
Caracterização Térmica, Temporal E Espacial Dos Terrenos Pré-Cambrianos Do Brasil, Feita Com Base Em Datações Rb-Sr E K-Ar, E A Localização Dos Principais Depósitos Minerais — Uma Análise Preliminar

Thermal, spatial and temporal characterization of the pre-cambrian terranes from Brazil, based on Rb-Sr and K-Ar datations, and the localization of the major mineral deposits — A preliminary analysis

João Carlos Biondi*
Fernando Ennes Fridlund**

RESUMO

Foram montados três bancos de dados (tipo Dbase) contendo informações sobre (1) datações K-Ar de 2.194 amostras; (2) datações Rb-Sr de 2.991 amostras, equivalentes aproximadamente a 500 isócronas; e (3) os 1.414 principais depósitos minerais do Brasil. Com as informações dos dois primeiros bancos de dados, e usando a característica das micas de se "fecharem" para o Ar entre 250°C e 300°C, das hornblendas se "fecharem" entre 450°C e 500°C, e do de as isócronas Rb-Sr de rochas granitóides indicarem temperaturas de cristalização entre 650°C e 700°C, foi possível obter: (1) caracterizações térmica e temporal dos grandes ciclos geotectônicos do Pré-Cambriano brasileiro após o fim do Brasileiro, há cerca de 450 Ma, e (2) mapas que situam no tempo e no espaço do Pré-Cambriano brasileiro as isoterms (termócronas) 250-300°C, 450-500°C e 650-700°C, após o fim do Brasileiro. A comparação entre os mapas de isoterms e mapas de distribuição dos depósitos minerais e das grandes estruturas do escudo brasileiro, permite localizar as maiores províncias e depósitos minerais do país no contexto geológico regional.

ABSTRACT

Three Dbase-type files were made with data about (1) K-Ar ages of 2.194 samples, (2) Rb-Sr ages of 2.991 samples, equivalent to approximately 500 isochrons; and (3) 1.414 mineral deposits from Brazil. With the data of the first two files, and taking into account the behavior of micas "to close" for Ar from 250°C to 300°C, of hornblendes "to close" from 450°C to 500°C, that Rb-Sr isochrons of granitoid rocks points out for crystallization temperatures from 650°C to 700°C, and, finally, taking a chrono-thermal model as that of figure 1, it was possible to (1) design maps showing the positions in time and space of the thermochrons 250°C (figure 2), 500°C (figure 3) and 700°C (figure 4), for Brazilian Precambrian terranes dated from 3.000 My to 500 My. Thermochrons were constructed only with samples from meso and katazones rocks, so they represent temperatures at medium to high depths, at the sites where samples were collected; (2) construct "epoch maps", where the thermochrons 250°C, 500°C and 700°C were dessined in their sites at 3.000 My (figure 6), 2.500 My (figure 7A), 2.000 My (figure 8A), 1.500 My (figure 9A), 1.000 My (figure 10A) and 500 My (figure 11A) ago. The main mineral deposits of each time, totalizing 140 deposits selected from the 1.414 filed ones, were also located on these maps, and; (3) construct maps where the thermochrons

*Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, C.P. 19.011 - CEP 81.531-990 - Curitiba, PR - Brasil.

**Aluno PET da Universidade Federal do Paraná - Curitiba, PR - Brasil.

of each epoch were superposed to major geological structures from Brazilian territory (figure 5), which made us correlate the thermochrons to these structures at 2.500 My (figure 7B), 2.000 My (figure 8B), 1.500 My (figure 9B), 1.000 My (figure 10B) and 500 My (figure 11B) ago.

The principal conclusions obtained from these maps were: (1) The location of the thermochrons at 2000 My (figure 8A) suggests that the Salvador-Curaça region, in northeast Brazil, was a nucleus of low temperature bordered by 250°C, 500°C and 700°C thermochrons, arranged in this order from the nucleus to the exterior. If we interpret this nucleus as a continental low temperature region, the thermochrons suggest a magmatic arc bordering this continent, with subduction going below the nucleus, at least between 2.000 and 1.500 My (figure 9A). Mineral deposits seem fitted to this structure, according to their types. (2) The same type of structure appears in Belo Horizonte region, in southeastern Brazil, between 2.000 and 1.000 My ago (figures 8A,B, 9A,B and 10A,B). The Belo Horizonte nucleus seems to belong to a major elliptical structure that extends to the north until the 13° parallel, enclosing also the Guanambi-Tocantins nucleus, west of the Salvador-Curaça region. (3) Greisen type deposits from the Rondonia region, western Brazil, were related to a high temperature nucleus from 1.500 My (figure 9A) to 1.000 My (figure 10A). (4) 500 My (Figures 11A and B). All the low temperature nuclei had joined to one another to make a stable region extending from northeast to southern Brazil. This central stable region was bordered by high temperatures belts, where the temperatures at meso and katazones levels were greater than 250°C. The litoraneous belt holds the major pegmatitic deposits from Brazil. On the west side, the high temperature belt seems to superpose to a Neoproterozoic crustal accretion region from central Brazil.

INTRODUÇÃO

O ciclo Brasileiro, sendo o último evento metamórfico de grande magnitude que atingiu o território brasileiro, rejuvenesceu isotopicamente (para K-Ar e Rb-Sr) várias regiões onde afloram rochas antigas, sobretudo na metade leste do país. Apesar da grande abrangência e intensidade dos eventos térmicos associados a este Ciclo, vários núcleos resistiram às modificações impostas regionalmente, mantendo suas características isotópicas originais. É claro, portanto, que o que se caracteriza atualmente como núcleo antigo fazendo uso de isótopos é apenas uma parte da estrutura original, a parte preservada das modificações brasileiras.

A interpretação da estruturação fundamental dos territórios atingidos pelo Brasileiro é complicada e controversa, dependendo ainda da coleta de uma grande quantidade de dados. Questões primordiais restam ainda sem resposta, como a época em que a plataforma brasileira se estruturou com a forma hoje observada. Ao menos duas grandes hipóteses restam em aberto sobre este assunto, a monocíclica e a policíclica. No primeiro caso se admite que a coalescência das massas continentais aconteceu até fim do Arqueano/início do Proterozóico Inferior, quando se teria formado um megacontinente incorporando quase a totalidade da massa crustal do globo (PIPER, 1983; WINDLEY, 1984, entre outros), o que incluiria a plataforma brasileira. A outra hipótese apregoa o crescimento dos continentes em ciclos sucessivos através do Proterozóico. CORDANI *et al.* (1988) estimaram que cerca de 45% da crosta continental brasileira já estava formada no fim do Arqueano, e cerca de 80% estava formada no fim do Proterozóico Inferior, ao término da orogênese transamazônica. A quase totalidade do escudo brasileiro estaria construído há cerca de 1.5 Ga, o que faz do Ciclo Brasileiro, o último grande ciclo termo-tectônico que afetou o território brasileiro, um evento essencialmente ensialico. No Brasileiro ao menos seis grandes blocos continentais, separados por vários cinturões orogênicos e microplacas, interagiram para gerar as estruturas atualmente observadas no escudo brasileiro (BRITO NEVES e CORDANI, 1991). Foram as estruturas geradas, modificadas ou preservadas desse último evento termo-tectônico os locais de coleta das amostras cujas datações K-Ar e Rb-Sr possibilitaram elaborar este trabalho.

As posições espaciais das termócronas deduzidas de análises isotópicas, refletem, portanto, a distribuição de temperaturas após o Brasileiro, último evento térmico com abrangência regional. Assim sendo, é claro que muitas feições térmicas anteriores ao Brasileiro devem ter sido apagadas ou modificadas, fazendo com que as feições hoje observadas sejam apenas aquelas que resistiram a este último evento térmico.

As amostras utilizadas foram todas de rochas geradas em ambientes de profundidades média a grande (meso e katazonas). Logo, as termócronas delas deduzidas refletem temperaturas existentes a profundidades média a grande, nos locais de coleta das amostras, nas suas respectivas épocas (idades das rochas coletadas). Estruturas que venham a ser deduzidas da distribuição espacial e temporal dessas termócronas são, portanto, aquelas que deixaram marcas nesses ambientes, nas regiões onde as amostras foram coletadas.

Os depósitos minerais serão locados nos mapas nos locais onde se situam hoje, não necessariamente os mesmos locais geográficos onde se formaram. Vários desses depósitos foram gerados em ambientes superficiais ou subsuperficiais a profundidades menores que aquelas das termócronas, por processos que não dependem, ao menos diretamente, das condições térmicas do local a nível de meso e katazonas. É claro, portanto, que torna-se difícil, em muitos casos, definir um relacionamento genético entre o ambiente térmico deduzido das termócronas e esses depósitos minerais. Soma-se a esta dificuldade o desconhecimento, ou mal conhecimento, das condições de gênese de muitos dos depósitos antigos aqui tratados. Todos esses problemas tornam difícil, com as informações que serão discutidas, tentar deduzir aspectos genéticos desses depósitos. O que se pretende nessa análise preliminar é apenas mostrar a relação geográfica existente entre alguns dos principais depósitos minerais brasileiros e os ambientes térmicos a nível de meso e katazonas que existia nas regiões onde esses depósitos se situam, nas mesmas épocas em que os depósitos se formaram. Em alguns casos, porque as termócronas indicam a existência de estruturas propícias, porque os depósitos são de tipos gerados em ambientes profundos, ou porque são gerados com a influência direta desses ambientes, será possível sugerir um relacionamento genético entre as termócronas e os depósitos em questão. Em outros casos pouco ou nada poderá ser dito, restando a informação aqui mostrada apenas como um arquivo que poderá ser utilizado quando novas informações forem obtidas ou novos conceitos genéticos forem conhecidos.

METODOLOGIA

Foram compiladas, de publicações diversas, um total de 2.194 datações K-Ar e 2.991 datações Rb-Sr. Estas informações foram reunidas em dois bancos de dados (K-Ar e Rb-Sr) tipo dBase onde, além

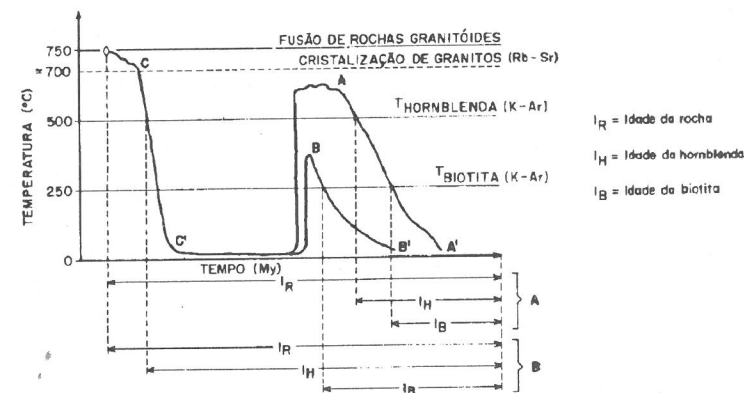


Fig. 1

Modelo de evolução térmica (CORDANI, 1980, modificado) adotado, para explicar a confecção dos mapas de termócronas. Notar que as idades K-Ar de uma biotita ou de uma hornblenda correspondem à última vez que esses minerais se resfriaram de 250°C ou 500°C, respectivamente. Notar, também, que a cristalização de rochas granitoides ocorre a temperaturas próximas de 700°C. O momento da cristalização, a aproximadamente 700°C, corresponde à idade isocronica Rb-Sr em rocha total dos granitoides. Adopted thermal evolution model (CORDANI, 1980, modified). This model explains how the thermochron maps were constructed. Note that a biotite or a hornblende K-Ar age points to the last time that these minerals cooled from 250°C or 500°C, respectively. Note, also, that the crystallisation, at about 700°C, of granitic rocks, is the moment dated by whole rock Rb-Sr isochrons.

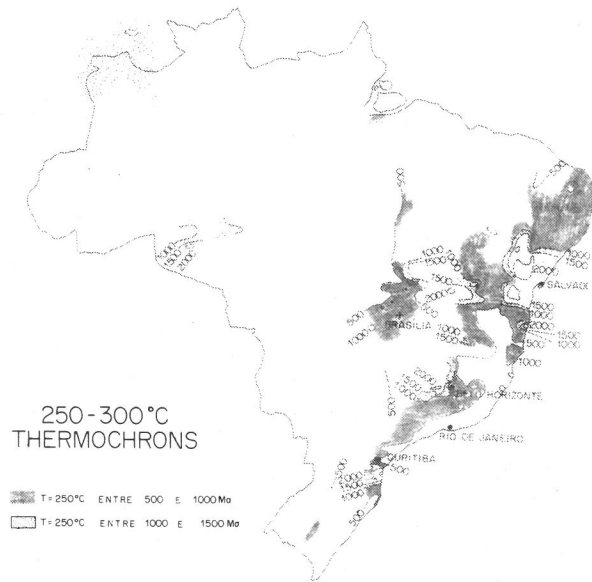


Fig. 2. Termócronas 250°C - 300°C. 250°C-300°C thermochrons.

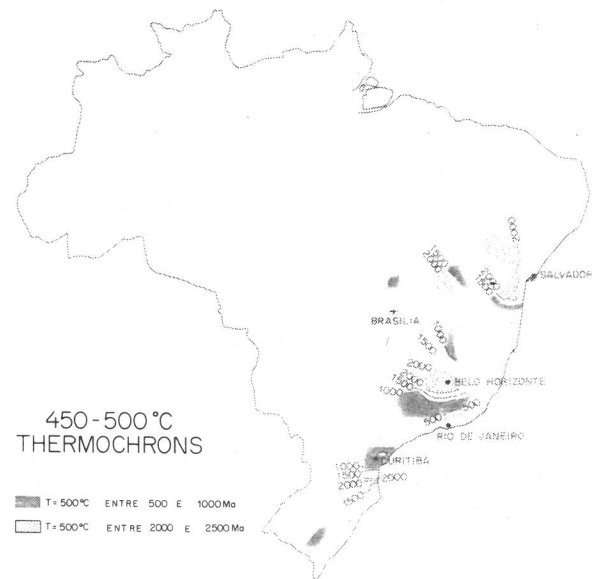


Fig. 3. Termócronas 450°C-500°C. 450°C-500°C thermochrons.

tito, gnaiss, granulito ou de granito, a cristalização acontece a temperaturas entre 650°C e 700°C. Portanto, a idade isocrônica de uma rocha desse tipo marca o momento no qual o ambiente onde a amostra foi coletada esteve pela última vez a temperaturas iguais ou maiores que 650°C-700°C. Com este tipo de correlação é possível definir um relacionamento direto entre a idade de uma rocha e a temperatura daquela

das idades, foram gravadas também as informações analíticas e de localização geográfica e geológica de cada amostra. Com estes dois arquivos foi possível selecionar conjuntos de datações, conforme qualquer dos atributos (campos) que constituem os bancos de dados. Assim sendo, do banco de dados K-Ar foram separadas idades de amostras de micas (488 datações) e de anfibólios (125 datações) de rochas metamórficas de meso e katazonas (migmatitos, gnaisses, granulitos, etc.). Do banco de dados Rb-Sr foram separadas somente amostras analisadas rocha total, que constituem isócronas verdadeiras (*Outcrop Isochrons*), dos seguintes grupos de rochas: (1) amostras de rochas metamórficas de meso e katazonas, totalizando 523 amostras; (2) amostras de rochas plutônicas ácidas (granitos, pegmatitos, etc.), totalizando 188 amostras.

Os conjuntos de amostras mencionados foram usados na elaboração dos mapas de termócronas (isotermas derivadas de dados geocronológicos absolutos). Para isso fez-se uso das seguintes considerações (figura 1): (1) As micas (biotita e muscovita) deixam de perder argônio a temperaturas entre 250°C e 300°C (HART *et al.*, 1968; ANDRIESEN, 1978). Assim, a idade K-Ar de uma mica analisada hoje corresponde ao tempo decorrido desde o momento em que pela última vez essa mica foi resfriada de temperaturas iguais ou maiores que 250°C-300°C. (2) Consideração idêntica àquela feita para as micas pode ser feita para a hornblenda, porém para temperaturas entre 450°C e 500°C (HART *et al.*, 1968 e ANDRIESEN, 1978). (3) Isócronas verdadeiras Rb-Sr, de rocha total, normalmente indicam a época de solidificação (cristalização) da rocha analisada. Se as amostras forem de migmatito,

rocha no momento datado. Por exemplo, a idade K-Ar de uma biotita corresponde ao momento no qual pela última vez essa biotita foi resfriada de 250°C-300°C. Logo, no local onde a biotita foi coletada, na época datada (idade da biotita), a temperatura estava a 250°C-300°C, logo nesse local passava a termócrona (uma paleolinha de isotemperatura) dessa temperatura na época em questão. Esta técnica de determinação de paleotemperaturas foi usada pela primeira vez na província Grenville, no Canadá, por HARPER (1967).

Adotando estas premissas, foram feitos três mapas de termócronas de ambientes de meso e katazonas. A figura 2 mostra as termócronas 250-300°C, derivadas das datações K-Ar em micas. A figura 3 mostra as termócronas 450-500°C, derivadas das datações K-Ar em hornblendas, e a figura 4 mostra as termócronas 650-700°C, derivadas das datações Rb-Sr (rocha total) de granulitos, migmatitos e gnaisses, a partir de isócronas verdadeiras. Cada um desses mapas mostra a posição espacial da termócrona de uma dada temperatura em diferentes épocas. Como estão sendo consideradas somente amostras de rochas de meso e katazonas, as figuras correspondem somente às regiões onde essas rochas afloram e onde há informações isotópicas disponíveis. O traçado das termócronas foi feito manualmente, sem a ajuda de qualquer interpolador automático.

A figura 5 deverá auxiliar a compreensão de algumas situações mostradas pelas termócronas. Esta figura mostra as principais megaestruturas geológicas do país (DELGADO e PEDREIRA, 1994; HASUI, 1990). Esta figura servirá como base para a interpretação dos mapas de isotermas e de depósitos minerais a seguir listados.

Combinando os três mapas de termócronas é possível, para qualquer época, obter um mapa com as posições das isotermas 250-300°C, 450-500°C e 650-700°C. Esses mapas serão denominados "mapas de época". Portanto, em cada um dos mapas de época a posição da termócrona 250°C-300°C é obtida na

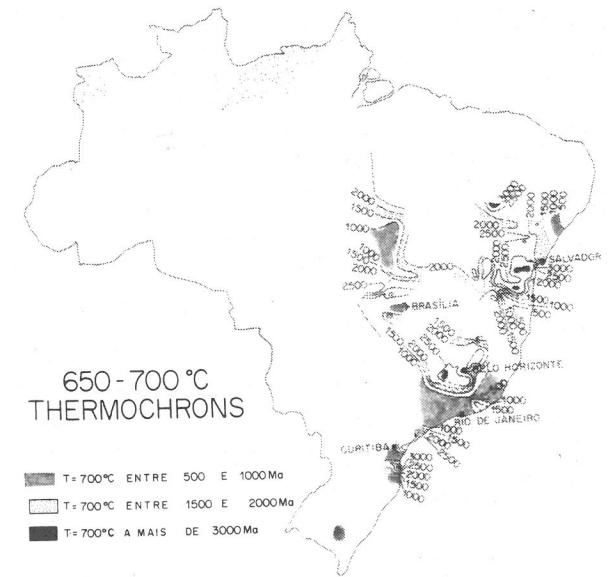


Fig. 4. Termócronas 650°C-700°C. 650°C-700°C thermochrons.

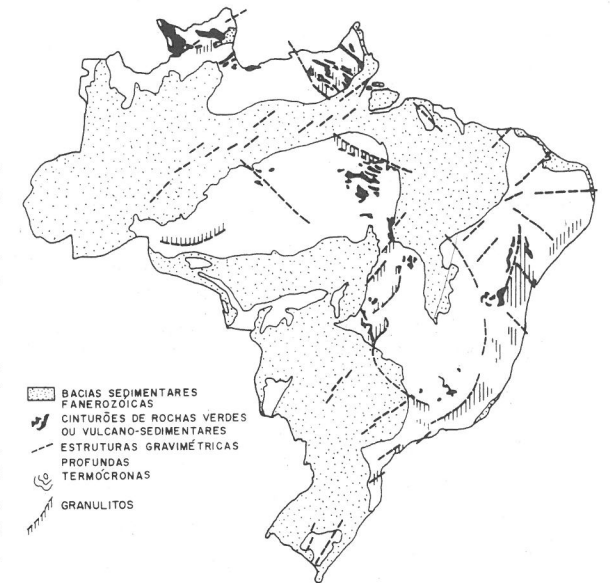


Fig. 5. Principais megaestruturas geológicas do território brasileiro. Major geological structure from Brazilian territory.

Nesses mesmos mapas estão localizados os principais depósitos minerais que, se presume, tenham sido gerados em uma época próxima daquela retratada pelo mapa. As mesmas termocronas foram também lançadas, para cada época considerada, no mapa que contém algumas das principais megaestruturas geológicas reconhecidas no território brasileiro (figura 5). Assim foram geradas as figuras 7B, 8B, 9B, 10B e 11B, respectivamente para as épocas 2500 Ma, 2000 Ma, 1500 Ma, 1000 Ma e 500 Ma.

De um banco de dados de 1.414 depósitos minerais, foram selecionados os 140 principais depósitos (DELGADO e PEDREIRA, 1994) do Brasil. Esses depósitos, listados e identificados no Quadro 1, foram separados em grupos correspondentes ao período aproximado nos quais foram gerados. Para quase todos, a idade de gênese foi estimada com base em dados geológicos, dada a inexistência de informações geocronológicas precisas que datem a época da mineralização. Conforme já mencionado, esses depósitos foram lançados nos mapas de época, em seus períodos de gênese correspondentes. Notar que, ou devido as incertezas quanto ao período em que efetivamente foram gerados, ou porque foram gerados em uma dada época e posteriormente retrabalhados, ou ainda porque foram gerados em épocas intermediárias àquelas retratadas pelos mapas de época, alguns deles constam em mais de um mapa.

Quadro 1 - Lista dos principais depósitos minerais do Brasil (DELGADO e PEDREIRA, 1994).
Table 1 - Major mineral deposits of Brazil (DELGADO and PEDREIRA, 1994)

| Number Número | Ore | Local name Nome do local | Region Região |
|------------------|-----------------|-------------------------------------|------------------|
| 1 | Cu (Au, Ag) | Camaquã | RS |
| 2 | Pb, Zn (Ag) | Santa Maria | RS |
| 3 | Ametist, agate | Alto Uruguai, Salto do Jacuí | RS |
| 4 | F | Morro da Fumaça, Fortuna Armazém | SC |
| 5 | W | Cerro da Catinga | SC |
| 6 | F | Sete Barras, Adrianópolis | PR |
| 7 | Talc | Ponta Grossa | PR |
| 8 | Talc | Ribeirão Branco | SP |
| 9 | U(Mo) | Figueira | PR |
| 10 | P (Fe, lime) | Jacupiranga | SP |
| 11 | Pb,Ag (Zn, Cu) | Perau, Canoas, Adrianópolis | PR |
| 12 | Pb, Ag (Ba) | Rocha | PR |
| 13 | Pb,Ag | Panelas | PR |
| 14 | U, Mo, Zr (RE) | Poços de Caldas | MG |
| 15 | Al | Poços de Caldas | MG, SP |
| 16 | Al | Morro Redondo, Rezende | RJ |
| 17 | F | Rio Bonito | RJ |
| 18 | Al | Zona da Mata | MG |
| 19 | Ti, Zr, Th | São João da Barra | RJ |
| 20 | Au | Passagem de Mariana | MG |
| 21 | Fe | Alegria (IQ) | MG |
| 21 | Fe, Mn | Miguel Congo (IQ) | MG |
| 21 | Fe | Capanema (IQ) | MG |
| 21 | Fe | Timbopeba (IQ) | MG |
| 22 | U, Au | Moeda (IQ) | MG |
| 23 | Au (Ag) | Morro Velho, Nova Lima (IQ) | MG |
| 23 | Au (Cu, Pb, Ag) | Cuibá (IQ) | MG |
| 24 | Fe | Águas Claras, Mutuca, Picos (IQ) | MG |
| 25 | Fe | Itabira (IQ) | MG |
| 26 | Topaz | Ouro Preto | MG |
| 27 | Nb, P, Ba (Ti) | Araxá | MG |
| 28 | Ti,P | Patrocínio | MG |
| 29 | Be (emerald) | Itabira | MG |
| 30 | Diamond | Jequitinhonha | MG |
| 31 | P | Patos de Minas | MG |
| 32 | Na | Conceição da Barra | ES |
| 33 | Au | São Bento, Santa Bárbara (IQ) | MG |
| 34 | Au | Morro do Ouro, Paracatu | MG |
| 35 | Zn, Pb | Morro Agudo | MG |

| | | | |
|----|-----------------------------|---|------------|
| 36 | Zn, Pb | Vazante | MG |
| 37 | P, vermiculite (Fe, Ti) | Ipanema | SP |
| 38 | Ni, Cu, Co, PGE | Fortaleza de Minas | MG |
| 39 | Nb, P, Ti (RE, vermiculite) | Catalão | GO |
| 40 | Mn,Fe | Urucum | MT |
| 41 | Ni | Morro do Corisco | MG |
| 42 | Ni (Cu) | Ipanema, Pocrane | MG |
| 43 | Ni | Morro do Engenho | GO |
| 44 | Ni | Barro Alto | GO |
| 45 | Ni | Niquelândia | GO |
| 46 | Cu (Au) | Mara Rosa | GO |
| 47 | Au | Mina III, Crixás, Meia Pataca | GO |
| 48 | Diamond | Faz. Camargo, Nortelândia | MT |
| 49 | Diamond | Poxoréu | MT |
| 50 | Sn | Pedra Branca, Nova Roma | GO |
| 51 | Zn,Cu,Pb | Palmeirópolis | GO |
| 52 | Be (emerald) | Santa Terezinha de Goiás | GO |
| 53 | Be (emerald) | Minaçu | GO |
| 54 | Asbestos | Minaçu, Cana Brava | GO |
| 55 | P, Nb,T i | Tapira | MG |
| 56 | U | Rio Preto | GO |
| 57 | Mn | Licínio de Almeida | BA |
| 58 | F | Serra do Ramalho | BA |
| 59 | U | Lagôa Real | BA |
| 60 | Magnesite | Brumado | BA |
| 61 | Talc | Brumado | BA |
| 62 | Ti, V | Faz. Gulçari, Maracás | BA |
| 63 | Ba (gipsite) | Camamu | BA |
| 64 | Gipsite | Maraú | BA |
| 65 | Pb, Zn, Ag | Boquira | BA |
| 66 | Ba | Ibitiara | BA |
| 67 | Salt | Vera Cruz | BA |
| 68 | P (Pb, Zn) | Irecê | BA |
| 69 | Ba | Itapura | BA |
| 70 | Au | Jacobina | BA |
| 71 | Au | Fazenda Brasileiro | BA |
| 72 | Au | Fazenda Maria Preta | BA |
| 73 | Cr | Campo Formoso | BA |
| 74 | Cr | Jacurici | BA |
| 75 | Cr | Pedras Pretas, Santa Luz | BA |
| 76 | Cu | Caraíba | BA |
| 77 | Magnesite | Sento-Sé | BA |
| 78 | Ti, V | Campo Alegre de Lourdes | BA |
| 79 | P | Campo Alegre de Lourdes | BA |
| 80 | K, Na (Mg) | Taquari, Vassouras | SE |
| 81 | Ti, Zr, Th | Brejo Grande | SE |
| 82 | Cu,Au | Serrote da Laje | AL |
| 83 | Na | Maceió | AL |
| 84 | Fe | Porteirinha, R. Pardo de Minas | MG |
| 85 | Gipsita | Araripe basin | PI, PE, CE |
| 86 | Magnesita | Orós | CE |
| 87 | Acqua marine | Itambé, Pedra Azul | BA |
| 88 | Be (emerald) | Camaíba, Socotó | BA |
| 89 | U | Espinharas | PB |
| 90 | P | Alhandra, João Pessoa, Igaracu, Goiana | PB, PE |
| 91 | Ti,Zr | Mataraca | RN, PB |
| 92 | W (Mo) | Brejui, Barro Vermelho, Boca de Laje, Zangarellhas | RN |
| 93 | Au | São Francisco, Currais Novos | RN |
| 94 | Fe | Santo Antônio do Rio Abaixo | MG |
| 95 | Cu (Ag) | Pedra Verde | CE |
| 96 | Opal | Pedro II | PI |
| 97 | U | Campos Belos | GO |
| 98 | Diamond | Chapada Diamantina | BA |

| | | | |
|-----|---------------------|--|----|
| 99 | U | Amoninópolis | GO |
| 100 | Ni,Cu,Co | Americano do Brasil | GO |
| 101 | Au | Cabaçal I | MT |
| 102 | Ni, vermiculite | Jussara | GO |
| 103 | Au (Pd, Ag) | Rio Madeira | RO |
| 104 | Topaz | Massangana | RO |
| 105 | Sn | Rondônia | RO |
| 106 | Sn | São Francisco | MT |
| 107 | Sn | Santa Bárbara, Jacundá, Alto Candeias | RO |
| 108 | Sn | Massangana | RO |
| 109 | Sn | Igarapé Preto | AM |
| 110 | Sn | São Pedro do Iripi | PA |
| 111 | Cu (Au, Mo, Ag, Fe) | Salobo | PA |
| 112 | Mn | Serra do Buritirama | PA |
| 113 | Fe | Carajás | PA |
| 114 | Ametist | Alto Bonito | PA |
| 115 | Ametist | Pau D'Arco | PA |
| 116 | Ni | Vermelho | PA |
| 117 | Ni | Puma-Onça, São Félix do Xingu | PA |
| 118 | Ni | Jacaré e Jacarezinho, São Félix do Xingu | PA |
| 119 | Mn | Serra do Navio | AP |
| 120 | Au | Salamangon, Mutum | AP |
| 121 | Sn | Pitinga | AM |
| 122 | Nb, RE, Th, Ti | Morro dos Seis Lagos | AM |
| 123 | Al | Parujari | AM |
| 124 | Al | Porto Trombetas, Oriximiná | PA |
| 125 | Diamond | Roraima | RR |
| 126 | Au, Ag | Serra Pelada, Marabá | PA |
| 127 | W | Pedra Preta | PA |
| 128 | Au, Ag | Serra das Andorinhas, R. Maria | PA |
| 129 | Ni | São João do Piauí | PI |
| 130 | Vermiculite | Paulistana | PI |
| 131 | U,P | Itataia | CE |
| 132 | Al | Paragominas | PA |
| 133 | Au | Novo Planeta, Alta Floresta | MT |
| 134 | Sn | Surucucus | RR |
| 135 | Acqua marine | Tenente Ananias | RN |
| 136 | Na,K | Nova Olinda | AM |
| 137 | Gipsite, Na | Aveiro | PA |
| 138 | Gipsite | Codó | MA |
| 139 | Au, Cu | Igarapé Bahia | PA |
| 140 | Al, Fe | Jatapu | AM |

DISCUSSÃO

AS ISOTERMAS E O ARCABOUÇO ESTRUTURAL REGIONAL

As figuras 2, 3 e 4 mostram a existência de núcleos antigos, melhor preservados ou não afetados pelos eventos térmicos dos diversos ciclos tectônicos, sobretudo do Brasiliano. Esses núcleos, situados nas regiões de Salvador, de Belo Horizonte e ao sul de Curitiba, têm micas de rochas de meso e katazonas com idades K-Ar acima de 2000 Ma (figura 2), e isócronas de rocha total, também de meso e katazonas, indicando idades Rb-Sr acima de 3000 Ma (figura 4). Notar, também, a presença de zonas rejuvenescidas na faixa costeira, entre Curitiba e o sul de Salvador, e na região central do Brasil, a NW de Brasília (figura 2), onde a temperatura esteve igual ou maior que 250°C há menos de 500 Ma.

Os núcleos antigos, aparentemente intocados do ponto de vista térmico desde o Mesoarqueano, há 3000 Ma (figura 6), cresceram com o passar do tempo, praticamente quintuplicando suas superfícies durante o Ciclo Jequié, até o Neoarqueano, há 2500 Ma (figura 7A). Há 2000 Ma (figura 8A), nas regiões de Salvador, Belo Horizonte e Curitiba, as termócronas tinham um arranjo com temperaturas crescentes

Os núcleos antigos, aparentemente intocados do ponto de vista térmico desde o Mesoarqueano, há 3000 Ma (figura 6), cresceram com o passar do tempo, praticamente quintuplicando suas superfícies durante o Ciclo Jequié, até o Neoarqueano, há 2500 Ma (figura 7A). Há 2000 Ma (figura 8A), nas regiões de Salvador, Belo Horizonte e Curitiba, as termócronas tinham um arranjo com temperaturas crescentes a partir desses núcleos, onde as temperaturas eram menores que 250°C (a nível de meso-katazonas), para o exterior, onde as temperaturas passavam sucessivamente a 500°C e depois a 700°C. Notar que, na região de Salvador, essa estrutura térmica organizada está situada no interior de uma região limitada por lineamentos gravimétricos profundos (figura 8B). Naquela região, essa estrutura térmica centrífuga (baixa temperatura no centro e alta temperatura no núcleo) desestruturou-se no período entre 2000 Ma e 1500 Ma (figuras 9A e 9B), fazendo que, há 1500 Ma, apenas a sua parte sul continuasse a existir, organizada perpendicularmente a linha atual do litoral ao sul de Salvador. Nesse mesmo intervalo de tempo uma estrutura semelhante apareceu a oeste, com um núcleo de baixa temperatura (temperatura menor que 250°C ao nível de meso-katazona) que se estendia da região central da Bahia até o leste do Estado do Tocantins (núcleo Guanambi-Tocantins).

A superposição do mapa de termócronas da época 1500 Ma (figura 9A) com o mapa onde são mostradas as estruturas geológicas mais importantes do território brasileiro (figura 9B) permite sugerir algumas explicações para as estruturas térmicas observadas. Na região de Salvador, o núcleo de baixa temperatura coincide com a região granulítica de Salvador-Curaçá, também denominada Jequié-Serrinha (MASCARENHAS, 1990; HASUI, 1990), entre o litoral e o cinturão vulcano-sedimentar de Itapicuru-Jacobina, a oeste (DELGADO e PEDREIRA, 1994). A oeste o limite desse núcleo coincide, também, com uma das estruturas profundas definidas pela gravimetria terrestre, interpretada por HASUI (1990) como um possível limite de blocos continentais antigos. Todas essas estruturas, associadas à disposição centrífuga das isotermas, poderiam ser explicadas pela existência naquela região, até pelo menos o fim do Ciclo Transamazônico, de um núcleo estável, com características de bloco continental, envolvido por um cinturão de alta temperatura. Se essa estrutura térmica for interpretada como indicadora da presença de um arco magmático circundando um núcleo com características continentais, a disposição observada das termócronas sugerem subduções de sul para norte, na parte sul (figuras 8a e 9A), e de leste para oeste na porção leste dessa estrutura (vide disposição da isoterma 700°C na figura 8A). Há 1500 Ma somente o limite sul desse arco magmático estaria ainda ativo, desaparecendo totalmente entre essa época e 1000 Ma (figura 10A).

O mesmo tipo de estrutura existe desde a época 2500 Ma na região de Belo Horizonte (figuras 8A e 8B). Essa estrutura térmica expandiu-se, sempre mantendo a disposição centrífuga das termócronas, desde 2500 Ma a até 1000 Ma (figuras 10A e 10B) atrás. Notar que, nas épocas 1500 e 1000 Ma, a termócrona 700°C dessa estrutura praticamente coincidia com uma estrutura gravimétrica profunda, de forma elíptica, que envolve as metades sul dos Estados de Minas Gerais e Goiás. Também nesse caso essas

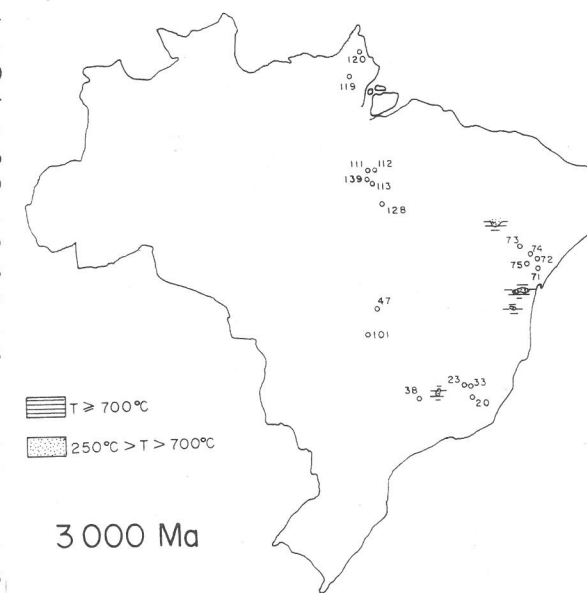


Fig. 6
Posição das termócronas de meso e katazonas há 3000 Ma e dos depósitos minerais do Mesoarqueano. Location of meso and katazone thermochrons 3000 My ago, and sites of the main mineral deposits of this epoch.

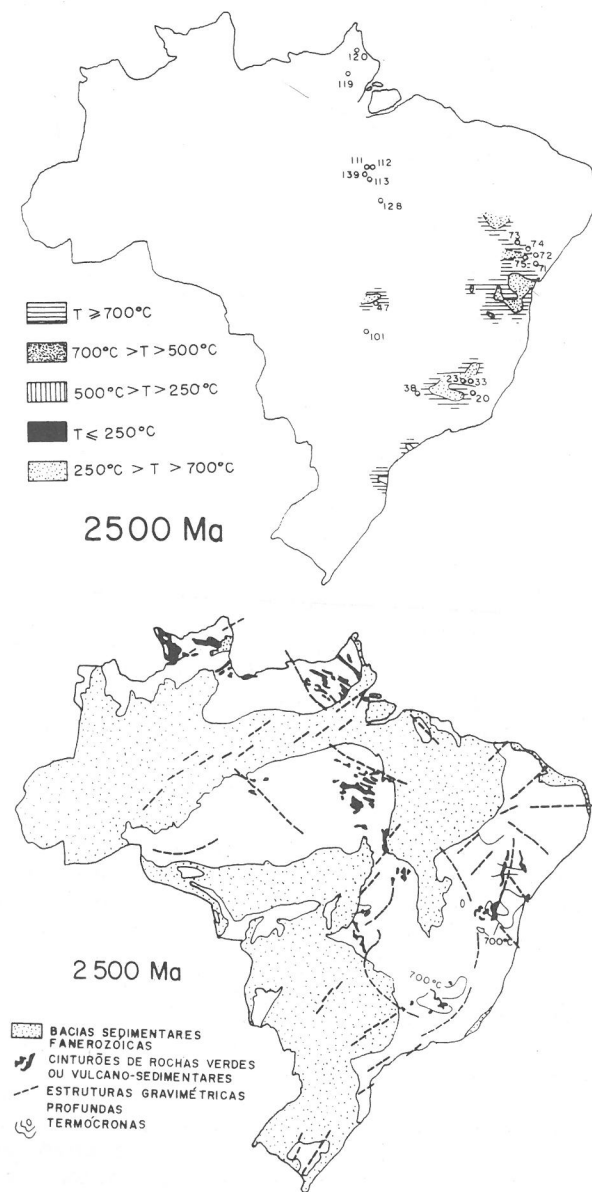


Fig. 7

(A) Posição das termócronas de meso e katazonas há 2500 Ma e dos depósitos minerais do Neoproterozoico. (B) Posição das termócronas de meso e katazonas há 2500 Ma em relação às grandes estruturas geológicas do território brasileiro. (A) Location of meso and katazones thermochrons 2500 My ago, and sites of the main Neoproterozoic mineral deposits. (B) Location of meso and katazones thermochrons 2500 My ago in relation to the main geological structures from Brazilian territory.

estruturas e a disposição das isothermas sugerem, pelo menos até a 1000 Ma atrás, a existência de um extenso bloco com características continentais situado desde o sul de Belo Horizonte até ao menos a altura do paralelo 13°, a NE de Brasília. Na sua porção norte esse bloco incluiria o núcleo de baixa temperatura anteriormente mencionado, situado na região que vai desde o oeste da Bahia até o leste do Estado do Tocantins (Guanambi-Tocantins). Esses dois núcleos de baixa temperatura configuram uma região com forma grosseiramente elíptica que é toda circundada por lineamentos gravimétricos profundos (figuras 9B e 10B). Pelo menos nas partes sul e nordeste dessa região, a disposição das isothermas, mais uma vez interpretadas como indicadores da presença de arcos magmáticos, sugerem a existência de subduções de sul para norte, na parte sul, e de nordeste para sudoeste, na parte nordeste. Uma diferença importante em relação à região de Salvador é que, a sul e a oeste, essa região tem granulitos na sua parte externa (figura 5), não coincidente com os núcleos de baixa temperatura, fora da área elíptica limitada pelas estruturas gravimétricas profundas, o contrário do observado na região de Salvador. Isto poderia ser interpretado ou considerando os granulitos como tendo idade brasileira (SOARES, 1990), sendo, portanto, posteriores à estrutura térmica em questão, ou considerando a estrutura gravimétrica profunda como uma linha de sutura, limitando duas massas continentais antigas.

O pequeno bloco de baixa temperatura situado ao sul de Curitiba tem as mesmas características do bloco de Belo Horizonte, porém as termócronas a ele relacionadas mostram inversões de posição cujas explicações dependem de exame em escalas mais favoráveis. Possivelmente a superposição e/ou a inversão das posições das termócronas observadas hoje naquela região se relacionam a deslocamentos

com componentes horizontais importantes, capazes de modificar regionalmente as posições de blocos onde as termócronas haviam sido definidas anteriormente.

Há 500 Ma atrás (figuras 11A e 11B) todas as estruturas térmicas descritas não existiam mais. Os núcleos de baixa temperatura expandiram-se e coalesceram, formando uma extensa faixa de baixa temperatura que ia desde o litoral do nordeste até o extremo sul do país (figura 11A). Esta faixa foi limitada a leste por uma zona de alta temperatura, de forma irregular, que se estendia desde a Bahia até ao menos o litoral de Santa Catarina. O seu limite oeste foi marcado por uma outra zona de alta temperatura, zona esta com limite leste orientado meridionalmente, estendendo-se desde a região de Conceição do Araguaia, ao norte, até Barra do Garça, ao sul. Este limite coincide com o arco magmático caracterizado por PIMENTEL e FUCK (1991, 1992) no oeste de Goiás.

A DISTRIBUIÇÃO DOS DEPÓSITOS MINERAIS

Os grandes depósitos minerais considerados *Arqueanos* (figuras 6 e 7A) associam-se a *greenstone belts* ou a cinturões vulcano-sedimentares antigos. Nos *greenstone belts* são mais frequentes os depósitos de Au, geralmente de origem vulcanogênica (p.ex. 20, 23, 33), ou em veios de quartzo em zonas de cisalhamento (p.ex. 71 e 72). Depósitos de Ni, Cu, Co, EGP, comuns nos cinturões australianos, são raros no Brasil, sendo conhecido somente o de Fortaleza de Minas (38). Salobo, um mega depósito de Cu, Fe(Mo, Au, Ag) na Serra dos Carajás (111), é também único. Nos cinturões vulcano-sedimentares ocorrem grandes depósitos de Cr (p.ex. 73) em complexos máfico-ultramáficos, e depósitos de Fe tipo superior (BIONDI, 1986), como aqueles da Serra dos Carajás (113). São consi-

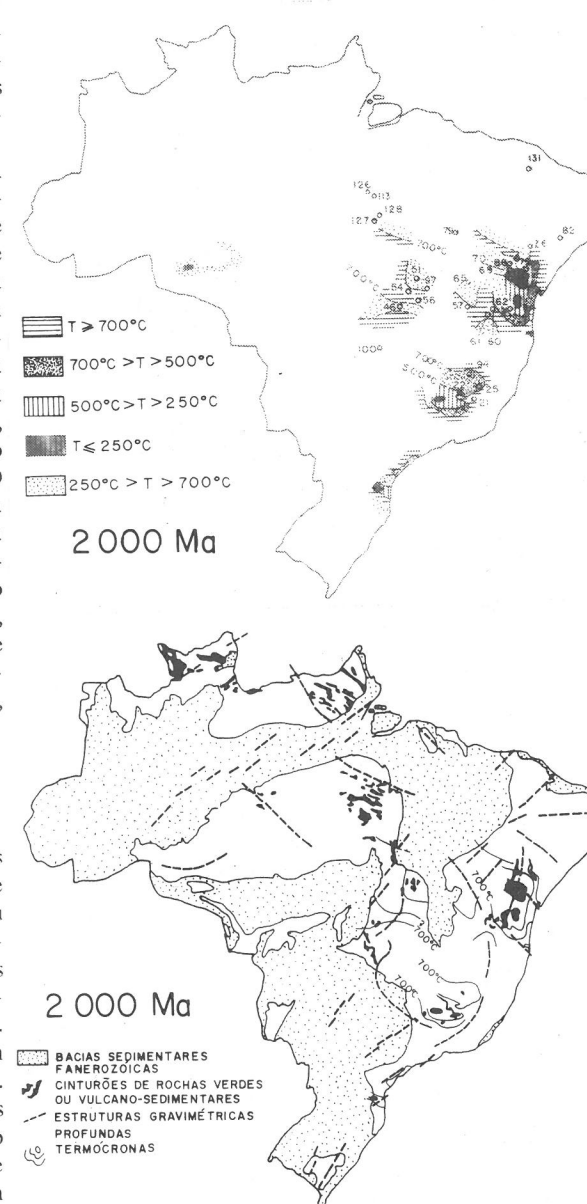


Fig. 8

(A) Posição das termócronas de meso e katazonas há 2000 Ma e dos depósitos minerais do Eoproterozoico. (B) Posição das termócronas de meso e katazonas há 2000 Ma em relação às grandes estruturas geológicas do território brasileiro. (A) Location of meso and katazones thermochrons 2000 My ago, and sites of the main Eoproterozoic mineral deposits. (B) Location of meso and katazones thermochrons 2000 My ago in relation to the main geological structures from Brazilian territory.

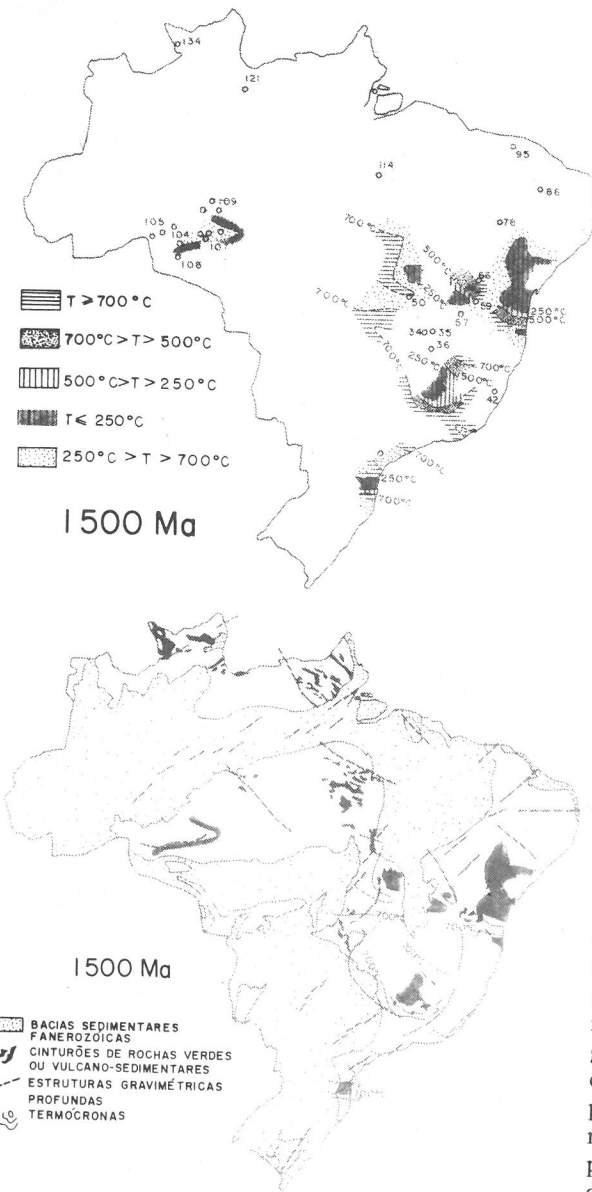


Fig. 9

(A) Posição das termocronas de meso e katazonas há 1500 Ma e dos depósitos minerais do Mesoproterozóico. (B) Posição das termocronas de meso e katazonas há 1500 Ma em relação às grandes estruturas geológicas do território brasileiro. (A) Location of meso and katazones thermochrons 1500 My ago, and sites of the main Mesoproterozoic mineral deposits. (B) Location of meso and katazones thermochrons 1500 My ago in relation to the main geological structures from Brazilian territory.

derados também do Arqueano (Eoproterozóico?) os depósitos de Mn da Serra do Buritirama (112) e da Serra do Navio (113), provavelmente originados em exalações vulcanogênicas e enriquecidos residual e supergenicamente no Cenozóico.

Praticamente todos os depósitos acima mencionados foram formados em ambientes superficiais ou subsuperficiais (epizona), e são encaixados por rochas metassedimentares e/ou metavulcânicas. Nas figuras 6 e 7A eles aparecem fora de núcleos frios, porém nas suas proximidades, sobre o que seriam a faixas de altas temperaturas que margeiam esses núcleos. Os depósitos de Au de Nova Lima (23) e São Bento (33), no Quadrilátero Ferrífero, e os depósitos, também de Au, de Crixás (47), situam-se no limite desses núcleos, sobre a termocrona que separa a zona de temperaturas menores que 250°C (ao nível de meso-katazonas), da zona externa, onde as temperaturas, na época, podiam atingir até 700°C. Não há informações disponíveis sobre a posição das termocronas nas regiões centro norte (Carajás, depósitos 111, 112, 113, 128 e 139) e norte (Amapá, depósitos 119 e 120).

São provavelmente do Eoproterozóico as mineralizações de Ba da região de Itapura (69) e as mineralizações de Au em veios de quartzo em zonas de cisalhamento, na região dos garimpos da região de Jacobina, a NW de Salvador (figura 8A). Em complexos máfico-ultramáficos situados nas bordas dos núcleos estáveis (superpor figuras 8A e 8B) formaram-se depósitos importantes de Cr (75), de esmeralda (88), de Ti-V (62) e de Cu (76). Depósitos de Cu, Ni, Co (p.ex. 100) e de asbestos (p.ex. 54) são provavelmente também dessa época e do mesmo tipo de ambiente. Os depósitos de sulfetos de Zn, Cu, Pb de Palmeirópolis (51), em metabasaltos, e de Cu (Au) de Mara Rosa (46), em

granodioritos-monzonitos, são prováveis testemunhos da existência pretérita de arcos vulcânicos e/ou arcos magmáticos no Eoproterozóico do Brasil central. Notar que todos esses depósitos situam-se sobre ou muito próximos de termocronas que limitam os núcleos de baixa temperatura da época 2000 Ma.

Os paleoplacers com depósitos de Au-U (22, 70), as formações ferríferas gigantes, tipo Superior (21, 25, 94), e os depósitos de talco (60) e magnesita (61, 86) encaixados por dolomitos metassomatizados são, também, depósitos formados na periferia dos núcleos estáveis do Eoproterozóico, dentro de bacias sedimentares marginais extensionais. As fosforitas metassomatizadas mineralizadas a U,P de Itataia (131), o carbonatito com apatita de Campo Alegre de Lourdes (79), os depósitos de U em discordâncias (56, 97), e os depósitos da região de Carajás (126, 127, 128) são depósitos do Eoproterozóico formados em regiões onde não se dispõe de informações sobre as condições térmicas ao nível de meso-katazonas.

Os mapas de termocronas (figura 8A) e o mapa geológico (figura 8B) do Eoproterozóico sugerem a existência, naquela época, de subduções centrípetas em torno dos núcleos de baixas temperaturas das regiões de Salvador e de Belo Horizonte. Neste tipo de ambiente, uma seqüência lógica de eventos tectônicos para explicar a geração dos depósitos minerais mencionados seria considerar inicialmente a existência de uma fase rifte distensiva que possibilitou a intrusão de rochas máfica-ultramáficas onde estão os depósitos de Cr, de Ti-V e de Cu-Ni-Co. As bacias extensionais conseqüentes do rifteamento seriam preenchidas por sedimentos terrígenos, onde estão os depósitos de Au, e clasto-químicos plataformais, onde estão os depósitos de Fe, talco, magnesita e as fosforitas com U. Na fase de oceanização subsequente, as-

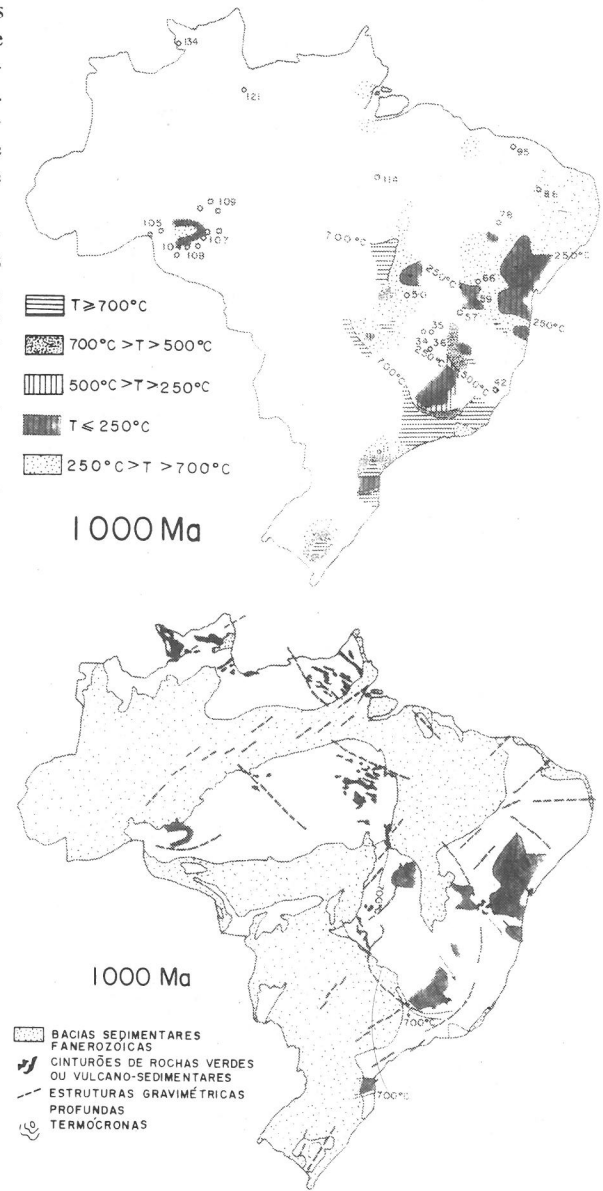


Fig. 10

(A) Posição das termocronas de meso e katazonas há 1000 Ma e dos depósitos minerais do Mesoproterozóico. (B) Posição das termocronas de meso e katazonas há 1000 Ma em relação às grandes estruturas geológicas do território brasileiro. (A) Location of meso and katazones thermochrons 1000 My ago, and sites of the main Mesoproterozoic mineral deposits. (B) Location of meso and katazones thermochrons 1000 My ago in relation to the main geological structures from Brazilian territory.

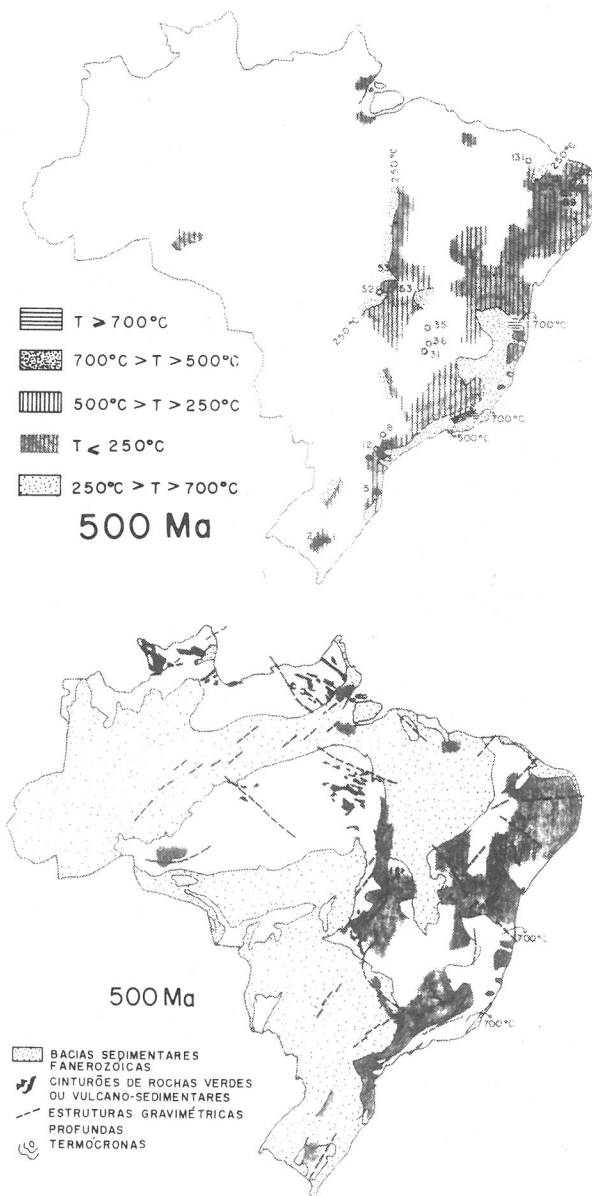


Fig. 11

(A) Posição das termócronas de meso e katazonas há 500 Ma e dos depósitos minerais do Neoproterozóico. (B) Posição das termócronas de meso e katazonas há 500 Ma em relação às grandes estruturas geológicas do território brasileiro. (A) Location of meso and katazones thermochrons 500 My ago, and sites of the main Neoproterozoic mineral deposits. (B) Location of meso and katazones thermochrons 500 My ago in relation to the main geological structures from Brazilian territory.

sociada a subduções, formaram-se depósitos de arcos vulcânicos, com Zn, Cu, Pb, e de arcos magmáticos, onde junto ao plutonismo granítico formaram-se escarnitos com W e depósitos apicais disseminados com Cu-Au.

Os mapas de termócronas das regiões de Belo Horizonte e, talvez, do sul de Curitiba (figuras 7A e B e figura 8), sugerem a existência de regimes tectônicos compressivos nas regiões sudeste e sul do Brasil desde o Mesoproterozóico (figuras 9A e 9B) pelo menos até há cerca de 1000 Ma atrás (figuras 10A e 10B). Aparentemente as outras regiões ficaram estáveis após a formação de extensas massas continentais no Transamazônico (BRITO NEVES, 1992). Essas massas continentais passaram ao Mesoproterozóico submetidas a um regime extensional (BRITO NEVES, 1992; COSTA e HASUI, 1992) que propiciou o aparecimento de "zonas quentes" (hot spots) nas regiões norte, oeste, leste e central do Brasil. Essas regiões foram submetidas a uma intensa atividade vulcânica e plutônica durante todo o Mesoproterozóico. Nas regiões norte e central o plutonismo dessa época caracteriza-se pela presença de granitos com grei-sens e pegmatitos, responsáveis pelas mineralizações de Sn (105 a 110 e 134) e de topázio (104) da Rondônia e Amazonas, de Sn, Nb-Ta, TR de Pitinga (121), e de Sn em Goiás (50). Na região de Rondônia (figura 9A) todos os greisens mais importantes situam-se sobre ou próximos a um núcleo de alta temperatura, limitado por uma termócrona com temperatura maior ou igual a 250°C, que desapareceu no período entre 1000 Ma (figura 10A) e 500 Ma (figura 11A).

O depósito de U em episienitos de Lagoa Real, na Bahia (59), parece ser, também, do Mesoproterozóico. Esse depósito localiza-se junto ao núcleo de baixa temperatura situado entre o oeste da Bahia e o leste de Tocantins (Guanambi-Tocantins). Mais ao norte o plu-

direcionado contra a zona estável, central. Formaram-se zonas de cisalhamento de alto e baixo ângulos que foram localmente hidrotermalizadas no fim do Proterozóico e início do Paleozóico, gerando depósitos de esmeralda (52, 53) como o de Santa Terezinha de Goiás. Na região costeira as principais mineralizações associaram-se ao plutonismo tardio a pós-orogênico do início do Paleozóico, onde se instalaram as províncias pegmatíticas com depósitos de turmalina, água marinha, Be, Li, Sn e feldspato, garimpados no leste de Minas Gerais, Espírito Santo, sul da Bahia e no nordeste. O hidrotermalismo associado a este plutonismo pode também ter gerado os depósitos de W(5) e de F(6) na região sul, e de W, Mo(92) e de Au(93) no nordeste, além de retrabalhar os depósitos de U (89, 131). As pequenas bacias molássicas eopaleozóicas do sul do país (figura 11A), formadas junto ao cinturão costeiro, contêm depósitos de Cu (1) e de Zn, Pb (Ag) (2).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRIESEN, P.A.M. Isotopic age relation within the polymetamorphic complex of the island of Naxos (Cyclades, Greece). Verh. n.º 3, Z.W.O. Laboratorium voor Isotopen Geologie, Amsterdam, 71 p. 1978.
- BIONDI, J.C. Depósitos de Minerais Metálicos de Filiação Magmática. T.A. Queiroz - CBMM (SP), 602 p. 1986.
- BRITO NEVES, B. O Proterozóico Médio no Brasil. Rev. Bras. Geoc., v.22, n.4, p.449-461, 1992.
- _____; CORDANI, U.G. Tectonic evolution of south America during the late Proterozoic. Precambrian Research, v.53, p.23-40, 1991.
- CORDANI, U.G. Fundamentos de interpretação geocronológica. In: XXXI Cong. Bras. Geol. (6.: 1980: Baln. Camboriu, SC), Anais, p.5-22. 1980.
- _____; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; SATO, K. The growth of the Brazilian shield. Episodes, v.11, n.3, p.163-167, 1988.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. Aspectos tectônicos do Proterozóico Médio da Amazônia Brasileira. Rev. Bras. Geoc., v.22, n.4, p.487-492, 1992.
- DELGADO, I.M.; PEDREIRA, A.J. Síntese da evolução geológica e metalogenética do Brasil. MME-SMM Bahia-CPRM, publicação especial, 27 p. 1994.
- HARPER, C.T. On the interpretation of potassium-argon ages from Precambrian shields and Phanerozoic orogens. Earth Planetary Sci. Letters., v.3, p.128-132, 1967.
- HART, S.R., DAVIS, G.L., STEIGER, R.H.; TILTON, G.R. A comparison of the isotopic mineral age variations and petrological changes induced by thermal metamorphism. In E.I. Hamilton and R.M. Farquhar (Ed.) "Radiometric Dating for Geologists", Interscience, NY, p.73-110, 1968.
- HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. Bol. Soc. Bras. Geol., Núcleo de Minas Gerais, v.11, p.1-31, 1990.
- MASCARENHAS, J.F. Uma síntese sobre a geologia da Bahia. Publicação especial da Sec. Minas e Energia do Est. da Bahia, 98 p. 1990.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. Origin of orthogneiss and metavolcanic rocks units in western Goiás: Neoproterozoic crustal accretion. Geochim. Brasil., v.5, p.133-152, 1991.
- _____; _____. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. Geology, v.20, p.375-379, 1992.
- PIPER, J.D.A. Proterozoic paleomagnetism and single continent plate tectonics. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v.74, p.163-197, 1983.
- SOARES, P.C. 1990.
- WINDLEY, B.F. The Evolving Continents. 2. ed. John Wiley & Sons (NY), 397 p. 1984.