UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005302

**EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DOS TERRENOS
GRANITÓIDE—GREENSTONE BELTS DE CRIXÁS,
GUARINOS, PILAR DE GOIÁS—HIDROLINA (GOIÁS)**

Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

Orientador: Prof. Dr. Roland Trompette

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome
Presidente:	Dr. U.G. Cordani
Examinadores:	Dr. G. Amaral
	Dr. M.C.H. Figueiredo
	Dr. R.A. Fuck
	Dr. M.A. Dardenne

ass.

São Paulo
1985

À minha esposa Vera e
aos meus filhos Tatiana,
Marcelo e Leonardo.

ÍNDICE

ABSTRACT

RESUMO

pg

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Objetivos do Trabalho	1
1.2. Localização da Área	1
2. METODOLOGIA	3
2.1. Metodologia de Mapeamento	3
2.2. Metodologia de Análises Geocronológicas (Rb/Sr, K/ Ar e Pb/Pb)	4
2.3. Metodologia de Análises de Elementos Menores, Tra ços e Terras Raras	5
3. ESTRATIGRAFIA	7
3.1. Complexo Goiano	9
3.1.1. Generalidades	9
3.1.2. Posição Estratigráfica e Relações de contato	12
3.1.3. Distribuição na Área e Seções Geológicas	13
3.1.3.1. Seção Geológica São José do Caia mar—Fazenda São José	13
3.1.3.2. Seção Geológica do Entroncamento das Estradas Crixás—Itapaci—Gua rinos em direção a Crixás até o rio Crixás	15
3.1.3.3. Seção Geológica do trecho da Estra da Auriverde (Patrimônio do Gomi nho)—Mozarlândia	15
3.1.3.4. Seção Geológica Fazenda São João —Estrada Crixás—Guarinos	16
3.1.4. Petrografia	17
3.2. Supergrupo Pilar de Goiás	27
3.2.1. Generalidades	27
3.2.2. Grupo Máfico-Ultramáfico	30

3.2.2.1. Generalidades	30
3.2.2.2. Petrografia	30
3.2.2.3. Descrição dos Fluxos máfico-ultra máficos do Córrego Alagadinho	52
3.2.2.4. Texturas e Estruturas	60
3.2.3. Grupo Sedimentar	73
3.2.3.1. Generalidades	73
3.2.3.2. Petrografia	73
3.2.3.3. Origem das Formações Ferríferas e Ambiente de Sedimentação	82
3.2.4. Posição Estratigráfica e Relações de Contato	86
3.2.5. Distribuição na Área	87
3.2.6. Seções Geológicas do Supergrupo Pilar de Goiás	88
Seção Geológica Itapaci—Fazenda Vinagre (entrada a O de Itapaci)	88
Seção Geológica LT-01	89
Seção Geológica LT-03	91
Seção Geológica LT-04	94
Seção Geológica LT-05	96
Seção Geológica Pilar de Goiás—Luzelândia	99
Seção Geológica do Entoncamento Crixás—Ita paci—Rubiataba até Estrada Ponte Nova—São José do Caiamar	101
Seção Geológica São José do Caiamar—Ponte Nova	102
Seção Geológica ao Córrego do Alagadinho	103
Seção Geológica à Fazenda Crioula (Oeste da Rodovia Pilar de Goiás—Luzelândia)	106
Seção Geológica para Cedrolina (iniciando a 1,4 km do ramal de sai da Estrada Hidrolina -Luzelândia para União)	108
Seção Geológica à Fazenda Santo Antônio	109
3.2.7. Seção Geológica Regional	111
Seção Geológica Guarinos—Pilar de Goiás -Hidrolina	111
Seção Geológica Guarinos--Rio Caiamar	114
Seção Geológica do Rio Caiamar—Rio Crixás	

(Estrada Itapaci—Crixás)	116
3.2.8. Metamorfismo e Alteração	118
3.3. Grupo Itapaci	128
3.3.1. Generalidades	128
3.3.2. Seção-Tipo	130
3.3.3. Posição Estratigráfica e Distribuição na Área	132
3.3.4. Petrografia	132
3.4. Complexo de Hidrolina	136
3.4.1. Generalidades	136
3.4.2. Posição Estratigráfica e Distribuição na Área	137
3.4.3. Petrografia	137
3.5. Cobertura Sedimentar Terciário-Quaternária	142
4. LITOGEOQUÍMICA	143
4.1. Complexo Goiano	143
4.1.1. Elementos Maiores	143
4.2. Supergrupo Pilar de Goiás (Grupo Máfico-Ultramáfica)	157
4.2.1. Elementos Maiores	157
4.2.2. Variação dos Elementos Traços e Menores , Correlação e Relação entre eles	197
4.2.3. Análise Estatística dos Óxidos (Elementos Maiores)	209
4.2.4. Análises Estatísticas dos Elementos Menores, Traços e Terras Raras	213
4.2.5. Variação dos Óxidos, Elementos Menores e Traços com Parâmetros de Niggli e ID	230
4.2.6. Origem das Rochas Máfico-Ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina	253
4.2.7. Origem dos Anfibolitos do Supergrupo Pilar de Goiás e Complexo Goiano	265
5. GEOCRONOLOGIA	274
5.1. Complexo Goiano	274
5.1.1. Generalidades	274

5.1.2. Discussão dos Resultados	275
5.2. Supergrupo Pilar de Goiás	295
5.3. Complexo de Hidrolina	295
6. GEOLOGIA ESTRUTURAL	299
7. EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DOS TERRENOS GRANITÓIDE—GREENS TONE	332
8. EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA REGIÃO DE CRIXÁS, GUARINOS E PILAR DE GOIÁS—HIDROLINA	335
9. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	347
10. AGRADECIMENTOS	352
11. BIBLIOGRAFIA	354

ÍNDICE DAS TABELAS

pg

TABELA I	- Valores de Óxidos e Norma CIPW para as rochas do Complexo Goiano na Folha SD.22 Goiás (Drago et al., 1981).	144
TABELA II	- Valores dos parâmetros de Niggli para as rochas do Complexo Goiano na Folha SD.22 Goiás.	145
TABELA III	- Valores de milimoles, índice de diferenciação, razão de oxidação de Chinner, grupos Sálícos e Fêmicos para as rochas do Complexo Goiano, Folha SD.22 Goiás.	146
TABELA IV	- Valores dos cations e anions para as rochas do Complexo Goiano na Folha SD.22 Goiás.	147
TABELA V	- Valores de Óxidos das rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina.	160
TABELA VI	- Classificação petrográfica das rochas máfico-ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina.	161
TABELA VII	- Norma CIPW, parâmetros de Niggli para as rochas máfico-ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina.	162
TABELA VIII	- Valores do Índice de Diferenciação (ID), razão de oxidação de Chinner e grupos Sálícos e Fêmicos.	163
TABELA IX	- Valores de cations, anions e milimoles das rochas máfico-ultramáficas dos Greenstone Belts	

de Crixás, Guarinos—Pilar de Goiás—Hidroli
na.

164

TABELA XA	- Elementos menores e traços das rochas máfico-ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás--Hidrolina.	199
TABELA XB	- Relação entre elementos para as rochas máfico-ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina.	200
TABELA XIA	- Parâmetros estatísticos das rochas máfico-ultramáficas de Crixás.	201
TABELA XIB	- Valores dos elementos terras raras para as rochas máfico-ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás.	201
TABELA XII	- Análises de Óxidos dos anfibolitos, metabasaltos e calcossilicatadas do Supergrupo Pilar de Goiás e Complexo Goiano.	266
TABELA XIII	- Dados Analíticos Rb/Sr para as rochas do Complexo Goiano na região Itapirapuã.	277
TABELA XIV	- Dados Analíticos Rb/Sr para as rochas do Complexo Goiano, região de Rubiataba.	277
TABELA XV	- Dados Analíticos Rb/Sr para as rochas do "Complexo Goiano", retrabalhada (Crixás—Rubiataba—Caicarã).	278
TABELA XVI	- Dados Analíticos Rb/Sr para as rochas do Complexo Goiano (Crixás—Pilar de Goiás—Hidrolina).	278
TABELA XVII	- Dados analíticos Rb/Sr para o "Complexo Goiano" na região de Paraná.	279

TABELA XVIII	- Dados Analíticos Rb/Sr para as rochas do <u>Com</u> plexo Goiano na região a oeste da estrada Crixás—Auriverde.	280
TABELA XIX	- Dados Analíticos Rb/Sr para as rochas do <u>Com</u> plexo Goiano na região Caiamar--Crixás.	281
TABELA XX	- Dados Analíticos Pb/Pb para as rochas do <u>Com</u> plexo Goiano.	282
TABELA XXI	- Dados Analíticos K/Ar para as rochas do <u>Com</u> plexo Goiano e Xistos (Gnaisses finos) <u>Gru</u> po Itapaci.	283
TABELA XXII	- Dados Analíticos Rb/Sr para as rochas do <u>Com</u> plexo Hidrolina.	297

ÍNDICE DAS FOTOS

	pg
FOTO 01 - Amostra 510/EG-366/HA/323.5 (Complexo Goiano) - Formação de mirmequita, provavelmente por <u>substituição</u> - 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.	18
FOTO 02 - Amostra 510/EG-33/HA-RM-PP/21 - Granito Gnaiss - (Complexo Goiano) - Microclínio <u>per</u> títico com muscovita e epidoto. Cristal <u>borde</u> jado por <u>ma</u> triz de quartzo e feldspato <u>recrist</u> alizado (<u>tex</u> tura mortar) - 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.	18
FOTO 03 - Gnaiss - Amostra 510/EG-211/HA-RM/142 - (Complexo Goiano) - <u>Bandeamento</u> com leitos <u>alternados</u> de quartzo + feldspato e micas. 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.	20
FOTO 04 - Amostra 510/EG-348/HA/322.7 - (Complexo Goiano) - Gnaiss - Plagioclásio saussuritizado com transformação a argilo-minerais e muscovita + <u>sericita</u> . 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.	20
FOTO 05 - Amostra 510/EG-333/HA/220 - Complexo Goiano) - Biotita gnaiss granodiorítico - Plagioclásio com substituição por sericita + muscovita e <u>for</u> mação de biotita. 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.	21
FOTO 06 - Amostra 510/EG-365/HA/234 - (Complexo Goiano) - Gnaiss cataclástico com quartzo triturado e lenticular (Transporte Tectônico) - 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.	21
FOTO 07 - Amostra 510/EG-232/HA/219 - (Complexo Goiano) - Gnaiss tonalítico - Processo de substituição <u>metassomático</u> do plagioclásio (albita-oligoclásio) pela mica branca em zona de cataclase -	

2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

23

FOTO 08 - Amostra 510/EG-224/HA-RM/153.3 - (Complexo Goiano) - Gnaiss tonalítico - Prismas de anfibólios orientados em leitos fêlsicos quartzo-feldspato. 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

23

FOTO 09 - Amostra 510/EG-216/HA-RM/179.1 - (Complexo Goiano) - Cristais de anfibólio bem desenvolvido. 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

25

FOTO 10 - Amostra 510/EG-351/HA/229 - Granodiorito cataclástico - (Complexo Goiano) - Microclínio limpo (neoformado) com resto de plagioclásio alterado.

25

FOTO 11 - Idem anterior, observa-se substituição metassomática ao longo de fraturas.

26

FOTO 12 - Amostra 510/EG-11/HA-RM-PP-AP/11 - Serpentinito com aspecto plumoso e estrutura em mesh. 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

33

FOTO 13 - Amostra 510/EG-273/HA-RM/189.2 - Grupo Máfico-Ultramáfico - Serpentinito com carbonato e talco - Material esbranquiçado é uma mistura de serpentina e carbonato - Aumento 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

33

FOTO 14 - Amostra 510/EG-80/PP/72.4 - Grupo Máfico-Ultramáfico com desenvolvimento de material silicoso - Aumento 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

37

FOTO 15 - Amostra 510/EG-201/HA-RM/137.1 - Grupo Máfico-Ultramáfico - Clorita-magnetita talco-xisto - Porfiroblasto de magnetita em matriz rica em talco. 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

37

- FOTO 16 - Amostra 510/EG-199/HA-RM/135 - Grupo Máfico-Ultramáfico - Talco-clorita-tremolita xisto - Opacos (magnetita) dispersos entre os cristais de tremolita, clorita e talco. Aumento 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP. 40
- FOTO 17 - Amostra 510/EG-221/HA-RM/150 - Grupo Máfico-Ultramáfico - Meta-ultramáfica constituída de clorita, tremolita, talco e opacos - A tremolita bem desenvolvida e orientada. Aumento 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP. 40
- FOTO 18 - Amostra 510/EG-22/HA-RM-AP-PP/20 - Clorita-serpentina-tremolita xisto - Porfiroblastos bem desenvolvidos de clorita. Aumento 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP. 42
- FOTO 19 - Amostra 510/EG-21/HA-RM/19 - Grupo Máfico-Ultramáfico - Clorita-tremolita xisto - No lado direito da foto observa-se porfiroblastos bem desenvolvidos de clorita (brancos). Aumento 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP. 42
- FOTO 20 - Amostra 510/EG-183/HA-RM/123 - Grupo Máfico-Ultramáfico - Constituída de tremolita, clorita e talco. Aumento 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP. 44
- FOTO 21 - Amostra 510/EG-18/AP/318 - Serpentina-clorita-tremolita xisto. Observa-se um bandejamento dado por arranjo de minerais mais grosseiros e mais finos ou mesmo de diferença composicional. 44
- FOTO 22 - Amostra 510/EG-51/PP/45 - Grupo Máfico-Ultramáfico com tremolita, talco e clorita com os cristais de talco e clorita (brancos) estão distribuídos caoticamente. Aumento 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP. 50

- FOTO 23 - Amostra 510/EG-08/HA-RM-AP-PP/8 - Grupo Máfico-Ultramáfico. Clorititos - Placas de clorita (branca) distribuídas caoticamente. Aumento 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP. 50
- FOTO 24 - Amostra 510/EG-175/HA-RM/116.2 - Grupo Máfico-Ultramáfico. Anfibolito - Rocha composta de anfibólio, plagioclásio e quartzo. Anfibolito de origem ígnea, Aumento 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25-LP. 53
- FOTO 25 - Amostra 510/EG-275/HA-RM/190 - Metabasito - Rocha composta de anfibólio (actinolita), quartzo e plagioclásio. Aumento 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP. 53
- FOTO 26 - Amostra 510/EG-05/HA-RM-AP-PP/5 - Córrego Alagadinho - Grupo Máfico-Ultramáfico. Estrutura de fluxo com textura spinifex com blades de até 1 m de tamanho. 62
- FOTO 27 - Amostra 510/EG-10/HA-RM-AP-PP/10 - Córrego Alagadinho - Grupo Máfico-Ultramáfico - Textura spinifex tabular - Encontro de grupos de placas paralelas que se alternam serpentina (cinza-claro) com aqueles mais espessos de microlâminas de tremolita e serpentina 39 x LN. 62
- FOTO 28 - Amostra 510/EG-12/HA-RM-AP-PP/12.2 - Textura spinifex tabular onde os **blades** de tremolita substituídos parcialmente por opacos estão paralelos e formam um arranjo angular 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP. 63
- FOTO 29 - Amostra 510/EG-05/HA-RM-AP-PP/5.6 - Córrego do Alagadinho - Textura spinifex tabular. Os grupos de placas paralelas alternando-se grupos de placas de tonalidade clara (tremolita) com cinza-escuro (tremolita-serpentina-opacos). 63

- FOTO 30 - Amostra 510/EG-269/HA-RM/186 - Ramal para União a partir da estrada Hidrolina—Luzelândia - Textura spinifex radiada do tipo circular. As placas de tremolita e/ou serpentina orientam-se de forma radial formando círculos. 64
- FOTO 31 - Idem amostra anterior - Outro aspecto de distribuição das placas. 64
- FOTO 32 - Textura spinifex tipo feixe. As placas arranjam-se de forma semi-radial. Amostra coletada no córrego Alagadinho, pela equipe Projeto RADAM BRASIL, durante visita Dr. Naldrett. 65
- FOTO 33 - Textura spinifex tipo feixe. As placas encurvas das arranjam-se de forma semi-radial. Amostra coletada no córrego do Alagadinho pela equipe do Projeto RADAMBRASIL, durante visita Dr. Naldrett. 65
- FOTO 34 - Amostra 510/EG-5/HA-RM-AP-PP/5.2 - Córrego Alagadinho - Textura spinifex radiada (amostra de mão) - Os blades de 2 cm de comprimento por 1-2 mm de espessura cinza-claro dispostos ao acaso de serpentina (antigas lâminas de olivina), enquanto o espaço inter-blades são ocupados por material fino (serpentina, tremolita, opacos e vidro devitrificado). 66
- FOTO 35 - Idem anterior. Arranjos mais finos dos blades. 66
- FOTO 36 - Fotomicrografia da amostra 544/EG-48/HA-VW-RM / 299.3 - União - Textura spinifex microrradiada. As placas brancas dispostas caoticamente, compõe-se de microlâminas de tremolita com minerais opacos e clorita. 39 x LP. 67
- FOTO 37 - Amostra de mão - Córrego do Alagadinho. Arranjo

em conchas concêntricas ou como se fosse pêta
las, lembrando uma rosa. Metaperidotito.

67

FOTO 38 - Amostra de mão - Córrego Alagadinho - As placas se arranjam radialmente com uma feição central tipo um botão, lembrando um girassol. Amostra coletada pela equipe RADAMBRASIL, durante visita ao Dr. Naldrett e METAGO.

68

FOTO 39 - Amostra de mão. Idem estrutura anterior e arranjo dos blades em forma de borboleta.

68

FOTO 40 - Amostra 510/EG-273/HA-RM/189 - Região de Hidrolina - Ovóides e globulitos com diâmetro variando de 0,5 cm a 1,5 cm, sendo tais estruturas ressaltadas pela presença de mineral opaco (cromita) aureolando-as.

70

FOTO 41 - Idem amostra anterior. Auréola de cromita (?) contornando antigo cristal de olivina (ovóide) serpentinizada ou em arranjo com tremolita.

70

FOTO 42 - Afloramento 510/EG-05/HA-RM-AP-PP/5 - Córrego Alagadinho - Disjunção poliedral bem desenvolvida - Unidade de topo de fluxo.

71

FOTO 43 - Amostra 510/EG-06/HA-RM-AP-PP/6 - Textura esquelética - Minerais opacos remanescentes esquematizam antigos cristais de clinopiroxênio e olivina transformados em tremolita, predominantemente serpentina e magnetita em agregados assume as mais diversas formas. 38 x LN.

71

FOTO 44 - Amostra 510/EG-06/HA-RM-AP-PP/6 - Outro aspecto da textura esquelética. 39 x LN.

72

FOTO 45 - Idem amostra anterior. Outro aspecto da textura esquelética. 39 x LN.

72

- FOTO 46 - Afloramento EG-19/RM-PP/14 - Estrada Crixás—Au
riverde - Estrutura de pillows e cavidades ve
siculares ligeiramente deformadas. Metabasalto. 74
- FOTO 47 - Nesta observa-se maior deformação das cavidades
e amígdalas. Idem afloramento anterior. 74
- FOTO 48 - Amostra 510/EG-167/HA-RM/110.3 - Tremolita-car
bonato xisto (metacalcossilicatada) - Grupo Se
dimentar - Imensos porfiroblastos de dolomito
com macla polissintética cruzada e cristal de
plagioclásio com macla de albita. Aumento 2,5 x
12,5 Kpl x 1,25 - LP. 76
- FOTO 49 - Amostra 510/EG-200/HA-RM/136.2 - Metacalcossili
catada - Grupo Sedimentar - Quartzo, anfibólio
e carbonato, orientados. Aumento 2,5 x 12,5
Kpl x 1,25 - LP. 76
- FOTO 50 - Amostra 510/EG-182/HA-RM/122 - Grupo Sedimentar
- Quartzito - Grãos de quartzo inequigranulares
e recristalizados. Aumento 2,5 x 12,5 Kpl x
1,25 - LP. 78
- FOTO 51 - Amostra 510/EG-190/HA-RM/107 - Grupo Sedimentar
- Granada-quartzito porfiroblastos de granada
parcialmente substituído por clorita e óxido de
ferro. Aumento 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP. 78
- FOTO 52 - Amostra 510/EG-270/HA-RM/187 - Grupo Sedimentar
- Quartzito com tremolita - O quartzo em arran
jo granoblástico recristalizado - Cristais escu
ros de tremolita alterada. Aumento 2,5 x 12,5
Kpl x 1,25 - LP. 79
- FOTO 53 - Amostra 510/EG-168/HA-RM/111 - Quartzito - Grupo
Sedimentar - Os grãos de quartzo inequigranula
res. Alguns com bordas suturadas. Aumento 2,5 x

12,5 Kpl x 1,25 - LP.

79

FOTO 54 - Amostra 510/EG-123/HA-RM/83 - Grupo Sedimentar
- Formação Ferrífera - Composta de quartzo ,
opaco e anfibolito. Este altera e libera Óxido
de ferro. Aumento 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

83

FOTO 55 - Amostra 510/EG-151/HA-RM/101 - Quartzito ferru
ginoso - O ferro de alteração de anfibólio e
opacos em leitos que se entremeam com o quartzo.
Aumento 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

83

ÍNDICE DAS FIGURAS

	pg
FIG. 1 - Mapa de localização da área.	2
FIG. 2 - Sumário Estratigráfico dos terrenos granito-greenstones de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás-Hidrolina.	8
FIG. 3 - Mapa Geológico - anexo.	
FIG. 4 - Mapa de localização das amostras - anexo .	
FIG. 5 - Seção da unidade de fluxo das rochas máfico-ultramáficas (córrego do Alagadinho, Crixás).	55
FIG. 6 - Seção da unidade de fluxo das rochas máfico-ultramáficas (córrego do Alagadinho, Crixás).	57
FIG. 7 - Seção Geológica Itapaci—fazenda Vinagre (entrada a 0 de Itapaci).	90
FIG. 8 - Seção Geológica (LT-01), leste da estrada de Crixás—Auriverde, Greenstone Belt de Crixás.	92
FIG. 9 - Perfil Geológico (LT-03), a leste da estrada Crixás—Auriverde, Greenstone Belt de Crixás.	95
FIG. 10 - Perfil Geológico (LT-04), a leste da estrada Crixás—Auriverde, Greenstone Belt de Crixás.	97
FIG. 11 - Perfil Geológico (LT-05), a leste da estrada Crixás—Auriverde, Greenstone Belt de Crixás (parcial).	100
FIG. 12 - Seção ao córrego Alagadinho—região entre Crixás e Auriverde (Montalvão & Araújo, 1979 e Drago	

et al., 1981).

105

FIG. 13 - Seção Geológica do ramal da estrada Luzelândia-Hidrolina para a localidade de União (Montalvão & Araújo, 1979 e Drago et al., 1981).

107

FIG. 14 - Perfil Geológico em direção a Cedrolina, iniciando a 1,4 km do ramal que começa na estrada Hidrolina-Luzelândia e segue para União.

110

FIG. 15 - Perfil Geológico à fazenda Santo Antônio. Região entre Hidrolina e Luzelândia.

110

FIG. 16 - Seção Geológica para o Este a 1,4 km de Hidrolina (estrada Hidrolina-Luzelândia).

112

FIG. 17 - Perfil Geológico Guarinos-Pilar de Goiás-Hidrolina.

115

FIG. 18 - Seção Geológica Guarinos-rio Caiamar.

117

FIG. 19 - Seção Geológica do entroncamento das estradas Crixás-Itapaci-Guarinos em direção a Crixás (rio Crixás).

119

FIG. 20 - Algumas associações mineralógicas das rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás-Hidrolina.

129

FIG. 21 - Diagrama An-Ab-Or para as rochas do Complexo Goiano (Drago et al., 1981).

148

FIG. 22 - Diagrama A-F-M- (Drago et al., 1981) para as rochas do Complexo Goiano.

150

FIG. 23 - Diagrama Q-Ab-Or (Drago et al., op. cit.) para as rochas do Complexo Goiano.

151

- FIG. 24 - Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus Al_2O_3 (Drago et al., op. cit.). 152
- FIG. 25 - Diagrama K_2O versus SiO_2 (Drago et al., op.cit.) para as rochas do Complexo Goiano. 154
- FIG. 26 - Diagrama K_2O versus Na_2O para as rochas do Complexo Goiano (Robertson, 1973). 155
- FIG. 27 - Diagrama Al_2O_3 - CaO - $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{FeO}$ - Gewald & Piranjo (1973) para as rochas do Complexo Goiano. 156
- FIG. 28 - Diagrama K_2O - Na_2O - CaO para as rochas do Complexo Goiano. 158
- FIG. 29 - Diagrama R_1 versus R_2 para as rochas do Complexo Goiano. 159
- FIG. 30 - Mapa de amostragem e seções geológicas das rochas dos derrames máfico-ultramáficos de Crixás. 165
- FIG. 31 - Diagrama Al_2O_3 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina (Kuno, 1966 apud Montalvão et al., 1982). 167
- FIG. 32 - Diagrama MgO versus FeO^* para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina, comparado com as séries komatiíticas, toletíticas e calcó-alcalinas do Cinturão Abitibi (Jolly, 1975 in Condie, 1981 apud Montalvão et al., 1982). 168
- FIG. 33 - Diagrama FeO^* (total) versus MgO para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. Modificado de Glikson (1972 apud Montalvão et al.,

1982).

169

FIG. 34 - Diagrama SiO_2 versus FeO^*/MgO para as rochas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina (Miyashiro, 1975 apud Montalvão et al., 1982).

170

FIG. 35 - Diagrama TiO_2 versus FeO^*/MgO para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina (Miyashiro, 1975 apud Montalvão et al., 1982).

171

FIG. 36 - Diagrama FeO^* versus FeO^*/MgO para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina (Miyashiro, 1975 apud Montalvão et al., 1982).

173

FIG. 37 - Diagrama $\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina (apud Montalvão et al., 1982).

174

FIG. 38 - Diagrama AFM para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina (apud Montalvão et al., 1982).

175

FIG. 39 - Diagrama $\text{MgO}/\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ (índice máfico) versus FeO e Fe_2O_3 , para as rochas máfico-ultramáficas, dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de de Goiás—Hidrolina.

177

FIG. 40 - Diagrama $\text{MgO}/\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ versus CaO , Na_2O para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina.

178

FIG. 41 - Diagrama $\text{MgO}/\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ versus MgO , TiO_2

para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás-Hidrolina.

179

FIG. 42 - Diagrama Al_2O_3/TiO_2 versus MgO/TiO_2 para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás-Hidrolina (apud Beswich, 1982).

180

FIG. 43A- Diagrama $(FeO + Fe_2O_3 + TiO_2) - Al_2O_3 - MgO$ (Jensen, 1976 apud Viljoen, Viljoen e Pearton, 1982).

183

FIG. 43B- Diagrama $(FeO + Fe_2O_3 + TiO_2) - Al_2O_3 - MgO$, mostrando o trend das rochas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás-Hidrolina (Mciver, Cawthorn e Wyalt, 1982).

184

FIG. 44 - Diagrama MgO, TiO_2 versus índice máfico para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás-Hidrolina.

185

FIG. 45 - Diagrama Fe_2O_3, FeO versus índice máfico para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás-Hidrolina.

186

FIG. 46 - Diagrama Na_2O, K_2O versus índice máfico para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás-Hidrolina.

187

FIG. 47 - Diagrama CaO versus índice máfico para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás-Hidrolina.

188

FIG. 48 - TiO_2 versus Al_2O_3 para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás-Hidrolina (Jahn et al., 1980).

189

- FIG. 49 - Diagrama Al_2O_3 versus MgO (Viljoen, Viljoen e Pearton, 1982) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 191
- FIG. 50 - Diagrama Al_2O_3 versus $FeO^*/(FeO^* + MgO)$ para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina (Echeverria, 1982). 193
- FIG. 51 - Diagrama TiO_2 versus MgO (Echeverria, 1982) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 194
- FIG. 52A- Diagrama MgO versus $CaO/CaO + Al_2O_3$ para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 195
- FIG. 52B- Diagrama MgO versus $CaO/CaO + Al_2O_3$ modelo evolutivo de Auvray et al. (1982). 196
- FIG. 53 - Diagrama R_1 versus R_2 de La Roche et al. (1980) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 198
- FIG. 54 - Histograma SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O e Na_2O para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 210
- FIG. 55 - Histograma MgO , CaO , TiO_2 e MnO das rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 211
- FIG. 56 - Histograma para Fe_2O_3 e FeO das rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 212

- FIG. 57 - Curva de frequência acumulada de SiO_2 , Al_2O_3 e K_2O , média e desvio padrão (Inman, 1952 e Folk & Ward, 1957) das rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina 214
- FIG. 58 - Curva de frequência acumulada de MgO , CaO , média e desvio padrão (Inman, 1952 e Folk & Ward, 1957) das rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 215
- FIG. 59 - Curva de frequência acumulada de TiO_2 , MnO , média e desvio padrão (Inman, 1952 e Folk e Ward, 1957) das rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 216
- FIG. 60 - Curva de frequência acumulada de FeO , Fe_2O_3 , média e desvio padrão (Inman, 1952 e Folk e Ward, 1957) das rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 217
- FIG. 61 - Histograma de frequência para Co, Ba, Ni, Cr, rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 219
- FIG. 62 - Histograma de frequência V e Mo, para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 220
- FIG. 63 - Histograma de frequência P e Sr para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 221
- FIG. 64 - Histograma de frequência Rb, Zr, Y e Sc para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts

- de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 222
- FIG. 65 - Curva de frequência acumulada de Cr, Ni (Inman, 1952 e Folk & Ward, 1957) para as rochas de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 223
- FIG. 66 - Curva de frequência acumulada de Co, V (Inman, 1952 e Folk & Ward, 1957), para as rochas de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 224
- FIG. 67 - Curva de frequência acumulada de Sc e Ba (Inman, 1952 e Folk & Ward, 1957) para as rochas de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 225
- FIG. 68 - Curva de frequência acumulada de Rb e Sr (Inman, 1952 e Folk & Ward, 1957) para as rochas de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 226
- FIG. 69 - Curva de frequência acumulada de Zr e Y (Inman, 1952 e Folk & Ward, 1957) para as rochas de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 227
- FIG. 70 - Curva de frequência acumulada de P e Mo (Inman, 1952 e Folk & Ward, 1957) para as rochas de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 228
- FIG. 71 - Distribuição de elementos terras raras para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 231
- FIG. 72 - Distribuição elementos terras raras para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 232
- FIG. 73 - Campo de distribuição das rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 233

- FIG. 74 - Diagrama SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e FeO versus mg (Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 234
- FIG. 75 - Diagrama CaO , MgO , Na_2O e K_2O versus mg (Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 235
- FIG. 76 - Diagrama MnO , TiO_2 e P_2O_5 versus mg (Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 236
- FIG. 77 - Diagrama SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e FeO versus si (Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 238
- FIG. 78 - Diagrama TiO_2 , CaO , MgO e MnO versus si (Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 239
- FIG. 79 - Diagrama Na_2O , K_2O e P_2O_5 versus si (Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 240
- FIG. 80 - Diagrama SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e FeO versus si para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 241
- FIG. 81 - Diagrama MnO , TiO_2 , CaO , MgO versus fm (Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás

-Hidrolina.

242

FIG. 82 - Diagrama Na_2O , K_2O e P_2O_5 versus fm (Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina.

243

FIG. 83 - Diagrama si, fm, c e alk versus mg (Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina.

244

FIG. 84 - Diagrama al versus mg (parâmetro de Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina.

245

FIG. 85 - Diagrama mg, fm, c e alk versus si (Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina.

246

FIG. 86 - Diagrama al versus si (Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina.

247

FIG. 87 - Diagrama SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 versus ID (índice de diferenciação) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina.

248

FIG. 88 - Diagrama MgO e CaO versus ID (índice de diferenciação).

249

FIG. 89 - Diagrama Na_2O , K_2O , P_2O_5 versus ID (índice de diferenciação) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina.

250

- FIG. 90 - Diagrama Ni, Co, V e Ba versus mg (Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 251
- FIG. 91 - Diagrama Sr, Zr, Y e Ti versus mg (Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 252
- FIG. 92 - Diagrama Ni, Co, V e Ba versus si (Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 254
- FIG. 93 - Diagrama Sr, Zr, Y e Ti versus si (Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 255
- FIG. 94 - Diagrama Ni, Co, V e Ba versus fm (Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 256
- FIG. 95 - Diagrama Sr, Zr, Y e Ti versus fm (Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 257
- FIG. 96 - Diagrama Ni, Co, V e Ba versus ID (Índice de diferenciação) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. 258
- FIG. 97 - Diagrama Sr, Zr, Y e Ti versus ID (Índice de diferenciação) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar

- de Goiás—Hidrolina. 259
- FIG. 98 - Diagrama profundidade versus temperatura, ilustrando modelo de dois estágios para produção de magma komatiítico da pluma do manto ascendente (Naldrett & Turner, 1977). 261
- FIG. 99 - Diagrama MgO (molar) versus (FeO total molar) para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás Hidrolina (apud Stamatelopoulou-Seymour, Dom Francis e Ludden, 1983). 263
- FIG.100 - Diagrama C (Niggli) versus mg (Niggli) para os anfibolitos e metabasaltos do Complexo Goiano e Greenstone Belts. 268
- FIG.101 - Diagrama (al-alk) (Niggli) versus c (Niggli) para os anfibolitos e metabasaltos do Complexo Goiano e greenstone belts. 268
- FIG.102 - Diagrama 100 mg-c-(al-alk) para os anfibolitos e metabasaltos do Complexo Goiano e greenstone belts. 269
- FIG.103 - Diagrama A-C-F para os anfibolitos e metabasaltos do Complexo Goiano e Greenstone Belts (Orville, 1969). 270
- FIG.104 - Diagrama Fe_2O_3 - FeO - SiO_2 para os anfibolitos e metabasaltos do Complexo Goiano e Greenstone Belts (Gokale & Gothe, 1978). 272
- FIG.105 - Diagrama MgO - CaO - Al_2O_3 para os anfibolitos e metabasaltos do Complexo Goiano e Greenstone Belts (Stamatelopoulou; Seymour; Dom Francis; Ludden, 1983). 273

- FIG. 106 - Diagrama TiO_2 versus Al_2O_3 para os anfibolitos e metabasaltos do Complexo Goiano e Greenstone Belts (Jahn et al., 1980). 273
- FIG. 107 - Mapa de localização das amostras para geocronologia. 276
- FIG. 108 - Diagrama isocrônico de referência Rb/Sr para as rochas do Complexo Goiano na região de Itapirapuã (Drago et al., 1981). 285
- FIG. 109 - Diagrama isocrônico para as rochas granitoides da região de Rubiataba (Drago et al., 1981). 286
- FIG. 110 - Diagrama isocrônico de referência Rb/Sr para os granitoides de Crixás—Pilar de Goiás—Hidrolina (Drago et al., 1981). 288
- FIG. 111 - Diagrama isocrônico de referência Rb/Sr para amostras retrabalhadas no Núcleo Arqueano (Drago et al., 1981). 288
- FIG. 112 - Diagrama isocrônico de referência Rb/Sr do Complexo Goiano na região Paranã (Drago et al., 1981). 289
- FIG. 113 - Diagrama Rb/Sr para o Complexo Goiano na região de Formoso—Porangatu (apud Drago et al., 1981). 290
- FIG. 114 - Diagrama isocrônico de referência Rb/Sr para os granitoides e gnaisses do Complexo Goiano na região a leste da estrada Crixás—Auriverde. 292
- FIG. 115 - Diagrama isocrônico de referência Rb/Sr para as rochas granitoides e gnáissicas do Complexo Goiano na região de Caiamar—Crixás. 293

- FIG. 116 - Diagrama isocrônico Pb/Pb para os granitóides da região Caiamar—Crixás. 294
- FIG. 117 - Diagrama isocrônico de referência Rb/Sr para as rochas do Complexo de Hidrolina (Domo de Hidrolina). 298
- FIG. 118 - Diagrama II (Pi) para os biotita xistos e biotita gnaisses do Grupo Itapaci (região de Itapaci) xistosidade principal (Sn) que transpõe (Sn-1) afloramento 4107/EG-01/8A. 300
- FIG. 119 - Diagrama II (Pi) para o Grupo Itapaci (região de Itapaci) (2º afloramento) xistosidade principal (Sn) que transpõe (Sn-1)-4107/EG-01/8B. 302
- FIG. 120 - Diagrama II (Pi) para Sn (xistosidade principal) do Grupo Itapaci—estrada Itapaci—Pilar de Goiás--afloramentos localizados entre EG-3 e EG-4. 303
- FIG. 121 - Diagrama II (Pi) para a foliação Sn (xistosidade principal) do Grupo Itapaci—estrada Itapaci—fazenda Vinagre (estrada para Crixás). 305
- FIG. 122 - Diagrama II (Pi) para o Grupo Itapaci—fazenda Vinagre - Medida de Sn (xistosidade principal). 306
- FIG. 123 - Diagrama II (Pi) para os xistos que ocorrem nos trechos Itapaci—Pilar de Goiás e Itapaci—Crixás (Grupo Itapaci) Sn (xistosidade principal). 307
- FIG. 124 - Diagrama II (Pi) para o Supergrupo Pilar de Goiás no Greenstone Belt de Guarinos. 309
- FIG. 125 - Diagrama II (Pi) para o Supergrupo Pilar de Goiás no Greenstone Belt de Pilar de Goiás—Hi

- drolina. Medida Sn/Sn-1. 310
- FIG. 126 - Diagrama B para o Supergrupo Pilar de Goiás no Greenstone Belts de Crixás. Medida Sn/Sn-1 (foliação principal). 311
- FIG. 127 - Superfície Sn-1 (quartzo e/ou quartzo + feldspato) formando dobras intrafoliais e lentes no gnaiss fino - Grupo Itapaci 01.01/EG-10/RM-PP/7. 313
- FIG. 128 - Redobramento, possivelmente 2a. fase de deformação ($F_n + 1$). 314
- FIG. 129 - Diagrama II (P_i) para estrutura dobrada definida a morfologia em afloramento de 2a. ou 3a. fase de deformação. Para os gnaisses finos do Grupo Itapaci (próximo à cidade de Itapaci) (afloramento 01.01/EG-10/RM-PP/07). 315
- FIG. 130 - Diagrama II (P_i) para estrutura dobrada com morfologia da dobra definida em afloramento para 2a. ou 3a. fase de deformação. Biotita gnaiss e biotita xisto - Grupo Itapaci (afloramento 01.01/EG-10/RM-PP/7). 316
- FIG. 131 - Fase de dobramento ($F_n + 2$) (3a. fase de deformação ?) com desenvolvimento da clivagem de fratura, veio de quartzo-feldspato não cortado pela foliação refratária a ele (01.01/EG-10/RM-PP/7). 317
- FIG. 132 - Eixos de dobramentos dos quartzitos e sericitizados quartzitos do Supergrupo Pilar de Goiás. 319
- FIG. 133 - Afloramento de quartzito com níveis de sericitizados quartzitos (Grupo Itapaci) - 2a. fase de deformação ($F_n + 1$). 320

- FIG. 134 - Diagrama II (Pi) para a 2a. fase de deformação do clorita xisto do Grupo Itapaci. 321
- FIG. 135 - Afloramento 0.01.10/EG-45 - 3a. fase de deformação (Fn + 2) muito suave do clorita xisto - Grupo Itapaci. 322
- FIG. 136A e 136B - Afloramento 01.001.10/EG-48 - 2a. fase de deformação (Fn + 1) do metarritmito grafitoso com dobras e clivagens de crenulações grenstone belts de Guarinos. 325
- FIG. 137 - Metarritmito do Greenstone Belt de Crixás—rio Vermelho--plote dos mergulhos dos flancos das dobras da 2a. fase de deformação. 326
- FIG. 138 - Afloramento EG-5 - Complexo Hidrolina - Estrutura de transposição, dobras intrafoliais, bandas e rootless de anfibolitos entre as bandas de granitóides. 328
- FIG. 139 - Afloramento 01.01.10/EG-5/RM-PP/103 - Complexo Hidrolina - Estruturas de transposição e falhamento inverso de migmatito. 329
- FIG. 140 - Afloramento EG-5 - Complexo Hidrolina - Diagrama B (Beta) para a 3a. fase de deformação (Fn + 2).. 330
- FIG. 141I, II e III - Evolução geotectônica da área Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina (estágios I, II e III). 337
- FIG. 142 - Seção interpretativa de uma lasca de crosta oceânica sobre a ilha de Cyprus. 338
- FIG. 143IV e V - Estágios IV e V. 340

- FIG. 144 - Estágio VI - Compressão, dobramento e metamorfismo. 341
- FIG. 145VII - Estágio VII-A e B - Sedimentação, dobramento e metamorfismo do Grupo Itapaci. 344
- FIG. 146VIII - Estágio VIII - Intrusão de granitóide. 345

RESUMO

Geologicamente a área em discussão constitui uma das regiões mais interessantes e complexas nos domínios da Plataforma Sul-Americana em território brasileiro, onde se destacam terrenos granitóide-greenstone belts. Na coluna estratigráfica aqui adotada o Complexo Goiano é a unidade considerada mais antiga, sendo constituído principalmente por granitoides, gnaisses e migmatitos com metamorfismo na facies anfibolito. As amostras datadas deste complexo forneceram duas isócronas de referência Rb/Sr, sendo a mais antiga com idade de 2.926 ± 65 MA e razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,7001, e a mais nova 2.471 ± 20 MA e razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,701. Este último resultado foi confirmado através de uma isócrona $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$ que acusou a idade de 2.481 ± 188 MA, com $\mu_1 = 7,699$. Apesar dos valores de razão inicial das isócronas Rb/Sr bem como do parâmetro μ_1 nas análises Pb/Pb indicarem materiais advindos do manto, interpreta-se, com base nas evidências de campo, que os valores mais novos são indicativos de retrabalhamento de rochas crustais siálicas formadas em 2.925 ± 65 MA (isócrona mais antiga) com contribuição de material primitivo.

Antes deste retrabalhamento depositou-se sobre a crosta siálica já formada (Complexo Goiano) uma sequência vulcanossedimentar identificado como Supergrupo Pilar de Goiás que caracteriza na região os greenstone belts. A idade arqueana para este supergrupo foi evidenciada através da datação de suas rochas ultramáficas, que pelo método Sm/Nd indicaram idade isocrônica de 2.600 MA. O Supergrupo Pilar de Goiás ainda no Arqueano foi recoberto em discordância angular por uma vasta sedimentação que se identifica com o Grupo Itapaci aqui definido, o qual se mostra retrabalhado nos ciclos geotectônicos Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro. Estas unidades foram seccionadas por rochas granitoides que apresentam idade isocrônica de referência Rb/Sr de 2.939 ± 105 MA e razão inicial de 0,701, o que combinado com as datações Sm/Nd do Supergrupo Pilar de Goiás atestam sua idade arqueana.

A leste da área aqui abordada ocorre uma estrutura dô mica conhecida como Domo de Hidrolina, onde se expõem terrenos mig matito-granito-gnáissicos que formam o Complexo de Hidrolina. A estrutura é desenhada por rochas do Supergrupo Pilar de Goiás e Grupo Itapaci, sendo que o complexo mostra idade isocrônica de referência Rb/Sr de 2.124 ± 102 MA com razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,7025, ou seja remonta ao Proterozóico Inferior.

A unidade mais nova é representada por sequências de idade cenozóica referidas como Coberturas Sedimentares Terciário-Quaternárias que com seus cascalhos, areias, argilas e lateritas representam tanto depósitos residuais total ou parcialmente late rizados, como sedimentação fluvial, aluvial e coluvial em sua maio ria sem representatividade na escala do mapa anexo.

Além do estudo geocronológico e de campo, base para o estabelecimento da coluna estratigráfica aqui adotada, foram feitos estudos petrográficos e litogeoquímicos tanto no Complexo Goiano como no Supergrupo Pilar de Goiás, sendo que neste foi da da ênfase as suas rochas máfico-ultramáficas. Nesse contexto con clui-se que as rochas máfico-ultramáficas do Supergrupo Pilar de Goiás (Grupo Ultramáfico) foram formadas por fusão de rochas do manto em vários níveis (10 a 50% de fusão) dando origem aos koma tiitos peridotíticos e piroxeníticos, que se diferenciaram a koma tiitos basálticos e toleíticos.

Entre as ocorrências minerais detectadas na área, des tacam-se as de Cr, Ni, mármore, cianita e ouro, sendo este último o principal bem mineral existente na região, com importantes acu mulações no âmbito dos **greenstone belts**.

ABSTRACT

The area in discussion, in a geologic context, constitutes one of the most interesting and complex, within the South American Platform, in Brazilian territory, over which granitoid-greenstone belts are outstanding. The Goiano Complex is the oldest unit in the geologic column herein adopted and composed largely of granitoids, gneiss and migmatites, in the amphibolite facies. Dated samples of the complex have shown two isochrons of Rb/Sr reference, the oldest one is 2.926 ± 65 m.y. and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratio of 0.7001 and the youngest one of 2.471 ± 20 m.y. and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratio of 0.701, the late data was confirmed through a $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ isochron that indicates the age of 2.481 ± 188 m.y., yielding 7,699. Although the initial ratios data of the Rb/Sr isochron, as well as the parameters in the Pb/Pb analyses may indicate material of mantle source, it may be interpreted, with the help of field data, that the youngest values may indicate the reworking of crustal sialic rocks formed 2.925 ± 65 m.y. ago (oldest isochron), with primitive material contribution.

Before such reworking volcanic-sedimentary sequence was deposited over the already formed sialic crust, and it is denominated Pilar de Goiás Supergroup which characterizes the Greenstone Belts in the region. The Archean age for the supergroup was evident through the age results of its ultramafic rocks, showing 2.600 m.y. isochronic age, with Sm/Nd methods. The Pilar de Goiás Supergroup, still during the Archean, was overlain by a large sedimentation, in angular disconformity which identifies itself with the herein defined Itapaci Group, showing evidence of reworking during the Transamazonian geotectonic cycles, Uruaçuano and Brasiliano. These units have been invaded by granitoid rocks, showing Rb/Sr isochron of 2.939 ± 105 m.y. of age and initial ratio of 0.701 which together with the Sm/Nd measurements of the Pilar de Goiás Supergroup serve to indicate an Archean age.

East of the area herein concerned, occurs a domoic

structure known as Domo de Hidrolina where can be found magmatic-granitic-gneissic terrane forming the Hidrolina Complex. The structure is outlined by rocks of the Pilar de Goiás Supergroup and Itapaci Group, with the Complex showing a Rb/Sr isochronic age of 2.124 ± 102 m.y. and initial ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Rb}$ of 0.7025, dating back to the Early Proterozoic.

The youngest unit comprises sequences of cenozoic age characterized as Quaternary-Tertiary Sedimentary Cover composed of gravels, sands, clays, and laterites represent both total and partial lateritic residual deposits, with fluvial, alluvial and colluvial sedimentation, most of them without been to be shown in the scale of the enclosed map.

Besides the geochronology and field studies, basic information for the construction of the geologic column herein presented, there has been done petrographic and litogeochemical studies, both in the Goiano Complex and Pilar de Goiás Supergroup, as for the Pilar de Goiás Supergroup, the studies were concentrated on its mafic-ultramafic rocks. In such a context we draw the conclusion that the mafic-ultramafic rocks of the Pilar de Goiás Supergroup (Ultramafic Group) were formed by melting of mantle rocks in several levels (10 to 50 per cent melting), giving rise to peridotitic and piroxenitic komatiites, which have differentiated into basaltic and toleitic komatiites.

Among the mineral occurrences found in the area it worth registering chromium, nickel, marble, cyanite and gold, the last being the principal mineral found in the area, with important deposits associated with the greenstone belts.

1 — INTRODUÇÃO

1.1 — Objetivos do Trabalho

Nas duas últimas décadas, numerosos trabalhos foram desenvolvidos no mundo inteiro sobre os terrenos granito-**greenstone**. No Brasil, na década de 70, iniciaram-se os estudos sobre estes terrenos, e no fim desta mesma década foram identificados os que o correm na região de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás — Hidrolina, no Centro-Oeste Brasileiro. Nesta região, os trabalhos em escala de reconhecimento desenvolvidos pelo Projeto RADAMBRASIL, além de despertarem no autor o interesse em estudar tais estruturas, reve laram alguns problemas geológicos, principalmente no contexto evo lutivo, que mereciam estudos aprofundados. Tais fatos resultaram na escolha da área para a elaboração da presente tese, na qual o conjunto de dados e os resultados obtidos, tais como: mapa geolôgico, relações de contato entre os domos granito-gnâissicos e os **gre** **eenstone belts**, e as conclusões petroquímicas, geocronológicas e estruturais, possibilitaram reconstituir a evolução geotectônica da região, principal objetivo proposto.

1.2 — Localização da Área

A área abordada insere-se entre os paralelos 14°23'15" e 15°07'25"S, e os meridianos 49°19'40" e 50°06'45" WGr., perfazendo cerca de 6.800 km². Em sua maior parte, ocupa mais de um terço da Folha SD.22-Z-A, e no restante engloba pequenas parcelas das folhas SD.22-Z-B (Uruaçu), SD.22-Z-C (Goiás) e SD.22-Z-D (Taguatinga), onde os principais centros populacionais são as cidades de I tapaci, Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás, São José do Caiamar, Au riverde, Nova América, Hidrolina e Luzelândia, que se interligam a través de estradas encascalhadas e a BR-153 (rodovia Belém—Brasília), principal via de acesso da região (Fig. 1).

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

FIG. 1

2 — METODOLOGIA

A execução deste trabalho contou com as etapas de campo, escritório e laboratório. Nas etapas de campo o autor teve à sua disposição os dados obtidos na região durante o mapeamento ao milionésimo da Folha SD.22 Goiás pelo Projeto RADAMBRASIL, quando era seu coordenador na divisão de Geologia e co-autor do referido mapeamento; além disso, foi possível retornar outras vezes à região durante a fase de tese, contando para tanto com a estrutura do citado projeto em Goiás. Nesse contexto, houve possibilidades de uma boa seleção de amostras para análise em laboratório, tanto no âmbito da geocronologia, como no de química de rochas, que permitiram a confecção de um mapa geológico na escala 1:250.000, base para a evolução geotectônica aqui proposta. As etapas seguidas para a obtenção do mapa e a metodologia das análises de laboratório são especificadas a seguir. São apresentadas, análises geocronologicas pelos métodos Rb/Sr, K/Ar e Pb/Pb, bem como algumas pelo método Sm/Nd, que embora analisadas não houve tempo de incluir seus dados analíticos na presente tese; as análises químicas são de ôxidos dos elementos maiores e de elementos menores, traços e terras raras.

2.1 — Metodologia de Mapeamento

A metodologia de mapeamento aqui empregada segue uma sequência de etapas cujo resultado final foi o mapa e a parte descrita da tese em pauta.

As etapas foram as seguintes:

a — Pesquisa bibliográfica e compilação, onde se procurou analisar todos os trabalhos preexistentes na área e em áreas limítrofes;

b — interpretação preliminar com utilização de imagem de radar, escala 1:250.000, auxiliada por imagem LANDSAT a 1:500.000, e em áreas de maior detalhe, estudo de fotografias aéreas na escala 1:60.000;

c — feito o mapa preliminar, seguiu-se o trabalho de campo. Este foi feito através de estradas, caminhos, picadas, etc. Nesta etapa, fez-se o mapa de amostragem e selecionou-se as amostras para estudos petrográficos, geocronológicos e análises químicas;

d — de posse dos dados de campo e laboratório, fez-se a interpretação final, resultando em um mapa na escala 1:250.000, e;

e — finalmente, pode-se montar a coluna estratigráfica e desenvolver a evolução geotectônica da área.

2.2 — Metodologia de Análises Geocronológicas (Rb/Sr, K/Ar e Pb/Pb)

Como o assunto geocronologia será abordado sempre dentro do trabalho em questão é necessário que se faça alusão à metodologia Rb/Sr e K/Ar de maneira resumida.

As dosagens dos elementos químicos para o método Rb/Sr foram realizadas por fluorescência de raios-X, admitindo-se um erro médio de 2% nos valores acima de 40-50 ppm e abaixo de 500 ppm. Amostras com teores fora destes limites são dosadas por diluição isotópica, segundo técnica discutida por Kawashita (1972).

As análises espectrométricas foram realizadas em aparelho Variant Mat Tipo TH-5, cujas características foram bem descritas por Torquato (1974). Os valores obtidos para a razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ foram normalizadas em função do valor 0,1194.

Nos cálculos das idades Rb/Sr foram utilizadas as seguintes constantes: $\lambda_{\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$ e $\text{Rb}^{85}/\text{Rb}^{87} = 2,6027 \pm 0,0486$.

As análises radiométricas pelo método K/Ar foram realizadas em minerais, separadas segundo as técnicas descritas por Amaral et al. (1967). As dosagens de K foram feitas por fotometria de chama e espectrometria de absorção atômica, havendo um controle de

erro percentual entre os dois métodos utilizados.

As análises isotópicas foram executadas em espectrômetro de massa de fonte gasosas Núclide tipo Reynolds. Admite-se um erro médio de 3% para o método K/Ar.

As constantes utilizadas nos cálculos das idades por este método são as seguintes:

$$K^{39} = 93,2581\% \text{ do K total}$$

$$K^{40} = 0,01167\% \text{ do K total}$$

$$K^{41} = 6,7302\% \text{ do K total}$$

$$Ar^{38}/Ar^{37} = 295,5$$

$$K_{\text{total}} = 0,581 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$K_{\text{total}}^{40} = 4,962 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

As análises isotópicas Pb/Pb foram realizadas no laboratório de geologia isotópica do Departamento de Geologia e Mineralogia da Universidade de Oxford por intermediação do geólogo Miguel Basei. O tratamento químico das amostras para as análises espectrométricas foi feito através do método desenvolvido por Arden & Gale (1974) de dupla eletrodeposição, e em seguida as amostras foram analisadas em espectrômetro de massa ISOMASS VG. 54, totalmente computadorizado.

2.3 — Metodologia de Análises de Elementos Menores, Traços e Terras Raras

Quanto as análises de rochas para elementos menores e traços realizados nos laboratórios da GEOSOL e CPRM, seguiu-se a seguinte metodologia com respectivos limites de detecção, para o primeiro laboratório:

a — Espectrografia de emissão ótica para os seguintes elementos e seus limites de sensibilidade em ppm: Ca(10), Ti(10), Zr(10), Mg(5), Mn(5), Mo(3), Ni(5), Co(5), Cr(5), Ba(5), Ag(1) e V(5);

b — Absorção Atômica para os seguintes elementos e seus limites de sensibilidades em ppm: Li(5), K(10) e Na(10), to dos com abertura total por fusão com tetra-borato de lítio ou HF + ácido perclórico. Au (0,05), Após extração com MIBK;

c — Absorção Atômica com geração de vapor e sensibilidade em ppb: As(1) e Sb(1);

d — Fluorescência de Raio-X com sensibilidade em ppm: Th(25), Cl(10), Sr(5), Rb(10) e P(10);

e — Pré-concentração e sensibilidade em ppb: Pt(10), Pd(10) e Rd(10) e;

f — Absorção Atômica sensibilidade em ppm: Pb(5), Zn (5) e Cu (5), abertura total com HF + HNO_3 .

Algumas amostras foram analisadas por espectrografia ôtica semi-quantitativa, no laboratório da CPRM.

As análises geoquímicas de elementos terras raras foram realizadas por Antony Vander Voet, no **Geosciences Laboratory do Ontário Geological Survey** por espectrometria de emissão ótica de plasma (ICP), segundo metodologia de Bolton et al. (1983). Estas análises foram possíveis graças a intermediação do Prof. Dr. Mário Figueiredo da USP e da Profª Drª Bárbara I. Kromberg da **University Ontario**.

3 — ESTRATIGRAFIA

Os terrenos granito-**greenstone belts** de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina estão ocupando uma das áreas mais complexas e perturbadas tectonicamente da Plataforma Sul-Americana de Almeida (1967), e em seus domínios ocorrem unidades formadas desde o Arqueano. Em função dos dados de campo, auxiliados com as análises geocronológicas, petrográficas, petroquímicas e estruturais, elaborou-se a coluna estratigráfica mostrado na figura 2, onde a unidade litoestratigráfica mais antiga é o Complexo Goiano, que embora apresente várias idades radiométricas, foi formado no Arqueano, com retrabalhamento e rejuvenescimento isotópico em épocas posteriores.

A seguir têm-se os **greenstone belts** com seus grupos máfico-ultramáfico e sedimentar, pertencentes ao Supergrupo Pilar de Goiás, e que repousam discordantemente sobre o Complexo Goiano, embora seus contatos sejam sempre duvidosos em virtude dos inúmeros falhamentos que afetaram a área. O Supergrupo Pilar de Goiás é uma unidade que também foi formada no Arqueano.

Sobre o Supergrupo Pilar de Goiás em contato discordante (discordância estrutural) ocorre o Grupo Itapaci que representa uma unidade provavelmente arqueana constituída de metapelitos, xistos e gnaisses a biotita, muscovita, clorita e granada, metamorfisada principalmente na facies xisto verde.

Tanto o Supergrupo Pilar de Goiás quanto o Grupo Itapaci encontram-se seccionados por granitóides (trondhjemitos) que apresentam idade arqueana, e estabelecem a idade mínima dessas supracrustais.

Durante o Precambriano Médio (2.124 MA) houve remobilização da crosta inferior e/ou **greenstone belts** dando origem ao Complexo Granitóide-Gnáissico, denominado de Complexo Hidrolina, que contém xenólitos de rochas máfico-ultramáficas do Cinturão **Greenstone Belt** de Pilar de Goiás—Hidrolina. Ao longo das drenagens têm-se as aluviões recentes e nos interflúvios os sedimentos de cober-

Fig.2 - SUMÁRIO ESTRATIGRÁFICO DOS TERRENOS GRANITO-GREENSTONES DE CRIXÁS, GUARINOS, PILAR DE GOIÁS-HIDROLINA.

ERA	PERÍODO	ÉPOCA	IDADE ABSOLUTA (M.A.)	LITOESTRATIGRAFIA			SIMBOLOGIA		LITOLOGIA
				COMPLEXO	SUPER GRUPO	GRUPO			
PROTEROZOICO	TERCIÁRIO-QUATERNÁRIO						TO		COBERTURA SEDIMENTAR TERCIÁRIO-QUATERNÁRIA. CASCALHOS, AREIAS, SILTITOS, ARGILAS, LATERITOS LEVEMENTE CONSOLIDADOS.
				DISCORDÂNCIA EROSIVA					
			570						
	SUPERIOR		1100						
PROTEROZOICO	MÉDIO		1800						
	INFERIOR		ISÓCRONA DE REFERÊNCIA Rb / Sr DE 2124 ± 102 (Sr/Sr ₈₆) = 0.7025	HIDROLINA			Pch		TONALITOS, TRONDHJEMITOS, GABROS E ANFIBOLITOS, GRANODIORITOS, GNAISSES, MIGNATITOS. DOMO DIÁPIRO INTRUDIDO NA "GREENSTONE BELT" PILAR DE GOIÁS-HIDROLINA. CONTÉM RESTOS DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS E ANFIBOLITOS.
ARQUEANO			2600						
			CORTADO POR INTRUSÕES GRANÍTICAS QUE CAEM EM ISÓCRONA DE REFERÊNCIA Rb/Sr DE 2900m.a.?						
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									
ARQUEANO									

tura Terciário-Quaternária (Fig. 2).

A seguir são apresentadas descrições específicas a cada uma destas unidades, em ordem da mais antiga para a mais jovem.

3.1 — Complexo Goiano

3.1.1 — Generalidades

Atribui-se a Leonardos (1938) as referências primordiais sobre as rochas arqueanas do Estado de Goiás, descrevendo entre as litologias, os gnaisses que ocorrem nas vizinhanças de Goiânia.

Barbosa et al. (1966) separaram três unidades dentro do Complexo Basal Brasileiro, referindo-se a mais antiga como Precambriano Indiferenciado.

Almeida (1967) distingue pelo menos quatro ciclos tectono-orogênicos na área central de Goiás, tendo incluído os dois mais antigos no Complexo Indiviso que denominou provisoriamente de Complexo Basal.

Almeida (1968) discorrendo sobre a evolução tectônica do Centro-Oeste Brasileiro, admitiu a região central de Goiás como sendo constituída de estruturas complexas e pouco conhecidas.

Angeiras (1968) fez citações a respeito do Maciço Intermediário de Goiás, constituído pelo Complexo Basal e Grupo Araxá.

Nilson & Motta (1968) fazendo referência sobre a geologia da região Goianira-Trindade, subdividiram o Complexo Basal em conjunto Gnáissico, conjunto Piroxenito-Gnaisses-Gábricos, e o Granodiorítico Serra da Pedra (?).

Barbosa et al. (1969) referiram-se ao Precambriano Indiferenciado da área do Projeto Brasília e descreveram-no como con

tituído de um complexo de rochas granito-gnãissicas com intercalações locais de xistos, anfíbolitos e quartzitos.

Almeida & Hasui (1969) com apoio de algumas datações radiométricas, pelo método K/Ar reconheceram entre os cratons do Guaporé e São Francisco, três faixas principais denominadas de estruturas pré-Uruaçuana remobilizadas, parcialmente nos ciclos Uruaçuno e Brasileiro (Complexo Basal); estruturas eugeossinclinais uruaçuanas (Grupo Araxá); miogeossinclinais Paraguai-Araguaia.

Bitencourt & Corrêa (1970) dissertando sobre a geologia da área de Goiânia—Bonfinópolis, Estado de Goiás, valeram-se do termo Complexo Gnãissico, para incluir as rochas das facies anfibolito e granulito.

Berbert, Corrêa e Melo (1970) discorreram sobre o Complexo Basal no Estado de Goiás.

Lindenmayer (1970) referindo-se a geologia da área do Projeto Niquelândia, propôs a subdivisão do Complexo em três unidades: Sequência Granulítica; Sequência Gnãissica e Complexo do Tocantins.

Hasui & Almeida (1970) e Oliveira & Bitar (1971) fizeram referências sobre as rochas do Complexo Basal.

Baeta Júnior et al. (1972) na área do Projeto Goianésia—Barro Alto admitiram somente duas unidades das três propostas por Nilson & Motta (op. cit.) para o Complexo Basal.

Motta et al. (1972) versando sobre a geologia da área de Niquelândia, dividiram o Complexo Basal em três subunidades: Sequência Granulítica, Conjunto Cataclástico e Conjunto Anfíbolito-Granulítico.

Barbosa & Costa (1973) quando expuseram sobre a geologia da área de Divinópolis, incluído no Projeto Letos, fizeram referências sobre o Complexo Basal.

Danni et al. (1973) posicionaram os granito-gnaisses existentes na porção setentrional da região sudoeste da Serra Dourada no Complexo Basal.

Marini et al. (1974) ao referirem-se a geologia da área do Projeto Serra Dourada, denominaram de Complexo Basal Goiano ao conjunto de rochas metamórficas da facies anfibolito.

Pena et al. (1975) assumiram como sendo o Complexo Basal da área do Projeto Goiânia constituído de biotita gnaisses, hornblenda-biotita gnaisses, migmatitos e granitos.

Schobbenhaus et al. (1975a) denominaram de Precambriano Indiferenciado as rochas da Folha SE.22.

Schobbenhaus et al. (1975b) ao realizarem o Mapa Geológico ao Milionésimo denominaram de Precambriano Indiferenciado para os migmatitos, gnaisses, granulitos e granitóides que ocorrem no domínio da Folha SD.22 Goiás.

Faria et al. (1975) relataram a presença do Complexo Basal Goiano na área do Projeto Piranhas.

Carvalho (1977) percorreu sobre o Complexo Basal Goiano para reunir as rochas mais antigas, destacando tipos petrográficos mais comuns ao conjunto granito-gnáissico com intercalações locais de metaultrabasitas, metabasitas, charnoquitos, granulitos etc.

Marini et al. (1977) englobaram as rochas que ocorrem nas regiões de Trombas e Montividiu no Complexo Basal Goiano sob a denominação de "Gnaisses Granodioríticos de Trombas e Montividiu".

Ribeiro Filho et al. (1978) discorreram sobre a geologia que abrange o Projeto Pilar—Mara Rosa englobaram rochas de alto grau metamórfico dentro da "Associação Metamórfica Pilar de Goiás".

Berbert (1980) teceu comentários sobre as relações

dos **greenstone** e os terrenos granito-gnaisses.

Cunha et al. (1981) ao dissertarem sobre a geologia da Folha SC.22 Tocantins, propuseram a denominação de Complexo Goiano, deixando de lado o termo "Basal" da denominação "Complexo Basal Goiano" de Almeida (1967).

No decorrer do "1º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste" vários geólogos referiram-se sobre a geologia do Complexo Goiano de forma ora mais detalhada, ora resumida e entre eles temos Barreira & Dardenne (1981); Danni, Dardenne e Fuck (1981); Ribeiro Filho (1981); Montalvão & Bezerra (1981); Bezerra et al. (1981); Danni & Teixeira (1981) e Fuck et al. (1981).

3.1.2 — Posição Estratigráfica e Relações de Contato

O complexo Goiano é uma unidade litoestratigráfica políciclica e polifásica e portanto foi palco de várias transformações estruturo-metamórficas. Sendo assim, as diversas idades radiométricas obtidas são de difícil interpretação mesmo porque há uma carência de dados geológicos mais convicentes. Na área em questão o Complexo Goiano é considerado a unidade mais antiga e que serviu de substrato para a edificação dos **greenstone belts**. As relações de contato entre o Complexo Goiano e os **greenstone belts** a exemplo de outros terrenos com estas características descritas mundialmente, são muito difíceis de serem esclarecidas, devido esta superposição de eventos; alguns contatos são através de falhamentos o que dificulta ainda mais o estabelecimento destas relações. Entretanto, acredita-se que há uma discordância angular entre as duas unidades e que as vulcânicas máfico-ultramáficas repousam sobre os gnaisses e granitóides do Complexo Goiano, porquanto, ao longo da rodovia Crixás—Auriverde, observa-se derrames máficos com estrutura do tipo **pillow** dispostos, ao que tudo indica, com pequeno ângulo de mergulho ou praticamente horizontal sobre as rochas polimetamórficas do Complexo, sem que haja evidências de inversão estratigráfica. As rochas deste complexo quando é possível obter-se medidas estruturais (bandeamento, xistosidade, etc.) apresentam ângulos consideráveis, e além disso há uma diferença marcante no metamórfico entre

as duas unidades. Por outro lado, na região ocorrem diques máfico-ultramáficos que seccionam o Complexo Goiano, e são aparentemente, truncados pelo Cinturão de Guarinos.

Do que foi visto, considera-se o Complexo Goiano pré-greenstone belts, tendo-se também respaldo nos dados geocronológicos, os quais são abordados em um capítulo específico do presente trabalho.

3.1.3 — Distribuição na Área e Seções Geológicas

O Complexo Goiano é considerado no presente a unidade litoestratigráfica mais antiga na área em questão. Entretanto, em alguns locais sua relação com os greenstone belts é bastante imprecisa e duvidosa. O Complexo Goiano tem sua distribuição em faixas que se localizam entre os greenstone belts de Crixás, sua distribuição é maior, onde suas rochas polimetamórficas se distribuem a través de Crixás, Nova Crixás, Mozarlândia e Nova América, formando uma faixa contínua entre estas duas regiões (Fig. 3, Mapa Geológico).

Melhor distribuição das variedades litológicas é fornecido nas seções geológicas, abaixo descritas:

3.1.3.1 — Seção Geológica São José do Caiamar—Fazenda São José

A 1,7 km da cidade aflora micaxisto avermelhado e esverdeado, fino microcrenulado, com atitude de xistosidade N100; a proximadamente 100 m adiante nota-se a rocha xistosa esverdeado (clorita xisto) com desenvolvimento de anfibolitização (tremolita-actinolita) com cristais de até 2 cm, e foliação N100,25SO (510/EG-278/HA/193.1, 193.2, 193.3). 400 m adiante aflora rocha xistosa com atitude N300,30SO, fina com bastante contribuição de quartzo; notam-se níveis de quartzito acamadado, fino, esbranquiçado e cinza, ferruginoso (510/EG-279/HA/194). A 500 m do ponto anterior aflora, em blocos, rocha compacta, pouco alterada, leucocrática, esbranquiçada, textura granoblástica, média a grosseira, composta de quartzo, plagioclásio e biotita, classificada como granodiorito

(510/EG-280/HA/195). 800 m adiante (510/EG-281/HA/196) aflora novamente o granodiorito com esfoliação esferoidal notando-se tambiém micaxisto pouco alterado, fino, rosado com xistosidade N45E, 35NO e a 400 m a atitude do micaxisto passa a N350,35SO; certamente esses xistos pertencem ao embasamento.

No 510/EG-282 aflora rocha leucorática cinza, textura granolepidoblástica, fina a média, finamente foliada, composta de quartzo, plagioclásio e biotita, com freqüente veios quartzo-feldspáticos concordantes com a foliação, classificada como gnaissse ou migmatito. A 2,1 km adiante, próximo a um córrego aflora em grandes blocos, gnaisses granodiorítico finamente foliado (510/EG-283/HA/197). A 900 m adiante aflora a mesma rocha (510/EG-284). A 500 m adiante ainda aflora rocha granítica e 100 m à frente (510/EG-185) nota-se micaxisto alterado fino quartzoso, rôseo-asverdeado, possivelmente do embasamento. A 1.200 m do ponto anterior ocorre em blocos, granodiorito de textura média a grosseira (510/EG-286).

No 510/EG-287, a 2 km do ponto anterior aflora granodiorito médio a grosseiro. A 800 m do ponto anteriormente descrito ocorre granodiorito, textura granoblástica média a grosseira (510/EG-288/HA/198). A 800 m adiante ocorre micaxisto alterado esverdeado e amarelado, microcrenulado com xistosidade N55E,50NO e veios de quartzo concordantes com essa atitude (510/EG-289/HA/199). A 200 m adiante tem-se o 510/EG-290, granodiorito de textura granoblástica média a grosseira. A 1.000 m do ponto antes descrito tem afloramento formando morro com granodiorito de textura granoblástica média a grosseira e no sopé do morro notam-se grandes blocos de silexito esbranquiçado e amarelado bem como blocos de quartzo leitoso com concentrações de um mineral verde (clorita ?) (510/EG-291/HA/200.1, 200.2 e 200.3). A 500 m em frente na seção (510/EG-292/HA/201) afloramento em lajeados pontiagudos de micaxisto alterado, compacto vermelho, com foliação N100,55SO. A 400 m do ponto antes citado aflora xisto, fino bastante dobrado, intercalando quartzito muito fino com acamadamento N-S,270, concordante com a xistosidade.

3.1.3.2 — Seção Geológica do Entroncamento das Estradas Crixás-Itapaci—Guarinos em direção a Crixás até rio Crixás-

No rio Caiamar aflora clorita xisto com xistosidade N300,68SO e a 1,7 km do rio Caiamar, a mesma rocha está bastante alterada (EG-105 e EG-106). A 500 m deste aflora o 510/EG-107/HA-RM/72, rocha xistosa, composta de clorita, actinolita, tremolita, em bancos finos, com foliação N250,85NE a vertical, esta zona parece ser de "drag" e tal comportamento deve ao contato por falha com o Complexo Goiano.

No Km-13,2 aflora anfibolito com foliação N350,58NE na zona de cisalhamento (510/EG-108/HA-RM/73). A 600 m do EG-108, aflora biotita granodiorito e a 2 km deste aflora novamente o biotita granodiorito, isotrópico e localmente anisotrópico, este devido a zona de cisalhamento, transformando em micaxisto (retromorfismo).

No Km-17,4 aflora anfibolito com foliação N10E,28NO. No rio Crixás aflora migmatito de composição granodiorítica, foliada com direção N10E.

3.1.3.3 — Seção Geológica do Trecho da Estrada Auriverde (Patriônio do Gominho)—Mozarlândia

A 900 m a partir de Auriverde aflora em blocos (510/EG-333/HA/220) granodiorito pouco alterado, isótropo, mesocrático cinza, porfiroblástico. No afloramento 510/EG-334, ocorre em blocos granodiorito, isótropo, cinza, porfiroblástico, juntamente com pequeno afloramento de xisto alterado. A rocha granodiorítica se expõe até o afloramento 510/EG-349/HA/228, situado em um córrego, a 1.200 m de Mozarlândia, sendo que no afloramento 510/EG-340/HA/222 juntamente com o granodiorito aflora micaxisto com foliação N55E subvertical e o afloramento 510/EG-344/HA/225 que é um micaxisto diaforético com foliação N70E,50NO.

Do afloramento 510/EG-349/HA/228 até o afloramento 510/EG-353 são expostas rochas granodioríticas, enquanto que, no

510/EG-354, trata-se de um micaxisto alterado com foliação N850, 60NE, sobreposto, topograficamente a blocos de granodiorito. No afloramento 510/EG-355/HA/230 aflora blocos de metabasito e a 70 m antes ocorrem blocos de granodiorito.

A 700 m deste (510/EG-356/HA/231), afloram grandes blocos de granodiorito, grosseiro, granoblástico e ocorrem também blocos de rocha básica alterada. No afloramento 510/EG-357, 1.000 m do anterior, aflora novamente granodiorito e a 1.200 m da fazenda Buriti, aflora rocha xistosa alterada com foliação N5E, 50NO e rocha granítica alterada, o xisto é possivelmente diaftórico, isto é alteração do granitóide. A 600 m adiante ocorre dique de metabasito, (510/EG-359/HA/232) encaixado na rocha granítica. Até o fim da seção perfazendo-se aproximadamente 8.300 m, aflora aqui e acolá granodiorito, ora granoblástico, ora porfiroblástico e a 4.500 m do afloramento 510/EG-359/HA/232 ocorre micaxisto com foliação N75E, 51NO.

3.1.3.4 — Seção Geológica Fazenda São João—Estrada Crixás—Guariños

Na fazenda São João, mais precisamente no córrego São João, aflora (510/EG-324/HA/216), lajeado de gnaisse (granodiorítico), mesocrático a leucocrático, cinzento, textura granolepidoblástica, composta de quartzo, plagioclásio e mica. Deste até o afloramento 510/EG-329, situado no córrego Tocambira, aflora sempre granodiorito, isótropo, cinza, granulação variável, sendo a mais comum a média a grosseira. Entretanto a 900 m do afloramento 510/EG-328/HA/218, juntamente com os blocos de granodiorito aflora micaxisto com foliação N10E, 50NO, possivelmente xisto diaftorético.

A 2.300 m do córrego Tocambira, aflora o 510/EG-330, micaxisto alterado e no 510/EG-331, aflora novamente o micaxisto alterado com foliação N-S, 230. O afloramento 510/EG-332, situado a 200 m do afloramento anterior ocorre gnaisse (granodiorítico) e a 200 m antes da estrada principal assoma blocos de granodiorito. Na Figura 4 Localização das amostras e seções.

3.1.4 — Petrografia

Gnaisses

Estes tipos de rochas variam em composição de granito a tonalito ou mesmo diorito. São rochas de granulação fina a grossa, com conspícua foliação (bandeamento) na maioria das vezes e com efeito cataclástica atuante em grande número de amostras.

Gnaisse Granítico — Rocha bandeada, com textura granolepidoblástica, composta de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico, biotita, epidoto e muscovita em menor quantidade, às vezes como varietais outras vezes como acessórios.

Os minerais félsicos, tais como, quartzo, microclínio e plagioclásio ocorrem como porfiroblastos e em agregados que estão envoltos por cristais menores. Os cristais de quartzo, xenomórfico, em agregados granoblásticos estando recrystalizados, ou às vezes alongados segundo a direção que atuou o maior esforço. O microclínio é anédrico irregular e bastante límpido comparado com o plagioclásio, já bastante alterado e saussuritizado. O microclínio é de neoformação. Entre os agregados recrystalizados há cristais menores de quartzo e feldspato. A biotita e muscovita em placas que orientadas, ora entremeados com os félsicos, ora formando leitos que se intercalam e se repetem com os félsicos. De um modo geral efeitos cataclásticos são evidenciados. O microclínio apresenta macla segundo a lei de Albita e Periclina. Este juntamente com o quartzo forma intercrescimento mirmequítico (Foto 1).

Gnaisse Granítico Cataclástico — Rocha granoblástica e cataclástica, inequigranular, composta de quartzo, microclínio, plagioclásio e muscovita.

Rocha cisalhada com porfiroblastos e porfiroclastos de microclínio, irregulares, e cristais de quartzo mais desenvolvidos em matriz fina e microgranular orientada de quartzo e feldspato. Os cristais maiores de quartzo e microclínio são bordejados pelo material fino de quartzo e feldspato (Foto 2). O quartzo de

FOTO 01 - Amostra 510/EG-366/HA/235 (Complexo Goiano) - Formação de Mirmequita provavelmente por substituição - 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

FOTO 02 - Amostra 510/EG-33/HA-RM-PP/21 - Granito Gnaiss - (Complexo Goiano) - Microclínio pertítico com muscovita e epidoto. Cristal bordejado por matriz de quartzo e feldspato recristalizado (textura mortar) - 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

envolvido em níveis descontínuos, mostra-se acentuadamente cisalhado, estirado, extinção ondulante. Evidências de efeito cataclástico são as lamelas encurvadas de geminação e microfraturamento dos feldspatos. Às vezes estas rochas passam a protomilonito.

Gnaisse Granodiorítico — Os gnaisses granodioríticos com variedades à muscovita, biotita e a ambos. São rochas bandadas (Foto 3), textura granoblástica e granolepidoblástica, composta de plagioclásio, quartzo, microclínio, muscovita, biotita, argilo-minerais e sericita.

Os cristais de plagioclásio, microclínio e quartzo como porfiroblastos e como grãos menores na matriz. O plagioclásio, maclado segundo a lei da Albita, encontra-se às vezes zonado e alterado a argilo-minerais, sericita e epidoto (Fotos 4 e 5). O microclínio ocorre em porfiroblastos bem formados, é caracterizado como de neoformação, às vezes mostrando-se pertíticos.

O microclínio, quando fraturado tem desenvolvimento de plagioclásio e mica, mostrando que há mica e plagioclásio de mais de uma geração e mais nova que o microclínio.

O quartzo é xenomórfico com contornos irregulares e constitui aglomerados granoblásticos, seus cristais mostram-se tensionados, com extinção ondulante e fraturados (Foto 6). Palhetas de biotita e muscovita acham-se arranjadas em grupos ou dispersas. Estas rochas evidenciam cataclase. A biotita toma também placas bem desenvolvidas com zonas ricas, entre bandas quartzo-feldspato.

Gnaisse Granodiorito Cataclástico — Rocha de textura granoblástica-cataclástica, granulação fina a média, constituída de microclínio, plagioclásio, quartzo, biotita, argilo-minerais, sericita e epidoto. Os cristais de quartzo, microclínio e plagioclásio apresentam efeitos de **stress** com extinção ondulante trituramento das bordas e recristalização (textura mortár), encurvamento das lamelas de geminações e microfraturamento.

FOTO 03 - Gnaiss - Amostra 510/EG-211/HA-RM/142 - Complexo Goiano) - Bandeamento com leitos alternados de quartzo + feldspato e micas. 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

FOTO 04 - Amostra 510/EG-348/HA/227 - (Complexo Goiano) - Gnaiss - Plagioclásio saussuritizado com transformação a argilo-minerais e muscovita + sericita. 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

FOTO 05 - Amostra 510/EG-333/HA/220 - (Complexo Goiano) - Biotita gnaiss granodiorítico - Plagioclásio com substituição por sericita + muscovita e formação de biotita - 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

FOTO 06 - Amostra 510/EG-365/HA/234 - (Complexo Goiano) - Gnaiss cataclástico com quartzo triturado e lenticular (Transporte Tectônico) - 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

Gnaiss Tonalítico — Rochas de textura granolepidoblástica, compostas de plagioclásio, quartzo, biotita, epidoto, titanita, muscovita e feldspato potássico. Os minerais estão dispostos em arranjo granolepidoblástico.

Entremeiam-se cristais de plagioclásio alongados com aqueles microgranulares de quartzo xenomórfico em aglomerados recristalizados; às palhetas de biotita mostram-se orientadas e ocorrem dispersas na rocha, sendo que no conjunto é nítido o fluxo dinâmico desenvolvido pelos minerais.

Os cristais de plagioclásio são os mais desenvolvidos aparecendo com formas variadas, via de regra grosseiramente retangulares, subédricos e anédricos, no entanto sempre muito orientados, numa feição muito evidente. Estão intensamente alterados para sericita e epidoto (Foto 7).

O quartzo é inequigranular, com bordas poligonizadas, num arranjo granoblástico em aglomerados e níveis descontínuos. A biotita e muscovita dispõem-se orientadas, às vezes em finos cordões descontínuos. Epidoto e titanita ocorrem de maneira esparsa e a hornblenda também orientada formam lentes que alternam-se com lentes félsicas (Foto 8).

Efeitos cataclásticos são observados nestas rochas, onde os porfiroblastos (clastos) mostram bordos triturados e arranjo mortár, encurvamento das lamelas de geminação, extinção ondulada, microfraturamento e pulverização de alguns exemplares.

Rochas Isotrópicas e Cataclásticas

Associados aos gnaisses e migmatitos ocorrem alguns granitóides, que são resultantes de processo de anatexia associado a metassomatose. Estes granitóides, em geral, são transitórios para os migmatitos e gnaisses e na maioria são ricos em Na e Ca. Entre estes distingue-se tonalitos, tonalito cataclástico, granodiorito cataclástico, granito cataclástico e aplito granito.

FOTO 07 - Amostra 510/EG-232/HA/219 - (Complexo Goiano) -
Gnaiss tonalítico - Processo de substituição me-
tassomática do plagioclásio (Albita-oligoclásio)
pela mica branca em zona de cataclase - 2,5 x 12,5
Kpl x 1,25 - LP.

FOTO 08 - Amostra 510/EG-224/HA-RM/153.3 - (Complexo Goiano)
- Gnaiss tonalítico - Prismas de anfibólios orien-
tados em leitos fêlsicos quartzo-feldspato - 2,5 x
12,5 Kpl x 1,25 - LP.

Tonalitos — São rochas de textura porfiroblástica em que os porfiroblastos bem desenvolvidos estão envoltos por matriz fina e recristalizada composta de quartzo, plagioclásio, biotita, epidoto, zircão, sericita, argilo-minerais e hornblenda.

O plagioclásio ocorre na forma de porfiroblastos (hipidioblásticos e xenoblásticos), com macla de Albita e Albita-Carlsbad, alterados a sericita, epidoto e argilo-minerais. Alguns cristais pela alteração seletiva mostram-se com aspecto zonado. O quartzo é inequigranular, às vezes alongado, mostrando-se recristalizado e com bordos saturados, extinção ondulante e efeito térmico (recristalização poligonal). A albita é abundante em alguns tonalitos, ora orientada, ora distribuída caoticamente. Epidoto, zircão, sericita e argilo-minerais, ocorrem em menor proporção.

Tonalito Cataclástico — Esta rocha apresenta a mesma característica da anterior sendo evidente o forte efeito dinâmico que sofreu, o qual causou tritramento de bordos dos cristais, encurvamento das lamelas de geminação, microfraturamento e extinção ondulante. A hornblenda ocorre em prismas orientados que se alternam com os leitos félsicos (Foto 9).

Granodiorito Cataclástico — São rochas de textura hipidioblástica e cataclástica, composta de quartzo, plagioclásio, microclínio, biotita, muscovita sericita e argilo-minerais.

O microclínio é pertítico e com macla de Periclínio e Albita, apresentando cristais de tamanhos variáveis: sua caracterização como de neoformação é evidenciada na presença de restos de um feldspato que está totalmente transformado em sericita e argilo-minerais enquanto o feldspato envolvente está límpido (Fotos 10 e 11).

O plagioclásio hipidioblástico mostra-se em cristais bem desenvolvido e muito alterados a sericita, muscovita e argilo-minerais. Efeitos de cataclase são evidenciados por microfraturamento, tritramento dos bordos dos cristais e encurvamento das la

FOTO 09 - Amostra 510/EG-216/HA-RM/179.1 - (Complexo Goiano) - Cristais de anfibólio bem desenvolvido. 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

FOTO 10 - Amostra 510/EG-351/HA/229 - Granodiorito cataclástico - (Complexo Goiano) - Microclínio Límpido (Neo formado) com resto de plagioclásio alterado.

FOTO 11 - Idem anterior, observa-se substituição metassomática ao longo de fraturas.

melas de geminação. O quartzo é inequigranular com extinção ondulante e microfraturamento. A biotita e muscovita são os principais varietais, está última substituindo o feldspato e biotita.

Granito Cataclástico — São rochas de textura granoblástica e cataclástica, compostas de quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita, muscovita, sericita e argilo-minerais.

O quartzo ocorre em grãos inequigranulares de formas diversas, às vezes em agregados recristalizados, microfraturados e extinção ondulante.

O microclínio forma porfiroblastos com macla de Periclínio e Albita, e está levemente sericitizado e caulinizado e nos bordos dos cristais forma intercrescimento com quartzo.

O plagioclásio mostra-se em porfiroblastos com macla de Albita, microfraturados e com lamelas de geminação encurvadas; alguns exemplos estão mais alterados que o microclínio. A biotita apresenta pleocroísmo marrom e a muscovita ocorre mais esporadicamente.

Aplito-(Granito) — É uma rocha granular composta essencialmente de quartzo e feldspato e com raros cristais de hornblenda e opacos. Os cristais, às vezes estão alongados mostrando efeito dinâmico.

3.2 — Supergrupo Pilar de Goiás

3.2.1 — Generalidades

As sequências vulcanossedimentares que emergem nos tratos de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás, Hidrolina, Goiás e possivelmente Mara Rosa foram definidas de maneira incontestáveis por vários autores como sendo **greenstone belts**.

Estes cinturões de rochas verdes são, em maioria, estruturas residuais antigas (arqueanas) e que devido aos diversos

processos tectônicos que foram submetidos, eles se tornam assunto de muita controvérsia e especulação.

Existem vários exemplos destes cinturões no mundo, sendo que os mais famosos são: África do Sul (Barberton), Austrália, Canadá e Índia. No Brasil além dos cinturões acima citados têm-se os **greenstone belts** no Inajá, Vila Nova, Rio das Velhas, Piuí, Dianópolis, Fortaleza de Minas e outros prováveis, como possível os Grupo Parima e Cauarane (Roraima).

O termo Pilar de Goiás foi primeiramente usado por Ribeiro Filho et al. (1978) para associação de rochas que afloram naquela região e as quais os autores enquadram no modelo fixista de Anhaeusser et al. (1969) como pertencentes aos cinturões móveis e **greenstone belts**.

Danni & Ribeiro (1978) descreveram de maneira mais completa os **greenstone belts** de Guarinos e Pilar de Goiás e inclusive subdividiram nas mais diversas litologias.

Quanto à referência de estrutura de lavas no Cinturão de Crixás, deve-se a Gebrin (apud Danni & Ribeiro, op. cit.) que teria descrito **pillow** naquele cinturão. Entretanto, a primeira citação da textura **spinifex** que caracteriza praticamente os komatiitos deve-se a Saboia (1979). Sendo, portanto consagrado so **greenstone belts** na área em apreço.

Saboia et al. (1981) dividiram a faixa de Crixás em três formações assim individualizadas da base para o topo: Formação Córrego do Alagadinho, Formação Rio Vermelho e Formação Rio das Antas.

Saboia & Teixeira (1980) discorreram sobre as características de Lavas de Crixás.

Montalvão, Lopes e Pereira (1981) fizeram um trabalho mais completo sobre a petrologia das lavas de Crixás.

Teixeira et al. (1981) descreveram de modo completo as texturas e estruturas de Crixás.

Drago et al. (1981) apresentaram um trabalho bastante completo para a Folha SD.22 Goiás e dividiram o Grupo Pilar de Goiás em unidades litológicas: (ulm) que corresponde a base do **greenstone belts**, (clm) que apresenta grande contribuição de calcossilicatadas e quartzitos; (ulg) rochas ultramáficas e máficas com grande contribuição de granitóide e gnaisses; (mbb) com predominância de rochas metabásicas e a (ffg) com predominância de metapelitos, formação ferrífera bandada, quartzitos, filitos e menor quantidade de rochas máficas e ultramáficas.

Montalvão et al. (1982) apresentaram um trabalho sobre a gênese das transformações minerais das rochas máfico-ultramáficas de Crixás.

Kuyumjian & Dardenne (1982) dissertaram sobre a geoquímica das rochas de Crixás.

Empresas tais como Colorado, INCO, METAGO, etc., realizam trabalhos de detalhe e furos de sondagens em regiões promissoras para ouro, entretanto o autor não teve acesso a esses trabalhos.

Quando o autor trabalhou na área da presente tese, apesar do trabalho de campo ser nível de detalhe foi difícil separar-se os diversos conjuntos litológicos e dar os nomes as diversas formações e enquadrar estas formações em dois ou mais grupos. Entretanto, pela variação de litologias dentro dos grupos Máfico-Ultramáfico e Sedimentar, podendo-se deste modo enquadrar várias formações dentro do Grupo Máfico-Ultramáfico e vários outros dentro do Grupo Sedimentar, optou-se pela categoria de Supergrupo Pilar de Goiás, que seria a conservação do nome já empregado por Ribeiro Filho et al. (op. cit.) e que englobaria os dois grupos supracitados.

O Grupo Sedimentar (meta) apesar da denominação apre

senta uma quantidade considerável de rochas ígneas associadas. Entretanto, o grosso do magmatismo é na unidade inferior (Grupo Máfico-Ultramáfico).

3.2.2 — Grupo Máfico-Ultramáfico

3.2.2.1 — Generalidades

O Grupo Máfico-Ultramáfico corresponde às faixas constituídas predominantemente de rochas ultramáficas e máficas que ocorrem alongados nas direções N-S, NNO-SSE e NO-SE que no **greenstone belt** de Crixás ocupa a parte nordeste, no **greenstone belt** de Guarinos ocupa a faixa ocidental, do cinturão, enquanto que no **greenstone belt** de Pilar de Goiás—Hidrolina ocupa a parte oriental e central do cinturão.

A sequência máfico-ultramáfica com afinidade komatiítica a toleítica que correspondeu ao intenso vulcanismo com as mais diversas texturas e estruturas de lavas e alguns corpos equivalentes subvulcânicas e com alguns níveis de cumulos. Intercalações locais de cherts e formações ferríferas ocorrem dentro desta unidade assim como alguns níveis de quartzitos.

Tal sequência corresponde as bases do **greenstone belts** e é considerada como o **greenstone** inferior.

3.2.2.2 — Petrografia

Petrograficamente as rochas apresentam transformações metamórficas da facies xisto verde e raramente facies anfibolito, sendo assim existem exemplares que estão foliados e transformados, enquanto outros apesar de transformados mineralogicamente não sofreram transposições tectônicas e preservam as texturas e estruturas primárias, tais como, porfiríticas, pórfiras, cumulos, **spinifex**, poliedral, **pillow**, globulíticos, etc. Estas texturas serão tratadas em um capítulo à parte.

Para maior facilidade de estudo, as rochas foram di

vididas em conjuntos onde era marcante a presença de um mineral, sendo portanto divididos em: rochas ricas em serpentinas, rochas ricas em talco, rochas ricas em tremolita, rochas ricas em clorita, rochas ricas em carbonatos, anfíbolitos e metabasitos.

Rochas Ricas em Serpentinhas

Estas rochas apresentam texturas variadas dos tipos xistosas, cataclásticos e spinifex e cumulados. As variedades petrográficas são representados por serpentinitos, tremolita serpentinitos, clorita-tremolita serpentinitos, talco serpentinitos e clorita-tremolita-serpentina xistos.

Serpentinitos — A rocha tem textura granular, com características de cumulados, com intercumulos constituído de opacos. A rocha é constituída essencialmente de cristais de olivina transformada em antigorita e crisotilo fibrosos. Em alguns pontos da lâmina os minerais isométricos estão imersos em matriz afanítica e vítrea (esta devitrificada). Esta amostra corresponde a subunidade A₁ de topo (zona de resfriamento, fraturada e poliedral) e corresponde a amostra 510/EG-05/HA-RM-AP-PP/5.3.

A amostra 510/EG-11/HA-RM-AP-PP/11 (Foto 12) é um serpentinito com fraturamento e disjunção poliedral, esta com veios de crisotilo de tamanho milimétricos, fibrosos e brancos a luz polarizada. A rocha é afanítica e vítrea (devitrificada), localmente concentrada alguns cristais mais desenvolvidos. Opacos ocorrem dispersos e veios e lentes finas de talco e crisotilo. As disjunções com tamanhos variáveis atingindo até 30 cm x 20 cm x 10 cm.

Tremolita Serpentinitos — Rochas composta de serpentina e tremolita predominantemente e secundada por carbonatos, clorita e opacos.

A serpentina preponderante ocupa a maior parte da lâmina, do fino arranjo de suas palhetas ao destaque de prismas e losango, euédricos a xenomórficos cristais de tremolita que ocorrem em disposição variada.

Aglomerados completamente irregulares de palhetas de clorita de baixíssima birrefringência são frequentes e acham-se dispersos.

Carbonatos e opacos estão dispersos nas rochas (510/EG-80/AP/72.2).

A amostra 510/EG-273/HA-RM/189.2, (Foto 13), rocha de granulação muito fina, composta de antigorita, crisotilo e tremolita que se encontram imersos em uma matriz bem fina. A antigorita com estrutura malhada, fibrosa e associada aos filonestes fibrosos de crisotilo e material vítreo e segregação de opaco representa forma ovóide ou mesmo de esfera (globulito) fino spinifex o corre associado com os globulitos.

Clorita-Tremolita Serpentinicos — Rochas de textura fibro-lamelar radiada, fina, composta de serpentina (antigorita), tremolita, opacos e clorita.

A serpentina predominante dispõe-se num arranjo fibro-lamelar, denso, fino em porções localizadas observando-se pseudomorfos da mesma sobre antigos cristais de olivina, sendo que intersticialmente a estes ocorrem micro-lâminas tabulares de serpentina e tremolita microcristalina, o que é prontamente visualizado com os nicóis descruzados desde que mineral opaco traça e esquadra os contornos dos cristais preexistentes.

Como uma feição comum entremeiam-se com as fibras e lamelas de serpentina microcristais de tremolita e palhetas de clorita, sendo o anfibólio no entanto mais comum que a última.

Com observação minuciosa nota-se que a tremolita microcristalina ocorre intersticialmente com relação aos antigos cristais de olivina alterados para serpentina, predominantemente, e clorita. Há zonas irregulares onde há uma maior concentração de opacos (510/EG-12/HA-RM-AP-PP/12.1).

A amostra 510/EG-80/PP/72.4 (Foto 14), trata-se tam

FOTO 12 - Amostra 510/EG-11/HA-RM-PP-AP/11 - Serpentinito com aspecto plumoso e estrutura em mesh. Serpentinito. 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

FOTO 13 - Amostra 510/EG-273/HA-RM/189.2 - Grupo Máfico-Ultramáfico - Serpentinito com carbonato e talco - Material esbranquiçado é uma mistura de serpentina e carbonato - Aumento 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

bém de um clorita-tremolita serpentinito com textura fina, composta de serpentina, tremolita, opacos e clorita.

O aspecto geral resume-se na presença de porções irregulares de serpentina que se entremeiam com aquelas de tremolita.

Nas porções com serpentina (antigorita), esta se apresenta sob a forma de fibras que se entrecruzam.

Naquelas com anfibólio, cristais pequenos e subédricos a anédricos com terminações irregulares, o último mais comumente, de mineral da série da tremolita-actinolita constituem agregados irregulares.

Palhetas de clorita de birrefringência marrom-escura accentuada acham-se dispersas nas porções com anfibólio, ocorrendo com frequência junto aos cristais de tremolita.

Mineral opaco xenomórfico secundário irregular frequente acha-se disperso.

Talco Serpentinitos — Rochas compostas predominantemente de talco e serpentina, secundada por tremolita.

Os cristais de olivina (pseudomorfos) em formas ovaladas, arredondadas e prismáticas serpentinizados, acham-se envolvidos por material fino, talcificado do qual evidenciam-se, porém, especialmente com os nicóis descruzados, diminutas lâminas tremolitizadas e talcificadas alternando-se com outras serpentinizadas. Em locais restritos tais lâminas constituem texturas micro-semi-radiadas.

À primeira vista a presente rocha pareceu exibir uma textura comum de um peridotito retrometamorfizado, porém com observação detalhada vislumbra-se feições da textura spinifex (510/EG-9/HA-RM-AP-PP/09).

Clorita-tremolita-serpentina Xistos — Rochas com tex

tura lepidoblástica, compostos de tremolita, serpentina, clorita, talco e opacos.

Prismas pequenos subédricos e anédricos de tremolita e palhetas de clorita, ambos orientados, principiam, juntamente com o talco e a serpentina, uma xistosidade.

São comuns os cristais fragmentados do anfibólio, no tando-se num certo número de prismas de tremolita com talcificação.

A serpentina é bastante comum ocorrendo por toda lâmina em porções irregulares.

Mineral opaco dispõe-se preferencialmente segundo os planos de clivagem da clorita (510/EG-22/AP/323.1).

Rochas Ricas em Talco

As rochas ricas em talco são variedades foliadas e maciças e são representados por talco xistos, clorita-talco xistos, tremolita-clorita-talco xistos, clorita-tremolita-talco xistos e variedade maciça com tremolita e actinolita.

Talco Xistos — Rochas com textura lepidoblástica e preservação de textura spinifex em alguns exemplares.

A amostra 510/EG-05/HA-RM-AP-PP/5.1 é um talco xisto com textura spinifex preservada, com cristais de talco e serpentina entre os cristais maiores que se inter cruzam. Os cristais menores em formas de prismas e/ou lâminas (blades), em tamanhos milimétricos ao microscópio, apresentam-se em feixes ou caoticamente. Os blades de tamanhos maiores atingindo até 0,5 cm constituem a gregados de minerais alongados.

O talco também ocorre em placas finas ou agulhas disposto radialmente, às vezes estão encurvados. Os minerais em luz polarizada, além de branco e amarelo, apresentam cores cinza.

Veios são superiores a 1 mm ocorrem cortando a rocha de cor cinza a esbranquiçada em luz polarizada, incolor à luz natural, estrutur malhada, tal mineral tem jeito de antigorita cortada por veio lentes e filmes de crisótilo. De um modo geral, os **blades** estão al terados em opacos. Os **blades** apresentam também em agregados para lelos (510/EG-05/HA-RM-AP-PP/5.1).

Clorita-talco Xistos — Rochas de textura lepidoblás tica, composta principalmente de talco, clorita e opacos.

As finas palhetas abundantes de talco dispõem-se den sa e orientadamente imprimindo a xistosidade à rocha.

Entremeadas em meio à "massa" de talco ocorrem palhe tas hipidiomórficas de clorita orientada individualizada e em gru pos, constituindo às vezes finíssimos níveis descontínuos ou mes mo "cordões" que se entremeiam com o talco preponderante (Foto 15).

Cristais diminutos de mineral opaco xenomórfico ocor rem aleatoriamente (510/EG-201/HA-RM/137.1).

Tremolita-clorita-talco Xistos — Rochas de textura nematoblástica compostas de talco, clorita, tremolita e opacos.

A rocha consiste de um denso e fino emaranhado de cristais, entremeando-se palhetas de talco abundante e clorita com os cristais menos freqüentes de mineral da série da tremolita-a₂ tinolita.

A clorita de cor verde-clara ocorre como palhetas hi pidiomórficas em grupos e individualmente como lamelas mais desen volvidas ou mesmo ocorrendo com o talco que por vezes, chega a constituir vastas porções nas quais intercalam os cristais de an fibólio.

Este se apresenta como prismas colunares subédricos de terminações irregulares a anédricos, sendo comum a talcificação da tremolita, iniciando-se o processo pelas bordas dos cristais.

FOTO 14 - Amostra 510/EG-80/PP/72.4 - Grupo Máfico-Ultramáfico com desenvolvimento de material silicoso - Aumento - 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

FOTO 15 - Amostra 510/EG-201/HA-RM/137.1 - Grupo Máfico-Ultramáfico - Clorita-magnetita talco xisto - Por firoblasto de magnetita em matriz rica em talco. - 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LN.

Mineral opaco xenomórfico diminuto pontilha aleatoriamente os minerais da rocha (510/EG-226/HA-RM/155).

A amostra 510/EG-27/AP-PP/326.2, também é um tremolita-clorita-talco xisto, textura lepidoblástica e composta de talco, clorita e tremolita.

Palhetas hipidiomórficas de talco predominante, arranjam-se densa e orientadamente, tal disposição principiando uma xistosidade.

Palhetas de clorita de baixíssima birrefringência acham-se em meio as de talco e constituem também pequenos aglomerados localizados e frequentes.

Cristais prismáticos irregulares de tremolita acham-se dispersos, observando-se muitas vezes uma talcificação dos mesmos.

Palhetas de serpentina aparecem em pequena quantidade tanto junto à clorita como em meio às palhetas de talco.

Clorita-tremolita-talco Xistos — Rochas de textura lepidoblástica, fina, compostas de talco, tremolita e clorita.

O talco é o componente maior da rocha. Assim, de uma porção bastante espessa constituída unicamente de palhetas hipidiomórficas de talco passa-se para outra onde se entremeiam num denso e intrincado arranjo a tremolita, o talco e a clorita, ora com predominância local de um destes (Foto 16).

Cristais diminutos de mineral opaco xenomórfico são freqüentes notadamente nas porções essencialmente talcosas.

É incipiente a orientação dos minerais na rocha (510/EG-199/HA-RM/135).

Rochas Ricas em Tremolita

Na opinião do autor estas são as rochas mais comuns, principalmente, no greenstone belt de Crixás. Estas variedades de rochas também apresentam-se foliadas e maciças e a exemplo das outras, preservam texturas e estruturas (porfiríticas, porfiras, spinelifex, poliedrais, cumulados, esferulíticas e amigdaloidais).

Talco-clorita-tremolita Xistos — Rochas de textura lepidonematoblástica, fina a média, composta de tremolita, clorita e talco.

A tremolita é a principal constituinte da rocha, ocorrendo sob formas variadas desde prismática colunar com terminações irregulares e sub-losangular a anédrica.

Os cristais de tremolita densamente arranjados e incipientemente orientados principiam uma xistosidade.

A clorita hipidiomórfica ocorre individual e intersticialmente situada com relação ao anfibólio e ainda localizadamente em grupos (Foto 17).

Palhetas pouco frequentes de talco e cristais xenomórficos irregulares de mineral opaco complementam a associação (510/EG-221/HA-RM/150).

Serpentina-clorita-tremolita Xistos — Rochas de textura lepidonematoblástica, composta de tremolita, clorita e serpentina.

Na lâmina é conspícua a alternância de leito de tremolita-clorita e serpentina e clorita.

Nos primeiros, a tremolita apresenta-se sob a forma de prismas subédricos a anédricos de contornos irregulares e no geral sem orientação e com disposição variada. Já as palhetas de clorita subédrica exibem nítida orientação segundo uma direção pre

FOTO 16 - Amostra 510/EG-199/HA-RM/135 - Grupo Máfico-Ultra máfico - Talco-clorita-tremolita xisto - Opacos (magnetita) dispersos entre os cristais de tremolita, clorita e talco. Aumento - 2,5 x 12,5 Kpl $\bar{x}$ 1,25 - LP.

FOTO 17 - Amostra 510/EG-221/HA-RM/150 - Grupo Máfico-Ultra máfico - Metaultramáfica constituída de clorita, tremolita, talco e opacos - A tremolita bem desenvolvida e orientada. Aumento - 2,5 x 12,5 Kpl $\bar{x}$ 1,25 - LP.

ferencial, os cristais de tremolita muitas vezes posicionando-se transversalmente a essa direção.

Nos segundos, as finas lamelas de serpentina formam uma "massa" de cor de interferência azul da qual se sobressaem as palhetas de clorita bem orientada. Divisa-se bem os leitos tremolíticos daqueles clorita-serpentínicos (510/EG-22/HA-RM-PP-AP/20) (Foto 18).

A amostra 510/EG-21/HA-RM-AP-PP/19 (Foto 19) também xistosa com textura lepidonematoblástica, composta de serpentina, tremolita, actinolita, clorita e opacos.

Na rocha, ocorrem agregados de grãos de tremolita e clorita envolvidos por matriz constituída de palhetas de serpentina.

Nos agregados, diminutos prismas subédricos a anédricos de anfibólio e palhetas mais desenvolvidas de clorita de cor natural verde-clara, por vezes notadamente a última dispondo-se com uma certa orientação, destacam-se das finas e abundantes palhetas de serpentina.

Mineral opaco secundário xenomórfico está presente em ínfima quantidade.

Clorita-talco-tremolita Xistos — Rochas de textura nematolépidooblástica composta de tremolita, talco e clorita.

A rocha consiste em sua maioria de prismas subédricos a anédricos de tremolita-actinolita com orientação incipiente e com talco abundante intersticialmente situado com relação ao anfibólio.

Palhetas de clorita mais comumente constituem níveis contínuos e descontínuos, apesar de ocorrerem também entremeados com a tremolita e o talco.

FOTO 18 - Amostra 510/EG-22/HA-RM-AP/PP/20 - Clorita-serpentina-tremolita xisto - Porfiroblastos bem desenvolvidos de clorita. Aumento - 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

FOTO 19 - Amostra 510/EG-21/HA-RM/19 - Grupo Máfico-Ultramáfico - Clorita-tremolita xisto - No lado direito da foto observa-se porfiroblastos bem desenvolvidos de clorita (branco). Aumento - 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

Mineral opaco dispõe-se segundo os planos de clivagem do anfibólio, principalmente, e da clorita, subordinadamente (510/EG-183/HA-RM/123) (Foto 20).

A amostras 510/EG-18/AP/318 (Foto 21) rocha foliada com textura nematolepidoblástica, composta de tremolita, clorita, talco e opacos.

O aspecto geral resume-se na presença de cristais sub-losangulares a colunares subédricos de tremolita, no geral, mui incipientemente orientados, desde que localmente observa-se a disposição ao acaso frequente dos mesmos.

Intersticialmente situados com relação ao anfibólio ocorrem palhetas de clorita em aglomerados e aquelas finas de talco comuns.

A clorita (cor de interferência marrom-escuro e pleocroísmo que varia do amarelo-palha ao verde claro) como diminutas palhetas hipidiomórficas arranja-se em micro-aglomerados ao passo que o talco igualmente intersticial é abundante, sendo bastante clara a talcificação comum dos cristais de tremolita, processo que se inicia pelas bordas dos mesmos.

Cristais de mineral opaco xenomórfico ocorrem dispersos.

Veios descontínuos de serpentina antigorita cortam a rocha.

Actinolita-clorita-talco-tremolita Xistos — Rochas xistosas, textura lepidonematoblástica, composta de tremolita, actinolita, talco, clorita e opacos.

Tremolita e actinolita em prismas alongados ou curtos, às vezes finos com aspectos fibrosos, actinolita verde e muitas vezes, difícil de separar de outros minerais.

FOTO 20 - Amostra 510/EG-183/HA-RM/123 - Grupo Máfico-Ultra máfico - Constituída de tremolita, clorita e talco. Aumento - 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

FOTO 21 - Amostra 510/EG-18/AP/318 - Serpentina-clorita-tremolita xisto. Observa-se um bandeamento dado por arranjo de minerais mais grosseiros e mais finos ou mesmo de diferença composicional.

Clorita verde, pleocrônica, extinção reta, em placas curtas ou longas. Os minerais prismáticos e placóides, em geral estão orientados paralelamente concordante com a xistosidade, mas alguns cristais estão seccionando esta direção principal.

Talco em placas, esverdeado, com extinção semi-paralela (510/EG-269/HA-RM-AP-PP/186.1).

Variedades maciças a base de tremolita e/ou actinolita são comuns neste conjunto de rochas. A amostra 510/EG-80/PP/72.3, trata-se de variedades composta de tremolita com clorita subordinada.

Cristais euédricos losangulares a prismáticos e subédricos de tremolita com disposição bastante variada preponderam na rocha.

Intersticial e abundantemente situadas com relação ao anfibólio ocorrem palhetas de clorita de cor natural verde-clara e baixíssima birrefringência.

O aspecto geral resume-se na presença de cristais no geral idiomórficos a hipidiomórficos de tremolita aleatoriamente dispostos com a clorita intersticialmente situada.

Rochas Ricas em Clorita

Clorita Xistos — Rochas com textura lepidoblástica, compostas de clorita e quartzo.

Palhetas hipidiomórficas de clorita acham-se densa e proeminentemente orientadas constituindo espessos níveis.

Observa-se que há o desenvolvimento de uma xistosidade marcante S_1 , sendo que esta foi crenulada por um evento tectónico que afetou S_1 , resultando num microdobramento da mesma, observando-se dobras do tipo kink superpostas.

Alternando-se com os níveis cloríticos ocorrem aque les puramente quartzosos e quartzo-cloríticos descontínuos.

Nestes, o quartzo ocorre recristalizado, alongado e muito bem orientado.

O pleiocroísmo da clorita varia de amarelo ao verde-claro (510/EG-69/HA-RM/44).

A amostra 510/EG-72/PP/64.2 com textura lepidoblástica, composta essencialmente de clorita e raros opacos.

A clorita sob a forma de palhetas hipidiomórficas com baixa birrefringência e pleocroísmo variando de incolor a verde-claro.

Estas se orientam segundo uma direção preferencial constituindo finos cordões, observando-se localmente palhetas transversalmente dispostas àquela direção. Mineral opaco xenomórfico ocorre disperso.

Serpentina-tremolita-clorita Xistos — Rochas com textura lepidonematoblástica, composta principalmente de clorita, tremolita e serpentina.

Tremolita e clorita majoritários desenvolvidos orientados e serpentina subordinada definem uma xistosidade.

O anfibólio apresenta-se de grosseiramente prismático losangular a completamente xenomórfico, sendo comuns também os fragmentos do mesmo resultantes da ação e esforços dirigidos, notando-se a orientação preferencial geral dos grãos minerais.

Tal fato é claramente observável notadamente nas palhetas de clorita mais comumente agrupadas e também individualizadas.

Observa-se que os grãos de tremolita, clorita e ser

pentina, orientados ora agrupados, ora individualizados, alternam-se de um modo irregular e variado.

Mineral opaco xenomórfico secundário esparsos ocorre disperso (510/EG-67/PP/60).

Tremolita-talco-clorita Xistos — Rochas com textura lepidoblástica fina, composta de talco, clorita, tremolita e opacos.

O aspecto geral resume-se na presença de palhetas hipidiomórficas de clorita que constituem desde finos cordões a níveis mais espessos descontínuos, muitas vezes tal mica em pequenos grupos entremeando-se com as abundantes e finas palhetas de talco que por sua vez ocorrem intersticialmente com relação aos cristais de anfibólio.

A tremolita, no geral, apresenta-se como cristais de hábito colunar de terminações irregulares e comumente está se alterando para talco, notadamente nas bordas, alteração que vai paulatinamente se expandindo, sendo que o cristal de anfibólio acaba por emergir numa fina massa talcosa. No entanto chama-se a atenção para o fato de que nem todo talco presente deve provir unicamente da tremolita.

O pleocroísmo da clorita varia do amarelo ao verde-claro. Mineral opaco xenomórfico diminuto orientado ocorre esparsos (510/EG-376/HA-RM/240.1).

A amostra 510/EG-51/PP/45 (Foto 22) com textura nematolepidoblástica, composta de clorita e talco como essenciais, tremolita, carbonato e traços de serpentina.

Os minerais apresentam-se incipientemente orientados sendo que há palhetas hipidiomórficas abundantes de clorita e prismas de subédricos a anédricos pequenos e menos frequentes de tremolita, ocorrendo entremeados com os minerais acima citados o talco xenomórfico abundante e o carbonato raro. As palhetas de

clorita são hipidiomórficas e apresentam-se geralmente com cor de interferência amarelo-claro, havendo também aquelas com cor de interferência azul anômala. Seu pleocroísmo varia do amarelo-claro ao verde-claro. Grãos de mineral opaco xenomórfico acham-se dispersos.

Tremolita-clorita Xistos — Rochas com textura semelhante as anteriores composta principalmente de tremolita-actinolita, clorita e secundada por serpentina, talco e opacos.

A orientação no geral é bastante nítida, os minerais dispendo-se segundo uma direção preferencial e principiando uma xistosidade.

Níveis espessos e finos, contínuos e descontínuos e largas porções de anfibólio e clorita alternam-se irregularmente.

Nos níveis espessos e porções essencialmente tremolicas esta se apresenta como cristais subédricos a anédricos num denso arranjo, do qual participam subordinadamente a clorita e o talco.

Nos níveis descontínuos, espessos e cloríticos desenvolvidas palhetas orientadas exibem uma tênue cor verde-clara. Cristais de anfibólio orientado participam de tais níveis, sendo que esparsas palhetas de serpentina ocorrem também junto à clorita.

Mineral opaco secundário xenomórfico aparece preferencialmente nas porções cloríticas, onde se mostra segundo os planos de clivagem da mica (510/EG-20/AP/321.1).

Epidoto-clorita Xistos — Rochas xistosas, textura granolepidoblástica, composta de clorita, quartzo e epidoto. A clorita verde, pleocroica, em placas alongadas, orientadas, paralelas a xistosidade. O quartzo em bandas finas formadas por agregados alongados, paralelas as micas ou formando lentes dentro desta. O epidoto em grãos curtos ou alongados associados com clorita e orientados (510/EG-122/HA-RM/82).

Clorititos — Rochas maciças monominerálicas com textura em leque ou feixes, composta essencialmente de clorita.

A textura é extremamente curiosa, com a clorita formando feixes ou leques, suas palhetas irradiando-se e divergindo de um ponto.

Assim, os leques dispõem-se lado a lado nas posições mais variadas e num arranjo fino e denso.

A clorita exhibe cor natural verde-clara.

Granulos pequenos de mineral opaco xenomórfico acham-se dispersos (510/EG-08/HA-RM-AP-PP/08) (Foto 23).

Rochas Ricas em Carbonatos

Estas variações de rochas são produtos de alteração de rochas a base de serpentina, talco, tremolita, actinolita, etc, que são substituídos por carbonatos durante o metamorfismo de baixo grau e metassomatismo.

Anfibolitos e Metabasitos

Dentre os anfibolitos e metabasitos são considerados as rochas a base de plagioclásio e anfibólio com ou sem quartzo, metamorfisados nas facies xisto verde a epidoto anfibolito.

Epidoto Anfibolitos — Rochas de textura granonematoblástica, composta de plagioclásio, quartzo, hornblenda e epidoto.

Observa-se uma alternância de faixas que tendem a ser mais ricas em feldspato e quartzo com aquelas mais ricas em hornblenda, os minerais todos mostrando-se bem orientados.

Nas faixas com mais anfibólio, a hornblenda ocorre sob a forma de prismas desenvolvidos subédricos a anédricos irregulares orientados, ocorrendo igualmente dispersa nos níveis e

FOTO 22 - Amostra 510/EG-51/PP/45 - Grupo Máfico-Ultramáfico - Metaultramáfica com tremolita, talco e clorita com os cristais de talco e clorita (branco) estão distribuídos caoticamente. Aumento - 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

FOTO 23 - Amostra 510/EG-08/HA-RM-AP-PP/8 - Grupo Máfico-Ultramáfico-Cloritito - Placas de clorita (branca) distribuídas caoticamente. Aumento - 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

porções quartzo-feldspáticas. Nestes, o quartzo e o plagioclásio mostram-se recristalizados e constituem um arranjo granoblástico onde os cristais mostram-se alongados definindo claramente uma direção preferencial de orientação.

Cristais granulares de epidoto individualizado e em agregados ocorrem dispersos.

O plagioclásio quando maclado exhibe geminação da lei da Albita.

Titanita rara está presente acessoriamente (510/EG-175/HA-RM/116.2) (Foto 24).

Magnetita-quartzo-anfibolitos — Rochas de textura nematoblástica, compostos de anfibólios, quartzo e opacos.

Prismas no geral subédricos de hornblenda predominante dispõe-se densa e orientadamente, sendo que o anfibólio constitui 80% da rocha.

Deste modo observa-se espessas porções compostas quase que somente de hornblenda, com cristais freqüentes de mineral opaco xenomórfico participando das mesmas.

Ocorrem faixas descontínuas irregulares essencialmente quartzosas e quartzo-hornbléndicas entremeadas com aquelas espassas de somente anfibólio.

Nas primeiras, o quartzo xenomórfico orientado dispõe-se num arranjo granoblástico onde seus grãos exibem contatos de ligeiramente suturados a difusos.

São comuns os cristais desenvolvidos de mineral opaco (magnetita) xenomórfico que se dispõe de acordo com a foliação.

O pleocroísmo da hornblenda é acentuado e varia do amarelo-palha ao verde-azulado (510/EG-198/HA-RM/134).

Granada Anfibólitos — Rochas com textura granonematoblástica, composta por anfibólio, quartzo, plagioclásio e granada. O anfibólio verde a marrom-claro, em grãos ou prismas.

O quartzo em agregados recristalizado ocorre em quantidade inferior a 5% na rocha.

A granada em porfiroblastos bem desenvolvidos, com inclusões de quartzo e anfibólio, e apresenta movimento de rotação e parece ter uma origem de crescimento na 2ª fase de deformação. Raros cristais de plagioclásio ocorrem na rocha (510/EG-275/HA-RM/190) (Foto 25).

3.2.2.3 — Descrição dos Fluxos Máfico-Ultramáficos do Córrego A lagadinho

Os fluxos máfico-ultramáficos mais bem estudados foram aqueles de Munro por Pyke et al. (1973) e Arndt, Naldrett e Pyke (1977).

Pyke et al. (1973) subdividiram a unidade de fluxo da cidade de Munro, em uma parte superior, constituída de topo de fluxo resfriado e fraturado (A_1) e a zona da textura **spinifex** (A_2). A parte inferior da unidade de fluxo B, eles subdividiram em olivina esquelética foliada (B_1), peridotito de grão fino a médio (B_2 e B_4) e **Knobby** peridotito (B_3).

Arndt, Naldrett e Pyke (1977) reportaram a unidade de fluxo com espessa textura **spinifex** e com o topo de rocha resfriada, afanítica contendo alguns cristais de olivina, simétricos e mais comumente cristais de olivina sob a forma de **blades** finos simétricos ou mesmo esqueléticos, distribuídos caoticamente em uma mesóstase devidamente transformada em clorita e serpentina. A capa resfriada é cortada por gretas que se quebram em tamanhos diversos. As lâminas aumentam em direção a base do derrame na textura spinifex.

Para estes autores, os **blades** na textura **spinifex**, na

FOTO 24 - Amostra 510/EG-175/HA-RM/116.2 - Grupo Máfico-Ultramáfico - Anfibolito - Rocha composta de anfibólio, plagioclásio e quartzo. Anfibolitos de origem ígnea. Aumento - 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

FOTO 25 - Amostra 510/EG-275/HA-RM/190 - Metabasito - Rocha composta de anfibólio (actinolita), quartzo e plagioclásio. Aumento 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

na parte superior, estão distribuídos caoticamente, enquanto que para a base estão subperpendiculares a direção do fluxo e arranjam-se paralelos uns aos outros.

Em relação aos **greenstone belts** de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás—Hidrolina, as unidades de fluxo foram bem descritas no córrego do Alagadinho por Sabóia et al. (1979), Montalvão, Lopes e Pereira (1981) e Teixeira et al. (1981).

Dentre as diversas unidades de fluxos que ocorrem em Crixás, no córrego do Alagadinho, foram selecionadas e descritas duas seções com as suas respectivas subunidades.

Das regiões ora estudadas é em Crixás que ocorrem os fluxos mais completos, sendo tais unidades semelhantes àquelas de Munro e outras regiões do mundo. Na seção do córrego Alagadinho (Crixás) entre as unidades de fluxo mais completas, foram selecionadas contendo suas subunidades respectivas, sendo que apesar da movimentação tectônica foram as mesmas facilmente reconstituídas.

Na Figura 5 a zona maciça (B) é constituída por um metaperidotito que apesar de conspicuamente maciço (cumulado) em afloramento, em lâmina delgada exibe também textura **spinifex** na qual as lâminas maiores de tremolita se entrecruzam, ao passo que microcristais subédricos a anédricos e microprismas tabulares do mesmo mineral distribuem-se caoticamente. Os últimos, localmente constituem grupos paralelos, outras vezes arranjando-se de forma radial, em leque.

Mineral opaco xenomórfico abundante está constantemente presente nos cristais do anfibólio, acentuando sobremodo a feição radial da disposição dos microprismas tabulares de tremolita.

A rocha está cortada por veios, veios-lentes e filmes de crisotilo.

Na parte superior da unidade de fluxo, na subunidade A₂ ocorrem rochas com textura **spinifex**, com os blades variando em

FIG. 5 - SEÇÃO DA UNIDADE DE FLUXO DAS ROCHAS MÁFICO-ULTRAMÁFICAS (CÓRREGO DO ALAGADINHO, CRIXÁS)

tamanho de 1 a 3 mm e aumentando gradualmente do topo para a base.

Em seção delgada as lâminas ou placas possuem até 1,5 mm de comprimento, a mineralogia da rocha constando de serpentina e tremolita abundantes, com opacos subordinados e traços de clorita.

Caracterizando a textura radiada grandes placas de serpentina e de tremolita dispõem-se ao acaso entrecruzando-se e interceptando-se, os espaços inter-placas sendo ocupados por material microcristalino e micro-lâminas tabulares de tremolita e serpentina num agregado, com mineral opaco sempre presente nos cristais.

Nas placas de olivina alteradas distingue-se os vários pseudomorfos de serpentina ou mesmo uma textura "em malha" desta última, ao passo que aquelas de tremolita são constituídas por um agregado variado de cristais de finos a médios do mesmo anfibólio.

Na parte superior (A_1) da unidade de fluxo ocorre a zona resfriada, fraturada e com juntas poliédricas. Os poliedros tem dimensões e formas variadas, sendo que os de maior tamanho atingem nesta seção 8 cm x 6 cm. Trata-se de serpentinito com a olivina total e pseudomorficamente transformada em antigorita fibrosa e crisotilo. Os cristais equigranulares às vezes constituem agregados isométricos com aspecto de cumulados. Mineral opaco ocorre nas interfaces dos cristais e preenche fraturas.

A zona B da Figura 6 é, conspícua mente maciça no campo e com espessura variável atinge no máximo 0,90 m e exibe localmente textura spinifex.

Em exemplares dessa subunidade evidenciaram-se lâminas de 0,5 a 1,0 cm dispostas ao acaso, caracterizando uma textura radiada. Em observações microscópicas nota-se que nos espaços entre as placas de tremolita ocorrem micro-lâminas tabulares de anfibólio também do tipo tremolita dispostos radialmente em leque,

FIG. 6 - SEÇÃO DA UNIDADE DE FLUXO DAS ROCHAS MÁFICO-ULTRAMÁFICAS (CÓRREGO DO ALAGADINHO, CRIXÁS)

feição que é acentuada pelo mineral opaco xenomórfico que as esquematiza.

O contato da zona maciça com a zona do spinifex propriamente dita é sinuoso e brusco. Na base da zona A_2 ocorrem blades de 2 mm de tamanho que aumentam gradativamente em direção ao topo atingindo até 65 cm. Ressalta-se a existência de variações laterais e verticais, sendo que uma zona de maior concentração de blades desenvolvidos passa lateralmente para spinifex um pouco menos desenvolvido, assim como em direção ao topo passa para uma faixa com blade pequenos e equidimensionais da zona spinifex fino.

Na subunidade A_2 predomina o spinifex tabular, aquele do tipo radiado ocorrendo associado com o primeiro.

O que particularmente caracteriza a textura tabular são os pacotes de blades (lâminas ou placas) paralelos truncados a ângulos certos por outros conjuntos, sendo comuns as formas triangulares geradas no encontro de tais grupos.

Em lâmina delgada observa-se as placas alongadas de até 3 mm de comprimento por 1 mm de largura dispostas paralelamente, os leitos de tremolita-opacos alternando-se de forma rítmica com aqueles de serpentina-opacos e/ou serpentina-tremolita-opacos. O paralelismo dos "leitos" é algo notável, sendo que naqueles essencialmente tremolíticos, o anfibólio apresenta-se como cristais subédricos a anédricos irregularmente dispostos e constituindo um agregado que preserva a morfologia das grandes placas.

Naquelas de olivina alterada observa-se com frequência pseudomorfos de serpentina, ao passo que outras vezes, conjuntos de micro-lâminas tabulares de serpentina e/ou serpentina-tremolita intra-placas assumem posições discordantes entre si, originando um aspecto escalonado.

Fato bastante comum é a presença de mineral opaco alotriomórfico secundário (magnetita) bordejando descontinuamente as grandes placas.

Na textura spinifex radiada os blades de 0,5-1,5 cm de comprimento por 1mm de largura de serpentina ou tremolita dispõe-se nas mais variadas posições intersectando-se ou entrecruzando-se e com isso originando espaços inter-placas nos quais ocorre material mais fino que aquele intra-placas.

Nos espaços ou porções inter-placas microcristais xenomórficos de tremolita entremeiam-se caoticamente com as palhetas de serpentina e rara clorita, estas muitas vezes reunidas, constituindo arranjos em forma de plumas. Outras vezes observa-se micro-lâminas de serpentina obliquamente dispostas às grandes placas limitantes, sendo que nos interstícios das primeiras ocorrem micro-cristais e mesmo micro-lâminas tabulares de tremolita.

Cristais e feições esqueléticas são esquematizados por mineral opaco presente essencialmente nos cristais do anfibólio retrometamórfico.

As grandes placas de serpentina representam cristais pretêritos de olivina, enquanto os minerais preexistentes inter-placas deviam originalmente tratar-se de clinopiroxênio e material vítreo.

Em determinados exemplares ocorrem blades de serpenti-na-opacos-clorita entremeados por tremolita xenomórfica microcristalina.

A zona de topo resfriada, principalmente fraturada e com disjunção poliedral, exhibe poliedros com arestas de até 10 cm x 15 cm. A rocha que aí ocorre é um serpentinito composto essencialmente de antigorita, distinguindo-se perfeitamente pseudomorfos da olivina original da qual se conserva até as fraturas.

Na principal cachoeira do córrego Alagadinho existe um fluxo com aproximadamente 6 a 7 m de altura.

A estrutura principal é a resfriada, fraturada e com disjunção poliedral, embora dentro desta ocorram num e noutro pon

to texturas **spinifex** e esquelética. Os poliedros de formas e tamanhos variáveis atingem dimensões de até 60 cm x 80 cm.

Num exemplar com textura esquelética o mineral predominante é a tremolita prismática desenvolvida ora imersa num agregado microlítico de cristais finos e aciculares de tremolita, ora envolta por matriz clorítica resultante de devitrificação. Mineral opaco secundário de cripto a microcristalino num agregado está constantemente presente nos cristais do anfibólio retrometamórfico, parcialmente cobrindo e assumindo as mais curiosas e diversificadas formas.

3.2.2.4 — Texturas e Estruturas

Este tópico tem como objetivo mostrar as diversas texturas e estruturas relacionadas aos fluxos máfico-ultramáficos, principalmente de Crixás e menor proporção de Pilar de Goiás—Hidrolina.

Com relação às texturas **spinifex**, Nesbitt (1971) classificou-as em **spinifex** tabular (**plate spinifex**), **spinifex** radiada (**radiating spinifex**), **spinifex** porfirítica (**porphyritic spinifex**) e **spinifex** harrisítica (**harrisitic spinifex**).

Montalvão, Lopes e Pereira (1981) seguiram a mesma classificação de Nesbitt (op. cit.), sendo que a textura **spinifex** radiada foi subdividida em: radiada circular, em feixe ou leque e pê de pássaro. Estas classificações serão seguidas no presente trabalho onde serão dados vários exemplos.

Spinifex Tabular — Esta textura é caracterizada por placas ou **blades** que se apresentam em pacotes paralelos truncados por outros pacotes formando ângulos, dando aspecto de estratificação cruzada e/ou discordância angular. Os **blades** ou placas empacotadas paralelamente são intersectadas por outras, neste encontro, havendo a formação de triângulos com lados variando de 1 mm a 65 cm. A olivina e o clinopiroxênio preexistente transformam-se em serpentina, tremolita e opacos. Nos espaços inter-**blades** além dos

minerais citados ocorre também a matriz devitrificada (Fotos 26, 27, 28 e 29).

Spinifex Radiada Tipo Circular — Nesta textura as placas ou blades de olivina e/ou piroxênio transformados em serpentina, talco e tremolita arranjam-se de forma radial constituindo círculos. Esta textura às vezes assume um aspecto plumoso (Foto 30 e 31).

Spinifex Radiada Tipo "Pé de Pássaro" — Os blades ou placas de serpentina e/ou tremolita e opacos estão distribuídos em três ou mais elementos dando aspecto de pé de pássaro. O espaço entre os blades ou prismas é constituído de matriz vítrea devitrificada rica em tremolita, serpentina, clorita e opacos.

Spinifex Radiada Tipo Feixe ou Leque — Os blades e prismas de tremolita e/ou serpentina apresentam distribuição radial em forma de leque ou feixe, divergindo de um ponto comum. O ápice do leque ou feixe está voltado para o topo da sequência ou está apontada em direções diversas (Fotos 32 e 33).

Na textura **Radiating Spinifex** citada por Nesbitt (op. cit.). Os blades ou placas distribuem-se caoticamente na matriz com isso intersectando-se e originando espaços inter-blades nos quais ocorre material mais fino. Esta textura é muito comum dentre as texturas **spinifex** (Fotos 34, 35 e 36).

Outros diversos tipos de texturas exóticas comuns a qui enquadradas como **spinifex** e algumas não citadas na literatura são aqui incluídas como tais. Existe um tipo que apresenta conchas concêntricas e outro com placas radiais divergindo de um pequeno círculo central, ambos dando aspecto de rosas (Fotos 37 e 38).

Em outra textura as placas se interceptam na forma de um "X" constituindo dois feixes opostos, esta textura sendo descrita como tipo "borboleta" pelos geólogos da METAGO (Inf. verbal geólogos RADAMBRASIL, Foto 39).

FOTO 26 - Amostra 510/EG-05/HA-RM-AP-PP/5 - Córrego Alagadinho - Grupo Máfico-Ultramáfico. Estrutura de fluxo com textura **spinifex** com blades de até 1 m de tamanho.

FOTO 27 - Amostra 510/EG-10/HA-RM-AP-PP/10 - Córrego Alagadinho - Grupo Máfico-Ultramáfico - Textura **spinifex** tabular - Encontro de grupos de placas paralelas que se alternam serpentina (cinza-claro) com aquelas mais espessas de microlâminas de tremolita e serpentina 39 x LN.

FOTO 28 - Amostra 510/EG-12/HA-RM-AP-PP/12.2 - Textura Spinifex Tabular onde os blades de tremolita substituídos parcialmente por opacos estão paralelos e formam um arranjo angular - 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 LP.

FOTO 29 - Amostra 510/EG-05/HA-RM-AP-PP/5.6 - Córrego do Alagadinho - Textura spinifex tabular. Os grupos de placas paralelas, alternando-se grupos de placas de tonalidade clara (tremolita) com cinza-escuro (Tremolita-serpentina-opacos).

FOTO 30 - Amostra 510/EG-269/HA-RM/186 - Ramal para União a partir estrada Hidrolina--Luzelândia - Textura spnifex radiada do tipo circular. As placas de trmolita e/ou serpentina orientam-se de forma radial formando círculos.

FOTO 31 - Idem amostra anterior - Outro aspecto de distribuição das placas.

FOTO 32 - Textura spinifex tipo feixe. As placas arranjam-se de forma semi-radial. Amostra coletada no córrego Alagadinho, pela equipe Projeto RADAMBRASIL, durante visita Dr. Naldrett.

FOTO 33 - Textura spinifex tipo feixe. As placas encurvadas arranjam-se de forma semi-radial. Amostra coletada no córrego do Alagadinho pela equipe do Projeto RADAMBRASIL, durante visita Dr. Naldrett.

FOTO 34 - Amostra 510/EG-5/HA-RM-AP-PP/5.2 - Córrego do Alagadinho - Textura **spinifex** radiada (Amostra de mão)
- Os **blades** de 2 cm de comprimento por 1-2 mm de espessura cinza-claros dispostos ao acaso de serpentina (antigas lâminas de olivina), enquanto o espaço inter-blades são ocupados por material fino (serpentina, tremolita, opacos e vidro devitrificado).

FOTO 35 - Idem anterior. Arranjos mais finos dos **blades**.

FOTO 36 - Fotomicrografia da amostra 544/EG-48/HA-VW-RM/299.3 - União - Textura **spinifex** microrradiada. As placas brancas dispostas caoticamente, compõe-se de micro-lâminas de tremolita. No espaço interplacas ocorrem micro-lâminas de tremolita com minerais opacos e clorita. 39 x - LP.

FOTO 37 - Amostra de mão - Córrego Alagadinho. Arranjo em conchas concêntricas ou como se fosse pêtalas, lembrando uma rosa. Metaperidotito.

FOTO 38 - Amostra de mão - Córrego Alagadinho - As placas se arranjam radialmente com uma feição central tipo um botão, lembrando um girassol. Amostra coletada pela equipe RADAMBRASIL, durante visita Dr. Naldrett e METAGO.

FOTO 39 - Amostra de mão. Idem estrutura anterior e arranjo dos blades em forma de borboleta.

Na textura com formas ovóides e de globulitos, estes com diâmetros variando de 0,5 mm a 1,5 cm, são ressaltados pela concentração de opacos (cromita ?) que delineam tais formas aureolando-as. O interessante é que esta textura ocorre com o spinifex radiado cujos blades ou placas possuem a mesma dimensão do diâmetro dos globulitos e ovóides (Fotos 40 e 41).

Hã estruturas desenvolvidas no topo das unidades de fluxo resfriadas, tratando-se as mesmas de disjunção poliedral, com os poliedros variando no tamanho de milimétricos até aqueles com arestas de 60 cm x 80 cm (Foto 42).

Nas unidades de fluxo ocorre também a textura esquelética, na qual cristais preexistentes de olivina e clinopiroxênio estão transformados em tremolita e opacos.

Na cachoeira do Alagadinho, onde a seção é conspicua mente de topo, resfriada, fraturada e com poliedros, desenvolve-se localmente a textura spinifex e esquelética. Nesta, os prismas anedrais de tremolita arranjam-se nas mais variadas posições, sendo que microcristais do mesmo anfibólio constituem agregados frequentes. Os cristais estão imersos em matriz escura fina da qual se evidenciam palhetas de clorita de birrefringência marrom-escura proveniente de devitrificação.

As feições esqueléticas estão bem representadas, sendo que os prismas de tremolita acham-se parcialmente cobertos por mineral opaco secundário (magnetita) que por sua vez exibe as mais variadas formas, desde traços paralelos e formas ramificadas a feições que lembram a espinha dorsal (Fotos 43, 44 e 45).

A textura porfirítica ocorre em alguns exemplares. Estruturas maciças e foliadas (xistosas) ocorrem nos fluxos e também pillow nas rochas máficas, esta já citada por Gebrin (apud Danni & Ribeiro, 1978) e Sabóia (op. cit.).

As fotos e figuras mostram as estruturas de pillow a migdaloidais e visculares da região acima citada por Sabóia (op.

FOTO 40 - Amostra 510/EG-273/HA-RM/189 - Região de Hidroli
na - Ovóides e globulitos com diâmetros variando
de 0,5 cm-1,5 cm, sendo tais estruturas ressaltadas pela presença de mineral opaco (cromita) aureo
lando-as.

FOTO 41 - Idem amostra anterior - Auréola de cromita ? con-
tornando antigo cristal de olivina (ovóide) ser
pentinizada ou em arranjo com tremolita.

FOTO 42 - Afloramento 510/EG-05/HA-RM-AP-PP/5 - Córrego Alagadinho - Disjunção poliedral bem desenvolvida - Unidade de topo do fluxo.

FOTO 43 - Amostra 510/EG-6/HA-RM-AP-PP/6 - Textura esquelética - Minerais opacos remanescentes esquematizam antigos cristais de clinopiroxênio e olivina transformados em tremolita, predominantemente e serpentina a magnetita em agregados assume as mais diversas formas - 38 x - LN.

FOTO 44 - Amostra 510/EG-6/HA-RM-AP-PP/6 - Outro aspecto da textura esquelética. 39 x - LN.

FOTO 45 - Idem amostra anterior. Outro aspecto da textura esquelética. 39 x - LN.

cit.) e na região do rio Vermelho (Fotos 46 e 47).

Num ramal que segue para oeste a partir da estrada Hidrolina—Luzelândia, juntamente com os *spinifex* encontramos um bloco de aproximadamente 65 cm a 30 cm fusiforme, estrutura diferente de pillow.

3.2.3 — Grupo Sedimentar

3.2.3.1 — Generalidades

O Grupo Sedimentar corresponde principalmente aos sedimentos clásticos e químicos, constituídos das associações pelíticas e pelíticas carbonosas (filitos e xistos carbonosos), rochas calcossilicatadas (mármore, tremolita mármore, actinolita mármore e anfibolitos), rochas quartzosas (quartzitos à granada, à muscovita e à anfibólio), formação ferrífera bandada e outras com cherts.

Com esses sedimentos clásticos e químicos ocorrem lavas máficas e ultramáficas intercalando localmente.

O Grupo Sedimentar representa a parte superior do greenstone belt e dada a variação de facies e a transposição devido a movimento tectônico, a correlação entre os três cinturões tornam-se difícil, entretanto, acredita-se, que no geral a sedimentação dos três cinturões foi a mesma havendo maior ou menor enriquecimento neste ou naquele tipo de sedimento.

3.2.3.2 — Petrografia

Filitos e Xistos Carbonosos

Rochas que apresentam clivagem ardosiana e xistosidade, textura lepidoblástica e granolepidoblástica, granulação fina a média.

Os minerais micáceos em placas finas, estão orienta

FOTO 46 - Afloramento EG-19/RM-PP/14 - Estrada Crixás--Auri
verde - Estrutura de pillows e cavidades visicula
res ligeiramente deformadas - Metabasalto.

FOTO 47 - Nesta observa-se maior deformação das cavidades e
amígdalas. Idem afloramento anterior.

dos dando foliação à rocha. Perpendicular a esta foliação ocorre uma segunda foliação devido ao fluxo dinâmico, que desenvolveu fraturas. Manchas escuras isotrópicas ocorrem na rocha que é matéria orgânica (510/EG-07/HA-RM-AP-PP/07).

Rochas Calcoossilicatadas

Estes tipos litológicos ocorrem em quantidade subordinada, porém muito disperso e que traduz em sérias complicações para o empilhamento da coluna estratigráfica. Estas rochas intercalam, as rochas máfico-ultramáficas da base da seqüência, intercalam quartzitos e filitos. Suas transformações em talco, clorita e tremolita-actinolita muitas vezes dificulta sua gênese as quais se confundem com aquelas oriundas das máficas e ultramáficas.

Entre as rochas carbonatadas as ricas em dolomito são as mais abundantes.

Tremolita Mármore — Rochas granoblásticas, compostas essencialmente de carbonato e tremolita. A rocha compõem-se basicamente de carbonatos com seus cristais subédricos e anédricos, orientados e estirados e alongados segundo uma direção comum. Os cristais de tremolita bem desenvolvidos, xenomórficos e hipidíomórficos, dispõem-se comumente de acordo com a orientação geral, sendo que determinados grânulos de anfibólio, especialmente nos planos de clivagem mostram-se alterando para carbonato.

Os níveis mais tremolíticos alternam-se com os níveis mais carbonáticos. O quartzo em agregados recristalizados e distribuídos esparsamente.

Estas rochas carbonatadas impuras além de anfibolizadas foram também feldspatizadas e, é comum a concentração de plagioclásio e feldspato alcalino formando lentes, bolsões e/ou lâminas (Fotos 48 e 49).

FOTO 48 - Amostra 510/EG-167/HA-RM/110.3 - Tremolita-carbonato xisto (metacalcossilicatada) - Grupo Sedimentar - Imensos porfiroblastos de dolomito com macla polissintética cruzada e cristal de plagioclásio com macla de albita. Aumento 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

FOTO 49 - Amostra 510/EG-200/HA-RM/136.2 - Metacalcossilicatada - Grupo Sedimentar - Quartzo, anfibólio e carbonato, orientados. Aumento 2,5 x 12,5 kpl x 1,25 - LP.

Quartzitos

Os quartzitos constituem uma variedade de tipos e de pendendo da impureza pelítica estas rochas são representadas por minerais varietais que caracterizam o grau metamórfico que foram submetidas às rochas.

Tremolita Quartzitos — Rochas de textura granoblástica, composta principalmente de quartzo e secundada por tremolita. Os cristais de quartzo equigranulares xenomórficos dispõem-se num arranjo granoblástico, sendo que os mesmos recristalizados, mostram-se orientados, observando-se muitas vezes alongamento de seus grânulos numa direção comum. Cristais de tremolita, anédricos, prismáticos e fraturados dispõem-se orientadamente.

A formação do anfibólio nestes quartzitos acredita-se ser devido a impurezas de dolomito silicoso que depositou junto com estes quartzitos. Quanto este tipo litológico está intercalado na sequência vulcânica máfico-ultramáfica pode ser possível uma origem ígnea para os elementos tremolíticos.

Quartzitos Granadíferos — Rochas de textura granoblástica e alongada com quartzo, granada e opacos. Quartzo recristalizado, alongado, arranjo granoblástico, nitidamente orientado e alternando-se com faixas mais quartzosas com aquelas de quartzo e granadas. Os cristais de granada freqüentemente fraturados, estão alternando minerais opacos. A granada e a variedade manganífera espessartita que está se alterando para óxido e/ou dióxido de manganês (Fotos 50, 51, 52 e 53).

Quartzitos Ortoquartzíticos — Estas rochas são caracterizadas por abundâncias de grãos de quartzo recristalizados, às vezes são evidentes a origem sedimentares clásticas e outras vezes parece mais de origem sedimentar química (chert).

Rochas de textura granoblástica, às vezes orientada, com recristalização e poligonização dos cristais. Composta principalmente de grãos de quartzo (90% até 100%) opacos e raros cris

FOTO 50 - Amostra 510/EG-182/HA-RM/122 - Grupo sedimentar - Quartzito - Grãos de quartzo inequigranulares e recrystalizados. Aumento - 2,5 x 12,5 kKpl x 1,25 - LP.

FOTO 51 - Amostra 510/EG-190/HA-RM/107 - Grupo Sedimentar - Granada-quartzito porfiroblastos de granada parcialmente substituído por clorita e óxido de ferro - Aumento 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

FOTO 52 - Amostra 510/EG-270/HA-RM/187 - Grupo Sedimentar - Quartzito com tremolita - O quartzo em arranjo granoblástico recristalizado - Cristais escuros de tremolita alterado. Aumento 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

FOTO 53 - Amostra 510/EG-168/HA-RM/111 - Quartzito - Grupo Sedimentar - Os grãos de quartzo inequigranulares. Alguns com bordas suturadas. Aumento 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

tais de sericita. Os cristais médios xenomórficos e orientados e alongados de quartzo, dispõem-se em arranjo granoblástico, ora equigranulares, ora inequigranulares com os grãos, às vezes recristalizados e poligonizados, às vezes com borda suturada e com evidências de tensões refletidas pela extinção ondulante e microfraturamento. Em porções descontínuas ou em zona de cisalhamento o correm minerais opacos e /ou sericita.

Biotita Quartzitos — Rochas de textura granoblástica, fina, poligonal e com os cristais ligeiramente orientados. O quartzo perfaz 90% e os 10% ferro e biótita, muscovita e opacos.

A rocha praticamente composta de quartzo que exibe arranjo granoblástico orientado, onde os cristais mostram-se alongados definindo uma direção preferencial de orientação. Há variação na granulometria dos cristais de uma faixa para outra, o que pode representar uma feição sedimentar primária da rocha.

Palhetas de biotita, diminutas, orientadas e mais raramente de muscovita dispõem-se nos contatos dos grãos de quartzo.

Sericita e Muscovita Quartzitos — Rochas de textura granoblástica, alongada, composta de quartzo, muscovita, sericita, raros cristais de plagioclásio e feldspato potássico, opacos e biotita.

O quartzo em cristais agregados, alongados que juntamente com a muscovita ou quando com a sericita dão uma ligeira foliação à rocha.

Alguns grãos de plagioclásio e feldspato alcalino o correm associados com o quartzo. A presença de feldspato, mostra uma certa instabilidade da região quanto a tectônica e deposição.

A muscovita e a sericita ocorrem orientados à direção do quartzo. Os opacos e raros cristais de biotita ocorrem dispersos na rocha.

Formações Ferríferas

Inclui-se nesta denominação as rochas como: formações ferríferas bandadas (BIF) e quartzitos ferruginosos, estes últimos representam os quartzitos oriundos de recristalização e metamorfismo de rochas quartzosas e **cherts** que contêm pouco ferro, este ou como magnetita, limonita e/ou hematita, e às vezes o ferro é produto de alteração dos anfibólios e granadas. Rochas calcossilicatadas, algumas vezes por alteração de anfibólio e silicificação dão aspecto de formação ferrífera.

As formações ferríferas estão associadas com variedades de rochas ora com quartzitos, ora com quartzitos e calcossilicatadas, ora com máficas e ultramáficas ou mesmo com pelitos carbonosos.

Formação Ferrífera Bandada

Rocha bandada com alternância de grãos de quartzo e ferro (hematita e magnetita) e quartzo. O quartzo em grãos recristalizados, formando bandas e/ou lentes, estas situam-se nas charneiras e flancos das microdobras (crenulações) e apresentam maior espessura em direção dos flancos. O quartzo quando recristalizado dá um aspecto poligonal, grosseiro e localmente. Às vezes estas rochas apresentam duas fases de deformações e a presença de lentes nas charneiras justifica provável transposição desse material. O quartzo, além de recristalizado, em alguns exemplares apresenta efeitos de cataclase. Os cristais de óxidos de ferro (magnetita e hematita) ocorrem como bandas intercalando de maneira repetida e cíclica as bandas de quartzo ou se entremeiam com o quartzo em forma de grãos.

Quartzitos Ferríferos (Ferruginosos)

Rocha de textura granoblástica em que alguns exemplares são constituídos principalmente de quartzo e magnetita, secundado por anfibólio. O quartzo em cristais anédricos de contornos irregulares recristalizados dispõem-se orientado segundo uma dire

ção preferencial e uma notável quantidade de mineral opaco (magnetita) olotriomórfico igualmente orientado.

Embora não existam bandas somente quartzosas ou magnetíticas, há uma tendência desses minerais de se concentrarem em faixas de níveis onde um ou outro, ocorre em maior quantidade. Do anfibólio há resquícios, que no entanto não permitem sua identificação observando-se todavia que existem minerais opacos provenientes deles, notando-se muitas vezes "núcleos" de anfibólios envolvidos por opacos. Em vista da associação mineral e do fato que haver anfibólios liberando opacos é bastante provável que aquele seja um termo de série cumingtonita-grunerita (?) (Fotos 54 e 55).

3.2.3.3 — Origem das Formações Ferríferas e Ambiente de Sedimentação

Quanto a origem das Formações Ferríferas Bandadas, assim como a sua nomenclatura tem sido exhaustivamente estudada e ainda hoje é assunto de muita especulação. Vários pesquisadores têm tentado esboçar uma origem de tais tipos litológicos, inúmeros exemplos levam a uma origem sedimentar e outro levam a pensar em uma origem vulcânica para tais formações.

Vários estudiosos tentaram apresentar hipóteses sobre as origens e ambientes de sedimentações para estas formações, entre eles, temos: Gorvett (1966), James (1951 e 1954), Goodwin (1973), La Berge (1973), Eugster & MingChou (1973) e Lepp & Goldich (1960).

Há praticamente um consenso dos autores com relação ao ambiente de sedimentação das formações. Eles admitem como sendo, estas formações depositadas em ambiente de mar raso em bacia fechada ou lagunar.

Os sedimentos que fazem parte do Supergrupo Pilar de Goiás são típicos de mar rasos e lagoas. Os dolomititos juntamente com as formações ferríferas e os sedimentos rítmicos constituídos de ciclos de arenitos finos, argilitos e siltitos, caracterizam

FOTO 54 - Amostra 510/EG-123/HA-RM/83 - Grupo Sedimentar - Formação Ferrífera - Composta de quartzo, opaco e anfibolito- Este altera e libera óxido de ferro. Aumento 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

FOTO 55 - Amostra 510/EG-151/HA-RM/101 - Quartzito ferruginoso - O ferro de alteração de anfibólio e opacos em leitos que se entremeam com o quartzo. Aumento 2,5 x 12,5 Kpl x 1,25 - LP.

uma deposição de bacia fechada (restrita) talvez lagoa, que eram separados do mar aberto por barreira ou barreiras, possivelmente arenosas. Este tipo de bacia tem provavelmente o depósito por inundação e precipitação durante a época de verão, tornando-se bacias (lagoas e lagos) efêmeras ou não com conexão com o mar ou isoladas. No sul da Austrália onde existe depósito de carbonato (dolomito) em bacias (lagos e lagoas efêmeras) recentes, há uma variação na composição do carbonato com relação a geografia, lama de calcita magnesiana e aragonita são encontradas em lagoas com conexão permanente ou intermitente com o mar, enquanto a lama com dolomito e dolomito calcífero ocorre somente em lagoas efêmeros isoladas. Nestes ambientes eram encontrados dolomititos com calcita, mas nunca era lembrado fase só de carbonato (Bathurst, 1971).

Skinner (1963 apud Bathurst, op. cit.) mostrou os parâmetros químicos dos protodolomititos e calcita magnesiana em susensão nas águas durante novembro nos lagos com pH = 8,5 - 9,2 e Mg/Ca (6,1 - 1,9). Na ilha Banaire (Venezuela) os sedimentos recentes de carbonatos são depositados sobre um flat supratidal, em lago hipersalino raso. O nível de água do lago está abaixo do nível do mar. Nas Bahamas há uma crosta de dolomito, formada por dolomitização de sedimentos supracitados (Bathurst, 1971).

Dunham & Olson (1980) estudaram os dolomititos da Formação Hauson Creek, Nevada Central, e concluíra que a dolomitizaçã o da seção leste e norte é de água rasa e estava relacionada a processo diagneético e associada a paleogeografia Ordoviciano-Si luriana. Em compensação, a ausência significativa de dolomito em águas mais profundas do sudoeste sugere que a dolomitização do carbonato não foram influenciada por soluções que foram derivadas de compactação bacial da Formação Vinini. O ambiente de depósito subtidal com dolomitização em subsuperfície rasa.

Sibley (1980) acreditava que dolomitização da Formação Seroe Danni tem um controle climático, em clima úmido zona de mistura de lençol freático de água fresca e água do mar pode suportar rápida calcificação devido ao alto PCO_2 na água. Em clima árido, a água teria mais baixo PCO_2 e devido ao limite do desen

volvimento de solo resultando em mais baixa calcificação e por isso aumento na variação da dolomitização.

Os ambientes de lagoas são ambientes rasos, extremamente variáveis, localizados atrás de barreiras de ilhas. Esta variabilidade é em parte atribuída ao clima que prevalece e também é variável em seção de lagoas em micromarés e mesomarés. Em geral, os sedimentos acumulados nas lagoas são de granulação fina de suspensão, argilas e siltes finos depositados em áreas de água aberta e pode ser finamente laminado (Reading, 1981 apud Sibley, 1981).

As formações ferríferas bandadas foram exaustivamente estudadas no capítulo quando nos referimos a sua origem e ambiente de sedimentação. Existe praticamente um consenso em que as formações ferríferas bandadas foram formadas em bacias restritas (fechadas) ou lagoas, sendo que estas bacias eram separadas do mar por barreiras.

Muitos autores acreditavam que a variação na litologia, ou seja, o intercalação rítmica de sílica e ferro, finamente laminado era produto de deposição do tipo "varve", isto é, com controle temporal ou seja sazonal do material. Do mesmo modo, que os rítmicos, compostos de material escuro e claro, finamente laminado.

Depósitos provavelmente de corrente de turbidez ocorrem localmente com arenitos (quartzitos) de granulação variável e estratificação cruzada tabular.

Sedimentos pelitos ricos em matéria orgânica (grafita) parece representar ambiente de pântano ou lamaçal em zona de planície de maré.

O Grupo Itapaci representa uma sedimentação de depósitos mais espessos e mais espalhados de arenitos (quartzitos) e pelitoa (xistos) que parece representar deposição em ambiente de mar raso e profundo. O mar diferente daquele que depositou o Su

pergrupo Pilar de Goiás, parecia ser um mar aberto.

3.2.4 — Posição Estratigráfica e Relações de Contato

Devido as diversas superposições de eventos tectônicos que ocorreram na região as relações de contatos do Supergrupo Pilar de Goiás com as unidades litoestratigráficas mais antigas e as mais jovens são em parte mascaradas.

Os contatos entre os **greenstone belts** e os complexos granito-gnaisses tem sido assunto bastante especulativo para os geocientistas que se dedicam ao estudo dos terrenos granito-**greenstones**. Para uns os **greenstone** são rochas que correspondem a crosta primitiva máfico-ultramáfica, enquanto para outros os **greenstones** seriam derrames que se depositaram sobre uma crosta sílica (granito-gnaiss) preexistentes.

No presente trabalho posicionamos o Supergrupo Pilar de Goiás como unidade discordante sobreposta ao "Complexo Goiãno". Tal pensamento é baseado nos seguintes fatos:

— No **greenstone belt** de Crixás, próximo a cidade homônima, estrada Crixás—Auriverde, ocorrem lavas basálticas com **pillow** que parecem não terem sofrido inversão estrutural (posição dos **pillows**) e apesar do afloramento ser representado por grandes "blocos" parece que estas lavas estão subhorizontais, do mesmo modo, que o metamorfismo é da facies xisto verde baixo. Já nas proximidades ao longo da estrada Crixás—Auriverde, as rochas gnaiss se-migmatíticas apresentam foliações com mergulhos consideráveis e o grau metamórfico e da facies anfibolito;

— Do mesmo modo não foram observados xenólitos de rochas máficas e ultramáficas dentro das rochas do Complexo migmatito-gnaiss nesta faixa, nem na faixa de Guarinos, para se concluir que os granito-gnaisses fossem mais novos e;

— Outro argumento é que a oeste do **greenstone belt** de Guarinos existem alguns diques "básicos" que são bem visíveis

na imagem de radar, seccionando o "Complexo Goiano" e são trunca
dos pelo **greenstone belt** em questão, e

— O Complexo Goiano com idade 2,9 BA e retrabalhamen
to em 2,5 BA. Enquanto as rochas ultramáficas com idade de 2,6 BA.
Tal idade obtida através do estudo de Sm/Nd nos Estados Unidos.

Entretanto, queremos lembrar que ao longo da estrada
Crixás—Auriverde o autor do presente trabalho, encontrou em um
local restos de minerais verdes bastante alterados que parecem ser
clorita dentro de granitóide alterado. Estes minerais verdes pode
m ser alteração de rochas máfica ou ultramáficas. Porém não se
tem melhor relação de contato entre o Cinturão Máfico-Ultramáfico
e o granitóide neste local.

Com relação ao Grupo Itapaci o contato com o Supergrup
o Pilar de Goiás é feito por falha inversa ao longo das estradas
Itapaci—Pilar de Goiás e Itapaci—Crixás, onde se acredita na
possibilidade de uma discordância estrutural no contato e que o
Grupo Itapaci seja também Arqueano e sobreposto ao Supergrupo Pil
ar de Goiás.

O contato entre o Complexo Hidrolina e o Supergrupo Pil
lar de Goiás é feito de maneira intrusiva, onde as rochas granitog
-náissicas do Complexo Hidrolina intrudiram em forma diapírica
(domo) às rochas ultramáficas e máficas do Grupo Máfico-Ultramáfic
o (estrada Hidrolina—Luzelândia).

3.2.5 — Distribuição na Área

Os litotipos do Supergrupo Pilar de Goiás se distrib
uem predominantemente na parte sudeste da Folha SD.22-Z-A e se
prolongam para as Folhas SD.22-Z-B e Z-C. O Supergrupo Pilar de
Goiás está representado por três faixas orientadas no sentido N-S
e NO-SE e são denominadas de **greenstone belt** de Crixás que forma
uma faixa alongada no sentido N-S, sendo quase toda sua extensão
representada por rochas máfico-ultramáficas do Grupo Máfico-Ultram
áfico e a parte nordeste da faixa representada pela sequência preg

dominantemente sedimentar, denominada de Grupo Sedimentar. A faixa central orientada segundo a direção NO-SE e uma faixa estreita de rochas máfico-ultramáficas com maior contribuição da primeira corre na porção ocidental do cinturão. Enquanto que na parte oriental se tem uma faixa mais espessa de metassedimentos pertencentes ao Grupo Sedimentar. Este cinturão é denominado de **greenstone belt** de Guarinos.

A faixa mais oriental da área da tese é o **greenstone belt** de Pilar de Goiás-Hidrolina, orientado segundo a direção N-S, grosseiramente que se prolonga para a Folha SD.22-Z-B. Estando o Grupo Máfico-Ultramáfico na parte oriental e o Grupo Sedimentar na parte ocidental do cinturão (Fig. 3).

3.2.6 — Seções Geológicas do Supergrupo Pilar de Goiás.

Seção Geológica Itapaci-fazenda Vinagre (entrada a O de Itapaci)

A 1,5 km distante de Itapaci, no leito e na margem do córrego, aflora granada-feldspato-muscovita-biotita xisto, com sistemas de fraturas N10E e N80E com xistosidade principal (Sn) de N550 para SO (510/EG-144/HA-RM/95). Na fazenda Grotão (510/EG-145/HA-RM/96) ocorre um micaxisto muito alterado onde a mica, parece ser muscovita. A 1,1 km antes da fazenda Isidoro, aflora anfibolito cortado por diques básicos (510/EG-146/HA-EM/97).

O afloramento 510/EG-147/HA-RM/98.1, 98.2, 98.3 e 98.4, forma barranco constituído de anfibolitos em bancos finos, passando para micaxisto muito alterado que parece conter biotita e muscovita. Segue na seqüência clorita-tremolita xistos, filitos, estes intercalando quartzitos "grafitosos" e formação ferrífera bandada. A foliação principal é N450-33SO.

A seguir aflora um micaxisto muito alterado com foliação N45E, 46NO (510/EG-148). No afloramento 510/EG-149/HA-RM/99, a flora clorita-tremolita xisto bastante alterado e a 1,5 km deste, adiante na seção, aflora filito grafitoso com clivagem ardosiânica, este afloramento está no domínio da fazenda Vinagre (510/EG-150/

HA-RM/100}, A 1,5 km distante do afloramento retrocitado, aflora formação ferrífera bandada com lente de hematita (510/EG-151/HA-RM/101 e no 510/EG-152 ocorre novamente formação ferrífera bandada, este ocorre próximo à sede da fazenda Vinagre (entroncamento com estrada Crixás-Itapaci).

Nesta seção se observa mais de uma fase de deformação e textura helicítica é observada na granada, assim como, a 2ª zo se é feita por dobramento do tipo slip fold com transposição da mica da fase principal (Fig. 7).

Seção Geológica LT-01

A seção teve início a partir da localidade de Auriverde, distrito de Crixás. A 500 m do início da seção, aflora rocha leucocrática, parcialmente alterada, granulação média a grossa, composto principalmente de plagioclásio e quartzo, como varietal ocorre a biotita. Porfiroblastos de microclínio de neoformação o correm distribuídos na rocha, trata-se de um granodiorito (510/EG-50/PP/44). No córrego Barreiro, aflora rocha verde, nematolepidoblástica, composta de clorita, talco, tremolita e serpentina, a rocha é um tremolita-talco-clorita xisto (510/EG-51/PP/45). A 310 m da amostra anterior, seguindo-se na seção, assoma rocha granodiorítica, fina a média, textura granoblástica, composta de quartzo, plagioclásio, microclínio e biotita (510/EG-52/PP/46.1) esta rocha sofreu cataclase e passa para milonito (46.2, 46.3 e 46.4). A amostra (46.5) representa veios pegmatíticos que cortam o granodiorito. A amostra 510/EG-52/PP/46.6 é constituída de tremolita e clorita, trata-se de rocha ultramáfica. A 1.100 m aflora rochas nematoblástica, constituída de hornblenda, quartzo, epidoto e titanita. A rocha é um anfibolito.

A seguir aflora um granito gnaiss alaskítico. A 1.550 m aflora rocha que parece ser constituída essencialmente de clorita e tremolita, com talco, serpentina-epidoto e opacos. Esta rocha tem foliação N60E, 15NO, a rocha é uma metaultrabásica (510/EG-55/PP/48). As amostras 510/EG-55/PP/48.2 e 48.3 são rochas semelhantes a anterior, porém com turmalina dispersa. A 1.900 m na

Fig. 7 - SEÇÃO GEOLÓGICA ITAPACI - FAZENDA VINAGRE

ESC. VER: 1:50.000
HOR: 1:100.000

seção em pauta, afloram as amostras 510/EG-56/PP/49.1 e 49.2, são rochas cataclásticas e nematoblásticas, constituídas de tremolita, talco, clorita e serpentina, a rocha com xistosidade N50E, 16SE e trata-se provavelmente de anfibólio-talco-clorita xisto. No km-2,7 só se tem solo argiloso e creme. A 50 m deste, aflora quartzito, algo ferruginoso (510/EG-58/PP/51).

No km-3,3 da seção aflora rocha gnáissica, composição granítica, classificada como granito gnaiss alaskítico (510/EG-59/PP/52). A 225 m do afloramento anterior, volta a aflorar rocha ultramáfica, textura lepidonematoblástica, composta principalmente de serpentina, tremolita, clorita e opacos como minerais secundários. A rocha é um clorita-tremolita serpentinito. Esta rocha está turmalinizada e a exemplo da EG-55/PP/48.2 e 48.3, ocorrem concentrações de turmalina. A menos de 200 m, continuando na seção aflora rocha ultramáfica, foliada, composta de talco, tremolita, clorita e serpentina. A atitude da xistosidade é N300,15SO. No km-4, aflora novamente rocha ultramáfica, algo xistosa (510/EG-63/PP/56). A 250 m deste aflora rocha de aspecto tufáceo, algo foliada, composta de tremolita, clorita talco e serpentina, a rocha foi classificada como clorita-tremolita serpentinito (510/EG-64/PP/57).

No córrego, situado no km-4,8, aflora novamente rocha ultramáfica que parece tratar-se de um clorita-tremolita serpentinito. Ainda no leito do córrego, junto das ultramáficas ocorrem rochas granitóides (Prado & Pinto, 1979).

Neste perfil apesar da constante exposição ora de rochas ultramáficas, ora rochas granitóides e gnáissicas, é difícil se ter a relação precisa de contato, entretanto acredita-se que uma fase alaskítica e pegmatítica tenha afetado as ultramáficas e causando uma metassomatose do holo (turmalinização) (Fig. 8).

Seção Geológica LT-03

O perfil teve início na fazenda Camargo, a partir de Crixás—Auriverde. A 400 m a leste da estrada Crixás—Auriverde, na

Fig. 8 - Seção Geológica (LT-01) - Leste da estrada Crixás - Auriverde, Greenstone Belt de Crixás.

fazenda Camargo, aflora rocha xistosa, lepidonematoblástica, com posta de tremolita, clorita, serpentina e opacos. A rocha com preservação do acamadamento (S_0), e superfície de deformação (S_1) que é a xistosidade principal com N5-250,30-42SO, esta é concordante com o acamadamento, e superfície de foliação (S_2) mais suave. Pela relação dessas superfícies com o acamadamento, verifica-se inversão nas camadas. A rocha é um serpentina-tremolita-clorita xisto (510/EG-67/PP/60). A 1.050 m do início da seção, aflora metaultramáfica, xistosa e parece ter a mesma mineralogia da anterior e portanto seria classificada como serpentina-tremolita-clorita xisto (510/EG-69/PP/62). A 350 m do afloramento anterior, aflora metaultramáfica, xistosa composta de tremolita, talco, serpentina e opacos, talvez seja a mesma litologia do afloramento anterior (510/EG-70).

A 1.680 m do início da seção aflora, em forma de lajeiro, rocha que foi classificada petrograficamente como clorita-tremolita xisto. A rocha é cataclástica, composta de clorita, tremolita e opacos (510/EG-72/PP/64.1), já a 64.2 é um clorita xisto (cloritito) rocha composta essencialmente de clorita. No km-2,45 da seção, aflora em forma de lajeiro, rocha composta de talco, carbonato, tremolita e serpentina. A rocha é um carbonato-tremolita-talco xisto (510/EG-73/PP/65).

No km-2,775 aflora rocha composta principalmente de clorita e tremolita, que é provavelmente um tremolita cloritito (510/EG-75/PP/67). As amostras 510/EG-76/PP/68.1 e 68.2 foram classificadas como clorita xistos. No córrego a 50 m do afloramento anterior ocorrem rochas metaultramáficas e uma delas parece ser tufacea (510/EG-77/PP/69.1 e 69.2). No km-4,05 aflora biotita granito com granulação média, composta de microclínio, plagioclásio, quartzo e biotita (510/EG-79/PP/70). Afloramento em blocos situado a 4.525 m do início da seção, rocha verde, textura lepidoblástica, constituída principalmente de clorita, com anfibólio (tremolita) subordinado. Trata-se de um clorita xisto (510/EG-79/PP/71). O contato desta rocha com o granito não foi possível observar. A 525 m do afloramento anterior ocorre o 510/EG-80/PP/72.3 que é um clorita-tremolita xisto. A amostra 510/EG-80/PP/72.2 é uma ultra

máfica com disjunção poliedral. No km-5,310 aflora rocha de textura nematoblástica, constituída essencialmente de hornblenda e plagioclásio, a rocha foi classificada como anfibolito (510/EG-81/PP/73) e amostra 510/EG-82/FP/74 é novamente um anfibolito a 500 m do anterior (Fig. 9).

Seção Geológica LT-04

A seção LT-04, teve seu início na estrada Crixás-Auri verde, a 900 m a sul do rio Vermelho, na direção leste.

A seção teve início com um afloramento em forma de la jeiro, com aproximadamente 5 m x 2 m, trata-se de um biotita gnaiss se porfiroblástico, com microclínio neoformado. A biotita desen volve uma lineação N10E (510/EG-15/PP/318). Até a distância de 1.070 m do início da seção, aflora gnaiss e veios pegmatíticos, a partir daí, tem-se afloramento de rocha ultramáfica composta de serpentina, tremolita, talco e clorita, com incipiente foliação. A 1.230 m do início da seção, aflora rocha cinza-esverdeada, com posta de serpentina, tremolita, talco e clorita, com opacos e é xistosa (serpentina-tremolita-talco-clorita xisto, 510/EG-18/AP/319). A 70 m deste afloramento, aflora rocha maciça, classifica da como metaultramáfica (510/EG-19/AP/320). A 1.600 m do início da seção, ocorre afloramento de rocha metaultramáfica, onde se ob serva as diversas estruturas de fluxo, tais como poliedral (topo) e spinifex. O spinifex em geral é fino e os poliedros com arestas de 5, 6 e 7 cm, às vezes as rochas estão foliadas com xistosidade N250,30NE. Estas rochas foram classificadas como tremolita-clorita xisto, clorita serpentinito e metaultramáfica, esta com tremolita, clorita, serpentina, talco, cummingtonita e opacos (510/EG-20/AP/321.1, 2 e 3).

Aproximadamente a 375 m do afloramento antes descri to, em zona de lajeiro aflora, rocha xistosa, com xistosidade N400,25SO, composta ao que parece de clorita e tremolita, trata -se de uma metaultramáfica (510/EG-21/AP/322). A 2.300 m do iní cio da seção, a rocha ultramáfica exposta tem estrutura polie dral. Rocha de granulação fina, levemente foliada, composta de

Fig. 9 - Perfil Geológico (LT-03), a Leste da estrada Crixás - Auriverde, Greenstone Belt de Crixás.

clorita, tremolita e serpentina, rocha classificada como metaultra básica (510/EG-22/AP/323.1). A rocha (323.2) é um biotita gnaiss com foliação N150,35SO. Este se estende por 200 m aproximadamente e no km-2,7 da seção assoma novamente rocha metaultramáfica, xistosa, com serpentina, clorita e tremolita (510/EG-23/AP/324). A 200 m, seguindo no perfil aflora rocha, granito alaskítico, e no km-3,2 aflora gnaiss, este aflora novamente a 290 m, onde está cortado por veios graníticos. A 4,4 km do início da seção aflora, rocha metaultramáfica, xistosa, composta de tremolita, talco e clorita, provavelmente. A 100 m deste afloramento, assoma rocha composta de tremolita, clorita, talco e opacos, xistosa e crenulada, onde duas fases de deformações são observadas. A rocha foi classificada como tremolita-clorita-talco xisto (510/EG-27/AP/326.2). O afloramento 510/EG-28/AP-PP/327.1 e 327.2, trata-se de rocha xistosa, composta de tremolita, clorita, talco e opacos, a rocha provavelmente tem a mesma classificação que a anterior e com xistosidade (S_1) N500,43SO e com clivagem de crenulação (S_2) N420, 520. Lineação (L_2) dada pelo cruzamento de S_1 e S_2 e eixo das crenulações é 15,N800. Esta rocha faz contato com um anfibólito (metabasito) com foliação N370,56SO e N300,60SO, não se chegou nesta seção no contato com o complexo. Os gnaisses e granitos que ocorrem aflorando entre a sequência máfico-ultramáfica não ficou bem definida se contato são pós ou anterior ao greenstone belt (Fig. 10).

Seção Geológica LT-05

Esta seção vai em direção da fazenda Santa Clara, a 600 m do início (estrada Crixás—Auriverde), no leito da estrada aflora a amostra 510/EG-21/PP-AP/18.1), trata-se de uma rocha xistosa, alterada, composta de talco, anfibólio (tremolita-actinolita ?) e clorita, a rocha apresenta xistosidade N-S,75SE. A rocha é um clorita-anfibólio-talco xisto, neste mesmo local na margem esquerda da estrada, ocorrem blocos de rocha, com textura nematoblástica, parece composta essencialmente de anfibólio, subordinada por plagioclásio, quartzo e epidoto, esta rocha foi classificada como anfibólio xisto (510/EG-21/PP-AP/18.2).

Fig. 10 - Perfil Geológico (LT-04) a Leste da estrada Crixás - Auriverde (Greenstone Belt Crixás).

ESCALA HORIZONTAL = 1 : 20.000
VERTICAL = 1 : 10.000

A 600 m do afloramento anterior assomam blocos de rocha leucocrática, granoblástica, granulação fina, composta de quartzo, feldspato alcalino (microclínio) plagioclásio e subordinadamente têm-se biotita e muscovita, a rocha foi classificada como granito gnaiss (510/EG-22/PP-AP/19.1). A amostra 510/EG-22/PP-AP/19.2, é um pegmatito, que se dispõe em blocos; a 200 m deste ocorre um migmatito com estrutura "Acamadada" e pitgmática e veios quartzo-feldspáticos, o paleossoma é um gnaiss, granulação fina, leucocrático, constituído de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, biotita e muscovita, o neossoma é um granito, fino, leucocrático e homogêneo. Ocorrem veios de quartzo e pegmatito. O gnaiss tem foliação N200,30SO (510/EG-22/PP-AP/19.3 e 19.4). Seguindo-se, 400 m em frente, na direção do córrego Santa Clara, observa-se rocha anfibolítica e xisto (510/EG-21/PP-AP/18). A 100 m ocorre blocos de gnaiss fino, composição granítica e localmente ocorrem porfiroblastos de microclínio de até 5 m, às vezes em forma de augen. A 600 m do córrego Santa Clara, aflora rocha com textura lepidoblástica, constituída de clorita, talco, serpentina, anfibólio e magnetita, a rocha foi classificada como metaultrabásica (clorita-talco xisto, 510/EG-44/PP-AP/38.1). Afastando-se 200 m deste afloramento na seção, encontram-se blocos de rocha maciça, holocristalina, verde-escura, composta de anfibólio, plagioclásio e clorita, parece ser um metabasito (510/EG-44/PP-AP/38.2), a 300 m (500 m do início LT-5) assomam blocos de rocha lepidoblástica, alterada, xistosa, constituída de talco, anfibólio (tremolita-actinolita), clorita, serpentina e magnetita (talco-anfibolito-clorita xisto, 510/EG-45/PP-AP/39).

A 240 m do afloramento supradescrito no alto do morro, ocorrem blocos de rocha xistosa, lepidoblástica, fina, composta de talco, clorita e anfibólio, trata-se de talco-clorita xisto (510/EG-46/PP-AP/40), seguindo-se 200 m na seção, aflora rocha xistosa com a mesma composição da rocha antes descrita, com xistosidade (S_1), N300,81SO, uma segunda fase de deformação é evidenciado por desenvolvimento de crenulação (510/EG-47/PP-AP). A 160 m distante do EG-47, tem novamente afloramento do mesmo tipo de rocha, esta segue por mais 200 m. A 460 m do afloramento (EG-47), jazem blocos de rocha cataclástica, fina, composta principalmente

de clorita, tremolita-actinolita, talco (?), serpentina (?) e opacos, trata-se de um cloritito (510/EG-48/PP-AP/42.1). A 100 m aflora rocha xistosa, fina, textura, lepidoblástica, composta de talco (?), clorita, anfibólio (actinolita-tremolita) e opaco. A xistosidade com atitude N60O,22SO e desenvolve uma segunda foliação que é uma crenulação incipiente (talco-clorita-tremolita-actinolita xisto, 510/EG-48/PP-AP/42.2). A amostra 510/EG-48/PP-AP/42.3, que ocorre no mesmo afloramento é uma rocha básica (metabasito). A 100 m em frente aflora rocha com característica de metatufo ultramáfico (510/EG-49/PP-AP/43). e a partir deste afloramento, por 200 m, afloram blocos de rocha ultramáficas, segue depois blocos de quartzo e solo marrom (Fig. 11).

Seção Geológica Pilar de Goiás—Luzelândia

A 600 m da capela antiga (cemitério), tem-se um afloramento em zona de barranco de ± 20 m de altura (510/EG-197/HA-RM/133), à base é formada por rocha granoblástica composta essencialmente de quartzo, plagioclásio e algumas micas (trondhjemitos), forma lâminas milimétricas até bancos possantes de até 5 m de espessura, às vezes a rocha está totalmente alterada à caulim, zona bandeada com material escuro alterado que para nós é alteração de anfibólio das calcossilicatadas, tal alteração é vista no EG-197, em direção a Itapaci. A rocha forma lentes e boudins que evidenciam esforço e transporte tectônico deste material e para o topo do barranco têm-se bancos de quartzitos bem estratificados. A sequência tem atitude N55E,12SE e sofreu o que tudo indica transporte tectônico para NO. Falhamento inverso ocorre na região.

A 300 m deste aflora tremolita-actinolita-talco xisto com bastante opacos, com lentes de granitóide alterado, este devido a competência em relação ao xisto, apresenta estrutura de dilatação (boudins), os boudins com tamanhos variando de aproximadamente 0,3 m x 1 m a 1,5 m x 5 m (510/EG-199/HA-RM/135). A foliação concordante com a estrutura de dilatação é N80O,25SO. No afloramento 510/EG-200/HA-RM/136.1 e 136.2, aflora mármore impuro anfibolitizado e "granitizado", a "granitização" é apresentada com constante presença de quartzo feldspato alcalino, assomado aos an

ESC: VER: 1:10.000
ESC: HOR: 1:20.000

LEGENDA

△△△ METATUFO (ULTRAMÁFICO).

△△△ CLORITITOS.

VVV METABASITOS.

XISTOS BÁSICO-ULTRABÁSICOS SEM MEDIDAS DE XISTOSIDADE.

XISTOS BÁSICO-ULTRABÁSICOS COM MEDIDA DE XISTOSIDADE.

FIG. 11 - PERFIL GEOLÓGICO (LT-05), A LESTE DA ESTRADA CRIXÁS - AURIVERDE, GREENSTONE BELT DE CRIXÁS. (PARCIAL)

fibólios ("tremolita" e actinolita), este material granítico é pós intrusão do granitóide (trondhjemitico) que é mais comum na área. Os anfibólios, às vezes constituem cavidades nos mármore e estão alterados em pó preto (manganesífero?). O afloramento 510/EG-201/HA-RM/137.1, 137.2 e 137.5 onde se observa intercalação de granitóide e mármore, este anfibolitizado e transformado em clorita e talco xisto (137.1, clorita-talco xisto e 137.4, feldspato-hornblenda xisto ou actinolitito). Em direção ao topo ocorre lente de cloritito envolvido por granitóide, este parece de origem ultramáfica. O mármore apresenta bandeamento gnáissico e a foliação N300,28SO. A 200 m deste, aflora rocha que parece migmatito ou gnaiss com calcossilicatada, estrutura dobrada, acamadada, este em leitos escuros de anfibólio, biotita e clorita que alternam leitos claros de granitóides e mármore. Há lâminas milimétricas à bancos de até 20 cm (510/EG-202/HA-RM/139). A 1,5 km deste afloram quartzitos, algo feldspáticos e ferruginosos, que repousam sobre rocha alterada com aspecto de granitóide (510/EG-203/HA - RM / 139). Próximo ao rio Vermelho (510/EG-204) ocorre rocha xistosa, muito alterado com aspecto de anfibolito com foliação N490,30. No rio Vermelho ocorre anfibolito intercalando granitóide completamente alterado (510/EG-205/HA-RM/140), a rocha é um migmatito. A 1,8 km do rio Vermelho (510/EG-206) ocorre granitóide (migmatito) muito alterado com foliação N10E,60NO.

A 3,7 km deste, aflora migmatito totalmente alterado com foliação N30E,38NO (510/EG-207).

Seção Geológica do Entroncamento Crixás—Itapaci—Rubiataba até Estrada Ponte Nova—São José do Caiamar.

A 1.000 m do entroncamento, em corte de estrada, aflora quartzito, alterado, micáceo, fino, localmente ferruginoso, finamente laminado, amarelado e rosado com atitude do acamamento N400,20NE. A 200 m adiante (510/EG-320) aflora micaxisto fino a médio, alterado, avermelhado e amarelado com veios de quartzo de até 20 cm, localmente apresenta concentrações e níveis de óxido de ferro, xistosidade N10E,55NO. No 510/EG-321/HA/214 aflora em blocos, micaxisto, compacto, quartzoso, fino, leucocrático, es

branquiçado, havendo concentrações de ferro nos locais alterados. A 2.800 m adiante, 510/EG-322, ocorre micaxisto muito alterado, fino a médio, amarelado e avermelhado, com foliação N50E,31SE. Até este ponto são freqüentes os blocos de quartzo leitoso. No 510/EG-323/HA/215, situado a 1.800 m do ponto antes descrito, em corte de estrada, aflora mica (muscovita) xisto, pouco alterado, fino, esbranquiçado, com foliação N100,60NE, nos locais alterados a rocha toma coloração rosada. Este ponto situa-se a 2.600 m antes da estrada Ponte Nova—São José do Caiamar.

Seção Geológica São José do Caiamar—Ponte Nova

A 2,2 km de São José do Caiamar (510/EG-243), aflora um biotita xisto muito alterado e a 2 km deste, aflora a amostra 510/EG-244 que é também um micaxisto alterado. O mesmo acontece com o afloramento 510/EG-245, situado a 1,3 km do afloramento acima citado. A 900 m aflora talco xisto; rocha xistosa, lepidoblástica, composta de talco e/ou clorita, com foliação N300,30SO (510/EG-246/HA-RM/167). A 4.000 m aflora uma seqüência de quartzitos e quartzitos ferruginosos, estes em bancos, granulação fina; o quartzito ferruginoso é bandeado às vezes com aspecto de formação ferrífera bandada (510/EG-247/HA-RM/168), deste até o afloramento 510/EG-248/HA-RM/169 que é um granodiorito porfiroblástico, o terreno tem relevo ondulado e pouco acidentado, solo arenoso com características de granitóide ou migmatito (Complexo Goiano). A 800 m do córrego Águas Claras ocorre o 510/EG-249/HA-RM/170, brecha tectônica muito silicificada e quartzito. O afloramento 510/EG-250/HA-RM/171 é um quartzito ferruginoso. O afloramento 510/EG-251 é um micaxisto bastante alterado composto de quartzo e mica. A 3,1 km deste, aflora serpentinito, maciço, granoblástico, composto essencialmente de serpentina (510/EG-252/HA-RM/172). A 400 m do afloramento 510/EG-251 até o 510/EG-252/HA-RM/172 começa aflorar clorita xisto, (510/EG-253/HA-RM/173) além da xistosidade (S₁) apresenta crenulação de clivagem e dobras de pequenas amplitudes. Esta litologia aflora até a localidade Ponte Nova, situada às margens do rio São Patrício, 510/EG-254, 510/EG-255 e 510/EG-143/HA-RM/94 (Rio São Patrício) com foliação N600,32NE, bem como a 1.200 m adiante, em direção a Itapaci, 510/EG-142. A aproximada

mente 5 km a SO de São José do Caiamar aflora em lajeado, gr^o diorito médio a grosseiro, pouco foliado (510/EG-242/HA-RM/166).

Seção Geológica ao Córrego do Alagadinho

Esta é uma das seções talvez mais importantes da unidade dos **greenstone belts** de Goiás, porque nela se encontram as principais unidades de fluxos das lavas máfico-ultramáficas, tais como poliedral, **spinifex** e maciça (cumulada). Tendo já sido descrita por Montalvão & Araújo (1979) e Drago et al. (1981).

Esta seção teve início na estrada Auriverde—Crixás, na direção SE e teve seu fim no ramal que segue para a cachoeira do córrego Alagadinho. A seção geológica atravessa todo o corpo máfico-ultramáfico e faz contato com ambas extremidades com as rochas granitóides (gnaiss - migmatitos). O afloramento (510/EG-22/HA-RM-AP-PP/20) está situado a 300 m do entroncamento com a estrada Crixás—Auriverde, rocha metamórfica, xistosa, com atitude da xistosidade N100,34SO, trata-se de serpentina-clorita-tremolita xisto; a 900 m aflora o (510/EG-21/HA-RM-AP-PP/19) que é a mesma litologia com xistosidade N100,88SO; a 500 m deste aflora o (510/EG-20/HA-RM-AP-PP/18), tremolita xisto, em amostra de mão a rocha é maciça; a 1,1 km aflora a mesma rocha (510/EG-19/HA-RM-AP-PP/17), este tremolita xisto apresenta alguns cristais de clorita.

A 200 m, na seção geológica ocorre a EG-18, a rocha está muito cisalhada e parece ser o mesmo litotipo que aflora na EG-19; enquanto o 510/EG-17/HA-RM-AP-PP/16 apesar de maciça na amostra de mão se apresenta xistoso em lâmina delgada e é um clorita-tremolita xisto; na EG-16 situado a 300 m do afloramento anterior, assoma laterito. O 510/EG-15/HA-RM-AP-PP/15.1 e 2) com marcante xistosidade com atitude N350,55SO e trata-se de carbonato-talco xisto e clorita-actinolita tremolitito; adiante na encosta da serra, aflora metaperidotito, maciço, transformado principalmente em serpentina e tremolita, esta em quantidade superior em relação aquela EG-14; o afloramento 510/EG-13/HA-RM-AP-PP/13 é um tremolita serpentinito com estrutura poliedral e/ou fraturado, está cortada por veios de crisótilo; situado a 100 m do EG-13, aflo

ra o 510/EG-12/HA-RM-AP-PP/12, neste afloramento a rocha apresenta textura **spinifex** radiado com placas (**blades**) de tremolita variando de tamanho micro a 15 cm. Os **blades** se distribuem caoticamente, interceptando-se formando polígonos, os **blades** grandes são ressaltados pela tremolita ou concentração de opacos (magnetita) que delineam essas grandes placas. Nos espaços inter-**blades** maiores, ocorrem os **blades** pequenos principalmente de tremolita que se dispõem paralelos ou alternam com opacos e serpentina ou se dispõem em feixes. Outras vezes, o espaço inter-**blades** é ocupado por tremolita anédrica, a textura **spinifex** radiada está bem representada na amostra 12.2, enquanto que a amostra 12.1 trata-se de um tremolita serpentinito e não é bem visível a textura **spinifex**.

A 100 m ocorre novamente serpentinito, este não tem praticamente tremolita, a rocha apresenta disjunção poliedral com poliedro de 30 cm x 20 cm x 10 cm. Os interpoliedros e/ou fraturas estão ocupados por crisótilo (510/EG-11/HA-RM-AP-PP/11); a 200 m deste aflora o (510/EG-10/HA-RM-AP-PP/10, trata-se provavelmente de metapiroxenito com textura **spinifex** tabular com placas que atingem até 6 cm de comprimento que se interceptam formando triângulos. Paralelamente ao lado dos triângulos os **blades** se arranjam paralelamente, ora de tremolita, ora tremolita e serpentina e opacos. Os opacos, às vezes, substituem totalmente os pseudomorfos de tremolita e serpentina, delineando-os. Veio de tremolita de geração mais nova secciona a rocha. A 30 m da EG-10 aflora um talco serpentinito com incipiente estrutura **spinifex** e desenvolve fraturamento poliedral e fraturamento (510/EG-09/HA-RM-AP-PP/09); o afloramento 510/EG-08/HA-RM-AP-PP/08, cloritito e cloritaxisto este passa para o 510/EG-07/HA-RM-AP-PP/07 rocha bastante foliada, crenulada, com redobramento, a textura chega a ser tão fina que dá aspecto na mão de um filonito é um cloritaxisto que faz contato por falha com os granitóides, esta rocha aflora na entrada do ramal que leva ao córrego do Alagadinho (Fig. 12).

Seção Geológica do Ramal à Esquerda para Localidade União (Estrada Hidrolina—Luzelândia)

A 200 m da estrada Luzelândia—Hidrolina, aflora ro

ESCALA VERTICAL = 1:20.000
ESCALA HORIZONTAL = 1:25.000

FIGURA 12 - SEÇÃO AO CÓRREGO ALAGADINHO - REGIÃO ENTRE CRIXÁS E AURIVERDE (MONTALVÃO E ARAÚJO, 1979) E DRAGO ET AL (1981).

cha metaultrabásica à base de tremolita e secundada por serpentina e clorita esverdeada, maciça, com predominante textura **spinifex** e disjunção poliedral, esta pouco desenvolvida com poliedros de tamanho 2 cm x 4 cm e 5 cm x 10 cm. A maioria dos blocos apresenta textura **spinifex** radial com desenvolvimento de ranhuras devido a erosão dos cristais tabulares (**blades**) dando aspecto de textura radial tipo pé de pássaro e circular radial, os cristais se desenvolveram até 20 cm de tamanho (510/EG-269/HA-RM/186.1 e 2), a 800 m adiante, ocorre o (510/EG-270/HA-RM/187) que é um quartzito grosseiro a médio e a 200 m deste, aflora um talco xisto (510/EG-271/HA-RM/188); novamente a 1.100 m aflora a metaultrabásica, xistosa, trata-se de um clorita ou talco xisto (510/EG-272); no afloramento 510/EG-273/HA-RM/189.1, 2 e 3 ocorre metaultrabásica (carbonato-tremolita serpentinito) com textura **spinifex** e textura com ovóide de serpentina e/ou tremolita envolto por cromita, estes com tamanho de 1 cm a 2 cm; a 1.300 m aflora quartzito ferruginoso (510/EG-274); a 500 m do afloramento anterior, ocorre o 510/EG-275/HA-RM/190, corresponde provavelmente de um metabasito com prismas em arranjo radial com xistosidade N250, 51SO e a 300 m após a fazenda João Leite e córrego Taperão, afloram blocos de rocha metaultrabásica com desenvolvimento de textura **spinifex** e maciça (cumulados) e por baixo desta, observa-se rocha totalmente alterada a caulín com aspecto de granitóide e com estrutura acamada bem preservada com atitude de N300, 24SO (510/EG-276/HA-RM/191), a 1.600 m, antes da localidade União aflora metaultrabásica (510/EG-277/HA-RM/192). Este perfil já realizado por Montalvão & Araújo (1979) e Drago et al. (1981), (Fig. 13).

Seção Geológica à fazenda Crioula (oeste da Rodovia Pilar de Goiás —Luzelândia)

A 600 m da estrada principal aflora rocha granoblástica, fina, recristalizada, composta de dolomito e actinolita-tremolita (510/EG-256/HA-RM/174), a rocha foi classificada como mármore anfibolitizado. A 700 m aflora o 510/EG-257/HA-RM/175, trata-se de um serpentinito, às vezes totalmente transformado em talco e clorita com prismas de olivina, a textura varia de afanítica a porfirítica e grosseira; há blocos em que se observa a parte maciça

FIGURA 13 - SEÇÃO GEOLÓGICA DO RAMAL DA ESTRADA LUZELÂNDIA-HIDROLINA PARA A LOCALIDADE DE UNIÃO (MONTALVÃO E ARAÚJO 1979) E (DRAGO et al, 1981).

ça e a parte completamente brechada dando aspecto de estrutura poliedral (?). Na mesma seção, a 100 m descendo a encosta, ocorrem quartzitos e quartzitos ferruginosos com rochas anfibolitizadas. A sequência apresenta-se em bancos finos com atitude de N15E,30NO. A seguir na seção, próximo ao córrego, aflora clorita xisto de origem ultrabásica, com serpentina, talco e clorita (510/EG-258/HA-RM/176). O afloramento 510/EG-259/HA-RM/177 consiste de blocos de biotita xisto, granada-mica-quartzito xisto e quartzito ferruginoso. A 2,3 km da sede da fazenda Crioula aflora talco e/ou clorita xisto (510/EG-260/HA-RM/178). A 300 m deste, na encosta da serra (510/EG-261/HA-RM/179), aflora na base do afloramento rocha granitóide (migmatito) completamente alterado a caulim para cima deste ocorre banco de "ultrabásica" (?) bastante transformada e alterada que parece cloritizada e anfibolitizada; passa para o topo da seção com muscovita xisto ou gnaiss que intercala níveis de granodiorito com muscovita. As rochas apresentam foliações N300,25SO. A 400 m aflora ultrabásica, xistosa, composta de talco e/ou clorita e blocos de granitóide e anfibolito (510/EG-262). A 1 km aflora o 510/EG-263/HA-RM/180, talco e/ou clorita xisto com serpentina e sua origem ultrabásica. No córrego (510/EG-264/HA-RM/181) aflora muscovita-quartzito xisto, esta intercala níveis ferruginosos. A 300 m do córrego (510/EG-265/HA-RM/182) aflora anfibolito, com granulação fina e foliação N300,20SO.

Seção Geológica para Cedrolina (Iniciando a 1,4 km do Ramal que sai da Estrada Hidrolina—Luzelândia para União)

A seção teve início com blocos de rocha ultrabásica (meta) e quartzitos ferruginosos ("metacherts"), a 900 m deste afloramento, ocorre o EG-36/HA-RM, em bancos acamadados de anfibolitos e muscovita xistos; a 200 m aflora novamente metaultrabásica muito alterada (EG-37/HA-RM) e a 800 m aflora EG-38/HA-RM/292 que é um serpentinito; a 1,9 km do afloramento citado, ocorre quartzito com acamadamento com atitude N30E,35NO (EG-39/HA-RM); a 800 m do rio Vermelho aflora quartzito ferruginoso ("metacherts"), grosseiro e acamadado (EG-40/HA-RM) e entre a EG-40 ocorre laterito e solo vermelho que pode ser alteração de metaultrabásica ou da formação ferrífera (Fig. 14).

Seção Geológica à Fazenda Santo Antônio

No início da seção ocorre metaultrabásica, transformada em talco, clorita, tremolita e serpentina, a rocha é maciça (EG-14/HA-RM/270); a 400 m aflora o 510/EG-15/HA-RM/271 que é um metaultrabásica (serpentinito ?) bastante alterado com textura spinifex, esta preservada pela erosão dos minerais, esta parece intercalar formação ferrífera que ocorre em blocos; a 300 m em frente, aflora serpentinito, maciço e cortado por veios de quartzo (EG-16/HA-RM/272); a 400 m do EG-16, aflora a mesma rocha cortada por veios de talco (EG-17/HA-RM/273); a 300 m aflora o (EG-18/HA-RM/274.1, 2 e 3), trata-se de uma rocha acamadada com bancos ora maciço, ora bandeado, composta de quartzo, opacos (ferro) e anfibólio (hornblenda verde ou actinolita). A rocha com textura granoblástica e granonematoblástica, aquela, às vezes alongada. Na amostra (274.1) que apresenta um leve bandejamento, o ferro (magnetita e hematita) forma veios e veiolentes ou bandas que se alternam com as de quartzo, nesta amostra e na (274.3) o anfibólio está praticamente transformado (oxidado), enquanto que a amostra (274.2) o anfibólio está bem preservado. A rocha pode ser classificada como anfibólio-magnetita-quartzo xisto e magnetita quartzito. Estas rochas são consideradas aqui como formação ferrífera a exemplo do EG-15, e o serpentinito próximo tem foliação NS600; a 900 m adiante, ocorre novamente serpentinito cortado por veio de quartzo (EG-19/HA-RM/275) a 700 m deste repousando sobre o serpentinito aflora um pacote com mais de 50 m de espessura de quartzitos e muscovita quartzitos com foliação N200,30SO.

Quartzito e muscovita quartzito, textura granoblástica alongada, inequigranular, às vezes com arranjo granoblástico poligonal, mostrando efeito térmico proponderante sobre o stress. Composta essencialmente de grãos de quartzo secundado por muscovita. Grãos de quartzo com bordas suturadas e às vezes tem formas bem arredondadas como se fosse produto de um transporte longo e demorado (EG-20/HA-RM/276). Esta sequência de metapsamitos está sobreposta à rocha metaultrabásica (Fig. 15).

- MICAXISTO
- QUARTZITOS E QUARTZITOS FERRUGINOSOS OU "METACHERTS"
- METAULTRABÁSICA (SERPENTINITO).

Fig. 14 - Perfil geológico em direção a Cedrolina, iniciando a 1,4 km do ramal que começa na estrada Hidrolina - Luzelândia e segue para União.

- QUARTZITOS E MUSCOVITA QUARTZITOS
- QUARTZITOS E QUARTZITOS FERRUGINOSOS OU "METACHERTS"
- METAULTRABÁSICA (SERPENTINITO).

Fig. 15-Perfil geológico à fazenda Santo Antonio. Região entre Hidrolina e Luzelândia.

Seção Geológica para Oeste a 1,4 km de Hidrolina (Estrada Hidrolina—Luzelândia)

No início da seção aflora serpentinito, maciço e foliado, rocha fina, verde, localmente apresenta textura *spinifex*, continuando no mesmo afloramento mais ou menos a 300 m a presença de textura *spinifex* é conspícua na rocha (EG-25/HA-VW-RM/282.1 e 2); a 800 m deste, aflora serpentinito com estrutura do tipo que parece "pillow", folhas concêntricas, tendo sido observado em único bloco com 66 cm x 25 cm (EG-27/HA-VW-RM/283) e a 1,3 km em frente na seção, aflora o EG-28/HA-VW-RM/284.1 e 2 que se trata de serpentinito foliado com "intercalação" de formação ferrífera, a xistosidade é N200,50SO; a 500 m deste afloramento ocorre um magnetita-talco xisto. Observa-se que para oeste a transformação é mais conspícua da ultramáfica, assim como a foliação (Fig. 16).

3.2.7 — Seção Geológica Regional

Esta seção é a soma das seções geológicas entre Guarinos—Pilar de Goiás—Hidrolina; Guarinos—rio Caiamar e rio Caiamar—Crixás. Apesar de descritas separadas elas serão colocadas em ordem e seqüência tal de desenho que se visualizará o perfil regional dos três *greenstone belts*.

Seção Geológica Guarinos—Pilar de Goiás—Hidrolina

Esta seção tem como objetivo mostrar a geologia de caráter regional dos Cinturões Guarinos e Pilar de Goiás—Hidrolina (Mentalvão & Araújo, 1979 e Drago et al., 1981). A seção geológica teve início no 510/EG-195/HA-RM/131, situado a 6,5 km da cidade de Guarinos, onde se tem rocha acamadada, com bandejamento bem desenvolvido, composição granodiorítica e intensa cataclase que originou xistosidade em alguns pontos; situado a 1,5 km deste, aflora o 510/EG-194/HA-RM/130, trata-se de rocha de textura granolepidoblástica e cataclástica, composta de quartzo, microclínio, plagioclásio, muscovita e biotita; tem composição granodiorítica a granítica, onde porfiroblastos bem desenvolvidos estão

Fig. 16 - Seção Geológica para o Este a 1,4 km de Hidrolina. (Estrada Hidrolina - Luzelândia).

envoltos em matriz fina, às vezes dando textura mortár; a 600 m a diante, aflora micaxisto (510/EG-193) que é resultado de intensa cataclase imposta ao gnaiss que ocorre nas proximidades; afastando-se 900 m deste ponto, em direção a Pilar de Goiás, aflora o gnaiss porfiroblástico e cataclástico (510/EG-192/HA-RM/129) que se expõe novamente a 1.000 m daí, porém com grau de cataclase tão avançado que pode ser chamado de ultramilonito; apresenta porfiroclastos de microclínio bem desenvolvido e foliação N150,55SO (510/EG-191/HA-RM/128); a 300 m assoma um biotita-quartzo xisto, com fino bandejamento e xistosidade, e níveis de opacos dispersos, que dão à rocha, quando observada à vista desarmada, uma característica de formação ferrífera (510/EG-190/HA-RM/127).

O próximo afloramento encontra-se distante 1,5 km e trata-se de um xisto fino de baixo grau com aspecto de sericitizado xisto e xistosidade N50,33SO; no afloramento 510/EG-188/HA-RM/126, situado a 1.100 m do anterior, ocorre rocha xistosa, fina, às vezes com bandejamento fino, composta de quartzo e clorita com níveis de opacos. Trata-se de um quartzo-clorita xisto rico em opacos. Esta rocha devido aos níveis de ferro toma aspecto de formação ferrífera e a 200 m distante deste, aflora uma metaultrabásica que parece ser um talco xisto, com a xistosidade apresentando N-S,290 (510/EG-187/HA-RM/125); além dessa xistosidade (S_1) a rocha está crenulada com desenvolvimento de S_2 ; a 1.100 m antes da cidade de Pilar de Goiás, afloram quartzito e blocos de mármore; os quartzitos são finos, brancos com atitude N150,26SO; a 1.900 m do 510/EG-170, próximo ao córrego, voltam a aparecer os blocos de quartzitos e mármore, associados a rocha ultramáfica contendo fenoblastos de tremolita envoltos por finos cristais (pseudomorfos) de olivina que são delineados por opacos; esses pseudomorfos equigranulares dão uma textura que lembra cumulados. A rocha apresenta fluxo devido a esforço bem observado nos fenoblastos de tremolita; trata-se de um tremolita serpentinito (510/EG-171/HA-RM/113.2). O afloramento 510/EG-172 está situado na margem do córrego e é constituído de rocha xistosa, muito alterada a material caulínico que se acredita advir de alteração de rochas granitóides; o afloramento 510/EG-173/HA-RM/114.1 e 114.2 é constituído de quartzito fino, ortoquartzítico com alguns cristais de anfibólio e tre

molita xisto; trata-se de rocha bandada, com bandas alteradas de quartzo, plagioclásio e microclínio e bandas de tremolita; associam-se-lhe mármore ou rochas calcossilicatadas; este afloramento está situado na chácara das Flores; a 200 m desta chácara, formando barranco, aflora sequência de quartzitos, em bancos que atingem até 50 cm, intercalando níveis de quartzo-feldspato-tremolita-actinolita xisto (510/EG-175/HA-RM/116.3), enquanto que a rocha de 510/EG-175/HA-RM/116.2 parece ser mais rica em tremolita; a 1.300 m, expõe-se o 510/EG-176/HA-RM/117. Trata-se de micaxisto alterado com muscovita e biotita, e lentes de material caulínico (granitóide alterado), apresentando foliação N50-600,30SO; a 500 m do afloramento anterior, ocorre metaultramáfica, rica em talco, tremolita e actinolita, que constitui um garimpo de talco e a alguns quilômetros antes de chegar ao rio Vermelho aflora ultrabásica novamente (510/EG-178).

A 1.100 m do rio Vermelho assoma o 510/EG-179/HA-RM/119, na forma de blocos de rocha granoblástica de composição granitóide hololeucorática, sendo que próximo destes blocos ocorre rocha bastante alterada, dando aspecto de básica, e a 500 m dali ocorre um tremolita mármore e a 2.200 m em frente, aflora a 510/EG-181/HA-RM/121 que é um tremolita-talco xisto com xistosidade N-S,20S; a seguir desponta quartzito, fino, branco com atitude de acamamento N700,26SO (510/EG-182/HA-RM/122); a 100 m aflora o 510/EG-183/HA-RM/123, que é um clorita-tremolita xisto que ocorre novamente a 1.100 m à frente; no córrego do Barbosa aflora a metaultrabásica com atitude da xistosidade N400,65SO que se estende até Hidrolina (Fig. 17).

Seção Geológica Guarinos—rio Caiamar

Na localidade de Guarinos, no leito e margem do rio Moquém (510/EG-73/HA-RM/46) ocorre afloramento de migmatito de composição granodiorítica ou tonalítica com foliação N300 e mergulho para SO. Observa-se estrutura de dilatação tipo "mullion" com a mesma direção da foliação; a rocha é cortada por possantes veios de quartzo. A 1.500 m de Guarinos (510/EG-99/HA-RM/66) aflora, em corte de estrada, uma sequência de filitos grafitosos intercalan

Fig. 17 - PERFIL GEOLÓGICO - GUARINOS - PILAR DE GOIÁS - HIDROLINA

- SUPERGRUPO PILAR DE GOIÁS
(GREENSTONE BELTS)**
- XXXX GRANITOÍDE (TONALITO) E MATERIAL CAULÍNICO TIDO COMO ALTERAÇÃO DO GRANITOÍDE.
 - XXXX XISTOS: BIOTITA - QUARTZO - XISTO, SERICITA XISTO E QUARTZO - CLORITA - XISTO.
 - XXXX CALCOS SILICATADA: MÁRMORES, TREMOLITA MÁRMORES, QUARTZO - PLAGIOCLÁSIO - MICROCLINIO - ANFIBÓLIO GNAISSE, TREMOLITA XISTO.
 - XXXX QUARTZITOS.
 - XXXX METAULTRABÁSICA: SERPENTINA - TALCO XISTO, TALCO XISTO, TREMOLITA SERPENTINITO, CLORITA TREMOLITA XISTO.

- COMPLEXO GOIANO**
- ++++ COMPLEXO GOIANO: GNAISSE PORFIROBLÁSTICOS (COM - POSIÇÃO GRANÍTICA E GRANODIORÍTICA), CATACLÁSTICO, XISTO DIAFORÉTICO E BLASTOMILONITO.
 - XXXX ZONA DE INTENSA CATACLASE (XISTO DIAFORÉTICO).
- XISTOSIDADE E ATITUDE DE CAMADAS MEDIDAS.
- FALHA INVERSA OU DE EMPURRÃO

do xistos finos, alterados, com características de anfibólito ou formação ferrífera, apresentando uma atitude de xistosidade (clivagem ardosiana) N500,30SO. A 3.200 m deste, tem-se afloramento constituído de magnetita-clorita xisto com clivagem ardosiana de atitude N400,50SO (510/EG-100/HA-RM/67). A 5.300 m de Guarinos (510/EG-101/HA-RM/68), formando um morro, ocorre uma seqüência constituída de filitos carbonosos, intercalando formações ferríferas bandadas com hematita e quartzito, algo manganésífera; a seqüência apresenta crenulações localizadas e tem xistosidade (clivagem ardosiana) com atitude N350,33SO; observa-se também estrutura de dilatação como boudinagem com direção de lineação N350. Ao lado deste afloramento, afastado aproximadamente 100 m (510/EG-102/HA-RM/69) aflora granada-biotita xisto tendo xistosidade N250,45SO; devido a estrutura de dilatação nos quartzitos, acredita-se que o contato seja por falha. A 400 m adiante (510/EG-103/HA-RM/70.1 e 70.2) tem-se afloramento formado por filitos, quartzitos e formação ferrífera, com xistosidade N400,29SO, variando até subvertical. A 300 m antes da estrada Crixás-Itapaci, observa-se afloramento em corte de estrada, formado por clorita xisto em bancos pouco espessos com no máximo 20 cm; a rocha apresenta foliação com atitude N100,45NE (Fig. 18).

Seção Geológica do rio Caiamar—rio Crixás (Estrada Itapaci—Crixás)

No rio Caiamar aflora clorita xisto com xistosidade N300,68SO, neste afloramento observa-se a xistosidade até mesmo subvertical, isto é a xistosidade é variável. A 1,7 km do rio, aflora rocha bastante alterada com característica de xisto. A 500 m deste aflora o 510/EG-107/HA-RM/72, representada por clorita e actinolita-tremolita xistos, em bancos finos, com atitude da xistosidade N250,85NE a subvertical, tal variação de mergulho parece estar ligado ao contato com o Complexo Goiano por falha. No km-13,2 da estrada a partir do rio Caiamar, aflora anfibolito com foliação N350,58NE. A 600 m do afloramento anterior (EG-108) aflora biotita granodiorito (anatexito) e a 2 km deste aflora biotita granodiorito ou (tonalito), isotrópico e localmente anisotrópico, esta em zona de cataclase (metamorfismo dinâmico) se transforma

Fig. 18 - Seção Geológica Guarinos - Rio Caiamar.

1 - CLORITA XISTO 2 - GRANADA BIOTITA XISTO
 3 - QUARTZITO 4 - FILITO GRAFÍTOSO
 5 - FORMAÇÃO FERRÍFERA 6 - MIGMATITO.

ESCALA HORIZONTAL 1:100.000
 ESCALA VERTICAL 1:50.000

em micaxisto. No km-17,4 aflora anfibolito com foliação N10E, 28NW. No rio Crixãs fim desta seção aflora anfibolito, com foliação com direção N10E (Fig. 19).

3.2.8 — Metamorfismo e Alteração

Montalvão et al. (1982) discutiram sobre o metamorfismo e alteração das rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixãs, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina. Estas rochas sofreram uma série de variações mineralógicas durante a fase magmática tardia, metamórfica principal e fase de deformação tardia.

A última fase é marcada pela presença de cross micas e anfibólitos que interceptam a xistosidade principal e substituição por minerais secundários ocorrem. Assim como a presença de veios de crisotilo, seccionando a rocha. Estas rochas foram metamorfisadas na facies xisto verde e raramente atingem facies anfibolito. A facies xisto verde baixa é a mais comum onde se conserva muitas vezes, as texturas e estruturas primárias, porfiríticas, cumuladas, spinifex, amigdaloidais, etc., tem sido observadas sem transposição, isto é, afetada por metamorfismo de baixo grau sem efeitos dinâmicos acentuados.

As associações minerais metamórficas são semelhantes àquelas descritas por Turner & Vervoort (1960), Williams (1971), Miyashiro (1973) e Winkler (1977).

De acordo com Condie (1981), as alterações mais comuns em rochas vulcânicas arqueanas são: cloritização, carbonatização, silicificação, epidotização e serpentinização.

As associações minerais encontradas são principalmente anfibólito (epidoto anfibolito), tendo-se como uma transformação bem comum a anfibolitização (tremolita e mais secundariamente actinolita).

Os minerais da matriz e vidro são recristalizados com

FIGURA 19 - SEÇÃO GEOLÓGICA DO ENTRONCAMENTO DAS ESTRADAS CRIXÁS-ITA-PACI - GUARINOS EM DIREÇÃO DE CRIXÁS (RIO CRIXÁS)

formação de actinolita, clorita, tremolita, epidoto, talco, ser
pentina, etc.

As seguintes transformações e tipos de alteração são consideradas as mais importantes:

Serpentinização — É um processo muito comum levando a formação principalmente de antigorita, crisotilo e possivelmente lizardita. A serpentina ocorre principalmente como pseudomorfos de olivina em forma de **blades** e outros cristais arredondados. Assim como, é comum a cristalização fibrosa da serpentina. A ser
pentina à expensa do piroxênio parece ser menos provável. Pelo menos duas fases de serpentinização foram observadas.

A determinação das serpentinas foi feita através de microscópio, sem ajuda de raio-X, e foram classificadas como antigorita e crisotila. Sendo assim, há limitações em relação ao estudo mais detalhado destes minerais, que também não é de interesse desta tese. Entretanto, não nos furtamos de apresentar alguns estudos bibliográficos a respeito das serpentinas.

A composição ideal para as serpentinas pode ser representada pela fórmula química $H_4Mg_3Si_2O_9$, porém, pode se processar substituições principalmente de Si pelo Al e de Mg por Al, Fe^{+2} e Fe^{+3} , às vezes aparece na estrutura química o Ni (garnierita), atingindo valores na ordem de 27% (Castelo Branco, 1983).

Evans (1977) mostrou a paragênese metamórfica para os serpentinitos e peridotitos alpinos e posicionou a lizardita na facies zeolita e pumpelita e antigorita na facies xisto verde "baixa".

Evans & Trammendorff (1970) através do sistema $CaO-MgO-SiO_2-H_2O$, mostraram que as serpentinas chegam até a variação de temperatura de 400-500°C, onde se quebra em tremolita + talco + água. O campo da estabilidade da lizardita ainda não foi definida, mas os autores acreditam que ela só é estável a baixa temperatura.

A fase fluída (H_2O) envolvida na transformação de um peridotito em serpentinito é considerável, comparando-se com a dos percentuais de água nos minerais de serpentina (12 a 13,5% de H_2O , Castelo Branco, op. cit.) e a quantidade de água dos peridotitos (10 a 16% de H_2O) nota-se que são quantidades significantes de água introduzida na reação.

Coleman (1971) com resultado obtido de isótopos estáveis, estabeleceu a diferença entre serpentinitos continentais e serpentinitos oceânicos.

A maioria dos serpentinitos continentais pertencem a complexos ofiolíticos que representam parte da crosta e do manto, sua serpentinitização deve ter ocorrido após a acomodação da crosta continental. Portanto, sua alteração causada por águas meteóricas cujas temperaturas variam de ambientais até $300^{\circ}C$.

Nos serpentinitos oceânicos a ação da água do mar e calor hidrotermal são provavelmente responsáveis pela serpentinitização dessas rochas.

Coleman & Keith (1971) constataram que a serpentinitização do peridotito da montanha Bruno resultou da injeção de água meteórica das rochas encaixantes, pois o processo se desenvolveu em maior escala nas fraturas e zonas de falhas dos ultramafitos. Onde os dados químicos apontaram uma introdução de H_2O , sem variação nas quantidades de SiO_2 , MgO , FeO^* , Al_2O_3 , CrO e NiO .

Coleman & Keith (op. cit.) caracterizaram o processo de serpentinitização em condições isoquímicas.

O processo de serpentinitização seria igualmente controlado, pela proporção original de olivina-ortopiroxênios da rocha ultramáficas:

Dunito

Olivina (FO_{90}) (100%) + H_2O — Serpentina (83%) + bru

cita (17%) + magnetita (1%).

Harzburgito

Olivina (FO₉₀) (75%) + ortopiroxênio (En₁₀) (25%) -
serpentina (88%) + brucita (12%) + opacos (1%).

Maltman (1978) estudando as serpentinas de Anglesey, Norte Wales e United Kingdom, ele acreditava que a "mesh" textura a lizardita era produzida antes de deformação por alteração do peridotito primário e foi modificada para textura "ribon" por movimento slip flexural regional também como lizardita. A formação do bladed mat (antigorita) pode ser o resultado do metamorfismo durante a facies xisto verde da não homogênea resposta dos serpentinitos (antigorita).

Prichard (1979) estudou a serpentização de ofiolitos e crosta oceânica. Segundo este autor as placas de lizardita são as primeiras a se formarem como alteração formando veios entre os grãos de olivina. Conchas concêntricas de placas substituem olivina dando "mesh" de serpentina. Quando a serpentina foi totalmente substituída, o crisotilo fibroso começa a substituir. Quando somente lizardita forma em presença de olivina é possível que crisotilo seja uma forma de mais baixa temperatura. A antigorita é o último produto a formar em cisalhamento e parece ser convertida da lizardita.

Johannes (1969) fez uma investigação experimental para o sistema MgO-SiO₂-H₂O-CO₂, também não usou a Al₂O₃ no sistema e a serpentização se deu através da forsterita por hidratação e em presença de CO₂.

Talcificação — A formação do talco está ligado diretamente a transformação da olivina, e muitas vezes ocorre a substituição da serpentina.

Turner & Verhoogen (1960) o metassomatismo do dióxido de carbono da serpentina ocorre a formação do talco e magnesita. A alta temperatura, metamorfismo hidrotermal de rochas ultrabási

cas contendo CaO original ou exposta a solução com cálcio, tende a dar actinolita ou Al_2O_3 está presente actinolita-clorita, a expensa da serpentina. A baixa temperatura dentro da facies ixisto verde, substituição parcial da SiO_2 por CO_2 produz associação tal co-dolomito no lugar da actinolita.

Cloritização — A clorita parece ser produto de alteração de ambas olivina e piroxênio e seus derivativos, durante vários episódios de formação. Às vezes, clorita está substituindo anfibólio (tremolita) e esta ocorre como fase porfiroblástica anterior a formação da clorita. Em outras amostras são conspícuas as bandas de clorita e tremolita ou entre tremolita-actinolita e serpentina-clorita, com anfibólio e clorita, formada na mesma fase mineral. Neste caso a clorita seria derivada de mineral que não anfibólio ou clinopiroxênio.

Dada a riqueza em Al_2O_3 das rochas que contêm clorita, isto é, mais ricas em clorita. A clorita deve ser da série isomórfica mais rica em alumínio e Mg (amesita) e menos pobre em sílica, como mostrada na Figura 7B.5 (Miyashiro, 1973).

Winkler (1977) no sistema $\text{MgO-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$, quando o Al_2O_3 está presente em serpentinitos, geralmente da origem a formação de clorita rica em Mg. Segundo este autor o clorita não se restringe somente metamorfismo incipiente e fraco, e sim também ao forte e médio.

Evans (1977) os componentes óxidos MgO , SiO_2 e H_2O comumente constituem entre 80-90% de peso do peridotito e equivalentes metamórficos. Em todas as fases, com excessão a de mais alta temperatura, o Al_2O_3 é representado pela clorita. Entretanto, para estes autores na prática é conveniente usar o triângulo CaO- MgO-SiO_2 e que a fase alumina é feita separadamente. A clorita só não cristaliza no grau do granulito e "alto" eclogito (Evans, op. cit.).

Na evolução metamórfica do sistema $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ das rochas ultramáficas dos Alpes Central, Evans & Tramsdorff

(1970) não colocaram clorita na paragênese das rochas ultramáficas.

Fawcett & Yoder (1966) mostraram o campo de estabilização da clorita Mg, que não ultrapassa de 800°C, para pressão acima de 3 kba.

Jenkins (1981) mostrou o modelo experimental de peridotito hidro em sistema $H_2O-CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$. A maior fase com cálcio acompanhando reação para pressão abaixo de 14 kba e anfibólio tremolítico. Acima de 14 kba, anfibólio quebra pela reação:

Clinopiroxênio + Talco + Clorita $\rightleftharpoons$ Anfibólio + Forsterita + Água.

Clorita somente estará presente nesta reação se o anfibólio puder absorver mais Al_2O_3 que o clinopiroxênio nestas condições.

Colleman (op. cit.) mostrou o perfil de alteração metamórfica e hidrotermal de ofiolito (Fig. 44, pg. 112) e na interação basalto água do mar pelo menos três tipos de alterações ocorrem:

1 — Áreas enriquecidas de Ca de monominerálica ou biminerálica epidoto e/ou pumpelita;

2 — A litologia do espelito eram albita, clorita e silicato cálcico;

3 — Áreas enriquecidas em Mg que representa a completa alteração do vidro para a clorita. Bischoff & Dickson (1975 apud Colleman, op. cit.) fizeram experiência com água do mar - basalto, a 200°C e 500 BA e viram que Mg era continuamente extraído da água do mar e provavelmente formada a clorita rica em Mg.

Jenkins (1981) acreditou que os anfibólios cálcicos observados em rochas ultramáficas têm ampla distribuição sob con

dições geológicas. Os resultados indicaram que a estabilidade da tremolita + forsterita em sistema H_2O -CaO-MgO-SiO₂ de 5 para 20 kba. A adição do Al₂O₃ no sistema aumenta a estabilidade do anfibólio tremolítico por somente 20-40°C e conduz solubilidade de 5-7% de Al₂O₃ em anfibólio. A transição do anfibólio tremolítico para o anfibólio pargasítico.

Phillips & Hess (1936) estudaram a diferenciação metamórfica na zona de contato do serpentinito com os xistos pelíticos, a rocha alterou completamente para clorita. Em direção a zona externa do contato os pelitos empobrecem em clorita. Nos contatos com os pelitos onde desenvolveu praticamente rocha rica em clorita, esta é rica em Al₂O₃ chegando até 14,48%, ao passo, que o serpentinito no contato contém no máximo 3,25% de Al₂O₃.

Carbonatização — Um processo comum de alteração nas rochas máficas e ultramáficas. O carbonato substitui a serpentina e, às vezes, substitui a tremolita. Muitas vezes, pseudomorfos de olivina e clinopiroxênio são substituídos totalmente por carbonato. Existe também a carbonatização de rocha com talco, isto é, parecem que há a substituição do talco.

Chidester (1962) acreditou que, às vezes, carbonato pode substituir os fenocristais de clinopiroxênio.

Condie (1981) considerou que as possíveis fontes de carbonatos são: 1. Fluídos deutéricos ou tardi-magmáticos associados com vulcanismo; 2. Voláteis liberados por intrusões graníticas; 3. Reação com água do mar durante ou após erupção; e 4. Mobilização e concentração de voláteis já presentes em vulcânicas.

Joly (1981) estudou o metamorfismo progressivo dos komatiitos arqueanos, da área de Abitibi do Canadá. A associação da facies xisto verde é marcado pelo aparecimento de dois minerais: antigorita em rochas com Mg/Mg + Si maior que 52 e a série actinolita-tremolita. O crisotilo é considerado como fase retrogressiva em Abitibi. Em rochas ultramáficas, spinifex e cumulos duníticos e prioxeníticos contêm normalmente tremolita ou actinolita

pobre em ferro e com pleocroísmo fraquíssimo. Talco raramente o corre na facies xisto verde associado com clorita. Os tipos ultra máficos são: talco-clorita-tremolita-actinolita ou tremolita-actigorita-brucita. A facies anfibolito baixo é considerada ter iní cio pelo aparecimento de anfibólio rico em Al_2O_3 e olivina. Para mais alto grau antigorita se decompõe em forsterita, talco e mais água. Para as rochas básicas a associação hornblenda, epidoto e plagioclásio. No anfibolito alto, nas rochas basálticas, komatiíficos e acumulíticos cummingtonita está presente com hornblenda-hematita, olivina e menos talco. Tipos mais ultramáficos tem si do transformados em rocha monominerálica à base de cummingtonita.

Diferente de muitos trabalhos clássicos que abordaram sobre o metamorfismo das rochas máfico-ultramáficas, principalmente ultramáficas, as quais consideravam principalmente o sistema $CaO-MgO-SiO_2-H_2O$ e $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$ (Johannes, 1969; Evans & Tromsdorff, 1979; Evans, 1977; etc). Fawcett & Yoder (1969) mostravam a formação da clorita no sistema $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$.

Na opinião do autor do presente trabalho, a presença do Al_2O_3 nos sistemas dos tetraedros é o que tudo indica muito mais comum do que se pensa. Como por exemplo, nos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina; Goiás, Inajá, Grão-Pará, Vila Nova, Ipitinga, Cupixi, etc.

Nos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina, principalmente o primeiro onde se tem maior nú mero de amostras da relação CaO foi baixa (0,56). Observou-se o alto valor de Al_2O_3 e baixo valor de CaO de algumas amostras, o grande número de amostra com alto teor de Al_2O_3 são ricas em clorita e secundada por rochas ricas em turmalina. Acredita-se que o alto teor em alumínio é próprio da presença de clorita e turmalina (metassomatismo de ultramáfica em contato com granito), o metassomatismo no contato do granito ultramáfico gera riqueza em turmalina nas rochas.

Quanto o baixo CaO, acredita-se que durante o processo de carbonatização das rochas, o cálcio deve migrar com o carboni

nato para zonas de fraquezas (fraturas, falhas, planos de foliações, etc.), ou mesmo para os planos de acamamentos, preenchendo estes como veios, veiolentes e às vezes, foram até mesmo bolsões. Esta migração deve empobrecer a rocha hospedeira em CaO. Sendo assim, as rochas que contêm pouco CaO são pobres em cálcio. Por outro lado, aquelas que contêm veios, veiolentes e concentrações locais de carbonáticos deveriam ser ricas em cálcio.

Pelo fato da razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ter sido um fator radical na definição dos komatiitos de alguns autores Villjoen & Villjoen (1969c) e Brooks & Hart (1974). Isto tem levado a discussões, principalmente quando a razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ não é maior que 1.

Cawthorn & Strong (1974) discutiram sobre a razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ do manto superior proposto, komatiitos arqueanos, toleitos oceânicos e lavas ultrabásicas fanerozóicas (Tab. I, pg. 370). Os toleitos oceânicos primitivos discutidos por Clarke (1970 apud Cawthorns & Strong, op. cit.) são interpretados com fusão parcial extrusiva do manto levando a um resíduo harburgito sem CaO e Al_2O_3 . Embora estes toleitos e komatiitos tenham mais alto $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ que a variação da composição sugerida para o manto. Os autores sugeriram que eles foram derivados de uma composição primária de acordo com A para K nas Figuras 2 e 3. Isto implicaria em acamamento químico para o manto, com relação inversa entre o conteúdo de clinopiroxênio e granada, com clinopiroxênio mais abundante em profundidades mais rasas. Isto não é o mesmo que o dado de Ringwood et al. (1964 apud Cawthorn & Strong, op. cit.) que mostraram que com o aumento da temperatura a granada se dissolvia no clinopiroxênio, tais que a proporção dessas duas fases dependia da pressão e temperatura acima para o mesmo volume. Acreditavam Cawthorn & Strong (op. cit.) que mais alta razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ é requerida no manto para profundidade mais rasa. Usando este modelo, fusão parcial extensiva do manto acamado pode ser esperado para produzir líquido com razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ que aumenta com a formação à profundidade mais rasa. Kay & Gast (1973 apud Cawthorn & Strong, op. cit.) examinaram o conteúdo de terras raras de vários basaltos ricos em álcalis. Assumindo que estas concentrações são geradas por fusão parcial antes que processo de cristalização fra

cionada, onde eles concluíram que a relação clinopiroxênio/granada aumenta de 0,3-5 com diminuição da profundidade. Desta forma, existe evidência e através de basalto toleítico e alcalino pode-se suportar a hipótese que o manto mais superior é acamadado.

Se o manto superior é acamadado ou gradacional e a ração clinopiroxênio/granada (com mais alto $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$) para profundidade comparativamente mais rasa, fusão de profundidade rasa produziria líquidos komatiíticos com mais alto $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$. Sendo assim em nível mais profundo do manto teria produzido melt komatiíto com mais baixo $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$.

O metamorfismo para as rochas dos **greenstone belts** de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás—Hidrolina apresentam as seguintes associações no sistema CaO-MgO-SiO_2 e Evans (1977) e Evans & Trommsdorff (op. cit.). Entretanto, nos admitimos que a presença do Al_2O_3 no sistema é muito importante dada a formação da clorita em grande número de rochas. Sendo assim, pode se tentar representar as seguintes associações (Fig. 20). O piroxênio diopsídio ocorre como pseudomorfos, somente relictos são encontrados. Associação em ultramáfica de forsterita e granada também ocorrem. Na associação encontra-se também actinolita não só na associação com máfica como com ultramáfica.

Estas associações mineralógicas são mais típicas da facies xisto verde, principalmente talco, clorita, tremolita, actinolita e serpentinas. A tremolita e clorita podem vir em bem mais alto grau (anfibolito). Evans & Trommsdorff (op. cit.) admitiram o campo de estabilidade da tremolita acima de 800°C , gerando quebra para quartzo-enstatita-diopsídio e água.

3.3 — Grupo Itapaci

3.3.1 — Generalidades

Na região em epígrafe, a sequência ora estudada foi definida por Ribeiro Filho et al. (1978) como Grupo Araxá, a mesma denominação feita por Danni & Ribeiro (1978).

ASSOCIAÇÃO — Tr - Ac (ACTINOLITA) - Ta + Cl
 Tr - Ac (ACTINOLITA) - S + Cl

S = (SERPENTINA) - Tr - (TREMOLITA)

Ta = (TALCO) - Cl (CLORITA) - A = (ANTOFILITA)

F = FORSTERITA (RILICTOS) D = DIOPSIDIO (RELICTOS)

B = BRUCITA - P = (PERICLÁSIO) - Q = QUARTZO.

FIG. 20 — ALGUMAS ASSOCIAÇÕES MINERA-
 LÓGICAS DAS ROCHAS MAFICO-ULTRAMÁ-
 FICAS DOS GREESTONE BELTS DE CRI-
 XÁS, GUARINOS E PILAR DE GOIÁS.

Ribeiro Filho (1981) tentou separar os xistos de Itapaci daqueles da região de Santa Terezinha, sem entretanto ter êxito, pois, elas são semelhantes.

Drago et al. (1981) também descreveram a unidade como sendo o Grupo Araxá.

Todos os autores citados na realidade seguiram os pensamentos de Barbosa et al. (1966).

No decorrer dos trabalhos de campo verificou-se que a sequência metassedimentar que ocorre na região de Itapaci-fazenda Vinagre, Itapaci-Pilar de Goiás, faz contato com o **greenstone belt** por falha inversa e/ou empurrão, no entanto, no contato, ao longo da estrada Itapaci-Pilar de Goiás é afetada por rocha granitóide bastante alterado, sendo que esta rocha em outro afloramento, mais fresco, está cortando também o **greenstone belt** e a idade deste granitóide caiu em isócrona do arqueano (Tassinari & Montalvão, 1980).

Na estrada Itapaci-fazenda Vinagre no contato entre esta sequência e o **greenstone belt** a sequência metassedimentar tem mais fases de deformações que o **greenstone belt**. Tal fato nos leva a concluir que tal unidade é tão ou mais velha que o **greenstone belt**. Por este motivo, achamos por bem denominar a sequência policíclica e polifásica que também foi afetada pelo Brasiliano de Grupo Itapaci, considerando-se aqui, que a referida unidade já era formada no Arqueano.

3.3.2 — Seção Tipo

Por ser a seção mais completa e mais rica em afloramento, escolheu-se como seção tipo a seção geológica Itapaci-Pilar de Goiás.

No leito do córrego Ribeirão, situa-se a 1,1 km do entroncamento para Crixás, aflora rocha xistosa, composta de quartzo, muscovita, biotita e granada é um granada-muscovita-biotita

xisto (510/EG-153/HA-RM/102) e a 100 m deste, aflora o 510/EG-154/HA-RM/103 que é um quartzo-muscovita xisto. Este com xistosidade N500,58SO. A 2,2 km aflora quartzo-clorita-muscovita xisto (510/EG-156/HA-RM/104) e o 510/EG-157 que é um micaxisto fino, muito alterado e parece ter a mesma composição da rocha anterior. O 510/EG-158 é o mesmo xisto bastante alterado. No km 13,8 a partir do entroncamento, aflora micaxisto com xistosidade N45E,22SE, este redobrado com eixo da fase ($B_n + 1$) com mergulho para SE (510/EG-159/HA-RM/105). O afloramento 510/EG-160, situado a 400 m da EG-159, constitui-se de uma seqüência de bancos finos de no máximo 20 cm de quartzitos ortoquartzíticos com níveis micáceos, o afloramento está bastante perturbada com pequenas dobras, isto é enrugamento dos flancos e estrutura de dilatação de tipo **mullion** nos flancos das dobras. A lineação formada pelos eixos das dobras e **mullions** é S750. O afloramento está em zona de falha com movimento de bloco provável para NO, e a atitude do quartzito é N80E, 17SE. A 200 m aflora o 510/EG-161/HA-RM/106 que é quartzo-muscovita-clorita xisto e a 700 m tem o afloramento (510/EG-162/ HA-RM / 107), trata-se de uma seqüência de filito carbonoso e formação ferrífera e esporadicamente lâminas de material róseo, alterado que parece ser alteração de "vulcânica". O filito com clivagem ardosiânica com atitude N550,45SO e com redobrimento evidenciado pela clivagem de crenulação ($S_n + 1$). Aflora a 600 m deste quartzo-clorita-muscovita xisto com foliação (S_n), xistosidade principal com atitude E-0,25S e N750,29SO (510/EG-163/HA-AM/108). A 1.100 m em frente ocorre micaxisto intercalando quartzitos (510/EG-164), esta rocha com foliação N800,25SO e N300,23SO.

O afloramento 510/EG-165, forma barranco de tamanho superior a 100 m, rocha muito alterada onde se observa, bandeamento com os leitos milimétricos e centimétricos de material branco, com quartzo que resulta de alteração de rocha granitóide, leitos escuros ricos em ferro. A rocha foi submetida a esforço onde se observa estrutura de dilatação do tipo **boundin** e com direção de transporte para NE. A rocha completamente alterada onde espesso e finas lâminas de granitóide estão entre os planos de foliação do clorita xisto. A 50 m ocorre quartzito em bancos não muito espesso intercalando o material caulínico ("granitóide"). A 400 m do

rio das Lajes (510/EG-156/HA-RM/109), aflora flogopita-talco xisto com xistosidade N50E, 15SE. A 300 m aflora o 510/EG-167/HA-RM/110.1, 2 e 3, trata-se de seqüência constituída de mármore, mármore anfibolitizados e localmente ocorrem feldspato potássico, as rochas descritas petrograficamente como anfibólio (actinolita) mármore (110.2) e calco-anfibólio xisto (110.3). Os níveis de mármore anfibolitizados estão muitas vezes transformados em um pó preto (alteração dos anfibólios) e às vezes intercalam lentes e lâminas de material claro ("granitóide"), o material granitóide é posante na área. O dolomito pouco é branco, grosseiro, composto essencialmente de cristais de dolomito. A seqüência tem atitude N350, 21SO e clivagem de crenulações ocorrem nos níveis mais xistosos. O afloramento 510/EG-168/HA-RM/111, distante 400 m do afloramento acima descrito, é constituída de bancos de quartzitos com granada. A 800 m antes da sede do Município de Pilar de Goiás o quartzito está sotoposto por material branco e caulínico (granitóide).

3.3.3. — Posição Estratigráfica e Distribuição na Área

É difícil se posicionar o Grupo Itapaci em relação ao **greenstone belt**, levando-se em consideração o contato estrutural por falha inversa e/ou de empurrão. Entretanto, considera-se estando o Grupo Itapaci como, estratigraficamente sobre o Supergrupo Pilar de Goiás, e pelos fatos retrocitados admite-se sendo uma unidade formada já no Arqueano. Entretanto, levando-se em consideração que na estrada Itapaci-fazenda Vinagre, no contato entre o referido grupo e Supergrupo Pilar de Goiás (**greenstone belt** de Guarinos) existem mais fase de deformação naquele, e se tal deformação não está ligado a fenômeno de falhamento, o Grupo Itapaci pode até ser mais antigo que o Supergrupo Pilar de Goiás.

O Grupo Itapaci está distribuído principalmente nas porções norte, noroeste, sul e sudeste da área de trabalho.

3.3.4 — Petrografia

O Grupo Itapaci é constituído de quartzitos, gnaisses,

xistos e filitos. Os gnaisses são rochas transicionais para os xistos e são de mesma composição destes.

De Itapaci em direção de Pilar de Goiás e da fazenda Vinagre, observa-se a passagem transicional dos gnaisses finos com granada e biotita, para os xistos com granada e biotita, estes começam a enriquecer de biotita e desaparece a granada, daí segue-se enriquecimento de muscovita e empobrecimento de biotita, e passa para rocha com clorita e sericita. O grau metamórfico diminui em direção da fazenda Vinagre e Pilar de Goiás.

Algumas amostras que foram estudadas petrograficamente serão descritas a seguir.

Granada-muscovita-biotita gnaisse — Rocha de textura granoblástica, fina, orientada (bandeada), cataclástica, composta principalmente de quartzo, plagioclásio, feldspato K e muscovita. Os minerais finos, no geral, se mostram orientados com arranjo em bandas.

O quartzo é recristalizado, xenoblástico e irregular com extinção ondulante, ao passo que o plagioclásio é comumente estirado, xenoblástico e ocorre abundantemente em meio dos cristais de quartzo.

Níveis descontínuos de quartzo, em arranjo granoblástico, sendo que além do quartzo, ocorre plagioclásio com macla segundo a lei da Albita.

Palhetas de muscovita acham-se arranjadas em níveis mais finos.

Cristais bem formados de granada ocorrem dispersos assim como minerais opacos.

Hornblenda-granada-muscovita-biotita xisto — Rocha de textura lepidoblástica, composta de quartzo, biotita, muscovita, plagioclásio, hornblenda granada, zircão, clorita e apatita.

No geral, todos os minerais se dispõem orientados se gundo uma direção preferencial, sendo que níveis contínuos e des contínuos de minerais micáceos, alternam-se com leitos mais quart^zosos, os primeiros contornando porfiroblastos de granada.

O quartzo como cristais xenoblásticos tensionados com extinção ondulante, e na maioria das vezes estirados ocorrendo juntamente com o quartzo, cristais de plagioclásio.

As palhetas de biotita e muscovita dispõem-se proemi nentemente orientados formando níveis e porções descontínuas, es tando também dispersas na rocha.

Prismas pequenos de hornblenda com pleocroísmo de ver de a verde-claro ocorrem dispersos, associados aos níveis micá ceos.

Os porfiroblastos de granada são contornados por ou tros minerais, notadamente pelas palhetas de mica que se curvam e se amoldam em torno deles.

A granada sintectônica, mostra-se helicítica, por ve zes repleta de inclusões curvadas refletindo crescimento e rota ção concomitante. Palhetas de clorita esparsas estão presentes.

Zircão ocorre incluso na biotita e hornblenda.

Cianita-muscovita-granada-biotita xisto — Textura granolepidoblástica, composta de quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita, granada, hornblenda, turmalina, titanita e zircão.

O quartzo e feldspato são xenoblásticos, irregulares, e dispõem-se em arranjos granoblásticos. Sendo que níveis biotíti^{ti}cos, bastante dobrados, entremeiam-se frequentemente, e se alter nam com faixas e porções quartzo-feldspáticas.

Palhetas de biotita em níveis contínuos e descontí nuos, freqüentemente microdobrados contornam porfiroblastos de

granada intensamente fraturadas com inclusões de quartzo.

A muscovita pouco comum participa dos níveis biotíticos, enquanto diminutos cristais de cianita ocorrem na rocha.

O zircão, em geral, ocorre como inclusões na biotita.

Titanita e turmalina ocorrem como acessórios.

Muscovita xisto — Textura lepidoblástica, composta de muscovita, quartzo, plagioclásio e opacos.

Níveis espessos muscovíticos exibem uma proeminente orientação segundo uma direção preferencial, constituindo a foliação principal. Esta foi posteriormente, crenulada e ondulada suavemente.

O quartzo e feldspato recristalizados num arranjo granoblástico constituem níveis e porções irregulares que se intermeiam à maioria dos níveis de muscovita.

Os opacos estão ao longo do plano de clivagem da mica.

Clorita-muscovita xistos — Textura lepidoblástica, constituída de quartzo, muscovita e clorita.

Espessos níveis de muscovita e clorita se alternam com os de quartzo.

A muscovita e clorita formam níveis orientados, segundo a foliação principal, sendo que a clorita, às vezes é transversal, ou seja, é de uma segunda geração de mica.

Os grãos de quartzo em arranjo recristalizados e poligonizados.

A rocha sofreu crenulações com dobramento da foliação principal.

Quartzitos — Dentre as diversas variedades de quartzitos, sendo o mais comum aquele com mais de 90% de quartzo, tem-se os tipos granadíferos e ferríferos.

Quartzitos granadíferos — Rochas de textura granoblástica alongada, composta de quartzo, granada e opacos.

Quartzo recristalizado , arranjo granoblástico, mostra-se nitidamente orientado, alternando-se em faixas mais quartzosas, com aqueles quartzo-granadíferos.

Nestes os cristais freqüentes de granada, bastante fraturados mostram-se alterando para opacos, alteração que se inicia pelas fraturas da mesma e vai tomando conta de todo o grão.

A granada parece ser do tipo "espessartita".

3.4 — Complexo Hidrolina

3.4.1 — Generalidades

As rochas migmatito-gnâissicas que assomam no domínio do Município de Hidrolina foram descritas por inúmeros pesquisadores como fazendo parte do Complexo Goiano. Tal fato deve-se a semelhança entre os litotipos que constituem o Complexo Goiano no Estado de Goiás e as rochas acima referidas.

Montalvão & Araújo (1979) quando mapeando a região de Crixás, Pilar de Goiás e Hidrolina, notaram que o complexo granito-gnâissico que se expõe na estrada Hidrolina—Luzelândia e Vicinais a leste da referida estrada era intrusivo no cinturão de rochas verdes Pilar de Goiás—Hidrolina, por ter sido observada a presença de xenolitos de rochas ultramáficas dentro dos granitôides do complexo no contato entre este e o cinturão de rochas verdes.

Sendo assim os referidos autores e Montalvão, Lopes e Pereira (1981) aventaram a hipótese da formação de um complexo

granito-gnâissico pós-greenstone belt, pois acreditavam na existência também de um complexo granito-gnâissico pré-greenstone belt (Complexo Goiano). A este conjunto de rochas granitóides, gnâissicas e migmatíticas, de estrutura complexa e que sofreram várias fases de deformações e de difícil separação na escala de trabalho, sugeriram a denominação de Complexo Hidrolina.

3.4.2 — Posição Estratigráfica e Distribuição à Área

Como exposto acima sabe-se que o Complexo Hidrolina se formou pós-greenstone belt de Pilar de Goiás—Hidrolina, uma vez que os granitóides do Complexo envolvem xenólitos de ultramáficas na estrada Hidrolina—Luzelândia. Portanto, o Complexo Hidrolina posicionado na coluna estratigráfica (Fig. 2) acima do greenstone belt do Supergrupo Pilar de Goiás e acima do Grupo Itapaci.

As rochas do Complexo Hidrolina estão distribuídas principalmente na região de Hidrolina ocupando a parte sudeste da área mapeada.

3.4.3 — Petrografia

O Complexo Hidrolina apresenta uma variação petrográfica indo da composição básica à composição granítica. Estruturalmente apresentam variedades iso e anisotrópicas, tais como granitóides homogêneos, migmatitos e gnaisses. Estas rochas, em geral, apresentam efeitos cataclásticos.

Biotita-quartzo-microclínio-plagioclásio gnaisse — Rocha de textura granoblástica, composta de plagioclásio, quartzo, microclínio, biotita, zircão, apatita e titanita. Rocha de textura essencialmente granoblástica com granulação seriada (0,15 a 1,0 mm) havendo um predomínio, em volume de grãos com cerca de 0,6 mm. Na seção delgada nota-se dois leitos diferenciados por dois principais parâmetros que são presença de biotita e tamanho dos cristais, sendo que os leitos de cristais maiores são pobre em biotita (quase desprovidos de biotita). Estes leitos também apre

sentam na seção analisada maior percentagem de microclínio e menor espessura. A biotita ocorre em lamelas paralelas ao bandamento e apresenta pleocroísmo variando entre castanho-amarelado e castanho-escuro quase opaco. O plagioclásio é o mineral mais abundante. A rocha é um gnaiss de composição monzogranítica ou quartzomonzonítica.

Biotita-hornblenda-plagioclásio gnaiss — Rocha conspicuamente foliada textura granolepidonematoblástica, composta de plagioclásio, hornblenda, quartzo, biotita, apatita, zircão, muscovita, sericita, opacos, epidoto e titanita. A rocha caracteriza uma composição quartzodiorítica. Plagioclásio apresenta cristais subédricos e anédricos com macla Albita, às vezes, combinada com periclina e já muito esporadicamente raiado por alterações a sericita. Hornblenda ocorre em cristais anédricos, comumente em poiquiloblásticos, com inclusões de quartzo, biotita, opacos, titanita e plagioclásio. O pleocroísmo varia de verde muito claro e amarelo muito claro a verde. Biotita ocorre em lamelas subédricas bem orientadas, pleiocroicas em tons de castanho-amarelado-claro a castanho-escuro, algo avermelhado. Quartzo perfaz menos de 5%. Os principais acessórios são apatita, zircão, opacos e titanita.

Biotita-plagioclásio gnaiss (composição diorítica) — Rocha de textura granolepidoblástica e porfiroclástica, composta de quartzo, plagioclásio, biotita, pistacita, muscovita, apatita, opacos, alanita e sericita. Os porfiroclastos são essencialmente de plagioclásio que tem os bordos irregulares e estão algo sericitizados. A rocha está cisalhada e recristalizada. Alguns cristais de plagioclásio são tão levemente epidotizados. Ao lado de sericita e epidoto também de caráter hidrotermal, há o desenvolvimento de muscovita comumente em estreita associação com biotita. Os cristais de plagioclásio apresentam, embora não onipresentes, geminados de Albita, não raro combinados com periclina. O quartzo ocorre em proporção inferior a que está confinada à matriz. Alkali-feldspato é raro ou ausente. Alanita ocorre em raros cristais com bordas de epidoto.

A biotita perfaz mais de 10% de rocha e suas lame

las são pleocroícas em tons de castanho. Esta rocha foi recrista
lizada em facies anfibolito.

Muscovita-gnaisse biotítico — Rocha bandada, textura granolepidoblástica, composta de plagioclásio, muscovita, biot
ita, apatita, zircão, álcali-feldspato e rutilo.

Rocha com amplo predomínio dos grãos sobre as micas. A orientação dos minerais é pelo menos em parte devida a cisalha
mento que formou também uma textura porfiroblástica, havendo uma recristalização bastante considerável e atividade hidrotermal a
testada pela formação de muscovita secundária.

A rocha está constituída essencialmente de quartzo e plagioclásio sendo o álcali-feldspato de proporção extremamente bai
xa. Tanto quartzo como plagioclásio formam porfiroclastos e ma
triz. O plagioclásio apresenta alterações para sericita e grãos de quartzo comumente formam mosaicos poligonais com contatos irregu
lares. Ambos estão bastante fraturados e o quartzo tem extinção
ondulante. Quando geminado, o plagioclásio apresenta a lei da Albi
ta. Às vezes combinada com periclina. Biotita está presente em la
melas pleocróicas em tons de castanho. Muscovita é incolor e for
temente birrefringente. Os principais acessórios são zircão, apa
tita, opacos, rutilo. A rocha é um gnaisse a duas micas, cisalha
do e recristalizado.

Metabásica (anfibolito) — Rocha xenoblástica, compos
ta de hornblenda, plagioclásio, quartzo, epidoto e apatita.

Rocha sem foliação definida constituída essencialmen
te de plagioclásio e hornblenda, com presença subordinada de epi
doto e quartzo.

O plagioclásio ocorre em cristais subédricos com gemi
nados de Albita não raro combinada com Periclina. A composição do plagioclásio é andesítica e as alterações mais frequentes são pa
ra epidoto, que é principalmente a clinozoisita. A hornblenda o
corre em cristais anédricos com pleocroísmo em tons de verde-fo

lha e verde-amarelado.

Quartzo ocorre ocupando interstícios interminerais. Epidoto forma cristais hidrotermais originados principalmente de alteração de plagioclásio. A rocha tem uma composição básica (ou intermediária). Efeitos cataclásticos são evidenciados na rocha.

Clorita-talco xisto (metaultramáfica) — Esta rocha faz parte de um megaxenólito que ocorre no contato com o greenstone belt.

Rocha lepidoblástica constituída essencialmente de uma massa de talco, contendo clorita subordinada e traços de tremolita. Dentro desta massa estão imersos porfiroblastos de mineral opacos, que nesta lâmina estão ausentes devido a lixiviação após alteração intempérica, restando apenas "box-works" com alguns restos de opacos.

Esta rocha é uma ultramáfica metamorfisada na facies xisto verde.

As rochas cataclásticas são comuns na região, sendo caracterizadas, principalmente por blastomilonitos e protomilonitos.

Blastomilonito (trondhjemito) gnaiss — Rocha de textura porfiroblástica constituída essencialmente de quartzo e plagioclásio. Os porfiroclastos apresentam uma granulação média e estão inseridos em uma matriz granoblástica de granulação fina formada por cisalhamento, às expensas de cristais maiores triturados.

O plagioclásio ocorre tanto formando porfiroclastos como na matriz. Os porfiroclastos são anédricos com bordos irregulares e microgranulados. O quartzo não forma porfiroclastos e ocorre ora formando mosaicos de grãos com bordos irregulares e moderada extinção ondulante, ora ocorre juntamente com grãos de plagioclásio recristalizado na matriz. Muscovita e biotita ocorrem em

lamelas esporádicas. Biotita apresenta-se esporadicamente cloritizada. Sericita e epidoto de alteração do plagioclásio, ocorrem em baixa escala. Microclínio ocorre em cristais esporádicos.

Blastomilonito (composição granítica) — Rocha de textura porfiroclástica, constituída essencialmente de porfiroclastos de microclínio e plagioclásio em matriz granoblástica de quartzo, plagioclásio e microclínio.

O microclínio (porfiroclástico) constitui grãos anédricos- microfraturados, com granulação interna e externa e forte extinção ondulante. Os porfiroclastos de plagioclásio são menores que os de microclínio. Os geminados típicos de plagioclásio são pouco freqüentes e há uma leve sericitização. O quartzo forma fitas de grãos em mosaicos. Os grãos estão microfraturados e com extinção ondulante moderada a forte. O microclínio é comumente micropertítico e é o mineral mais abundante da rocha. Granada forma porfiroclastos arredondados podendo conter inclusões de Fe^{+2} - biotita e lamelas de Fe^{+3} - biotita nas fraturas. Titanita é um acessório que ocorre muito esporadicamente. A rocha apresenta uma composição granítica (sienogranito) e forte cisalhamento e recristalização. Há uma forte adição de K_2O , proporcionando a formação de álcali-feldspato.

Protomilonito — Rocha de composição quartzo diorítica ou tonalítica, composta por quartzo, plagioclásio, microclínio, biotita, muscovita, apatita, zircão e opacos.

Rocha de textura xenoblástica, bastante cisalhada, parecendo parte da série milonítica. Os feldspatos, principalmente, formam porfiroclastos com bordos quebrados e os fragmentos de borda formam uma matriz pouco abundante. O plagioclásio é o componente mais abundante; apresenta leve sericitização, substituição para microclínio e, localmente, antipertita. Geminados de albita, às vezes combinados com periclina estão presentes em quase todos os cristais. O microclínio ocorre em cristais anédricos com geminação albita-periclina, às vezes apresentando forte extinção ondulante.

O quartzo forma comumente mosaicos de cristais com contatos irregulares, mas com tendência retilínea. Biotita ocorre comumente disseminada, mas em locais de maior trituração está presente com muita muscovita associada. Os principais acessórios são apatita, zircão e opacos. Mirmequita ocorre localmente.

O Complexo Hidrolina é constituído de rochas anfibolíticas, granitóides, gnaisses e migmatitos.

3.5 — Cobertura sedimentar Terciário-Quaternária

Barbosa et al. (1966) chamaram de Formação Araguaia a sedimentação terciário-pliocênica que se espelha ao longo dos rios Araguaia e Tocantins e nos interflúvios dos mesmos. Nas proximidades de Itapaci apresenta extensão mapeável.

As ocorrências que constituem a cobertura terciária-quaternária se espalha ao longo das drenagens principais de modo descontínuo e também em antigos barrancos.

A unidade de cobertura é constituída de vastas planícies aplainadas com desenvolvimento de solo laterítico e, às vezes, extensos areiais. Os materiais arenosos, areno-argilosos, inconsolidados ou levemente consolidados e lentes de conglomerados ocorrem preenchendo canais.

4 — LITOGEOQUÍMICA

Com ajuda de diversas análises químicas para elementos maiores, menores, traços e terras raras, algumas já existentes na área da presente tese e áreas vizinhas, assim como, outras inéditas obtidas pelo autor, foi possível a realização de alguns gráficos e discussão dos resultados obtidos. Estes referem-se ao Complexo Guiano e o Grupo Máfico-Ultramáfico do Supergrupo Pilar de Goiás que serão discutidos individualmente nos itens seguintes.

4.1 — Complexo Goiano

4.1.1 — Elementos Maiores

Através dos resultados de 57 amostras do Complexo Goiano na Folha SD.22 Goiás, realizadas pelo Projeto RADAMBRASIL e apresentados em Drago et al. (1981), procurou-se mostrar os principais gráficos já citados pelos referidos autores, assim como confeccionar vários outros gráficos discriminantes para as rochas do Complexo Goiano.

Nas Tabelas I, II, III e IV estão os resultados analíticos dos óxidos das rochas do Complexo Goiano na Folha SD.22 Goiás e os cálculos de normas CIPW, Niggli, fêmicos, etc. As amostras pertencem tanto a área da tese (Fig. 4) como fora dela.

No diagrama triangular An-Ab-Or (Barker, 1979, modificado de O'Connor, 1965) as rochas granitóides e gnáissicas do Complexo Goiano, jazem principalmente nos campos dos trondhjemitos e granitos (Fig. 21, Drago et al., 1981). Os trondhjemitos segundo Barker & Hart (1976 apud Barker, op. cit.) são rochas que na série calco-alcalina possuem baixa razão Na/K. No diagrama apresentado verifica-se uma alta razão Ab/Or para os trondhjemitos, parecendo justificar que o valor da razão Na/K é bem mais alto para estas rochas que para os granitos e granodioritos.

As amostras do Complexo Goiano ocorrentes na Folha SE.22 Goiânia estudadas neste mesmo diagrama por Tanhez et al.

Tabela I - Valores de Óxidos e Norma CIPW para as rochas do Complexo Goiano na Folha SD.22-Goias (Drago et al 1981)

AMOSTRAS	CLASSIFICAÇÃO	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Qzt	Or	Ab	An	C	Diop	He	En	Fer	Ilm	Mag	Apt
521/EG-82/EB/59.1	(01) Granito	71.36	0.10	16.94	0.11	1.24	0.10	0.39	1.33	2.41	4.94	0.10	29.25	14.24	41.80	5.94	4.03	—	—	0.97	2.21	0.19	0.16	0.23
521/EG-25/EB/22	(02) Biotita tonalito cataclásico	67.96	0.10	16.42	1.72	1.26	0.10	1.93	3.40	1.09	5.97	0.10	18.56	6.44	50.52	14.79	—	0.70	0.12	4.48	0.85	0.19	2.40	0.37
521/EG-65/EB/47.1	(03) Granito	70.90	0.10	14.00	1.18	0.73	0.10	0.61	2.08	4.14	4.20	0.10	23.92	24.46	36.54	7.12	—	1.66	0.37	0.75	0.19	0.19	1.71	0.23
521/EG-78/EB/55	(04) Biotita granito gnaissae	68.86	0.10	15.45	1.43	0.61	0.10	0.95	8.79	8.09	4.31	0.10	33.78	18.26	38.16	12.79	—	0.31	—	2.22	—	0.19	2.00	0.23
496/EG-17/AP-SL/217.1	(05) Granodiorito/granito	70.72	0.10	15.86	0.75	0.26	0.10	0.10	0.41	3.39	3.12	0.10	38.85	20.03	26.40	1.38	8.55	—	—	0.25	—	0.19	0.89	0.23
496/EG-17/AP-SL/217.2	(06) Quartzo-mica xisto	64.50	0.75	15.25	3.39	4.33	0.10	1.55	0.10	4.87	0.46	0.10	39.32	28.79	3.89	—	9.22	—	—	—	—	3.36	4.10	0.18
474/AP-FV/118.1	(07) Muscovite milonito gnaissae	70.46	0.25	16.45	0.65	0.72	0.10	0.47	0.95	3.67	4.47	0.18	27.17	22.87	37.82	3.54	3.61	—	—	—	1.17	0.56	0.47	0.42
474/AP-FV/121.4	(08) Augen gnaissae	68.38	0.29	17.84	0.47	0.82	0.10	0.51	3.62	0.82	0.60	0.10	18.30	4.85	55.85	16.63	—	0.35	0.20	—	1.11	0.72	0.55	0.23
474/AP-FV/128.1	(09) Biot. Migmat. (comp. granodiorit.)	61.48	0.48	15.33	1.66	3.08	0.10	7.29	2.37	2.46	3.56	0.24	14.42	14.34	30.12	10.19	3.08	—	—	—	38.16	8.68	0.91	2.41
474/AP-FV/164.1	(10) Biot. granodiorito gnaissae	68.48	0.37	15.62	0.58	1.62	0.10	1.08	2.77	1.84	4.86	0.25	25.57	10.87	41.12	12.11	1.20	—	—	—	2.69	2.10	0.70	0.50
474/AP-FV/166.3	(11) Migmatito (comp. tonalito)	66.32	0.33	16.26	1.10	1.02	0.10	1.94	4.30	1.74	4.40	0.21	23.30	10.28	37.23	18.97	0.19	—	—	—	3.84	0.61	0.63	1.59
521/EG-04/VW-EB/04	(12) Granito	69.76	0.35	15.37	1.45	1.15	0.10	0.87	2.48	1.96	5.34	0.36	24.84	11.58	45.19	11.16	0.37	—	—	—	2.17	0.52	0.66	2.10
521/EG-12/EB/11	(13) Biotita granodiorito	69.78	0.35	15.17	1.15	1.23	0.10	0.80	2.30	2.92	5.08	0.17	23.07	17.26	42.39	9.97	—	0.19	0.08	—	1.90	0.88	0.66	1.67
521/EG-19/EB/17.1	(14) Biotita gnaissae	68.56	0.30	15.50	1.70	0.80	0.10	1.60	2.65	2.35	4.15	0.15	27.79	13.89	35.12	12.17	1.67	—	—	—	3.98	—	0.57	2.56
521/EG-28/EB/24	(15) Granodiorito gnaissae	70.40	0.27	15.69	1.07	1.23	0.10	0.76	2.81	1.89	5.34	0.13	26.22	9.99	45.19	11.60	0.82	—	—	—	1.59	1.12	0.51	1.55
521/EG-27/VW/27	(16) Granito cataclástico	73.18	0.20	15.01	0.35	0.84	0.10	0.61	1.15	3.61	4.08	0.14	32.33	21.35	34.32	4.79	2.64	—	—	—	1.82	0.71	0.38	0.56
557/EG-53/AP-SL/458	(17) Anfibolito/tonalito	48.02	0.61	18.62	1.70	4.88	0.12	7.51	13.07	8.47	2.30	0.10	—	2.78	18.46	38.09	—	18.31	4.83	4.42	1.60	1.16	2.46	0.23
557/EG-13/AP-SL/425.2	(18) Anfibolito	48.24	1.15	14.00	2.11	9.83	0.20	6.99	12.19	0.81	3.10	0.10	—	4.79	19.23	21.89	—	17.93	13.28	—	—	2.18	3.06	0.23
521/EG-42/VW/30	(19) Tonalito (migmatito)	69.54	0.10	14.50	1.35	0.80	0.10	0.70	1.79	3.11	4.54	0.12	26.39	18.38	38.42	8.10	0.70	—	—	—	1.74	0.21	0.19	2.25
521/EG-48/VW/43	(20) Granito gnaissae	69.56	0.10	15.23	1.59	0.75	0.10	0.98	1.85	2.61	4.79	0.10	27.17	16.42	40.53	8.43	1.44	—	—	—	1.44	0.09	0.19	2.30
521/EG-32/VW/31	(21) Migmatito (granodiorito/tonal.)	71.82	0.30	14.83	0.60	0.80	0.10	0.34	0.73	3.24	3.82	0.10	34.96	19.15	32.32	2.97	3.95	—	—	—	0.85	0.99	0.19	0.87
521/EG-36/VW/35	(22) Alcañ-feldspato granito	74.32	0.10	14.29	0.30	1.17	0.10	0.15	0.25	1.40	0.40	0.10	65.28	8.27	3.38	0.59	1.90	—	—	—	0.37	1.92	0.19	0.43
521/EG-65/EB/47.2	(23) Charnóquito	63.96	0.11	15.27	2.00	3.77	0.10	2.58	4.61	0.63	3.62	0.16	26.82	3.72	30.63	21.82	0.93	—	—	—	6.43	5.28	0.21	2.90
521/EG-96/VW/75.2	(24) Granito	71.88	0.10	16.90	1.21	0.53	0.10	0.60	1.49	1.36	5.10	0.10	33.21	8.04	43.15	6.74	4.57	—	—	—	1.49	—	0.19	1.75
510/EG-179/HA-RM/119	(25) Granitóide	70.72	0.10	15.95	0.27	0.25	0.10	0.22	0.83	3.58	5.80	0.30	21.98	21.16	49.08	1.98	1.81	—	—	—	0.55	0.26	0.19	0.39
510/EG-200/HA-RM/136.1	(26) Granitóide	70.86	0.19	16.70	0.00	0.50	0.10	0.50	0.74	1.54	6.59	0.10	24.21	9.10	35.76	3.02	3.09	—	—	—	1.25	0.82	0.32	—
510/EG-217/HA-RM/147	(27) Migmatito	71.38	0.22	14.32	0.58	0.67	0.10	0.24	0.35	4.33	2.59	0.10	38.49	25.59	21.92	1.08	4.98	—	—	—	0.60	0.94	0.42	0.84
510/EG-219/HA-RM/149	(28) Migmatito	71.62	0.33	15.44	0.50	0.56	0.10	0.30	0.95	3.77	4.70	0.10	27.54	22.28	39.77	4.06	2.14	—	—	—	0.75	0.26	0.63	0.72
510/EG-224/HA-RM/153.2	(29) Granito	72.90	0.10	16.04	0.20	0.17	0.10	0.13	1.19	0.22	6.65	0.10	30.84	1.30	56.27	5.25	2.94	—	—	—	0.32	0.17	0.19	0.29
510/EG-234/HA-RM/162.2	(30) Granitóide	80.44	0.25	19.61	0.07	1.79	0.10	2.48	5.01	0.32	7.46	0.10	1.41	1.89	63.12	19.08	—	2.91	1.23	4.83	2.35	0.47	0.10	
510/EG-261/HA-RM/179.2	(31) Granodiorito cataclástico	71.88	0.10	17.28	0.30	0.15	0.10	0.10	0.50	0.85	5.50	0.10	35.67	5.02	46.54	1.83	6.64	—	—	—	0.25	0.05	0.19	0.43
510/EG-25/HA-RM-PP-AP/23	(32) Granito	74.30	0.25	14.43	0.80	0.26	0.10	0.23	0.98	3.83	3.89	0.10	34.86	22.63	32.92	4.21	2.34	—	—	—	0.57	—	0.47	0.44
510/EG-27/HA-RM/25	(33) Biotita granito cataclástico	72.80	0.20	13.80	0.86	0.46	0.10	0.37	1.40	4.18	3.10	0.10	35.50	24.70	28.23	6.29	1.87	—	—	—	0.92	—	0.38	1.23
510/EG-73/HA-RM/46	(34) Migmatito	74.26	0.22	13.28	0.28	1.15	0.10	0.53	0.32	4.73	2.87	0.10	37.50	27.95	24.29	0.93	3.70	—	—	—	1.32	1.70	0.42	0.41
521/EG-67/EB/48	(35) Biotita granito	69.90	0.10	15.00	2.23	1.21	0.10	0.69	1.42	2.48	5.42	0.13	24.99	14.65	45.86	6.20	1.13	—	—	—	1.72	0.40	0.19	3.23
510/EG-50/PP/44	(36) Granito	67.89	0.30	15.84	0.36	2.59	0.10	2.34	1.94	2.33	4.33	0.10	24.53	13.77	36.64	3.97	2.91	—	—	—	5.83	4.15	0.89	0.52
510/EG-66/PP/59.2	(37) Granito	67.97	0.47	16.49	0.68	2.92	0.09	2.77	2.57	1.78	3.82	0.16	27.84	10.52	32.32	11.70	3.99	—	—	—	6.90	4.79	0.89	0.98
510/EG-78/PP/70	(38) Biotita granito	68.06	0.58	16.74	0.79	3.04	0.13	3.25	2.30	1.53	3.32	0.17	29.71	9.04	28.09	10.30	5.85	—	—	—	8.04	4.21	1.10	1.14
510/EG-01/AP/306.1	(39) Biotita gnaissae	67.09	0.26	16.46	1.24	1.46	0.08	2.86	1.99	1.99	4.66	0.07	23.41	11.76	39.43	9.41	3.19	—	—	—	7.12	1.38	0.49	1.80
510/EG-02/AP/307.1	(40) Biotita gnaissae	63.19	0.44	18.95	1.52	1.56	0.12	2.30	2.55	2.24	4.74	0.09	17.90	13.24	40.11	12.05	4.31	—	—	—	5.73	1.11	0.84	2.20
510/EG-15/AP/318	(41) Biotita gnaissae	59.98	0.33	11.62	1.44	3.13	0.17	12.28	3.48	1.78	2.16	0.07	13.08	10.52	16.28	76.75	—	0.04	—	—	30.57	4.33	0.63	2.09
510/EG-22/AP/323.4	(42) Biotita granítico	41.12	0.21	7.29	5.73	3.45	0.15	28.52	3.79	0.08	0.20	0.08	—	0.47	1.69	18.28	0.18	—	—	—	33.36	0.72	0.40	8.30
510/EG-25/AP/325	(43) Biotita gnaissae	68.07	0.28	16.25	1.09	1.73	0.11	1.63	2.05	3.07	4.79	0.11	21.32	18.14	40.11	9.45	1.57	—	—	—	4.06	2.02	0.53	1.58
510/EG-32/PP/28	(44)	69.21	0.15	15.29	0.00	2.76	0.12	1.44	1.92	3.82	3.32	0.08	26.95	22.57	28.09	9.90	2.39	—	—	—	3.99	5.04	0.28	—
510/EG-23/HA-RM-AP-PP/21	(45) Granito	72.22	0.21	13.94	0.58	1.31	0.12	0.28	1.00	5.32	2.56	0.03	33.67	31.44	21.86	4.76	1.82	—	—	—	0.70	1.80	0.40	0.84
510/EG-24/HA-RM-PP/AP/22	(46) Granito porfiróblástico	72.22	0.12	14.05	0.04	1.31	0.13	0.20	1.00	4.37	3.49	0.01	31.68	25.83	29.53	4.90	1.78	—	—	—	0.50	2.41	0.23	0.06
463/AP-RM-PP/34.6/SC.22-X-D	(47) Tonalito gnaissae (cataclástico)	63.00	0.38	16.32	3.30	1.08	0.10	1.18	3.98	3.03	3.63	0.21	20.80	17.91	30.72	8.37	0.94	—	—	—	2.94	1.10	2.13	2.08
557/EG-37/AP-SL/445.3	(48) Hornblenda diorita	42.14	1.20	18.17	7.07	6.73	0.15	5.08	11.22	0.35	4.02	0.10	—	2.07	14.65	33.23	—	—	—	—	10.24	0.23	2.28	
521/EG-106/VW/82.1	(49) Biotita gnaissae	70.50	0.10	16.97	1.13	0.73	0.10	0.64	1.67	2.05	4.87	0.10	29.88	12.11	41.21	7.63	3.94	—	—	—	1.59	0.43	0.19	1.64
521/EG-78/VW/62	(50) Hornblenda granito	56.20	0.10	11.84	5.30	0.87	0.10	8.53	7.45	6.02	1.20	0.30	3.79	36.57	10.15									

TABELA II - Valores dos Parâmetros de Niggli para as rochas do Complexo Goiano na Folha SD.22 Goiás

A MOSTRA	CLASSIFICAÇÃO	SI	AL	FM	C	Alk	K	MG	W	TI	P	SI*	Qz
521/EG-82/EB/59.1	(01) Granito	365.6	51.1	9.1	7.3	32.4	0.24	0.33	0.07	0.39	0.22	230	136
521/EG-25/EB/22	(02) Biotita tonalito cataclásado	268.3	38.5	21.1	14.5	25.8	0.11	0.54	0.55	0.30	0.27	203	65
521/EG-65/EB/47.1	(03) Granito	360.2	41.9	12.7	11.3	34.1	0.39	0.37	0.59	0.38	0.22	236	124
521/EG-78/EB/55	(04) Biotita granito gnaiss	320.0	42.3	14.3	13.9	29.5	0.31	0.46	0.68	0.35	0.20	218	102
496/EG-17/AP-SL/217.1	(05) Granodiorito/granito	442.4	58.5	6.3	2.7	32.4	0.42	0.15	0.72	0.47	0.26	230	213
496/EG-17/AP-SL/217.2	(06) Quartzo-mica xisto	308.5	43.0	39.5	0.5	17.0	0.87	0.24	0.41	2.70	0.20	168	141
474/AP-FV/118.1	(07) Muscovita milonito gnaiss	363.4	50.0	9.7	5.2	35.1	0.36	0.37	0.45	0.97	0.39	240	123
474/AP-FV/121.4	(08) Augen gnaiss	294.8	45.3	8.1	16.7	29.8	0.08	0.40	0.34	0.94	0.18	219	75
474/AP-FV/128.1	(09) Biot. Migmat. (comp. granodiorit)	196.0	28.8	47.1	8.1	16.0	0.31	0.74	0.33	1.15	0.32	164	32
474/AP-FV/164.1	(10) Biot. granodiorito gnaiss	318.2	42.8	16.1	13.8	27.3	0.20	0.46	0.23	1.29	0.49	209	109
474/AP-FV/166.3	(11) Migmatito (comp. tonalito)	283.3	40.9	17.3	18.8	23.0	0.21	0.57	0.49	1.06	0.38	192	91
521/EG-04/VW-EB/04	(12) Granito	323.7	42.0	15.9	12.2	29.8	0.19	0.38	0.53	1.22	0.31	219	104
521/EG-12/EB/11	(13) Biotita granodiorito	326.7	41.9	14.8	11.5	31.8	0.27	0.38	0.46	1.23	0.34	227	100
521/EG-19/EB/17.1	(14) Biotita gnaiss	311.7	41.5	20.5	12.9	25.1	0.27	0.53	0.63	1.03	0.29	200	111
521/EG-29/EB/24	(15) Granodiorito gnáissico	331.5	43.5	14.4	12.7	29.4	0.17	0.37	0.44	0.96	0.26	218	114
521/EG-27/VW/27	(16) Granito cataclástico	403.0	48.7	10.0	6.8	34.5	0.37	0.50	0.35	0.83	0.33	238	165
557/EG-53/AP-SL/458	(17) Anfibolito/tonalito	111.0	24.8	37.7	31.7	5.7	0.12	0.67	0.24	1.04	0.10	123	-12
557/EG-13/AP-SL/425.2	(18) Anfibolito	106.7	18.2	45.1	28.9	7.8	0.15	0.51	0.16	1.91	0.09	131	-24
521/EG-42/VW/39	(19) Tonalito (migmatito)	351.1	43.1	150	9.7	32.2	0.31	0.35	0.64	0.38	0.26	229	122
521/EG-49/VW/43	(20) Granito gnaiss	347.5	44.8	13.8	9.8	31.5	0.26	0.31	0.66	0.38	0.21	226	121
521/EG-32/VW/31	(21) Migmatito (granodiorito/tonal.)	422.4	51.4	10.1	4.6	33.9	0.36	0.30	0.40	0.44	0.25	236	187
521/EG-36/VW/35	(22) Alcali-feldspato granito	647.3	73.3	132	2.3	11.2	0.70	0.15	0.19	0.65	0.37	145	503
521/EG-65/EB/47.2	(23) Charnokito	240.3	34.5	32.3	18.6	14.7	0.10	0.45	0.32	0.31	0.25	159	82
521/EG-96/VW/75.2	(24) Granito	364.9	50.6	11.8	8.1	29.5	0.15	0.38	0.67	0.38	0.21	218	147
510/EG-179/HA-RM/119	(25) Granitóide	378.2	50.3	4.4	3.0	42.3	0.29	0.40	0.49	0.40	0.23	269	109
510/EG-200/HA-RM/136.1	(26) Granitóide	368.0	51.1	6.5	4.1	38.3	0.13	0.60	0.00	0.66	0.22	253	115
510/EG-217/HA-RM/147	(27) Migmatito	459.9	53.8	10.2	2.4	33.6	0.52	0.22	0.37	1.05	0.27	234	220
510/EG-219/HA-RM/149	(28) Migmatito	388.1	49.3	7.5	5.5	37.7	0.35	0.33	0.45	1.34	0.23	251	137
510/EG-224/HA-RM/153.2	(29) Granito	407.6	52.8	3.2	7.1	36.8	0.02	0.34	0.51	0.42	0.24	247	160
510/EG-234/HA-RM/162.2	(30) Granitóide	203.6	58.9	18.0	18.1	25.0	0.03	0.69	0.03	0.63	0.14	200	3
510/EG-261/HA-RM/179.2	(31) Granodiorito cataclástico	418.5	59.3	3.4	3.1	34.2	0.09	0.25	0.64	0.44	0.25	237	182
510/EG-25/HA-RM-PP-AP/23	(32) Granito	440.6	50.4	6.5	6.2	36.8	0.39	0.31	0.67	1.11	0.25	247	193
510/EG-27/HA-RM/25	(33) Biotita granito cataclástico	429.0	47.9	9.8	8.8	33.4	0.47	0.33	0.63	0.89	0.25	234	195
510/EG-73/HA-RM/46	(34) Migmatito	463.7	48.9	12.8	2.1	36.2	0.52	0.39	0.18	1.03	0.26	245	219
521/EG-67/EB/48	(35) Biotita granito	332.9	42.1	18.1	7.2	32.6	0.23	0.27	0.62	0.36	0.26	230	103
510/EG-50/PP/44	(36) Granito	293.8	40.4	26.0	9.0	24.6	0.26	0.58	0.11	0.98	0.18	198	95
510/EG-66/PP/59.2	(37) Granito	277.8	39.7	29.3	11.3	19.8	0.23	0.58	0.17	1.44	0.28	179	99
510/EG-78/PP/70	(38) Biotita granito	268.7	40.1	32.8	10.0	17.1	0.23	0.60	0.19	1.77	0.29	168	100
510/EG-01/AP/306.1	(39) Biotita gnaiss	278.4	40.2	26.9	8.8	24.0	0.22	0.66	0.43	0.81	0.12	196	82
510/EG-02/AP/307.1	(40) Biotita gnaiss	244.0	43.1	23.1	10.5	23.3	0.24	0.57	0.47	1.28	0.15	193	51
510/EG-15/AP/318	(41) Biotita gnaiss	166.8	19.0	61.6	10.4	9.0	0.35	0.83	0.29	0.69	0.08	136	31
510/EG-22/AP/323.4	(42) Biotita granítico	70.4	7.4	85.3	6.9	0.4	0.21	0.85	0.60	0.27	0.06	102	-31
510/EG-25/AP/325	(43) Biotita gnaiss	295.2	41.3	20.8	9.5	28.4	0.30	0.51	0.36	0.91	0.20	214	82
510/EG-32/PP/28	(44) Granito	325.3	42.3	21.4	9.7	26.6	0.43	0.47	0.00	0.53	0.16	206	119
510/EG-23/HA-RM-AP-PP/21	(45) Granito	425.4	47.0	12.1	6.3	34.6	0.58	0.20	0.28	0.93	0.07	238	187
510/EG-24/HA-RM-PP-AP/22	(46) Granito porfiroblástico	423.4	48.5	9.0	6.3	36.2	0.45	0.19	0.03	0.53	0.02	245	178
443/AP-RM-PP/34.6/SC.22-X-D	(47) Tonalito gnaiss (cataclástico)	251.0	39.7	21.6	17.0	21.7	0.35	0.32	0.75	0.74	0.35	187	64
557/EG-37/AP-SL/445.3	(48) Hornblenda diorito	91.5	24.5	40.5	26.1	8.9	0.05	0.41	0.49	1.96	0.09	136	-44
521/EG-108/VW/82.1	(49) Biotita gnaiss	347.0	49.2	123	8.8	29.7	0.22	0.38	0.58	0.37	0.21	219	128
521/EG-78/VW/62	(50) Hornblenda granito	150.5	18.4	46.9	21.3	13.4	0.77	0.73	0.85	0.20	0.11	154	-3
521/EG-86/VW-EB/66	(51) Migmatito	363.1	47.2	12.7	9.8	30.3	0.14	0.42	0.54	0.39	0.26	221	142
521/EG-87/EB/64	(52) Granito gnaiss	315.9	39.2	24.3	14.4	22.1	0.17	0.62	0.53	0.34	0.19	188	128
521/EG-117/VW-EB/92.1	(53) Tonalito	293.8	37.9	26.5	14.7	20.9	0.17	0.60	0.56	0.33	0.31	183	110
521/EG-72/EB/50.1	(54) Tonalito cataclásado	274.5	43.1	22.9	11.2	22.8	0.20	0.35	0.17	0.31	0.42	191	83
557/EG-44/AP-SL/451.1	(55) Biotita granito	249.7	36.7	25.7	10.4	27.1	0.39	0.25	0.61	1.52	0.42	208	41
557/EG-49/AP-SL/455	(56) Biot. hornb. quartzo diorito	145.5	27.5	39.5	20.7	12.3	0.13	0.32	0.63	1.75	0.22	149	-4
557/EG-73/AP-SL/475	(57) Muscovita biotita granito	354.0	44.8	13.4	10.1	31.7	0.42	0.30	0.63	1.09	0.25	227	127

ABELA III - Valores de Milímoles, Índice de Diferenciação, Razão de Oxidação de Chinner, Grupos Sálcos e Fêmicos para as rochas do Complexo Goiano Folha SD.22-Gold

AMOSTRA		CLASSIFICAÇÃO	ID	R. OX. Chinner	Gr Sálco	Gr Fêmico	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅
MILÍMOLES																	
521/E0-62/EB/59.1	(01)	Granito	85.29	7.39	95.28	3.76	1188.	1.3	166.1	0.7	17.3	1.4	9.7	23.7	25.8	79.7	0.7
521/E0-25/EB/22	(02)	Biotita tonalito cataclásico	75.52	55.12	90.30	9.21	1121.	1.3	161.0	10.8	17.5	1.4	47.9	60.6	11.6	96.3	1.1
521/E0-65/EB/47.1	(03)	Granito	85.92	59.26	93.04	5.10	1180.	1.3	137.3	7.4	10.2	1.4	15.1	37.1	43.9	67.8	0.7
521/E0-78/EB/55	(04)	Biotita granito gnáissico	80.20	67.84	92.98	5.01	1146.	1.3	151.5	8.9	8.5	1.4	23.6	49.8	32.8	72.8	0.7
496/E0-17/AP-SL/217.1	(05)	Granodiorito/granito	85.29	72.19	93.22	1.69	1177.	1.3	155.5	4.7	3.6	1.4	2.5	7.3	36.0	50.3	0.7
496/E0-17/AP-SL/217.2	(06)	Quartzo mica xisto	71.99	41.33	81.22	13.98	1073.	9.4	148.6	21.2	60.3	1.4	35.5	1.8	51.7	7.4	0.7
474/AP-FV/118.1	(07)	Muscovita milonito gnaíse	87.86	44.82	95.01	3.56	1173.	3.1	161.3	4.1	10.0	1.4	11.7	16.9	41.1	72.1	1.3
474/AP-FV/121.4	(08)	Augen gnaíse	79.08	34.03	95.71	3.84	1138.	3.6	175.0	2.9	11.4	1.4	12.7	64.6	8.7	108.5	0.7
474/AP-FV/128.1	(09)	Biot. migmat. (comp. granodior.)	59.08	32.66	72.34	25.71	1023.	6.0	150.4	10.4	42.9	1.4	180.8	42.3	26.1	57.4	1.7
474/AP-FV/164.1	(10)	Biot. granodiorito gnaíse	77.37	23.40	90.68	6.86	1140.	4.6	153.2	3.4	22.5	1.4	26.8	49.4	19.5	78.4	1.8
474/AP-FV/168.3	(11)	Migmatito (comp. tonalito)	70.82	49.25	89.97	7.15	1104.	4.1	159.5	6.9	14.2	1.4	38.2	73.1	18.5	71.0	1.5
521/E0-04/VW-EB/04	(12)	Granito	81.61	53.15	93.14	5.83	1161.	4.4	150.7	9.1	16.0	1.4	21.6	43.9	20.8	86.2	1.1
521/E0-12/EB/11	(13)	Biotita granodiorito	83.31	45.69	93.28	5.77	1161.	4.4	148.8	7.2	17.1	1.4	19.8	41.0	31.0	82.0	1.2
521/E0-19/EB/17.1	(14)	Biotita gnaíse	76.79	62.96	90.63	7.33	1141.	3.8	152.0	10.6	12.5	1.4	39.7	47.3	24.9	87.0	1.1
521/E0-29/EB/24	(15)	Granodiorito gnáissico	81.39	43.91	93.82	5.37	1172.	3.4	153.9	6.7	17.1	1.4	18.9	44.8	17.9	86.2	0.9
521/E0-27/VW/27	(16)	Granito cataclásico	88.19	35.41	95.61	3.50	1218.	2.5	147.2	2.4	8.9	1.4	15.1	20.5	38.3	65.8	1.0
557/E0-53/AP-SL/458	(17)	Anfibolito/tonalito	22.24	23.87	61.33	37.07	816.	7.6	182.6	10.6	67.9	1.7	186.3	233.1	5.0	37.1	0.7
557/E0-13/AP-SL/425.2	(18)	Anfibolito	24.01	16.19	49.70	49.02	803.	14.4	137.3	13.2	136.8	2.8	173.4	217.4	8.6	50.0	0.7
521/E0-42/VW/39	(19)	Tonalito (migmatito)	83.39	63.55	92.18	4.67	1157.	1.3	142.2	9.7	11.1	1.4	17.4	31.9	33.0	73.3	0.8
521/E0-49/VW/43	(20)	Granito gnaíse	83.12	65.61	92.98	4.26	1158.	1.3	149.4	9.9	10.4	1.4	14.4	32.6	27.7	77.3	0.7
521/E0-32/VW/31	(21)	Migmatito (granodiorito tonal.)	86.43	40.29	93.35	3.13	1195.	1.3	145.4	3.8	11.1	1.4	8.4	13.0	34.4	61.6	0.7
521/E0-36/VW/35	(22)	Alcali-feldspato granito	76.94	18.75	89.43	3.15	1237.	1.3	140.2	1.9	16.3	1.4	3.7	4.5	14.9	6.5	0.7
521/E0-65/EB/47.2	(23)	Chernocito	59.17	32.31	81.93	15.18	1064.	1.4	152.7	12.5	52.5	1.4	64.0	82.2	6.7	58.4	1.1
521/E0-96/VW/75.2	(24)	Granito	84.40	67.26	95.70	3.67	1196.	1.3	165.7	7.6	7.4	1.4	14.9	26.6	14.4	82.3	0.7
510/E0-179/HA-RM/139	(25)	Granitoide	92.22	49.28	96.00	1.62	1177.	1.3	156.4	1.7	3.5	1.4	5.5	9.5	38.0	93.8	0.7
510/E0-200/HA-RM/136.1	(26)	Granitoide	89.07	0.00	95.18	2.62	1179.	2.1	163.8	0.0	7.0	1.4	12.4	13.2	16.3	106.3	0.7
510/E0-217/HA-RM/147	(27)	Migmatito	85.99	37.50	92.05	3.03	1188.	2.8	140.4	3.6	12.1	1.4	6.0	6.2	46.0	41.8	0.7
510/E0-219/HA-RM/149	(28)	Migmatito	89.58	44.55	95.78	2.59	1192.	4.1	151.4	3.1	7.8	1.4	7.4	16.9	40.0	75.8	0.7
510/E0-224/HA-RM/153.2	(29)	Granito	88.41	51.42	96.60	1.20	1213.	1.3	157.3	1.3	2.4	1.4	3.2	21.2	2.3	107.3	0.7
510/E0-234/HA-RM/162.2	(30)	Granitoide	86.43	3.40	85.50	12.13	1006.	3.1	192.3	0.4	24.9	1.4	61.5	89.3	3.4	120.4	0.7
510/E0-261/HA-RM/179.2	(31)	Granodiorito cataclásico	87.24	64.28	95.71	1.15	1196.	1.3	169.5	1.9	2.1	1.4	2.5	8.9	9.0	88.7	0.7
510/E0-25/HA-RM-PP-AP/23	(32)	Granito	90.40	67.50	96.96	2.01	1237.	3.1	141.5	3.8	3.8	1.4	5.7	17.5	40.7	62.8	0.7
510/E0-27/HA-RM/25	(33)	Biotita Granodiorito cataclást.	86.43	62.72	94.60	2.77	1212	2.5	135.3	5.4	6.4	1.4	9.2	25.0	44.4	50.0	0.7
510/E0-73/HA-RM/48	(34)	Migmatito	89.73	17.97	93.76	4.08	1236.	2.8	130.2	1.8	16.0	1.4	13.1	5.7	50.2	46.3	0.7
521/E0-67/EB/48	(35)	Biotita granito	85.51	62.38	92.84	5.84	1163.	1.3	147.1	13.9	16.8	1.4	17.1	25.3	26.3	87.4	0.8
510/E0-50/PP/44	(36)	Granito	74.94	11.12	86.82	11.30	1130	3.8	155.4	2.3	38.0	1.4	58.0	34.6	24.7	69.9	0.7
510/E0-66/PP/59.2	(37)	Granito	70.69	17.32	86.38	13.34	1131	5.9	161.7	4.3	40.6	1.3	68.7	45.8	18.9	61.6	1.1
510/E0-78/PP/70	(38)	Biotita granito	66.84	18.95	82.99	14.90	1099.	7.3	164.2	4.9	42.3	1.8	80.1	41.1	16.2	53.6	1.2
510/E0-01/AP/306.1	(39)	Biotita gnaíse	74.60	43.32	87.21	10.95	1117.	3.3	161.4	7.8	20.3	1.1	70.9	35.8	21.1	75.2	0.6
510/E0-02/AP/307.1	(40)	Biotita gnaíse	71.25	46.72	87.62	10.08	1052.	6.5	185.9	9.5	21.7	1.7	57.1	45.5	23.8	76.5	0.6
510/E0-15/AP/318	(41)	Biotita gnaíse	41.88	29.28	58.63	37.81	998.	4.1	114.0	9.0	43.6	2.4	304.6	62.1	18.9	34.9	0.8
510/E0-22/AP/323.4	(42)	Biotita granítico	2.17	59.91	20.62	70.00	68.4	2.6	71.5	35.8	48.0	2.1	707.5	67.6	0.8	3.2	0.8
510/E0-25/AP/325	(43)	Biotita gnaíse	79.57	36.18	90.59	8.44	1133.	3.5	158.4	6.8	24.1	1.6	40.4	36.8	32.6	78.8	0.8
510/E0-32/PP/28	(44)		77.61	0.00	89.01	9.10	1152.	1.9	150.0	0.0	38.4	1.7	35.7	34.2	40.6	53.6	0.8
510/E0-23/HA-RM-PP-PP/21	(45)	Granito	86.77	28.49	93.36	3.81	1202.	2.8	132.8	3.6	18.2	1.7	6.9	17.8	56.5	41.3	0.2
510/E0-24/HA-RM-PP-PP/22	(46)	Granito porfiróblástico	87.04	2.67	93.72	3.22	1202.	1.5	137.8	0.3	18.2	1.8	5.0	17.8	46.4	58.3	0.1
443/AP-RM-PP/34.6	(47)	Tonalito gnaíse (cataclásico)	69.22	74.73	88.52	8.74	1048.	7.3	185.9	22.2	15.0	1.4	29.3	71.0	32.2	58.6	1.5
557/E0-37/AP-SL/445.3	(48)	Hornblenda Diorito	16.72	48.59	60.44	36.79	701.	15.0	188.0	44.2	93.7	2.1	126.0	200.1	3.7	64.9	0.7
521/E0-106/VW/82.1	(49)	Biotita gnaíse	83.20	58.21	94.78	4.08	1173.	1.3	166.4	7.1	10.2	1.4	13.9	29.8	21.8	78.6	0.7
521/E0-76/VW/62	(50)	Hornblenda granito	49.52	84.57	58.11	39.38	935.	1.3	114.2	33.1	12.1	1.4	211.6	132.5	63.9	19.4	0.7
521/E0-86/VW-EB/66	(51)	Migmatito	82.12	54.20	92.78	4.17	1172.	1.3	152.3	6.0	10.2	1.4	17.4	31.7	13.9	83.9	0.8
521/E0-87/EB/64	(52)	Granito gnaíssico	72.82	53.25	87.98	8.78	1147.	1.3	142.2	8.8	15.2	1.4	54.6	52.4	13.8	66.3	0.7
521/E0-117/VW-EB/92.1	(53)	Tonalito	71.05	55.55	87.00	10.14	1129.	1.3	145.8	10.9	17.5	1.4	61.0	56.5	13.3	67.0	1.2
521/E0-72/EB/50.1	(54)	Tonalito cataclásico	72.29	16.96	87.46	10.86	1098.	1.3	172.4	4.9	48.4	1.4	32.0	44.8	17.8	73.4	1.7
557/E0-44/AP-SL/451.1	(55)	Biotita granito	79.89	61.06	91.11	10.52	1090.	6.6	180.4	25.4	32.4	1.4	27.8	45.5	45.6	72.8	1.8
557/E0-49/PP-SL/455	(56)	Biotita Hornb. Quartzo diorito	51.07	62.82	78.12	26.44	935	11.3	178.5	53.6	63.6	1.8	81.4	132.8	10.4	68.9	1.4
557/E0-73/AP-SL/475	(57)	Muscovita biotita granito	84.94	63.39	94.78	4.30	1177.	3.6	148.9	9.5	11.0	1.4	13.1	33.5	44.6	60.8	0.8

TAB. IV - Valores dos cátions e ânions para as rochas do Complexo Goianona Folha SD.22 - Goiás.

AMOSTRAS	CLASSIFICAÇÃO	Si	Ti	Al	Fe ₃	Fe ₂	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	O ²⁻	OH ⁻	C ₁ ⁻	F ⁻	S ²⁻
		CÁTIONS											ÂNIONS				
(01) 521/EG-82/EB/59.1	Granito	66.5	0.1	18.6	0.1	1.0	0.1	0.5	1.3	2.9	8.9	0.1	170.1	—	—	—	—
(02) 521/EG-25/EB/22	Biotita tonalito cataclástico	61.9	0.1	17.8	1.2	1.0	0.1	2.6	3.3	1.3	10.6	0.1	165.7	—	—	—	—
(03) 521/EG-65/EB/47.1	Granito	67.1	0.1	15.6	0.8	0.6	0.1	0.9	2.1	5.0	7.7	0.1	169.1	—	—	—	—
(04) 521/EG-78/EB/55	Biotita granito gnáissico	65.0	0.1	17.2	1.0	0.5	0.1	1.3	2.8	3.7	8.3	0.1	168.3	—	—	—	—
(05) 496/EG-17/AP-SL/217.1	Granodiorito /granito	69.7	0.1	18.4	0.6	0.2	0.1	0.1	0.4	4.3	6.0	0.1	174.3	—	—	—	—
(06) 496/EG-17/AP-SL/217.2	Quartzo mica xisto	65.4	0.6	18.2	2.6	3.7	0.1	2.0	0.1	6.3	0.9	0.1	172.9	—	—	—	—
(07) 474/AP-FV/118.1	Muscovita milonito gnaiss	66.0	0.2	18.2	0.5	0.6	0.1	0.7	1.0	4.6	8.1	0.1	169.4	—	—	—	—
(08) 474/AP-FV/121.4	Augen gnaiss	62.6	0.2	19.2	0.3	0.6	0.1	0.7	3.5	1.0	11.7	0.1	166.3	—	—	—	—
(09) 474/AP-FV/128.1	Biot. migmat. (comp. granodiorito)	57.2	0.3	16.8	1.2	2.4	0.1	10.1	2.4	2.9	6.4	0.2	162.1	—	—	—	—
(10) 474/AP-FV/164.1	Biotita granodiorito gnaiss	64.9	0.3	17.4	0.4	1.3	0.1	1.5	2.8	2.2	8.9	0.2	168.8	—	—	—	—
(11) 474/AP-FV/166.3	Migmatito (comp. tonalito)	63.1	0.2	18.2	0.8	0.8	0.1	2.2	4.2	2.1	8.1	0.2	168.0	—	—	—	—
(12) 521/EG-04/VW-EB/04	Granito	65.1	0.2	16.9	1.0	0.9	0.1	1.2	2.5	2.3	9.7	0.1	168.5	—	—	—	—
(13) 521/EG-12/EB/11	Biotita granodiorito	65.0	0.2	16.7	0.8	1.0	0.1	1.1	2.3	3.5	9.2	0.1	167.9	—	—	—	—
(14) 521/EG-19/EB/17.1	Biotita gnaiss	64.9	0.2	17.3	1.2	0.7	0.1	2.3	2.7	2.8	7.6	0.1	169.4	—	—	—	—
(15) 521/EG-29/EB/24	Granodiorito gnáissico	65.5	0.2	17.2	0.7	1.0	0.1	1.1	2.5	2.0	9.6	0.1	169.0	—	—	—	—
(16) 521/EG-27/VW/27	Granito Cataclástico	68.6	0.1	16.6	0.3	0.5	0.1	0.9	1.2	4.3	7.4	0.1	171.4	—	—	—	—
(17) 557/EG-53/AP-SL/458	Anfibolito /tonalito	45.7	0.4	20.5	1.2	3.8	0.1	10.4	13.1	0.6	4.2	0.1	154.7	—	—	—	—
(18) 557/EG-13/AP-SL/425.2	Anfibolito	45.4	0.8	15.5	1.5	7.7	0.2	9.8	12.3	1.0	5.7	0.1	151.6	—	—	—	—
(19) 521/EG-42/VW/39	Tonalito (migmatito)	66.6	0.1	16.4	1.1	0.6	0.1	1.0	1.8	3.8	8.4	0.1	169.4	—	—	—	—
(20) 521/EG-49/VW/43	Granito gnaiss	66.2	0.1	17.1	1.1	0.6	0.1	0.8	1.9	3.2	8.8	0.1	169.5	—	—	—	—
(21) 521/EG-32/VW/31	Migmatito (granodiorito tonalito)	69.4	0.1	16.9	0.4	0.6	0.1	0.5	0.8	4.0	7.2	0.1	172.7	—	—	—	—
(22) 521/EG-36/VW/35	Álcali-feldspato granito	77.7	0.1	17.6	0.2	1.0	0.1	0.2	0.3	1.9	0.8	0.1	185.5	—	—	—	—
(23) 521/EG-65/EB/47.2	Charnóquito	61.6	0.1	17.7	1.4	3.0	0.1	3.7	4.8	0.8	6.8	0.1	167.6	—	—	—	—
(24) 521/EG-96/VW/75.2	Granito	66.9	0.1	18.5	0.8	0.4	0.1	0.8	1.5	1.6	9.2	0.1	171.3	—	—	—	—
(25) 510/EG-179/HA-RM/139	Granitóide	66.2	0.1	17.6	0.2	0.2	0.1	0.3	0.5	4.3	10.5	0.1	167.8	—	—	—	—
(26) 510/EG-200/HA-RM/136.1	Granitóide	65.9	0.1	18.3	0.0	0.4	0.1	0.7	0.7	1.8	11.9	0.1	168.4	—	—	—	—
(27) 510/EG-217/HA-RM/147	Migmatito	70.6	0.2	16.7	0.4	0.7	0.1	0.4	0.4	5.5	5.0	0.1	174.3	—	—	—	—
(28) 510/EG-219/HA-RM/149	Migmatito	67.3	0.2	17.1	0.4	0.4	0.1	0.4	1.0	4.5	8.6	0.1	169.8	—	—	—	—
(29) 510/EG-224/HA-RM/153.2	Granito	68.1	0.1	17.7	0.1	0.1	0.1	0.2	1.2	0.3	12.1	0.1	171.1	—	—	—	—
(30) 510/EG-234/HA-RM/162.2	Granitóide	55.2	0.2	21.1	0.0	1.4	0.1	3.4	4.9	0.4	13.2	0.1	159.3	—	—	—	—
(31) 510/EG-261/HA-RM/179.2	Granodiorito cataclástico	68.3	0.1	19.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.5	1.0	10.1	0.1	172.7	—	—	—	—
(32) 510/EG-25/HA-RM-AP/23	Granito	70.0	0.2	16.0	0.4	0.2	0.1	0.3	1.0	4.6	7.1	0.1	172.7	—	—	—	—
(33) 510/EG-27/HA-RM/25	Biotita Granodiorito cataclástico	70.1	0.1	15.7	0.6	0.4	0.1	0.5	1.4	5.1	5.8	0.1	173.1	—	—	—	—
(34) 510/EG-73/HA-RM/46	Migmatito	71.3	0.2	15.0	0.2	0.9	0.1	0.8	0.3	5.8	5.3	0.1	173.6	—	—	—	—
(35) 521/EG-67/EB/48	Biotita granito	65.5	0.1	16.6	1.6	0.9	0.1	1.0	1.4	3.0	9.8	0.1	168.4	—	—	—	—
(36) 510/EG-50/PP/44	Granito	63.9	0.2	17.6	0.3	2.0	0.1	3.3	2.0	2.8	7.9	0.1	167.7	—	—	—	—
(37) 510/EG-66/PP/59.2	Granito	63.2	0.3	18.1	0.5	2.3	0.1	3.8	2.6	2.1	6.9	0.1	168.5	—	—	—	—
(38) 510/EG-78/PP/70	Biotita granito	62.7	0.4	18.7	0.6	2.4	0.1	4.6	2.3	1.9	6.1	0.1	169.0	—	—	—	—
(39) 510/EG-01/AP/306.1	Biotita gnaiss	62.7	0.2	18.1	0.9	1.1	0.1	4.0	2.0	2.4	8.4	0.1	167.1	—	—	—	—
(40) 510/EG-02/AP/307.1	Biotita gnaiss	59.2	0.3	20.9	1.1	1.2	0.1	3.2	2.6	2.7	8.6	0.1	165.0	—	—	—	—
(41) 510/EG-15/AP/318	Biotita gnaiss	56.4	0.2	12.9	1.0	2.5	0.1	17.2	3.5	2.1	3.9	0.1	160.6	—	—	—	—
(42) 510/EG-22/AP/323.4	Biotita granítico	39.4	0.2	8.2	4.1	2.8	0.1	40.8	3.9	0.1	0.4	0.1	145.6	—	—	—	—
(43) 510/EG-25/AP/325	Biotita gnaiss	63.3	0.2	17.7	0.8	1.3	0.1	2.3	2.0	3.6	8.5	0.1	166.8	—	—	—	—
(44) 510/EG-32/PP/28	Granito	65.7	0.1	17.1	0.0	2.2	0.1	2.0	2.0	4.6	6.1	0.1	169.1	—	—	—	—
(45) 510/EG-23/HA-RM-AP-PP/21	Granito	70.0	0.2	15.5	0.4	1.1	0.1	0.4	1.0	6.6	4.8	0.0	172.4	—	—	—	—
(46) 510/EG-24/HA-RM-PP-AP/22	Granito porfiróblástico	69.6	0.1	15.9	0.0	1.1	0.1	0.3	1.0	5.4	6.5	0.0	171.7	—	—	—	—
(47) 443/AP-RM-PP/34.6	Tonalito gnaiss (cataclástico)	60.5	0.4	19.1	2.6	0.9	0.1	1.7	4.1	3.7	6.8	0.2	166.8	—	—	—	—
(48) 557/EG-37/AP-SL/445.3	Hornblenda diorito	40.3	0.9	21.6	5.1	5.4	0.1	7.2	11.5	0.4	7.5	0.1	150.7	—	—	—	—
(49) 521/EG-106/VW/82.1	Biotita gnaiss	65.9	0.1	18.7	0.8	0.6	0.1	0.9	1.7	2.4	8.8	0.1	170.2	—	—	—	—
(50) 521/EG-78/VW/62	Hornblenda granito	53.2	0.1	13.0	3.8	0.7	0.1	12.0	7.5	7.3	2.2	0.1	157.1	—	—	—	—
(51) 521/EG-86/VW-EB/66	Migmatito	67.1	0.1	17.4	0.7	0.6	0.1	1.0	1.8	1.6	9.6	0.1	170.7	—	—	—	—
(52) 521/EG-87/EB/64	Granito gnáissico	66.1	0.1	16.4	1.0	0.9	0.1	3.1	3.0	1.6	7.6	0.1	170.4	—	—	—	—
(53) 521/EG-117/VW-EB/92.1	Tonalito	64.8	0.1	16.7	1.3	1.0	0.1	3.5	3.2	1.5	7.7	0.1	169.4	—	—	—	—
(54) 521/EG-72/EB/50.1	Tonalito cataclásado	62.2	0.1	19.5	0.6	2.7	0.1	1.8	2.5	2.0	8.3	0.2	167.4	—	—	—	—
(55) 557/EG-44/AP-SL/451.1	Biotita granito	60.0	0.4	17.7	2.8	1.8	0.1	1.5	2.5	5.0	8.0	0.2	164.4	—	—	—	—
(56) 557/EG-49/PP-SL/445	Biotita hornb. quartzo diorito	50.6	0.6	19.1	5.8	3.4	0.1	4.4	7.2	1.1	7.5	0.2	159.6	—	—	—	—
(57) 557/EG-73/AP-SL/475	Muscovita biotita Granito	66.5	0.2	16.8	1.1	0.6	0.1	0.7	1.9	5.0	6.9	0.1	169.9	—	—	—	—

Fig.21 - Diagrama An - Ab - Or modificado de O'Connor (apud Barker, 1979) onde foram plotadas as rochas do Complexo Goiano (apud Drago et al , 1981)

1983) posicionam-se no campo dos granitos, enquanto os granitóides estão principalmente no campo dos tonalitos. Em ambas as áreas (Folhas SD.22 Goiás e SE.22 Goiânia) o posicionamento das amostras próximo ao campo da albita (Ab), evidencia cristalização em baixa temperatura, posto que em temperaturas mais elevadas tenderiam a se posicionar próximo ao campo da Anortita (An).

No diagrama A-F-M ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO}^* - \text{MgO}$) apresentado por Coleman & Donato (1979) estão separados os campos trondhjemítico, calco-alcalino e alcalino e o **trend** dos trondhjemitos continentais. Nele as rochas do Complexo Goiano ocupam principalmente o campo calco-alcalino e distribuem-se segundo o **trend** trondhjemítico, com algumas amostras também no campo alcalino (Fig. 22, Drago et al., op. cit.). Verifica-se também tanto na Folha SD.22 Goiás, como na Folha SE.22 Goiânia (Ianhez et al., 1983) que as rochas seguem um **trend** aproximadamente perpendicular a linha A-F ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO}^*$) o que, segundo Petro et al. (1973 apud Hussein, Manir e Ramly, 1982), indica serem granitóides formados em zonas compressionais; este pensamento está de acordo com a geologia de campo e petrografia que mostram que estas rochas são sintectônicas. Por outro lado as amostras com distribuição paralela a linha A-F são interpretados como granitos formados em zonas de distensões.

Collerson & Bridgwater (1979) mostraram em diagrama triangular Q-Ab-Or um **trend** calco-alcalino e um **trend** trondhjemítico para os gnaisses Uivak I e II, além de separar vários campos que correspondem a determinados tipos composicionais. Neste diagrama também apresentado por Drago et al. (1981) (Fig. 23) as rochas do Complexo Goiano amostradas nos domínios da Folha SD.22 Goiás, seguem tanto o **trend** calco-alcalino como o trondhjemítico, e ocupam praticamente todos os campos delimitados por aqueles autores. As estudadas por Ianhez et al. (1983) na Folha SE.22 Goiânia, também seguem ambos os **trends** embora posicionem-se principalmente no campo do gnaiss Amitsoq.

No diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus Al_2O_3 (Fig. 24, Drago et al., op. cit.) a linha tracejada separa os trondhjemitos com

Fig.22 - Diagrama AFM apresentado por Coleman & Donato (1979) onde foram plotadas as rochas do Complexo Goiano (apud Drago et al , 1981)

Fig .23- Diagrama Q , Ab , Or apresentado por Collerson & Brigwater (1979) onde foram plotadas as rochas do Complexo Goiano. Os campos são : 1) gnaisses da suite silicatada bimodal e complexo de gnaisses antigos de Swazilândia ; 2) suite granodiorítica . 3) augen gnaisses de Amitsoq ; e 4) gnaisses cinza (pobres em potássio) de Amitsoq . (apud Drago et al , 1981)

Fig.24 - Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}_3$ versus Al_2O_3 apresentado por Barker et al (1973 apud Malpas 1979) onde foram plotadas as rochas do complexo Goiano (apud Drago et al , 1981)

baixo teor em Al_2O_3 daqueles com alto teor. Neste diagrama apresentado por Barker et al. (1976 apud Malpas, 1979) foram plotadas as amostras do Complexo Goiano (granitóides e gnaisses) que embora distribuídas em ambos os campos, ocupam principalmente aquele rico em Al_2O_3 ($> 15\%$ de Al_2O_3).

No diagrama K_2O versus SiO_2 (Colleman & Donato, 1979), as amostras do Complexo Goiano, Folha SD.22 Goiás, estão principalmente, nos campos 4 e 5 que são dos trondhjemitos e granófiros continentais (Fig. 25, Drago et al., op. cit.). Enquanto que na Folha SE.22 Goiânia não ocupam nenhum dos campos, embora posicionem-se nas proximidades dos campos 4, 5 e 3.

Para Robertson (1973) o K e Na determinam o tipo de feldspato e são considerados os mais importantes elementos em granitos. Nesse contexto usando a classificação química de rochas proposta por Harpum (1963 apud Robertson, op. cit.) construiu um diagrama baseado na relação $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ onde individualizou os campos dos granitos, adamelitos, granodioritos, tonalitos e granitos porfiríticos. As análises do Complexo Goiano quando plotadas neste diagrama (Fig. 26) evidenciam composição principalmente adamelítica, granodiorítica e tonalítica, sendo que, aquelas posicionadas neste último campo apresentam teores de K_2O abaixo de 2,5% e o Na_2O acima de 3,5%.

Gewald & Piranjo (1973) mostraram no diagrama Al_2O_3 - CaO - Fe_2O_3 + FeO + MgO , que há uma transição dos híbridos para os granitos. As rochas do Complexo Goiano se distribuem de maneira semelhante às rochas acima citadas (Fig. 27).

No diagrama Na_2O - K_2O - CaO , nota-se que apesar da dispersão dos pontos as rochas do Complexo Goiano estão predominantemente situadas em campos mais ricos em Na_2O e pobres em K_2O . Comparando com aqueles apresentado por Chamberlain, Lambert e Holand (1980) para as rochas do Complexo Gnáissico de Malton, Columbia Britânica, observa-se que as rochas aqui estudadas estão distribuídas em parte no campo das rochas silícicas (campo dos tonalitos de Kaapvaal), embora a maioria se situa fora dos campos apresentados por estes autores

Fig. 25 - Diagrama $K_2O \times SiO_2$ apresentado por Coleman & Donato (1979) onde foram plotadas as rochas do Complexo Goiano. Os campos são : 1) gabros cumulados, 2) gabros e basaltos oceânicos subalcalinos, 3) basaltos toleíticos continentais, e 4 e 5) trondhjemitos continentais e granófiros continentais (apud Drago et al, 1981)

Fig. 26- Diagrama K_2O versus Na_2O para as rochas do Complexo Goiano (Apud Robertson, 1973).

Fig.27 - Diagrama $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{FeO}$ para os granitóides e gnaisses do Complexo Goiano (Apud Gewald e Piranjo, 1973)

(Fig. 28). La Roche et al. (1980) apresentaram um diagrama construído pelas seguintes coordenadas:

$$R_1 (x) = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti) \text{ e}$$

$$R_2 (y) = 6Ca + 2Mg + Al.$$

As rochas granitóides do Complexo Goiano plotados neste tipo de diagrama, apresentam distribuição nos campos dos granitos, granodioritos, tonalitos e raramente quartzo monzonitos, monzonitos e no campo dos gabros e gabro-dioritos (Fig. 29).

4.2 — Supergrupo Pilar de Goiás (Grupo Máfico-Ultramáfico)

4.2.1 — Elementos Maiores

Para o Grupo Máfico-Ultramáfico do Supergrupo Pilar de Goiás. O estudo dos óxidos dos elementos maiores foram realizados em 58 amostras, cujas análises foram publicadas em trabalhos do Projeto RADAMBRASIL na região (Drago et al., 1981). Com estas análises, que encontram-se discriminadas na Tabela V, e com classificação petrográfica na Tabela VI, foram calculados os valores da norma CIPW e dos parâmetros de Niggli (Tab. VII), bem como os valores do Índice de Diferenciação de Thornton & Tuttle (1960), a razão de oxidação de Chinner, as percentagens dos grupos silico e fêmico (Tab. VIII) e os cálculos de milímoles e milications (Tab. IX). Todos estes cálculos foram processados em computador, segundo programa adaptado por Ulbrich. Este conjunto de dados permitiu a confecção de vários diagramas discriminantes, os quais são discutidos a seguir. Nas Figuras 4 e 30 encontra-se a localização das amostras analisadas.

O primeiro diagrama estudado relaciona Al_2O_3 versus álcalis ($Na_2O + K_2O$) e foi construído por Kuno (1966 apud Montalvão et al., 1982). Neste diagrama o autor delimitou os campos dos basaltos alcalinos (A), basaltos altamente aluminosos (B) e basaltos toleíticos (C); na época os magmas komatíticos não ha

Fig.28 - Diagrama $K_2O - Na_2O - CaO$ para os granitóides e gnaisses do Complexo Goiano, gráfico original de (Chamberlain, Lambert e Holland , 1980)

Fig. 29 - Diagrama $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ e $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$ de LA ROCHE et al (1980) com os campos das rochas, onde foram plotadas as amostras do Complexo Goiano.

TABELA V -Valores de Óxidos das rochas máfico-ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina

160

AMOSTRAS	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
(1) 510/EG-51/PP/45	66.28	18.15	1.00	1.32	0.07	0.39	1.88	3.31	4.33	2.29	0.07
(2) 510/EG-53/PP/47	47.22	18.73	14.65	1.35	0.15	1.50	5.18	3.01	0.29	0.12	0.18
(4) 510/EG-60/PP/53.1	38.80	10.77	6.24	4.07	0.21	0.53	2.45	27.29	0.24	0.12	0.09
(5) 510/EG-64/PP/57	41.31	6.59	5.52	2.75	0.13	0.37	4.01	29.60	0.24	0.04	0.09
(6) 510/EG-66/PP/59.1	45.84	7.48	4.42	3.10	0.15	0.30	6.38	26.44	0.58	0.08	0.07
(7) 510/EG-67/PP/60	44.31	7.62	4.88	2.53	0.19	0.30	5.01	28.36	0.24	0.04	0.05
(8) 510/EG-72/PP/64.1	43.60	6.81	4.52	5.41	0.17	0.54	4.27	27.47	0.24	0.04	0.10
(9) 510/EG-73/PP/65	46.53	4.00	3.34	4.45	0.21	0.44	1.95	30.59	0.24	0.04	0.08
(10) 510/EG-80/PP/72.3	45.09	8.93	7.10	4.48	0.22	0.58	6.16	22.55	0.62	0.04	0.10
(11) 510/EG-81/PP/73	48.71	15.40	5.65	6.08	0.22	0.62	9.77	9.06	2.49	0.04	0.12
(12) 510/EG-04/AP/309.1	40.93	9.55	5.15	2.88	0.19	0.42	4.04	27.24	0.37	0.16	0.05
(13) 510/EG-07/AP/311	45.34	6.72	4.53	5.50	0.20	0.47	7.17	24.29	0.66	0.08	0.08
(14) 510/EG-09/AP/313.1	48.62	15.17	3.14	8.84	0.27	0.94	10.48	9.22	1.93	0.20	0.11
(15) 510/EG-18/AP/319	42.79	7.81	5.02	3.53	0.17	0.26	5.36	26.85	0.41	0.08	0.07
(16) 510/EG-19/AP/320.1	37.67	3.92	5.33	2.79	0.21	0.26	1.81	24.76	0.25	0.04	0.02
(17) 510/EG-20/AP/321.1	43.21	8.12	7.36	2.25	0.18	0.39	5.14	26.53	0.16	0.04	0.04
(18) 510/EG-20/AP/321.2	44.34	6.55	6.46	2.70	0.21	0.39	3.34	27.45	0.20	0.04	0.06
(19) 510/EG-20/AP/321.4	36.14	8.37	8.37	3.12	0.26	0.26	0.33	31.14	0.20	0.12	0.06
(21) 510/EG-80/PP/72.2	40.22	5.42	6.29	3.51	0.17	0.32	4.67	29.41	0.12	0.04	0.10
(22) 510/EG-23/AP/324	39.11	8.53	3.42	4.24	0.17	0.26	2.94	31.11	0.12	0.04	0.08
(23) 510/EG-27/AP-PP/326.2	47.99	4.47	5.56	4.66	0.16	0.28	1.55	28.03	0.12	0.04	0.09
(24) 510/EG-44/AP-PP/38.1	47.72	4.98	9.76	4.14	0.19	0.43	1.53	25.19	0.08	—	0.11
(25) 510/EG-46/PP-AP/40	50.93	7.60	7.55	1.68	0.24	0.13	0.35	25.18	0.04	—	0.10
(27) 510/EG-48/PP-AP/42.4	47.76	12.63	4.83	5.58	0.20	0.74	7.79	12.47	2.41	0.04	0.14
(28) 510/EG-49/PP-AP/43	49.99	5.05	4.37	5.96	0.18	0.15	9.98	22.06	0.49	0.08	0.09
(29) 510/EG-35/HA-RM/30.2	46.07	11.88	13.63	3.54	0.25	1.07	7.61	8.19	0.49	0.24	0.15
(30) 510/EG-80/PP/72.4	48.00	11.34	4.65	7.48	0.22	0.54	9.48	11.57	2.64	0.19	0.04
(31) 510/EG-72/PP/64.2	27.19	17.72	7.68	10.40	0.17	0.94	0.29	21.09	0.35	0.02	0.09
(32) 510/EG-05/HA-RM/05.1	47.68	1.85	11.02	4.07	0.25	0.41	9.31	20.70	0.16	0.02	0.07
(33) 510/EG-05/HA-RM/05.2	40.24	3.99	6.40	6.41	0.19	0.32	3.55	28.31	0.07	0.01	0.06
(34) 510/EG-05/HA-RM/05.3	40.16	3.84	4.66	6.29	0.15	0.15	0.22	32.41	0.17	0.01	0.03
(35) 510/EG-06/HA-RM/06	45.81	4.51	6.45	4.75	0.15	0.36	7.70	24.03	0.38	0.04	0.03
(36) 510/EG-07/HA-RM/07	30.41	20.73	14.45	5.18	0.14	0.70	0.08	10.63	0.02	0.03	0.04
(37) 510/EG-08/HA-RM/08	27.34	18.54	6.43	13.81	0.15	0.78	0.09	19.15	0.38	0.01	0.11
(38) 510/EG-09/HA-RM/09	45.25	4.11	18.93	3.35	0.25	0.70	2.92	19.78	0.09	0.01	0.02
(39) 510/EG-10/HA-RM/10	43.12	3.58	17.10	4.11	0.20	0.61	6.57	19.25	0.14	0.01	0.03
(40) 510/EG-11/HA-RM/11	40.36	2.46	3.65	5.54	0.16	0.14	0.05	34.36	0.04	0.01	0.02
(41) 510/EG-12/HA-RM/12.1	40.90	4.20	4.93	6.45	0.20	0.26	1.96	29.63	0.14	0.02	0.03
(42) 510/EG-13/HA-RM/13	40.24	2.93	4.44	6.51	0.17	0.18	1.61	31.18	0.04	0.01	0.01
(43) 510/EG-14/HA-RM/14	42.10	3.99	7.91	4.53	0.04	0.27	0.65	25.72	0.11	0.02	0.00
(45) 510/EG-17/HA-RM-PP-AP/16	43.31	5.38	4.65	4.16	0.13	0.16	4.27	29.21	0.23	0.02	0.03
(46) 510/EG-19/HA-RM-PP-AP/17	42.88	4.18	6.02	3.84	0.27	0.16	2.07	32.95	0.07	0.02	0.07
(47) 510/EG-21/HA-RM-PP/19	49.92	5.10	4.64	3.70	0.18	0.11	3.45	29.66	0.08	0.01	0.03
(48) 510/EG-22/HA-RM-PP-AP/20	45.18	5.81	3.66	4.06	0.18	0.20	3.57	28.61	0.18	0.02	0.05
(49) 510/EG-269/HA-RM/186.1	47.19	5.57	4.61	5.31	0.20	0.33	2.65	27.03	0.28	0.05	0.05
(50) 510/EG-269/HA-RM/186.2	49.59	4.81	4.42	5.85	0.28	0.25	2.94	24.79	1.30	0.24	0.03
(52) 510/EG-273/HA-RM/189.1	43.18	2.50	2.19	4.35	0.13	0.09	0.94	34.04	0.16	0.01	0.24
(53) 510/EG-275/HA-RM/190	51.33	11.92	1.70	8.95	0.25	0.90	10.65	8.58	0.16	0.03	0.06
(54) 510/EG-60/PP/532	24.46	57.75	0.51	0.64	0.05	0.06	5.88	1.28	1.42	0.03	0.01
(55) 510/EG-12/HA-RM-PP-AP/12.2	40.43	5.09	10.05	4.04	0.19	0.69	4.31	24.59	0.11	0.02	0.03
(56) 544/EG-21/HA-RM/277.1	46.34	7.40	7.80	5.59	0.13	0.10	8.42	22.76	1.42	0.12	0.10
(57) 510/EG-75/PP/67	43.26	9.72	4.62	6.32	0.27	0.69	7.41	21.02	0.70	0.24	0.13
(58) 510/EG-20/AP/321.3	47.36	5.44	3.23	7.59	0.18	0.32	5.19	26.75	0.20	0.04	0.06

TABELA VI- CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS MÁFICO-ULTRAMÁFICAS DOS GREENSTONE BELTS DE CRIXÁS - GUARINOS E PILAR DE GOIÁS - HIDROLINA.

161

- (1) 510/EG-51/PP/45 - TREMOLITA - CLORITA - TALCO XISTO
- (2) 510/EG-53/PP/47 - ANFIBOLITO
- (3) 510/EG-55/PP/48 - METAULTRAMÁFICA COM TURMALINA
- (4) 510/EG-60/PP/53.1 - CLORITA - TREMOLITA SERPENTINITO
- (5) 510/EG-64/PP/57 - CLORITA - TREMOLITA SERPENTINITO
- (6) 510/EG-66/PP/59.1 - CLORITA - TREMOLITA SERPENTINA XISTO
- (7) 510/EG-67/PP/60 - SERPENTINA - TREMOLITA - CLORITA XISTO
- (8) 510/EG-72/PP/64.1 - CLORITA - TREMOLITA XISTO
- (9) 510/EG-73/PP/65 - SERPENTINA - CARBONATO - TREMOLITA - TALCO XISTO
- (10) 510/EG-80/PP/72.3 - CLORITA - TREMOLITA XISTO
- (11) 510/EG-81/PP/73 - ANFIBOLITO
- (12) 510/EG-04/AP/309.1 - METAULTRAMÁFICA
- (13) 510/EG-7/AP/311 - SERPENTINA - TREMOLITA XISTO
- (14) 510/EG-9/AP/313.1 - METADOLERITO
- (15) 510/EG-18/AP/319 - SERPENTINA - TREMOLITA - TALCO - CLORITA XISTO
- (16) 510/EG-19/AP/320.1 - METAULTRAMÁFICA
- (17) 510/EG-20/AP/321.1 - TREMOLITA - CLORITA XISTO
- (18) 510/EG-20/AP/321.3 - METAULTRAMÁFICA
- (19) 510/EG-20/AP/321.4 - CLORITA SERPENTINITO
- (20) 510/EG-22/AP/323.1 - CLORITA - TREMOLITA - SERPENTINA XISTO
- (21) 510/EG-80/PP/72.2 - TREMOLITA SERPENTINITO
- (22) 510/EG-23/AP/324 - METAULTRAMÁFICA
- (23) 510/EG-27/AP/326.2 - TREMOLITA - CLORITA - TALCO XISTO
- (24) 510/EG-44/PP-AP/381 - CLORITA - TALCO XISTO
- (25) 510/EG-46/PP-AP/40 - TALCO CLORITA XISTO
- (26) 510/EG-48/PP-AP/42.1 - CLORITITO
- (27) 510/EG-48/PP-AP/42.4 - ANFIBOLITO
- (28) 510/EG-49/PP-AP/43 - METAULTRAMÁFICA
- (29) 510/EG-35/HA-RM/30.2 - EPÍDOTO ANFIBOLITO
- (30) 510/EG-80/PP/72.4 - CLORITA - TREMOLITA SERPENTINITO
- (31) 510/EG-72/PP/64.2 - CLORITA XISTO
- (32) 510/EG-05/HA-RM-PP-AP/5.1 - METAPIROXENITO
- (33) 510/EG-05/HA-RM-PP-AP/5.2 - METAPERIDOTITO
- (34) 510/EG-05/HA-RM-PP-AP/5.3 - SERPENTINITO
- (35) 510/EG-06/HA-RM-PP-AP/06 - METAPIROXENITO
- (36) 510/EG-07/HA-RM-PP-AP/07 - TALCO XISTO
- (37) 510/EG-08/HA-RM-PP-AP/08 - CLORITA XISTO (CLORITITO)
- (38) 510/EG-09/HA-RM-PP-AP/09 - TALCO SERPENTINITO
- (39) 510/EG-10/HA-RM-PP-AP/10 - METAPERIDOTITO
- (40) 510/EG-11/HA-RM-PP-AP/11 - SERPENTINITO
- (41) 510/EG-12/HA-RM-PP-AP/12.1 - METAPERIDOTITO
- (42) 510/EG-13/HA-RM-PP-AP/13 - SERPENTINITO
- (43) 510/EG-14/HA-RM-PP-AP/14 - ANFIBOLITO
- (44) 510/EG-15/HA-RM-PP-AP/15.1 - TALCO - CARBONATO XISTO
- (45) 510/EG-17/HA-RM-PP-AP/16 - CLORITA - TREMOLITA XISTO
- (46) 510/EG-19/HA-RM-PP-AP/17 - TREMOLITA XISTO
- (47) 510/EG-21/HA-RM-PP-AP/19 - SERPENTINA - CLORITA - TREMOLITA XISTO
- (48) 510/EG-22/HA-RM-PP-AP/20 - SERPENTINA - CLORITA - TREMOLITA XISTO
- (49) 510/EG-269/HA-RM/186.1 - TALCO - CLORITA - TREMOLITA XISTO
- (50) 510/EG-269/HA-RM/186.2 - TREMOLITA - CLORITA - TALCO XISTO
- (51) 510/EG-271/HA-RM/188 - CLORITA - TALCO XISTO
- (52) 510/EG-273/HA-RM/189.1 - CLORITA - TREMOLITA - SERPENTINITO
- (53) 510/EG-275/HA-RM/190 - GRANADA - ANFIBOLITO
- (54) 510/EG-60/PP/53.1 - CLORITA - TREMOLITA - SERPENTINITO
- (55) 544/EG-12/HA-RM-PP-AP/12.2 - METAPERIDOTITO
- (56) 544/EG-21/HA-RM/277.1 - CLORITA - TREMOLITA XISTO
- (57) 510/EG-75/PP/67 - TREMOLITA - CLORITA XISTO
- (58) 510/EG-20/AP/321.2 - METAULTRAMÁFICA

TAB. VII - Norma CIPW e Parâmetros de Niggli para as rochas máfico-ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás-Hidrolina

AMOSTRAS	NORMA													CPIW													PARÂMETRO DE NIGGLI												
	Qzt	Or	Ab	An	C	En	Fer	Fe	Fg	I ₁	Mg	Ho	Ap	Si	al	fm	c	alk	t	mg	w	ti	p	si*	Qz														
(1) SIO/EG-5U/PP/45	23.07	13.53	36.64	8.87	5.30	8.24	1.08	-	-	0.74	1.46	-	0.16	262.8	42.4	27.2	8.0	22.4	0.26	0.72	0.40	1.16	0.12	190	73														
(2) SIO/EG-63/PP/47	30.00	0.71	2.46	24.52	9.14	7.50	-	-	-	2.85	0.49	14.31	0.42	140.1	32.8	49.7	16.5	1.1	0.21	0.27	0.91	0.35	0.23	104	36														
(4) SIO/EG-60/PP/53.1	-	0.71	2.03	11.57	6.01	36.64	0.99	21.95	0.66	1.01	0.09	-	0.21	66.6	10.9	84.1	4.5	0.5	0.25	0.63	0.58	0.68	0.07	102	35														
(5) SIO/EG-64/PP/57	-	0.24	2.03	16.79	-	32.06	0.06	28.56	-	0.70	8.00	-	0.21	69.9	6.6	85.7	7.3	0.4	0.10	0.87	0.64	0.47	0.06	102	32														
(6) SIO/EG-66/PP/59.1	-	0.47	4.91	17.57	-	32.84	0.91	19.76	0.61	0.57	6.40	-	0.16	80.0	7.7	79.3	11.9	1.1	0.08	0.87	0.56	0.39	0.05	104	24														
(7) SIO/EG-67/PP/60	-	0.24	2.03	19.60	-	38.03	0.26	21.64	0.16	0.57	7.07	-	0.12	75.9	7.7	82.7	9.2	0.4	0.10	0.88	0.63	0.30	0.04	102	26														
(8) SIO/EG-72/PP/64.1	-	0.24	2.03	17.39	-	37.32	3.07	21.04	1.91	0.03	6.55	-	0.23	75.5	6.9	84.7	7.9	0.4	0.10	0.84	0.43	0.70	0.07	102	26														
(9) SIO/EG-73/PP/75	-	-	2.03	9.15	0.25	54.79	3.65	15.00	1.10	0.84	4.84	-	0.19	82.1	4.2	91.7	3.7	0.4	-	0.88	0.40	0.58	0.06	102	20														
(10) SIO/EG-80/PP/72.3	-	0.24	5.25	21.47	-	39.47	1.28	9.61	0.34	1.10	10.29	-	0.23	81.4	9.5	77.4	11.9	1.1	0.04	0.78	0.59	0.79	0.06	105	23														
(11) SIO/EG-81/PP/73	0.94	0.24	21.07	30.73	-	17.46	4.57	-	-	1.18	8.19	-	0.28	108.2	20.2	51.2	23.3	8.4	0.01	0.59	0.45	1.04	0.11	122	13														
(12) SIO/EG-04/PP/309.1	-	0.95	3.13	19.72	1.54	30.67	0.32	26.05	0.30	0.80	7.46	-	0.12	71.3	9.8	81.9	7.5	0.8	0.22	0.86	0.62	0.55	0.04	103	32														
(13) SIO/EG-07/PP/311	-	0.47	5.58	15.14	-	27.19	2.68	18.65	2.02	0.89	6.56	-	0.19	80.0	7.0	78.3	13.5	1.2	0.07	0.82	0.43	0.62	0.06	106	25														
(14) SIO/EG-09/PP/313.1	-	1.18	16.33	32.14	-	16.05	8.60	1.43	0.86	1.78	4.55	-	0.26	105.9	19.5	51.7	24.5	4.4	0.06	0.58	0.24	1.54	0.10	117	11														
(15) SIO/EG-18/PP/319	-	0.47	3.47	19.23	-	29.46	0.98	24.52	0.90	0.49	7.27	-	0.18	74.2	8.0	81.3	10.0	0.8	0.11	0.85	0.56	0.34	0.05	103	29														
(16) SIO/EG-19/PP/320.1	-	0.24	2.12	8.85	0.22	20.32	0.18	46.28	0.41	0.49	7.72	-	0.05	59.9	3.7	92.8	3.1	0.4	0.10	0.89	0.63	0.31	0.01	102	42														
(17) SIO/EG-20/PP/321.1	-	0.24	1.35	21.32	-	39.69	-	17.50	-	0.74	6.71	2.73	0.09	75.0	8.3	81.8	9.6	0.3	0.14	0.84	0.75	0.51	0.03	101	26														
(18) SIO/EG-20/PP/321.2	-	0.24	1.89	18.18	0.25	32.06	-	11.43	-	0.74	8.26	0.76	0.14	79.4	6.9	86.3	6.4	0.4	0.12	0.85	0.68	0.53	0.05	102	22														
(19) SIO/EG-20/PP/321.4	-	0.71	1.69	1.25	7.45	36.00	-	29.12	-	0.49	10.16	1.56	0.14	59.0	8.1	90.9	0.6	0.4	0.28	0.83	0.71	0.32	0.04	102	43														
(20) SIO/EG-22/PP/323.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-														
(21) SIO/EG-80/PP/72.2	-	0.24	1.02	14.13	-	27.75	0.40	29.79	0.47	0.61	9.11	-	0.23	67.1	5.3	86.1	8.3	0.2	0.18	0.85	0.62	0.40	0.07	101	34														
(22) SIO/EG-23/PP/324	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-														
(23) SIO/EG-27/PP/326.2	0.56	0.24	1.02	7.10	1.63	69.81	3.81	-	-	0.53	8.06	-	0.21	88.2	4.8	91.8	3.1	0.3	0.18	0.84	0.52	0.39	0.07	101	13														
(24) SIO/EG-44/PP-AP/38.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-														
(25) SIO/EG-46/PP-AP/40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-														
(26) SIO/EG-48/PP-AP/42.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-														
(27) SIO/EG-48/PP-AP/42.4	-	0.24	20.39	23.53	-	22.36	5.22	3.04	0.78	1.41	7.00	-	0.33	103.7	16.2	60.6	18.1	5.1	0.01	0.67	0.40	1.21	0.33	121	17														
(28) SIO/EG-49/PP-AP/43	-	0.47	4.06	11.39	-	39.97	2.61	1.45	0.10	0.28	6.62	-	0.21	92.6	5.5	73.7	19.8	1.0	0.10	0.83	0.51	0.21	0.07	104	11														
(29) SIO/EG-35/HA-RM/30.2	15.78	1.42	4.15	29.51	-	17.78	-	-	-	2.03	9.13	7.33	0.35	111.3	16.9	61.9	19.7	1.5	0.24	0.48	0.78	1.94	0.15	106	8														
(30) SIO/EG-80/PP/72.4	-	1.12	22.34	18.53	-	10.70	3.50	6.96	2.51	1.03	6.74	-	0.09	102.8	14.3	56.2	21.7	8.7	0.05	0.63	0.36	0.87	0.04	123	20														
(31) SIO/EG-72/PP/64.2	-	0.12	2.96	0.85	16.61	18.23	4.00	24.03	5.81	1.79	11.13	-	0.21	47.6	18.3	80.6	0.5	0.6	0.04	0.68	0.40	1.24	0.07	102	55														
(32) SIO/EG-5/HA-RM-PP-AP/5.1	5.02	0.12	1.35	4.27	-	36.59	-	-	-	0.78	12.76	2.22	0.16	88.3	2.0	79.2	18.5	0.3	0.08	0.72	0.71	0.57	0.05	101	13														
(33) SIO/EG-5/HA-RM-PP-AP/5.2	-	0.06	0.59	10.54	-	32.96	2.95	24.72	2.44	0.61	9.27	-	0.14	68.5	4.0	89.4	6.5	0.1	0.09	0.80	0.47	0.41	0.04	101	32														
(34) SIO/EG-5/HA-RM-PP-AP/5.3	-	0.06	1.44	0.90	3.22	39.96	3.63	28.56	3.02	0.28	6.75	-	0.07	67.1	3.8	95.5	0.4	0.3	0.04	0.84	0.40	0.19	0.02	101	34														
(35) SIO/EG-6/HA-RM-PP-AP/6	-	0.24	3.22	10.46	-	36.63	1.89	9.57	0.54	0.66	9.35	-	0.07	81.7	4.7	79.8	14.7	0.7	0.06	0.80	0.55	0.48	0.02	103	21														
(36) SIO/EG-7/HA-RM-PP-AP/7	14.28	0.18	0.17	0.14	20.61	26.47	-	-	-	1.33	15.14	4.00	0.09	69.9	28.1	71.6	0.2	0.1	0.50	0.51	0.71	1.21	0.04	100	30														
(37) SIO/EG-8/HA-RM-PP-AP/8	-	0.06	3.22	-	17.91	16.62	6.64	21.79	9.59	1.46	9.32	-	0.16	48.4	19.4	79.8	0.2	0.7	0.02	0.63	0.29	1.04	0.08	103	54														
(38) SIO/EG-9/HA-RM-PP-AP/9	6.78	0.06	0.76	10.78	-	47.97	-	-	-	1.33	10.17	11.91	0.05	80.5	4.6	89.3	6.0	0.2	0.07	0.63	0.83	1.00	0.02	101	20														
(39) SIO/EG-10/HA-RM-PP-AP/10	4.61	0.06	1.18	9.11	-	39.54	-	-	-	1.16	12.14	6.72	0.07	78.2	3.8	82.9	12.9	0.3	0.04	0.84	0.79	0.84	0.02	101	22														
(40) SIO/EG-11/HA-RM-PP-AP/11	-	0.06	0.34	0.12	2.34	39.95	3.46	31.97	3.06	0.27	5.59	-	0.05	66.9	2.4	97.4	0.1	0.1	0.14	0.87	0.37	0.17	0.01	100	33														
(41) SIO/EG-12/HA-RM-PP-AP/12	-	0.12	1.18	9.53	0.46	37.31	3.90	25.57	2.95	0.49	7.14	-	0.07	70.03	4.3	91.9	3.6	0.3	0.09	0.83	0.41	0.34	0.02	101	31														
(42) SIO/EG-13/HA-RM-PP-AP/13	-	0.06	0.34	7.79	-	36.33	3.78	29.83	3.49	0.34	-	-	0.02	68.3	2.9	94.1	2.9	0.1	0.14	0.84	0.38	0.23	0.01	100	32														
(44) SIO/EG-15/HA-RM-PP-AP/15.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-														
(45) SIO/EG-17/HA-RM-PP-AP/15	-	0.12	1.98	13.59	-	36.36	1.84	24.40	1.40	0.30	6.84	-	0.07	73.9	5.4	86.4	7.8	0.4	0.06	0.86	0.50	0.21	0.02	102	28														
(46) SIO/EG-19/HA-RM-PP-AP/17	-	0.12	0.59	9.81	0.45	42.76	1.21	27.54	0.86	0.30	6.72	-	0.15	69.3	4.0	92.3	3.6	0.1	0.16	0.86	0.58	0.19	0.05	101	31														
(47) SIO/EG-21/HA-RM-PP-AP/19	-	0.06	0.68	13.53	-	63.65	2.69	6.33	0.29	0.21	6.72	-	0.07	86.5	5.2	88.2	6.4	0.1	0.08	0.87	0.53	0.14	0.02	101	14														
(48) SIO/EG-22/HA-RM-PP-AP/20	-	0.12	1.52	14.99	-	46.18	2.88	16.99	1.17	0.38	8.30	-	0.12	80.1	6.1	86.8	6.8	0.3	0.07	0.87	0.45	0.27	0.04	101</															

TABELA VIII-Valores do Índice de Diferenciação (ID), razão de oxidação de Chinner e Grupos Sálíco e Fêmico

AMOSTRA	ÍNDICE DE DIFERENCIAÇÃO $Q_2 + Ab + An$ (NORMATIVO)	RAZÃO DE OXIDAÇÃO DE CHINNER $\frac{2Fe_2O_3}{2Fe_2O_3 + FeO} \times 100$	GRUPO	
			SÁLICO	FÊMICO
(1) 510/EG-51/PP/45	73.24	40.54	87.41	11.68
(2) 510/EG-53/PP/47	33.16	90.71	66.82	25.56
(4) 510/EG-60/PP/53.1	2.74	57.98	20.31	70.50
(5) 510/EG-64/PP/57	2.27	64.36	19.05	71.60
(6) 510/EG-66/PP/59.1	5.38	56.20	22.95	71.89
(7) 510/EG-67/PP/60	2.27	63.44	21.86	71.69
(8) 510/EG-72/PP/64.1	2.27	42.92	19.65	73.62
(9) 510/EG-73/PP/65	2.03	40.31	11.43	80.40
(10) 510/EG-80/PP/72.3	5.48	58.78	26.95	68.92
(11) 510/EG-81/PP/73	22.25	45.50	52.98	45.19
(12) 510/EG-04/AP/309.1	4.08	61.67	25.33	65.71
(13) 510/EG-07/AP/311	6.06	42.57	21.19	73.85
(14) 510/EG-09/AP/313.1	17.51	24.22	49.65	49.27
(15) 510/EG-18/AP/319	3.94	56.13	23.18	69.17
(16) 510/EG-19/AP/320.1	2.35	63.22	11.42	75.64
(17) 510/EG-20/AP/321.1	1.59	74.64	22.91	70.51
(18) 510/EG-20/AP/321.2	1.93	68.28	18.36	73.38
(19) 510/EG-20/AP/321.4	2.40	71.19	11.10	77.47
(21) 510/EG-80/PP/72.2	1.25	61.72	15.38	74.89
(23) 510/EG-27/PP/326.2	1.81	51.77	10.54	82.41
(27) 510/EG-48/PP-AP/42.2	20.63	39.78	44.15	51.44
(28) 510/EG-49/PP-AP/43	4.53	50.94	15.92	80.67
(29) 510/EG-35/HA-RM/30.2	21.34	77.60	50.85	42.27
(30) 510/EG-80/PP/72.4	23.46	35.87	41.99	54.16
(31) 510/EG-72/PP/64.2	3.08	39.92	20.74	65.20
(32) 510/EG-05/HA-RM-PP-AP/5.1	6.49	70.90	10.76	84.78
(33) 510/EG-05/HA-RM-PP-AP/5.2	0.65	47.32	11.19	78.36
(34) 510/EG-05/HA-RM-PP-AP/5.3	1.50	40.00	5.61	82.48
(35) 510/EG-06/HA-RM-PP-AP/06	3.45	54.99	13.93	80.28
(36) 510/EG-07/HA-RM-PP-AP/07	14.62	71.51	35.37	47.04
(37) 510/EG-08/HA-RM-PP-AP/08	3.28	29.53	21.19	65.60
(38) 510/EG-09/HA-RM-PP-AP/09	7.60	82.83	18.38	74.21
(39) 510/EG-10/HA-RM-PP-AP/10	5.85	78.92	14.96	79.76
(40) 510/EG-11/HA-RM-PP-AP/11	0.40	36.80	2.86	84.03
(41) 510/EG-12/HA-RM-PP-AP/12	1.30	40.75	11.29	77.43
(42) 510/EG-13/HA-RM-PP-AP/13	0.40	38.03	8.18	79.14
(45) 510/EG-17/HA-RM-PP-AP/16	2.06	50.14	15.65	75.90
(46) 510/EG-19/HA-RM-PP-AP/17	0.71	58.52	10.97	81.56
(47) 510/EG-21/HA-RM-PP-AP/19	0.74	53.02	14.26	82.62
(48) 510/EG-22/HA-RM-PP-AP/20	1.64	44.79	16.63	74.89
(49) 510/EG-269/HA-RM/186.1	2.66	43.86	15.84	77.43
(50) 510/EG-269/HA-RM/186.2	12.42	40.47	19.00	75.50
(52) 510/EG-273/HA-RM/189.2	1.41	31.18	5.60	82.23
(53) 510/EG-275/HA-RM/190	14.47	14.60	46.19	48.34
(54) 510/EG-60/PP/53.2	13.46	41.76	87.28	4.81
(55) 510/EG-12/HA-RM-AP-PP/12.2	1.05	69.12	14.38	75.17
(56) 544/EG-21/HA-RM/277.1	12.72	55.66	26.19	73.99
(57) 510/EG-75/PP/67	6.16	39.68	29.42	64.76
(58) 510/EG-20/AP/321.3	1.93	44.74	15.76	76.60

TAB. IX -Valores de Cations, Anions e Milimoles das rochas máfico-ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás-Hidrolina.

AMOSTRA	CATIONS											ANIONS	MILIMOLÉS										
	Si	Ti	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	O	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅
1) 510/EG-5/PP/46	61.3	0.3	19.8	0.7	1.0	0.1	4.6	1.9	2.7	7.8	0.1	166.6	1103	4.9	178.0	6.3	18.4	1.0	82.1	33.5	24.3	69.9	0.5
2) 510/EG-53/PP/47	50.5	1.2	23.6	11.8	1.2	0.1	4.6	5.9	0.2	0.6	0.2	169.2	786	18.6	183.7	91.6	18.6	2.1	74.7	92.4	1.3	4.7	1.3
4) 510/EG-60/PP/53.1	57.3	0.4	12.2	4.5	3.3	0.2	39.1	2.5	0.1	0.4	0.1	145.6	646	6.6	105.6	39.0	56.6	3.0	677.0	43.7	1.3	3.9	0.6
5) 510/EG-64/PP/57	39.4	0.3	7.4	4.0	2.2	0.1	42.1	4.1	0.0	0.4	0.1	145.2	688	4.6	64.6	34.5	38.3	1.8	734.3	71.5	0.4	3.9	0.6
6) 510/EG-66/PP/59.1	42.3	0.2	8.1	3.1	2.4	0.1	36.3	6.3	0.1	1.0	0.1	147.6	763	3.8	73.4	27.6	43.1	2.1	655.9	113.6	0.6	9.4	0.5
7) 510/EG-67/PP/60	41.1	0.2	8.3	3.4	2.0	0.1	39.3	5.0	0.0	0.4	0.0	147.0	737	3.8	74.7	30.5	35.2	2.7	704.0	89.3	0.4	3.9	0.4
8) 510/EG-72/PP/64.1	41.1	0.4	7.5	3.2	4.3	0.1	36.5	4.3	0.0	0.4	0.1	146.7	727	6.8	66.8	28.3	75.3	2.4	681.5	76.1	0.4	3.9	0.7
9) 510/EG-73/PP/65	43.8	0.3	4.4	2.4	3.5	0.2	42.9	2.0	0.0	0.4	0.1	147.4	774	5.5	39.2	20.9	61.9	3.0	758.8	34.8	0.0	3.9	0.6
10) 510/EG-80/PP/72.3	42.2	0.4	9.8	5.0	3.5	0.2	31.5	6.2	0.0	1.1	0.1	149.6	750	7.3	67.6	44.4	62.4	3.1	559.4	109.8	0.4	10.0	0.7
11) 510/EG-8V/PP/73	46.0	0.4	17.2	4.0	4.8	0.2	12.8	9.9	0.0	4.6	0.1	154.9	811	7.8	151.0	35.3	84.8	3.1	224.8	174.2	0.4	40.2	0.8
12) 510/EG-04/AP/309.1	39.1	0.3	10.7	3.7	2.3	0.2	38.7	4.1	0.2	0.7	0.0	146.2	682	5.3	93.7	32.2	40.1	2.7	675.7	72.0	1.7	6.0	0.4
13) 510/EG-07/AP/311	42.3	0.3	7.4	3.2	4.3	0.2	33.8	7.2	0.1	1.2	0.1	147.4	755	5.9	65.9	28.3	76.6	2.8	602.6	127.9	0.8	10.6	0.6
14) 510/EG-09/AP/313.1	45.6	0.7	16.8	2.2	7.0	0.2	12.9	10.6	0.2	3.5	0.1	154.2	809	11.8	148.8	19.6	123.0	3.8	228.7	186.9	2.1	31.1	0.8
15) 510/EG-18/AP/319	40.5	0.2	8.7	3.6	2.8	0.1	37.8	5.4	0.1	0.8	0.1	145.4	712	3.3	76.6	31.4	49.1	2.4	666.1	95.6	0.8	6.6	0.5
16) 510/EG-19/AP/320.1	36.5	0.2	4.5	3.9	2.3	0.2	90.2	1.9	0.0	0.5	0.0	140.6	627	3.3	38.4	33.3	38.8	3.0	862.3	32.3	0.4	4.0	0.1
17) 510/EG-20/AP/321.1	40.7	0.3	0.0	5.2	1.8	0.1	37.3	5.2	0.0	0.3	0.0	148.0	719	4.9	79.6	46.0	31.3	2.5	658.1	91.7	0.4	2.6	0.3
18) 510/EG-20/AP/321.2	42.4	0.3	7.4	4.6	2.2	0.2	39.1	3.4	0.0	0.4	0.0	148.5	738	4.9	64.2	40.4	37.6	3.0	681.0	59.6	0.4	3.2	0.4
19) 510/EG-20/AP/321.4	35.1	0.2	9.6	6.3	2.5	0.2	45.1	0.3	0.1	0.4	0.0	143.1	601	3.3	82.1	53.6	43.4	3.7	772.5	5.9	1.3	3.2	0.4
21) 510/EG-80/PP/72.2	38.7	0.2	6.2	4.5	2.8	0.1	42.2	4.8	0.0	0.2	0.1	144.3	689	4.0	53.2	39.3	48.9	2.4	729.6	83.3	0.4	1.9	0.7
23) 510/EG-27/PP/326.2	45.5	0.2	5.0	4.0	3.7	0.1	39.6	1.6	0.0	0.2	0.1	150.1	799	3.5	43.8	34.8	64.9	2.3	695.3	27.6	0.4	1.9	0.6
27) 510/EG-48/PP-AP/42.4	45.8	0.5	14.3	3.5	5.3	0.2	17.8	8.0	0.0	4.5	0.1	153.1	795	8.3	123.9	30.2	91.6	2.8	309.3	138.9	0.4	38.9	1.0
28) 510/EG-49/PP-AP/43	46.4	0.1	5.5	3.2	3.1	0.1	30.5	9.9	0.1	0.9	0.1	150.5	832	1.9	49.5	28.6	55.1	2.5	547.2	178.0	0.8	7.7	0.8
29) 510/EG-35/HA-RM/30.2	48.0	0.8	14.6	10.7	3.1	0.2	12.7	8.5	0.3	1.0	0.1	161.0	767	13.4	116.5	85.2	49.3	3.5	203.2	135.7	2.5	7.9	1.1
30) 510/EG-80/PP/72.4	45.9	0.4	12.8	3.3	6.0	0.2	16.5	9.7	0.2	4.9	0.0	151.9	799	6.8	111.2	29.1	104.1	3.1	287.0	169.0	2.0	42.6	0.3
31) 510/EG-72/PP/64.2	28.3	0.7	21.8	6.0	9.1	0.2	32.8	0.5	0.0	0.7	0.1	142.7	453	11.8	173.8	48.0	144.8	2.4	523.2	8.2	0.2	5.8	0.6
32) 510/EG-05/HA-RM-PP-AP/5.1	46.2	0.3	2.1	8.0	3.3	0.2	29.9	9.7	0.0	0.3	0.1	151.4	794	5.1	18.1	68.9	56.6	3.5	513.5	186.0	0.2	2.6	0.5
33) 510/EG-05/HA-RM-PP-AP/5.2	39.6	0.2	4.6	4.7	5.3	0.2	41.5	3.7	0.0	0.1	0.0	144.5	670	4.0	39.1	40.0	89.2	2.7	702.3	63.3	0.1	1.1	0.4
34) 510/EG-05/HA-RM-PP-AP/5.3	39.1	0.1	4.4	3.4	5.1	0.1	47.1	0.2	0.0	0.3	0.0	143.0	668	1.9	37.7	29.1	87.5	2.1	804.0	3.9	0.1	2.7	0.2
35) 510/EG-06/HA-RM-PP-AP/06	43.5	0.3	5.1	4.6	3.8	0.1	34.0	7.8	0.0	0.7	0.0	148.3	762	4.5	44.2	40.3	66.1	2.1	596.1	137.3	0.4	6.1	0.2
36) 510/EG-07/HA-RM-PP-AP/07	35.1	0.6	26.2	12.5	5.0	0.1	18.3	0.1	0.0	0.0	0.0	156.0	506	8.8	203.3	90.3	72.1	2.0	263.7	1.4	0.3	0.3	0.3
37) 510/EG-08/HA-RM-PP-AP/08	28.5	0.6	22.8	5.0	12.1	0.1	29.8	0.1	0.0	0.8	0.1	142.8	445	9.8	181.8	40.2	192.2	2.1	475.1	1.6	0.1	6.1	0.8
38) 510/EG-09/HA-RM-PP/09	43.2	0.5	5.0	14.5	3.0	0.2	30.1	3.2	0.0	0.2	0.0	153.4	703	6.8	40.3	118.3	49.1	3.5	490.7	52.1	0.1	1.5	0.1
39) 510/EG-10/HA-RM-PP-AP/10	43.0	0.5	4.2	12.8	3.4	0.2	28.6	7.0	0.0	0.3	0.0	151.9	716	7.8	35.1	106.9	57.2	2.8	477.5	117.2	0.1	2.3	0.2
40) 510/EG-11/HA-RM-PP/11	39.4	0.1	2.8	2.7	4.6	0.1	50.0	0.1	0.0	0.1	0.0	142.3	672	1.8	24.1	22.8	78.5	2.3	852.4	0.9	0.1	0.6	0.1
41) 510/EG-12/HA-RM-PP-AP/12	40.1	0.2	4.9	3.6	5.3	0.2	43.3	2.1	0.0	0.3	0.0	144.5	681	3.3	41.2	30.8	89.8	2.8	735.0	35.0	0.2	2.3	0.2
42) 510/EG-13/HA-RM-PP-AP/13	39.8	0.1	3.4	3.3	5.4	0.1	46.0	1.7	0.0	0.1	0.0	143.3	670	2.3	28.7	27.8	90.6	2.4	773.5	28.7	0.1	0.6	0.1
43) 510/EG-17/HA-RM-PP-AP/16	41.1	0.1	0.0	3.3	3.3	0.1	41.3	4.3	0.0	0.4	0.0	145.7	721	2.0	52.8	29.1	57.9	1.8	724.8	76.1	0.2	3.7	0.2
46) 510/EG-19/HA-RM-PP-AP/17	39.9	0.1	4.6	4.2	3.0	0.2	45.7	2.1	0.0	0.1	0.1	144.4	714	2.0	41.0	37.6	53.4	3.8	817.4	36.9	0.2	1.1	0.5
47) 510/EG-21/HA-RM-AP/17	45.0	0.1	8.4	3.1	2.8	0.1	39.9	3.3	0.0	0.1	0.0	149.4	831	1.4	50.0	29.0	51.8	2.5	735.8	61.5	0.1	1.3	0.2
48) 510/EG-22/HA-RM-PP/20	42.9	0.1	6.5	2.6	3.2	0.1	40.5	3.6	0.0	0.3	0.0	147.5	752	2.5	57.0	22.9	56.5	2.5	709.7	63.7	0.2	2.9	0.4
49) 510/EG-269/HA-RM/186.1	44.6	0.2	6.2	3.3	4.2	0.2	38.1	2.7	0.1	0.5	0.0	149.3	785	4.1	54.6	28.8	73.9	2.8	670.5	47.3	0.5	4.5	0.4
50) 510/EG-269/HA-RM/186.2	46.4	0.2	5.3	3.1	4.6	0.2	34.6	2.9	0.3	2.4	0.0	149.5	825	3.1	47.2	27.6	81.4	3.9	615.0	52.4	2.5	21.0	0.2
52) 510/EG-273/HA/189.2	41.6	0.1	2.8	1.6	3.5	0.1	48.9	1.0	0.0	0.3	0.2	144.0	719	1.1	24.5	13.7	60.5	1.6	844.4	16.8	0.1	2.6	1.7
53) 510/EG-275/HA-RM/190	51.5	0.7	14.1	1.3	7.5	0.2	12.8	11.5	0.0	0.3	0.1	159.8	854	11.3	118.9	10.6	124.8	3.5	212.8	189.9	0.3	2.6	0.4
54) 510/EG-60/PP/53.2	23.4	0.0	65.1	0.4	0.5	0.0	1.8	6.0	0.0	2.6	0.0	154.9	407	0.8	566.4	3.2	8.9	0.7	31.8	104.9	0.3	22.9	0.1
55) 510/EG-12/HA-RM/12.2	40.6	0.5	6.0	7.6	3.4	0.2	36.8	4.6	0.0	0.2	0.0	147.8	673	8.6	49.9	62.8	56.2	2.7	610.0	76.9	0.2	1.8	0.2
56) 544/EG-21/HA-RM/277.1	41.5	0.1	7.8	5.2	4.2	0.1	30.4	8.1	0.1	2.5	0.1	1											

viam sido identificados, razão pela qual o gráfico de Kuno (op. cit.) não destaca este tipo de magma. No diagrama, as rochas de Crixás (principalmente) e Hidrolina assumem o campo dos basaltos toleíticos (Fig. 31).

No diagrama $MgO \times FeO^*$ (ferro total) (Jolly, 1975 apud Condie, 1981) as rochas do Cinturão Abitibi no Canadá, mostram uma rápida variação de MgO com um aumento pequeno de FeO^* nas séries komatiíticas, enquanto que para a série toleítica há um aumento rápido do ferro total para um leve aumento no MgO . As rochas dos **greenstone belts** de Crixás—Guarinos—Pilar de Goiás e Hidrolina, mostram um **trend** semelhante aquele de Abitibi (Fig. 32 , Montalvão et al., 1982).

No diagrama FeO^* (total) versus MgO (Glikson, 1972) as rochas da região em questão estão em vários campos indo do campo toleítico ao campo de rochas altamente magnesianas, especialmente os dunitos e peridotitos (Fig. 33 , Montalvão et al., 1982).

Miyashiro (1975) discriminou as séries toleíticas e calco-alcalinas, a partir da relação entre SiO_2 , TiO_2 e FeO^* versus a razão FeO^*/MgO . No primeiro caso ($SiO_2 \times FeO^*/MgO$) a série calco-alcalina (CA) mostra um aumento mais rápido de SiO_2 com o avanço da cristalização fracionada e no diagrama, as rochas máficas e ultramáficas mostram um **trend** de alto ângulo típico da série calco-alcalina. Entretanto as rochas aqui estudadas quando plotadas neste diagrama caem tanto no campo toleítico como calco-alcalino (Fig. 34 , Montalvão et al., op. cit.), embora o baixo valor FeO/MgO não seja um bom discriminante. Por outro lado, nos diagramas TiO_2 ou FeO versus FeO/MgO a típica série toleítica mostra um enriquecimento inicial em TiO_2 com um máximo durante a cristalização fracionada, enquanto que na série calco-alcalina ha uma ligeira diminuição do TiO_2 e FeO^* . As rochas de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás e Hidrolina apresentam **trend** vertical no diagrama TiO_2 versus FeO/MgO típico de cristalização fracionada da série toleítica (Fig. 35 , Montalvão et al., 1982), o mesmo acontecendo no diagrama FeO^* versus FeO/MgO cuja tendência toleítica é

Fig.31 - Diagrama Al_2O_3 versus $Na_2O + K_2O$ para as rochas máfico - ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás-Hidrolina. Campo dos basaltos (A) alcalinos, (B) alto alumínicos e (C) toleíticos. (Kuno, 1966 apud Montalvão et al , 1982).

Fig .32 Diagrama MgO versus FeO* para rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina, comparado com as series Komatiíticas, toleíticas e calco-alcalinas do cinturão Abitibi (Jolly, 1975; in Condie, 1981; apud Montalvão et al, 1982).

Fig .33 - Diagrama FeO^* (FeO Total) versus MgO para rochas máfico - ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina. Modificado de Glikson, 1972 (apud Montalvão et al , 1982).

Fig. 34 - Diagrama FeO^* (FeO total) versus MgO para as rochas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidro - lina . Com divisão do campo toleítico (TH) e calco - alcalino (CA) (Miyashiro, 1975, apud Montalvão et al , 1982) .

Fig. 35 - Diagrama TiO_2 versus FeO^*/MgO para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina (Miyashiro, 1975 apud Montalvão et al , 1975).

mostrada pela curva de grande ângulo onde há um rápido enriquecimento de FeO^* para estas rochas (Fig. 36, Montalvão et al., 1982).

No diagrama $\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (MCA), Arndt, Naldrett e Pyke (1977), plotaram análises das lavas komatiíticas de Munro, onde os pontos tendem a seguir uma direção segundo a linha $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ e depois infletem para o canto Al_2O_3 com razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$. A remoção da olivina é considerada como o controle dominante na diminuição do conteúdo de MgO para uma razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ constante, em função da diferenciação de komatiito peridotito para basáltico; neste caso a remoção da olivina e formação do clinopiroxênio favorece a curvatura na direção do lado $\text{MgO}-\text{CaO}$ do diagrama. As rochas máfico-ultramáficas de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina, neste diagrama mostram um **trend** similar onde no início há uma razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ aproximadamente constante, e após isso, uma inflexão para o canto Al_2O_3 (Fig. 37, Montalvão et al., 1982).

No diagrama AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO}^* - \text{MgO}$) mostrado na Figura 38, as rochas de Crixás—Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina, seguem a linha $\text{FeO}^* - \text{MgO}$, indicando um **trend** típico dos toleitos com enriquecimento em ferro.

Cox, Bell e Pankurst (1981) mostraram os diversos índices de vários autores e, entre eles, o que se baseia na relação magnésio-ferro de Wager & Deer (1939); este índice é obtido de diferentes formas, tais como, $100 \text{ MgO}/\text{MgO} + \text{FeO}$, $\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}$ e $\text{MgO}/\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$, sendo esta a que será aqui usada. O uso do índice magnésio-ferro evita um dos principais defeitos do índice MgO , vez que seu valor no líquido residual de fracionamento não é afetado pela cristalização do plagioclásio e o mesmo é também bom para o estudo de rochas cumuladas em que há uma seleção de cristais por densidade. Neste trabalho, procurou-se fazer uma análise do comportamento dos óxidos referentes as rochas estudadas em relação a este índice. Observou-se que com o aumento do índice ($\text{MgO}/\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$) o FeO mostra uma dispersão dos pontos sem evidenciar correlação (Fig. 39); o Fe_2O_3 , CaO e TiO_2 diminuem, ou seja mostram correlação negativa; o Na_2O permanece cons

Fig.36 - Diagrama FeO^* versus FeO^*/MgO para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina (Miyashiro, 1975, apud Montalvão et al 1982), (TH) série toleítica e (CA) série calco - alcalina.

Fig. 37 -Diagrama MgO - CaO - Al_2O_3 para para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina (apud Montalvão et al , 1982).

Fig. 38 - Diagrama AMF para as rochas máfico - ultramáficas dos greenstone belts de Crixas, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina (apud Montalvão et al 1982).

tante (correlação nula); e o MgO aumenta evidenciando correlação positiva (Figs. 39, 40 e 41). Conclui-se que, embora haja pouca variação na composição das rochas, posto que são preferencialmente ultramáficas e ultrabásicas, com poucas amostras de rochas máficas, o comportamento no diagrama mostrando correlações positivas e negativas, evidencia que são rochas diferenciadas e que sofreram cristalização fracionada.

Beswick (1982) mostrou duas importantes feições do plote $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ em que uma é a marcante presença de dois **trends** e a outra o paralelismo entre eles. A maioria dos komatiitos caem ao longo do **trend** superior com relações $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ mostrando valores próximos aos dos condritos que é de 20,4 (equivalente a uma relação molecular de 15,6). As amostras de Barberton e os komatiitos com altas relações $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ de Pilbara, Oeste da Austrália, estão situados ao longo do **trend** inferior com valores de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ próximos da metade daqueles dos condritos. As rochas dos **greenstone belts** de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás-Hidrolina apresentam-se espalhadas com os valores de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ entre 4-35, tendo portanto duas associações marcantes uma acima da linha dos condritos e outra abaixo. Talvez estes dois valores justifiquem que as rochas em questão tenham se formado por duas fontes diferentes ou mesmo uma só fonte com diferenciação posterior. (Fig. 42)

Green (1975 apud Beswick, op. cit.) sugeriu que o empobrecimento em alumínio poderia ser devido a perda de granada durante a desagregação do material na fonte. Para Nesbitt et al. (1979 apud Beswick, op. cit.) se este é o caso, as relações $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ baixas, sugerem que uma quantidade constante de Al_2O_3 (presumivelmente toda) foi perdida. Pode se conceber realmente esta hipótese no caso dos líquidos komatiíticos, ao assumir-se que eles representam mais de 50% de fusão parcial. Todavia, no caso dos basaltos komatiíticos com relação $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ igualmente baixas não é claro como a granada poderia se separar completamente de sua fonte em graus de fusão que, provavelmente, não são superiores a 30%. A Figura 19.21 mostrada por Beswick (op. cit.) evidencia que as relações $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ são essencialmente constantes, qualquer que seja as relações MgO/TiO_2 observada nos magmas komatiíticos (piroxen

Fig. 39 Diagrama $\text{MgO} / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ versus Fe_2O_3 , FeO , para as rochas Máfico - Ultramáficas do Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina. (Goiás - Brasil).

Fig.40 Diagrama $\text{MgO} / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ versus CaO , Na_2O , para as rochas Máfico - Ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás , Guarinos , Pilar de Goiás - Hidrolina. (Goiás - Brasil).

Fig. 41 Diagrama $\text{MgO} / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ versus MgO , TiO_2 , para as rochas Máfico - Ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina (Goiás - Brasil).

Fig. 42 - Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{TiO}_2$ versus $\text{MgO} / \text{TiO}_2$ das rochas Máfico - Ultramáfica dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás - Hidrolina (Estado de Goiás; linha de referência de $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{TiO}_2$ para os condritos)

Apud Beswick, 1982.

nitos e peridotitos). Segundo este autor a dispersão de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ em valores baixos de MgO/TiO_2 reflete provavelmente algum fracionamento do plagioclásio no basalto komatiítico com menores teores em magnésio, ou alguma retenção da fase rica em alumínio na sua fonte.

Viljoen, Viljoen e Pearton (1982) apresentaram o diagrama $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$, o chamado diagrama de Jensen e plotaram as diversas amostras vulcânicas da associação Onverwacht (Barberton, África do Sul). No gráfico de Jensen (1976 apud Viljoen, Viljoen e Pearton, op. cit.), a linha separando o campo toleítico do campo komatiítico foi traçada a partir da metade da linha que liga os vértices Al_2O_3 - MgO , e unindo-se ao vértice do ferro ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$). Estes autores posicionaram uma linha divisória mais para a esquerda em direção ao vértice Al_2O_3 e inclinada. Dentro do campo komatiítico, segundo os mesmos autores uma outra distinção seria evidente, vez que em direção ao vértice magnésiano (MgO) poderiam ser separados o campo do basalto komatiítico do tipo Barberton dos demais magmas komatiíticos. O trend mais ou menos contínuo em direção a este vértice seria evidente, até além daquela linha divisória onde se posicionam os komatiitos peridotíticos tipo Badplaas e Geluk como definido originalmente. O campo do komatiito ultramáfico definido por Jensen (1976) e mostrado na Figura 4.6 de Viljoen, Viljoen e Pearton (op. cit.) envolve virtualmente todos tipos de komatiitos peridotíticos como identificados originalmente em Barberton e assim marcam uma associação geologicamente distinta. As demais análises principalmente os basaltos tipo Geluk e Badplaas caem principalmente, dentro do campo do komatiito basáltico de Jensen, ou seja, daquele que Viljoen, Viljoen e Pearton (op. cit.) chamam basaltos komatiíticos. No campo dos toleitos a distinção pode ser feita entre toleitos ricos em Mg e toleitos normais. A linha divisória foi deslocada em direção ao vértice magnésiano em relação a definida por Jensen (op. cit.). Em direção ao vértice do ferro a linha pode dividir os toleitos normais dos ricos em ferro. McIver, Cawthorn e Wyatt (1982 apud Viljoen, Viljoen e Pearton, op. cit.), estudaram o Supergrupo Ventersdorp e concluíram que as lavas Merendale são tipicamente basaltos komatiíticos quando plotados no dia

grama de Jensen (1976).

Na Figura 43A que reproduz aquela mostrada por McIver, Cawthorn e Wyatt (op. cit.) foram plotadas as rochas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina; os pontos distribuíram-se no campo dos komatiítos e toleítos delimitado por Viljoen, Viljoen e Pearton (op. cit.). Na Figura 43B foi colocado o trend de diferenciação das rochas dos greenstone belts acima citados. Entretanto, apesar de muitos pontos terem caído no campo dos basaltos komatiíticos, acredita-se que a maioria é na realidade rochas ultramáficas, fato evidenciado por análise petrográfica. Na Figura 43B, têm-se os campos dos komatiítos ultramáficos e máficos e os campos dos toleítos e calco-alcalinos (McIver, Cawthorn e Wyatt, 1982).

Procurou-se também no presente trabalho, verificar o comportamento dos óxidos principais em relação ao índice máfico o qual é obtido pela fórmula: $FeO + Fe_2O_3 \times 100 / FeO + Fe_2O_3 + MgO$. Verificou-se que TiO_2 , Fe_2O_3 e CaO aumentam com o aumento do índice ou seja mostram uma correlação positiva; o MgO mostra correlação negativa posto que diminui com o aumento do índice; o Na_2O e K_2O mostram uma correlação nula, isto é, os pontos distribuem praticamente segundo uma linha reta, enquanto que o FeO mostra uma distribuição caótica sem um comportamento definido (Figs. 44, 45, 46 e 47).

Jahn et al. (1980) através do diagrama TiO_2 versus Al_2O_3 mostraram que tanto a série toleítica quanto a komatiítica formam dois trends que indicam que a cristalização fracionada pode ter jogado um papel importante no comportamento da evolução magmática. Todavia eles não sugeriram que cada trend fosse formado por cristalização sucessiva de um só magma primário. As rochas máficas de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás—Hidrolina, no diagrama desses autores caem principalmente no campo dos komatiítos e apresentam um só trend de diferenciação. Observa-se ainda que o conteúdo de TiO_2 e Al_2O_3 estão dentro dos valores dos greenstone belts na Finlândia (Fig. 48).

Fig. 43 A - Diagrama $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ (Jensen , 1976 , Apud Viljoen, Viljoen e Pearton , 1982) para as rochas Máfico - Ul - tramáficas dos Greenstone Belts de Crixás , Guarinos , Pilar de Goiás - Hidrolina.

I - Campo dos Komatiitos Ultramáficos.

II - Campo dos Komatiitos Máficos

III - Campo Toleito

IV - Campo Calco Alcalino

Trend Rochas Crixás

Fig.43B - Mostra os Campos e o Trend de diferenciação dos Komatiitos de Crixás - Guarinos - Pilar de Goiás - Hidrolina. Apud McIver, Cawthorn e Wyatt (1982)

Fig. 44 - MgO , TiO₂ versus Índice Máfico das rochas Máfico- Ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás , Guarinos , Pilar de Goiás - Hidrolina.

Fig. 45 Fe₂O₃, FeO versus Índice Máfico para as rochas Máfico - Ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina.

Fig.46 Diagrama Na₂O, K₂O versus Índice Máfico para as rochas Máfico - Ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás e Hidrolina.

Fig. 47 - CaO versus Índice Máfico para as rochas Máfico - Ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina.

Fig. 48 - TiO_2 versus Al_2O_3 para os Komatiitos das rochas Máfico - Ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina. Os Campos dos Greenstone Belts da Finlândia (apud Jahn et al, 1980).

Viljoen , Viljoen e Pearton (1982) plotaram em diagrama Al_2O_3 x MgO os dados dos **greenstone belts** da África do Sul, onde distinguiram vários **trends**. Uma das mais importantes feições observadas por estes autores foi uma significativa lacuna verificada entre os campos komatiítico e toleítico, cujo centro é definido pela linha de demarcação oblíqua representada na figura (veja Fig. 49). Dentro do campo komatiítico, o principal **trend**, conforme definido através de inúmeros dados provenientes de Barberton e enriquecido por outros de Murchison e Pietersburg, é o de empobrecimento em alumínio (**trend 1** na Fig. 49). Este empobrecimento é o responsável pela alta relação CaO/Al_2O_3 (média de 1,4) para as rochas de Barberton, a qual é bem conhecida e extensivamente citada na literatura. Uma outra feição importante verificada por Viljoen, Viljoen e Pearton (1982) é a possível presença de um segundo **trend** paralelo, que embora não muito bem definido, não mostra um empobrecimento em alumínio (**trend 2** na Fig. 49). É possível ainda admitir-se segundo os mesmos autores, a existência de um terceiro **trend**, paralelo aos dois primeiros, e mostrando um empobrecimento em alumínio mais pronunciado. Este é delineado principalmente por komatiítos e basaltos komatiíticos tipo Badplaas da região de Barberton e deve representar mais uma manifestação da presença de cumulus de piroxênio rico em cálcio, e portanto não necessariamente é uma indicação de um **trend** de diferenciação vulcânico primário. Uma característica marcante para o **trend** komatiítico seria o aumento de Al_2O_3 com a diminuição de MgO.

Para as rochas dos **greenstone belts** de Crixás, Guariños, Pilar de Goiás—Hidrolina tem-se uma distribuição ao longo dos **trends 1** e **2**, bem como uma concentração de pontos acima do **trend 2** mostrando alto valor de Al_2O_3 para essas rochas. Poucos valores se dispõem ao longo do terceiro **trend**. As rochas supracitadas estão, principalmente, entre os valores de MgO de 20 a 35% e poucas amostras jazem no campo dos toleítos e komatiítos basálticos. Observa-se na realidade uma grande lacuna entre os valores de 20-10% de MgO (Fig. 49).

Echeverria (1982) utilizando um diagrama Al_2O_3 versus $FeO^*/FeO^* + MgO$, este na realidade é o índice máfico, plotou aná

Fig.49 - Diagrama Al_2O_3 versus MgO (Viljoen; Viljoen, Pearton 1982) Para as rochas mafico-ultramáficas do Greenstone Belts de Crixás, Guariños, Pilar de Goiás-Hidrolina.

lises de rochas máfico-ultramáficas de várias regiões do mundo, e individualizou os campos dos komatiitos de modo geral, o dos komatiitos de Munro e o dos toleitos. As análises disponíveis para os **greenstone belts** aqui estudados caem tanto no campo dos komatiitos de Munro, como no dos komatiitos de um modo geral, sendo que algumas posicionaram-se fora destes campos e raras assumem o campo dos toleitos (Fig. 50). O mesmo procedimento foi seguido por este autor com relação ao diagrama $TiO_2 \times MgO$, e neste as rochas supracitadas estão praticamente todas no campo dos komatiitos (Fig. 51).

Auvray et al. (1982) mostraram que os komatiitos da Finlândia têm as mesmas características dos komatiitos arqueanos fato que é bem demonstrado no diagrama MgO versus $CaO/CaO + Al_2O_3$. No diagrama estes autores plotaram os komatiitos do Grupo Onverwacht, e de **greenstone belts** rodesianos e finlandenses, e mostraram o modelo interpretativo para seus **trends** evolutivos. Verificaram também que as rochas do Grupo Onverwacht são mais empobrecidas em $CaO/CaO + Al_2O_3$ que os **greenstone belts** da Rodésia e Finlândia.

As rochas pertencentes aos **greenstone belts** de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina (Fig. 52A) repousam predominantemente dentro do campo dos **greenstone belts** rodesianos e finlandenses. A Figura 52B mostra o modelo interpretativo dos autores supracitados.

O diagrama de variação química de La Roche et al. (1980) que inclui todos os cations maiores, uma anotação mineralógica, o grau de saturação de sílica e a combinação variada na relação $Fe/Fe + Mg$ e $An + Or/An$ em rochas ígneas foi proposto onde: $R_1 (x) = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ e $R_2 (y) = 6Ca + 2Mg + Al$, onde R_1 e R_2 são sempre parâmetros calculados da análise química (percentagem de óxido convertido em milicaton) ou dado modal. Uma malha de classificação isolada foi aplicada às rochas vulcânicas e plutônicas.

As rochas da sequência máfico-ultramáfica de Crixás

Fig. 50 -Diagrama Al_2O_3 versus $FeO^*/(FeO^* + MgO)$, para as rochas Máfico - Ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar - Hidrolina (Estado de Goiás, Brasil).

Os campos delimitados dos Komatiitos e Munro Komatiitos (Echeverria, 1982).

Fig. 51 - Diagrama TiO_2 versus MgO

(Echeverria , 1982). Rochas Máfico - Ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás , Guarinos , Pilar de Goiás - Hidrolina.

Fig.52 A-Diagrama MgO versus CaO /

CaO + Al₂O₃ para as rochas Máfico - Ul-

tramáficas dos Greenstone Belts de

Crixás , Guarinos , Pilar de Goiás - Hidroli -

na (Est. Goiás - Brasil).

M= Composição do Manto. K- Komatiitos

KB=Komatiitos Basálticos.

FIG.52 B - MODÉLO INTERPRETATIVO PARA O TREND EVOLUCIONÁRIO DOS GREENSTONE RODESIANOS, FINLÂNDIA - SUÊCIA, GRUPO ONVERWACHT. (M) COMPOSIÇÃO DO MANTO SUPERIOR; (K) KOMATIITOS; (KB-) KOMATIITOS BASÁLTICOS.

—Guarinos—Pilar de Goiás e Hidrolina foram plotados neste gráfico e observa-se uma distribuição compatível com as classificações petrográficas, possivelmente corresponde ao equivalente não metamáfico. Estas rochas como visto na Figura distribuem-se nos campos dos gabros, gabro-noritos, sienogabro, monzogabro, olivina gabro, dunito, harzburgito, lherzolito, e peridotito e piroxenito. No entanto, interpretava-se que a grande maioria das rochas fossem piroxenito, o que acontece no plote verificado na figura. Contudo as amostras estão dentro dos campos já definidos pelos estudos petrográficos.

4.2.2 — Variação dos Elementos Traços e Menores, Correlação e Relação entre Eles

Os elementos traços e menores e a relação entre alguns deles, são apresentados na Tabela XA e B principalmente para os que apresentam vários valores acima dos limites de detecção do método analítico possibilitando o cálculo dos valores médios e dos desvios padrões.

Níquel (Ni), Cromo (Cr), Cobalto (Co) e Vanádio (V)

Na Tabela XIA tem-se os parâmetros estatísticos, onde se observa a variação para o Ni nas rochas dos **greenstone belts** de Crixás de 49-2.960 ppm sendo os maiores valores obtidos em serpentinitos e piroxenitos. O Ni para as rochas de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina é mais elevado do que para aquelas de Goiás Velho. O Cr mostra-se com variação entre 1.600-5.500 ppm notando-se que, os valores acima de 5.000 ppm ou 5.500 ppm, limite máximo, são vários parecendo representar os **melts** ultrabásicos bem primários, com cristalização de mineral de Cr. Os teores de Co variam de 10 a 238 ppm verificando-se valores inferiores a 10 apenas em uma amostra pois nas demais o menor valor foi 75 ppm; este intervalo se aproxima daquele obtido em rochas do **greenstone belts** de Goiás Velho as quais segundo Montalvão & Bezerra (1981) distribuem-se entre 10 e 226 ppm. O V mostra teores variáveis entre 60 e 250 ppm, intervalo que também se aproxima muito daquele verificado em rochas do **greenstone belt** de Goiás Velho.

Fig. 53 Diagrama R_1 versus R_2 de La Roche et al (1980) para as rochas Máfico - Ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina.

TAB. X A - Elementos menores e traços das rochas Máfico-Ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás-Hidrolina.

Elementos Menores e Traços dos Rochos Máfico-Ultramáfico dos Greenstone Belts de Crixós, Guarinos, Pilar de Goiás-Hidroliña.																															
Nº DE CAMPO	(%) Ca	(%) Mg	(%) Ti	(ppm) Zr	(ppm) Ag	(ppm) Ba	(ppm) Mo	(ppm) Ni	(ppm) Y	(ppm) Co	(ppm) Cr	(ppm) V	(ppm) As	(ppm) Sb	(ppm) Au	(ppm) K	(ppm) Na	(ppm) Li	(ppm) Pt	(ppm) Pd	(ppm) Rh	(ppm) Th	(ppm) Cl	(ppm) Sr	(ppm) Rb	(ppm) P	(ppm) Mn	(ppm) Pb	(ppm) Zn	(ppm) Cu	
(1) 510/EG-51/PP/45	2.3	>5.0	0.27	31.0	<1.0	140.0	4.0	430.0	28.0	75.0	3000.0	130.0	1.0	<1.0	<0.05	395.0	1404.0	<5.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	<10.0	35.0	23.0	100.0	-	-	-	-	
(4) 510/EG-60/PP/53.1	1.9	>5.0	0.27	27.0	<1.0	140.0	4.0	860.0	31.0	130.0	4200.0	110.0	1.0	<1.0	<0.05	148.0	840.0	<5.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	<10.0	30.0	<10.0	80.0	-	-	-	-	
(5) 510/EG-64/PP/57	2.7	>5.0	0.16	13.0	<1.0	24.0	4.0	450.0	17.0	78.0	2700.0	95.0	1.0	<1.0	<0.05	259.0	1110.0	<5.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	250.0	31.0	19.0	30.0	-	-	-	-	
(7) 510/EG-67/PP/60	3.3	>5.0	0.20	17.0	<1.0	22.0	4.0	700.0	24.0	100.0	5000.0	120.0	<1.0	<1.0	<0.05	306.0	809.0	<5.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	180.0	17.0	15.0	50.0	-	-	-	-	
(8) 510/EG-72/PP/64.1	2.7	>5.0	0.37	40.0	<1.0	28.0	4.0	1000.0	50.0	120.0	2700.0	150.0	1.0	<1.0	<0.05	420.0	1566.0	<5.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	23.0	18.0	<10.0	100.0	-	-	-	-	
(9) 510/EG-73/PP/65	1.0	>5.0	0.20	18.0	<1.0	25.0	4.0	2000.0	25.0	170.0	4600.0	130.0	50.0	<1.0	<0.05	321.0	2132.0	<5.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	<10.0	12.0	14.0	90.0	-	-	-	-	
(10) 510/EG-80/PP/72.3	4.8	>5.0	0.32	28.0	<1.0	24.0	5.0	1000.0	20.0	155.0	4900.0	135.0	<1.0	<1.0	<0.05	547.0	882.0	<5.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	<10.0	6.0	10.0	90.0	-	-	-	-	
(11) 510/EG-81/PP/73	>5.00	3.90	0.30	81.0	<1.0	-	9.0	105.0	46.0	73.0	180.0	240.0	-	<1.0	<0.05	740.0	22463.0	-	<10.0	<10.0	<10.0	-	-	66.0	10.0	520.0	1100.0	25.0	70.0	6.0	
(12) 510/EG-04/AP/309.1	2.5	>5.0	0.22	19.0	<1.0	125.0	4.0	1700.0	20.0	180.0	4000.0	145.0	2.0	<1.0	<0.05	86.0	470.0	<5.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	<10.0	27.0	13.0	40.0	-	-	-	-	
(15) 510/EG-18/AP/319	4.2	>5.0	0.21	10.0	<1.0	56.0	3.0	730.0	18.0	96.0	3000.0	140.0	<1.0	<1.0	<0.05	135.0	640.0	<5.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	<10.0	12.0	<10.0	300.0	-	-	-	-	
(16) 510/EG-19/AP/320.1	2.5	>5.0	0.14	10.0	<1.0	26.0	<3.0	1100.0	17.0	96.0	2800.0	62.0	3.0	<1.0	<0.05	49.0	161.0	<5.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	54.0	54.0	24.0	30.0	-	-	-	-	
(17) 510/EG-20/AP/321.2	3.3	>5.0	0.20	11	<1.0	34.0	4.0	960.0	28.0	110.0	3000.0	140.0	2.0	<1.0	<0.05	123.0	536.0	<5.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	17.0	8.0	12.0	400.0	-	-	-	-	
(19) 510/EG-20/AP/321.4	4.4	>5.0	0.23	<10	<1.0	30.0	3.0	1080.0	22.0	115.0	5000.0	110.0	2.0	<1.0	<0.05	185.0	1066.0	<5.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	15.0	11.0	13.0	90.0	-	-	-	-	
(22) 510/EG-23/AP/324	2.0	>5.0	0.20	11	<1.0	250.0	<3.0	1180.0	31.0	120.0	5000.0	110.0	1.0	<1.0	<0.05	74.0	154.0	<5.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	100.0	7.0	14.0	90.0	-	-	-	-	
(23) 510/EG-27/AP-PP/326.2	0.62	>5.0	0.11	<10	<1.0	16.0	<3.0	1500.0	<10.0	78.0	1800.0	76.0	16.0	<1.0	<0.05	74.0	294.0	<5.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	<10.0	5.0	12.0	40.0	-	-	-	-	
(24) 510/EG-44/PP-AP/38.1	0.79	>5.0	0.19	70	<1.0	16.0	<3.0	1300.0	47.0	210.0	5000.0	68.0	1.0	<1.0	<0.05	62.0	220.0	<5.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	<10.0	<5.0	11.0	40.0	-	-	-	-	
(25) 510/EG-46/PP-AP/40	0.08	>5.0	0.14	18	<1.0	75.0	3.0	2400.0	<10.0	195.0	5000.0	92.0	<1.0	<1.0	<0.05	148.0	117.0	<5.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	<10.0	<5.0	19.0	90.0	-	-	-	-	
(27) 510/EG-48/PP-AP/42.4	4.40	>5.00	0.46	41.0	<1.0	-	7.0	290.0	50.0	77.0	1350.0	170.0	-	<1.0	<0.05	1040.0	17995.0	-	<10.0	<10.0	<10.0	-	-	56.0	<10.0	280.0	1000.0	26.0	99.0	66.0	
(28) 510/EG-48/PP-AP/43	>5.00	>5.0	0.22	17	<1.0	16.0	4.0	920.0	<10.0	86.0	2100.0	110.0	<1.0	<1.0	<0.05	148.0	478.0	<5.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	<10.0	6.0	15.0	100.0	-	-	-	-	
(29) 510/EG-35/HA-RM/30.2	>5.00	1.90	0.46	170.0	<1.0	-	8.0	140.0	60.0	91.0	260.0	250.0	<1.0	<1.0	<0.05	840.0	1147.0	-	<10.0	<10.0	<10.0	-	-	290.0	16.0	1060.0	910.0	38.0	67.0	58.0	
(31) 510/EG-72/PP/64.2	1.6	0.72	0.26	130.0	<1.0	330.0	<3.0	49.0	10.0	10.0	84.0	80.0	<1.0	<1.0	<0.05	1880.0	35700.0	101.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	100.0	600.0	100.0	700.0	-	-	-	-	
(32) 510/EG-05/AP/05.1	4.8	>5.0	0.41	20	<1.0	46.0	6.0	2100.0	11.0	220.0	4200.0	180.0	3.0	<1.0	<0.05	121.0	916.0	<5.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	<10.0	19.0	<10.0	200.0	-	-	-	-	
(33) 510/EG-05/HA-PP/05.2	4.5	>5.0	0.44	15	<1.0	55.0	6.0	2400.0	<10.0	210.0	3100.0	180.0	7.0	<1.0	<0.05	148.0	1080.0	<5.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	<10.0	19.0	<10.0	200.0	-	-	-	-	
(37) 510/EG-08/HA-PP/08	0.70	>5.00	0.54	170.0	<1.0	6.0	11.0	620.0	320.0	155.0	-	190.0	<1.0	<1.0	<0.05	77.0	167.0	102.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	36.0	<5.0	<10.0	1880.0	880.0	-	-	-	
(38) 510/EG-09/HA-PP/09	1.80	>5.00	0.59	56.0	<1.0	19.0	12.0	2960.0	18.0	235.0	-	210.0	10.0	1.0	<0.05	61.0	683.0	<5.0	<10.0	18.0	<10.0	<25.0	<10.0	5.0	<10.0	120.0	1550.0	-	-	-	-
(39) 510/EG-10/HA-PP/10	3.60	>5.00	0.40	31.0	<1.0	13.0	10.0	1800.0	36.0	110.0	-	170.0	2.0	<1.0	<0.05	119.0	1486.0	<5.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	<10.0	11.0	<10.0	170.0	980.0	-	-	-	-
(40) 510/EG-11/HA-RM/11	0.11	>5.00	0.27	10.0	<1.0	27.0	6.0	2900.0	20.0	150.0	-	94.0	30.0	2.0	<0.05	39.0	245.0	<5.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	<10.0	<5.0	<10.0	26.0	1700.0	-	-	-	-
(41) 510/EG-12/HA-RM/12.1	2.00	>5.00	0.29	18.0	<1.0	30.0	6.0	1900.0	13.0	125.0	-	110.0	2.0	<1.0	<0.05	2000.0	2229.0	<5.0	<10.0	<10.0	<10.0	<25.0	<10.0	8.0	33.0	57.0	990.0	-	-	-	-
(42) 510/EG-13/HA-RM/13	1.60	>5.00	0.24	16.00	<1.0	26.0	5.0	1900.0	11.0	135.0	-	90.0	42.0	<1.0	<0.05	81.0	618.0	<5.0	<10.0	<10.0	<10.0	46.0	<10.0	79.0	11.0	110.0	2800.0	-	-	-	-
(43) 510/EG-14/HA-PP/14	3.10	>5.00	0.32	28.0	<1.0	-	6.0	2300.0	12.0	140.0	1860.0	120.0	2.0	<1.0	<0.05	119.0	992.0	-	<10.0	<10.0	<10.0	-	-	19.0	18.0	66.0	400.0	22.0	118.0	60.0	

TABELA X-B - Relação entre elementos para as rochas máfico-ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixas, Guarinos, Pilar de Goiás-Hidrolina.

Nº DE CAMPO	Rb / Ba	Sr / Ba	K / Rb	CaO/Al ₂ O ₃	TiO ₂ / Al ₂ O ₃	K / Na	FeO*/FeO*+ MgO
(1) 510/EG-51/PP/45	0.16	0.25	17.17	0.10	0.02	0.28	0.40
(4) 510/EG-60/PP/53.1		0.21		0.23	0.05	0.23	0.26
(5) 510/EG-64/PP/57	0.79	1.29	13.63	0.61	0.06	0.23	0.21
(7) 510/EG-67/PP/60	0.68	0.77	20.53	0.66	0.04	0.38	0.20
(8) 510/EG-72/PP/64.1	—	0.64	—	0.63	0.08	0.27	0.26
(9) 510/EG-73/PP/65	0.56	0.48	22.93	0.49	0.11	0.15	0.20
(10) 510/EG-80/PP/72.3	0.42	0.25	54.70	0.69	0.06	0.62	0.33
(11) 510/EG-81/PP/73	—	—	74.00	0.63	0.04	0.03	0.56
(12) 510/EG-04/AP/309.1	0.10	0.22	6.62	0.42	0.04	0.18	0.22
(15) 510/EG-18/AP/319	—	0.21	—	0.69	0.03	0.21	0.23
(16) 510/EG-19/AP/320.1	0.92	2.08	204	0.46	0.07	0.30	0.18
(18) 510/EG-20/AP/321.2	0.35	0.24	1025	0.51	0.06	0.23	0.24
(19) 510/EG-20/AP/321.4	0.43	0.37	14.23	0.04	0.03	0.17	0.26
(22) 510/EG-23/AP/324	0.06	0.03	5.29	0.34	0.03	0.48	0.19
(23) 510/EG-27/AP-PP/326.2	0.75	0.31	6.17	0.35	0.06	0.25	0.26
(24) 510/EG-44/PP-AP/38.1	0.69	—	3.64	0.31	0.09	0.28	0.34
(25) 510/EG-46/PP-AP/40	0.25	—	7.79	0.05	0.02	1.26	0.25
(27) 510/EG-48/PP-AP/42.4	—	—	—	0.62	0.06	0.06	0.47
(28) 510/EG-49/PP-AP/43	0.94	0.38	9.87	1.98	0.03	0.31	0.27
(29) 510/EG-35/HA-RM/30.2	—	—	52.50	0.64	0.09	0.73	0.66
(32) 510/EG-05/AP/05.1	—	0.41	—	5.03	0.22	0.13	0.40
(33) 510/EG-05/HA-PP/05.2	—	0.35	—	0.89	0.08	0.14	0.30
(37) 510/EG-08/HA-PP/08	—	—	—	0.00	0.04	0.46	0.51
(38) 510/EG-09/HA-PP/09	—	0.26	—	0.71	0.17	0.09	0.51
(39) 510/EG-10/HA-PP/10	—	0.85	—	1.65	0.17	0.08	0.50
(40) 510/EG-11/HA-RM/11	—	—	—	0.02	0.06	0.16	0.21
(42) 510/EG-13/HA-RM/13	0.42	3.04	7.36	0.55	0.06	0.13	0.25
(55) 510/EG-12/HA-RM/12.1	1.10	0.27	60.61	0.47	0.06	0.90	0.27

TABELA XI A

Parametros estatísticos das rochas máfico-ultramáficas de Crixás

	ELEMENTO	VARIAÇÃO	X	S ₁	S ₂	X _a	S
AMOSTRAS 510	Na	117-2229	698	396	449	786	564
	Co	10-238	117	53	47	128	54
	Ba	6-330	28	62	67	62	77
	Ni	49-2960	1126	868	790	1281	823
	V	60-250	124	47	48	132	48
	K	39-1040	157	197	213	245	257
	Mo	2,9-12	4	2	2	5,2	2,5
	P	26-700	93	106	126	150	160
	Sr	5-79	16	19	18	21	20
	Zr	10-170	25	23	32	38	44
	Y	10-60	21	15	15	24	14
	Rb	10-100	12	6	11	17	17
	Sc	5-50	17	7,16	7,46	16	9
	Cr	1600-5500	4220	1155	1049	3968	1300
AMOSTRAS 521	Na	51-1546	260	384	382	475	410
	Co	10-226	100	41	41	102	44
	Ba	3-44	17	10	9	18	10
	Ni	77-1702	773	516	468	861	467
	V	57-230	124	47	46	128	45
	K	19-439	44	50	74	75	90
	Mo	2,9-11	5,0	3	2	5,7	2,2
	P	18-450	80	136	125	129	135
	Sr	5-95	17	21	20	20	24
	Zr	10-330	36	21	48	49	84
	Y	0-99	13	9	17	20	20
	Rb	10-260	8	6	8	14	8
	Li	3-97	16	14	18	24	25

$$S_1 = \frac{X_{84} - X_{16}}{2} \quad X = X_{50} \text{ (média)}$$

$$S_2 = \frac{X_{84} - X_{16}}{4} + \frac{X_{95} - X_5}{6,6}$$

Obtidos através da curva acumulativa

$$X_a = \frac{\sum X_i}{n} \text{ (média)}$$

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - X)^2}{n}}$$

Cálculos aritméticos

TABELA XI B - Análises elementos terras raras das rochas de Crixás (ppm)

AMOSTRAS	EG-05/51	EG-05/52	EG-05/54	EG-05/55	EG-06	EG-08	EG-12	EG-12	CRI-05B	CRI-06B	CRI-06E
ELEMENTOS	EG-05/51	EG-05/52	EG-05/54	EG-05/55	EG-06	EG-08	EG-12	EG-12	CRI-05B	CRI-06B	CRI-06E
Y	12	5 (6)	8	5	8	207	4 (10)	18	16	14	14
La	27	8 (7)	18	13	12	131	5 (11)	17	16	16	16
Ce	32	16 (13)	26	15	26	63	10 (15)	30	28	27	27
Nd	30	16 (10)	27	15	23	177	10 (11)	24	24	24	24
Sm	6	3 (2)	6	1	5	44	2 (3)	6	7	6	6
Eu	2,8	1,2 (0,9)	1,9	1,3	1,7	14,3	0,8 (1,1)	2,1	1,9	1,8	1,8
Gd	-	- (-)	-	-	-	58	- (-)	6 (2)	2 (2)	-	-
Dy	3,6	1,5 (1,4)	2,3	1,4	2,1	37	1,1 (2,2)	3,1	3,2	3,0	3,0
Yb	2,6	1,1 (1,0)	1,8	1,5	1,6	12	0,8 (1,3)	3,0	2,4	2,3	2,3
	metaperidotito (tremolita-actinolita)	metaperidotito	Metaperidotito	Metaperidotito	Metaperidotito	Clorita xisto (cloritito)	Metaperidotito	Metadiabasio	Basalto c/ Pillow	Basalto c/ Pillow	Basalto c/ Pillow

REFERÊNCIAS: ⊗ Textura Spinifex
 ⊙ Textura esquelética

Jahn et al. (1980) ao apresentarem a média desses elementos, revelaram que o teor médio de Ni para o Cinturão Suomussalmi é de 1.485 ppm, o qual está pouco acima do valor médio apresentado para Crixás e muito mais alto, isto é, duas vezes mais que o das rochas de Goiás Velho; no tocante ao Co, mostraram um teor médio de 106 ppm para o Cinturão de Suomussalmi ao passo que as análises disponíveis para Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás—Hidrolina indicam um valor médio de 117 ppm. O Cr com valor de 5.879 ppm é muito maior do que o apresentado para Crixás, entretanto tem que se levar em consideração o limite superior do método.

Stamatelopoulos-Seymour, Francis e Ludden (1983) mostraram valores de Cr de 2.200 e 2.800 ppm para komatiito peridotítico e komatiito piroxenítico. Os valores de Ni obtidos em komatiitos de Lac Guyer por estes autores foram variáveis entre 650-1.500 ppm.

Drury (1983) mostrou a média dos elementos de transição Cr, Ni, Co e V das ultramáficas do Estado Karnataka (Sul da Índia), as quais apresentam valores médio de Cr de 3.353 ppm, ou seja, bem abaixo da média das rochas aqui estudadas, enquanto que o teor médio de Ni igual a 632 ppm é praticamente a metade do valor obtido para as rochas de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina.

Nesbitt & Sun (1976) mostraram os valores dos elementos de transição de 11 peridotitos com textura **spinifex**, nos quais o Ni varia de 735 a 1.931 ppm, e o Cr de 2.870 a 3.400 ppm; esta variação é mais baixa que a obtida em rochas de Crixás. No tocante ao Co e o V, apresentam nesses peridotitos valores variáveis entre 86 a 110 ppm (Co) e 92 a 183 ppm (V) respectivamente; percebe-se que para o cobalto a variação nos teores é menor que as observadas nas rochas estudadas, ao passo que para o Vanádio, os peridotitos estudados por Nesbitt & Sun (1976) mostram alguns valores mais altos que aqueles de Crixás.

Quanto à relação e correlação destes elementos, principalmente com que diz respeito ao MgO durante a evolução da cris

talização fracionada existem inúmeros trabalhos que mostram este comportamento.

Drury (1983) mostrou que os diagramas relacionando Cr-MgO e Ni-MgO, mostram a influência dos minerais tais como, olivina, piroxênio, espinélio durante a evolução magmática por causa da maior diferença no coeficiente de distribuição no melt mineral para o Cr e Ni. A abundância de Ni e Cr embora positivamente correlacionados com a variação do MgO, não é uma simples correlação linear. Os trends Ni-MgO e Cr-MgO (Fig. 4, pag. 322 daquele autor) mostra o mesmo comportamento que aquele para associações toleíticas e komatiíticas.

O diagrama Cr-MgO mostra uma variação na razão Cr/MgO, e onde o MgO exibe-se com mais de 12%, observa-se um trend achatado e quando menos há uma diminuição rápida do Cr com o decréscimo no teor de MgO.

Jahn et al. (1980) mostraram que o Ni varia sistematicamente com a variação do MgO para os greenstone belts Irlandeses. Esta redução é consistente com a cristalização fracionada responsável pelo trend geral da evolução magmática. Devido ao alto valor do D^{Ni} na olivina e possivelmente no piroxênio, a concentração de Ni seria reduzido gradualmente no líquido residual; por exemplo, quando o melt com 1.150 ppm de Ni e 2.720 ppm de Mg em sua composição (Fig. 10A) evolui para um melt com 622 ppm de Ni e 15,7% de Mg é necessário a precipitação de 25% de olivina (MgO = 50%) o que conduz a teores mais baixos de MgO no melt (cerca de 20%), e ocorre a separação da olivina e clinopiroxênio em um segundo estágio. Na Figura 10B, os autores supracitados mostraram a variação entre o Cr e MgO. Observa-se uma quebra no trend em teores de MgO entre 12 e 15%.

Para as rochas com o MgO maior que 15% o conteúdo de Cr permanece constante ou só aumenta ligeiramente com o aumento de MgO. Por outro lado em rochas com MgO menor que 15%, o cromodimui rapidamente com a diminuição de MgO. O trabalho experimental de Arndt (1976 apud Jahn et al., op. cit.) mostrou que a fase líqui

da em melt com MgO maior que 20% cristaliza olivina e Cr espínlio; com MgO (20-12%) olivina e piroxênio com MgO menor que 12% piroxênio e plagioclásio; só o fracionamento da olivina causaria em um melt com mais de 20% de MgO ligeiro aumento em Cr e diminuição do conteúdo de MgO.

Na Figura 10C (Jahn et al., op. cit.) mostraram a variação de Cr com o MgO, sendo a olivina o maior controlador do Co na evolução magmática tal como o Ni. O Cr tem uma correlação positiva com o MgO, entretanto torna-se praticamente achatada no ponto de MgO $\approx$ 17%. Na Figura 10D, a correlação do V com o MgO ao contrário do Cr, Ni e Co é negativa.

Blais et al. (1978) através dos diagramas Ni, Co, V e Cr versus MgO, mostraram uma correlação positiva do Cr, Ni e Co em relação ao MgO para os komatiitos. Isto indica que esses elementos (principalmente o Ni e Cr) estão concentrados no estágio inicial de cristalização (incorporados a olivina e talvez opacos, óxidos e sulfetos). Por outro lado, o V mostra forte correlação negativa, o que parece indicar que foi concentrado no líquido residual com avanço da cristalização. Sendo assim, o V parece ser incompatível com o Ni, Cr e Co.

Montalvão & Bezerra (1981) realizaram estudos petrográficos nas rochas máfico-ultramáficas do **greenstone belt** de Goiás e mostraram uma correlação negativa do V em relação ao MgO, enquanto o Ni, Cr e Co, devido a pouca variação do MgO (20-30%), vez que são rochas predominantemente ultramáficas e ultrabásicas, apresentam **trends** praticamente verticais do Cr e Ni, isto é, um aumento brusco desses elementos em relação a pouca variação do MgO, porém estes elementos mostram correlação positiva que difere do V.

Zircônio (Zr), Ítrio (Y), Molibdênio (Mo), Nióbio (Nb), Tântalo (Ta) e Titânio (Ti)

As rochas máfico-ultramáficas aqui estudadas no tocante ao elemento zircônio (Zr) mostraram uma variação nos teores em

tre menor que 10 e 170 ppm, com um teor médio de 25 ppm, resulta dos estes que são inferiores aos obtidos por Montalvão & Bezerra (1981) para os **greenstone belts** de Goiás Velho. Com relação ao elemento ítrio (Y) mostra resultados variáveis entre menor que 10 e 100 ppm e teor médio de 21 ppm, enquanto que o molibdênio (Mo) os valores situam-se entre um mínimo de 2,9 ppm e um máximo de 12 ppm. Verifica-se que os resultados são inferiores para o Y e algo semelhante no caso do Mo, quando comparados com aqueles obtidos para as rochas do **greenstone belt** de Goiás Velho.

Algumas sequências máfico-ultramáficas de outras regiões do Mundo foram analisadas para estes elementos, verificando que no tocante ao Zr mostra um valor médio de 30 ppm nas komatiíticas do **greenstone belt** de Suomassalmi (Jahn et al., op. cit.); 15 ppm em ultrabásicas, 42 ppm em basaltos altamente magnesianos e 43 ppm em basaltos toleíticos pertencentes a **greenstone belts** do Sul da Índia (Drury, op. cit.), varia de 88 a 104 ppm nas sequências do **greenstone belt** de Lawlers (Nesbitt & Sun, op. cit.); e tem um valor médio de 100 ppm nos diques basálticos do Complexo Oman (Alabaster, Pearce e Malpas, 1982). Os resultados para o elemento Ítrio nestas sequências são os seguintes: teor médio de 10 ppm no **greenstone belt** de Suomassalmi (Jahn et al., op. cit.); 5 ppm em ultrabásica, 10 ppm em basaltos altamente magnesianos e 17 ppm em basaltos toleíticos nos **greenstone belts** do sul da Índia (Drury, op. cit.); varia de 31 a 38 ppm no **greenstone belt** de Lawlers (Nesbitt & Sun, op. cit.); e apresenta um teor médio de 42 ppm nos diques basálticos do Complexo Oman (Alabaster, Pearce e Malpas, 1982), os quais também mostram uma média de 9.100 ppm de titânio (Ti) e 1 ppm de nióbio (Nb).

Alabaster, Pearce e Malpas (op. cit.) fizeram o diagrama Zr/Y versus Zr, onde a correlação foi feita e separaram os campos dos basaltos não cumulados da cordilheira meso-oceânica (MORB), toleitos de arco de ilha (IAT) e basalto do interior de placa (WPB); observa-se no diagrama destes autores que os toleitos de arco de ilha são os mais empobrecidos na relação Zr/Y e têm menores teores de Zr, enquanto os basaltos do interior de placas apresentam maiores valores na relação Zr/Y.

Pearce & Norry (1979) mostraram um diagrama Zr/Y versus Cr que foi mais tarde apresentado pelos autores retrocitados onde verificaram que os basaltos do interior de placa são os mais ricos em Zr/Y , enquanto que os basaltos de arco da ilha os mais pobres. No diagrama Ti/Zr os trends observados mostraram aumento de Ti e Zr com mergulho próximo de 1 para a unidade de composição básica referente a cristalização da associação olivina-clinopiroxênio-plagioclásio. A diminuição subsequente em Ti pode ser atribuída à entrada da magnetita como uma fase cristalizante, aumentando em alguns casos pela cristalização de anfibólio + biotita. Em seções transversais de suítes vulcânicas de interior de placa, o Ti é empobrecido rapidamente em todos os casos, com excessão das lavas ácidas e intermediárias do rift africano.

O diagrama Nb/Zr para todas as fases, exceto quando há cristalização de anfibólio e biotita + zircão em composição ácida e intermediária, indica que estes elementos aumentam durante a cristalização fracionada.

Jahn et al. (op. cit.) acreditavam em um trend linear para o Ti versus Zr , principalmente para as rochas komatiíticas do Cinturão Tipasjarvi. O trend declina na relação $Ti/Zr = 140$, valor, às vezes mais alto que o dos condritos (≈ 100) bem como que os observados por Nesbitt & Sun (1976) em basaltos e komatiítos arqueanos.

Stamatelopoulou-Seymour, Don Francis e Ludden (1983) mostraram que a relação ($Zr/Y = 3,27$) em komatiíto piroxenítico é mais alta que a dos komatiítos peridotitos ($Zr/Y = 2$), a qual é aproximadamente igual a dos condritos ($Zr/Y = 2,2$).

As relações Yb/Zr (0,9338) e Sc/Zr (1,26 e 1,35) dos komatiítos peridotitos mostram valores próximos aos dos condritos (0,0408 e 1,55), enquanto os komatiítos piroxeníticos são mais baixos. A relação Ti/Sc para os komatiítos peridotíticos é 97 e 98, enquanto para os komatiítos piroxeníticos é 114 e 129, que comparados com os condritos que é 78, mostram algo mais elevadas.

Nesbitt & Sun (op. cit.) mostraram a relação entre Ti/Zr, Ti/Y, Zr/Y e Zr/Nb para as séries altamente magnesianas e toleítos com baixos teores em magnésio. Para os plotes Ti/Zr, Ti/Y, Ti/P e Zr/Nb para suíte alto magnesiana a relação é colinear, voltando para a origem. A relação colinear não é marcante para Ti/P, Zr/Nb como é para Ti/Zr e Ti/Y.

A colinieridade sugere que para grau de fusão desses elementos, eles agiram como elementos incompatíveis durante a fusão parcial. A concentração desses elementos no melt é inversamente proporcional ao grau de fusão parcial.

Na Tabela 1, pg. 435 (Nesbitt & Sun, op. cit.) de monstraram relações de alguns elementos em peridotitos com textura spinifex, sendo que Ti/Zr varia (103-122); V/Zr (7,5-9,6); Zr/Y (1,8-3,2); Ti/Y (207-298) e Zr/Nb (9,6-77).

Nas Figuras 3a, b, c, e d observa-se que os komatiítos peridotíticos, isto é rochas ricas em MgO são pobres em Zr/Ti, Y/Zr e Nb/Zr, tendendo a uma posição próxima da origem e os valores destes elementos aumentam à medida que a rocha torna-se toleítica, ou seja com mais baixos teores em MgO. O mesmo ocorre para o diagrama $TiO_2-Al_2O_3$.

Rubídio (Rb), Estrôncio (Sr), Bário (Ba), Escânio (Sc) e Fósforo (P)

As rochas máfico-ultramáficas dos **greenstone belts** de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás—Hidrolina, apresentam o elemento rubídio (Rb) com teores variando de <10-100 ppm ao passo que ao **greenstone belt** de Goiás Velho mostram valores que variam de < 10-260 ppm. Este valor máximo no entanto foi obtido em uma amostra de clorita xisto, e destoa dos demais sendo anômalo; nesse contexto parece haver semelhança entre as seqüências no que concerne ao Rb. Com relação ao Sr, os resultados distribuíam-se entre 5 e 79 ppm; com um teor médio de 16 ppm, o qual é próximo ao obtido em rochas do **greenstone belt** de Goiás Velho que registra 17 ppm dentro de uma variação de 5 a 95 ppm. O elemento Ba por outro lado, mostra resultados superiores nas amostras aqui estudadas.

das quando comparadas com as das rochas de Goiás Velho; varia de 6-330 ppm, contra 3 a 44 ppm das rochas de Goiás Velho, e o teor médio de 28 ppm contra 17 ppm. O Escândio (Sc) mostra teores variáveis entre 5-50 ppm e um teor de 17 ppm, enquanto que o elemento fósforo os resultados variam entre 26 e 700 ppm; no caso de Goiás Velho o fósforo varia de 18-450 ppm.

Mattey (op. cit.) na Figura 8 mostrou a relação Ba/Rb e K/Rb para as lavas de Carolina com MgO acima de 5%.

Jahn, Shik e Murthy (1974) estudando a seqüência de Ely & Newton Lake apresentaram um valor médio de Rb de 4,73 ppm em basaltos arqueanos de 33,6 ppm para as vulcânicas ácido-intermediárias; Sr mostra teor médio de 146,4 ppm para basaltos arqueanos de 167 ppm para as vulcânicas ácidas e intermediárias; Ba de 63.3 ppm para os basaltos arqueanos e 282 ppm para as vulcânicas ácidas e intermediárias. A razão Rb/Sr foi 0,036 para os basaltos e 0,20 para as vulcânicas ácidas e intermediárias; Sr/Ba foi 2,31 para os basaltos e 0,59 para vulcânicas intermediárias e félsicas. Os basaltos do fundo oceânico mostram o elemento Rb com teor de 1,1 ppm, o Sr com 136, o Ba com 10,5, e as relações Rb/Sr e Sr/Ba nestas rochas indicaram valores de 0,008 e 12,95, respectivamente.

Nesbitt & Sun (op. cit.) citaram os valores de Rb, Sr e Ba para 11 peridotitos com **spinifex**. O Rb nestas rochas varia de 1 a 5 ppm, valores que são bastante mais baixos que as rochas de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina; o Sr varia de 11 a 38 ppm e o Ba de 1,6 a 16 ppm. Para os metabasaltos da seqüência do **greenstone** Lawlers tem-se as seguintes variações nos teores: Rb, 2 a 50 ppm; Sr, 93 a 197 ppm; e o Ba, 20 a 125 ppm; a relação Rb/Sr varia de 0,02 a 0,32.

Gast (1968) mostrou que os basaltos abissais têm alta relação K/Rb embora os teores de K e Rb sejam muito baixos comparados com os registrados em basaltos alcalinos. Este autor admitiu que os basaltos abissais são provavelmente restritos ao vale axial do sistema da cordilheira meso-oceânica, enquanto que os

basaltos subsaturados ou alcalinos são derramados nos flancos da cordilheira meso-oceânica.

Jahn et al. (op. cit.) mostraram que o Rb varia de 1 a 82 ppm nas vulcânicas do Cinturão Suomussalmi ao passo que o Sr mostra variação de 5-390 ppm.

4.2.3 — Análise Estatística dos Óxidos (Elementos Maiores)

Com base nos resultados de 58 análises para óxidos das rochas em pauta, achou-se por bem fazer um estudo estatístico para se verificar a variação desses elementos.

No histograma de variação a SiO_2 apresenta maior concentração entre 42,46 e 48,46% que corresponde 46,42% das amostras e a segunda maior concentração entre 36,46 e 42,46% com 25% das amostras. O Al_2O_3 as maiores concentrações situam-se entre 3,46 e 6,24% que equivale 36,36% das rochas e entre 6,24 e 8,84% que corresponde a 21,18% do total de rochas. O K_2O com variação entre 0,002 e 0,036% que representa 43,14% e 0,036 e 0,07% que é 31,37% do total das rochas e o Na_2O entre 0,02 e 0,64% por 82,14% das rochas (Fig. 54). Para o MgO a maior concentração está no intervalo 25,28 e 30,08% que equivale a 35,71% das amostras analisadas e a segunda maior concentração entre 20,48 e 25,28% com 21,43% das amostras. O CaO com maior variação entre 0,05 e 1,57% que representa 21,81% das amostras, seguido do intervalo 1,57 a 3,09 que equivale 18,13% das amostras. O TiO_2 com variação entre 0,23 e 0,45% que representa 42,86% das rochas e entre 0,01 e 0,23% que é 23,21% das rochas. Já o MnO com variação entre 0,162 e 0,202 que equivale a 35,21% das amostras (Fig. 55). O Fe_2O_3 com intervalo entre 3,16 e 5,81% que corresponde a 60% do total de amostras e o FeO com variação de 2,54 e 4,44% correspondente a 42,86% (Fig. 56).

Nas curvas de frequências acumuladas foram calculadas a média e desvio padrão, segundo Inman (1952) e Folk & Ward (1957). A SiO_2 com valor médio de 43,66 e com desvio padrão de 5,4 e 6,61; notar que o primeiro resultado deve-se a Inman (1952)

FIG. 54 – HISTOGRAMA PARA SiO₂, Al₂O₃, K₂O E Na₂O DAS ROCHAS MÁFICO-ULTRAMÁFICAS DOS GREENSTONE BELTS DE CRIXÁS, GUARINOS, PILAR DE GOIÁS - HIDROLINA.

FIG. 55 - HISTOGRAMA PARA MgO , CaO , TiO₂ E MnO DAS ROCHAS MÁFICO-ULTRAMÁFICAS DOS GREENSTONE BELTS DE CRIXÁS, GUARINOS, PILAR DE GOIÁS-HIDROLINA.

Fig .56 - Histograma para Fe_2O_3 e FeO das rochas máfico-ultramáficas dos greens-tone belts de Crixás, Guarinos, e Pilar de Goiás - Hidrolina .

e o segundo a Folk & Ward (1957). Para o Al_2O_3 a média 6,24 e o desvio padrão de 4,55 por ambos os métodos. O K_2O com valor da média de 0,0428 e desvio padrão de 0,0453 e 0,050 (Fig. 57). O MgO com média de 27,76% e desvio padrão de 9,60 e 8,94. O CaO com média de 4 e desvio padrão em torno de 3,42 e 3,11 (Fig. 58). O TiO_2 com valor médio de 0,362 e desvio padrão de 0,264 e 0,262. O MnO com média de 0,18 e desvio padrão de 0,048 (Fig. 59). O Fe_2O_3 com valor médio de 5,28 e desvio padrão de 2,385 e 3,08 e o FeO com média de 4,25 e desvio padrão de 1,80 e 1,96 (Fig. 60).

4.2.4 — Análises Estatísticas dos Elementos Menores, Traços e Terras Raras

Na Tabela XIA têm-se os valores da média e desvio padrão dos elementos menores e traços das rochas de Crixás. A média e desvio padrão foram calculados através das seguintes fórmulas matemáticas:

$$(\bar{X}_a) = \sum_{i=1}^n X_i/n \quad \text{e} \quad s = \sqrt{\frac{\sum (x_1 - x_2)^2}{N}} \quad \text{e}$$

através das curvas acumulativas com as fórmulas idealizadas por Inman (1952) e Folk & Ward (1957) onde se tem:

$$s_1 = \frac{x_{84} - x_{16}}{2} \quad \text{e} \quad s_2 = \frac{x_{84} - x_{16}}{4} + \frac{x_{95} - x_5}{6,6}$$

$$\bar{X} = x_{50} \text{ (Média)}$$

Com os histogramas de frequência dos elementos traços e menores foi possível visualizar-se a maior concentração destes elementos para os **greenstone belts** retrocitados.

Para o Cobalto (Co) a maior concentração está no intervalo 86-124 ppm que corresponde 26,67% das amostras, seguida de 23,33 para os intervalos 48-86 ppm e 124-162 ppm, este histograma mostra uma distribuição simétrica (unimodal?). O Bário (Ba) como era de se esperar um valor baixo neste elemento a maior concentração corresponde a 76,92% dentro do intervalo 5-60 ppm. O níquel

FIG.57
 DIAGRAMA DE FREQUÊNCIA ACUMULADA
 DE (FOLK E WARD, 1957) PARA SiO₂,
 Al₂O₃ E K₂O DAS ROCHAS MÁFICO-
 ULTRAMÁFICAS DO GREENSTONE
 BELT DE CRIXÁS.

FIG - 58 Curva de frequência acumulada de MgO, CaO, média e desvio padrão (Inman, 1952 e Folk e Ward, 1957) das rochas máfico - ultramáficas dos Greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina.

FIG. 59 - Curva de frequência acumulada de TiO₂, MnO, média e desvio padrão (Inman , 1952 e Folk e Ward, 1957) das rochas máfico - ultramáficas dos Greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goidás - Hidrolina.

FIG. 60 - Curva de frequência acumulada de FeO Fe₂O₃ média e desvio padrão (Inman, 1952 e Folk e Ward, 1957) das rochas máfico - ultramáficas dos Greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina.

(Ni) com maior valor de 26,67% para o total das amostras correspondente ao intervalo 534-1.019 ppm, seguido de 20% e 16,67% para os intervalos 49-534 ppm, 1.019-1.504 ppm e 1.989-2.474 ppm. O cromo (Cr) com distribuição (2.580-3.160 ppm) e (4.720-5.500 ppm) com 32 e 37% (Fig. 61).

O vanádio (V) com a maior concentração de 30% dentro do intervalo 92-124 ppm. O molibdênio (Mo) estas rochas são rochas com baixos valores nestes elementos, portanto a maior concentração de 56,67% das amostras estão no intervalo 2,9-4,42 ppm (Fig. 62). O fósforo (P) com maior concentração no intervalo 26-138 ppm. O estrôncio (Sr) com baixos valores com maior concentração 53,75% no intervalo 4,9-16,9 ppm o mesmo acontece com o Rb com maior número de amostras 53,33% dentro do intervalo 9,9-19,8 ppm. O zircônio (Zr) com uma concentração de 73,33% dentro do intervalo 9,9-36,9 ppm. O ítrio (Y) com maior concentração de 31,03% no intervalo 9,9-19,8 ppm e 27,59% no intervalo 19,8-29,7 ppm. O Sc com maior concentração de 64% no intervalo 12,5-20 ppm (Fig. 63 e 64).

Na Figura 65 têm-se os valores da média e desvio padrão para Cr e Ni das rochas máfico-ultramáficas dos **greenstone belt** de Crixás, o Cr com média ($\bar{X}$) de 2.220 ppm e desvio padrão (s) de 1.155 ou 1.049 ppm; o Ni com média ($\bar{X}$) de 1.125,1 ppm e desvio padrão (s) de 868,15 e 789,74 ppm. O Co com média ($\bar{X}$) de 116,6 ppm e desvio padrão (s) 52,5 e 46,46 ppm; o V com média ($\bar{X}$) de 124 ppm e desvio padrão de 47 e 47,66 ppm (Fig. 66). O Sc com média ($\bar{X}$) de 17 ppm e desvio padrão (s) de 7,16 e 7,46 ppm e o Ba com valor médio ($\bar{X}$) de 27,60 ppm e desvio padrão de 62,1 ppm e 67,46 ppm (Fig. 67). Na Figura 68 o Rb com média de 11,88 ppm e desvio padrão de 5,94 e 11,22 ppm e o Sr com média ($\bar{X}$) de 15,70 ppm e desvio padrão (s) de 18,72 e 18,43 ppm, enquanto o Zr com média de 24,75 ppm e desvio padrão de 23,22 d 31,79 ppm e o Y com valor médio ($\bar{X}$) de 20,99 ppm e desvio padrão (s) de 14,95 e 14,47 ppm (Fig. 69). O P com valor médio ($\bar{X}$) de 93,20 ppm e desvio padrão (s) 106,4 e 126,16 ppm e o Mo com média ($\bar{X}$) igual 4,02 ppm e desvio padrão (s) de 2,13 e 2,24 ppm (Fig. 70).

Observa-se o enriquecimento das rochas nos elementos

Cr

Ba

Co

Ni

Fig. 61 - Histograma de Frequência para Co, Ba, Ni e Cr, rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina.

Fig. 62 - Histograma de frequência V e Mo, para as rochas máfico-ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás - Hidrolina.

Fig. 63 – Histograma de frequência P e Sr para as rochas máfico – ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás Hidrolina.

Fig. 64 -Histograma de frequência de Rb,Zr, Y e Sc para as rochas máfico-ultramáficas dos Greenstone Belt de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina.

CURVA ACUMULATIVA Cr

$$\text{MÉDIA} = \bar{x} = 4220 \text{ ppm}$$

$$\text{DESVIO PADRÃO} = \frac{5079 - 2770}{2} \\ = 1155 \text{ ppm}$$

$$\text{ou } s = \frac{5079 - 2770}{4} + \frac{5266 - 2146}{6,6} \\ = 1049 \text{ ppm}$$

CURVA ACUMULATIVA Ni

$$\text{MÉDIA} = 1125,70 \text{ ppm}$$

$$\text{DESVIO PADRÃO} = \frac{2134,50 - 398,20}{2} \\ = 868,15 \text{ ppm}$$

$$\text{ou } s = \frac{2134,50 - 398,20 + 2517,65 - 170,25}{4 + 6,6} = 789,74 \text{ ppm}$$

FIG.65 - Curva de frequência acumulada de Cr e Ni (Inman, 1952 e Folk e Ward, 1957). Para as rochas de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina.

FIG.66 - Curva de frequência acumulada de Co e V (Inman, 1952 e Folk e Ward, 1957). Para as rochas de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás-Hidrolina.

CURVA ACUMULATIVA Sc

13 A

MÉDIA $\bar{x}$ = 17,00 ppm

$$\text{DESVIO PADRÃO} = \frac{24,87 - 10,55}{2} = 7,16 \text{ ppm}$$

$$\text{ou } s = \frac{24,87 - 10,55}{4} + \frac{33,87 - 8,23}{6,6} = 7,46 \text{ ppm}$$

CURVA ACUMULATIVA Ba

Ba

MÉDIA = 27,60 ppm

$$\text{DESVIO PADRÃO} = 151,80 - 27,60 = 62,1 \text{ ppm}$$

$$\text{ou } s = \frac{151,80 - 27,60}{4} + \frac{257,10 - 16,80}{6,6} = 67,46 \text{ ppm}$$

FIG.67 - Curva de frequência acumulada de Sc e Ba (Inman, 1952 e Folk e Ward, 1957). Para as rochas de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina.

CURVA ACUMULATIVA Rb

MÉDIA = 11,88 ppm

$$\text{DESVIO PADRÃO} = \frac{17,82 - 5,94}{2} \\ = 5,94 \text{ ppm}$$

$$\text{ou } \sigma = \frac{17,82 - 5,94}{4} + \frac{59,40 - 4,95}{6,6} \\ = 11,22 \text{ ppm}$$

CURVA ACUMULATIVA Sr

MÉDIA = 15,70 ppm

$$\text{DESVIO PADRÃO} = \frac{46,9 - 9,46}{2} \\ = 18,72 \text{ ppm}$$

$$\text{ou } \sigma = \frac{46,9 - 9,46}{4} + \frac{67,78 - 7,9}{6,6} \\ = 18,43 \text{ ppm}$$

FIG.68 - Curva de frequência acumulada de Rb e Sr (Inman, 1952 Folk e Ward, 1957). Para as rochas de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina.

CURVA ACUMULATIVA Zr

MÉDIA = 24,75 ppm

$$\text{DESVIO PADRÃO} = \frac{63,90 - 17,46}{2} = 23,22 \text{ ppm}$$

$$\text{ou } \Delta = \frac{63,90 - 17,46}{4} + \frac{147,96 - 14,76}{6,6} = 31,79 \text{ ppm}$$

CURVA ACUMULATIVA Y

MÉDIA = 20,99 ppm

$$\text{DESVIO PADRÃO} = \frac{40,79 - 10,89}{2} = 14,95 \text{ ppm}$$

$$\text{ou } \Delta = \frac{40,79 - 10,89}{4} + \frac{53,46 - 3,96}{6,6} = 14,97 \text{ ppm}$$

FIG.69 - Curva de frequência acumulada de Zr e Y (Inman, 1952 e Folk e Ward, 1957). Para as rochas de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina.

CURVA ACUMULATIVA P

AMOSTRAS 510

MÉDIA = 93,20 ppm

$$\text{DESVIO PADRÃO} = \frac{272,40 - 59,60}{2} \\ = 106,4 \text{ ppm}$$

$$\text{ou } \sigma = \frac{272,40 - 59,60}{4} + \frac{530,00 - 48,40}{6,6} \\ = 126,16 \text{ ppm}$$

CURVA ACUMULATIVA Mo

AMOSTRAS 510

MÉDIA = 4,02 ppm

$$\text{DESVIO PADRÃO} = \frac{7,46 - 3,20}{2} \\ = 2,13 \text{ ppm}$$

$$\text{ou } \sigma = \frac{7,46 - 3,20}{4} + \frac{10,80 - 3,05}{6,6} \\ = 2,24 \text{ ppm}$$

FIG. 70 - Curva de frequência acumulada de P e Mo (Inman, 1952 Folk e Ward, 1957). Para as rochas de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina.

de transição (V, Co, Ni e Cr), enquanto há uma diminuição nos elementos litófilos tais como Rb, Mo, Y, Sc, etc.

O estudo de terras raras para os komatiitos de Munro (Arth, Arndt e Naldrett, 1977) mostraram valores baixos de terras raras, os valores de terras raras leves são mais baixos em relação as médias e pesadas. As terras raras pesadas apresentam modelos achatados com variação entre 1,5 a aproximadamente 4, este último para os komatiitos com **spinifex**. A zona maciça tem o mais baixo valor de terras raras. Na Figura 3 (Arth, Arndt e Naldrett, 1977) para rochas komatiíticas sem cristais, os komatiitos peridotíticos são fortemente empobrecidos para não empobrecidos em terras raras leves ($Ce/Ybn = 0,34 - 1$); os komatiitos piroxeníticos mostram suave a ligeiramente enriquecido ($Ce/Ybn = 0,65 - 1,1$) e komatiitos basálticos mostram suave a ligeiramente enriquecido ($Ce/Ynb = 0,65 - 1,3$).

Jahn et al. (1980) mostraram um modelo achatado em elementos terras raras para os komatiitos de Suomussalmi e Kumo, onde tanto os elementos terras raras leves quanto os pesados variam de 4 a 10 vezes os valores dos condritos, com um exemplo próximo de 20 vezes.

A série komatiítica de Tipasjarvi, apresentam modelo com forte empobrecimento em terras raras leves $(La/Sm)_n = 0,27 - 0,68$, e com terras raras pesadas essencialmente achatadas $(Gd/Yb)_n = 1$, mostrando 3 a 12 vezes a abundância dos condritos. O modelo com ligeiro a moderadamente empobrecidos em (TRL), mas com mergulho de TRP $(Gd/Yb)_n = 1,2$ a 2, modelo completamente achatado com TRL, ligeiramente empobrecidos em $(La/Sm)_n = 0,75$ a 0,90 e terras raras e pesadas completamente achatada com $(Gd/Yb)_n \approx 1,0$.

Os estudos dos elementos terras raras foram realizados em laboratório do Canadá, pelo Prof. Dr. Antony Vander Voet. As amostras Cri-05B, Cri-06B e Cri-06E foram cedidas gentilmente pelo Prof. Fuck ao Prof. Cordani e este enviou para o Canadá juntamente com amostras da presente tese.

Como pode se observar as rochas da região de Crixás mostraram-se altamente enriquecidas em elementos terras raras leves com $(La/Nd)_n = 0,96 - 1,68$, modelo que é mais semelhante aos toleitos arqueanos e rochas calco-alcálinas bastante diferenciadas. Em relação aos elementos terras raras pesadas, as amostras apresentam a distribuição semelhante aos komatiitos arqueanos com valores achatados a ligeiramente enriquecidos. A relação $(Dy/Yb)_n = 0,89 - 0,81$ (Figs. 71 e 72).

A Figura 73 , mostra o campo de distribuição das rochas de Crixás. Apesar do enriquecimento em terras raras leves para estas rochas, dando aspecto de rochas toleíticas, pelo estudo petrográfico e elementos maiores e traços, sabe-se que a maioria destas rochas são metaperidotitos e metapiroxenitos com textura **spinifex** e esquelética e estão fora do campo toleítico somente as amostras Cri-6B e E são metabasaltos com estruutra de **pillow** e Cri-06B, é um metadiabásio (Fuck, inf. verbal). Tal fato já demonstrado por inúmeros gráficos petroquímicos discriminantes. Observa-se que para os modelos de Munro, Finlândia e Canadá, em geral, os komatiitos são empobrecidos e apresentam modelos achatados para os elementos terras raras leves em relação as amostras de Crixás que estão altamente enriquecidas nestes elementos (Tab. XIB). Tais rochas estão ligadas a sua origem a partir de fusão do manto com diferenciação e o que tudo indica, o manto era extremamente enriquecido em elementos terras raras leves, ou então, estes elementos foram enriquecidos na passagem das rochas supracitadas na crosta.

4.2.5 — Variação dos Óxidos, Elementos Menores e Traços com Parâmetros de Niggli e ID

Foram plotados os óxidos das rochas máfico-ultramáficocas dos **greenstone belts** de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina, versus parâmetros de Niggli.

Nas Figuras 74, 75 e 76 onde se tem o parâmetro mg (Niggli) versus óxidos, observa-se que apesar da dispersão do SiO_2 há uma diminuição para o Al_2O_3 , FeO , TiO_2 e CaO . O MgO aumenta com

FIG. 71 -PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DE -
TERRAS RARAS PARA AS ROCHAS
MÁFICO-ULTRAMÁFICAS (KOMATIITOS)
DO GREENSTONE BELT DE CRIXÁS.

FIG. 7 2 - PADRÃO DE TERRAS RARAS PARA AMOSTRAS (DUPLICATAS). MÁFI-CO-ULTRAMÁFICAS DO GREENSTONE BELT DE CRIXÁS.

FIG. 73 -CAMPO DE DISTRIBUIÇÃO DAS TERRAS RARAS PARA AS ROCHAS MÁFICO-ULTRAMÁFICAS DE CRIXÁS (KOMATIITOS).

Fig. 74 – SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ e FeO Vs mg (parâmetro de Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás – Hidrolina.

Fig.- 75 - CaO, MgO, Na₂O e K₂O Vs mg (parâmetro de Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás-Hidrolina.

Fig. - 76 - MnO, TiO₂ e P₂O₅ Vs mg (pa-
râmetro de Niggli) para as rochas máfico
- ultramáficas dos Greenstone belts de
Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás-Hidrolina

o aumento do mg, enquanto que P_2O_5 , Fe_2O_3 e MnO , mostram os pontos bastante dispersos. O Na_2O e K_2O estão praticamente constantes para o aumento de mg.

Nas Figuras 77, 78 e 79, o SiO_2 , Na_2O e K_2O aumentam levemente com o aumento do parâmetro de Niggli (si). No tocante ao Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , MnO , TiO_2 e P_2O_5 os pontos estão muito dispersos, enquanto o MgO mostra uma diminuição com o aumento de si.

Nas Figuras 80, 81 e 82, o SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 diminuem com o aumento do parâmetro de Niggli (fm). Enquanto o MgO , o Fe_2O_3 e FeO estão dispersos e o MgO aumenta rapidamente com o aumento do fm, isto é, mostra correlação positiva.

Nas Figuras 83 e 84 onde foram plotados os parâmetros si, fm, c, alk e al de Niggli versus parâmetros mg Niggli, a si mostra correlação negativa com o mg, assim como, o alk e al, enquanto o mg e al mostram correlação positiva com o mg. Com relação ao parâmetro si (Niggli) mg e fm apresentam correlação negativa. Por outro lado, o alk, c e al mostram correlação positiva (Figs. 85 e 86).

O Índice de Diferenciação (ID) de Thorton & Tuttle (1960) mostra correlação positiva com o Al_2O_3 e Na_2O . Com relação ao Fe_2O_3 , FeO , SiO_2 , MnO , TiO_2 , CaO , os pontos estão muito dispersos. Já o MgO e P_2O_5 parece haver uma correlação negativa (Figs. 87, 88 e 89).

O comportamento dos elementos traços e menores em relação aos Índices de Diferenciação (ID) e parâmetros de Niggli, pode ser observado nas Figuras 90 e 91, onde verifica-se o aumento do Ni, Co e Ba com aumento do parâmetro mg (Niggli), enquanto que para os elementos V, Ti, Y, Zr e Sr há uma diminuição desses elementos à medida que o mg aumenta.

Com relação ao índice si (Niggli) verifica-se uma que

Fig. - 77 - SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e FeO Vs si (parâmetro de Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos Greenstone belts de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás-Hidrolina.

Fig.- 78 - MnO, TiO₂, CaO e MgO Vs si (parâmetro de Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás-Hidrolina.

Fig. - 79 Na_2O , K_2O e P_2O_5 Vs si
(parâmetro de Niggli) para as rochas
máfico-ultramáficas dos Greenstone
Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de
Goiás - Hidrolina.

Fig. - 80 - SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e FeO vs fm (parâmetro de Niggli) para as rochas - máfico-ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina.

Fig.-82- Na_2O , K_2O e P_2O_5 vs fm (parâmetro de Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina.

Fig. 83 - si, fm, c e alk Vs mg (parâmetro de Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina.

Fig.- 84 - al vs mg (parâmetro de Niggli) para as rochas mafico-ultramaficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina.

Fig. - 85 - mg, fm, c e alk Vs si (parâmetro de Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina.

Fig. - 86 - al vs si (parâmetro de Niggli) para as rochas máfico - ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixas, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina.

Fig.- 87 - Si O₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ e Fe O Vs ID (Índice de Diferenciação) para as rochas máfico-ultramáficas dos — Greenstone Belts de Crixas, Guarinos, Pilar de Goiás - Hidrolina.

FIG. 8.8 -DIAGRAMA CaO , MgO VERSUS ID (ÍNDICE DE DIFERENCIAÇÃO) PARA AS ROCHAS MÁFICO-ULTRAMÁFICAS DO GREENSTONE BELT DE CRIXÁS.

Fig. 89 - Na₂O, K₂O e P₂O₅ Vs I.D. (Índice de Diferenciação) para as rochas máfico — ultramáficas dos — Greenstone Belts de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás-Hidrolina.

Fig. 90 - Ni, Co, V e Ba vs mg (parâmetro de Niggli) para as rochas máfico - ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás - Hidrolina

Fig. 91 – Sr, Zr, Y e Ti vs mg (parâmetro de Niggli) para as rochas máfico - ultramáficas Greenstone Belts de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás - Hidrolina.

da dos elementos Co e Ni, enquan-o os elementos V, Ba, Sr, Zr, Y e Ti estão dispersos não dando para interpretar adequadamente (Figs. 92 e 93).

Os elementos Ni, Co e Ba aumentam com o aumento do fm (Niggli), já o V, Zr, Ti e Y diminuem com o aumento de mg (Figs. 94 e 95).

O Co e Ni diminuem com o aumento do Índice de Diferenciação (ID), por outro lado, o V, Ba, Sr, Zr, Ti e V tornam-se dispersos (Figs. 96 e 97).

4.2.6 — Origem das Rochas Máfica-Ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina

As rochas com características komatiíticas têm sido bastante estudadas nos últimos anos a cada vez mais se torna assunto de muita controvérsia e especulação quanto à sua origem e evolução. Por este motivo, inúmeros pesquisadores teceram comentários sobre tal assunto, entre eles: Sun & Nesbitt (1978), Jahn et al. (1980), Cawthorn & Strong (1974), Nesbitt & Sun (1976), Arndt (1977a,b), Condie (1981), Green (1975) e Green et al. (1975) e outros.

Naldrett & Turner (1977), se nós restringirmos nosso pensamento para as rochas máficas e ultramáficas do Greenstone Superior, nós estaríamos encarando a explanação da gênese: 1) O grande volume de komatiito basáltico; 2) peridotito, piroxenito e extensivo basalto alto magmasiano e 3) discreta lente intrusiva acima de altíssima proporção de dunito maciço, muito rico em olivina. Os dois líquidos mais magnesianos que têm-se encontrados com média de 32,50% de MgO, muito similar as amostras estudadas por Green et al. (1975) para o qual, sobre condições equivalente a extrusão para moderada profundidade de água (1.000 m) a temperatura do líquido de 1.650 a 1.700°C foi determinada. Se nos tomarmos o modelo de Green (1975) (pirolito), este líquido representaria no mínimo 75% do material fundido do manto.

Fig. 92 — Ni, Co, V e Ba vs si (parâmetro de Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixas, Guarinos, Pilar de Goiás-Hidrolina.

Fig. 93 - Sr, Zr, Y e Ti vs si (parâmetro de Niggli) para as rochas máfico — ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás-Hidroli-na.

Fig. 94 – Ni, Co, V e Ba vs fm (parâmetro de Niggli) para as rochas máfico-ultramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás – Hidrolina.

Fig. 95 - Sr, Zr, Y e Ti vs fm (parâmetro de Niggli) para as rochas máfico - ultramáficas dos Greenstone Belt de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás-Hidrolina.

Fig. 96 - Ni, Co, V e Ba vs ID (Índice de diferenciação) para as rochas máfico-ultramáficas dos Greenstones Belts de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás-Hidrolina.

Fig. 97 -Sr, Zr, Y e Ti vs ID (Índice de diferenciação) para as rochas máfico — ul — tramáficas dos Greenstone Belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás — Hidrolina.

Modelo ilustrado na Figura 98 que é baseado na quele de Green (1975 apud Naldrett & Turner, op. cit.). O mate rial originado do manto a profundidade de 220 km no ponto A e su bindo diapiricamente ao longo da adiabática ABCD e suportaria a proximadamente 25-30% de fusão parcial em B. Para este estágio a proximadamente 20% deste melt separou do diápiro, subindo em dire ção a superfície, talvez ao longo de um caminho tal como BF, ex trudir como basalto na superfície. O diápiro agora composto de 5 -10% de líquido basáltico e 90-95% de cristais, continua subir e suportar mais fusão.

Considerando-se o material muito mais máfico que o pi rolito arqueano de Green, assim a curva indicando o grau de fusão parcial para o regime ilustrado de P.P. na Figura.

Pelo estágio do diápiro que subiu até a superfície, tal vez para o ponto c e teria suportado mais fusão. Assim ele é cons tituído de um arcabouço coerente com 65-70% de olivina (cristal) mais 30-35% de melt. Para o ponto c, muito deste melt (com compo sição lembrando a média das amostras 106 e 107) quando separa: (1) para subir a superfície e formar um fluxo mais magnésiano (ca minho CE) ou (2) para diferenciar em caldeira próximo da superfí cie para formar suíte ígnea komatiítica que mostra ser compatível com fracionamento de baixa pressão de um líquido muito magnesia no. Lembra-se que as lentes dunito-peridotito com pequenas por ções de resíduos do diápiro que tem feito seu caminho muito perto da superfície (caminho ABCD).

Para as rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts de Crixás e Pilar de Goiás—Hidrolina, considerando-se o estudo pe trográfico e litogeoquímico, podemos tentar eventar, uma hipótese para a origem dessas rochas.

As rochas dos greenstone belts de Crixás e Pilar de Goiás—Hidrolina se concentram em dois grupos bem marcantes, um grupo rico em MgO (molar) e pobre em ferro e outro rico em ferro (molar) e pobre em MgO (molar). As últimas são rochas realmente diferenciadas classificadas como metabásicas, enquanto que o ou

Fig .98- Diagrama profundidade versus temperatura, ilustrando modelo de dois estágios para produção de magma komatiíticos da pluma do manto ascendente (Naldrett e Turner , 1977).

- GEOTERMAS**
- Oceânica arqueana postulado
 - · — · — Oceânica presente
(Clark e Ringwood, 1964)
 - ||||| Zona de sulfeto fundido

tro são rochas cumuladas, e derrames ultramáficos e ultrabásicos predominantemente.

Além dessas amostras existem outras que estão dentro do campo de fusão de rochas do manto em diferentes graus de fusões. As rochas em epígrafe se situam entre as linhas de fusão de 0 a 10%, principalmente 40 a 50%.

Observa-se duas concentrações uma em torno de 0 a 10% e outra entre 40 a 50%. Estas duas concentrações indicam provavelmente duas gerações bem distintas de rochas em níveis de fusões diferentes.

Estas rochas são magmas primários gerados por fusão parcial do manto em diferentes graus.

Sendo assim acredita-se que as rochas máfico-ultramáficas em questão se formaram por fusão do manto, dando origem aos dunitos, komatiítos peridotítitos e komatiítos piroxeníticos e que os basaltos komatiítos foram originados destes por cristalização fracionada e os toleítos provavelmente por cristalização fracionando dos komatiítos "basálticos" ou mesmo dos komatiítos piroxeníticos.

Acredita-se que fases residuais (refratárias) possam ser representadas por cumulados de dunitos e piroxenitos-

Na Figura 99, MgO (molar) versus FeO (molar) observa-se as rochas que estão tanto no campo formado por fusões do manto e como no que indica que foram formadas por cristalização fracionada. Estas apresentam baixo MgO (molar) e alto FeO (molar).

As rochas situadas fora do campo apresentado na Figura 99 são aquelas consideradas como produtos de cristalização fracionada e em geral de composição básica (Stamatelopoulos-Seymour, Don Francis e Ludden, op. cit. e Francis et al., op. cit.). Os últimos autores acreditam que olivina basaltos afíricos podem ser magmas primários e por isso podem cair dentro do campo com grau

FIG. 99 - DIAGRAMA MgO (molar) VERSO FeO (total molar) PARA AS ROCHAS MAFICO-ULTRAMÁFICAS DOS GREENSTONE BELTS DE CRIXÁS, GUARINOS, PILAR DE GOIÁS - HIDROLINA.

(APUD STAMATELOPOULOU - SEYMOUR, DOM FRANCIS E LUDDEN, 1983).

de fusão mais baixo, enquanto que os piroxênio basaltos afíricos e plagioclásio basaltos afíricos são produtos de cristalização fracionada dos olivina basaltos afíricos.

Apesar de se acreditar em vários níveis de fusões para as rochas ultramáficas, acredita-se também que nem todas as rochas ultramáficas foram produto de fusão, provavelmente alguns komatiitos piroxeníticos sejam derivados por fracionamento de komatiitos peridotíticos onde se teria, originalmente, a formação de dunitos e komatiitos peridotíticos (fusão) e passando para komatiitos piroxeníticos destes para komatiitos basálticos e finalmente dos komatiitos basálticos para toleíticos, os três últimos por diferenciação.

Através do estudo de lâminas observa-se microbandeamento das rochas, principalmente com **spinifex** onde se têm níveis constituído essencialmente de serpentina (olivina) que constitui aproximadamente 100% da rocha, enquanto outros são constituídos de serpentina e tremolita (olivina + clinopiroxênio) ou, seja talvez a composição wherlito peridotítico e outros níveis constituído predominantemente de tremolita (clinopiroxênio) mostrando a provável diferenciação de níveis mais duníticos a nível piroxeníticos, níveis de wherlito peridotítico e lherzolito peridotítico.

Outras vezes se observa níveis constituído essencialmente de olivina (dunito) que se intercalam com níveis constituído praticamente de tremolita (clinopiroxênio) com passagem aparentemente brusca ou seja material de composição extrema gerados por diferentes fusões sem passar por processo marcante de diferenciação.

Além dos fatos retrocitados os estudos dos elementos maiores, menores e traços, e suas relações com os índices de diferenciação e parâmetros de **Niggli**, mostraram que estas rochas tiveram, além de sua origem a partir de um magma primitivo elas foram diferenciadas.

Os estudos de elementos terras raras, ao contrário, dos

estudos petrográficos e litogeoquímicos que mostraram uma origem komatiítica para as rochas em questão, aquelas apresentaram um enriquecimento em terras raras leves, modelo de rochas toleíticas e calco-alcalinas. Porém, acredita-se que o enriquecimento de elementos terras raras leves para as rochas komatiíticas (peridotitos e piroxenitos) com texturas *spinifex* e esquelética, deve-se ao enriquecimento desses elementos no manto ou então que o magma ao atravessar a crosta continental foi enriquecido nestes elementos.

A baixa razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ mostrado por Montalvão, Lopes e Pereira (1981) para os komatiitos de Crixás, parece justificar a fusão da granada no material primário do manto. Assim como a constante presença de clorita na associação com alto valor de Al_2O_3 , talvez justifique a baixa razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$.

4.2.7 — Origem dos Anfibolitos do Supergrupo Pilar de Goiás e Complexo Goiano

Os anfibolitos têm sido um dos problemas mais fascinantes e controversos quanto a sua origem, na petrologia metamórfica.

Levado por este fascínio inúmeros pesquisadores tentaram estudar estas rochas e sugerir idéias quanto a sua origem.

Wilcox & Poldevart (1959 apud Leake, 1964) atestaram o bandeamento como sendo o melhor critério no reconhecimento dos para-anfibolitos. Welker et al. (1960 apud Leake, op. cit.) consideraram que sua associação com mármore seria um critério para origem sedimentar. No entanto nenhuma das idéias são conclusivas para origem sedimentar.

O uso dos estudos litoquímicos na separação dos orto e para-anfibolitos em diagramas discriminantes, têm sido usados nos últimos anos, principalmente os parâmetros de Niggli com uso dos óxidos e o estudo dos elementos traços e menores. Estes, principalmente os de transições, Cr, Ni, Co e V e elementos como Zr, Y, Ta, etc. Na Tabela XII, os valores de óxidos.

TABELA XII — Análises de óxidos dos anfibólitos, metabasaltos e calcossilicadas do Supergrupo Pilar de Goiás e Complexo Goiano.

Nº DA AMOSTRA	LITOLOGIA	UNIDADE LITOSTRATIG.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	UNIDADE
01.001.10/EG:01/RM-PP/01	MÁRMORE	SUPERGRUPO PILAR DE GOIÁS	18,7	0,10	0,26	1,39	18,7	0,61	28,8	0,59	—	0,10	0,56	32,2	0,10
03/RM-PP/03.1	CLORITA XISTO	II	44,8	7,84	3,50	7,84	21,2	0,17	8,20	0,75	—	0,46	0,10	4,6	0,32
05/RM-PP/05.2	ANFIBOLITO	II	54,5	14,0	3,39	5,23	6,51	0,11	8,20	4,64	0,33	0,91	0,89	0,99	0,27
16/RM-PP/11	ANFIBOLITO	COMP. GOIANO	50,3	15,0	3,09	8,30	6,40	0,12	10,2	2,96	0,28	1,08	0,12	0,73	0,14
19/RM-PP/14.1	BASALTO C/ PILLOW (META)	SUPERGRUPO PILAR DE GOIÁS	51,5	10,6	6,61	5,40	9,87	0,13	11,0	2,16	0,11	0,79	0,10	0,93	0,08
19/RM-PP/14.2	II	II	50,2	11,1	3,60	9,01	9,67	0,14	10,3	2,42	0,14	0,82	0,10	0,87	0,03
19/RM-PP/14.3	II	II	51,6	11,0	3,57	8,50	9,13	0,15	10,6	2,48	0,14	0,77	0,10	0,60	0,04
30/RM-PP/25.1	BASALTO	II	56,8	12,1	2,08	6,82	6,28	0,13	9,64	2,32	0,10	0,67	0,86	1,20	0,07
30/RM-PP/25.2	II	II	45,2	15,0	4,42	8,72	7,93	0,16	15,50	1,78	0,14	0,86	0,10	1,5	0,09
32/RM-PP/27	ANFIBOLITO	COMP. GOIANO	49,0	14,4	3,22	8,81	6,89	0,14	11,7	2,21	0,26	1,02	0,10	0,86	0,02
41/RM-PP/34	II	SUPERGRUPO PILAR DE GOIÁS	47,5	13,1	4,55	11,4	6,63	0,17	9,86	2,16	0,35	1,56	0,1	1,00	0,10

O diagrama mg (Niggli) verso c (Niggli), (Fig. 100), sugere um **trend** ígneo para os anfíbolitos que assomam na Folha SE.22 Goiânia, o mesmo acontecendo com os anfíbolitos do Complexo Goiano e do **greenstone belt** de Pilar de Goiás. Os metabasitos (anfíbolitos facies xisto verde) com estrutura de **pillow**, amígdalas e **vesículas**, às vezes apresentam bandeamento local dado por transposição de **pillow** e **interpillow** no rio Vermelho. Sua distribuição na Figura 100 é ao longo do **trend** ígneo, o qual foi apresentado por Satynarayana et al. (1974).

No diagrama al-alk (Niggli) versus c (Niggli) os anfíbolitos do Complexo Goiano e do **greenstone belt** de Crixás e Guarinos e os metabasitos do rio Vermelho caíram dentro do campo ígneo (Fig. 101).

No diagrama 100 mg-c-(al-alk) com separação dos campos das grauvas, folhelhos e **trend** ígneo, observa-se que a maioria segue o **trend** ígneo (Dolerito Karoo); somente os anfíbolitos da Folha SE.22 Goiânia (Fig. 102) posicionam-se dentro do campo das grauvas. Satyanarayana et al. (op. cit.) usando este tipo de diagrama mostraram que todos os orto-anfíbolitos e alguns para-anfíbolitos seguem o **trend** ígneo, enquanto a maioria dos para-anfíbolitos e anfíbolitos granadíferos repousam no campo das grauvas.

Stepheson (1980) ao tratar os anfíbolitos e granulitos básicos da costa sudoeste da Austrália, mostrou a distribuição das rochas ao longo do **trend** ígneo no diagrama 100 mg-c-(al-alk).

No diagrama A-C-F, Orville (1969), plotou o campo de rochas básicas e misturas de folhelhos e carbonatos e os campos são dos carbonatos e folhelhos. Os anfíbolitos do Complexo Goiano, na Folha SE.22 Goiânia, e os anfíbolitos e metabasitos do Complexo Goiano e **greenstone belt** de Pilar de Goiás, Crixás e Guarinos, repousam dentro do campo sedimentar (Fig. 103) mostrando deste modo, uma origem completamente diferente dos outros diagramas que mostram origem ígnea para estas rochas.

FIG. 100 - DIAGRAMA c (NIGGLI) VERSUS mg (NIGGLI) PARA OS ANFIBOLITOS E METABASALTOS DO COMPLEXO GOIANO E GREENSTONE BELTS (SATYNARAYANA et al , 1974).

FIG.101 - DIAGRAMA $(dl - dlk)$ VERSUS c (NIGGLI) PARA OS ANFIBOLITOS E METABASALTOS DO COMPLEXO GOIANO E GREENSTONE BELTS (SATYNARAYANA et al , 1974)

- - ANFIBOLITOS - COMPLEXO GOIANO E GREENSTONE BELT PILAR DE GOIÁS
- ▲ - METABASALTOS - GREENSTONE BELT CRIXÁS
- - ANFIBOLITOS - COMPLEXO GOIANO - FOLHA SE.22 - GOIÂNIA

FIG. 102 - DIAGRAMA 100 Mg - C - (AL-ALK) PARA OS ANFIBOLITOS E METABASALTOS DO COMPLEXO GOIANO E GREENSTONE BELTS (SATY NARAYANA ET AL , 1974) ANFIBOLITOS - COMPLEXO GOIANO (FOLHA SE.22 - GOIÂNIA , IANHEZ et al , 1983).

FIG.103 — DIAGRAMA A-C-F PARA OS ANFIBOLITOS E METABASALTOS DO COMPLEXO GOIANO E GREENSTONE BELTS (ORVILLE, 1.969)

Gokhale & Gothe (1978) usou para separar os para-anfibolitos dos orto-anfibolitos o diagrama triangular $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-FeO-SiO}_2$, diferente da maioria dos autores que sempre usaram os parâmetros de Niggli. Na Figura 104, os anfibolitos do Complexo Goiano e os **greenstone belt** de Crixás, Pilar de Goiás e Guarinos na Folha SE. 22 Goiânia e área do presente trabalho jazem no campo dos orto-anfibolitos.

No gráfico de Stamatelopoulou-Seymour, Don Francis e Ludden (1983) que relaciona $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3$, diagrama já usado por Arndt, Naldrett e Pyke (1977) para Munro, foram plotados os anfibolitos do Complexo Goiano na Folha SE.22 Goiânia e os anfibolitos e metabasitos que ocorrem no Complexo Goiano e Supergrupo Pilar de Goiás, nos **greenstone belts** de Crixás, Pilar de Goiás; observa-se que as amostras posicionam-se no campo dos basaltos komatiíticos e toleíticos (Fig. 105). No diagrama TiO_2 versus Al_2O_3 (Fig. 106) os metabasaltos e os anfibolitos do **greenstone belt** de Pilar de Goiás e os anfibolitos do Complexo Goiano na Folha SD.22 Goiás jazem nos campos dos komatiitos finlandeses, enquanto os anfibolitos da Folha SE.22 Goiânia, estão na maioria no campo dos toleitos finlandeses.

Dos diagramas expostos chega-se a conclusão da origem ígnea para os anfibolitos, tanto no campo dos toleitos como komatiitos.

FIG. 104 — DIAGRAMA Fe_2O_3 - FeO - SiO_2 PARA OS ANFIBOLITOS E METABASALTOS DO COMPLEXO GOIANO E GREENSTONE BELTS (GOKALE E GOTHE, 1.978)

- ▲ - METABASALTO (GREENSTONE BELT DE CRIXÁS-RIO VERMELHO)
 ■ - ANFIBOLITOS-COMPLEXO GOIANO E GREENSTONE BELT DE PILAR DE GOIÁS
 ● - ANFIBOLITOS-COMPLEXO GOIANO (FOLHA SE.22-GOIÂNIA).

FIG. 105 - DIAGRAMA $MgO-CaO-Al_2O_3$ PARA OS ANFIBOLITOS E METABASALTOS DO COMPLEXO GOIANO E GREENSTONE BELTS (STAMATE LOPOULOU; SEYMOUR; DON FRANCIS E LUDEN (1983).

FIG. 106 - DIAGRAMA TiO_2 VERSUS Al_2O_3 PARA OS ANFIBOLITOS E METABASALTOS DO COMPLEXO GOIANO E GREENSTONE BELTS (JAHN et al , 1980).

5 — GEOCRONOLOGIA

No presente capítulo, serão abordados os dados geocronológicos disponíveis para as unidades ocorrentes na área, incluindo tanto os obtidos pelo autor como os de estudos anteriores; estes em parte são resultados obtidos em amostras coletadas nos domínios da área trabalhada, e em parte de outras regiões, mas que se prestam às interpretações que serão realizadas a seguir, por quanto fazem parte de unidades que adentram ao polígono aqui estudado.

Nesse contexto, para o Complexo Goiano dispõe-se de análises pelos métodos Rb/Sr, K/Ar e Pb/Pb; para o Supergrupo Pilar de Goiás procurou-se datar o seu grupo máfico-ultramáfico pelo método Sm/Nd com resultados fornecidos verbalmente ao autor, posto que, realizados nos Estados Unidos, os dados completos sobre as análises não chegaram a tempo de serem incluídos na presente tese; no tocante ao Complexo de Hidrolina foram feitas análises pelo método Rb/Sr. Com relação ao Grupo Itapaci, dispõe-se somente de datações pelo método K/Ar em função de sua constituição a base de xistos, estabelecer limitações interpretativas ao método Rb/Sr. A seguir serão discutidos os dados disponíveis para o Complexo Goiano, Supergrupo Pilar de Goiás e Complexo Hidrolina, que se mostram de maior valor interpretativo.

5.1 — Complexo Goiano

5.1.1 — Generalidades

À medida que se aumenta o conhecimento geológico de uma região, tem-se a necessidade de estudos cada vez mais detalhados de geocronologia, cujo apoio no empilhamento cronoestratigráfico de áreas precambrianas é indiscutível. Entretanto, seu uso tem que estar em acordo com os resultados obtidos pelos geólogos de campo para que não haja interpretações discrepantes, entre estes e a geocronologia.

Os primeiros resultados de geocronologia obtidos em

terrenos que se identificam com os da área em pauta devem-se a Almeida & Hasui (1969) que apresentaram idade K/Ar de 3000 MA para as rochas do Complexo Goiano na região de Ceres.

Hasui, Hennes e Iwanuch (1975) apresentaram os resultados de 15 datações K/Ar de rochas do Centro-Norte do Brasil. As análises relacionadas ao Complexo Goiano, apresentaram tanto idades pertencentes ao Ciclo Transamazônico (1783 MA), quanto ao Ciclo Brasileiro (795-473 MA).

Hasui et al. (1980) em rochas do Complexo Goiano procedentes da região da localidade de Paranã, elaboraram uma isócrona de referência Rb/Sr com idades de 2100 MA e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,708.

No polígono aqui estudado tem-se conhecimento somente de uma isócrona de referência Rb/Sr a qual foi apresentada por Tassinari & Montalvão (1980) com valor de 2929 ± 105 MA e com razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de $0,701 \pm 0,0017$.

5.1.2 — Discussão de Resultados

No trabalho aqui desenvolvido serão estudadas e apresentadas as principais isócronas confeccionadas para o Complexo Goiano, principalmente dos arredores da área estudada bem como outras procedentes de vários pontos da Folha SD.22 Goiás. Alguns resultados inéditos obtidos pelo autor também serão aqui apresentados (Fig. 107), estes em amostras coletadas nos domínios da área em pauta. Tabelas XIII, XIV, XV, XVI, XVII, XVIII, XIX, XX, XXI, estão os dados analíticos Rb/Sr, Pb/Pb e K/Ar.

Segundo Tassinari, Teixeira e Siga Júnior (1981 apud Drago et al., 1981) as rochas do Complexo Goiano ao se analisar sua distribuição como um todo exibem domínios de idade tanto do Arqueano como também domínios em que são marcantes a atuação dos ciclos Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro.

Os principais domínios de idade apresentados por aque

LEGENDA

**Tabela XIII-DADOS ANALÍTICOS Rb/Sr PARA AS ROCHAS DO COMPLEXO GOIANO
NA REGIÃO DE ITAPIRAPUÃ**

Nº DE LABORATÓRIO	Nº DE CAMPO	LITOLOGIA	FOLHA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$\text{Rb}^{87} / \text{Sr}^{86}$	$\text{Sr}^{87} / \text{Sr}^{86}$	IDADE (MA)	REF.
4940	521/EB/24	Granitoide	SD. 22-Z-C	46.2	447.2	0.30	0.7120	—	3
4942	521/EB/44.1	Granitoide	SD. 22-Z-C	158.3	217.6	2.12	0.7815	2.496 ± 124	3
4943	521/VW/80.1	Granitoide	SD. 22-Z-C	107.4	271.4	1.15	0.7451	2.405 ± 188	3

REFERÊNCIA (3) – Drago et al (1981)

**Tabela XIV-DADOS ANALÍTICOS Rb/Sr PARA AS ROCHAS DO COMPLEXO GOIANO
REGIÃO DE RUBIATABA**

Nº DE LABORATÓRIO	Nº DE CAMPO	LITOLOGIA	FOLHA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$\text{Rb}^{87} / \text{Sr}^{86}$	$\text{Sr}^{87} / \text{Sr}^{86}$	IDADE (MA)	REF.
2592	CO-33A	Granito	SD. 22-Z-C	165	257	1.87	0.7828	2.528 ± 139	4
2593	CO-36B	Granito	SD. 22-Z-C	88.4	326.3	0.79	0.7378	—	4
2598	CO-33C	Granito	SD. 22-Z-C	34.9	101.8	0.99	0.7253	1.069 ± 26	4
2590	CO-36C	Granito	SD. 22-Z-C	112	308	1.06	0.7425	2.124 ± 220	4
2592	CO-36A	Granito	SD. 22-Z-C	129	281.8	1.33	0.7621	2.848 ± 185	4
2594	CO-38C	Granito	SD. 22-Z-C	136	234.2	1.52	0.7624	2.249 ± 148	4
2591	CO-39A	Granito	SD. 22-Z-C	165	257	1.87	0.7828	2.528 ± 159	4

REFERÊNCIA - (4) - Dados inéditos CPGE0 (Apud Drago et al, 1981)

Tabela XV - DADOS ANALÍTICOS Rb/Sr PARA AS ROCHAS DO "COMPLEXO GOIANO" RETRABALHADA DE (CRIXAS - RUBIATABA - CAIÇARA)

Nº DE LABORATÓRIO	Nº DE CAMPO	LITOLOGIA	FOLHA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁷	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	IDADE (MA)	REF.
4223	510/HA/65	Granodiorito	SD. 22-Z-A	187.3	699.4	0.78	0.7240	—	2
5352	510/HA/157.1 ✓	Migmatito	SD. 22-Z-A	99.9	710.6	0.41	0.7113	—	3
2598	CO-33C	Granito	SD. 22-Z-C	34.9	101.0	0.99	0.7253	1.069 ± 26	4
5941	531/EB/26	Granito	SD. 22-Z-C	255.2	192.7	3.85	0.7607	1.011 ± 51	

REFERÊNCIA - (2) - Tassinari & Montalvão (1980)
 (3) - Drago et al, (1980)
 (4) - CPGE0 (inédito)

Tabela XVI - DADOS ANALÍTICOS Rb/Sr PARA AS ROCHAS DO COMPLEXO GOIANO (CRIXAS - PILAR DE GOIÁS - HIDROLINA)

Nº DE LABORATÓRIO	Nº DE CAMPO	LITOLOGIA	FOLHA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁷	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	IDADE (MA)	REF.
4437	510/HA/136.1	Granito	SD. 22-Z-A	13.18	159.4	0.24	0.7169	—	2
4224	510/HA/77	Tonalito	SD. 22-Z-A	53.9	469.6	0.33	0.7156	—	2
5352	510/HA/157.1 ✓	Migmatito	SD. 22-Z-A	99.9	710.6	0.41	0.7113	—	3
4223	510/HA/65	Granodiorito	SD. 22-Z-A	187.3	699.4	0.78	0.7240	—	2
4222	510/PP/10	Granito	SD. 22-Z-A	99.7	261.5	1.11	0.7457	2.541 ± 176	2
4225	510/PP/7.3	Granodiorito	SD. 22-Z-A	118	231.9	1.48	0.7240	2.786 ± 135	2
4221	510/HA/235 ✓	Granito	SD. 22-Z-A	136.2	237.4	1.67	0.7727	2.797 ± 123	2

REFERÊNCIA (2) - Tassinari & Montalvão (1980)
 (3) - Drago et al (1981)

Tabela XVII-DADOS ANALÍTICOS Rb/Sr PARA O "COMPLEXO GOIANO" NA REGIÃO DE PARANÁ

Nº DE LABORATÓRIO	Nº DE CAMPO	LITOLOGIA	FOLHA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ / Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ / Sr ⁸⁶	IDADE (MA)	REF.
3847	PE-45	Migmatito	SD. 22-X-A	134.6	338.9	1.15	0.7473	2532 ± 146	5
	PE-471								
	CO-620 ✓								
	CO-625 ✓								
	PE-456								
3849	CO-611 ✓	Migmatito	SD. 22-X-A	149.2	133.2	3.27	0.8115	2148 ± 86	5
	CO-626 ✓								
3850	CO-628 ✓	Migmatito	SD. 22-X-A	198.4	147.3	3.94	0.8166	1879 ± 67	5

REFERÊNCIA (5) - Hasui et al (1980)

TABELA -XVIII-Dados Analíticos Rb/Sr para as Rochas do Complexo Goiano na Região a Oeste da estrada Crixas - Auriverde

Nº DE LAB	Nº DE CAMPO	LITOLOGIA	FOLHA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ / Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ / Sr ⁸⁶	IDADE	REF.
6602	510/HA/233	Granitóide	SD. 22-Z-A	58	464,8	0.3610 $\pm$ (0.010)	0.71441 $\pm$ (0.00023)	1810 $\pm$ 385	(1)
6535	EG-21/RM/16.1	Granitóide	SD. 22-Z-A	118	315.2	1.087 $\pm$ (0.031)	0.74330 $\pm$ (0.00014)	2438 $\pm$ 142	(1)
6532	EG-20/RM/15.6	Granitóide	SD. 22-Z-A	141	298.7	1.373 $\pm$ (0.039)	0.75638 $\pm$ (0.0021)	2587 $\pm$ 122	(1)
6531	EG-20/RM/15.2	Granitóide	SD. 22-Z-A	142.3	319.5	1.2950 $\pm$ (0.036)	0.75223 $\pm$ (0.00015)	2523 $\pm$ 126	(1)
6534	EG-20/RM/15.10	Granitóide	SD. 22-Z-A	140.6	288.9	1.4160 $\pm$ (0.040)	0.75915 $\pm$ (0.00062)	2643 $\pm$ 124	(1)
4225	510/PP-AP/7.3	Granitóide	SD. 22-Z-A	118.0	231.9	1.48 $\pm$ (0.03)	0.7648 $\pm$ (0.0014)	2786 $\pm$ 135	(2)
6615	EG-28/RM/23.2	Granitóide	SD. 22-Z-A	132.7	183.4	2.111 $\pm$ (0.059)	0.79024 $\pm$ (0.00064)	2111 $\pm$ 0.059	(1)
6601	510/HA/218.1	Granitóide	SD. 22-Z-A	109.8	201.7	1.583 $\pm$ (0.045)	0.75853 $\pm$ (0.00047)	2341 $\pm$ 109	(1)
6603	544/HA/310.1	Granitóide	SD. 22-Z-A	130.3	248	1.5280 $\pm$ (0.043)	0.75496 $\pm$ (0.00044)	2266 $\pm$ 111	(1)
6598	510/HA/235	Granitóide	SD. 22-Z-A	165.6	232.4	2.076 $\pm$ (0.058)	0.77610 $\pm$ (0.0010)	2371 $\pm$ 98	(1)
6533	EG-20/RM/15.8	Granitóide	SD. 22-Z-A	156.2	161.8	2.820 $\pm$ (0.079)	0.80318 $\pm$ (0.0067)	2409 $\pm$ 84	(1)
6530	EG-20/RM/15.1	Granitóide	SD. 22-Z-A	171.2	155.7	3.216 $\pm$ (0.090)	0.81622 $\pm$ (0.00160)	2394 $\pm$ 86	(1)

REFERÊNCIA (1) - Amostras Ineditas neste trabalho
(2) - Tassinari e Montalvão (1980)

Tabela XIX - DADOS ANALÍTICOS Rb/Sr PARA AS ROCHAS DO COMPLEXO GOIANO NA REGIÃO CAIA-MAR - CRIXÁS.

Nº DE LAB.	Nº DE CAMPO	LITOLOGIA	FOLHA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ / Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ / Sr ⁸⁶	IDADE (MA)	REF.
6562	EG-13/RM/8.1	Granitóide	SD.22-Z-A	50.7	399.1	0.3680 ± (0.010)	0.7147 ± (0.0001)	1823 ± 377	1
6606	EG-13/RM/8.3	Granitóide	SD.22-Z-A	42.7	521	0.2370 ± (0.007)	0.7112 ± (0.0007)	1819 ± 611	1
6607	EG-15/RM/10.2	Granitóide	SD.22-Z-A	41.2	527.7	0.2260 ± (0.006)	0.7098 ± (0.0001)	1476 ± 612	1
6600	510/HA/216	Granitóide	SD.22-Z-A	82.7	239.4	1.003 ± (0.028)	0.7378 ± (0.0002)	2268 ± 150	1
4369	510/HA-RM/149	Gnaíse	SD.22-Z-A	113.6	246.6	1.340 ± (0.030)	0.7523 ± (0.0014)	2647 ± 143	1
4224	510/HA-RM/77	Tonalito	SD.22-Z-A	53.9	469.6	0.330 ± (0.010)	0.7156 ± (0.0012)	—	3
6616	510/EG-15/RM/10.4	Granitóide	SD.22-Z-A	43.7	543.57	0.2328 ± (0.0072)	0.7471 ± (0.00081)	2001.8	1

REFERÊNCIA (1) - Inédito neste trabalho.
(3) - Tassinari e Montalvão (1980)

Tabela XX - DADOS ANALÍTICOS Pb/Pb PARA AS ROCHAS DO COMPLEXO GOIANO.

AMOSTRA	Nº DE CAMPO	LITOLOGIA	206Pb/204Pb	207 Pb/204Pb	PESO X ($\frac{\text{Pb } 206}{\text{Pb } 204}$)	RES. X	PESO Y ($\frac{\text{Pb } 207}{\text{Pb } 204}$)	RES. Y
1	EG-14/RM/8.1	Granitóide	16.55 $\pm$ 0.02	15.17 $\pm$ 0.02	3.460 E 0.3	2.384 E - 0.3	4.444 E 0.3	- 1.142 E - 0.2
2	EG-14/RM/8.2	Granitóide	16.58 $\pm$ 0.02	15.15 $\pm$ 0.02	3.460 E 0.3	- 1.192 E - 0.3	4.444 E 0.3	5.712 E - 0.3
3	EG-14/RM/8.3	Granitóide	16.28 $\pm$ 0.02	15.13 $\pm$ 0.02	3.906 E 0.3	2.636 E - 0.3	4.444 E 0.3	- 1.426 E - 0.2
4	EG-14/RM/8.4	Granitóide	16.44 $\pm$ 0.02	15.14 $\pm$ 0.02	3.906 E 0.3	3.021 E - 0.4	4.444 E 0.3	- 1.634 E - 0.3
5	EG-14/RM/9.2	Granitóide	16.36 $\pm$ 0.02	15.10 $\pm$ 0.02	3.906 E 0.3	- 4.001 E - 0.3	4.444 E 0.3	2.164 E - 0.2
6	EG-14/RM/9.3	Granitóide	15.69 $\pm$ 0.02	15.00 $\pm$ 0.02	3.906 E 0.3	- 2.320 E - 0.3	4.444 E 0.3	1.255 E - 0.2
7	EG-14/RM/10.1	Granitóide	15.67 $\pm$ 0.02	15.04 $\pm$ 0.02	3.906 E 0.3	4.484 E - 0.3	4.444 E 0.3	- 2.425 E - 0.2
8	EG-14/RM/10.2	Granitóide	14.99 $\pm$ 0.02	14.89 $\pm$ 0.02	4.444 E 0.3	- 1.190 E - 0.3	4.444 E 0.3	7.323 E - 0.3
9	EG-14/RM/10.3	Granitóide	16.76 $\pm$ 0.02	15.18 $\pm$ 0.02	3.460 E 0.3	- 9.050 E - 0.4	4.444 E 0.3	4.336 E - 0.3

Tabela XXI - DADOS ANALÍTICOS K/Ar ROCHAS DO COM- PLEXO GOIANO E XISTOS (GNAISSES FINOS) GRUPO ITAPACI

Nº DE LABORATÓRIO	Nº DE CAMPO	FOLHA	LITOLOGIA	MATERIAL	% K	Ar ⁴⁰ rad $\frac{(ccSTP) \times 10^{-5}}{g}$	% Ar Atm	IDADE (MA)	REF.
5072	544/EG-103/344	SD. 22-Z-A	Gnaisse	Biotita	6.4373	1.7058	4.33	573 ± 23	
5073	510/EG-119/80	SD. 22-Z-A	Gnaisse	Biotita	7.0334	3.7018	4.21	1010 ± 17	
5074	510/EG-85/56.1	SD. 22-Z-A	Gnaisse	Biotita	7.3280	4.4264	1.87	1121 ± 18	
5075	510/EG-108/342	SD. 22-Z-A	Gnaisse	Biotita	7.2096	2.4351	15.16	709 ± 15	
5076	510/EG-351/224	SD. 22-Z-A	Granito	Biotita	6.6913	1.5354	29.42	511 ± 20	
5135	01/EG-13/RM/82	SD. 22-Z-A	Gnaisse	Biotita	0.3208	7.1043	82.02	497 ± 88	
5136	01/EG-42/RM/36.1	SD. 22-Z-A	Anfibolito	Anfibólio	0.4089	2.1862	27.51	1023 ± 29	
5137	01/EG-10/RM/7.6	SD. 22-Z-A	Gnaisse	Biotita	6.9672	1.9252	22.58	594 ± 11	
5138	01/EG-05/RM/5.2	SD. 22-Z-A	Anfibolito	Anfibólio	0.2742	1.1187	30.24	829 ± 31	
5139	01/EG-16/RM/11	SD. 22-Z-A	Anfibolito	Anfibólio	0.2463	1.2794	21.05	1000 ± 21	
5140	01/EG-15/RM/101	SD. 22-Z-A	Gnaisse	Biotita	7.2250	3.0816	5.77	857 ± 13	
5143	01/EG-43/RM/36.2	SD. 22-Z-A	Anfibolito	Anfibólio	0.5297	1.7706	13.85	703 ± 14	

les autores são os de Caiçara—Itapirapuã, Rubiataba, norte de Colinas e Paraná e finalmente o de Crixás—Hidrolina que será tratado de modo mais aprofundado, posto que se insere no contexto do presente trabalho.

Na região de Itapirapuã, foram realizadas quatro datações em rochas do Complexo Goiano. Tais dados permitiram a elaboração de um diagrama isocrônico de referência Rb/Sr com três pontos analíticos que apresenta idade de 2651 ± 27 MA e razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de $0,700 \pm 0,001$ (Fig. 108) (Drago et al., op. cit.). Pelo baixo valor de MSWD, observa-se uma consaguinidade para as rochas, e apesar da isócrona ter sido construída com somente três pontos, estes apresentam boa colinearidade e portanto é considerada como tendo valor interpretativo. O baixo valor da razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,700, permite considerar tais rochas como sendo oriundas de materiais diferenciados do manto ou crosta inferior. Quanto a amostra 521/EG-26 proveniente de um afloramento localizado a norte de Itapirapuã, apresenta-se com idade mais jovem que o conjunto analisado, fornecendo idade Rb/Sr convencional de 1011 ± 51 MA.

Da região de Rubiataba, foram datadas oito amostras pelo método Rb/Sr, que quando plotadas em diagrama isocrônico de referência, apresentaram idade de 2850 MA, com razão inicial de aproximadamente 0,705 (Fig. 109 apud Drago et al., op. cit.). O ponto CO-33 apesar de plotado não faz parte da isócrona, e significa ou uma rocha mais jovem ou perturbação isotópica onde houve acréscimo de Rb.

Na região de Crixás—Pilar de Goiás e Hidrolina foram selecionadas oito amostras para datação Rb/Sr, que forneceram um diagrama isocrônico de referência de 2929 ± 105 MA e razão inicial de $0,701 \pm 0,001$ (Fig. 110, Drago et al., op. cit.). O valor da razão inicial é muito próximo ao do manto, naquela época fazendo com que Tassinari & Montalvão (1980) chegassem a conclusão de que estas rochas, da família dos granitóides, se diferenciaram a partir do manto.

FIG. 108 — DIAGRAMA ISOCRÔNICO DE REFERÊNCIA Rb/Sr PARA AS ROCHAS DO COMPLEXO GOIANO NA REGIÃO DE ITAPIRAPUÃ (DRAGO et al, 1.981)

FIG. 109 — DIAGRAMA ISOCRÔNICO PARA AS ROCHAS GRANITÓIDES DA REGIÃO DE RUBIATABA (DRAGO et al , 1.981)

Algumas rochas mais jovens das regiões de Rubiataba, Crixás—Pilar de Goiás—Hidrolina e Caiçara—Itapirapuã, permitiram o traçado de uma isócrona de referência Rb/Sr de 1.000 MA com razão inicial alta, em torno de 0,708, refletindo provavelmente um retrabalhamento crustal de rochas mais antigas durante o Ciclo Uruaçuano (Fig. 111).

Nos arredores da localidade de Paranã, existem 10 amostras com datações Rb/Sr. Os dados analíticos plotados em diagrama isocrônico de referência Rb/Sr, fornecem uma idade de 2000 MA, com razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,708. Tal idade sugere formação destas rochas durante o Ciclo Transamazônico por retrabalhamento de rochas arqueanas preexistentes. Evidência provável são os pontos CO-627 e PE-468 que estão acima da linha isocrônica, embora tal comportamento também possa significar perturbação isotópica (Fig 112).

Para a região de Formoso—Porangatu, análises realizadas pelo método Rb/Sr, permitiram o traçado de uma isócrona Rb/Sr de referência com idade de 589 ± 61 MA e razão inicial de $0,705 \pm 0,001$ (Fig. 113). Esta razão inicial com um valor intermediário permite a interpretação de que estas rochas, embora oriundas do manto, foram contaminadas ao atravessar uma crosta siálica já bem desenvolvida. Uma hipótese alternativa é de que estas rochas foram formadas da fusão da crosta inferior, ou a que se considera mais plausível, originaram-se da fusão das rochas máfico-ultramáficas que constituem os **greenstones** e com grande contribuição de crosta siálica.

Os resultados supracitados foram todos compilados de trabalhos preexistentes, porém, os dados que serão discutidos a seguir são quase todos inéditos, e obtidos pelo autor.

Para as rochas do Complexo Goiano na região Crixás—Guarinos e Pilar de Goiás, foram coletadas amostras ao longo da estrada Crixás—Auriverde e em picadas e vicinais a oeste desta, bem como ao longo da estrada Itapaci—Crixás e em várias de suas vicinais. Apesar de em vários afloramentos terem sido coletadas a

FIGURA 110- DIAGRAMA ISOCRÔNICO DE REFERÊNCIA Rb/Sr PARA OS GRANITÓIDES DE CRIXÁS-PILAR DE GOIÁS- HIDROLINA (DRAGO et al ,1981)

FIG. 111 — DIAGRAMA ISOCRÔNICO DE REFERÊNCIA Rb/Sr PARA AMOSTRAS RETRABALHADAS DO NÚCLEO ARQUEANO (DRAGO et al ,1.981)

FIG. 112 — DIAGRAMA ISOCRÔNICO DE REFERÊNCIA Rb/Sr DO COMPLEXO GOIANO NA REGIÃO DO PARANÁ (DRAGO et al , 1.981)

FIG. 113 - Diagrama Rb/Sr para o Complexo Goiano na região de Formoso-Porangatu. (Apud Drago et al, 1981).

mostras para isócrona verdadeira, os valores de Rb/Sr não permitiram sua confecção e por este motivo foram construídas isócronas de referência, não obstante, os afloramentos na maioria dos casos estão próximos e com base em estudos de campo e de petrografia interpreta-se que são de rochas cogenéticas (Tab. XIII e XIX).

No bloco Crixás—Auriverde as amostras alinharam-se segundo duas retas bem conspícuas, apresentando uma isócrona de referência Rb/Sr com idade de 2925 MA (Fig. 114), e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,7000; amostras procedentes desta mesma região permitiram a confecção de uma segunda isócrona também de referência Rb/Sr com idade de 2475 MA (Fig. 114) e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,7015. No tocante àquelas do bloco Caiamar—Crixás, coletadas ao longo da estrada Itapaci—Crixás os pontos estão bem alinhadas em uma isócrona de referência Rb/Sr de 2500 ± 98 MA com razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de $0,7016 \pm 0,0005$ (Fig. 115).

As baixas razões iniciais de 0,700, 0,701 e 0,7016 mostram que estas rochas foram muito pouco recicladas e devem ter sido formadas a partir de diferenciação do manto e crosta inferior.

Nove amostras da região de Caiamar—Crixás foram estudadas isotopicamente pelo método Pb/Pb e se alinharam ao longo de uma isócrona de 2481 ± 188 MA com o valor de $(\mu_1 = U^{238}/Pb^{204} \pm \text{igual a } 7.699)$ (Fig. 116).

Com relação aos resultados K/Ar (Tab. XXI) realizados em biotita e anfibólios, observa-se na região valores entre 1121–497 MA, que representam provável resfriamento desses minerais durante os ciclos Uruaçuano e Brasileiro. Na Figura 107 estão plotadas as amostras analisadas na área da tese para geocronologia.

Considerando-se os dados apresentados acima, podemos admitir que próximo a 2900 MA ocorreu um episódio formador de rochas, a partir de magmas diferenciados diretamente do manto superior nesta época, ou um pouco antes, conforme sugere o baixo valor da razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} obtida, coincidente com a razão estimada para o manto naquela época.

Fig.114 - Diagrama Isocrônico de referência Rb / Sr para os Granitóides e Gnaisses do Complexo Goiano na Região a leste da estrada Crixás-Auriverde.

Fig. 115 - Diagrama Isocrônico de referência Rb / Sr para as rochas Granitóides e Gnaíssicas do "Complexo Goiano" na região de Caia-mar - Crixas.

FIG. 116 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Pb/Pb PARA OS GRANITÓIDES DA REGIÃO CAIAMAR-CRIXÁS.

Em torno de 2500 MA ocorreu um evento de diferenciação metamórfica e geoquímica do complexo granito-gnáissico-migmatítico, datado através de isócronas, em rocha total, Rb/Sr e Pb/Pb.

Apesar da razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} da isócrona com 2500 MA ser baixa, similar à do manto, ou crosta inferior empobrecida em Rb, e o valor da razão U^{238}/Pb^{204} (μ) situar-se dentro do intervalo entre 7,5 e 8,0, caracterizado por Oversby (1974) como típico do manto superior, interpreta-se o evento datado em 2500 MA, não como um episódio geodinâmico formador de rochas diferenciadas diretamente do manto, mas sim a partir de uma crosta continental preexistente. Esta interpretação tem como base os trabalhos de campo.

5.2 — Supergrupo Pilar de Goiás

Os tipos litológicos pertencentes ao Grupo Máfico-Ultramáfico do Supergrupo Pilar de Goiás, a exemplo das demais unidades com constituição litológica similar, apresentam problemas para sua datação radiométrica posto que o método confiável é o que utiliza os isótopos de Sm e Nd, de difícil obtenção no Brasil. Não obstante, alguns exemplares de rochas máficas e ultramáficas da unidade Pilar de Goiás, foram enviadas ao Estados Unidos pelo Prof. U.G. Cordani, onde foram submetidas a estudos geocronológicos pelo método Sm/Nd. Tais amostras, segundo informações verbais do Prof. U.G. Cordani possibilitaram a construção de uma isócrona que acusou idade de 2600 MA, mas que infelizmente os resultados, até o momento da montagem do presente texto, não haviam sido entregues ao autor. Mas por outro lado a unidade tem sua idade arqueana comprovada vez que de granitóides que a seccionam, alinham-se na isócrona de 2929 ± 105 MA e razão inicial de 0,701 apresentada por Tassinari & Montalvão (1980).

5.3 — Complexo Hidrolina

As rochas deste complexo que foram estudadas através da geocronologia são granitóides onde se observa que as rochas são pouco diferenciadas (tonalito-diorito) e que apresentavam uma

variação na relação Rb/Sr muito pequena foi necessário a realização de uma isócrona Rb/Sr convencional ao longo de uma seção geológica e não de um afloramento, fato que forçou a inclusão de rochas graníticas ricas em K, que podem ser de um evento tardio no complexo (Tab.XXII, Dados Analíticos Rb/Sr).

A isócrona de referência Rb/Sr obtida, acusou uma idade de 2124 ± 102 MA com razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de $0,7025 \pm 0,00059$ (Fig. 117). Esta baixa razão inicial pode justificar a origem dessas rochas tanto a partir de fusão do manto superior ou crosta inferior, como também da fusão do **greenstone belt** de Pilar de Goiás, onde é comum xenólitos e restos de rochas ultramáficas dentro dos granitóides do Complexo de Hidrolina, conforme verificado na estrada Hidrolina—Luzelândia.

Os pontos 1 e 7 acima e abaixo da isócrona representam rochas mais antigas e mais novas ou simplesmente perturbação no sistema isotópico.

TABELA XXII – Dados Analíticos Rb/Sr para as Rochas do Complexo de Hidrolina

Nº DE LAB	NÚMERO DE CAMPO	LITOLOGIA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	IDADE (MA)	REF.
7432 (1)	EG-8/RM/106.4	Granitóide	223.1	126.4	5.194 + 0.144 -	0.87732 + 0.00035 -	2298 ± 69	(1)
7433 (2)	EG-8/RM/106.5	Granitóide	276.1	101.7	8.042 + 0.222 -	0.94617 + 0.00013 -	2080 ± 61	(1)
7434 (3)	EG-16/RM-PP/113.2	Granitóide	136.7	268.9	1.478 + 0.042 -	0.75142 + 0.00023 -	2178 ± 111	(1)
7435 (4)	EG-16/RM-PP/113.1	Granitóide	174.8	138.4	3.693 + 0.103 -	0.81249 + 0.00009 -	2020 ± 67	(1)
6612 (5)	EG-43/RM/36.10	Granitóide	4.2	291.9	0.042 + 0.001 -	0.70425 + 0.00057 -	—	(1)
6613 (6)	EG-43/RM/36.11	Granitóide	9.1	283.8	0.093 + 0.003 -	0.70536 + 0.00013 -	—	(1)
6605 (7)	EG-544/HA/269.1	Granitóide	174.2	184.2	2.754 + 0.077 -	0.77667 + 0.00045 -	—	(1)

REFERÊNCIA (1) – Amostras Inéditas neste trabalho

FIG. 117 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO DE REFERÊNCIA Rb/Sr PARA AS ROCHAS DO COMPLEXO DE HIDROLINA (DOMO DE HIDROLINA).

6 — GEOLOGIA ESTRUTURAL

Apesar das inúmeras fases de deformações e falhamentos que atuaram na região, procurou-se neste capítulo mostrar as principais fases de deformações, as relações entre elas, a morfologia possível das dobras formadas e as superfícies (S).

Para garantia do trabalho desenvolvido, tomou-se alguns cuidados que podem ser sintetizados a seguir:

— Para o que se julgava uma mesma superfície (S) eram tomadas várias dezenas ou até mesmo centenas de medidas, e posteriormente plotadas em diagrama visando o traçado da guirlanda de uma mesma fase de deformação; e

— Em pequenas dobras (tipo de dobramento) no afloramento fazia-se algumas medidas, superfícies (S), eixos, linha axial, plano axial, tamanho da dobra (amplitude), etc. Esses dados eram plotados em diagrama, que com o traçado da guirlanda, calculava-se o eixo de deformação correspondente a fase de deformação medida.

Sendo assim, observou-se que uma era complemento da outra, pois no primeiro caso, corria-se o risco de se confundir fases de deformações e superfícies de fases distintas.

A Figura 118 representa um diagrama(pi) onde foram plotadas as medidas da atitude da foliação S_n do Grupo Itapaci, tomadas no afloramento 4107/EG-01/MS-PB-RM/8A. As estruturas planares são xistosidade, caracterizada pela orientação de minerais micáceos, e um bandejamento fino, este evidenciado pela alternância de leitos fêlsicos e máficos. No afloramento que se situa às margens do rio São Patrício próximo a cidade de Itapaci, há uma transição da xistosidade para este bandejamento e nele foram feitos 70 medidas destas foliações, posteriormente plotadas no diagrama; do traçado da guirlanda obteve-se o eixo de deformação principal $B_n = 36^\circ, N17E$, embora seja possível o traçado de uma outra guirlanda com eixo de dobramento $B_n = 36^\circ, S89E$. Conclui-se

FIG-118 -DIAGRAMATT PARA OS BIOTITA XISTOS E BIOTITA GNAISSES DO GRUPO ITAPACI (REGIÃO DE ITAPACI) XISTOSIDADE PRINCIPAL (S_n) QUE TRANSPOE S_n-1. AFLORAMENTO - 4107/EG-01/8A (1º AFLORAMENTO).

que ali o sistema de dobramento é do tipo isoclinal inverso, com formação de foliação plano axial, ao longo de planos de cisalhamento e transposição, e de dobras intrafoliares, **rootless**, entre outras mesoestruturas. Afastando-se 100-150 m neste mesmo tipo litológico, tem-se o afloramento 4107/MS-PB-RM/8B; o diagrama da Figura 119 construído com medidas de foliação tomadas neste afloramento, apresenta eixo de deformação $B_n = 14^\circ, 85SE$, e há uma segunda guirlanda com eixo de deformação provavelmente ($B_n + 1$) de $15^\circ, N90O$.

Ao longo da estrada Itapaci—Pilar de Goiás, tem-se a passagem transicional quanto ao grau metamórfico de gnaisses e xistos à biotita e granada (principalmente) para xistos com biotita e muscovita, deste para xistos com muscovita e clorita e daí para os clorita xistos todos pertencentes ao Grupo Itapaci. Os afloramentos situados entre os pontos 4107/EG-03/PB-RM/10 e 4107/EG-04/MS-PB-RM/11 são ricos em muscovita e clorita; as medidas de xistosidade correspondente a sua principal fase de deformação, a qual é evidenciada pela orientação de minerais micáceos (muscovita e clorita), foram plotadas no diagrama (pi), e mostraram duas guirlandas com dois eixos prováveis; o eixo que provavelmente representa a fase principal foi caracterizado como $B_n = 27^\circ, S89E$, o segundo provavelmente $B_n + 1$ orienta-se segundo $5^\circ, N86O$ (Fig.120). No afloramento 4107/EG-04/MS-PB-RM/11 foram medidos eixos de pequenas dobras e crenulações consideradas no campo como fase de deformação $F_n + 1$, correspondente ao eixo $B_n + 1$ e a lineação L_2 com atitude $20, N20E$; neste mesmo afloramento outras pequenas dobras consideradas fases de deformação mais novas apresentaram eixos segundo $5, N85O$ ($B_n + 3$) e $3, S43E$ ($B_n + 2$). Nota-se na Figura 109 que o eixo $B_n + 3$ é concordante com $B_n + 1$. Neste afloramento houve falhamento do tipo inverso com formação de estrutura de dilatação **boudins** onde os granitóides (alterado a caulim) foram transpostos entre os clorita xisto. Os falhamentos inversos ocorreram em uma fase de deformação pós-formação dos xistos e entrada dos granitóides, ou seja, em uma terceira ou mesmo quarta fase de deformação.

Observa-se que ao longo do perfil entre os afloramen

$B_n = 14^\circ / S\ 85\ E$

$B_{n+1} = 15^\circ / N\ 9\ W$

FIG-119 — DIAGRAMA π PARA O GRUPO ITAPACI (REGIÃO DE ITAPACI (2º AFLORAMENTO) XISTOSIDADE PRINCIPAL (S_n) QUE TRANSPOE (S_{n-1}) 4107/EG-1/8B.

FIG. 120 — DIAGRAMA TT PARA S_n (XISTOSIDADE PRINCIPAL) DO GRUPO ITAPACI-ESTRADA ITAPACI-PILAR DE GOIÁS- AFLORAMENTOS LOCALIZADOS ENTRE EG-3/MS-PB-RM/10 E EG-4/MS-PB-RM/11.1.

tos retromencionados, os quais situam-se ao longo da estrada Itapaci—Pilar de Goiás que embora exista uma passagem transicional quando ao grau metamórfico entre as diversas litologias e que a fase de deformação foi originada em uma mesma orogênese, houve uma pequena mudança da direção do eixo de deformação principal des de a EG-01 em direção aos demais afloramentos; estes últimos continuam mostrando dobras dos tipos isoclinais invertidos, porém, com uma outra concentração do máximo dos mergulhos das foliações. Tal fato, ou deve-se a mudança no estilo de dobramento à medida que diminui o grau metamórfico em direção a Pilar de Goiás, ou então aos falhamentos inversos existentes na área.

Ainda em xistos do Grupo Itapaci, agora em afloramentos existentes ao longo da estrada Itapaci—fazenda Vinagre (estrada para Crixás), plotou-se em diagrama (p1) (Fig. 121) as medidas da superfície principal de deformação obtendo-se o eixo B_n com atitude 10,S20E; no diagrama pode ser traçada uma segunda guirlanda com eixo " $B_n + 1$ " de atitude 5,S84W, representante provável de uma segunda fase de deformação. Observa-se que os xistos ao longo desta estrada seguem o mesmo estilo de dobramento daqueles existentes ao longo da estrada Itapaci—Pilar de Goiás. No entanto ao se plotar a superfície principal de deformação (S_n) do afloramento do rio São Patrício (EG-01) em conjunto com a dos xistos expostos na estrada Itapaci—fazenda Vinagre, tem-se um dobramento com morfologia diferente das interpretadas anteriormente, posto que não seria inverso nem isoclinal (Fig. 122); não obstante, seu eixo de deformação B_n acusa atitude de 10,S10E, valor semelhante ao obtido no diagrama da Figura 121, confeccionado apenas com as medidas dos xistos expostos entre Itapaci e a estrada da fazenda Vinagre.

Na Figura 123, plotou-se todas as medidas de S_n para os xistos ao longo das estradas Itapaci—Pilar de Goiás e Itapaci—fazenda Vinagre, onde se obteve a fase de deformação principal com eixo B_n (24,S2E) e " $B_n + 1$ " (5,N88O); estes valores são semelhantes aos obtidos quando as seções foram estudadas isoladamente.

Para o Supergrupo Pilar de Goiás na faixa Guarinos fo

$B_n = 10^\circ / S 20 E$
 $B_{n+1} = 5^\circ / S 84 W$

FIG. 121 — DIAGRAMA π PARA A FOLIAÇÃO S_n (XISTOSIDADE PRINCIPAL) DO GRUPO ITAPACI—ESTRADA ITAPACI—FAZENDA VINAGRE (ESTRADA PARA CRIXÁ'S).

FIG.122 — DIAGRAMA π PARA O GRUPO ITAPACI, NA ESTRADA ITAPACI-FAZENDA VINAGRE — MEDIDA DE S_n (XISTOSIDADE PRINCIPAL).

$B_n = 24^\circ / S\ 2\ E$ (FASE PRINCIPAL DE DEFORMAÇÃO, 1ª FASE)
 $B_{n+1} = 5^\circ / N\ 88\ W$ (2ª FASE DE DEFORMAÇÃO)

FIG. 123 — DIAGRAMA π PARA OS XISTOS QUE OCORREM NOS TRECHOS ITAPACI-PILAR DE GOIÁS E ITAPACI-CRIXÁS (GRUPO ITAPACI) S_n (XISTOSIDADE PRINCIPAL).

ram feitas várias medidas da fase principal de deformação que é dada por xistosidade e clivagem ardosiada, estas paralelas, ao que tudo indica ao acamadamento. Os valores foram plotados em Diagrama (pi) onde se obteve uma guirlanda (Fig. 124) cujo eixo $B_n = 1-2, S28E$ e um segundo eixo " $B_n + 1$ " = $36, N72O$. O mesmo foi feito para o Cinturão Pilar de Goiás—Hidrolina (Fig. 125), obtendo-se o eixo principal $B_n = 70, S40E$ e o eixo "secundário" " $B_n + 1$ " = $4, S88O$. Observa-se que em ambos os cinturões o máximo das medidas se concentra em um ponto, evidenciando sistemas de dobramentos do tipo isoclinais. Porém, nota-se que na faixa de Pilar de Goiás—Hidrolina, os mergulhos das foliações e acamadamento é de baixo valor entre $10-20^\circ$ para SO ou SSO, ao passo que para o Cinturão de Guarinos o ângulo com valores um pouco maiores situam-se em torno de $30-40^\circ$ para SO. Em ambos os cinturões o caimento é para o quadrante, mostrando polaridade tectônica para NE, ENE e NNE. Tais evidências estão a indicar que estes cinturões se formaram por forças compressionais; os domos granitoides de Pilar de Goiás—União seriam prováveis fases tardias em consequência desta compressão ou mesmo posicionaram-se em épocas posteriores a esta compressão.

Comparando os perfis do Supergrupo Pilar de Goiás e Grupo Itapaci observa-se que a fase principal de deformação é diferente. Entretanto, existe uma fase de deformação com eixo para O, ONO ou OSO que é comum aos dois cinturões. Pelo estilo de dobramento das duas unidades e o grau de deformação, pode-se concluir uma discordância estrutural (discordância angular) entre as duas unidades.

A Figura 126 representa o diagrama (β) para as foliações S_n e acamadamento (S_0) do Supergrupo Pilar de Goiás, na faixa Crixás; o eixo B_n obtido mostra atitude $40, S34E$.

Além dos diagramas retrocitados, onde se fez várias dezenas ou até mesmo centenas de medidas do que se julgava uma superfície S formada numa mesma fase de deformação para o mesmo litotipo ou unidade litoestratigráfica, tentou-se também o estudo com poucas medidas, porém, tomadas ao longo do perfil de pequena dobra, conhecendo-se qual foi sua fase de deformação.

FIG. 124 - DIAGRAMA π PARA O SUPERGRUPO PILAR DE GOIÁS NO GREENSTONE BELT DE GUARINOS. MEDIDA DE $S_n - 1 // S_n$.

$B_n = 70^\circ / S 40 E$ = EIXO DE DEFORMAÇÃO PRINCIPAL
 $B_{n+1} = 4^\circ / S 88 W$ = EIXO DE DEFORMAÇÃO SECUNDARIA

FIG.125 - DIAGRAMA TT PARA O SUPER GRUPO PILAR DE GOIÁS NO GRE—
 ENSTONE BELT PILAR DE GOIÁS—HIDROLINA—MEDIDA DE $S_n // S_{n-1}$.

$B_n = 40^\circ / S 34 E$ = EIXO DE DEFORMAÇÃO PRINCIPAL

FIG. 126 - DIAGRAMA β PARA O SUPER GRUPO PILAR DE GOIÁS NO GREENSTONE BELT DE CRIXÁS - MEDIDA DE S_n / S_{n-1} (FOLIAÇÃO PRINCIPAL).

Afloramento 01.001.01/EG-10/RM-PP/7, trata-se de um granada-biotita gnaiss, com fino bandejamento, às vezes passando a xisto em alguns locais, onde observa que tanto um material quartzo-feldspático (granítico) quanto quartzo, formam dobras isoclinais, boundins, lentes e finas camadas transpostas tectonicamente, bem como dobras intrafoliares, rootles e dobras ptigmáticas. Na Figura 127 que representa um desenho esquemático de parte do afloramento, mostra-se o material granítico, formando dobra de 5 cm x 25 cm (estas no afloramento são de dimensões variáveis), e em torção delas, paralelamente, ocorre a superfície (S_n , bandejamento gnáissico e xistosidade); estas foliações foram desenvolvidas na fase de deformação (F_n). Nota-se também a presença de um segundo dobramento ($B_n + 1$) com uma amplitude suave, de caráter isópaco, às vezes anisópaco (Fig. 128); em geral, são dobras com tendência assimétrica, a despeito de, no exemplo mostrado a dobra apresentar plano axial próximo da vertical.

As atitudes dos flancos das mesodobras quando plotadas em diagrama (pi) (Fig. 129) mostram um posicionamento aproximadamente simétrico, e distribuídos segundo um círculo maior, evidenciando um dobrimento do tipo cilíndrico. Vale salientar que o eixo calculado por intermédio do diagrama, com atitude 42,S80E, é muito próximo daquele mostrado pelo dobramento esboçado na mesma figura, o qual medido no campo revelou uma atitude 50,S85E. Por outro lado, o plano axial desta mesodobra tem atitude N85,90E/75,80 NO, ou seja com mergulho próximo da vertical.

A Figura 130, representa outro gráfico do mesmo dobramento onde os polos mostram uma distribuição aproximadamente equidistantes, sugerindo um dobrimento isoclinal; o posicionamento ao longo de um círculo máximo evidencia mais uma vez a morfologia cilíndrica da dobra. Seu eixo axial medido é 35,N85E, o calculado é 34,N88E, e o plano axial tem atitude N80,85E,80SE.

A Figura 131 mostra um desenho esquemático que tenta representar a fase de dobramento $F_n + 2$, onde desenvolveram-se fratura, que transpõem veios de quartzo e quartzo-feldspáticos, estes não representados. O que se tenta representar é a presença no

FIG. 127 - SUPERFÍCIE $S_n - I$ (QUARTZO E OU QUARTZO-FELDSPATO) FORMANDO DOBRAS INTRAFOLIAIS E LENTES, NO GNAISSE FINO - GRUPO ITA-PACI - 01.01/EG.10/RM-PP/7.

VEIOS DE QUARTZO E QUARTZO-FELDSPATO

FOLIAÇÃO (BANDEAMENTO GNAISSE)

FRATURA (CLIVAGEM)

FIG. 128 - REDOBRAMENTO, POSSIVELMENTE 2ª
FASE DE DEFORMAÇÃO (F_{n+1})

$(Bn+1)_c = 42^\circ/S80$ E EIXO DE DEFORMAÇÃO CALCULADO

$(Bn+1)_m = 50^\circ/S85$ E EIXO DE DEFORMAÇÃO MEDIDO NO CAMPO

$PA(n+1) = \text{PLANO AXIAL} = \text{NB}5 - 90\text{E} - 75 - 80 \text{ NW}$

S_n — (XISTOSIDADE E FINO BANDEAMENTO)

S_{n-1} — (QUARTZO E/OU VEIO GRANÍTICO)

FIG. 129 — DIAGRAMA π PARA ESTRUTURA DOBRADA DEFENIDA A MORFOLOGIA EM AFLORAMENTO DA 2ª OU 3ª FASE DE DEFORMAÇÃO. PARA OS GNAISSES FINOS E XISTOS DO SUPER GRUPO ITAPACI (PRÓXIMO A CIDADE DE ITAPACI) (AFLORAMENTO 01.01/EG.10/RM-PP/07)

$(Bn+1)c = 34^\circ / N88^\circ E$ = EIXO DE DEFORMAÇÃO CALCULADO

$(Bn+1)m = 35^\circ / N85^\circ E$ = EIXO DE DEFORMAÇÃO MEDIDO

PA = N80 - 85 E - 80 SE

FIG. 130 - DIAGRAMA π PARA ESTRUTURA DOBRADA COM MORFOLOGIA DA DOBRA DEFINIDA EM AFLORAMENTO PARA A 2ª OU 3ª FASE DE DEFORMAÇÃO. BIOTITA GNAISSE E BIOTITA XISTO - SUPER GRUPO ITAPACI (AFLORAMENTO - 01.01 / EG.10 / RM-PP/7).

CLIVAGEM DE FRATURA DE GRENULAÇÃO

VEIO QUARTZO-FELDSPATO NÃO CORTADO PELA FOLIAÇÃO

FIG. 131 - FASE DE DOBRAMENTO ($F_n + 2$) (3ª FASE ?), COM DESENVOLVIMENTO DE CLIVAGEM DE FRATURA E VEIO QUARTZO-FELDSPATO "NÃO CORTADO" PELA FOLIAÇÃO OU REFRATÁRIO A ELA. (01.01-EG.10/RM-PP/7/).

afloramento de pequenos veios quartzo-feldspáticos (material grnítico) de uma geração posterior a fase $F_n + 2$, posto que referidos veios truncam a foliação correspondente ou foram refratários a transposição, embora apresentem uma certa crenulação.

O afloramento 001.001.10/EG-11 é representado por quartzitos dispostos em bancos pouco espessos, onde níveis sericíticos mostram foliação com atitude N80E,10SE, orientação esta correspondente a primeira fase de deformação. Uma segunda fase de deformação ($F_n + 2$) redobrou todo o conjunto, formando dobras suaves com eixo 5,580E, que foi redobrado por uma terceira fase com eixo 15,530E. Na Figura 132 encontram-se plotados os eixos da 2ª e 3ª fases de deformação, e na Figura 133 a morfologia da dobra correspondente a 2ª fase.

O afloramento 01.001.10/EG-45/RM-PP/38, trata-se de quartzo-clorita xisto, do Grupo Itapaci, onde a "segunda" fase de dobramento $F_n + 1$, deu origem a dobras com aspecto de kink, cujo eixo calculado através da guirlanda em diagrama (pi) orienta-se segundo 6,S10E, enquanto que o eixo medido no afloramento é de 17, S20E; o plano axial é de N5,100,68NE. A fase $F_n + 2$, isto é a 3ª fase de deformação, é representada por dobras muito suaves que redobraram os eixos da segunda fase de deformação. As Figuras 134 e 135 mostram as duas fases de deformações. As dobras da terceira fase tem eixo com direção N80E,S800.

O afloramento 01.001.10/EG-46, corresponde a quartzo-clorita xisto do Grupo Itapaci que faz contato com o greenstone; neste afloramento a exemplo do anterior existem três fases de deformações sendo provável a presença de uma quarta fase. Devido a complexidade do afloramento foram tomadas somente as direções dos eixos de dobramentos. A fase de deformação $F_n + 1$, apresenta dobramentos com eixo ($B_n + 1$) orientado segundo N100,S10E, e as dobras da terceira fase ($F_n + 2$) mostram eixos com direção N70E,S700.

Na opinião do autor o uso de fases de deformações para separar unidades litoestratigráficas está sendo feito de maneira indisciplinada, às vezes até mesmo se deixando de lado os cri

B_{n+1} = EIXO DA 2ª FASE DE DEFORMAÇÃO

B_{n+2} = EIXO DA 3ª FASE DE DEFORMAÇÃO

FIG. 132 - OJ.001.10/EG-II-EIXOS DE DOBRAMENTOS DOS QUARTZITOS E SERICITA QUARTZITOS DO SUPER GRUPO PILAR DE GOIÁS.

FIG.133 - 01.001.10 / EG-11 - AFLORAMENTO DE QUARTZITO COM NÍVEIS SERICÍTICOS (GRUPO ITAPACI) - 2ª FASE DE DEFORMAÇÃO (F_n+1).

$(Bn+l)c = 6^\circ/S10^\circ$ E EIXO DE DEFORMAÇÃO 2ª FASE CALCULADO
 $(Bn+l)m = 17^\circ/S20^\circ$ E EIXO DE DEFORMAÇÃO 2ª FASE MEDIDO
 $PA_2 = N5-10-0-68$ NE (PLANO AXIAL).

XISTOSIDADE DADA PELA ORIENTAÇÃO DA CLORITA FORMADA NA FASE DE DEFORMAÇÃO F_n

FIG.134 - AFLORAMENTO 01.001.10/EG.45/RM-PP/38 - DIAGRAMA π PARA A 2ª FASE DE DEFORMAÇÃO DO CLORITA XISTO DO GRUPO ITAPACI.

FIG. 135 - AFLORAMENTO 01.001.10/EG-45/-
RM-PP/38- 3ª FASE DE DEFORMAÇÃO (F_n
+2) MUITO SUAVE DO CLORITA XISTO-
GRUPO ITAPACI.

térios sedimentológicos, estratigráficos, etc. Na experiência do autor não com estrutural, mas sim, com geologia de campo, tem-se observado que num cinturão orogênico, muitas vezes superfícies tais como: clivagens de fraturas e clivagens de crenulações podem desenvolver-se localmente sem continuidade regional. Além disso, um cinturão pode em um local desenvolver mais fases de deformações que em outras. Entretanto, acredita-se que o uso da análise estrutural deve ser feito em alguns casos como um auxílio a individualização das unidades litoestratigráficas.

No caso em questão litologias que fazem parte do greenstone belt (e.q. xistos grafitosos) também ocorrem no Grupo Itapaci conforme verificado em várias seções da região. Sendo assim, no contato entre as rochas do Grupo Itapaci e do Supergrupo Pilar de Goiás, tivemos uma preocupação ainda maior com os estudos das deformações. Deste modo, concluímos que enquanto os quartzo-clorita xistos do primeiro grupo apresentavam 3 fases de deformações bem definidas, talvez até uma quarta fase seja observada no afloramento do contato entre as duas unidades, as rochas carbonosas do Supergrupo Pilar de Goiás, apresentam duas fases de deformações, às vezes sendo evidenciado em um mesmo afloramento apenas uma fase. Tal fato pode ser verificado no ponto 01.001.10/RM-PP/39, que se trata de um pelito carbonoso com provável clivagem ardosiana (S_1) paralela ao acamamento laminar (S_0), adquirindo um aspecto de "varve". Em alguns locais ocorre a segunda deformação ($F_n + 1$) dada por clivagem de crenulações.

Queremos alertar mais uma vez que não se está correlacionando número de deformação para os cinturões como um todo, pois se isso acontecesse diríamos que os dois cinturões são iguais, porque em alguns lugares o Supergrupo Pilar de Goiás apresenta tantas fases de deformações quanto o Grupo Itapaci.

Na estrada Itapaci—Crixás, tem-se o afloramento 01.001.10/EG-48, que é um metaritmito carbonoso semelhante aquele do contato entre o Supergrupo Pilar de Goiás e o Grupo Itapaci; nele, nota-se que a superfície S_1 (clivagem ardosiana) é paralela a S_0 e encontra-se redobrada, com desenvolvimento de clivagem de

crenulação e de fratura paralela ao plano axial das dobras (foliação plano axial). Na Figura 136A pode se ver os mergulhos dos flâncos da dobra plotados no diagrama, onde o plano axial medido mostra atitude N3E,72NO enquanto que o eixo da dobra orienta-se 10S. A clivagem da crenulação é paralela ao plano axial das dobras maiores, conforme representando na Figura 136B.

No Cinturão de Crixás, no leito do rio Vermelho, formando barranco aflora espessa sequência de metarritmito, constituída de argilitos, siltitos e arenitos, com leitos de cores variadas, e níveis ricos em materiais carbonoso e sericítico; dispõem-se em bancos finos e lâminas, com repetição cíclica dando aspecto de deposição em mar fechado ou lagoa, caso em que desenvolviam verdadeiras "varves"; este tipo de sedimentação embora de características menos marcantes também ocorre no Cinturão Guarinos. No afloramento do leito do rio Vermelho, conforme se pode ver na Figura 137, os polos dos mergulhos da dobra da segunda fase de deformação $F_n + 1$, apresenta uma distribuição no diagrama que não se enquadra dentro de um círculo máximo, indicando deste modo uma provável dobra acilíndrica, talvez do tipo cônica. A segunda fase de deformação tem eixo medido 13,N150 e a terceira 25,N600. O eixo da terceira fase de dobramento parece estar redobrado, o que indicaria uma provável quarta fase de deformação.

Na seção Itapaci—Pilar de Goiás, nas proximidades desta última localidade, aflora uma sequência constituída de quartzitos, mármore, tremolita mármore, actinolita mármore e talco xistos originadas ao que tudo indica de marga, clorita xisto com mesmo origem e prováveis anfibolitos, que podem ter origem a partir de mármore silicosos; esta sequência que já era metamorfisada nas facies xisto verde a anfibolito foi intrudida por rochas trondhjemiticas que se colocaram tanto nos planos de acamamentos ou de foliações, como cortam a sequência discordantemente. A intrusão trondhjemitica parece ser produto de um magma que teve origem em região mais profunda, a despeito de rochas graníticas de composição alcalina ocorrerem de maneira restrita e serem representantes de intrusões posteriores a do material trondhjemitico. Este magmatismo que deu origem a estrutura dômica de União e Hi

$PA_2 = N3E - 72 NO$

$Bn + 1 = 10^\circ S$

S_n = CLIVAGEM ARDOSIANA

S_{n+1} = CLIVAGEM DE CRENULAÇÕES

FIG-136 - AFLORAMENTO OI.001.10/EG-48-2ª FASE DE DEFORMAÇÃO (F_{n+1}) DO METARRIT MITO GRAFITOSO COM DOBRAS E CLIVAGEM DE CRENULAÇÕES (GREENSTONE BELT DE GUARINOS).

FIG - 137-01.001.10/EG.34/RM-PP/29-METARRITMITO DO GREENSTONE BELT DE CRIXÁS-RIO VERMELHO. PLOTE DOS MERGULHOS DOS FLANCOS DAS DOBRAS DA 2ª FASE DE DEFORMAÇÃO (F_{n+1}) E EIXO. PLOTE DO EIXO DA 3ª FASE DE DEFORMAÇÃO (F_{n+2}).

hidrolina ocorreu na fase tardia da orogenia que formou o **Greenstone Belt** de Pilar de Goiás—Hidrolina ou mesmo em época posterior a este evento. Apesar da intrusão magmática ter vindo de região mais profunda, localmente percebe-se que rochas ultramáficas foram degeridas e parecendo "fundidas" (?) onde "restos" de minerais máficos ocorrem, às vezes, se espalham como se fossem estrutura de fluxo. Após esta intrusão houve uma tectônica de deformação com compressão, onde os clorita xistos e a sequência calcossilicática descrita acima juntamente com os granitóides foram deformados e transportados por falhas inversas e de empurrão na direção NE; estrutura de dilatação é evidenciada principalmente nos granitóides que muitas vezes estão representado por material caulínico. O aqueamento dos quartzitos é uma constante na seção em questão. Este granitóide parece ter afetado tanto os xistos do Grupo Itapaci como as rochas do Supergrupo Pilar de Goiás.

No tocante ao Complexo Hidrolina, foi afetado pelo menos por três fases de deformações (F_n) algumas acompanhadas de migmatização evidenciada em bandas de granitóides que intercalam bandas de anfibolitos. Esta sequência acamadada e bandada foi redobrada numa fase ($F_n + 1$) orientando-se segundo N200,73SO. Com a transposição das bandas de anfibolitos formaram-se lentes e dobras intrafoliais entre camadas mais competentes nos granitóides. A transposição não parece estar ligada a "shear", de rejeito horizontal, mas sim a falhas inversas, ora paralelas ao acamadamento e bandeamento, ora transversa a estes (Fig. 138).

A terceira fase de deformação é caracterizada por mesodobramentos controlados por falhas inversas (Fig. 139).

No estereograma Schmidt — Lambert foram plotados os mergulhos do bandeamento, onde a dobra configura ser um isoclinal com eixo de caimento calculado $(B_n + 2)_c = 8, S34E$ e o eixo $(B_n + 2)_m$ medido é 22, S35E. O plano axial calculado é N-S, 48W e o medido é N-S, 55O. Os eixos de transportes A e C (eixos geométricos) foram calculados onde (A) representa a intersecção do plano (AC) que é a guirlanda da dobra e (AB) o plano axial e o eixo C é o polo do plano AB (Plano Axial). A Figura 140 mostra todos elementos

FIG. 138 - AFLORAMENTO 01.01.10/EG.5/RM-PP/103 - COMPLEXO HIDRO-LINA - ESTRUTURA DE TRANSPOSIÇÃO DOBRAS INTRAFOLIAIS, BANDAS E ROTLESS DE ANFIBOLITOS ENTRE AS BANDAS DE GRANITÓIDES.

FIG-1 39 - AFLORAMENTO - 01.01.10 / EG5 - RM-PP/103 - COMPLEXO HI - DROLINA - ESTRUTURAS DE TRANSPOSIÇÃO E FALHAMENTO INVERSO NO MIGMATITO.

FIG. 140 - AFLORAMENTO 01.01.10/EG-5/RM-PP/103. COMPLEXO HIDROLINA. DIAGRAMA β PARA A 3ª FASE DE DEFORMAÇÃO (Fn+2) DA MORFOLOGIA DA DOBRA.

da dobra.

A deformação $F_n + 3$ neste complexo é evidenciada na área por injeção de granito rico em K que migmatizou os granitôides e anfibolitos preexistentes.

7 — EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DOS TERRENOS GRANITÓIDE-GREENSTONE

O comportamento das placas no Arqueano é assunto de muito debate e especulação, existe escola de pensamento que propõe que placa tectônica operou de uma maneira ou de outra do arqueano ao presente (Talbot, 1973; Burke & Dewey, 1973, Burke et al., 1976b; Glikson, 1976b; Tarling, 1978 apud Condie, 1981). Por que mais fluxo de calor era gerado na terra durante o Arqueano, a convecção era mais rápida para dissipar calor adicional. Isto resultaria numa litosfera mais fina (≤ 100 km) e mais rápida distensão e relação de consumo da placa (Hart et al., 1970b apud Condie, op. cit.).

As placas teriam sido menor e mais numerosas que hoje. A relação entre perda de calor da terra, a relação de criação de placa e a reação de transporte de calor para a base sugere que uma proporção significativa da perda de calor no Arqueano tomou lugar no limite de placas convergentes/divergentes (Burke et al., 1977; Burke & Kidd, 1978 apud Condie, op. cit.).

Placas levando continentes, frequentemente colidiriam e continente cresceria por suturação de blocos colididos. Do mesmo modo, **rifting** continental pode ter quebrado e dispersado continente sobre uma rápida escala de tempo.

Outra opinião adere a idéia de Green & Ringwood (1968 apud Condie, op. cit.) e Ringwood (1975 apud Condie, 1981) que o eclogito é a força que dirige a subducção. Neste modelo a inversão de rocha máfica na litosfera oceânica para eclogito resultaria em aumento da densidade que dragaria as placas litosféricas dentro do manto iniciando zonas de subducção (D.H. Green, 1975; Baer, 1977 apud Condie, op. cit.).

Wynne-Edwards (1976 apud Condie, op. cit.), propuseram que variação no estilo metamórfico e estrutural com o tempo estão relacionadas em um caimento global do gradiente geotérmico. Ele sugeriu que a crosta sílica arqueana era relativamente fina, descontínua e quente e que plutons tonalíticos eram suficientes

fluídos, para atingir níveis crustais rasos, adelgaçando a crosta. Para o tempo Paleozóico a temperatura em média para a parte inferior da crosta se resfriou para a temperatura do subsólidos (700°C). Embora a crosta fosse subsólida ela ainda se comportou como sólido dúctil e causou sistema convectivo subjacente por fluxo com somente fraturamento e quebra para níveis rasos. O Cinturão Móvel Proterozóico se desenvolveu sobre áreas levantadas do manto e só localmente a crosta siálica assistiu desenvolvimento de rifts. Para o Precambriano Superior o resfriamento progrediu ao ponto em que a litosfera tornou-se como um sólido quebrado. Fraturas propagaram-se através do continente sobre o manto levantado, abrindo bacias oceânicas e a temperatura no manto superior caiu suficientemente para estabilizar o eclogito, resultando na iniciação da subducção.

Regimes tectônicos de placas modernas vêm na existência deste tempo. Se subducção não ocorreu no Proterozóico, uma muito espessa crosta oceânica basáltica desenvolveu-se grosseiramente de 75% sobre a superfície coberta por oceanos. Tal crosta máfica teria sido reciclada através do manto com o começo de subducção por volta de 1 BA. Se existiu ou não subducção no Arqueano é dependente da maneira de dissipação do calor (Condie, op. cit.).

Duas forças dirigidas para a subducção — flutuação negativa e drag viscosa (Hargraves, 1978 apud Condie, op. cit.), flutuação por subducção moderna, mas não era provavelmente importante durante o alto regime de calor do Arqueano. Hargraves (op. cit.) indicou que placa litosférica de 10 km de espessura boiando positivamente com um contraste da densidade média de $+0,25 \text{ g/cm}^3$ seria dragada para baixo no manto por um "stress" cisalhante de somente 250 MA que é menor que a possível força "drag" viscosa de 500 MA proposta por McKenzie & Weis (1975 apud Condie, op. cit.).

Os modelos tectônicos principais para as origens dos terrenos granito-greenstone são os abaixo citados:

Modelo de inversão de densidade; modelo de convecção

do manto não placa tectônica e modelos de rifts continentais; mo
delos limites de placas convergentes.

8 — EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA REGIÃO DE CRIXÃS, GUARINOS E PILAR DE GOIÁS—HIDROLINA

Tentar estabelecer uma evolução geotectônica para os terrenos granito-**greenstone belts** é tarefa muito difícil e de grande especulação científica, por mais dados que se tenha para interpretar. Nesse contexto a evolução aqui proposta embora calcada em dados de campo e de laboratório, não deixa de ser especulativa, e como tal sujeita a modificações de acordo com a linha interpretativa que o leitor resolva adotar, posto que inúmeros são os modelos evolutivos estabelecidos mundialmente para estes terrenos.

Dentro dessa linha de raciocínio, interpreta-se a evolução geotectônica da área, visualizando-se no Arqueano uma crosta siânica provavelmente fina com alto gradiente geotérmico. Sua composição em geral tonalito-trondhjemitó-granodiorítica indica que na maior parte era pouco diferenciada, e com baixo teor em Rb e alto em Sr, embora, localmente, tenha sofrido uma certa diferenciação desenvolvendo rochas de composição granítica. A presença de xenólitos de anfibolitos interpretados como ortoderivados, evidenciam sua origem a partir do manto primitivo ou crosta inferior. O representante atual desta crosta siânica arqueana é o Complexo Goiano que submetido a sucessivos eventos de deformação e metamorfismo, encontra-se representado por granitóides, gnaisses, migmatitos e anfibolitos, cujo estudo geocronológico evidenciam idades variáveis embora o Arqueano tenha sido detectado através de duas isócronas Rb/Sr. Uma delas obtidas por Tassinari & Montalvão (1980) revelou um valor de 2929 ± 105 MA e razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,701, a despeito de incluir amostras seguramente do Complexo Goiano em conjunto com granitóides posicionados em uma época posterior. Neste trabalho, manipulando somente amostras deste complexo foi possível a elaboração de alguns diagramas isocrônicos Rb/Sr de referência; num deles construído com amostras do bloco Crixás—Auriverde os pontos alinharam-se segundo duas retas; a mais antiga referente ao Arqueano, acusou 2875 MA e razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,7001 e a mais nova com 2507 MA e razão inicial de 0,701. O outro diagrama, construído com amostras do bloco Crixás—Caíamar

a isócrona na Rb/Sr de referência obtida foi de 2508 ± 72 MA e razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,701. Estes dados estão a indicar que houve formação de rochas por volta de 2900 MA e a 2500 MA, sendo o último valor aqui interpretado como de retrabalhamento das mais antigas. Este retrabalhamento embora detectado não foi possível de ser individualizado no mapa anexo e suas rochas permanecem reunidas no Complexo Goiano, cuja formação inicial corresponde ao Estágio I na Evolução aqui proposta (Fig. 141I).

No segundo estágio evolutivo (Estágio II, Fig. 141II) ainda no Arqueano houve soerguimento do manto por processos que podem estar ligados a correntes de convecção, diapirismo ou movimento de plumas, que arquearam a crosta siálica, com consequente começo de **rifting** seguido de distensão (**drifth**) e elaboração **horsts** e grabens, por movimento diferencial de blocos. Durante esta movimentação o manto sofreu fusão parcial, que, de acordo com tratamento litogeoquímico apresentado no capítulo 4, deve ter atingido níveis diferentes do manto, portanto, dentre as amostras tratadas existem aquelas advindas de uma região que sofreu de 0-10% de fusão, enquanto que outras chegam a evidenciar 40 a 50%, havendo percentagens intermediárias entre estes dois extremos; no entanto a maioria das amostras originaram-se em nível ou níveis em que houve 40 a 50% de fusão do manto. O material fundido (**melt**) de composição máfico-ultramáfica e características komatiíticas e toleíticas ascendeu através das fissuras desenvolvidas no Estágio II, formando derrames e intrusões, ao mesmo tempo em que as bacias então formadas (tipo **rift**) assistiam também a uma sedimentação química incipiente, constituindo níveis de **chert** e formação ferrífera representando o Estágio III (Fig. 141III). Como função da rápida erosão dos **horsts** intervenientes é possível que tenha havido sedimentação clástica, nestas bacias, embora nenhuma evidência exista de que ocorram na base da sequência, que no geral, é constituída por rochas máfico-ultramáficas (Grupo Máfico-Ultramáfico) do Supergrupo Pilar de Goiás. Na área em pauta nada indica de que se tenha edificado uma crosta oceânica, porquanto, o perfil deste tipo de segmento crustal considerado como bastante representativo é aquele da ilha de Chipre, Oman, Troodos, etc., o qual se encontra reproduzido na Figura 142, mostrada por Sawkins

Figura 141- I, II e III
EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA ÁREA
CRIXÁS - GUARINOS - PILAR DE GOIÁS
HIDROLINA.

Estágio I - Crosta Siálica e Máfica (3.000 M.A.)

+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	Crosta Siálica (Migmatitos Granitoides - Gnaisses) Crosta Simática (Granulítica Básica e Anfibolítica)
v	v	v	v	v	v	v	v	v	v	v	v	v	v	v	

Estágio II - Levantamento do manto (por corrente de convecção ou pluma ou diápiros) arqueamento e começo de "RIFTING".

Estágio III - Fusão de rochas do manto ($<10\% - >50\%$) de fusão parcial do manto com formação de "MELTS" máfico-ultramáficos (Komatiitos e Toleiitos) extrusões e intrusões (hipoabissais) de pequenos corpos e incipiente sedimentação química (chert e formação ferrífera).

Fig.142 Seção interpretativa de uma lasca de crosta oceânica sobre a ilha de Chipre.

[Modificado de E. Moores e F. Vine: Maciço de Troodos ; Chipre , e outros Ofiolitos co mo crosta oceânica] . Apud Sawkins et al (1978).

et al. (1978). Segundo estes autores o perfil começa no topo com basaltos almofadados capeados por sedimentos; em direção a base os basaltos tornam-se mais grosseiros chegando a gabros reflexo do resfriamento mais lento em profundidade; a parte superior dos gabros e os basaltos são seccionados por complexos de diques verticais, e na base do perfil ocorrem as rochas ultramáficas (peridotitos) consideradas como representativas do manto superior. Nas rochas máfico-ultramáficas ocorrentes na região de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás—Hidrolina este tipo de perfil não registrado; é possível no entanto, que outros perfis de fundo oceânico tenham estratigrafia diferente daquela registrada na Ilha de Chipre, Oman e Troodos, e neste caso os da área em pauta permanecem ignorados. Caso contrário não se tem fundo oceânico exposto na região.

Durante estes processos, os movimentos de distensão (**drift**) iniciados no Estágio II permanecem ativos, e no Estágio IV, reproduzido na Figura 143IV, associa-se a ele uma subsidência das bacias, propiciando sedimentação que viria constituir o Grupo Sedimentar do Supergrupo Pilar de Goiás. A sequência é constituída de possantes camadas de quartzitos, dolomitos, margas e formações ferríferas bandadas, enquanto que o magmatismo associado, de proporções bem reduzidas em relação ao que constituiu o Grupo Máfico-Ultramáfico, tem, a exemplo deste, características komatiíticas e toleíticas. Neste estágio as bacias inicialmente do tipo **rift** começam a adquirir aspecto de sínclise, quando a sedimentação extravasa os limites dos grabens, processo já bem caracterizado no Estágio V (Fig. 143B). Neste estágio a presença de pelitos é marcante, e há um esmorecimento do vulcanismo, embora ainda ocorram níveis máfico-ultramáficos intercalados nos sedimentos. As formações ferríferas e ritmitos evidenciam uma sedimentação cíclica, em ambiente de mar fechado e/ou lagunar, enquanto que os quartzitos e dolomitos indicam ambiente de mar raso.

No Estágio VI (Fig. 144) esta sequência é submetida a compressão nas direções E-O e OSO-ENE, causando dobramento e metamorfismo nas facies xisto verde e anfibolito; a deformação desenvolve foliações plano axiais e a compressão causa dobramento

Figura 143- IV e V

Estágio IV - Continua o "DRIFT" e subsidência da bacia - sedimentação em ambiente de mar raso e "lagunar" (quartzitos, dolomitos e margas, mármores, ritimitos e f. ferrífera). Ainda é grande a atividade ígnea de Vulcânicas máfico - ultramáficas (Komatiitos).

Estágio V - Continua o "DRIFT" e subsidência da bacia com sedimentação de mar raso e "lagunar" (pelitos, dolomitos, margas, ritimitos, quartzitos, f. ferrífera bandada e chert) e esmorecimento do vulcanismo com incipientes estratos de rochas ultramáficas e máficas. (Fase de sedimentação principalmente de arqueamento lento "sinéclise").

Figura 144-

Estágio VI - Compressão, dobramento e metamorfismo (facies xisto verde principalmente e raramente anfibolito). Fusão parcial da crosta máfica e/ou rochas máfico-ultramáficas (**greenschist**) e formação de "MELTS" granitóides — (diápiros tonalito - trondhjemitos). Em região de maior gradiente geotérmico (Pilar de Goiás - União), 2.900 m.a.

➡ VERGÊNCIA TECTÔNICA

inverso e recumbente. Em locais de mais alto gradiente geotérmico, ocorre a formação de rochas granitóides que iriam tanto seccionar quanto intercalar as rochas máfico-ultramáficas e sedimentares do Supergrupo Pilar de Goiás.

Ainda no Arqueano a área passa a sofrer uma subsidência lenta e desenvolve ampla bacia com característica de sinéclise que assistiu a deposição de psamitos e principalmente pelitos em ambiente marinho raso a profundo. A sequência então formada recobre o Supergrupo Pilar de Goiás em discordância estrutural e se identifica com Grupo Itapaci definido no presente trabalho (Estágio VII, Fig. 145A). Encontra-se dobrado e metamorfoisado na facies xisto verde desde a subfacies da clorita atingindo a subfacies da granada.

As rochas que constituem o Grupo Itapaci tem sido relacionadas por muitos autores ao Grupo Araxá e com idade remontando ao Proterozóico Médio (ciclo orogênico Uruaçuano) ou Superior (ciclo Brasileiro). No entanto elas aqui foram consideradas arqueanas pelo fato de apresentarem-se afetadas por rochas granitóides que posicionaram-se tanto concordante quanto discordantemente a foliação dos xistos, principalmente na região de contato com o Supergrupo Pilar de Goiás, conforme pode ser verificado na estrada que liga as cidades de Itapaci e Pilar de Goiás. Referidos granitóides foram interpretados como formados no mesmo evento daqueles que ocorrem seccionando o Supergrupo Pilar de Goiás, os quais tiveram algumas amostras datadas por Tassinari & Montalvão (1980). Estes autores construíram uma isócrona onde foram plotados além destas amostras, outras do Complexo Goiano ocorrentes na região entre Crixás e Caiamar, obtendo uma reta que indicou aproximadamente 2900 MA. A origem destes granitóides deve-se a fusão de rochas máfico-ultramáficas que tanto podem pertencer a Supergrupo Pilar de Goiás quanto a crosta inferior e introduziram-se no Grupo Itapaci durante ou mesmo antes de seu dobramento e metamorfismo regional. Na área trabalhada, ocorreram inúmeras atividades magmáticas (granitóides) de individualização extremamente difícil; por outro lado, encontram-se normalmente alteradas o que impossibilita na maioria das vezes sua datação, e assim muitos não puderam

ram ser posicionadas devidamente. Com relação aos que seccionam o Grupo Itapaci e o Supergrupo Pilar de Goiás, ou são de uma só geração, e por conseguinte teriam idade arqueana, ou de mais de uma geração caso em que os relacionados ao Grupo Itapaci poderiam ser bem mais jovens que aqueles que cortam o Supergrupo Pilar de Goiás. A primeira hipótese é a que se afigura mais viável. Um outro fator a se considerar quanto ao posicionamento do Grupo Itapaci no Arqueano, é que no contato com o Supergrupo Pilar de Goiás, como observado na estrada Itapaci-fazenda Vinagre, seus cloritaxistos encontram-se com mais fases de deformação que o **greenstone belt**. Este argumento, no entanto, é usado com ressalvas posto que existem muitas falhas inversas e/ou de empurrão na área, que localmente podem ter deformado o Grupo Itapaci mais intensamente. Por conseguinte o Grupo Itapaci é posicionado estratigraficamente acima do Supergrupo Pilar de Goiás, conforme já fora admitido por Danni & Ribeiro (1978), Ribeiro Filho et al. (1978) e outros, embora com idade arqueana, até que novos dados esclareçam tais dúvidas, visto que existe a possibilidade inclusive desta sequência fazer parte da sedimentação em bacia arqueana (**greenstone belt**), constituindo uma fase de deposição em "sinéclise". Suas rochas sofreram compressão segundo OSO-ENE (Estágio VII B, Fig. 145B) que causou deformação na direção S20E; em uma fase de deformação posterior suas rochas foram empurradas na direção NO, por sobre os **greenstone belts**. Os falhamentos inversos ou de empurrão são comuns, sendo observada a direção de transporte tectônico, através da formação de possantes **boudins**, onde camadas mais competentes encontram-se transportadas, distendidas e quebradas entre as menos competentes. Alguns falhamentos foram posteriores as intrusões granitoides, e estas também ocorrem como **boudins**, bem expostos na região de Pilar de Goiás.

No Proterozóico Inferior houve a formação do Domo de Hidrolina pela intrusão do complexo homônimo (Estágio VIII, Fig. 146). Esta unidade tem sido considerada por alguns autores como arqueana em função da comparação com outros terrenos granito-**greenstone** estudados mundialmente. No entanto, o estudo geocronológico pelo método Rb/Sr revelou em isócrona de referência, uma idade de 2100 MA, o que indica sua formação durante o ciclo geotec

FIGURA 145-VII

ESTÁGIO A—SUBSIDÊNCIA LENTA ("SINÉCLISE") E SEDIMENTAÇÃO DE PELITOS E PSAMITOS.

B—DOBRAMENTO E METAMORFISMO COM FALHAS INVERSAS E DE EMPURÃO.

FIGURA 146-VIII

ESTÁGIO —INTRUSÃO DE GRANITÓIDES, GNAISSES E ANFIBOLITOS NAS ROCHAS ULTRAMÁFICAS DO GREENSTONE BELT DE GUARINOS-PILAR DE GOIÁS-HIDROLINA (REGIÃO DE HIDROLINA)

tônico Transamazônico. O Complexo de Hidrolina é composto de gnaisses, granitóides e anfibolitos.

A atuação dos ciclos geotectônicos Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro na área é evidenciada principalmente atrvés da datação K/Ar em xistos e gnaisses.

Coberturas Cenozóicas estão distribuídas na região, principalmente, ao longo das drenagens.

9 — CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Com ajuda dos estudos de mapeamento, petrografia, litogeoquímica, geocronologia e análise estrutural foi possível chegar-se as seguintes conclusões:

1) Denominar de Grupo Itapaci, a sequência de metapelitos que ocorrem em torno da cidade homônima e na região de Santa Tereza que estão repousando discordantemente sobre os greenstone belts, pois se acredita na formação deste cinturão já no Arqueano e posteriormente redobrado e metamorfisado em outros ciclos geotectônicos, tais como Transamazônico e principalmente Brasiliano;

2) Comprovação do Complexo Hidrolina como uma unidade migmatito-gnaiss-granitóide, formado em torno de 2.100 MA, diferindo do Complexo Goiano (região de Crixás e Caiamar);

3) O Complexo Goiano mostrou idades de $\pm$ 2.900 MA e $\pm$ 2.500 MA, sendo que no bloco a leste da estrada Crixás—Auriverde, as rochas do complexo apresentam-se alinhadas em 2.900 MA e 2.500 MA, enquanto que na região do Caiamar de 2.500 MA, está tanto pelo método Rb/Sr como para Pb/Pb.

4) É possível que existam domos granito-gnáissicos de várias gerações. Isto é, por volta de 2.900 MA, 2.500 MA e 2.100 MA. Assim as rochas de 2.500 MA foram superpostas às rochas de 2.900 MA, sendo difícil separar em mapeamento os dois eventos. Porém, é possível que ocorra um domo de 2.500 MA (Domo de Caiamar); Domo de União (Arqueano ?) e Domo de Hidrolina (2.100 MA). Estes dois últimos comprovadamente, pós-greenstone belts;

5) Para o greenstone belts (Supergrupo Pilar de Goiás) foi possível visualizar, principalmente nas seções geológicas de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás—Hidrolina, uma seção basal, constituída essencialmente de rochas máfico-ultramáficas. De Hidrolina em direção a União, esta contem algumas lentes de metacherts e formação ferífera. A seguir em direção a Pilar de Goiás,

começa intercalar rochas máfico-ultramáficas com quartzitos, cal co ssi li ca ta da s e de meta che r t s. Nesta região é marcante já a pre se ñ ça de sedimentos químicos e clásticos e de Pilar de Goiás em direção a Guarinos, a contribuição sedimentar aumenta, diminuindo muito a contribuição de rochas ígneas.

Na região de Hidrolina—União e Pilar de Goiás, as ro chas do **greenstone belt** foram altamente afetada por intrusões de granitóides;

6) Os anfibolitos dos **greenstone belts** e Complexo Goia no estudados através da litogeoquímica são de origem ígnea. Entre tanto existem anfibolitos de origem sedimentar, metamorfismo de mármore impuros, tal anfibolitização se verifica no campo (re gi ão de Pilar de Goiás);

7) O Grupo Máfico-Ultramáfico (Grupo Inferior) é cons tituí do de rochas ígneas máfico-ultramáficas em forma de derrames e diques. Além das lavas ocorrem algumas piroclásticas mais loca liz ada s.

As rochas vão de komatiitos a toleitos, tais rochas com textura spinifex, porfirítica, esferulitos, pillows, vesícu las e amígdalas, poliedros, etc. As rochas são produtos de fusão do manto dando origem a dunitos e peridotitos que diferenciam até os termos toleitos.

Além desses diferenciados, tudo indica que fusão do manto em vários níveis, deram origem a vários tipos de magmas. Nos diferenciados e mais provável que rochas à base de olivina (duni to) passem para rochas com olivina-piroxênio (peridotitos) e de pois para rochas a base de piroxênio (piroxenito). Tais exemplos são vistos a níveis de afloramentos e de lâminas;

8) O metamorfismo das rochas ígneas vai da facies xis to verde a anfibolito. Associações mimerais com: serpentina, tal co, tremolita, clorita, actinolita, antofilita, actinolita, cu mig ton ita, plagioclásio, quartzo e carbonatos;

9) A razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,5$, talvez seja devido os valores de Al_2O_3 nas cloritas, pois é constante a presença de clorita nestas rochas;

10) As rochas à base de olivina e piroxênio (ultramáficas e ultrabásicas) foram metamorfisados e metassomatizados dando origem as serpentinas, talco, clorita, tremolita, carbonatos, etc;

11) Já as básicas deram origem principalmente a actinolita e hornblenda, seguido de clorita, epidoto e carbonatos;

12) No diagrama FeO^* (total) molar versus MgO (molar) as rochas máfico-ultramáficas estão dentro do campo de fusão de 0-10% indo acima de 40-50% e depois seguem o trend de diferenciação para os toleítos. Porém, sua maior concentração é no campo acima de 40-50% de fusão.

Como dito anteriormente, estas rochas apresentam vários níveis de fusões;

13) Os **greenstone belts** se depositaram sobre uma crosta siálica (provavelmente) continental em ambiente rift. Esta crosta era "fina", tal fato, é evidenciado pela grande quantidade de rochas máficas e ultramáficas sem contaminação crustal. Isto provavelmente não ocorreria se tivéssemos uma crosta espessa, assim como a baixo Rb e alto Sr dos granitóides;

14) Sedimentação de mar raso; em ambiente de bacia fechada ou lagoa e praia. A presença de lagoa ou bacia fechada, deve-se a presença de formação ferrífera bandada e metarritmitos. A grande quantidade de quartzitos na região de Pilar de Goiás, parece justificar a formação desses arenitos em região de praia;

15) Pelo perfil das sequências máfico-ultramáficas em superfície não se tem a evidência de formação de fundo oceânico como demonstrado pela presença de ofiolitos clássicos;

Os anfibolitos tanto do Complexo Goiano, como do Supergrupo Pilar de Goiás apresentam composição komatiítica. Parece ser comum anfibolitos com esta composição em terrenos arqueanos;

16) As rochas máfico-ultramáficas dos greenstone belts, discutidos na presente tese, apresentam afinidades komatiíticas e toleíticas. As primeiras definidas através dos estudos de petrografia e campo (spinifex, quench, poliedral, etc) e estudos de litogeoquímica de óxidos, elementos menores e traços. Entretanto, os estudos de elementos terras raras mostraram uma afinidade toleítica e calco-alcalina para as referidas rochas, modelo enriquecido em terras raras leves. Acredita-se que o enriquecimento em elementos terras raras leves para algumas rochas ultramáficas com textura spinifex, deve-se a enriquecimento nestes elementos ao atravessar a crosta siálica, ou então, a manto já era enriquecido nestes elementos em algumas regiões, ao contrário do que muitos autores pensam;

17) Com relação a geologia econômica, o principal bem mineral é o ouro e este se encontra nos metapelitos com presença de carbonato, carbono, sericita e clorita. Assim como nos veios de quartzo e quartzo-feldspato (Guarinos).

O ouro situa-se na parte sedimentar do Supergrupo Pilar de Goiás. Entretanto, queremos alertar a provável presença deste elemento no Grupo Itapaci, no contato com o greenstone nas proximidades de Pilar de Goiás;

18) Como se acredita em vários domos granitóides de idades e gerações diferentes, é importante que estes remobilizem o ouro e concentre dando jazida mineral. Entre estes, podemos aconselhar os domos de União, Hidrolina, Guarinos e os granitóides de que ocorrem no bloco Caiamar;

19) Nas intrusões retrocitadas no contato com as ultramáficas é importante se alertar para a possível mineralização de esmeraldas;

20) Observa-se em algumas lâminas ou mesmo em amostras de mão turmalina bem verde e homogênea que parece ser de boa qualidade. Daí se acreditar na mineralização de turmalina na região, principalmente na faixa Crixás;

21) Algumas ocorrências de Cromo existem principalmente no Cinturão de Pilar de Goiás—Hidrolina, e

22) Do mesmo modo não se deve descartar a possibilidade de mineralizações de sulfeto de Ni, Cu, Zn e Pb na região.

10 — AGRADECIMENTOS

A confecção da tese em questão tornou-se possível graças a inestimável colaboração de diversas instituições e pessoas, prestadas de uma forma ou outra no decorrer dos trabalhos.

A essas instituições e pessoas que relacionamos abaixo, desejamos os nossos mais sinceros agradecimentos.

Projeto RADAMBRASIL o qual contribuiu na minha participação na Universidade de São Paulo, através do convênio facilitando a realização dos créditos para o doutoramento durante o período de dezembro de 1982 a dezembro de 1984;

Geólogos Antônio Luiz Sampaio de Almeida e Helion França Moreira por terem me liberado e contribuído de forma importante à realização do Curso, ao amigo Otto B. Netto, pelo apoio;

Geólogos Roland Trompette e Umberto Giuseppe Cordani, o primeiro como orientador e o segundo como uma espécie de 2º orientador e tendo sido o grande responsável e incentivador para que eu realizasse tal sonho;

Aos geólogos da Base de Goiânia, principalmente aos amigos Caubi André Caldeira Fernandes, Bernard Stilianidi Filho, Pedro Edson Leal Bezerra e Péricles Prado. Os dois últimos com participação mais ativa;

Na Sede do RADAMBRASIL — Salvador, aos colegas Paulo Edison Caldeira Fernandes, Mário Ivan Cardoso de Lima e Jaime Franklin Vidal Araújo;

Aos colegas Colombo Celso Gaeta Tassinari, Wilson Teixeira, Oswaldo Siga Júnior, Rômulo Machado, Excelso Ruberti, Miguel Basei e Mário Figueiredo.

Não poderia de deixar de lembrar dos nomes dos amigos Antônio de Jesus (Diretor do DNPM — Belém), Fernando Carvalho

(CPRM — Manaus), Dacyr Botelho (RADAMBRASIL — DNPM), José W. Lo
pes Leal (DNPM) e Xafi da Silva Jorge João (CPRM — Belém);

Geólogos Hêlcio José Teixeira de Araújo e Adalberto
do Carmo Pinto, os quais contribuíram bastante no mapeamento da
presente área do Projeto RADAMBRASIL;

A figura amiga de Garrone Hugo Silva que teve uma par
ticipação marcante à realização da presente tese;

Aos desenhistas Carlos Eduardo Sabbag, Sônia M. Mon
talvão, José Maria Tobias, Carmem Barbosa Lemos, Maria Aparecida
Gomes da Silva e Orisvando Gonzaga de Rezende;

Aos funcionários do Projeto RADAMBRASIL, Mário da Con
ceição Moreira, Chefe da Seção Administrativa; Geraldo Fernandes
Monteiro, Técnico de Administração e a Sra. Elisbeth Menezes Le
mos;

Colegas de Laboratório de Geocronologia Koji Kawashi-
ta, Kei Lato, Ivone e Helen Sonoki, José Elmano Gouveia Cláudio
Comerlati e Cláudio dos Santos;

Às datilógrafas Sônia Paulina Pereira, Jane Angélica
V. de Souza, Mary Silva Martins e Neula Maria Machado.

Os auxiliares técnicos Claudimar Ferreira Castro, Re
nivan Tavares e Teresinha Aires Pereira. Assim como aos colegas
Sérgio Ojima e Alberto Vieira.

Senhor Jaime Alves da Silva e todos os funcionários
que constituem a equipe gráfica.

11 — BIBLIOGRAFIA

- 1 — ALABASTER, T.; PEARCE, J.A.; MALPAS, J. The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the oman ophiolite Complex. Contrib. Mineral. Petrol., 81:168-183, 1982.
- 2 — ALMEIDA, F.F.M. de. Observações sobre o Prê-Cambriano na região central de Goiás. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, (26):19-22, 1967.
- 3 — _____. Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 40:285-93, 1968. Suplemento.
- 4 — ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. Idades potássio-argônio de rochas do centro-oeste brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., Salvador, 1969. Resumo das conferências e das comunicações. Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, 1969. 89p. (Boletim Especial, 1) p. 80-1.
- 5 — ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. de. The upper precambrian of south America. São Paulo, Univ. de São Paulo, 7:45-80y, 1976.
- 6 — AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. Potassium-Argon dates of basaltic rocks Southern Brazil. Geoch. Cosmoch. Acta, 30:159-189, 1967.
- 7 — ANGEIRAS, A.G. A faixa de serpentinitos da região central de Goiás. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 40:129-36, 1968. Suplemento.
- 8 — ANHAEUSSER, C.R.; MASON, R.; VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P.A. reappraisal of some aspects of Precambrian Shields Geology. Geological Society of America Bulletin, 80:2175-2200, 1969.
- 9 — ARDEN, J.W. & GALE, N.H. New electrochemical technique for separation of lead at trace levels from structural silica

- tes. Analytical Chemistry. C. 46, 9p., 1974.
- 10 — ARNDT, N.T. Thick, layered peridotite-gabbro lava flows in Munro Township, Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences. 14(11):2620-2637, 1977a.
 - 11 — _____. Ultrabasic magmas and high-degree melting of the mantle. Cont. Mineralogy and Petrology, 205-221, 1977b.
 - 12 — ARNDT, N.T.; NALDRETT, A.J.; PYKE, O.R. Komatiitic and iron rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario. Journal of Petrology, 18(2):319-369, 1977.
 - 13 — ARTH, J.G.; ARNDT, N.T.; NALDRETT, A.J. Genesis of archean komatiites from Munro Township, Ontario: Trace-element evidence. Geology, 5, 590-594, 1977.
 - 14 — AUVRAY, B.; BLAIS, S.; JAHN, M.; PIQUET, D. Komatiites and the komatiitic series of the Finnish greenstone belts. In: Komatiites. Arndt, N.T. & Nisbet, E.G. eds. George & Unwin, Londres, Editora, 131-146, 1982.
 - 15 — BAETA JÚNIOR, J.D.A.; FIGUEIREDO, A.N. de; SOUZA, E.P. de; MELLO, J.C.R. de. Projeto Goianêsia—Barro Alto; relatório final. Goiânia, DNPM/CPRM, 1972, 3v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 1979) v. 1.
 - 16 — BAPTISTA, M.B.; DYER, R.C.; BRAUN, O.P.G.; COTTA, J.C. Projeto Brasília—Goiás; geologia e inventário dos recursos minerais. Goiânia. DNPM/PROSPEC, 1969. 225p. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 51).
 - 17 — BAPTISTA, M.G.; DYER, R.C.; BRAUN, O.P.G.; FRATIN, M.; MENEGUESO, G. Projeto Goiânia, relatório preliminar. Goiânia, DNPM/PROSPEC, 1970. 75p. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 511).
 - 18 — BARBOSA, O. & COSTA, L.A.M. Projeto Leste do Tocantins—Oes

te do rio São Francisco. 2a. Etapa de Campo, Fase 4. Rio de Janeiro, DNPM/CPRM/PROSPEC, 1973, 8v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2028).

- 19 — BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.G.; BAPTISTA, M.B.; CARTNER-DYER, R.; COTTA, J.C. Projeto Brasília—Goiás. Geologia - Inventário dos Recursos Minerais - Goiânia - DNPM/PROSPEC, 1969. 225p. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 51).

- 20 — BARBOSA, O.; RAMOS, J.R.A.; GOMES, F.A.; HELMBOLD, R. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia". Monografia da Divisão de Geologia e Mineralogia. Rio de Janeiro, (19):1-94, 1966.

- 21 — BARKER, F. Trondhjemite definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F. ed. Trondhjemites, dacites and related rocks. Development in Petrology, 6, Amsterdam, Elsevier, pg. 1-12, 1979.

- 22 — BARREIRA, C.F. & DARDENNE, M.A. A sequência vulcano-sedimentar do rio do Coco. In: 1º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE. Geologia do Pré-Cambriano, SBG, 1981. ATA. Goiânia, pg. 241-264.

- 23 — BATHURST, R.G.C. Carbonate sediments and their diagenesis. Development in sedimentology, 12. Ed. Elsevier Publishing Co, Amsterdam, Londres, Nova York, 620 pg., 1971.

- 24 — BERBERT, C.O. Complexo Basal Goiano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário de Camboriú, 1980. Anais. Balneário de Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia, 1980, v. 5, p. 2839-49.

- 25 — BERBERT, C.O. & MELO, J.C.R. de. Notas sobre a ocorrência de ouro na região de Crixás (Goiás). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27. Aracajú, 1973. Anais. Aracajú, SBG. 1973, p. 167-179.

- 26 — BERBERT, C.O.; CORRÊA, J.A.; MELLO, J.C.R. de. Geologia da área Interlândia—Abadiânia, Goiás. Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral, Rio de Janeiro (135):1-54, 1970.
- 27 — BESWICK, A.E. Some geochemical aspects of alteration, and genetic relations in komatiitic suites. In: KOMATIITES, Eds. N.T. Arndt & E.C. Nisbet. George Allen & Unwin. Boston, Sidney, p. 283-308, 1982.
- 28 — BEZERRA, P.E.L.; CUNHA, B.C.C. da; IANHEZ, A.C.; SOUZA, JÚNIOR, J.J. de; MONTALVÃO, R.M.G. de; SOUZA, A.M.S. Associação plutono-vulcânica de Ipueiras. In: 19 SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE. Geologia do Pré-Cambriano. SBG, 1981. ATA. Goiânia, p. 363-375.
- 29 — BITENCOURT, C.M. & CORRÊA, J.A. Geologia da área Goiânia-Bonfinópolis, Goiás. Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral, Rio de Janeiro (134):1-50, 1970.
- 30 — BLAIS, S.; ANVRAY, B.; CAPDEVILLA, R.; JAHN, B.M.; BERTRAND, J.M.; HAMEURT, J. The archean greenstone belts of Karelia (Eastern Finland) and their komatiitic and tholeiitic series. In: (Eds.) Windley, B.F. and Naqvi, S.M. Archean Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, p. 87-108, 1978.
- 31 — BOLTON, A.; HUANG, J.; VOET, A.V. The determination of scandium, yttrium, and selected rare earth elements in geological materials by inductively coupled plasma optical emission spectrometry. Spectrochimica Acta, 38B (1/2):164-174, 1983.
- 32 — BROOKS, C. & HART, S.R. On the significance of komatiite. Geology, 2:107-110, 1974.
- 33 — CARVALHO, W.T. de. Aspectos atuais de exploração mineral no Estado de Goiás. Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Centro-Oeste, Goiânia (6):1-34,

dez. 1977.

- 34 — CASTELO BRANCO, R.M.G. Serpentinⁱtos e serpentinizaç^ão. Se^min^ário da Disciplina de Petrologia de rochas metam^ór^fi^cas - UP. Xerox 1, 1983.
- 35 — CAWTHORN, R.G. & STRONG, F.F. The petrogenesis of komatiⁱtes and related rocks as evidence for a Layered upper man^tle. Earth and Planetary Science Letters, 23:369-375 , 1974.
- 36 — CHAMBERLAIN, V.E.; LAMBERT, R.S.H.; HOLLAND, J.G. Geology and Geochemistry of the archean rocks of Malton gneiss Complex, British Colombia. Precambrian Research, 11:1-9, 1980.
- 37 — CHIDESTER, A.H. Petrology and Geochemistry of selected talc-bearing ultramafic rocks and adjacent country rocks in North-Central Bermont. Geological Survey Profissional Pa^per, 345, 207p., 1962.
- 38 — COLLEMAN, R.G. Petrologic and geophysical nature of serpen^tinites. Geol. Soc. Am. Bull. 82:897-918, 1971.
- 39 — COLLEMAN, R.G. & DONATO, M.M. Oceanic Plagiogranite revisi^ted. In: BARKER, F. Ed. Trondhjemites, dacites and rela^ted rocks. Developments in Petrology, 6, Amsterdam, Else^vier, p. 149-168, 1979.
- 40 — COLLEMAN, R.G. & KEITH, T.E. A chemical study of serpentini^zation - Bruno Mountain, California. J. Petrol. 12:311-328, 1971.
- 41 — _____. Ophiolites. Mineral and rocks, Editor P.J.Wylie. Chi^cago. Ed. Springer - Verlag Berlin - Heidelberg - New York. 231p., 1977.
- 42 — COLLERSON, K.D. & BRIDGWATER, D. Metamorphic development of

- earth archean tonalitic and trondhjemitic gneisses, Saglek area, Labrador. In: BARKER, F., Ed. Trondhjemites, dacites and related rocks. Developments in Petrology, 6. Amsterdam, Elsevier, p. 205-273, 1979.
- 43 — CONDIE, K.C. Archean greenstone belts. Development in Pre cambrian Geology (3). Ed. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam - Oxford. New York, 434p., 1981.
- 44 — COX, K.E.; BELL, J.D.; PANKHURST, J. The interpretation of igneous rocks. Ed. George Allen & Unwin, Londres, 450p., 1981.
- 45 — CUNHA, B.C.C. da; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITTHAN, J.H.L.; SOUZA JÚNIOR, J.J.de; MONTALVÃO, R.M.G. de; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.G. Geologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia - Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL, Folha SC.22 Tocantins, Rio de Janeiro, 1981. (Levantamento de Recursos Naturais, 22).
- 46 — DANNI, J.C.M. & RIBEIRO, C.C. Caracterização estratigráfica da sequência vulcano-sedimentar de Pilar de Goiás e Guarinos, Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXX. Recife, 1978. Anais. Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, 1978, v. 2, p. 582-597.
- 47 — DANNI, J.C.M. & TEIXEIRA, N.A. Características e sistematização das associações de rochas máficas e ultramáficas pré-cambrianas do Estado de Goiás. In: 1º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE. Geologia do Pré-Cambriano, SBG, 1981. ATA. Goiânia, p. 376-403.
- 48 — DANNI, J.C.M.; DARDENNE, M.A.; FUCK, R.A. Geologia da região de Goiás-GO: Greenstone Belt Serra da Santa Fé e a sequência da serra Santa Galo. In: 1º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE. Geologia do Pré-Cambriano. SBG. 1981. ATA. Goiânia, p. 265-280.

- 49 — DANNI, J.C.M.; DARDENNE, M.A.; FUCK, R.A.; RIBEIRO, M.J. Geologia da extremidade sudoeste da serra Dourada (Goiás, Brasil). Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 3(3): 160-80, set. 1973.
- 50 — DRAGO, V.A.; PINTO, A. do C.; MONTALVÃO, R.M.G. de; SANTOS, E.B.; SIMÕES, M.A.; OLIVEIRA, F.C.; BEZERRA, P.E.L.; PRADO, P.; FERNANDES, C.A.C.; TASSINARI, C.C.G. Geologia. In: BRASIL. Secretaria Geral. MME. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD.22 Goiás. Rio de Janeiro, 1981. (Levantamento de Recursos Naturais, 25).
- 51 — DRURY, S.A. The petrogenesis and setting of archaean metavolcanics from Kainataka State, South India. Geochimica et Cosmochimica Acta, 47(2):317-329, 1983.
- 52 — DUNHAM, J.B. & OLSON, E.R. Shallow subsurface dolomitization of subtidally deposited carbonate sediments in the Hanson Creek Formation (Ordovician-Silurian) of Central Nevada. In: Concepts and models of dolomitization. Zenger, D.H.; Dunham, J.B. & ETHINGTON, R.L. Society of Economic Paleontologists and Mineralogist. Special Publication , 28:139-162, 1980.
- 53 — ECHEVERRIA, L.M. Komatiites from Gargona Island, Colombia . In: Komatiites. Eds. Arndt & Nisbet, George Allen & Unwin, London (Editorial), p. 199-209, 1982.
- 54 — ELLIOT, R.B. Clastic Shorelines. In: Sedimentary Environments and Facies. Reading, H.G. (Editor). Editora Blackwell Scientific Publication, Oxford, London, Edinburgh , Boston, Melborn, 143-177, 1981.
- 55 — EUGSTER, H.P. & MING-CHOU, I. The depositional environments of precambrian banded iron-formations, Economic Geology , 68:1144-1168, 1973.
- 56 — EVANS, B.W. Metamorphism of alpine peridotite and serpenti

- nite. Ann. Rev. Earth Planet. Scienc., v. 5, p. 597-447 , 1977.
- 57 — EVANS, B.W. & TROMMSDORFF, V. Regional Metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alpes: Paragenesis in the system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 50:481-492, 1970.
- 58 — FARIA, A.; FUCK, R.A.; VELOSO, J.A.V.; HIRRON, J.R.; MARINI, J.O.; ANDRADE, G.F.; FONSECA, M.R.C.B. Projeto Piranhas , relatório final. Brasília. DNPM/FUB, 1975. 143p. (Relatorio do Arquivo Técnico da DGM, 2462).
- 59 — FAWCETT, J.I. & YODER, H.S. Phase relationships of chlorites in the system $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. The American Mineralogist, 51:353-379, 1966.
- 60 — FOLK, & WARD, W.C. Brazos river bar. A study in significance of grain size parameters. Journal Sed. Petrol. , 27:3-27, 1957.
- 61 — FRANCIS, D.M.; HYNES, A.J.; LUDDEN, J.N.; BÉBARD, J. Crystal fractionation and parcial melting in the petrogenesis of a Proterozoic high MgO volcanic suite, Ungava, Québec. Contrib. Min. Petrol., 78:27-36, 1981.
- 62 — FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; WINGE, M.; ANDRADE, G.F.; BARREiRA, C.F.; LEONARDOS, O.H.; KUYMJIAN, R. Geologia da região de Goianésia. In: 1º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE. Geologia do Pré-Cambriano, SBG, 1981. ATA. Goiãnia, p. 447-469.
- 63 — GARRELS , R.M.; PERRY, E.A.; MACKENZIE, F.T. Genesis of Precambrian iron-formations and the development of atmosferic oxigen. Economic Geology, 68:1173-1179, 1973.
- 64 — GAST, P.W. Trace element fractionation and the origen of tholeiitic and alkaline magma types. Geochimica et Cosmo

chimica Acta. 32:1057-1086, 1968.

- 65 — GEWARD, H. & PIRANJO, F. The Madziwa Batholiths Northeastern Rhodesia. In: SYMPOSIUM ON GRANITES; GNEISS AND RELATED ROCKS. Spec. Publ. Geol. Soc. S. Africa, nº 3, p. 111-120, 1973.
- 66 — GLIKSON, A.Y. Early Precambrian Evidence of a Primitive ocean Crust and Island Nuclei of Sodic Granite. Geological Society of America Bulletin, 83:3323-3344, 1972.
- 67 — GOKHALE, N.M. & GOTHE, N.N. Chemical distinction of amphibolites. Journal of the Geological Society of India. 19(8): 376-379, 1978.
- 68 — GOODWIN, A.M. Archean iron-formations and tectonic basins of the Canadian Shield. Economic Geology, 68:915-933, 1973.
- 69 — GOVETT, G.J.S. Origin of banded iron formations. Geological Society of America Bulletin, 77:1191-1212, 1966.
- 70 — GREEN, D.H. Genesis of archean peridotitic magmas and constraints on archean geothermal gradients and tectonics. Geology, vol. 3, nº 1, 15-18, 1975.
- 71 — GREEN, D.H.; NICHOLLS, I.A.; VILJOEN, M.; VILJOEN, R. Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest archean magmatism. Geology, vol. 3, nº 1, 11-14, 1975.
- 72 — HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. de. Geocronologia do centro-oeste brasileiro. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, 19(1):5-26, 1970.
- 73 — HASUI, Y.; HENNIES, W.T.; IWANUCH, W. Idades potássio-argônio do Pré-Cambriano da região Centro-Norte do Brasil. B. Inst. Geoci., São Paulo, 6:77-83, 1975.

- 74 — HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA JÚNIOR, O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M.; KOWASHITA, K. Idades Rb-Sr e K-Ar do Centro-Norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário de Camboriú, 1980. Anais. Balneário de Camboriú, SBG, 1980. p. 2659-2676.
- 75 — HUSSEIN, A.A.A.; MONIR, M.A.; EL RAMLY, M.F. A proposed new classification of the granites of Egypt. Journal of volcanology and Geothermal Research, 14:187-198, 1982.
- 76 — IANHEZ, A.C.; PITTHAN, J.H.L.; SIMÕES, M.A.; DEL'ARCO, J. O.; TRINDADE, C.A.H.; LUZ, D.S. da; FERNANDES, C.A.C.; TASSINARI, C.C.G.; SOUZA JÚNIOR, J.J. de; FREIRE, F.A.; OLIVEIRA, F.C.; SILVA, R.H.; BONOW, C.W.; MOREIRA, H. L. Geologia. In: BRASIL. MME. Secretaria Geral. Projeto RADAM BRASIL. Folha SE.22 Goiânia. Rio de Janeiro, 1983. (Levantamento de Recursos Naturais, 31).
- 77 — INMAN, D.L. Measures for describing the size distribution of sediments. Journal of Sed. Petrol., 22:125-145, 1952.
- 78 — JAHN, B.M.; SHIN, Chi Yu; MURTHY, R. Trace element geochemistry of archean volcanic rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 38(4):611-677, 1974.
- 79 — JAHN, B.M.; AUVRAY, B.; BLAIS, S.; CAPDEVILA, R.; CARNICHET, J.; VIDAL, P.; MANEURT, Y. Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish greenstone belts. Journal of Petrology, 21(2):201-244, 1980.
- 80 — JAMES, H.L. Iron formation and associated rocks in the iron river district, Michigan. Geol. Soc. America Bull. 62:251-266, 1951.
- 81 — _____. Sedimentary facies of iron-formation. Economic Geology. 49:235-293, 1954.

- 82 — JENKINS, D.M. Experimental phase relations of hydrous peridotites modelled in the system $H_2O-CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$. Contrib. Mineral. Petrol. 72:166-176, 1981.
- 83 — JOHANNES, W. An experimental investigation of the system $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$. American Journal of Science. 267:1083-1104, 1969.
- 84 — JOLLY, W.T. Progressive metamorphism of komatiites and related archean lavas of the Abitibi area, Canadá. In: Arndt, N.T. & Nisbet, E.G. (Editores) komatiites. Editora George Allen & Unwin, Boston, Sidney, p. 247-265, 1981.
- 85 — KAWASHITA, K. O método Rb-Sr em rochas sedimentares aplicação para as bacias do Paraná e Amazonas. Tese de Doutorado, São Paulo. Instituto de Geociências - USP, 1972.
- 86 — KRONER, A. Precambrian Plate tectonics. In: PRECAMBRIAN PLATE TECTONICS. Ed. KRONER, Editora Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam - Oxford - New York. 57-83, 1981.
- 87 — KUYUMJIAN, R.M. & DARDENE, M.A. Geochemical characteristics of the Crixás Greenstone Belt, Goiás, Brazil. In: International Symposium on Archean and Early Proterozoic Evolution and Metallogenesis. Anais do ISAP. Revista Brasileira de Geociências, Salvador, vol. 12(1, 2 e 3), p. 324-331, 1982.
- 88 — LA BERGE, G.L. Development of magnetite in iron-formations of the Lake Superior Region. Economic Geology. 59, 1313-1342, 1964.
- 89 — LA ROCHE, H.; LETTERRIER, J.; GRANDCHANDE, P.; MARCHAL, M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1 e R_2 . Diagram and maps element analyses. Its relationships with current nomenclature. Chemical Geology, 29, 183-210, 1980.

- 90 — LEAKE, B. The chemical distinction between orto and para-anphibolites. *Journal of Petrology*, 5(2):233-254, 1964.
- 91 — LEONARDOS, O.H. Rutilo em Goiaz. Boletim do Serviço de Fomento da Produção Mineral, Rio de Janeiro (30):1-196, 1938.
- 92 — LEPP, H.S. & GOLDICH, S.S. Origin of precambrian iron-formations. *Economic Geology*, 59:1025-1060, 1964.
- 93 — LINDENMAYER, D.H. Relatório anual da Seção de Geologia e Mineralogia. Goiânia, DNPM, 1970. 96p.
- 94 — MACHADO, E.C.; SOUZA, C.J.M. de; SILVA, M.A. da; BERBERT, C.O. Projeto Porangatu. Etapa II. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM, 1981. 4v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM).
- 95 — MALPAS, J. Two contrasting trondhjemite associations form transported ophiolites in western Newfoundland. In: Barker, J. Ed. *Trondhjemites, dacites and related rocks. Development in Petrology*, 6, Amsterdam, Elsevier, p. 465-487, 1979.
- 96 — MALTMAN, A.J. Serpentinite textures in Anglesey, North Wales, United Kingdom. *Geol. Society of America Bull.*, 89: 972-980, 1978.
- 97 — MARINI, O.J.; BARBOSA, G.V.; DARDENNE, M.A.; FARIA, A.; FUCK, R.A. Projeto Serra Dourada; relatório final. Brasília, DNPM/FUB, 1974. 2v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2298) v. 1.
- 98 — MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A.; FARIA, A. Contribuição à geologia do Pré-Cambriano da porção central de Goiás. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 7 (4):304-24, dez. 1977.

- 99 — MATTEY, D.P. The minor and trace element geochemistry of volcanic rocks from Truk, Ponape and Knsaie, Eastern Caroline Island; the evolution of a young hot spot trace across old Pacific ocean crust. *Contrib. Mineralogy and Petrology*, 80:1-13, 192.
- 100 — MICIVER, J.R.; CAWTHORN, R.G.; WYATT, B.A. The Ventersdorp Supergroup. The Youngest komatiitic sequence in South Africa. In: *Komatiites*. Eds. N.T. Arndt & E.G. Nisbet. George Allen & Unwin. Boston, Sidney, p. 81-90, 1982.
- 101 — MIYASHIRO, A. Metamorphism and metamorphic belts. Ed. George Allen & Unwin Ltd. London, 492p., 1973.
- 102 — _____. Classification characteristics and origin of ophiolites. *Journal of Geology*, 83:249-281, 1975.
- 103 — MONTALVÃO, R.M.G. de & ARAÚJO, H.T. de. Reconhecimento geológico na região de Crixás—Auriverde—Guarinos—Pilar de Goiás—Hidrolina—Itapaci. Folha SD.22 Goiás. Operação 510/79. Goiânia. Projeto RADAMBRASIL, 1979. 34p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 351-G).
- 104 — MONTALVÃO, R.M.G. de & BEZERRA, P.E.L. Petrologia das rochas básicas e ultrabásicas do Greenstone Belt de Goiás. In: 1º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE. *Geologia Pré-Cambriana*, SBG, 1981. Goiânia, p. 321-343.
- 105 — MONTALVÃO, R.M.G. de; LOPES, L.M.; PEREIRA, L.G. da M. Petrologia dos komatiitos de Crixás—Goiás. *Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Geologia. Núcleo Centro-Oeste*, Goiânia (9):73-147, 1981.
- 106 — MONTALVÃO, R.M.G. de; HILDRED, P.H.; BEZERRA, P.E.L.; PRADO, P.; SILVA, S.J. da. Petrographic and chemical aspects of the mafic-ultramafic rocks of the Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás—Hidrolina and Goiás greenstone belts, Central Brazil. In: *INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ARCHEAN AND*

EARLY PROTEROZOIC EVOLUTION AND METALLOGENESIS. Anais do ISAP. Revista Brasileira de Geociências, Salvador, vol. 12, (1, 2 e 3), p. 331-346, 1982.

- 107 — MOTTA, J.; ARAÚJO, V.A. de; MELLO, J.C.R. de; OGUINO, K. Projeto Niquelândia; relatório final. Goiânia, DNPM/CPRM. 1972. 2v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2003) v. 1.
- 108 — NALDRETT, A.J. & TURNER, A.R. The geology and petrogenesis of a greenstone belt and related nickel sulfide mineralization of Yakabindie, Western Australia. Precambrian Research, vol. 5, nº 1, 43-103, 1977.
- 109 — NAWMANN, M. & MACHADO, R.P. Geoquímica da serpentinização segundo o metamorfismo regional. Seminário. Geoquímica das rochas ultramáficas - Univ. do R.G. do Sul, Xerox, 1982.
- 110 — NESBITT, R.W. Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn Block, Western Australia: evidence for an Archean ultramafic liquid. Geol. Soc. Aust. Spec. Publ. 3, p. 331-347, 1971.
- 111 — NESBITT, R.W. & SUN SUN, Shen. Geochemistry of archean spinifex - textured peridotites and magnesian and low magnesian tholeiites. Earth and Planetary Science Letters, 30 (3):433-453, 1976.
- 112 — NILSON, A.A. & MOTTA, J. Nota preliminar sobre a geologia da região de Goianira—Trindade, Goiás. Mineração Metalurgia, Rio de Janeiro, 48(283):21-2, jul. 1968.
- 113 — NISBETT, E.G.; WILSON, J.F.; BICKLE, M.J. The evolution on the Rhodesian Craton and Adjacent archean terrain: Tectonic Model. In: PRECAMBRIAN PLATE TECTONICS. Developments in Geology, 4., Ed. Kroner, Elsevier Scientific Publishing Company. 161-183, 1981.

- 114 — OLIVEIRA, C.C. de S. & BITTAR, N. Projeto Bandeirante; geologia das Folhas de Itauçu, Palmeiras de Goiás e Cesari na e cadastramento, materiais de construção da área Goia nira—Trindade. Goiânia, DNPM/CPRM, 1971. 63p.
- 115 — ORVILLE, P.M. A model for metamorphic differentiation ori gin of thin-layered amphibolites. American Journal of Science, vol. 267, 64-86, 1969.
- 116 — OVERSBY, V.M. New Look at the lead isotope growth curve . Nature. v. 248:132-133, 1974.
- 117 — PADGHAM, W.A. Archean crustal evolution. A Glimpse from the Slave Province. In: ARCHEAN GEOLOGY. Second Interna tional Symposium Perth, 1980. Spec. Publis. Geol. Aust. 7:99-110, 1981.
- 118 — PAPUNEN, E. Komatiitic and tholeiitic metavolcanics of the Siivikkovaara area in the archean kuhmo greenstone belts, eastern Finland. The Geological Society of Finland, nº 52, parte 1, p. 76-100, 1980.
- 119 — PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, Nb variations in volcanic rocks. Contrib.Mineral. and Petrology. 69:33-47, 1979.
- 120 — PENA, G.S.; PEREIRA, A. .C.; PUGET, A.J.F.; ARAÚJO, A.G. de; TAKAHASHI, A.T.; COUTO, E.A.; SOUSA, E.P.; ROSITO , J.; LIMA FILHO, L.R. de; FERREIRA NETO, M.H.; ANDRADE,R. S. de; ARAÚJO, V.A. de. Projeto Goiânia II; relatório fi nal. Goiânia, DNPM/CPRM, 1975, 5v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2371) v. 1.
- 121 — PHILLIPS, A.H. & HESS, H.H. Metamorphic diferentiation at contacts between serpentinite and siliceous country ro cks. The American Mineralogist. 21(6):333-364, 1936.
- 122 — PRADO, P. & PINTO, A. do C. Mapeamento Geológico da Folha

SD.22-Z-A. Faixa Básico-Ultramáfica de Crixás. Projeto RADAMBRASIL. MME. Goiânia. Relatório Interno, 1979.

- 123 — PRICHARD, H.M. A petrographic study of the process of serpentinisation in ophiolites and the ocean crust. Contrib. Mineral. Petrol. 68:231-241, 1979.
- 124 — PYKE, D.R.; NALDRETT, A.J.; ECKS, O.R. Archean ultramafic flow in Munro Township, Ontario. Geol. Soc. America . Bull., Colorado. 84:955-970, 1973.
- 125 — RIBEIRO FILHO, W. Reavaliação da Geologia de Pilar de Goiás—Mara Rosa. In: 1º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE. Geologia do Pré-Cambriano. SBG, 1981. ATA. Goiânia, p. 281-299.
- 126 — RIBEIRO FILHO, W.; LUZ, S.J.; ABREU FILHO, W. Projeto Serra Azul; reconhecimento geológico, relatório final. Goiânia, DNPM/CPRM, 1975. 4v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2407) v. 1.
- 127 — RIBEIRO FILHO, W.; COSTA, J.F.G.; ARAÚJO, V.A. de; VICENTE, C.R.; MACHADO, E.C.; MATOS, S.A.S. de; RODRIGUES, R.; VIVIAN, O.; SÁ, A.M.; LIMA, P.F.C. Projeto Goiânia da região de Pilar—Mara Rosa; relatório final. Goiânia, DNPM/CPRM, 1978. 9v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM , 2784).
- 128 — ROBERTSON, I.D.M. Potash Granites of the southern Edge of the Rhodesian Craton and the Northern Granulite zone of the Limpopo Mobile Belt. In: SYMPOSIUM ON GRANITES ; GNEISS AND RELATED ROCKS. Ed. L.A. Lister, Special Publication of Geological Society of South Africa, nº 3, p. 265-276, 1973.
- 129 — SABÓIA, L.A. de. Os "greenstone belts" de Crixás e Goiás , GO. Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Centro-Oeste, Goiânia (9):43-72, 1979.

- 130 — SABÓIA, L.A. & TEIXEIRA, N.A. Lavas ultrabásicas da unida
de basal do "greenstone belt" de Crixás (GO): uma nova
classe de rochas ultrabásicas no Estado de Goiás. Revis
ta Brasileira de Geociências, São Paulo, 10(1):28-42 ,
1980.
- 131 — SABÓIA, L.A. de; TEIXEIRA, N.A.; CASTRO, J.H.G.; TEIXEIRA,
A.S. Geologia do "Greenstone Belt" de Crixás (GO) e suas
Implicações Geotectônicas. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON
DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS. Anais. SBG .
39-50, 1981.
- 132 — SAPOUNTZIS, E.S. The Thersaloniki gabros. Journal of Petro
logy, 20(1):37-70, 1979.
- 133 — SATYANARAYANA, K.; NAQVI, S.M.; DIVAKARA, V.; HUSSAIN, S.
M. Geochemistry on archean amphibolites from karnataka
state, Peninsular India. Chemical Geology, 14:305-315 ,
1974.
- 134 — SAWKINS, F.J.; CHASE, C.G.; DAVID, D.G.; DARBY, D.G.; RAPP
JR., G. The evolving earth. A text in physical geology .
Macmillan Publishing, Co, Nova York. Ed., 558p., 1978.
- 135 — SCHOBENHAUS FILHO, C.; OGUINO, K.; RIBEIRO, C.L.; OLIVA,
L.A.; TAKANOACHI, J.T. Carta Geológica do Brasil ao Mi
lioniésimo; Folha Goiânia (SE.22). Brasília, DNPM, 1975a,
88p.
- 136 — SCHOBENHAUS FILHO, C.; RIBEIRO, C.; OLIVA, L.; TAKANOACHI,
J.T.; LINDENMAYER, A.; VASCONCELOS, J. Carta Geológica
do Brasil ao Milionésimo; Folha Goiás (SD.22). Brasília,
DNPM, 1975b. 114p.
- 137 — SIBLEY, D.F. Climatic Control of dolomitization Lero & Do
mi Formation (Pliocene), Benaire, N.A. In: CONCEPTS AND
MODELS OF DOLOMITIZATION. Zurger, D.H.; Dunham, J.B.; E
thington, R.L. (Editores). Society of Economic Paleon-

tologists and Mineralogists. Special Publication, 28:247-258, 1980.

- 138 — STAMATELOPOULOU-SEYMOUR, R. DON FRANCIS; LUDDEN, L. The petrogenesis of the Lac Guyer Komatiites and basalts and the nature of the komatiite-komatiitic basalt compositional gap. Contrib. Mineral. Petrol. 84:6-14, 1983.
- 139 — STPHESON, N.C.N. Precambrian amphibolites and basic granulites of the south coast of western Australia. Geological Society of Australia. 27:91-104, 1980.
- 140 — SUN-SHUN, Shen; NESBITT, R.W. Petrogenesis of archaean ultrabasic and basic volcanics: Evidence from rare earth elements. Contrib. Mineral. Petrol., 65:305-325, 1978.
- 141 — TASSINARI, C.C.G. & MONTALVÃO, R.M.G. de. Estudo Geocronológico do Greenstone Belt de Crixás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário de Camboriú, 1980. Anais. SBG. 1980, v. 5, p. 2752-2759.
- 142 — TEIXEIRA, N.A.; SABÓIA, L.A.; FERREIRA, M.C.B.; TEIXEIRA, A.S.; CASTRO, J.H.G. de. Estruturas e texturas das lavas ultrabásicas e básicas do Greenstone Belt de Crixás-Goiás. Brasil. Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Centro-Oeste, Goiânia (9):33-87, 1981.
- 143 — THORTON, C.P. & TUTTLE, O.F. Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation Index. American Journal of Science, New Haven, 258(9):664-684, 1960.
- 144 — TORQUATO, R.J. Geologia do Sudeste de Mossâmedes e suas relações com a Evolução Tectônica de Angola. Tese de Doutorado, São Paulo. Instituto de Geociências da USP. 243p., 1974.
- 145 — TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. Igneous and metamorphic petro

logy, 2nd. Ed. McGraw-Hill Book Co, New York, 644p. ,
1960.

- 146 — VILJOEN, M.J. & VILJOEN, R.P. The geological and geochemical significance of the upper formations of the Onverwacht Group. In: Upper Mantle Project. Geol. Lc. S. Afr. Specc. Publ., 2:113-151, 1969.
- 147 — VILJOEN, M.J. VILJOEN, R.J.; PEARTON, T.N. The nature and distribution of archean komatiite volcanics in South Africa. In: Komatiites. Ed. N.T. Arndt & E.G. NISBETT . George Allen & Unwin. Boston, Sidney, p. 53-79, 1982.
- 148 — WILLIAMS, D.A.C. Determination of primary mineralogy and textures in ultramafic rocks from Mt. Monger Western Australia. In: SYMPOSIUM ON ARCHEAN AND ROCKS. Glover, J.G. Spec. Publs. Geol. Soc. Aust., 3:259-268, 1971.
- 149 — WINKLER, H.G.F. Petrogenese das rochas metamórficas. Ed. Edgard Blucher Ltda. Trad. Carlos Burger Jr. 259p., 1977.

FIG. 3 MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE CRIXÁS-GUARINOS
PILAR DE GOIÁS-HIDROLINA
(GOIÁS)

ESCALA 1:250.000
5km 0 5 10 15 20 km

SEÇÃO GEOLÓGICA

LEGENDA

CENOZÓICO		PALEOZÓICO		PROTEROZÓICO		ARQUEANO
TERCIÁRIO	QUATERNÁRIO	SUPERIOR	MÉDIO	INFERIOR		
Cobertura Sedimentar Terciário - Quaternário - cascalhos areais, siltes e argilas, às vezes consolidados, e lateritos						
		0,57 b,a				
		1.1 b,a				
		1.8 b,a

FIG. 4 MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS