O COMPLEXO DE BARRO ALTO NA REGIÃO DE CERES - RUBIATABA, GOIÁS

JOSÉ CARUSO M. DANNI*, REINHARDT A. FUCK*, RAUL M. KUYUMJIAN*,
OTHON H. LEONARDO* e MANFREDO WINGE* :

ABSTRACT The geology of the westernmost part of the Barro Alto Complex is reviewed in the light of more detailed mapping and petrographic work. The complex is thrust over Archean tonalitic basement and it is intruded by younger granitoids. Its rocks are formed by hypersthene-bearing granulites derived from (a) a plutonic suite of banded gabbro-norites, (b) massive intrusive gabbros and diorites, and (c) a supracrustal suite of mafic to felsic volcanics interlayered with chert, iron formation, pelite and calc-silicate rocks. This is tentatively separated from the younger(?) and similar Serra da Malacacheta Sequence of layered mafic plutonics metamorphosed into garnet amphibolites, which upgrades into the Juscelândia metavolcanic-sedimentary Sequence. The Araxá Group is limited to a dull pile of chlorite-moscovite schists thrust up both sequences.

INTRODUÇÃO O presente trabalho constitui uma síntese das observações coligidas durante o mapeamento geológico, na escala 1:50 000, desenvolvido no segmento ocidental do Complexo de Barro Alto, em continuidade àquele empreendido na região de Goianésia (Fuck *et al.* 1981).

Os trabalhos de campo e laboratório foram realizados em 1982, e deles participaram estudantes do curso de geologia da Universidade de Brasília,** orientados pelos presentes autores. Os dados então obtidos foram revistos, integrados e reinterpretados, com o objetivo de divulgá-los, visando contribuir para o melhor conhecimento do complexo, que se constitui em área-chave para a compreensão da evolução crustal do Brasil Central durante o pré-Cambriano.

A área estudada abrange cerca de 1 300 km², estendendo-se desde Santa Isabel, a leste de Ceres/Rialma, até Rubiataba, no extremo ocidental do complexo, e das vizinhanças de Carmo do Rio Verde até ao norte de Nova Glória e Jardim Paulista (Fig. 1).

Apesar da importância do Complexo de Barro Alto no contexto da geologia regional do Centro-Oeste brasileiro, os trabalhos geológicos anteriormente efetuados na área aqui considerada resumem-se ao mapeamento regional em escala 1:1000000 do Projeto Goianésia/Barro Alto (Baêta *et al.* 1972) e em escala 1:250 000 do Projeto Goiânia II (Penna *et al.* 1974). No que concerne ao estudo das unidades pré-Araxá, esses trabalhos definiram os limites e a natureza dos contatos entre as rochas básicas e o embasamento granito-gnáissico, e diferenciaram, no âmbito do complexo, as unidades anfíbolíticas expostas na porção norte das intrusivas gabro-noríticas da porção sul. Reconheceram também o caráter intrusivo dos gabro-noritos em rochas supracrustais, interpretadas apropriadamente como restos de teto.

Anteriormente, Barbosa (1959) havia estudado a petrografia e o quimismo de algumas amostras oriundas das vizinhanças de Ceres/Rialma, classificando-as como charnocki-

Figura 1 – Mapa de localização

tos. Determinações geocronológicas pelo método K/Ar foram efetuadas na região por Hasui & Almeida (1970) e Souza (1973). Em face ao caráter polimetamórfico e do teor de potássio muito baixo das amostras analisadas, o que introduz elevado grau de incerteza nas determinações, os dados carecem de significação quanto à idade de formação das rochas estudadas.

Dentre os trabalhos anteriores realizados, destaca-se o de Baêta *et al.* (1972), que constitui o melhor acervo de dados sobre a geologia regional, embora a área aqui relatada tenha sido incluída na porção dita “não diferenciada” do complexo, definida como formada por uma confusa mistura de rochas do complexo e do embasamento. Com vistas a tentar melhor esclarecer tais relações e a estratigrafia interna do Complexo de Barro Alto é que empreendemos o remapeamento da área.

* Dept.^o de Geociências, Universidade de Brasília, CEP 70910, Brasília, DF, Brasil.

** Os estudantes participantes foram os seguintes: Antonio E. Guimarães Farias, Marcos Adão A. de Souza, Anelise F. Nabut, M. Eneida Ribeiro, Claudinei G. de Oliveira, Luiz Rodrigues Neto, Maurício A. Marques, Leonardo M. Prudente, Fernando A. N. Mattos, Hailton L. Pires, Maira M. Yanase, Carlos A. Marauí, Sandra A. Pedrosa, Efrem M. Moreira, Jaimir Matsui, Jotavio B. Gomes, M. Cláudia de Paiva Serafim, Mario N. Serafim, Celso Y. Murakami, Márcio M. Pimentel, Luciano F. Borges, Alexandre P. do Amaral, Carlos E. Coelho, Luiz E. A. da Silva e Witer C. Lima.

Figura 2 - Mapa geológico

AS UNIDADES ARQUEANAS Embasamento granito-gnáissico Formadas por granitóides de composição granodiorítica a tonalítica, as rochas do embasamento circundam o complexo granulítico em suas porções sul, oeste e norte (Fig. 2). Essas rochas, frequentemente gnaissificadas, afloram em janelas expostas pela erosão dos micaxistos sobrejacentes e ocupam sempre as áreas mais arrasadas da região. Os afloramentos são escassos, salvo no maciço granodiorítico de Rubiataba, que se estende por cerca de 50 km para oeste dessa cidade.

Em seu contato com as unidades mais jovens, as rochas do embasamento apresentam-se sempre intensamente filonizadas ao longo de falhas inversas. Embora a sul do complexo granulítico o contato aflorante com o embasamento seja feito por falha inversa de médio ângulo, é provável que em profundidade os contatos sejam como os demais, subhorizontais, e que a tectônica regional seja no estilo de escamas.

Apesar da gnaissificação pouco pronunciada mas constante, e de cisalhamento localmente intenso, as rochas do embasamento comportam-se, em termos mineralógicos, como unidade bastante homogênea; são apenas cortadas por pequenos e ocasionais veios pegmatíticos e aplíticos. Estruturas migmatíticas são raras e, quando presentes, são incipientes e restritas às porções granodioríticas. A passagem gradual e irregular entre tonalitos e granodioritos sugere a atuação de processos metassomáticos responsáveis pela remobilização e enriquecimento dos metais alcalinos.

Em toda a área, tonalitos e granodioritos são os únicos tipos petrográficos. Apresentam-se com variações texturais para *augen* gnaiss, gnaiss laminado, cataclasito, milonito e filonito, em função da intensidade da deformação cataclástica. A mineralogia é simples e constituída de quartzo (25 a 35%), oligoclásio ou andesina (40 a 60%), biotita (5 a 15%) e, localmente, ortoclásio micropertítico ou microclínio (5 a 40%), hornblenda e granada. Acompanhando as zonas de cisalhamento, aparecem paragênese retromórficas com quartzo-albita-clorita-moscovita-epídoto-itanita. Zircão é o único acessório frequente e apatita ocorre em quantidades insignificantes.

No complexo granodiorítico de Rubiataba é frequente a presença de diques de anfibolito com poucos metros de espessura, mas que podem aflorar continuamente por vários quilômetros. Tais diques mostram textura subofítica preservada, porém com os grãos de piroxênio originais totalmente transformados em hornblenda e/ou actinolita, enquanto o plagioclásio mostra-se intensamente saussuritizado; nas zonas de falha são transformados em xistos verdes. Pequenos corpos graníticos de idade incerta, intrusivos nos gnaisses tonalíticos, ocorrem nas vizinhanças de Rianópolis e Santa Isabel. Corpo granítico alongado na direção E-W penetra na parte ocidental do maciço granulítico por uma dezena de quilômetros. Seu caráter intrusivo é corroborado pela presença de numerosos xenólitos de rochas da sequência granulítica discerníveis no campo, apesar do intenso cataclasmamento ao longo dos contatos.

A origem e evolução do embasamento tonalítico e granodiorítico da região de Ceres são ainda muito pouco conhecidas, em virtude da inexistência de dados químicos e do pequeno número de determinações isotópicas. Foram analisadas tão somente oito amostras das rochas granito-gnáissicas de Rubiataba e da vizinha Nova América, coletadas por

Y. Hasui e F. F. M. Almeida. Essas amostras configuram uma isócrona de referência de 2 850 Ma com razão inicial de 0,705 (Tassinari *et al.* 1981). Tratam-se, portanto, de rochas arqueanas, de idade semelhante àquela determinada na região de Crixás para rochas granitóides aparentemente mais jovens que as seqüências vulcano-sedimentares tipo *greenstone-belt* daquela área (Tassinari & Montalvão 1980).

O Complexo de Barro Alto As rochas granulíticas da região de Ceres constituem a extensão ocidental daquelas definidas como Seqüência Serra de Santa Bárbara na região de Goianésia (Fuck *et al.* 1981). Tal como registrado na área de Goianésia, os contatos entre os granulitos e as demais unidades são de natureza tectônica. Ao sul cavalgam os terrenos tonalíticos do embasamento através de falha inversa, cuja superfície sinuosa se inclina entre 25° e 50° para o quadrante norte. Os limites oeste e norte da faixa granulítica são também feitos por falhas inversas que colocam ora os xistos do Grupo Araxá, ora os gnaisses do embasamento e ora as rochas das seqüências Serra da Malacacheta e Juscelândia por sobre as rochas granulíticas.

Na região de Ceres, a exemplo de outras áreas do complexo, a faixa granulítica é constituída por rochas originalmente ígneas plutônicas e por rochas supracrustais (vulcânicas e sedimentares).

A idade das rochas granulíticas não é conhecida. Determinações K/AR resultaram em valores entre 500 e 4 000 Ma (Hasui & Almeida 1970, Souza 1973), enquanto as análises Rb/Sr deram resultados insatisfatórios devido ao baixo conteúdo de Rb das amostras analisadas (Souza 1973). Em caráter precário, a maioria dos autores estima idade arqueana para essas rochas (Cordani & Hasui 1975, Almeida 1979, Wernick & Almeida 1979, Berbert 1980, Wernick 1981, Marini *et al.* 1981, Danni & Fuck 1981, Tassinari *et al.* 1981, Danni *et al.* 1982) e, por analogia com outras áreas granulíticas do País, são essas rochas vagamente correlacionadas ao Ciclo Jequié. Essa inferência pode estar equivocada, pois dados geocronológicos Rb/Sr preliminares (U. G. Cordani, inf. verbal) indicam idades mais jovens, correspondentes ao Proterozóico Médio.

ROCHAS PLUTÔNICAS GRANULITIZADAS O tipo litológico mais comum corresponde ao de granulitos máficos de granulação média, representados por hiperstênio granulitos e por diopsídio-hiperstênio granulitos, cuja composição modal corresponde a noritos e gabro-noritos. Entre eles é possível distinguir duas fácies, embora não tenha sido exequível a sua separação cartográfica.

A fácies dominante é foliada, mostrando bandamento resultante da alternância de leitos milimétricos de plagioclásio e de minerais máficos. A outra fácies possui, em geral, aspecto maciço, com texturas ígneas preservadas no todo ou em parte, registrando-se nela a presença frequente de xenólitos de rochas supracrustais. Entretanto, como nem sempre os xenólitos estão presentes, e como, além disso, foram observados afloramentos de rochas foliadas e bandadas portadoras de xenólitos, a separação cartográfica entre essas fácies não pôde ser realizada a contento. Resta mencionar, finalmente, que na porção norte da faixa, entre os rios das Almas e Peixe, e mais a leste, na região das fazendas de Itaguá e Barra Alegre, foram reconhecidos hiperstênio-quartzo dioritos gnáissicos (Fig. 2).

As fácies bandadas A maior parte da porção sul da faixa granulítica é composta de rochas de granulação fina a média (em geral os grãos medem entre 1 e 3 mm), de cor cinza-escuro a esverdeada, com foliação e lineação mineral conspícuas e bandamento frequente. Entre os componentes máficos domina o hiperstênio, embora o clinopiroxênio (da série diopsídio-hedenbergita) seja o máfico dominante nos tipos de granulação mais fina e de tonalidade mais escura. Plagioclásio (An 45-55) é o mineral mais importante, perfazendo, em geral, mais de 50% do volume da rocha. Às vezes é acompanhado por quartzo intersticial. A textura é granoblástica, poligonal e interlobada, com características feições de *annealing*. Em muitas seções delgadas, são reconhecidos cristais pré-tectônicos senomórficos de plagioclásio, hiperstênio e clinopiroxênio, com dimensões maiores (4-5 mm) e mostrando feições de deformação, tais como fraturamento, formas encurvadas, extinção ondulante, granulação de borda, além de complexas geminações mecânicas no caso dos grãos de plagioclásio. Tratam-se de cristais reliquiais, indicando que os protolitos dos granulitos eram antigas rochas máficas plutônicas, de composição norítica e gabro-norítica. Os principais minerais acessórios são opacos (ilmenita/magnetita, pirrotita, pirita, eventualmente calcopirita, pentlandita e grafita), além de apatita, rutilo e zircão.

Na maioria das amostras, observam-se ainda hornblenda castanha e/ou verde e biotita castanho-avermelhada, envolvendo parcialmente os grãos de piroxênio. Esses minerais atestam a reconstituição parcial da paragénesis de alto grau sob condições superpostas de fácies anfíbolito. Às vezes o reequilíbrio é total, sendo o granulito substituído por uma fina massa intercrescida de hornblenda e/ou actinolita, epidoto, clinozoisita e quartzo, contendo fenoblastos idiomórficos de granada poiquilítica. Associações minerais de mais baixo grau (principalmente clorita, actinolita, epidoto, calcita, sericita, albita-oligoclásio, zoisita/clinozoisita) são encontradas em zonas de cisalhamento.

A fácies maciça Ao longo da faixa de granulitos noríticos e gabro-noríticos, chama a atenção a ocorrência de tipos litológicos com aspecto maciço, de granulação média a grossa, foliação difusa ou ausente e arranjo textural típico de rochas ígneas plutônicas. A existência de texturas cumúlíticas e a presença de xenólitos de rochas supracrustais em fácies de brechas magmáticas, especialmente a leste de Ceres-Rialma, dão consistência à interpretação de que se tratam de rochas plutônicas intrusivas num conjunto de rochas supracrustais.

Genericamente, essas rochas correspondem a noritos e gabro-noritos, embora tenham sido registrados tipos mais máficos, como melagabro-noritos, piroxenitos e olivina/piroxenitos, e tipos mais félsicos, como dioritos e quartzo dioritos.

Nos tipos mais máficos, foram observadas texturas cumúlíticas, com cristais cumulus de piroxênios, ocasionalmente incluindo olivina, e cristais intercumulus de plagioclásio (labradorita-bytownita). Eventualmente observam-se texturas caracterizadas por agregados de piroxênio com envoltórios descontínuos de grãos de plagioclásio, conferindo um aspecto noduloso à superfície de intemperismo da rocha. Foram também observadas fácies pegmatóides, fre-

quentemente inequigranulares, com cristais de 2-3 cm de plagioclásio (Serra da União) e de até 5 cm de ortopiroxênio (Serra da Queixada).

Os minerais escuros dominantes são ortopiroxênio (hiperstênio e localmente bronzita) e clinopiroxênio (augita?), enquanto olivina é de ocorrência local. Finas lamelas de exsolução são comuns no ortopiroxênio e mais raras no clinopiroxênio. Ambos os piroxênios mostram incipiente recristalização de borda, com o desenvolvimento intersticial de clino e ortopiroxênio em mosaicos poligonais, indicando que também estas rochas foram afetadas pela recristalização de fácies granulito. Além disso, são comuns hornblenda marrom e verde e biotita castanho-avermelhada desenvolvidas a partir dos piroxênios. A biotita é particularmente bem desenvolvida em algumas destas rochas. Plagioclásio varia em composição desde andesina até bytownita, sendo a labradorita o termo mais comum. Acessórios mais comuns são óxidos (magnetita/ilmenita), sulfetos (pirrotita, pirita, raramente calcopirita, pentlandita), apatita e zircão.

A preservação das texturas e da mineralogia ígnea indicam que essas rochas foram poupadas às deformações e recristalização mais avançadas do evento de granulitização. A razão poderia ser intrusões tardias na faixa granulítica, como é indicado pela presença de xenólitos alongados e estirados de granulitos nas fácies de brecha, ou, alternativamente, intrusões numa fase de quiescência tectônica. Entretanto, como também há tipos litológicos portadores de xenólitos, em que a matriz é dotada de foliação conspícua gerada por recristalização acentuada, o mais provável é que tenha havido mais de uma etapa de intrusões máficas independentes, muitas claramente diferenciadas sob um pacote de rochas supracrustais.

Os tipos mais félsicos, com composição quartzo diorítica dominante, em parte puderam ser delimitados. As principais ocorrências foram assinaladas na Serra da União (a leste de Bragolândia), a norte de Rialma (entre os rios do Peixe e Almas) e no extremo leste da área, abrangendo as fazendas Itaguá e Barra Alegre. Nas duas últimas áreas, dominam tipos gnáissicos foliados e bandados, com elevada proporção de biotita e hornblenda. Os piroxênios são uralitizados e perfazem menos de 20% da rocha, o plagioclásio é andesina (An 35), e quartzo representa 10% ou mais da rocha. A presença de xenólitos estirados de granulitos supracrustais atesta a origem ígnea dessas rochas. A abundância de biotita, granada e hornblenda indica a importância da recristalização em fácies anfíbolito sofrida pela faixa granulítica, especialmente junto ao contato com as unidades mais jovens.

AS ROCHAS SUPRACRUSTAIS Restos de rochas supracrustais granulitizadas têm sido identificados no interior do Complexo de Barro Alto (Baêta *et al.* 1972, Fuck *et al.* 1981) como prováveis testemunhos de teto das intrusões gabro-noríticas.

Na região de Ceres, estas rochas constituem duas faixas de direção E-W, situadas respectivamente na porção mediana e norte do complexo. A faixa meridional estende-se para oeste até a Serra da União, onde atinge a largura de 3 km. A faixa setentrional constitui afloramentos descontínuos a leste do rio das Almas (Fig. 2).

Além destas, há diversas outras ocorrências de rochas supracrustais constituindo restos erosivos e ou tectônicos

(raízes de sinclinais?) em meio às rochas plutônicas. Sem dúvida, tais ocorrências correspondem a restos de tetos, como comprovam os inúmeros afloramentos de noritos e gabro-noritos granulizados contendo xenólitos de rochas supracrustais.

A primitiva ordem estratigráfica da sequência de rochas supracrustais é de difícil definição, em face da descontinuidade dos afloramentos e, sobretudo, da complexidade estrutural da área. Apesar disso, as relações entre os estratos, visualizados em diferentes locais da área, permitem propor o seguinte empilhamento:

a) na porção basal, predominam granulitos máficos homogêneos e de granulação fina. Localmente, contêm delgadas intercalações de *metacherts* e de formações ferríferas ricas em magnetita;

b) a porção intermediária do pacote caracteriza-se por conter uma associação mista de granulitos máficos, *metacherts*, granulitos félsicos, leptinitos e lentes de rochas calciossilicatadas;

c) no topo passam a predominar leptinitos com níveis quartzíticos e sillimanita-cordierita-gnaisses.

Granulitos máficos Sob esta denominação, reúnem-se as rochas granulíticas de granulação fina e coloração que vai do cinza-escuro ao preto, com textura granoblástica poligonal, que afloram em camadas homogêneas, muitas vezes apresentando um fino bandamento. São constituídas essencialmente por plagioclásio (An 50-55%), que atinge, em média, 40% do volume da rocha. Associam-se hiperstênio e clinopiroxênio que, juntos, perfazem cerca de 50%. Além destes componentes, podem apresentar quartzo intersticial, óxidos de ferro e de titânio e raros sulfetos disseminados (pirrotita, pirita). Uma segunda associação mineralógica é frequentemente observada nestes granulitos, sendo caracterizada pelo desenvolvimento de hornblenda marrom sobre os piroxênios, granada, andesina e biotita. Esta associação materializa o reequilíbrio mineral sob condições de metamorfismo de fácies anfibolito e é responsável pela conversão dos granulitos finos em anfibolitos biotíticos.

Os granulitos máficos finos afetados por processos diaforéticos caracterizam-se por apresentar uma associação mineral composta de actinolita, zoisita, epidoto, clorita e albina, superposta às associações antes descritas.

Granulitos félsicos Compreendem os granulitos finos, homogêneos, com textura granoblástica e de cor cinza-claro a cinza-esverdeado. São constituídos por andesina, quartzo em níveis com texturas tipo *ribbon*, hiperstênio e quantidades subordinadas de feldspato potássico e clinopiroxênio cálcico.

Como os granulitos máficos, podem apresentar reações de hidratação de seus constituintes, dando origem a fácies com hornblenda e/ou biotita.

Sillimanita-granada leptinitos Os leptinitos formam camadas de cores que vão do cinza-claro ao rosado e apresentam uma foliação proeminente. Caracterizam-se por apresentar textura granoblástica com quartzo fitado intimamente associado a mosaicos de feldspatos. Estes são representados por andesina antiperfítica e por ortoclásio micropertítico geralmente microclinizado. Além desses minerais, é usual a ocorrência de granada rósea e de sillimanita, transformadas, respectivamente, em biotita e cianita. Os acessórios constam de zircão, apatita, rutilo e magnetita.

Granada quartzitos e metacherts São rochas de cor cinza-claro, com granulação fina e textura sacaroidal, podendo apresentar uma proeminente laminação metamórfica por efeito de cisalhamento. O quartzo é o mineral mais abundante (75-95% da rocha, em volume) e caracteristicamente ocorre textura fitada, coexistindo com porfiroblastos de granada e finos prismas de sillimanita e/ou cianita. Localmente ocorrem níveis centimétricos, originalmente mais aluminosos, ricos em granada, que pode atingir até 70% da rocha.

Fácies transicionais para leptinitos são frequentes e mostram, além dos minerais citados, a andesina, o ortoclásio micro-pertítico, a biotita e o zircão.

Cordierita-sillimanita gnaisses Gnaisses aluminosos ocorrem intercalados nos leptinitos e nos granulitos máficos. Compreendem gnaisses ricos em cordierita, granada, sillimanita, quartzo e plagioclásio, além de biotita retrometamórfica.

Em afloramento, podem apresentar encraves estirados de granulitos máficos, provavelmente oriundos da extrema transposição tectônica de delgadas intercalações máficas.

Rochas calciossilicatadas Estas rochas ocorrem sob a forma de lentes ou delgadas camadas associadas a granulitos enderbíticos e a leptinitos. Apresentam fino bandamento rítmico determinado pela concentração diferencial de clinopiroxênio contendo inclusões de titanita e magnetita, de cristais poiquiloblásticos de grossulária, além de calcita, plagioclásio (andesina cálcica) e escapolita. Seus minerais acessórios mais comuns são a apatita, zircão, epidoto e sulfetos.

São também reconhecidas fácies sílico-carbonáticas constituídas de quartzo, diopsídio, plagioclásio, titanita e calcita.

Xenólitos de rochas supracrustais Na região estudada, inúmeros são os afloramentos de metanoritos e metagabro-noritos ricos em xenólitos de rochas supracrustais.

Os xenólitos constituem fragmentos de dimensões variadas, sendo frequentes os elementos de 20 a 50 cm, geralmente estirados segundo a foliação regional das rochas. Com frequência, apresentam sinais de digestão magmática e bordas reacionais com formação de franjas feldspáticas.

Localmente, as rochas plutônicas podem conter cerca de 30% em volume de xenólitos de composições variadas, correspondendo a verdadeiras brechas magmáticas intrusivas.

Os tipos litológicos encontrados correspondem perfeitamente aos das rochas supracrustais antes descritas, sendo notável entre eles a predominância de granulitos máficos de granulação fina. Além destes, ocorrem xenólitos de granada quartzitos, de rochas calciossilicatadas e sílico-aluminosas, que preservam as associações minerais derivadas de metamorfismo térmico.

Entre estes últimos, registra-se a ocorrência de fácies calciossilicatadas compostas por plagioclásio, grossulária, diopsídio, calcita e escapolita, ou pela associação diopsídio, vesuvianita, wollastonita, grossulária e plagioclásio. Nesta última é nítido o desequilíbrio da wollastonita e do diopsídio, que são consumidos na formação de grossulária.

Raros xenólitos de rochas aluminosas (buchitos) são compostos por hercinita (70% da rocha) associada a plagioclásio, magnetita e flogopita.

AS UNIDADES PROTEROZOÍCAS A Seqüência Serra da Malacacheta Sob a denominação de Seqüência Serra da Malacacheta (Fuck *et al.* 1981, Danni *et al.* 1982), foi descrito, na região de Goianésia/Barro Alto, um conjunto acamadado de rochas plutônicas diferenciadas, constituído por olivina gabros coronfíticos, gabros, gabros anortosfíticos e anortositos, além de seus sucedâneos metamórficos, representados sobretudo por granada anfibolitos acamadados. A seqüência acha-se bem desenvolvida na Serra da Malacacheta, no segmento norte do Complexo de Barro Alto, onde se expõe em domos e anticlinais desventrados (Stache 1976, Figueiredo 1977).

Na área do presente estudo, esta seqüência ocorre na Serra da Figueira, ao norte de Nova Glória, e nas vizinhanças das cabeceiras do córrego Santa Teresa.

Os afloramentos desta última região constituem a terminação ocidental (anticlinal invertida?) da extensa faixa de anfibolitos que passa por Cafelândia, ao norte de Goianésia (Fuck *et al.* 1981). Ali ocorrem granada anfibolitos bandados de granulação média e grossa. As bandas máficas são constituídas de hornblenda, granada e clinopiroxênio reliquiar, e as bandas félsicas de plagioclásio (An 45-48) e pequena proporção de quartzo (até 5% em volume). O bandamento provavelmente representa uma feição herdada de antigo acamamento ígneo resultante de acumulação rítmica de plagioclásio e piroxênio, preservado em condições de metamorfismo de fácies anfibolito.

Na porção sul da Serra da Figueira, ocorre uma seqüência que, da base para o topo, constitui-se de olivina gabros coronfíticos, gabros e hiperstênio gabros e anfibolitos acamadados. Na escarpa norte da serra, observa-se uma transição de unidades gabróicas para a Seqüência Vulcano-sedimentar de Juscelândia, representada por uma zona de anfibolitos de granulação fina, que ainda preservam a textura diabásica original.

Os gabros são isótopos, mostrando textura subofítica, em que a labradorita ripiforme se dispõe ao acaso e é parcialmente englobada pelo piroxênio. Entre os piroxênios, dominam os clinopiroxênios (augita, augita subcálcica), enquanto o hiperstênio ocorre em teores subordinados. Auréolas de uralitização para a hornblenda marrom são comuns. A presença de olivina é caracterizada pela formação de coroas de reação na interface com o plagioclásio. Em geral, as coroas se compõem de clinopiroxênio (raramente há uma mais interna de ortopiroxênio), sucedida por uma auréola simplectítica de anfibólio verde e espinélio e uma borda externa descontínua de granada. Nas rochas gabróicas de colocação mais rasa, na passagem para microgabros e diabásios, observa-se intercrescimento micrográfico intersticial de quartzo e feldspato potássico. Os anfibolitos acamadados possuem as mesmas características das ocorrências existentes mais a leste, acima descritas.

Embora a ocorrência da Seqüência Serra da Malacacheta seja restrita na área em foco, ela assume grande importância, pois que permite visualizar com clareza a evolução vertical desta suíte plutônica para os anfibolitos finos de origem vulcânica percententes à Seqüência Vulcano-sedimentar de Juscelândia.

Seqüência Vulcano-sedimentar de Juscelândia As litologias pertencentes a esta seqüência ocorrem a sul e norte da faixa granulítica.

Na porção norte da área, seu limite meridional é determinado por falha inversa de direção geral E-W, responsável pelo cavalgamento da seqüência por sobre gnaisses e granulitos mais antigos. A inflexão desta falha para noroeste determina o limite oeste da seqüência, por sob os micaxistos do Grupo Araxá. O limite leste é feito principalmente com metassedimentos do Grupo Araxá, que a recobrem em discordância angular.

Na porção sul da área, suas unidades estão dispostas segundo uma estrutura em sinclinal de eixo E-W. Os anfibolitos finos da base sobrepõem discordantemente os gnaisses do embasamento.

A estratigrafia da seqüência vulcano-sedimentar compreende três unidades principais. A inferior é essencialmente constituída de anfibolitos finos, com raras intercalações de *metacherts* e micaxistos, e transiciona verticalmente para a unidade seguinte, com o aparecimento de intercalações métricas de gnaisses finos. Na unidade intermediária predominam biotita e hornblenda gnaisses com intercalações de anfibolito fino, *metachert*, formação ferrífera e micaxisto. A unidade superior é constituída essencialmente de metassedimentos (micaxistos localmente grafitosos, quartzitos e gonditos) e, subordinadamente, anfibolito fino, biotita gnaisse, *metachert* e formação ferrífera.

Os anfibolitos da unidade inferior ocorrem em bancos métricos, são de cor verde-escuro, mostram aspecto maciço e granulação predominantemente fina. No flanco norte da Serra da Figueira, no extremo norte da área, o anfibolito imediatamente sobreposto à Seqüência Serra da Malacacheta é derivado de diabásio, observando-se restos de texturas microlíticas e de fenocristais reliquiais de plagioclásio. A associação mais freqüente consta de hornblenda, andesina, augita, epídoto, granada e opacos. Esses metadiabásios são sobrepostos por anfibolito derivado de basalto, que mostra bandamento pronunciado e, localmente, fraturas de distensão relacionadas a resfriamento rápido. Apresenta granulação fina, textura nematoblástica e é constituído de hornblenda, andesina, clinozoisita, quartzo, granada, titanita, zircão e opacos (óxidos e sulfetos).

Os *metacherts* intercalados nestes anfibolitos constituem estratos centimétricos a métricos e apresentam-se ora maciços, ora com estrutura rítmica. São essencialmente constituídos de quartzo, além de filmes com turmalina, granada, magnetita e sericita.

Os gnaisses da porção intermediária da seqüência ocorrem em bancos métricos contínuos ou como lentes estreitas sem continuidade lateral. A granulação é predominantemente fina, com bandamento milimétrico, distinguindo-se biotita gnaisses e hornblenda gnaisses. O primeiro apresenta textura granoblástica, localmente porfiroblástica, devido à presença de fenoblastos de microclínio. A associação mineral consta de quartzo, oligoclásio-andesina, microclínio, biotita, moscovita, granada, epídoto, óxidos de ferro e algum zircão, titanita e apatita. O hornblenda gnaisse apresenta textura granoblástica e composição mineralógica essencialmente constituída de andesina, hornblenda e quartzo, com biotita subordinada, além de epídoto e titanita.

A unidade superior é constituída de micaxistos contendo granada e cianita, e de quartzo xistos, os quais contêm seguidas intercalações de anfibolito fino, formação ferrífera, gondito, *metachert* e biotita gnaisse. Cianita pode concentrar-se nas zonas axiais de dobras isoclinais mesoscópicas

dos xistos. No topo, esta unidade consiste de clorita-moscovita xisto, ora grafitoso, ora rico em magnetita, com intercalações de biotita gnaiss e de zoisita-hornblenda xistos.

Em ambas as áreas de ocorrência, a sequência dispõe-se segundo um *trend* estrutural de direção leste-oeste e, portanto, concordantemente à faixa granulítica. Na porção norte, a sequência apresenta, em escalas macro e mesoscópica, dobramentos de estilo isoclinal com eixos E-W e vergência para sul, enquanto na porção sul da área ela forma um sinclínio cujo eixo cai de 10° para $N80^\circ W$.

O metamorfismo regional a que foram submetidas suas rochas situa-se na fácies anfibolito transicionando para xistos verdes. Da base para o topo progride-se da associação hornblenda-andesina-granada nos anfibolitos finos (unidade inferior) para biotita-oligoclásio-microclínio nas vulcânicas félsicas (unidade intermediária) e, finalmente, para cianita-moscovita-granada, moscovita-biotita-granada e clorita-moscovita-grafita nos metapelitos (unidade superior).

Grupo Araxá Sob esta denominação, engloba-se um pacote de xistos de baixo grau metamórfico que recobre em discordância angular as demais unidades da área. Representa uma delgada cobertura metassedimentar cujas características litológicas e continuidade lateral com estratos quartzíticos e xistosos estudados em áreas vizinhas (Danni & Ribeiro 1978, Fuck *et al.* 1981, Araújo Filho 1981) correspondem às do cinturão metamórfico Uruaçuano, do Proterozóico Médio.

Via de regra os xistos ocorrem em regiões arrasadas e capeadas por material detrítico-laterítico derivado de aplainamentos terciários e quaternários, o que, somado às inversões tectônicas existentes no interior da unidade, dificulta o estabelecimento de sua estratigrafia.

Os contatos com as demais unidades geológicas são em grande parte tectônicas, geralmente por falhas inversas. Tectônica em escamas é responsável pelo imbricamento de fácies deste grupo com rochas de unidades mais antigas, as quais se encontram transformadas em filonitos, o que constitui óbice à definição dos seus contatos nessas regiões.

O conteúdo litológico do grupo é bastante monótono, sendo formado predominantemente por clorita-moscovita xistos com níveis de quartzo xistos e quartzitos moscovíticos. Essa sucessão corresponde a fácies metassedimentares pelíticas a areno-pelíticas que contrasta com fácies de sedimentação carbonática impura, atualmente representadas por clorita-moscovita xistos calcíferos com níveis de calcóxistos, que ocorrem associados e, como em áreas vizinhas, parecem sobrepor-se estratigraficamente a fácies areno-pelíticas.

Mais localmente, como, por exemplo, no canto nordeste da área, associados com o nível pelítico, ocorrem estratos de cloritóide-moscovita xistos, em parte magnéticos, que refletem sedimentos fortemente empobrecidos em elementos alcalinos.

No oeste da área, junto aos contatos basais fortemente tectonizados, ocorrem camadas métricas de xistos verdes (actinolita, epidoto, clorita, albita) derivados de vulcânicas máficas intercaladas nos xistos metapelíticos.

Algumas ocorrências de corpos lenticulares com dezenas a centenas de metros de rochas ultramáficas (serpentinitos, tremolíticos, talco xistos, etc.) balizam os contatos tectônicos com unidades mais antigas no noroeste da área. Apre-

sentam estruturas exóticas, indicadoras de deformações compressivas, cisalhantes e de descompressões (planos de cisalhamento, fraturas fechadas, veios de talco de asbestos), relacionadas ao transporte tectônico e reequilíbrio mineral a que estes corpos foram submetidos ao longo das suturas geológicas onde se localizaram.

A estrutura geral do grupo, amoldada em muitos pontos aos altos estruturais das unidades mais antigas, sobre as quais transgride e cavalga, apresenta-se com xistosidade de mergulhos regionais fracos superimposta por crenulações associadas a dobras abertas assimétricas. As falhas inversas, com vergência para norte a nordeste, refletem importante tectonismo sofrido pelo grupo e que difere significativamente do tectonismo das unidades mais antigas com empurrões vergindo, principalmente, para sul e sudeste.

As associações mineralógicas presentes são diagnósticas de fácies xisto verde baixo de metamorfismo barroviiano.

CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE A GEOLOGIA REGIONAL Desde o estudo de Pecora & Barbosa (1944), até recentemente, os grandes complexos máfico-ultramáficos do centro de Goiás foram considerados como unidades geológicas e tectônicas específicas, as suas rochas guardando entre si relações cogenéticas.

Apesar de terem sido interpretados segundo diferentes modelos (intrusões estratiformes ou pseudo-estratiformes, do tipo alpino, etc.), os seus conjuntos litológicos eram visualizados como partes de uma mesma evolução petrológica. Neste sentido, foram consagradas as denominações Complexo de Barro Alto, Complexo de Niquelândia e Complexo de Cana Brava. Estes termos sempre exprimiram, explícita ou implicitamente, uma unidade geológica espaço-temporal.

Com o desenvolvimento de novos estudos e mapeamentos (Danni & Leonardos 1978, 1980, Fuck *et al.* 1981), ficou evidente que os referidos complexos são constituídos por unidades litológicas originadas em distintas etapas de evolução da crosta pré-cambriana. Sabe-se hoje que no interior desses complexos estão preservados restos de rochas crustais, supracrustais, complexos acamadados, seqüências vulcano-sedimentares e intrusões diversas.

Assim, o chamado Complexo de Barro Alto é, na verdade, constituído por três conjuntos distintos de rochas relativamente bem delimitados, que ostentam características diversas e origens diferentes: um conjunto de rochas granulíticas composto de associações supracrustais e plutônicas; um conjunto de rochas plutônicas acamadadas gabro-anortosíticas, submetido a metamorfismo de fácies anfibolito; e um conjunto vulcano-sedimentar metamorfizado na fácies anfibolito até xisto verde (Fig. 3). Nessas condições, o conceito original implícito na designação Complexo de Barro Alto perdeu seu sentido. Apesar disso, mantém-se esta denominação, sobretudo para preservar uma referência geológica consagrada, restringindo-a, entretanto, às associações de rochas plutônicas e supracrustais extensivamente granulitizadas.

Muito embora ainda não existam determinações geocronológicas precisas das diversas unidades expostas na área estudada, as relações geológicas observadas entre elas permitem estabelecer com certa segurança a cronologia dos eventos formadores de suas rochas.

A primeira inferência estratigráfica consiste em admitir a pré-existência de uma crosta sílica de natureza tonalítica a granodiorítica, representada atualmente pelas rochas do em-

Figura 3 — Coluna geológica da área Ceres — Rubiataba, GO

basamento gnáissico. Embora escassas, as determinações geocronológicas disponíveis permitem concluir pela idade arqueana desses terrenos. Isócrona Rb/Sr de referência com 2 850 Ma (RI = 0,705) foi obtida em rochas graníticas nas vizinhanças de Rubiataba-Nova América (Tassinari *et al.* 1981). Idades isocrônicas de referência foram determinadas em rochas possivelmente homólogas de terrenos síalicos vizinhos, como em Itapirapuã-Caçara (2 651 ± 27 Ma, RI = 0,700 + 0,001, Tassinari *et al.* 1981), ou mesmo em áreas de *greenstone-belt*, como em Crixás-Hidrolina (2 929 + 105 Ma, RI = 0,701 + 0,002, Tassinari & Montalvão 1980).

O segundo marco estratigráfico reside na constatação da pré-existência de rochas supracrustais em relação às épocas de consolidação das intrusões gabro-noríticas, as quais, em outras áreas, como em Niquelândia e Cana Brava, são geneticamente relacionadas a rochas ultramáficas. Esse fato ficou perfeitamente demonstrado através dos inúmeros restos de teto e de xenólitos de rochas supracrustais encontrados no interior dos gabro-noritos granulizados.

O estágio evolutivo seguinte se relaciona ao envolvimento das unidades precedentes do complexo num evento metamórfico de fácies granulito. A idade desse evento não é conhecida. Embora admitida, em caráter precário, próxima de 2 700 Ma, a partir de uma eventual correlação com o evento granulítico Jequié, não há, na verdade, evidência alguma que suporte essa especulação, a não ser a mera correlação litológica. O metamorfismo granulítico pode, assim, ser mais jovem do que as suposições em voga.

Na cronologia relativa estabelecida para as rochas da região, segue-se o desenvolvimento de intrusões acamadas gabro-anortosíticas, encimadas por uma espessa carapaça vulcânica de natureza basáltica, que evolui para lavas mais diferenciadas, associadas a sedimentos químicos e pelíticos.

Ambas as seqüências, a plutônica e a vulcano-sedimentar, foram metamorfizadas na fácies anfibolito, não se encontrando nelas registros de metamorfismo granulítico. A idade dessas rochas também não é conhecida, embora tenha sido sugerida a possibilidade de terem se formado no Proterozóico Interior. Resultados Rb/Sr preliminares obtidos no CPG/USP indicam idade ao redor de 1 600 Ma para gnaisses da Seqüência de Juscelândia.

As relações geológicas entre estas seqüências e aquelas mais antigas (isto é, gabro-noritos e rochas supracrustais granulizadas) são em geral tectônicas. No entanto, o desmembramento temporal e genético entre estas unidades se impõe, entre outras razões, em face das diferenças nos estilos de deformações e de estruturação, bem como das diferenças de grau metamórfico e de conteúdo litológico. Por exemplo, as intrusões acamadas gabro-anortosíticas estruturam-se tipicamente como domos ou anticlinais fechados, enquanto os gabro-noritos têm estruturas mais complexas. As rochas granulíticas mostram reequilíbrios metamórficos regressivos para a fácies anfibolito e, localmente, ocorrem contatos intrusivos dos gabro-anortositos nas rochas granulíticas.

No âmbito desta hierarquização estratigráfica, emergem algumas importantes questões que requerem explicações. Por exemplo, qual a origem e idade das rochas supracrustais granulizadas? Qual o regime tectônico que controlou o metamorfismo granulítico? Qual o ambiente geotectônico das intrusões gabro-anortosíticas e de sua cobertura vulcano-sedimentar?

A falta de determinações geocronológicas impede o estabelecimento de correlações das rochas supracrustais granulizadas com outras seqüências conhecidas no pré-Cambriano de Goiás. No atual estágio de conhecimentos, uma possibilidade é a comparação com as seqüências vulcano-sedimentares que integram os terrenos de *greenstone-belts* arqueanos de áreas próximas (por exemplo, Pilar de Goiás). Existem semelhanças na natureza das rochas sedimentares (*metacherts*, rochas calciossilicáticas) e das metavulcânicas máficas e félsicas, bem como na forma com que essas rochas se associam em ambas as áreas. A ser comprovada essa hipótese, repetir-se-ia em Goiás uma situação análoga à encontrada em outros cinturões móveis arqueanos, como, por exemplo, o do Limpopo (Windley 1977, Robertson *et al.* 1981). Nessas condições, a diferenciação e consolidação das extensas intrusões gabro-noríticas teria se processado, em parte, sob as raízes dos *greenstone-belts* e da pretérita crosta síalica, possivelmente ao nível da antiga interface crosta-manto.

Outra questão que a geologia da área permite visualizar é a da relação entre intrusões acamadas gabro-anortosíticas e a sua cobertura basáltica. Mais particularmente, na Serra da Figueira, é possível verificar que a transição entre ambas as unidades é realizada através do desenvolvimento de intrusões rasas de diques e *sills* de diabásio, segundo um esquema muito aproximado daquele concebido para a formação da crosta oceânica (Coleman 1977). Este fato vem confirmar o modelo de tectônica de *rift* oceânico adotado por Danni & Leonards (1980) e Fuck *et al.* (1981) para explicar o ambiente gerador dessas rochas nas áreas de Indaiatuba e Juscelândia, respectivamente nas regiões de Niquelândia e Goianésia.

A principal fase tectônica responsável pela ascensão das rochas infracrustais parece relacionar-se ao fechamento de uma pretérita bacia oceânica e ao consumo de placa litosférica oceânica subjacente, que foi acompanhado por intensa deformação e metamorfismo de fácies anfibolito até xisto verde, impresso sobre as rochas granulitizadas e unidades mais jovens.

A definição da cobertura metassedimentar, com alguma contribuição vulcânica precoce, por sobre uma infra-estrutura dobrada e metamorfizada é atestada pelo caráter transgressivo do Grupo Araxá que recobre indistintamente as demais unidades. Além desta posição estrutural, as rochas

do Grupo Araxá mostram diferenças contrastantes com as rochas subjacentes, quer pelo seu conteúdo litológico, quer pelos *trends* estruturais (vergências díspares e direções dos eixos de dobramentos) e grau metamórfico.

O tectonismo que afetou as rochas do Grupo Araxá parece ter sido responsável pelo desmembramento tectônico de fatias de rochas subjacentes, como exemplificado pela introdução tectônica de corpos serpentínicos e pela generalizada cataclase (filonitos e milonitos) desenvolvida em rochas mais antigas ao longo de falhas que se propagam no interior do grupo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. — 1981 — O Cráton Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SIMP. SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1979. *Anais...* Salvador, SBG/Núcleo da Bahia. p. 1-10.
- BAËTA Jr., J.D.A.; FIGUEIREDO, A.N.; SOUZA, E.P.; MELLO, J.C.R. — 1972 — *Projeto Goianésia — Barro Alto*. Goiânia, DNPM/CPRM. 2, v. (inédito).
- BARBOSA, R.A. — 1959 — *Charnockitos de Rialma, Ceres e Jaraguá, Estado de Goiás*. Brasil, Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 26 p. (Boletim 26).
- BERBERT, C.O. — 1980 — Complexo Basal Goiano. In: CONGR. BRAS. GEOL. 31, Baln. Camboriú, 1980. *Anais...* Baln. Camboriú, SBG. v. 5, p. 2837-2849.
- COLEMAN, R.G. — 1977 — *Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere?* New York, Springer Verlag. 229 p.
- CORDANI, U.G. & HASUI, Y. — 1975 — Comentários sobre os dados geocronológicos disponíveis para a Folha Goiás. In: *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, Folha SD. 22-Goiás. Brasília, DNPM. p. 85-94.
- DANNI, J.C.M. & FUCK, R.A. — 1981 — Unidades tectono-estratigráficas do embasamento das faixas dobradas da margem ocidental do Cráton do São Francisco. In: SIMP. SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1979. *Anais...* Salvador, SBG/Núcleo da Bahia. p. 130-139.
- DANNI, J.C.M. & LEONARDOS, O.H. — 1978 — As seqüências granulítica, anortositica-anfibolítica e ultramáfica da região de Niquelândia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife 1978. *Resumos...* Recife, SBG. Bol. 1, p. 45.
- DANNI, J.C.M. & LEONARDOS, O.H. — 1980 — Granulite metamorphism and deformation in ancient composite layered intrusions: The Niquelândia Complex, Brasil. In: INT. GEOL. CONGR., 26, Paris 1980. *Abstracts...* Paris, Int. Union Geol. Sciences, v. 1, p. 35.
- DANNI, J.C.M. & RIBEIRO, C.C. — 1978 — Caracterização estratigráfica das seqüências vulcano-sedimentares de Pilar de Goiás e Guarinos, Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v. 2, p. 582-597.
- DANNI, J.C.M.; FUCK, R.A.; LEONARDOS, O.H. — 1982 — Archean and Lower Proterozoic units in Central Brasil. *Geol. Rundschau*. Stuttgart, 71(1):291-317.
- FIGUEIREDO, A.N. — 1978 — *Geologia e mineralizações do extremo norte do Complexo de Barro Alto, Goiás*. Brasília, Universidade de Brasília. 104 p. (Tese MSc, inédita).
- FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; WINGE, M.; ANDRADE, G.F.; BARREIRA, C.F.; LEONARDOS, O.H.; KUYUMJIAN, R.M. — 1981 — Geologia da Região de Goianésia. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 1, Goiânia, 1981. *Ata...* Goiânia, SBG/Núcleos Centro-Oeste e Brasília. p. 447-467.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. — 1970 — Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 19(2):1-26.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; DARDENNE, M.A. — 1981 — A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. In: SIMP. SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1979. *Anais...* Salvador, SBG/Núcleo da Bahia. p. 100-115.
- PECORA, W.T. & BARBOSA, A.L.M. — 1944 — *Jazidas de Níquel e Cobalto de São José de Tocantins, Estado de Goiás*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 69 p. (Boletim 64).
- PENNA, G.S. — 1974 — Geologia da área do Projeto Goiânia II. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre, SBG. v. 4, p. 37-50.
- ROBERTSON, I.D.M.; DU TOIT, M.C.; JOUBERT, P.E.; MATTHEUS, N.H.; LOCKETT, N.H.; MENDELSON, J.J.; BLOOMFIELD, K.; MASON, R. — 1981 — The Limpopo Belt. In: HUNTER D. H. ed. *Precambrian of the Southern Hemisphere*. Amsterdam, Elsevier. Chap. 10.
- SOUZA, A. — 1973 — *Geologia e Geocronologia do Complexo de Barro Alto, Goiás*. Rio Claro, UNESP. (Tese DSc, inédito).
- STACHE, G.A. — 1976 — Untersuchungen zur Geologie, Petrographie, Metamorphose und Genese des Basich-Ultrabasischen Massifs von Barro Alto — Goiás (Brasilien). *Clausthaler Geol. Abh.* 24, 149 p., Verlag Ellen Pilger, Berlin.
- TASSINARI, C.C.G. & MONTALVÃO, R.M.G. — 1980 — Estudo geocronológico do *greenstone-belt* de Crixás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Baln. Camboriú, 1980. *Anais...* Baln. Camboriú, SBG. v. 5, p. 2752-2755.
- TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr., O.; TEIXEIRA, W. — 1981 — Panorama geocronológico do Centro-Oeste Brasileiro: soluções, problemáticas e sugestões. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 1, Goiânia, 1981. *Ata...* Goiânia, SBG/Núcleos Centro-Oeste e Brasília. p. 93-116.
- WERNICK, E. — 1981 — The Archean of Brazil. *Earth-Science Rev.* Amsterdam, 17:31-48.
- WERNICK, E. & ALMEIDA, F.F.M. — 1979 — The geotectonic environments of Early Precambrian granulites in Brazil. *Precambrian Res.*, Amsterdam, 8:1-17.
- WINDLEY, B.F. — 1977 — *The Evolving Continents*. London, John Wiley. 385 p.

MANUSCRITO

Recebido em 27 de julho de 1984

Revisão aceita em 15 de setembro de 1984