

O GRANITO SERRA DOS CARAJÁS: I. FÁCIES PETROGRÁFICAS E AVALIAÇÃO DO POTENCIAL METALOGENÉTICO PARA ESTANHO NO SETOR NORTE

FRANCISCO JAVIER RIOS*, RAIMUNDO NETUNO VILLAS** & ROBERTO DALUAGNOL***

ABSTRACT THE SERRA DOS CARAJÁS GRANITE: I. PETROGRAPHICAL FÁCIES AND METALLOGENETIC Sn-POTENTIAL OF ITS NORTHERN END. The Serra dos Carajás batholith is one of the several anorogenic Paleoproterozoic granitic bodies that occur in the Carajás Metallogenic District. This batholith is intrusive into both the Archean Grão-Pará Group and the overlying Aguas Claras Formation. An active quarry open at the northern end of the Serra dos Carajás intrusion exposes medium- to coarse grained and porphyritic rocks, microgranite dikes, pegmatitic pods and hydrothermal veins that account for the magmatic history as well as for the subsolidus events of its petrological evolution. Amphibole-biotite syenogranites (ABS) and amphibole-biotite monzogranites (ABM) are the main petrographic facies and represent the earliest rocks to crystallize. Then microgranites were emplaced in the following chronological order: amphibole-biotite micromonzogranite (ABMm), biotite microgranite (BMg) and biotite leucogranite (BLg). The residual boron enriched silicate melt gave rise to pegmatitic pods and discrete veins corresponding to the latest magmatic rocks to be formed. Finally aqueous solutions exsolved from the magma and mixed with host rock derived water-rich fluids generating three different types of hydrothermal veins with distinct mineral assemblages. Evidences for the mixture come from both the abundant precipitation of calcite and oxygen isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$) of magmatic and hydrothermal quartz (7,06 and 8,30-8,70‰ respectively). The ABS facies, which is by far the most common rock mapped, is a silica- and alkali-rich granite with a slightly peraluminous character. Several chemical features are coincident with A-type granites (Collins *et al.*, 1982), whereas the parent magma source, as indicated by oxygen and strontium isotopic data, might have been the lower crust. High Ba/Rb and low Rb/Zr ratios, as well as K/Rb ratios higher than 150 and Rb/Sr ratios around unity place this facies within the field of the Sn-barren granites, as do most granites that belong to Ishihara's magnetite series (1977 and 1981). In fact, greisenization is virtually absent in the area and Sn contents of the hydrothermalized rocks are below 5 ppm. Nevertheless, the tin potential of the Serra dos Carajás granite is still to be appraised considering that observations were confined to a small part of the intrusion and cassiterite-bearing quartz veins have been just recently found at its western border (Javier Rios, unpublished) which may be related to the known occurrence of this ore mineral in the Aguas Claras sandstones not too far from that border.

Keywords: Carajás Metallogenic District; Serra dos Carajás granite; syeno-and monzogranites; oxygen isotopic composition; Sn-potential

RESUMO O batólito Serra dos Carajás é um dos vários corpos graníticos anorogênicos que se instalaram no Distrito Metalogenético de Carajás em tempos paleoproterozóicos. Este batólito é tanto intrusivo nas rochas arqueanas do Grupo Grão-Pará como também na seqüência elástica da Formação Aguas Claras que as recobre. Numa pedreira aberta na extremidade norte desta intrusão estão expostas rochas de granulação média a grossa, e mesmo porfirítica, diques de microgranitos, bolsões pegmatíticos e veios hidrotermais que dão conta da história magmática e de eventos subsolidus de sua evolução petrológica. As duas principais fácies petrográficas são anfíbólio-biotita sienogranitos (ABS) e anfíbólio-biotita monzogranitos (ABM) que representam as primeiras rochas a se cristalizarem. Em seguida, alojaram-se os diques de microgranito na seguinte ordem cronológica: anfíbólio-biotita microgranito (ABMm), biotita microgranito (BMg) e biotita leucogranito (BLg). Formaram-se, mais adiante, a partir da fusão residual silicática enriquecida em boro, bolsões pegmatíticos e discretos veios. Ambos representam as últimas rochas magmáticas a se solidificarem. Finalmente, fluidos aquosos derivados do magma misturaram-se com soluções de fontes externas gerando três tipos de veios hidrotermais com distintas associações minerais. Evidências dessa mistura vêm da abundante precipitação de calcita bem como da composição isotópica de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) do quartzo magmático (7,06‰) e hidrotermal (8,30-8,70‰). A fácies ABS, que é a rocha dominante na área mapeada, é um granito rico em sílica e em álcalis com caráter levemente peraluminoso. Muitas feições químicas são coincidentes com os granitos tipo A (Collins *et al.* 1982); por outro lado, dados de isótopos de oxigênio e de estrôncio indicam material infracrustal como fonte do magma. Altas razões de Ba/Rb e baixas de Rb/Zr, bem como razões de K/Rb maiores que 150 e de Rb/Sr em torno da unidade, situam essa fácies no campo dos granitos não especializados em Sn, como é o caso da maioria daqueles que pertencem à série com magnetita de Ishihara (1977 e 1981). De fato, a greisenização é virtualmente ausente no setor norte do granito Serra dos Carajás e análises para Sn em rochas hidrotermalmente alteradas revelaram teores abaixo de 5 ppm. Contudo, o potencial estanífero do batólito ainda precisa ser avaliado, haja vista as observações terem se restringido a uma pequena área da intrusão e, recentemente, terem sido encontrados veios de quartzo com cassiterita na sua borda oeste (Javier Rios, inédito), que podem estar relacionados aos conhecidos indícios deste minério nos arenitos da Formação Aguas Claras não muito distantes daquela borda.

Palavras-chaves: Distrito Metalogenético de Carajás; granito Serra dos Carajás; sieno e monzogranitos; composição isotópica de oxigênio; potencial de Sn

* Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará (UFPA), Caixa Postal 1611, CEP 66075-900, Belém, PA, Brasil. Endereço atual: Centro de Desenvolvimento de Tecnologia Nuclear (CDTN), Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN), Caixa Postal 941, CEP 31000-000, Belo Horizonte, MG, Brasil, Fone (031) 441.5422, R. 2331.

** Departamento de Geologia, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará (UFPA), Av. Augusto Corrêa I, Caixa Postal 1611, CEP 66075-900, Belém, PA, Brasil. Fax (091) 211.1609, Fone (091) 211.1414.

*** Departamento de Geoquímica e Petrologia, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará (UFPA), Av. Augusto Corrêa I, Caixa Postal 1611, CEP 66075-900, Belém, PA, Brasil. Fax (091) 211.1609, Fone (091) 211.1472.

INTRODUÇÃO O Cráton Amazônico foi, em tempos proterozóicos, palco de uma das mais extensas granitogêneses de que se têm registro na história da crosta terrestre. Manifestando-se recorrentemente por quase um bilhão de anos, esse magmatismo, de natureza anorogênica, é representado por rochas plutônicas e vulcânicas, e a ele associam-se mineralizações diversas amplamente dominadas por depósitos de cassiterita.

Na Província Amazônia Central daquele cráton (Teixeira *et al.* 1989), seqüências arqueanas e paleoproterozóicas são comumente coitadas por granitos ou recobertas por rochas vulcânicas individualizadas em várias unidades lito-estratigráficas. No seu bloco leste situa-se o Distrito Metalogenético de Carajás, onde ocorrem alguns dos mais antigos corpos ligados àquele evento, como é o caso do granito Serra dos Carajás, que foi definido como protótipo de granito não estanífero em oposição ao tipo Velho Guilherme (Silva *et al.* 1974).

Várias intrusões graníticas presentes naquela província já foram estudadas petrográfica, geoquímica, geocronológica ou metalogeneticamente (Dall'Agnol *et al.* 1994a). O granito Jamon, em particular, tem sido objeto de investigações experimentais para a determinação da temperatura, pressão e fugacidades de H₂O e de O₂ sob as quais o magma se cristalizou (Dal'V Agnol *et al.* 1994b; Scaillet & Pichavant 1994).

Conquanto o granito Serra dos Carajás já tenha sido bem estudado geocronologicamente (Gomes *et al.* 1975; Wirth *et al.* 1986; Machado *et al.* 1991; Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA, dados inéditos), as abordagens petrográficas e geoquímicas são ainda insuficientes. Das descrições sumárias encontradas em trabalhos de cunho mais regional (Beisiegel *et al.* 1973; Silva *et al.* 1974), passa-se a estudos que ora enfocam os efeitos do metamorfismo termal sobre as rochas encaixantes (Santos & Zuleta 1978), ora a caracterização de variedades texturais, ao lado de dados químicos que não têm, contudo, adequado controle petrográfico (Almeida 1980). Somente a partir do início da década de 1980 começa o setor norte da intrusão a ser investigado mais sistematicamente, levando-se em conta as variações faciológicas, quando então são descritos anfíblio-biotita sienogranitos de granulação grossa, como a variedade de rocha dominante, além de microgranitos e pegmatitos (Dall'Agnol 1982). Do ponto de vista geoquímico, é ele comparado a outros granitos anorogênicos da Amazônia Oriental (Dall'Agnol *et al.* 1984; Dall'Agnol *et al.* 1986).

Nos últimos anos avança-se mais no conhecimento petrológico deste batólito com observações realizadas nas bordas norte (Javier Rios 1991) e oeste (Barros *et al.* 1994). Para sul, além da dificuldade de acesso, os levantamentos têm sido prejudicados pela pobreza de exposições das rochas graníticas.

Com a presente série de dois artigos, baseados na tese de mestrado do primeiro autor, visa-se a ampliar os conhecimentos dos tipos de rochas estudados anteriormente, bem como estendê-los a outros que ainda não haviam sido considerados, em particular aqueles hidrotermalmente alterados. A primeira parte focaliza a evolução petrológica do granito, bem como avalia sua potencialidade para mineralização estanífera. A outra trata da alteração hidrotermal e da natureza dos fluidos aquosos que a provocaram.

Os estudos foram centrados no setor norte do corpo, abrangendo uma área de aproximadamente 12 km². A maioria das amostras foi coletada na pedreira que lá foi aberta para suprir pedra britada a obras civis do Grande Projeto Carajás, porém muitas outras provieram de perfis feitos em estrada, picadas e cursos d'água, alguns dando acesso às bordas da intrusão. Graças a essa densa amostragem (300 pontos), foi possível investigar a natureza dos contatos com as rochas encaixantes e, sobretudo, individualizar diferen-

tes fácies no batólito. Foram, assim, identificados sienogranitos, monzogranitos, diques de microgranitos, pegmatitos e veios com anfíblio e biotita, que dão conta da história magmática do setor norte do corpo granítico, bem como rochas alteradas e veios hidrotermais que testemunham fenômenos subsolidus de sua evolução petrológica. Nessas rochas constatou-se greisenização incipiente sem a presença de mineralização estanífera.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL Várias intrusões graníticas marcam o evento final de formação do segmento crustal hoje representado pelo Distrito Metalogenético de Carajás. De constituição essencialmente arqueana, esse segmento se consolidou em tempos paleoproterozóicos, por volta de 1,88 Ga, quando foi afetado por eventos distensivos marcados pela intrusão de granitos anorogênicos dentre os quais se destaca o batólito Serra dos Carajás.

Nas áreas circunvizinhas a esta intrusão, afloram rochas do Complexo Xingu, Suíte Plaque, Grupo Grão-Pará e Formação Águas Claras (Fig. 1A). O Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974) é o embasamento da bacia de Carajás, sendo constituído por gnaisses tonalíticos a graníticos, variavelmente migmatizados, bem como por faixas anfíblio-ticas e granulíticas. Individualizados desses conjunto, ocorrem corpos granitóides, bastante deformados, que foram incluídos na Suíte Plaque (Araújo *et al.* 1988). O Grupo Grão-Pará (AMZA/CVRD 1972) acumulou-se na bacia de Carajás como uma seqüência vulcanossedimentar, tendo, na base e no topo, rochas vulcânicas básicas separadas pela Formação Carajás (Beisiegel *et al.* 1973), a qual é constituída por formações ferríferas bandadas. As rochas vulcânicas são bimodais com a composição basáltica predominando largamente sobre a riolítica (Gibbs *et al.* 1986). Recobrimo essas unidades, ocorre, discordantemente, a Formação Águas Claras que se caracteriza como uma cobertura plataformal elástica, recentemente definida como um pacote de sedimentos com fácies marinhas e transicionais na parte inferior e fácies fluviais na parte superior (Nogueira *et al.* 1994). As duas últimas unidades lito-estratigráficas são cortadas pelo granito Serra dos Carajás. As relações temporais com o Grupo Grão-Pará são claramente intrusivas, haja vista a presença de apófises seccionando as rochas básicas. Com a Formação Águas Claras elas são menos óbvias, mas evidências estruturais e petrológicas, que serão comentadas adiante, suportam a posterioridade do corpo granítico.

Geotectonicamente, a região de Carajás faz parte do cinturão de cisalhamento dúctil Itacaiúnas (Araújo *et al.* 1988), caracterizado por dois segmentos estruturais distintos. O segmento sul compreende um sistema imbricado de zonas de cisalhamento que proporcionaram soerguimento de rochas granulíticas da base da crosta e lenticularização generalizada dos diferentes conjuntos litológicos. O segmento norte está representado por uma estrutura em flor positiva, associada a um sistema sinistral em que as falhas Carajás e Cinzento, de direção geral NW-SE, são as feições mais notáveis. A instalação da bacia Carajás estaria ligada a um movimento cinemático transpressivo, cuja inversão ocorreu em decorrência da mudança do regime para trans-tensivo, gerando a citada estrutura em flor positiva (Costa *et al.* 1990). Essa mega-estruturização teria sido induzida por evento termo-tectônico arqueano que teria se iniciado com movimentos tangenciais e evoluiu para movimentos essencialmente direcionais. No Proterozóico, a região teria sofrido outro evento termo-tectônico, ao qual estariam relacionados tanto a intrusão de granitos anorogênicos como movimentos extensionais e de transferência, com direções NW-SE e NE-SW respectivamente (Costa *et al.* 1994).

O Granito Serra dos Carajás Datado de 1,88 Ga pelo método U-Pb em cristais de zircão (Machado *et al.*

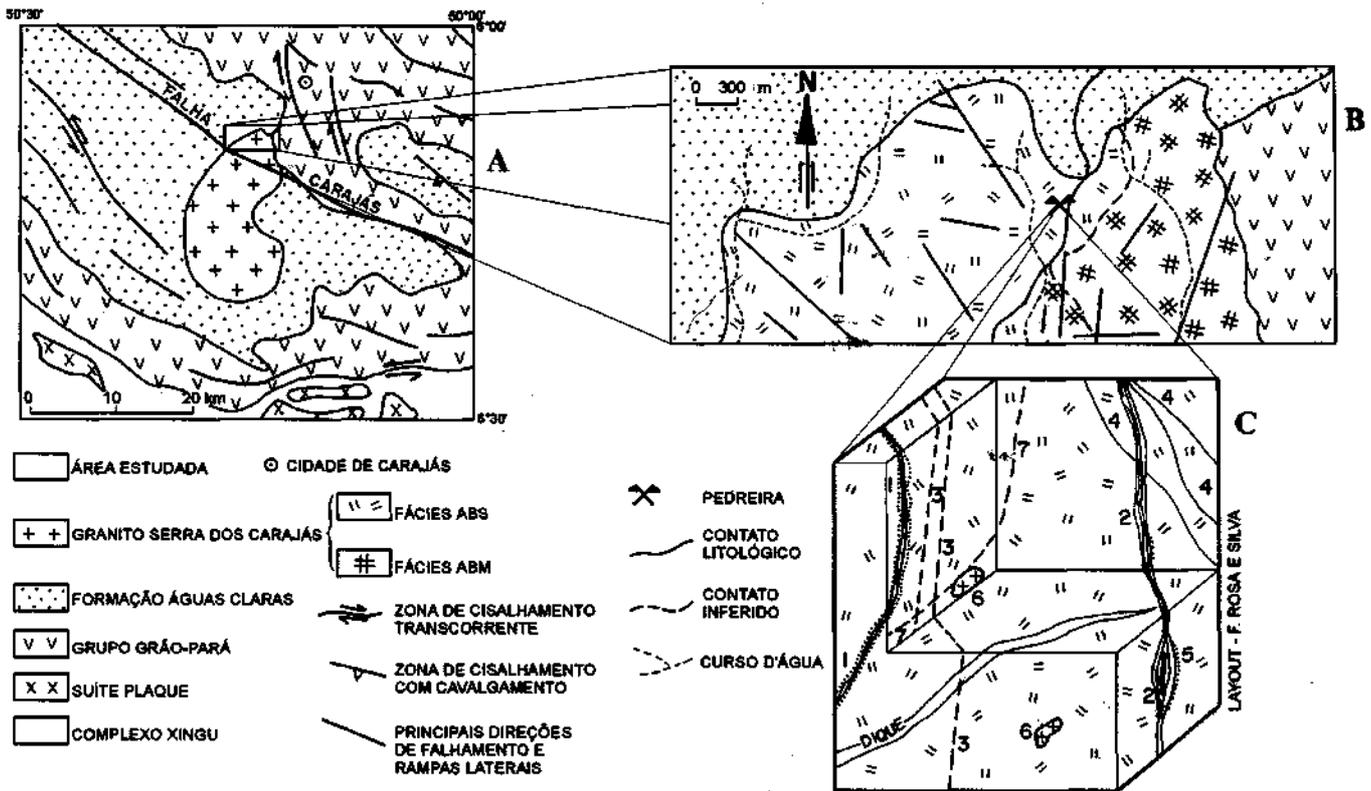


Figura 1 - Mapa de localização e geológico do granito Serra dos Carajás. (A). Posicionamento do corpo granítico no contexto geológico regional [compilado e modificado de DOCEGEO (1988) e de Araújo et al. (1991)]; (B) Mapa geológico do setor norte do corpo granítico; (C) Bloco diagrama esquemático da pedreira em que são mostradas as relações entre (1) veio hidrotermal com halo de alteração, (2) veios tipo T2 com (5) intervalos intensamente cloritizados, (3) veios tipo T3, (4) veios tipo T4, (6) bolsões pegmatíticos e (7) planos de fratura argilizados pela ação do intemperismo

Figure 1 - Location and geological map of the Serra dos Carajás granite. (A) The granitic body in relation to its regional geological setting [compiled and modified from DOCEGEO (1988) and Araújo *et al.* (1991)]; (B) Geological map of the northern part of the granitic body; (C) Schematic block diagram in which are shown the relations among (1) hydrothermal vein with alteration halo; (2) type T2 vein with (5) strongly chloritized zones, (3) type T3 vein, (4) type T4 vein, (6) pegmatitic pods and (7) argillized fracture planes due to weathering.

1991), o granito Serra dos Carajás (também conhecido como Central) localiza-se a aproximadamente 15 km da cidade de Carajás e estende-se por cerca de 22 km para sul na direção de seu eixo maior (Fig. 1A). Em superfície tem forma irregular, lembrando uma castanha de caju, com quase 12 km de eixo menor, e compõe, atualmente, uma paisagem de colinas suaves e zonas rebaixadas, coberta de mata virgem e entrecortada por cursos d'água, alguns dos quais nascem nos arenitos adjacentes que sustentam as serras de maior expressão topográfica e de vertentes mais íngremes.

Não há sinais da falha Carajás no domínio do granito, se bem que eles sejam evidentes nos arenitos encaixantes a oeste. Na realidade, essa intrusão caracteriza-se pela ausência de estruturas penetrativas, não tendo se desenvolvido, em decorrência, estruturas orientadas em suas rochas. Por outro lado, o corpo acha-se fraturado em várias direções, destacando-se os conjuntos N60°E/vertical, N-S/vertical e sub-horizontal. Nos contatos desenvolveram-se planos de fratura, sem orientação preferencial, o que sugere fortemente serem essas estruturas resultado de fraturamento hidráulico sob tensão tectônica fraca ou inexistente.

O alojamento deve ter ocorrido sob condições de alta proporção líquido/cristal, assegurando um elevado contraste de viscosidade entre o magma e as rochas encaixantes (Marre 1982; Pitcher 1983). Foi ele também essencialmente passivo no sentido de que o batólito, embora discordante, não tenha assimilado as rochas encaixantes nem as incorporado como xenólitos, ainda que tenha, por outro lado, perturbado as atitudes dos arenitos hospedeiros.

As maiores evidências do caráter intrusivo do batólito Serra dos Carajás na Formação Águas Claras têm apoio 1) no truncamento da falha Carajás pelo corpo granítico, quebrando o nítido traçado dessa estrutura nos arenitos (Gouveia 1990); 2) nos contatos com os arenitos, cujas camadas foram basculadas pela força da intrusão e mergulham com ângulos entre 30° e 40°; 3) nos sinais de metamorfismo termal assinalados pela recristalização da matriz sericitica em placas de muscovita distintamente maiores (Santos & Zuleta 1978; Figueiras & Villas 1984) e pela presença de granada nos sedimentos da borda oeste (Barros *et al.* 1994); e 4) na ocorrência de turmalinitos nas rochas encaixantes areníticas, derivados seguramente de soluções ricas em boro provenientes do corpo granítico, como confirmam dados de isótopos estáveis de oxigênio em turmalinas (ver seção de Geoquímica).

GEOLOGIA LOCAL A área selecionada para estudo tem forma retangular, com dimensões aproximadas de 5,2 x 2,2 km, e foi mapeada na escala 1:20.000. Em posição mais ou menos central, situa-se a pedreira, já referida, com quase 200 m de diâmetro e profundidade de 30 m. Cerca de 75% das rochas descritas pertencem à intrusão granítica, e os restantes 25% ao Grupo Grão-Pará e à Formação Águas Claras que estão expostos, respectivamente, a leste e a oeste/norte (Fig. 1B).

Próximo ao contato com o corno granítico, as rochas básicas do Grupo Grão-Pará estão bastante intemperizadas. Porém, quando preservadas, apresentam granulação fina a

muito fina e textura subofítica, em que cristais de plagioclásio, sem geminação reconhecível e saussuritizados, estão parcialmente substituídos por actinolita. Nos leitos de alguns igarapés, notam-se blocos de jaspelitos bem como de tipos hornfêlsicos, cuja descrição coincide com a de Santos & Zuleta (1978), que identificaram as fácies plagioclásio-hornblenda hornfels perto do contato e albíta-epidoto hornfels mais afastada.

A Formação Águas Claras está representada por arenitos esbranquiçados, de granulação média a grossa, os quais, quando decompostos, tornam-se friáveis e adquirem coloração marrom-avermelhada característica de oxidação. São bem estratificados, com camadas de espessura decimétrica a métrica, mas leitos maciços também são encontrados. Ocasionalmente intercalações de siltito bem laminado podem ser observadas, assim como lentes conglomeráticas, pouco espessas e descontínuas, nas quais seixos centimétricos de quartzo se juntam a placas de muscovita detrítica. Petrograficamente os arenitos são constituídos de grãos de quartzo e feldspatos, de fragmentos subarredondados de quartzito e de matriz, esta última podendo ser localmente pouco significativa ou ausente, caso em que ocorre material silicoso cimentando a rocha.

As rochas graníticas são leucocráticas, de tonalidade róseo-acinzentada, e têm granulação em geral grossa, se bem que variedades finas não sejam incomuns. Não mostram sinais de deformação dúctil, a não ser próximo a ocasionais planos de falha, mas fraturas as atravessam em várias direções. Predominam rochas de textura equigranular, mas variedades rapakivi, nas quais ovóides de feldspato potássico estão envolvidos parcial ou totalmente por anéis de plagioclásio, ocorrem localmente. Foram identificadas duas fácies principais: sieno e monzogranitos. Os primeiros ocupam cerca de 2/3 da área do batólito que foi estudada e mantêm contatos somente com os arenitos, enquanto os monzogranitos, situados a leste (Fig. 1C), cobrem o terço restante e estão em contato tanto com os arenitos quanto com as rochas básicas.

Diques de microgranitos, de espessura decimétrica, foram mapeados na pedreira, em rochas do Grupo Grão-Pará e nas proximidades do contato com a cobertura Águas Claras. Três tipos foram distinguidos, sendo o mais comum os anfibólio-biotita micromonzogranitos que mostram dobramentos de fluxo. Igualmente foram mapeados bolsões pegmatíticos e veios de injeção compostos predominantemente de anfibólio e biotita. Os pegmatitos formam pequenos corpos (< 3x2 m) com coloração róseo-avermelhada a esverdeada e são constituídos por cristais que normalmente têm dimensões superiores a 1 cm. Os veios são menos freqüentes e foram encontrados no nível superior da pedreira. Eles têm traçado irregular e as relações temporais com os pegmatitos não puderam ser estabelecidas.

Por outro lado, veios hidrotermais são comuns, tendo resultado do preenchimento de planos de fratura com material precipitado de soluções aquosas. Vários tipos foram identificados com base em distintas associações mineralógicas. A calcopirita é o sulfeto dominante e onipresente, mas não foi precipitada em quantidades que pudessem viabilizar sua exploração. Ocorre de forma disseminada, em concentrações esparsas ou formando vênulas de espessura milimétrica, parcialmente transformada à bornita.

Dentro da pedreira, as relações espaciais e, em menor grau, as temporais entre várias dessas feições podem ser estabelecidas sem ambigüidade (Fig. 1C).

PETROGRAFIA DAS ROCHAS GRANÍTICAS As duas fácies de rochas graníticas foram discriminadas com base em critérios petrográficos e composicionais. Os sienogranitos apresentam textura hipidiomórfica granular dominante, ainda que se constatem variedades seriadas com

granulação que muda de grossa a fina. Já os monzogranitos mostram fenocristais dispersos em uma matriz hipidiomórfica fina, conferindo-lhes textura porfírica. Quartzo, feldspato potássico (daqui por diante referido como FK) e plagioclásio são os minerais mais abundantes. Fases ferro-magnesianas também ocorrem, às vezes em quantidades expressivas, mas chegam a estar virtualmente ausentes nos tipos mais leucocráticos encontrados como fácies de borda da intrusão. A magnetita é encontrada em pequenas proporções, mas, via de regra, superiores às da ilmenita.

As análises modais (Tab. 1) lançadas em diagrama Q AP (Fig. 2) tornam evidente a separação entre as duas fácies, que correspondem aos anfibólio-biotita sienogranitos (fácies ABS) e aos anfibólio-biotita monzogranitos (fácies ABM). A distribuição das fases ferro-magnesianas é muito variável, havendo amostras em que sequer há anfibólio e outras em que este mineral supera em muito a quantidade de biotita. Isso pode tornar a ordem dos minerais varietais na terminologia dessa fácies imprecisa, mas ela foi adotada, não obstante, com base nas composições modais médias.

A composição mineralógica das fácies ABS e ABM permite classificar o granito Serra dos Carajás como subsolvuloso (Tuttle & Bowen 1958), haja vista a coexistência de FK e plagioclásio como fases primárias independentes.

A fácies ABS Essa fácies é constituída de FK, quartzo, plagioclásio, biotita e anfibólio, nesta ordem de abundância, além de fases acessórias.

O quartzo mostra quatro tipos morfológicos distintos: 1) cristais subautomorfos a automorfos com dimensões às vezes superiores a 1 cm, em geral fraturados, tendo contatos irregulares com grãos de feldspatos e inclusões de FK e de mica; 2) cristais pequenos, automorfos, inclusos em grãos de FK micropertítico, zonados e dispostos nas bordas ou em redor de núcleos com pouca densidade de pertitas; 3) cristais presentes em intercrescimentos mirmequíticos nos contatos FK-plagioclásio; e 4) cristais xenomorfos precipitados em espaços intersticiais. Esta última variedade é tardia em relação às duas primeiras, que devem ter tido cristalização simultânea, enquanto o quartzo das mirmequitas formou-se provavelmente durante o estágio subsolidus.

O tipo de FK não pôde ser seguramente determinado pois contou-se apenas com observações petrográficas. Não se verificaram as macias em grade típicas da microclina, nem os dados ópticos coincidiram totalmente com a descrição do ortoclásio, daí a suposição de que se trata de um tipo intermediário entre esses dois polimorfos. Desenvolve cristais grandes (>1 cm) subautomorfos, normalmente com intercrescimento micropertítico. Constata-se zoneamento em alguns cristais, com a diminuição da abundância de micropertitas dos núcleos para as áreas periféricas. São comuns as inclusões de quartzo subautomorfo que formam pseudocoroas em redor do núcleo de cristais de FK zonado. Essa feição reliquiar foi interpretada como resultado de reabsorção parcial por DairAgnol (1980), que também sugeriu cristalização do FK em duas etapas. As inclusões de FK teriam se formado precocemente, antecedendo o plagioclásio e o quartzo, enquanto os demais cristais de FK teriam se formado após o início da cristalização do plagioclásio e mais ou menos simultaneamente com a do quartzo. Os sinais de alteração estão evidenciados pela argilização dos cristais de FK, cujo grau aumenta consideravelmente em direção aos veios hidrotermais.

O plagioclásio ocorre em cristais subautomorfos a automorfos geralmente maiores que 5 mm. A macia polisintética está comumente presente, sendo mais rara a que se faz segundo a lei da periclina-albíta. Os cristais mostram zoneamento normal com teores de anortita entre An_{34} e An_{22} , portanto dentro da faixa composicional andesina-oligoclásio. Valores menores (An_{12}), obtidos nas bordas dos

Tabela 1 - Composições modais (vol. %) de rochas do granito Serra dos Carajás. As amostras com notação RD são de Dall'Agnol (1980 e 1982)

Table 1 - Modal compositions (vol. %) of the Serra dos Carajás granitic rocks. Samples with RD notation are from Dall'Agnol (1980 e 1982)

	A B S									A B M							
	34	46	50	53	258	RD2	RD3	RD4	Média	99x	250	243	242	RD1	Média	mg	gz
QUARTZO	38,5	12,5	53,2	33,0	35,8	26,9	47,4	37,2	35,5	35,1	42,3	33,6	29,1	29,1	33,8	38,5	53,4
FK	42,9	73,5	34,1	58,1	58,5	44,1	41,7	42,9	49,5	25,5	24,5	24,7	35,4	24,9	27,0	18,9	6,5
PLAGIOCL	11,8	6,7	9,4	8,2	4,5	13,5	9,6	11,6	9,4	30,0	27,5	31,5	23,1	30,4	28,5	28,7	-
ANFIBOLIO	4,6	4,9	-	0,5	-	-	-	-	1,2	1,2	0,1	0,1	2,0	4,1	1,5	1,7	-
BIOTITA	0,9	1,0	0,6	0,1	0,4	12,7	0,8	6,8	2,9	8,0	3,8	8,8	8,7	3,7	6,6	8,3	-
OPACOS	0,3	-	0,1	-	0,5	0,7	tr	0,4	0,2	0,1	0,2	-	-	0,3	0,1	0,2	2,6
CLORITA	0,5	-	1,4	-	-	0,1	tr	0,1	0,3	-	-	-	-	0,5	0,1	2,1	-
EPIDOTO	-	-	0,6	-	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	-	-	0,3	-
CALCITA	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,9	-
SER/MUSC	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	36,6
OUTROS	0,5	0,4	0,2	0,1	0,3	2,0	0,5	0,7	0,6	0,1	1,6	0,7	0,7	1,3	0,9	0,4	0,9

ABMmg = anfibólio-biotita micromonzogranito

ABMgz = fácies ABM greisenizada; tr = traços

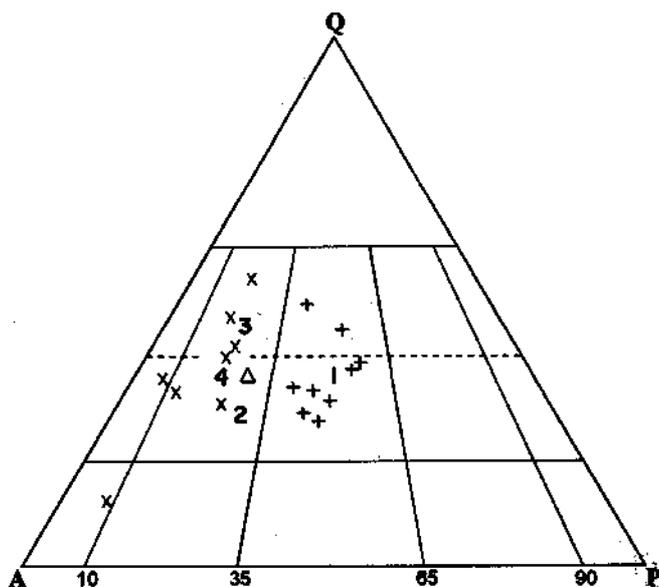


Figura 2 - Diagrama QAP (Streckeisen 1976) individualizando sienogranitos da fácies ABS (x) e monzogranitos da fácies ABM (+) do batólito Serra dos Carajás. (A) média de 12 amostras de Santos & Zuleta (1978). As amostras enumeradas de 1 a 4 são de Dall'Agnol (1980 e 1982). Dentre os monzogranitos estão incluídas amostras de Javier Rios (1991) que não constam da tabela 1

Figure 2 - QAP diagram (Streckeisen 1976) showing ABS syenogranite facies (x) and ABM monzogranite facies (+) of the Serra dos Carajás batholith. (A) average of 12 analyses from Santos & Zuleta (1978). Samples 1 to 4 are from Dall'Agnol (1980 and 1982). Among the monzogranites are included samples from Javier Rios (1991) that are not shown in table 1

cristais zonados, são devidos à descalcificação, certamente provocada por fluidos hidrotermais que alteraram as rochas. Com certa freqüência, constata-se zoneamento oscilatório, em que o maior grau de alteração se observa no núcleo mais cálcico. Nos contatos com cristais de FK podem se formar

ocasionalmente auréolas albíticas ou mirmequita. É marcante a ausência de inclusões nos grãos de plagioclásio, à exceção das de anfibólio que são, ainda assim, restritas. Comumente estão alterados, sendo substituídos por sericita, clorita, argilo-minerais e carbonates.

O anfibólio desenvolve cristais automorfos a subautomorfos e foi identificado como hornblenda hastingsítica. Inclusões de zircão, apatita e opacos são freqüentes.

A biotita, por seu turno, cristalizou-se em duas gerações distintas. A mais antiga ocorre normalmente intercrescida com o anfibólio, enquanto a segunda é mais tardia, intersticial e quantitativamente subordinada em relação à anterior. Incipiente cloritização altera alguns cristais nas bordas ou ao longo dos planos de clivagem, a que também se associam epidoto, fluorita e quartzo.

Dentre os minerais acessórios primários figuram allanita (o mais abundante), zircão, apatita e opacos, estes últimos representados sobretudo por magnetita, ilmenita e rutilo. Os cristais de magnetita estão às vezes martitizados e ocorrem, em geral, em proporções superiores às da ilmenita. No grupo das fases secundárias observam-se albita (mineral tardi ou pós-magmático) e a associação hidrotermal composta de fluorita, epidoto, calcita, clorita, sericita, prehnita (?), argilo-minerais e sulfetos.

A fácies ABM Em ordem de abundância, plagioclásio, quartzo, FK, biotita e anfibólio são os minerais essenciais presentes nos monzogranitos, aos quais se juntam fases acessórios (allanita, zircão, apatita, magnetita, ilmenita, fluorita, epidoto, clorita, etc) que, em média, alcançam menos de 1% do volume da rocha.

As características texturais desses minerais são, via de regra, idênticas às encontradas na fácies ABS, o mesmo se verificando quanto à composição do plagioclásio e ao tipo de FK. Os maiores cristais de quartzo têm dimensões que não ultrapassam 6 mm e são precoces em relação aos fenocristais de biotita tardia e à matriz, a qual apresenta textura hipidiomórfica granular fina. A albitização dos cristais de FK não é tão marcante e intercrescimento granofírico está presente nas fácies mais leucocráticas de borda, próximas ao contato com as rochas básicas do Grupo Grão-Pará.

Os produtos de alteração hidrotermal são muito semelhantes, embora rochas incipientemente greisenizadas ocorram mais amiúde na fácies ABM. Nelas quartzo e micas branca e esverdeada perfazem mais de 90% do volume e

encontram-se numa mesóstase fina de quartzo, micas, óxidos de ferro e zircão metamítico. Os cristais de FK estão quase totalmente muscovitizados ou mesmo argilizados, enquanto os de quartzo mostram bordas de reação, sendo substituídos por micas branca e esverdeada. A turmalina por vezes está presente, mas não se observou cassiterita nem fluorita.

Os diques de microgranito Três tipos de diques de microgranito foram identificados na pedreira com composição mineralógica bem próxima à dos monzogranitos do corpo principal, deles diferindo sobretudo pela textura hipidiomórfica fina.

DIQUES DE ANFIBÓLIO-BIOTITA MICROMONZOGRANITO (ABMm) É a variedade mais freqüente, apresentando cor cinza e feições texturais dos minerais constituintes idênticas às observadas nas rochas da fácies ABS. Cristais de FK mostram, entretanto, incipiente textura gráfica. As fases ferro-magnesianas chegam a alcançar quantidades próximas a 10%, amplamente dominadas por biotita em proporções de 5:1 em relação à hornblenda. Já as fases opacas, praticamente restritas à magnetita, ocorrem com teores variáveis, raras vezes ultrapassando 1%. Não foram detectados sulfetos, mas a fluorita intersticial é comum.

DIQUES DE BIOTITA MICROGRANITO (BMg) Além da ausência de anfibólio, diferem da variedade anterior pelo menor teor de minerais máficos e maior grau de albitização, além da granulação um pouco mais grossa. Localmente mostram-se hidrotermalizados, apresentando abundante fluorita.

DIQUES DE BIOTITA LEUCOGRANITO (BLg) É o tipo mais leucocrático de diques e o mais evoluído. Comparativamente ao tipo BMg, mostra proporção ainda menor de biotita, presença de fenocristais de quartzo e FK, bem como cavidades miarolíticas preenchidas com sulfetos, micas e actinolita.

Os veios com biotita e anfibólio Esses veios têm como constituintes principais a hornblenda hastingsítica e a biotita que, na composição modal, participam respectivamente com 43,1% e 28%. Os cristais do anfibólio são prismáticos com dimensões máximas de 3x2 mm, tendo inclusões de zircão, quartzo e opacos. A biotita, por seu turno, está representada por duas gerações, com a mais tardia dominando amplamente sobre a mais precoce. Aparece intercrecida com anfibólio em cristais de comprimento inferior a 3 mm. As palhetas desta mica estão levemente deformadas e incipientemente alteradas à clorita. Devido à ação hidrotermal superimposta, registram-se também fluorita, calcita, escapolita (?) e pirita, esta última penetrando ao longo dos planos de clivagem da biotita e anfibólio como microvênulas.

O traçado desses veios é irregular, não se distinguindo planos de fraturas bem definidos, porém superfícies sinuosas e descontínuas que parecem ter sido abertas e preenchidas quando a massa granítica não estava totalmente rígida. Trata-se aparentemente de injeção de um concentrado de minerais ferro-magnesianos, ao que tudo indica relacionado à cristalização do magma granítico, como sugerem as semelhanças petrográficas das suas fases principais com a hornblenda e a biotita presentes no corpo Serra dos Carajás. A origem desse concentrado não é de fato destoante em composição do granito não é facilmente explicável. Uma hipótese seria a ocorrência de mistura de magmas nesse corpo, com o concentrado representando bolhas ou diques sinplutônicos de magma básico, parcialmente reequilibrados com a fusão granítica e injetados em fraturas pré-consolidação final do corpo (Hibbard & Walters 1985; Lowell & Young 1993). A

ocorrência freqüente de texturas rapakivi no granito Serra dos Carajás poderia ser vista como uma evidência indireta em favor dessa hipótese (Lindberg & Eklund 1988; Salonsaari 1993; Ramo & Haapala 1995).

Os pegmatitos Os corpos pegmatíticos são constituídos primariamente por quartzo, FK e plagioclásio, cujo arranjo compõe uma textura hipidiomórfica granular grossa (>1 cm).

O quartzo ocorre em proporções inferiores às do FK e concentra-se nas zonas centrais dos bolsões. Os cristais são subautomorfos a automorfos, havendo gerações tardias de prismas facetados. O FK é do mesmo tipo observado nas fácies ABS e ABM, mas também está presente a variedade amazonita. Cloritização e, em menor escala, argilização alteram os cristais, porém afetam pouco os de amazonita que, no entanto, são cortados comumente por vênulas de calcita. Os cristais de plagioclásio são subautomorfos e estão fortemente argilizados e epidotizados. Nas zonas onde ocorrem associados ao FK não foi constatada a presença de quartzo. A albita, de derivação tardi-magmática, é um constituinte importante e comumente apresenta aspecto de tabuleiro de xadrez. Pontualmente observam-se concentrações de schorlita em cristais colunares e fibrosos, que às vezes são zonados, associados à clorita, epidoto e fluorita esverdeada.

VEIOS HIDROTERMAIS Dois conjuntos de fraturas (N60°E/vertical e N-S/vertical) registrados no corpo granítico acham-se preenchidos por diferentes associações mineralógicas que resultaram na geração de três tipos de veios hidrotermais (Javier Rios & Villas 1991): T1) calcita-sulfetos; T2) quartzo-calcita-turmalina-albita-fluorita-clorita-sulfetos; e T3) sulfetos. A seqüência paragenética é, de uma modo geral, de silicatos para carbonates e fluoretos e, finalmente, para sulfetos. Dentre estes últimos destacam-se pirita, calcopirita, molibdenita, bornita e covelita, listados do mais precoce ao mais tardio.

Descrições mais detalhadas desses veios são encontradas na segunda parte desta pesquisa (Javier Rios *et al.*, no prelo).

GEOQUÍMICA As análises químicas das rochas do granito Serra dos Carajás (Tab. 2) abrangeram os elementos maiores e alguns traços, cujos teores foram determinados por espectroscopia de fluorescência de raios-X (Ba, Rb, Sr e Zr), nos laboratórios do Centro de Geociências da UFPA, e por via úmida (FeO e H₂O) e por espectroscopia de plasma (demais componentes), nos laboratórios da GEOSOL. Os resultados isotópicos para oxigênio em amostras de quartzo, calcita e turmalina foram obtidos no LABISE da UFPE.

Elementos Maiores e Traços Os dados obtidos mostram uma grande uniformidade composicional das rochas da fácies ABS em termos de SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Na₂O e MgO, e dispersão relativamente maior nos teores de K₂O, CaO e FeO e, em especial, nos de Fe₂O₃. São rochas ricas em sílica (74,10% < SiO₂ < 76,70%) e em álcalis [7,10% < (K₂O + Na₂O) < 8,80%], com K₂O aproximadamente igual a 2Na₂O, refletindo a dominância do feldspato potássico sobre o plagioclásio. Além disso, são muito pobres em MgO (0,10% < MgO < 0,22%) e, conseqüentemente, possuem altas razões Fe/(Fe + Mg).

A soma das frações molares dos álcalis e de CaO é inferior a do Al₂O₃, o que leva à produção de córdon normativo (média de 0,51%) e ao enquadramento dessa fácies na categoria de rochas ligeiramente peraluminosas. Embora não se disponha das razões Ga/Al, que talvez sejam o critério mais diagnóstico para discriminar granitos tipo A (Collins *et al.* 1982; Pitcher 1983), algumas características químicas das rochas do corpo Serra dos Carajás, como

os altos teores de SiO_2 , K_2O e Zr , as altas razões K/Na e $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$, e os teores muito baixos de MgO e baixos de CaO , coincidem com aquelas encontradas nesses granitos. Outra feição que poderia ser adicionada é a alta concentração de F dissolvido no magma, inferida indiretamente a partir da presença comum de fluorita hidrotermal no corpo granítico. Por sinal, àquela categoria pertencem os granitos anorogênicos proterozóicos da Amazônia Oriental (Dall'Agnol *et al* 1994a) e deles faz parte o batólito Serra dos Carajás. Finalmente, de acordo com a recente definição dos granitos rapakivi (Ramo & Haapala 1995), que são granitos tipo A, o corpo Serra dos Carajás se enquadra em termos petrográficos e geoquímicos nessa grande linhagem de granitos.

A variação dos teores de Rb e Sr é pouco expressiva. Ademais, as razões Rb/Sr ficam próximas da unidade, à exceção de duas que mostram valores de 2,54 e 3,80. Os teores de Ba cobrem um razoável intervalo, com diferenças até acima de 1000 ppm, registrando-se os valores mais baixos entre os microgranitos. Já as concentrações de Zr são muito variáveis e chegam a diferir por um fator de 4. As amostras relativamente mais ricas em Zr podem representar rochas menos evoluídas na seqüência de cristalização do magma granítico, haja vista a tendência de o zircão ser um dos primeiros minerais a se formar e privilegiar, assim, as rochas menos diferenciadas.

Quanto à fácies ABM, o número de amostras analisadas não aconselha maiores conclusões, porém, se elas forem representativas, não se evidenciam diferenças químicas palpáveis comparativamente às rochas da fácies ABS. Chama a atenção, contudo, o caráter metaluminoso da amostra ABM-RD1, que produziu diopsídio normativo, bem como o caráter francamente mais aluminoso de outra (ABM-15), que chega a apresentar cinco vezes mais córindon normativo que a média para a fácies ABS.

Com relação aos microgranitos, eles revelam maiores teores de K_2O como a principal característica química.

Conquanto se registre a diversidade petrográfica das rochas estudadas, os dados químicos aqui apresentados não indicam estarem elas relacionadas por um "trend" de diferenciação, ainda que se possam caracterizar termos menos e mais evoluídos. As fácies ABS e ABM devem ter se formado em resposta a mudanças nas condições de cristalização que controlaram as quantidades relativas de FK e plagioclásio. Por outro lado, os diques de microgranitos podem significar o registro de pulsações mais tardias do magma granítico, algumas com composição levemente diferente daquela que gerou o corpo intrusivo principal.

No diagrama normativo Q-Ab-Or (Fig. 3) as rochas do granito Serra dos Carajás também não se dispõem segundo nenhum "trend" específico, porém é possível perceber que os leucogranitos ocupam posição distinta, bem mais próxima do vértice Or, comportamento esse comumente observado em granitos com afinidades rapakivíticas (Cf. Tuttle & Bowen, 1958, Fig. 46). A grande maioria das amostras agrupa-se em uma área relativamente pequena, tanto afastada dos leucogranitos como do domínio que corresponde à maior freqüência composicional de granitos do mundo inteiro (Winkler, 1979).

Resultados Isotópicos Dados de isótopos de oxigênio, referenciados ao padrão internacional SMOW (Standard Mean Ocean Water), em amostras de quartzo do granito e de quartzo, calcita e turmalina de veios hidrotermais são apresentados na tabela 3. As diferenças de $\delta^{18}\text{O}$ para quartzo alcançam um máximo de 1,64‰, com o menor valor correspondendo à amostra de quartzo do granito e os maiores àquelas do veio hidrotermal. A calcita mostra composição isotópica equivalente a do quartzo hidrotermal, com o qual coexiste, enquanto a turmalina, do mesmo veio, apresenta valores cerca de 40% menores.

Estes dados indicam forte influência do ambiente magmático na assinatura isotópica dos minerais (Matsuhisa *et al*. 1979). Os fluidos que formaram os veios T2 devem ter sido, em grande parte, derivados da cristalização do magma e tornaram-se um pouco mais enriquecidos em O^{18} devido à provável mistura com soluções aquosas oriundas de fontes externas. Evidência em favor dessa mistura está também na presença de abundante calcita nos veios, cuja fonte de carbonato certamente não foi o magma granítico. Por outro lado, o menor coeficiente de fracionamento isotópico pode explicar o baixo valor de $\delta^{18}\text{O}$ para a turmalina (4,92‰). De qualquer maneira, em sistemas graníticos, valores de $\delta^{18}\text{O} < 9,5\text{‰}$ para a turmalina são tipicamente magmáticos; ademais, os fracionamentos isotópicos $\Delta_{\text{qtz-tum}}$ entre 3,38 e 3,78‰ são coincidentes com vários outros veios hidrotermais de afiliação predominantemente magmática (Taylor *et al* 1992).

A semelhança do granito Serra dos Carajás com outros corpos graníticos anorogênicos da Amazônia Oriental, em termos do arcabouço geológico, idade e composição, permite inferir condições de temperatura (>900 a 700°C) e de pressão ($2,5 \pm 1$ Kbar) análogas às da intrusão Jamon, para qual essa informação é disponível (Dall'Agnol *et al* 1994b). Considerando um fracionamento isotópico de $\sim 1,5\text{‰}$ para o quartzo/rocha total para aquela faixa termal (Matsuhisa *et al* 1979) e que o 5^{18}O da turmalina hidrotermal não seria muito diferente caso ela houvesse cristalizado diretamente do magma granítico, a composição isotópica das rochas graníticas corresponderia a um valor de $\delta^{18}\text{O} = 2,14$, que é indicativo de um protólito infracrustal.

Essa inferência está de acordo com estudos isotópicos com o sistema Rb-Sr em rochas do granito Serra dos Carajás que forneceram uma razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7158 \pm 0,0027$ (Dall'Agnol *et al* 1994). Tal valor é compatível com um magma derivado de uma fonte crustal ou com forte contribuição crustal.

QUADRO EVOLUTIVO Observações de campo e de laboratório, incluindo dados microtermométricos (Javier Rios 1991), permitiram estabelecer um quadro evolutivo para o granito Serra dos Carajás no setor norte. O estágio magmático está representado pelas fácies ABS e ABM, de relação temporal indefinida, pelos veios com biotita e anfibólio, relacionados a processos complexos ainda não esclarecidos, bem como pelos diques de microgranito que são fases consangüíneas mais tardias. Os veios com biotita e anfibólio são posteriores àquelas fácies e muito provavelmente são contemporâneos com os diques ABMm, os quais também foram alojados ao longo de fraturas seguramente abertas quando o granito hospedeiro não se encontrava totalmente solidificado. Formaram-se, em seguida, os diques BMg e BLg. No estágio pegmatítico-pneumatolítico estão incluídos os bolsões pegmatíticos, para cuja cristalização contribuiu a concentração de boro nos líquidos residuais redundando na precipitação de turmalina. O sódio também se concentrou nas soluções provocando albitização dos feldspatos. Esse metassomatismo sódico foi extensivo às rochas do granito hospedeiro e marcou o estágio tardi a pós-magmático. A evolução encerrou-se com as transformações ocasionadas por soluções aquosas oriundas tanto do magma quanto de fontes externas, e responsáveis pela alteração das rochas graníticas e pela formação de veios hidrotermais no intervalo termal de 550 a 100°C (Javier Rios *et al* 1992). Os sulfetos foram as fases mais tardias desse hidrotermalismo.

AVALIAÇÃO DO POTENCIAL METALOGÊNICO

PARA ESTANHO Os granitos da Amazônia Oriental guardam muitas semelhanças no que respeita às rochas dominantes, principais minerais máficos, tipos de feldspatos e condições de alojamento. Constata-se, também, que são

Tabela 2 — Composições química e normativa (CIPW) de rochas do granito Serra dos Carajás. Elementos maiores e normas (% em peso); elementos traços (ppm). As amostras com notação RD são de Dall'Agnol (1982)

Table 2 - Chemical and CIPW normative compositions of the Serra dos Carajás granitic rocks. Major elements and norms (weight %); trace elements (ppm). Samples with RD notation are from Dall'Agnol (1982)

	ABS-43 (1)	ABS-49 (2)	ABS-50 (2)	ABS-53 (2)	ABS-258 (3)	ABS-RD2	ABS-RD3	Média (ABS)	ABM-15	ABM-RDI	GC-94 (4)	GC-238 (5)	ABMgz (6)
SiO ₂	74,10	74,20	74,20	74,60	76,70	76,30	75,60	75,10	76,80	74,80	74,00	76,00	84,00
TiO ₂	0,15	0,25	0,27	0,26	0,35	0,10	0,11	0,21	0,14	0,19	0,07	0,10	0,30
Al ₂ O ₃	13,00	12,30	12,00	12,10	12,70	12,20	12,30	12,37	12,50	12,60	12,50	12,70	8,30
Fe ₂ O ₃	0,68	1,10	1,30	1,20	0,10	0,70	0,96	0,86	0,51	0,88	0,21	0,84	1,10
FeO	1,10	1,80	1,90	1,80	0,64	0,45	0,62	1,19	0,80	1,17	0,98	0,64	0,48
MgO	0,10	0,16	0,22	0,18	0,10	0,12	0,16	0,15	0,10	0,17	0,10	0,10	0,14
MnO	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04
CaO	0,97	1,10	1,40	1,40	0,74	0,57	1,13	1,04	0,45	1,46	0,39	0,50	<0,05
Na ₂ O	2,60	2,50	2,40	2,60	2,60	2,65	2,69	2,58	2,20	2,95	1,60	2,40	0,08
K ₂ O	6,20	5,10	5,00	4,50	5,50	5,98	5,40	5,38	5,30	5,10	7,90	5,90	4,30
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,01	0,03	0,04	0,05	0,02	0,05	0,05	0,05
CO ₂	0,45	0,55	0,45	0,45	0,25	nd	nd	0,43	0,25	nd	0,45	0,25	0,25
H ₂ O	0,40	0,72	0,79	0,82	0,33	1,23	nd	0,71	0,25	0,84	0,62	0,65	0,70
Total	99,82	99,86	100,03	99,99	100,07	100,32	99,01	100,08	99,36	100,19	99,88	100,15	99,76
Qz	32,93	37,32	37,46	38,74	38,89	36,92	36,99	37,03	42,86	34,73	33,66	38,51	
Or	37,02	30,57	29,91	26,74	32,67	35,66	32,23	32,11	31,68	30,34	47,73	35,13	
Ab	22,23	21,46	20,56	22,29	22,11	22,63	22,99	22,04	18,83	25,13	13,84	20,46	
An	4,53	5,14	6,70	6,70	3,36	2,77	5,46	4,95	1,93	6,12	1,64	2,17	
Cn	0,37	0,82	0,22	0,54	1,25	0,36	0,05	0,51	2,48	0,00	0,75	1,59	
Di	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,88	0,00	0,00	
Hy	1,51	2,45	2,57	2,42	0,79	0,40	0,59	1,53	1,10	1,11	1,82	0,61	
Ma	1,00	1,62	1,91	1,76	0,15	1,02	1,41	1,27	0,75	1,28	0,31	1,23	
Il	0,27	0,48	0,56	0,50	0,67	0,19	0,21	0,41	0,27	0,36	0,14	0,19	
Ap	0,11	0,13	0,11	0,11	0,11	0,10	0,07	0,09	0,11	0,04	0,11	0,11	
Ba	2144	1697	1608	1519	2144	nd	nd	1822	1787	nd	1520	1072	830
Sr	152	142	122	133	nd	52	74	122	nd	127	nd	nd	19
Rb	149	154	141	132	nd	198	188	160	nd	119	nd	nd	220
Zr	199	349	408	357	nd	93	133	256	nd	296	nd	nd	430

nd = não determinado; (1) ABS esverdeado; (2) ABS homogêneo; (3) ABS hololeucocrático
(4) BMg; (5) ABMm; (6) fácies ABM greizenizada

unicamente compostos de rochas meta a peraluminosas, não se tendo observado, até o momento, fácies peralcalinas (Dall'Agnol *et al.* 1994a). Por outro lado, eles podem ser bem distintos do ponto de vista geoquímico, tanto em relação aos teores dos elementos maiores como em relação, sobretudo, aos elementos traços. A distinção se estende ao potencial metalogenético, havendo corpos que são mineralizados em Sn (Antônio Vicente, Madeira, Mocambo, Velho Guilherme, dentre outros) e corpos estéreis (Cigano, Jamon, Pojuca, etc).

O setor norte do granito Serra dos Carajás possui características químicas que indicam a não-favorabilidade de suas rochas à mineralização estanífera, como já anunciava o seu enquadramento na série com magnetita de Ishihara (1977 e 1981). Corroboram essa afirmação os dados químicos das rochas, que mostram altas razões K/Rb (>150) e Ba/Rb (1,08 a 1,44) e baixas razões Rb/Sr (0,94 a 3,81) e Rb/Zr (0,34 a 0,75), além de não mostrarem grande variação nos teores de Ba (1520 a 2144 ppm) e de Sr (122 a 152 ppm), cujos intervalos, quanto maiores, mais sintomáticos são da presença de mineralização econômica de Sn (Groves & McCarthy 1978).

O caráter estéril daquele setor fica melhor evidenciado através dos diagramas K x Rb, Sr x Rb, Ba x Rb e Rb x Zr (Fig. 4A a 4D) que têm sido largamente usados na literatura para discriminar granitos especializados e não-especializados em estanho (McCarthy & Hasty 1976; Taylor 1979;

Olade 1980; Dall'Agnol *et al.* 1984 e 1994a). De fato, as amostras das fácies ABS e ABM distribuem-se acima da reta que representa a razão K/Rb=230, ultrapassando e muito o limite de 150 que delimita o campo dos granitos mineralizados a estanho (Fig. 4A), ao contrário, por exemplo, do maciço estanífero Antônio Vicente, cujas amostras, salvo uma, estão circunscritas ao campo dos granitos tardios de Taylor (1965). Da mesma forma, no diagrama Sr x Rb (Fig. 4B), as amostras aqui estudadas, à exceção da ABM-RD2, localizam-se bem acima da reta que corresponde aproximadamente à razão Sr/Rb=0,10 e que separa os campos dos granitos estéreis e estaníferos, estes últimos representados pelos maciços Antônio Vicente, Madeira e Agua Boa. Similar comportamento têm as rochas do granito Serra dos Carajás quando visualizadas no diagrama Ba x Rb (Fig. 4C), pois concentram-se acima da reta representando a razão Ba/Rb=7,0, que é pelo menos uma ordem de grandeza maior que aquela abaixo da qual se encontra o campo de granitos nigerianos mineralizados a estanho. Localização bem distinta também têm elas quando comparadas com os granitos nigerianos e com os maciços Antônio Vicente e Agua Boa no diagrama Rb x Zr (Fig. 4D), haja vista possuírem razões Rb/Zr sempre menores e, em geral, diferindo por fatores que vão de 2 a 5.

Mesmo a amostra ABM-201, que está levemente greisenizada, não apresenta características geoquímicas de granitos estaníferos. Embora ela se isole das demais amostras do

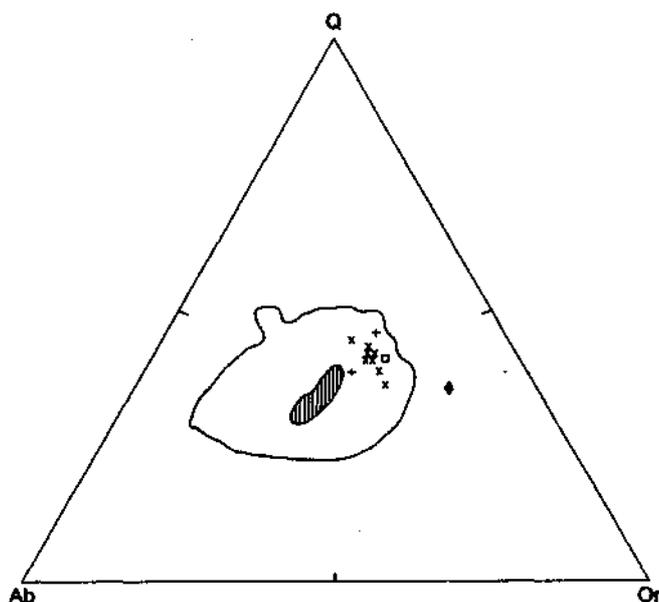


Figura 3 — Diagrama normativo Q-Ab-Or mostrando a posição das rochas graníticas do corpo Serra dos Carajás relativamente à área de maior frequência composicional de granitos de outras partes do mundo (área hachurada). Modificado de Winkler (1979)

(x) fácies ABS; (+) fácies ABM; (□) biotita-leucogranitos; (◆) anfibólio-biotita micromonzogranito

Figure 3 - Q-Ab-Or normative diagram showing how the Serra dos Carajás granitic rocks compare with the highest compositional frequency of other granites all over the world (striped area). Modified from Winkler (1979).

(x) ABS facies; (+) ABM facies; (□) biotite-leucogranites; (◆) amphibole-biotite micromonzogranite

Tabela 3 — Composições isotópicas ($\delta^{18}O$) de minerais de rochas graníticas e veios hidrotermais do batólito Serra dos Carajás

Table 3 - Mineral isotopic compositions ($\delta^{18}O$) from granitic rocks and hydrothermal veins of the Serra dos Carajás batholith

Rocha	Amostra	Mineral	$\delta^{18}O$ (‰)
Granito	GC-27	Quartzo	7,06
Veio T2	GC-93	Quartzo	8,30
Veio T2	GJ-28	Quartzo	8,70
Veio T2	GC-93	Calcita	8,40
Veio T2	GC-93	Turmalina	4,92

granito Serra dos Carajás, fica fora dos campos delimitados para os corpos mineralizados em Sn, com exceção daquele da figura 4B. Ainda assim, ela ocupa um ponto correspondendo a um dos mais baixos valores de Rb e Sr, afastada, portanto, da área onde se concentra a grande maioria, das amostras dos maciços Antônio Vicente, Madeira e Água Boa.

Estudos experimentais sobre a solubilidade de Sn em magmas graníticos (Taylor & Wall 1992) mostram que fusões peraluminosas saturadas em SnO_2 podem conter de 400 a 2.500ppm de Sn em um grande intervalo de condições físicas e químicas em que rochas granitoides se cristalizam. Algumas amostras da fácies ABS alteradas hidro-

termalmente foram analisadas para Sn, porém as concentrações ficaram sempre abaixo de 5 ppm. Este valor é quase duas ordens de grandeza menor que aquele limite inferior de 400 ppm, limite este comparável a teores de Sn encontrados em rochas graníticas geoquimicamente especializadas (altamente fracionadas), as quais comumente apresentam fácies leucocráticas finas a médias com valores elevados de Rb, Rb/Sr e Rb/Zr e muito baixos de Ba, Sr e K/Rb. Esses indicadores geoquímicos as diferenciam da fácies ABS do granito Serra dos Carajás, a qual, além disso, é formada por rochas de granulação grossa.

CONCLUSÕES O batólito Serra dos Carajás, com cerca de 210 km² de superfície aflorante, é um dos inúmeros corpos graníticos anorogênicos que se alojaram no Distrito Metalogênico de Carajás no Paleoproterozóico. Faz parte da extraordinária granitogênese que marca a consolidação da Plataforma Amazônica, à qual legou bens minerais diversos como cassiterita, wolframita, criolita, etc.

Trata-se de uma intrusão formada, em geral, por rochas ligeiramente peraluminosas com muitas características químicas coincidentes com os granitos tipo A de Collins *et al* (1982) e afinidades com as linhagens rapakivíticas. Dados isotópicos de oxigênio e de estrôncio apontam para um magma granítico derivado de fonte infracrustal ou contaminado com material crustal.

Na evolução petrológica do batólito Serra dos Carajás destacam-se os estágios magmático, que inclui a fase pneumatólitico-pegmatítica, e o hidrotermal. Após a cristalização dos sienogranitos e os monzogranitos, sucederam, sem caracterizar nenhum "trend" de diferenciação, os diques de microgranito até a produção dos biotita-leucogranitos, que foram considerados a fácies mais evoluída do granito no setor norte. Consolidado e fraturado, o corpo granítico foi percolado por soluções aquosas que alteraram levemente as rochas e produziram veios hidrotermais com associações mineralógicas diversas.

As amostras do setor estudado, que abrangem não mais de 5% daquela superfície, não mostram características geoquímicas de granitos especializados em estanho e elementos afins, nem tampouco se conhecem mineralizações significativas na área mapeada. Apesar do ubíquo hidrotermalismo, as rochas estão apenas fracamente alteradas e os sinais de greisenização são inexpressivos. Daí revelarem pouca favorabilidade à mineralização estanífera, como era de se esperar pelas características texturais e geoquímicas das duas fácies principais que foram identificadas. Essa conclusão, contudo, não deve ser estendida para outras porções do maciço ainda não investigadas geoquimicamente. Tanto é, que estudos recentes na borda oeste do corpo constataram a presença de veios de quartzo + turmalina + sulfetos +/- cassiterita (< 1%) com greisenização incipiente (Javier Rios, inédito). Isso talvez explique a ocorrência de cassiterita nos arenitos da Formação Águas Claras próxima àquela borda (Soares, com. verbal).

Agradecimentos Este trabalho contou com o apoio financeiro do CNPq através de auxílio individual de pesquisa concedido a RN V (processo 40.0189/90-9/FV) para desenvolvimento da tese de mestrado de FJR. Contou, também, com o imprescindível suporte logístico da Rio Doce Mineração S. A. (DOCEGEO), sem o qual a realização desta pesquisa não teria sido possível. Agradecimentos são devidos ao Dr. Alcides Nóbrega Sial que permitiu a realização de análises isotópicas no LABISE-UFPE, bem como ao Dr. Ian McReath que, junto a um revisor anônimo, enriqueceu com suas críticas e sugestões este trabalho.

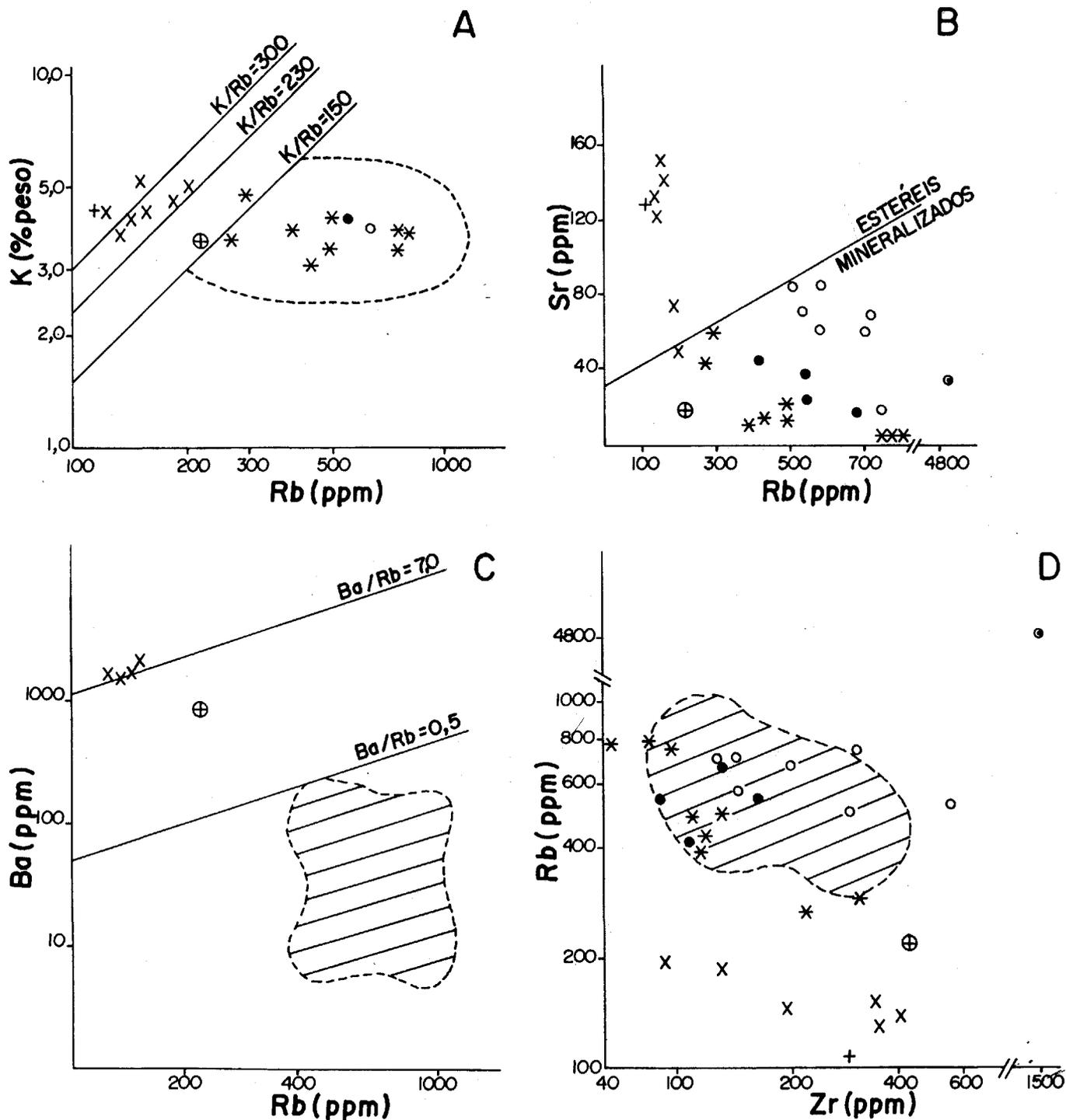


Figura 4 – Comparação de rochas estéreis do batólito Serra dos Carajás com granitos mineralizados a Sn através dos diagramas K x Rb (A), Sr x Rb (B), Ba x Rb (C) e Rb x Zr (D)

(x) fácies ABS; (+) fácies ABM; (⊕) fácies ABM greisenizada (este trabalho)

(*) leucogranitos do maciço Antônio Vicente (Dall’Agnol et al. 1984)

Mina do Pitinga: (•) biotita-granitos do maciço Madeira; (o) biotita-granitos do maciço Água Boa; (⊙) apogranito do maciço Madeira (Macambira et al. 1987)

área hachurada = granitos nigerianos estaníferos (Olade 1980)

No diagrama 4A, os símbolos (•) e (o) representam, respectivamente, as composições médias dos biotita-granitos dos maciços Madeira e Água Boa.

Figure 4 – Comparison of the Serra dos Carajás barren granitic rocks with Sn-bearing granites by means of K x Rb (A), Sr x Rb (B), Ba x Rb (C) and Rb x Zr (D) diagrams.

(x) ABS facies; (+) ABM facies; (⊕) greisenized ABM facies (this work)

(*) Antonio Vicente massif leucogranites (Dall’Agnol et al. 1984)

Pitinga mine: (•) Madeira massif biotite-granites; (o) Água Boa massif biotite-granites; (⊙) Madeira massif apogranite (Macambira et al. 1987)

striped area = cassiterite-bearing Nigerian granites (Olade 1980)

In the 4A diagram, symbols (•) and (o) represent, respectively, the average compositions of biotite-granites from Madeira and Água Boa massifs

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, R.C.C. 1980. *Contribuição à petrologia do granito Central da Serra dos Carajás*. Belém. 64p. (Tese de mestrado, NCGG/UFPA)
- AMZA/CVRD 1972. Distrito Ferrífero de Carajás, Estado do Pará. Relatório final de pesquisa. Belém, Amza/Cvrd 5v (Relatório inédito)
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JOÃO, X.S.J. & COSTA, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: CONG. LATINO-AMERICANO GEOL., 7, Belém, 1988. *Anais...* Belém, v. 1, p. 324-333.
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N. & JOÃO, X.S.J. 1991. Trabalhos anteriores e contexto geológico regional. In: PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL. *Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a área do Grande Projeto Carajás. Subprojeto Recursos Minerais. Serra dos Carajás, folha SB-22-Z-A, Estado do Pará*. Brasília. DNPM. p. 17-50 (Texto Explicativo).
- BARROS, C.E.; DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P. & MAGALHÃES, M.S. 1994. Granito Serra dos Carajás: uma discussão sobre seu potencial metalogenético para estanho com base em estudos na borda oeste do corpo. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4, Belém, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Belém. SBG, Núcleo Norte, p. 307-309.
- BEISIEGEL, V. R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMMONT, N.F.; RUFF, A.W. & TREMAINE, J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, 3(4):215-242.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R. & CHAPPEL, B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Cont. Mineral. Petrol.*, 80:189-200.
- COSTA, J.B.S.; TEIXEIRA, N.P.; PINHEIRO, R.V.L. & BEMERGUY, R.L. 1990. Os sistemas estruturais transcorrentes do Cinturão Itacaiúnas na região de Curionópolis, leste do Estado do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG, v. 2, p. 2345-2357.
- COSTA, J.B.S.; ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; SANTOS, A.; PENNA FILHO, J.I.C. & NEVES, A.P. 1994. Panorama tectono-estrutural da região sudeste do estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4, Belém, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Belém, SBG, Núcleo Norte, p. 314-316.
- DALL'AGNOL, R. 1980. *Étude sur des granites du type rondonien en Amazonie Orientale et leurs transformations tardi-magmatiques*. Toulouse. 348p. (These de doctoral, Labor. Geol. Petrol., Univ. Paul Sabatier).
- DALL'AGNOL, R. 1982. Estudo comparativo de alguns maciços graníticos pós-Transamazônico da Amazônia Oriental. In: CONG. BRAS. GEOL., 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG, v. 2, p. 500-513.
- DALL'AGNOL, R.; SCHUCKMANN, W.; BASEI, M.A.S. & SCHELLER, T. 1984. Novos dados geocronológicos e estudo de elementos traços de maciços graníticos anorogênicos da Amazônia Oriental, Estado do Pará (Brasil). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2, Manaus, 1984. *Anais...* Manaus, SBG, Núcleo Norte, p. 59-74.
- DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P.; SA, C.A.; MEDEIROS, H.; GASTAL, M.C. & TEIXEIRA, N.P. 1986. Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitoides da porção sul da Amazônia Oriental. *Rev. Bras. Geoc.*, 16(1):11-23.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M. & MACAMBIRA, M.J.B. 1994a. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral. Petrol.*, 50:113-138.
- DALL'AGNOL, R.; SCAILLET, B. & PICHAVANT, M. 1994b. Phase relations of amphibole-biotite-bearing granites. I. Effects of a_{H2O} under oxidizing conditions. *Abstracts...* London. EMPG.
- DOCEGEO (Distrito Amazônia). 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais recursos minerais. *Anexo aos anais*. Belém, CVRD/SBG, p. 11-54.
- FIGUEIRAS, A.J. & VILLAS, R.N. 1984. Estudo petrológico e sedimentológico da seqüência elástica (pós-Grupo Grão-Pará) da Serra dos Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v.2, p. 823-846.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K. & OLSZEWSKI, W.J. 1986. Age and composition of the Grão-Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, 16:201-211.
- GOMES, C.B.; CORDANI, U.G. & BASEI, M.A.S. 1975. Radiometric ages from Serra dos Carajás área. *Bull. Geol. Soc. Am.* 86:939-942.
- GOUVEA, J.L. 1990. *Técnicas de sensoriamento remoto aplicadas em pesquisas geológicas na Amazônia (região de Carajás)*. São José dos Campos, 150p. (Tese de mestrado, INPE).
- GROVES, D.I. & MCCARTHY, T.S. 1978. Fractional crystallization and the origin of tin deposits in granitoids. *Mineral. Deposita*, 13(1):11-26.
- HIBBARD, M.J. & WAITERS, R.J. 1985. Fracturing and diking in incompletely crystallized granitic plutons. *Lithos*, 18:1-12.
- ISHIHARA, S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, 27:293-305.
- ISHIHARA, S. 1981. The granitoid series and mineralization. In: SKINNER, B.J. ed. *Econ. Geol. 75th Anniv. Vol.* Lancaster, *Econ. Geol.* p. 458-484.
- JAVIER RIOS, F. 1991. *O granito Central da Serra dos Carajás: fadas petrográficas e alteração hidrotermal do setor norte*. Belém, 152p (Tese de mestrado, CG/UFPA).
- JAVIER RIOS, F. & VILLAS, R.N. 1991. Veios hidrotermais com mineralização de sulfetos, Granito Central, Serra dos Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 3, Belém, 1991. *Anais...* Belém, SBG, Núcleo Norte, p. 336-349.
- JAVIER RIOS, F.; VILLAS, R.N. & FUZIKAWA, K. 1992. O granito Central da Serra dos Carajás. II. Minerais de alteração e correspondente ambiente deposicional. In: CONG. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*, São Paulo, SBG, v. 1, p. 214-215.
- JAVIER RIOS, F.; VILLAS, R.N. & FUZIKAWA, K. no prelo. O granito Serra dos Carajás: II. Caracterização dos fluidos aquosos e alteração hidrotermal. *Rev. Bras. Geoc.*
- LINDBERG, B. & EKLUND, O. 1988. Interactions between basaltic and granitic magmas in a Svecofennian postorogenic granitoid intrusion, land, South west Finland. *Lithos*, 22:13-23.
- LOWELL, G.R. & YOUNG, G.J. 1993. Coexisting mafic-felsic magmas in the St. Francois terrane of southeastern Missouri: Field and chemical evidence from the Silvermine granite. In: SYMPOSIUM ON RAPAĶIVI GRANITES AND RELATED ROCKS. Missouri Division of Geology and Land Survey. *Abstracts...* Special Publ. No. 9, p. 8.
- MACAMBIRA, M.J.B.; TEIXEIRA, J.T.; DAOUD, W.E.K. & COSTI, H.T. 1987. Geochemistry, mineralizations and age of tin-bearing granites from Pitinga, Northwestern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4):562-570.
- MACHADO, N.; LINDENMEYER, Z.; KROGH, T.E. & LINDENMEYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Res.*, 49: 327-354.
- MARRE, J. 1982. *Méthodes d'analyse structural des granitoïdes*. Bureau Rech. Geol. Min., France, 128p.
- MATSUOHISA, Y.; GOLDSMITH, J.R. & CLAYTON, R.N. 1979. Oxygen isotope fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, 43:1131-1140.
- MCCARTHY, T.S. & HASTY, R.A. 1976. Trace element distribution patterns and their relation to the crystallization of granitic melts. *Geoch. Cosmochim. Acta.*, 40: 1351-1358.
- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W.; COSTA, J.B.S. & PINHEIRO, R.V.L. 1994. Análise faciológica e estrutural da Formação Águas Claras, Pré-cambriano da Serra dos Carajás. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos...* Belém, SBG, Núcleo Norte, p. 363-364.
- OLADE, M.A. 1980. Geochemical characteristics of tin-bearing and tin-barren granites. Northern Nigeria. *Econ. Geol.*, 75:71-82.
- PITCHER, W.S. 1983. Granites: typology, geologic environment and melting relationships. In: ATHERTON, M.P. & CRIBBLE, C. ed. *Migmatites, melting and metamorphism*. Natwich Silva Publ. p. 277-287.
- RAMO, O.T. & HAAPALA, I. 1995. One hundred years of rapakivi granite. *Mineral. Petrol.* 52: 129-185.
- SALONS A ARI, P.T. 1993. Disintegration and recrystallization of magmatic mafic enclaves in rapakivi granites of southeastern Finland. In: SYMPOSIUM ON RAPAĶIVI GRANITES AND RELATED ROCKS. Missouri Division of Geology and Land Survey. *Abstracts...* Special Publ. No. 9, p. 6.
- SANTOS, M.D. & ZULETA, J.R. 1978. Contribuição à petrologia do granito Central da Serra dos Carajás, Pará. Belém, NCGG/UFPA. 21 p. (Trabalho Individual de Pesquisa, inédito).
- SCAILLET, B. & PICHAVANT, M. 1994. Phase relations of amphibole-bearing granites. II. Effects of f_o. *Abstracts...* London. EMPG.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.J.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S. & GUIMARÃES, G. 1974. Geologia da folha SB22 Araguaia e parte da folha SC22 Tocantins. Projeto RADAM, Rio de Janeiro, DNPM, v. 4, p. 1-143.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12:1-16.
- TAYLOR, J.R. & WALL, V.J. 1992. The behavior of tin in granitoid magmas. *Econ. Geol.*, 87: 403-420
- TAYLOR, R.J. 1979. *Geology of tin deposits*. New York. Elsevier. 543p.
- TAYLOR, R.P.; IKINGURA, J.R.; FALLICK, A.E.; HUANG, Y. & WATKINSON, D.H. 1992. Stable isotope compositions of tourmalines from granites and related hydrothermal rocks of the Karagwe-Ankolean belt, northwest Tanzania. *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Section)*, 94:215-227.

- TAYLOR, S.R. 1965. The application of trace element data to problems in petrology. In: AHRENS, L.S.; RANKAMA, K.; RUNCORN, S.K. ed. *Physics and Chemistry of the Earth*, p. 133-213.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of Amazon Craton: tectonic implications. *Precambrian Res.*, 42:213-227.
- TUTTLE, P.F. & BOWEN, N.C. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. New York. *Geol. Soc. Am.* 153p. (Memoir 74).
- WINKLER, H.G.F. 1979. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 5th ed. New York. Springer-Verlag. 347p.
- WIRTH, K.; GIBBS, A.K. & OLSZEWSKI, W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão-Pará Group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* 16(2): 195-200.

MANUSCRITO A827

Recebido em 6 de fevereiro de 1995

Revisão do autor em 20 de março de 1996

Revisão aceita em 1 de abril de 1996