

TERRENOS METAMÓRFICOS DE ALTO GRAU DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

M. C. H. Figueiredo¹
J. S. F. Barbosa²

ABSTRACT The Archean evolution of the São Francisco Craton (SFC), as expressed by the high-grade terrains, starts as TTG mantled gneiss domes at the Contendas-Mirante region (BA) which consist predominantly of 3.4 to 3.2 Ga trondhjemites and granites. Similar highly siliceous TTG sequences occur in the Bonfim and Bação complexes (MG) but generally yield younger ages of about 3.2 to 2.8 Ga. TTG and calcalkaline sequences formed throughout the mid-late Archean with major intrusive, deformational and metamorphic episodes around 2.8-7 Ga. The tectonic scenario envisaged suggests the formation and collision of island arcs and microcontinents. The 3.0 Ga high-K calc-alkaline plutonic sequence of the Jequié Complex may represent a mature magmatic arc, possibly an active continental margin. For the Early Proterozoic, there is good evidence in Eastern Bahia for the break-up of a proto-continent during the final stages of the Archean followed by the closure of the interior oceans and collisional events around 2.0 Ga. The Itabuna Belt corresponds to a juvenile magmatic arc related to westward subduction of oceanic crust underneath the Jequié block typified by tholeiitic, calcalkaline and shoshonitic sequences, as well as cumulate rocks. The Caraíba Belt appears to be a magmatic arc formed mostly by reworking of the Serrinha block lithologies with subordinate juvenile additions, with the Rio Itapicuru greenstone as a back-arc basin, while the Jacobina and São José do Jacuípe sequences could represent the rift and oceanic stages, respectively. The Mineiro Belt, at the eastern border of the Minas Gerais portion of the SFC, consists of reworked Archean rocks with subordinate juvenile additions. We would like to suggest a model for the Early Proterozoic evolution of Eastern Bahia, that obviously demands further testing, which includes the break-up of an Archean continent with the separation of three blocks (the Jequié, Serrinha and West Congo blocks), with a possible triple point located just south of Salvador, followed by closure of the interior oceans forming the Itabuna, Caraíba and Salvador mobile belts, with the Gabon belt representing the African counterpart of the Salvador and Itabuna belts.

RESUMO A evolução arqueana do Cráton do São Francisco (CSF) como registrada nos terrenos de alto grau, começa com domos gnáissicos TTGs na região de Contendas-Mirante (BA), a qual consiste predominantemente de trondhjemitos e granitos com idades de 3,2 a 3,4 Ga. De modo similar, seqüências TTG altamente silicosas ocorrem nos complexos de Bonfim e Bação (MG), porém geralmente fornecem idades mais jovens, de cerca de 2,8-3,2 Ga. Seqüências cálcio-alcálicas e TTGs formaram-se durante todo o Arqueano médio e tardio com os principais episódios intrusivos, metamórficos e de deformação se situando por volta de 2,7-2,8 Ga. O cenário tectônico imaginado sugere a formação e colisão de arcos de ilha e micro-continentes. A seqüência plutônica cálcio-alcálica rica em potássio, de idade 2,8-2,9 Ga, do complexo Jequié, pode representar um arco magmático maduro, possivelmente uma margem continental ativa.

Para o Proterozóico precoce, existe uma boa evidência na porção oriental da Bahia da fragmentação de um proto-continente durante os estágios finais do Arqueano, seguida do fechamento de oceanos interiores e eventos colisionais por volta de 2,0 Ga. O Cinturão de Itabuna corresponde a um arco magmático juvenil relacionado com uma subdução para oeste de crosta oceânica por baixo do bloco de Jequié, tipificado por seqüências shoshoníticas, cálcio-alcálicas e toleíticas, assim como rochas cumuláticas. O Cinturão Caraíba parece ser um arco magmático formado principalmente pelo retrabalhamento das litologias do bloco de Serrinha com adições juvenis subordinadas, e com o *greenstone* do Rio Itapicuru funcionando como uma bacia de *back-arc*, enquanto as seqüências Jacobina e São José do Jacuípe poderiam representar respectivamente os estágios rifte e oceânico. O cinturão Mineiro, na borda oriental do CSF no Estado de Minas Gerais, consiste de rochas arqueanas retrabalhadas com adições juvenis subordinadas.

Gostaríamos de sugerir um modelo para a evolução do Proterozóico precoce da porção oriental do Estado da Bahia, que obviamente demanda confirmação adicional. Este modelo inclui a fragmentação de um continente arqueano com a separação de três blocos (Jequié, Serrinha e Congo Oeste), com uma possível junção tríplice localizada aproximadamente ao sul de Salvador, seguida de um fechamento de oceanos interiores formando os cinturões móveis de Itabuna, Caraíba e Salvador, com o cinturão do Congo representando o equivalente africano dos cinturões Salvador e Itabuna.

¹Instituto de Geociências - USP - C.P. 20899, 01498-970 São Paulo - São Paulo

²Instituto de Geociências - UFBA - Rua Caetano Moura 123 - Federação - 40.210 - Salvador - Bahia

INTRODUÇÃO O estudo dos terrenos de alto grau metamórfico do Cráton do São Francisco (CSF) teve um desenvolvimento considerável desde o I Simpósio do CSF, particularmente para os complexos Jequié, Itabuna e Caraíba, no leste da Bahia. Além dos trabalhos de reconhecimento geocronológico e metalogenético, iniciados anteriormente, foram realizados estudos petrológico-geoquímicos, geotermobarométricos e de geoquímica isotópica que, juntamente com levantamentos geofísicos em áreas específicas, permitiram uma visão regional adequada de vários desses terrenos e uma modelagem geotectônica preliminar.

Esta síntese procura resumir as contribuições mais significativas produzidas nestes últimos anos sobre os terrenos de alto grau, procurando não superpor excessivamente com os temas tratados em outras contribuições dessa Reunião Preparatória, mas fazendo referências a alguns deles quando necessário para complementar a caracterização e evolução dos terrenos envolvidos, como por exemplo no caso das rochas máfica-ultramáficas, granitóides, seqüências vulcano-sedimentares e dados isotópicos. Evidentemente será impossível evitar falhas e omissões, algumas das quais induzidas pelo fato de não termos tido acesso a alguns trabalhos ou a dados quantitativos neles contidos.

Apresentaremos um resumo dos dados de litoquímica disponíveis para alguns terrenos de alto grau do CSF. As tabelas aqui apresentadas correspondem a composições típicas, geralmente procurando-se avaliar os teores mais característicos, dentre aquela faixa composicional, para cada seqüência litológica co-genética observada em cada terreno. Essas composições típicas não correspondem a médias, pois em vários casos algumas amostras apresentam teores muito díspares para elementos específicos e, por esse motivo, optou-se pelos teores mais representativos dentre o universo amostral. Em algumas tabelas, geralmente quando o número de análises era relativamente pequeno, as composições podem corresponder a análises individuais que refletem aproximadamente a composição média. Em alguns casos, quando haviam dados analíticos, para uma mesma seqüência, provenientes de laboratórios diferentes, escolheu-se o conjunto mais completo ou mais confiável.

As composições típicas aqui utilizadas correspondem, em geral, a uma síntese de um número apreciável de análises, caracterizando adequadamente os terrenos de alto grau abordados. Esse parece ser o caso pelo menos para os complexos Jequié, Itabuna e Caraíba. Para o tratamento dos dados litoquímicos e a confecção dos diagramas aqui apresentados utilizou-se o *software* NEWPET de Daryl Clarke, da Memorial University of Newfoundland, Canadá.

SUDESTE DA BAHIA Dados geológicos recentes (e.g., Cuney *et al.* 1990, Sabaté *et al.* 1990a) indicam que os terrenos de alto grau do SE da Bahia correspondem a dois blocos crustais distintos, Gavião e Jequié, separados por um lineamento estrutural interpretado como uma estrutura colisional. No Bloco Gavião, ocorrem domos gnáissicos tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) como Sete Voltas e Boa Vista que contêm as rochas mais antigas da

América do Sul (e.g., Cordani *et al.* 1985, Wilson 1987, Martin *et al.* 1990), com idades concordantes por vários métodos geocronológicos, da ordem de 3,4 Ga.

O maciço Sete Voltas é constituído de ortognaisses cinzentos TTG, de granulação fina, com datações Rb-Sr e mono zircão de cerca de 3,15 Ga e Ri de 0,7017, com enclaves de ortognaisses TTG mais antigos, com idades mono zircão e Rb-Sr ao redor de 3,4 Ga e Ri de 0,6997. Neste maciço ocorrem ainda *augen* gnaisses granodioríticos, com composições similares às dos TTG jovens, de idades Rb-Sr de 3,17 Ga com Ri de 0,7014 e mono zircão de 3,25 Ga (Martin *et al.* 1990).

O maciço Boa Vista consiste de granitóides cinzentos, foliados, de granulação média a grossa, trondhjemiticos, com alto teor de sílica (70-72% SiO₂) e alumina (ca. 15% Al₂O₃), além de razões Na/K elevadas. Apresenta idades concordantes Rb-Sr e Pb/Pb em rocha-total e Sm-Nd modelo TDM, indicando extração do manto a cerca de 3,5 Ga com diferenciação geoquímica, metamórfica e estabilização final ao redor de 3,4 Ga (Wilson 1987).

Tanto o maciço Sete Voltas quanto o Boa Vista demonstram composições incomumente silicosas, para suítes TTG arqueanas, incluindo rochas peraluminosas portadoras de muscovita (e.g., Wilson 1987, Cuney *et al.* 1990), sugerindo que os gnaisses cinzentos de cerca de 3,4 Ga teriam uma origem juvenil, mas a contaminação crustal teria tido importância crescente ao longo do tempo (Martin *et al.* 1990).

Datações U/Pb em zircão pelo método SHRIMP (Nutman & Cordani 1992), definiram idades concordantes de 3,40 Ga para um tonalito do domo de Sete Voltas e 3,35 Ga para um granito do domo de Boa Vista. Além disso, caracterizou-se uma idade de 2,85 Ga em zircão concordante de gnaisses granodioríticos da área de Lagoa do Morro, a oeste do cinturão Contendas-Mirante, e idades em zircões discordantes variando entre 2,82 e 2,45 Ga. Isso demonstra a ocorrência de gnaisses e granitos com componentes de idades diferentes, no bloco Gavião, incluindo rochas que antecedem a evolução principal daquele terreno, a cerca de 2,7 Ga, por centenas de milhões de anos.

No Bloco Gavião ocorrem terrenos metamórficos de médio a alto grau, como o Complexo Paramirim (e.g., Jardim de Sá *et al.* 1976) e o Cinturão Correntina-Guanambi, que parecem ter uma evolução predominantemente do Proterozóico inferior a partir de retrabalhamento de protolitos arqueanos (e.g., Teixeira & Figueiredo 1991), para os quais pouco progrediu o conhecimento geológico nos últimos anos.

No Bloco Jequié, por outro lado, houve considerável avanço sobre sua origem e evolução desde o I Simpósio do CSF. A maioria dos pesquisadores acredita que esta região consiste de dois domínios distintos: o Complexo Jequié e o Cinturão Itabuna ou da Costa Atlântica. Alguns autores consideraram que o Cinturão Itabuna compreenderia rochas diferentes, em termos de origem, composição e idade, das do Complexo Jequié (e.g., Brito Neves *et al.* 1980, Figueiredo 1981, 1982, 1989, Cordani & Brito Neves 1982, Barbosa 1986, 1990), enquanto outros sugeriram que o Cinturão Itabuna teria se formado por intenso retrabalhamento de litologias Jequié durante o Transamazônico (e.g., Mascarenhas & Sá 1982, Oliveira *et al.* 1982).

Complexo Jequié O Complexo Jequié (Figura 1) pode ser subdividido em duas partes principais, uma oriental que consiste predominantemente de charnockitóides e outra, ocidental, constituída de migmatitos e *augen* gnaisses (e.g., Sighinolfi *et al.* 1981, Barbosa 1986). Sighinolfi *et al.* (1981) consideraram que metassedimentos ocorreriam subordinadamente, mas seriam mais conspícuos na porção ocidental, e sugeriram a presença de grandes cavalgamentos crustais no SE da Bahia, hoje amplamente aceitos, além de proporem que o grande volume de granulitos félsicos de composição granítica potássica, ali existentes, representariam fusões crustais. Barbosa (1986) caracterizou a porção charnockítica oriental como uma suíte plutônica enderbítica-charnockítica e, em função de datações geocronológicas, interpretou como o embasamento de uma seqüência vulcano-sedimentar que ocorreria na porção ocidental migmatizada e na Faixa Ipiaú, a leste dos charnockitóides de Mutuípe-Jitaúna. Adicionalmente, Barbosa

(1986, 1990) observou que a seqüência enderbítico-charnockítica teria sido intrudida por gabro-norito-anortositos (Cruz 1989), também re-equilibrados na fácies granulito e que intrusões graníticas teriam ocorrido a 2,4 Ga e 2,0 Ga. Wilson (1987) apresentou dados isotópicos e geoquímicos indicativos da formação de crosta juvenil a cerca de 3,0 Ga, correspondendo à suíte plutônica cálcio-alcalina enderbítica-charnockítica. Segundo Wilson (1987) os migmatitos de Jequié teriam se formado por metamorfismo de alto grau e fusão parcial de protolitos similares aos charnockitóides Mutuípe-Jitaúna, caracterizando que pelo menos boa parte desses migmatitos não corresponderiam originalmente a supracrustais, mas sim a granitos de fusão crustal, enquanto os migmatitos da região de Ubaíra refletiriam um retrabalhamento há 2,7 Ga de crosta continental com alta razão o Rb-Sr e de cerca de 3,1 Ga. Datações recentes U-Pb em zircão pelo método SHRIMP (Alibert & Barbosa 1992) em enderbitos de

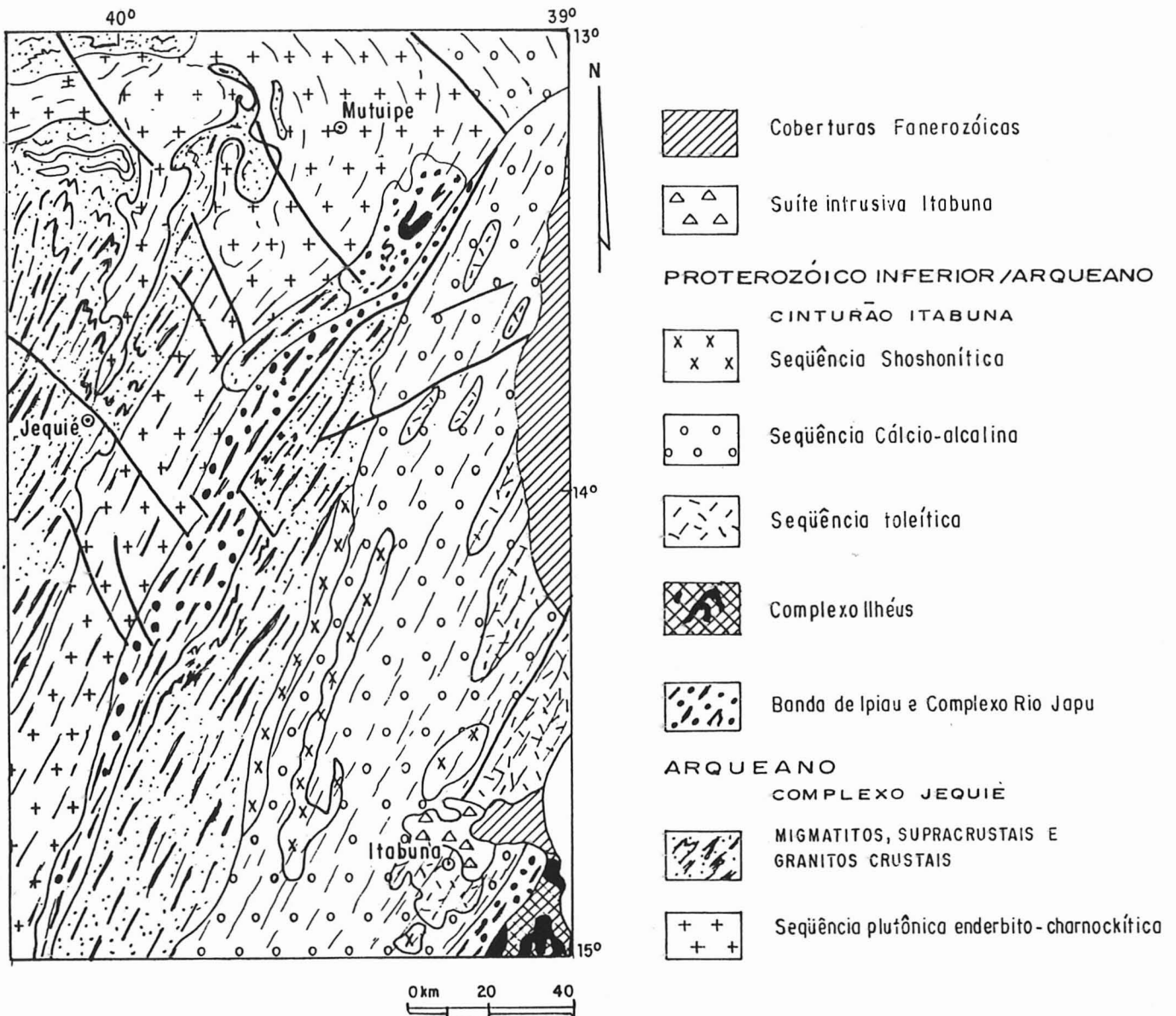


Figura 1 Esboço geológico do sudeste da Bahia (apud Barbosa 1990 e Arcanjo *et al.* no prelo).

Mutuípe e charnockitos de Jequiriçá resultaram em idades de 2.689 Ma e 2.810 Ma, sugestivas de idade de intrusão, indicando heterogeneidade no domínio plutônico Mutuípe-Jitaúna. Esses dados sugerem que este domínio plutônico seja cerca de 200 Ma mais jovem do que indicado pelos dados Rb-Sr e Sm-Nd de Wilson (1987).

Os charnockitóides Mutuípe-Jitaúna são cinza-esverdeados e constituídos de feldspatos, pertíticos e antipertíticos, quartzo, hiperstênio, clinopiroxênio, hornblenda e biotita e magnetita, apatita e zircão como acessórios. Efeitos retrogressivos dinâmicos são comuns e incluem substituição dos piroxênios por hornblenda-quartzo e biotita-quartzo e alterações e substituições para anfibólio verde azulado, clorita e epidoto. Os neossomas dos migmatitos compõem-se de mesopertita e microclina pertítica, plagioclásio, quartzo, hiperstênio, clinopiroxênio e traços de biotita, opacos e zircão, enquanto os *paleossomas* (resistatos?) são formados por *boudins* de granulitos básicos constituídos de plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, com traços de hornblenda e opacos. Exibem também sinais de retrogressão similares aos observados nos charnockitóides mas, nesses casos, em condições estáticas.

A suíte enderbítica-charnockítica contém, vez por outra, pequenos enclaves máficos e foi afetada por pelo menos dois eventos deformacionais dúcteis (Fornari & Barbosa 1992). O primeiro, contemporâneo ao metamorfismo granulítico, produziu dobras recumbentes deitadas, preservadas principalmente em Laje, enquanto o segundo gerou zonas de cisalhamento com foliações subverticais, onde são observados minerais retrogressivos, provavelmente formados durante outra fase metamórfica (Barbosa & Fonteilles *in prelo*).

Cordani & Iyer (1979) publicaram dados isotópicos Rb-Sr que forneceram uma isócrona de afloramento, em Mutuípe, com 3,16 Ga e alta Ri de 0,711 e isócronas de referência de 2,73 Ga com Ri de 0,7065 e 2,44 Ga com Ri de 0,7066. Delhal & Demaiffe (1985) apresentaram análises isotópicas U/Pb em zircão que definiram um intercepto superior com idade de 2,4 Ga de difícil interpretação em virtude das idades mais antigas obtidas por outras metodologias. A suíte enderbítica-charnockítica forneceu idades Rb-Sr e Sm-Nd modelo TDM concordantes de cerca de 3,0 Ga, mas os isótopos de Pb/Pb em rocha-total indicaram um evento posterior de perda parcial de U, enquanto os migmatitos da porção ocidental forneceram idades Rb-Sr e Pb/Pb concordantes de cerca de 2,0 Ga e idades Sm-Nd modelo mais antigas que, juntamente com as razões isotópicas Rb-Sr e Pb/Pb, sugerem anatexia e metamorfismo de alto grau a partir de charnockitóides tipo Mutuípe (Wilson 1987). Os gabro-norito-anortositos do Rio Piau intrudiram a suíte enderbítica-charnockito e caracterizam uma idade isocrônica Sm-Nd de cerca de 2,9 Ga (Vignol 1987).

Em termos litoquímicos, Barbosa (1986, 1990) e Barbosa & Fonteilles (1989) caracterizaram a seqüência charnockitóide como uma suíte plutônica cálcio-alcalina intermediária-ácida, co-magmática, enquanto os migmatitos ocidentais, e na Faixa Ipiáú, seriam bastante heterogêneos, constituídos de bandas de granulitos básicos e ácidos, quartzitos, formações ferro-manganesíferas, kinzigitos, cálcio-silicáticas e níveis grafitosos, e foram considerados como

rochas vulcano-sedimentares submetidas a anatexia e metamorfismo granulítico. Figueiredo (1989), retrabalhando os dados de Sighinolfi *et al.* (1981), confirmou a caracterização de Barbosa (1986) e observou que a seqüência plutônica charnockitóide apresentava uma variação de sílica de cerca de 60-72%, com algumas rochas básicas que provavelmente representariam enclaves (ver Fornari & Barbosa 1992), enquanto os migmatitos e supracrústais ocorrentes na parte oeste variavam de 65 a 75% de SiO₂. Infelizmente não tivemos acesso aos dados litoquímicos completos de Wilson (1987), mas as descrições contidas no texto demonstram que os migmatitos variam de uns 67 a 73% de SiO₂ e 12 a 14% de Al₂O₃, enquanto os charnockitóides seriam cálcio-alcalinos com teores de sílica da ordem de 60-74%.

Dados obtidos em trabalho de mapeamento geológico recente, pela CPRM, na continuidade meridional do Domínio Ipiáú, no extremo oeste da folha Ibicaraí, na região Firmino Alves-Ibitupã, ainda inéditos (dados em Silva, 1991), permitiram a correlação destas litologias com as do Complexo Jequié. Segundo Silva (1991), tratam-se de ortognaisses graníticos (*augen*), subordinadamente granodiorítico-tonalíticos, compostos de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, hornblenda e biotita, com allanita, titanita, zircão, apatita, ilmenita e magnetita como acessórios. Relíquias de ortopiroxênio, em distintos estágios de transformação para hornblenda, foram observadas. Composicionalmente, esses ortognaisses caracterizam uma seqüência cálcio-alcalina, com teores de sílica entre 59 e 71%, que tanto em termos de elementos maiores quanto traços e Terras Raras (ver Tabela 1, Figuras 2 e 3) são muito semelhantes à seqüência enderbítica-charnockítica de Mutuípe-Jitaúna, sugerindo uma correlação.

As composições típicas para os principais litotipos do Complexo Jequié (Tabela 1), demonstram que a suíte cálcio-alcalina é essencialmente meta-aluminosa e de alto-K e os neossomas dos migmatitos ocidentais são peraluminosos (Figura 2). A seqüência cálcio-alcalina apresenta composições, tanto de elementos maiores quanto traços, semelhantes a tonalito-granodioritos de baixo-Al arqueanos e seus padrões de distribuição de elementos Terras Raras (REE) demonstram o típico fracionamento dessas litologias (Figura 3), apesar de exibirem anomalias negativas de Eu que sugerem a participação de plagioclásio residual em sua origem e diferenciação ou fusão parcial de área fonte empobrecida em Eu. Um dado interessante é que os granulitos máficos subordinados têm composições características (*e.g.*, Figura 3) dos toleítos arqueanos tipo TH2 (Condie 1981) e também muito semelhantes aos granulitos máficos do Lewisian (*e.g.*, Weaver & Tarney 1980, Tarney & Weaver 1987). Segundo Barbosa (1990) esses granulitos máficos fariam parte de uma seqüência supracrústal que poderia corresponder a uma bacia entre um arco e o protocontinente Jequié. Essa associação toleíto e seqüência cálcio-alcalina é típica de terrenos de alto grau arqueanos bimodais ou de terrenos granito-*greenstone* arqueanos, geralmente considerados como produzidos em ambientes de arcos insulares (*e.g.*, Condie 1989, Passchier *et al.* 1990), inclusive com a possibilidade das rochas intermediária-ácidas formarem-se por fusão parcial hidratada de anfibolitos em

uma placa oceânica em subducção de baixo ângulo, deixando hornblenda como fase residual, enquanto os toleítos corresponderiam a inclusões tectônicas (e.g., Tarney & Weaver 1987). Os migmatitos ocorrentes na porção ocidental apresentam essencialmente composições graníticas potássicas sugestivas de fusões crustais e, de acordo com a sistemática isotópica discutida por Wilson (1987), representariam anatexia de protólitos semelhantes à suíte enderbite-charnockítica cálcio-alkalina, portanto correspondendo a granitos crustais tipo-I, associados a granitos tipo-S e metassedimentos granulizados. Composicionalmente esses migmatitos (amostras 18 a 20 da Tab. 1, a partir dos dados de Sighinolfi *et al.* 1981) são granitos potássicos e correspondem aos migmatitos de Jequié analisados e datados por Wilson e aos neossomas de Barbosa (1986). Ainda não existem análises de REE para estes litotipos. Wilson (1987) observou que as rochas enderbite-charnockíticas, da região de Mutuípe, podem ser subdivididas em duas seqüências distintas: uma das seqüências (cálcio-alkalina de alto-K), que é mais abundante e que já havia sido caracterizada quimicamente com os dados de Barbosa (1986) e Sighinolfi *et al.* (1981), é relativamente mais enriquecida em Fe, Ti, K, P, Nb, Zr e Y, enquanto a outra (cálcio-alkalina de baixo-K), subordinada, é relativamente mais pobre em elementos incompatíveis e mais enriquecida em Al, Mg, Ca, Na e Sr. A seqüência cálcio-alkalina enriquecida está apresentada na tabela 1 como as amostras 5 a 8, sendo comparável às seqüências cálcio-alkalinas de Barbosa (1986, 1990), amos-

tras 2 a 4, de Sighinolfi *et al.* (1981), amostras 14 a 17, e de Silva (1991), amostras 11 a 13. A seqüência pobre em elementos incompatíveis está representada apenas pelas amostras 9 e 10 da Tab. 1, cabendo salientar que essa seqüência não parece ser restrita a termos ácidos, sendo que Wilson (1987) apresentou duas amostras intermediárias, com cerca de 60-62% de sílica, para as quais ainda não tivemos acesso aos dados analíticos completos.

Cinturão Itabuna ou Cinturão da Costa Atlântica

A caracterização (Figura 1), no Cinturão Itabuna ou da Costa Atlântica, de rochas granulíticas sub-divisíveis em série toleítica, rochas básicas ricas em Fe-Ti, série cálcio-alkalina e rochas shoshoníticas, com maturidade crescente para noroeste (Barbosa 1986, 1990, Barbosa & Fontelles 1989), contribuiu significativamente para o desenvolvimento de modelagens geotectônicas para o SE da Bahia. Figueiredo (1989), retrabalhando os dados litoquímicos de Sighinolfi (1970), observou que aqueles dados permitiam a separação de duas seqüências que correspondiam às suítes toleítica e cálcio-alkalina, com distribuição areal semelhante à proposta por Barbosa (1986), permitindo ampliar a distribuição regional dessas suítes até um pouco a sul de Itabuna. Trabalhos de mapeamento geológico efetuados pela CPRM na folha Itabuna (e.g., Arcaño *et al. no prelo*) também permitem dar continuidade às seqüências descritas por Barbosa (1986), com o Complexo Ibicaraí-Buerarema correspondendo à suíte cálcio-alkalina,

Tabela 1 Composições típicas do Complexo Jequié para: granulitos máficos (1) e seqüência cálcio-alkalina (2 a 4) (dados em Barbosa 1990); seqüências cálcio-alkalinas (5 a 8) e cálcio-alkalina pobre em K (9 e 10) (dados em Wilson 1987); ortognaisses da região de Firmino-Alves-Ibitupã (11 a 13 dados em Silva 1991); seqüência cálcio-alkalina (14 a 17 dados em Sighinolfi *et al.* 1981) e migmatitos-granitos crustais (18 a 20 dados em Sighinolfi *et al.* 1981).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	50,23	64,76	68,84	70,43	65,05	68,79	72,92	74,67	71,03	72,25	57,69	64,05	66,45	62,80	67,85	70,10	73,33	68,95	71,34	72,16
TiO ₂	1,30	1,39	1,22	0,64	1,25	0,95	0,54	0,19	0,25	0,23	0,81	1,29	1,28	1,31	0,71	0,61	0,26	0,41	0,16	0,20
Al ₂ O ₃	12,81	12,66	12,20	13,12	13,52	13,45	12,09	13,58	15,48	15,19	15,80	13,26	13,25	14,74	14,11	13,72	13,37	15,79	16,00	14,89
Fe ₂ O ₃	13,24	8,49	6,95	5,77	7,76	5,93	4,48	1,72	2,21	1,74	10,01	8,22	6,97	7,47	5,40	4,30	2,32	3,22	1,60	1,95
MnO	0,21	0,15	0,10	0,08	0,10	0,10	0,07	0,03	0,03	0,03	0,09	0,10	0,08	0,10	0,07	0,06	0,07	0,06	0,03	0,03
MgO	6,70	1,20	0,68	0,60	1,30	1,00	0,32	0,19	0,93	0,75	3,04	1,19	0,79	1,34	0,59	0,47	0,21	0,46	0,41	0,21
CaO	11,41	3,99	2,72	1,70	4,04	3,28	1,31	1,25	3,06	2,24	6,57	4,45	3,53	4,64	2,54	2,03	1,34	1,83	1,73	1,19
Na ₂ O	3,09	3,06	2,91	2,92	3,06	3,38	2,72	3,57	4,94	4,89	4,32	3,46	3,14	2,93	3,25	2,95	3,29	3,56	4,08	3,77
K ₂ O	0,90	3,72	4,17	4,60	3,52	2,83	5,48	4,76	1,99	2,61	1,37	3,27	4,12	4,04	5,28	5,59	5,76	5,60	4,59	5,56
P ₂ O ₅	0,11	0,58	0,21	0,15	0,39	0,30	0,08	0,04	0,08	0,06	0,30	0,71	0,39	0,63	0,23	0,17	0,05	0,12	0,06	0,04
Cr	230	48	36	20	16	10	6	6	20	25	50	50	50	8				2	5	2
Ni	76				9	5	6	3	8	10	30	10	5	22	19	23	20	31	22	20
Co	35				37	40	49	53	38	32	20	15	10	14	6	4	2	2	2	2
V	290				83	60	14	12	30	27	80	80	80	81	61	17		15	9	6
Cu	20	38	43	30	9	8	5	1	3	4	25	25	15	8	7	3			3	7
Pb					25	24	38	47	20	26	85	115	100	48	51	27	58	21	17	17
Zn					95	89	101	47	47	41	78	188	83	183	244	217	194	97	119	
Rb	18	93	129	159	85	71	190	259	33	80	1300	1800	2200	1595	1076	843	658	794	775	665
Ba	110	1429	1607	1717	1354	960	791	557	801	605	592	233	184	303	162	106	34	102	285	95
Sr	99	277	238	120	243	293	53	77	681	380				14	21	19	15	7	5	10
Nb					20	20	20	10	2,6	4,6	354	680	554	464	396	518	736	474	224	278
Zr	60	420	452	476	422	379	510	143	85	92	71	81	69	81	112	89	117	16	9	10
Y	48				56	32	77	29	8	5	36,99	92,68	71,24	180	95,43		71,99			
La	10,03	74,96	102								80,11	478	140							
Ce	21,76	146	193											49,48	27,41		22,63			
Nd	15,65	61,74	85,14								54,28	92,76	76,18	154	99,49		80,22			
Sm	3,71	12,76	15,07								10,36	16,84	13,56	31,30	24,37		14,40			
Eu	1,11	2,91	2,89								2,07	3,08	2,30	4,24	2,64		2,06			
Gd	3,88	9,33	10,55								7,50	12,63	9,60	26,25	18,27		11,31			
Dy	3,71	7,03	7,61								4,95	9,43	6,62	9,49	10,15		6,89			
Er	2,24	3,20	3,42								2,77	5,27	3,65	6,97	6,60		5,14			
Yb	2,04	2,86	3,01								2,46	4,72	3,18	6,36	6,09		4,73			
Lu	0,31	0,40	0,43																	

o Complexo São José seria a continuidade meridional da suíte toleítica e os granitóides Água Sumida, Rio Paraíso e São Geraldo corresponderiam às rochas shoshoníticas. Como granada é mineral conspicuo em granulitos básicos com alta razão Fe/Mg, consideramos provável que os granulitos básicos granatíferos do Complexo São José sejam correlacionáveis às rochas básicas ricas em Fe-Ti ocorrentes mais a norte. Além dessas seqüências, Arcanjo *et al.* (*no prelo*) caracterizaram o Complexo Rio Japu, constituído predominantemente de biotita-hornblenda gnaisses e interpretado como o correspondente de fácies anfibolito do Complexo Ibicaraí-Buerarema, valendo destacar que a noroeste dessa região, na denominada Banda de Ipiáu, Barbosa (1986) encontrou rochas semelhantes às do Complexo Rio Japu. Adicionalmente, foi definido o Complexo Ilhéus, no extremo SE da área, composto de intercalações de granulitos máficos com hornblenda e granulitos félsicos plagioclásicos, interpretado como uma associação predominantemente vulcânica e/ou vulcanoclástica.

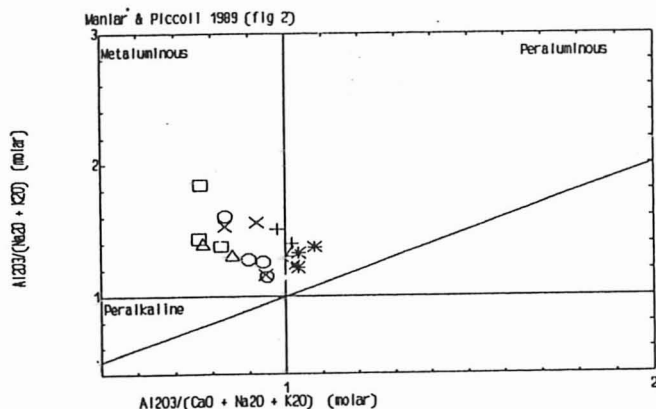


Figura 2 Diagrama com as razões de Shand (Maniar & Piccoli 1989) para os litotipos do Complexo Jequié. Simbologia: seqüência plutônica cálcio-alcálica: círculos (Sighinolfi *et al.* 1981), triângulos (Barbosa 1990), xis (Wilson 1987) e quadrados (Silva 1991, na região de Firmino Alves-Ibitupá); seqüência plutônica pobre em potássio-cruzes (Wilson 1987); e migmatitos-granitos crustais-asteriscos (Sighinolfi *et al.* 1981).

Informações detalhadas sobre as características petrográficas, estruturais, de química mineral e geotermobarometria, para os variados litotipos encontrados nessa região, podem ser encontradas em Barbosa (1986, 1990), Barbosa & Fonteilles (*no prelo*) e Arcanjo *et al.* (*no prelo*) e não serão abordadas aqui, por fugirem ao escopo da presente síntese. No entanto, algumas dessas informações serão utilizadas no próximo item, quando necessárias, para embasar os modelos geotectônicos em discussão.

Os protolitos das rochas básicas ricas em Fe-Ti e das suítes toleítica e cálcio-alcálica foram considerados como correspondentes predominantemente a rochas vulcânicas (Barbosa 1986) e a rochas vulcano-plutônicas (Barbosa 1990). Figueiredo (1989) considerou essas litologias como derivadas principalmente de rochas plutônicas, sendo que na seqüência toleítica, mormente nos granulitos básicos ricos em Fe-Ti associados com metasedimentos, poderia ocorrer volumes apreciáveis de rochas vulcanossedimentares. No mapeamento realizado pela CPRM foram encontradas boas evidências (ver Pa-

dilha *et al.* 1990, Silva 1991, Arcanjo *et al.* *no prelo*) de que haveria ampla predominância de rochas plutônicas, principalmente na suíte cálcio-alcálica.

As determinações geocronológicas para o Cinturão Itabuna não permitem conclusões seguras, mas sugerem que as variadas seqüências seriam acrecimentos crustais juvenis do Arqueano tardio ou Próterozóico inferior. Isócronas Rb-Sr de referência (Cordani & Iyer 1979) mostram certa dispersão com valor médio de 2,4 Ga e Ri de 0,704. Determinações U/Pb em zircões (Delhal & Demaiffe 1985) definiram um intercepto na Concordia a cerca de 2,1 Ga, confirmando a forte influência do Ciclo Transamazônico. Isócronas Rb-Sr e Pb/Pb em rochas plutônicas da suíte cálcio-alcálica (citadas por Figueiredo 1989) definiram idades de 2,1-2,2 Ga com razões isotópicas iniciais sugerindo que seus precursores teriam advindo do manto não muito antes. Idades Sm-Nd modelo (citadas por Barbosa 1990) sugerem idades de extração do manto de cerca de 2,9 Ga para a suíte toleítica, de 2,9-2,6 Ga para a suíte cálcio-alcálica e de 2,4 Ga para as rochas shoshoníticas, mas que por serem idades modelo tem que ser encaradas com a devida cautela. De qualquer modo, os litotipos do Cinturão Itabuna fornecem idades consistentemente mais jovens que as obtidas para os enderbitos-charnockitos do Complexo Jequié, por todas as metodologias isotópicas utilizadas até o momento.

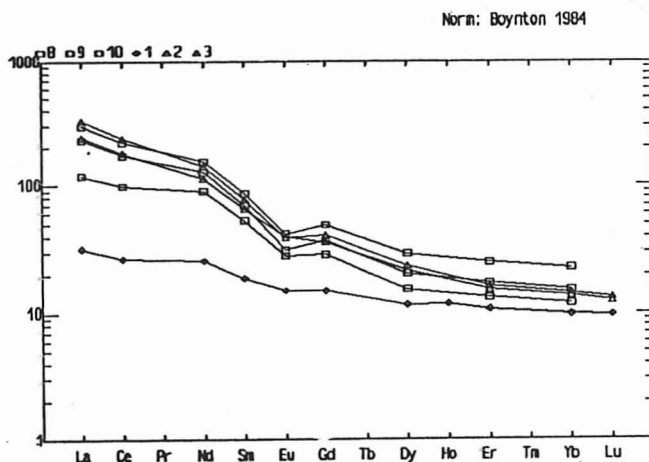


Figura 3 Padrões de distribuição de REE, normalizados por condrito (Boynton 1984), para granulito máfico (losango), enderbitos e charno-enderbitos da suíte Mutuípe-Jitaúna (triângulos) e ortognaisses da região Firmino Alves-Ibitupá (quadrados), do Complexo Jequié.

Os dados litoquímicos foram imprescindíveis para a separação e caracterização das diferentes seqüências litológicas que ocorrem no Cinturão Itabuna ou da Costa Atlântica (Barbosa 1986, 1990, Barbosa & Fonteilles 1989, Figueiredo 1989). Recentemente foi obtida uma quantidade apreciável de dados de elementos maiores e traços, incluindo os REE, para o mapeamento das folhas Ibicaraí e Itabuna pela CPRM, que tivemos acesso através da dissertação de Silva (1991). Esses dados (Tabela 2), quando devidamente tratados e interpretados, confirmam amplamente a caracterização (Barbosa 1986) das seqüências toleítica, cálcio-alcálica e shoshonítica,

Tabela 2 Composições típicas para as seqüências toleíticas (1 a 5) e cálcio-alcálica (6 a 10), para as rochas cumuláticas (11 a 14) e para a seqüência shoshonítica do Cinturão Itabuna (dados em Silva 1991).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	49,31	54,22	58,94	64,14	71,40	49,34	54,51	60,40	67,01	72,41	45,76	45,37	48,41	52,74	53,12	55,99	57,98	60,46	64,63	70,17
TiO ₂	1,49	1,00	1,56	0,62	0,27	1,09	0,82	1,10	0,38	0,11	0,46	0,88	0,70	0,58	1,51	1,31	1,10	0,97	0,85	0,25
Al ₂ O ₃	13,92	16,54	15,68	16,36	13,67	15,72	14,83	16,13	17,40	14,70	8,00	13,09	17,53	8,49	14,29	13,87	14,59	14,53	15,02	14,84
Fe ₂ O ₃	14,52	11,26	9,45	5,39	3,65	12,04	10,72	8,21	3,50	1,62	15,23	14,76	13,75	14,12	8,25	7,74	6,80	5,75	5,07	3,61
MnO	0,17	0,14	0,07	0,05	0,05	0,17	0,15	0,10	0,04	0,03	0,15	0,15	0,13	0,17	0,10	0,09	0,08	0,07	0,05	0,03
MgO	5,87	3,59	2,73	1,60	0,54	6,67	5,51	3,01	1,02	1,12	18,60	9,84	10,06	14,32	6,84	5,13	4,00	3,53	1,69	0,45
CaO	10,94	7,67	5,65	5,49	2,43	11,74	9,02	5,01	3,50	2,64	9,61	13,48	6,87	6,91	6,94	6,73	6,00	5,25	4,08	2,00
Na ₂ O	2,98	3,59	3,90	4,49	4,25	2,69	3,61	4,11	4,43	4,16	1,84	2,17	1,89	2,07	3,52	3,62	3,80	3,73	3,78	3,61
K ₂ O	0,63	1,59	1,85	1,70	3,65	0,37	0,67	1,60	2,57	3,14	0,25	0,17	0,57	0,48	3,92	4,42	4,70	4,84	4,57	4,91
P ₂ O ₅	0,18	0,40	0,18	0,18	0,09	0,18	0,16	0,33	0,15	0,07	0,10	0,10	0,10	0,10	1,51	1,11	0,95	0,86	0,26	0,13
Cr	99	50	195	50	51	194	53	50	36	15	2400	700	1725	1175		180	130	105		
Ni	104	10	58	15	10	104	38	24	19	6	650	255	580	780		57	48	48		
Co	55	15	29	10	5	45	30	9	8	2	75	60	60	90		12	6	6		
V	259	199	175	80	41	239	190	100	62	41	160	260	160	200		24	50	70		
Cu	70	45	73	10	15	99	32	30	21	7	45	120	5	285		31	25	31		
Zn	94	34	107	55	35	95	100	56	41	12	90	85	150	100		40	15	15		
Rb	10	50	37	30	86	7	9	21	40	47						100	108	187	170	110
Ba	830	922	2046	2244	1823	120	1683	661	1081	3549						3700	2500	2700		
Sr	104	628	341	613	294	114	170	416	448	320	40	62	55	130		990	1100	873	900	470
Nb		60	45		12		15	14	10	15										
Zr	75	76	214	182	284	65	88	180	131	200	38	31	120	48		132	176	230	235	115
Y	25	19	10	18	23	35	30	25	10	10	10	21	20	14		35	34	28	30	
La	11,60	35,88		61,12	25,14	10,40	57,41	23,06	24,73			2,84	11,70	11,40		102	96,00	91,60	45,80	
Ce	30,27	72,40		102	41,89	11,33	103	27,78	43,79	22,77		6,41	27,30	16,70		191	172	165	66,30	
Nd	17,97	46,99		53,75	22,44	9,72	52,71	11,31	19,20	10,17		7,40	19,90	9,64		105	93,80	88,00	31,80	
Sm	4,40	7,86		8,89	3,69	2,43	8,37	1,60	2,16	1,66		2,04	4,59	2,26		17,83	14,90	13,70	5,50	
Eu	1,31	1,74		2,12	1,38	0,80	1,64	1,05	0,71	0,85		0,63	1,17	0,56		3,83	3,48	2,87	1,24	
Gd	3,70	5,66		6,08	2,79	2,64	5,58	0,91	1,40	0,96		1,84	4,02	1,78		11,16	9,46	9,02	4,51	
Dy	4,58	3,71		3,32	1,95	2,59	3,41	0,57	0,85	0,65		1,95	2,90	1,45		5,38	4,57	4,41	3,40	
Ho	0,99	0,80		0,65	0,36	0,56	0,61	0,11	0,14	0,13		0,51	0,58	0,29		1,06	0,89	0,85	0,57	
Er	2,82	2,05		1,42	0,90	1,77	1,56	0,30	0,38	0,34		1,59	1,47	0,91		2,51	1,98	1,94	1,12	
Yb	2,37	1,36		0,93	0,75	1,74	1,16	0,35	0,26	0,35		1,47	1,17	0,75		1,50	1,27	1,25	0,75	

além de detectar a presença de rochas com composições típicas de eventos de acumulação de cristais, que reforçam a interpretação do caráter plutônico predominante desse cinturão.

No diagrama álcalis versus sílica (Figura 4), observa-se o esperado baixo teor de álcalis das rochas cumuláticas, o teor crescente de álcalis com a diferenciação das suítes toleítica e cálcio-alcálica e o teor mais elevado e aproximadamente constante de álcalis da suíte shoshonítica. No diagrama R1-R2 (De La Roche *et al.* 1980) com os campos de discriminação tectônica de Batchelor & Bowden

(1985), as seqüências toleítica e cálcio-alcálica distribuem-se essencialmente no campo dos granitóides relacionados com subducção de crosta oceânica e as rochas shoshoníticas exibem uma maturidade consideravelmente maior, como esperado (Figura 5).

A suíte toleítica exhibe padrões de REE (Figura 6) em geral com fracionamento crescente com a diferenciação. Os termos básicos exibem fracionamento moderado de REE, como mostrado pela única dessas amostras analisadas por Barbosa (1986), com distribuição similar à dos toleitos arqueanos tipo TH2 como já observado por Figuei-

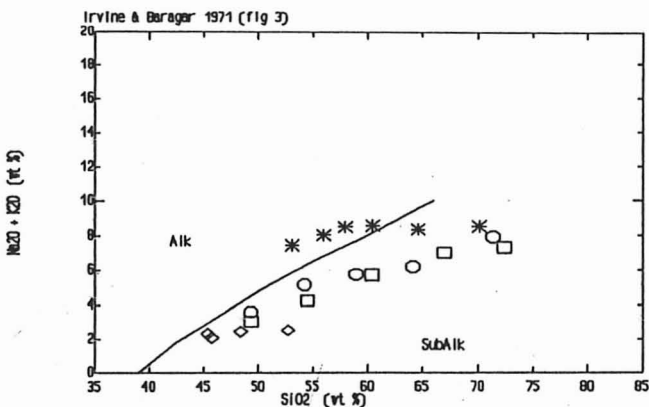


Figura 4 Diagrama sílica vs. álcalis, com a subdivisão de Irvine & Baragar (1971), para as rochas cumuláticas (losangos) e seqüências toleítica (círculos), cálcio-alcálica (quadrados) e shoshonítica (asteriscos), do Cinturão Itabuna.

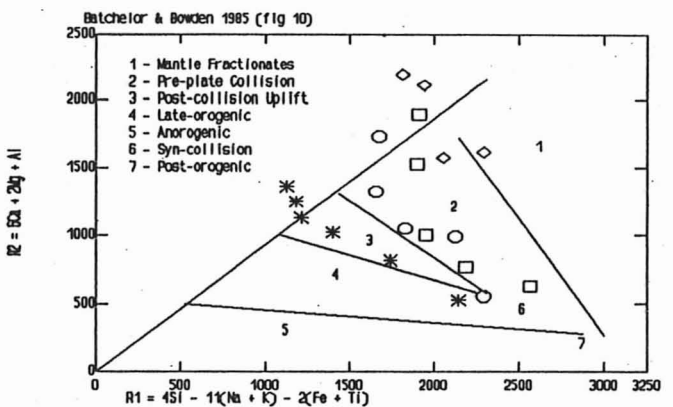


Figura 5 Diagrama R1-R2 (De La Roche *et al.* 1980), com a discriminação tectônica de Batchelor & Bowden (1985), para as rochas cumuláticas (losangos) e seqüências toleítica (círculos), cálcio-alcálica (quadrados) e shoshonítica (asteriscos), do Cinturão Itabuna.

redo (1989). Com a diferenciação dos termos básicos aos intermediários, há um enriquecimento em Terras Raras Leves (LREE) e empobrecimento das Terras Raras Pesadas (HREE) sugerindo que os termos intermediários seriam produzidos por fusão parcial de TH2 deixando anfíblio e/ou granada como fases residuais, ou por cristalização fracionada de TH2 envolvendo anfíblio e/ou, menos provavelmente, granada. A passagem das composições intermediárias para a ácida, se o padrão apresentado for representativo, envolveria uma diminuição global dos REE e uma leve anomalia positiva de Eu, que seriam consistentes com acumulações de feldspatos.

A suíte cálcio-alcalina, ou TTG, apresenta distribuições de REE (Figura 7) algo semelhantes às da toleítica, embora um pouco mais variáveis. Os termos básicos também apresentam padrões tipo TH2, mas com anomalia negativa de Ce, que pode resultar de erro analítico ou remobilização hidrotermal, e a diferenciação se dá, a princípio, com enriquecimento pronunciado de LREE e leve empobrecimento de HREE, seguida de diminuição global de REE e anomalias positivas de Eu, com padrões semelhantes aos apresentados por Barbosa (1986, 1990) para as rochas cálcio-alcalinas, também sugerindo um processo de diferenciação envolvendo anfíblio (granada?) residual inicialmente e acumulação de feldspato nos termos mais diferenciados.

As rochas shoshoníticas apresentam altos teores e fortes fracionamentos de REE (Figura 8) característicos desses litotipos, enquanto as rochas cumuláticas exibem padrões subhorizontais a pouco fracionados, com teores baixos de REE totais, consistentemente com acumulação de clinopiroxênio e olivina, como sugerido pelos altos teores de Cr, Ni e Mg.

Trabalho recente na região de Cachoeira, São Felix e Cruz das Almas (Aillon & Barbosa 1992), na continuidade setentrional do Cinturão da Costa Atlântica, caracterizou a ocorrência de quatro unidades principais: hornblenda granulitos básicos intercalados à granulitos ácidos quartzo-feldspáticos; granulitos intermediários e félsicos; charnockitos e álcali-feldspato charnockitos; e o Maciço Sienítico de São Felix (Conceição *et al.* 1991). Os granulitos básicos correspondem a basaltos ou gabros toleíticos e os granulitos ácidos, intercalados, a granitos ou riolitos, considerados como pertencentes a uma bacia de retro-arco, que seria encontrada a sul dessa região (Barbosa 1990). A segunda unidade, que é formada pelas rochas mais abundantes da área, pode ser classificada como uma série cálcio-alcalina de baixo-K, com padrões de REE fracionados característicos desses litotipos, também semelhante aquela descrita por Barbosa (1990) a sul dessa região. Os charnockitos e álcali-feldspato charnockitos, são claramente plutônicos e apresentam fortes fracionamentos de REE, com marcantes empobrecimentos de HREE e podendo exibir anomalias positivas de Eu.

Modelos Geotectônicos Às seqüências TTG, félsicas, do Arqueano inferior, tipo Boa Vista e Sete Voltas, apresentam sistemáticas idades isotópicas indicativas de crescimento crustal, por extração mantélica a cerca de 3,5 Ga, com produção de composições granodioríticas a graníticas

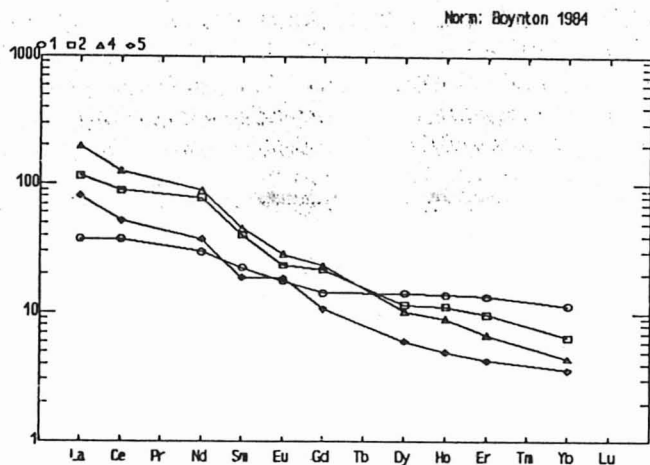


Figura 6 Padrões de distribuição de REE, normalizados por condrito (Boynton 1984), para a seqüência toleítica do Cinturão Itabuna. Simbologia: círculo-amostra 1 da Tabela 2; quadrado-amostra 2 da Tabela 2; triângulo amostra 4 da Tabela 2; losango amostra 5 da Tabela 2.

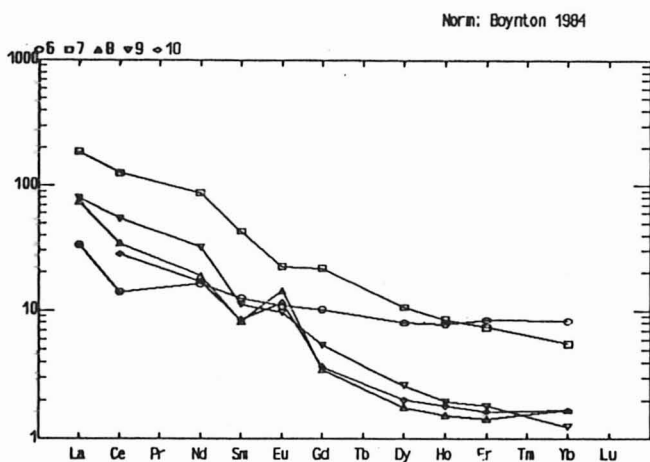


Figura 7 Padrões de distribuição de REE, normalizados por condrito (Boynton 1984), para a seqüência cálcio-alcalina do Cinturão Itabuna. Simbologia: círculo-amostra 6 da Tabela 2; quadrado-amostra 7 da Tabela 2; triângulo-amostra 8 da Tabela 2; losango-amostra 10 da Tabela 2.

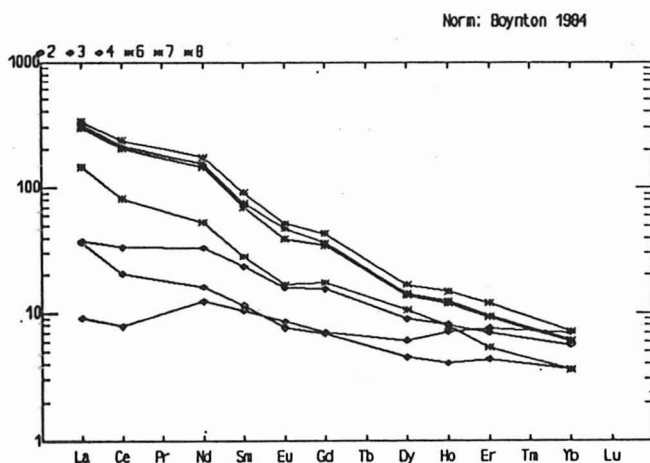


Figura 8 Padrões de distribuição de REE, normalizados por condrito (Boynton 1984), para as rochas cumuláticas (losangos) e seqüência shoshonítica (asteriscos) do Cinturão Itabuna.

peraluminosas até por volta de 3,2 Ga, com contaminação crustal crescente (Wilson 1987, Martin *et al.* 1990). O ambiente tectônico mais provável para a formação desses primeiros remanescentes da crosta continental sulamericana, seria o de arcos insulares intra-oceânicos, onde as rochas TTG derivar-se-iam da fusão parcial de placa oceânica subductada, como geralmente proposto para tais associações litológicas (*e.g.*, Condie 1989). Esses domos gnáissicos antigos ocorrem como embasamento de bacias vulcanos-sedimentares e a fusão parcial de litotipos similares poderia gerar os riolitos depositados na seqüência Contendas-Mirante (Wilson 1987).

A suíte enderbito-charnockítica cálcio-alcálica do Complexo Jequié, de cerca de 3,0 Ga, também deve representar adições crustais juvenis em ambiente de arco insular ou, menos provavelmente, de margem continental ativa, como sugerido para associações litológicas dominadas por plutonismo cálcio-alcálico intermediário e, subordinadamente, toleitos tipo TH2, assim como terrenos granito-greenstone e terrenos bimodais de alto grau arqueanos, tipo Lewisian (Weaver & Tarney 1980, Tarney & Weaver 1987, Condie 1989, Passchier *et al.* 1990). Os migmatitos da porção ocidental do Complexo Jequié parecem ter sido produzidos por anatexia de terrenos semelhantes aos anteriormente descritos, a cerca de 2,0 Ga (Wilson 1987). A esses migmatitos, verdadeiros granitos tipo crustais, associam-se metassedimentos e granitos tipo-S.

A ocorrência de migmatitos, granitos crustais e quantidades apreciáveis de metassedimentos na porção ocidental do Complexo Jequié e numa faixa central, entre a suíte enderbito-charnockítica de Mutuípe-Jitaúna e o Cinturão Itabuna, sugere que essas rochas possam corresponder originalmente a bacias de retro-arco e de arco frontal relacionadas a um arco insular que teria formado a seqüência cálcio-alcálica do Complexo Jequié. Essa sugestão é reforçada pela boa correlação geoquímica entre os litotipos da suíte enderbito-charnockítica e os ortognaisses da continuidade meridional dessa faixa central, na região de Firmino Alves-Ibitupã. Outra possibilidade é que a faixa central, ou Faixa Ipiaú, corresponda a uma bacia de retro-arco relacionada ao arco magmático Itabuna, seja ele um arco insular de margem continental ou a própria margem continental ativa.

As sugestões de Cordani & Brito Neves (1982) e Cordani *et al.* (1985) de que vários fragmentos de crosta continental teriam se formado durante eventos separados e congregado, ao fim do Arqueano, parecem consistentes com os dados aqui sumariados e também com a evolução geotectônica arqueana sugerida para terrenos similares, como os do Cráton do Kaapvaal (*e.g.*, Krner *et al.* 1989). Um modelo de geração e colisão de arcos insulares, seguida de colisões de microcontinentes, parece coerente com a associação de terrenos cálcio-alcálicos e TTG e seqüências vulcano-sedimentares, sendo que os primeiros foram submetidos posteriormente, ao fim do Arqueano e no Proterozóico inferior, a metamorfismo de alto grau e anatexia.

Há praticamente um consenso de que o Cinturão Itabuna ou da Costa Atlântica teria se formado em um arco magmático, relacionado com subducção de crosta oceâni-

ca para oeste-noroeste, seguido de um evento colisional no Proterozóico inferior (*e.g.*, Figueiredo 1989, Barbosa 1990, 1992, Padilha *et al.* 1990, Gomes *et al.* 1991, Arcanjo *et al. no prelo*, Barbosa & Fonteilles *no prelo*). A modelagem de perfis gravimétricos (Gomes *et al.* 1991) caracteriza a presença de estruturas de *nappes* de cavalgamento e tectônica tangencial, nessa região. As intercalações de cinturões de médio e alto grau metamórfico, os estudos dos eventos metamórficos e retrometamórficos e geotermobarométricos, definindo condições metamórficas predominantes de alta temperatura (830°C) e pressão intermediária (6 kb), e as reações coroníticas envolvendo a produção de ortopiroxênio e plagioclásio às expensas de granada e clinopiroxênio (*e.g.*, Barbosa 1986, 1990, Barbosa & Fonteilles *no prelo*, Arcanjo *et al. no prelo*), caracterizam terrenos metamórficos de alto grau submetidos a descompressão isotérmica (Harley 1989). Esses cavalgamentos de escamas crustais devem ser responsáveis pelo metamorfismo de alto grau e anatexia de consideráveis porções do Complexo Jequié. A idade de 2,0 Ga obtida nos migmatitos Jequié (Wilson 1987) pode representar o período da colisão e conseqüente geração de quantidades substanciais de granitos crustais, por fusão dos charnockitóides cálcio-alcálicos do Arqueano tardio e também de metassedimentos, em virtude do espessamento crustal produzido.

Por outro lado, ainda restam pelo menos duas alternativas sobre detalhes desse modelo de arco magmático seguido de colisão. Segundo Barbosa (1990 e *no prelo*), Padilha *et al.* (1990) e Arcanjo *et al. (no prelo)* o Cinturão Itabuna ou da Costa Atlântica corresponderia a um sistema de arco insular posteriormente colidido ao cráton Jequié. Figueiredo (1989) sugeriu que o Cinturão Itabuna representaria um arco magmático de raízes de arco insular de grande maturidade ou, mais provavelmente, margem continental ativa tipo Andina, seguido de colisão dos protocrátons de Jequié e Congo, na África ocidental. Esse modelo foi reforçado pela publicação, logo a seguir, de modelo idêntico para explicar a evolução do Cinturão Orogênico do Gabão (Ledru *et al.* 1989), que também envolve uma colisão continental a cerca de 2,0 Ga, com a sutura colisional estando localizada no domo migmatítico de Abamié.

Evidências de tectônica de colisão continental, ao redor de 2,0 Ga, tem sido descritas para o cinturão de magmatismo peraluminoso de Jacobina e Contendas-Mirante, na fronteira entre os blocos Gavião e Jequié (Cuney *et al.* 1990, Sabaté *et al.* 1990a). No contato entre o cinturão Contendas-Mirante e o bloco Jequié há evidências de cavalgamento, para oeste, dos terrenos granulíticos sobre as supracrustais, com desenvolvimento de escamas e transformação dos movimentos tangenciais em cisalhamentos transcorrentes NS no final do encurtamento regional (Sabaté *et al.* 1990b).

Desse modo, pode-se imaginar uma variedade de opções dentro de um modelo genérico de arco magmático e colisão. Talvez o modelo mais simples seja considerar o Cinturão Itabuna como a margem continental ativa do protocráton Jequié e, quando da colisão deste com o protocráton do Congo, esse esforço se refletiria como um grande cavalgamento, possivelmente como uma subduc-

ção, do bloco Jequié sobre o bloco Gavião. Um modelo mais complexo poderia envolver uma série de colisões por volta de 2,0 Ga, como uma colisão de um arco insular Itabuna com o protocráton do Jequié e deste conjunto com o protocráton do Congo e outra colisão a oeste, desta feita entre os blocos Jequié e Gavião.

NORDESTE DA BAHIA Na região nordeste da Bahia (Figura 9), rochas metamórficas de alto grau ocorrem predominantemente no Cinturão Salvador-Juazeiro (Cordani & Brito Neves 1982) ou Cinturão da Costa Atlântica (Costa & Mascarenhas 1982). Desde o I Simpósio do CSF não houveram muitos trabalhos sobre os granulitos de Salvador. Um deles (Fujimori & Fyfe 1984) sugeriu que os granulitos com granada, sillimanita e cordierita de Salvador corresponderiam a um solo residual derivado do intemperismo de rochas básicas, posteriormente granulitizado.

Na porção oriental do NE da Bahia pode ser indivi-

dualizado o Bloco Serrinha (Brito Neves *et al.* 1980), constituído de terrenos de alto grau arqueanos variavelmente retrabalhados no Proterozóico inferior, como os complexos Uauá e Santa Luz, e das seqüências vulcano-sedimentares Capim e Rio Itapicuru. O Complexo Uauá é constituído de gnaisses bandados quartzo-feldspáticos, ortognaisses intermediários a félsicos, migmatitos, anfíbolitos e seqüências supracrustais (ver síntese em Leal 1992). As rochas de alto grau tem composição predominantemente tonalítica-granodiorítica e os estudos isotópicos indicam um período principal de formação juvenil de crosta a cerca de 3,1-3,0 Ga, com deformação e metamorfismo e, possivelmente, refusão crustal, há 2,7 Ga e 2,1 Ga (*e.g.*, Mascarenhas & Garcia 1989, Leal 1992).

O Complexo Santa Luz (*e.g.*, Melo *et al.* no prelo) é composto por uma unidade de gnaisses bandados, com níveis pouco expressivos de cálcio-silicáticas, e outra formada por ortognaisses tonalítico-graníticos, com predo-

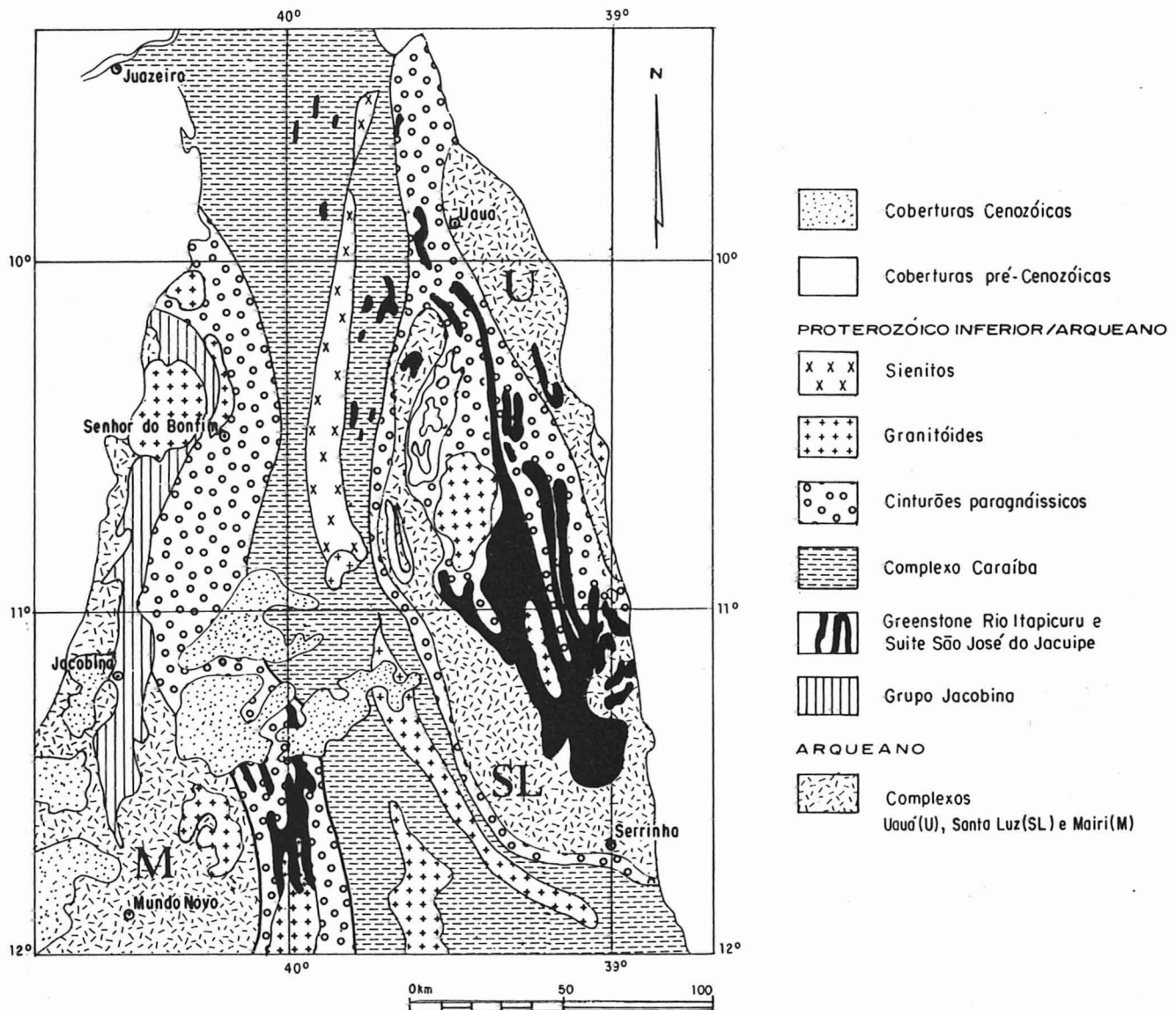


Figura 9 Esboço geológico do nordeste da Bahia (apud Figueiredo 1981, Teixeira & Melo 1990 e Melo *et al.* no prelo).

minância de termos granodioríticos. Segundo alguns autores (e.g., Jardim de Sá 1982, Davison *et al.* 1988) esses ortognaisses representariam o embasamento do *greenstone-belt* Rio Itapicuru. A idade desses ortognaisses pode estar representada pela datação U/Pb em zircão, em xenólito gnáissico no Domo de Ambrósio, de 2,9 Ga (Gaal *et al.* 1987).

O embasamento ocidental da seqüência metassedimentar de Jacobina é constituído de migmatitos cinzentos que forneceram uma idade Rb-Sr de 2,66 Ga e baixa Ri de 0,700 (Sato 1986). Um pouco a sul da Serra de Jacobina foi caracterizado o Complexo Mairí (e.g., Melo *et al. no prelo*), constituído essencialmente por uma seqüência bimodal TTG-toleítica, de evolução arqueana. Isócrona Rb-Sr de afloramento da região Piritiba-Largo (Brito Neves *et al.* 1980, Melo *et al. no prelo*), para uma associação gnáissica-migmatítica idêntica à do Complexo Mairí, sugere geração da seqüência TTG ao redor de 3,0 Ga e metamorfismo e anatexia, produzindo granitos, em torno de 2,75 Ga.

Complexo Caraíba O Complexo Caraíba, no vale do Rio Curaçá, é uma associação de gnaisses intermediário-félsicos e migmatitos, subordinadamente com rochas máficas-ultramáficas, cálcio-silicáticas, diopsiditos, mármore, formações ferríferas bandadas e rochas com grafita-granada (Figueiredo 1981, 1982). Segundo Jardim de Sá *et al.* (1982) a unidade mais antiga é uma seqüência supracrustal intercalada com intrusões tabulares tonalito-granodioríticas. A região foi afetada por deformação e metamorfismo polifásicos, com três fases principais de deformação dúctil (Jardim de Sá *et al.* 1982, D'El Rey Silva 1985). A primeira fase, em fácies anfíbolito, produziu acamamento metamórfico e dobras isoclinais, agora intrafoliais, com eixos NS e foi acompanhada de intrusões tonalíticas (G1). Os gnaisses bandados sofreram anatexia e dobramentos isoclinais com eixos EW, em fácies granulito, e intrusões tonalito-granodioríticas (G2). A terceira fase, responsável pelas estruturas NS proeminentes, produziu dobras fechadas a levemente abertas, forte foliação penetrativa e zonas de cisalhamento, sob condições de fácies anfíbolito, acompanhada de anatexia e intrusões graníticas. O pico do metamorfismo granulítico, caracterizado pela associação ortopiroxênio-plagioclásio, atingiu cerca de 800°C, baseado nos geotermômetros de granada-clinopiroxênio (Ellis & Green 1979) e orto-clinopiroxênio (corrigidos por Figueiredo 1981 para menos 60°C para o método de Wood & Banno 1973 e menos 100°C para o de Wells 1977) e pressões intermediárias. A presença das reações coroníticas de destruição de granada-clinopiroxênio produzindo simplectitos de orto-piroxênio-plagioclásio foi interpretada como indicativa de alívio de pressão (Figueiredo 1981, Lindenmayer 1981), o que reforça as sugestões recentes de processos colisionais e grandes cavalgamentos (Figueiredo 1989, Sabaté *et al.* 1990a, Cuney *et al.* 1990) no nordeste da Bahia. Na região, encontram-se evidências de uma tectônica de *nappes*, com cavalgamento, para oeste, dos terrenos pré-Jacobina sobre as supracrustais escamadas. O processo colisional foi seguido de transcorrência sinistral NS associada a dobras cônicas com plano axial subvertical (Sabaté *et al.* 1990b).

Os dados geocronológicos disponíveis (ver síntese em Sato 1986 e Mascarenhas & Garcia 1989) indicam valores essencialmente do Proterozóico inferior. Isócronas Rb-Sr de afloramento apresentaram idades de 2,19 Ga e Ri de 0,7067, 2,2 Ga e Ri de 0,7064 e 2,16 Ga e Ri de 0,704, sugestivas de retrabalhamento de crosta continental algo mais antiga. Outra isócrona Rb-Sr de afloramento, em ortognaisses tonalito-granodioríticos, forneceu idade de cerca de 2,3 Ga e Ri de 0,7016, apontando para crescimento juvenil. Gaal *et al.* (1987) apresentaram idades U/Pb em zircão de 2,2 Ga em ortognaisses tonalíticos G2 e de 2,15 Ga para granitos G3. Idades Rb-Sr arqueanas, encontradas ocasionalmente, podem ser colocadas em dúvida mas permitem a suposição de relíquias crustais arqueanas fortemente retrabalhadas no Transamazônico. Essa possibilidade é reforçada pelo diagrama de evolução de Sr (ver Leal 1992) que indica que grande parte dos ortognaisses e granitos do Complexo Caraíba poderiam ser formados, no Proterozóico inferior, a partir de materiais semelhantes aos ortognaisses do Complexo Uauá, com adições mantélicas subordinadas.

As rochas básicas do Complexo Caraíba podem ser subdivididas em dois conjuntos principais (Figueiredo 1981, Lindenmayer 1981). Um conjunto é constituído por composições intermediárias entre toleitos e basaltos magnesianos (análises 1 e 2 da Tab. 3) e tem padrões de REE (Figura 11) subhorizontais a levemente enriquecidos em LREE, enquanto o outro (análises 3 a 6 da Tab. 3), reinterpretado por Figueiredo (1989) como enclaves e mega-enclaves nos ortognaisses tonalito-granodioríticos, classifica-se como toleito enriquecido em elementos litófilos de íon grande (LILE) e seus padrões de REE (Figura 11) são moderada a fortemente fracionados e enriquecidos em LREE.

Os ortognaisses Caraíba correspondem a uma seqüência cálcio-alcálica diorito-tonalito-granodiorito-granito (análises 7 a 10 da Tab. 3), com características geoquímicas típicas de granitóides de ambiente de subducção (e.g., Fig. 10) e tem padrões de REE (Figura 11) muito fracionados, com LREE semelhantes aos toleitos enriquecidos e HREE bem empobrecidas, indicando anfibólio/granada residuais. Algumas amostras de gnaisses intermediário-félsicos do Complexo Caraíba tem composições distintas e variadas (análises 11 a 13 da Tab. 3), sugestivas de que possam corresponder a paragnaisses, podendo representar as supracrustais antigas de Jardim de Sá *et al.* (1982), e apresentam distribuições de REE (Figura 12) muito fracionadas e enriquecidas em LREE, com marcantes anomalias negativas de Eu.

Figueiredo (1981) caracterizou cinturões paragnaissicos, os cinturões Senhor do Bonfim e Caldeirão que bordejam o Complexo Caraíba a oeste e leste, respectivamente, que deveriam corresponder à gnaissificação e migmatização de porções superiores da seqüência supracrustal Jacobina. A reinterpretação dos dados litoquímicos desses cinturões permite a separação de dois agrupamentos: gnaisses sódicos (análises 14 a 16 da Tab. 3) e gnaisses potássicos (análises 17 a 19 da Tab. 3). No diagrama R1-R2 (Figura 10) os gnaisses sódicos situam-se no campo dos granodiorito-dacitos, enquanto os gnaisses potássicos tem distribuição típica de granitos tipo-S. Os gnaisses sódicos apresentam distribui-

Tabela 3 Composições típicas para toleitos empobrecidos (1 e 2), toleitos enriquecidos (mega-enclaves 3 e 4; enclaves 5 e 6), seqüências cálcio-alcálica (7 a 10) e paragnaisses (11 A 13) do Complexo Caraíba, (dados em Figueiredo 1981). Paragnaisses sódicos (14 a 16) e potássicos (17 a 19) dos cinturões Senhor do Bonfim e Caldeirão (dados em Figueiredo 1981).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	47,58	48,81	47,69	50,52	47,10	48,52	59,14	63,29	67,00	70,65	63,19	68,22	71,92	68,86	71,79	73,71	68,76	71,69	73,35
TiO ₂	0,59	1,44	1,58	1,14	1,63	1,34	0,73	0,53	0,30	0,26	1,50	0,42	0,28	0,55	0,24	0,21	0,31	0,25	0,48
Al ₂ O ₃	13,29	13,21	14,04	14,01	14,50	15,30	18,00	17,40	17,52	15,83	16,36	16,25	13,92	16,98	15,07	14,16	16,38	15,26	12,88
Fe ₂ O ₃	12,97	14,71	13,90	12,67	16,10	13,42	7,84	6,03	3,53	2,58	5,37	3,98	1,88	2,97	2,94	2,13	2,41	1,51	3,46
MnO	0,20	0,20	0,21	0,18	0,19	0,19	0,10	0,05	0,03	0,02	0,05	0,06	0,13	0,05	0,04	0,03	0,02	0,03	0,06
MgO	12,07	8,53	8,21	6,64	6,70	6,89	2,39	1,24	0,71	0,77	1,30	1,06	1,01	0,66	0,69	0,54	0,45	0,17	0,47
CaO	11,01	10,12	10,32	10,56	9,35	10,06	6,33	5,06	3,58	1,80	3,44	3,60	1,30	2,98	1,68	1,91	1,03	1,09	1,21
Na ₂ O	1,83	1,28	2,51	3,39	3,45	3,33	3,93	4,74	5,43	3,71	3,77	4,04	2,53	5,20	5,35	3,97	2,98	3,60	2,81
K ₂ O	0,42	1,56	1,36	0,74	0,62	0,80	1,11	1,32	1,69	4,28	4,45	2,16	6,60	1,64	2,17	3,33	7,33	6,32	5,13
P ₂ O ₅	0,05	0,13	0,18	0,15	0,36	0,15	0,43	0,34	0,20	0,09	0,57	0,20	0,42	0,12	0,02	0,02	0,32	0,07	0,14
Cr	596	299	286	152	163	290	13			19		15	12			9		2	4
Ni	416	121	45	31	83	84	6	6	2	10	10	8	9			6	14	10	10
Rb		33	42	1	4	3	7	19	18	129	143	70	168	60	66	82	219	276	179
Ba	334	529	582	365	217	302	785	1000	1427	1020	2168	957	570	310	174	899	798	539	1500
Sr	70	120	260	177	227	166	875	792	688	287	574	499	171	401	290	265	136	97	225
Zr	33	85	111	65	123	115	217	357	321	211	949	275	231	8	200	130	257	56	609
Y	13	32	43	18	27	20	16	16	14	17	25	22	30	41	14	12	13	6	60
La	6,14	9,46	27,51	23,67	57,50	22,43	46,32	52,04	21,11	29,60	247	111	247	11,21	31,43	21,91	51,39	57,30	147
Ce	15,11	19,27	52,39	52,98	128	58,64	105	114	51,96	74,25	467	168	480	25,34	40,68	45,64	136	108	336
Pr							13,39	13,87	7,29	9,70	50,31	19,69	50,01	2,83		5,67	18,65	13,89	42,20
Nd	8,71	17,05	30,33	29,41	64,82	31,85	53,27	55,89	29,84	38,66	157	67,55	191	12,12	16,43	21,30	77,65	48,17	146
Sm	2,56	5,05	6,60	7,61	14,13	7,68	9,59	10,23	5,68	8,58	21,59	12,02	25,21	2,95	3,81	4,29	16,22	11,46	27,97
Eu	0,97	1,64	1,78	2,75	4,56	2,80	2,78	2,72	1,31	1,74	3,53	2,59	6,26	0,80	1,18	1,47	2,16	1,12	3,56
Gd	3,50	6,04	7,21	8,61	14,53	9,19	7,04	7,74	4,71	6,60	13,44	10,30	16,74	3,10	3,98	3,64	8,81	9,36	22,51
Dy	4,25	6,29	7,20	7,83	11,72	8,01	3,05	3,13	1,85	2,61	5,57	6,14	8,20	1,30	3,47	2,40	2,16	4,90	12,62
Er	2,40	3,86	4,48	3,31	4,84	3,56	1,47	1,29	0,89	0,92	2,60	2,76	3,32	0,87	1,81	1,42	0,87	1,61	6,14
Yb	2,31	3,61	3,98	2,38	2,71	2,31	1,07	1,05	0,70	0,53	2,46	2,79	2,27	0,59	1,62	1,60	0,51	1,96	4,65

Norm: Boynton 1984

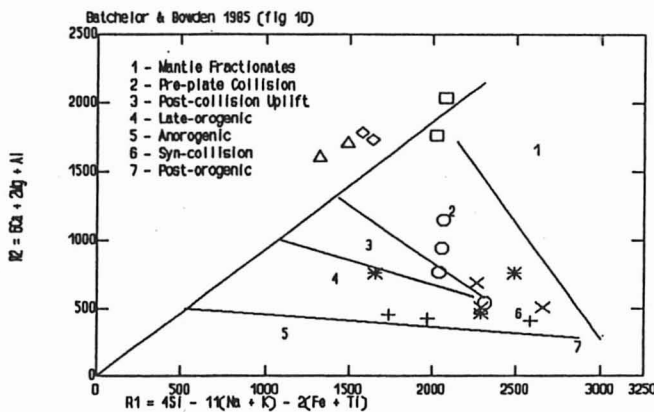


Figura 10 Diagrama R1-R2 (De La Roche et al. 1980), com a discriminação tectônica de Batchelor & Bowden (1985), para os toleitos empobrecidos (quadrados), mega-enclaves (losangos) e enclaves (triângulos) de toleitos enriquecidos; seqüência cálcio-alcálica (círculos) e paragnaisses (asteriscos) do Complexo Caraíba; e para os paragnaisses sódicos (xis) e potássicos (cruzes) dos cinturões Senhor do Bonfim e Caldeirão.

ção de REE com fracionamento e teores globais moderados, sem anomalia significativa de Eu, e os gnaisses potássicos são bem mais ricos em REE e exibem anomalias negativas de Eu (Figura 12). Essas composições sugerem que os gnaisses sódicos representem grauvacas ou andesito-dacitos, enquanto os gnaisses potássicos devem corresponder a granitos ou metassedimentos clásticos maduros.

O recente projeto Gavião-Serrinha da CPRM, cujos resultados foram publicados parcialmente (e.g., Teixeira & Mello 1990, Melo et al. no prelo) caracterizou várias unidades no Cinturão Salvador-Juazeiro, dentre elas a

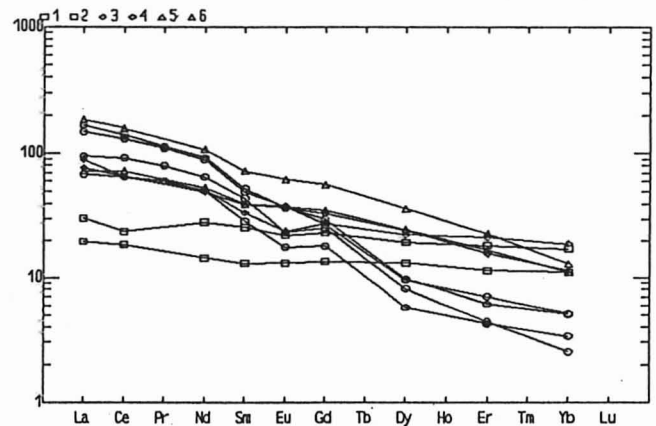


Figura 11 Padrões de distribuição de REE, normalizados por condrito (Boynton 1984), para os toleitos empobrecidos (quadrados), mega-enclaves (losangos) e enclaves (triângulos) de toleitos enriquecidos e seqüência cálcio-alcálica (círculos) do Complexo Caraíba.

continuidade meridional do Complexo Caraíba, intitulada de Unidade Riachão do Jacuípe predominantemente granulítica e Unidade Conceição do Coité, migmatítica e na fácies anfífolito, que parece corresponder aos litotipos Riachão do Jacuípe em um grau metamórfico um pouco menor. O Complexo Caraíba, nessa região, também é bordado, tanto a leste quanto a oeste, por faixas de supracrustais do Complexo Ipirá. Além disso, ocorrem o Complexo Araras que representa a intensa migmatização das encaixantes provocada pelas intrusões de granitos G3 (tipo Conceição) e G4 (tipo Pé de Serra) e a suíte máfica-ultramáfica São José do Jacuípe, a oeste, constituída pre-

Tabela 4 Composições típicas para as seqüências cálcio-alcalina (1 a 5) e trondhjêmica (6 a 10) da Unidade Riachão do Jacuípe, do Complexo Caraíba (dados em Teixeira & Melo 1990).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	61,15	62,54	66,89	69,88	71,98	60,48	63,92	65,91	67,56	69,46
TiO ₂	1,06	0,82	0,94	0,69	0,42	0,67	0,45	0,42	0,42	0,37
Al ₂ O ₃	14,73	15,91	16,15	15,25	14,72	17,88	16,80	17,18	17,09	16,16
Fe ₂ O ₃	9,18	7,80	7,11	3,43	2,52	6,63	4,47	3,74	3,02	2,71
MnO	0,09	0,08	0,05			0,06	0,05	0,05		
MgO	2,02	1,78	0,83	0,67	0,38	2,13	1,64	1,31	0,73	0,73
CaO	5,65	4,74	2,81	3,13	2,02	5,83	5,53	3,64	3,62	2,51
Na ₂ O	4,34	4,25	4,31	4,04	4,34	4,72	5,79	5,76	5,43	5,02
K ₂ O	1,41	1,88	3,61	2,73	3,53	1,34	1,24	1,82	2,01	2,91
P ₂ O ₅	0,36	0,21	0,30	0,19	0,09	0,26	0,11	0,16	0,12	0,12
Cr	151	74	20	10	15	75	31	30	30	20
Ni	20	49	20	35	25	10	15	15		5
Cu	20	15	5	50	15	15	31	10	5	20
Pb	20	49	30	50	50	30	20	40	20	20
Zn	101	104	50	76	50	60	51	56	50	40
Rb			69	32	186				30	50
Ba	2018	3557	1454	2979	2520	1959	1946	2628	2011	2811
Sr	388	703	432	335	363	731	1024	894	485	755
Zr	565	639	495	655	315	155	196	148	199	276
Y	58	30	10		13	43		33		10
La		23,12	38,31	62,00	39,22		7,12	11,32	24,53	59,53
Ce		41,20	58,76	96,94	64,02		15,78	22,64	32,47	91,95
Nd		21,73	22,66	37,97	26,82		14,14	14,96	14,07	36,74
Sm		4,27	3,80	5,11	3,75		3,75	3,51	2,04	5,12
Eu		0,98	1,05	1,07	0,69		0,87	0,59	0,77	1,28
Gd		3,47	2,81	2,61	2,61		2,99	2,85	1,44	2,93
Dy		2,67	1,80	1,33	1,64		2,25	1,85	0,95	1,36
Ho		0,54	0,39	0,24	0,32		0,42	0,46	0,14	0,23
Er		1,39	1,03	0,55	1,00		1,03	1,23	0,36	0,50
Yb		1,07	1,08	0,45	0,99		0,61	0,99	0,40	0,38
Lu		0,19	0,15	0,08	0,15		0,11	0,15	0,07	0,05

Norm: Boynton 1984

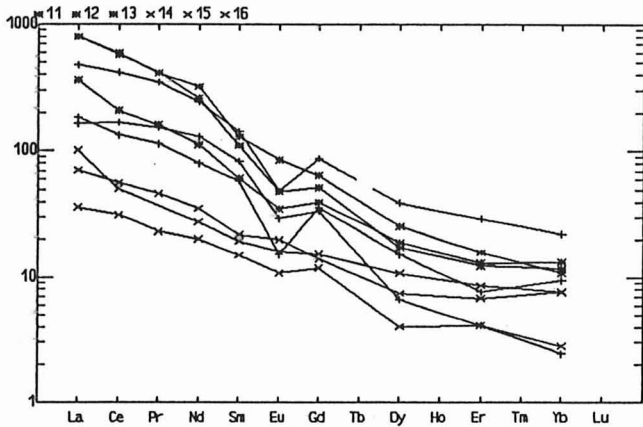


Figura 12 Padrões de distribuição de REE, normalizados por condrito (Boynton 1984), para os paragneisses do Complexo Caraíba (asteriscos) e para os paragneisses sódicos (xis) e potássicos (cruzes) dos cinturões Senhor do Bonfim e Caldeirão.

dominantemente por toleítos, considerados como de asoalho oceânico, granulitizados.

O Complexo Ipirá consiste de uma seqüência supracrustal, contendo predominantemente gnaisses aluminosos (kinzigíticos e granatíferos), além de gnaisses bandedados, rochas cálcio-silicáticas, quartzitos, formações ferríferas, metavulcânicas ácidas e metabasito-ultrabasitos (Teixeira & Melo 1990, Melo *et al. no prelo*). Essa associação deve corresponder à continuidade meridional dos cinturões paragneissicos Senhor do Bonfim, a oeste, e Caldeirão, a leste, que bordejam o Complexo Caraíba,

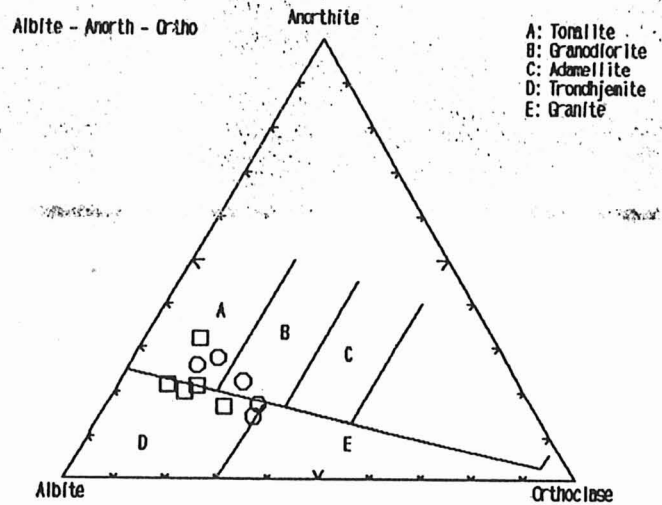


Figura 13 Diagrama An-Ab-Or para a seqüência cálcio-Alcalina (círculos) e trondhjêmica (quadrados) da Unidade Riachão do Jacuípe, do Complexo Caraíba.

Norm: Boynton 1984

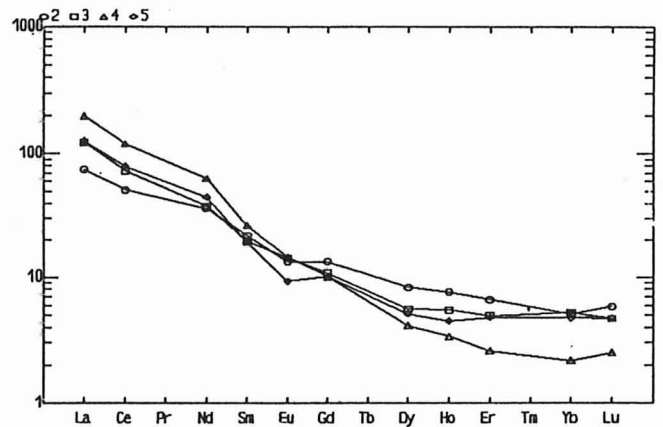


Figura 14 Padrão de distribuição de REE, normalizados por condrito (Boynton 1984), para a seqüência cálcio-alcalina da Unidade Riachão do Jacuípe, do Complexo Caraíba. Simbologia: círculo-amostra 2 da Tab. 4; quadrado-amostra 3 da Tab. 4; triângulo-amostra 4 da Tab. 4; losango-amostra 5 da Tab. 4.

Norm: Boynton 1984

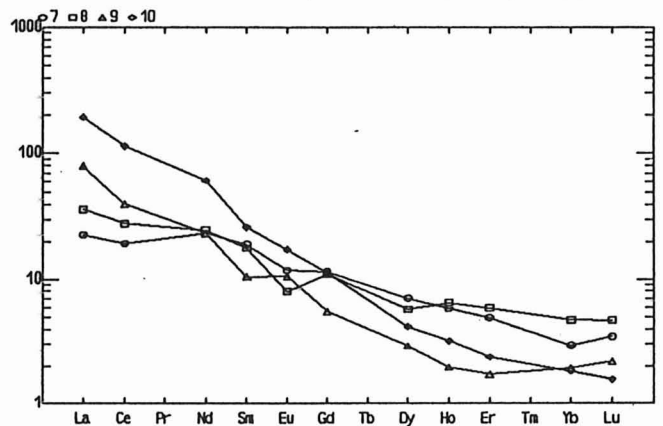


Figura 15 Padrões de distribuição de REE, normalizados por condrito (Boynton 1984), para a seqüência trondhjêmica da Unidade Riachão do Jacuípe, do Complexo Caraíba. Simbologia: círculo-amostra 7 da Tab. 4; quadrado-amostra 8 da Tab. 4; triângulo-amostra 9 da Tab. 4; losango-amostra 10 da Tab. 4.

como caracterizados por Figueiredo (1981). Quando análises químicas dos litótipos do Complexo Ipirá estiverem disponíveis, se poderá verificar a possível caracterização dos gnaisses sódicos e potássicos, acima definidos.

O Complexo Caraíba, nessa região, compreende uma suíte bimodal com polo félsico TTG e polo básico gabro-diorítico. A unidade Riachão do Jacuípe é constituída de ortognaisses cinza-esverdeados, com hiperstênio, de composição quartzo-diorítica-tonalítica-trondhjemítica-granodiorítica-granítica. Frequentemente observam-se estruturas migmatíticas com leucossomas sieno-monzograníticos. Geotermometria de orto-clinopiroxênio determinou temperaturas para o metamorfismo granulítico de 835°C pelo método de Wood & Banno (1973) e 874°C pelo método de Wells (1977), que com as correções utilizadas por Figueiredo (1981) descritas acima, situam-se concordantemente por volta de 775°C. Datações Rb-Sr citadas para gnaisses da Unidade Riachão do Jacuípe forneceram 2,24 Ga com Ri de 0,7043, com evolução de isótopos de Sr sugerindo idade de diferenciação mantélica em 2,45 Ga (Melo *et al. no prelo*) e de 2,35 Ga com Ri de 0,7026 (Teixeira & Melo 1990).

Os dados litoquímicos publicados para a Unidade Riachão do Jacuípe (Teixeira & Melo 1990), em ortognaisses granulíticos intermediário-ácidos, permitem distinguir uma seqüência cálcio-alcina e outra trondhjemítica (Tabela 4), esta última notável pelo enriquecimento em sódio, já observado pelos autores, embora não tenham feito uma subdivisão formal, além de teores bem mais elevados de alumina, magnésio, cálcio e estrôncio e mais pobres em ferro, titânio, fósforo e zircônio. No diagrama An-Ab-Or (Figura 13) observa-se a distinção dessas seqüências, com a cálcio-alcina sendo dominada por composições tonalito-granodioríticas, enquanto a outra por trondhjemíticas. A distribuição de REE da seqüência cálcio-alcina (Figura 14) apresenta-se bem fracionada e com leves anomalias negativas de Eu, enquanto os padrões de REE da seqüência trondhjemítica (Figura 15) são um pouco mais pobres em REE totais, principalmente nas LREE. Teixeira & Melo (1990) observaram a boa concordância das composições dos granulitos Riachão do Jacuípe com outros *grey gneisses* de várias localidades, lamentavelmente não comparando-os com o próprio complexo Caraíba (Figueiredo 1981), interpretando-os como derivados de fusão parcial de crosta oceânica anfibolitizada, semelhante à suíte máfica São José do Jacuípe, em ambiente de subducção.

Infelizmente não foi possível o acesso a dados litoquímicos, porventura disponíveis, para os termos básicos da seqüência bimodal Riachão do Jacuípe e para a suíte São José do Jacuípe e Complexo Ipirá, que certamente muito contribuirão para uma correlação mais fortalecida com as unidades descritas mais a norte, bem como para o aprimoramento das modelagens genético-evolutivas regionais.

Na região de Tanquinho foram estudadas rochas granulíticas, com hornblenda e biotita primárias coexistindo com orto e clinopiroxênios, interpretadas como originadas a partir de produtos diferenciados por cristalização fracionada de um magma básico subalcalino, com evidências de fenômenos metassomáticos, principalmente de álcalis e sílica sem, contudo, produzir fracionamento entre K e Rb (Mesquita 1980). As composições químicas dos granulitos

Tabela 5 Composições típicas para os jotunitos (1 e 2) e mangeritos (3 a 6) de Tanquinho (dados em Mesquita 1980).

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	53,77	54,11	59,92	64,74	65,42	66,88
TiO ₂	1,70	1,65	1,28	0,74	0,82	0,52
Al ₂ O ₃	15,44	14,94	16,58	15,42	15,07	15,75
Fe ₂ O ₃	9,46	9,86	6,19	4,91	4,68	3,01
MnO	0,10	0,11	0,07	0,06	0,06	0,03
MgO	3,82	3,82	2,21	1,63	1,51	1,16
CaO	7,11	7,08	5,17	3,59	3,35	2,60
Na ₂ O	4,77	4,64	5,88	4,91	4,79	4,27
K ₂ O	2,84	2,91	2,27	3,71	4,08	5,57
P ₂ O ₅	0,99	0,87	0,43	0,29	0,22	0,21
Ni	33	32	28	36	38	28
Co	59	60	50	42	40	46
V	125	130	83	68	25	48
Cu	20	14	18	8	13	5
Zn	142	154	116	76	85	69
Rb	50	57	60	80	99	144
Ba	3095	3136	1017	1463	1640	2179
Sr	1825	1751	1025	553	572	705
Nb	18	19	20	8	14	
Zr	292	223	550	379	162	333
Y	28	25	23	22	2	1

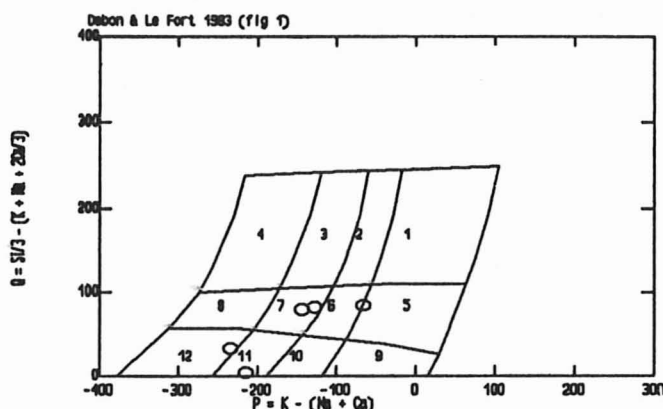


Figura 16 Diagrama classificatório de Debon & Le Fort (1983) para os jotunitos e mangeritos de Tanquinho.

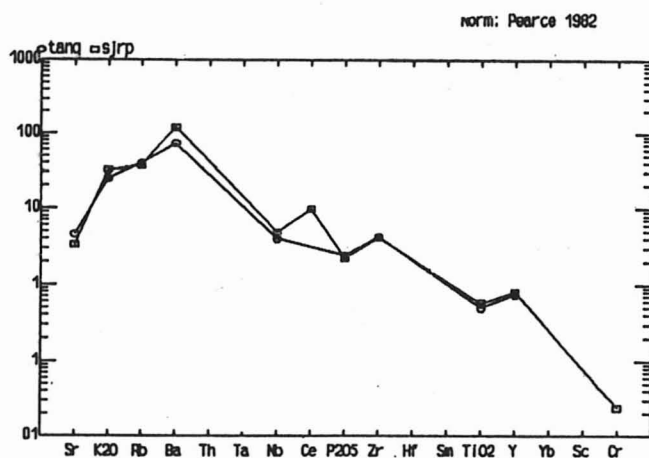


Figura 17 Diagrama normalizado por NMORB (Pearce 1982), comparando os padrões de distribuição de elementos incompatíveis entre os mangeritos típicos de Tanquinho (círculo) e de São José do Rio Pardo, SP (quadrado).

máficos e intermediários da região de Tanquinho (Tabela 5) caracterizam claramente uma suíte jotunito-mangerítica. Usando-se o esquema classificatório de Debon & Le Fort (1983) os litotipos são caracterizados (Figura 16) como monzogabro-quartzo-monzodiorito-quartzo-monzonito que, considerando-se a presença de hiperstênio, classificam-se como jotunitos e mangeritos. Sua composição global é semelhante à de outras suítes mangeríticas, como se pode verificar pela excelente comparação (Figura 17) da distribuição de elementos incompatíveis entre as suítes de Tanquinho e de São José do Rio Pardo, SP (Campos Neto *et al.* 1988). A presença dessa suíte jotunito-mangerítica no Complexo Caraíba ou Cinturão Salvador-Juazeiro, deve representar condições tardi-orogênicas a anorogênicas do Ciclo Transamazônico. Datações geocronológicas confiáveis desses litotipos e dos sienitos de Itiuba e de São Felix, principalmente pelo método U/Pb em zircão, devem trazer uma contribuição significativa para a melhor compreensão da evolução do Proterozóico inferior no nordeste da Bahia.

Modelos Geotectônicos A evolução geotectônica do nordeste da Bahia parece iniciar-se, em um primeiro estágio por volta de 3,0 Ga a 2,7 Ga, com a formação de seqüências cálcio-alcalinas de baixo-K e toleítos subordinados, com progressiva produção de composições mais graníticas, hoje em dia expostas nos complexos Uauá, Santa Luz, Mairí e embasamento ocidental da Serra de Jacobina.

Gaal *et al.* (1987) propuseram um modelo de evolução para o Proterozóico inferior, com uma abertura oceânica na bacia Jacobina, seguida de subducção para oeste da crosta oceânica formada, onde o *greenstone* Rio Itapicuru corresponderia a uma bacia de retro-arco, o Complexo Caraíba a um remanescente cratônico e os quartzitos Jacobina representariam molassas. O mesmo tipo de modelo foi rerepresentado (Silva 1987, 1990), com apoio de idade Sm-Nd preliminar para os basaltos do Rio Itapicuru com cerca de 2,5 Ga e isócrona Pb/Pb para andesitos com idade de 2,16 Ga.

Figueiredo (1989) observou que Jacobina parecia representar uma bacia intracratônica, interpretada como um rifte abortado, e que não haveriam evidências dessa grande abertura proposta para aquela bacia, exemplificando com a ausência de vulcanismo intermediário-ácido bem caracterizado. Desse modo, propôs uma modificação do modelo anterior, sugerindo que uma abertura oceânica teria ocorrido a leste da bacia Rio Itapicuru, também interpretada como bacia de retro-arco, e invertendo o sentido da subducção.

Com a caracterização das rochas máfico-ultramáficas São José do Jacuípe, que podem representar crosta oceânica, Melo *et al.* (*no prelo*) sugerem um modelo com vários estágios, onde se destacam: implantação de rifte com separação dos blocos Mairí e Serrinha e formação de crosta oceânica; subducção de oeste para leste, intra-oceânica, produzindo o Complexo Caraíba; colisão oblíqua; rifteamento no bloco Serrinha para formação do *greenstone* Rio Itapicuru; soldagem dos blocos Serrinha e Mairí com cisalhamento dúctil; rifteamento no bloco Mairí produzindo a

bacia Jacobina; formação de *nappes* e deformações tardias relacionadas ao fechamento do orógeno.

Levando-se em consideração as evidências recentes de que poderia ter havido uma abertura oceânica na bacia de Jacobina, como a caracterização da Suíte São José do Jacuípe e o reconhecimento de gnaisses sódicos, no Cinturão Senhor do Bonfim, que podem representar vulcânicas intermediárias-ácidas, o modelamento proposto por Gaal *et al.* (1987) e Silva (1990) merece destaque. Que a Serra de Jacobina represente uma bacia do tipo rifte parece indubitável, mas em vez de uma visão maniqueísta é possível se visualizar diferentes estágios evolutivos em um mesmo ciclo tectônico. Assim, Jacobina pode corresponder ao ambiente inicial de rifte, com o bloco Caraíba-Uauá sendo a principal área-fonte de seus conglomerados e arenitos, que teria evoluído para uma grande bacia oceânica. A partir daí, subducção de crosta oceânica para leste produziria o Complexo Caraíba como um arco magmático de margem continental (as evidências de retrabalhamento crustal dificultam sua formação como arco insular intra-oceânico) e o *greenstone* Rio Itapicuru como bacia de retro-arco. A abertura da bacia Rio Itapicuru talvez seja contemporânea à intrusão da primeira geração de diques máficos de Uauá, com idade de cerca de 2,4 Ga (Leal 1992). Esse modelo implica na abertura da bacia Jacobina anteriormente à geração (pré - 2,4 Ga?) da bacia Rio Itapicuru e do Complexo Caraíba, que representaria adições magmáticas relacionadas à subducção na margem continental do Bloco Serrinha, com a consequente contaminação e refusão crustais. A fase colisional, de fechamento da bacia Jacobina e cavalgamento do Complexo Caraíba sobre o embasamento ocidental de Jacobina, teria se dado por volta de 2,0 Ga, como evidenciado pelo cinturão de granitos peraluminosos (*e.g.*, Sabaté *et al.* 1990a). A fase tardi-orogênica a anorogênica desse ciclo tectônico estaria marcada por intrusões mangeríticas (Tanquinho) e sieníticas (*e.g.*, Itiuba e São Felix), que por conterem apreciáveis quantidades de zircão são muito favoráveis para datações U/Pb que seriam ideais para caracterizar este estágio tectônico.

MINAS GERAIS No setor meridional do CSF (Figura 18), ocorrem terrenos metamórficos de alto grau, predominantemente constituídos de gnaisses e migmatitos, com granulitos subordinados, associados a seqüências supracrustais compostas pelo *greenstone belt* arqueano Rio das Velhas (GBRV) com idade de 2,9-2,7 Ga (Machado *et al.* 1989) e pelos metassedimentos do Supergrupo Minas do Proterozóico inferior, com idades da ordem de 2,4-2,1 Ga (Babinski *et al.* 1991). Esses terrenos de médio-alto grau carecem, em geral, de estudos geológicos mais detalhados e integrados, sendo que apenas no que diz respeito à geocronologia obteve-se recentemente uma visão razoável, a nível de reconhecimento.

O embasamento arqueano da porção mineira do CSF é composto predominantemente de gnaisses de médio grau metamórfico, caracterizados como ortognaisses

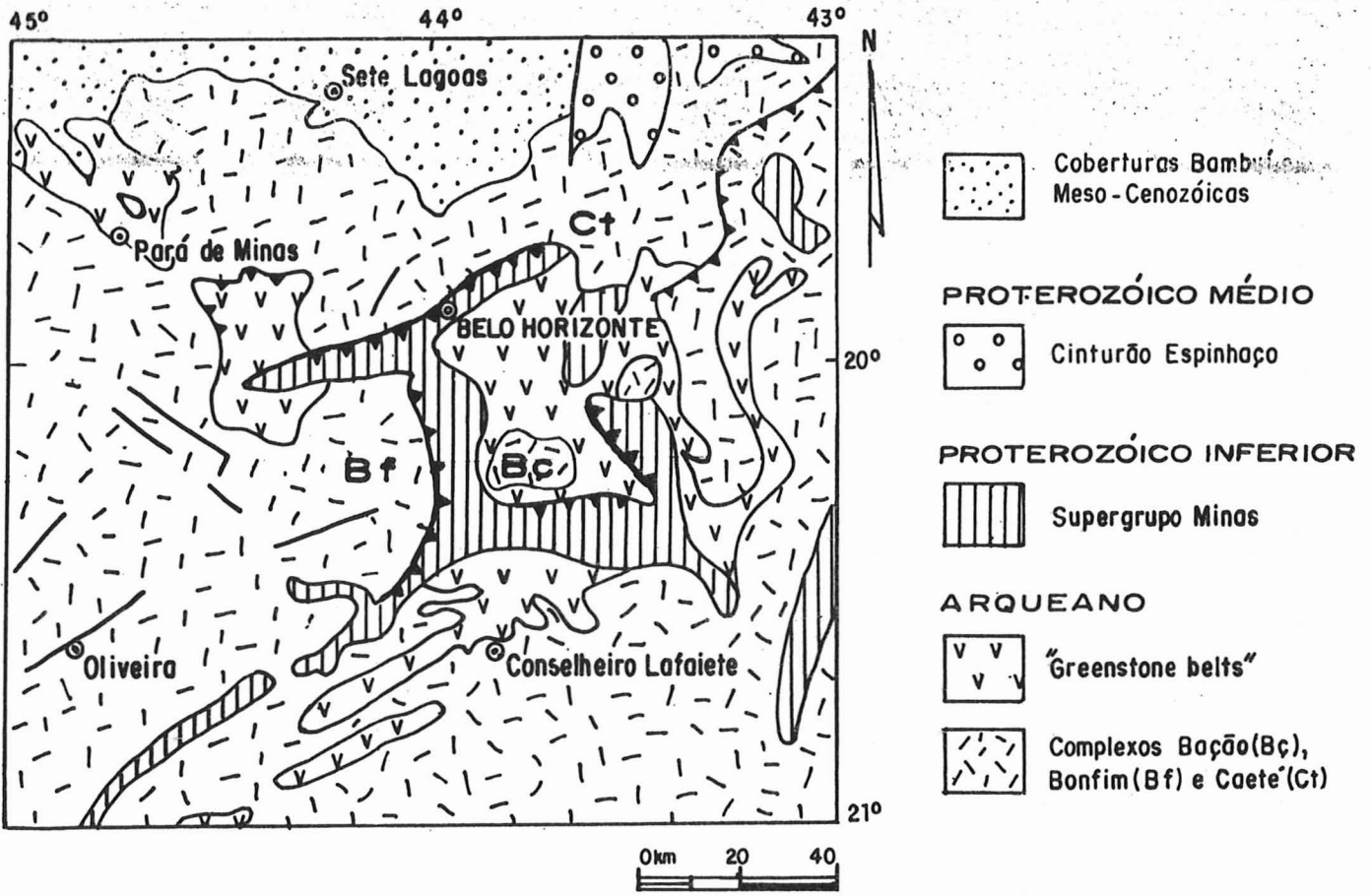


Figura 18 Esboço geológico da parte meridional do CSF, em Minas Gerais (apud Teixeira & Figueiredo 1991).

granodioríticos, migmatitos e granitóides, que tem fornecido idades Rb-Sr e Pb/Pb de 3,1 Ga a 2,6 Ga (Teixeira *et al.* 1985, 1987). Datações U/Pb em zircões, tanto nos terrenos granito-gnáissicos quanto nas seqüências tipo *greenstone belt*, tem demonstrado um evento principal de formação de crosta há 2,78 Ga, com vulcanismo, plutonismo e metamorfismo contemporâneos, e um magmatismo mais antigo variando de 3,2 a 2,8 Ga (Machado *et al.* 1989, Machado & Schrank 1989, Machado & Carneiro, *submetido para publicação*).

Os dados isotópicos para os terrenos gnáissicos da porção mineira do CSF demonstram a separação de duas unidades geocronológicas: a porção oeste é constituída por ortognáissicos, migmatitos, granulitos e granitóides derivados do manto superior no Arqueano tardio, enquanto a porção leste, ou Cinturão Mineiro, relaciona-se ao retrabalhamento no Proterozóico inferior de material crustal arqueano, além de alguma contribuição juvenil (*e.g.*, Teixeira *et al.* 1987, Teixeira & Figueiredo 1991).

Complexo Bonfim No setor setentrional do Complexo Bonfim, que corresponde ao único terreno gnáissico do setor mineiro do CSF que dispõe de um conhecimento adequado da lito-estratigrafia (Carneiro, *no prelo* e Tese de Doutorado no IG-USP em

fase de conclusão), localizado a oeste do GBRV, entre as serras da Moeda e do Curral, ocorrem gnaisses bandados trondhjemitose graníticos, localmente migmatizados, com forte foliação milonítica NS (tipo Alberto Flores) e, a norte, gnaisses graníticos com foliação menos desenvolvida (tipo Souza Noschese), além de plútons tonalíticos e diques graníticos potássicos dobrados e levemente foliados que cortam a foliação NS dos gnaisses meridionais. Rochas básicas ocorrem como corpos anfíbolíticos, *boudins* e diques e apresentam composições típicas de basaltos continentais, subdivisíveis nos anfíbolitos Paraopeba e Candeias, associados aos gnaisses Alberto Flores e aos plútons tonalíticos, respectivamente, além de meta-granodioríticas e diabásios (M.A. Carneiro, Tese de Doutorado no IG-USP em conclusão). As rochas tonalíticas-aranodioríticas correspondem a suítes TTG e devem ter sido formadas em arcos magmáticos relacionados à subducção de crosta oceânica.

Datações de zircões para litotipos do Complexo Bonfim (Machado & Carneiro, *submetido para publicação*) indicaram uma complexa evolução arqueana. Um núcleo de zircão do gnaisse Alberto Flores forneceu idade mínima de 2,92 Ga, possivelmente tão antiga quanto 3,28 Ga, enquanto o sobre-crescimento do zircão indicou idade de 2,77 Ga, idêntica à obtida nas

intrusões tonalíticas. Os diques graníticos tardios definiram uma idade de 2,7 Ga. Com base nas datações obtidas para o Complexo Bonfim, além das obtidas anteriormente para as seqüências supracrustais, Machado & Carneiro (*submetido para publicação*) resumem a evolução arqueana do Quadrilátero Ferrífero, do seguinte modo: vulcanismo há 2,78 Ga no GBRV foi acompanhado pela colocação de intrusões cálcio-alcálicas no Complexo Bonfim, adjacente; crosta pré-existente (3,2-2,8 Ga) foi metamorfizada há 2,78 Ga, gerando os gnaisses Alberto Flores; a deformação principal teria ocorrido entre 2,78 e 2,70 Ga; magmatismo tardio, representado pelos diques graníticos, ocorreu há 2,7 Ga.

Complexo Bação O Complexo Bação forma uma estrutura dômica que constitui o embasamento do GBRV e é composto por gnaisses migmatíticos TTG e rochas básicas subordinadas. Gomes (1985) efetuou um estudo petrológico-geoquímico dessas rochas e interpretou-as como paragneisses, metabasitos, orto-anfibolitos, para-anfibolitos que gradam para cálcio-silicáticas, além de metapelitos. Com base em datações U/Pb em titanitas e monazitas, Machado *et al.* (1989) consideraram que a fase final de remobilização (metamorfismo e fusão parcial) de rochas mais antigas, provavelmente arqueanas, se deu a cerca de 2,0 Ga, na parte sudeste do Complexo Bação. Composições típicas dentre as análises químicas disponíveis (Gomes 1985), para elementos maiores, Rb e Sr (Tabela 6), permitem observar alguns agrupamentos e suas características específicas. Os metabasitos e orto-anfibolitos (análises 1 e 2 da Tabela 6) são virtualmente idênticos e tem teores relativamente elevados de Fe, Ti e K, com composições globais sugestivas de basaltos continentais. Os para-anfibolitos tem composição muito variada e alguns deles mostram Ti e Fe baixos e, eventualmente, Mg e Ca elevados sugerindo que possam realmente representar misturas carbonato-pelito metamorfizadas, mas a grande maioria dessas amostras apresenta composições diferentes e variáveis e de difícil interpretação, podendo representar metabasaltos continentais algo modificados (por processos de cisalhamento e percolação de fluidos?). Esses para-anfibolitos não estão representados na tabela 6, até mesmo pela dificuldade em se obter composições típicas. Dentre os gnaisses analisados, pode-se separar dois grupos distintos, sendo que um deles é essencialmente trondhjemítico (análises 4 a 6 da Tabela 6), enquanto o outro corresponde a composições leucograníticas (análises 7 a 9 da Tabela 6). A separação desses dois grupos de gnaisses pode ser evidenciada claramente em diagramas geoquímicos (e.g., Figuras 19 e 20). Uma amostra (análise 3 da Tabela 6) tem composição tipicamente tonalítica, mas deve enfatizar o fato de corresponder a uma amostra isolada, dentre aquela faixa composicional. Gomes (1985) interpretou esses gnaisses como metassedimentos, o que parece improvável, particularmente para os trondhjemitos que caracteristicamente são rochas plutônicas, provavelmente associados a tonalitos. Os leucogranitos podem representar fusões crustais. Os metapelitos analisados (e.g., análise 10 da Tabela 6) são rochas intermediárias, algo variáveis, geralmente com teores elevados de Mg (a amostra adotada como

Tabela 6 Composições típicas para os metabasitos (1), orto-anfibolitos (2), tonalito (3), trondhjemitos (4 a 6), leucogranitos potássicos (7 a 9) e metapelitos (10) do Complexo Bação (dados em Gomes 1985).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	48,84	48,64	61,53	70,35	74,35	76,31	70,45	73,62	75,38	64,39
TiO ₂	2,68	2,27	1,00	0,41	0,20	0,03	0,34	0,18	0,12	0,71
Al ₂ O ₃	13,67	13,78	16,50	16,08	15,23	14,85	14,95	14,65	14,01	16,32
Fe ₂ O ₃	14,52	16,04	7,30	2,56	0,75	0,15	4,20	1,28	1,11	9,41
MnO	0,21	0,23	0,10	0,03	0,02	0,01	0,05	0,01	0,02	0,08
MgO	6,25	5,76	3,31	0,87	0,43	0,07	0,66	0,28	0,18	4,47
CaO	10,69	10,14	5,62	2,64	2,09	2,04	0,23	1,49	0,78	1,38
Na ₂ O	2,41	2,28	2,66	5,69	5,07	5,91	4,79	4,78	3,67	1,74
K ₂ O	0,71	0,86	1,98	1,36	1,85	0,62	4,32	3,71	4,73	1,50
Rb	36	15	145	65	61	21	165	100	136	49
Sr	255	123	395	490	418	230	50	270	177	81

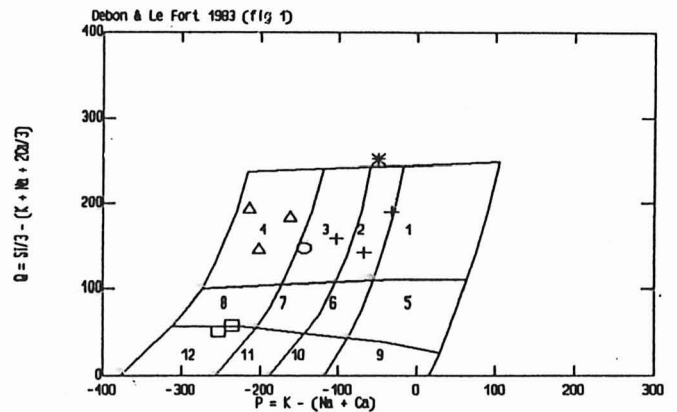


Figura 19 Diagrama classificatório de Debon & Le Fort (1983) para os metabasitos e orto-anfibolitos (quadrados), tonalito (círculo), trondhjemitos (triângulos), leucogranitos potássicos (cruzes) e metapelitos (asterisco) do Complexo Bação.

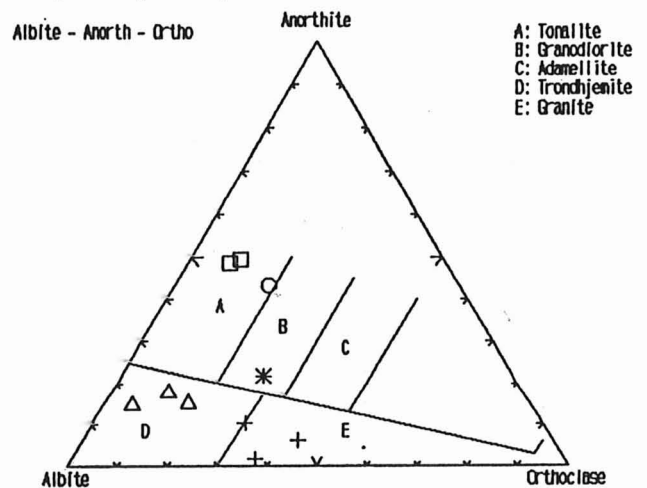


Figura 20 Diagrama An-Ab-Or para os metabasitos e orto-anfibolitos (quadrados), tonalito (círculo), trondhjemitos (triângulos), leucogranitos (cruzes) e metapelitos (asterisco) do Complexo Bação.

típica é a que apresenta teor mais baixo de MgO, que alcança até 6,8%), que com base nos elementos analisados pode efetivamente corresponder a metapelitos. De qualquer modo, interpretações mais fundamentadas sobre o caráter predominantemente plutônico ou metassedimentar do Complexo Bação ficam na dependência de trabalhos de campo mais detalhados e o que parece evidente é que pelo menos boa parte das rochas foi fortemente afetada por processos metamórficos.

Modelos Geotectônicos A modelagem tectônica da região meridional do CSF deve ser encarada com reservas, em virtude da escassez de trabalhos integrados, que envolvam mapeamento geológico detalhado, com estudos petrológico-geoquímicos e geocronológicos, nos terrenos de médio-alto grau. Com as informações disponíveis, principalmente de cunho isotópico, parece provável que o evento principal de formação crustal nessa região tenha se dado por volta de 2,8-2,7 Ga, com vulcanismo félsico no GBRV e colocação de granitóides (e.g., Machado & Carneiro, *submetido para publicação*). Esse tipo de associação litológica de terrenos granito-greenstone comumente é considerado como formado em ambientes de arco insular e bacias de retro-arco e arco frontal. Idades mais antigas, tanto em terrenos gnáissicos quanto no vulcanismo Rio das Velhas (e.g., Machado *et al.* 1989, Teixeira *et al.* 1985, 1987, Machado & Carneiro, *submetido para publicação*) sugere formação crustal, possivelmente em ambiente semelhante, entre 3,2-2,8 Ga. O Ciclo Transamazônico teria afetado mais fortemente a porção oriental do CSF, em Minas Gerais (e.g., Teixeira & Figueiredo 1991).

Um modelo muito recente (Marshak *et al.*, *submetido para publicação*) sugere que os terrenos de alto grau, como os complexos Bação, Bonfim, Caeté etc., não corresponderiam ao embasamento das associações supracrustais. Nesse modelo, a arquitetura da região do Quadrilátero Ferrífero teria sido produzida, no Proterozóico, através de uma extensão crustal regional envolvendo a ascensão, em um sistema de falha normal transcrustal, de rochas quentes da crosta profunda até a base da associação supracrustal da capa de tal sistema de falha. No entanto é no mínimo uma grande coincidência a excelente comparação de idades entre o vulcanismo principal Rio das Velhas e a granitogênese nos terrenos gnáissicos, como o Complexo Bonfim. Isso sugere que se efetivamente ocorreu esta justaposição das supracrustais com os terrenos infracrustais apenas durante o Proterozóico, ela pode ter envolvido terrenos formados sincronicamente e talvez em um mesmo ambiente de arco magmático.

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES As rochas mais antigas do CSF correspondem predominantemente a trondjemitos e granitos dos domos gnáissicos do embasamento da seqüência vulcanos-sedimentar Contendas-Mirante, de derivação juvenil por volta de 3,5 Ga, possivelmente em ambiente de arco-insular. Rochas muito silicosas, trondjemíticas e graníticas, que ocorrem nos complexos Bonfim e Bação talvez sejam a contrapartida mineira desses terrenos arqueanos antigos. Pelo menos no Complexo Bonfim, há indicações em datações U/Pb em zircão dos gnáisses Alberto Flores de que essas rochas sejam tão velhas quanto cerca de 3,3 Ga.

Suítas cálcio-alcalinas, predominantemente plutônicas, formadas há 3,8-2,7 Ga, com toleitos subordinados,

também devem representar adições crustais juvenis e estariam representadas na Bahia pela suíte enderbito-charnockítica do Complexo Jequié e pelas seqüências cálcio-alcalinas dos complexos Uauá, Santa Luz, Mairí etc. Seqüências TTG na porção meridional do CSF, como por exemplo no Complexo Bonfim, formaram-se predominantemente também por volta de 2,8-2,7 Ga, com rochas semelhantes subordinadas podendo ter sido geradas entre 3,2 e 2,8 Ga, e parecem complementar a evolução arqueana do CSF sugerindo a formação de arcos insulares e posterior colisão desses arcos e micro-continentes para a consolidação de crosta continental ao fim do Arqueano.

Durante o Proterozóico inferior teria havido retrabalhamento, com metamorfismo de alto grau e anatexia, de parte dos terrenos arqueanos e formação de crosta continental juvenil, principalmente em cinturões móveis como o Itabuna-Curaçá, em ambientes de arco insular e/ou margem continental ativa, seguidos de colisões arco-continente e/ou continente-continente, até alcançar espessamento e estabilização crustais evidenciadas por intrusões tardi-irogênicas a anorogênicas, mangeríticas e sieníticas. Esse evento tardi-orogênico a anorogênico poderá ser bem caracterizado através de datação U/Pb em zircões dos mangeritos e sienitos.

Há alguns anos, um dos autores (MCHF) tem comentado com vários colegas sobre um modelo evolutivo intitulado *Tectônica da Sanfona* (Ciclo de Wilson *sensu strictu* ?), caracterizado por sucessivas aberturas e fechamentos de oceanos entre os *protobrasias* e *protoáfricas*. Recentemente (e.g., Nance *et al.* 1988, Murphy & Nance 1992), tem sido sugerido um *Ciclo de Supercontinentes*, no qual haveriam os seguintes estágios: quebra do supercontinente resultando em oceanos interiores como o Atlântico; dispersão máxima dos continentes ocorreria quando os oceanos interiores atingissem cerca de 200 Ma; subducção das partes mais antigas, frias e densas do oceano interior, nas margens continentais; colisões continentais; próxima quebra do super-continente. Nesse modelo, o rifteamento das massas continentais ocorreria da maneira clássica, ou seja, a partir de um ponto focal, uma quebra tríplice em forma de Y. No sudeste da Bahia parece que temos uma situação análoga: os três blocos crustais a serem quebrados seriam o bloco Jequié, o bloco Serrinha e, a contrapartida Africana, o bloco do Congo; o ponto focal ocorreria logo a sul de Salvador; os três cinturões móveis produzidos quando da subducção e colisão das massas continentais seriam o cinturão Carabba (braço superior esquerdo do Y), o cinturão Salvador (braço superior direito) e o cinturão Itabuna (braço inferior). O cinturão do Gabão (Ledru *et al.* 1989) corresponderia à porção africana dos cinturões Itabuna e, principalmente, Salvador, nessa evolução do Proterozóico inferior.

Alguns dos terrenos gnáissico-migmatíticos e granulíticos do CSF carecem de estudos integrados de análise estrutural e lito-estratigráfica, petrografia e química de rochas e minerais, geocronologia e geofísica (e.g., gravimetria), como os complexos Paramirim e Santa Isabel,

no SE da Bahia, e Bação, Santa Rita e Caeté, em Minas Gerais. Trabalhos sistemáticos nesses terrenos devem constituir um dos alvos prioritários da pesquisa dos terrenos de alto grau nos próximos anos. Os trabalhos de

campo em terrenos de alto grau devem ser muito cuidadosos e adotar critérios como os descritos num recente e excelente manual de campo dedicado a tais terrenos, traduzido para o português (Passchier *et al.* 1992).

REFERÊNCIAS

- AILLON, M.P. & BARBOSA, J.S.F. 1992. As rochas metamórficas de alto grau da região de Cachoeira, São Felix e Cruz das Almas, Bahia. In: SIMP. REG. GEOL. BAHIA/SERGIPE, 1, Salvador, 1992. *Anais...* Salvador, SBG-Núcleo BA/SE, p.96-100.
- ALIBERT, C. & BARBOSA, J.S.F. 1992. Ages U-Pb déterminés à la "SHRIMP" sur les zircons du Complexe de Jequié, Craton du São Francisco, Bahia, Brésil. Reunion des Sciences de la Terre (RST), 14, Toulouse, p. 4.
- ARCANJO, J.B.A.; BARBOSA, J.S.F.; OLIVEIRA, J.E. (no prelo). Caracterização petrográfica e metamórfica dos granulitos do Arqueano/Proterozóico Inferior da região de Itabuna Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*
- BABINSKI, M.; CHEMALE Jr., F.; VAN SCHMUS, W.R. 1991. Geocronologia Pb/Pb em rochas carbonáticas do Supergrupo Minas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: 3º CONGR. BRAS. GEOQ./1º CONGR. GEOQ. PAÍSES LINGUA PORT., São Paulo, 1991. *Resumos...*, São Paulo, SBGq, p. 628-631.
- BARBOSA, J.S.F. 1986. *Constitution lithologique et métamorphique de la région granulitique du sud de Bahia Brésil*. França, Université de Paris VI (no. de ordre 864) (Doctorat Thesis), 401 p.
- BARBOSA, J.S.F. 1990. The granulites of the Jequié Complex and Atlantic Coast Mobile Belt, Southern Bahia, Brazil an expression of Archean/Early Proterozoic plate convergence. In: VIELZEUF, D. & VIDAL, Ph. eds. *Granulites and Crustal Evolution*. Kluwer Academic Publishers, p. 195-221.
- BARBOSA, J.S.F. 1992. Modelos geotectônicos da região granulítica do sul da Bahia. In: SIMP. REG. GEOL. BAHIA/SERGIPE, 1, Salvador, 1992. *Anais...* Salvador, SBGúcleo BA/SE, p. 92-95.
- BARBOSA, J.S.F. & FONTEILLES, M. 1989. Caracterização dos protolitos da região granulítica do sul da Bahia Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 19: 3-6.
- BARBOSA, J.S.F. & FONTEILLES, M. (no prelo). *Síntese sobre o metamorfismo da região granulítica do sul da Bahia Brasil*. *Rev. Bras. Geoc.*
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48: 43-45.
- BOYNTON, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. ed. *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, p.63-114.
- BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G.; TORQUATO, J.R.F. 1980. Evolução geocronológica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos*, SME/CPM, 3: 1-101.
- CAMPOS NETO, M.C.; FIGUEIREDO, M.C.H.; JANASI, V.A.; BASEI, M.A.S.; FRYER, B.J. 1988. The São José do Rio Pardo mangeriticranitic suite. *Geochim. Brasil.*, 2: 185-199.
- CARNEIRO, M.A. (no prelo). O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 6, Ouro Preto, 1991. *Resumos...*, Ouro Preto, SBG-Núcleo MG.
- CONCEIÇÃO, H.; AILLON, M.P.; BARBOSA, J.S.F. 1991. O maciço sienítico de São Felix, Bahia: petrologia e implicações geodinâmicas. In: 3o CONGR. BRAS. GEOQ./ 1o CONGR. GEOQ. PAÍSES LINGUA PORT., São Paulo, 1991. *Resumos...*, São Paulo, SBGq, p. 134-138.
- CONDIE, K.C. 1981. *Archean Greenstone Belts*. Elsevier, Amsterdam, 434 p.
- CONDIE, K.C. 1989. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. 3rd. Edition, Pergamon Press, Oxford, 476 p.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, 12: 78-88.
- CORDANI, U.G. & IYER, S.S. 1979. Geochronological investigation on the precambrian granulite terrain of Bahia, Brazil. *Precambrian Res.*, 9: 255-274.
- CORDANI, U.G.; SATO, K.; MARINHO, M.M. 1985. The geologic evolution of the ancient granito-greenstone terrane of central-southern Bahia, Brazil. *Precambrian Res.*, 27: 187-213.
- COSTA, L.A.M. & MASCARENHAS, J.F. 1982. The high-grade metamorphic terrains in the interval Mutuípe Jequié: Archean and Lower Proterozoic of east-central Bahia. In: INT. SYMP. ARCHEAN AND EARLY PROTEROZOIC GEOLOGIC EVOLUTION AND METALLOGENESIS, Salvador, 1982. *Abstracts and Excursions...*, p. 19-37.
- CRUZ, M.J. 1989. *Le massif de Rio Piau: une intrusion de nature gabbroïque et anorthositique dans les terrains granulitiques du noyau Jequié, Bahia, Brésil*. França, Université de Paris VI, 217p.
- CUNEY, M.; SABATÉ, P.; VIDAL, Ph.; MARINHO, M.M.; CONCEIÇÃO, H. 1990. The 2 Ga peraluminous magmatism of the Jacobina Contendas Mirante belt (Bahia-Brazil): major and trace element geochemistry and metallogenic potential. In: Le FORT, P.; PEARCE, J.A.; PÉCHER, J.A. eds. *Collision Magmatism. J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 44: 123-141.
- DAVISON, I; TEIXEIRA, J.B.G.; SILVA, M.G.; ROCHA NETO, M.B.; MATOS, F.M.V. 1988. The Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil: structure and stratigraphical outline. *Precambrian Res.*, 42: 1-17.

- DEBON, F. & LE FORT, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 73: 135-149.
- DE LA ROCHE, H. de; LETERRIER, J.; GRAND-CLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R12 diagram and majorlement analyses: Its relationship with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29: 183-210.
- DELHAL, J. & DEMAIFFE, D. 1985. Ub Archean geochronology of the São Francisco Craton (eastern Brazil). *Rev. Bras. Geoc.*, 15: 55-60.
- D'EL REY SILVA, L.J.H. 1985. Geologia e controle estrutural do depósito cuprífero de Caraíba Vale do Rio Curaçá Bahia. In: *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos*, SME/CPM, 6: 51-136.
- ELLIS, D.J. & GREEN, D.H. 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71: 13-22.
- FIGUEIREDO, M.C.H. 1981. Geoquímica das rochas metamórficas de alto grau do nordeste da Bahia Brasil. In: *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos*, SGM/CPM, 4: 1-71.
- FIGUEIREDO, M.C.H. 1982. Geochemistry of high-grade complexes of Bahia State, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 12: 307-312.
- FIGUEIREDO, M.C.H. 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: A probable Early Proterozoic subduction-related magmatic arc. *J. South Am. Earth Sci.*, 2: 131-145.
- FORNARI, A. & BARBOSA J.S.F. 1992. A suíte enderbíticaharnockítica da região de Mutuípe Bahia. In: SIMP. REG. GEOL. BAHIA/SERGIPE, Salvador, 1992. *Anais...*, Salvador, SBGúcleo BA/SE, p. 87-91.
- FUJIMORI S. & FYFE, W.S. 1984. Almanditic garnieritic metamorphic rocks as an original soil developed during Precambrian. *Rev. Bras. Geoc.*, 14: 194-202.
- GAAL, G.; TEIXEIRA, J.B.G.; D'EL REY SILVA, L.J.H.; SILVA M.G. 1987. New U-Pb data from granitoids, reflecting Early Proterozoic crustal evolution in northeast Bahia, Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, SALVADOR, 1982, (inédito), 2p.
- GOMES, N.S. 1985. *Petrologischeochemische Untersuchungen im Bação-complex Eisernes Viereck, Minas Gerais, Brasilien*. Alemanha, Technischen Universitat Clausthal (Doktors Dissertation), 2.
- GOMES, R.A.A.D.; ARCANJO, J.B.A.; SANTOS, R.A. 1991. Colisão de blocos com subducção na costa sul da Bahia. In: INT. GEOPHYS. CONGR., Salvador, 1991. *Anais...*, Salvador, SBGf, p. 154-159.
- HARLEY, S.L. 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geol. Mag.*, 126: 215-247.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- JARDIM DE SÁ, E.F. 1982. Nota sobre o estilo estrutural e relações gnaisses vs. supracrustais no greenstone belt de Serrinha (BA). *Ciências da Terra*, 2: 8-13.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; ARCHANJO, C.J.; LEGRAND, J.M. 1982. Structural and metamorphic history of part of the high-grade terrain in the Curaçá valley, Bahia, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 12: 251-262.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; McREATH, I.; BRITO NEVES, B.B.; BARTELS, R.L. 1976. Novos dados geocronológicos sobre o Cráton do São Francisco no Estado da Bahia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, 1976. *Resumo dos Trabalhos...*, Ouro Preto, SBG, p. 203.
- KRNER, A.; COMPSTON, W.; WILLIAMS, I.S. 1989. Growth of early Archean crust in the Ancient Gneiss Complex of Swaziland as revealed by single zircon dating. *Tectonophysics*, 161: 271-298.
- LEAL, L.R.B. 1992. *Geocronologia Rb-Sr e K-Ar, evolução isotópica e implicações tectônicas dos enxames de diques máficos de Uauá e vale do Rio Curaçá, Bahia*. São Paulo, USP (Dissert. Mest.), 120p.
- LEDRU P.; EKO N'DONG, J.E.; JOHAN, V.; PRIAN, J.; COSTE, B.; HACCARD, D. 1989. Structural and metamorphic evolution of the Gabon Orogenic Belt: collision tectonics in the Lower Proterozoic? *Precambrian Res.*, 44: 227-241.
- LINDENMAYER, Z.G. 1981. Evolução geológica do vale do Rio Curaçá e dos corpos máfico-ultramáficos mineralizados a cobre. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos*, SME/CPM, 4: 72-110.
- MACHADO, N. & CARNEIRO, M.A. (submetido para publicação). A major Archean tectonothermal event in the São Francisco Shield, Brazil: U-Pb evidence from the Bonfim Metamorphic Complex, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Can. J. Earth Sci.*
- MACHADO, N. & SCHRANK, A. 1989. Geocronologia U-Pb no maciço de Piumhi: resultados preliminares. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 5, Belo Horizonte, 1989. *Anais...*, Belo Horizonte, SBG - Núcleo MG, p. 45-49.
- MACHADO, N.; NOCE, C.; OLIVEIRA, O.A.B.; LADEIRA, E.A. 1989. Evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico inferior, com base em geocronologia U-Pb. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 5, Belo Horizonte, 1989. *Anais...*, Belo Horizonte, SBG - Núcleo MG, p. 1-5.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 101: 635-643.
- MARSHAK, S.; ALKMIN, F.F.; JORDT-EVANGELISTA, H. (submetido para publicação). Proterozoic tectonism and the architecture of an Archean granite-greenstone terrane in Brazil. *Nature*.
- MARTIN, H.; SABATÉ, P.; PEUCAT, J.; CUNHA, J.C. 1990. Un segment de croûte continentale d'âge Archéen ancien: le Massif de Sete Voltas (Bahia, Brésil). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 313: 531-538.
- MASCARENHAS, J.F. & SÁ, J.H.S. 1982. Geological and metallogenic patterns in the Archean and Early Proterozoic of Bahia State, eastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 12: 193-214.
- MASCARENHAS, J.F. & GARCIA, T.W. 1989. *Mapa Geocronológico do Estado da Bahia*. Texto Explicativo, SME/SGM, 189 p.

- MELO, R.C.; SAMPAIO, A.R.; LOUREIRO, H.S.C.; PEREIRA, L.H.M.; TEIXEIRA L.R.; PADILHA, A.V. (no prelo) Geologia de parte da região centro-norte oriental do Estado da Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*
- MESQUITA, S.M.O. 1980. *Os granulitos do bloco Tanquinho Bahia: exemplo de evolução metamórfica e metasomática numa sulte magmática durante o Ciclo Transamazônico*. Salvador, UFBA (Dissert. de Mestr.).
- MURPHY, J.B. & NANCE, R.D. 1992. Mountain belts and the Supercontinent Cycle. *Sci. Am.*, 266: 84-91.
- NANCE, R.D.; WORSLEY, T.R.; MOODY, J.B. 1988. The Supercontinent Cycle. *Sci. Am.*, 259(1): 44-51.
- NUTMAN, A.P. & CORDANI, U.G. 1992. Shrimp U-Pb zircon geochronology of Archean gneisses and Contendas Mirante metaconglomerate, São Francisco Craton. In: PEDREIRA, A.J. org. *Petrologic and Geochronologic Evolution of the Oldest Segments of the São Francisco Craton, Brazil*. Salvador, CBPM, p. 77-84.
- OLIVEIRA, E.P.; LIMA, M.I.C.; CARMO, U.F.; WERNICK, E. 1982. The Archean granulite terrain from East Bahia, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 12: 356-368.
- PADILHA, A.V.; SANTOS, R.A.; MARTINS, A.A.M.; ARCANJO, J.B.A.; OLIVEIRA, J.E.; GOMES, R.A.A.D.; 1990. O Ciclo Jequié no Sudeste da Bahia / Uma colisão arco-de ilhas-contidente no Arqueozóico Superior. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Bol. Resumos...*, Natal, SBG, p. 345.
- PASSCHIER, C.; MYERS, J.; KRNER, A. 1990. *Field Geology of High-grade Gneiss Terrains*. Springer-Verlag, 150 p.
- PASSCHIER, C.; MYERS, J.; KRNER, A. 1992. *Geologia de campo de terrenos gráissicos de alto-grau*. Tradução de M.C.H. Figueiredo. EDUSP (no prelo).
- PEARCE, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R.S. ed. *Andesites*. John Wiley & Sons, p. 525-548.
- SABATÉ, P.; CUNEY, M.; VIDAL, Ph. 1990b. Expressão estrutural e plutônica de uma colisão Transamazônica NS no Cráton do São Francisco (Bahia-Brasil). In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Bol. Resumos...*, Natal, SBG, p.323.
- SABATÉ, P.; MARINHO, M.M.; VIDAL, Ph.; CAENACHETTE, M. 1990a. The 2 Ga peraluminous magmatism of the Jacobina Contendas Mirante belts (Bahia, Brazil): Geologic and isotopic constraints on the sources. In: NELSON, B.K. & VIDAL, Ph. eds. *Development of Continental Crust through Geological Time*. *Chem. Geol.*, 83: 325-338.
- SATO, K. 1986. *Síntese geocronológica do Estado da Bahia e evolução crustal, com base no diagrama de evolução de Sr e razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$* . São Paulo, USP (Dissert. Mestr.), 124p.
- SIGHINOLFI, G.P. 1970. Investigations into deep levels of the continental crust: Petrology and chemistry of the granulite facies terrains of Bahia (Brazil). *Atti Soc. Toscana Sci. Nat., Memorie (Serie A)*, 77: 327-341.
- SIGHINOLFI, G.P.; FIGUEIREDO, M.C.H.; FYFE, W.S.; KRONBERG, B.I.; TANNER OLIVEIRA, M.A.F. 1981. Geochemistry and petrology of the Jequié Granulitic Complex (Brazil): An Archean basement complex. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78: 263-271.
- SILVA, L.C. 1991. Geoquímica, discriminação cartográfica e evolução dos granulitos "depletados" e não-"depletados" da Bahia. Brasília, UnB (Dissert. Mestr.).
- SILVA, M.G. 1987. *Geochemie, Petrologie und Geotektonische Entwicklung eines proterozoischen Grünsteingürtels, Rio Itapicuru, Bahia, Brasilien*. Alemanha, Freiburg Universität (Doktors Thesis), 161p.
- SILVA, M.G. 1990. O Greenstone Belt do Rio Itapicuru: uma bacia do tipo back-arc de idade proterozóica inferior. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Bol. Resumos...*, Natal, SBG, p. 322.
- TARNEY, J. & WEAVER, B.L. 1987. Geochemistry of the Scourian complex: petrogenesis and tectonic models. In: PARK, R.G. & TARNEY, J. eds. *Evolution of the Lewisian and Comparable Precambrian High-grade Terrains*. *Geol. Soc. Spec. Publ. Nº. 27*: 45-66.
- TEIXEIRA, L.R. & MELO, R.C. 1990. Geoquímica dos ortognaisses granulíticos do Complexo Caraíba, na região de Riacho do Jacuípe Bahia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais...*, Natal, SBG, p. 1849-1860.
- TEIXEIRA, W. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. *Precambrian Res.*, 53: 1-12.
- TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; TAYLOR, P.N.; VAN SCHMUS, W.R. 1987. Archean and Early Proterozoic crustal evolution in the southern part of the São Francisco craton. In: INT. SYMP. ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATION, Salvador, 1987. *Extended Abstracts...*, Salvador, p. 37-40.
- TEIXEIRA, W.; FONSECA, A.C.; POUPEAU, G.J.R.; PADILHA, A.V.; ZAPAROLLI, J.H.; KAWASHITA, K.; KHOURY, M.G. 1985. Esboço da evolução geotectônica da parte meridional do cráton de São Francisco: uma interpretação com base em dados Rb-Sr, K-Ar, Pb-Pb e traços de fissão. In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, 1985. *Anais ...*, Belo Horizonte, SBG Núcleo MG, p. 28-44.
- VIGNOL, L.M. 1987. *Etudes géochimiques des granulites du Brésil et de la Zone d'Ivrea: les éléments (K, Rb, Sr, Sm, Nd) et les isotopes radiogéniques (Sr et Nd)*. França, Université de Paris VII, Institut de Physique du Globe, (D.E.A. Thesis).
- WEAVER, B.L. & TARNEY, J. 1980. Rare earth geochemistry of Lewisian granulite-facies gneisses, Northwest Scotland: implications for the petrogenesis of the Archean lower continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51: 279-296.
- WELLS, P.R.A. 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62: 129-139.

WILSON, N. 1987. *Combined Sm-Nd, Pb/Pb and Rb-Sr geochronology and isotope geochemistry in polymetamorphic Precambrian terrains: examples from Bahia, Brazil and Channel Island, U.K.* Inglaterra, Oxford University (Msc. Thesis).

WOOD, B.J. & BANNO, S. 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42: 109-124.