatiítica; as texturas *spinifex* reliquiores que apresentam sustentam esta interpretação.

As suas variedades petrográficas mais comuns são também as composicionalmente mais simples: clorita-tremolita xistos e fels com ou sem antofilita e com ou sem textura *spinifex* reliquiar. As demais variedades petrográficas se caracterizam por diferenças algo mais marcantes em relação à assembléia mineralógica fundamental: pela presença adicional de serpentina em uma das variedades nodosas e de olivina e ortopiroxênio acompanhados de espinélio na outra; e nos talco-clorita-tremolita xistos e fels, pelo "status" de mineral essencial que o talco adquire. Quando um dos minerais da assembléia fundamental passa a ter o predomínio absoluto ou é substituído por um mineral afim, no caso o anfibólio tremolítico por anfibólio actinolítico ou antofilítico, surgem variedades petrográficas menos frequentes como clorita xistos e tremolita xistos e fels, cummingtonita-actinolita fels, e talco-tremolita-clorita-antofilita xistos, que ocorrem de maneira restrita, pontual, intimamente associados aos clorita-tremolita xistos e fels propriamente ditos.

a) *Clorita-tremolita xistos e fels* (com ou sem antofilita, com ou sem textura *spinifex*). Nas rochas de composição mineralógica mais simples, mais próxima da fundamental, podem estar presentes, além do anfibólio tremolítico, da clorita e da magnetita/ilmenita, o anfibólio cummingtonítico na forma das características lamelas ($\bar{1}01$) de exsolução no anfibólio tremolítico ou, mais raramente, em indivíduos discretos, isolados; o anfibólio antofilítico, quer individualizado, em microporfiroblastos prismáticos médios a longos, quer em microporfiroblastos compostos, com núcleos de anfibólio tremolítico (às vezes com as conspícuas lamelas ($\bar{1}01$) de exsolução) e bordas antofilíticas; e em quantidade geralmente insignificativa, talco, talco-clorita e serpentina, que parasitam o anfibólio antofilítico, a clorita e ocasionalmente também os anfibólios tremolíticos. O aspecto macroscópico destas rochas é tipicamente homogêneo. Nos tipos maciços, destacam-se, às vezes, texturas *spinifex* pseudomórficas, preservadas segundo os padrões já mencionados; o traçado das textu-

ras *spinifex* reliquiares pode ser reconhecido ocasionalmente até em variedades xistosas. Nos tipos foliados, a textura é lepidó - nematoblástica a lepidó-granoblástica; nos maciços, treliçada a granoblástica semi-poligonizada ou lobada.

Ambos - tipos foliados e maciços - apresentam uma certa tendência à equigranularidade, mas há exemplos de texturas microporfiroblásticas bem desenvolvidas, com microporfiroblastos de anfibólio antofilítico ou tremolítico prismáticos longos a quase aciculares, de 0,5 a 1,0 milímetro de comprimento, dispersos e aleatoriamente dispostos. Quando se desenvolvem sobre textura *spinifex* reliquiar, estes anfibólios neoblásticos crescem oblíquos aos domínios texturais herdados, obliterando-os (e.g. fotomicrografia 2). Os microporfiroblastos de anfibólio antofilítico têm predileção por se sobrepor aos domínios cloríticos nas texturas *spinifex* pseudomórficas, invadindo às vezes os domínios com anfibólio tremolítico (fotomicrografia 4). Palhetas discretas de clorita podem se desenvolver em arranjo aleatório, dispersas sobre os domínios com anfibólio tremolítico. Nas rochas foliadas, a foliação é frequentemente dobrada em *chevron* e crenulada, com os anfibólios prismáticos encurvados ou mesmo rompidos, e as cloritas apresentando *kink bands* bem evidentes. Nos microplanos de cisalhamento que acompanham estas dobras, a foliação é reorientada, e desenvolve-se uma segunda geração de cloritas (mais raramente também de anfibólios) que crescem acompanhando estes planos.

Podem ocorrer ainda, se bem que de maneira restrita, localizada, clorita-tremolita xistos fibro-radiados, com anfibólio tremolítico (às vezes acompanhado de anfibólio antofilítico) acicular em indivíduos encurvados, dispostos em leque sobre uma matriz clorítica fina, lepidoblástica, crenulada a entrelaçada. As ocorrências desta variedade têm dimensões reduzidas, centi-a decimétricas, e parecem corresponder a lentes ou níveis intercalados aos demais clorita-tremolita xistos.

b) *Clorita-tremolita xistos e fels com nódos serpentiniticos*. Foram identificadas duas variedades distintas

para as rochas nodosas, ambas com distribuição espacial própria e razoavelmente bem definida. A primeira, mais simples, corresponde a serpentina-clorita-tremolita xistos e fels nos quais as nódos são essencialmente serpentiniticas e representam pseudomorfos de porfiroblastos de olivina que se desenvolveram sobre uma matriz lepidó-nematoblástica ou lepidó-granoblástica ou, às vezes, mesmo sobre uma textura *spinifex* reliquiar; esta variedade ocorre na parte norte-nordeste do corpo ultramáfico principal a sul de Alpinópolis, seguindo aproximadamente a área-tipo de ocorrência da textura *spinifex* na região do Casca D'Anta. As nódos são elipsoidais a circulares e exibem uma textura interna *mesh* bastante evidente, com filetes de minerais opacos finos (magnetita) polvilhados ao longo das cordas; a textura de substituição direta da olivina é parcialmente modificada a partir dos núcleos para placóide-entrelaçada (*bladed mat* - Maltman 1978) que indicaria assim o predomínio de antigorita nas nódos serpentiniticas. Inclusões de anfibólio tremolítico são abundantes nestas nódos, tanto em indivíduos isolados como em agregados granó-nematoblásticos rotos. Em um caso especial assaz fortuito (amostra 208/1), as nódos serpentiniticas se encontram sobrepostas a uma textura *spinifex* em placas, reliquiar, ligeiramente deformada, e este arranjo é muito esclarecedor para determinar as relações entre os sucessivos estádios de blastese e/ou de deformação a que esta amostra em particular foi submetida. O primeiro aspecto interessante a notar neste arranjo é que as manchas serpentiniticas se infiltram ao longo dos domínios da clorita, envolvendo e preservando os domínios do anfibólio tremolítico e pondo em evidência o caminho preferencial seguido pela olivina metamórfica quando da sua blastese (fotomicrografias 5 e 6).

Este padrão de infiltração da olivina metamórfica ao longo dos antigos domínios da olivina ígnea laminar recompondo, parcialmente, a sua geometria (algo como uma "volta às origens") é idêntico ao descrito por Willett *et al.* (1978) (e.g. figura 7, p. 143) em metakomatiitos com paragênese similar da região de Widgiemooltha-Norseman, Austrália Ocidental. Também Stamatelopoulos-Seymour & Francis (1980) mencionam o desenvolvimento de olivinas com padrões similares em metakomatiitos de Lac Gu

yer, Canadá, com a diferença que consideram os anfibólios tremolíticos inclusos nos porfiroblastos de olivina pseudomorfos das olivinas ígneas esqueléticas.

Uma outra feição notável nesta amostra é que as faixas alternadas cloríticas e com anfibólio tremolítico encontram-se encurvadas, dobradas, e se desenvolve sobre elas uma nova geração de anfibólios tremolíticos prismáticos-longos, de arranjo nematoblástico, com orientação plano-axial em relação ao dobramento das faixas.

Esta geração de anfibólios neoblásticos ora intercepta obliquamente o traçado da textura reliquiar, ora tem orientação sub-paralela à disposição das suas faixas alternadas, em dependência da relação angular relativa local entre ambos (fotomicrografias 7 e 8). Esta nova foliação se amolda em torno das nódos serpentiniticas, inclusive desenvolvendo microplanos de cisalhamento preenchidos por clorita que lhe são subparalelos/tangenciais; os domínios de anfibólio tremolítico inclusos nas nódos não sofreram deformação ou recristalização e preservam a textura granoblástica anterior (fotomicrografia 5).

As diversas relações texturais descritas acima sugerem a seguinte sequência de eventos para esta amostra:

. inicialmente, em condições estáticas, o desenvolvimento da paragênese anfibólio tremolítico - clorita magnésiana (magnetita) segundo o padrão pseudomórfico já conhecido, respeitando os domínios composicionais da textura *spini-fex* original;

..uma vez instalada esta paragênese metamórfica fundamental, o crescimento sobre ela, ainda em condições estáticas, de porfiroblastos poiquilóides de olivina, substituindo preferencialmente a clorita ao longo dos domínios originalmente ocupados pela olivina ígnea em placas e englobando os domínios de anfibólio tremolítico não consumidos;

FOTOMICROGRAFIAS 7 a 9b

Fotomicrografia 7: Dois conjuntos oblíquos de placas de textura *spinifex* reliquiar em clorita-tremolita fels dobrados, com foliação superimposta discordante de um e paralelo ao traço de outro sustentada por anfibólio tremolítico prismático neoblástico. A mancha escura no centro da foto é um porfiroblasto de olivina serpentizado. Amostra 208/1. Nicóis X. Lado maior da foto: 16,0 mm.

Fotomicrografia 8: Detalhe da anterior - foliação discordante superimposta à textura *spinifex* em placas reliquiar, com anfibólio tremolítico prismático-longo neoblástico cortando o traçado original e invadido as lâminas cloríticas. Amostra 208/1. Nicóis X. Lado maior da foto: 5,0 mm.

Fotomicrografias 9a e 9b: Nódoa pluriminerálica com olivina (extinta ou quase extinta) e ortopiroxênio (birrefringência alaranjada devido à espessura da seção delgada) em relação poiquilóide; matriz grano-nematoblástica seriada de anfibólio tremolítico. Amostra 27/11-C. 9a: nicóis X; 9b nicóis// Lado maior da foto: 5,0 mm.

9b

9a

8

7

... segue-se um estágio de deformação e recristalização concomitantes que encurva a textura laminada reliquiar e a oblitera parcialmente através da neoblastese orientada de anfibólio tremolítico; nesta etapa, os porfiroblastos de olivina se comportam como anteparos rígidos, moldando a nova foliação ao seu redor e resguardando os domínios de anfibólio tremolítico inclusos;

.... finalmente, em um estágio de metamorfismo estático mais brando, a olivina sofre serpentinição seletiva, e se desenvolvem as nódos serpentiniticas com textura *mesh* pseudomórfica dos porfiroblastos de olivina.

A sequência dos eventos acima, ainda que identificada em uma única amostra, deve ser representativa em grandes traços para a maioria dos clorita-tremolita xistos e fels, porém com as etapas individuais variando de intensidade de local para local, destacando-se feições características ora de um, ora de outro estágio.

Na maioria das rochas, a ausência de um traçado de textura reliquiar com linhas bem definidas, como neste caso o da textura *spinifex* em placas, torna difícil reconstituir a sequência de eventos metamórficos e deformacionais por falta de um arcabouço de referência.

c) (Clorita-) tremolita fels com nódos pluriminerálicas de olivina e ortopiroxênio (com anfibólio antofilítico e espinélio). A segunda variedade de clorita-tremolita xistos e fels com nódos compreende rochas nas quais as nódos são tipicamente pluriminerálicas, compostas de porfiroblastos de olivina e ortopiroxênio em arranjo poiquilóide, com inclusões de olivina no ortopiroxênio em continuidade óptica com as demais olivinas ao redor (fotomicrografias 9 e 10) e com porfiroblastos individualizados adicionais de anfibólio antofilítico e clorita magnésiana, sobrepostos a uma matriz grano-nematoblástica fina, equigranular a seriada, poligonizada a semi-poligonizada, ou lobada de anfibólio tremolítico com espinélio verde e minerais opacos

em grãos discretos intersticiais. Nas nódos pluriminerálicas são freqüentes as inclusões de anfibólio tremolítico e de minerais opacos tanto na olivina como no ortopiroxênio. O anfibólio antofilítico é prismático-longo, tipicamente poiquiloblástico quando em indivíduos maiores, de 2-3 milímetros de comprimento, com inclusões de anfibólio tremolítico (fotomicrografia 11); além de ocorrer isolado, aleatoriamente disposto sobre a matriz, comumente se desenvolve sobre o ortopiroxênio em indivíduos prismáticos-longos, algo menores, seccionando os contornos do mesmo e aparentemente em equilíbrio com o talco que também substitui aquele mineral. A clorita ocorre em palhetas individuais ou agrupadas de 0,5 a 1,0 milímetros de tamanho, com tendência a formar porfiroblastos aleatoriamente dispersos sobre a matriz, na qual se faz presente de forma esporádica em palhetas discretas intersticiais ao anfibólio tremolítico. O espinélio verde é típico nessas rochas, quer granuloso fino intersticial aos anfibólios tremolíticos da matriz, orlado de magnetita, quer vermiforme, de bordas limpas e contornos nítidos, incluso no ortopiroxênio. Dentre os minerais opacos, predomina a magnetita, com lamelas de exsolução ilmeníticas, mas podem ocorrer adicionalmente cromo-espinélio associado à magnetita e, mais raramente, sulfetos (calcopirita, pirita) pontuais.

A olivina e o ortopiroxênio são sistematicamente substituídos, respectivamente, por serpentinas e talco, sendo que na maioria das amostras esta substituição é completa, permanecendo apenas alguns raros restos de ortopiroxênio em meio às manchas de talco. Mesmo completamente substituídos, os dois minerais guardam seus contornos quase intactos preservando a estrutura nodosa; as interfaces entre ambos são respeitadas em traços gerais pelos agregados minerais que os substituem, permanecendo assim os domínios mineralógicos distintos.

Nas olivinas serpentinizadas a textura dos domínios serpentiniticos é placóide-entrelaçada (*bladed-mat*, Maltman 1978) com restos de textura *mesh*. Muitas vezes instala-se serpentina (e/ou talco-clorita) também ao longo das clivagens da clorita e, ocasionalmente, até intersticial aos anfibólios da ma-

FOTOMICROGRAFIAS 10 a 12b

Fotomicrografia 10: Nódoa pluriminerálica de olivina (birrefringência vermelha a laranja escuro) e ortopiroxênio (birrefringência cinza). Notar relação poiquilóide entre ambos: inclusões de olivina no ortopiroxênio em continuidade óptica entre si e com as olivinas individuais externas. Matriz grano-nematoblástica equigranular a seriada de anfibólio tremolítico. Amostra 27/11-C. Nicóis X. Lado maior da foto: 13,0 mm.

Fotomicrografia 11: Porfiroblasto poiquilóide prismático - longo de anfibólio antofilítico sobre matriz grano-nematoblástica seriada de anfibólio tremolítico. Amostra 27/11-B. Nicóis X. Lado maior da foto: 7,0 mm.

Fotomicrografias 12a e 12b: Clorita serpentinito porfiroblástico com textura placóide-entrelaçada (*bladed mat*) e "fantasmas" de textura granulosa (cumulática?) de olivina, esboçados por filetes de opacos finos, polvilhados, que desenhavam contornos poligonais difusos. Notar porfiroblasto de clorita envolto por uma orla maciça de minerais opacos. Em algumas formas poligonais realçam-se núcleos amarelados ocupados por um mineral fibroso (serpentina?), que provavelmente representam extintas ilhas restíticas de olivina em uma textura *mesh* de substituição direta, obliterada pela recristalização para placóide-entrelaçada da antigorita. Amostra 135/74. 12a: nicóis X; 12b: nicóis//. Lado maior da foto: 5,0 mm.

10

11

12 a

12 b

triz, substituindo-os de maneira incipiente. Nos casos em que a serpentinização/talcificação é mais avançada, o anfibólio antofilitico também pode estar parcial ou totalmente substituído de maneira pseudomórfica por serpentina e/ou talco.

Os clorita-tremolita fels com nódos pluriminerálicas de olivina e ortopiroxênio ocorrem exclusivamente em alguns corpos ultramáficos menores, circunvizinhos ao corpo maior de Alpinópolis; mais especificamente, no corpo alongado segundo WNW/ESE imediatamente a sul deste, próximo à ponte sobre o Ribeirão da Conquista, e no corpo a nordeste cortado pelo Córrego Sapateiro (a leste da Fazenda Pouso Frio). Os clorita-tremolita fels com nódos indicados no mapa geológico referem-se especificamente a esta variedade.

d) *Talco-clorita-tremolita xistos e fels*. O talco, normalmente um acessório menor, torna-se volumetricamente representativo em alguns clorita-tremolita xistos e fels: nestes casos a sua presença é facilmente perceptível pelo brilho gordurosos e pelo aspecto macio que confere a estas rochas. Além do anfibólio tremolítico, da clorita, do talco e do onipresente acessório magnetita, podem ocorrer subordinadamente clorita de 7Å ('talco-clorita') que substitui a clorita magnesiana "normal", tipo pennina/clinocloro, e carbonatos. Esta variedade apresenta, via de regra, uma distribuição esporádica, pouco definida, surgindo de imprevisto em meio às demais rochas com clorita e tremolita; apenas no corpo ultramáfico da Fazenda Gordura, nas margens do Ribeirão Conquistinha, próximo ao contato com os quartzo-sericita xistos e filitos do Grupo Araxá-Canastra, adquire expressão própria. Neste local, onde o talco-clorita-tremolita xisto chegou a ser extraído para corretivo de solo, reconhecem-se texturas *spínifex* reliquiares fortemente deformadas, "crenuladas". O padrão pseudomórfico é semelhante ao descrito nos demais clorita-tremolita xistos e fels; o talco sobrepõe-se a este padrão substituindo preferencialmente a clorita e de maneira incipiente também o anfibólio tremolítico, ou ocupando os microplanos de cisalhamento que acompanham a deformação. A foliação de baixo ângulo que se desenvolve nestas rochas, concordante com a atitude

do contato entre as rochas ultramáficas e os quartzo - sericitaxistos e filitos a norte, torna plausível relacionar a talcificação que as afetou ao desenvolvimento desta zona de contato tectônica. Mesmo nas ocorrências esporádicas menores as relações de campo apontam para uma relação íntima entre os talco-clorita-tremolita xistos, os talco xistos propriamente ditos, e as sinuosas faixas de cisalhamento que recortam as rochas metaultramáficas.

e) *Tremolita fels*. Rochas nas quais o anfibólio tremolítico é amplamente predominante e a clorita, quando presente, ocorre na condição de acessório podem ser encontradas intercaladas ocasionalmente aos clorita-tremolita xistos. Suas ocorrências são de dimensões restritas e não apresentam uma distribuição definida. O anfibólio tremolítico é tipicamente prismático médio com terminações esfiapadas; os minerais opacos são pouco frequentes, e a clorita e o talco ocorrem como acessórios eventuais. A granulação é fina a fina/média, e a textura varia entre treliçada e nematoblástica; às vezes há vestígios de uma suposta textura granulosa anterior, lembrando o padrão observável nos metapiroxenitos, onde os anfibólios substituem de maneira homöaxial os piroxênios pré-existentes com anfibólios tremolíticos menores prismáticos longos e aciculares se sobrepondo ao arranjo treliçado destes anfibólios prismáticos maiores (v.III.A.2.3). É provável que pelo menos parte dos tremolita fels observados corresponda a metapiroxenitos de características obliteradas pela recristalização, intercalados às demais rochas ultramáficas.

f) *Clorita xistos*. Rochas constituídas predominantemente por clorita magnésiana podem ocorrer de dois modos distintos: como veios de dimensões reduzidas ou bandas isoladas, não raras vezes cortando texturas e estruturas preexistentes nas rochas ultramáficas, ou como níveis contínuos, delgados, intercalados tanto às rochas com clorita-tremolita como aos granada mica-xistos róseos, com os quais se confundem quando alterados, uma vez que adquirem um aspecto semelhante: apresentam-se como mica-xistos róseos finos, de aspecto homogêneo, porém sem os porfiroblastos alterados de granada e sem quartzo, e nos núcleos menos alterados sua cor é verde.

A clorita fina é acompanhada de minerais opacos em grãos discretos dispersos e ocasionalmente por biotita acidental. A textura é lepidoblástica, crenulada. Quando em veios e bandas discordantes, sugere-se que tenham sido originados por processos metassomáticos locais de caráter restrito. Os níveis delgados intercalados às demais rochas metaultramáficas e aos granada micaxistos róseos correspondem possivelmente a delgados estratos tufáceos de granulação original muito fina.

g) *Talco-tremolita-clorita-antofilita xistos*. Em um caso particular, no pequeno corpo ultramáfico isolado das cercanias da Fazenda Mutuca, a sul do corpo ultramáfico principal de Alpinópolis, o anfibólio antofilítico acicular passa a predominar amplamente sobre o tremolítico, e passam a participar da assembléia mineralógica talco e espinélio verde acastanhado; o talco ocorre em manchas distintas junto à matriz clorítica, intersticial aos anfibólios, e mantém contatos bem definidos, nítidos, com o anfibólio antofilítico, indicando uma relação de equilíbrio entre ambos. O anfibólio tremolítico, por sua vez, ora ocorre individualizado, ora como núcleo nos anfibólios antofilíticos, quando então exhibe as características lamelas (101) de exsolução cummingtoníticas. O espinélio, em grãos discretos, irregulares, tem as suas fraturas e bordas ocupadas por minerais opacos.

h) *Cummingtonita-actinolita fels*. Junto aos clorita-tremolita fels com nódos pluriminerálicas de olivina e ortopiroxênio do corpo ultramáfico menor a sul do corpo principal de Alpinópolis, foi registrada a ocorrência aparentemente única, pontual, de um cummingtonita-actinolita fels fino, equigranular, de textura granonematoblástica poligonizada, no qual um anfibólio actinolítico ocupa o lugar do tremolítico e serve de hospedeiro para o cummingtonítico, que ocorre em domínios exsolvidos grandes, bem definidos, perfazendo, às vezes, até metade dos anfibólios individuais; há conspícuas e bem desenvolvidas lamelas (101) de exsolução de um anfibólio no outro, tanto nos domínios actinolíticos como nos cummingtoníticos, que se fundem com os respectivos domínios mais amplos. Podem estar presentes como acessórios acidentais clorita e ilmenita, discretos e intersti-

ciais aos anfibólios.

III.A.2.2. Serpentinitos

Os serpentinitos, ainda que subordinados aos clorita-tremolita xistos e fels são, em conjunto, o segundo tipo petrográfico mais representativo da suíte metaultramáfica. Foram reconhecidas duas variedades principais nitidamente distintas tanto pela forma de ocorrência e pelo aspecto mesoscópico, como pela composição mineralógica e pelo padrão textural que apresentam; ambas têm em comum a assembléia mineralógica fundamental: variedades de serpentina como constituintes essenciais, e minerais opacos (em especial, magnetita) como acessórios onipresentes.

Ocorrem em corpos lenticulares estreitos de alguns metros de espessura, intercalados aos clorita-tremolita xistos e fels e às demais rochas a eles associadas no interior dos corpos ultramáficos maiores, ou acompanhando as bordas tectonizadas destes corpos, em contato com os ortognaisses cisalhados e interdigitados com as demais rochas metaultramáficas inclusive nos corpos ultramáficos menores circunvizinhos. As suas texturas são predominantemente metamórficas mas, em uma das variedades, é possível reconhecer ocasionais vestígios de uma textura granulosa pseudomórfica parcialmente obliterada pela recristalização. Esta variedade com texturas pseudomórficas corresponde a clorita serpentinitos porfiroblásticos que ocorrem tipicamente no interior do corpo ultramáfico principal de Alpinópolis; a outra compreende serpentina xistos manchados (aspecto "pele de cobra") com clorita e anfíblio tremolítico eventuais, e é característica das zonas de contato tectonizadas. Uma terceira variedade, algo particular, reconhecida em um único afloramento, é representada por clorita serpentinitos com talco-clorita adicional, derivados provavelmente de clorita serpentinitos com textura granulosa pseudomórfica. Para descrever as texturas dos serpentinitos adotou-se a já mencionada nomenclatura de Maltman (1978) (v.III.A.1.3) que compreende três tipos de arranjo básicos: a textura *mesh*

de caráter pseudomórfico, e as texturas fitada (*ribbon*) e placóide-entrelaçada (*bladed mat*), não pseudomórficas, características de serpentinitos recristalizados.

a) *Clorita serpentinitos porfiroblásticos*. São rochas de cor cinza a cinza chumbo, de granulação muito fina, densa, aspecto geral homogêneo em escala mesoscópica, e com porfiroblastos de clorita em tamanho e proporção variáveis destacando-se na sua superfície. Ocorrem intercalados aos clorita-tremolita xistos e fels e aos (estauroлита -) granada micaxistos na porção central do corpo ultramáfico principal a sul de Alpinópolis, junto ao flanco sudoeste da sinformal sugerida para o domínio metas sedimentar com granada micaxistos e formações ferríferas bandadas. Sua foliação nem sempre é explícita, sendo indicada às vezes apenas pelo formato discóide de blocos orientados nos afloramentos. Planos de cisalhamento sinuosos preenchidos por serpentina fibrosa tipo *slip fiber* podem ocorrer em alguns destes blocos. A textura é predominantemente placóide-entrelaçada (*bladed mat*) ocasionalmente transicionando para fitada (*ribbon*). Os minerais opacos (magnetitas) são granuloso muito finos, polvilhados, dispersos pela textura ou, ocasionalmente, alinhados em filetes intermitentes, quando então podem desenhar contornos ovalados-poligonais. A clorita, em porfiroblastos dispersos de tamanho da ordem de alguns milímetros, é magnésiana, tipo pennina/clinocloro, e encontra-se envolta por orlas de opacos que podem estar alojados também ao longo de suas linhas de clivagem; apresenta ainda *kink bands* bem desenvolvidos. Além dos opacos granuloso muito finos e dos associados à clorita, há grãos de opacos individualizados maiores, com contornos subidiomórficos tendendo a quadrangulares e losangulares. Dentre as variedades de serpentina predomina a antigorita, conforme sugerido pelos difratogramas de Raios-X e pelo padrão textural, acompanhada em menor proporção pela lizardita e, possivelmente, por um pouco de crisotila.

Apesar da recristalização intensa, penetrativa destes serpentinitos, é possível reconhecer em vários deles vestígios do traçado de texturas preexistentes: o alinhamento dos

minerais opacos granulados finos e o arranjo de microdomínios de finidos por variações sistemáticas na orientação e/ou no tamanho das antigoritas placóides esboçam "fantasmas" de uma textura granulosa (cumulática?) de olivina e da textura *mesh* de substituição direta da mesma. A forma e as dimensões dos supostos grãos de olivina originais seriam reproduzidos pelos já citados contornos ovalados/poligonais, de 0,5 até 2,0 milímetros de tamanho, desenhados pelos filetes intermitentes de minerais opacos e às vezes subdivididos internamente por filetes secundários que indicariam o traçado das cordas da textura *mesh* obliterada pela recristalização para textura placóide-entrelaçada de antigorita (fotomicrografia 12). Em alguns destes domínios definidos pelos filetes de opacos destacam-se núcleos ovóides ocupados por um mineral fibroso, amarelado acastanhado - provavelmente uma variedade de serpentina (lizardita e/ou crisotila) tingida por hidróxido de ferro - que devem corresponder a extintas ilhas restíticas de olivina na textura *mesh* original. Quase certamente estes serpentinitos são os equivalentes metamórficos de dunitos granulados, cumuláticos, oriundos das porções basais de corpos komatiíticos vulcânicos/subvulcânicos diferenciados.

Para rochas semelhantes da Finlândia oriental, que apresentam texturas ígneas reliquiares melhor preservadas, Piquet (1982) sugere que os porfiroblastos de clorita magnesiânica estejam substituindo um ortopiroxênio ígneo, às vezes com textura blastopoiquilitica, envolvendo agregados serpentiniticos de contornos ovóides-prismáticos correspondentes às antigas olivinas cumuláticas. Nos clorita serpentinitos de Alpinópolis não foi possível até o momento reconhecer feições texturais semelhantes e assim o significado das palhetas grandes de clorita magnesiânica permanece dúvida: se porfiroblastos *sensu strictu*, ou se pseudomorfos de ortopiroxênios ígneos de peridotitos serpentinizados? Vale mencionar que, segundo sugerido por Evans (1977), a cristalização da clorita em serpentinitos seria favorecida por regiões microscópicas enriquecidas em Al e Cr, conforme indicado pela sua típica associação espacial com Cr-magnetitas ou cromitas; nos clorita serpentinitos de Alpinópolis, as palhetas de clorita são sistematicamente orladas de minerais opacos, que se

alojam também ao longo dos seus planos de clivagem, depondo a favor do caráter porfiroblástico s.s. para este mineral.

b) *Serpentina xistos manchados*. Os serpentinitos cinza-verde manchados, não porfiroblásticos, informalmente denominados "pele de cobra" e com foliação mais evidente que a dos clorita serpentinitos ocorrem preferencialmente na borda sul do corpo ultramáfico principal a sul de Alpinópolis e em corpos menores inclusos nos ortognaisses a sul deste, interdigitados com clorita-tremolita xistos e fels. A serpentina presente é predominantemente antigorita, acompanhada de lizardita; além dos minerais opacos finos, dispersos pela textura, podem ocorrer adicionalmente clorita magnesiânica e anfibólio tremolítico em proporções variáveis e, eventualmente, também algum talco. O anfibólio tremolítico ocorre incluso em matriz serpentinitica na forma de indivíduos prismáticos curtos, rotos, estriados e esfiapados, sendo visivelmente substituídos por serpentina; há frequentemente contornos e mesmo traços de clivagem de anfibólio indicados por filetes de opacos finos e por domínios definidos pelas variações sistemáticas na orientação e tamanho das serpentinas que o cercam. A clorita acompanha o anfibólio às vezes até em restos de agregados lepidó-nematoblásticos envoltos pela serpentina, e é substituída ao longo das suas bordas e linhas de clivagem por serpentina e/ou talco-clorita (?). As texturas serpentiniticas predominantes são a placóide-entrelaçada e a fitada (*bladed mat e ribbon*), alternadas e mescladas. Em amostras com foliação mais desenvolvida é possível reconhecer superfícies c e s bem definidas na forma de microplanos de cisalhamento (c) oblíquas à foliação mineral (s). Nas lentes de serpentina xistos manchados dos corpos ultramáficos menores há fraturas de tensão e superfícies de cisalhamento preenchidas por serpentina fibrosa (respectivamente *cross fiber e slip fiber*). O talco, quando presente, se instala nas bordas e ao longo das clivagens do anfibólio tremolítico e da clorita.

As relações texturais e a posição destes serpentinitos no contato entre os ortognaisses e as demais rochas ul

tramáficas, bem como o seu caráter interdigitado com estas ao longo dos contatos tectonizados, sugerem que sejam possivelmente milonitos de clorita-tremolita xistos e fels, serpentinizados concomitantemente ao seu cisalhamento.

c) (Clorita-) 'talco-clorita' serpentinitos. Clorita serpentinitos nos quais a clorita magnesiana "normal", tipo pennina/clinocloro é substituída quase integralmente por uma 'talco-clorita' (ou clorita de $7\text{\AA}$ - septeclorita?) (v.III.A.1.2) são restritos a uma única ocorrência conhecida, acompanhando os talco-clorita-tremolita xistos com textura *spinifex* reliquiar que afloram às margens do Ribeirão Conquistinha, no corpo ultramáfico da Fazenda Gordura, junto a uma extração abandonada de corretivo de solo. A textura destas rochas é constituída de uma malha entrelaçada de serpentina e 'talco-clorita', com domínios serpentiniticos com textura placóide-entrelaçada (*bladed mat*) e restos de clorita isolados em manchas pseudomórficas de 'talco-clorita'. Filetes de opacos granuloso finos, polvilhados, indicam os contornos de minerais ovóides-prismáticos curtos e o traçado das antigas fraturas ao longo das quais se processou a serpentinação destes minerais, bem como o contorno de extintos núcleos residuais nos grãos individuais. Veios serpentiniticos com textura placóide-entrelaçada de antigorita desenvolvem-se localmente sobre estas texturas.

III.A.2.3. Metapiroxenitos

Metapiroxenitos foram reconhecidos apenas na porção sul do corpo ultramáfico principal de Alpinópolis, onde ocorrem em uma superfície estimada de algumas centenas de metros quadrados. As suas relações de contato com os demais constituintes da suíte metaultramáfica encontram-se obliteradas pela alteração; em direção aos ortognaisses e granitóides, exibem um caráter fortemente cataclástico, com intensa silicificação e epidotização indicativos de um contato tectonizado; uma foliação incipiente

(clivagem de fratura) pode se manifestar esporadicamente e de maneira irregular.

São rochas geralmente maciças, verde-cinza a verde-claras, e exibem uma textura ígnea granulosa reliquiar característica, que varia de fina a grossa e é bem evidente em escala mesoscópica. A sua constituição mineralógica é relativamente simples: clinopiroxênio incolor (augítico?) e anfibólio tremolítico, em proporções variáveis, são os constituintes predominantes, acompanhados de minerais opacos (magnetita, ilmenita) e titanita como acessórios onipresentes, e clorita e epidoto como eventuais; os minerais do grupo do epidoto (zoisita, clinozoisita, epidoto) tornam-se mais expressivos nas rochas tectoníticas, com talco, carbonatos e serpentina como acessórios, e com quartzo nas porções silicificadas. O piroxênio é prismático curto, frequentemente geminado e com delgadas lamelas de exsolução paralelas às faces prismáticas. É sistematicamente envolto pelo anfibólio tremolítico, que o substitui de maneira homoaxial, mimetizando a textura ígnea granulosa (piroxenítica) original. Mesmo quando a substituição chega ao completamento, e não há mais núcleos de piroxênios preservados, a textura é reconhecível. Às vezes, até mesmo o padrão lamelar simples da geminação do piroxênio é mimetizado pelo anfibólio. Sobrepondo-se à substituição homoaxial há uma segunda geração de anfibólios tremolíticos menores, prismáticos longos a médios, de tamanho da ordem de décimos de milímetros, que ocorrem dispersos, cortando o traçado de textura granulosa.

A titanita ocorre junto aos minerais opacos ou em indivíduos granulosos e subidiomórficos isolados, dispersos. Os minerais opacos, granulosos, irregulares a subidiomórficos, frequentemente são bordejados de titanita. Ambos - minerais opacos e titanita - ocorrem inclusos nos anfibólios, às vezes alinhados ao longo das suas clivagens, até mesmo nas manchas menores de anfibólio alojadas ao longo das fraturas e clivagens do clinopiroxênio reliquiar: representam os componentes de Fe-Ti do piroxênio ígneo exsolvidos quando da sua substituição. Além do anfibólio tremolítico, ocasionalmente se faz presente um anfibólio cum

mingtonítico com geminação polissintética bem desenvolvida, que ocorre em indivíduos isolados, raros.

Este tipo petrográfico abrange duas variedades principais:

a) *Metapiroxenitos granulados*. Correspondem às rochas pouco ou nada deformadas, que preservam intacta a textura granulosa reliquiar, com os núcleos de clinopiroxênio ígneo envolvidos pelo anfibólio tremolítico metamórfico (fotomicrografia 13), perturbada apenas pelos anfibólios neoblásticos menores, discordantes. Os anfibólios prismáticos curtos de substituição homoaxial encontram-se intercrescidos nas terminações: como não há relações de contato originais entre piroxênios preservadas, não foi possível definir se se trata de uma feição mimética, herdada da textura ígnea, ou ligada à recristalização metamórfica. Os anfibólios menores, prismáticos - longos, desenvolvem-se preferencialmente nestas áreas de intercrescimento dos anfibólios tremolíticos homoaxiais anteriores.

b) *Quartzo-epidoto metapiroxenitos*. Representam os metapiroxenitos cataclásticos, cisalhados-silicificados, ou mesmo miloníticos. A textura granulosa original é modificada ao longo de microplanos de cisalhamento retos, nítidos, com fragmentos angulosos de piroxênio e anfibólio tremolítico envoltos por uma matriz fina, pouco distinta de anfibólio, minerais do grupo do epidoto e carbonatos. Quando a deformação se torna mais intensa, a rocha passa a ser constituída predominantemente de minerais do grupo do epidoto e de quartzo estirado, discóide/lenticular, com ocasionais anfibólios individuais ou agrupados rotos, esfiapados. Em porções mais afastadas dos microplanos de cisalhamento, os piroxênios e os anfibólios estão fraturados, flexionados, encurvados, com as fraturas preenchidas por anfibólio tremolítico fino.

A origem dos metapiroxenitos e a sua relação com as demais rochas da suíte metaultramáfica ainda são incertas. Sugere-se que sejam porções de corpos diferenciados, subvulcânicos

FOTOMICROGRAFIAS 13a e 13b

Fotomicrografias 13a e 13b: Textura granulosa reliquiar em metapiroxenitos. Núcleos residuais de clinopiroxênio envoltos pelo anfibólio tremolítico que os substitui homoaxialmente. Sobre a textura pseudomórfica se desenvolvem anfibólios tremolíticos menores, prismáticos longos, discordantes ao traçado da textura granulosa preservada. Amostra 303 A/3A. 13a: nicóis X; 13b: nicóis//. Lado maior da foto: 13,0 mm.

13 a

13 b

(?) de filiação komatiítica, intrusivos no conjunto vulcano-sedimentar, e preservados como *boudins* relativamente grandes, envolvidos pela foliação de cisalhamento. As suas características petrográficas originais assemelham-se às dos "komatiitos basálticos" tipo Badplaas descritos por Viljoen & Viljoen (1969), e por eles considerados como possíveis sills contemporâneos ao desenvolvimento da Formação Komati do *greenstone belt* de Barberton.

III.A.2.4 - Clorita-serpentina-magnesita-talco xistos

Representam um tipo petrográfico de ocorrência restrita a alguns poucos corpos lenticulares alongados, de dimensões da ordem de algumas dezenas de metros de comprimento e alguns metros de largura, intercalados de maneira sub-concordante aos granada micaxistos róseos acompanhados de talco xistos e clorita xistos no domínio metassedimentar sinformal que ocorre na porção centro-norte do corpo ultramáfico principal a sul de Alpinópolis. São rochas de estrutura xistosa, de aspecto amendoado, crenuladas, com delgadas lentes e filetes carbonáticos inclusos na foliação. Quando pouco alteradas, têm coloração cinza-chumbo com manchas rosadas onde a concentração de lentes carbonáticas é maior; quando alteradas, estas lentes adquirem um aspecto poroso, sua cor passa a castanho, e o restante da rocha se torna cinza-arroxeadas.

Talco é o mineral predominante; o carbonato foi identificado como sendo magnesita. São acompanhados em proporções subordinadas por serpentina (antigorita) e 'talco-clorita' (ou clorita de $7\text{\AA}$ - septeclorita?) além de uma pequena quantidade de minerais opacos dispersos entre os demais minerais. A textura é lepidoblástica, com lentes e vênulas milimétricas granoblásticas poligonizadas de magnesita concordantemente intercaladas à foliação fortemente crenulada, que é frequentemente reorientada ao longo de clivagens de crenulação bem desenvolvidas. A granulação é da ordem de décimos de milímetros, com alguns indiví-

duos de magnesita e clorita (e, mais raramente, opacos) alcançando tamanhos de até 1,0 - 1,5 milímetros. Dentro da "matriz lepidoblástica" há domínios serpentiniticos com textura placóide - entrelaçada (*bladed mat*), envoltos por talco. Há uma tendência à separação de porções com talco e magnesita e porções com talco e serpentina. A clorita, em palhetas finas, ocorre em ambas as porções, acompanhando o talco na foliação ou inclusa na magnesita ao longo dos planos de clivagem da mesma. Estas inclusões de clorita estão freqüentemente rotacionadas em relação à "matriz" lepidoblástica em volta. Originalmente identificada como uma talco-clorita ou uma pennina negativa ao microscópio, mostrou ter um espaçamento basal de $7\text{\AA}$ nos difratogramas de Raios-X (ver discussão em III.A.1.2), correspondendo provavelmente a uma septeclorita metaestável que substitui a serpentina.

Quanto à sua origem, estas rochas devem corresponder a clorita serpentinitos que sofreram metamorfismo em presença de CO_2 , desenvolvendo a associação talco + magnesita às expensas da antigorita.

III.A.2.5. Talco xistos

São rochas volumetricamente menos representativas, que ocorrem geralmente em corpos de dimensões reduzidas, com espessuras da ordem de alguns decímetros ou centímetros, intercaladas às demais rochas ultramáficas e/ou às rochas metassedimentares associadas, ou inclusas nos ortognaisses que envolvem os corpos ultramáficos. Apresentam-se sistematicamente foliadas e crenuladas, e são constituídas predominantemente por talco com minerais opacos (magnetita) como acessórios.

Nos clorita-tremolita xistos e fels ocorrem como faixas sinuosas oblíquas à foliação principal, formando um padrão anastomosado, e envolvendo núcleos lenticulares de rochas

com clorita e tremolita. Estas faixas têm ocorrência localizada, e a densidade e o espaçamento da malha anastomosada são variáveis. A origem destas faixas de talco xisto está ligada ao cisalhamento heterogêneo que afeta os clorita-tremolita xistos e fels: devem corresponder, aproximadamente, às superfícies c deste cisalhamento. No domínio dos granada micaxistos róseos, os talco xistos se tornam volumetricamente mais representativos, alternando-se com os xistos róseos e os clorita xistos. Calhaus e blocos de talco xistos são comuns nas porções de exposição menos favorável dos terrenos ultramáficos, porém a sua relativa abundância nestes casos talvez se deva à maior resistência destas rochas à alteração intempérica. Os talco xistos inclusos nos ortognaisses ocorrem em lentes ou bandas poucos expressivas, distribuídas ao redor e entre os corpos ultramáficos principais, e corresponderiam a pedaços separados destes pelo cisalhamento e pela infiltração de material granítico ao longo de suas bordas.

III.B. Quimismo

III.B.1. Considerações Preliminares: seleção e preparo das amostras

Como visto, o caráter komatiítico das rochas meta-ultramáficas de Alpinópolis é estabelecido com segurança pelas suas texturas *spinifex* reliquiais e pela associação litológica em que se encontram. Para a avaliação do comportamento geoquímico destes metakomatiitos, foram selecionadas treze amostras no decorrer dos trabalhos de petrografia, divididas da seguinte maneira: nove clorita-tremolita fels e xistos, e um talco-clorita-tremolita xisto portadores de textura *spinifex*; um clorita-tremolita - e um tremolita fels; e um (clorita-) tremolita fels com nódos pluriminerálicas de olivina e ortopiroxênio, e com espinélio. Adicionalmente ao conjunto das rochas ultramáficas propriamente ditas, foram encaminhadas ainda para análise química duas amostras de anfibolitos grano-nematoblásticos finos, homogêneos,

tidos como metavulcânicas básicas oriundas da sequência vulcano-sedimentar original.

As condições de exposição desfavoráveis, aliadas às intensas deformações de padrão heterogêneo e ao grau metamórfico elevado que estas rochas apresentam, fazem com que qualquer amostragem seja considerada com reservas por ser pouco representativa para a suíte komatiítica original como um todo. No mais, o número reduzido de análises disponíveis e o fato destas contemplarem, geralmente, apenas os elementos maiores, tornam temerárias quaisquer ilações petrogenéticas mais detalhadas feitas com sua ajuda. Uma vez que as amostras podem ser consideradas, com boa margem de segurança, como cogenéticas, procedentes de uma mesma suíte komatiítica, e tendo sido selecionadas com base em suas texturas reliquiais melhor preservadas, o enfoque que pareceu mais adequado foi verificar se, no conjunto das análises químicas disponíveis, é possível reconhecer um padrão geoquímico ígneo coerente herdado, que possa ser comparado a padrões característicos definidos para suítes komatiíticas clássicas, melhor preservadas e estudadas. Para avaliar as modificações pós-magmáticas porventura ocorridas no quimismo das amostras selecionadas, as análises individuais seriam comparadas a este padrão interno do conjunto, como sugerido, por exemplo, por Nesbitt & Sun (1976) e Nesbitt *et al.* (1979) e, com algumas modificações, por Beswick (1982, 1983). Como será visto mais adiante, é possível, apesar do número reduzido de análises, reconhecer um padrão suficientemente evidente no conjunto dos dados químicos disponíveis para os metaultramafitos de Alpinópolis para, com sua ajuda, ter algumas considerações sugestivas, de caráter geral, a respeito do comportamento geoquímico da suíte komatiítica.

As rochas submetidas à análise química foram selecionadas de modo a tentar minimizar os efeitos das modificações pós-magmáticas: escolheu-se amostras homogêneas, de preferência com texturas ígneas pseudomórficas de traçado delicado (que seriam prováveis indicadoras de domínios composicionais preservados ou, pelo menos, pouco perturbados à escala de textura) e, na medida do possível, maciças, sem sinais evidentes de cisalhamento, talcificação, serpentinação, silicificação ou venu-

TABELA II - ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHAS METAUSTRAMÁFICAS (METAKOMATÍFOS) E METAMÁFICAS (METABASALTOS) DE ALPINÓPOLIS, MG

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	275/10-C	302/10	302G/10	9/1	33/1	90C/46	141A/10	145/10	154B/9	172A/104	34/12	119/1	27/11-D	51/27	92/46
SiO ₂ %	43,80 (46,54)	47,70 (49,85)	47,90 (50,28)	45,34	46,18	45,83	49,65	46,09	49,48	49,40	50,02	53,22	49,95	55,82	52,97
TiO ₂ %	0,49 (0,52)	0,56 (0,57)	0,52 (0,55)	0,77	0,59	0,60	0,64	0,70	0,75	0,48	0,58	0,25	0,39	1,13	1,08
Al ₂ O ₃ %	5,70 (6,06)	6,10 (6,38)	4,90 (5,14)	7,20	6,37	6,36	6,26	6,44	6,57	6,65	4,37	6,05	4,06	12,20	14,07
Fe ₂ O ₃ %	5,80 (6,16)	2,90 (3,03)	4,00 (4,20)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO %	6,70 (7,12)	10,00 (10,45)	6,80 (7,14)	15,17*	12,94*	13,46*	12,46*	14,09*	11,83*	8,81*	12,13*	7,98*	9,16*	9,98*	10,80*
MnO %	0,15 (0,16)	0,20 (0,21)	0,17 (0,18)	0,29	0,18	0,19	0,21	0,20	0,17	0,16	0,19	0,12	0,18	0,19	0,22
MgO %	23,80 (25,29)	19,50 (20,38)	23,20 (24,35)	22,14	23,12	23,05	20,74	23,20	22,09	29,03	21,73	21,31	29,28	6,76	7,31
CaO %	7,30 (7,76)	8,10 (8,47)	7,50 (7,87)	6,19	7,41	7,64	7,91	6,95	7,17	5,38	9,56	8,65	6,47	9,08	9,89
Na ₂ O %	0,31 (0,33)	0,54 (0,56)	0,22 (0,23)	0,35	0,38	0,29	0,47	0,23	0,55	0,01	0,19	0,31	0,11	3,39	2,43
K ₂ O %	0,02 (0,02)	0,04 (0,04)	0,01 (0,01)	0,04	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02	0,27	0,28
P ₂ O ₅ %	0,05 (0,05)	<0,05 (<0,05)	0,05 (0,05)	0,20	0,19	0,20	0,18	0,20	0,20	0,20	0,19	0,15	0,17	0,26	0,26
H ₂ O ⁻ %	0,21	0,24	0,24	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺ %	3,82	3,20	3,77	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total %	98,15(100,01)	99,12 (99,99)	99,28(100,00)	97,69	97,39	97,65	98,58	98,12	98,85	100,13	99,00	98,07	99,82	99,09	99,31
(P.F. %)	-	-	-	4,46	3,68	3,90	2,92	3,79	3,06	6,35	2,49	2,84	5,98	0,72	1,30
Zr ppm	38	46	67	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cl ppm	95	120	75	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cr ppm	2200	1820	1290	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni ppm	1280	940	1180	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Co ppm	130	94	82	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

() - valores recalculados para 100% em base anidra/* - Ferro total como FeO/ n.d. - não determinado

(Análises 1 a 3: Geosol, Belo Horizonte; 4 a 15: por Fluorescência de Raios X - Universidade de Leicester, Inglaterra)

1 a 9: clorita-tremolita xistos e fels com textura spinifex reliquiar

10 : talco-clorita-tremolita fels com textura spinifex reliquiar

11 : clorita-tremolita fels

12 : tremolita fels

13 : clorita-tremolita fels com nódos pluriminerálicas (com porfiroblastos de olivina e ortopiroxênio; e com espinélio)

14 e 15: anfibolitos (metavulcânicas máficas)

lação de qualquer espécie sobrepostas à assembléia metamórfica original. A escolha de rochas preferencialmente com textura *spinifex* relíquiar deveu-se também ao fato destas terem sido utilizadas na literatura como padrão de referência para a comparação de komatiitos de procedências diversas (c.f. Nesbitt & Sun 1976, Nesbitt *et al.* 1979); este critério de escolha de amostras foi seguido, mesmo sabendo-se que a composição de amostras com textura *spinifex*, quer de arranjo aleatório, quer em placas, não é mais considerada equivalente à composição inicial da lava a partir da qual cristalizaram (e.g. Smith *et al.* 1980, Barnes *et al.* 1983, Turner *et al.* 1986, Arndt 1986).

As amostras, em geral procedentes de blocos lenticulares/oblongos decimétricos semi-destacados nos afloramentos, foram fragmentadas manualmente, e dos seus núcleos, os mais frescos possíveis, extraídos vários pedaços sem fraturas e/ou superfícies de oxidação evidentes, de alguns milímetros cúbicos cada. Estes fragmentos foram a seguir moídos parte em moinhos de panela de aço (amostras 4 a 15), sendo as operações de moagem individuais intercaladas com operações de limpeza rotineira do equipamento seguidas de moagem de material inerte (areia quartzosa limpa, bem selecionada) para descontaminação, e de novas operações de limpeza; e parte manualmente, em gral de ágata (amostras 1 a 3), repetindo-se os procedimentos de limpeza acima mencionados entre as operações de moagem individuais. As amostras moídas em panela de aço foram analisadas apenas para elementos maiores por fluorescência de Raios-X nos laboratórios da Universidade de Leicester, Inglaterra, enquanto as três amostras preparadas manualmente foram encaminhadas para análise de elementos maiores e de alguns elementos traço aos laboratórios da GEOSOL, em Belo Horizonte. Os resultados das análises químicas encontram-se indicados na Tabela II em anexo.

III.B.2. Komatiitos tipo AUK e ADK

Entre as características químicas citadas por Vil

joen & Viljoen (1969) ao sugerir que os komatiitos de Barberton, África do Sul, corresponderiam a uma nova classe de rochas ígneas, merecia ênfase especial a alta razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ destas rochas (>1). Ao quantificar a definição de komatiito em termos químicos (suíte de rochas máficas-ultramáficas com $\text{SiO}_2 < 53\%$, $\text{MgO} > 9\%$ e $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$, isto para rochas comprovadamente vulcânicas, não cumuláticas, onde a cristalização a partir de líquidos ultrabásicos seria indicada pelo desenvolvimento da textura *spinifex*), Brooks & Hart (1974) mantiveram $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ como essencial à definição. Os komatiitos descritos a seguir na Austrália, Canadá, Zimbábue e Finlândia, porém, não compartilhavam esta característica com os de Barberton, apesar de também apresentarem razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ altas (próximas a 1), superiores às de magmas máficos comuns (e.g. tipo MORB, com valores em torno de 0,8) (Nesbitt 1971, Williams 1972, Nesbitt & Sun 1976, Nisbet *et al.* 1977, Arndt *et al.* 1977 e Blais *et al.* 1979), e logo este critério foi abandonado como distintivo, mesmo porque a definição atualmente mais aceita de komatiito, tal como proposta pela Penrose Conference (Arndt & Brooks 1980) refere-se simplesmente a uma rocha ultramáfica vulcânica, onde os teores de MgO superiores a 18% (recalculado em base anidra) representariam o único critério químico formalmente considerado.

Ao discutir o significado das razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ excepcionalmente altas nos komatiitos de Barberton, Nesbitt *et al.* (1979) concluem que esta característica seria decorrente dos teores relativamente mais baixos de Al_2O_3 nestas rochas quando comparadas a komatiitos de outras procedências, e sugerem a existência de dois tipos de komatiito: o primeiro tipo teria razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ mais altas (em torno de 1,5), razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ baixas (ao redor de 11) e seria relativamente empobrecido em alumínio, terras raras pesadas (HREE), V e Sc; o segundo tipo teria razões $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ em torno de 1, razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ao redor de 20, e apresentaria padrões de terras raras pesadas achatados. Komatiitos do primeiro tipo, denominados originalmente de ADPK - "aluminium depleted peridotitic komatiites": komatiitos peridotíticos empobrecidos em alumínio (seguindo a sugestão de Purvis 1978 - in Nesbitt *et al.* 1979) - seriam menos comuns, representados

pelos de Barberton e de Pilbara (porção norte da Austrália Ocidental), enquanto os do segundo tipo, mais abundantes, receberiam a denominação AUPK - "aluminium undepleted peridotitic komatiites": komatiitos peridotíticos não empobrecidos em alumínio - e seriam representados, entre outros, pelos de Munro Township (Ontário, Canadá), Belingwe (Zimbabwe), e Yilgarn (porção sul da Austrália Ocidental). Komatiitos referíveis a ambos os tipos foram posteriormente reconhecidos em Barberton (Smith & Erlank 1982), porém com amplo predomínio dos originalmente estabelecidos como característicos para a região, ou seja, tipo ADPK, com $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$.

As diferenças geoquímicas entre suítes komatiíticas de um ou outro tipo foram discutidas por Nesbitt *et al.* (1979) com o auxílio de diagramas binários óxido-óxido e de razões de óxidos; os óxidos utilizados nestes diagramas são preferencialmente Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , MgO e FeO^* (ferro total como FeO), em combinações diversas. As composições químicas de um conjunto de amostras de komatiito consideradas cogenéticas, plotadas nestes diagramas, fornecem parâmetros para que os komatiitos em questão possam ser identificados como de tipo ADK ou, respectivamente, AUK. Uma vez que, pela definição formal em uso, a denominação "komatiito peridotítico" perde o sentido, os termos ADK ("aluminium depleted komatiite": komatiito empobrecido em alumínio) e AUK ("aluminium undepleted komatiite": komatiito não empobrecido em alumínio) passarão a ser usados.

III.B.3. Discussão dos Resultados

Para avaliar o comportamento geoquímico da suíte metaultramáfica de Alpinópolis foram utilizados, adicionalmente aos diagramas sugeridos por Nesbitt *et al.* (1979) (Figuras 11 a 20), a título ilustrativo, os diagramas ternários ACM: Al_2O_3 -CaO-MgO (Figura 9) e catiônico de Jensen: Fe+Ti - Mg - Al (Figura 10). Observando a disposição dos pontos correspondentes às amostras analisadas nestes diagramas é possível tecer as seguintes

Figura 9 - Diagrama ACM (Al_2O_3 - CaO - MgO). Limites e denominações dos campos segundo Viljoen *et al.* (1982). Triângulos cheios : variedades de clorita-tremolita xistos e fels com textura *spinifex* reliquiar; círculos cheios: variedades de clorita-tremolita xistos e fels sem textura *spinifex* reliquiar; círculos vazios: anfibolitos grano-nematoblásticos finos (metavulcânicas básicas).

Figura 10 - Diagrama catiônico de Jensen ($\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti} - \text{Mg} - \text{Al}$, em proporções catiônicas). Limites e denominações dos campos segundo Jensen & Pyke (1982), ligeiramente mo dificado. Simbologia dos pontos como na figura 9.

Figuras 11 e 12 - Diagramas TiO_2 x Al_2O_3 e TiO_2 x CaO para komatiitos, segundo Nesbitt *et al.* (1979). Simbologia dos pontos como na figura 9.

Figuras 13 e 14 - Diagramas MgO x Al₂O₃ e MgO x CaO para komatiitos, segundo Nesbitt *et al.* (1979). Simbologia dos pontos como na figura 9.

Figuras 15 e 16 - Diagramas $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{FeO}^t/\text{FeO}^t + \text{MgO}$ e $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ para komatiitos, segundo Nesbitt *et al.* (1979). Para figura 15, ver para referência também Arndt *et al.* (1977). Simbologia dos pontos como na figura 9.

Figuras 17 e 18 - Diagramas $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ x MgO/TiO_2 e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ x CaO/TiO_2 para komatiitos, segundo Nesbitt *et al.* (1979). Simbologia dos pontos como na figura 9.

Figuras 19 e 20 - Diagramas $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \times \text{TiO}_2$ e $\text{CaO}/\text{TiO}_2 \times \text{TiO}_2$ para komatiitos, segundo Nesbitt *et al.* (1979). Simbologia dos pontos como na figura 9.

considerações:

.) Nos dois diagramas ternários, como seria de se esperar, os pontos referentes às rochas metaultramáficas (pontos 1 a 13) situam-se nos campos reservados a composições komatiíticas; por sua vez, as duas amostras de anfibolitos (pontos 14 e 15) caem em campos indicativos de composições equivalentes à de basaltos toleíticos ou, mais especificamente, basaltos toleíticos magnesianos.

..) Na bateria de diagramas extraída de Nesbitt *et al.* (1979), a dispersão dos pontos em relação às linhas e campos de referência ressaltados nos diagramas, ou em relação à distribuição do conjunto de pontos em si, varia de diagrama para diagrama conforme os óxidos ou razões de óxidos utilizados, e indicaria uma certa mobilidade seletiva dos elementos para o conjunto como um todo e para as amostras individuais, isto apesar da amostragem orientada de modo a minimizar o efeito destas modificações consideradas pós-magmáticas. A dispersão dos pontos em relação às linhas e campos de referência, ou em relação a uma possível tendência interna do conjunto de amostras é mais acentuada para os diagramas com CaO ($\text{TiO}_2 \times \text{CaO}$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \times \text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{CaO}/\text{TiO}_2 \times \text{TiO}_2$ - Figuras 12, 16, 18 e 20 - à exceção do diagrama $\text{MgO} \times \text{CaO}$ - Figura 14), sugerindo assim uma maior mobilidade deste quando comparado aos demais elementos considerados.

...) Alguns dos pontos apresentam um comportamento marcadamente irregular quando observados no conjunto dos diagramas, variando aleatoriamente a sua posição em relação às linhas e campos de referência ou mesmo em relação aos demais pontos de um diagrama para o outro: seriam correspondentes às amostras que tiveram o seu quimismo original mais intensamente modificado. Este comportamento destoante é mais acentuado para os pontos 4,8,9,10,11 e 12. Já os demais pontos (1,2,3,5,6,7,13) têm um comportamento bastante mais regular e representariam as amostras cujo quimismo teria sido menos afetado pelos processos pós-magmáticos. A aglomeração ocasional de pontos, mais especifica

mente daqueles correspondentes a amostras com textura *spinifex* reliquiar, é decorrência da amostragem dirigida, que favoreceu um conjunto de amostras de características petrográficas muito semelhantes.

....) Apesar das modificações sofridas, a distribuição dos pontos guarda vestígios do padrão ígneo original, conforme sugerido por algumas relações de óxidos ou de razões de óxidos: há uma certa coerência na distribuição dos pontos, ou até mesmo uma significativa coincidência com as linhas e campos indicados a título de referência para vários dos diagramas utilizados (e.g. $\text{TiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{FeO}^t/\text{FeO}^t + \text{MgO}$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \times \text{MgO}/\text{TiO}_2$, MgO/TiO_2 , e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_3 \times \text{TiO}_2$ - Figuras 11, 15, 17 e 19).

É claro que permanece a dúvida: quais destes arranjos aparentemente mais coerentes de pontos são realmente reflexo de características geoquímicas herdadas, e quais são apenas arranjos fortuitos, sem significado real? Não há resposta categórica, definitiva para esta pergunta: a abordagem mais adequada parece ser a de tentar reconhecer uma coerência expressa, a mais evidente possível, no conjunto dos diagramas, e utilizá-la como fio condutor para a avaliação do caráter geoquímico da suíte komatiítica original. Sob este enfoque, há alguns aspectos nos diagramas que se repetem com certa regularidade e parecem ser característicos para o conjunto de amostras de Alpinópolis: as razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ são sistematicamente baixas em quase todas as amostras estudadas, e as coincidências com as linhas e campos de referência acontecem sempre convergindo para características de ADK - komatiitos empobrecidos em alumínio, tipo Barberton e Pilbara.

Parece razoável concluir que, apesar do seu quimismo original ter sido modificado por processos pós-magmáticos de maneira ora mais, ora menos intensa, os komatiitos de Alpinópolis preservam algo do seu padrão geoquímico original, que seria comparável ao de komatiitos tipo ADK (empobrecidos em alumínio), segundo a classificação proposta por Nesbitt *et al.* (1979).

III.C. Metamorfismo

III.C.1. Características gerais do metamorfismo

O metamorfismo das rochas ultramáficas de Alpinópolis será discutido a seguir em linhas gerais: são ainda muitas as incertezas a seu respeito, e vários aspectos particulares precisam ser melhor esclarecidos para que se possa retratá-lo a contento, de maneira mais detalhada e completa. Que a reconstituição da história metamórfica destas rochas apresente dificuldades deve-se à combinação desfavorável de vários fatores: as más condições de exposição com que se apresentam mascaram as relações porventura existentes entre porções de rocha aparentemente distintas, pertencentes a um conjunto de marcada diversidade composicional, submetido a intensas deformações de caráter heterogêneo, e no qual as condições metamórficas variaram significativamente no decorrer do tempo e de local para local, sendo que a sua variação espacial deve ter sido em parte influenciada pela heterogeneidade das deformações contemporâneas.

Em consequência, as paragêneses observadas nas rochas ultramáficas são variadas, sobrepondo-se paragêneses que se desenvolveram sob um determinado regime metamórfico a outras estabelecidas sob condições distintas, e torna-se difícil reconhecer paragêneses em equilíbrio ou seguir variações sistemáticas do grau metamórfico nestas rochas. A irregularidade do padrão metamórfico fica bem evidente quando da proximidade de porções de rocha com texturas reliquiares ígneas ou sedimentares de traçado delicado, e de porções de rocha fortemente deformadas e recrystalizadas sob um regime intenso, penetrativo à escala mesoscópica. Finalmente, não podem deixar de ser consideradas na caracterização do metamorfismo as incertezas e discrepâncias decorrentes da utilização de equilíbrios minerais determinados em laboratório na estimativa das condições metamórficas em paragêneses naturais.

Com base nas características petrográficas que

as rochas ultramáficas e as demais rochas a elas associadas apresentam e nas relações observadas entre alguns litotipos ultramáficos, é possível estabelecer algumas premissas gerais com respeito ao metamorfismo. A presença de porfiroblastos de antofilita e/ou olivina ou, mais raramente, olivina e ortopiroxênio (acompanhados de grãos discretos de espinélio verde) nas rochas ultramáficas; de estaurolita acompanhando granada nos quartzo-moscovita-biotita xistos; e de hornblenda verde-oliva de aparência homogênea junto a plagioclásio andesítico em alguns anfibolitos com texturas granoblásticas suavemente lobadas ou poligonizadas intercalados às rochas ultramáficas indicariam condições de facies anfibolito médio a superior (grau médio a forte de Winkler 1977) em regime de pressão intermediária (aproximadamente 550-650°C a 3-5 kb), atingidas no decorrer do pico do metamorfismo. No caso da estaurolita, por exemplo, a avaliação de Hoschek (1969) para as condições de formação deste mineral segundo as duas reações que parecem mais plausíveis para os quartzo micaxistos com granada e estaurolita: $\text{clorita} + \text{moscovita} \rightleftharpoons \text{estaurolita} + \text{biotita} + \text{quartzo} + \text{H}_2\text{O}$, e $\text{cloritóide} + \text{quartzo} \rightleftharpoons \text{estaurolita} + \text{granada} + \text{H}_2\text{O}$, seria de temperaturas ao redor de 550°C a pressões de aproximadamente 5 kb; e sua estabilidade máxima, conforme delimitada pela reação: $\text{estaurolita} + \text{moscovita} + \text{quartzo} \rightleftharpoons \text{Al-silicato} + \text{biotita} + \text{H}_2\text{O}$, seria a temperaturas em torno de 675°C a 5,5 kb.

Os fluidos presentes no decorrer do metamorfismo teriam sido predominantemente aquosos, com concentrações baixas de CO_2 , desprezíveis em termos qualitativos. Apenas localmente se desenvolveram paragêneses indicativas de maior atividade de CO_2 na forma de lentes decamétricas de magnesita-serpentina-talco xistos intercaladas às demais rochas; mesmo nestes casos, porém, a reação sugerida como responsável pelo desenvolvimento da referida associação: $\text{serpentina (antigorita)} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{talco} + \text{magnesita} + \text{H}_2\text{O}$ (Evans 1977 - Figura 21), seria característica, mais provavelmente, de condições retrometamórficas. Com exceção destas lentes de serpentina-talco xistos carbonáticos, os demais litotipos ultramáficos observados podem ser considerados como metamorfoseados sob condições de $P_{\text{fluidos}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$.

Figura 21 - As curvas de equilíbrio da reação antigorita + CO_2 $\rightleftharpoons$ talco + magnesita + H_2O e demais reações correlatas no diagrama de fases calculado para o sistema $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ no campo $T(^{\circ}\text{C}) - X_{\text{CO}_2}$. Extraído de Evans (1977). Antig - antigorita; Dol - dolomita; Mgs - magnesita; Ta - talco; Tr - tremolita.

Uma questão importante a ser ponderada é se houve mobilidade química nas rochas ultramáficas no decorrer do metamorfismo, e se houve, em que proporção, e em que escala? Como visto em III.B, mesmo em um conjunto de amostras selecionadas com o intuito de minimizar o efeito de modificações pós - magmáticas há sinais de alterações na proporção dos elementos maiores (v. figuras 11 a 20), ocorridas mais provavelmente durante o metamorfismo. Entretanto, apesar de indicarem uma certa mobilidade seletiva dos elementos, as análises químicas disponíveis não sugerem modificações extremas no quimismo das rochas melhor preservadas do cisalhamento: a sua composição pode ser considerada, para efeito do metamorfismo, como pouco modificada na sua essência.

Outras evidências de que, pelo menos em parte, estas rochas sofreram modificações na sua composição química seriam o desenvolvimento local de zonas monominerálicas com talco ou clorita, e de paragênese aparentemente incompatíveis com as assembléias mineralógicas às quais se sobrepõem, como seria o caso dos serpentina xistos manchados, tipo "pele de cobra", que contêm restos esfiapados, cisalhados de clorita e tremolita, com pseudomorfos do anfibólio tremolítico indicando claramente sua substituição pela serpentina. Ao que parece, a distribuição destas feições é controlada pelas estruturas desenvolvidas no decorrer da deformação heterogênea, e são restritas às superfícies de cisalhamento que cortam as rochas, envolvendo núcleos maciços ou menos intensamente deformados; às bordas dos corpos ultramáficos, onde o contato com os ortognaisses é marcado por intenso cisalhamento; e a alguns esparsos veios que cortam as porções menos deformadas. Não há evidências de processos metassomáticos abrangentes, de grande escala: não foram encontrados zoneamentos litológicos indicativos de instabilidade química forte entre volumes de rochas adjacentes representativos. Modificações mais extremas da composição química no decorrer do metamorfismo restringiram - se provavelmente às porções cisalhadas, podendo ser consideradas desprezíveis para as porções pouco ou nada deformadas, para as quais, em termos qualitativos, o metamorfismo pode ser considerado isoquímico com boa margem de segurança. Nestas porções, a mobilidade dos elementos deve ter sido seletiva e, na maioria, res

trita à escala das texturas.

Não há evidências diretas dos estádios metamórficos mais brandos que certamente antecederam o desenvolvimento das paragêneses de mais alto grau hoje observáveis nas rochas ultramáficas. Apesar de texturas reliquias ígneas de traçado delicado terem sido perfeitamente preservadas, as associações minerais ígneas ou de metamorfismo incipiente foram completamente obliteradas, com a exceção de alguns núcleos de piroxênios aparentemente ígneos em metapiroxenitos granulados, cuja relação com a suíte komatiítica original é ainda incerta. No entanto, mesmo as rochas vulcânicas mais bem preservadas em sequências tipo *green stone belt* exibem em maior ou menor grau evidências de transformações de baixa temperatura, que teriam se desenvolvido quer por metamorfismo de carga (*burial metamorphism*), quer por processos autometamórficos a hidrotermais, ou mesmo por metamorfismo regional incipiente. Tais transformações são seletivas na mineralogia, e tendem a preservar as texturas originais. A serpentinização parcial ou total da olivina, com segregação de magnetita fina, polvilhada, ao longo de suas bordas e fraturas, e a devitrificação e substituição do vidro vulcânico por agregados de filossilicatos representariam a primeira etapa deste estágio inicial do metamorfismo, seguidos pela uralitização e/ou cloritização dos piroxênios. Segundo Arndt (1983), no decorrer de tais alterações alguns elementos são móveis na escala de algumas micras, redistribuindo-se na textura. Seria o caso, por exemplo, do SiO_2 e Al_2O_3 contidos no vidro vulcânico, necessários respectivamente para a serpentinização e cloritização da olivina ígnea original.

Nas rochas ultramáficas de Alpinópolis, a olivina é substituída na textura *spinifex* reliquiar por clinocloro/pennina, ilustrando a migração do alumínio na textura. Nos serpentinitos maciços, filetes de opacos finos e domínios marcados por padrões de orientação e distribuição variados de serpentinas com hábitos distintos representariam vestígios da antiga textura *mesh* de serpentinização da olivina ígnea granulosa, indicando a posição das "cordas" ao longo das quais se iniciou a serpenti-

nização, e dos núcleos entre elas, que seriam as últimas porções transformadas em serpentina; a textura *mesh* teria sido posteriormente obliterada por uma textura de serpentina placóide entrelaçada (*bladed mat* de Maltman 1978) que se desenvolveu concomitantemente à substituição das variedades de serpentina lizardita e crisotila, de mais baixa temperatura, por antigorita, estável sob condições mais intensas de metamorfismo.

Como já mencionado em III.A.2, dois conjuntos de tipos petrográficos são volumetricamente mais significativos dentre as rochas ultramáficas: o das rochas com clorita e anfibólio tremolítico como constituintes principais, e o das rochas com serpentina como mineral predominante. As nítidas diferenças nas parâgeneses características para estes dois conjuntos seriam consequência direta das composições originais predominantes em cada um deles. Pelas associações mineralógicas que apresentam, as rochas do primeiro conjunto teriam composições estimadas lherzolíticas ricas em piroxênio a olivina websteríticas, com CaO e Al_2O_3 em quantidades consideráveis em relação ao MgO e, conforme indicado pelas texturas *spinifex* reliquias que nelas ocorrem, corresponderiam a unidades vulcânicas/subvulcânicas komatiíticas não diferenciadas ou a porções superiores de derrames diferenciados, enquanto as rochas serpentiniticas teriam composição estimada peridotítica (peridotítica rica em olivina a dunítica), com amplo predomínio do MgO sobre CaO e Al_2O_3 , e seriam, em parte, correlacionáveis à porções cumuláticas de corpos vulcânicos / subvulcânicos komatiíticos, conforme sugerido pelos vestígios de texturas granulosas (ortocumuláticas?) que ocasionalmente apresentam.

Para metakomatiitos da região de Abitibi, Canadá, Jolly (1982) sugere o fator $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Si})$ como critério empírico para separar rochas nas quais, por força da disponibilidade de Al_2O_3 , desenvolve-se tipicamente um filossilicato magnésiano aluminoso: a clorita, de rochas nas quais preponderam filossilicatos magnésianos não aluminosos, como talco. Razões $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Si})$ superiores a 52 resultariam em rochas com talco e clorita em proporções variáveis, que corresponderiam aos termos cumuláticos da suíte komatiítica, enquanto rochas com razões inferiores a este valor seriam portado

ras de clorita à exclusão do talco, e representariam os termos komatiíticos não cumuláticos, mais ricos em Al_2O_3 .

A disposição dos pontos correspondentes às variedades de clorita-tremolita xistos e fels de Alpinópolis com análises químicas disponíveis no diagrama $MgO-CaO-SiO_2$ (figura 22), indicaria, para estas rochas, razões $Mg/Mg+Si$ inferiores a 52, ou seja, haveria predomínio de assembléias mineralógicas tipicamente com clorita magnesiânica e sem talco estável. Apenas em uma amostra mais magnesiânica (SZALP 172A/104 - ponto 10 - Tabela II), com razão $Mg/Mg+Si$ próxima ao limite empírico, há presença de talco de forma representativa na assembléia mineralógica e, mesmo neste caso, as evidências petrográficas sugerem que este talco tenha se desenvolvido no decorrer do cisalhamento superimposto à associação clorita-tremolita previamente estabelecida. Não há, infelizmente, análises químicas disponíveis para as rochas interpretadas como de derivação cumulática - os clorita serpentinitos - porém as suas razões $Mg/Mg+Si$ são certamente superiores a 52; nestas rochas, a clorita é subordinada, e no lugar do talco ocorre a serpentina como fase dominante magnésio - silicática desprovida de alumínio.

Para retratar corretamente o metamorfismo das rochas ultramáficas de Alpinópolis, seria necessário fazê-lo em separado para ambos os conjuntos: o das rochas com clorita-tremolita, e o das rochas com serpentina como constituintes principais, uma vez que em cada qual teriam se desenvolvido seqüências de parageneses metamórficas próprias, características em função das composições predominantes distintas. Nos clorita serpentinitos, porém, não foram observadas fases neoblásticas superimpostas à assembléia fundamental 'clorita magnesiânica - antigorita,' que parece corresponder à associação mineralógica em equilíbrio no mais alto grau metamórfico atingido por estas rochas, pouco ou nada modificada posteriormente, e que não apresenta, até onde foi possível verificar, nenhuma variação textural ou mineralógica mais evidente. Em assim sendo, as atenções se voltarão para os clorita-tremolita xistos e fels, nos quais o desenvolvimento seqüenciado das assembléias mineralógicas no decorrer do metamorfismo

progressivo seria controlado, principalmente, pelas variações composicionais da clorita magnesiânica, como será discutido a seguir.

III.C.2 - Metamorfismo progressivo dos clorita-tremolita xistos e fels

Os clorita-tremolita xistos e fels, além de serem os tipos petrográficos mais em evidência nos corpos ultramáficos de Alpinópolis, são também os que melhor exprimem as variações das condições metamórficas, conforme indicado pelo desenvolvimento sequenciado de anfibólio antofilítico e olivina e ortopiroxênio e espinélio, acompanhando os incrementos no grau metamórfico, e pelas relações observadas entre o traçado das suas texturas reliquias ígneas e os porfiroblastos que sobre elas se desenvolvem. A primeira paragênese metamórfica observável nestas rochas, penetrativa e subsequente aos estádios metamórficos iniciais antes comentados - a assembléia mineralógica fundamental - é constituída de uma fase cálcio-magnesiânica: o anfibólio tremolítico; e uma fase alumínio-magnesiânica: a clorita, tipo pennina / clinocloro, acompanhadas de óxidos de Fe e Ti (magnetita e ilmenita). A maioria do FeO e Fe_2O_3 parece estar concentrado nas fases óxido, conforme indicado pelas características ópticas dos demais minerais, que podem ser considerados, com boa aproximação, como essencialmente magnesianos.

Nas rochas com textura *spinifex* em placas reliquiar, como já mencionado, a olivina ígnea original foi substituída por aglomerados de palhetas finas de clorita magnesiânica com magnetita em grãos discretos nas bordas, e o clinopiroxênio por anfibólio tremolítico, que mimetiza inclusive o seu delicado hábito dendrítico-plumoso. Sobre esta textura desenvolvem-se, numa primeira etapa, o anfibólio antofilítico e a olivina metamórfica: a antofilita como microporfiroblastos prismáticos longos que se alojam preferencialmente nos domínios com clorita, discordantemente ao traçado reliquiar, enquanto a olivina, que se apresenta completa

mente serpentinizada, ocorre na forma de porfiroblastos esferoidais/elipsoidais de alguns milímetros de diâmetro, infiltrada na textura *spinifex* ao longo dos domínios com clorita, preservando em seu interior os domínios com tremolita praticamente intactos. Em ambos os casos, parece evidente que a clorita é o mineral envolvido na blastese das novas fases. Willett *et al.* (1978) mencionam a presença de porfiroblastos de olivina miméticos da textura *spinifex* pré-existente em rochas com clorita-tremolita da região de Widgiemooltha-Norseman, Austrália Ocidental, porém sem especificar a origem destes porfiroblastos; Stamatelopoulos-Seymour & Francis (1980) discutem o desenvolvimento de olivinas com padrões texturais semelhantes em metakomatiitos de Lac Guyer, Canadá, com a diferença que consideram as tremolitas inclusas nos porfiroblastos de olivina pseudomorfos das olivinas esqueléticas ígneas, e não relacionam o aparecimento da olivina metamórfica à presença de clorita nestas rochas.

Já o anfibólio tremolítico aparentemente persiste ao longo do metamorfismo sem apresentar variações composicionais perceptíveis ao microscópio, a não ser a exsolução de um componente cummingtonítico, causada pelo resfriamento que se seguiu ao pico de metamorfismo. Segundo Robinson *et al.* (1982), a composição do anfibólio cálcico em rochas metaultramáficas é tipicamente tremolítica até o facies anfibolito superior, quando então passaria a pargasítica, de maneira aproximadamente concomitante ao aparecimento do ortopiroxênio e do espinélio. A incorporação de Al_2O_3 ao anfibólio seria controlada pela disponibilidade de Na, mediante substituições combinadas do tipo edenita e tschermakita (Frost 1975, Jenkins 1983). Nas rochas ultramáficas de Alpinópolis, as relações entre composição dos anfibólios cálcio-magnesianos e grau metamórfico não foram ainda satisfatoriamente estabelecidas, mas supõe-se que a ausência de um anfibólio pargasítico, indicada pela análise das seções delgadas, poderia ser explicado pelo baixo conteúdo de Na_2O nestas rochas, que iniciaria as substituições acima sugeridas.

Para a modelagem do metamorfismo dos clorita-tremolita xistos e fels, será considerada a reação de quebra da clori

ta magnesiana, que ocorreria sob condições de facies anfibolito médio a superior:

discutida tanto do ponto de vista experimental como de ocorrências naturais por Fawcett & Yoder (1966), Frost (1975), Obata & Thompson (1981), Jenkins (1981, 1983), e Jenkins & Chernosky (1986), entre outros. A curva de equilíbrio determinada por Jenkins & Chernosky (1986) para a reação (1) encontra-se reproduzida na figura 23. Esta reação representaria o mais alto grau metamórfico atingido pelas rochas ultramáficas, registrado nos (clorita-) tremolita fels com espinélio e nódulos pluriminerálicos de olivina e ortopiroxênio dos corpos menores inclusos nos ortogneisses, e seria antecedido de transformações metamórficas ainda não claramente esclarecidas na literatura, inferidas através das texturas observadas nas seções delgadas, respaldadas pelo comportamento sugerido pelos trabalhos experimentais para a clorita magnesiana frente ao incremento de temperatura. No caso do anfibólito antofilítico, por exemplo, as reações mais frequentemente sugeridas para a sua formação, do tipo: talco + forsterita $\rightleftharpoons$ antofilita + H_2O , enstatita + H_2O $\rightleftharpoons$ forsterita + antofilita, ou talco $\rightleftharpoons$ antofilita + SiO_2 + H_2O (cf. Chernosky 1976) não encontram sustentação nas associações mineralógicas e texturas observadas nos clorita-tremolita xistos e fels, isto para o caso do metamorfismo progressivo; por outro lado, como já mencionado, a sua presença parece estar intimamente relacionada à distribuição espacial da clorita, como sói acontecer também com a olivina.

Os dados apresentados por Jenkins & Chernosky (1986) indicam que, para composições em rocha total com teor de alumínio adequado, o teor de alumínio da clorita magnesiana cresceria com o incremento do grau metamórfico até atingir um certo limite de estabilidade, quando então a clorita desapareceria, dando lugar à associação forsterita + enstatita + espinélio. Estes dados estariam de acordo com as variações composicionais de cloritas naturais, observadas em rochas ultramáficas e cálcio-sili-

Fig. 23 - As curvas de equilíbrio univariantes para as reações de quebra da clorita magnesiana no sistema MgO- Al₂O₃ - SiO₂ (com excesso em H₂O), conforme determinadas por Jenkins e Chernosky Jr. (1986). Cl - clorita magnesiaana; Cd - cordierita; En - enstatita; Fo - forsterita Sp - espinélio.

cáticas, segundo as quais a clorita em equilíbrio com olivina, talco, antofilita ou ortopiroxênio teria X_{Al} variando gradativamente de 1,0 até 1,2 com o aumento de temperatura; ao que parece, o teor máximo em alumínio permissível na clorita ($X_{Al} \approx 1,2$) seria independente da variação da pressão.

Ao comparar as proporções estequiométricas das cloritas inicial, de temperatura mais baixa, e posterior, de temperatura mais alta, mais aluminosa, nota-se um excesso em MgO e SiO_2 da primeira para a segunda, provocado pela substituição do Mg pelo Al^{VI} nas posições octaédricas e do Si pelo Al^{IV} nas posições tetraédricas da estrutura da clorita. As primeiras fases neoblásticas superimpostas à assembléia mineralógica fundamental 'anfibólito tremolítico/clorita': o anfibólito antofilítico e/ou a olivina, seriam interpretadas como desenvolvidas a partir do componente magnesiano liberado pelo enriquecimento em alumínio da clorita. Estes minerais se formariam apenas em situações nas quais o teor de alumínio da clorita fosse inferior ao X_{Al} crítico que define a sua quebra segundo a reação (1).

Imaginando-se uma clorita magnesiana com $X_{Al} = 1,0$ que dá lugar a uma clorita com $X_{Al} = 1,05$ acompanhada de antofilita, a proporção entre a clorita menos aluminosa inicial, a mais aluminosa final e a antofilita poderia ser tentativamente estimada mediante a seguinte relação:

Considerando uma situação semelhante para a formação da olivina metamórfica, a relação entre esta e as cloritas inicial e final envolvidas na sua blastese poderia ser escrita como:

Salta à vista na equação (3) a aparente incongruên-

cia da forsterita e de sílica livre como produtos simultâneos; não se deve esquecer, porém, que as relações esboçadas em (2) e (3) são somente uma estimativa parcial das prováveis transformações ocorridas, indicativas apenas das proporções entre as cloritas e as fases magnesianas neoblásticas envolvidas nestas transformações. Considerando-se a blastese de forsterita acoplada à da antofilita, o excesso em sílica proveniente da formação da olivina seria consumido no desenvolvimento do ortoanfibólio; a combinação das respectivas equações (2 e 3) sugere as seguintes relações estequiométricas para as cloritas inicial e final, a forsterita e a antofilita:

A julgar pelas equações (2) e (3), a proporção clorita/mineral magnesiano neoformado seria significativamente maior para o caso da antofilita; o predomínio da forsterita sobre a antofilita fica ainda mais explícito na equação (4). Esta relação volumétrica desigual teórica encontraria respaldo nas proporções observadas entre o anfibólio antofilítico e a olivina nos clorita-tremolita xistos e fels com nódos serpentínicos: os microporfiroblastos do ortoanfibólio ocorrem tipicamente em quantidade bastante subordinada aos porfiroblastos de olivina serpentinizados.

Para neutralizar o excesso de sílica proveniente da formação da forsterita na equação (4), poder-se-ia imaginar como alternativa o desenvolvimento concomitante de enstatita a partir da clorita, para a qual valeria a seguinte relação:

Não há, porém, vestígio ou evidência, ainda que indireta, da existência de ortopiroxênio nos clorita-tremolita xistos e fels com nódos serpentínicos do interior do corpo ultramáfico principal de Alpinópolis, enquanto microporfiroblas-

tos de anfibólio antofilítico são característicos para estas rochas, ainda que em pequena quantidade. O ortopiroxênio, ao que parece, não teria se formado no decorrer das mudanças composicionais gradativas da clorita, sendo característico do estágio metamórfico subsequente, de desestabilização da clorita saturada em alumínio, acompanhado de olivina e espinélio.

Ao atingir o teor crítico em alumínio que define a sua estabilidade máxima, a clorita magnesiânica seria consumida segundo a reação (1), e seu papel de fase aluminosa no sistema seria preenchido pelo espinélio. Rochas com porfiroblastos de olivina e ortopiroxênio em agregados esferoidais/elipsoidais, desenvolvidos sobre uma matriz grano-nematoblástica fina, poligonizada, de anfibólio tremolítico, com grãos intersticiais (ou também inclusos no ortopiroxênio) discretos de espinélio verde ocorrem nos corpos ultramáficos menores intercalados aos ortognaisses ao redor do corpo principal de Alpinópolis. (A associação cordierita + forsterita + espinélio, observada em ensaios experimentais, além de se desenvolver apenas a pressões baixas, inferiores às consideradas mais prováveis para o caso do metamorfismo progressivo em Alpinópolis, seria inviabilizada sob condições naturais pela presença de impurezas no sistema ideal $MgO - SiO_2 - Al_2O_3 - H_2O$, que diminuiriam grandemente o campo de estabilidade da cordierita - c.f. Frost 1975). O arranjo poiquilóide entre o ortopiroxênio e a olivina, com abundantes inclusões de olivina no ortopiroxênio em continuidade óptica com as olivinas individuais externas mais próximas, seria sugestivo de um desenvolvimento concatenado destes dois minerais, controlado talvez pela deficiência ou excesso em sílica de um em relação ao outro (reações 3 e 5). A clorita, praticamente ausente da matriz, se faz presente na forma de porfiroblastos discretos, esparsos, aleatoriamente dispostos. Seria uma fase posterior, retrometamórfica, reconstituída quando do amainamento das condições metamórficas, em coexistência metaestável com o espinélio.

Quanto aos porfiroblastos de anfibólio antofilítico de arranjo aleatório, esparsos, que ocorrem nestas rochas, geralmente discretos ou, mais raramente, bem desenvolvidos, típica

mente associados ao ortopiroxênio, a sua origem seria, pelo menos em parte, distinta da dos microporfiroblastos de ortoanfibólio desenvolvidos no estágio de reequilíbrio composicional gradativo da clorita; como será discutido mais à frente, ter-se-iam formado, na maioria, através da desestabilização do ortopiroxênio em etapas retrometamórficas posteriores. A sina dos anfibólios antofilíticos formados durante o metamorfismo progressivo é incerta neste contexto: ou se encontram misturados aos de caráter retrometamórfico, provavelmente como indivíduos texturalmente desvinculados do ortopiroxênio, ou foram consumidos de alguma forma durante a instalação da paragênese olivina + ortopiroxênio + espinélio, ou ainda, eventualmente, nem vieram a se formar nestas rochas.

A sequência de transformações sugerida para o metamorfismo progressivo dos clorita-tremolita xistos e fels de Alpinópolis será ilustrada a seguir, de maneira esquemática, no sistema CMASH ($\text{CaO} - \text{MgO} + \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$, saturado em H_2O). Na figura 24, encontram-se indicados nas porções pertinentes dos diagramas ternários CMS e AMS as principais fases minerais observadas nestas rochas, bem como os pontos referentes às amostras com análise química disponível (v. Tabela II). Cada amostra representada no diagrama AMS situa-se numa reta que une a tremolita a uma determinada composição de clorita magnesiânica (predominantemente tipo pennina/clinocloro) caracterizando, de modo qualitativo (!), a paragênese anfibólio tremolítico/clorita que dá início ao metamorfismo progressivo; ou seja, a composição da clorita magnesiânica presente na assembléia mineralógica fundamental seria função da composição em rocha total considerada, isto sem levar em conta as eventuais variações composicionais do anfibólio cálcio-magnesiânico em direção a termos mais pargasíticos, mais aluminosos. É necessário frisar que a disposição dos pontos correspondentes às amostras analisadas em relação às fases minerais ideais e às possíveis *tie-lines* nestes diagramas é apenas aproximada, e deve ser vista de forma indicativa; isto em razão das incertezas decorrentes da falta de dados com respeito às composições minerais reais e das simplificações inerentes à representação das composições em rocha total nos diagramas parciais ternários; não

Fig. 24 - Porções pertinentes destacadas dos diagramas parciais ternários AMS e CMS do sistema CMASH ($\text{CaO-MgO+FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$), com indicação das principais fases minerais observadas nas rochas metaultramáficas de Alpinópolis, e dos pontos correspondentes às amostras de clorita-tremolita xistos e fels variados com análise química disponível (v. Tabela II). Simbologia das amostras como na figura 9. Antig - antigorita; Antof - antofilita; Mg-Clor - clorita magnesiânica; Penn-Clinocl - pennina-clinoclóro; Parg - pargassita; Ta - talco; Trem - tremolita; demais abreviações como na figura 23.

foram subtraídas, por exemplo, as quantidades de FeO equivalentes aos óxidos de Fe-Ti, não considerados nas paragéneses em estudo.

A figura 25 representa o triângulo de vértices Tremolita - Forsterita - e Espinélio destacado do diagrama AMS nas três etapas sugeridas para o metamorfismo progressivo dos clorita-tremolita xistos e fels; os tetraedros menores ao lado procuram ilustrar as associações minerais e as transformações ocorridas em cada etapa de maneira espacial, mais condizente com o sistema de quatro componentes de que estamos tratando. Em 25 (a), encontra-se indicada a assembléia fundamental anfibólio tremolítico/clorita para uma determinada composição em rocha total (RT); como já mencionado anteriormente, o teor de alumínio (X_{Al}) da clorita neste estágio seria função direta da composição da rocha em questão. Em 25 (b), com o aumento de temperatura, a clorita passaria a termos mais aluminosos, e ocorreria a blastese da olivina e do anfibólio antofilítico acompanhando a variação composicional da clorita. Finalmente, em 25(c), a clorita alcançaria o valor limite em teor de alumínio para a sua estabilidade, e seria consumida pela reação (1), dando lugar à associação olivina + ortopiroxênio + espinélio. O anfibólio tremolítico seria, idealisticamente, uma fase inerte nas três etapas.

A presença de olivina, ortopiroxênio e espinélio indicaria o grau metamórfico mais alto alcançado pelas rochas ultramáficas de Alpinópolis no pico do metamorfismo. Para pressões intermediárias, entre 3 e 5 kbar ($P = P_{H_2O}$), as temperaturas sugeridas pelos resultados dos trabalhos experimentais para a reação (1) estariam entre 720 e 780°C, aproximadamente (c.f. Jenkins & Chernosky 1986 - figura 23). Estes valores devem ser considerados como referentes a uma situação algo particular no contexto geral: corpos menores isolados em meio a ortognaisses tonalíticos/granodioríticos parcialmente remobilizados.

As condições metamórficas de pico estimadas para o interior do corpo ultramáfico principal seriam mais suaves, com temperaturas da ordem de 550-650°C. Estes últimos valores esta-

Fig. 25 - Região triangular definida pelos vértices Trem - Fo - Sp (-En), extraída do diagrama AMS, com indicação da seqüência de modificações sugeridas para a assembléia mineralógica dos clorita-tremolita xistos e fels durante o metamorfismo progressivo; os tetraedros menores esboçados ao lado retratam as relações de fase em visão espacial. A) Associação $clorita_1$ (menos aluminosa) - anfibólio tremolítico; B) Associação $clorita_2$, (mais aluminosa) - olivina - anfibólio antofilítico - anfibólio tremolítico; C) Associação olivina - ortopiroxênio - espinélio - anfibólio tremolítico. (RT-rocha total; abreviações como nas figuras 23 e 24).

riam em ligeiro desacordo com a estabilidade da antigorita nos clorita serpentinitos intercalados aos clorita-tremolita xistos e fels: a julgar pela disposição da curva de equilíbrio pertinente no diagrama de fases "clássico" para rochas ultramáficas (Evans 1977 - figura 26), a antigorita cederia lugar à associação forsterita + talco sob as referidas condições. Esta aparente incongruência pode ser fruto do já mencionado caráter heterogêneo do metamorfismo progressivo (v. III.C.1): o intervalo de variação em temperatura máxima alcançada pelas rochas ultramáficas pode ter sido bastante amplo, da ordem de 200-250°C, se considerarmos a estabilidade da antigorita nos clorita serpentinitos como fator limitante inferior, e a quebra da clorita segundo a reação (1) como limite mínimo superior (figura 26). Devem ser consideradas, adiconalmente, as incertezas inerentes à utilização de equilíbrios minerais determinados experimentalmente na interpretação de assembléias mineralógicas naturais, bem como a falta de estimativas mais precisas acerca das pressões reinantes no decorrer do metamorfismo.

Por estas razões, as condições físicas estimadas para o auge do metamorfismo progressivo nas rochas ultramáficas devem ser vistas com cautela, de forma indicativa tão-somente.

III.C.3. As transformações retrometamórficas nos clorita-tremolita xistos e fels

Depois de alcançado o pico do metamorfismo progressivo, as rochas ultramáficas de Alpinópolis passaram por uma série de transformações que se desenvolveram acompanhando o seu resfriamento gradual, ou ainda no decorrer de episódios metamórficos mais brandos posteriores distintos. Também estas transformações tardias são mais evidentes nos clorita-tremolita xistos e fels, já que nestas rochas, mais abundantes e variadas, as assembléias mineralógicas e texturas novas podem ser observadas lado a lado com as assembléias e texturas anteriores que parcialmente substituem.

Fig. 26 - Disposição das curvas de equilíbrio univariantes no diagrama de fases do sistema $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ no campo $P_{\text{H}_2\text{O}} - T$. Extraído de Evans (1977). Br - brucita; An - anortita; Cris - crisotila; Di - diopsídio; Ant - antofilita; Tr - tremolita. Demais abreviações como nas figuras 24 e 25.

Entre as feições retrometamórficas mais comumente observáveis estaria a exsolução de um componente cummingtonítico a partir do anfibólio tremolítico, indicada pelas lamelas e manchas em padrões característicos descritos em III.A.1.1. , presentes em praticamente todas as rochas com anfibólios. Nos clorita-tremolita xistos e fels com nódos serpentiniticos, as transformações retrometamórficas em evidência seriam a serpentização dos porfiroblastos de olivina segundo um padrão *mesh* modificado pela recristalização para o padrão placóide-entrelaçado (*bladed mat*) de antigorita, e a talcificação (ou serpentização) incipiente do anfibólio antofilítico. Há indicações texturais de que, após o desenvolvimento dos porfiroblastos de olivina poiquilóides nas rochas com textura *spinifex* reliquiar, estes se comportaram como núcleos ou anteparos rígidos, acomodando e amoldando ao seu redor as foliações posteriores, e preservando quase intacto o arranjo dos anfibólios tremolíticos em seu interior enquanto os demais anfibólios tremolíticos e as cloritas eram recristalizadas em posição plano-axial às dobras mesoscópicas em *chevron* desenhadas pela textura *spinifex* em placas, ou, no caso das rochas xistosas, pela foliação de cisalhamento pré-existente. O mecanismo responsável por esta recristalização orientada da assembléia fundamental 'anfibólio tremolítico/clorita' após a blastese da olivina pode ter sido um tipo de *pressure solution*, ocorrido em condições semelhantes àsquelas sob as quais teria se desenvolvido esta assembléia nos estádios iniciais do metamorfismo progressivo. Há ainda, em alguns casos, sinais de talcificação incipiente também na clorita e no anfibólio tremolítico, que pode se tornar mais significativa nas rochas próximas às zonas de cisalhamento, como a de baixo ângulo que ocorre no contato entre talco-clorita-tremolita xistos e as rochas metassedimentares do Grupo Araxá-Canastra na região da Fazenda Gordura.

Nas rochas de mais alto grau metamórfico, com olivina, ortopiroxênio e espinélio acompanhando o anfibólio tremolítico, as transformações retrometamórficas se iniciaram com a reconstituição da clorita magnesiana em porfiroblastos discretos esparsos, acompanhada do desenvolvimento de uma nova geração de antofilita, que neste estágio se formaria a partir do ortopiroxênio

nio, conforme indicado pela disposição sub-radiada dos porfiroblastos de antofilita prismáticos longos que seccionam os grãos de ortopiroxênio nas suas bordas. As transformações seguintes seriam a serpentinização da olivina e a talcificação simultânea ou quase simultânea do ortopiroxênio. Olivinas e ortopiroxênios, respectivamente serpentinizados e talcificados, guardam seus contornos quase intactos, preservando a estrutura nodosa das rochas; e, mesmo quando justapostos, as interfaces entre ambos são respeitadas pelos minerais que os substituem, permanecendo assim como domínios mineralógicos individualizados. No início do processo de talcificação do ortopiroxênio, o anfibólio antofilítico previamente formado coexistiria em equilíbrio com o talco, conforme indicado pelas relações texturais; posteriormente, a própria antofilita seria talcificada (e/ou serpentinizada), sendo, à semelhança do ortopiroxênio, perfeitamente pseudomorfoseada.

Esta substituição do ortopiroxênio primeiro por antofilita, depois por talco, e finalmente a substituição da antofilita por talco e/ou serpentina indicariam uma série de transformações que se desenvolveriam de maneira sequenciada e contínua à medida que as condições metamórficas se tornam mais brandas. As transformações sugeridas pelas relações texturais observadas entre os minerais poderiam ser atribuídas às reações envolvidas na estabilidade da antofilita, tal como discutidas, entre outros, por Chernosky (1976), Hemley *et al.* (1977), Chernosky *et al.* (1985) e Day *et al.* (1985).

A reação que melhor descreveria o aparecimento do anfibólio antofilítico de segunda geração a partir do ortopiroxênio seria:

a talcificação da enstatita, que corresponderia à transformação subsequente, seria melhor expressa por:

e, finalmente, a talcificação da antofilita:

As três reações acima exigem a presença de sílica, e devem processar-se sob condições de alta atividade de sílica, que poderia ser controlada por fatores externos; nas rochas ultramáficas de Alpinópolis, seria muito provável a influência das infiltrações graníticas e das manifestações pegmatóides com abundante venulação de quartzo ao redor que, provenientes dos ortogneisses remobilizados, acompanhariam os estádios finais do metamorfismo. Adicionalmente, segundo Hemley *et al.* (1977), sob um regime de declínio de temperatura e de atividade de sílica constante ou mesmo ligeiramente decrescente, as transformações se processariam tendendo a fases cada vez mais ricas em sílica; a sequência de transformações observada seria, neste enfoque, típica de condições retrometamórficas.

IV. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Uma vez passados em revista vários aspectos do contexto geológico e da petrologia dos metaultramafitos de Alpinópolis, resta justapor as informações obtidas na tentativa de compor um quadro único, abrangente, o mais coerente possível sobre estas rochas.

O Arcabouço Geológico Regional e Local

Como visto, estas rochas metaultramáficas ocorrem em corpos de dimensões variáveis, dos quais são os constituintes principais. Destes, dois se destacam pelo seu tamanho: o corpo maior, na região do Casca D'Anta, a sul, e o das cercanias da Fazenda Gordura, a sudoeste de Alpinópolis. Os demais corpos são significativamente menores, e se distribuem como satélites dos maiores, em especial ao redor do de Casca D'Anta, ou ocorrem dispersos, mais afastados, com dimensões muito reduzidas, inclusos no conjunto ortognáissico-granítico. Fazem parte do assim denominado Complexo Campos Gerais, que seria uma unidade estratigráfica híbrida, artificial, na qual é possível individualizar domínios lito-estruturais nitidamente distintos; dentre estes, é o domínio ortognáissico-granítico (-migmatítico) com corpos ultramáficos inclusos que ocupa a região a sul e sudoeste de Alpinópolis, sendo tectonicamente recoberto a norte pela sequência metasedimentar psamo-pelítica alóctone do Grupo Araxá-Canastra, do Proterozóico Médio. Em termos de compartimentação tectônica, este domínio representaria a borda meridional do Cráton do São Francisco, que teria se estabelecido através do retrabalhamento do seu precursor mais extenso, o Cráton do Paramirim.

O domínio ortognáissico-granítico (-migmatítico) com corpos ultramáficos inclusos corresponde a terrenos tipo *granito-greenstone* intensamente modificados no decorrer do Proterozóico Inferior a Médio por processos tectono-termiais que se refletem mais claramente na sua forte estruturação de alto ângulo,

de direção dominante oeste-noroeste/leste-sudeste, nitidamente discordante da atitude predominantemente de baixo ângulo do Grupo Araxá-Canastra. Esta estruturação seria produto de um cisalhamento dúctil heterogêneo, possivelmente de sentido sinistral, sobre o qual teriam se implantado num regime mais rúptil posterior (brasiliano) falhas transcorrentes de orientação concordante/subconcordante, aparentemente também sinistrais, mas de área de influência mais reduzida; a mais expressiva das que ocorrem na área deste estudo seria a de traçado delineado pelos flancos sul das Serras do Dondó e das Posses e pelo alinhamento dos morros menores a oeste-noroeste das mesmas.

Os prováveis núcleos mais antigos (arqueanos?) no conjunto ortognáissico-granítico seriam representados por biotita ortognaisses tonalíticos porfiróides (tipo S.do Dondó) que, através dos cisalhamentos e remobilizações posteriores, dariam lugar às diversas variedades petrográficas da suíte de ortognaisses cinza granodioríticos (s.1.) protomiloníticos/miloníticos, frequentemente porfiroclásticos, que correspondem ao componente principal do domínio. As relações entre esta suíte e os demais constituintes do conjunto são ainda incertas e estudos mais específicos e detalhados se tornam necessários para elucidá-las a contento: os ortognaisses tonalíticos cinza-esverdeados não-porfiróides, homogêneos (tipo Fazenda das Almas), menos intensamente cisalhados que os tipo S.do Dondó, bem como os granitóides diversos, são possivelmente de colocação posterior, tardi-deformacional em relação ao cisalhamento dúctil regional, enquanto os migmatitos, à semelhança do que aparentemente acontece em Fortaleza de Minas, estariam entre os componentes mais antigos (arqueanos). Manifestações magmáticas tardi- a pós-deformacionais de menor volume seriam representadas por bolsões e veios de granitos hololeucocráticos não orientados, pegmatóides a aplíticos, intrusivos inclusive nos corpos ultramáficos, preferencialmente ao longo de suas bordas.

Os Corpos Ultramáficos: Estruturação Interna e Constituintes Maiores e Menores

Nos corpos ultramáficos maiores, as rochas ultramáficas propriamente ditas são acompanhadas, em proporções subordinadas, de rochas metassedimentares (quartzo micaxistos róseos com ou sem granada e/ou estaurolita, formações ferríferas bandadas (BIF), e *metacherts*) e anfibolíticas diversas, que correspondem em parte a metavulcânicas básicas associadas à suíte ultramáfica e, em parte, a diques básicos de colocação posterior. Os contatos entre os corpos ultramáficos e o conjunto ortognáissico-granítico são eminentemente tectônicos, marcados por intenso cisalhamento de ambos os lados; contatos intrusivos verificam-se apenas com os já mencionados bolsões e veios pegmatóides e aplíticos. A sua estrutura interna se caracteriza por uma marcante foliação principal sinuosa, anastomosada, que envolve núcleos lenticulares de rocha maciça ou incipientemente foliada (fels), originada por cisalhamento dúctil heterogêneo, e dobrada em sinformais e anti-formais sucessivas, resultando em um aparente padrão sanfonado; a organização estrutural interna não segue a direção regional dominante oeste-noroeste/leste-sudeste impressa no conjunto ortognáissico-granítico, que controla também as zonas de borda dos corpos ultramáficos maiores, bem como a orientação dos corpos menores incluídos nos ortognaisses.

Os corpos ultramáficos representam porções de uma sequência vulcano-sedimentar tipo *greenstone-belt* desmembrada, nas quais predomina o componente komatiítico. A filiação komatiítica é indicada para os metaultramafitos pelas texturas *spinifex* pseudomórficas preservadas nos núcleos lenticulares menos deformados, e pela sua associação com rochas metassedimentares características, como formações ferríferas bandadas e *metacherts*. Na suíte metaultramáfica, os tipos petrográficos volumetricamente mais representativos seriam as variedades de clorita-tremolita xistos e fels, portadoras ocasionais das diagnósticas texturas *spinifex*, e de composição original estimada olivina websterítica a lherzolítica rica em piroxênio, que substituiriam unidades vulcânicas/subvulcâ

nicas pouco ou não diferenciadas, ou a porção superior de unidades diferenciadas com nítida estratificação textural e composicional. Dos demais litotipos ultramáficos, os serpentinitos representariam, em parte, unidades cumuláticas de composição dunítica (os clorita serpentinitos porfiroblásticos) e, em parte, milonitos de rochas ultramáficas de composição original distinta - particularmente clorita-tremolita xistos e fels - modificados ao longo das zonas de contato cisalhadas (os serpentinitos manchados, tipo "pele de cobra"); os metapiroxenitos corresponderiam a porções cumuláticas com feições ígneas - inclusive com minerais reliquiais - melhor preservadas de corpos intrusivos de dimensões e filiação (possivelmente básica) indeterminados; os talco xistos e os serpentina-talco xistos carbonáticos seriam originados por modificações superimpostas a outros litotipos: respectivamente a clorita-tremolita xistos, ao longo das faixas de cisalhamento que recortam os corpos ultramáficos, e a lentes serpentiniticas decamétricas, metamorfoseadas sob condições de baixa pressão parcial de CO_2 .

Os anfibolitos grano-nematoblásticos finos que, aparentemente, representam metavulcânicas básicas associadas à suíte komatiítica, distinguem-se dos anfibolitos provenientes de diques básicos intrusivos tanto nos corpos ultramáficos como nas rochas ortognáissicas graníticas circunvizinhas pelo metamorfismo mais brando, não penetrativo, e pela característica textura blastoporfiróide destes últimos, que constituem corpos tabulares de orientação discordante em relação à foliação principal no interior dos corpos ultramáficos, enquanto no conjunto ortognáissico-granítico formam corpos lenticulares, *boudinados*, concordantes com a estruturação WNW/ESE dominante.

Quimismo das Rochas Ultramáficas

O quimismo da suíte komatiítica foi investigado através de um conjunto de amostras selecionadas, consideradas o menos modificadas quimicamente em relação aos protólitos ígneos,

sendo a maioria portadora de texturas *spinifex* pseudomórficas preservadas nos mínimos detalhes. O comportamento deste conjunto de amostras nos diagramas discriminantes empregados indicou haver vestígios de um padrão geoquímico interno coerente neste conjunto que, supostamente, reproduz características pré - metamórficas da suíte e seria comparável ao padrão observado em suítes komatiíticas tipo ADK - empobrecidas em alumínio (*aluminium depleted komatiites*), como as de Barberton e Pilbara, destoando da filiação tipo AUDK - não empobrecida em alumínio (*aluminium undepleted komatiites*) sugerida por Teixeira *et al.* (1987) para rochas similares da Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro nos arredores de Fortaleza de Minas.

Metamorfismo das Rochas Ultramáficas

O metamorfismo sofrido pelas rochas ultramáficas foi policíclico e complicado pelo fato de acontecer acompanhado, na maior parte do tempo, de um regime de deformações heterogêneo e recorrente, o que dificulta estabelecer uma sequência de eventos clara, inequívoca para a sua evolução. No seu pico, as condições teriam sido de facies anfibolito médio a superior, sob um regime de pressão intermediária (temperaturas máximas estimadas em torno de 650° - 700°C, a 3 - 5 kb). Nos clorita-tremolita xistos e fels não há evidências - a não ser texturais - das assembléias mineralógicas quer ígneas, quer metamórficas, anteriores à associação anfibólio tremolítico - clorita magnésiana (+ magnetita/ilmenita), que se instalou de forma generalizada, penetrativa, aparentemente acompanhando o desenvolvimento da foliação principal, e a partir da qual se originaram todas as transformações mineralógicas consecutivas que marcam o episódio metamórfico culminante.

Estas transformações parecem seguir um padrão bastante definido, distinto daqueles comumente citados para rochas ultramáficas na literatura clássica: o anfibólio tremolítico permaneceria essencialmente estável ao longo da história metamórfica, e seria a partir da clorita magnésiana que as fases neoblás

licas-anfibólio antofilítico, olivina, ortopiroxênio, espinélio-se desenvolveriam, acompanhando a tendência de enriquecimento em alumínio desta fase com o incremento do grau metamórfico, com possível influência adicional da atividade de sílica variável. O estágio mais avançado destas modificações estaria registrado em corpos ultramáficos menores inclusos nos ortognaisses, onde a clorita teria sido totalmente substituída por olivina + ortopiroxênio + espinélio, enquanto no interior dos corpos maiores o pico do metamorfismo seria marcado pela blastese da antofilita e/ou da olivina, em indivíduos isolados, não relacionados espacialmente; haveria pois um gradiente metamórfico decrescente entre os corpos ultramáficos satélite e o interior dos corpos maiores. A julgar pelas texturas, a blastese dos minerais neoformados teria ocorrido em condições estáticas ou quase-estáticas, como pode ser claramente visto no caso particular da olivina, onde as foliações posteriores se amoldam ao redor dos porfiroblastos.

As transformações que se seguem à instalação das assembléias minerais de mais alto grau tanto podem ser interpretadas como um episódio de resfriamento único, que produz uma série contínua de reações retrometamórficas, como uma sequência de episódios retrometamórficos mais ou menos distintos. As deformações posteriores, que podem ser correlacionadas mais provavelmente ao desenvolvimento do padrão de dobramento sanfonado da foliação principal, são acompanhadas de uma marcada neoblastese de clorita e/ou anfibólio tremolítico principalmente ao longo das clivagens de crenulação, mas também de forma penetrativa, gerando uma nova foliação, plano-axial às dobras em *chevron* mesoscópicas visíveis nos afloramentos; este evento seria aproximadamente coetâneo ao metamorfismo de facies epidoto-anfibolito observável nos diques básicos intrusivos na sequência vulcano-sedimentar já metamorfoseada. Outras feições referíveis a processos retrometamórficos seriam as lamelas de exsolução características dos anfibólios e, nos corpos ultramáficos menores portadores de olivina, ortopiroxênio e espinélio, a reconstituição da clorita magnesianas e a blastese de anfibólio antofilítico na forma de porfiroblastos discretos. Serpentinização e/ou talcificação limitadas,

independentes dos processos de cisalhamento, marcariam os estádios retrometamórficos tardios, mais brandos, e seriam vinculadas a condições de atividade de sílica variável.

O padrão metamórfico observado nas rochas metaultramáficas de Alpinópolis tem aparentemente muitas coisas em comum com metakomatiitos portadores de assembléias tipo clorita - tremolita de outras regiões, e indica a necessidade de estudos mais detalhados para o metamorfismo destas rochas ultramáficas de composição distinta da dos peridotitos alpinos, que serviram de modelo para o estabelecimento dos diagramas de fase rotineiramente citados na literatura para ultramafitos. Sugere-se que haja dois casos gerais distintos para o metamorfismo de rochas ultramáficas: no primeiro, os protólitos teriam composições pobres em Al_2O_3 (como nos harzburgitos e dunitos de peridotitos alpinos), e o desenvolvimento das paragéneses se daria segundo o padrão clássico (e.g. Evans & Trommsdorff 1970, Winkler 1977, Evans 1977); no segundo caso, os protólitos seriam mais ricos em Al_2O_3 , como acontece nos komatiitos, e o desenvolvimento das paragéneses metamórficas de mais alto grau a partir da associação mineralógica fundamental clorita-tremolita seria controlado, em grande parte, pelo comportamento de clorita magnésiana frente ao incremento do grau metamórfico. Este segundo caso sugerido res-sente-se ainda da falta de diagramas de fase bem determinados, provavelmente pela dificuldade em se tratar reações metamórficas tipo *sliding reactions*, nas quais uma das fases envolvidas (a clorita) sofre modificações paulatinas na sua composição à medida que se processam as transformações na assembléia mineralógica.

Evolução Geológica dos Corpos Ultramáficos e dos Terrenos ao Redor

A reconstituição da história geológica dos terrenos ortognáissicos-graníticos (-migmatíticos) com corpos ultramáficos inclusos esbarra na falta de muitas informações pertinentes, mormente dados estruturais e geocronológicos, de modo que só poderá ser feita de maneira incompleta, tentativa. A primeira

dificuldade está em retratar os estádios iniciais da evolução destes terrenos: devido à intensidade dos eventos tectono-termais sofridos, são escassas feições pré-deformacionais/pré-metamórficas relativas ao desenvolvimento da sequência vulcano-sedimentar que puderam ser recuperadas. Não foi possível, por exemplo, recompor o empilhamento original do pacote: ao que parece, a alternância dos diversos litotipos corresponde mais a uma pseudo-estratigrafia imposta pelo cisalhamento que gerou a foliação principal, que a evidências legítimas da estratigrafia pré-deformacional, preservadas apenas localmente, como nas interfaces dos quartzo micaxistos róseos, das formações ferríferas bandadas e dos *metacherts* com as rochas metaultramáficas, ou no bandamento interno das formações ferríferas, que representariam a superfície de estratificação primária S_0 . Mesmo no caso dos derrames komatiíticos, apesar das texturas ígneas pseudomórficas preservadas, foi frustrada a tentativa de reconstituir um derrame diferenciado único, individualizado, com a característica estratificação textural/composicional em superfície. Não há, no mais, absolutamente nenhuma evidência conclusiva conhecida a respeito do substrato sobre o qual a sequência teria se depositado originalmente: os contatos intensamente tectonizados entre os corpos ultramáficos e os ortognaisses, bem como a geometria do seu arranjo indicam deslocamentos relativos significativos entre ambos, quer horizontais, quer verticais, que tornam duvida qualquer tentativa de interpretação apenas superficialmente fundamentada.

O mecanismo responsável pelo cisalhamento dúctil heterogêneo e pelo metamorfismo penetrativo simultâneos, que geram a foliação principal e a primeira assembléia metamórfica em evidência nos corpos ultramáficos, mascarando eventuais episódios tectono-termais precedentes e provavelmente acompanhando o desmembramento do pacote vulcano-sedimentar, não se encontra bem determinado ainda. Uma das hipóteses aventadas a seu respeito seria a colocação de plútons tonalíticos na forma de domos gnáissicos, que desmembram a sequência, moldando os segmentos ao seu redor; não é de todo absurdo imaginar um hipotético cisalhamento de baixo ângulo que teria deslocado o pacote vulcano -

-sedimentar em lascas, gerando a foliação principal (ver, por exemplo, Stowe 1974 e Coward *et al.* 1976, in Windley 1977; Fripp 1986, Paris 1986, Martyn 1987) antes da colocação dos plútons. O cisalhamento de alto ângulo responsável pela marcada estruturação regional de direção oeste-noroeste/leste-sudeste, ao que parece, teria se instalado quando o arranjo dos corpos ultramáficos segmentados e envoltos pelos plútons tonalíticos já se encontrava definido: esta suposição seria sustentada pela estruturação interna e pela disposição dos corpos ultramáficos maiores, que não seguem a orientação regional dominante. Resta estabelecer em que proporção esta estruturação interna seria reflexo de esforços transmitidos quando do cisalhamento de alto ângulo ou, alternativamente, de deformações que antecederam a atuação do mesmo. É sugestiva a localização destes corpos - em especial, do de Casca D'Anta - entre núcleos ortognáissicos granodioríticos / tonalíticos ovóides (Serras do Dondó e do Quilombo), que poderiam ter servido de anteparo aos esforços mais intensos no decorrer do cisalhamento de alto ângulo, registrados de forma mais evidente apenas nas bordas dos corpos ultramáficos maiores.

O episódio metamórfico mais forte impresso nas rochas ultramáficas, responsável pelo desenvolvimento das assembléias com antofilita, olivina, ortopiroxênio e espinélio, é tentativamente correlacionado aos processos de remobilização anatética que atuaram durante o desenvolvimento da suíte de ortognaisses cinza granodioríticos *s.l.* a partir das rochas tonalíticas, pelo simples fato destes representarem o fenômeno térmico mais intenso em evidência na região. A fase mais intensa de remobilização anatética corresponderia ao nível crustal mais profundo atingido por estes terrenos no decorrer de sua evolução, quando então o comportamento geomecânico de seus constituintes sofreria modificações significativas, alterando a distribuição interna dos esforços; considerando-se adicionalmente o comportamento diferenciado de corpos ultramáficos frente a deformações quando comparado ao de rochas gnáissicas-graníticas, mesmo sob condições menos extremas, e ainda o regime de cisalhamento recorrente que, em episódios sucessivos quer contínuos, quer descontínuos, exerceu influência variada sobre os terrenos em questão, é possí-

vel encontrar combinações de fatores pelas quais a atuação dos esforços nos corpos ultramáficos pudesse ter sido atenuada, tanto por dissipação das tensões no conjunto ortognáissico-granítico num regime mais plástico, quanto por pausas intermitentes no cisalhamento, explicando assim o caráter estático registrado para o estágio metamórfico mais intenso em pelo menos algumas porções dos corpos ultramáficos maiores. Nos estádios subsequentes, quando estes terrenos foram elevados a níveis crustais mais rasos, haveria um recrudescimento do cisalhamento, e os esforços transmitidos aos corpos ultramáficos maiores de forma indireta pelos núcleos ortognáissicos granodioríticos/tonalíticos ovóides ao redor provocariam as deformações que acompanham os fenômenos retrometamórficos desencadeados nas rochas ultramáficas pelo amainamento mais ou menos paulatino do regime térmico. A colocação dos diques básicos que resultaram nos anfibolitos blastoporfiróides ocorreu provavelmente neste estágio, uma vez que são afetados tanto pelo cisalhamento, quando no conjunto ortognáissico-granítico, como pelo metamorfismo mais brando, junto às rochas ultramáficas.

As etapas finais de dissipação de esforços do cisalhamento seriam acompanhadas de fenômenos magmáticos diversos, que culminariam na colocação dos corpos graníticos pegmatóides/aplíticos de pequeno volume, sob condições já pós-deformacionais.

Eventos mais recentes na evolução destes terrenos seriam o desenvolvimento das falhas transcorrentes de caráter mais rúptil sobre as estruturas geradas pelo cisalhamento dúctil de alto ângulo como que parasitando-as, e a colocação de diques básicos/intermediários de gerações tardias (possivelmente duas), pouco ou nada deformados e com metamorfismo ausente ou incipiente. O deslocamento da sequência alóctone do Grupo Araxá-Canastra por sobre estes terrenos, provavelmente de oeste para leste, teria acontecido após a colocação das gerações de diques tardias e foi seguido de reativações nas falhas transcorrentes em tempos brasileiros ou até pós-brasileiros, afetando assim não só os terrenos ortognáissicos-graníticos com corpos ultramáficos inclusos, como também as suas coberturas tectônicas.

V. BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. de - 1977 - O Cráton do São Francisco. *Rev.Bras. Geoc.* 7:349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1979 - O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco (inédito).
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. de - 1976 - The Upper Precambrian of South America. *Bol.IG.*, 7:45-80 (Inst. Geoc. USP).
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.de; FUCK, R.A. - 1981 - Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.* 17:1-29.
- ARNDT, N.T. - 1976 - Melting relations of ultramafic lavas (komatiites) at one atmosphere and high pressure. *Carnegie Inst. Wash. Year Book* 75:555-561.
- ARNDT, N.T. - 1977 - Thick, layered peridotite-gabbro lava flows in Munro Township, Ontario. *Can. J. Earth Sci.* 14: 2620 - 2637.
- ARNDT, N.T. - 1983 - Element mobility during komatiite alteration. *EOS.* 64: 331.
- ARNDT, N.T. - 1986 - Differentiation of komatiite flows. *J.Petrol.* 27: 279-301.
- ARNDT, N.T. & BROOKS, C. - 1980 - Komatiites: Penrose Conference Report. *Geology* 8:155-156.
- ARNDT, N.T.; FLEET, M.E. - 1979 - Stable and metastable pyroxene crystallization in layered komatiite lava flows. *Am. Mineral.* 64:856-864.

- ARNDT, N.T.; FRANCIS, D. & HYNES, A.J. - 1979 - The field characteristics and petrology of Archean and Proterozoic komatiites. *Can. Mineral.* 17:147-163.
- ARNDT, N.T.; NALDRETT, A.J.; PYKE, D.R. - 1977 - Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario. *J. Petrol.* 18:319-369.
- ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. - 1982 - What is a komatiite? in: Arndt, N.T. & Nisbet, E.G. (Eds.) - *Komatiites* - George Allen & Unwin, London: 19-27.
- ARTUR, A.C. & WERNICK, E. - 1984 - Terrenos policíclicos e estágios de evolução crustal. In: Congr.Bras.Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984, *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, 7: 3081-3090.
- BARNES, S.J.; GORTON, M.P.; NALDRETT, A.J. - 1983 - A comparative study of olivine and clinopyroxene spinifex flows from Alexo, Abitibi greenstone belt, Ontario, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.* 83: 293-308.
- BARNES, R.G.; LEWIS, J.D.; GEE, R.D. - 1974 - Archaean ultramafic lavas from Mount Clifford. *A. Rep. Geol. Surv. W. Aust.* 1973: 59-70.
- BELL, T.H. & HAMMOND, R.L. - 1984 - On the internal geometry of mylonite zones. *J.Geol.* 92:667-686.
- BERNASCONI, A. - 1983 - The archaean terranes of central eastern Brazil: a review. *Precambrian Res.* 23:107-131.
- BESWICK, A.E. - 1982 - Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiitic suites. In: Arndt, N. T. & Nisbet, E.G. (Eds.) - *Komatiites* - George Allen and Unwin, London: 283-308.
- BESWICK, A.E. - 1983 - Primary fractionation and secondary alteration within an Archean ultramafic lava flow. *Contr. Mine-*

ral. Petrol. 82: 221-231.

- BIONDI, J.C. & SCHRANK, A. - 1980 - Sequência vulcânica calco-alcalina em Piumhi (MG) - considerações para identificação. In: Congr. Bras. Geol., 31, Camboriú, 1980, *Anais...* Camboriú, SBG, 4:1933-1944.
- BIONDI, J.C.; SCHRANK, A.; PINHEIRO, J.C. de F. - 1978 - Basitos do Espinhaço meridional e região sul de Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., 30, Recife, 1978, *Anais...* Recife, SBG, 3: 1213-1225.
- BLAIS, S.; AUVRAY, B.; CAPDEVILA, R.; JAHN, B.M.; BERTRAND, J.M. HAMEURT, J. - 1979 - The archean greenstone belts of Karelia (Eastern Finland) and their komatiitic and tholeiitic series. In: *Developments in Precambrian Geology I: Archean Geochemistry* - Windley, B.; Naqvi, S.M. (eds.). Elsevier, Amsterdam.
- BORG, I.Y. & SMITH, D.K. - 1969 - Calculated X-ray powder patterns for silicate minerals. *Geol. Soc. Amer. Memoir* 122, 896p.
- BROOKS, C. & HART, S.R. - 1974 - On the significance of komatiite. *Geology* 3:107-110.
- CAMERON, K.L. - 1975 - An experimental study of actinolite-cummingtonite phase relations with notes on the synthesis of Fe-rich anthophyllite. *Am. Mineral.* 60:375-390.
- CAMPOS NETO, M.C. - 1985 - Evolução do pré-Cambriano paulista e regiões adjacentes. In: Simp. Reg. Geol., 5, São Paulo, 1985, *Atas...* São Paulo, SBG, 2:561-571.
- CARVALHO, S.G. de - 1983 - Geologia e potencial de mineralização dos arredores de Fortaleza de Minas (MG). Inst. Geoc., USP, São Paulo. (Dissert. Mestr.).
- CARVALHO, S.G. de & BATISTA, J.J. - 1983 - Prospeção geoquímica

- ca de solo no Cinturão Vulcano-Sedimentar "Morro do Ferro", Fortaleza de Minas, MG. In: Simp.Geol. Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, 1983, Anais... Belo Horizonte, SBG, 3: 248 - 258.
- CARVALHO, S.G. de; CHOUDHURI, A.; FIORI, A.P.; OLIVEIRA, M.A. F. de; SOARES, P.C. - 1982 - Paragênese e possível origem dos xistos básicos e ultrabásicos em Fortaleza de Minas e arredores. In: Congr.Bras.Geol., 32, Salvador, 1982. *Anais* ... Salvador, SBG, 2:641-647.
- CHERNOSKY Jr., J.V. - 1976 - The stability of anthophyllite - a reevaluation based on new experimental data. *Am. Mineral.* 61: 1145-1155.
- CHERNOSKY Jr., J.V.; DAY, H.W.; CARUSO, L.J. - 1985 - Equilibria in the system $MgO-SiO_2-H_2O$: experimental determination of the stability of Mg-anthophyllite. *Am. Mineral.* 70: 226 - 236.
- CHOUDHURI, A. (coord.) - 1979 - Projeto Jacui. Relatório Final. Convênio DNPM/IGCE-UNESP, Rio Claro.
- CHOUDHURI, A. - 1980 - Implication of exsolution in actinolite schists north of Jacuí, southern Minas Gerais. In: Congr. Bras.Geol., 31, Camboriú, 1980. *Anais*... Camboriú, SBG, 4: 1961-1969.
- CHOUDHURI, A.; SZABÓ, G.A.J.; EBERT, H.H. - 1983 - Feições estruturais e texturais dos derrames ultramáficos a norte e noroeste de Petúnia, sul de Minas Gerais. *Ciências da Terra* 7: 18-20.
- CRAIG, J.R. & VAUGHAN, D.J. - 1981 - *Ore microscopy and ore petrography*. John Wiley and Sons, New York. 406p.
- CROSTA, A.P.; CHOUDHURI, A.; SZABÓ, G.A.J.; SCHRANK, A. - 1986 - Relações entre tipos litológicos e suas estruturas regio-

- nais nos terrenos arqueanos e proterozóicos do sudoeste de Minas Gerais. In: Congr.Bras.Geol., 34, Goiânia, 1986. *Anais ... Goiânia*, SBG, 2: 710-721.
- DAY, H.W.; CHERNOSKY Jr., J.V.; KUMIN, H.J. - 1985 - Equilibria in the system $MgO-SiO_2-H_2O$ a thermodynamic analysis. *Am. Mineral.* 70: 237-248.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. - 1966 - *An introduction to the rock-forming minerals*. Longman, London - 528p.
- DONALDSON, C.H. - 1976 - An experimental investigation of olivine morphology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 57:187-213.
- DONALDSON, C.H. - 1982 - Spinifex-textured komatiites: a review of textures, compositions and layering. In: Arndt, N.T. & Nisbet, E.G. (Eds.) - *Komatiites*. George Allen and Unwin - London: 213-244.
- EBERT, H. - 1956 - Beitrag zur Gliederung des Präkambriums in Minas Gerais. *Geol. Rundschau*. 45:471-521.
- EBERT, H. - 1968 - Ocorrências da facies granulito no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre a sua origem. *An.Acad.Bras. Ciênc.* 40(supl.): 215-229.
- EBERT, H. - 1971 - Os Paraibides entre São João Del Rei, Minas Gerais, e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxaídes. In: Congr.Bras.Geol., 25, São Paulo, 1971, *Resumos...* São Paulo, SBG, Bol.1: 177-178.
- EBERT, H. - 1971 - Os Paraibides entre São João del Rei (Minas Gerais) e Itapira (São Paulo) e a bifurcação entre Paraibides e Araxaídes. Publ. SBG - Núcleo São Paulo/Pró - Minério (in memoriam), 12:72-101.
- EVANS, B.W. - 1977 - Metamorphism of Alpine peridotite and ser-

- pentinite. *Ann.Rev.Earth Planet.Sci.Lett.* 5:397-447.
- EVANS, B.W. & TROMMSDORFF, V. - 1970 - Regional metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps: parageneses in the system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Schweiz.Mineral.Petrogr.Mitt.* 50: 481-492.
- FAWCETT, J.J. & YODER Jr., H.S. - 1966 - Phase relationships of chlorites in the system $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Am.Mineral.* 51: 353-380.
- FRIPP, R.E.P. - 1986 - The Yilgarn Craton, Western Australia: a tectonic synthesis (I). In: de Wit, M.J. & Ashwal, L. D. (Eds.) - *The tectonic evolution of greenstone belts* (Workshop on ...), Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas. (Abstracts):39-40.
- FRITZONS Jr., O.; BIONDI, J.C.; CHABAN, N. - 1980 - Geologia da região de Pium-hi (MG). In: Congr.Bras.Geol., 31, Camboriú 1980, *Anais...* Camboriú, SBG, 5:2906-2917.
- FROST, B.R. - 1975 - Contact metamorphism of serpentinite, chloritic blackwall and rodingite at Paddy-go-Easy Pass, Central Cascades, Washington. *J.Petrol.* 16: 272-313.
- FUCK, R.A. & MARINI, O.J. - 1981 - O Grupo Araxã e unidades homotaxiais. In: Simp. Cráton do S.Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador, 1981, *Atas...* Bahia, SBG, p. 118-130.
- FYFE, W.S. & LEONARDOS Jr., O.H. - 1974 - Ancient metamorphic migmatic belts of the Brazilian Atlantic Coast: the African connection. *Rev.Bras.Geoc.* 4:247-251.
- GHOSE, S. - 1981 - Subsolidus reactions and microstructures in amphiboles. In: Veblen, D.R. (Ed.) - Amphiboles and other hydrous pyriboles-mineralogy. *Mineral.Soc.Amer.Reviews in Mineralogy.* 9A:325-372.

- GILLERY, F.H. - 1959 - The X-ray study of synthetic Mg-Al serpentine and chlorites. *Am. Mineral.* 44:143-152.
- GREEN, D.H.; NICHOLLS, I.A.; VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P.- 1975- Experimental demonstrations of the existence of peridotite liquidus in earliest Archaean magmatism. *Geology* 3:11-14.
- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. - 1982 - Compartimentação geotectônica do Brasil oriental com base na informação geofísica. In: Congr.Bras.Geol., 32, Salvador, 1982, *Anais...*Salvador,SBG, 1:374-385.
- HARDER, E.C. & CHAMBERLIN, R.T. - 1915 - The geology of central Minas Gerais, Brazil - Part I. *J.Geol.* 23:341-378.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. de - 1984 - Província Mantiqueira - setor central. In: Almeida, F.F.M. de; Hasui, Y. (coords.)- *O Pré-Cambriano do Brasil*. Ed. Edgard Blücher, São Paulo: 205-264.
- HAWTHORNE, F.C. - 1981 - Crystal chemistry of the amphiboles. In: Veblen, D.R. (Ed.) - Amphiboles and other hydrous pyriboles -mineralogy. *Mineral. Soc. Amer. Reviews in Mineralogy*. 9A: 1-102.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.de; ZIMBRES, E.; CHRISPIM, S.J.; SI MÕES, L.S.A.; SOUZA, M.A.T.de - 1987 - O contato basal do Grupo Canastra entre Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro, MG. In: Simp.Geol.Minas Gerais, 4, Belo Horizonte, 1987, *Anais ...* Belo Horizonte, p. 179-198.
- HEINRICH, E.W. - 1970 - *Identificación microscópica de los minerales*. URMO S.A. de Ediciones, Bilbao. 456p.
- HEMLEY, J.J.; MONTOYA, J.W.; SHAW, D.R.; LUCE, R.W. - 1977 - Mineral equilibria in the MgO-SiO₂-H₂O system II: talc-antigorite-forsterite-anthophyllite-enstatite stability relations and some geologic implications in the system. *Am.J.Sci.* 277

:353-383.

- HOSCHEK, G. - 1969 - The stability of staurolite and chloritoid and their significance in the metamorphism of pelitic rocks. *Contr.Mineral.Petrol.* 22:208-232.
- IKIN, N.P. & HARMON, R.S. - 1983 - Mineralogy and Petrology of the Highland Border Suite serpentinites. *Mineral. Mag.* 47: 301-310.
- JCPDS - 1972 - *Index (Inorganic) to the powder diffraction file.* Joint Committee on Powder Diffraction Standards, Pennsylvania.
- JENKINS, D.M. - 1981 - Experimental phase relations of hydrous peridotites modelled in the system H_2O -CaO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 . *Contrib.Mineral.Petrol.* 77:166-176.
- JENKINS, D.M. - 1983 - Stability and composition relations of calcic amphiboles in ultramafic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 83: 375-384.
- JENKINS, D.M. & CHERNOSKY Jr., J.V. - 1986 - Phase equilibria and crystallochemical properties of Mg-chlorite. *Am. Mineral.* 71:924-936.
- JENSEN, L.S. & PYKE, D.R. - 1982 - Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt. In: Arndt, N.T.; Nisbet, E. G. (Eds.) - *Komatiites* - George Allen & Unwin, London:147-157.
- JOLLY, W.T. - 1982 - Progressive metamorphism of komatiites and related archaean lavas of the Abitibi area, Canada. In: Arndt, N.T. & Nisbet, E.G. (Eds.) - *Komatiites* - George Allen and Unwin, London: 247-266.
- KAEFER, L.K. (coord.) - 1979 - Projeto Sapucaí: Rel. Final de Geologia, Convênio DNPM/CPRM.

- KAMINENI, D.C.; JACKSON, G.D.; BONARDI, M. - 1979 - Coexisting magnesian and calcic amphiboles in meta-ultramafites from Baffin Island (Arctic Canada). *N.Jb.Mineral.Mh.* 12:545-555.
- LAJOIE, J. & GÉLINAS, L. - 1978 - Emplacement of Archean peridotitic komatiites in La Motte Township, Quebec. *Can.J.Earth.Sci.* 15:672-677.
- LEAKE, B.E. - 1978 - Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.* 63:1023-1053.
- LEWIS, J.D. - 1971 - "Spinifex texture" in a slag, as evidence for its origin in rocks. *A. Rep. Geol. Surv. W. Aust.* 1970:45-49.
- MACHADO Fº, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C. A.; SANTOS NETO, A. dos; PALMEIRA, R.C.de B.; PIRES, J. de L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.E.F.de - 1983 - Geologia das folhas SF-23/24 - Rio de Janeiro/Vitória. In: Folhas SF-23/24 -Rio de Janeiro/Vitória: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro. 780 p., 6 mapas.
- MALTMAN, A.J. - 1978 - Serpentinite textures in Anglesey, North Wales, United Kingdom. *Geol.Soc.Am.Bull.* 89:972-980.
- MARCHETTO, C.M.L.; BRENNER, T.L.; FRANKE, N.D.; CHENEY J. T.; TEIXEIRA, N.A.; MOREIRA, A.F.; PIMENTEL, R.C.; GALLO, C. B. M. - 1984 - Geologia e petrografia do segmento do greenstone belt Morro do Ferro a sul de Fortaleza de Minas, MG. In: Congr.Bras.Geol.,32, Rio de Janeiro, 1984, *Resumos e breves comunicações...* Rio de Janeiro, SBG, 1:149.
- MARTYN, J.E. - 1987 - Evidence for the structural repetition in the greenstones of the Kalgoorlie district, Western Australia. *Precambrian Res.* 37: 1-18.
- McCALL, G.J.H. - 1971 - Some ultrabasic and basic igneous rock

- occurrences in the Archaean of Western Australia. *Spec. Publs. Geol. Soc. Aust.* 3:429-442.
- McCALL, G.J.H. & LEISHMAN, J. - 1971 - Clues to the origin of Archaean eugeosynclinal peridotites and the nature of serpentinisation. *Spec. Publs. Geol. Soc. Aust.* 3:281-299.
- MORALES, N.; CARVALHO, S.G. de; CHOUDHURI, A.; FIORI, A.P.; OLIVEIRA, M.A.F. de; RODRIGUES, M.F.B.; SOARES, P.C.; ZANARDO, A. - 1983 - Geologia das folhas de Fortaleza de Minas, Alpinópolis, Jacuí e Nova Resende, MG. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, 1983, Atas ... Belo Horizonte, SBG, 3:411-422.
- NESBITT, R.W. - 1971 - Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn Block, Western Australia: evidence for an archaean ultramafic liquid. *Spec. Publs. Geol. Soc. Aust.* 3:331-347.
- NESBITT, R.W. & SUN, S.S. - 1976 - Geochemistry of archaean spinifex-textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 31:433-453.
- NESBITT, R.W.; SUN, S.S.; PURVIS, A.C. - 1979 - Komatiites: geochemistry and genesis. *Can Mineral.* 17:165-186.
- NISBET, E.G.; BICKLE, M.J.; MARTIN, A. - 1977 - The mafic and ultramafic lavas of the Belingwe greenstone belt, Rhodesia. *J. Petrol.* 18:521-566.
- OBATA, M. & THOMPSON, A.B. - 1981 - Amphibole and chlorite in mafic and ultramafic rocks in the lower crust and upper mantle: a theoretical approach *Contrib. Mineral. Petrol.* 77: 74-81.
- OLIVEIRA, M.A.F. de (coord.) - 1980 - Projeto Alpinópolis - Relatório Final. Convênio DNPM/IGCE-UNESP-Rio Claro.

- OLIVEIRA, M.A.F.de; CARVALHO, S.G.de; MORALES, N.; RODRIGUES, M. F.B.; ZANARDO, A. - 1983 - Geologia das quadrículas de Cássia e São Sebastião do Paraíso, MG. In: Simp.Geol. Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, 1983, *Atas...* Belo Horizonte, SBG, 3: 432-439.
- PAGE, M.L. & SCHMULIAN, M.L. - 1981 - The proximal volcanic environment of the Scotia nickel deposit. *Econ. Geol.* 76: 1469 - 1479.
- PAGE, N.J. & COLEMAN, R.G. - 1967 - Serpentinite-mineral analyses and physical properties. *U.S.Geol.Surv.Paper* 575-B: B 103 - B 107.
- PARIS, I. - 1986 - Polyphase thrust tectonics in the Barberton greenstone belt. In: de Wit, M.J. & Ashwal, L.D. (Eds.) - *The tectonic evolution of greenstone belts* (Workshop on...). Lunar and Planetary Institute, Houston, Texas. (Abstracts):89-90.
- PINHEIRO, S.O. - 1980 - Petrografia da sequência de rochas ígneas metamorfizadas de Pium-hi. In: Congr.Bras.Geol.31, Camboriú, 1980, *Anais...* Camboriú, SBG, 4:2206-2214.
- PIQUET, D. - 1982 - *Mécanismes de recristallisations metamorphiques dans les ultrabasites: exemple des roches vertes archéennes de Finland orientale (Ceintures de Suomussalmi - Kuhmo)*. Thèse de 3ème Cycle, Univ.de Rennes I - 246p. (inédicta).
- POPP, R.K.; GILBERT, C.M.; CRAIG, J.R. - 1976 - Synthesis and X-ray properties of Fe-Mg orthoamphiboles. *Am.Mineral.* 61:1267-1279.
- PRICHARD, H.M. - 1979 - A petrographic study of the process of serpentinisation in ophiolites and the ocean crust. *Contrib. Mineral. Petrol.* 68:231-241.
- PYKE, D.R.; NALDRETT, A.J.; ECKSTRAND, O.R. - 1973 - Archean ul-

tramafic flows in Munro Township, Ontario. *Geol.Soc.Am.Bull.* 84:955-978.

RICE, J.M.; EVANS, B.W.; TROMMSDORF, V. - 1974 - Widespread occurrence of magnesiocummingtonite in ultramafic schists, Cima di Gagnone, Ticino, Switzerland. *Contr.Mineral. Petrol.* 43:245-251.

ROBINSON, P. & JAFFE, H.W. - 1969 - Chemographic exploration of amphibole assemblages from central Massachusetts and southwestern New Hampshire. In: Papike, J.J. (Ed.) - Pyroxenes and amphiboles: crystal chemistry and phase petrology. *Mineral.Soc.Amer.Spec.Pap.* 2:251-274.

ROBINSON, P.; SPEAR, F.S.; SCHUMACHER, J.C.; LAIRD, J.; KLEIN, C.; EVANS, B.W.; DOOLAN, B.L. - 1982 - Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. In: Veblen, D.R.; Ribbe, P.H. (Eds.) - Amphiboles: petrology and experimental phase relations. *Mineral Soc. Amer.Reviews in Mineralogy.* 9B:1-227.

ROSS, M.; PAPIKE, J.J.; SHAW, K.W. - 1969 - Exsolution in amphiboles as indicators of subsolidus thermal histories. In: Papike, J.J. (Ed.) - Pyroxenes and amphiboles: crystal chemistry and phase petrology. *Mineral.Soc.Amer.Spec.Pap.* 2: 275-299.

SABÓIA, L.A. - 1979 - Os greenstone belts de Crixás e Goiás Velho, GO. SBG/Núcleo Centro-Oeste, Bol.Informativo, 9:43-72.

SAGGERSON, E.P. & TURNER, L.M. - 1982 - General comments on the identification of chlorites in thin sections. *Miner. Mag.* 46:469-473.

SCHMIDT, W. - 1983 - Die Geologie der Araxá Gruppe in Südwest Minas Gerais, Brasilien, unter besonderer Berücksichtigung des Grünstein-gürtels von Fortaleza de Minas. Universidade de Freiburg (Tese Dout.) RFA.

- SCHMIDT, W. & FLEISCHER, R. - 1978 - Estilo estrutural do Precambriano no sudeste de Minas Gerais. In: Congr.Bras.Geol.,30, Recife, 1978, *Anais...* Recife, SBG, 1:431-434.
- SCHOBENHAUS Fº, C. (Coord.) - 1979 - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folhas Rio de Janeiro (SF-23), Vitória (SF-24) e Iguape (SG-23). Texto explicativo. DNPM, Brasília,240 p. Mapa.
- SCHORSCHER, H.D. - 1978 - Komatiitos na estrutura do greenstone belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: Congr.Bras.Geol., 30, Recife, 1978, *Resumos ...* Recife, SBG, 1:292-293.
- SCHRANK, A. - 1982 - *Petrologie des komatiites et des roches associées de la ceintures verte du Massif Précambrien de Pi-umhi (Minas Gerais - Brazil)*. These 3ème Cycle, Univ. de Paris-sud, Orsay, 270 p. (inédita).
- SCHRANK, A.; PADILHA, A.V.; SICHEL, S.; SZABÓ, G.A.J. - 1984 - Komatiitos de Minas Gerais. In: Congr.Bras.Geol.,33, Rio de Janeiro, 1984, *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, 12:5335-5377.
- SHIROZU, H. & MOMOI, H. - 1972 - Synthetic Mg-chlorite in relation to natural chlorite. *Mineral.Journ.* 6:464-476.
- SILVA, J.N. - 1978 - Projeto Furnas - Mantiqueira: Relatório Final. Convênio DNPM/CPRM. (inédito).
- SMITH, H.S.; ERLANK, A.J.; DUNCAN, A.R. - 1980 - Geochemistry of some ultramafic komatiite lava flows from the Barberton Mountain Land, South Africa. *Precambrian Res.* 11: 399-415.
- SMITH, H.S. & ERLANK, A.J. - 1982 - Geochemistry and petrogenesis of komatiites from the Barberton greenstone belt, South Africa. In: Arndt, N.T.; Nisbet, E.G. (Eds.). *Komatiites* - George Allen and Unwin, London: 347-397.

- STAMATELOPOULOU-SEYMOUR, K. & FRANCIS, D.M. - 1980 - Metamorphic olivine in peridotitic komatiite flows. Lac Guyer, Quêbec . *Can. Mineral.* 18: 265-270.
- STOUT, J.H. - 1972 - Phase petrology and mineral chemistry of co existing amphiboles from Telemark, Norway. *J. Petrol.* 13:99-145.
- TEIXEIRA, N.A. - 1978 - *Geologia, petrologia e prospecção geoquímica da seqüência vulcano-sedimentar Morro do Ferro, Fortaleza de Minas (MG)*. Universidade de Brasília, DF. (Dissert. Mestr.)
- TEIXEIRA, N.A. & DANNI, J.C.M. - 1978 - Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos, MG. In: Congr. Bras. Geol., 30, Recife, *Anais...* Recife, SBG, 3:700-711.
- TEIXEIRA, N.A. & DANNI, J.C.M. - 1979a - Geologia da raiz de um greenstone belt na região de Fortaleza de Minas, MG. *Rev. Bras. Geoc.* 9:17-26.
- TEIXEIRA, N.A. & DANNI, J.C.M. - 1979b - Petrologia das lavas ultrabásicas e básicas da seqüência vulcano-sedimentar Morro do Ferro, Fortaleza de Minas (MG). *Rev. Bras. Geoc.* 9:1951 - 1958.
- TEIXEIRA, N.A.; GASPAR, J.C.; BRENNER, T.L.; CHENEY, J.T.; MARCHETTO, C.M.L. - 1987 - Geologia e implicações geotectônicas do greenstone belt Morro do Ferro (Fortaleza de Minas, MG). *Rev. Bras. Geoc.* 17: 209-220.
- TEIXEIRA, N.A.; MARCHETTO, C.M.L.; CHENEY, J.T.; DALCOMO, M.T. ; MARTINI, S.L.; MATSUI, J. - 1984 - Considerações petrológicas e implicações geotectônicas do greenstone belt Morro do Ferro. In: Congr. Bras. Geol., 32, Rio de Janeiro, *Resumos e breves comunicações...* Rio de Janeiro, SBG, 1:150.

- TEIXEIRA, N.A.; SABÓIA, L.A.; FERREIRA, A.S.; CASTRO, J.H.G. de
- 1981 - Estruturas e texturas das lavas ultrabásicas e bási-
cas do greenstone belt de Crixás, Goiás, Brasil. SBG / Nú-
cleo Centro - Oeste. Bol. 10: 35-87.
- TROGER, W.E. - 1979 - *Optical determination of rock-forming mi-
nerals (Part 1 - Determinative tables)* - Versão em inglês
de 4.^a edição alemã por Bambauer, H.U.; Taborszky, F.; Tro-
chim, H.D. - E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stut-
tgart, 188p.
- TROUW, R.A.J. - 1983 - Novos dados sobre os Grupos São João Del
Rei, Carrancas e Andrelândia. In: Simp.Geol. Minas Gerais, 2,
Belo Horizonte, 1983. Bol... Belo Horizonte, SBG, 3:468-477.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; HEILBRON, M. L.
1984 - Os Grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia ,
interpretados como a continuação dos Grupos Araxá e Canastra
In: Congr.Bras.Geol., 33, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Ja-
neiro, SBG, 7:3227-3240.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. - 1986 - Contribui-
ção à geologia da folha Barbacena - 1:250.000. In: Congr.
Bras.Geol,34,Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, 7:
3227-3240.
- TURNER, J.S.; HUPPERT, H.E.; SPARKS, R.S.J. - 1986 - Komatiites
II: experimental and theoretical investigations of post- em-
placement cooling and crystallization. *J.Petrol.* 27:397-437.
- VELDE, B. - 1973 - Phase equilibria in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$
- H_2O : chlorites and associated minerals. *Mineral Mag.* 39:
297-312.
- VILJOEN, M.J. & VILJOEN, R.P. - 1969 - Evidence for the existen-
ce of a mobile extrusive peridotitic magma from Komati For-
mation of the Onverwacht Group. *Sp. Publ: Geol. Soc. S. A-
frica* 2:87-112.

- VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P.; PEARTON, T.N. - 1982 - The nature and distribution of Archaean komatiite volcanics in South Africa. In: Arndt, N.T.; Nisbet, E.G. (Eds.) - *Komatiites* - George Allen & Unwin, London 53-79.
- WERNICK, E. & ARTUR, A.C. - 1983 - Evolução policíclica de terrenos Arqueanos no leste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais. In: Simp.Geol.Minas Gerais, 2, Belo Horizonte. *Bol.* ..., Belo Horizonte, SBG, 3:50-61.
- WERNICK, E.; ARTUR, A.C.; FIORI, A.P. - 1981 - Reavaliação de da dos geocronológicos da região nordeste do Estado de São Paulo e unidades equivalentes dos Estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. In: Simp.Reg.Geol., 2, Curitiba. Atas ... Curitiba, SBG, 1:328-342.
- WERNICK, E. & FIORI, A.P. - 1981 - Contribuição à geologia da bor da sul do Cráton do São Francisco. In: Simp. Craton do S.Fran^ccisco e suas Faixas Marginais, Salvador. Atas... Salvador, SBG: 169-179.
- WERNICK, E.; FIORI, A.P.; BETTENCOURT, J.S.; CHOUDHURI, A. - 1981 - A tectônica rígida do fim do Ciclo Brasileiro e a sua implicação na estruturação da borda sul e sudoeste do Cráton do São Francisco: tentativa de um modelo preliminar. In: Simp. Cráton do S.Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador. Atas ... Salvador: 164-168.
- WHITTAKER, E.J.W. & ZUSSMAN, J. - 1956 - The characterization of serpentine minerals by X-ray diffraction. *Mineral. Mag.* 31: 107-126.
- WICKS, F.J. & WHITTAKER, E.J.W. - 1977 - Serpentine textures and serpentization. *Can. Mineral.* 15:459-488.
- WICKS, F.J.; WHITTAKER, E.J.W.; ZUSSMAN, J. - 1977 - An idealized model for serpentine textures after olivine. *Can. Mineral.* 15:446-458.

- WILLET, G.; ESHUYS, E.; GUY, B. - 1978 - Ultramafic rocks of the Widgiemooltha - Norseman area, Western Australia: petrological diversity, geochemistry and mineralisation. *Precambrian Res.* 6:133-156.
- WILLIAMS, D.A.C. - 1972 - Archaean ultramafic, mafic and associated rocks, Mt. Monger, Western Australia. *J.Geol.Soc. Aust.* 19:163-188.
- WINDLEY, B.F. - 1977 - *The evolving continents*. John Wiley & Sons, Bristol, 385 p.
- WINKLER, H.G.F. - 1977 - *Petrogênese das rochas metamórficas*. Editora Edgard Blücher, URGs, Porto Alegre, 256p.

FOLHA ALPINÓPOLIS

LEGENDA

Áreas cobertas por depósitos coluvionares	Aluviões	Quaternário
Grupo Araxá-Canastra (sequência metasedimentar alóctone)		Proterozóico médio
Quartzitos	Sericitas xistos, filitos, metagrauwacas	Rochas carbonáticas
Complexo Campos Gerais (terrenos tipo granito-greenstone)		
Domínio das rochas metatramáticas e associadas (Sequência vulcano-sedimentar de Alpinópolis)		Domínio dos ortognaisses e granitóides
	(Dique andesítico)	?
	Granitos hololeucocráticos pegmatóides	Proterozóico médio a inferior
	Tonalitos cinza-verde (tipo Fazenda das Almas)	
	Anfibolitos blastoporfíricos (diques metabásicos)	
Rochas metatramáticas e associadas indiferenciadas		Biotita tonalitos cinza porfíroides (tipo Serra da Dandá)
Clorita-tremolita xistos e fels (± antofilita, olivina → serpentina) (A textura spinifex pseudomórfica)		Anfibolitos (metavulcânicos máficos)
Clorita-tremolita xistos e fels com nódulos (± olivina → serpentina, ortopiroxênio → talco, espinélio, e antofilita)		(Estaurólita-granada) micaxistos róseos
Metaproxenitos		Formações ferríferas bandadas-BIF
Serpentinólitos		
Serpentina-carbonato-talco xistos		
Talco xistos		
		Ortognaisses e granitóides indiferenciados

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

TOPOGRÁFICAS

Contatos

- Observada
- - - Aproximada
- · - Sugerida
- - - Cisalhada

Traços estruturais

- Plano de cisalhamento predominantemente de baixa ângulo, com indicação de mergulho
- Plano de cisalhamento predominantemente de caráter transcorrente, com indicação de sentido de deslocamento provável
- Componente inverso sugerido, com indicação de blocos alto (A) e baixo (B)
- Lineações fotogeológicas (traços de fratura)
- Traço axial de antiforme/sinforme sugeridos

Foliações (xistossidade, foliação milonítica)

- Baixa ângulo (0°-30°)
- Média ângulo (30°-60°)
- Alta ângulo (60°-90°)
- Vertical

Eixos de dobras e lineações

- Eixo de dobra em chevron com indicação do valor de mergulho
- Lineação com indicação do valor de mergulho
- Lineação horizontal

Cursos de água

- Edificações de referência
- Rodovia pavimentada MG-58
- Estradas não pavimentadas
- Caminhos
- Curvas de nível equidistantes 20m
- Cidade

PERFIL A-A'

PERFIL B-B'

GEOLOGIA POR GERGELY A. J. SZABÓ
Base topográfica: Ampliação a partir da folha topográfica 1:50.000 de Alpinópolis - SF-23-V-B-IV-3 - IBGE - 1970.

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP

- BIBLIOTECA - T1486

LOCALIZAÇÃO DAS PRINCIPAIS TOPONÍMIAS E DOS AFLORAMENTOS MENCIONADOS NO TEXTO.

■ FAZENDA

● AFLORAMENTO (SZALP 141/10 = Nº AMOSTRA/Nº AFLORAMENTO)

20° 52'

Esc. Aprox.:
1:50000

46° 22'