EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO CRÁTON DO GUAPORÉ COMPARADA COM A DO ESCUDO BÁLTICO

F. F. M. DE ALMEIDA*

ABSTRACT A comparative study of the Precambrian tectonic differentiation of the Guaporé Craton in South America, and the Baltic Shield in Europe, demonstrate that the major geologic events are synchronous and correlatable.

The Transamazonian and Svecofennian-Karelian cycles are equivalent in age and geologic products, as well as the volcanic phenomena Uatuma and sub-Jotnian, which were both accompanied and followed by anorogenic granites between 1,700 and 1,500 m.y. The subsequent clastic Precambrian covers in both cratonic areas are associated with basic magmatism.

The eastern part of the Guaporé Craton and the southwestern part of the Baltic Shield underwent tectonic regeneration in middle Upper Precambrian, where the Uruaçu and Dalslandian geosynclines were formed. A tectono-magmatic reactivation at about 1,000 m. y., with production of anorogenic granites and acid to intermediate volcanism (Rondônia), as well as the Late Precambrian geosynclinal evolution at the eastern border of the Guaporé Craton (Brasiliano) find no counterparts in the Baltic Shield.

INTRODUÇÃO A comparação das características principais da diferenciação tectônica de áreas cratônicas situadas em regiões distantes pode contribuir para a identificação de tendências na evolução geológica do Pré-Cambriano** e de acontecimentos isócronos de âmbito global que possam facilitar a reconstituição da história tectônica da crosta do planeta, suportar modelos de sua evolução geodinâmica e estabelecer limites para a divisão cronoestratigráfica do Pré-Cambriano.

A representação na Carta Tectônica da América do Sul, das rochas sedimentares e vulcânicas não-metamórficas (ou pouco metamórficas), espalhadas pela área cratônica mais antiga levanta problemas de interpretação tectônica análogos aos que se têm apresentado em outras regiões e sido discutidos em reuniões da Subcomissão da Carta Tectônica do Mundo, do Congresso Geológico Internacional. Certos complexos rochosos da época de consolidação das plataformas mais antigas (crátons) manifestam características que não representam condições de evolução geossinclinal nem plataformar, mas de certo modo, intermediárias entre elas. Por vezes, relações espaço-temporais tornam evidentes as dependências de tais complexos, de faixas de dobramentos recém-completadas, casos em que se justifica sua interpretação como formações de etapas de transição. Outras vezes, tais relações não são óbvias, justo se tornando buscar outras interpretações.

A Conferência Internacional sobre a Tectônica do Escudo Báltico Oriental, realizada em julho de 1971 na Karélia, deu ao autor a oportunidade de conhecer no campo as mais diversas formações pré-cambrianas daquela República, desde as mais antigas, expostas na região do Mar Branco, às mais novas, do Jotniano do Lago Onega. As palestras então

*Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo

**É a seguinte a divisão aqui adotada para o Pré-Cambriano da América do Sul (Almeida, 1971): Pré-Cambriano Inferior, mais de 2 600 m.a.; Pré-Cambriano Médio, 2 600 a 1 800 m.a.; Pré-Cambriano Superior, 1 800 a 570 m.a. Na Karélia, a divisão adotada é a seguinte: Arqueano, mais de 2 600 $\pm$ 100 m.a.; Proterozóico Inferior, 2 600 a 1 950 $\pm$ 50 m.a.; Proterozóico Médio, 1 950 a 1 650 $\pm$ 50 m.a.; Proterozóico Superior, 1 650 a 550 m.a. (Gerling *et al.*, 1968)

pronunciadas em Petrozavodsk e as discussões que as acompanharam, das quais participaram alguns dos maiores conhecedores da geologia do Escudo Báltico, aliadas a consulta bibliográfica sobre essa região, indicaram ao autor a existência de várias analogias entre a história tectônica daquele escudo e a do Cráton do Guaporé.

O Cráton do Guaporé (Almeida, 1964) é a grande entidade tectônica pertencente ao Escudo Brasil Central, que serviu de antepaís aos geossinclíneos nos quais se desenvolveram as faixas de dobramentos do Pré-Cambriano Superior existentes em Goiás e em Mato Grosso. A oeste, seus limites ocultam-se sob a Sinéclise do Chaco e a Dala Cisandina; a norte, encobre-se a área cratônica sob os sedimentos paleozóicos da Sinéclise Amazônica, ressurgindo a norte desta, para constituir a maior parte do Escudo das Guianas, que não será objeto específico deste trabalho. A leste, o Cráton do Guaporé limita-se quase que bruscamente com a faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia.

Os conhecimentos ora disponíveis sobre a geologia do Cráton do Guaporé são ainda muito reduzidos, limitados a investigações realizadas ao longo de seus rios e pesquisas mais detalhadas em umas poucas áreas de interesse econômico. Um número ainda pequeno de datações radiométricas, nem sempre devidamente acompanhadas do adequado conhecimento da geologia do local de amostragem, permite situar aproximadamente no tempo os fenômenos geológicos mais importantes até agora comprovados na região. As investigações ainda em desenvolvimento, realizadas pelo Projeto Radam, do Departamento Nacional da Produção Mineral, vêm trazendo grande cópia de novos conhecimentos sobre a estrutura do Cráton do Guaporé.

O embasamento anterior ao Kareliano do Escudo Báltico, representado pelos Complexos Belomorianos e outros, do Arqueano, sujeitou-se a processos de intenso reomorfismo, granitização e migmatização no decorrer do Ciclo Svecofenno-Kareliano, na Península de Kola, no sul da Karélia e em diversas áreas menores (veja a Carta Tectônica Internacional da Europa, 1964, fls. 2, 3, 6 e 7). De tal modo, a interpretação das estruturas originais do Arqueano é tarefa extremamente difícil, apesar do apreciável conhecimento que já se tem dos Complexos pré-Karelianos. No caso do Cráton do Guaporé é ainda total o desconhecimento sobre as estruturas mais antigas que o Transamazônico, que se sabe existirem com mais de 3 000 m.a. Assim sendo, torna-se impossível qualquer comparação entre elas e as equivalentes, do Escudo Báltico.

As rochas metamórficas e eruptivas associadas, atribuídas ao Svecofenno-Kareliano, ocupam a maior parte da área do Escudo Báltico. Os complexos do Svecofenno-Kareliano constituem-se de grande variedade de metassedimentos detríticos e químicos (inclusive minérios de ferro) associados a metavulcânicas de variadas composições. Essas rochas foram dobradas e metamorfasadas em diversas fases, apresentando-se em fácies que varia desde xisto-verde a anfibolito. Também foram comumente migmatizadas e granitizadas.

Existem discordâncias na correlação entre as Svecofennides, que ocorrem no sul da Finlândia e na região central da Suécia, e as Karelides da Karélia, Finlândia (Lapônia), Península de Kola e norte da Escandinávia. Investigações geocronológicas, baseadas sobretudo em isócronas Rb-Sr, mas também em U-Pb-Th, indicam que a principal formação de granitos do Kareliano deu-se aproximadamente entre 2 300 e 2 100 m.a. Rochas pertencentes a esse ciclo, na região do Lago Ládoga, afetadas por metamorfismo e dobramento, são, contudo, mais novas que granitos sintectônicos com 1 900 m.a., enquanto que granitos tarditectônicos, biotita e anfibólio das rochas metamórficas de várias regiões da Karélia acusam idades de 1 800 a 1 700 m.a. (Livro-guia da excursão geológica na Karélia, 1971.) Os granitóides svecofennianos constituíram-se aproximadamente entre 1 900 e 1 800 m.a. (Kouvo, 1958; Welin, 1966), sendo as rochas supracrustais da Suécia pertencentes a esse ciclo, mais antigas que 1 880 m.a. (Welin, inf. oral, 1971), idade das eruptivas

de Haparanda. Na Karélia, os metaconglomerados do Seriolião, que possivelmente foram afetados por movimentos antes da deposição dos sedimentos jatulianos (aos quais, de resto, poderiam pertencer como formação clástica basal) foram metamorfisados há 1 760 m.a.

As informações apresentadas indicam que a tectogênese, o metamorfismo e a formação de granitos sintectônicos e tarditectônicos do Ciclo Svecofenno-Kareliano, precedendo na Karélia a deposição do Jatuliano (Kareliano tardio), findou a cerca de $1\ 800 \pm 50$ m.a., vale dizer, no final do Pré-Cambriano Médio.

A sedimentação jatuliana, seguida na Karélia pelo vulcanismo básico do Suisaarião, preencheu bacias isoladas, que se espalham na Karélia, Península de Kola e alguns locais da Finlândia, sobre as estruturas do Svecofenno-Kareliano, que recobrem em inconformidade e das quais podem separar-se por notáveis solos de intemperismo químico, como foi mostrado durante a Conferência. A sedimentação predominantemente clástica, continental, mas localmente marinha, na Karélia central e meridional, processou-se em depressões tectônicas e *grabens*, abatidos em blocos de falha reativadas do embasamento anterior ao Jatuliano. Movimentos contemporâneos à sedimentação causaram dobras isométricas, flexuras e sinclinais alongados, mas os dobramentos só são intensos nas zonas de falhas. Geralmente se apresenta metamorfismo em fácies xisto-verde, como tivemos oportunidade de observar no sinclinal em que se situa o Lago Segozero, uma das mais típicas bacias jatulianas. O desenvolvimento tectônico da sedimentação compreende um estágio inferior, no qual os sedimentos se associam aos produtos de um vulcanismo geralmente básico, e o estágio superior, constituído pelo retrabalhamento de rochas do anterior. Intrusões graníticas processaram-se em zonas de falhas, na Karélia central (Negrutsa, 1963), durante o Jatuliano Inferior.

A interpretação tectônica dos metassedimentos jatulianos apresenta problemas, pois suas deformações não são típicas de geossincline nem seu metamorfismo permite caracterizá-los como coberturas de plataforma, às quais se assemelham por suas litologias. Parece representarem molassas associadas a materiais vulcânicos, acumuladas em bacias intermontanas do final da tecto-orogênese do Ciclo Svecofenno-Kareliano, constituindo, de tal maneira, um estágio de transição (Tuyezov, 1966) na consolidação da plataforma do Leste Europeu.

Embora ainda escassos, os conhecimentos já permitem reconstituir-se, para o Cráton do Guaporé, uma história semelhante à do Escudo Báltico durante o Pré-Cambriano Médio. O Ciclo Transamazônico, definido por Hurley e colaboradores em 1967, afetou vasta área do continente. Suas estruturas acham-se particularmente bem expostas no Escudo das Guianas, onde não foram regeneradas durante o Pré-Cambriano Superior e têm sido bem estudadas na Venezuela e nas Guianas. Originaram-se de evolução geossinclinal, com fenômenos típicos de sedimentação e vulcanismo que caracterizam as zonas internas, tectonização, metamorfismo em fácies xisto-verde a anfibolito, migmatização e granitização, que se processaram em algumas fases. Estudos geocronológicos indicam que fenômenos capazes de ficar assinalados por idades radiométricas realizaram-se entre 2 100 e 1 800 m.a. Priem e colaboradores concluíram, em 1971, utilizando isócrona Rb-Sr (32 amostras) em rocha total, que as rochas granitóides e vulcânicas ácidas que constituem a maior parte do embasamento pré-cambriano do Suriname formaram-se há $1\ 810 \pm 40$ m.a. Na Venezuela (Martin-Bellizzia, 1968), Guiana (Snelling, 1965; Snelling e McConnell, 1969; Snelling e Berrangé, 1969) e na Guiana Francesa (Choubert, 1964, 1965, 1969), idades correspondentes àquele intervalo têm sido frequentemente assinaladas, posto que às vezes se apresentem dúvidas quanto a seu verdadeiro significado.

No Cráton do Guaporé ainda não é possível sequer esboçar o traçado das estruturas transamazônicas mais intensamente metamorfisadas e granitizadas, contidas no Complexo

Correlação entre a evolução tectônica do Cráton do Guaporé
e a do Escudo Báltico

m.a.	Cráton do Guaporé		Escudo Báltico
500	Coberturas Brasilianas; Prainha, Sucunduri, Riozinho do Afrizão	Brasiliano	Coberturas Baikalianas; Sparagmites
850			
1 000	Vulcanismo ácido a intermediário associado a granitos anorogênicos (Rondônia)	Uruçuano	Dalslandiano
	Coberturas de plataforma. Formações Cubencranquen, Górotire, Pacaás Novos, Beneficente, etc. Diques básicos		Coberturas de plataforma. Séries Jotniananas; Petrozavodsk, Shoksha, Tersky, Visingcê, Arenito Dala. Diques básicos
1 450 ± 50	Rochas sedimentares e vulcânicas ácidas a intermediárias do Grupo Uatumã. Granitos anorogênicos		Rochas sedimentares e vulcânicas ácidas e intermediárias do Sub-Jotniano. Pórfiros Dala e Kiruna. Granitos anorogênicos. Granitos tipo rapakivi. Granito Lina (novo)
1 700 ± 50	Grupo Rio Fresco, Grupo Grão-Pará. Granitos tipo Serra dos Carajás (Transamazônico tardio)		Séries Jatulianas: Segozero, Onega, Pechenga, etc. (Karelíano tardio)
1 850 ± 50	Ciclo Transamazônico		Ciclo Svecofenno-Karelíano
± 2 600	Complexos do embasamento anteriores ao Transamazônico		Complexos do embasamento anteriores ao Svecofenno-Karelíano

Xingu (Silva *et al.*, 1974). Parece certo, todavia, que apreciável parte desse complexo na região a leste do Rio Xingu constitui-se de rochas geradas ou regeneradas durante o Ciclo Transamazônico, a julgar por dezenas de datações K-Ar e Rb-Sr ora disponíveis (Almaraz, 1967; Amaral, 1969 e 1971; Gomes *et al.*, 1971; Basei, 1973; e Sudam-Hidroservice, 1973, *fide* Silva *et al.*, 1974), que acusaram valores naquele intervalo, para os gnaisses, anfibolitos, granitos e xistos que, em estruturas dirigidas a WNW existem na Serra dos Carajás e nos rios Tocantins, Bacajás, Itacaiúnas, Parauapebas, etc. Uma isócrona Rb-Sr de referência indicou $1\,862 \pm 60$ m.a. para as rochas do Rio Bacajás. Recentemente, C. de Barros Gomes e colaboradores (inf. oral, 1974) obtiveram uma isócrona Rb-Sr que acusou $1\,960 \pm 20$ m.a. para a idade das rochas do Complexo Xingu na região do Rio Itacaiúnas. Alguns valores de idade das rochas das serras Cinzento e Buritirama, na mesma região da Serra dos Carajás, elevam-se a $3\,280 \pm 113$ m.a., indicando a presença de rochas do Pré-Cambriano Inferior na região oriental do Cráton do Guaporé.

Também pertencente ao Ciclo Transamazônico é o Grupo Grão-Pará, que contém os depósitos de minério de ferro da Serra dos Carajás, no Pará, assim como outras rochas de baixa fácies metamórfica, do vale do Rio Fresco (Formação Tocandera, de Parada *et al.*, 1966).

O Grupo Grão-Pará, em seu sentido extenso, constitui-se de quartzitos finos a conglomeráticos, filitos, micaxistos, jaspilitos, itabiritos e metabasitos. Estas últimas rochas resultam de derrames de lava basáltica intimamente associados ao minério de ferro primário. O metamorfismo que as atingiu é de fácies xisto-verde baixa. A espessura que se estima para o grupo na região ferrífera da Serra dos Carajás, é de, aproximadamente, 650 m (Silva *et al.*, 1974). Nessa região, ele se apresenta num sinclínório falhado, orientado no sentido WNW, predominante nas estruturas do embasamento. Determinações geocronológicas pelo método K/Ar indicaram, para as rochas vulcânicas do Grupo Grão-Pará valores de idade máximos de 2 000 m.a., idênticos aos que também foram encontrados nas rochas do embasamento (Complexo Xingu), na região da Serra dos Carajás.

A falta de melhores conhecimentos sobre o Grupo Grão-Pará e suas relações com o embasamento, sobre o qual é discordante, não nos permite oferecer uma interpretação adequada para sua caracterização tectônica no quadro das denominadas estruturas "Carajáides" (Silva *et al.*, 1974), do Transamazônico do Pará. As litologias e modestas espessuras conhecidas não condizem com um paleoambiente eugeossinclinal de evolução, como poderia sugerir a abundância de rochas vulcânicas. Poderia representar bacias intramontanas da fase tardia da tecto-orogênese transamazônica na região, como o sugeriu Suszczynski (1972). Seriam bacias de molassa vulcânica precoce do estágio de transição. Se assim for, o Grupo Grão-Pará poderá ser comparado às bacias jatulianas do sul da Karélia, que também apresentam baixo metamorfismo regional e são discordantes sobre variados embasamentos, deformadas por dobras e falhas, possuidoras de espessuras apreciáveis de sedimentos clásticos continentais associados a derrames vulcânicos básicos a ultrabásicos, havendo mesmo camadas de minério hematítico do Jatuliano Médio.

O Grupo Grão-Pará é recoberto, em inconformidade angular, pelos sedimentos da Formação Rio Fresco, da baixa bacia do rio homônimo, afluente do Xingu, no Pará. Foi originalmente definida por Barbosa *et al.* (1966), que nela reconheceram uma seqüência sedimentar, constituída de ardósias, arcózios e arenitos, recoberta por derrames andesíticos. Em 1972, o grupo de geólogos do IDESP propôs limitar a designação original à parte sedimentar e apelidaram-se de Formação Sobreiro as rochas vulcânicas andesíticas e riolíticas da região. Em 1974, Silva e colaboradores do Projeto Radam restringiram esta última designação aos andesitos, incluindo-os no Grupo Uatumã, juntamente com a Formação Rio Fresco, agora acrescida dos quartzitos, grauvacas, conglomerados e sedimentos pelíticos que ocorrem no interior do sinclínório da Serra dos Carajás, antes atribuídos à Formação Gorotire (Beisiegel *et al.*, 1973). Para as vulcânicas ácidas do Grupo Uatumã, adotaram a denominação Formação Iriri, proposta pelos geólogos do grupo Sudam-Geomineração, em 1972 (*vide* Silva *et al.*, 1974).

A interpretação geotectônica das rochas mencionadas esbarra com uma dificuldade: as discordâncias entre as idades que lhes são atribuídas. O granito da Serra dos Carajás, segundo afirmam Silva e colaboradores, metamorfoisou e emitiu apófises na base dos sedimentos por eles correlacionados à Formação Rio Fresco. Datações K/Ar em anfibólios, desse plutão granítico e de outro homólogo, o da Serra da Seringa, acusaram em quatro determinações valores concordantes, de $1\,824 \pm 52$ m.a., $1\,827 \pm 52$ m.a., $1\,828 \pm 28$ m.a. e $1\,810$ m.a., além de três valores menores, um deles por Rb/Sr (Sudam-Hidroservice, 1973, citado por Silva *et al.*, 1974; Gomes *et al.*, 1971). Aceitando-se essa idade, a Formação Rio Fresco e os granitos tipo Serra dos Carajás pertencem a uma fase tardia do Ciclo Transa-

mazônico. Representariam bacias de molassa do final desse ciclo e plutões subsequentes, o que concordaria bem com a distribuição geográfica desses sedimentos e corpos intrusivos, satélites que são das estruturas Carajais. Os andesitos da Formação Sobreiro, que não foram afetados por esses granitos, pertenceriam à Formação Iriri, do Grupo Uatumã s.s., datada de cerca de 1 650 m.a., como se verá adiante.

Se for correta, a interpretação precedente indica que o Ciclo Transamazônico desenvolvia seus derradeiros episódios sedimentares e magmáticos na região ao se findar o Pré-Cambriano Médio.

No Escudo Báltico o final da tecto-orogênese do Ciclo Svecofenniano-Kareliano (Kareliano tardio) foi seguido de um longo processo vulcânico ácido a intermediário, acompanhado de plutonismo co-magmático, associado a sedimentação continental. Constituiu-se esse conjunto de rochas aproximadamente durante o intervalo de 1 770 a 1 500 m.a. (Ericsson, comunicação oral, 1971), sendo a Suécia sua principal área de ocorrência. O material vulcânico constitui-se de lavas e rochas piroclásticas de composição ácida a intermediária, incluindo tufo ácidos e ignimbritos, que se formaram, sobretudo, durante o intervalo entre 1 725 e 1 606 m.a. (Rb-Sr, *af.* Welin, 1970). Os chamados Pórfiros Dala, que, além de lavas e piroclastos de composição ácida a intermediária, tufo e ignimbritos, incluem sedimentos detríticos, representam uma fase molássico-vulcânica típica, do chamado Sub-Jotniano da Suécia, tendo-se originado a cerca de 1 670 m.a. (isócrona Rb-Sr, Welin e Lundqvist, 1970). As eruptivas plutônicas anorogênicas associadas às vulcânicas são granitos, granito-pórfiros, granodioritos e sienitos; entre os primeiros, incluem-se os granitos do tipo *rapakivi*. Existem sobretudo no sul da Suécia, da Finlândia e da Karélia. A idade desses granitóides acha-se compreendida entre 1 694 (Åberg, 1972) e 1 565 m.a., correspondendo esta última à idade dos granitos Lina mais novos posteriores às vulcânicas (Welin, informação oral, 1971). Na região de Kiruna, no norte da Suécia, após as deformações principais do Kareliano e a intrusão das eruptivas de Haparanda (uma localidade à margem norte do Golfo de Bótnia), datada de 1 880 m.a. (Welin, 1970) realizou-se a extrusão de riólitos e andesitos, que, associados a ignimbritos constituem os chamados Pórfiros Kiruna, datados por isócrona Rb-Sr em $1\,605 \pm 35$ m.a. (Welin *et al.*, 1971). Seguiu-se a intrusão pós-vulcânica de rochas plutônicas anorogênicas, como o referido granito Lina.

Após os fenômenos vulcânico-plutônicos referidos, passou a constituir-se a cobertura sedimentar da plataforma, representada pelo Jotniano da Suécia e formações correlativas da Finlândia (séries Petrozavodsk e Shoksha) e de Kola (Tersky). São sobretudo arenitos de granulação variada, origem continental, penetrados de diques e *sills* de diabásio, localmente (sul da Karélia) com derrames vulcânicos básicos a intermediários. Na Suécia esses sedimentos são anteriores a 1 400 m.a. e, na Finlândia, a 1 300 m.a., idades dos diques que os penetram.

O vulcano-plutonismo do Sub-Jotniano e sedimentos associados são geralmente considerados como molassas vulcânicas e plutônicas subsequentes, do final do Ciclo Svecofenniano. Todavia, Bogdanov, em 1967, ao mesmo tempo que negava a existência de estruturas de origem geossinclinal no Gothiano da Suécia, punha em dúvida a idéia de representarem o Jotniano e o Sub-Jotniano as molassas dos dobramentos karelianos, considerando o longo intervalo de tempo durante o qual elas se constituíram. Assim, interpretou o tempo Gothiano*, dividindo-o em duas épocas:

*Como tal, compreende Bogdanov o intervalo de tempo entre $1\,750 \pm 50$ e 1 200 m.a. Na Notícia Explicativa da Carta Tectônica da Europa (em impressão), o Gothiano é atribuído ao intervalo entre 1 400 e 1 300 m.a.

"The initial epoch corresponded to the first half of the Gothian time. It witnessed a desintegration of basement formerly consolidated by the terminal Svecofennian tectonic movements (terminal folding), volcanism and metamorphism. Thick and deep fault zones were formed with their characteristic zones of crushing and shearing; marked orogenic (block) movements took place; molasse was deposited in intermontane troughs; and volcanic processes were active along the faults, with intrusions of platform type granitic rocks ('post-tectonic'), hypogenous to a considerable extent.

"The terminal epoch, corresponding to the second half of Gothian time, marked the initiation of a platform sedimentary mantle in Sweden."

Na Notícia Explicativa da Carta Tectônica da Europa (1973), uma breve e pouco elucidativa referência é feita a esses fenômenos tectono-magmáticos:

"The intrusion of rapakivi-type granites and the formation of acid lavas and ignimbrites at about 1,650 m.y. ago, predominantly in the western section of the craton, may be regarded as posthumous events of this (*Late Karelian*) epoch."

Fenômeno essencialmente comparável ao representado pelo Sub-Jotniano do Escudo Báltico manifestou-se, na mesma ocasião, no Cráton do Guaporé. O Grupo Uatumã, em seu sentido original (Oliveira e Leonardos, 1943, que o denominaram "Série" Uatumã), constitui-se de rochas efusivas: riólitos, riódacitos, andesitos, delenitos e outras semelhantes, e correspondentes tufos e ignimbritos. Localmente associam-se a sedimentos clásticos de natureza imatura: arcózios, arenitos, grauvacas, folhelhos e siltitos. Essas rochas não apresentam metamorfismo, salvo de contato, e não sofreram dobramentos lineares, mas foram deformadas pelo jogo de blocos de falha. Segundo O. Barbosa (1966) a espessura do Grupo Uatumã, no vale do Rio Tapajós, alcança cerca de 1 000 m.

Corpos plutônicos anorogênicos de granitos, granodioritos e, mais raramente, de dioritos associam-se aos produtos vulcânicos como rochas co-magmáticas que em grande parte os sucederam. Silva e colaboradores (1974) denominaram aos primeiros, granitos tipo Velho Guilherme. Ainda não foram mencionados granitos do tipo *rapakivi*. É possível que pertençam a esse plutonismo muitas das intrusões de gabro, piroxenito, diabásio, traquibasalto e traquiandesito que têm sido descobertas no Cráton do Guaporé e escudo das Guianas.

À medida que crescem os conhecimentos sobre a geologia da Amazônia, aumenta também a área que se verifica ter sido atingida por esse magno fenômeno vulcânico-plutônico. No Cráton do Guaporé, e em sua comprovada extensão ao Escudo das Guianas em território brasileiro, ele aparentemente só não se manifestou no Acre e a oeste do Rio Branco, no Estado do Amazonas (a menos que se comprove sua admitida identidade com o vulcanismo Surumu).

As rochas vulcânicas e sedimentares do Grupo Uatumã não raro preenchem depressões tectônicas no Complexo Xingu, onde seus restos freqüentemente se acham embutidos por falhas. Os granitos associados ao vulcanismo espalham-se por quase todo o cráton, às vezes concentrando-se as intrusões em zonas onde se cruzam sistemas de falhas, como se observa na Folha Araguaia-Tocantins, do Projeto Radam, e como foi mostrado ao autor pelos geólogos desse Projeto, na região de Jacareacanga, onde cerca de vinte plutões graníticos se distribuem em área onde se cruzam falhas de sistemas orientados a NW e NE.

A idade do vulcanismo do Grupo Uatumã parece determinada por duas isócronas de referência Rb-Sr, que indicaram valores de $1\,693 \pm 21$ m.a. (Basci, 1973, *vide* Silva *et al.*, 1974) e $1\,645 \pm 83$ m.a. (Amaral, 1971). As rochas granitóides co-magmáticas, associadas a esse vulcanismo, prosseguiram sua intrusão até $1\,384 \pm 58$ m.a., idade Rb-Sr de uma amostra do granito Velho Guilherme (Basci, 1973, *in* Silva *et al.*, 1974). Os granitos cra-

tônicos de Rondônia, idênticos aos aqui referidos, pertencem a um episódio bem mais moderno.

A vasta extensão e longa duração, provavelmente de não menos que 300 m.a., do vulcano-plutonismo do Uatumã, assim como sua separação no tempo, dos episódios tardios de dobramento, metamorfismo e plutonismo subsequente das estruturas criadas no final do Pré-Cambriano Médio, tornam pouco adequada, a nosso ver, a atribuição de um caráter terminal do Ciclo Transamazônico a esse fenômeno. De tal modo, apresenta-se um problema semelhante ao das relações do Sub-Jotniano com o Svecofennio-Karelíano. Nesse sentido, as considerações de Bogdanov citadas, das relações entre os fenômenos realizados no que ele chamou de Gothiano antigo e o Svecofenniano do Escudo Báltico parecem cabíveis também ao Cráton do Guaporé.

O vulcano-plutonismo que se realizou em vários continentes (Salop e Scheinmann, 1969) isócrono do representado pelo Grupo Uatumã, e seus análogos do Escudo Báltico, parece um fenômeno de caráter global, ainda muito mal definido e interpretado, posto que mereça a maior atenção, pois a ele se liga importante mineralização. Khain, em 1972, considerou-o como resultado de fusão da base da camada granítica da crosta, que promoveu a homogeneização do embasamento cratônico. Foi uma atividade comparável à subsequente tardia das faixas de dobramentos; todavia são evidentes as analogias que apresentam seus efeitos com o fenômeno de ativação tectono-magmática das plataformas e faixas de dobramentos completados, realizada em diversas regiões do mundo a partir do Pré-Cambriano Superior (Rondônia é um exemplo) mas, sobretudo, durante o Mesó-Cenozóico.

Huang e Chun-fa, em 1962, classificaram os movimentos tectônicos processados nas paraplataformas de acordo com os dados da geologia regional meso-cenozóica da China; dos seis tipos caracterizados por dobramentos e falhamentos, o tipo *Min-Cheh*, de extensa distribuição nas regiões de Chekiang, Fukien, Kwangtung e outras, manifesta-se através da atividade magmática em grande escala, incluindo intensiva intrusão de granitos e extensiva efusão de rochas ácidas a intermediárias. Tal atividade acha-se relacionada com fraturas profundas, sendo de menor importância o desenvolvimento de bacias de acumulação, usualmente recortada por numerosas falhas cuja atividade é acompanhada de dobramentos de intensidade moderada. O fenômeno tectono-magmático representado pelas rochas do Grupo Uatumã e intrusivas associadas reflete movimentos paraplataformais de natureza idêntica aos que caracterizam os do tipo *Min-Cheh*. Tal fenômeno é também comparável à ativação tectono-magmática de tipo autônomo (Shcheglov, 1968, 1970), caracterizada pela escassez de estruturas superpostas e pelo amplo desenvolvimento de plutonismo e vulcanismo ácido a intermediário. Shcheglov discutiu amplamente, em 1968 e 1970, a mineralização endógena associada aos diversos tipos de reativação, entre a qual se destaca a formação de jazidas de estanho.

A reativação relacionada com o vulcano-plutonismo do Uatumã não foi a única a se processar no Cráton do Guaporé durante o Pré-Cambriano Superior, pois, há cerca de 1 000 m.a., repetiu-se fenômeno perfeitamente comparável, na região do Território de Rondônia e áreas vizinhas de Mato Grosso e Bolívia. Devido à identidade dos processos e aos poucos conhecimentos disponíveis sobre a geologia do cráton, ainda não é possível distinguir-se claramente os efeitos de um e outro fenômeno. A atividade vulcano-plutônica de Rondônia produziu riólitos, basaltos, traquitos, brechas vulcânicas, granitos, monzonitos, etc. Os granitos são típicos plutões cratônicos, vários deles com estrutura anelada (*ring granites*), comparáveis aos da Nigéria (Kloosterman, 1966, 1967a, 1967b). Datações desses granitos (Priem *et al.*, 1971a) acusaram valores de 980 ± 20 m.a. para a idade das intrusões, o que decididamente os afasta no tempo, tanto do Ciclo Transamazônico como

do vulcano-plutonismo do Grupo Uatumã. Por outro lado, aproxima o episódio Rondônia daquele que se realizou há cerca de $1\,200 \pm 100$ m.a. no escudo das Guianas, diversamente denominado Orinoquense na Venezuela (Martin-Bellizzia, 1968), Nickerie no Suriname (Priem *et al.*, 1971b) e K'mundku na Guiana.

Aos granitos anorogênicos ligados às duas reativações associa-se importante mineralização estanífera. Lembre-se de que, também na Karélia, granitos anorogênicos do Sub-Jotniano (tipo *rapakivi*) da região do Lago Ládoga (Pitkyaranta) são explotados para estanho (Lugov *et al.*, 1969).

O desenvolvimento das coberturas sedimentares do Cráton do Guaporé iniciou-se ainda em meados do Pré-Cambriano Superior, pois diques de diabásio datados de pouco menos de 1 500 m.a. (G. Amaral, informação oral, 1974) atravessam algumas de suas rochas. Os restos de erosão das coberturas pré-cambrianas, às vezes contidos em blocos de falha impressos no embasamento, espalham-se irregularmente no cráton, e vêm recebendo denominações variadas. Sua correlação é sempre problemática, bastando que se lembre ter-se essa sedimentação acumulado no decorrer de um intervalo de tempo correspondente a quase o dobro da duração do Fanerozóico. As formações continentais mais antigas, como Dardanelos, parece pertencerem à época vulcânica representada pelo Grupo Uatumã, pois ainda contém produtos vulcânicos ácidos. É também esse o caso do Grupo Roraima do Escudo das Guianas, datado de 1 600 m.a. (Priem *et al.*, 1972b), uma cobertura de plataforma que se teria estendido por mais de um milhão de quilômetros quadrados (McConnell *et al.*, 1964). As formações Gorotire (Barbosa *et al.*, 1966) e, possivelmente, Beneficente (Almeida e Nogueira Filho, 1959), ambas de possível origem marinha, seriam depósitos de plataforma de meados do Pré-Cambriano Superior, deformadas com a movimentação de blocos de falha do embasamento. Aparentemente preencheram um grande aulacógeno primário (Bogdanov, 1962), orientado no sentido WNW das estruturas subjacentes e formado nos primeiros tempos do desenvolvimento da plataforma. Atravessam-no os rios Jurueña, São Manoel e seu afluente São Benedito, sendo a Serra do Cachimbo sua extremidade oriental.

As Formações Cubencranquen (Barbosa *et al.*, 1966), Cadiueus (Almeida, 1965) e Palmeiral (Lobato *et al.*, 1966) são de origem continental, natureza litológica imatura, sobretudo arcoziana, e apresentam deformações que sugerem terem se acumulado em bacias tectônicas de paraplateforma, que poderiam corresponder à reativação Rondônia. A Formação Palmeiral é atravessada pelos granitos cratônicos ligados a esse fenômeno (Lobato *et al.*, 1966; Verschure, 1972).

O Grupo Alto Paraguai (Almeida, 1964) preenche uma antefossa molássica continental do final do Pré-Cambriano, estendendo-se da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia, onde está intensamente deformado, para o interior da área cratônica, onde não está dobrado. É possível que lhe correspondam as Formações Prainha (Almeida e Nogueira Filho, 1959), Sucunduri (Petrobrás) e Riozinho do Afrizio (Sudam-Geomineração, 1972), todas representando acumulações continentais na área do interior do cráton, provavelmente mais novas que a reativação Rondônia. Seriam correlativas plataformais do ciclo tectono-magmático do Brasiliano. Nesse mesmo conjunto caberiam os arenitos e conglomerados do baixo Rio Negro, à borda sul do Escudo das Guianas, que G. de Paiva descreveu em 1929, da região de Prosperança. Chama atenção a sub-horizontalidade de todas essas formações mais novas, da cobertura pré-cambriana do cráton.

As coberturas sedimentares do Cráton do Guaporé equivalem às do Escudo Báltico, que, como vimos, constituíram-se sobretudo após cessar o vulcano-plutonismo do Sub-Jotniano, a partir mais ou menos de 1 500 m.a.

A borda sudoeste do Escudo Báltico sofreu regeneração que levou ao desenvolvimento do ciclo tectono-magmático do Dalslandiano, aproximadamente no intervalo de 1350 a 850 m.a., idade essa última dos granitos pós-tectônicos (Brueckner, 1972). A faixa de dobramentos do Dalslandiano, disposta discordantemente sobre o embasamento svecofeniano, inclui as séries Dala, na Suécia, Telemark na Noruega e correlatas. Foi metamorfisada em fácies xisto-verde a anfíbolito, e granitizada, sendo seu principal evento metamórfico datado de 1067 ± 23 m.a. (Priem *et al.*, 1972a). Com o término desse processo foi definitivamente consolidado o embasamento da plataforma do Leste Europeu.

Fenômeno comparável à regeneração do Escudo Báltico sul-ocidental no Dalslandiano também se realizou à borda leste do Cráton do Guaporé em meados do Pré-Cambriano Superior, num processo cujo início ainda não está devidamente datado, mas que parece não ser mais antigo que 1400 m.a. (Hasui e Almeida, 1970). Como consequência de evolução geossinclinal constituíram-se as faixas de dobramentos do Uruaçuano (Grupos Araxá e Andrelândia) e Brasileiro, estes do final do Pré-Cambriano. A faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia, deste último ciclo, justapõe-se à margem do cráton, expondo-se ao longo de 2600 km, no limite entre ambos apresentando-se um notável sistema tectônico marginal, que inclui numerosas intrusões ácidas, básicas e ultrabásicas, estas numa geosutura marginal, derrames basálticos e riolíticos, uma grande bacia marginal preenchida de rochas carbonatadas e uma típica antefossa molássica continental. Só com o término do Ciclo Brasileiro, possivelmente já no Cambriano, processou-se a consolidação definitiva da Plataforma Sul-americana.

A atribuição de uma idade de 2000 m.a. ou mais às estruturas dobradas e metamorfisadas dos Grupos Tocantins e Araxá, no norte de Goiás e Pará, admitida por Silva e colaboradores (1974), é, a nosso ver, inaceitável; ela não condiz com os dados geocronológicos, reconhecidamente ainda escassos, e baseia-se na idade isotópica de rochas que realmente pertencem a projeções do embasamento desses grupos, tectonicamente neles penetradas. De resto, se tal faixa já se apresentasse consolidada há 2000 m.a., não se explicaria que houvesse escapado ao vulcano-plutonismo representado pelo Grupo Uatumã, assim como à deposição das coberturas pré-cambrianas mais novas que ele, cujos restos se espalham abundantemente na superfície do Cráton do Guaporé, como indica a carta geológica que acompanha o Vol. IV do Projeto Radam. Do mesmo modo, tectonicamente inaceitável nos parece a atribuição de uma idade superior a 2600 m.a. para a consolidação desse cráton. Haja vista a grande importância desempenhada pelo metamorfismo e granitização de idade transamazônica no Escudo das Guianas, que representa uma extensão natural da área cratônica do Guaporé a norte da Sinéclise Amazônica.

CONCLUSÕES A diferenciação tectônica do Cráton do Guaporé, a partir do Pré-Cambriano Médio, comparada com a do Escudo Báltico, demonstra significativas analogias estruturais e evolutivas, que indicam apresentarem ambas as regiões cratônicas uma história paralela, com isocronismo de importantes fenômenos análogos, apesar do grande afastamento geográfico entre elas. Pensamos que o aumento de conhecimentos sobre o Cráton do Guaporé, particularmente o verdadeiro papel nele desempenhado pelas estruturas do Ciclo Transamazônico, ainda mais virá evidenciar tais analogias.

O fenômeno tectono-magmático com o qual se encerrou o Pré-Cambriano Médio nas duas regiões, o Ciclo Transamazônico na América do Sul e o Svecofenno-Kareliano (Kareliano tardio) no Escudo Báltico são equivalentes em sua natureza e idade, e com eles se consolidaram os dois crátons ainda em inícios do Pré-Cambriano Superior. A Formação Rio Fresco e, provavelmente, o Grupo Grão-Pará seriam tectonicamente homólogos, embora não necessariamente sincrônicos, do Jatuliano do Escudo Báltico.

O vulcanismo ácido a intermediário que caracteriza o Sub-Jotniano e o plutonismo cratônico que o acompanhou e, em parte, sucedeu, são perfeitamente comparáveis, e isócronos dos fenômenos representados pelo Grupo Uatumã e os plutões anorogênicos associados e, em parte, mais novos, do intervalo de tempo entre 1 700 e 1 400 m.a. O fato suporta a afirmação de Salop e Scheinmann (1969), de que tal fenômeno se realizou em muitos continentes há cerca de 1 650 m.a. Ele parece devido a uma causa global ainda desconhecida, comparável talvez à que originou a reativação tectono-magmática meso-cenozóica em vários continentes. Qualquer que seja essa causa, vale mencionar sua possível relação com o fato de, em ambos os crátons, o fenômeno ter-se seguido a processos tectono-magmáticos realizados em fins do Pré-Cambriano Médio, que ficaram assinalados na história da Terra (pois encontram equivalentes em outros continentes) pela intensidade e extensão alcançadas pelos processos de granitogênese. Parece que o vulcano-plutonismo do Grupo Uatumã e seu homólogo e isócrono Sub-Jotniano constituem ecos mais ou menos prolongados da intensa atividade magmática que precedeu à consolidação dos crátons plutogênicos do Guaporé e do Escudo Báltico.

Bogdanov (1967) acreditava que a consolidação das antigas plataformas foi um fenômeno progressivo e demorado, realizado de modos diversos e em intervalos de tempo variados em diferentes partes da plataforma. No Escudo Báltico toda a época tectônica gothiana foi por ele considerada como a do surgimento da plataforma do Leste Europeu, isto é, o tempo de sua cratonização. O mesmo conceito seria aplicável ao Cráton do Guaporé se fosse admissível que o tempo necessário para sua completa cratonização tivesse duração ainda maior que no Escudo Báltico.

A relativa estabilidade que se seguiu aos fenômenos vulcânico-plutônicos referidos deu ensejo ao desenvolvimento das coberturas sedimentares detríticas de ambos os crátons, às quais se associa magmatismo basáltico e não mais riolítico. Intenso tectonismo, que há cerca de 1 300-1 200 m.a. atingiu condições geossinclinais na borda ocidental do Escudo Báltico (dobramentos dalslandianos e granitos associados) também afetou mais ou menos na mesma ocasião e com idêntica intensidade, a borda oriental do Cráton do Guaporé em Goiás, ensejando o desenvolvimento do Ciclo Uruaçuano. Todavia as condições de evolução geossinclinal repetiram-se no restante do Pré-Cambriano Superior em Goiás, Mato Grosso e Pará (Ciclo Brasileiro), enquanto que, no Escudo Báltico, desconhecem-se dobramentos de idade baikaliana que constituam homólogos geossinclinais das rochas sedimentares Sparagmites e equivalentes.

Agradecimentos — O autor agradece à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, ao Instituto de Geologia da Divisão Kareliana da Academia de Ciências da União Soviética e à Subcomissão da Carta Tectônica do Mundo pelas facilidades que possibilitaram a realização do presente trabalho. Agradece igualmente ao professor Dr. U. G. Cordani pela leitura crítica do manuscrito.

BIBLIOGRAFIA

- ÅBERG, G. A. — A Rb-Sr age of the Smaland porphyries. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, **94**: 311-319
- ALMARAZ, J. S. — 1967 — Determinações K-Ar na região do curso médio do Tocantins. *Soc. Bras. Geol., Bol.*, **16** (1): 121-126
- ALMEIDA, F. F. M. de — 1964 — Geologia do centro-oeste matogrossense. D.N.P.M., Div. Geol. Miner., Bol. 215, 137 pp., ilust. Rio de Janeiro
- ALMEIDA, F. F. M. de — 1965 — Geologia da Serra da Bodoquena. D.N.P.M., Div. Geol. Miner., Bol. 219, 96 pp., ilust. Rio de Janeiro

- ALMEIDA, F. F. M. de — 1971 — Geocronological division of the Precambrian of South America. Soc. Bras. Geol., Rev. Bras. Geociên., 1 (1): 13-21. São Paulo
- ALMEIDA, F. F. M. de e NOGUEIRA FILHO, J. do VALE — 1959 — Reconhecimento geológico no Rio Aripuanã, D.N.P.M., Div. Geol. Miner., Bol. 199, 43 pp., ilustr. Rio de Janeiro
- AMARAL, G. — 1969 — Nota prévia sobre o reconhecimento geocronológico do Pré-Cambriano da região amazônica. Soc. Bras. Geol., XXIII Cong. Bras. Geol., Res. Comun., Bol. Espec. 1, pp. 81-82. Salvador
- AMARAL, G. — 1971 — Considerações sobre a evolução tectônica da Amazônia no Pré-Cambriano. Soc. Bras. Geol., XXV Cong. Bras. Geol., Res. Comun., Bol. Espec. 1, Núcleo São Paulo, pp. 161-162
- BARBOSA, O. — 1966 — Geologia básica e econômica da região do médio Rio Tapajós. D.N.P.M., Div. Geol. Miner., Bol. 126, 55 pp., ilustr. Rio de Janeiro
- BARBOSA, O., RAMOS, J. R. de A., GOMES, F. e HELMBOLD, R. — 1966 — Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia". D.N.P.M., Div. Geol. Miner., Mon. XLX, 94 pp., ilustr., mapa. Rio de Janeiro
- BASEI, M. A. S. — 1973 — Geocronologia: SB.22/SC.22, Projeto RADAM, 3 pp. (inédito). Belém
- BEISIEGEL, V. de R., BERNARDELLI, A. L., DRUMMOND, A. W. R. e TREMAINE, J. W. — 1973 — Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. Soc. Bras. Geol., Rev. Bras. Geociên., 3 (4): 215-242. São Paulo
- BOGDANOV, A. A. — 1962 — Certains problemes de la tectonique de l'Europe. Zeit. deutsch geol. Ges., Jahrg. 1962, 114 (3): 532-549. Hannover
- BOGDANOV, A. A. — 1967 — O tektonicheskoye raschleneniye Dokembriyskikh fundamenta obrazovaniy Vostochno-Evropeyskoy Platformy. Vestnik Moskovskogo Universiteta, 1:8-26. Moscú
- BRUECKNER, H. K. — 1972 — Interpretation of Rb-Sr ages from the Precambrian and Paleozoic rocks of Southern Norway. Amer. J. Sci., 272 (4): 334-358
- CHOUBERT, B. — 1964 — Ages absolus du Précambrien guyanais. Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, 258: 631-634. Paris
- CHOUBERT, B. — 1965 — État actuel de nos connaissances sur la géologie de la Guyane française. Bull. Soc. Géol. France, 7: 129-135
- CHOUBERT, B. — 1969 — Les Guyano-Éburnéides de l'Amérique du Sud et de l'Afrique Occidentale. Bull. du B.R.G.M. (deuxième série), IV (4): 39-68
- GERLING, E., KRATZ, K. O. e LOBACH-SHUCHENKO, S. B. — 1968 — Precambrian geochronology of the Baltic Shield. XXIIIth Intern. Geol. Cong., Proc. Sect. 4, pp. 265-273. Prague
- GOMES, C. de B., AMARAL, G. e KAWASHITA, K. — 1971 — Geocronologia da área dos Carajás, PA. Soc. Bras. Geol., XXV.º Cong. Bras. Geol., Bol. Especial 1, pp. 162-163. São Paulo
- HASUI, Y. e ALMEIDA, F. F. M. de — 1970 — Geocronologia do centro-oeste brasileiro. Soc. Bras. Geol., Bol., 19 (1): 5-17. São Paulo
- HUANG, T. K. e CHUN-FA, J. — 1962 — A preliminary investigation of the evolution of the Earth's crust from the point of view of polycyclic tectonic movements. Acad. Sinica, Scientia Sinica, XI (10): 1 377-1 442. Peking
- HURLEY, P. M., ALMEIDA, F. F. M. de, MELCHER, G. C., CORDANI, U. G., RAND, J. R., KAWASHITA, K., VANDOROS, P., PINSON, Jr., W. H. e FAIRNBAIN, H. W. — 1967 — Test of continental drift by comparison of radiometric ages. Science, 157 (3 788): 495-500
- IDESP — 1972 — Projeto Rio Fresco — Contribuição à geologia do Pré-Cambriano. Soc. Bras. Geol., XXVI.º Cong. Bras. Geol., Res. Comun., Simpósios, Núcleo Norte, Bol. 2 pp. 73-75. Belém
- KHAIN, V. E. — 1972 — Main trends in the development of the Earth's crust (lithosphere). XXVI.º Intern. Geol. Cong., Sect. 3, pp. 58-63. Montreal
- KLOOSTERMAN, J. B. — 1966 — Granites and rhyolites of São Lourenço: a volcano-plutonic complex in southern Amazônia. Eng., Miner. Metal., 44 (262): 169-171. Rio de Janeiro
- KLOOSTERMAN, J. B. — 1967a — A tin province of the Nigeria type in southern Amazônia. Tech. Conf. on Tin, Intern. Tin Council, March 1972. London
- KLOOSTERMAN, J. B. — 1967b — Ring-structures in the Oriente and Massangana granite complexes, Rondônia, Brazil. Eng. Miner. Metal., 45 (266): 73-77. Rio de Janeiro

- KRATZ, K. O., LOBACH-ZHUCHENKO, S. B. e CHEKULAYEV, V. P. — 1970 — Granitobrazovaniye v rannem Dokembrii Baltiyskogo Shchita (geokhimicheskiy aspekt). Akad. Nauk SSSR Izv. Ser. Geol., 1970, 5: 3-11. Trad., Intern. Geol. Rev. 13 (2): 234-241
- KOUVO, O. — 1958 — Radioactive ages of some Precambrian minerals in Finland. Com. Geol. Finl., Bull. 128
- LOBATO, F. N. P. S., APPEL, L. E., GODOY, M. C. F. T. de, e RITTER, J. E. — 1966 — Pesquisa de cassiterita no Território Federal de Rondônia. D.N.P.M., Div. Fom. Prod. Miner., Bol. 125, 191 pp., ilustr. Rio de Janeiro
- LUGOV, S. F., POKROVSKIY, S. D., BRESLER, S. M., KHAZOVA, V. I. e KHAZOV, R. A. — 1969 — Geologosstrukturnyye osobennosti yuzhnoy chasti Baltiyskogo shchita i perspektivy poiskov olovyannykh i vol'framovykh rud. Sovet. Geol. 1969, 4: 36-45. Trad. Intern. Geol. Rev., 13 (6): 835-841
- MARTIN-BELLIZZIA, C. — 1968 — Edades isotópicas de rocas venezolanas. Min. Minas Hidroc., Bol. de Geol., X (19): 357-383
- McCONNELL, R. B., WILLIAMS, E., CANNON, R. T. e SNELLING, N. J. — 1964 — A new interpretation of the geology of British Guiana. Nature, 204 (4954): 115-118
- NEGRUTSA, V. Z. — 1963 — Opyt fatsial'nogo izucheniya Proterozoyskikh (Yatuliyskikh) otlozheniy Tsentral'noy Karelii. Sovet. geol., 1963, 7: 52-76
- OLIVEIRA, A. I. de e LEONARDOS, O. H. — 1943 — Geologia do Brasil. Serv. Inform. Agrícola, Série Didática 2, 818 pp. Rio de Janeiro
- PAIVA, G. de — 1929 — Valle do Rio Negro: physiographia e geologia. Brasil, Serv. Geol. Miner., Bol. 40, 62 pp., mapa. Rio de Janeiro
- PARADA, J. M., FORMAN, J. M. A., FERREIRA, J. P. F. e LEAL, J. F. — 1966 — Pesquisas minerais no Estado do Paraná. D.N.P.M., Div. Geol. Miner., Bol. 235, 44 pp., ilustr. Rio de Janeiro
- PRIEM, H. N. A., BOELRIJK, N. A. I. M., HEBEDA, E. H., VERDURMEN, E. A. Th., VERSCHURE, R. H. e BON, E. H. — 1971a — Granitic complexes and associated tin mineralizations of "Grenville" age in Rondônia, Western Brazil. Geol. Soc. Amer., Bull. 82: 1095-1102
- PRIEM, H. N. A., BOELRIJK, N. A. I. M., HEBEDA, E. H., VERDURMEN, E. A. Th. e VERSCHURE, R. H. — 1971b — Isotopic ages of the Trans-Amazonian acidic magmatism and the Nickerie metamorphic episode in the precambrian basement of Suriname, South America. Geol. Soc. Amer., Bull., 82: 1667-1680
- PRIEM, H. N. A., BOELRIJK, N. A. I. M., HEBEDA, E. H., VERDURMEN, E. A. Th. e VERSCHURE, R. H. — 1972a — Rb-Sr investigations on Precambrian granites, granitic gneisses and acidic metavolcanics in central Telemark (Norway): metamorphic resetting of Rb-Sr whole-rock systems. Z. W. O. Laboratorium voor Isotopen-Geologie, Progress Report Sept. 1, 1970 — August 31, 1972, pp. 37-47. Amsterdam
- PRIEM, H. N. A., BOELRIJK, N. A. I. M., HEBEDA, E. H., VERDURMEN, E. A. Th. e VERSCHURE, R. H. — 1972b — Age of the Precambrian Roraima formation in north-eastern South America: evidence from isotopic dating of Roraima pyroclastic volcanics in Suriname. Z. W. O. Laboratorium voor Isotopen-Geologie, Progress Report Sept. 1, 1970 — August 31, 1972, pp. 7-16. Amsterdam
- SALOP, L. I. e SCHEINMANN, Yu. M. — 1969 — Tectonic history and structures of platforms and shields. Tectonophysics, 7 (5-6): 565-597
- SHCHEGLOV, A. D. — 1968 — Endogenous deposits of the regions of autonomous activation. XXIIIth Intern. Geol. Cong., Proc., Sect. 7, pp. 43-55. Prague
- SHCHEGLOV, A. D. — 1970 — Glovnyye tipy oblastey tektono-magmaticheskoy aktivizatsii. Sovet. Geol., 1970, 3: 26-36. Trad. Intern. Geol. Rev. 12 (12): 1473-1479
- SILVA, G. G. da, LIMA, M. I. C. de, ANDRADE, A. R. F. de, ISSLER, R. S. e GUIMARÃES, G. — 1974 — Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins. D.N.P.M., Projeto Radam. Vol. IV, Geologia, pp. 1-143, ilustr., mapa. Rio de Janeiro
- SINGH, S. H. — 1974 — The tectonic evolution of that portion of the Guiana Shield represented in Guiana — an evolution of the present status of investigations and correlations across the Guiana Shield. Rev. Bras. Geociên., 4 (1): 41-50. São Paulo

- SNELLING, N. J. — 1965 — The geochronology of British Guiana. (typescript), Age determination unit. Overseas Geol. Surv., London
- SNELLING, N. J. e McCONNELL, R. B. — 1969 — The geochronology of Guiana. Geol. Minj., **48**: 201-213
- SNELLING, N. J. e BERRANGÉ, J. P. — 1969 — The geochronology of Guiana, II. Results obtained in the period 1966-1969. VIII Guiana Geol. Conf., Georgetown
- SUDAM — Geomineração — 1972 — Pesquisa mineral no Iriri/Curuá. Relat. Prelim. Superint. Desenv. Amazônia, Div. Rec. Miner., 66 pp., ilust. Belém
- SUDAM — Hidroservice — 1973 — Plano de desenvolvimento integrado da área da bacia do Tocantins. Relatório HE-156-Rio-0872, 3 vol., ilust., mapas. Belém
- SUSZCZYNSKI, E. — 1972 — A origem vulcânica do minério de ferro primário da Serra dos Carajás. Soc. Bras. Geol., XXVI.º Cong. Bras. Geol., Anais, pp. 104-120. Belém
- TUYEZOV, I. K. — 1966 — Perekhodnyye etapy drevnikh platform na territorii SSSR. Sovet. geol., 1966, 1: 51-69. Trad. Intern. Geol. Rev., **9** (4): 584-597
- VERSCHURE, R. H. e BON, E. H. — 1972 — Geology and geochronology of tin-bearing vulcano-plutonic complexes in Rondônia (western Brazil), reflections on the genesis of this type of magmatism. Z. W. O. Laboratorium voor Isotopen-Geologie, Progress Report, Sept. 1, 1970 — August 31, 1972, pp. 177-198. Amsterdam
- WELIN, E. — 1966 — The absolute time scale and the classification of Precambrian rocks in Sweden. Geol. Fören. Stockh. Förhn., **88**: 29-33
- WELIN, E. — 1970 — Den Svecofenniska zonen i Norra Sverige — en preliminär discussion. Geol. Fören. Stockh. Förhn., **92**: 433-455
- WELIN, E. e BLOMQVIST, G. — 1966 — Further age measurements on radioactive minerals from Sweden. Geol. Fören. Stockh. Förhn., **88**: 3-11
- WELIN, E., BLOMQVIST, G. e PARWEL, A. — 1966 — Rb/Sr whole rock age data on some Swedish Precambrian rocks. Geol. Fören. Stockh. Förhn., **88**: 19-28
- WELIN, E. e LUNDQVIST, T. — 1970 — New Rb-Sr age data for the sub-Jotnian volcanics (Dala porphyries) in the Los-Hamra region, central Sweden. Geol. Fören. Stockh. Förhn., **92**: 35-39
- WELIN, E., CRISTIANSSON, K. e NILSSON, O. — 1971 — Rb-Sr radiometric ages of intrusive and efusive rocks in northern Sweden. I. Sver. Geol. Undersök, Ser. C, NR-666, 38 pp. Stockholm