OS GREENSTONE BELTS DA PROVÍNCIA TOCANTINS NO ESTADO DE GOIÁS, BRASIL*

JOSÉ CARUSO MORESCO DANNI**

ABSTRACT THE GREENSTONE BELTS OF THE TOCANTINS PROVINCE IN THE GOIÁS STATE, BRAZIL. The integrated geological analysis of the Tocantins Province greenstone belts allow us to envisage the following stages in the evolution of the greenstone terrains in Archean times: *a.* initial rifting of the tonalitic crust followed by komatiitic volcanism (chiefly peridotites) and ending with tholeiitic basalts; *b.* period of widespread chemical sedimentation (cherts and dolomites); *c.* recurrency of the volcanic activity but of a calc-alkaline nature; and *d.* individualization of restricted sites of chemical sedimentation (BIF, cherts, goudites, exhalites) and carbonaceous sediments which have evolved into progressive more mature deposits (wackes to pelitic sandstones). The tectono-metamorphic evolution starts with: *a.* the partial replacement of the protoliths through hydrothermal changes simultaneous to the volcanism (≈ 2.7 Ga); *b.* the greenstone sequences were submitted by two deformation events, with the metamorphism reaching the greenschists facies; *c.* emplacement of the granodioritic domes and major intrusions of plagiogranites into the supracrustal rocks; *d.* intrusions of diabase and diorites, particularly in the sialic domains, during a distension tectonic stage; and *e.* development of thrust-faults during a tangential tectonic stage that brought about the internal rupture of the greenstones and the adjacent sialic terrains.

RESUMO A análise geológica integrada dos *greenstone belts* da Província Tocantins permite distinguir os seguintes estágios na evolução de terrenos *greenstone* nos tempos arqueanos: *a.* rifteamento inicial da crosta tonalítica sucedido por vulcanismo tonalítico (principalmente peridotitos) e finalizando com basaltos toleíticos; *b.* período de sedimentação química generalizada (chert e dolomitos); *c.* recorrência da atividade vulcânica, mas de natureza cálcio-alcálica; e *d.* individualização de sítios restritos de sedimentação química (BIFs, chert, gonditos, exalitos) e sedimentos carbonáticos que evoluíram para depósitos progressivamente mais maduros (*wackes* para arenitos pelíticos). A evolução tectono-metamórfica começa com: *a.* substituição parcial dos protólitos através de mudanças hidrotermais simultâneas com o vulcanismo ($\approx 2,7$ Ga); *b.* imposição de dois eventos deformacionais nas seqüências de *greenstone*, com o metamorfismo atingindo o fácies xistos-verdes; *c.* colocação de domos granodioríticos e intrusões subordinadas de plagiogranitos nas rochas supracrustais; *d.* intrusões de diabásio e dioritos, particularmente nos domínios síalicos, durante um estágio tectônico distensivo; *e.* desenvolvimento de falhas de cavalgamento durante um estágio tectônico tangencial que levou à ruptura interna dos *greenstone belts* e dos terrenos síalicos adjacentes.

BREVE HISTÓRICO Os primeiros estudos sistemáticos sobre os terrenos pré-cambrianos de Goiás (Barbosa *et al.* 1969, Hasui & Almeida 1970) reuniram as extensas ocorrências de rochas vulcânicas básicas e ultrabásicas na unidade basal do Grupo Araxá, de idade Proterozóico Médio a Superior. Desta forma, essas rochas foram consideradas como integrantes de seqüências ofiolíticas, formadas nos estádios iniciais da individualização de calha eugeossinclinal sobre a qual o restante do Grupo Araxá viria a se edificar. Neste conceito, foram classificados os derrames ultramáficos reconhecidos por Danni *et al.* (1973) a norte da Serra Dourada.

Em Goiás, a primeira referência sobre *greenstone belts* se deve a Costa *et al.* (1976) ao reconhecerem, na região de Almas-Dianópolis, faixas de rochas supracrustais com estruturas análogas às de Barberton.

Significativo avanço no conhecimento das seqüências do tipo *greenstone belts* foi introduzido por Danni & Ribeiro (1978) ao caracterizarem a litoestratigrafia e o arcabouço estrutural das regiões de Pilar de Goiás e de Guarinos.

A descoberta de texturas *spinifex* em derrames ultramáficos no cinturão de Crixás (Sabóia 1979) e a correlação com outras regiões possibilitaram o enquadramento daquelas seqüências no conceito de *greenstone belt* e a caracterização do vulcanismo komatiítico (Sabóia *op. cit.*, Sabóia & Teixeira 1980).

DISTRIBUIÇÃO, FORMA E DIMENSÕES Os principais *greenstone belts* que integram os terrenos arqueanos da Província Tocantins encontram-se representados na figura 1. Caracteristicamente, eles formam estreitas e alongadas faixas, geralmente com 2 a 6 km de largura por até 100 km de comprimento. O arranjo estrutural das faixas se apresenta segundo os padrões lineares, com tendência a se disporem segundo a direção NNW. Internamente, apresentam uma sucessão de estruturas sinformais, em seu conjunto condicionadas a calhas tectonicamente engastadas entre blocos síalicos.

Os contatos entre as seqüências supracrustais e as rochas síalicas tendem a ser retilíneos e geralmente são marcadas pelo desenvolvimento nas rochas graníticas de faixas de milonitos e filonitos, enquanto junto às rochas supracrustais ocorre progressiva verticalização de suas foliações.

Em certas regiões, como, por exemplo, na borda sul do Domo de Hidrolina, as relações entre as rochas síalicas e supracrustais revelam uma complexa evolução tectônica. Os registros litológicos e as relações deformacionais presentes nesta região (Danni & Jost 1986, Danni *et al.* 1986 e Jost & Danni 1988) são indicativos da preexistência de uma antiga crosta tonalítica. Admite-se que a implantação das calhas se teria dado pela rifteamento da crosta tonalítica, de sorte que o arranjo e os limites atuais dos cinturões refletiriam a grosso modo seus padrões originais.

* Artigo de revisão e síntese sobre o tema

** Departamento de Geociências. Universidade de Brasília, CEP 70919, Brasília, DF, Brasil

para metachertes de fácies sulfeto e carbonato. Os metachertes carbonáticos do topo gradacioman para um conjunto de rochas sílico-carbonatadas (metachertes dolomíticos impuros, metapelitos carbonáticos, dolomitos e formações ferríferas) ritmicamente estratificadas.

Essa unidade marca, na evolução deste cinturão, o início de uma importante etapa de sedimentação química, especialmente de carbonatos, à qual também corresponde a um período de grande quiescência da atividade vulcânica. Tais condições devem ter prevalecido por toda a bacia, uma vez que as camadas de mármore e de metachertes são muito contínuas ao longo de toda extensão da Serra do Moínho (Faixa de Pilar de Goiás) e nas serras adjacentes ao povoado de União (Faixa de Hidrolina).

A unidade seguinte se caracteriza por abundantes depósitos piroclásticos de natureza ácida a intermediária, representados por xistos quartzo feldspáticos (geralmente caulinizados), por xistos biotíticos e cloríticos. Nessas rochas são identificados feições primárias, como fragmentos líticos e de cristais, texturas de gradação granulométrica e laminações rítmicas, típicas de deposição subaquosa. A sucessão de rochas vulcânicas se caracteriza ainda pela ocorrência subordinada de derrames basálticos (biotita-anfibólio xistos e anfibolitos) e por localizadas lentes ultramáficas (talco xistos, clorita-actinolita xistos). A este diversificado conjunto de rochas vulcânicas se associam inúmeras e importantes intercalações de rochas metassedimentares (metachertes, formações ferríferas, metapelitos e metawackses), particularmente importantes são as camadas ricas em material carbonoso (filitos grafitosos) que se tornam progressivamente mais abundantes no topo da unidade e onde as fácies sulfetadas (pirita, arsenopirita) detêm as mineralizações auríferas, sin- e epigenéticas (por exemplo, na região da Cachoeira do Ogó, em Pilar).

Globalmente, esta unidade se distingue por associar um vulcanismo explosivo do tipo cálcio-alcalino (com predomínio dos termos ácidos), metassedimentos detríticos e por depósitos carbonosos que denunciam o desenvolvimento de ambientes francamente redutores na bacia.

A parte mais superior deste cinturão é caracterizada pelo predomínio de rochas detríticas, expressas por camadas de moscovita xistos quartzosos, às vezes granadíferos, por moscovita quartzitos, e por metagrauvacas, acompanhadas por intercalações de tufo aluminosos retrabalhados (granada-cloritóide xistos, às vezes turmaliníferos, sericita xistos magnéticos) e por depósitos grafitosos e manganíferos.

A abundância das fácies detríticas no topo das seqüências indica o predomínio, nesses ambientes, de condições de relevo e de transporte mais energéticas, e certamente relacionadas à destruição das estruturas vulcânicas anteriormente edificadas.

A Faixa Guarinos Este cinturão compreende uma estrutura sinclinal com eixo mergulhante para S40E e apresenta cerca de 23 km de extensão. Na porção meridional, sua largura atinge 6 km e se encontra sotoposto, discordantemente, aos metassedimentos do Grupo Araxá. O flanco NE da estrutura sinclinal está invertida e seu contato com granitos do Domo de Guarinos é realizado pela falha inversa, razão da omissão das unidades inferiores neste segmento do cinturão (Fig. 3).

A unidade basal é composta por talco xistos, talco-clorita-tremolita xistos e esteatitos fortemente cisalhados e xistificados. Sobrejacente, ocorre um pacote mais diversificado composto por epidoto-clorita-tremolita xistos, por metatufo quartzo-aluminoso e quartzo-feldspáticos, filitos grafitosos, formações ferríferas e por uma importante camada de magnetita-moscovita xisto. Esta pilha de rochas composicionalmente diversificada resulta de acumulação de lavas e tufo básicos a ácidos em ambientes subaquosos,

Figura 3 – Mapa geológico da região de Guarinos-Pilar de Goiás-Hidrolina: 1. granitos; 2. metavulcânicas komatiíticas e formações ferríferas; 3. metabasaltos e formações ferríferas; 4. metachertes, metadolomitos e metamrgas; 5. metavulcânicas ácidas, intermediárias e básicas; 6. metassedimentos detríticos, formações ferríferas, grafitosas e manganíferas; 7. metassedimentos protozoicos

submetidos a retrabalhamentos e degradação química, seguida da deposição de materiais detríticos e químicos.

A unidade superior se encontra muito bem preservada no interior da estrutura e pode ser dividida em duas subunidades. A primeira, de natureza detrítica, é formada por quartzo xistos, por granada-moscovita xistos quartzosos (provavelmente derivadas de wackses) e por quartzitos moscovíticos. A segunda corresponde a um pacote interstratificado de formações ferríferas, gonditos, filitos grafitosos e sericíticos. Nesta subunidade as camadas grafitosas se tornam muito abundantes e geralmente contêm intercalações de metachertes e de gonditos. A natureza eminentemente carbonosa, associada a depósitos de origem química, das rochas desta unidade superior atesta o predomínio de condições amplamente redutoras e quiescentes nos estágios terminais da evolução deste cinturão.

A Faixa Crixás O *greenstone belt* de Crixás, situado entre os blocos siálicos Anta e Caiamar, constitui uma calha sinclinal alongada na direção norte-sul, com cerca de 30 km de comprimento por 2 a 6 km de largura. Em sua porção norte, essa estrutura se desmembra em dois sinclinais os quais estão parcialmente encobertos (discordância angular) por metassedimentos proterozóicos. As rochas que compõem o *greenstone belt* foram agrupadas por Sabóia & Teixeira (1978, 1979, 1980) em três formações. A mais inferior (Formação Córrego do Alagadinho) compreende o principal conjunto de rochas vulcânicas ultramáficas (komatiitos peridotíticos e piroxeníticos), além de algumas intrusões em *sills* e *stocks* diferenciados (gabros e piroxenitos) e de esporádicas camadas de metachertes, de formações ferríferas bandadas e de xistos grafitosos. A espessura mínima da formação é de 600 m.

A unidade intermediária (Formação Rio Vermelho), com cerca de 800 m de espessura, é predominantemente formada por uma sucessão de derrames máficos (basaltos komatiíticos e toleíticos) maciços ou em *pillow lavas*. Para o topo, a unidade contém freqüentes intercalações metassedimentares

(xistos grafitosos, cloritosos e metachertes). Os derrames de composição peridotítica e piroxenítica só estão presentes na porção mais basal da formação (Tab. 1).

A unidade superior (Formação Ribeirão das Antas), com cerca de 1.300 m de espessura, constitui um heterogêneo pacote formado por rochas vulcanoclásticas ácidas a intermediárias, e por lentes e camadas de metapelitos carbonáticos (metamargas), metadolomitos, xistos grafitosos e quartzo-cloríticos. Em sua porção superior são incluídas também rochas ultramáficas derivadas de derrames peridotíticos com intercalações de formações ferríferas e de metachertes (Kuyumjian 1981). No entanto, é mais provável que tais rochas constituam uma escama tectônica da Formação Córrego do Alagadinho e, portanto, não representaria pulsos vulcânicos komatíticos relacionados ao estágio terminal da evolução do *greenstone*.

As relações de contato entre as rochas siálicas e as supracrustais são realizadas por zonas de cisalhamento, observando-se com frequência um empinamento da xistosidade das supracrustais nas proximidades das rochas siálicas. Ademais, os contatos retiformes, o desenvolvimento de faixas cataclásticas e o truncamento de estruturas mais antigas (por exemplo, diques máficos) nos terrenos gnáissicos são feições características dessas zonas e contato. O desenvolvimento de feições intrusivas sobre as supracrustais são limitadas aos contatos de pequenos corpos de granitos potássicos que ocorrem tanto nas margens como no interior do cinturão (Fig. 4).

Figura 4 – Esboço geológico do greenstone belt de Crixás

A Faixa Serra de Santa Rita Esta faixa, também conhecida como de Goiás Velho, estende-se por cerca de 100 km na direção N60-70W e possui largura de 3 a 7 km. Compreende uma complexa estrutura sinclinal, internamente redobrada e desmembrada, embutida entre os blocos granito-gnáissicos de Rubiataba e do Rio Vermelho. Seus contatos com esses blocos siálicos são grossamente retiformes e marcados pelo desenvolvimento de faixas de rochas cataclásticas (Fig. 5).

A estratigrafia, originalmente descrita por Danni *et al.* (1981) e Teixeira (1981), foi recentemente detalhada por Tomazolli (1985) e compreende três unidades. A inferior é formada por uma sucessão de derrames originalmente de peridotitos komatíticos convertidos em serpentinitos, tremolita-talco-xistos e esteatitos. Estruturas primárias como "pillow lavas" (Danni 1981), texturas *spinifex* (Tomazolli *op. cit.*) e disjunções poliedrais (Teixeira 1981) têm sido

Tabela 1 – Composições químicas médias das rochas vulcânicas do greenstone belts de Pilar-Hidrolina e Crixás: 1 a 5, komatitos ultramáficos; 6 a 7, basaltos magnesianos; 8 a 9, basaltos toleíticos. Análises: 1, 5, 7 e 8, Danni *et al.* 1986; 1 e 9, Kuyumjian & Dardenne 1982; 4 Sabóia & Teixeira 1980; 6 e 3 Arndt *et al.* 1987

Nº de amostras	1*	2	3*	4*	5	6	7	8	9
	10	6	5	2	4	7	3	9	9
SiO ₂	40,79	39,5	45,39	47,3	44,4	52,7	49,3	49,12	51,5
Al ₂ O ₃	3,63	3,4	3,77	1,80	10,2	12,22	14,3	12,28	13,6
FeO	6,43	5,1	13,73	7,70	9,0	10,77	7,8	6,67	10,2
Fe ₂ O ₃	2,91	4,2	FeO	5,64	3,2	FeO	1,3	6,36	2,9
MnO	0,18	0,02	n.d.	0,26	0,04	n.d.	0,14	0,21	0,16
MgO	33,61	31,2	29,78	23,8	20,5	9,70	8,7	8,06	5,7
CaO	2,05	1,8	6,21	8,53	7,3	10,34	10,7	11,64	10,0
Na ₂ O	0,10	0,15	0,11	0,20	0,45	2,62	1,86	2,16	2,05
K ₂ O	0,02	0,02	n.d.	0,03	0,08	0,14	0,27	0,17	0,65
TiO ₂	0,28	0,30	0,46	0,53	0,04	0,87	2,3	0,79	2,0
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,08	0,04	0,06	0,11	0,13	0,07	0,25
P.F.	10,22	11,8	—	3,84	5,4	0,76	1,6	0,9	1,50
Ni	942	1720	2234	—	843	117	122	72	55
Cr	776	2907	2092	—	155	708	230	68	134
Co	97	103	—	—	9	—	56	56	30
TiO ₂ /P ₂ O ₅	10	10	5	13	7	8	17	8	10

* Amostras com texturas *spinifex*.

reconhecidas nessas rochas. Nesta unidade as rochas sedimentares se resumem a delgadas (< 1,0 m) camadas e lentes de filitos grafitosos e de formações ferríferas.

A unidade média é formada principalmente por xistos verdes (actinolita-epídoto-albita-carbonato-clorita-quartzo) derivados de derrames e tufo basálticos, por camadas de metachertes e de metatufos ácidos a intermediários, exemplificados por moscovita-clorita xistos feldspáticos, por cloritóide xistos e por filitos grafitosos.

A unidade superior consta de uma sequência predominantemente metassedimentar sendo, formada por filitos grafitosos e sericiticos, por metachertes e formações ferríferas e por lentes de metadolomitos impuros, às vezes hematíticos.

No interior da faixa, na Serra do Cantagalo, encontra-se preservada uma importante unidade metassedimentar que recobre por uma discordância erosiva as unidades anteriormente descritas. Na base, ela é formada de metaconglomerados e quartzitos conglomeráticos. Em sua porção intermediária predominam os quartzo xistos sericiticos e cloritosos, os quais são capeados por camadas de metadolomitos contendo intercalações de itabiritos, como, por exemplo, na Serra do Cubatão. Além dessas características, a presença de ouro e de urânio detrítico nos metaconglomerados é indicativa de deposição plataforma e sua idade é considerada como de Proterozóico Inferior (Danni *et al.* 1981).

A Faixa Rio do Coco A cerca de 15 km a oeste da cidade de Paraíso do Norte de Goiás, no interior de terrenos tonalíticos (gnáisses e migmatitos) de idade arqueana, ocorre uma sequência vulcano-sedimentar complexamente deformada, comportando estruturas maiores em sinclinais com eixos NNW e planos axiais subverticais (Barreira 1980, Barreira & Dardenne 1981).

A coluna estratigráfica compreende, na base, uma sucessão rítmica de camadas, com até 15 m de espessura, de metapelitos, formações ferríferas, metachertes (fáceis sulfeto, óxido e carbonato) e derrames e sills ultramáficos convertidos em serpentinitos e em talco-clorita-tremolita xistos. Os derrames, localmente, preservam feições primárias como amígdalas, *pillows*, texturas cumuladas e do tipo *spinifex*. A unidade superior é principalmente composta por *meta-wackes* (micaxistos feldspáticos e granatíferos) e por metatufos líticos e de cristais, de composições intermediária a ácida, contendo intercalações de metavulcânicas basálticas (albita-epídoto anfibolitos) e estreitas camadas de metachertes.

Figura 5 - Mapa geológico do greenstone belt Serra de Santa Rita (ou de Goiás Velho)

Intrusões de biotita-granitos seccionam as rochas supracrustais e localmente imprimem metamorfismo térmico e metassomatismo. Nas bordas desses corpos intrusivos ocorrem fácies de migmatitos de injeção, nos quais são preservados megaxenólitos de metaconglomerados (com seixos de supracrustais e de tonalitos) e de metavulcânicas básicas.

A fácies metamórfica corresponde à de xisto verde alta sendo principalmente caracterizada pela associação de biotita mais almandina em metapelitos e de epidoto + albita + hornblenda em metabasaltos.

A presença de seixos de gnaisses tonalíticos em metaconglomerados é, de acordo com Barreira (1980), prova da existência de antiga crosta sílica pré-greenstone.

As Faixas de Almas-Dianópolis Na região de Almas-Dianópolis, faixas de rochas supracrustais (3-6 km por 40-60 km) de direções submeridianas encontram-se embutidas em um substrato sílico formado de hornblenda-biotita gnaisses migmatíticos (Fig. 6). No interior desses terrenos gnaissicos emergem estruturas dômicas condicionadas por intrusões tonalíticas a granodioríticas, que localmente deformam e metamorfoseiam as rochas supracrustais (Correia Filho *et al.* 1979, Padilha 1981, Costa 1985).

A sequência estratigráfica, reunida sob a denominação Grupo Riachão do Ouro (Costa 1985), compreende uma unidade basal formada por metabasaltos (anfíbolitos e tremolita-xistos), metandesitos e por subordinadas intercalações de formações ferríferas e de itabiritos dolomíticos. A unidade superior é constituída de metavulcânicas ácidas e intermediárias associadas com camadas de metassiltitos e de quartzitos. No topo ocorrem metarenitos conglomeráticos e metaconglomerados polimíticos (com seixos de metachertes e de metavulcânicas) e algumas intercalações de itabiritos e de filitos. Recentemente, foram identificadas estreitas faixas de rochas ultramáficas (talco xistos e serpentinitos) provavelmente derivadas de vulcanismo komatiítico.

As estruturas dômicas das intrusões tonalítico-granodioríticas são marcadas por foliações concêntricas junto às bordas

dos corpos. Quando em contato com as supracrustais, podem mostrar xenólitos e imprimir metamorfismo termal com o aparecimento de andalusita em metapelitos. Uma isócrona Rb/Sr (Costa 1985) obtida desses tonalitos indica idade mínima de 2.250 Ma e razão inicial $Sr^{86}/Sr^{87} = 0,703$, sugestiva de uma origem sem contaminação crustal.

Outras ocorrências Em diversas regiões da província são identificados restos de seqüências supracrustais, cujos limites e estratigrafia são precariamente conhecidos e, em alguns casos, existem dúvidas se correlacionáveis.

Figura 6 - Esboço geológico dos greenstone belts da região de Almas-Dianópolis

REGIÃO DE SANTA TEREZINHA-MARA ROSA As seqüências vulcano-sedimentares, que das imediações de Santa Terezinha e de Mara Rosa, respectivamente, se prolongam para norte, foram consideradas por Machado (1981) como extensões das unidades de topo das seqüências de Crixás e de Pilar, enquanto Ribeiro Filho (1981) as considerou (em parte) como equivalentes das seqüências Juscelândia, Indaianópolis e Palmeirópolis, tidas como de idade Proterozóico Inferior. Interpretação análoga foi adotada na síntese geológica das folhas de Uruaçu e Mozarlândia do Projeto Mapas Metalogenéticos (CPRM/DNPM 1982 e 1984).

Recentemente, a seqüência de Santa Terezinha foi redefinida como sendo formada por um conjunto de rochas vulcano-sedimentares, metamorfisado na fácies xisto verde e tectonicamente condicionado a uma calha sinclinal, com cerca de 6 km de largura, encravado entre núcleos sílicos (Costa 1986). De acordo com Costa (*op. cit.*) a seqüência é análoga à de Crixás e é formada por peridotitos e basaltos komatiíticos, com intercalações de rochas vulcanoclásticas ácidas, chertes, formações ferríferas, rochas carbonatadas e grafíticas, e por um conjunto predominantemente sedimentar formado por rochas detríticas (micaxistos quartzosos e quartzitos) e por metatufos (xistos feldspáticos e magnetita-moscovita xistos).

Como acontece em outras faixas, essas supracrustais se encontram polideformadas, registrando a superposição de dois

antigos eventos de dobramentos isoclinais e subcoaxiais. O clímax do metamorfismo (fácies xisto verde) se relaciona ao segundo evento de deformação. Um terceiro evento é materializado pela formação de dobras sinformais fechadas geradas entre zonas de transcorrência.

Segundo Costa (1986), o caráter vulcânico e a natureza komatítica das rochas ultramáficas são diagnosticados pela presença de freqüentes e delgadas intercalações metassedimentares, pela forma de ocorrência em camadas, pela presença de texturas *spinifex* e por suas características químicas (Fig. 7).

Figura 7 - Tipos de perfis de derrames em komatitos da Faixa Crixás, no local da cachoeira do Córrego Alagadinho

REGIÃO DE NATIVIDADE Nas cercanias da cidade de Natividade ocorrem algumas faixas descontínuas de rochas supracrustais isoladas em meio a terrenos granito-gnáissicos de idade arqueana (Gorayeb *et al.* 1984). Tais rochas se encontram originalmente estruturadas nas direções N15-30E e são recortadas por intrusões granítico-pegmatíticas da Suíte Xobó. Constan de micaxistos pelíticos com freqüentes intercalações de xistos grafitosos, de granada quartzitos e de diversos tipos de xistos máficos (interpretados como de origem vulcânica). De acordo com Gorayeb *et al.* (*op.cit.*) e Costa (1985) tais rochas representariam remanescentes de seqüências do tipo *greenstone belt*.

REGIÃO DE ITABORAÍ Recentemente, a seqüência vulcano-sedimentar que ocorre a SW de Itaboraí foi considerada como um prolongamento do *greenstone belt* da Serra de Santa Rita (Barbosa 1987). Nesta região, a seqüência vulcano-sedimentar está estruturalmente desmembrada em duas unidades, A inferior consta de metatufos de cristal de composições variáveis, andesíticas a dacíticas, enquanto a superior é formada por um conjunto de metassedimentos de origem química (chertes piritosos, mármore e rochas cálcio-silicatadas) com algumas lentes de metatufos ultramáficos (talco e clorita xistos) e por vulcanoclásticas

máficas (anfíbólitos). Uma lente (2 x 0,3 km) de serpentinito que ocorre na Fazenda Lage (Itaboraí), junto à borda sul de uma intrusão granítica, contém porções de biotita xistos portadores de esmeralda.

Nesta seqüência foram identificados dois eventos de deformação que produziram dobras isoclinais e apertadas, subcoaxiais, com xistossidades plano-axiais, segundo as quais se organizam as paragêneses metamórficas de fácies xistos verde a anfíbólito baixo.

REGIÃO DE CERES-GOIANÉSIA No interior do Complexo de Barro Alto, particularmente entre Ceres e Goianésia, assim como em diversas regiões do cinturão granulítico de Anápolis-Itaçu, ocorrem pacotes de rochas supracrustais granulitizadas cuja origem permanece praticamente desconhecida. No Complexo de Barro Alto, tais rochas serviram de teto à intrusão dos gabro-noritos e, pelo seu conteúdo litológico e sucessão estratigráfica, apresentam notável semelhança com o Grupo Pilar de Goiás. Especula-se se tais supracrustais poderiam representar partes de seqüências arqueanas envolvidas em cinturões móveis granulíticos (Danni *et al.* 1986).

GEOLOGIA ESTRUTURAL Regionalmente, o arranjo tectônico dos *greenstone belts* de Goiás corresponde ao padrão de calhas alongadas e estreitas, engastadas entre blocos do substrato regional granito-gnáissico. Formam estruturas lineares, preferencialmente orientadas para NNW e que podem atingir 100 km de comprimento e largura de até 8 km.

Quando analisadas em maior detalhe, mostram uma estruturação bastante complexa, a qual resulta da superposição de vários eventos tectônicos, cuja cronologia, importância e significado ainda não foram totalmente esclarecidos.

Os resultados dos estudos de geologia estrutural empreendidos nas principais faixas são a seguir sumarizados.

A estruturação das faixas de Pilar de Goiás e Hidrolina resulta da superposição de seis eventos de deformação, sendo os dois últimos de idade proterozóica (Danni *et al.* 1986). A feição estrutural mais antiga se exprime por uma foliação plano-axial de dobras isoclinais (com eixos supostamente horizontalizados) que é fortemente obliterada e transposta por uma segunda geração de dobras isoclinais apertadas configurando dobras do tipo laço.

O soerguimento dos núcleos síalicos impôs às estruturas precedentes amplas vergações, exemplificadas pela dispersão de orientação das foliações S1 e S2 e dos planos axiais das dobras D1 e D2. Associado ao término deste evento, relaciona-se o desenvolvimento de uma tectônica tracional que condicionou as intrusões de diques e *stocks* de diabásio e, mais tardiamente, as dos corpos de granitos potássicos.

O quarto evento corresponde à atuação de uma tectônica tangencial, com esforços direcionados para o quadrante NE, resultando no desenvolvimento de falhas de empurrão N15W, principais responsáveis pela imbricação e omissão de unidades estratigráficas no interior do cinturão. Junto a essas zonas de rupturas, desenvolvem-se dobras de abertas a isoclinais, com foliações expressas por planos de milonitização e de transposição.

A faixa de Crixás, com cerca de 7 km de largura máxima, compreende uma estrutura sinclinal de estilo isoclinal a recumbente com eixo apresentando mergulho de 10° para N10E e com plano-axial tombado, grossamente, de 20°-25° para NW (Kuyumjian & Araújo Filho 1984). Na porção central da faixa, este sinclínio se desmembra em duas estruturas sinformais, provavelmente originadas pelas ascensão do domo granítico adjacente.

De acordo com Kuyumjian & Araújo Filho (1984), um terceiro evento propiciou a formação de dobras isoclinais com eixos francamente oblíquos às dobras D1, resultando dobras

em laços (padrão de interferência tipo 3 de Ramsay 1967).

Dois outros tipos de estruturas se superpõem às anteriormente definidas, expressando-se na forma de corrugamentos e de ondulações.

Em síntese, os estudos empreendidos por Kuyumjian & Araújo Filho (1984) na faixa de Crixás surgem a atuação de uma tectônica compressiva sub-horizontal à qual se associa o metamorfismo de fácies xisto-verde.

A análise estrutural do *greenstone belt* da Serra de Santa Rita evidencia a incidência de cinco eventos de deformação plástica sobre suas rochas (Tomazoli 1985). O mais antigo se exprime por dobras isoclinais assimétricas com eixos tombados de 10° para N40-60W. Uma segunda fase de dobramentos isoclinais assimétricos com eixos com mergulhos de 20° para N65-90W deu origem a um padrão de interferência de dobras em laço, que condiciona o atual arcabouço estrutural da faixa.

Dobras assimétricas com eixos com mergulho de 30° para S30°E, dobras resultantes de arqueamentos e feições de *kinks* exemplificam os três últimos eventos.

Falhas inversas paralelas às direções das camadas são importantes no interior da faixa e condicionam a imbricação e o cavalgamento das unidades arqueanas sobre os metassedimentos do Proterozóico Superior do Grupo Araxá (Danni *et al.* 1986).

Em síntese, as feições que constituem o arcabouço estrutural dos principais *greenstone belts* da Província guardam entre si notável identidade. Neles, invariavelmente, estão impressas as estruturas originadas em dois antigos eventos de deformação compressiva, materializados por foliações plano-axiais em duas gerações de dobras (isoclinais, recumbentes e apertadas). Seguramente, a idade desses eventos é anterior à ascensão dos núcleos graníticos. Tais dobras sistematicamente possuem planos axiais tombados para os quadrantes de oeste e suas foliações plano-axiais são definidas pelo desenvolvimento de paragêneses minerais típicas da fácies xisto verde.

A história de ascensão dos núcleos graníticos é complexa e se iniciou sob condições muito plásticas, posto que associada a regime de anatexia de uma crosta presumivelmente tonalítica, como atestam as fácies de migmatitos nas margens e nas cúpulas dos núcleos. Nesses domínios, a passagem de condições dúcteis para rúpteis é marcada pelo desenvolvimento de faixas de rochas miloníticas nas bordas dos núcleos síalicos, culminando com imbricações tectônicas entre a infra-estrutura granito-gnáissica e a supra-estrutura vulcano-sedimentar. Finalmente, o envolvimento tectônico desses terrenos, que serviram de embasamento às unidades proterozóicas nos ciclos Uruaçuano e Brasileiro, propiciou a reativação de antigos falhamentos e sobretudo imprimiu sobre suas rochas a construção de dobras assimétricas, ondulações e o desenvolvimento de clivagens de crenulação, *kinks* e fraturamentos.

METAMORFISMO A diversidade composicional e a suscetibilidade dos protólitos às várias condições metamórficas que incidiram durante a evolução destes *greenstone belts* possibilitaram a geração de um grande número de paragêneses metamórficas. Embora numerosas, as associações minerais são tipicamente muito constantes entre os diversos cinturões, indicando o predomínio de regimes deformacionais e térmicos muito semelhantes para cada etapa da evolução.

Com base em diversas características apresentadas pelas associações minerais, é possível organizar e correlacionar os litótipos de acordo com os seguintes eventos metamórficos:

1. Associações minerais não afetadas por estruturas penetrativas e que eventualmente preservam padrões texturais ígneos – Correspondem principalmente aos serpentinitos maciços e às fácies de metabasaltos e de

metatufos. Suas paragêneses resultam da atuação de metamorfismo hidrotermal, possivelmente sinvulcânico, e derivado da interação de fluidos circulantes e aquecidos dos ambientes subaquosos com os protólitos vulcânicos.

2. Associações minerais sintectônicas, condicionadas ao desenvolvimento de foliações metamórficas nos sistemas de dobras isoclinais (D1 e D2) – Invariavelmente, correspondem às associações equilibradas nas condições da fácies xisto verde e que amplamente predominam nas seqüências.

3. Associações mineralógicas superpostas às anteriores geralmente adaptadas à petrotrama das associações 1 e 2 ou recortando-as – A blastese é tardi a pós-tectônica e está relacionada à elevação de gradientes térmicos localizados ao redor de intrusões graníticas (principalmente de trondhjemitos). O reequilíbrio mineral é caracterizado pelo desenvolvimento das associações à base de almandina, hornblenda verde e plagioclásio (An25%-52%) em anfibolitos, de diopsídio, epidoto e calcita em rochas cálcio-silicatadas, de hornblenda e grunerita em formações ferríferas, de granada a biotita em pelitos.

4. Associações minerais desenvolvidas sobre rochas máficas e ultramáficas e condicionadas a veios, bolsões e massas disformes que recortam as foliações metamórficas – Seus minerais têm tendência ao desenvolvimento pegmatóide e não-orientado. Os exemplos mais típicos correspondem às zonas de cloritização, de carbonatação, de oxidação (magnetita) e de turmalinização. Apesar de formarem corpos localizados, essas rochas (clorititos, esteatitos etc.) se encontram generalizadamente presentes nos diversos cinturões e tipificam um evento metamórfico-metassomático (hidrotermal) tardio, adaptado ao longo de fraturas e de zonas de charneiras de dobras.

5. Associações minerais condicionadas e desenvolvidas ao longo de zonas de cisalhamento e integrantes de diversas fácies de rochas cataclásticas – São principalmente representadas por filonitos formados à base de talco e clorita, quando ultramáficos, à base de clorita e quartzo quando máficos ou de sericita e quartzo quando félsicos.

CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS Apesar das mais de 200 análises químicas existentes sobre as rochas vulcânicas dos *greenstone belts* de Goiás, pouco ainda se conhece sobre a composição dos líquidos originais e de suas séries. Entre outras causas isso se deve: a. à incidência generalizada de transformações metassomáticas sobre os protólitos; b. ao grau de alteração e à diversidade de critérios de amostragens; e c. à diversidade dos métodos analíticos utilizados.

Por outro lado, a grande maioria das análises se refere às vulcânicas komatíticas, sobretudo peridotitos e basaltos das unidades inferiores dos diversos *greenstone belts*, sendo muito reduzido o número de análises sobre as rochas representativas das etapas finais da evolução dos *greenstone belts*, isto é, da associação do tipo cálcio-alcálico.

O vulcanismo komatítico é representado principalmente por peridotitos, sendo mais raros os piroxenitos e os basaltos. As amplas variações de MgO dessas rochas correspondem à variação da taxa de acumulação de olivina (valores maiores que 30%) e, nas fácies com texturas *spinifex*, representam efetivamente variações nos líquidos (valores entre 20% e 30%) provocadas por fracionamento de olivina. Feição marcante nas suítes komatíticas de Goiás é a existência de um *gap* composicional do MgO entre 10% e 20%, que pode muito bem refletir a escassez de basaltos komatíticos nas seqüências vulcânicas (ou uma falta sistemática nas amostragens).

Em recente estudo sobre os komatíticos de Crixás, Arndt *et al.* (1987) evidenciaram um comportamento anômalo nos *trends* de alguns elementos (por exemplo, Al e Zr) não compatíveis com o fracionamento de olivina nos líquidos komatíticos. Da mesma forma, as terras-raras leves (Nd ao Dy) se apresentam enriquecidas enquanto razões como

Al_2O_3/TiO_2 e La/Sm permanecem constantes nas diferentes partes dos derrames. De acordo com esses autores, é possível que a adição das terras-raras leves e de Al se deva a processos de alteração enquanto as baixas concentrações de terras-raras pesadas (duas a três vezes os valores condriticos) são sugestivas de líquidos originalmente deprimidos em Al, e portanto de caráter mais primitivo (tipo Barberton). Entretanto, o gráfico $Al_2O_3 \times MgO$ utilizado para distinguir linhagens pobres e ricas em Al mostra que os peridotitos correspondem ao tipo não deprimido em Al.

O padrões de terras-raras (TR) fornecidos por Montalvão (1985) para os komatiítos de Crixás mostram igualmente enriquecimento em TR leves, e valores baixos (três a 10 vezes os valores condriticos) nas TR pesadas. A razão CaO/Al_2O_3 dessas rochas é muito variável (geralmente maior que 1) e, mais que uma característica original dos líquidos, ela reflete a maior ou menor mobilidade do Ca nos processos de alteração.

Em relação aos *trends* de variação dos elementos menos móveis, por exemplo, TiO_2 , Cr_2O_3 e P_2O_5 , eles mostram variações típicas das suítes komatiíticas (Nesbitt *et al.* 1979).

Figura 8 — Diagramas $CaO-MgO-Al_2O_3$ e $Al_2O_3-FeO-Fe_2O_3 + TiO_2-MgO$ (em % de peso) das rochas vulcânicas dos principais greenstone belts da Província Tocantins

IDADES Com base nos poucos dados geocronológicos disponíveis sobre as rochas dos terrenos granito-greenstone de Goiás, pode-se considerar:

a. A existência de terrenos gnáissico-tonalíticos com idades superiores a 2,9 Ga e que representariam uma crosta pré-greenstones (Tassinari & Montalvão 1980, Drago *et al.* 1981).

b. Recentes determinações de idade, pelos métodos Pb/Pb e Sm/Nd, em rochas vulcânicas do greenstone belt de Crixás, acusaram uma idade de formação em torno de 2,7 Ga (Arndt *et al. s.d.*). Considerando esta idade, este cinturão se

enquadra na categoria dos *greenstone belts* jovens de Groves & Batt (1984), apesar de as características geoquímicas e a abundância de seus peridotitos apontarem para os tipos mais antigos (idades maiores que 3,0 Ga).

c. Os granitóides associados aos *greenstone belts* de Crixás e Pilar de Hidrolina apresentam idades por isócronas Rb/Sr e Pb/Pb em torno de 2,5 Ga (Montalvão 1985). Esses valores são bem consistentes com a evolução geológica dos domos graníticos (Danni *et al.* 1985, Jost & Danni 1988). Por outro lado, reequilíbrios isotópicos (sistema Rb/Sr) determinados por eventos tectono-magnéticos mais jovens estão registrados nessas rochas. Os granitos do Domo de Hidrolina, por exemplo, foram envolvidos em um evento de 2,1 Ga, que na área pode estar ligado à geração de granitos potássicos ao longo de zonas de falhas transcorrentes (Danni *et al.* 1986).

ASPECTOS DA EVOLUÇÃO DOS GREENSTONE BELTS

Levando em conta a marcante identidade litoestratigráfica existente entre os principais *greenstone belts* de Goiás, é possível caracterizar os eventos mais significativos que atuaram na edificação dessas seqüências:

1. Vulcanismo komatiítico (principalmente peridotítico) de tipo fissural e essencialmente lávico, associado a ambientes de riftes estreitos e alongados.
2. Vulcanismo basáltico de tipo fissural e lávico, subaquático.
3. Sedimentação essencialmente química (formações ferríferas, dolomitos impuros e chertes) em bacias de águas profundas e tectonicamente estáveis.
4. Vulcanismo de tipo cálcio-alcaliano (ácido a intermediário) cíclico, com alto índice de explosividade, subaquático, associado com sedimentação química (chertes, BIF) e com depósitos carbonosos.
5. Sedimentação predominantemente detrítica (*wackes*, arenitos, quartzo pelitos etc.) derivados essencialmente do retrabalhamento de rochas piroclásticas.

A polaridade composicional do vulcanismo que dá início às seqüências, dos komatiíticos aos toleíticos, e sua correlativa atenuação sugerem uma evolução acompanhada de acentuada diminuição dos gradientes geotérmicos nas raízes dos riftes. A geração progressiva desses líquidos magmáticos exigiria menores taxas de fusão mantélica (komatiítos a toleítos), o que pode estar relacionado com a diminuição dos gradientes adiabáticos no manto ou com a diminuição das taxas de abertura dos riftes.

A polaridade composicional do vulcanismo que dá início às seqüências, dos komatiíticos aos toleíticos, e sua correlativa atenuação sugerem uma evolução acompanhada de acentuada diminuição dos gradientes geotérmicos nas raízes dos riftes. A geração progressiva desses líquidos magmáticos exigiria menores taxas de fusão mantélica (komatiítos a toleítos), o que pode estar relacionado com a diminuição dos gradientes adiabáticos no manto ou com a diminuição das taxas de abertura dos riftes.

O arrefecimento da atividade vulcânica até sua virtual paralisação dá início a uma nova etapa da evolução que é marcada pela fixação de extensos depósitos químicos (chertes e dolomitos impuros). Face à continuidade lateral dessas sedimentação, ela provavelmente testemunha a evolução dos ambientes de riftes para bacias mais abertas (planícies abissais?).

Com o término da deposição dessas unidades químicas ocorreu uma radical mudança na evolução das seqüências. O vulcanismo volta a ser muito ativo, predominantemente explosivo e de natureza ácida a intermediária. Por analogia com ambientes tectônicos mais jovens, esta brusca mudança no tipo de vulcanismo tem sido explicada pela variação do ambiente geotectônico, de rifte para o de consumo litosférico, com edificação de arcos insulares no âmbito dos cinturões (Windley 1977, Condé 1981).

Independentemente do modelo geotectônico a ser adotado, o fato é que, em consequência do caráter explosivo do vulcanismo, o relevo no interior das bacias deve ter-se tornado mais energético e possibilitado a compartimentação dos sítios deposicionais. Assim, é neste estágio que as variações das fácies sedimentares se tornam bastante acentuadas. Admite-se que as barreiras criadas pelo relevo vulcânico impediriam a circulação das águas, facilitando, assim, o isolamento de ambientes redutores, onde a proliferação da atividade bacteriana propiciaria a abundante acumulação do

material carbonoso encontrado acima daquelas unidades vulcânicas.

A etapa terminal da evolução é caracterizada pelo entulhamento da bacia por sedimentos detríticos com polaridade granodrecrescente. Esses registros sedimentares (*wackes*, arenitos e quartzo pelitos) fecham a história arqueana de edificação dessas seqüências.

A evolução tectono-metamórfica dos *greenstone belts* da Província Tocantins não é de todo compreendida, mas, com base em suas principais feições estruturais e paragenéticas, é possível, em parte, reconstruir a sucessão dos eventos deformacionais e definir os processos mais significativos que atuaram nas diversas faixas durante os tempos arqueanos:

1. Os mais antigos registros da ação metamórfica correspondem às associações minerais derivadas da alteração hidrotermal sinvulcânica que incidiu sobre os derrames komatiíticos e basálticos. Resultam em paragéneses tipicamente pseudomórficas desenvolvidas sobre texturas e minerais primários.

2. Nas diversas seqüências, os primeiros eventos de deformação estão exemplificados por duas foliações plano-axiais de dobras isoclinais geralmente subcoaxiais. As

estruturas que deveriam desses dois eventos compressivos se expressam, na escala dos cinturões, por dobras com padrão de interferência do tipo laço ou por dobras sinclinais fechadas e com focos falhados, geradas no segundo evento. O condicionamento das paragéneses metamórficas de fácies xistos verde a esta segunda deformação indica que a ela corresponde o clímax do metamorfismo.

3. No interior de diversas faixas são reconhecidas inúmeras zonas de cisalhamento, preferencialmente estabelecidas ao longo dos flancos das dobras e às quais se relaciona o desenvolvimento de dobras reclinadas.

4. A ascensão dos núcleos granítico-tonalíticos imprimiu sobre as rochas supracrustais amplos arqueamentos e propiciou o aumento dos gradientes termais, a circulação de fluidos, a recristalização das paragéneses precedentes e o metassomatismo. Assim, podem ser relacionadas a esta etapa da evolução a formação de biotitos (às vezes com esmeralda), de clorititos, de talcitos e de tremolitos.

5. A história das deformações arqueanas aparentemente é finalizada com o desenvolvimento de uma tectônica tangencial expressa por sistemas de falhas inversas, responsáveis pela imbricação e omissão de unidades no interior das seqüências.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANHAUSER, C.R. 1970. *The Barberton Mountain Land, South Africa: a guide to the understanding of the Archaean Geology of Western Australia*. Econ. Geol. Res. Unit., Inf. Circ. 55, Univ. Witwatersrand.
- ANHAUSER, C.R. 1973. The evolution of the early Precambrian of Southern Africa. *Phyl. Trans. Royal Soc. London*, 273:359-388.
- ARNDT, N.T.; TEIXEIRA, N.A.; WHITE, W.M.; HARRISON, M. s.d. *Bizarre geochemistry of komatiites from the Crixás greenstone belt, Brazil* (em elaboração).
- BARBOSA, P.A.R. 1987. *Geologia e recursos minerais das seqüências supra-crustais a leste de Mossamedes*, Brasília. 226 p. (Dissertação de Mestrado, Depto. de Geoc., UnB).
- BARBOSA, O.; BAPTISTA, M.B.; DYER, R.C.; BRAUN, O.P.G.; COTTA, J.C. 1969. *Geologia e inventário dos recursos minerais da região central de Goiás. (Projeto Brasília)*. Brasília, 148 p. (Geologia Básica 13, 1981).
- BARREIRA, C.F. 1980. *Geologia, prospecção geoquímica e geofísica da área do Rio do Coco, Paraíso do Norte, GO*. Brasília. (Dissertação de Mestrado Depto. Geoc., UnB).
- BARREIRA, C.F.; DARDENNE, M.A. 1981. A seqüência vulcano-sedimentar Rio do Coco. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 1, Goiânia, 1981. *Ata...* Goiânia, SBG. p. 241-264.
- CASTRO, J.H.G.; MAGALHÃES, L.F. 1984. Revisão estratigráfica do Grupo Pilar de Goiás na Faixa Crixás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v. 3, p. 2563-2576.
- CONDIE, K.C. 1981. *Archaean Greenstone Belts*. New York, Elsevier Sc. Publ. 434 pp.
- CORREIA FILHO, F.E.L. & SÁ, A.M. 1980. *Projeto Natividade*, Rel. Final, Goiânia. Conv. DNPM/CPRM (inédito).
- CORREIA FILHO, F.E.L.; SÁ, J.A.G.; VIVIAN, O.; NETO, R.L.; RODRIGUES, R.; MATOS, S.H.S. 1976. *Projeto Natividade*. Goiânia, Conv. DNPM/CPRM.
- COSTA, J.B.S. 1985. Aspectos litoestruturais e evolução crustal da região Centro-Norte de Goiás. Belém. (Tese de Doutorado, Univ. Fed. Pará).
- COSTA, S.A. de G. 1986. Correlação da seqüência encaixante das esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás com os terrenos do tipo *greenstone belt* de Crixás e tipologia dos depósitos. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1984. *Anais...* Goiânia, SBG. v. 2, p. 579-614.
- COSTA, L.A.M.; PORTELLA, A.C.P.; NILSON, A.A.; VALE, C.R.O.; MARCHETTO, C.L.M.; SANTOS, E.L.; MENEGUETTO, G.; INDA, H.; STERNA, D.H.; MARCHETTO, M.; BAPTISTA, M.B.; FRATIN, O.; MOSMANN, R.; OLIVEIRA, T.F.; SILVA, N.G. 1976. *Projeto Leste Tocantins-Oeste do São Francisco*, Rio de Janeiro, Conv. DNPM/PROSPEC, 300 p. (inédito).
- DANNI, J.C.M. & RIBEIRO, C.C. 1978. Caracterização estratigráfica da seqüência vulcano-sedimentar de Pilar de Goiás e de Guarinos, Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v. 2, p. 582-596.
- DANNI, J.C.M. & JOST, H. 1986. Grupo Pilar de Goiás na sua área tipo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Bol. nº 2*, SBG, p. 69-72.
- DANNI, J.C.M.; DARDENNE, M.A.; FUCK, R.A.; RIBEIRO, M.J. 1973. Geologia da extremidade sudoeste da Serra Dourada, Goiás, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 3(3): 160-180.
- DANNI, J.C.M.; LEONARDOS, O.H.; ANDRADE, G.F. 1980. Feições vulcânicas das rochas ultramáficas de Hidrolina, GO. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Baln. Camboriú, 1980. *Anais...* Baln. Camboriú, SBG. v. 4, p. 1997-2003.
- DANNI, J.C.M.; JOST, H.; WINGE, M.; ANDRADE, G.F. 1986. Aspectos da evolução dos terrenos granito-greenstone: exemplo da região de Hidrolina, Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. v. 2, p. 570-584.
- DNPM/CPRM 1982. *Projeto mapas metalogenéticos: Folha Uruaçu*. Brasília. 1 mapa, escala 1:250.000.
- DNPM/CPRM 1984. *Projeto mapas metalogenéticos: Folha Mozarlândia*. Brasília. 1 mapa, escala 1:250.000.
- DRAGO, V.A.; PINTO, A.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; SANTOS, E.B.; SIMÕES, M.A.; OLIVEIRA, F.C.; BEZERRA, P.I.L.; PRADO, P.; FERNANDES, C.A.C.; TASSINARI, C.C.G. 1981. *Geologia*. In: PROJETO RADAMBRASIL. *Folha SD-22. Goiás*. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. MME/Sec. Geral, 251 p. (Levantamento de Recursos Naturais).
- GORAYEB, P.S.S.; COSTA, J.B.S.; LEMOS, R.L.; BEMERGUY, R.L.; GAMA JR., T.; KOTSCHOUBEY, B. 1984. *Projeto Natividade-Almas*, Belém, Univ. Fed. Pará, Conv. CVRD/UFPa (inédito), 123 p.
- GROVES, D.I. & BATT, W.D. 1984. *Spatial and temporal variations of Archaean metallogenic associations in terms of Evolution of Granitoid Greenstone Terranes with particular emphasis on the Western Australian Shield*. In: A. KRÖNER ed. *Archaean Geochemistry*. Berlin, Springer Verlag, p. 73-98.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. 1970. Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro. São Paulo, *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 19:5-26.
- JOST, H. & DANNI, J.C.M. 1988. *Relações tectônicas entre terrenos do tipo greenstone e gnaisses nas regiões de Pilar-Hidrolina e Guarinos*. (em elaboração).
- KUYUMJIAN, R.M. 1981. Geologia e mineralizações auríferas do *greenstone belt* da Faixa Crixás. *Rev. Bras. Geoc.*, 14(2):92-96.
- KUYUMJIAN, R.M. & DARDENNE, M.A. 1982. Geochemical characteristics of the Crixás Greenstone Belt, Goiás, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 12(1-3):324-330.
- KUYUMJIAN, R.M. & TEIXEIRA, N.A. 1982. Um novo tipo de estrutura em lavas ultramáficas: *Greenstone Belt* Crixás, GO. *Rev. Bras. Geoc.*, 12(4):572-577.
- MACHADO, E.C. 1981. Novas considerações e integração geológica da região Pilar-Crixás e Mara Rosa-Parangatu. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 1, Goiânia, 1981. *Ata...* Goiânia, SBG. p. 300-320.
- MACHADO, E.C.; SOUZA, C.J.M.; SILVA, M.A.; BERBERT, C.O.

1981. *Projeto Porangatu*; relatório final, Goiânia, Conv. DNPM/CPRM (inédito).
- MAGALHÃES, L.F.; CASTRO, J.M.G.; BORGES, O.C. 1984a. Geologia, prospecção e pesquisa de ouro no *Greenstone Belt* de Crixás - algumas considerações. In: ENC. REGIONAL DO OURO EM GOIÁS, 1, Goiânia, 1984. *Atas...* Goiânia, SBG/Núcleo Centro-Oeste. p. 26-51.
- MAGALHÃES, L.F.; LOBO, R.L.M.; BOTELHO, L.C.A.; ROMMEL, C.P. 1984b. *Depósito de ouro de Meia Pataca, Crixás, GO*. Goiânia, Metais de Goiás (relatório interno).
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A.; DANNI, J.C.M. 1984. Província Tocantins. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Blücher, 378 p.
- MONTALVÃO, R.M.G. 1985. *Evolução geotectônica dos terrenos granitóides-greenstone belts de Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás, Hidrolina (Goiás)*. São Paulo, 372 p. (Tese de Doutorado, Inst. Geoc., USP).
- MONTALVÃO, R.M.G. 1986. Evolução geotectônica dos terrenos granitóides-greenstone belts de Crixás-Guarinos-Pilar de Goiás-Hidrolina. In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG. v. 2, p. 585-596.
- MONTALVÃO, R.M.G.; LOPES, L.M.; PEREIRA, L.G.M. 1981. *Petrologia dos komatiitos de Crixás, Goiás*. Goiânia, SBG/Núcleo Centro-Oeste, Bol. Inf. (10):89-127.
- NESBITT, R.W.; SUN, S.; PURVIS, A.C. 1979. Komatiites: geochemistry and genesis. *Can. Min.*, 17:165-186.
- PADILHA, J.L. 1984. *Prospecção de ouro na região nordeste de Goiás*. In: ENC. REGIONAL DO OURO EM GOIÁS, 1, Goiânia. *Atas...* Goiânia, SBG/Núcleo Centro-Oeste. p. 78-90.
- RAMSAY, J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. New York, McGraw-Hill. 568 p.
- RIBEIRO FILHO, W. 1981. Reavaliação da geologia de Pilar-Mara Rosa. Goiânia. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 1, Goiânia, 1981. *Ata...* Goiânia, SBG/Núcleos Centro-Oeste-Brasília. p. 281-295.
- RIBEIRO FILHO, W. 1984. Geologia e alguns aspectos das mineralizações auríferas das faixas Pilar e Guarinos. In: ENC. REGIONAL DO OURO EM GOIÁS, 1, Goiânia. *Ata...* Goiânia, SBG/Núcleo Centro-Oeste. p. 06-25.
- SABOIA, L.A. 1979. *Os greenstone belts de Crixás e Goiás (GO)*. Goiânia, SBG/Núcleo Centro-Oeste. Bol. Inf. (9):43-72.
- SABOIA, L.A. & TEIXEIRA, N.A. 1980. Lavas ultrabásicas da unidade basal do "greenstone belt" de Crixás, GO: uma nova classe de rochas ultrabásicas no Estado de Goiás, *Rev. Bras. Geoc.*, 10(1):28-42.
- TASSINARI, C.G.C. & MONTALVÃO, R.M.G. 1980. Estudo geocronológico do "greenstone belt" de Crixás In: CONGR. BRAS. GEOL., 32, Baln. Camboriú, 1980. *Anais...* Baln. Camboriú, SBG. v. 5, p. 2752-2759.
- TEIXEIRA, A.S. 1981. A geologia da região de Goiás-Faina. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 1, Goiânia, 1981. *Ata...* Goiânia, SBG/Núcleos Centro-Oeste/Brasília. p. 344-362.
- TEIXEIRA, N.A.; SABOIA, L.A.; FERREIRA, M.C.B.; TEIXEIRA, A.S.; CASTRO, J.H.G. 1981. Estruturas e texturas das lavas ultrabásicas e básicas do *Greenstone Belt* de Crixás, Goiás, Brasil. Goiânia, SBG/Núcleo Centro-Oeste, Bol. Inf. (10):33-87.
- TOMAZOLLI, E.R. 1985. *Geologia, petrologia, deformação e potencial aurífero do greenstone belt de Goiás, GO* Brasília, 206 p. (Dissertação de Mestrado, UnB).
- TOMAZOLLI, E.R. & NILSO, A.A. 1986. Contribuição à geologia, metamorfismo e deformação do greenstone belt de Goiás (GO). In: CONGR. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia, SBG v. 2, p. 615-629.
- WINDLEY, B.F. 1977. *The evolving continents*, New York, John Wiley & Sons. 385 p.

MANUSCRITO 531

Recebido em 13 de abril de 1988

Revisão aceita em 17 de agosto de 1988

NOTÍCIAS

GEOCINF INICIOU ELABORAÇÃO DE TESAURO

Sob a coordenação do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), o Sistema de Informação em Geociências e Tecnologia Mineral (GEOCINF) iniciou no mês de março último o trabalho de construção do Tesauro em Geociências e Tecnologia Mineral, instrumento imprescindível à indexação e recuperação de informações do Sistema. A IDIOMA - Sistemas, Treinamento e Consultoria Ltda. é a

responsável pela execução do projeto, através de uma equipe de consultores.

O projeto, como uma duração de 9 meses, virá cobrir uma necessidade há muito reclamada pela comunidade de bibliotecários e técnicos do setor de Geociências e tecnologia Mineral. Constitui um esforço do DNPM, com apoio do IBICT, para melhor atender aos usuários.

A RBG ACEITA MANUSCRITOS ELABORADOS EM MICROCOMPUTADOR

Talvez tenha passado despercebido de grande parte dos leitores que, desde o número 1 do volume 18, a Revista Brasileira de Geociências tem incluído em suas "instruções aos autores" a possibilidade de que os manuscritos sejam preparados por meio de impressora de microcomputador, desde que obedecidos determinados padrões.

A medida vem atender vários pedidos de colegas que se utilizam largamente de recursos computacionais, ao mesmo tempo que revela uma tendência de acompanhar o progresso,

pois as correções e alterações de textos se tornam muito mais simples e rápidas com essas autênticas "máquinas de escrever com memória".

Para o futuro, é possível que outras alternativas sejam viáveis, pois uma padronização de sistemas operacionais e softwares deverá permitir que os textos sejam já fornecidos com uma cópia em disquete, para acelerar a fase de composição pela editora.