

EVOLUÇÃO GEOCRONOLÓGICA DA REGIÃO DE CABO FRIO, RIO DE JANEIRO, E SEU SIGNIFICADO NA CORRELAÇÃO BRASIL-ÁFRICA

Fonseca A.C.¹, Cordani U.G.², Bigazzi G.³ & Kawaaskita K.⁴

¹ IG/ UFRJ

² CEE/ USP

³ CNR/PISA

⁴ IG/USP

Abstract

The coastal area of Brazil, east of Rio de Janeiro, and including the localities of Cabo Frio, Arraial do Cabo and Búzios, is referred to this work as "Cabo Frio tectonic fragment". It becomes a key region for a Brazil-Africa correlation, mainly because of its possible direct link with the western portion of the Congo Angola-Kasai (Fonseca et al., 1979).

The integrated use of several geochronological methods allowed to characterize two tectonic provinces: the Transamazonian orthogneisses and the Brazilian paragneisses. Most Sm-Nd and Rb-Sr whole-rock isochrons obtained on single-outcrop samples of the orthogneisses yielded age values around 2000 Ma, suggesting an Early Proterozoic age for the crystallization of their protoliths (Fonseca et al., 1994). The low Sr initial ratios of the isochrons could indicate a mantelic derivation, but the ϵ_{Nd}^0 values between -6 and -7 show a relevant crustal contribution. Rb-Sr isochron work carried out in the paragneisses (Fonseca, 1994) yielded results around 540 Ma, which was interpreted as an age for their regional metamorphism, and thus relating them to one of the last episodes of the agglutination of West Gondwana (Brito Neves and Cordani, 1991). Their T_{DM} Sm-Nd model ages are of the order of 1600-1300 Ma, and correspond to weighted mean values in relation to the ages of the different sources of the sediments. They represent always maximum values for the depositional events, which most probably occurred during the first stages of the Brasiliano/Pan African orogenic cycle, at around 1000 Ma.

The Late Precambrian/Lower Paleozoic tectonomagmatic episodes are well represented in the geochronological pattern of the orthogneisses, especially in their Ar-Ar mineral ages of about 600-500 Ma, as well as in some Rb-Sr and Sm-Nd apparent results of intermediate age, which are probably caused by chemical mobility and consequent partial rejuvenation during the younger events.

The geochronological evidence allows the correlation between the orthogneisses of the "Cabo Frio tectonic fragment" with granitic complex of Chicalengue (dated of 1970 ± 119 Ma, I.R. = 0,7016, by Carvalho and Tassinari, 1992) in the region of Caraculo-Bibala, SW Angola, where the Lower Proterozoic Eburnean orogeny predominates, as the main tectonomagmatic episode. However, the already mentioned rejuvenation which take place at 600-500 Ma indicates that the Cabo Frio tectonic fragment was part of the reactivated border of the Angola-Kasai Craton, overprinted by the Brasiliano/Pan African orogeny.

Geologia

A proposição de uma idade mais antiga para os gnaisses da costa fluminense em relação aos gnaisses do vale do Rio Paraíba do Sul e Serra dos Órgãos já fôra feita por Rosier (1965). As direções NNW observadas na região entre as cidades de Cabo Frio, Arraial do Cabo, Búzios e São Pedro da Aldeia contrastam com as direções NE-SW observadas regionalmente, pertencentes ao Cinturão Ribeira localizado ao longo da costa sudeste do Brasil. A área de Cabo Frio foi escolhida por se tratar de região chave na correlação Brasil-África, tendo em vista sua possível associação com a porção mais ocidental do Craton de Angola-Kasai, que encontra-se exposta ao longo da costa de Angola.

A área localizada-se entre as latitudes 22°44' e 22°49'S e longitudes 41°52' e 41°58'W referente às cidades de Arraial do Cabo, Cabo Frio e Búzios. A região foi objeto de estudos regionais por Rosier (1965) e estudos detalhados por Fonseca et al. (1979), Heilbron et al. (1982) e Fonseca et al. (1984). Como já descrito por Rosier (op. cit.), Fonseca et al. (op. cit.) e Machado & Demange (1990), a área localizada na Região dos Lagos entre Maricá e Macaé, bordejando a escarpa sudeste da Serra dos Órgãos (Fig. I.2), apresenta direções estruturais NW-SE, anômalas em relação ao contexto regional global, cujas direções estruturais, moldadas principalmente durante a orogênese Brasiliana, são essencialmente NE-SW.

Na área são descritos dois domínios tectônicos: os ortogneisses de direções estruturais NW-SE e idade Transamazônica e os paragneisses (Seqüência Búzios de Heilbron et al., 1982) com direções estruturais NE-SW e de

idade Brasileira. Esses dois domínios estão em contato tectônico através de zonas de cisalhamento na Serra das Emerenças, onde os ortognaisses cavalgam os paragnaisses com transporte tectônico de SW para NE, sendo que as superfícies de empurrão mergulham moderadamente para SW. Na verdade pode tratar-se de uma série de zonas de empurrão paralelas, tendo em vista a imbricação aparente de zonas com orto e paragnaisses nas localidades da Ponta do Marisco e Praia de Geribá.

Os afloramentos se concentram na orla marítima, sendo que grande parte da área é coberta por sedimentos Quaternários. Os ortognaisses afloram em pontais a partir da Ponta do Marisco (RJ-5) em Búzios até o Pontal do Atibaia (RJ-13) em Arraial do Cabo. Em São Pedro da Aldeia são explorados em pedreira (RJ-12). Já os paragnaisses tem expressão areal mais restrita, a partir da Serra das Emerenças (RJ-2), aflorando no Cabo da Armação de Búzios. Contatos entre as duas litologias são observados na Serra das Emerenças, Pontas do Marisco e Geribá.

Os ortognaisses têm composição granítica-granodiorítica-tonalítica, com enclaves e intercalações anfibolíticas e são cortados por aplitos róseos, aflorando na parte sul-ocidental. Os paragnaisses são metapelitos, com intercalações calciossilicáticas, quartzíticas e anfibolíticas, metamorfisados na fácies anfibolito alto, de pressão intermediária (paragênese granada-sillimanita-cianita).

Estruturalmente os ortognaisses formam um grande sinformal de eixo SE-NW, com caimento para NW. Por sua vez, os paragnaisses apresentam maior complexidade, numa sucessão de estruturas antiformal-sinformal-antiformal, cujos eixos modificam suas direções, passando de NW-SE para NE-SW. As quatro fases deformacionais descritas por Heilbron et al. (1982) para os paragnaisses foram observadas também nos ortognaisses por Machado e Demange (1990). Para os autores citados, os ortognaisses representariam o embasamento sobre o qual os sedimentos precursores dos paragnaisses teriam sido depositados. Entretanto, a possível discordância regional não é visível.

Datações Rb-Sr e U-Pb em rochas da região já eram disponíveis e Delhal et al. (1969), Fonseca et al. (1979) e Zimbres et al. (1990) tinham evidenciado a idade Transamazônica dos ortognaisses. Neste trabalho, a evolução geocronológica regional foi investigada de modo mais completo através de análises Rb-Sr, Sm-Nd, Ar-Ar e traços de fissão (TF).

Metodologia e resultados

Foram amostrados os diversos tipos de rochas aflorantes a serem datadas pelos métodos Rb-Sr e Sm-Nd, em rocha total, visando o agrupamento em diagramas isocrônicos Rb-Sr e Sm-Nd, de um mesmo afloramento e de afloramentos vizinhos de uma mesma litologia (Tab. 1). A escolha das amostras para o método Rb-Sr foi baseada na análise quantitativa de Rb e Sr por fluorescência de raios-X. Estas mesmas amostras foram datadas por Sm-Nd.

As idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) entre 2700 e 2300 Ma podem ser interpretadas como a época máxima em que se formaram os protolitos dos ortognaisses. As idades isocrônicas Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total, próximas a 2050 Ma, confirmando datações anteriores, ratificam a época de sua cristalização magmática, enquanto que os valores de ϵ^{Nd} entre (-6) e (-7) indicam a contribuição de material de origem crustal na formação de tais protolitos (Fonseca et al., 1994).

Os paragnaisses forneceram idades modelo (T_{DM}) entre 1600 e 1200 Ma, condicionando valores máximos para as rochas fonte da seqüência metassedimentar. A época de metamorfismo regional é caracterizada pela isócrona Rb-Sr em rocha total dos paragnaisses e pelas idades Ar-Ar entre 600 a 500 Ma, obtidas em hornblenda e biotita. Idades aparentes intermediárias, obtidas nos ortognaisses pelo método Rb-Sr, parecem desprovidas de significação geológica, como decorrentes de rejuvenescimento parcial.

Dois pulsos térmicos foram detectados pela datação pelo método dos traços de fissão em apatita e titanita: o primeiro no Jurássico, há cerca de 190 Ma, pré-datando o vulcanismo basáltico associado à fragmentação do Gondwana e abertura do Atlântico Sul (intervalo esse já detectado pelo método TF em rochas na cidade do Rio de Janeiro; in Fonseca, 1986), e o segundo mais recente, entre 84 e 34 Ma, associado à intrusão das rochas alcalinas.

Os intervalos de idades obtidos através dos métodos Sm-Nd, Rb-Sr, Ar-Ar e traços de fissão (Tab.1) são válidos também no âmbito regional e nas áreas correlatas no continente africano. Nas correlações regionais, e em especial aquelas inerentes à parte ocidental do supercontinente Gondwana, da qual fazem parte as regiões costeiras do Rio de Janeiro e de Angola, algumas considerações podem ser efetuadas:

- as idades Rb-Sr isocrônicas entre 2100 e 1800 Ma (Transamazônico / Eburneano);
- depósitos vulcano-sedimentares Brasileiros, posteriormente metamorfisados entre 600 e 540 Ma, com o fechamento do oceano Brasileiro e formação do supercontinente Gondwana;
- as direções NW-SE preservadas na área, também são observadas nas circunvizinhanças das cidades de Novo Redondo e Moçamedes em Angola;
- a fragmentação do Gondwana no Meso-Cenozóico, através da reativação das fraturas Uruaçuanas / Kibarianas, com sedimentação e vulcanismo associado e a posterior intrusão de rochas alcalinas em virtude do intumescimento do manto.

Não foram caracterizadas geocronologicamente na área em questão rochas que atestassem a fragmentação deste supercontinente Transamazônico e da formação do Oceano Brasileiro. Pode parecer mera coincidência os valores das idades Sm-Nd e Rb-Sr entre 1600 e 1200 Ma (Tab.1), entretanto é plausível supor que de alguma forma (um processo petrogenético) tais eventos tenham sido impressos indiretamente nas rochas do "Fragmento Tectônico Cabo Frio". Talvez um trabalho de detalhamento geocronológico possa ratificar tal hipótese.

A proposição da formação do oceano Brasileiro entre 1100 e 1000 Ma limita a época de início da sedimentação do Ciclo Brasileiro. Considerando tal fato, a idade de cerca de 1200 Ma obtida na isócrona de referência dos paragneisses pode ser considerada "idade máxima" para a deposição dessa sequência. Seguindo na direção oeste da área, afloram as unidades Palmital, Casimiro-Quartéis e Trajano de Moraes (pertencentes ao Complexo Paraíba do Sul segundo Ferrari et al., 1982). É preciso salientar aqui que é proposta a "cronocorrelação" dos paragneisses da área com essas unidades, levando-se em conta a proximidade e possível continuidade geográfica e os aspectos composicionais, metamórficos e deformacionais. Segundo Heilbron (1993), as rochas supracrustais do Ciclo Depositional Andrelândia e Complexo Paraíba do Sul poderiam ter sido depositadas no mesmo intervalo de tempo, durante o Proterozóico Médio a Neo-Proterozóico.

Conclusões

Os dados geocronológicos indicam a existência, na área, de duas províncias tectônicas distintas: os paragneisses cujos sedimentos originais foram metamorfisados durante a orogênese Brasileira/Pan-Africana, do Proterozóico Superior, e os ortogneisses Transamazônicos rejuvenescidos durante aquele evento. Essas duas províncias tectônicas são posicionadas lado a lado por zonas de empurrões de baixo ângulo, mas com pequenos rejeitos horizontais, e planos de falhas sub-verticais, sem necessariamente uma relação de embasamento/cobertura. Entretanto, com base na proposição de Machado e Demange (1990) de que as quatro fases deformacionais observadas nos paragneisses são comuns aos ortogneisses e o contato entre essas litologias observado na Ponta do Marisco apresenta concordância estrutural, é possível que tal relação seja verdadeira, isto é, os ortogneisses tenham sido o embasamento dos paragneisses, como proposto por Heilbron et al. (1982). A compartimentação atual deve resultar dos empurrões tardi-tectônicos de SW para NE durante a orogênese Brasileira e do tectonismo Meso-Cenozóico.

Uma tentativa de correlação com outras unidades litoestratigráficas datadas no Estado do Rio de Janeiro é proposta. Os paragneisses da área podem ser cronocorrelacionados às seguintes unidades: kinzigitos datados na cidade do Rio de Janeiro (Fonseca, 1986); gnaisses Santo Eduardo e Trajano de Moraes do Complexo Paraíba do Sul (Batista, 1984).

A região estudada, denominada informalmente por Fonseca (1994) como "Fragmento Tectônico Cabo Frio", pode ser correlacionada com sua contraparte africana (Fig. 1), devendo corresponder ao maciço granítico de Chicalengue datado de 1970 ± 119 Ma (R.I. = 0,7016) por Carvalho e Tassinari (1992), na região de Caraculo-Bibala, SW de Angola. Entretanto, as idades Brasileiras detectadas pelos métodos Rb-Sr e Ar-Ar mostram que a região tomou parte do evento geral de aglutinação do Gondwana, com a aproximação das massas cratônicas do Congo e São Francisco e fechamento do Oceano Brasileiro. Durante o Meso-Cenozóico com a separação continental e a formação do Atlântico Sul, a região permaneceu incrustada na Faixa Ribeira como parte integrante da placa Sul-Americana.

Referências bibliográficas

- BATISTA, J.J. (1984), Tese de Doutorado, IG/USP.
DELHAL, J. et al. (1969), Ann. Soc. Géol. Belg., T.992: 271-283.
CARVALHO, H. e TASSINARI, C.C. (1992), Rev. Bras. Geoc., 22(1): 73-81.
FERRARI, A.L. ET AL. (1982), An. XXXII Congr. Bras. Geol., v.I: 103-114.
FONSECA, A.C. et al. (1992), An. XXXVIII Congr. Bras. Geol.: 190-191.
FONSECA, A.C. et al. (1994), Intern. Mineral. Assoc., 16th Gen. Meeting, Pisa, Italy: 122.
FONSECA, A.C. (1994), Tese de Doutorado, IG/USP: 186p.
FONSECA, M.J.G. et al. (1979), Folha Rio de Janeiro, Iguaçu e Vitória, Brasília, DNPM.
FONSECA, M.J.G. et al. (1984), XXXIII Congr. Bras. Geol., Roteiro das Excursões: 5393-5424.
HEILBRON, M.P.C.L. et al. (1982), An. Acad. Bras. Ci., 54 (3): 553-562.
HEILBRON, M. (1993), Tese de Doutorado, IG/USP: 268p.
MACHADO, R. e DEMANGE, M. (1990), An. XXXVI Congr. Bras. Geol., Natal, v. 6: 2744-2753.
ROSIER, G.F. (1965), DNPM-DGM, bol. 222: 41p.
ZIMBRES, E. et al. (1990), An. XXXV Congr. Bras. Geol.: 2735-2743.

Agradecimentos

Este trabalho foi realizado com apoio do CNPq, CNR (Pisa), CPGeo/USP e IGeo/UFRJ, sendo possível também pela concessão de bolsa de doutorado e auxílios-pesquisa concedidos a Ariadne do Carmo Fonseca. Ao Prof. Henrique Dayan pela revisão do Abstract.

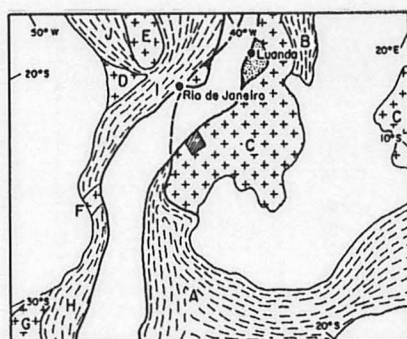
TABELA 1- Resultados geocronológicos obtidos na área (Fonseca, 1994)

□ Litologia	Método	Ponto	Idades (Ma)	R.I.	MSWD	T _{DM} (ma)
ortognaisses de Cabo Frio e Arraial do Cabo	Rb-Sr (RT)	RJ-5	2071 ± 75	0,7033	0,65	2450-2660 2340-2530 2440-2630 2380-2610
		RJ-19				
		RJ-14	2068 ± 42	0,7037	4,34	
	Sm-Nd (RT)	RJ-5			1,00	
		RJ-19	1661 ± 14	0,7083		
		RJ-14			1,41	
		RJ-15	1880 ± 140	0,5083		
	Ar-Ar				0,94	
		RJ-A1	1870 ± 110	0,5099		
	hornblenda	RJ-1B			2,44	
			1360 ± 300	0,5102	1,54	
	biotita	RJ-14B	1200 ± 230	0,5102		
		RJ-4A				
	TF apatita	RJ-1B	536 ± 6			
		RJ-1B	542 ± 6			
	titanita	RJ-4A	570 ± 6			
		RJ-5A	507 ± 6			
		RJ-14B	593 ± 6			
		RJ-1A				
		RJ-14B	34 ± 11			
			43 ± 9			
			41 ± 9			
			190 ± 9			
			84 ± 10			
			□ 198 ± 7			
paragnaisses de Búzios	Rb-Sr (RT)	RJ-3I,8,8D, 11I	541 ± 13	0,7133	7,3063	1450-1680
			1215 ± 224	0,5111	2	
	Sm-Nd □ (RT)				3,0253	

FIGURA 1- Correlação geocronológica Angola-Brasil

paragnâsses de	Kb-Sr	KJ-31,	8,	541 ± 13	0,7133	7,3063	referência
Búzios	Sm-Nd	8D,111		1215 ± 224	0,5111	23,0253	referência

FIGURA 1- Correlação geocronológica Angola-Brasil



LEGENDA: A - Cinturão Damara; B - Cinturão Oeste-Congo; C - Cráton Angola-Kasai; D - Maciço de Guaxupé; E - Cráton do São Francisco; F - Cráton Luiz Alves; G - Cráton Rio de la Plata; H - Cinturão Dom Feliciano; I - Cinturão Ribeira; J - Cinturão Brasília; R - Rio de Janeiro; L - Luanda