



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE GEOLOGIA ECONÔMICA**

TESE DE DOUTORADO

**O COMPLEXO CARAÍBA E A SUÍTE SÃO JOSÉ DO JACUÍPE NO
CINTURÃO SALVADOR-CURAÇÁ (BAHIA, BRASIL):
PETROLOGIA, GEOQUÍMICA E POTENCIAL
METALOGENÉTICO**

LÉO RODRIGUES TEIXEIRA

**SALVADOR - BAHIA
Setembro, 1997**

O Complexo Caraíba e a Suite São José do Jacuípe no cinturão
Salvador-Curaçá (Bahia, Brasil): Petrologia, Geoquímica e
Potencial Metalogenético

por

Léo Rodrigues Teixeira
Geólogo (Universidade de São Paulo), 1970

TESE DE DOUTORADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

DOUTOR EM CIÊNCIAS

- GEOLOGIA -

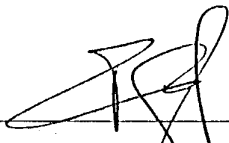
à

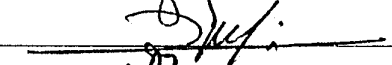
Câmara de Ensino de Pesquisa e Pós-Graduação


da

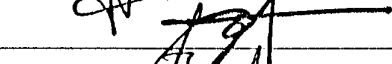
Universidade Federal da Bahia

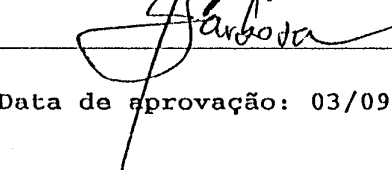
COMISSÃO EXAMINADORA:


_____ (Dr. Pierre Sabaté - Orientador)


_____ (Dr. Herbet Conceição)


_____ (Dr. Hervé Martin)


_____ (Dr. Jean-Louis Bodinier)


_____ (Dr. Johildo Salomão Figueirêdo Barbosa)

Data de aprovação: 03/09/97

Grau conferido em: ___/___/1997

Para
Da. Ignês
Marta
Tattiana e Karina

Elas nada entendem do tema...
mas torceram muito para que ficasse bom.

This paper represents a trial of petrological definition of a mafic/ultramafic unit, the São José do Jacuípe Suíte (SJS), considered as a record of an oceanic floor, possibly of Archaean age, and of a felsic orthogneissic unit, the Caraíba Complex (Cb), composed by tonalites, gronodiorites, trondhjemites and granites. The two target units are metamorphosed at the granulite/high amphibolite facies, and are inserted in the Salvador-Curaçá Mobile Belt (SCMB), of Paleoproterozoic age. The studied area is located in the Serrinha Sheet, SC.24-Y-D. In order to reach the proposed aim petrogenetic models from the geochemical data of the two units were extensively used.

The SJS gabbros were defined as representative of a tholeiitic parentage, where was characterized the presence of fractional crystallization (FC). To define the source, mantelic partial melting (PM) models were executed, considering residues with three modal compositions: (i) olivine-opx-cpx-spinel, (ii) olivine-opx-cpx-garnet, and (iii) olivine-cpx. The SJS was best characterized through the PM with residue had the (iii) modal composition and $F = 0.3$. From the Lo composition (found out at $F=0.3$ of the PM) was developed the FC that lead the liquid up to the compositions of the SJS samples. The FC was best defined through the AFC model that presupposed a little contamination by a tonalitic/granodioritic continental crust. The similarity between the SJS chemism and that of other better studied analogous units of other regions lead up to the conclusion that it can be the representative of a magmatism associated to early marine phases of a rift opening.

Sodic and potassic felsic orthogneisses were individualized in the Cb. The petrogenetic models evidenced three apparently distinct magmatism in order to justify the presence of sodic orthogneisses. The Na1 orthogneisses are very sodic but are not characterized as possible TTG (suites of tonalite-trondhjemite-granodiorite compositions). The Na2 orthogneisses are the less differentiated representatives of the Cb, and show, as the main feature, an accentuated enrichment in Fe, Ca, and Mg, and linear REE spectra, tending toward the heavy REE direction. They show a clear Eu negative anomaly. The Na3 orthogneisses show features conformable to Archaean TTG suites of other regions of the world, and its petrogenetic model is very similar to those defined for TTG of other places, which source would be a amphibolitized ocean crust undergoing partial melting in a subduction zone.

The potassic orthogneisses are of two types. The NaK orthogneisses, which REE spectra very similar to those of the TTG, are Na and K enriched. They are the commonest lithological types in the studied area and have features of the normal calc-alkaline series. The orthogneisses richer in K are the named Cais granitoids and are typically monzonitic.

The genesis of those orthogneisses protoliths suggested by the models are (i) the Na1 orthogneisses protoliths are products of fractional crystallization of felsic magma generated by partial melting of mafic rocks, at the granulite facies (eclogites); (ii) the Na3 protoliths were generated from partial melting of an oceanic crust of tholeiitic composition that melted in a subduction zone. The potassic and Na2 orthogneisses protoliths are products of crustal melting of igneous material with more or less sedimentary material contribution. (iii) The NaK are products of partial melting of the Na1 with little contribution of sedimentary material. (iv) The Cais granitoids are products of partial melting of the Na1 with important sedimentary material contribution. (v) The Na2 were produced by the partial melting of the Na1 with mafic material, that would have been of the SJS.

The figure shown, allow to define a tectonic evolution that place in the SCMB — currently defined as Transamazonic (2.1 Ga, Pb evaporation analysis) — lithologies which origin must go back to periods former to the belt formation. The older terms would be the Na1 orthogneisses, with chemical composition very similar to that of the Mairi Complex orthogneisses (amphibolite facies) with minimum age of 2.5 Ga. The Na1 would be the crustal representatives that were submitted to the rifting that gave origin to the oceanic basin where the SJS was settled. During the Transamazonic a subduction process, that can't have been very extensive, gave place to the Na3 orthogneisses emplacement and, subsequently, the basin closing culminated with crustal thickening and intensive anatexis of the continental rocks (Na1) giving origin to the Na2, NaK and Cais orthogneisses.

Resumo

Este trabalho representa a tentativa de definição petrológica de uma unidade máfica/ultramáfica, a Suíte São José do Jacuípe (SSJ), tida como o registro de um fundo oceânico de idade possivelmente arqueana e de uma unidade ortognaissico félsica, o Complexo Caraíba (Cb), composto por tonalitos, granodioritos, trondhjemitos e granitos. As duas unidades estão metamorfizadas na fácies granulito/anfibolito alto e estão inseridas no Cinturão Móvel Salvador Curaçá (CMSC), de idade paleoproterozóica. A área estudada está contida na folha SC.24-Y-D, Serrinha. Para atingir o objetivo proposto foram utilizados extensivamente modelos petrogenéticos a partir dos dados geoquímicos das duas unidades.

Os gabros da SSJ foram definidos como representantes de uma linhagem toleítica, onde se caracterizou a presença de cristalização fracionada. Para definir a fonte, foram executados modelos de fusão parcial (FP) mantélica considerando resíduos com três composições modais: (i) olivina-opx-cpx-espinéio, (ii) olivina-opx-cpx-granada e (iii) olivina-cpx. A SSJ ficou mais bem caracterizada através da FP cujo resíduo tinha a composição modal (iii) e $F = 0,3$. A partir da composição Lo (verificada em $F=0,3$ da FP) se desenvolveu a CF que conduziu o líquido até as composições das amostras da SSJ. A CF ficou mais bem definida através do modelo AFC, que pressupôs pequena contaminação por uma crosta continental tonalítica/granodiorítica. A semelhança entre o quimismo da SSJ e o de outras unidades análogas melhor estudadas, de outras regiões, levou à conclusão de que ela pode representar um magmatismo associado às primeiras fases marinhas da abertura de um rifte.

No Cb foram individualizados ortognaisses félsicos sódicos e potássicos. Os modelos petrogenéticos evidenciaram três magmatismos aparentemente distintos para justificar a presença dos ortognaisses sódicos. Os ortognaisses Na1 são muito sódicos, porém não são caracterizados como possíveis TTG (suítes de composição tonalito-trondhjemitito-granodiorito). Os ortognaisses Na2 são os representantes menos diferenciados do Cb, e mostram como característica principal um acentuado enriquecimento em Fe, Ca e Mg e espectros de ETR lineares, inclinados na direção dos ETR pesados. Mostram clara anomalia negativa de Eu. Os ortognaisses Na3 exibem características compatíveis com as suítes TTG arqueanas de outras regiões do globo, e seu modelo petrogenético é muito semelhante aos definidos para TTG de outros locais, cuja fonte seria uma crosta oceânica anfibolitizada sofrendo fusão parcial em zona de subducção.

Os ortognaisses potássicos são de dois tipos. Os ortognaisses NaK, cujos espectros de ETR lembram muito os dos TTG, são enriquecidos em Na e em K. São os tipos litológicos mais comuns na área estudada e têm características das séries calcioalcalinas normais. Os ortognaisses mais enriquecidos em K são os denominados granitóides de Cais e são tipicamente monzoníticos.

A gênese dos protólitos destes ortognaisses, sugerida pelos modelos foi a seguinte. (i) os protólitos dos ortognaisses Na1 são produtos da cristalização fracionada de magma félsico gerado pela fusão parcial de rochas máficas, na fácies granulito (eclogitos); (ii) os protólitos dos Na3 foram gerados a partir da fusão parcial de uma crosta oceânica de composição toleítica, que se fundiu em uma zona de subducção. Os protólitos dos ortognaisses potássicos e dos ortognaisses Na2 são produtos de fusões crustais de material ígneo com contribuição maior ou menor de material sedimentar. (iii) Os NaK são produtos da fusão parcial dos ortognaisses Na1, com pouca contribuição de material sedimentar. (iv) Os granitóides de Cais são produtos da fusão parcial dos ortognaisses Na1 com importante contribuição de material sedimentar. (v) Os Na2 foram produzidos através da fusão parcial dos ortognaisses Na1 junto com material máfico, que poderia ter sido da SSJ.

O quadro mostrado acima permite definir uma evolução tectônica que coloca no CMSC — definido atualmente como transamazônico (2,1 Ga, análise por Pb evaporação) — litologias cuja origem devem remontar a períodos anteriores ao da formação do cinturão. Os termos mais antigos seriam os ortognaisses Na1, com composição química muito semelhante aos ortognaisses (fácies anfibolito) do Complexo Mairi cuja idade mínima é 2,5 Ga. Os Na1 seriam os representantes crustais que sofreram o rifteamento que deu origem a bacia oceânica onde se instalou a SSJ. Durante o Transamazônico um processo de subducção, que pode não ter sido muito extenso, propiciou a colocação dos ortognaisses Na3 e posteriormente o fechamento da bacia culminou com espessamento crustal e anatexia intensa das rochas continentais (Na1) dando origem aos ortognaisses Na2, NaK e Cais.

Agradecimentos

Quando alguém, que já trabalha há bastante tempo em um determinado ramo de atividade, propõe-se a executar uma tarefa complicada, como, por exemplo, um Doutorado, o item *agradecimentos* torna-se bastante difícil de ser redigido. Nesta situação é que me encontro agora: como não cometer injustiças?

Ao longo dos anos muitas pessoas contribuíram, desde os meus pais, para que meus conhecimentos evoluíssem e culminassem com a conclusão desta tese. Muitos me incentivaram e outros tantos torceram para que tudo chegasse a um bom termo e que o esforço despendido levasse a um produto com nível satisfatório. Todos merecem o meu reconhecimento.

Citando nominalmente apenas as pessoas e entidades que tiveram participação mais direta na execução do curso, agradeço à CPRM – Serviço Geológico do Brasil, especificamente ao Superintendente Regional, José Carlos Gonçalves e ao Gerente de Recursos Minerais, João Dalton de Souza, pela minha liberação em tempo integral, até o final da redação e defesa da tese. Agradeço também à CAPES pela bolsa concedida durante parte do período em que estive na Universidade.

De fundamental importância foi o Professor Pierre Sabaté, pois com seu vasto conhecimento, aliado à sua sensibilidade e prazer de ensinar, mostrou caminhos, questionou afirmações, sugeriu soluções e, como meu orientador, definiu os limites do trabalho sem, contudo, inibir a individualidade de seu orientando. Sou muito grato a ele.

Agradeço aos colegas Roberto Campelo e Geraldo Vianney. Roberto deu idéias e sugestões sobre a evolução geológica da área estudada e também atuou como “consultor” durante as campanhas de campo, sobretudo para assuntos de geologia estrutural. Vianney foi muito solícito quando houve necessidade de traduzir textos para a língua inglesa.

Quero agradecer também ao pessoal da pós-graduação: os funcionários da secretaria pela forma atenciosa com que sempre fui tratado; os professores, pela colaboração e incentivo; os alunos, meus colegas, pelo elevado grau de companheirismo, boa vontade e disposição para ajudar sempre que tive necessidade.

Agradeço a você, leitor, por ter se interessado por este trabalho. Espero que lhe seja útil.

Sumário

<i>Abstract</i>	
<i>Resumo</i>	
<i>Agradecimentos</i>	<i>I</i>
<i>Sumário</i>	<i>Ii</i>
Índice de figuras	<i>V</i>
Índice de tabelas	<i>Vii</i>
Capítulo 1 — Introdução	1
1.1—Considerações Gerais	1
1.2—Justificativas	2
1.3 — Objetivos	2
1.4 — Metodologia.....	6
1.5 — Trabalhos anteriores	7
Capítulo 2 — Geologia Regional	
2.1 — Introdução	9
2.2 — Compartimentação geológica do cráton	9
2.2.1 — Sequências supracrustais	10
2.2.2 — Terrenos de médio grau	11
2.2.3 — Terrenos de alto grau	12
2.3 — Notas sobre a tectônica e a estruturação regional do CMSC	15
Capítulo 3- Geologia Local	17
3.1 — Introdução	17
3.2 — Descrição das unidades.....	17
3.2.1 — Suíte São José do Jacuípe (SSJ)	17
3.2.1.1 — <i>Petrografia/mineralogia, química isotópica</i>	18
3.2.1.2 — <i>Discussão</i>	19
3.2.2 — Complexo Caraíba (Cb)	20
3.2.2.1 — <i>Ortognaisses Na</i>	22
3.2.2.2 — <i>Ortognaisses Na-K</i>	22
3.2.2.3 — <i>Química isotópica, geocronologia</i>	23
3.2.2.4 — <i>Discussão</i>	23
3.2.3 — Complexo Ipirá (Ip)	24
3.2.4 — Magmatismo intrusivo	24
3.2.4.1 — <i>Granitóides sintangenciais de Cais — G1</i>	25
3.2.4.2 — <i>Granitóides tarditangenciais de Riacho da Onça — G2</i>	26
3.2.4.3 — <i>Granitóides sintranscorrentes de Conceição — G3</i>	26
3.2.4.4 — <i>Granitóides tardi-pós transcorrentes de Pé de Serra — G</i>	26
3.2.4.5 — <i>Diques básicos de Aroeira</i>	27
Capítulo 4 — Metodologia	29
4.1 — Introdução	29
4.2 — Geoquímica	30
4.3 — Modelos petrogenéticos	30
4.3.1 - Elementos maiores	31

4.3.2 - Elementos traços	35
4.3.2.1 - <i>Fusão parcial</i>	37
4.3.2.2 - <i>Cristalização fracionada</i>	38
4.3.3 - Mistura	40
4.4 — Informações complementares	42
Capítulo 5- Suíte São José do Jacuípe - Geoquímica	45
5.1 — Introdução	45
5.2 — Características geoquímicas da SSJ e dos diques	45
5.2.1 — Elementos maiores	46
5.2.2 — Elementos traços	54
5.2.2.1 — <i>Características gerais</i>	54
5.2.2.2 — <i>Os elementos terras raras (ETR)</i>	54
5.2.2.3 — <i>Os demais elementos traços</i>	56
5.3 — Informações complementares	57
5.4 — Conclusões	60
Capítulo 6- Suíte São José do Jacuípe - Modelos Petrogenéticos	61
6.1 — Introdução	61
6.2 — Processos de fracionamento	62
6.2.1 — O modelo matemático para elementos maiores	66
6.2.1.1 — <i>Fusão parcial do manto</i>	66
6.2.1.2 — <i>Cristalização fracionada</i>	71
6.2.1.3 — <i>Mistura simples</i>	73
6.2.1.4 — <i>Informações complementares</i>	75
6.2.1.5 — <i>Conclusões</i>	77
6.2.2 — O modelo matemático para elementos traços	79
6.2.2.1 — <i>Fusão parcial do manto</i>	79
6.2.2.2 — <i>Cristalização fracionada</i>	83
6.2.2.3 — <i>Assimilação com cristalização fracionada</i>	86
6.2.2.4 — <i>Conclusões</i>	91
6.3 — Conclusões Gerais	91
Capítulo 7- Complexo Caraíba – Geoquímica	95
7.1 — Introdução	95
7.2 - Caracterização geoquímica	95
7.2.1 — Elementos maiores	101
7.2.1.1 — <i>Características gerais</i>	101
7.2.1.2 — <i>Definição das linhagens petrogenéticas</i>	110
7.2.2 — Elementos traços	112
7.2.2.1 — <i>Características gerais</i>	112
7.2.2.2 — <i>Os elementos terras raras (ETR)</i>	113
7.2.2.3 — <i>Os demais elementos traços</i>	116
7.2.3 — Informações complementares	120
7.3 — Conclusões	126
Capítulo 8- Complexo Caraíba – Modelos Petrogenéticos	129
8.1 — Introdução	129
8.2 — Modelos petrogenéticos	132
8.2.1- Características gerais	132
8.2.2 — Ortognaisses NaI	133
8.2.2.1 — <i>Definição do mecanismo petrogenético</i>	133

8.2.2.2 — <i>Cristalização fracionada</i>	134
8.2.2.3 — <i>Cristalização fracionada com assimilação</i>	137
8.2.2.4 — <i>Fusão parcial</i>	139
8.2.2.5 — <i>Conclusões sobre o modelo</i>	143
8.2.3 — <i>Ortognaisses Na₂</i>	144
8.2.4 — <i>Ortognaisses Na₃</i>	144
8.2.4.1 — <i>Definição do mecanismo petrogenético</i>	144
8.2.4.2 — <i>Cristalização fracionada</i>	144
8.2.4.3 — <i>Fusão parcial</i>	148
8.2.4.4 — <i>Conclusões sobre o modelo</i>	152
8.2.5 — <i>NaK-ortognaisses</i>	152
8.2.5.1 — <i>Definição do mecanismo petrogenético</i>	153
8.2.5.2 — <i>Fusão parcial</i>	155
8.2.5.3 — <i>Cristalização fracionada</i>	159
8.2.5.4 — <i>Conclusões sobre o modelo</i>	161
8.2.6 — <i>Granitóides de Cais</i>	163
8.2.6.1 — <i>Definição do mecanismo petrogenético</i>	163
8.2.6.2 — <i>Fusão parcial</i>	164
8.2.6.3 — <i>Cristalização fracionada</i>	166
8.2.6.4 — <i>Conclusões sobre o modelo</i>	168
8.3 — <i>Conclusões</i>	169
Capítulo 9 — Reconstituição geodinâmica	173
9.1 — <i>Considerações Gerais</i>	173
9.2 — <i>Proposta de modelo tectônico</i>	174
9.3 — <i>Conclusões</i>	177
Capítulo 10- Potencial Metalogenético	181
10.1 — <i>Considerações Gerais</i>	181
10.2 — <i>O potencial metalogenético do CMSC, em particular na folha Serrinha</i>	182
Capítulo 11- Conclusões	185
Bibliografia	189
Anexo 1— <i>Métodos Analíticos/ Coeficientes de Partição</i>	
Anexo 2 — Relatórios do Genesis	
Apêndice A — GENESIS – Manual de utilização	

Índice de figuras

Figura 1.1 — Localização da folha SC-24-Y-D, 1:250.000 – Serrinha	3
Figura 2.1 — Cráton do São Francisco e as faixas de dobramentos brasileiras que o delimitam	13
Figura 2.2 — Geologia regional	14
Figura 3.1 — Cinturão móvel Salvador-Curaçá com a localização da folha Serrinha (1:250.000).....	19
Figura 3.2 — Esboço geológico da folha Serrinha	25
Figura 4.1 — Razões entre as massas envolvidas em A: Fusão parcial; B: Cristalização fracionada	33
.....	
Figura 4.2 — Situação dos líquidos produzidos em função da composição dos sólidos	34
Figura 4.3 — Localizações da fase sólida (Cs)	35
Figura 4.4 — Comportamento dos elementos traços durante a FP (A) e CF (B)	41
Figura 5.1 — Mapa geológico esquemático da SSJ	47
Figura 5.2 — Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971)	51
Figura 5.3 — Diagramas de Miyashiro (1975). A: $FeO^*/MgO \times FeO^*$; B: $FeO^*/MgO \times TiO_2$	52
Figura 5.4 — Diagrama de Jensen	52
Figura 5.5 — Diagrama $SiO_2 \times mg\#$	53
Figura 5.6 — A: $MgO \times FeO^*$; B: $Al_2O_3 \times TiO_2$; C: $MgO \times TiO_2$	53
Figura 5.7 — Diagramas de ETR. A: BAM; B: Gabros - SSJ; C: Gabros – Diques	55
Figura 5.8 — Diagramas com elementos traços e maiores. A: $Zr \times Al_2O_3$; B: $Zr \times Sr$	57
Figura 5.9 — Diagrama comparativo entre os espectros de ETR	58
Figura 5.10 — Diagrama $(Al_2O_3/TiO_2) \times (Ti/Zr)$	59
Figura 6.1A — Diagramas de Harker com os elementos maiores nos Gb-SSJ em relação ao manto	64
Figura 6.1B — Diagramas de Harker com os elementos traços nos Gb-SSJ em relação ao manto	65
Figura 6.1C — Diagramas entre elementos incompatíveis x compatíveis	65
Figura 6.2A — Fusões parciais com espinélio residual	67
Figura 6.2B — Fusões parciais com granada residual	70
Figura 6.3 — Cristalização Fracionada	74
Figura 6.4 — A: diagrama $TiO_2 \times Al_2O_3/TiO_2$; B: diagrama $TiO_2 \times CaO/TiO_2$	76
Figura 6.5 — Síntese dos modelos de fusão parcial e de cristalização fracionada com elementos maiores ...	78
Figura 6.6 — Fusão parcial do manto com espinélio residual	81
Figura 6.7 — Fusão parcial do manto com granada residual	81
Figura 6.8 — FP do manto com granada residual. Diagrama de variação com elementos traços	83
Figura 6.9 — Modelos de cristalização fracionada sem apatita	84
Figura 6.10 — CF de um líquido produzido por FP do manto com granada residual.	86
Figura 6.11 — Espectros de ETR produzidos pela Cristalização Fracionada com Assimilação (AFC) de um líquido produzido por FP do manto com granada residual.....	89
Figura 6.12 — Espectros de elementos traços produzidos pela Cristalização Fracionada com Assimilação (AFC) de um líquido produzido por FP do manto com granada residual.....	89
Figura 6.13 — Síntese do modelo de AFC	92
Figura 7.1 — Mapa geológico simplificado com localização das amostras	97
Figura 7.2 — Diagrama $MgO/CaO \times P_2O_5/TiO_2$	98
Figura 7.3 — Diagramas de Harker	98

Figura 7.4 — Diagrama R1R2 com os campos das rochas ígneas	99
Figura 7.5 — Diagrama R1R2 da figura 7.4 ampliado	99
Figura 7.6A — Diagramas de Harker com os ortognaisses Na1 e Na2	107
Figura 7.6B — Diagramas de Harker com o conjunto de ortognaisses Na3	108
Figura 7.6C — Diagramas de Harker com os NaK-ortognaisses e granitóides de Cais	109
Figura 7.7 — Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) com as amostras do Cb	110
Figura 7.8 — Diagrama sílica X álcalis (Lameyre, 1987).....	111
Figura 7.9 — A: diagr. Ab-An-Or (O'Connor, 1965); B: diagr. Al-Qz-Or (Barth & Arth, 1976)	112
Figura 7.10 — Espectros de ETR	114
Figura 7.11 — Diagramas de Harker para os elementos traços	117
Figura 7.12 — Diagramas normalizados por MORB	119
Figura 7.13 — Comparação entre os litótipos do Cb com seus equivalentes na fácies anfíbolito do Complexo Mairi e Santa Luz.....	121
Figura 7.14 — Diagramas comparativos entre os litótipos do Cb e outros terrenos de idade arqueana e adakitos cenozóicos do Chile.....	123
Figura 7.15 — Diagramas discriminantes com elementos traços. A: diagrama $Yb_N \times (La/Yb)_N$; B: diagrama $Y \times (Sr/Y)$	126
Figura 8.1 — Diagrama R1R2 com <i>trends</i> teóricos de fusões parciais e cristalizações fracionadas	132
Figura 8.2 — Ortognaisses Na1. Diagramas de Harker	134
Figura 8.3 — Diagrama elemento incompatível X elemento compatível	135
Figura 8.4 — Modelo de cristalização fracionada dos Na1	138
Figura 8.5 — Modelo de cristalização fracionada com assimilação - AFC (DePaolo, 1981)	139
Figura 8.6 — Síntese dos modelos de fusão parcial (FP) e cristalização fracionada (CF) para os Na1.....	141
Figura 8.7 — Modelo de fusão parcial para produção dos Na1 com elementos traços	143
Figura 8.8 — Ortognaisses Na3. Diagramas de Harker	145
Figura 8.9 — Diagrama elemento incompatível X elemento compatível	145
Figura 8.10 — Modelo de cristalização fracionada para os ortognaisses Na3	148
Figura 8.11 — Síntese dos modelos de fusão parcial e cristalização fracionada dos ortognaisses Na3	149
Figura 8.12 — Modelo de fusão parcial (Shaw, 1970) com elementos traços nos ortognaisses Na3	151
Figura 8.13 ^A — Ortognaisses NaK. Diagramas de Harker e diagrama R1R2 mostrando o <i>trend</i> evolutivo das amostras	154
Figura 8.13 — NaK-ortognaisses. B= Diagramas de Harker com elementos traços; C= Diagrama elem. Incompatível X compatível	155
Figura 8.14 — Modelo de fusão parcial (batch melting) dos Na1 para produzir os NaK. A= espectros de ETR; B= diagrama de variação com todos os elementos traços	158
Figura 8.15 — NaK-ortognaisses. Cristalização fracionada (Reyleigh). A = espectros de ETR; B = diagrama de variação com os elementos traços	161
Figura 8.16 — Síntese dos modelos evolutivos dos NaK-ortognaisses	162
Figura 8.17 — Diagramas de Harker com os granitóides de Cais	165
Figura 8.18 — Granitóides de Cais	166
Figura 8.19 — CF dos granitóides de Cais. A= CF e o envelope dos ETR dos NaK-ortognaisses. B = CF e o envelope dos granitóides de Cais	167
Figura 9.1 — Diagrama com a evolução crustal (ígne) do cinturão Salvador-Curaçá	177
Figura 9.2 — Esboço geológico com o Complexo Caraíba individualizado	178

Índice de tabelas

Tabela 5.1 — Dados químicos da Suíte São José do Jacuípe e dos diques.....	49
Tabela 6.1 — Fusão parcial do manto com espinélio residual	68
Tabela 6.2 — Fusão parcial do manto com granada residual	69
Tabela 6.3 — Cristalização fracionada	73
Tabela 6.4 — Mistura Simples.....	75
Tabela 6.5 — Fusões parciais do manto (Shaw, 1970). Elementos Terras Raras (ETR)	81
Tabela 6.6 — Fusão parcial do manto (Shaw, 1970) com granada residual. Elementos Traços	82
Tabela 6.7 — Cristalização fracionada (Rayleigh). ETR e Elementos Traços	85
Tabela 6.8 — Cristalização fracionada com assimilação (AFC). ETR e Elementos Traços	88
Tabela 7.1 — Dados químicos do Complexo Caraíba	102
Tabela 7.2 — Complexo Caraíba – normas CIPW	105
Tabela 7.3 — Parâmetros estatísticos dos ortognaisses do Complexo Caraíba	106
Tabela 8.1 — Na1. Cristalização fracionada com elementos maiores	135
Tabela 8.2 — Na1. Cristalização fracionada (Rayleigh) com ETR e demais elementos traços	137
Tabela 8.3 — Na1. Cristalização fracionada com assimilação (AFC). ETR e demais elementos traços.....	138
Tabela 8.4 — Na1. Fusão parcial com elementos maiores	140
Tabela 8.5 — Na1. Fusão parcial modal em equilíbrio (Shaw, 1970). ETR e demais elementos traços.....	142
Tabela 8.6 — Na3. Cristalização fracionada com elementos maiores	146
Tabela 8.7— Na3. Modelo de cristalização fracionada (Rayleigh) com ETR e demais elementos traços ...	147
Tabela 8.8 — Na3. Fusão Parcial com elementos maiores	150
Tabela 8.9 — Na3. Fusão parcial modal em equilíbrio (Shaw, 1970) .ETR e demais elementos traços	151
Tabela 8.10 — NaK. Modelo de fusão parcial dos ortognaisses Na1 com elementos maiores.	156
Tabela 8.11 — NaK. Fusão parcial em equilíbrio (<i>batch melting</i>). ETR e demais elementos traços	157
Tabela 8.12 — NaK. Modelo de cristalização fracionada com elementos maiores.	159
Tabela 8.13 — NaK. Modelo de cristalização fracionada com ETR e demais elementos traços	160

INTRODUÇÃO

1.1 — Considerações Gerais

A área de trabalho, localizada no NE baiano — com clima semi-árido e relevo plano a suavemente ondulado — é representada pelo segmento do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá (Mascarenhas, 1979; Santos & Dalton de Souza, 1985), ou simplesmente **CMSC**, inserido na folha SC.24-Y-D (Serrinha) 1:250.000 (fig. 1.1). As unidades litológicas mais importantes são as seguintes: Suíte São José do Jacuípe, Complexo Caraíba e uma seqüência metavulcano - sedimentar denominada Complexo Ipirá, que serão consideradas em detalhe no capítulo 3. Todas estão polideformadas e reequilibradas na fácies granulito/anfibolito alto.

A **Suíte São José do Jacuípe (SSJ)**, localizada numa faixa de terreno próxima do limite oeste do CMSC, é composta por rochas máficas e ultramáficas. Tais rochas afloram de forma muito descontínua, em geral como pequenos blocos arredondados, exibindo variado grau de intemperismo. As relações com as demais unidades do cinturão, a litologia constituinte e suas características geoquímicas, levaram a suposição de que a SSJ representaria um fragmento de fundo oceânico (Melo, 1991; Teixeira & Melo, 1992). Embora seja considerada por Melo (1991), como de idade arqueana, não existe nenhuma datação realizada sobre ela.

O **Complexo Caraíba** (Figueiredo, 1981) (**Cb**) — a principal unidade litológica presente no CMSC — é composto por ortognaisses tonalíticos, granodioríticos, trondhjemiticos, quartzo-monzoníticos e outros. Nos locais onde ocorreu fusão parcial, existem estruturas migmatíticas, onde as fases paleossomáticas são envolvidas por leucossomas de composição potássica.

Teixeira & Melo (1990) através do quimismo dos termos sódicos e das características geológicas do Complexo Caraíba, concluíram que o conjunto tem características semelhantes àquelas das suítes ígneas de composição TTG (tonalito-trondhjemitico-granodiorito) presentes nos escudos arqueanos de outras regiões do globo, aqui metamorfizados na fácies granulito. Aqueles autores sugerem que o Complexo Caraíba represente, pelo menos em parte, uma crosta continental juvenil, gerada a partir da fusão de uma crosta oceânica anfibolitizada, num mecanismo análogo aos processos de subducção oceânica. Admitem, contudo, que parte das amostras analisadas possa pertencer a uma seqüência calcioalcalina normal, e ter uma origem diferente.

Análises isotópicas (Pb/Pb) realizadas recentemente em zircões ígneos do Complexo Caraíba, revelaram idade de 2101 ± 11 Ma (Sabaté *et al.*, 1994).

1.2 — Justificativas

O Serviço Geológico do Brasil (**CPRM**), entidade federal à qual estou ligado, está desenvolvendo um novo produto intitulado **Mapas Metalogenéticos ao Milionésimo**, que inclui basicamente levantamentos de campo e a integração entre trabalhos anteriores e os que estão sendo concluídos. Uma das primeiras folhas que serão executadas é a SC-24, Aracaju, na qual está incluída a área da pesquisa. Assim, a CPRM tem especial interesse nos subsídios que este trabalho possa fornecer ao mapeamento em foco e por isso formalizou seu apoio através da minha liberação para preparar o doutorado.

Por seu caráter regional, o trabalho executado pela CPRM, denominado Projeto Gavião-Serrinha, que caracterizou a Suíte São José e o Complexo Caraíba (Melo, 1991; Loureiro, 1991; Pereira, 1992; Sampaio, 1992) é sumário e carente de informações mais precisas, como por exemplo, análises isotópicas e, portanto, suas conclusões são preliminares. Todavia ele melhorou muito o conhecimento da área e mostrou que o entendimento da natureza dessas duas unidades é fundamental para o conhecimento do CMSC.

Muitas questões podem ser levantadas. Para tentar respondê-las, é justificável a realização de um trabalho mais aprofundado, num momento bastante propício, em que muitas interpretações e muitos estudos são desenvolvidos sobre diversas unidades geológicas da região, as quais, de alguma forma, estão relacionadas à evolução do CMSC (por exemplo: Sabaté *et al.*, 1990; Silva, 1990; Mascarenhas & Silva, 1994).

1.3 — Objetivos

O presente trabalho procurou, através dos dados químicos disponíveis, aprofundar mais o entendimento da Suíte São José do Jacuípe e do Complexo Caraíba, e buscar uma forma que permitisse aumentar o detalhamento das unidades mapeadas, a partir da qual será possível a execução de trabalhos mais bem definidos quanto à geologia. O aspecto do Cb, tanto em afloramento quanto macroscópico, é quase sempre igual, seja qual for a composição litológica, dificultando qualquer tipo de amostragem e por conseqüência a individualização das unidades magmáticas. Este trabalho representa então a primeira tentativa de individualizar os magmatismos félsicos constituintes do Complexo Caraíba, e definir a natureza da Suíte São José do Jacuípe em função do quimismo exibido. Através de modelos petrogenéticos mostra a coerência das idéias abordadas.

A linha de raciocínio do trabalho foi desenvolvida através da procura de respostas para uma série de questões, abaixo enumeradas.



Figura 1.1 — Localização da folha SC-24-Y-D, 1:250.000 - Serrinha

1 — Sobre a origem do Complexo Caraíba

Sabe-se que: Os termos deste complexo têm composições químicas características de tonalitos, trondhjemitos e granodioritos semelhantes as dos TTG arqueanos conhecidos em várias partes do mundo (Jahn, 1977; Collerson & Bridgwater, 1979; Anhaeusser & Robb, 1980; Jahn *et al.*, 1981, 1984; Martin, 1985, 1987a, 1994, entre outros). No entanto uma parte não negligenciável dessas rochas, apresenta teores mais elevados de K_2O , mais compatíveis com um *trend* calcioalcalino normal, que sugerem, ora fontes distintas das

dos TTG arqueanos, com implicações nas condições termodinâmicas do período transicional entre Arqueano e Paleoproterozóico; ora processos de reciclagem de uma crosta continental mais antiga. Por outro lado a maioria dos termos félsicos aflorantes, sobretudo no segmento oeste do CMSC, exibem uma acentuada tendência sódica.

Questiona-se: A variação no quimismo observada pode ser explicada por alguma das hipóteses abaixo?

(i) — Zoneamento plutônico. Os plutões foram colocados num ambiente tectônico que provocou uma variação composicional, como, por exemplo, arco de ilha ou margem continental ativa. Nestes ambientes existe uma variação química desde termos tonalíticos, junto a zona de subducção, até termos alcalinos nas zonas mais afastadas, em direção ao continente.

(ii) — Diferença de fontes. Plutonitos sódicos, originados da fusão parcial de basalto anfibolitizado, a granada ou não, de eclogitos, granulito básico, etc., estão colocados junto a outros mais potássicos, compatíveis com a série calcioalcalina normal, gerados a partir da fusão parcial de um manto metassomatizado.

(iii) — Diferença de idade. Intervenção de reciclagem, através de processos magmáticos, de crosta continental anterior.

(iv) — Atuação de processos metassomáticos e/ou hidrotermais. Processos metassomáticos intensos atuaram sobre uma crosta originalmente tonalítica, a partir das zonas de cisalhamento que são muito frequentes no Cb.

2 — *Sobre a origem da Suíte São José do Jacuípe*

Sabe-se que: Esta suíte é constituída por dois tipos litológicos distintos que são um conjunto de rochas básicas de natureza basáltica toleítica, de composição pouco variável e um conjunto ultramáfico de aparência cumulática, representada por piroxenitos ricos em Cr e Ni. Todo o conjunto é pobre em K_2O e os "basaltos" têm composições semelhantes as dos MORB transicionais recentes, aparentemente sem contaminação crustal.

Questiona-se: A zonalidade composicional magmática observada é produto de algum dos processos abaixo relacionados?

(i) — Variação da fonte, que pode ser caracterizada pela ocorrência de várias fusões parciais de uma mesma fonte, como por exemplo, um segmento do manto; ou por fusões parciais de diferentes segmentos mantélicos em resposta a diferentes situações de P e T.

(ii) — Ambiente tectônico: a zonalidade observada é compatível com magmatismo oceânico arqueano ou paleoproterozóico. Alternativamente, os termos ultramáficos e máficos mais diferenciados mostram mais coerência com produtos de cristalização fracionada em uma intrusão estratificada.

(iii) — A SSJ realmente não apresenta contaminação crustal, ou a contaminação permaneceu dentro de níveis não detectáveis através dos elementos maiores e traços analisados? A contaminação crustal não seria melhor caracterizada à partir de dados isotópicos?

3 — *Sobre as relações genéticas entre os plutonitos do Cb e os termos máficos/ultramáficos da SSJ*

Sabe-se que: Os contatos traçados nos mapas geológicos da área (Melo, 1991; Melo *et al.*, 1995) foram definidos pela presença de solos característicos (a SSJ dá origem a uma solo argiloso de cor castanha escura, avermelhada, que contrasta com os demais solos produzidos pelas litologias adjacentes) e pela presença de fragmentos de rocha em superfície e interpretação fotogeológica, pois não são observadas relações de contato com as unidades vizinhas.

Questiona-se: O Complexo Caraíba contém em vários locais, enclaves máficos. Estes enclaves são correlacionáveis a Suíte São José? A resposta afirmativa define a relação temporal entre as unidades, sendo então o Complexo Caraíba mais jovem que a Suíte São José.

Caso a Suíte São José seja caracterizada como mais antiga que o Complexo Caraíba, a fusão parcial daquela poderia dar origem aos líquidos formadores do plutonismo deste?

4 — *Sobre o potencial metalogenético*

Sabe-se que: Em geral os terrenos granulíticos são tidos como pouco favoráveis a presença de mineralizações, e que se houvesse algum depósito mineral, ele seria mobilizado durante as fases de forte deformação e metamorfismo. Porém, como enfatiza Katz (1988), a relativa escassez de depósitos minerais neste tipo de terreno se prende, na verdade, a uma exposição em geral pobre e a complexidade estrutural, estratigráfica e metamórfica presente. Lembra ainda que muitos depósitos no fácies granulito se encontram também em associações litológicas que são comuns em depósitos não metamorfizados ou de baixo grau de terrenos granito-*greenstone* do Pré-cambriano Inferior.

No próprio CMSC, em sua parte norte, existem duas importantes concentrações minerais econômicas. A jazida de Cu de Caraíba, no município de Jaguarari (Lindenmayer, 1981; Hasui *et al.*, 1982), em litologia máfica/ultramáfica semelhante a Suíte São José e de Cr no vale do Jacurici no NE do Cinturão (Barbosa de Deus *et al.*, 1986).

Questiona-se: Como será possível, definir a presença de novas jazidas dos tipos acima citados, sobretudo na Suíte São José ?

A forma como ocorreu a concentração de sulfetos na Mina Caraíba, é compatível com os processos de formação da Suíte São José ?

Caso tenha havido metassomatismo e hidrotermalismo intenso no Complexo Caraíba, haveria possibilidade de ter ocorrido a concentração de algum bem mineral?

5 — Sobre a influência do metamorfismo na composição química original das unidades estudadas

Sabe-se que: O metamorfismo de fácies granulítico, como já foi comprovado em outros cinturões metamórficos de alto grau (p. ex.: Condie & Allen, 1984) e também no CMSC (Teixeira, 1991a) tem caráter isoquímico, isto é, o sistema pode ser considerado fechado, havendo apenas um reequilíbrio mineralógico, geralmente associado com a introdução de CO₂ e a extração de H₂O.

Questiona-se: A mineralogia atual permite definir a mineralogia ígnea?

Existem evidências de processos de fusão parcial, ou hidrotermalismo, posteriores ao pico térmico do metamorfismo?

Quais tipos de concentrações minerais não seriam destruídas por um metamorfismo nas condições de fácies granulito?

1.4 — Metodologia

Para atingir os objetivos formulados acima, foram utilizados os dados analíticos oriundos tanto do Projeto Gavião Serrinha, quanto análises executadas em amostras coletadas durante o trabalho de tese. Através do quimismo das unidades foram definidas suas linhagens e demais características pertinentes, bem como feitas comparações com outras unidades semelhantes e melhor conhecidas de outras partes do globo.

Para definir a gênese das unidades foram utilizadas, extensivamente, formulações matemáticas através de modelos petrogenéticos, caracterizados em detalhes no capítulo 4. Como o processo de modelamento petrogenético é fastidioso e repetitivo, as vezes envolvendo cálculos matemáticos complexos, é necessária a utilização de programas específicos em computador. Como desconhecia a existência de programas que englobassem uma quantidade razoável de modelos e também que funcionassem de forma ágil, para a execução dos modelos desta tese, foi elaborado um aplicativo para ambiente Windows que contém as formulações principais e mais utilizadas. Todos algoritmos foram elaborados pelo autor da tese, com exceção da rotina de cálculo de regres-

são, que foi modificada de Stormer Jr & Nicholls, 1978. O programa foi chamado de GENESIS (de petroGENESIS) cujo manual de instruções compõe o apêndice A. O disquete de instalação pode ser solicitado ao autor.

1.5 — Trabalhos anteriores

Os trabalhos geológicos sobre o CMSC remontam a década de 60, sobretudo em sua parte norte, motivados pela presença da mina de Cu de Caraíba e de outras ocorrências cupríferas no vale do Curaçá. Entre eles podem ser citados Delgado & Dalton de Souza, 1975; Figueiredo, 1981; Figueiredo, 1982; Jardim de Sá *et al.*, 1982.

A parte centro-sul do cinturão, onde esta localizada a folha Serrinha tem sido privilegiada com levantamentos de caráter regional (Seixas *et al.*, 1975; Seixas *et al.*, 1980; Rangel *et al.*, 1988; Silva & Soares, no prelo) e integrações com atualização de trabalhos anteriores (Arcanjo & Dalton de Souza, 1984; Santos & Dalton de Souza, 1985; Figueiredo, 1989; Figueiredo & Barbosa, 1993).

O Projeto Gavião-Serrinha, composto por quatro folhas em escala 1:100.000 (Melo, 1991; Loureiro, 1991; Pereira, 1992; Sampaio, 1992) é o trabalho de mapeamento regional mais recente na área e foi utilizado na reintegração dos dados geológicos da folha Serrinha 1:250.000 (Melo *et al.*, 1995). Este último foi utilizado como base geológica da presente tese.

Existem trabalhos desenvolvidos em áreas mais específicas como os de Oliveira (1976), sobre rochas calcissilicáticas, Mesquita (1980) sobre os granulitos de Tanquinho, Moraes *et al.* (1995), sobre a SSJ, na região de Ipirá e Argolo *et al.* (1996) junto ao Complexo Santa Luz.

O CMSC foi afetado por intenso magmatismo ácido que causou muitas intrusões de granitóides caracterizados por Sabaté *et al.*, 1987, McReath & Sabaté, 1987, Santos-Pinto, 1992 e Teixeira & Sabaté, 1994. Importantes também são as inúmeras manifestações intrusivas alcalinas, no CMSC ou próximas ao seu limite, caracterizadas em uma extensa relação de trabalhos realizados pelo professor Herbet Conceição da UFBA e seus orientandos (Conceição, 1990; Conceição, 1992; Conceição, 1993; Conceição, 1994; Conceição *et al.*, 1993; Conceição *et al.*, 1995; Rosa & Conceição, 1993; Rosa, 1994; Otero & Conceição, 1996, entre outros).

Alguns trabalhos foram efetuados fora do âmbito do CMSC, porém suas conclusões implicam de alguma forma, na evolução do mesmo. Entre esses podem ser citados Sabaté *et al.*, 1990; Cuney *et al.*, 1990; Silva, 1990 e 1992; Mascarenhas & Silva, 1994.

GEOLOGIA REGIONAL

2.1 — Introdução

A área do presente trabalho está contida no cráton do São Francisco (Almeida, 1967; Almeida *et al.*, 1977), que se constitui num dos mais significativos remanescentes da crosta continental arqueira/paleoproterozóica da América do Sul. Seus limites são estabelecidos através das faixas de dobramentos de idade brasileira denominadas: Sergipana, Riacho do Pontal, Rio Preto, Brasília, Ribeira e Araçuaí (fig. 2.1). Pode ser compartimentado em dois conjuntos litológicos distintos: (i) as coberturas plataformais dobradas dos supergrupos São Francisco e Espinhaço estabelecidas a partir do Mesoproterozóico; (ii) embasamento, constituído por três tipos de terrenos característicos:

- Seqüências supracrustais metamorfizadas, da fácies xisto verde até anfíbolito alto, correspondentes aos cinturões vulcano-sedimentares, que podem ser assemelhados aos *greenstone belts*.

- Terrenos de médio grau metamórfico constituídos, em sua maioria, por complexos gnáissicos/migmatíticos estreitamente associados aos *greenstone belts* com os quais compõem os terrenos denominados granito-*greenstone*.

- Terrenos de alto grau, constituem extensos cinturões móveis, metamorfizados desde a fácies anfíbolito até a fácies granulito, instalados entre os blocos crustais compostos pelos terrenos granito-*greenstone*.

Os dados geocronológicos disponíveis (Marinho *et al.*, 1979, 1980; Brito Neves *et al.*, 1980; Cordani *et al.*, 1985; Mascarenhas & Garcia, 1987; Gaal *et al.*, 1987; Davison *et al.*, 1988; Sabaté *et al.*, 1990, 1994; Melo, 1991; Alibert & Barbosa, 1992; Nutman & Cordani, 1992; Barbosa *et al.* 1992a, b; Barbosa, 1993; Figueiroa & Santos, 1993; Martin *et al.*, 1993, entre outros) caracterizam uma sucessão de eventos ígneos que se desenvolveu entre 3,5 Ga e 1,9 Ga.

2.2 — Compartimentação geológica do cráton

As rochas consideradas como o embasamento do cráton, constituem mais de 50% do substrato litológico do estado da Bahia (Barbosa & Dominguez, 1995) e seus principais componentes são os seguintes (fig. 2.2), de acordo com a subdivisão adotada acima.

2.2.1 — Seqüências supracrustais

As seqüências supracrustais constituem faixas de terrenos em geral metamorfizadas na fácies xisto verde, podendo chegar até a fácies anfíbolito. Em algumas destas faixas foram mapeadas litologias de provável derivação vulcânica, sendo possível então que constituam seqüências do tipo *greenstone belt*, como por exemplo os Complexos Ibitira-Brumado e Bate-Pé (Silva, 1996). Outras foram caracterizadas como bacias de origem puramente sedimentar, como por exemplo, as seqüências de Urandi-Licínio de Almeida e Boquira (Rocha, 1985). Exemplos importantes de seqüências com características de *greenstone belts* são os complexos de Rio Capim que é comparável ao *greenstone belt* de Itapicuru (Schrank & Silva, 1993), de Rio Salitre (Dalton de Souza *et al.*, 1979; Dalton de Souza & Teixeira, 1981; Angelim *et al.*, 1993), de Contendas-Mirante (Marinho, *et al.*, 1978; Cunha, *et al.*, 1981, Marinho, 1991) e Mundo Novo (Mascarenhas & Silva, 1994).

As seqüências supracrustais ocorrem associadas aos conjuntos litológicos de médio grau metamórfico. Na figura 2.2 estão individualizadas as principais ocorrências, algumas merecendo destaque.

O *greenstone belt* de Itapicuru (Kishida, 1979; Kishida & Riccio, 1980; Silva, 1984 e 1992), desenvolvido sobre o bloco crustal de Serrinha, constitui o único exemplo comprovado de seqüência deste tipo no estado da Bahia (Melo, 1991). Os vulcanitos, desde termos máficos toleíticos até os termos félsicos calcioalcalinos, estão bem preservados, todavia a seqüência komatiítica comum em outros *greenstones*, aqui não é evidente. Contém importantes mineralizações de Au, atualmente em exploração.

Dados isotópicos obtidos sobre rochas vulcânicas félsicas (Neves *et al.*, 1980; Gaal *et al.*, 1987) indicaram idades em torno de 2,0 Ga.

O *greenstone* de Mundo Novo (Mascarenhas & Silva, 1994) está inserido no bloco Mairi (Barbosa *et al.*, 1995) a leste e SE da serra de Jacobina. Representa na realidade uma redefinição das seqüências vulcano-sedimentares que constituem os complexos Itapicuru e Saúde (Couto *et al.*, 1978), e Mundo Novo (Loureiro, 1991).

O cinturão de Contendas-Mirante (Marinho *et al.*, 1979 e 1980) é constituído por duas unidades: uma basal composta por rochas vulcânicas básicas/intermediárias associadas a sedimentos detríticos e químicos e outra superior constituída por rochas detríticas. O início da abertura desta bacia foi marcado pela extrusão de basaltos continentais datados a 3,3 Ga (método Sm-Nd) (Marinho, 1991).

O grupo Jacobina, é constituído por uma seqüência metassedimentar constituída por sedimentos detríticos depositados, segundo Santos & Dalton de Souza (1985), em uma bacia intracratônica eoproterozoica.

zóica. Ledru *et al.* (1993) consideram, entretanto, que represente uma bacia de *foreland* de idade paleoproterozóica. Alguns corpos ultramáficos estão intercalados no seu edifício tectônico, sendo o mais importante, o corpo de Campo Formoso, mineralizado em cromita.

Sabaté (1993) sugere a existência de um lineamento tectônico que uniria os cinturões de Contendas e Jacobina (lineamento Contendas-Jacobina), cujo significado seria a ocorrência de uma colisão continente-continente de idade transamazônica. O lineamento está marcado por uma série de intrusões graníticas peraluminosas exibindo vários graus de diferenciação (Cuney *et al.*, 1990), algumas relacionadas a mineralizações de esmeralda, como o de Carnaíba, no município de Pindobaçu (Rudowski, 1989).

2.2.2 — Terrenos de médio grau

Os terrenos de médio grau constituem os blocos crustais que foram interpretados como o embasamento das bacias e cinturões de baixo grau vistos no item anterior. Estão presentes ao longo dos dois compartimentos que constituem o cráton do São Francisco norte:

. No extenso compartimento oeste foram individualizados os blocos de Gavião, de Paramirim e de Guanambi-Correntina, compostos predominantemente por tonalitos-granodioritos-granitos gnaissificados e migmatizados na fácies anfíbolito. No bloco Gavião ocorrem, gnaisses paraderivados associados aos protólitos ígneos (Barbosa, 1995). As idades destes blocos ainda não estão bem definidas, porém admite-se que tenham sido gerados no Arqueano pois inúmeros granitóides da região foram datados entre 2,7 e 2,9 Ga.

No bloco Gavião existem restos crustais antigos, de composição TTG (tonalito-trondhjemitogranodiorito), nos maciços de Boa Vista/Mata Verde e Sete Voltas, entre outros, cujas idade definida por vários métodos radiométricos (Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb e U-Pb em zircões com a SHRIMP) estão entre 3,1 e 3,5 Ga consideradas como as mais antigas do cráton (Cordani *et al.*, 1985; Sabaté *et al.*, 1990, Nutman & Cordani, 1992) ou até mesmo do Brasil ou América do Sul (Martin *et al.*, 1991). No bloco Gavião também estão os registros de importantes eventos de reciclagem de uma crosta continental antiga ($3,2 \pm 0,01$ Ga definido por Pb/Pb em zircões) com geração de granitos crustais, sobretudo durante o Transamazônico (Santos-Pinto, 1996).

A área de trabalho da presente tese está inserida no compartimento geotectônico leste da Bahia. Este compartimento é constituído por três grandes domínios dispostos paralelamente, de forma grosseiramente N-S, denominados de bloco Mairi (a oeste), bloco Serrinha (a leste) e cinturão de alto grau Salvador-Curaçá (entre os dois blocos crustais).

O bloco Mairi é constituído por rochas tonalíticas, granodioríticas e graníticas gnaissificadas e migmatizadas, contendo subordinadamente corpos de rochas máficas/ultramáficas. Todo o conjunto está polideformado e reequilibrado na fácies anfíbolito. Poucas datações existem sobre os litótipos desta unidade: uma datação Rb-Sr forneceu idade entre 2,5 Ga e 3,0 Ga (Sato, 1986; Melo, 1991).

O bloco crustal de Serrinha é composto por litologias análogas às do bloco Mairi e também estão polideformadas e reequilibradas na fácies anfíbolito. Os dados isotópicos disponíveis sugerem que o principal período de formação crustal foi entre 3,1 e 3,0 Ga. Entre 2,7 e 2,1 Ga ocorreram deformações, metamorfismo e retrabalhamento crustal (Mascarenhas & Garcia, 1987; Leal, 1992). No bloco Uauá, dados preliminares (Oliveira *et al.*, 1996) dão conta de idades entre 3,2 e 3,7 Ga, colocando esta área, juntamente com Sete Voltas, entre as mais antigas do continente sul-americano.

2.2.3 — Terrenos de alto grau

Os terrenos de alto grau constituem extensos cinturões polideformados, compostos de rochas na fácies granulito, sobretudo charnoquitos e enderbitos com granulitos máficos subordinados. São freqüentes ainda restos de seqüências vulcano-sedimentares metamorfizadas também na fácies granulito.

Na Bahia têm grande expressão numa extensa faixa grosseiramente colocada entre os paralelos 39 e 40° W, que vai desde o meridiano de Canavieiras, a sul, até o rio São Francisco, a norte (fig. 2.2). Na altura do meridiano de Salvador ocorre uma bifurcação e um ramo segue o litoral, na direção do estado de Sergipe. No segmento principal são distinguidos de sul para norte as seguintes unidades: cinturão de Itabuna (Figueiredo, 1989; Figueiredo & Barbosa, 1993; Barbosa, 1995); bloco de Jequié, equivalente ao Complexo Jequié (Cordani, 1973) e domínio Jequié-Mutuípe (Barbosa, 1986) e cinturão móvel Salvador-Curaçá (CMSC).

No cinturão de Itabuna, Barbosa (1986) definiu, através do quimismo das rochas ígneas presentes (na fácies granulito), uma seqüência análoga às associações presentes nos arcos de ilhas modernos. A seqüência de rochas de composições toleíticas, calcioalcalinas e shoshoníticas sugerem a presença de um sistema de subducção atuante antes que ocorressem as deformações e o metamorfismo de fácies granulito. Todavia a definição quanto à natureza vulcânica ou plutônica dos protólitos é muito difícil em virtude da forte deformação e recristalização a que foram submetidas (Barbosa, 1995). Para a formação do edifício magmático do cinturão Itabuna é admitida uma idade entre 2,6 e 2,5 Ga enquanto as deformações e metamorfismo são atribuídas ao transamazônico, mais recentes que 2,4 Ga (Barbosa, 1995).

O bloco Jequié é constituído por rochas ortoderivadas (granulitos básicos e granulitos ácidos de composição granito-granodiorito), contendo intercalações tectônicas de supracrustais (kinzigitos, rochas calcissilicáticas, quartzitos granatíferos) que Barbosa (1995), considerou as litologias mais antigas deste bloco como equivalentes de alto grau das litologias presentes nos blocos Gavião e Paramirim. Estas litologias mais antigas sofreram intrusões calcioalcalinas e alcalinas com idades entre 2,7 e 2,8 Ga, colocadas durante o pico do metamorfismo granulítico, no ciclo geotectônico Jequié.

O CMSC representa um vasto prisma de acrescimento crustal inserido entre o lineamento colisional Contendas-Jacobina e bloco Mairi, a oeste, o bloco granulítico de Jequié, a sul, e o bloco Serrinha, a leste. Este terreno, soerguido durante a tectogênese transamazônica, é composto por rochas que marcam a transição Arqueano/Paleoproterozóico (fig. 2.2 e 3.1). Foi caracterizado como um cinturão de cisalhamento dúctil, sinistral, desenvolvido na zona axial de uma estrutura simétrica em flor, produto final da colisão oblíqua entre os segmentos crustais de Mairi e Serrinha (Padilha & Melo, 1991).

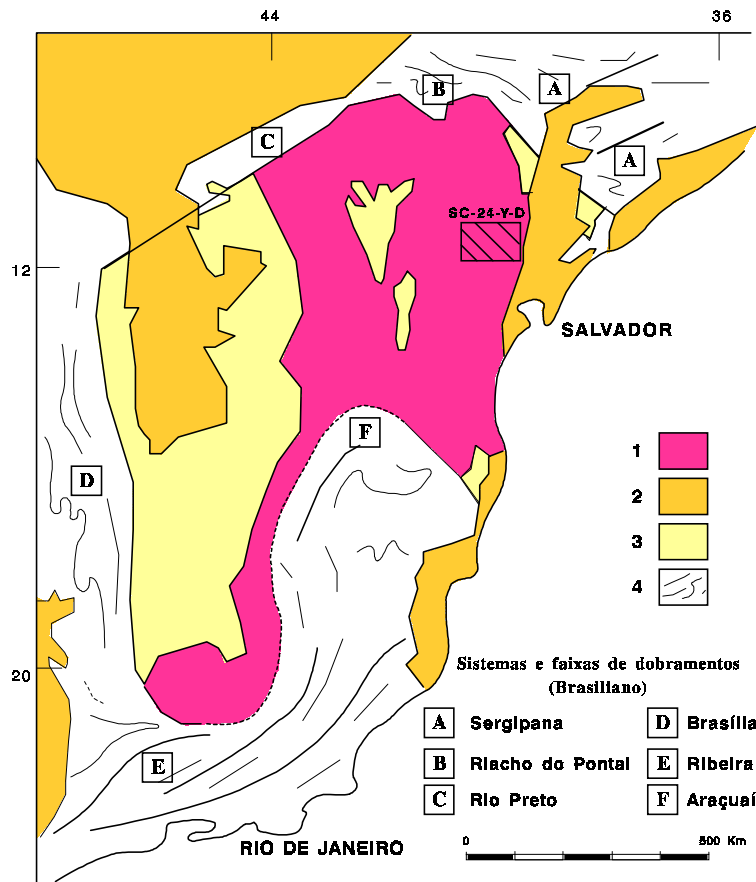


Figura 2.1 — Cráton do São Francisco e as faixas de dobramentos brasileiras que o delimitam (modificado de DNPM, 1984, *apud* Melo, 1991). Convenções: 1 - cráton do São Francisco; 2 - coberturas fanerozóicas; 3 - coberturas sedimentares brasileiras e pré-brasilianas; 4 - regiões e faixas de dobramentos brasileiros.

O segmento centro-sul do CMSC, inserido na folha Serrinha 1:250.000, é a área onde o trabalho ora proposto será desenvolvido é composto por rochas polideformadas, na fácies granulito/anfibolito alto, agrupada por Barbosa (1995) em três unidades: Complexo Caraíba (Cb) (Figueiredo, 1982), Complexo São José do Jacuípe, chamado anteriormente por Melo (1991) de Suíte São José do Jacuípe (SSJ) e Complexo Ipirá (Melo, 1991).

O Complexo Caraíba é composto por rochas ortoderivadas de natureza predominantemente tonalítica/granodioríticas que predominam no cinturão. A Suíte São José do Jacuípe é constituída por rochas básicas/ultrabásicas de natureza toleítica que ocorrem junto ao limite oeste do cinturão com o bloco Mairi. O Complexo Ipirá é constituído por uma seqüência de rochas supracrustais de sedimentação plataformal, cujos principais componentes são rochas calcissilicáticas, gnaisses aluminosos (kinzigitos), quartzitos e formações ferríferas.

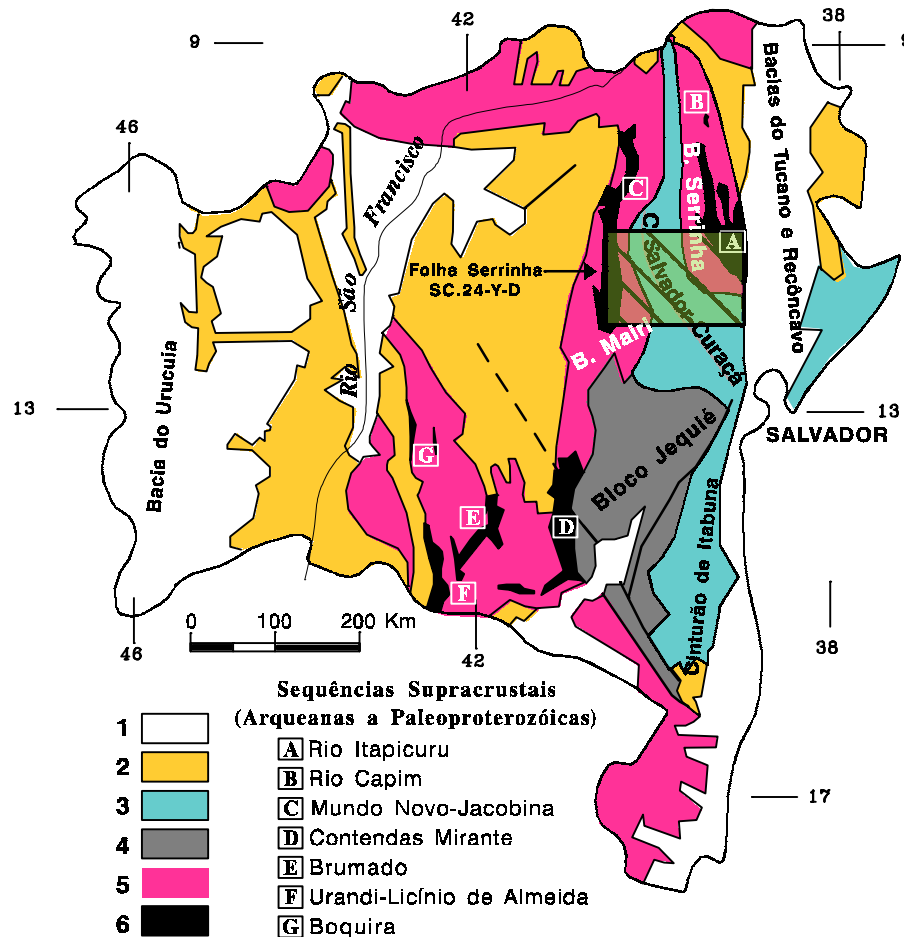


Figura 2.2 — Geologia regional (baseado em Mascarenhas, 1979). Convenções: 1 - coberturas fanerozóicas; 2 - coberturas brasileiras e pré-brasileiras; 3 - cinturões móveis arqueanos/paleoproterozóicos; 4 - Complexo granulítico de Jequié; 5 - terrenos de médio grau (complexos gnáissicos-migmatíticos arqueanos); 6 - complexos supracrustais arqueanos/paleoproterozóicos (*greenstone* e coberturas plataformais).

O CMSC está pouco caracterizado em termos isotópicos. As datações disponíveis colocam-no no ciclo Transamazônico, com idades pelo método Rb/Sr entre 2350 Ma, $I_{Sr} = 0,7026$ (Pereira, 1992) e 2101 ± 11 Ma por Pb-evaporação (Sabaté *et al.*, 1994). Rochas sieníticas colocadas em corredores transcorrentes tardios como Itiúba (Conceição, 1990) e Santanópolis (Conceição, 1994) foram datadas a 2,1 e 2,08 Ga (Rb/Sr). As intrusões monzoníticas de Pé de Serra (Melo, 1991; Santos-Pinto, 1992) foram datadas por Rb/Sr a 1,9 Ga, $I_{Sr} = 0,7066$ e erro não indicado (Melo, 1991).

2.3 — Notas sobre a tectônica e a estruturação regional do CMSC

Como dito na introdução deste trabalho, o CMSC, constitui uma ampla faixa de terreno de idade transamazônica, localizada na parte nordeste do cráton do São Francisco (Ba). Caracterizado como um cinturão de cisalhamento dúctil, sinistral, desenvolvido na zona axial de uma estrutura simétrica em flor, é o produto final da colisão oblíqua entre os segmentos crustais de Mairi e Serrinha (Padilha & Melo, 1991), que ocorreu no Paleoproterozóico.

Dentro da dinâmica evolutiva do CMSC, foram caracterizadas por Melo (1991) cinco fases/eventos deformacionais progressivos e que não ocorreram simultaneamente ao longo de todo o cinturão de colisional. Duas fases tangenciais provocaram as deformações relacionadas aos eventos iniciais da colisão continental oblíqua entre os blocos Serrinha e Mairi. Produziram falhas dúcteis contracionais de baixo ângulo e transposição das estruturas sedimentares e ígneas primitivas. A interferência dos dois eventos tangenciais identificados, produziram figuras de interferência do tipo laço, *boumerang* ou de domo e bacia.

A estas fases estão relacionadas à formação do cinturão de *nappes* e interdigitação de escamas crustais e subcrustais. O metamorfismo granulítico também foi interpretado como atuante durante o segundo evento tangencial.

Após os eventos das fases tangenciais atuaram mais três eventos ligados as fases transcorrentes, que dão origem a um extenso cinturão de cisalhamento simples, dúctil, de alto ângulo, e de direção meridiana representado pela zona axial do CMSC. Estes eventos produziram a estrutura em flor interpretada por Padilha & Melo (1991).

GEOLOGIA LOCAL

3.1 — Introdução

Informalmente pode-se agrupar as litologias presentes na área da tese em dois grandes conjuntos: (i) embasamento, constituído pela Suíte máfica/ultramáfica São José do Jacuípe (SSJ), tonalitos e granodioritos do Complexo Caraíba (Cb) e metassedimentos/metavulcânicas do Complexo Ipirá (Ip); e (ii) Rochas intrusivas no embasamento, representadas por magmatismo ácido, que produziu quatro gerações de granitóides, associados por Melo (1991) aos principais eventos/fases deformacionais que modelaram o edifício tectônico do CMSC (fig. 3.1).

De forma mais restrita e localizada na região oeste do cinturão, junto ao limite do mesmo com o bloco Mairi, ocorre um importante magmatismo intrusivo máfico, denominado diques de São José do Jacuípe por Gomes *et al.* (1993), anteriormente citados por Gava *et al.* (1983) próximos ao povoado de Aroeira, a oeste de Capela do Alto Alegre.

3.2 — Descrição das unidades

3.2.1 — Suíte São José do Jacuípe (SSJ)

A SSJ se estende paralelamente ao limite oeste do CMSC, com direção meridiana desde as imediações da cidade de Pintadas, a sul, até a região a NE de Capim Grosso, a norte, numa faixa de terreno descontínua, com largura variável entre alguns e mais de 10 Km. Sua presença também é importante na folha Rui Barbosa (Silva & Morais, 1994; Barbosa & Dominguez, 1996), a sul da folha Serrinha.

Os seus afloramentos são pequenos e quase sempre muito alterados. A forma mais prática para verificar a sua continuidade é através do solo argiloso, vermelho escuro, típico. O afloramento mais expressivo está na margem direita do Rio Jacuípe, junto à cidade de São José do Jacuípe (fig. 3.2).

A SSJ se apresenta, em sua maior parte, justaposta ao Complexo Ipirá, muito provavelmente por processos tectônicos, como cisalhamento e transposição. Está em contato com o Cb e com o granitóide monzonítico, reequilibrado na fácies granulito, denominado granito de Cais por Loureiro (1991).

Apesar do seu relacionamento com o Complexo Ipirá não estar claro, pode-se afirmar, de forma algo especulativa, que a presença dos metassedimentos daquele complexo é muito mais significativa no terreno situ-

ado à leste da SSJ (fig. 3.2), sugerindo um empilhamento que, se for real, reforçará a idéia de um fundo oceânico (Teixeira, 1991; Teixeira & Melo, 1992), pois os mesmos são considerados como de origem plataformal (Melo, 1991).

As relações de contato com o Complexo Caraíba são absolutamente indefinidas, não havendo qualquer local que mostre a presença das duas unidades com clareza. Num afloramento localizado na parede norte do sangradouro da barragem de São José do Jacuípe, ocorre um provável enclave da SSJ, que exhibe os mesmos dobramentos dos tonalitos granulitizados, porém, existem dúvidas se representa realmente a SSJ.

O granito de Cais foi interpretado como sincrônico ao primeiro evento deformacional da área, de natureza tangencial (Melo, 1991). Este granito é claramente intrusivo na SSJ e no Complexo Ipirá, contendo com freqüência xenólitos das duas unidades. Em alguns locais a SSJ esta completamente truncada pelo granito.

3.2.1.1 — Petrografia/mineralogia, química isotópica

Os litótipos da SSJ variam, composicionalmente, desde termos ultramáficos (peridotitos e piroxenitos) mais freqüentes no oeste, até rochas máficas (ferrogabros, gabronoritos e leucogabros) a leste; todavia não é possível afirmar se tal variação é resultante de uma estratificação composicional em sua forma original, ou se foi causada pela atuação de processos tectônicos. Os tipos mais comuns são os biotita-noritos e hornblenda-noritos, onde biotita e hornblenda substituem parcialmente os ortopiroxênios. Exibem, de forma muito localizada, pequenos níveis que podem ser cumulos, possíveis representantes das superfícies planares primárias So.

A mineralogia dominante é representada por plagioclásio do tipo andesina, hiperstênio e augita, além de hornblenda e biotita secundárias. Plagioclásio, opx e cpx exibem arranjos tríplexes com contatos retos sugerindo reequilíbrio no fácies granulito.

O quimismo dos termos máficos da SSJ exhibe semelhanças com o das rochas toleíticas oceânicas, como por exemplo as razões Al_2O_3/TiO_2 e CaO/TiO_2 iguais a 13,60 e 11,70, que são semelhantes aos valores verificados nos T-MORB (13,60 e 11,26, respectivamente) e citados por Wilson (1989) Não mostra grandes mudanças composicionais entre as amostras (teores de SiO_2 entre 48 e 50%, MgO entre 6 e 9,6%, CaO =12%), ou porque o conjunto é realmente homogêneo, ou porque só foi amostrado um determinado nível do pacote. Esta indefinição é causada pela forma em que a SSJ ocorre, de forma extremamente descontínua, em pequenos afloramentos.

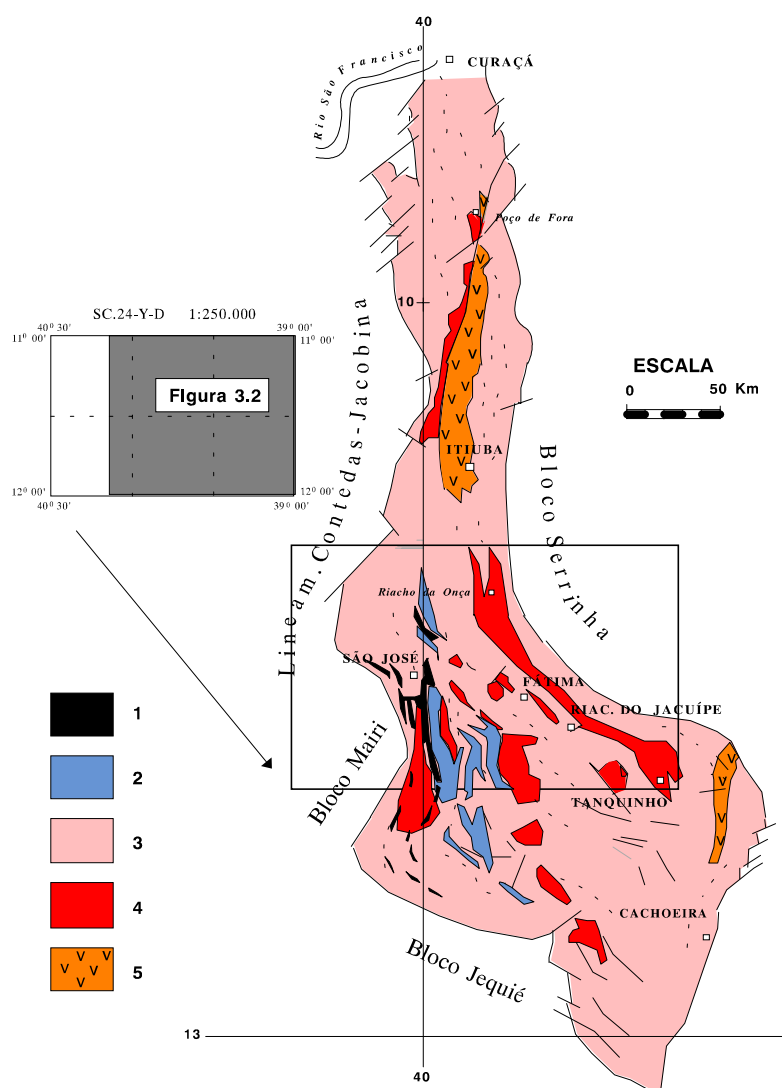


Figura 3.1 — Cinturão móvel Salvador-Curaçá com a localização da folha Serrinha (1:250.000). Destacando as principais unidades presentes. Convenções: 1 - Suíte São José do Jacuípe; 2 - Complexo Ipirá; 3 - Complexo Caraíba; 4 - granitóides calcioalcalinos e monzoníticos; 5 - maciços alcalinos de Itiúba (norte) e Santanópolis (sul).

3.2.1.2 — Discussão

A SSJ mostra uma série de peculiaridades que levaram os autores do Projeto Gavião-Serrinha (referências no capítulo 1) a considerá-la como sendo um fragmento de fundo oceânico. As principais são as seguintes:

- Variação litológica de oeste para leste, com os termos ultramáficos ocupando a parte oeste do pacote;
- Presença sempre próxima do Complexo Ipirá (supracrustais), constituído por metassedimentos de características plataformais;
- Maior presença das supracrustais no lado leste da SSJ, sugerindo um empilhamento de oeste para leste;
- Magmatismo toleítico, cujo quimismo é comparável aos basaltos de fundo oceânico transicionais atuais (T-MORB);

Apesar da forma descontínua e estreita dos litótipos da SSJ, nenhuma anormalidade composicional foi detectada que pudesse ser claramente associada com algum tipo de contaminação crustal, sobretudo causada pelo Complexo Caraíba.

Como se depreende das considerações acima, a SSJ apresenta um conjunto de características que, a princípio, sugerem que se trate realmente de uma relíquia de um fundo oceânico, preservada dentro do CMSC. Porém nenhum dos argumentos utilizados é definitivo. A forma descontínua dos afloramentos, sem dúvida, mascara as relações de contato com as demais unidades presentes. As relações temporais entre as unidades carecem de dados mais objetivos, pois nem a SSJ nem o Complexo Ipirá foram datados. O Cb tem datações, porém realizadas com amostras de locais bem afastados do presente contexto, na região de São José do Jacuípe.

3.2.2 — Complexo Caraíba (Cb)

O Complexo Caraíba (Figueiredo, 1981) é a principal unidade litológica presente no CMSC e é constituído por litótipos considerados análogos aos *grey gneisses* dos escudos arqueanos (Melo, 1991) aqui metamorfizados desde fácies granulito até anfibolito alto.

O Cb, por ser a maior unidade litológica mapeada, tem seus limites confundidos com os limites do CMSC. Ocorre desde o meridiano de Salvador, ao sul, até Curaçá, ao norte, numa extensa faixa de terreno de direção meridiana, com mais de 500 Km de extensão (fig. 3.1).

O conjunto de gnaisses félsicos do Cb tem protólitos ígneos de composição tonalítica/granodiorítica definidos tanto petrograficamente, quanto a partir da química de rocha total (Melo, 1991). Neste particular se mostra igual à maioria dos outros terrenos granulíticos de outras regiões, como Groenlândia (Compton, 1978), Índia (Condie *et al.*, 1982), Antártida (Sheraton & Black, 1983), Ucrânia (Shcherback *et al.*, 1984), Lewisian (Park & Tarney, 1987), China (Jahn & Zhang, 1984, Jahn *et al.*, 1988), entre outros.

Em sua grande maioria, as rochas do Cb são ortognaisses de coloração esverdeada e aspecto maciço quando frescos. Em superfícies de afloramentos sujeitas a intemperismo, têm cor amarelo-amarronzada e exibem com clareza, os dobramentos a que foram submetidas. Petrograficamente foram classificadas como hiperstênio- gnaisses- tonalitos, hiperstênio- gnaisses- dioritos, hiperstênio- gnaisses- trondhjemitos, gnaisses- monzodioríticos e quartzodioríticos. Também estão presentes gnaisses graníticos classificados com charnoquitos, sienogranitos ou monzogranitos. Como o terreno se encontra na transição entre as fácies anfíbolito alto e granulito, são freqüentes as fusões parciais que dão origem a estruturas migmatíticas do tipo nebulítica, *schlieren* e outras (Melo, 1991).

Os principais minerais presentes são o plagioclásio (composições entre An20 a An40), quase sempre do tipo andesina, quartzo, Kfeldspato, hiperstênio (hy) e biotita (bi). A hornblenda (hb) é um componente raro. O clinopiroxênio, quando ocorre, é como acessório. Os acessórios mais comuns são zircão e apatita.

Os estudos petrográficos, executados em lâminas revelaram, segundo Melo (1991), a existência de paragens minerais que indicam reequilíbrio na fácies granulito: $hy \pm cpx \pm hb$ (oliva) + bi (titanífera) + pl (anti-pertita) + qz. Ainda segundo o mesmo autor, se o hy exibe feições texturais de equilíbrio com hb e bi ele está indicando a transição da fácies anfíbolito alto para a fácies granulito.

Como parte dos trabalhos de tese, foram agrupados todos os dados petrográficos — presentes no banco de dados PETRO da CPRM — e geoquímicos relativos ao Cb, sendo feita então uma análise crítica dos mesmos. Apesar de ter sido considerado como um conjunto correlacionável às suítes do tipo TTG que ocorrem em outras regiões (Teixeira & Melo, 1990; Teixeira, 1991), os dados deixaram claro que nem todas as amostras podem ser enquadradas nesta classificação. Havia um conjunto tonalítico, rico em Na₂O e pobre em K₂O, contendo muito plagioclásio (> 65%) e pouco Kfeldspato e um outro onde o K₂O estava enriquecido, embora o Na₂O ainda fosse um componente importante, cujos conteúdos de plagioclásio e Kfeldspato eram equivalentes ($\pm 35\%$). Este segundo conjunto tinha características mais próximas das dos granodioritos e granitos.

Comparando a petrografia de amostras não submetidas a análises químicas com a petrografia típica de cada um dos conjuntos (amostras sódicas e amostras sódio/potássicas), foi possível definir um número sensivelmente maior de afloramentos pertencentes a cada grupo, permitindo definir com certo grau de certeza onde cada um predominava, dentro da área de trabalho, mesmo sem análises químicas disponíveis.

Em função da variação litológica citada acima, o Cb será considerado em dois grupos denominados: **1 - ortognaisses Na (sódicos)** e **2 - ortognaisses Na-K (sódio-potássicos)**. Às vezes as duas litologias ocorrem no mesmo afloramento, sugerindo que as mesmas poderiam estar presentes em qualquer local. Nestes afloramentos onde ocorrem as duas litologias, observa-se que os ortognaisses Na-K, ou são mais jovens, ou têm a mesma idade que os ortognaisses Na, porque às vezes estes últimos são xenólitos dentro dos primeiros. Em alguns lo-

cais ocorre reação entre eles, evidenciada por cristais de hiperstênio que se alinham paralelos ao contato e se alteram para talco e sericita (Melo, 1991).

3.2.2.1 — *Ortognaisses Na*

Ocorrem preferencialmente em duas faixas de terreno. A primeira constitui uma faixa de direção N-S que se estende desde o limite sul da folha Serrinha, até as proximidades de São José, na região central da folha. Está em contato tectônico com o Complexo Mairi pelo lado oeste e envolve a principal área de ocorrência do conjunto SSJ-Ipirá, quase que de forma contínua. A outra área se estende desde a cidade de Fátima, ao sul, até o limite norte da folha, ocupando a parte centro-oeste do cinturão, dentro de duas faixas descontínuas, que em alguns trechos estão, aparentemente, controladas por falhamento.

Além da presença nestas duas áreas principais, também foi identificado em alguns pontos próximos das cidades de Ixu e Casa Nova, onde aparentemente ocorre uma alternância mais importante com os ortognaisses Na-K.

Petrograficamente os ortognaisses Na são definidos como enderbitos, hy-tonalito-gnaisses, hy-granodiorito-gnaisses, quartzo-dioritos-gnaisses. Sua composição mineralógica é bastante monótona, constituída de plagioclásio, (andesina) em percentagens que ocupam entre 40 e 70% das montagens; quartzo, entre 5 e 28%; ortopiroxênio, variável desde traços até mais de 7% e Kfeldspato, sempre abaixo de 15%. O máfico principal é uma biotita titanífera, que constitui até 10% de algumas lâminas. O anfibólio raramente ocorre. Os minerais acessórios mais freqüentes são apatita e zircão em teores muito baixos.

Quimicamente são tonalitos e trondhjemitos com teores médios de Na₂O e K₂O iguais a 5,11 e 1,68%, respectivamente. Os teores de SiO₂ variam de 60 a cerca de 70%. O somatório (Fe₂O₃ + MgO) médio é de cerca de 6%. São rochas aluminosas (Al₂O₃ = 16,42%) exibindo características da série trondhjemítica de Barker & Arth (1976).

3.2.2.2 — *Ortognaisses Na-K*

A área de ocorrência dos ortognaisses Na-K é bem mais ampla que aquela dos ortognaisses Na e se estende por todo o segmento leste do cinturão Salvador-Curaçá, sobretudo na região entre as cidades de Tanquinho e Riachão do Jacuípe.

São definidos petrograficamente como charnoquitos, enderbitos, hiperstênio (hy)-granitos-gnaisses, hy-monzogranitos-gnaisses. Apresenta coloração cinza esverdeada mais clara que os ortognaisses Na. Mineralógi-

camente é composto por Kfeldspato em percentagens superiores a 40% das montagens; plagioclásio (andesina/oligoclásio) em percentagens variáveis entre 15 e 40%; quartzo, acima de 20%; ortopiroxênio, em geral menos de 5%. A biotita, quando ocorre, o faz em quantidades em torno de 3%. O anfibólio raramente ocorre. Os minerais acessórios comuns são apatita e zircão, ocorrendo também, menos frequentemente granada e monazita.

Os protólitos dos ortognaisses Na-K são classificados quimicamente como granodioritos e granitos sódicos, metaluminosos, compatíveis com uma série calcialcalina clássica. Os teores de SiO₂ variam de 64 a 72%; Al₂O₃ tem média de 15%. Os teores médios de Na₂O e K₂O são iguais a 4,3 e 3,6%, respectivamente. O somatório (Fe₂O₃ + MgO) médio é inferior a 4%.

3.2.2.3 — *Química isotópica, geocronologia*

Todas as análises isotópicas e geocronológicas do Cb no CMSC contido na área de tese foram realizadas sobre na área de predominância dos ortognaisses Na-K. O trabalho mais antigo é o de Brito Neves *et al.* (1980), que realizaram datações a partir de amostras de afloramentos das proximidades de Riachão do Jacuípe pelo método Rb/Sr (2,35 Ga, I_{Sr} = 0,7026). Embora não se tenha análises químicas disponíveis, é muito provável que a rocha amostrada tenha sido um ortognaisse Na-K, pois, é a litologia predominante no local.

Outra datação Rb/Sr foi executada pela CPRM (Pereira, 1992), também em afloramento próximo à cidade de Riachão do Jacuípe. A isócrona de afloramento revelou idade de 2,30 Ga com I_{Sr} = 0,7039. Uma isócrona de referência contendo, tanto os pontos deste trabalho, quanto os de Brito Neves *et al.* (1980) forneceu idade de 2,35 Ga e I_{Sr} = 0,7026. Nas duas isócronas não há indicação do erro das idades.

Sabaté *et al.* (1994) realizaram uma datação Pb/Pb (Pb-evaporação) em zircões magmáticos obtendo uma idade de 2101 ± 11 Ma. Outras datações em outros zircões dão idades praticamente idênticas a esta, o mesmo ocorrendo com um zircão metamórfico, que também mostrou a mesma idade (P. Sabaté, inf. verbal), mostrando que a idade de colocação é contemporânea ao metamorfismo. Este afloramento é um representante dos ortognaisses Na, que ocorrem de forma aparentemente subordinada na parte leste da área.

3.2.2.4 — *Discussão*

A compreensão da evolução do Cb é de fundamental importância para definir a história do cinturão. Suas características gerais mostram que pode representar um segmento crustal constituído por associações TTG metamorfizado no fácies granulito. Todavia sua constituição não é homogênea, como foi visto acima, e existem pelo menos duas litologias características. Algumas amostras não se ajustam a nenhuma das duas categorias, o

que pode significar apenas variações analíticas, ou então a presença de outros magmatismos cuja evolução petrológica não ficou suficientemente clara devido ao reduzido número de amostras.

Chama atenção o fato de alguns ortognaisses Na mostrarem ETR leves pouco fracionados, enquanto que os ortognaisses Na-K, com teores de K_2O mais elevados e não típicos de seqüências trondhjémicas, mostram espectros muito semelhantes aos dos TTG. Todavia os teores dos demais elementos maiores e alguns traços não diferem muito entre um grupo e outro, havendo um acentuado recobrimento entre ambos.

Um dos objetivos, originalmente propostos pelo presente trabalho, era a definição das possíveis idades dos diversos termos do Cb. Todavia a definição dos locais onde ocorria cada tipo de ortogneisse e a definição geoquímica clara da sua natureza (no capítulo 8 se verá que foram caracterizados três grupos distintos de ortognaisses sódicos), necessárias para que a datação fornecesse realmente algo significativo, demandou um tempo muito maior que o previsto e desta forma inviabilizou a execução das análises isotópicas em tempo hábil.

3.2.3 — Complexo Ipirá (Ip)

O **Complexo Ipirá** é constituído por um conjunto de rochas supracrustais, cuja principal área de ocorrência se estende por uma região muito próxima da área de ocorrência da SSJ (fig. 3.2). Todavia os contatos entre as duas unidades são apenas inferidos. Da mesma forma, não são conhecidas suas relações de contato com os plutonitos do Cb. Não foram identificados xenólitos, dentro do Cb, que pudessem ser correlacionados ao Ip.

Os principais componentes litológicos são: gnaisses kinsigílicos, gnaisses granatíferos, gnaisses bandados, rochas calcissilicáticas, quartzitos, formações ferríferas, xistos grafitosos, cujos protólitos foram sedimentos plataformais. Ocorrem ainda rochas básicas subordinadas, cujas relações com as demais litologias não estão claras (não dá para afirmar se são vulcânicas ou intrusivas).

3.2.4 — Magmatismo intrusivo

Existe na área um cortejo de granitóides, predominantemente intrusivos no Cb, cuja seqüência foi definida por Melo (1991) e Melo *et al.* (1995) em função das relações estruturais observadas e que se colocam por toda a área de estudo.

Os granitóides aqui referenciados de G1 a G4 (fig. 3.2) serão caracterizados de forma sucinta a seguir.

3.2.4.1 — Granitóides Sintangenciais de Cais — G1

Sua exposição tipo está nas proximidades da localidade de Cais, a NE da cidade de Baixa Grande. São granitóides cuja paragénese mineral está em equilíbrio com a fácies granulito e colocados em regime sintangencial, segundo Padilha & Melo (1991). São quartzo-monzonitos e monzogranitos intrusivos na SSJ, no Cb e no Ip, que ocorrem de forma preponderante junto ao contato oeste do cinturão Salvador-Curaçá com o bloco Mairi. Contém xenólitos de natureza análoga a dos litótipos do Ip e da SSJ.

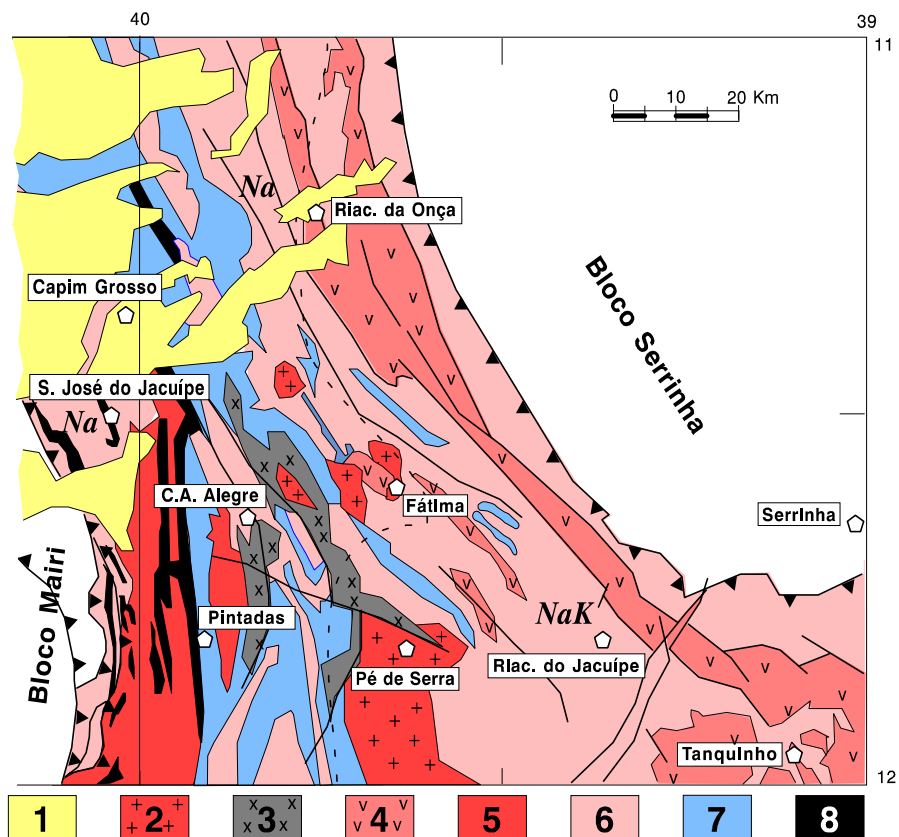


Figura 3.2 — Esboço geológico (modificado de Melo *et al.*, 1995). Convenções: 1 - coberturas detríticas; 2 - granitóides tardi-pós transcorrentes (G4); 3 - granitóides sintranscorrentes (G3); 4 - granitóides tarditangenciais (G2); 5 - granitóides sintangenciais (Cais, G1); 6 - Complexo Caraiba indiferenciado; 7 - Complexo Ipirá; 8 - Suíte São José do Jacuípe. Além da litologia também foram definidas — de forma bastante especulativa — as áreas de predomínio dos ortognaisses Na e ortognaisses NaK.

Estes granitóides, por suas características muito semelhantes a produtos de fusão crustal, serão tratados nos capítulos próximos juntamente com o Complexo Caraíba, sua provável fonte. O granitóide de Cais pode ser apenas produto de anatexia que foi intensa na área do mapa onde está individualizado, não representando na realidade grandes plutões individualizáveis, mas sim massas magmáticas praticamente autóctones, razão porque não destruiu de forma significativa a forma geral da SSJ que está preservada apesar da intrusão (fig. 3.2).

3.2.4.2 — Granitóides tarditangenciais de Riacho da Onça — G2

Ocupam grande extensão da região junto ao contato leste do CMSC. Sua exposição característica fica no povoado de Riacho da Onça, a leste da cidade de Capim Grosso. São monzonitos, quartzomonzonitos e monzogranitos cuja paragênese está em equilíbrio, ora com a fácies granulito, ora com a fácies anfibolito. Aparentemente, existe uma gradação no metamorfismo, de Sul (granulito) para Norte (anfibolito). Mostram características condizentes com colocação em sistema de rifte abortado ou de cisalhamento e *pull-apart* em escala litosférica (Teixeira & Sabaté, 1994).

Foi feita uma datação pelo método Rb/Sr, no maciço de Caraconha (leste de Capim Grosso), relacionado às fases tardias desta granitogênese, que revelou idade de $2,01 \pm 0,06$ Ga com $I_{sr} = 0,7055$ (Melo, 1991).

3.2.4.3 — Granitóides sintranscorrentes de Conceição — G3

São monzonitos e sienogranitos com biotita e hornblenda, colocados durante ou pouco após a fase de deformação transcorrente (Melo, 1991) que afetou o CMSC. Seus contatos com as encaixantes se por meio de zonas de cisalhamento transcorrentes. Ocorre na região centro-sul da folha Serrinha.

3.2.4.4 — Granitóides tardi-pós transcorrentes de Pé de Serra — G4

Ocupam grandes extensões dentro do cinturão. Formam maciços de dimensões variadas e são de dois tipos: os que ocorrem na região de Pé de Serra são sienogranitos, de cor róseo-acinzentada, texturas porfiróide e equigranular médio. O outro tipo ocorre no Morro do Juá são quartzomonzonitos cinzentos a cinza-rosados de granulação média. Considerados de colocação tardi- a pós-transcorrentes (Melo, 1991). São portanto os granitóides mais jovens da área. Foram considerados como produtos de mistura entre magmas mantélicos básicos e líquidos produzidos por fusão parcial crustal por Teixeira (1991a) e como produtos de uma série shoshonítica por Santos-Pinto (1992).

Os granitóides de Pé de Serra são considerados como a última manifestação magmática importante neste segmento do CMSC. Uma isócrona (Rb/Sr) realizada com amostras de Morro do Juá (uma fácies dos granitóides de Pé de Serra), revelou idade de $1,89 \pm 0,06$ Ga e $I_{Sr} = 0,7055$. O elevado valor de I_{Sr} destaca a importante contribuição crustal na sua gênese. Outra isócrona em Pé de Serra mostrou idade de 1,91 Ga, $I_{Sr} = 0,7054$, porém sem indicação do erro. Os dados geocronológicos são de Melo (1991).

3.2.4.5 — Diques básicos de Aroeira

Na região entre Pintadas, a sul, e o meridiano de São José do Jacuípe, a norte, existe importante ocorrência de um magmatismo máfico intrusivo, caracterizado por um conjunto de diques revelados por Gava *et al.* (1983). São diques com direção preferencial próxima a N-S, com possança variável desde alguns centímetros até cerca de 50 metros, cujas melhores exposições estão nas paredes do sangradouro da barragem de São José do Jacuípe, próximo a cidade homônima.

Sua composição é de gabros toleíticos, com forte componente alcalino, atestando sua natureza continental. Existem pelo menos quatro gerações destes diques, sendo que os mais antigos estão reequilibrados na fácies granulito (Gomes *et al.*, 1993).

METODOLOGIA

4.1 — Introdução

Para a caracterização geoquímica e petrogenética da SSJ e do Cb, além dos dados geológicos e petrográficos, serão enfatizados os comportamentos dos elementos maiores e traços nas duas unidades. O quimismo será útil na definição de linhagens petrogenéticas presentes e para comparações com litologias semelhantes, presentes em outros terrenos de mesma natureza. Com os dados geoquímicos serão executados modelos petrogenéticos, com o intuito de dar indicações sobre o modo como as unidades foram formadas: fusão parcial, cristalização fracionada, mistura de magmas, etc.

A utilização de dados geoquímicos para definições petrogenéticas de rochas ígneas na fácies granulito é um procedimento muito útil que vem sendo utilizado há muito tempo por muitos autores, não sendo portanto uma novidade. Assim é que Barbosa (1986) definiu, através dos dados geoquímicos, toda uma seqüência de arco de ilhas no cinturão Atlântico no sul da Bahia. Vários autores (Weaver & Tarney, 1980; Condie & Allen, 1984; Jahn & Zhang, 1984; Sivell, 1986, entre outros) utilizaram-se de modelos matemáticos para definir a natureza dos mecanismos petrogenéticos que originaram os protólitos de rochas na fácies granulito. A presença de um metamorfismo anidro e com temperaturas semelhantes à de alguns processos ígneos, como o granulítico, aparentemente não altera de forma substancial a composição química das rochas magmáticas, pelo menos em nível de conteúdo de elementos maiores e traços. O mesmo não se pode afirmar com relação aos componentes isotópicos que certamente sofrem alterações importantes (Mezger, 1990; Jahn, 1990).

Alguns autores (por exemplo Tarney & Windley, 1977; Tarney *et al.*, 1982) aventaram a possibilidade de haver mobilização de elementos como Rb e K pela atuação de CO₂ no metamorfismo granulítico, porém isto nem sempre ocorre. Segundo Park & Tarney (1987), o processo atua mais facilmente sobre rochas originalmente pobres em K e Rb, como os tonalitos, que naquelas cujos teores são maiores, como os monzonitos e granitos. No CMSC isto pode ser visto com clareza, quando se compara os tonalitos do Cb e os granitóides de Riacho da Onça (Teixeira & Sabaté, 1994), por exemplo. Alguns tonalitos do Cb são extremamente pobres em Rb e K, enquanto os monzogranitos de Riacho da Onça, que na região de Tanquinho se encontram na fácies granulito, têm teores normais para este tipo de rochas, não exibindo qualquer tipo de empobrecimento.

4.2 — Geoquímica

O passo inicial na caracterização petrogenética das unidades ígneas em foco, é a definição geoquímica das rochas presentes. Este tratamento foi feito de forma minuciosa, procurando-se utilizar todos os dados químicos disponíveis. Através da geoquímica foram feitos:

- (i) Possíveis agrupamentos litológicos não evidentes através da geologia ou petrografia;
- (ii) A definição das linhagens petrogenéticas presentes, tanto no Cb quanto na SSJ;
- (iv) A definição dos possíveis ambientes de formação;
- (v) Comparações com outras unidades, possivelmente análogas, presentes em outros locais mais bem estudados.

Para atingir os objetivos propostos acima, foram utilizados os teores brutos dos elementos maiores e traços, razões entre elementos e outros tipos de relacionamento, tanto através das tabelas de dados químicos, quanto através dos dados mostrados em tratamentos gráficos.

Nos capítulos subseqüentes, os diagramas exibidos serão aqueles considerados mais didáticos e que conduzem a um entendimento mais claro das idéias que se mostrem mais coerentes. Como nem todos os gráficos eram coerentes entre si, a opção foi feita em favor das caracterizações exibidas através dos elementos menos móveis, como Fe, Ti, Mg, entre os elementos maiores e elementos terras raras (ETR) entre os traços (Winchester & Floyd, 1976; Pearce & Norry, 1979). O diagrama R1R2 de La Roche *et al.* (1980), foi enfatizado no desenvolvimento dos estudos dos litótipos félsicos da Cb, pois apesar da forma empírica como são definidos seus parâmetros (R1 e R2), eles definem com muita clareza *trends* que nem sempre ficam evidentes nos diagramas de Harker (isto ficará bem caracterizado no Capítulo 7). Em situações específicas pode separar em conjuntos diferentes, amostras que nos diagramas de Harker, ou outros gráficos, se posicionam juntas.

Uma vez definidos os agrupamentos e suas linhagens eles foram comparados com litologias supostamente análogas presentes em outros locais, em terrenos semelhantes, seja na fácies granulito como no CMSC, seja na fácies anfíbolito, com o objetivo básico de definir a natureza oceânica ou não da SSJ e a presença de litótipos que possam representar uma crosta juvenil entre os componentes félsicos do Cb. Estas hipóteses foram levantadas em trabalhos anteriores (Teixeira & Melo, 1990, 1992; Teixeira, 1991a) e uma definição mais precisa é fundamental para o entendimento da evolução do CMSC.

4.3 — Modelos Petrogenéticos

Para definir e quantificar os mecanismos petrogenéticos que atuaram na formação do Cb e da SSJ, foi utilizado um procedimento, genericamente chamado de *modelamento geoquímico* (Albarède, 1995) *ou pe-*

trogenético, cujo uso é válido desde que se tenha um bom conhecimento da geologia da área estudada. São empregadas fórmulas matemáticas que simulam situações muito mais simples que as presentes na natureza, mas que determinam os limites, dentro dos quais determinados eventos são passíveis de ocorrer.

O modelamento geoquímico tem sido uma ferramenta importante na caracterização dos mais variados tipos de rochas magmáticas, como por exemplo: unidades máficas/ ultramáficas (Blais, 1989; Blackburn & Srivastava, 1994), rochas plutônicas do embasamento arqueano/paleoproterozóico (Jahn & Zhang, 1984; Martin, 1985; Martin, 1987a; Martin *et al.*, 1983; Martin *et al.*, 1993), granitóides (Fourcade, 1981; Raimbault, 1984; Harris & Inger, 1992), seqüências básico/félsicas (Defant *et al.*, 1988), e até na diferenciação manto - crosta continental - crosta oceânica (Hofmann, 1988).

No modelamento petrogenético, ou geoquímico, os procedimentos para tratar os elementos maiores são diferentes dos procedimentos com elementos traços. A seguir serão feitas algumas considerações e um resumo das formulações empregadas, com base em Teixeira (1995).

4.3.1 — Elementos maiores

Seu comportamento se baseia na *lei do balanço de massas*. Durante a atuação de fusão parcial (FP) ou de cristalização fracionada (CF), em um sistema fechado, a massa do segmento de fonte envolvido no processo, é igual a soma das massas dos produtos. Os elementos maiores têm o mesmo comportamento em qualquer dos dois mecanismos, não sendo possível definir qual deles atuou.

Na fusão parcial, um sólido com massa relativa W_o , se funde dando origem a um líquido de massa L e a um sólido residual de massa relativa W_s (fig. 4.1). A **taxa de fusão**, designada pela letra **F**, é igual a razão entre a massa do líquido e a do sólido inicial. **F** terá então valores entre 0 (antes do início da fusão) até no máximo 1 (no caso ideal de fusão total). Como consequência, a **taxa de cristalização**, também mostrada na figura 4.1, será igual a **(1-F)**. Ou seja, a partir de um líquido inicial (**F=1**) tem início a cristalização fracionada que dará origem a uma assembléia mineral (cumulato). A quantidade de líquido (**F**) no sistema vai se reduzindo a medida que a cristalização avança. Assim, a cada momento, a taxa de cristalização será igual ao líquido inicial (1) menos o líquido (**F**).

A *lei do balanço de massas* é definida pela expressão:

$$C_o = C_s (1 - F) + C_L F$$

onde C_o = concentração (teor) do elemento no sólido inicial, no caso de fusão parcial (FP), ou no líquido inicial, no caso de cristalização fracionada (CF)

Cs = concentração do elemento no resíduo(FP)/cumulato (CF)

CL = concentração do elemento no líquido

F = taxa de fusão

O cálculo de Cs é realizado mediante o somatório ponderado da concentração do elemento nas fases minerais presentes no sólido (resíduo/ cumulato) segundo:

$$C_s = \sum X_i C_i$$

onde X_i = peso proporcional ou fração mássica do mineral i ;

C_i = concentração do elemento no mineral i .

Quando lançados em gráfico binário os pontos representativos das amostras, que representam também os valores dos líquidos diferenciados, podem se posicionar ao longo de uma reta, mostrando assim a variação de CL (composição do líquido) em função de F; neste caso Cs será constante. Como C_o é conhecido (?), pode-se visualizar qual deverá ser a composição Cs. Os dados analíticos podem também se distribuir ao longo de uma curva, e neste caso mostram que houve uma mudança na composição Cs em função de alteração na composição relativa da assembléia mineral do resíduo, se FP, ou cumulato, se CF.

A figura 4.2 (modificada de Martin, 1988), mostra as duas situações: em (A) os líquidos diferenciados estão ao longo de uma linha reta, mostrando Cs constante ao longo de sua evolução. Em (B) a diferenciação se dá ao longo de uma curva, reflexo da mudança na composição do cumulato constituído pelos Min1 e Min2 hipotéticos, que vai continuamente se empobrecendo em Min1 e se enriquecendo em Min2.

Se a inclinação da reta evolutiva do líquido nos diagramas binários, de um elemento, contra qualquer índice de diferenciação (%SiO₂, IS, Fe/Fe+Mg, etc.) é **ascendente**, o resíduo/cumulato **não está retendo o elemento** e o líquido vai sendo continuamente enriquecido no mesmo. Se, ao contrário, apresentar a reta com inclinação **descendente** então a assembléia de fases sólidas **está retendo o elemento** e por conseqüência, o líquido vai se tornando cada vez mais empobrecido no mesmo.

As vezes o cálculo dos resíduos torna-se mais complicado quando alguns minerais, como a olivina por exemplo, exibem *fusão incongruente*, pois são soluções sólidas entre duas fases. Os teores de Fe e Mg nas olivinas variam em função da maior presença de forsterita (Mg) ou faialita (Fe) na solução. Durante o processo de fusão, as composições mais ricas em Fe são consumidas mais rapidamente no início do processo, e o resíduo (Cs), em conseqüência, se torna cada vez mais magnésiano. Assim o Cs muda continuamente e será representado por uma reta. No caso de haver mais minerais envolvidos a variação de Cs poderá definir um segmento curvo.

Na realidade, os únicos valores reais conhecidos são os valores de CL — que são os dados analíticos — ao longo da diferenciação, representados pelos teores das amostras. As outras duas variáveis devem ser estimadas. Co é a fonte sólida que fundindo produz o líquido CL inicial. Em função do que se conhece do líquido deverá ser avaliada qual a fonte mais provável: se manto, crosta continental ígnea, metassedimentos.

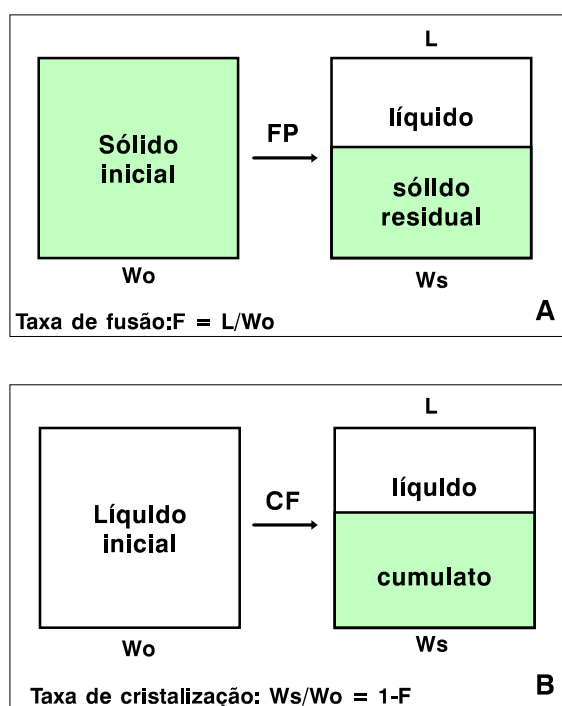


Figura 4.1 — Razões entre as massas envolvidas em A: Fusão parcial; B: Cristalização fracionada. Em A um sólido de massa W_o sofre fusão parcial (FP) originando um líquido de massa L e um sólido residual (material que não se fundiu) de massa W_s . A taxa de fusão F é a razão entre o líquido produzido e a massa do sólido envolvida no processo. Em B um líquido de massa W_o sofre cristalização fracionada de um sólido (cumulato) de massa W_s . A taxa de cristalização é definida como a razão da massa do cumulato sobre a massa do líquido inicial num determinado momento do processo.

A definição de C_s é mais complexa, e sua posição num diagrama binário é mostrada nas três situações possíveis na figura 4.3: (A) um sólido monomineral, caso em que a definição é simples (C_s = composição do mineral); (B) um sólido bimineral, onde C_s estará localizado em algum ponto sobre a reta que une os teores dos dois minerais; (C) uma assembléia polimineral, e neste caso o valor de C_s estará localizado no interior do polígono cujos vértices são representados pelas composições dos minerais. Neste caso o cálculo de C_s é bastante complicado para ser resolvido graficamente, pois a quantidade de minerais na assembléia e o peso relativo de cada um são muito variáveis.

A forma mais objetiva de definir qual a composição da assembléia mineral é através de regressão linear. Existem inúmeros procedimentos que permitem definir Cs, mediante a substituição, acréscimo ou subtração dos minerais da assembléia até atingir uma composição que se mostre coerente (Wright & Doherty, 1970; Stormer Jr & Nicholls, 1978; Hanson & Langmuir, 1978; Conrad, 1987; Nielsen, 1988).

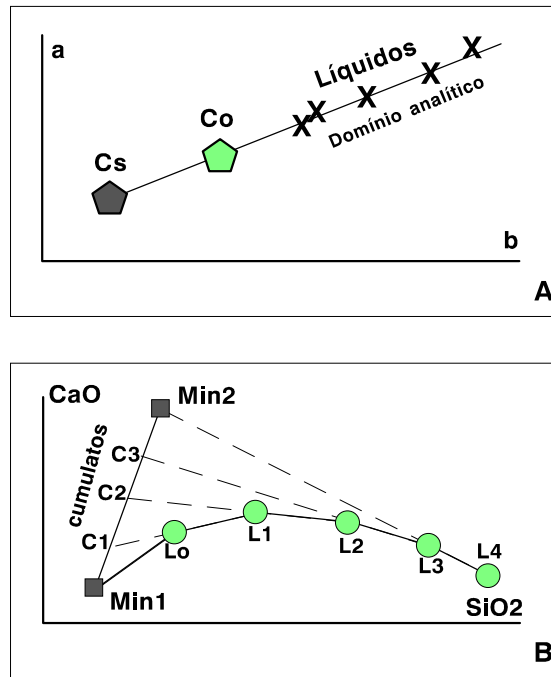


Figura 4.2 — Situação dos líquidos produzidos em função da composição dos sólidos. Em A um sólido de composição Co sofre fusão parcial produzindo, através de várias taxas de fusões, líquidos que se posicionam sobre uma linha evolutiva reta, devido a composição do sólido residual (Cs) ser constante. Em B está o exemplo de uma cristalização fracionada onde dois minerais ($Min1$ e $Min2$) constituem o sólido cumulático. O $Min1$ é fracionado mais rapidamente que o $Min2$ e assim o sólido vai ficando continuamente enriquecido no $Min2$ e por consequência a composição dos líquidos caracterizará uma trajetória evolutiva curva.

Os elementos maiores podem indicar, ainda, a presença de **mistura** entre dois magmas. Neste caso, as composições dos líquidos (dados analíticos) resultantes deverão se posicionar *sempre* sobre uma reta que une as composições dos dois magmas originais. Os componentes são calculados com a fórmula (Albarède, 1994):

$$CM = XACA + (1-XA) CB$$

onde CM = concentração do elemento na mistura

XA = fração proporcional da massa do componente A na mistura

CA = concentração do elemento no componente A

CB = concentração do elemento no componente B

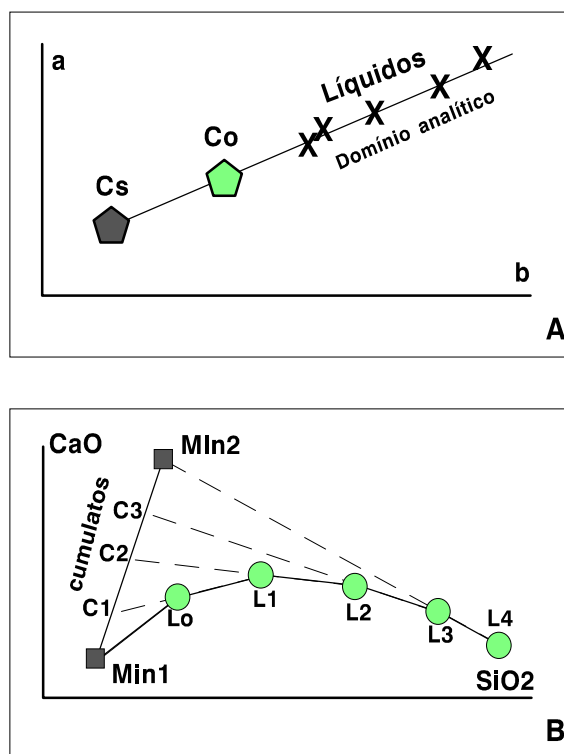


Figura 4.2 — Situação dos líquidos produzidos em função da composição dos sólidos. Em A um sólido de composição Co sofre fusão parcial produzindo, através de várias taxas de fusões, líquidos que se posicionam sobre uma linha evolutiva reta, devido a composição do sólido residual (Cs) ser constante. Em B está o exemplo de uma cristalização fracionada onde dois minerais (Min1 e Min2) constituem o sólido cumulático. O Min1 é fracionado mais rapidamente que o Min2 e assim o sólido vai ficando continuamente enriquecido no Min2 e por conseqüência a composição dos líquidos caracterizará uma trajetória evolutiva curva.

4.3.2 — Elementos traços

Os elementos traços ocorrem nas rochas com teor muito baixo: menores que 0,1% ou até alguns milhares de ppm. O conceito não é muito rígido, sendo possível que um elemento que ocorre como elemento traço numa determinada rocha, seja um constituinte maior numa outra. São de particular interesse na petrologia os seguintes elementos traços: Rb, Ba, Sr, Zr, Y, Nb, Th, Elementos Terras Raras (ETR), Ni, V e Cr, entre outros. Elementos maiores, como K e P, podem ser considerados como elementos traços em algumas situações (Hanson, 1978; Cox *et al.*, 1981). Os elementos traços são retidos dentro da estrutura cristalina dos minerais principais da rocha, sobretudo aqueles que contêm elementos maiores com os quais mantêm algum tipo de similaridade, pois normalmente não formam seus próprios minerais.

Os minerais podem incorporar ou excluir elementos traços, com a mesma seletividade com que o fazem com os elementos maiores. Esta preferência é tão crítica que a análise dos elementos traços de uma rocha, pode definir a natureza e composição da assembléia mineral com a qual o magma esteve em equilíbrio.

Comparados aos elementos maiores os elementos traços mostram, dentro de uma mesma série ígnea, um leque de teores muito maior. Portanto têm maior capacidade de dar informações sobre os mecanismos petrogenéticos presentes.

Coefficiente de partição ou de distribuição - Quando um mineral está em equilíbrio químico com um líquido, os elementos estão distribuídos entre as duas fases, de acordo com a sua atividade química em cada uma. Como os elementos traços ocorrem com concentração muito baixa nas duas fases (menos de 1%), seu comportamento é regido pela lei das soluções diluídas de Henry, que fornece a seguinte relação:

$$\frac{\text{Teor do elem. no mineral}}{\text{Teor no líquido}} = K_d$$

onde K_d é uma constante conhecida como **coeficiente de distribuição** ou **de partição** para um determinado equilíbrio cristal-líquido. O coeficiente de distribuição K_d é altamente dependente da composição magmática e também da temperatura, da fugacidade do oxigênio ou da pressão, neste caso, com efeito muito pequeno. Os valores de K_d são definidos a partir da relação fenocristais-matriz de rochas vulcânicas, ou de experiências com materiais sintéticos. Existe um grande número de trabalhos que relacionam estes índices para vários minerais, elementos e tipo de magma (Arth, 1976; Hanson, 1978; Irving, 1978; Cox *et al.*, 1981; Villemant *et al.*, 1981; Lemarchand *et al.*, 1987; Martin, 1988; Wilson, 1989; Mazzuchelli *et al.*, 1992a,b, entre muitos outros).

O **coeficiente de distribuição total (D)** representa a partição entre o líquido e todas as fases minerais presentes e é calculado a partir do **peso proporcional (w)**, também chamado de **fração mássica**, de cada fase mineral presente na associação. A fórmula é a seguinte:

$$D = \sum_{i=1}^n (w_i K_{di})$$

onde "i" representa cada fase mineral numerada de 1 a "n".

Com base nas características acima, são reconhecidos dois tipos de comportamento:

— O elemento com $D > 1$ é denominado **compatível**. Elementos com este comportamento são retidos no resíduo ou extraídos nas fases sólidas que se cristalizam. Quando o elemento é dito **compatível**, subentende-se que ele é *compatível com o sólido*.

— O elemento com $D \ll 1$ é denominado **incompatível**. Concentra-se na fase líquida durante o desenvolvimento de processos de fusão ou cristalização. Portanto é *incompatível com as fases sólidas*.

Os dois fatores mais importantes, que controlam a entrada dos elementos traços nas fases minerais principais, são o raio iônico e a carga. Os elementos incompatíveis tem valores baixos de K_d porque — comparados aos elementos maiores — seus raios iônicos ou são muito grandes, ou muito pequenos; ou então suas valências são muito elevadas. Se a concentração destes elementos for relativamente alta, eles podem formar seus próprios minerais, como ocorre com Zr, que forma o zircão e P, que forma a apatita.

Todos os modelos geoquímicos são desenvolvidos em função do mecanismo petrogenético envolvido. Os mecanismos petrogenéticos que serão aqui abordados são: fusão parcial, cristalização fracionada, mistura e contaminação que são os mais importantes. As formulações feitas são altamente ideais, porém mostram de maneira clara os princípios gerais e os limites dos vários processos ígneos em suas formas mais simples. Vários autores trataram do assunto, sobretudo nas décadas de 60 e 70, quando o tema teve grande desenvolvimento. Alegre & Minster (1978) publicaram um trabalho onde a maioria dos mecanismos petrogenéticos é tratada e suas fórmulas matemáticas definidas. Arth (1976) também fez considerações bastante didáticas a respeito de fusão parcial e cristalização fracionada.

As fórmulas mais frequentemente utilizadas na definição dos vários mecanismos petrogenéticos são as seguintes:

4.3.2.1 — *Fusão parcial*

— **Fusão parcial em equilíbrio, em equilíbrio modal** (Wilson, 1989), ou *batch melting* - O modelo mais simples de fusão parcial de uma assembléia mineral, é aquele onde o líquido permanece no local e está em equilíbrio químico com o resíduo sólido até que seja possível a sua remoção, sob a forma de um pulso (*batch*) de magma primário.

A fórmula utilizada para este tipo de fusão é a seguinte:

$$C_L/C_0 = 1 / (F + D - FD)$$

onde C_L é a concentração do elemento traço no líquido formado; C_0 é a concentração no sólido original, isto é, no material que fundiu; F é a taxa de fusão, expressa em valores entre 0 e 1; D é o coeficiente de distribuição total e C_S é a concentração no resíduo (sólido) da fusão.

Para o cálculo de C_s , seja na fusão parcial ou na cristalização fracionada, é utilizada a relação:

$$C_s = DCL.$$

— **Fusão em equilíbrio não modal** (Martin, 1988; Wilson, 1989) - As proporções das fases que entram no magma formado são diferentes de suas proporções originais na rocha fonte. Sua expressão matemática é a seguinte:

$$C_L = C_o / (D_o + F (1-P))$$

onde **D_o** é o coeficiente de distribuição total do início da fusão, e deve ser trocado sempre que uma fase mineral seja totalmente consumida, com o aumento da taxa de fusão **F**; **P** é a proporção total dos minerais que estão entrando no líquido. As demais variáveis têm o mesmo significado que na fusão parcial modal vista anteriormente.

— **Fusão fracionada acumulada** (Shaw, 1970; Martin, 1988)

Pode ser **Modal**:

$$C_L = C_o / F (1 - (1 - F)^{1/D})$$

ou **Não Modal** :

$$C_L = C_o / F (1 - (1 - P F/D)^{1/D_o})$$

— **Fusão fracionada ou de Rayleigh** (Wilson, 1989) - Neste processo, após a formação de uma porcentagem infinitamente pequena de líquido, em equilíbrio com o resíduo, ele é retirado do sistema. Do ponto de vista físico ele é irreal, pois é quase impossível que um líquido formado a partir de uma taxa de fusão **F** muito pequena consiga se separar do resíduo. Seria necessário uma rocha fonte extremamente permeável.

Considerando valor de **D** constante, sua fórmula é a seguinte:

$$C_L/C_o = 1/D (1-F)^{(1/D-1)}$$

4.3.2.2 — *Cristalização Fracionada*

Este mecanismo petrogenético é o oposto da fusão parcial. Aqui um líquido (magma) é submetido a um processo de cristalização de uma assembléia mineral (sólido/cumulato) definida em função da composição inicial do líquido.

Os modelos de cristalização fracionada que governam o comportamento dos elementos traços assumem uma das duas situações seguintes, Arth (1976):

1) A superfície das fases que se cristalizam está em equilíbrio com o líquido.

2) O sólido total cristalizante está em equilíbrio com o líquido.

Os modelos básicos de cristalização fracionada são:

— **Cristalização fracionada (lei de Rayleigh)** - Ao contrário do que ocorre na fusão parcial, a lei de Rayleigh é um bom modelo para cristalização fracionada. Aqui o líquido é uniforme e as fases cristalinas são removidas, correspondendo a situação (1) acima.

$$C_L / C_0 = F^{(D-1)}$$

onde C_L é a concentração do elemento traço no líquido diferenciado, C_0 é a concentração no líquido inicial e F é a taxa de líquido remanescente. A taxa de cristalização, por consequência, é igual a $(1-F)$, como dito no item elementos maiores.

Este modelo é mais aplicável para magmas submetidos a resfriamento rápido, colocados a pouca profundidade (Arth, 1976).

A figura 4.4 é composta por dois gráficos onde são mostrados o enriquecimento ou empobrecimento causados pela fusão parcial (fig. 4.4A) e pela cristalização fracionada (fig. 4.4B) na concentração de um elemento traço. Se comparados, os dois gráficos mostram as diferenças entre os dois mecanismos petrogenéticos. Para valores de D muito elevados (por exemplo, igual a 10 = elementos compatíveis), a cristalização fracionada produz uma queda muito maior e mais rápida no conteúdo de tais elementos no líquido, que a fusão parcial. Há uma forte concentração nos primeiros sólidos, até que a concentração atinge valores da ordem de $1/D$. Por outro lado, para valores de D baixos (iguais a 0,5, por exemplo), ou seja, elementos incompatíveis, a cristalização fracionada (fig. 4.4B) poderá produzir maiores enriquecimentos no líquido que os causados pela fusão parcial.

A diferença de comportamento entre os elementos compatíveis e incompatíveis nos processos de fusão parcial e cristalização fracionada é um importante meio para a definição do mecanismo petrogenético atuante numa determinada suíte ígnea.

— **Cristalização fracionada em equilíbrio** - Assume a situação (2) acima: toda a assembléia cristalizante (cumulato), está a todo o momento em equilíbrio com o líquido remanescente.

A expressão matemática deste mecanismo é a mesma da fusão parcial em equilíbrio (*batch melting*):

$$C_L/C_0 = 1 / (F + D - F D)$$

Lembrando sempre que, aqui C_L é a concentração no líquido diferenciado a partir de um líquido inicial (teor C_0), com uma taxa F de líquido remanescente.

A cristalização em equilíbrio é o modelo mais apropriado para condições plutônicas, onde o resfriamento do magma é extremamente lento e assim o sólido pode ficar em equilíbrio com o líquido (Arth, 1976).

4.3.3 - Mistura

Num sentido bastante amplo, mistura pode ser definida como o relacionamento de um líquido com qualquer outro material, dando origem a um terceiro componente, cuja composição é intermediária entre os dois materiais iniciais. Pode se dar de várias formas:

- **Hibridização** = mistura de dois magmas.
- **Contaminação** = mistura entre um magma e uma fase sólida chamada contaminante.
- **Heterogeneidade da fonte** = o magma é produto da fusão parcial de duas fontes distintas.
- **Metassomatose** = Alteração na composição de um sólido (rocha) causada pela atuação de uma fase fluida.

A mistura implica na presença de sistemas abertos, pelo menos no início do processo. No seu estudo, freqüentemente são utilizados tanto os elementos traços, como alguns elementos maiores, em função dos tipos litológicos envolvidos. Sua forma mais simples (**hibridização**) é a seguinte:

$$C_M = X_A C_A + (1 - X_A) C_B$$

Langmuir *et al.* (1978) desenvolveram um método para caracterizar a presença e natureza da mistura, como principal mecanismo petrogenético atuante na evolução de determinada suíte ígnea, através de uma equação do tipo:

$$Ax + Bxy + Cy + D = 0$$

onde os coeficientes A, B, C e D são definidos em função dos teores nos dois materiais que se misturam. Os coeficientes mudam a depender do que está sendo considerado: se um elemento simples, por exemplo, K, Rb, Sr, ou se razões entre elementos como K/Rb, Rb/Sr, etc.

Uma forma de mistura bastante óbvia, diz respeito a possível **contaminação** de um líquido, numa câmara magmática, por assimilação da rocha encaixante. O magma está sendo submetido não só a cristalização fracionada, como também a uma mistura e o nome deste mecanismo petrogenético é **AFC** (*Assimilation-Fractional Crystallization*) ou em português, **CFA**. É provável que este processo provavelmente seja bastante comum, ocorrendo em câmaras magmáticas onde líquidos mantélicos assimilam material da encaixante crustal. O método para sua quantificação foi desenvolvido por DePaolo (1981). Considera a presença de cristalização (Rayleigh) e adiciona uma componente representativa do material assimilado. A formula é a seguinte:

$$C_M/C_0 = F^{(-z)} + r/r-1 (C_A/zC_0) (1-F^{(-z)})$$

onde r = massa do material sendo assimilado/massa do material se cristalizando

$$z = (r+D-1)/(r-1)$$

As demais variáveis são as mesmas já definidas nos outros mecanismos petrogenéticos, vistos anteriormente.

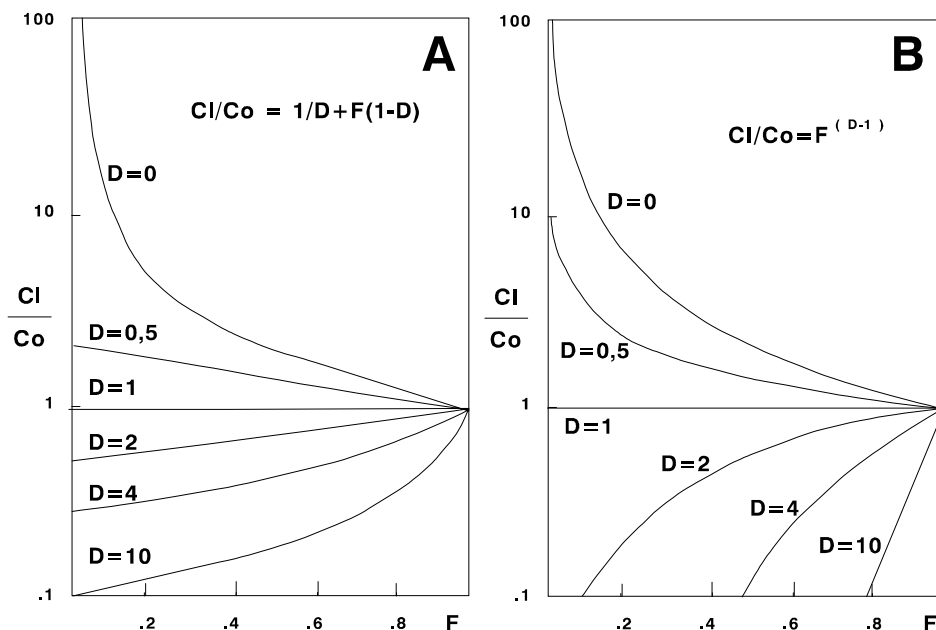


Figura 4.4 — Comportamento dos elementos traços durante a fusão parcial (A) e cristalização fracionada (B)

Conrad (1987) baseado em Hanson & Langmuir (1978), apresentou um algoritmo em FORTRAN para mostrar a evolução em uma câmara magmática, onde o líquido está sendo submetido a cristalização fracionada, mas um novo líquido com a composição inicial — que considera como *contaminante* — é continuamente adicionado. O resultado é bastante semelhante ao obtido com o tratamento de DePaolo (1981).

As vezes é possível definir a contaminação a partir de observações simples. Uma delas é a comparação entre elementos, cujos comportamentos sejam bem conhecidos dentro de um determinado meio. Se um elemento é reconhecidamente compatível em determinado magma e outro é incompatível, a presença de correlação positiva entre ambos é sugestivo de ocorrência de algum tipo de mistura.

Na evolução de um líquido ultrabásico a básico os termos mais primitivos têm temperaturas mais elevadas que os termos mais evoluídos. Como a temperatura é um fator crítico para que se processe a assimilação, os magmas de caráter mais ultrabásicos tenderão a ser os mais contaminados com material das encaixantes, ficando então mais enriquecidos nos elementos fornecidos por elas. Um exemplo bastante didático é mostrado por Huppert & Sparks (1985): a presença de cristalização fracionada é comprovada, porém ocorre uma forte correlação positiva entre Cr, tipicamente compatível em magmas máficos e K, que é sempre incompatível neste meio. A explicação para a aparente incongruência é que os termos mais "quentes" assimilaram mais encaixante que continha o K do que os termos básicos menos "quentes", causando o surgimento de um *trend* de K aparentemente compatível e provocando a correlação positiva com o Cr.

A *metassomatose* não deixa de ser um tipo especial de mistura, onde um sólido (rocha) é submetido a ação de um fluido, daí resultando outra rocha com características que refletem os dois termos envolvidos. Quando se utiliza os elementos maiores, a metassomatose, como visto anteriormente, pode ser tratada como uma mistura simples utilizando-se então a fórmula clássica já citada. Todavia, para os elementos traços, a fórmula mais apropriada é a seguinte (Mysen, 1979, *apud* Martin, 1988):

$$C_M = C_o (1 - X_m) + \frac{C_s X_m}{D_s + X_s(1 - D_s)}$$

onde C_M = Concentração na rocha após a metassomatização

C_o = Concentração na rocha antes da metassomatose

C_s = Concentração do elemento na rocha fonte do fluido

D_s = Coeficiente de distribuição total do elemento entre fluido e fonte

X_s = Taxa de desidratação ou fração de fluido extraída da fonte

X_m = Taxa de metassomatose: fração de fluidos que é introduzida na rocha metassomatizada.

O grande número de suposições necessárias para usar esta fórmula faz com que os resultados obtidos através dela sejam bem menos seguros que os obtidos pelas demais fórmulas aqui apresentadas.

4.4 — Informações complementares

Alguns procedimentos e definições complementam as informações relacionadas até aqui.

— O comportamento dos elementos traços compatíveis e incompatíveis, é diferente em cada mecanismo atuante. A presença de alguns minerais acessórios, que não afeta a distribuição dos elementos maiores, poderá afetar profundamente a dos elementos traços (p.e. alanita em relação aos ETR leves).

— Pode-se definir, graficamente, o mecanismo petrogenético atuante na diferenciação de um plutão. Em um diagrama bi-log, são lançados, no eixo das abcissas, os valores de um elemento incompatível e nas ordenadas os valores de um compatível. São lançadas as linhas de evolução da FP e da CF em função de F. Os pontos representativos das amostras devem ficar distribuídas ao longo da linha de evolução de um dos dois processos, definindo assim o mecanismo atuante. Além do método acima, existem vários outros (p.e. Fourcade, 1981; Cocherie, 1986), que também são úteis.

— Se FP ou CF não explicam a distribuição dos dados, existe a possibilidade de que tenha ocorrido outro mecanismo petrogenético. Então os métodos que definem a presença de mistura devem ser utilizados, em especial o método gráfico de Langmuir *et al.* (1978), que permite a distinção entre mistura de magmas (hibridização) ou mistura de fontes (heterogeneidade).

— Todos os modelos da tese foram efetuados com o aplicativo **GENESIS**, desenvolvido em ambiente Windows especificamente para cálculos de mecanismos petrogenéticos, pelo autor desta tese. No apêndice A está o manual de utilização do **GENESIS**.

SUÍTE SÃO JOSÉ DO JACUÍPE — GEOQUÍMICA

5.1 — Introdução

A área de ocorrência da Suíte São José (SSJ) é caracterizada, como visto no capítulo 3, por uma extensa faixa de terreno de direção meridiana, com mais de 70 Km de comprimento dentro da área desta tese, localizada no CMSC, próximo do contato deste com o Complexo Mairí. Apesar da grande extensão, os afloramentos são escassos e em apenas alguns deles foi possível coletar amostras não alteradas por intemperismo, que pudessem ser analisadas quimicamente.

Além do magmatismo característico da SSJ, na mesma área ocorrem muitos diques máficos denominados por Gava *et al.* (1983) como “enxame de diques de Aroeira”, também estudados por outros autores (Gomes *et al.*, 1993), que podem em determinadas situações, ser confundidos com a SSJ. Porém dados estruturais mostram que a SSJ é precoce em relação a tais diques (Loureiro, 1991).

Ao longo deste capítulo serão feitas considerações a respeito dos gabros que constituem os diques de Aroeira, para mostrar as diferenças e semelhanças existentes entre os litótipos gabróicos da SSJ e deles. Todavia as observações não serão muito aprofundadas, pois a caracterização petrogenética dos diques foge dos objetivos desta tese.

5.2 — Características geoquímicas da SSJ e dos diques

Foram selecionadas 15 amostras de metabasitos (fig. 5.1): nove da SSJ e seis dos diques de Aroeira, cujos dados químicos estão na tabela 5.1 (informações sobre os métodos analíticos estão no Anexo 1). A SSJ está representada por quatro amostras petrograficamente definidas como ultramáficas (SSJ-BAM na tabela 5.1) e por cinco de gabronoritos (SSJ-Gb na tabela 5.1). As ultramáficas exibem valores de $mg\#$ (= $100 \text{ MgO}/[\text{MgO}+\text{FeO}^*]$ molar) entre 60 e 71 e os gabronoritos entre 52 a 58.

As máficas dos diques, com exceção de uma, mostram valores de $mg\#$ inferiores a 44 chegando até 31, apesar dos teores de SiO_2 serem inferiores a 49%. Estas características, além de outras que serão vistas mais adiante, indicam a presença de um líquido enriquecido em TiO_2 e Fe_2O_3 devido ao fracionamento de ilmenita, que por efeito gravitacional, tende a se misturar com os líquidos situados em níveis

mais profundos (Boudinier, J-L, inf. verbal). Tal processo é comum em diques “translitosféricos” de grandes extensões.

Com base nas considerações de Glikson & Jahn (1985) as amostras da SSJ com mais de 10% de MgO (os ultramafitos) serão denominadas básicas com alto MgO (BAM) e aquelas com menos de 10% de MgO e com razões $MgO/Al_2O_3 < 0,6$ (os gabronoritos) serão chamadas simplesmente de gabros (Gb-SSJ, nos diagramas). As denominações originais, utilizadas pelos autores acima, na caracterização de litótipos máficos do greenstone belt de Barbeton, foram basaltos de alto magnésio e basaltos toleíticos respectivamente, mas como a natureza extrusiva ou intrusiva da SSJ não está clara, o termo basalto foi evitado.

5.2.1 — Elementos maiores

Os teores de SiO_2 das amostras da SSJ variam dentro do estreito intervalo entre 48 e 50%. Apenas uma tem teor inferior a 48% (vide tabela 5.1). Os teores de TiO_2 são baixos, entre 0,99 e 1,20%, similares aos toleítos de baixo K de outros cinturões móveis proterozóicos (Zhao, 1994) ou de noritos de intrusões acamadas, como Bushveld, ou ainda basaltos e gabros de *greenstones* (Condie, 1981; Blais, 1989), ou de alguns ofiolitos (Serri, 1981). As razões entre os óxidos FeO/Fe_2O_3 são maiores que um, atingindo até mais de quatro em uma amostra (LR-23 na tabela 5.1).

As amostras dos diques, por seu turno, exibem teores de SiO_2 em torno de 47% na maioria das amostras; apenas duas chegam a 49%. Os teores de TiO_2 são fortemente enriquecidos, atingindo até 3,76%. Além do TiO_2 e do SiO_2 , outro diferencial importante entre os diques e a SSJ são as razões FeO/Fe_2O_3 , que nos gabros dos diques são menores que, ou próximas da unidade, mostrando a importância do fracionamento de ilmenita como mencionado acima.

No diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) as amostras da SSJ se posicionam na região junto ao lado F-M (fig. 5.2). As ultramáficas se localizam muito próximas do limite do gráfico, na direção do vértice M e os gabronoritos ocupam posição um pouco mais para o lado do vértice F. As ultramáficas (BAM) são caracterizadas como possíveis cumulos toleíticos e os pontos representativos das básicas da SSJ se dispersam numa posição que marca a presença de cristalização fracionada precoce a intermediária de uma linhagem toleítica. As rochas dos diques, denominadas “Gb-dique” no mesmo gráfico, são enriquecidas em Fe, ocupando a região mais próxima do vértice F, porém não se pode afirmar que sejam rochas toleíticas, pois não são representantes de líquidos simples, mas sim misturados com óxidos de Fe-Ti.

Nos diagramas de Miyashiro (1975) que mostram a variação de FeO^* e de TiO_2 em função da razão FeO^*/MgO (fig. 5.3 A e B), as amostras da SSJ também são definidas como toleíticas, no segmento que marca os termos menos diferenciados do fracionamento. As amostras Gb-dique se posicionam longe do *trend* normal, mostrando forte enriquecimento de FeO^* e de TiO_2 , caracterizando bem a acumulação de ilmenita.

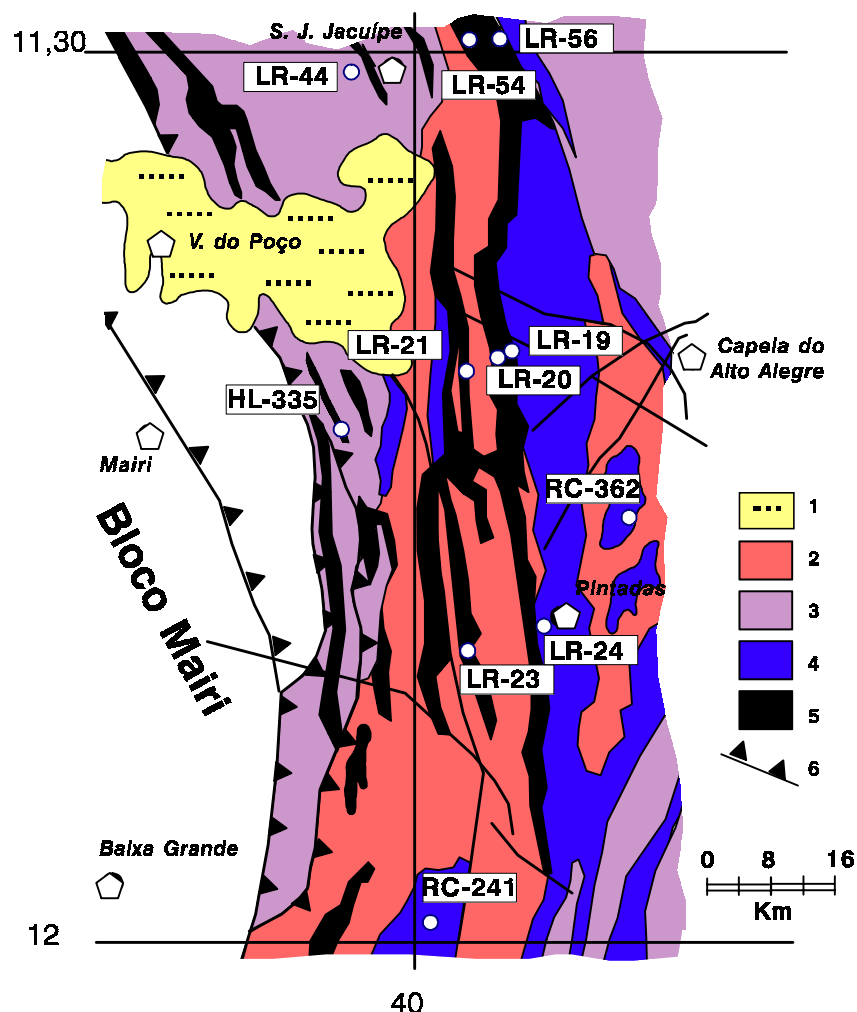


Figura 5.1 — Mapa geológico esquemático (modif. de Melo *et al.*, 1995) com localização das estações de amostragem. Convenções: 1 - coberturas detriticas; 2 - granitóide de Cais; 3 - Complexo Caraíba; 4 - Complexo Ipirá; 5 - Suíte São José do Jacuípe; 6 - zonas de cisalhamento compressivo-transcorrente. Apesar de extensos, os corpos da SSJ foram definidos através de fragmentos de superfície e do solo característico, pois as rochas ocorrem em pequenos afloramentos, em geral muito intemperizados. Por este motivo a amostragem ficou tão dispersa. A estação LR-44 representa uma série de diques aflorantes nas paredes do sangradouro da barragem de São José do Jacuípe.

No diagrama de Jensen (Jensen, 1976) da figura 5.4, estão lançados os *trends* evolutivos das linhagens komatiíticas, toleíticas e calcioalcalinas. As amostras mais magnesianas (BAM) se posicionam de forma desordenada no campo dos basaltos komatiíticos; as Gb-SSJ são caracterizadas como toleíticas magnesianas.

O final da evolução da linhagem komatiítica ocorre justamente no campo do gráfico onde se inicia o *trend* toleítico. Nesta região de recobrimento entre as duas linhagens magmáticas é que ficam posicionados os pontos representativos dos gabronoritos da SSJ.

Apesar das amostras de BAM e dos gabros da SSJ se colocarem no *trend* komatiítico o fato pode não ser significativo, pois as primeiras ocupam uma posição quase perpendicular ao alinhamento enquanto as segundas ficam numa posição extrema do final da evolução. As amostras poderiam estar caracterizando duas linhagens distintas: uma komatiítica com $mg\# > 60$ e outra toleítica magnésiana com $mg\#$ entre 50 e 60, porém não se deve esquecer que as amostras de BAM são cumuláticas e não devem representar a composição de um líquido.

Um fato importante, que deve ser considerado, é a possibilidade da SSJ ter sofrido contaminação crustal. Num trabalho anterior, Teixeira & Melo (1992) não chegaram a definir sua presença, porém, a questão deve ser retomada, já que é fundamental para a caracterização correta da SSJ. A contaminação crustal não exclui a possível natureza oceânica da SSJ, porém impede que ela seja comparada aos MORB atuais. A presença de contaminação é um fato comprovado em komatiitos e basaltos toleíticos de inúmeros *greenstone belt* (Arndt & Jenner, 1986; Kroner & Tegtmeier, 1994; Riganti & Wilson, 1995; entre outros), bem como em seqüências máficas associadas a margens passivas como no orógeno de Ungava (Canadá), com idade de 2,0 Ga (Dunphy *et al.*, 1995) e na bacia (Mesozóica) do Espírito Santo (Fodor & Vetter, 1984), onde foram identificadas rochas de natureza semelhante aos MORB com evidências de contaminação crustal. No diagrama SiO_2 x $mg\#$ (fig. 5.5), modificado de Stern & Kilian (1996) algumas amostras da SSJ se posicionam de forma a sugerirem a presença de alguma contaminação crustal, que deverá ser definida, com mais precisão, na seqüência deste trabalho.

A SSJ pode ser mais bem caracterizada se for comparada com outras seqüências melhor estudadas de outras regiões. Para tanto serão usados para comparação os *trends* presentes nas seqüências toleíticas e komatiíticas do *greenstone* de Kuhmo, na Finlândia (Blais, 1989), e dados analíticos representativos do magmatismo máfico relacionado às diversas fases de abertura de um rifte no orógeno de Ungava, desde ambientes continentais (basaltos continentais) até aos MORB típicos, passando pelas máficas que caracterizam a transição entre continente e oceano, com composição de MORB contaminado por material oriundo de uma crosta continental (Dunphy *et al.*, 1995).

Nos diagramas da figura 5.6 as amostras da SSJ têm dois posicionamentos distintos:

(i) as amostras dos gabros se localizam junto às amostras contaminadas de Ungava, junto ao *trend* de diferenciação dos komatiitos de Kuhmo;

Amostra	#Mg	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	Fe₂O₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	P₂O₅	P.F.	Total	Cr	Ni
SSJ-BAM																
LR-23	71,07	48,30	1,00	11,30	2,00	9,30	0,17	15,30	9,20	1,70	0,41	0,29	0,60	99,60	1550	600
LR-19B	64,67	48,00	0,94	9,40	4,70	9,30	0,23	13,90	10,60	1,30	0,51	0,12	0,70	99,70	600	200
RC-241	65,82	49,90	1,10	8,50	3,60	8,70	0,22	12,90	11,30	1,50	0,73	0,16	1,12	99,80	750	220
HL-335	60,29	47,10	1,19	6,77	8,20	7,53	0,19	12,70	14,70	2,10	0,62	0,03	0,06	101,20	1150	450
SSJ-Tol.																
LR-54	57,99	49,10	0,99	13,50	4,12	8,71	0,18	9,62	12,40	2,68	0,11	0,03		101,50	350	55
LR-20	55,16	48,90	1,20	14,20	5,10	7,00	0,17	8,00	11,40	2,40	0,58	0,20	0,80	99,90	225	100
LR-21	52,89	48,00	0,94	14,20	3,60	9,30	0,19	7,90	12,60	2,20	0,26	0,15	0,40	99,80	175	105
LR-24	54,34	50,20	1,00	14,20	2,20	9,70	0,17	7,80	12,00	2,20	0,16	0,20		99,80	125	50
RC-362	52,16	48,40	1,10	14,60	3,80	9,00	0,19	7,60	12,20	2,20	0,44	0,20	0,10	99,80	250	115
Diques																
LR-44B	53,54	46,60	1,01	15,40	5,88	5,47	0,14	6,96	12,70	3,40	0,28	0,03		97,87	300	80
LR-56	43,92	49,10	2,47	11,10	7,85	8,41	0,21	6,80	10,20	3,98	0,56	0,18		100,86	100	45
LR-44I	41,45	49,30	2,76	13,90	8,14	7,60	0,18	5,93	11,20	2,29	0,47	0,10		101,87	225	75
LR-44D	34,67	47,70	3,45	12,80	7,45	9,95	0,19	4,96	10,80	2,75	0,75	0,84		101,64	75	40
LR-44F	32,15	47,30	3,76	11,90	10,42	8,34	0,20	4,71	9,21	3,69	0,84	0,21		100,58	75	40
LR-44E	31,74	47,20	3,75	11,90	10,21	8,71	0,20	4,67	9,10	3,64	0,87	0,22		100,47	75	35

Teores dos óxidos em %, dos elementos traços em ppm; P.F.= perda ao fogo

Informações sobre os métodos analíticos no Anexo 1

Tabela 5.1 - Dados químicos da Suíte São José e dos diques

Amostra	Cu	Pb	Zn	Ba	Sr	Zr	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
SSJ-BAM																		
LR-23	80	20	80	620	269	71	33	18,92	40,28	21,53	4,22	1,16	2,80	2,97	0,59	1,55	1,14	0,16
LR-19B	10	20	125	520	33	62	48	16,29	35,60	24,79	5,44	1,14	3,64	4,19	0,82	2,14	1,43	0,21
RC-241	95	20	125	58	64	133	40	12,67	26,24	15,10	3,45	0,83	3,62	2,95	0,59	1,64	1,77	0,29
HL-335	135	20	115	640	85	41	29	6,84	20,79	10,51	2,56	0,73	1,92	2,40	0,48	1,27	0,91	0,12
SSJ-Tol.																		
LR-54	55	10	95	2250	113	37	29	9,36	19,07	13,49	3,23	0,74	2,68	2,27	0,54	1,59	1,32	0,18
LR-20	85	30	90	1300	150	88	38	14,64	33,40	19,30	4,38	1,15	3,84	2,94	0,74	2,01	1,68	0,25
LR-21	270	30	90	180	69	44	25	3,38	7,94	8,25	2,30	0,71	2,49	2,39	0,57	1,67	1,57	0,22
LR-24	95	20	75	180	118	60	20	5,08	11,50	10,30	2,60	0,71	2,43	2,11	0,53	1,50	1,23	0,18
RC-362	185	20	110	180	76	82	36	5,94	12,13	11,24	3,04	0,85	2,89	2,72	0,62	2,05	1,73	0,23
Diques																		
LR-44B	55	30	85	900	125	57	28	5,73	12,05	10,41	2,61	0,71	2,25	2,10	0,45	1,26	1,07	0,15
LR-56	50	10	165	2000	160	170	56	20,43	39,32	26,30	6,01	1,62	5,42	4,55	1,00	2,80	2,61	0,34
LR-44I	165	15	115	380	140	131	37	11,62	23,63	17,75	4,40	1,25	4,21	4,25	0,83	2,42	2,20	0,36
LR-44D	100	30	155	560	167	254	54											
LR-44F	85	20	165	660	152	247	63											
LR-44E	90	30	175	560	166	224	66	19,31	37,31	25,69	5,80	1,48	5,28	4,57	1,07	2,92	2,86	0,39

Tabela 5.1 - Suíte São José do Jacuípe (continuação)

(ii) as amostras de BAM se dispersam bastante nos três gráficos da figura 5.6, dificultando a sua caracterização dentro de qualquer linhagem. Não ficam claramente junto de qualquer dos conjuntos mostrados nos gráficos, sugerindo que sua composição pode estar de alguma forma modificada, seja pela presença exagerada de acumulações minerais, seja por contaminação ou algum outro processo pós-magmático.

Apesar das amostras da SSJ não definirem um *trend* evolutivo claro nos gráficos da figura 5.6, elas se posicionam junto aos outros conjuntos de Ungava e Kuhmo cujas dispersões mostram claramente o efeito importante de cristalização fracionada de olivina e Opx. Tal distribuição sugere, de forma muito clara, que o fracionamento destes minerais pode ter sido fundamental na diferenciação do líquido que deu origem a SSJ, em particular aos Gb-SSJ.

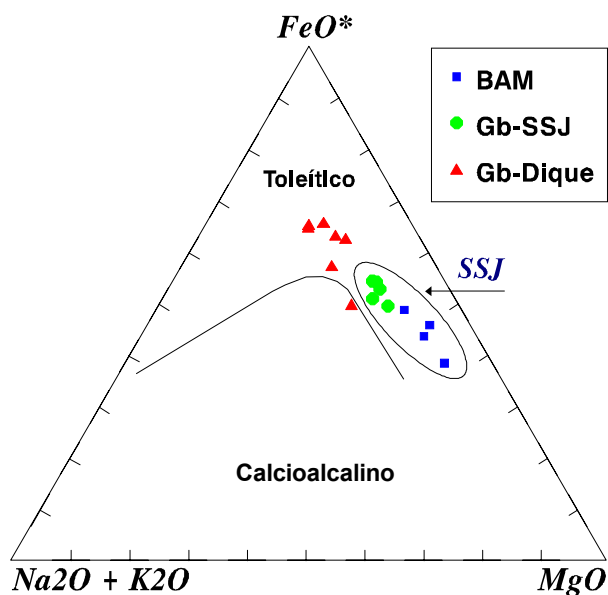


Figura 5.2 — Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971). A posição dos pontos representativos da SSJ sugere a presença de uma linhagem toleítica, onde os ultramafitos ocupam a posição característica dos cumulos, junto ao lado F-M e os gabronoritos se mostram como líquidos toleíticos pouco/medianamente diferenciados. As máficas dos diques ocupam posições junto ao vértice F do diagrama, mostrando seu característico enriquecimento em Fe e Ti.

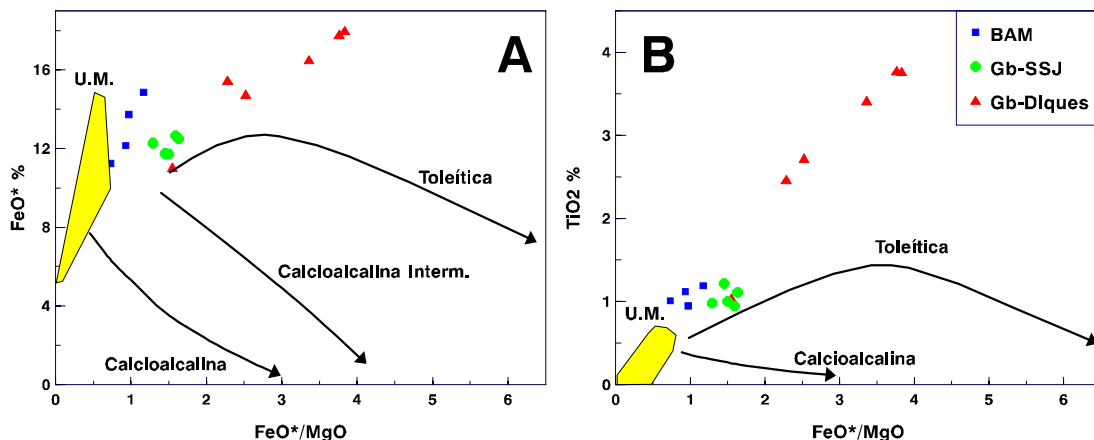


Figura 5.3 — Diagramas de Miyashiro (1975). A: FeO^*/MgO x FeO^* ; B: FeO^*/MgO x TiO_2 . Os dois diagramas exibem os *trends* característicos das séries toleíticas e calcioalcalinas, além do campo de definição das rochas ultramáficas (U.M.). Os pontos representativos dos gabronoritos da SSJ se colocam junto ao segmento evolutivo inicial a intermediário da linhagem toleítica. Os pontos representativos das amostras dos diques, sobretudo no diagrama B mostram o efeito da acumulação de óxidos de Fe-Ti (ilmenita) dentro do líquido, cujo *trend* foge completamente do padrão normal, tanto das linhagens toleíticas quanto calcioalcalinas.

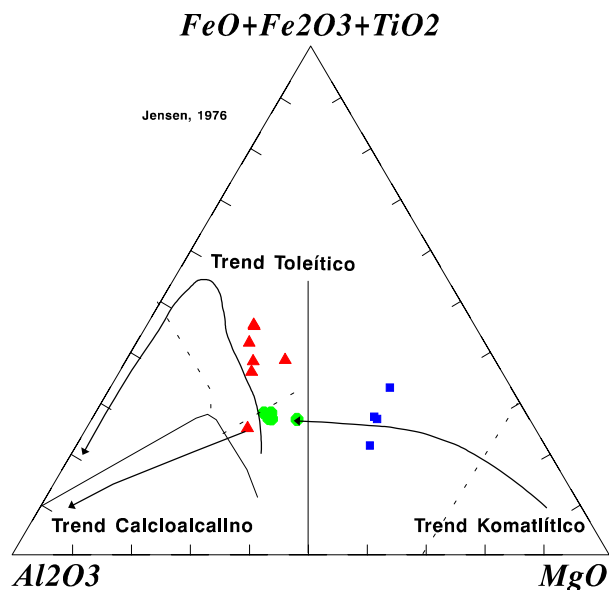


Figura 5.4 — Diagrama de Jensen. As amostras de BAM apesar de se colocarem sobre o *trend* evolutivo dos líquidos komatiíticos, o fazem de forma aparentemente desordenada. Poderiam estar indicando uma linhagem komatiítica se consideradas juntamente com os gabronoritos, que se posicionam no final do *trend*, mas é mais provável que as BAM estejam enriquecidas em MgO por acumulação de piroxênio, daí a sua colocação algo dispersa no diagrama. Então os gabronoritos seriam representantes de líquidos toleíticos em suas fases iniciais/intermediárias de evolução, enriquecidos em Mg. Os gabros dos diques embora enriquecidos em Fe* e Ti, caem sobre o *trend* toleítico. Observar que a amostra menos evoluída dos Gb-dique se posiciona junto ao início do *trend* calcioalcalino, como ocorreu também na figura 5.2, sugerindo que a linhagem possa ser calcioalcalina, mas devido ao enriquecimento de Fe e Ti da maioria das amostras, elas caem no campo toleítico

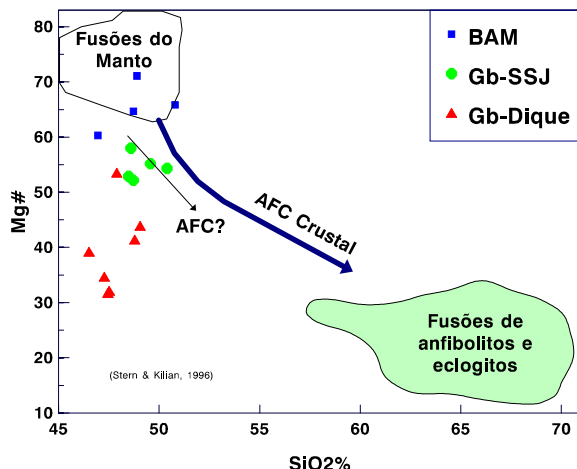


Figura 5.5 — Diagrama SiO_2 x $\text{mg}\#$. As amostras dos gabros da SSJ mostram a possível presença de contaminação crustal indicada no gráfico pela linha (AFC?).

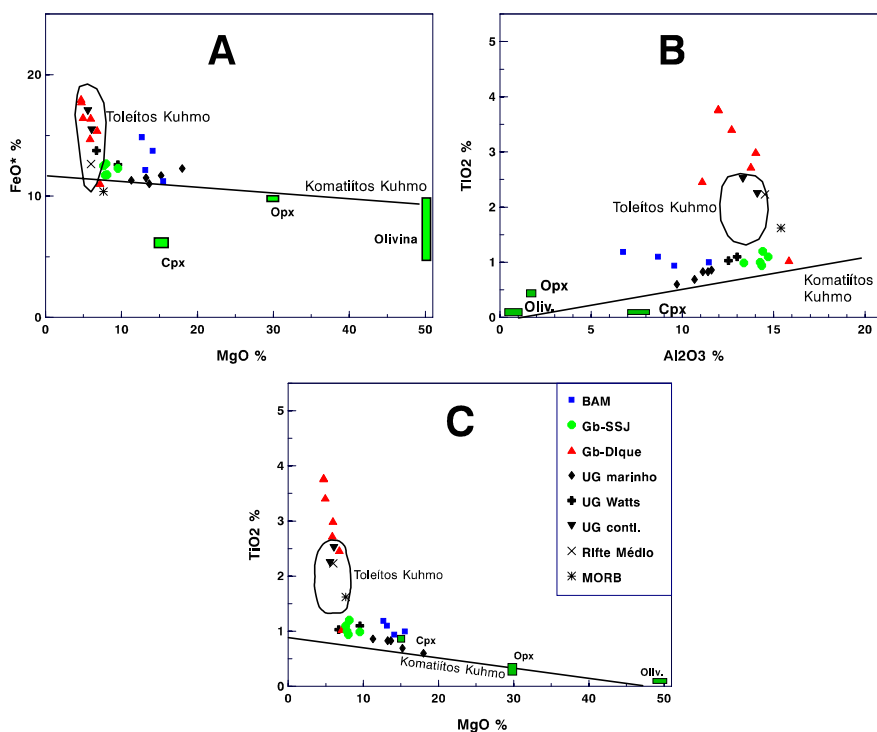


Figura 5.6 — A: MgO x FeO^* ; B: Al_2O_3 x TiO_2 ; C: MgO x TiO_2 . Nestes diagramas as amostras da área de tese foram lançadas juntamente com *trends* e amostras de outras áreas melhor estudadas. Os gabros da SSJ e as amostras representativas do magmatismo oceânico de Ungava (Dumphy *et al.*, 1995) mostram um padrão evolutivo semelhante ao verificado para os komatiitos de Kuhmo (Blais, 1989) (vide texto), onde a participação da olivina e opx no fracionamento foi muito importante. As amostras da SSJ se posicionam junto às amostras com contaminação crustal de Ungava (UG Watts), associadas à margem continental passiva. Os pontos representativos dos diques formam um conjunto homogêneo com as amostras de basaltos continentais de Ungava (UG conti.) e a média dos basaltos de riftes modernos (Riffe Médio). Os teores dos gabros da SSJ também são muito semelhantes à média dos MORB (Hofmann, 1988).

5.2.2 — Elementos traços

5.2.2.1 — *Características gerais*

O quimismo de rochas submetidas a metamorfismo de alto grau e intenso tectonismo, como as aqui estudadas, fica mais bem definido mediante a utilização dos chamados elementos com alto campo de força (HFS): Zr, Ti, Nb e Y, e os elementos terras raras (ETR). Isto porque os processos pós-magmáticos, como tectonismo e metamorfismo de alto grau, afetam muito pouco suas mobilidade (Pearce & Cann, 1973; Winchester & Floyd, 1976; Pearce & Norry, 1979; Pearce, 1982). Estes elementos são úteis na caracterização dos ambientes tectônicos onde os magmas foram gerados e permitem, ainda, verificar a presença de algum tipo de contaminação tanto da fonte produtora de magmas básicos, como em arcos de ilha ou margens ativas, onde o manto se acha freqüentemente metassomatizado por fluidos oriundos da zona de subducção, quanto de líquidos que assimilam as encaixantes, como nos ambientes continentais. Nestes aspectos podem até serem mais efetivos que estudos isotópicos (Hawkesworth *et al.*, 1994).

Os elementos traços analisados na SSJ estão relacionados na tabela 5. Foram analisados também Nb e Rb, porém os limites de detecção inferiores do método analítico empregado (fluorescência de Raios-X) eram muito altos (10 ppm) e estes elementos não foram detectados em nenhuma das amostras.

5.2.2.2 — *Os elementos terras raras (ETR)*

Os dois conjuntos litológicos da SSJ mostram espectros distintos, apesar da presença em comum de um importante fracionamento de ETR leves e um acentuado empobrecimento de ETR pesados. Nos gabronoritos o fracionamento é irregular com pequenas anomalias negativas de Ce (semelhante ao que ocorre com as amostras dos diques de Aroeira) e de Eu, e espectros de ETR pesados praticamente planos (razões La/Sm entre 0,8 e 2,0 e Gd/Yb entre 1,2 e 1,8).

Nas BAM a razão La/Sm varia entre 1,6 e 2,8 e a razão Gd/Yb tem valores entre 1,6 e 2,0. Comparados aos gabros da SSJ, os ETR leves são mais fracionados nas BAM enquanto os ETR pesados apresentam comportamento semelhante nos dois conjuntos litológicos. Todavia os espectros das BAM não exibem as anomalias negativas de Dy que são muito nítidas nas amostras dos gabros. As anomalias de Eu também não são tão regulares, como as dos Gb-SSJ (fig. 5.7A e B).

As razões interelementos observadas nas amostras da SSJ são comparáveis as do toleito TH2 de Condie (1981). Também são semelhantes as razões de alguns basaltos toleíticos de Kuhmo e aos basaltos toleíticos contaminados de Ungava (amostras da ilha de Watts). Em relação aos MORB normais, os espectros dos Gb-SSJ são distintos, sobretudo por apresentarem persistente empobrecimento em ETR pesados aliado ao fracionamento de terras raras leves, pouco comuns nos MORB.

Apesar dos quimismos claramente diferentes dos gabros e das BAM, os teores de ETR são quase idênticos, sugerindo que sejam produtos de dois magmatismos diferentes, originados — ao contrário dos MORB normais — de fusões mantélicas profundas, com granada residual (que reteve ETR pesadas), a semelhança do que tem sido sugerido para as máficas dos *greenstones belts* em geral (Abbott, 1996) e em particular para os toleítos de Kuhmo (Blais, 1989) e de Barbeton (Glikson & Jahn, 1985; Kroner & Tegtmeier, 1994). Por outro lado o fracionamento acentuado dos ETR leves, anormal para rochas com características gerais de MORB, sugere que pode ter ocorrido contaminação crustal, ou até que a SSJ não represente os restos de um MORB.

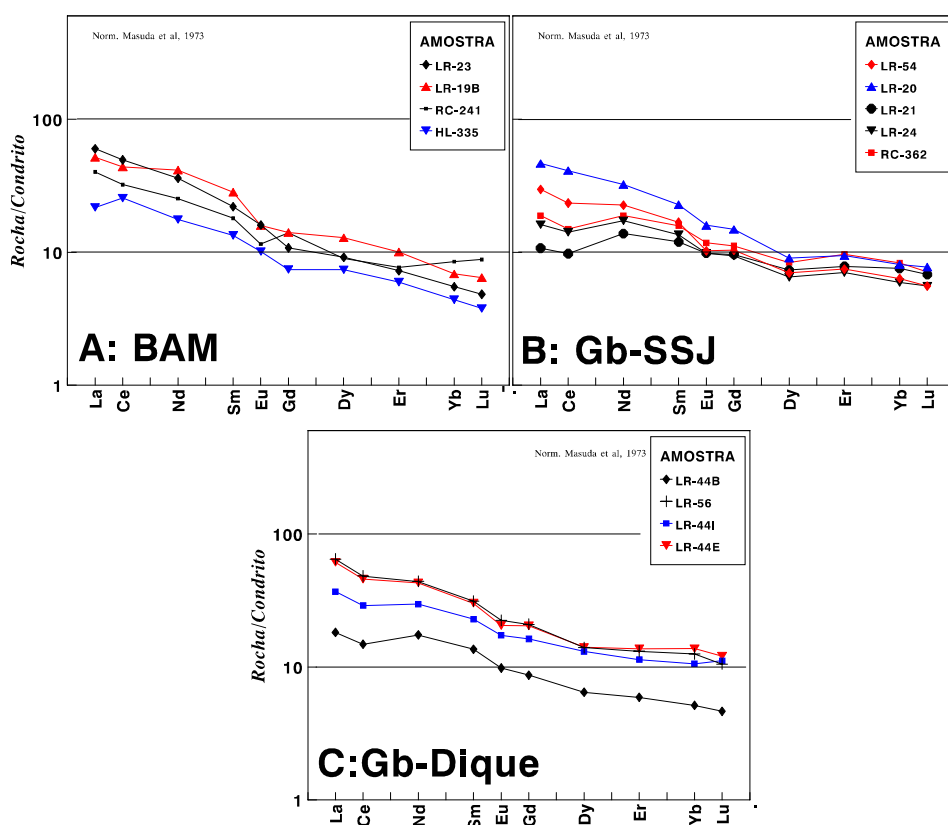


Figura 5.7 — Diagramas de ETR. A: BAM; B: Gabros - SSJ; C: Gabros - Diques. As diferenças mais importantes entre os três diagramas são as seguintes: (i) as BAM mostram espectros com ETR pesadas algo mais fracionadas que aquelas dos Gb-SSJ; (ii) os gabros-SSJ e os gabros dos diques mostram pequenas anomalias de Ce e Dy que sugerem que as fontes ou o fracionamento foram semelhantes; (iii) as anomalias de Eu negativas são mais bem definidas nos espectros dos Gb-SSJ que nos das BAM.

Os espectros de três amostras dos diques são compatíveis com toleítos continentais (fig. 5.7C) com forte fracionamento e pequena anomalia negativa de Eu. Ao contrário das amostras da SSJ, os teores de ETR pesadas estão acima de 10X condrito. Todavia, uma amostra de um pequeno dique (LR-44B) tem teores

muito semelhantes aos da SSJ, porém seu espectro é perfeitamente paralelo aos dos outros diques, sugerindo uma possível cristalização fracionada onde esta amostra representaria um líquido menos diferenciado.

A partir das características dos ETR pode-se concluir o seguinte:

— A SSJ e os diques pertencem a magmatismo diferentes, embora as fontes possam ter sido análogas, como sugerido pelas persistentes anomalias negativas de Ce e Dy presentes nos dois conjuntos.

— Os gabros da SSJ e as BAM não podem ser comparados, pois representam materiais distintos, ou seja, um líquido toleítico (gabros) e um sólido cumulático (BAM).

— Ao contrário dos elementos maiores os ETR não mostram clara afinidade com os teores dos MORB. Porém seus espectros são semelhantes aos de algumas máficas toleíticas de *greenstone belt* e também de zona de transição entre magmatismo continental-oceânico proterozóico (Dumphy *et al.*, 1995) ou mesozóico (Fodor & Vetter, 1984).

— Os baixos teores de ETR pesados sugerem que a SSJ deve ser o produto da diferenciação de um líquido gerado pela fusão parcial do manto em profundidades onde a granada foi estável como mineral residual. Tal profundidade é incompatível com as profundidades de produção dos MORB atuais, tidas como rasas (Cox *et al.*, 1981; Wilson, 1989, entre outros), onde o espinélio seria a fase portadora de Al estável (Nicolas, 1990b).

5.2.2.3 — *Os demais elementos traços*

Os HFS e ETR são normalmente incompatíveis com a fase cristalina de magmas básicos e em consequência as razões entre eles não devem variar em função do grau de fusão parcial sofrido pela fonte ou por efeito de cristalização fracionada. Da mesma forma as relações com outros elementos maiores ou traços podem evidenciar processos de fracionamento, acumulação ou contaminação.

Para demonstrar a presença de fracionamento nas unidades estudadas foram confeccionados os gráficos das figuras 5.8A e B. Como gabros frequentemente contém acumulações de plagioclásio, que retém Al_2O_3 e Sr, a acumulação do mineral irá causar um enriquecimento acentuado desses elementos aliado a baixos teores de Zr, ou outro elemento HFS incompatível com ele. Os diagramas Zr x Al_2O_3 e Zr x Sr, respectivamente, mostram que os teores de Zr são comparáveis aos teores do elemento nos MORB e que a variação de Al e Sr nos gabros da SSJ é mais compatível com a evolução de um líquido, do que de um cumulado. Nos Gb-dique os elementos mostram comportamento semelhante aos da SSJ, todavia os teores muito elevados de Zr, são típicos de basaltos continentais.

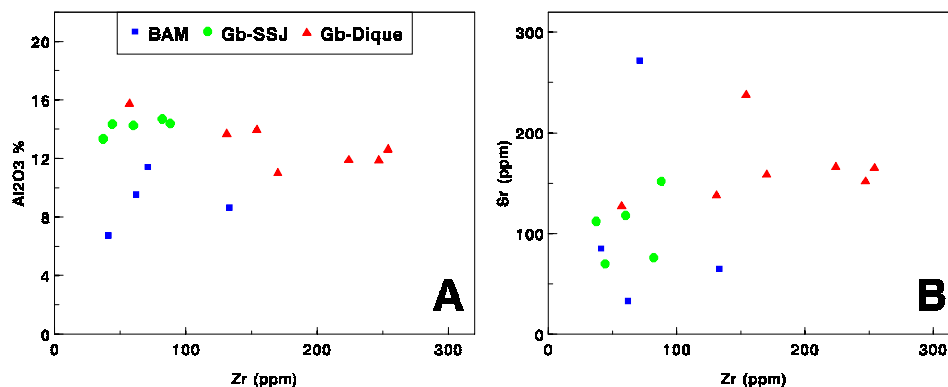


Figura 5.8 — Diagramas com elementos traços e maiores. A: Zr x Al₂O₃; B: Zr x Sr; Nos dois diagramas um elemento incompatível e de alto campo de força (Zr) é confrontado com elementos que se concentram nos plagioclásios. Ambos mostram que a acumulação deste mineral não foi importante nos gabros da SSJ e que o comportamento da mesma em relação a estes elementos é de um líquido. Se estivesse ocorrendo acumulação de plagioclásio, haveria uma forte variação nos teores de Al₂O₃ e Sr associados a baixos teores de Zr.

Chamam a atenção os teores de Ba em algumas amostras, incompatíveis com os tipos de rochas máficas em estudo, pois são muito elevados (tabela 5.1). O elemento não exibe qualquer característica que possa ser claramente relacionada a algum mecanismo de diferenciação magmática, tais como caráter compatível ou incompatível, teores dentro das faixas de variação normal para as rochas básicas, etc. A distribuição aparentemente errática de seus teores talvez esteja refletindo alguma alteração metassomática ou um enriquecimento provocado pelo metamorfismo na fácies granulito, que segundo Condie & Allen (1984) pode provocar a concentração do elemento.

5.3 — Informações complementares

Algumas considerações além das até aqui expostas, são importantes para a definição da evolução da SSJ e a sua possível gênese.

Existe uma nítida falta de coerência entre os comportamentos dos elementos de raio iônico grande (LIL), dos HFS e dos ETR (tabela 5.1). Comparando os teores médios dos gabros da SSJ com os teores médios de N-MORB (Hofmann, 1988) verifica-se que Ba e K são enriquecidos na Suíte, porém Sr e Rb não o são, como seria de esperar de um material originado da fusão de um manto metassomatizado. Manto que também deveria produzir líquidos empobrecidos em HFS e ETR. Ti, Zr, Y estão empobrecidos, mas com os ETR não existe tanta coerência. Os leves (La e Ce) são enriquecidos, porém os pesados (Yb e Lu) são empobrecidos. Assim, os dados estão mostrando a atuação de algum tipo de mecanismo além de uma possível fusão de um manto metassomatizado típico dos arcos magmáticos. Pode-se sugerir que a SSJ seja o produto de uma fusão parcial com taxas mais elevadas de uma fonte análoga a dos MORB, porém, com granada na fase residual. Esta hipótese também tem problemas, sobretudo para explicar a elevação no teor de ETR leves e de elementos LIL. Aparentemente houve algum processo de contaminação crustal, já aventado anteriormente.

Os espectros de ETR também dão alguma indicação do que está ocorrendo. Na figura 5.9 estão lançados os dados da SSJ, juntamente com os espectros do MORB médio normal (Hofmann, 1988), da média dos gnaisses aluminosos arqueanos (Condie, 1981) e de uma amostra de um toleíto de um *greenstone belt* (Blais, 1989). Foi usado um MORB atual porque trabalhos recentes tem demonstrado que não existem diferenças significativas entre ele e seus análogos do Proterozóico (Scott *et al.*, 1992; Zhao, 1994; Dunphy *et al.*, 1995) e o toleíto de *greenstone* porque tem sido assumido que neste tipo de ambiente o líquido máfico pode ser contaminado ao longo de seu percurso (Arndt & Jenner, 1986; Blais, 1989; Kroner & Tegtmeier, 1994; Riganti & Wilson, 1995).

Tanto o envelope composicional dos gabros da SSJ quanto o espectro do basalto do *greenstone* ficam definidos quase totalmente no espaço entre os espectros do MORB e dos gnaisses arqueanos. O padrão evidenciado pelo segmento do espectro referente aos ETR leves claramente sugere a intervenção de algum processo de contaminação crustal, com uma intensidade bastante baixa que não foi refletida através dos elementos maiores. Os teores dos ETR pesados podem, também, ser o efeito de mistura, mas é mais provável que estejam mostrando a presença de granada no resíduo de fusão mantélica, como foi sugerido para os toleítos do *greenstone* de Kuhmo por Blais (1989). Estas sugestões serão comprovadas ou modificadas através do modelamento geoquímico que será executado no capítulo 6.

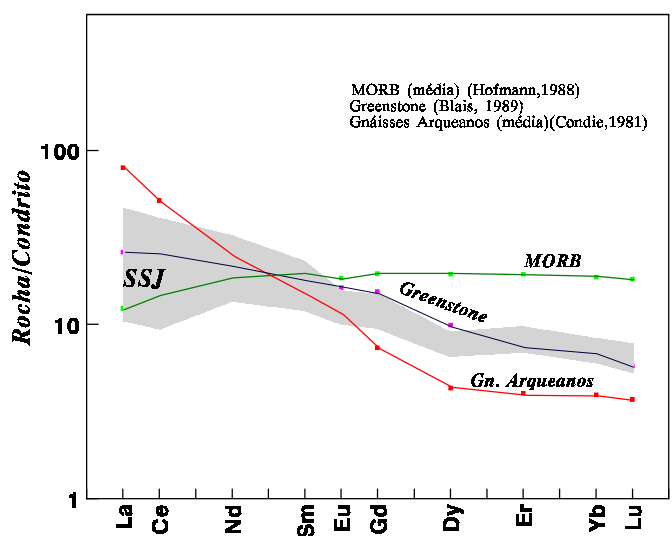


Figura 5.9 — Diagrama comparativo entre os espectros de ETR dos MORB (Hofmann, 1988), da média dos gnaisses aluminosos arqueanos (Condie, 1981) de um basalto de *greenstone* (Blais, 1989) e o envelope dos teores dos Gb-SSJ. A semelhança entre a SSJ e os toleítos dos *greenstone* é clara, porém o diagrama também mostra que os gabros da SSJ podem ser o produto de um magmatismo máfico submetido à contaminação crustal semelhante ao que é advogado para os basaltos dos *greenstone*, cujo espectro se coloca entre as composições dos MORB e da crosta continental representada pelos gn. arqueanos.

Os gabronoritos da SSJ exibem, ainda, inúmeras características químicas que são análogas as de rochas máficas geradas em zonas de transição entre magmatismo continental e oceânico em ambiente de rifte.

No orógeno de Ungava, como visto anteriormente, as rochas máficas produzidas no final da abertura do rifte, já em ambiente marinho, mas ainda contaminadas por crosta continental — colocadas sob forma de derrames (*pillows* lavas), *sills*, diques e outras intrusões — contém alguns membros cujo quimismo é muito semelhante ao que é exibido pelos gabros da SSJ. Alguns espectros de ETR também são semelhantes aos da SSJ, todavia tal semelhança não é muito marcante, pois a maioria dos espectros se mostra mais enriquecida em ETR pesados que as amostras da SSJ.

O diagrama $Al_2O_3/TiO_2 \times Ti/Zr$ (Riganti & Wilson, 1995) na figura 5.10, sintetiza bem o possível ambiente de formação para a SSJ. No diagrama foram lançados os pontos representativos das amostras dos Gb-SSJ e das BAM, juntamente com os das rochas básicas produzidas na região de transição continente/oceano em Ungava. Duas amostras claramente contaminadas com material crustal (da ilha de Watts) estão em destaque, para realçar sua semelhança com a SSJ. O ambiente de colocação, definido como o dos basaltos, basaltos komatiíticos e komatiitos arqueanos, é análogo, portanto, aquele onde são colocadas as rochas máficas/ultramáficas dos *greenstones*. Os pontos representativos das BAM, a exemplo do que exibiram em vários outros diagramas, se espalham de forma aleatória, não permitindo qualquer conclusão a respeito.

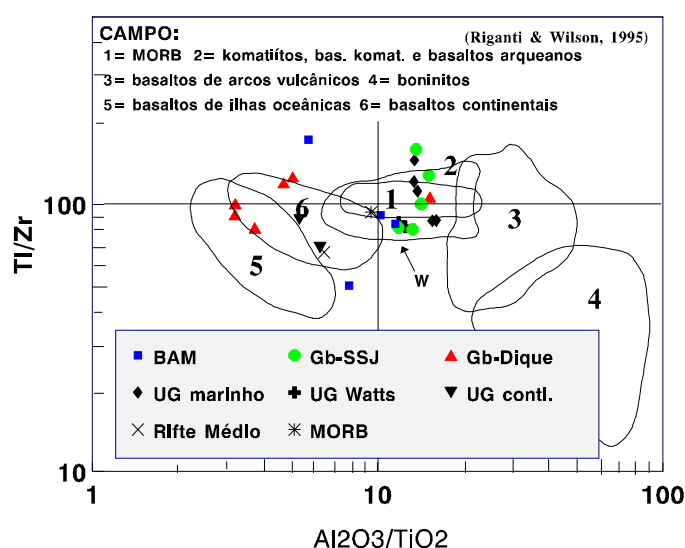


Figura 5.10 — Diagrama $(Al_2O_3/TiO_2) \times (Ti/Zr)$. Este diagrama ilustra o possível ambiente de colocação da SSJ. As amostras se posicionam no campo dos basaltos arqueanos (*greenstone*), no mesmo campo onde plotam os pontos representativos das rochas básicas de Ungava produzidas na zona de transição continente/oceano. Os diques plotam no campo dos basaltos continentais. No local indicado com a letra **W** as amostras contaminadas de Ungava (Watts) plotam praticamente no mesmo local que algumas amostras da SSJ.

Ainda na figura 5.10, foram lançados os pontos representativos dos gabros dos diques de Aroeira. Seu posicionamento, no campo dos basaltos continentais, não deixa dúvidas quanto ao seu ambiente de colocação,

mesmo que tenha havido algum deslocamento para a esquerda do gráfico, causado pela acumulação de óxidos de Fe-Ti (ilmenita).

5.4 — Conclusões

Das observações sobre o comportamento dos elementos maiores e traços estudados até aqui, é possível destacar as seguintes conclusões:

— A SSJ é constituída por dois conjuntos litológicos distintos: (i) um de linhagem toleítica representado pelos gabronoritos com mg# inferiores a 60, caracterizados como toleíticos magnesianos; (ii) o outro é representado pelas amostras definidas como básicas com alto MgO (BAM) com valores de mg# maiores que 60, cuja caracterização em termos de linhagem petrogenética não ficou clara.

— Os ETR leves mostram teores que sugerem a presença de contaminação crustal, em níveis não definidos, dos magmas originais;

— A diferença de comportamento entre elementos HFS e LIL mostram que se estiver ocorrendo contaminação, ela será mais facilmente explicada por assimilação crustal que pela fusão parcial de um manto metassomatizado por fluídos produzidos em zonas de subducção.

— As rochas básicas da SSJ têm quimismo análogo ao daquelas geradas em ambientes de transição entre continente/oceano, durante a abertura de um rifte continental. O magmatismo básico toleítico neste ambiente é quimicamente semelhante aquele produzido em *greenstone belt*.

— As BAM devem representar algum magmatismo ultramáfico associado ou não a colocação dos Gb-SSJ, cujo quimismo não reflete um comportamento de líquido devido ao excesso: ou de contaminação crustal, ou de minerais cumuláticos.

— A presença de litótipos félsicos do Complexo Caraíba, possíveis representantes de TTG gerados no CMSC, sugere que houve a abertura plena do rifte, até a formação de uma bacia oceânica, que posteriormente se fechou. Então a SSJ seria o representante do magmatismo da fase inicial deste oceano, preservado durante a colisão continental.

— Os gabros de Aroeira representam outro magmatismo máfico na área, típico dos grandes diques translitosféricos, constituído por rochas toleíticas (?) enriquecidas em Fe e Ti, cuja assinatura continental é muito nítida.

SUÍTE SÃO JOSÉ DO JACUÍPE — MODELOS PETROGENÉTICOS

6.1 — Introdução

Os magmas básicos são considerados como produtos, diretos ou indiretos, de origem mantélica e como tal, são gerados nos mais variados ambientes tectônicos onde seja possível a fusão parcial do manto. Os ambientes propícios, admitidos comparativamente aos mecanismos geotectônicos modernos, podem ser considerados em três conjuntos: 1 - Cadeias mesoceânicas; 2 - Arcos de ilhas e margens ativas e 3 - Ambientes intraplacas.

(1) Nas cadeias mesoceânicas as fusões parciais ocorrem a pouca profundidade, levando a produção dos magmas toleíticos dos MORB ou basaltos de fundos oceânicos. (2) Neste ambiente existem três situações distintas. A fusão mantélica pode ocorrer (i) sob o arco de ilha, produzindo magmas toleíticos (de baixo K) ou calcioalcalinos (de alto Al). (ii) Nas margens continentais ativas são produzidos os magmas básicos mais intensamente contaminados por material crustal. São pobres em elementos com elevado campo de força (HFS) e ETR e enriquecidos em elementos de raios iônicos grandes (LIL). Em resposta a movimentos de convecção do manto na região posterior dos arcos de ilhas pode ocorrer a abertura de uma bacia de retroarco, onde são produzidos (iii) magmas que podem ser de composição sensivelmente análoga a dos MORB. Porém, com frequência tais magmas são contaminados em maior ou menor grau em função da natureza do arco de ilhas ou da margem continental caso a mesma esteja próxima (Crawford *et al.*, 1987; McCulloch & Gamble, 1991), levando à presença de características tanto de MORB, quanto de arco/margem. (3) Finalmente, no ambiente intraplacas são produzidos magmas básicos de características muito variadas desde toleíticos até alcalinos em resposta a inúmeras situações, entre elas a profundidade de fusão, o grau de fusão parcial do manto e a proporção de assimilação de material crustal. Os magmas gerados neste tipo de ambiente podem ser enriquecidos tanto em HFS e ETR quanto em LIL.

A SSJ é constituída por um conjunto litológico cuja gênese fica pouco clara, pois exhibe características químicas que são comuns a ambientes geotectônicos diferentes, embora as características relacionadas a magmatismo toleítico de fundo oceânico sejam mais marcantes. Para tentar definir a origem dos gabros da SSJ serão utilizados procedimentos de modelização geoquímica que quantifiquem os mecanismos de produção dos magmas, como caracterizado em detalhe no capítulo 4 (Metodologia).

6.2 — Processos de fracionamento

Como os magmas máficos são sempre de origem mantélica, a definição das características da fusão parcial e/ou cristalização fracionada que lhes deram origem é algo mais simples que os procedimentos para definir a gênese de líquidos félsicos. Os resíduos de fusão mantélica são constituídos por um número reduzido de minerais, predominando olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio.

Os MORB são considerados como produtos de cristalização fracionada de um líquido originado por fusão parcial do manto a baixa profundidade, sem granada entre os minerais residuais (Wilson, 1989). Os líquidos gerados nos demais ambientes podem, também, ser considerados como produtos de cristalização fracionada de líquido mantélico cujas características variam em função do grau de fusão e da proporção entre os minerais residuais.

Os processos de fracionamento são estudados com base nos dados químicos, apoiados em evidências geológicas e petrográficas. São definidos através da sistemática esquematizada a seguir, que é a mais freqüentemente adotada na literatura (Martin, 1985; Martin, 1987a; Blais, 1989).

1. Através de diagramas de Harker para os diversos óxidos e para os elementos traços é verificada a presença de *trends* que possam estar associados a algum tipo de diferenciação magmática. Tais *trends* devem mostrar coerência não só com os processos de diferenciação normais, como também entre eles mesmos, isto é, os vários diagramas devem exibir o mesmo comportamento. Através dos *trends* são verificados quais elementos tem comportamento compatível e quais são incompatíveis.

2. O segundo passo é verificar se existe mais de um *trend* que indique uma origem que pode ser comum. Neste caso, se os vários *trends* apontam para um ponto de origem comum, a composição inicial (Co) pode estar representada por este ponto de intersecção. Resta então definir que mecanismo petrogenético esta sendo mostrado pela distribuição dos teores: CF, FP ou mistura.

3. Os elementos traços compatíveis e incompatíveis têm comportamentos diversos em função da presença de mecanismos de fusão parcial e cristalização fracionada (Arth, 1976; Cocherie, 1986) conforme já foi discutido no capítulo de Metodologia. Esta característica permite definir o mecanismo atuante mediante o uso de gráficos binários onde os elementos incompatíveis são representados no eixo das abcissas e os compatíveis nas ordenadas. Nestes gráficos os pontos se alinham subhorizontalmente quando são produtos de fusão parcial, ou se colocam em um alinhamento oblíquo ou subvertical quando o mecanismo presente for cristalização fracionada (de Rayleigh).

4. Definido os mecanismos de diferenciação presentes, se torna possível definir quais as hipóteses viáveis a respeito da fonte da unidade ígnea estudada.

5. Neste ponto, quando todas as hipóteses formuladas sobre os mecanismos petrogenéticos e sobre as possíveis fontes estiverem formuladas, as modelizações através de formulações matemáticas são aplicadas para verificar quais hipóteses são viáveis.

As amostras dos gabros da SSJ exibem pouca variação composicional. Entre os óxidos, o que mostrou variação mais linear foi o TiO_2 , que foi utilizado como indicador do fracionamento em diversas figuras entre elas a 6.1A. Os pontos representativos das amostras se colocam próximas da reta de regressão calculada matematicamente, mostrando a presença de fracionamento. Nos gráficos estão lançados também as composições do manto, e elas não se colocam sobre as retas de regressão, inviabilizando a produção da SSJ por um processo de fusão parcial direta, com resíduo de composição constante. Assim é mais provável que os dados estejam evidenciando a presença de cristalização fracionada. Ao contrário dos elementos maiores, os elementos traços exibem melhor seu tipo de dispersão quando é utilizado SiO_2 como indicador da diferenciação. Na figura 6.1B estão mostrados os diagramas de alguns elementos traços cujas dispersões mostram o caráter compatível ou incompatível de cada um.

Para definir o tipo de mecanismo petrogenético presente, como descrito no item 3 acima, foram confeccionados diagramas entre elementos incompatíveis e compatíveis, utilizando para tanto o Sr como elemento incompatível. Dois diagramas foram utilizados: Sr-Cu e Sr-Ni, que estão na figura 6.1C. Nos dois diagramas o *trend* evolutivo bastante verticalizado sugere que a cristalização fracionada foi o principal mecanismo petrogenético atuante na diferenciação da SSJ.

Como apenas um alinhamento fica definido pelas amostras, é impossível a definição de uma composição inicial (Lo), conforme o procedimento descrito no item 2, acima. A única evidência sobre o Lo é dada pelos teores de TiO_2 das amostras, sempre acima de 0,90%, que mostram que Lo certamente tinha teor abaixo deste patamar. Existe uma infinidade de composições com tal característica, forçando a utilização de uma outra sistemática para a definição de Lo.

A SSJ, constituída por rochas máficas cujas amostras mostram uma pequena variação composicional, dentro de um único *trend* (fig. 6.1A e 6.1B), deve ter sido gerada por um dos dois mecanismos citados no início deste item e revistos abaixo.

(i) Diretamente por fusão parcial do manto, pouco provável como visto acima ou;

(ii) Por cristalização fracionada que se processa a partir de um líquido correspondente a uma taxa de fusão parcial, a ser definida, de uma fonte sólida (manto), e segundo condições susceptíveis de gerar os produtos finitos que são nossas rochas (SSJ).

A fusão parcial do manto se processa, formando resíduos (sólidos) cuja composição modal é relativamente simples e contém basicamente os seguintes minerais: olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio. Em função da profundidade onde ocorre, é adicionado mais granada, espinélio ou plagioclásio.

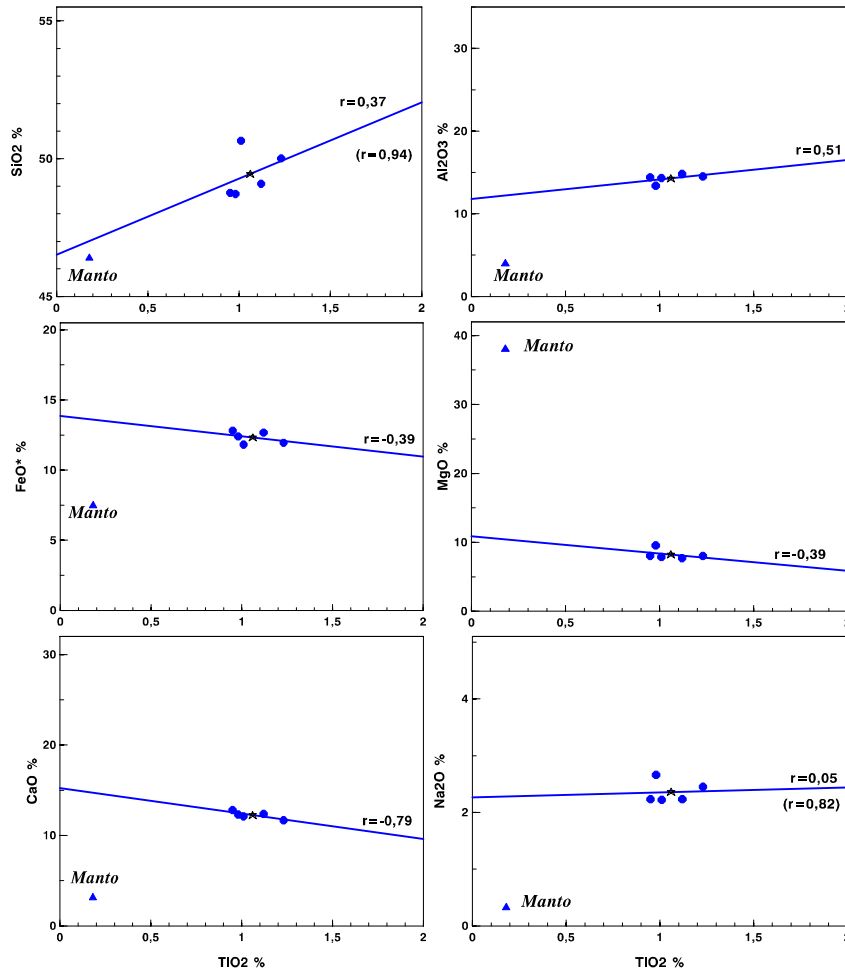


Figura 6.1A — Diagramas de Harker mostrando a distribuição dos elementos maiores nos Gb-SSJ em relação ao manto. A reta traçada é a reta de regressão matemática dos pontos para cada um dos elementos estudados. A estrela representa a média do elemento nos Gb-SSJ. Junto as retas estão os coeficientes de correlação “r” respectivos. Nos diagramas com SiO₂ e Na₂O existem dois coeficientes para mostrar que os baixos valores observados quando são utilizados todos os pontos, melhoram sensivelmente (valores entre parênteses) se não for considerado o ponto mais afastado da reta nos dois diagramas

Com base no que foi dito acima serão testadas, por interações sucessivas, as hipóteses coerentes para a natureza da fonte e as condições de geração do magma pai. Então a partir de uma fonte mantélica serão definidos os líquidos que poderão ter originado a SSJ diretamente, desde a fusão parcial, ou por cristalização fracionada.

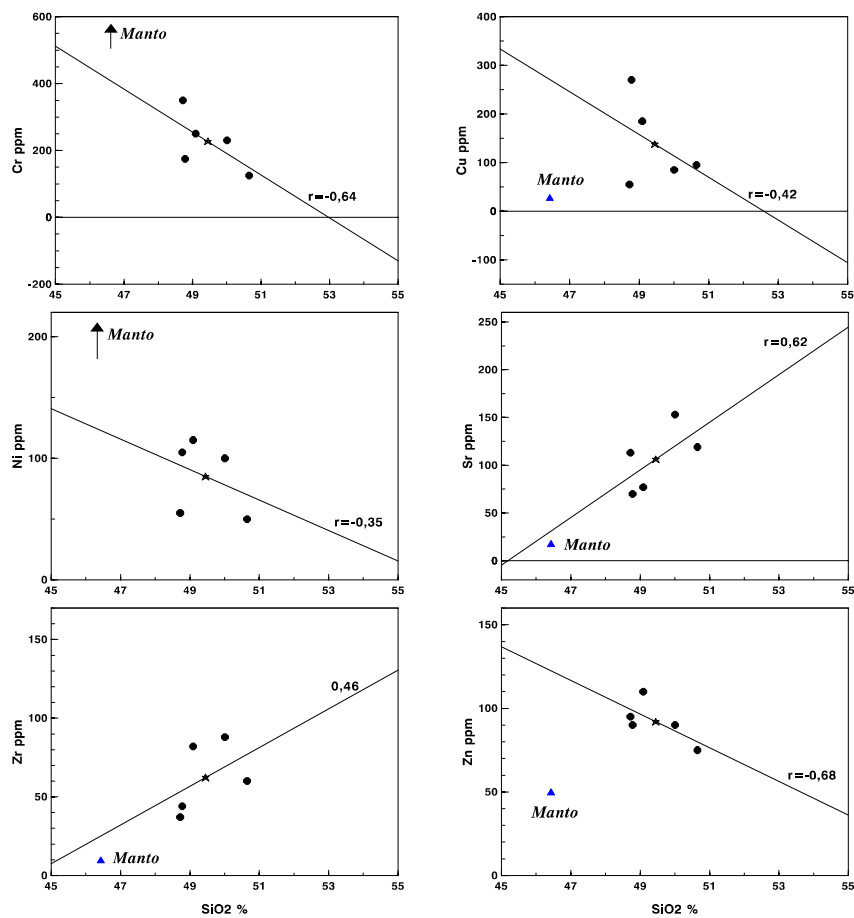


Figura 6.1B — Diagramas de Harker com os elementos traços nos Gb-SSJ em relação ao manto. Os elementos traços mostram distribuição melhor quando se utiliza o SiO₂ como fator de diferenciação, mas mesmo assim a dispersão em torno da reta de regressão (definida analiticamente) é acentuada, como se percebe através dos valores dos coeficientes de correlação r mostrados. Todavia o caráter incompatível de Zr e Sr e compatível de Cr, Ni, Cu e Zn ficam evidentes.

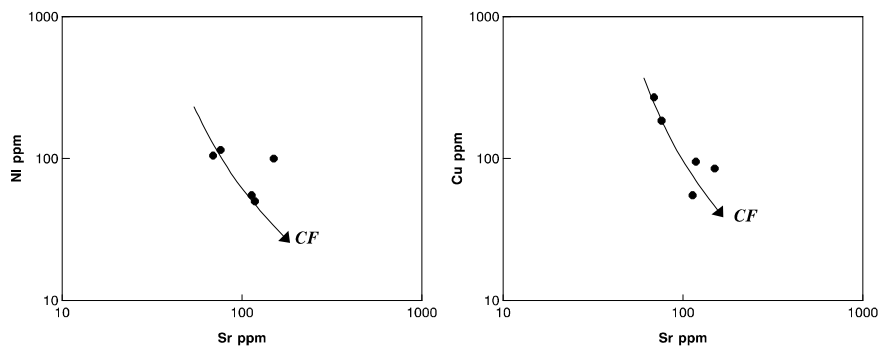


Figura 6.1C — Diagramas entre elementos incompatíveis x compatíveis. Os dois diagramas utilizam o Sr como elemento incompatível e a dispersão dos pontos ao longo de um *trend* subvertical é sugestiva da presença de cristalização fracionada como mecanismo importante na gênese da SSJ.

6.2.1 — O modelo matemático para elementos maiores

Os dados disponíveis para a modelização são os seguintes: composição do manto e média dos MORB (Hofmann, 1988), análises químicas de amostras da SSJ pertencentes a dois conjuntos: um toleítico e outro de natureza ultramáfica. Além destes dados são considerados os teores de vários minerais extraídos da literatura (Deer *et al.*, 1963; Cox *et al.*, 1981; Dasgupta *et al.*, 1994), compatíveis com as características da SSJ. Com estes dados serão executados os modelos matemáticos de balanço de massas simples, regressão linear e de mistura (contaminação), mediante o uso do *aplicativo* GENESIS (vide Apêndice A) elaborado para este fim. As composições químicas dos minerais utilizados nos modelos estão nos relatórios respectivos, fornecido por GENESIS, no Anexo 2.

Os procedimentos visam inicialmente definir as características da fusão parcial do manto e da cristalização fracionada que conduz até a composição dos gabros da SSJ, já que os valores de Mg# entre 50 e 60 sugerem a presença de um líquido com algum tipo de fracionamento. As ultramáficas (BAM) serão consideradas separadamente, pois suas características químicas são bastante diferentes daquelas dos gabros além de não terem comportamento de líquidos.

6.2.1.1 — Fusão parcial do manto

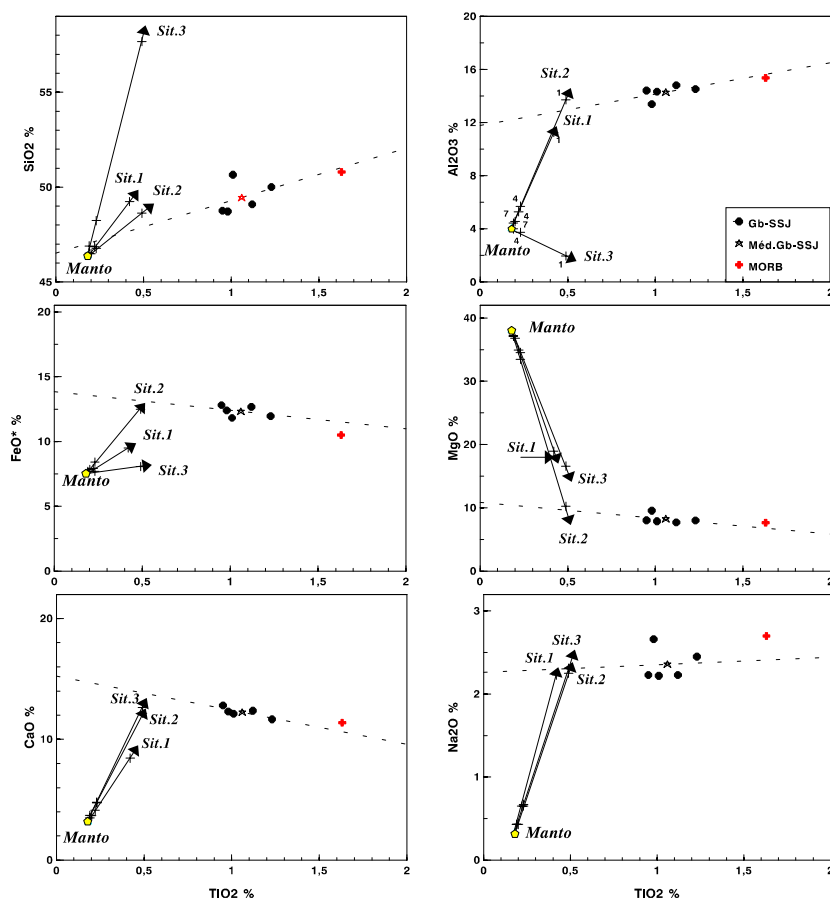
Serão modelados três situações passíveis, *a priori*, de darem origem as rochas da SSJ: fusão do manto com espinélio residual; fusão parcial com granada residual e fusão parcial sem granada e sem espinélio residuais.

1^o) Fusão do manto com espinélio no resíduo. Esta alternativa pressupõe fusão parcial do manto a baixa profundidade, em situação onde o espinélio é estável como fase residual. Este modelo corresponde as condições de produção dos magmas básicos sob as cadeias mesoceânicas. Como frisado por Wilson (1989), os MORB são produtos de cristalização fracionada ao invés de fusão parcial, como suposto por alguns autores (ex. Sun *et al.*, 1979; Zhao, 1994). A mesma autora relata a ausência de granada como fase residual na origem dos MORB.

Para obter a composição de líquidos gerados por fusão parcial do manto foi usado o artifício abaixo, partindo-se da fonte (manto) para chegar aos compostos finais (amostras).

Foram modeladas fusões parciais do manto, com resíduos constituídos por olivina, opx, cpx e espinélio, que pudessem gerar diretamente: (i) o MORB médio (situação 1; resíduo = 51,79 oliv. + 33,54 opx + 10,61 cpx +

4,05 % esp); (ii) a SSJ, representada pela amostra LR-21 (situação 2; resíduo = 53,60 oliv. + 34,15 opx + 8,56cpx + 3,69% esp); e (iii) a SSJ por balanço de massas simples mediante o enriquecimento de espinélio no resíduo (situação 3; resíduo = 52,39 oliv. + 33,38 opx + 8,37cpx + 5,86% esp) a partir da composição da situação 2. Os *trends* de diferenciação nestas três situações distintas estão mostradas na figura 6.2A. Em nenhuma das situações a gênese da SSJ ou do MORB diretamente por fusão parcial do manto parece viável, pois as amostras representativas das unidades estão completamente fora dos alinhamentos evolutivos das FP mostradas para os vários elementos. Além disso, as taxas de fusão necessárias em todas as situações seriam muito baixas e irrealis. Um resumo dos resultados da situação 1, onde é simulada a produção do MORB a partir, diretamente da fusão parcial do manto, está na tabela 6.1. Os dados completos estão no Anexo2 que contém os



I **Figura 6.2A — Fusões parciais com espinélio residual.** Estão lançadas as três situações modeladas em função de mudanças na composição do resíduo, com maior ou menor presença de espinélio residual (vide texto). No diagrama $TiO_2 \times Al_2O_3$ as cruzes sobre as três retas estão assinaladas com os números 1, 4 e 7 que significam valores de F de 0,1, 0,4 e 0,7 respectivamente, em cada uma das situações. A evolução dos líquidos sugere que a geração da SSJ através da FP do manto com espinélio residual é muito pouco provável. Apenas a fusão parcial da situação 2 (sit.2) levaria até uma composição, que por CF, daria origem a SSJ mediante uma taxa de fusão (F) muito baixa e irreal ($<0,1$).

Um líquido que gerasse por CF os toleítos com a composição da SSI, semelhante aos MORB, deveria ser produto de uma taxa de fusão (F) entre cerca de 0,3 e aproximadamente 0,2. Taxas acima de 0,35 dariam origem a rochas komatiíticas (Presnall *et al.*, 1979) e líquidos gerados a taxas muito inferiores a 0,2 poderiam ficar retidos no segmento mantélico submetido a fusão parcial. Segundo Nicolas (1990a,b) o líquido produzido pela fusão parcial do manto fértil só é extraído a partir de taxas de 0,07 (ou seja, fusões superiores a 7%). A figura 6.2A mostra que nenhuma das situações favorece a presença de CF, de forma realista. Nas três situações seriam gerados *trends* muito diferentes daquele mostrado pelas amostras da SSI.

Minerais do sólido Cs	Conteúdo %
olivina (Fo ₉₅)	51,79
opx	33,54
cpx	10,61
espinélio	4,05

$\Sigma r^2 = 0,007$	Co = Manto	Cf = MORB	Cs	F = 0,8	F = 0,6	F=0,4	F=0,2
SiO ₂	46,39	50,80	46,08	46,47	46,61	46,87	47,0
TiO ₂	0,18	1,63	0,16	0,19	0,20	0,22	0,2
Al ₂ O ₃	4,10	15,36	3,30	4,30	4,63	5,29	7,2
FeO	7,61	10,50	7,40	7,66	7,75	7,92	8,4
MgO	38,14	7,63	40,27	37,60	36,71	34,93	29,0
CaO	3,24	11,38	2,66	3,38	3,63	4,11	5,5
Na ₂ O	0,34	2,70	0,12	0,39	0,48	0,65	1,1

Co = Composição do sólido inicial; Cf = Composição do líquido produzido; Cs = Composição do sólido residual; F = Taxa de fusão parcial. As composições do Manto e de MORB são de Hofmann (1988), ajustadas para 100%.

Σr^2 = Soma dos quadrados dos resíduos. Este parâmetro matemático mede o grau de precisão obtida pela reta definida pela regressão linear calculada com os teores dos minerais dados e com as composições de Co e Cf. Quanto menor for o valor mais precisa será a reta.

Tabela 6.1 — Fusão parcial do manto com espinélio residual

2º) Fusão do manto com granada no resíduo. Neste caso a fusão parcial do manto ocorre a grandes profundidades, em situações de pressão e temperatura onde a granada permanece como fase residual, em equilíbrio com o líquido da fusão parcial (Wilson, 1989). Inúmeros autores advogam este tipo de fusão parcial, a partir de uma pluma mantélica, para a produção de komatiitos e toleítos em *greenstone belts* arqueanos cujo quimismo é semelhante ao dos MORB (Ohtani *et al.*, 1989; Herzberg, 1992; Xie *et al.*, 1995; Abbott, 1996). O modelo supõe ainda a presença de alguma crosta continental sobre o manto, considerada também por alguns autores para a formação dos basaltos de *greenstone belts* (Blais, 1989; Kroner & Tegtmeier, 1994), ou dos basaltos de retroarco (Crawford *et al.*, 1987).

O procedimento adotado foi semelhante ao caso anterior e na figura 6.2B estão lançadas três situações, entre as inúmeras simuladas, para a geração da SSJ diretamente a partir da FP com granada residual: (i) produção da SSJ, representada pela amostra LR-21 (situação 1; resíduo = 57,66 oliv. + 27 opx + 4,82 cpx + 10,52% gd); (ii) produção do MORB médio (situação 2; resíduo = 56,15 oliv. + 25,36 opx + 6,81 cpx + 11,68% gd); e (iii) produção da SSJ a partir de uma fusão com o mínimo de granada residual (situação 3; resíduo = 65,03 oliv. + 29,12 opx + 3,30 cpx + 2,55% gd), a partir da composição modal inicialmente obtida em (i). Nos três casos, a regressão foi muito boa, com Σr^2 (soma dos quadrados dos resíduos) muito baixa. Todavia, nenhuma das fusões parciais parece levar diretamente às composições da SSJ, conforme fica claro na figura 6.2B. As situações 1 e 2 podem produzir a SSJ a partir de $F \cong 0,1$, porém são inconsistentes do ponto de vista geológico, já que utilizam mais de 10% de granada no resíduo, enquanto cpx é representado por menos de 7%. Tal quantidade de granada provoca sérios problemas de ajuste quando são comparados, por exemplo, os teores de ETR pesados no modelo (que ficam muito baixos) e na SSJ. A situação 3, simulada por balanço de massas simples, não pretendeu produzir a SSJ diretamente por fusão parcial, mas sim produzir um líquido que pudesse atingir, por CF, a composição da SSJ, e com um resíduo com composição modal realista.

A figura 6.2B permite visualizar também um possível *trend* (não traçado) de cristalização fracionada, originado de um líquido da situação 3 acima. O *trend* é bastante coerente e apesar de não coincidir perfeitamente com a reta de regressão teórica da maioria dos elementos, mostra que poderia representar uma outra alternativa, pois, como os óxidos variam dentro de uma faixa de teores muito estreita, qualquer heterogeneidade poderia ter causado mudanças nas posições relativas dos pontos representativos nos diversos diagramas exibidos e conseqüentemente alterado a real posição do *trend*. O resumo dos dados obtidos na situação 3 está na tabela 6.2.

Minerais do sólido Cs	Conteúdo %
olivina (Fo ₉₀)	65,03
opx	29,12
cpx	3,30
granada	2,55

Σr^2	Co = Manto	Cf	Cs	F = 0,8	F = 0,6	F=0,4	F= 0,2
SiO ₂	46,39	—	46,10	46,47	46,59	46,83	47,56
TiO ₂	0,18	—	0,11	0,20	0,23	0,30	0,49
Al ₂ O ₃	4,10	—	1,09	4,85	6,10	8,61	16,12
FeO	7,61	—	7,56	7,62	7,64	7,69	7,81
MgO	38,14	—	43,78	36,73	34,38	29,67	15,56
CaO	3,24	—	1,26	3,74	4,56	6,21	11,16
Na ₂ O	0,34	—	0,10	0,40	0,50	0,70	1,30

Co, Cf, Cs, F e Σr^2 têm os mesmos significados da tabela 6.1

Tabela 6.2 — Fusão parcial do manto com granada residual

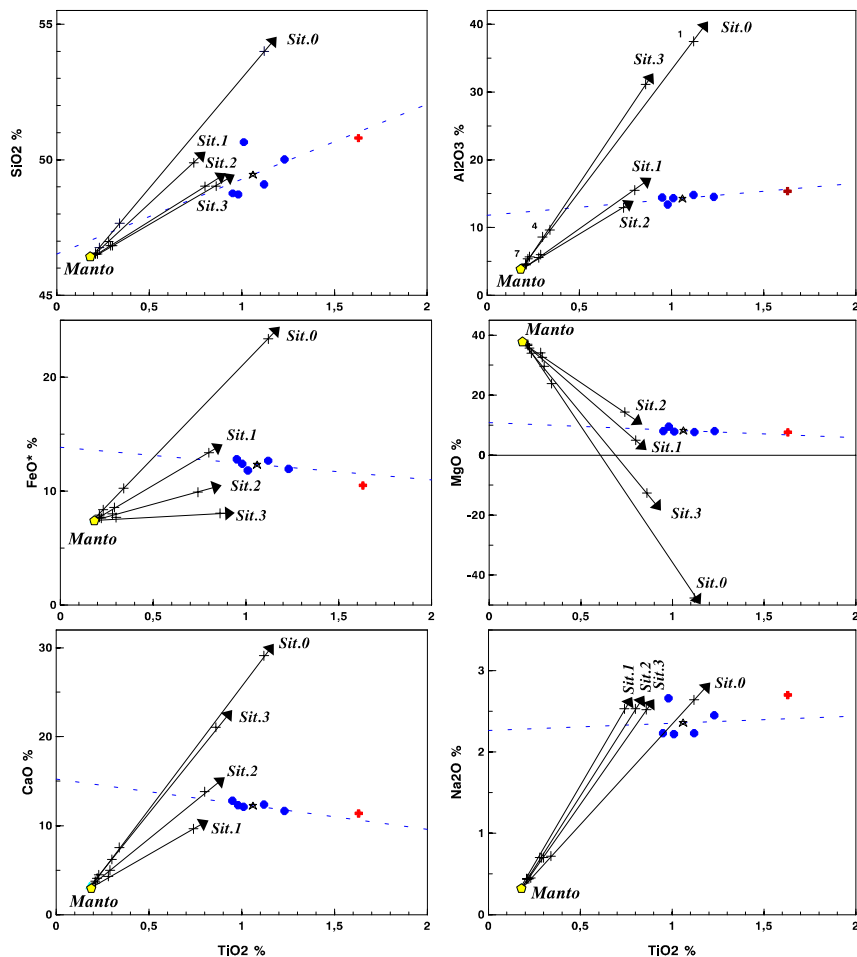


Figura 6.2B — Fusões parciais com granada residual. As cruzes sobre as retas de fusão parcial têm o mesmo significado das da figura anterior. Estão representadas três situações com teores variados de granada no resíduo da fusão parcial do manto (sit. 1, 2 e 3) e uma situação (sit. 0) onde o resíduo de fusão não contém nem granada nem espinélio. As quatro situações podem levar até a composição de um líquido que atinja por CF a composição da SSJ. Contudo a sit. 3 parece ser a mais viável, pela quantidade de granada utilizada, que não provoca distúrbios na distribuição dos elementos terras raras pesadas (vide texto). Mesma convenção da figura 6.2A.

3º) Fusão do manto sem espinélio e sem granada no resíduo

A última possibilidade testada de FP do manto foi esta condição especial, onde a fusão se processa sem que haja qualquer dos minerais aluminosos: granada, espinélio ou plagioclásio no resíduo. Foi aplicado o modelo com regressão linear para os teores do manto e da SSJ representada pela amostra LR-21. A melhor reta foi obtida com um resíduo constituído por olivina (74,12%) e opx (25,88%), porém como a maioria das situações investigadas, esta também não conduz os líquidos produzidos diretamente por FP, até as composições

da SSJ. Porém as retas de evolução mostram, nos diversos diagramas, uma nítida semelhança com aquelas produzidas pela situação 3 com granada, vista acima. A partir dela (do líquido com $F = 0,3$) é possível definir um *trend* de CF que atingirá a composição da SSJ, conforme pode ser visto na figura 6.2B. A melhor composição modal para o cumulado desta CF é a seguinte: olivina, 20,97%; plagioclásio, 30,33%; opx, 34,29% e cpx, 13,40%.

A ausência de granada no resíduo da FP do manto leva à formação de líquidos que normalmente são enriquecidos em ETR pesados, a semelhança do que ocorre com os MORB. Porém em relação a SSJ isto dificulta a modelização, pois ela é algo empobrecida nesses elementos. Assim esta FP também não se mostra viável à luz dos resultados dos elementos traços, em particular os ETR.

A dificuldade de se atingir as composições dos gabros da SSJ a partir de uma fusão parcial do manto sem granada residual permite que sejam estudadas, na seqüência deste trabalho, apenas as situações originadas da FP do manto com granada e em particular, a situação 3 estudada acima.

6.2.1.2 — *Cristalização fracionada*

A SSJ, encontra-se metamorfizada na fácies granulito/anfibolito alto. A sua composição atual é constituída por mais de 50% de plagioclásio, anfibólio em torno de 30% e os restantes 20% distribuídos entre opx e cpx. Embora os minerais estejam reequilibrados, a composição química ao nível de amostra não deve ser significativamente diferente da ígnea original, como observado em outros cinturões metamórficos do mesmo tipo (vide capítulo 5). O número Mg# das amostras da suíte SSJ entre 50 e 60, sugere a presença de cristalização fracionada de um líquido cuja composição já devia ser empobrecida em MgO relativamente ao manto.

Tendo em mente as considerações feitas acima, as primeiras simulações para explicar a CF exibida pelas amostras da SSJ, se utilizaram dois pólos arbitrariamente selecionados sobre a reta de regressão matemática que caracteriza o melhor *trend* para a suíte. Foram testadas composições iniciais (Lo) sobre a linha cujos conteúdos de TiO_2 eram inferiores a 0,9%; e como composição final (Lf), valores sobre a reta cujos teores equivalentes de TiO_2 eram superiores a 1,5%. Foram testados também como Lf a composição média da SSJ, a composição das amostras LR-20, LR-21 e RC- 362 entre outras. Nenhuma dessas combinações conduz a uma boa regressão. Em todos os casos a composição modal do sólido diferenciado está constituída por mais de 65% de olivina, opx e cpx e os 35% restantes, por plagioclásio. As melhores regressões foram obtidas com valores muito baixos de TiO_2 , entre 0,2 e 0,3% no Lo, fazendo com que a SSJ se situasse já no final do fracionamento na faixa de $F=0,2$.

A composição modal do sólido aliada ao valor de F muito baixo, indicando uma taxa de cristalização de pelo menos 80% parece ser pouco viável, tanto pela composição extremamente máfica do cumulado quanto pela cristalização fracionada, que neste ponto da evolução já deve mostrar sérios problemas, devido a alta viscosidade do líquido, causada pela temperatura baixa e pela grande quantidade de cristais. Por este motivo o modelo foi descartado.

A ausência de uma cristalização fracionada factível sobre o *trend* mostrado matematicamente pelas amostras, conduz a um outro raciocínio que reforça o que foi dito anteriormente, sobre a existência de uma outra reta de regressão alternativa. Se não foi possível uma cristalização coerente sobre a reta então tal reta não é a real, sendo então válido tentar localizar outra.

Com base na figura 6.2B, foi realizado um modelo onde o Lo (situado sobre o *trend* da sit 3 com granada) não representasse uma taxa de fusão parcial (F) muito baixa — pois o líquido teria dificuldade de sair da região do manto onde estava sendo produzido — nem excessivamente alta, pois neste caso as rochas produzidas seriam komatiíticas. Assim as composições ideais deveriam estar entre $F = 0,3$ e $F \cong 0,15$. A reta traçada para CF a partir de $F=0,2$ se mostra bastante próxima da posição da reta de regressão original para a maioria dos elementos e assim a modelização foi baseada neste ponto como teor de Lo.

O líquido de $F=0,2$ foi selecionado inicialmente como o **líquido inicial (Lo)** da cristalização fracionada. Caso não se chegasse a um resultado lógico, seria tentado um valor de Lo com teor de MgO menor (é possível calcular alguns líquidos no intervalo $0,1 < F < 0,2$) ou ainda com valores de MgO mais elevados. Se mesmo assim não se chegasse a qualquer resultado coerente o modelo seria abandonado e investigado outro.

A partir do Lo acima foram feitas várias regressões utilizando-se os teores das amostras da SSJ, suas médias e até teores do MORB, assumidos como pólos alternativos da regressão (**Lf** ou **líquido final**). Como as composições utilizadas são muito semelhantes, em cada caso foi possível uma regressão perfeita, com $\Sigma r^2 = 0$, variando apenas a **taxa de cristalização (1-F)** e a quantidade relativa dos minerais modais do sólido com a seguinte constituição básica: olivina - opx - cpx - plagioclásio. Em relação ao *trend* evolutivo utilizando como Cf a composição do MORB, convém frisar que ele não passa perfeitamente sobre as amostras da SSJ. Além disso, a presença de granada residual na fonte irá produzir espectros de ETR pobres em elementos pesados e enriquecidos em elementos leves, daí o modelo ser duplamente frágil, pois não é eficiente nem para a geração da SSJ, nem para a geração dos MORB.

Na tabela 6.3 estão os dados da regressão que contém o menor teor de olivina no sólido (obtida com a amostra LR-20 como Lf) escolhida, porque teores muito elevados de olivina provocariam problemas quando o modelo fosse testado com elementos traços, em particular Ni, cujo coeficiente de partição é muito elevado para este mineral. Este modelo produz uma linha de cristalização fracionada que caracteriza com perfeição a SSJ,

inclusive para aqueles elementos cujos teores não ficam perfeitamente sobre a linha evolutiva, pois nestes casos as médias ficam perfeitamente no *trend*.

A expressão gráfica do *trend* de diferenciação por cristalização fracionada esta mostrada na figura 6.3 com a denominação CF2, juntamente com o *trend* de fusão parcial FP2. Segundo o modelo, as amostras toleíticas da SSJ se caracterizam como produtos de uma CF com taxas de cristalização (1-F) entre 0,6 e 0,4 ou F entre 0,4 e 0,6, representando um pequeno segmento composicional, dentro do *trend* de diferenciação, muito bem caracterizado pela modelização. Por outro lado, as BAM que também estão lançadas nos diagramas, ocupam lugares claramente fora do contexto da CF ora definida e serão consideradas posteriormente.

Minerais do sólido Cs	Conteúdo %
olivina (Fo ₈₃)	29,94
opx	11,93
cpx	10,74
plagioclásio (An ₈₉)	47,38

$\Sigma r^2 = 0,000$	Co = *	Cf = LR-20	Cs	F = 0,8	F = 0,6	F = 0,4	F = 0,2
SiO ₂	47,56	50,06	46,21	47,91	48,49	49,65	53,1
TiO ₂	0,49	1,23	0,09	0,59	0,76	1,11	2,1
Al ₂ O ₃	16,12	14,54	16,98	15,79	15,24	14,15	10,3
FeO	7,81	11,86	5,62	8,62	9,96	12,66	20,7
MgO	15,56	8,19	19,55	14,23	12,02	7,6	-5,6
CaO	11,16	11,67	10,88	11,36	11,69	12,36	14,3
Na ₂ O	1,30	2,46	0,67	1,50	1,83	2,48	4,4

* Co é o líquido obtido da fusão parcial do manto com granada no resíduo e F= 0,2

Tabela 6.3 — Cristalização fracionada

6.2.1.3 — Mistura simples

A atuação deste mecanismo será estudada de forma mais quantitativa, pois a contaminação dos magmas máficos por material crustal é possível, a depender do ambiente de colocação. Alguns estudos anteriores nessas rochas e fundamentados basicamente em gráficos (Teixeira & Melo, 1992) não demonstraram de forma conclusiva a presença ou não de mistura.

A presença de resíduo com granada no manto, implica também grandes profundidades de fusão, daí a suposição lógica de que poderia haver crosta continental sobre o manto. Assim é muito importante definir a presença de contaminação crustal nas rochas da SSJ, o que evidentemente a caracterizaria não como um MORB típico, mas sim como um equivalente plutônico de basaltos de composição semelhante a dos *greenstone belt* ou até como intrusivas continentais.

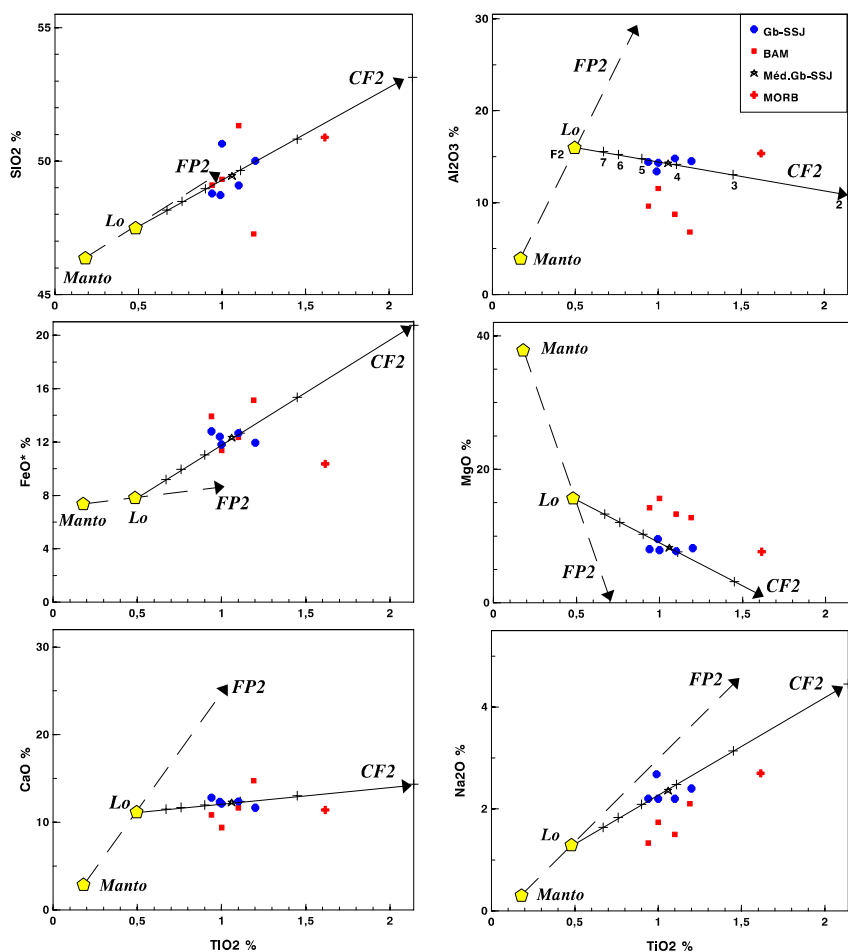


Figura 6.3 — Cristalização Fracionada. Modelo de cristalização fracionada para a SSJ, a partir da situação 3 da FP do manto com granada residual (FP2 na figura). A cristalização fracionada (CF2) se mostrou viável a partir de um líquido com composição Lo igual a da FP com $F=0,2$ (F2, no diagrama $TiO_2 \times Al_2O_3$) para os gabros da SSJ porém não serve para as BAM e nem para os MORB. Os pontos representativos dos Gb-SSJ se posicionam no segmento que caracteriza a CF entre F igual a 0,5 e 0,3 (marcado com 5 e 3, respectivamente, no diagrama $TiO_2 \times Al_2O_3$). Notar que a reta de regressão matemática que definia, nos diagramas anteriores, a variação de teores dos gabros da SSJ teve que ser substituída por outra que permitiu a definição de um cumulado (não mostrado nos diagramas) de composição realista para a CF.

Um fato importante, quando se trata dos elementos maiores, é que a depender da composição do material contaminante e do grau de contaminação atingido, os teores dos óxidos no material contaminado podem não ser muito diferentes daqueles do magma original, ficando dentro da faixa de variação normal. Para testar o grau de mistura detectável entre componentes da SSJ e de uma possível crosta continental, foram utilizadas as composições da amostra da SSJ: LR-21, que é uma das menos diferenciadas da SSJ e várias composições crustais médias: dos gnaisses na fácies granulito e anfíbolito (Weaver & Tarney, 1981), da crosta continental média (Taylor & McLennan, 1985) e dos gnaisses sódicos com alto Al arqueanos (Condie, 1981). A presença de

contaminação, se houver, pode ser referenciada tanto ao Complexo Caraíba quanto a alguma crosta mais antiga, preexistente, já que não se dispõe de dados isotópicos da SSJ.

Mediante o uso da fórmula de mistura simples (vide capítulo 4 - Metodologia), foi testada a variação de teores causada por vários graus de contaminação crustal na SSJ. Os resultados da mistura com os gnaisses com alto Al (Condie, 1981) estão na tabela 6.4, onde é mostrada a variação de teores causadas por assimilações desde 3% até 50% de material crustal. Considerando, hipoteticamente, a amostra LR-21, a menos diferenciada, como representante do líquido não contaminado, verifica-se que misturas de até 10% de material crustal, consideradas muito elevadas (DePaolo, 1981), ainda produzirão teores semelhantes aos da amostra LR-21, dentro do intervalo de variação de composição das rochas básicas normais e também da SSJ. Tal comportamento torna praticamente impossível definir, com exatidão, através dos elementos maiores, a expressão da mistura, caso esta ocorra.

A constatação de que, é impossível definir através da variação dos elementos maiores, a presença de contaminação à baixas taxas, leva também a concluir que os *trends* de diferenciação por FP e CF, vistos nos itens anteriores, não sofrerão alterações significativas. Assim os *trends* continuam representativos dos mecanismos evocados, mesmo que tenha ocorrido algum tipo de contaminação.

	A = LR-21	B = Gnaisses arqueanos	97%*	95%*	90%*	80%*	50%*
SiO₂	48,00	69,50	48,64	49,07	50,14	52,28	58,70
TiO₂	0,94	0,35	0,92	0,91	0,88	0,82	0,64
Al₂O₃	14,20	15,80	14,25	14,28	14,36	14,52	15,00
FeO	12,54	2,84	12,25	12,06	11,57	10,60	7,69
MgO	7,90	1,14	7,70	7,56	7,22	6,55	4,52
CaO	12,60	3,37	12,32	12,14	11,68	10,75	7,99
Na₂O	2,20	4,68	2,27	2,32	2,45	2,70	3,44
K₂O	0,26	1,58	0,30	0,33	0,39	0,52	0,92

* Estes valores indicam a % do componente A na mistura.

Os teores de B referem-se a média dos gnaisses arqueanos de alto alumínio (Condie, 1981)

Tabela 6.4 — Mistura Simples.

6.2.1.4 — *Informações complementares*

Algumas informações adicionais são úteis para demonstrar a consistência dos modelos de FP e CF aqui utilizados.

As figuras 6.4A e B contem os diagramas de $TiO_2 \times Al_2O_3/TiO_2$ e CaO/TiO_2 respectivamente, utilizados por Sun *et al.* (1979) para definir o campo de variação dos MORB. Neles foram lançados os *trends* de variação das fusões parciais com granada e com espinélio e a cristalização fracionada. Os campos marcados nos dois

gráficos recobrem perfeitamente o *trend* de CF definido para os gabros da SSJ. A semelhança da SSJ com os MORB fica muito clara nos dois gráficos. A evolução dos gabros como líquido, é nítida, apesar do pequeno intervalo de variação.

Nos dois diagramas o campo de variação dos MORB é praticamente coincidente com o *trend* dos líquidos residuais da CF (CF2) de um líquido gerado por FP (FP2) do manto com granada no sólido residual. Isto ocorre porque as linhas de diferenciação para a SSJ e para o MORB, como visto acima, são muito semelhantes quando são considerados os elementos maiores. O fato importante mostrado por estes gráficos é a clara indicação de que a SSJ é produto de CF e não de uma FP direta do manto. Outra observação são os *trends* mostrados pelos produtos de FP seja com granada residual (FP2), seja com espinélio (FP1), cujas geometrias são totalmente diferentes dos *trends* de CF modelizados (CF1: MORB, CF2: SSJ).

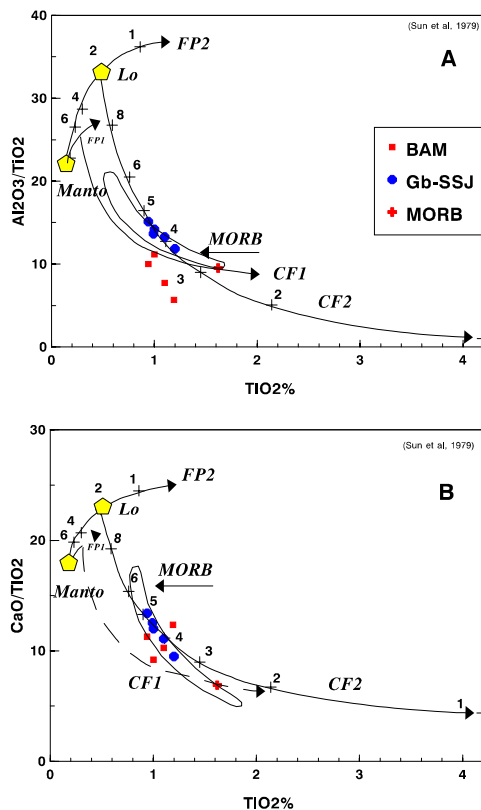


Figura 6.4 — A: diagrama TiO₂ x Al₂O₃/TiO₂; B: diagrama TiO₂ x CaO/TiO₂. Os dois diagramas destacam a semelhança entre a SSJ e os MORB, mas mostram, sobretudo, a colocação perfeita das amostras dos Gb-SSJ ao longo do *trend*, da cristalização fracionada (CF2) iniciada num líquido produzido pela FP do manto com granada residual. Os *trends* de FP e CF (CF1) para o MORB, desde a FP do manto com espinélio (FP1) também são mostrados para comparação.

Em todos os diagramas estão mantidos os pontos representativos das rochas ultramáficas (piroxenitos) da SSJ. Em nenhum deles elas se enquadram dentro dos limites dos líquidos da CF2 (calculada para os gabronoritos), porém jamais ficam muito afastadas das demais amostras toleíticas. Apresentam Mg# maiores que os toleítos e nos vários diagramas se colocam de forma a sugerir a presença de acumulações. Todavia em cada diagrama sugerem atuação de mecanismos diferentes (p.e. fig. 6.5).

No diagrama $TiO_2 \times Al_2O_3$ (fig. 6.5) sugerem acentuada acumulação de cpx confirmada no diagrama $TiO_2 \times CaO$. No diagrama $TiO_2 \times MgO$ se mostram como possíveis produtos da CF a partir de um líquido da FP2 de composição entre $F= 0,2$ e $F= 0,3$, aproximadamente. O mesmo mecanismo é sugerido na figura 6.4A. Do que foi observado, não se pode afirmar que as ultramáficas da SSJ tenham comportamento de líquidos normais. Aparentemente elas são amostras acentuadamente cumuláticas, ricas em piroxênio — confirmada pelos seus altos teores de CaO e MgO aliados a baixos teores de Al_2O_3 (vide tabela 5.1) — que mantém ainda algumas características de líquido que sugerem uma taxa de FP mais elevada que aquela advogada para os gabros. Porém a presença de acumulação cria fortes distúrbios na sua composição e podem mascarar características importantes. Nestas circunstâncias é pouco recomendável, uma modelização para definir as características do seu magma original.

6.2.1.5 — Conclusões

As modelizações efetuadas com elementos maiores levaram a um conjunto de conclusões, mostradas na figura 6.5, que podem ser agrupadas de forma sucinta como segue:

A SSJ e o MORB são produtos derivados do manto em dois estágios.

Estágio 1: FP do manto.

FP1 - Fusão mantélica com um resíduo constituído por 51,79% de olivina, 33,54% de opx, 10,61% de cpx e 4,05% de espinélio. Um dos líquidos produzidos por esta FP dará origem, por CF, aos MORB.

FP2 - Fusão mantélica com um resíduo constituído por 65,05% de olivina, 29,12% de opx, 3,30% de cpx e 2,55 de granada. Um dos líquidos produzidos através desta fusão dará origem, por CF, aos gabronoritos da SSJ.

Estágio 2: CF dos líquidos produzidos pelas FP mantélicas

CF1 - Esta cristalização fracionada é iniciada no líquido (Lo) produzido pela FP1 e $F=0,2$. O cumulado é composto por 51,81% de olivina, 18,6% de opx, 10,9% cpx e 18,81% de plagioclásio. Esta cristalização fracionada levará os líquido residuais até a composição do MORB.

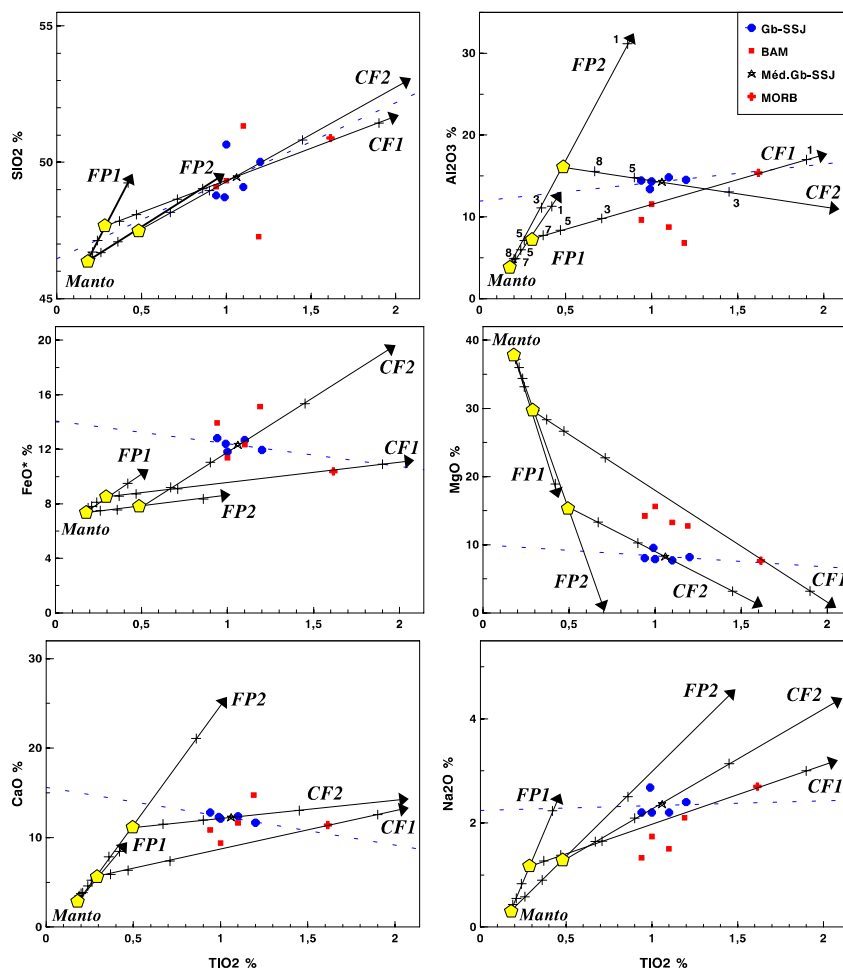


Figura 6.5 — Síntese dos modelos de fusão parcial e de cristalização fracionada com elementos maiores. FP1 = fusão parcial do manto com espinélio residual; FP2 = FP do manto com granada residual; CF1 = cristalização fracionada para produção do MORB; CF2 = CF da SSJ. A reta de regressão original está tracejada para mostrar as semelhanças e as diferenças com a reta CF2.

CF2 - Esta cristalização fracionada é iniciada no líquido (Lo) produzido pela FP2 e $F=0,2$. O cumulado é composto por 29,94% de olivina, 11,93% de opx, 10,74% cpx e 47,38% de plagioclásio. Esta cristalização fracionada levará os líquido residuais até a composição da SSJ.

6.2.2 — O modelo matemático para elementos traços

Os elementos traços se comportam de maneira distinta dos elementos maiores, pois como não constituem seus próprios minerais, ficam aprisionados na estrutura cristalina dos minerais, substituindo os elementos maiores que possuem raio e/ou carga iônica próximos das suas. Seu comportamento é regido pela lei das soluções diluídas de Henri (Cox *et al.*, 1981) e sua distribuição durante a diferenciação magmática é bem mais complexa que a dos elementos maiores. Ao contrário do que ocorre com os elementos maiores, mostram comportamento diferenciado em função do mecanismo petrogenético atuante.

Através dos elementos maiores foram testadas múltiplas alternativas de produção das rochas e conservados três modelos de fracionamento fazendo intervir FP, CF e até a possível presença de contaminação crustal. Os modelos com elementos traços visam confirmar o resultado dos elementos maiores e também verificar melhor a presença de contaminação. Serão testadas as fusões parciais do manto com espinélio residual e com granada residual e a cristalização fracionada dos líquidos produzidos. A contaminação crustal será testada mediante o uso dos procedimentos de DePaolo (1981) para definir o mecanismo de mistura conhecido como AFC, onde ocorre cristalização fracionada juntamente com assimilação.

Como a SSJ representa uma pequena faixa composicional de uma diferenciação magmática, onde pode ter havido até mistura entre líquido e cumulado em função de uma separação imperfeita, algumas distorções composicionais ocorrem e os elementos traços são muito sensíveis a este tipo de variação. Para suavizar as possíveis distorções, neste trabalho serão enfatizados os diagramas de variação normalizados ao condrito que mostram mais claramente o relacionamento entre os diversos elementos.

Os coeficientes de partição (K_d) utilizados estão relacionados no Anexo 1 e reportam os minerais ígneos comuns nas rochas básicas não metamorfizadas, e com as mesmas características químicas da SSJ, selecionados na literatura (ex. Arth, 1976; Irving, 1978; Martin, 1987; Blais, 1989; Martin & Sabaté, 1991).

6.2.2.1 — Fusão parcial do manto

Os modelos para os elementos traços serão desenvolvidos assumindo-se um sólido residual com a mesma composição modal utilizada com os elementos maiores. O modelo utilizado será a FP acumulada modal em equilíbrio (Shaw, 1970), vista no capítulo 4 e largamente empregada em modelos de fusões mantélicas (Jahn & Zhang, 1984; Sivell, 1986; Martin, 1987a). Devido a escassez de dados para valores dos coeficientes de partição na literatura, os modelos com espinélio residual só serão calculados para os ETR.

A — modelos com os elementos terras raras (ETR).

A1) O primeiro modelo refere-se a FP do manto com espinélio no resíduo cujos dados principais estão na tabela 6.5A. Na figura 6.6 está a representação gráfica do modelo. Os líquidos produzidos mostram um espectro paralelo ao manto para os valores elevados de F . O padrão só é modificado quando F torna-se muito baixo ($= 0,1$ ou menos) e os ETR leves e Eu tendem a ficar mais enriquecidos. Tal evolução leva a uma composição relativamente próxima à do MORB sobretudo no segmento Eu-Yb do espectro, quando F é igual a $0,1$.

A figura 6.6A é bastante ilustrativa, na medida em que mostra uma evolução que não leva diretamente a composição dos MORB, sobretudo em relação aos ETR leves. Fica clara a necessidade de uma diferenciação por cristalização fracionada para que se atinja tal composição, mesmo que os teores, como de $F= 0,1$, se aproximem muito dela. Está ocorrendo, portanto, o mesmo que foi observado com os elementos maiores e esta similaridade de comportamento reforça a coerência do modelo em dois estágios: (i) FP do manto com resíduo a espinélio, e (ii) CF. Uma CF a partir de uma composição de Lo (líquido inicial) entre $F= 0,3$ e $0,1$ parece ser a mais coerente para gerar um espectro análogo ao do MORB, novamente coincidindo com as evidências exibidas pelos elementos maiores.

Na figura 6.6B foi lançado o envelope de variação da SSJ. A absoluta falta de simetria entre os espectros da FP e o envelope da SSJ é evidente, e para atingir a SSJ por CF seria necessário assumir como Lo um líquido de F muito elevado (pelo menos igual a $0,4$) sobretudo no segmento dos ETR pesados.

A2) A FP do manto com granada residual produz uma seqüência de líquidos caracterizada pelo acentuado fracionamento dos ETR leves aliados a uma variação muito pequena nos ETR pesados (tab. 6.5B e fig. 6.7) causado pelo Kd elevado destes elementos na granada. Na figura 6.7A estão os espectros dos líquidos produzidos junto com o do MORB. A falta de simetria entre os dois espectros é total, mostrando que existe pouca possibilidade de se produzir o MORB por FP com granada, ou por CF a partir de um líquido inicial (Lo) produzido por essa fusão parcial.

Na figura 6.7B são apresentados os mesmos espectros dos líquidos e também o envelope composicional da SSJ. A exemplo do que ocorre com a fusão parcial modelizada, a SSJ também exhibe enriquecimento em ETR leves, com forte espalhamento de teores enquanto os valores de ETR pesados são sistematicamente baixos, dando uma forte indicação da presença de granada residual.

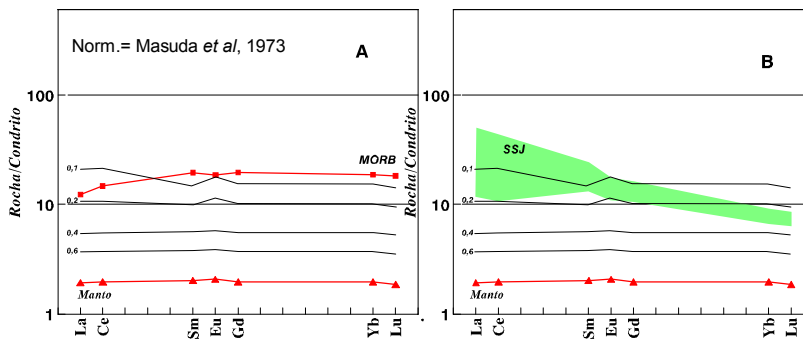


Figura 6.6 — Fusão parcial do manto com espinelho residual. A: Líquidos produzidos por diferentes valores de F comparados com o espectro do MORB; B: os mesmos líquidos comparados com o envelope da SSJ. Os gráficos evidenciam as melhores possibilidades de geração dos MORB por este processo, numa situação bastante diversa da SSJ, pois o espectro dos MORB é bastante semelhante aos dos líquidos gerados enquanto o envelope da SSJ é muito diferente.

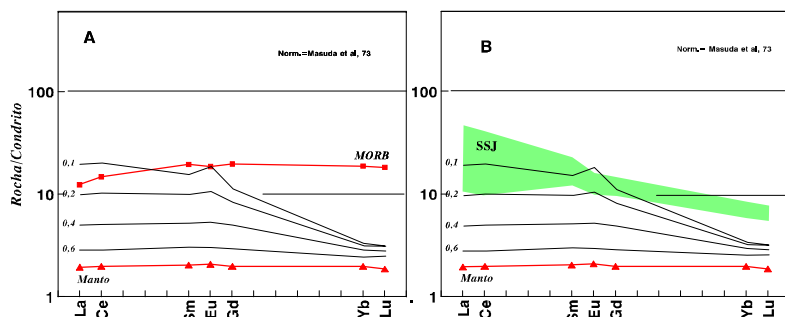


Figura 6.7 — Fusão parcial do manto com granada residual. A: líquidos produzidos por diferentes valores de F comparados com o espectro dos MORB; B: os mesmos líquidos comparados com o envelope da SSJ. A SSJ, pela forma de seu espectro, tem mais probabilidade de ser gerada por este processo do que os MORB.

	Co= Manto	F= 0,8	F= 0,6	F= 0,4	F= 0,2	F= 0,1
La	0,61	0,76	1,02	1,52	3,05	6,10
Ce	1,60	2,00	2,67	4,00	8,00	15,81
Sm	0,39	0,49	0,65	0,97	1,74	2,54
Eu	0,15	0,19	0,25	0,37	0,72	1,16
Gd	0,51	0,64	0,85	1,27	2,38	3,66
Yb	0,41	0,51	0,68	1,02	1,90	2,91
Lu	0,06	0,07	0,10	0,15	0,28	0,42

A- **espinélio Residual** (Composição modal de Cs igual a tab. 6.1)

	Co= Manto	F= 0,8	F= 0,6	F= 0,4	F= 0,2	F= 0,1
La	0,61	0,76	1,02	1,52	3,05	6,10
Ce	1,60	2,00	2,67	4,00	8,00	16,00
Sm	0,39	0,49	0,65	0,97	1,85	2,93
Eu	0,15	0,19	0,25	0,37	0,74	1,32
Gd	0,51	0,64	0,85	1,25	2,11	2,88
Yb	0,41	0,48	0,54	0,60	0,66	0,69
Lu	0,06	0,07	0,08	0,09	0,10	0,10

B- **Granada residual** (Composição modal de Cs igual a tab. 6.2)

Tabela 6.5 — Fusões parciais do manto (Shaw, 1970). Elementos Terras Raras (ETR)

Tais características são compatíveis com a fusão parcial caracterizada pelo modelo, embora seja difícil visualizar qualquer possibilidade de que a SSJ represente um líquido extraído diretamente do manto. Neste caso também é mais simples admitir o fracionamento de um líquido produzido pela fusão parcial que daria origem, por CF, as composições observadas na SSJ. A simetria observada entre os espectros da fusão parcial até F igual a 0,2 e a SSJ sugere que a cristalização fracionada de um líquido, produzido por uma taxa F igual ou superior a 0,2, poderia dar origem a composições semelhantes a SSJ.

B — modelos com os demais elementos traços

Além dos ETR também foram estudados Ba, Sr, Zr, Y, Cr e Ni. Os dados estão na tabela 6.6 (os teores são do manto médio com exceção do Y, cujo valor equivale ao do manto superior, como será explicado no item sobre AFC) e sua representação gráfica está na figura 6.8. A variação dos teores da SSJ mostra maior enriquecimento dos elementos cujo comportamento incompatível foi verificado no capítulo anterior: ETR, Ba, Sr, Zr e Y e drástico empobrecimento nos compatíveis Cr e Ni em relação ao modelo. O envelope da SSJ tem padrão semelhante ao dos líquidos do modelo, sobretudo para os elementos que ocupam o segmento intermediário do gráfico. Todavia os teores são diferentes, sempre mais elevados que os líquidos de F=0,2 para os incompatíveis e mais baixos em relação aos compatíveis (Cr e Ni). Isto significa que a SSJ não foi produzida apenas por uma fusão parcial do manto, mas sim por intervenção de um outro mecanismo petrogenético, no caso cristalização fracionada.

A linha que representa F=0,1 é muito diferente das demais e também do espectro da SSJ. Esta é mais uma evidência da improvável gênese da SSJ por fusão parcial direta, como já constatado anteriormente e além disso mostra que a composição do líquido com esta taxa de fusão não conduzirá, por cristalização fracionada, aos teores observados na suíte. Em resumo, os teores dos elementos traços na SSJ, com exceção do Ba, podem ser produzidos por CF de um líquido L_0 produto de taxas de fusão $F = 0,2$ ou maior coincidindo com o modelo para os elementos maiores.

	Co= Manto	F= 0,8	F= 0,6	F= 0,4	F= 0,2	F= 0,1
Cr	3000,00	1051,00	854,00	744,00	669,00	639,00
Ni	2080,00	230,94	178,81	151,27	133,26	126,27
Ba	6,00	7,50	10,00	15,00	30,00	59,99
Sr	18,21	22,76	30,35	45,52	91,05	180,89
Zr	9,71	12,07	15,31	19,51	24,72	27,71
Y	9,28*	11,32	13,62	16,11	18,76	20,13

(Composição modal de Cs igual a tab. 6.2). * = teor de Y equivalente ao manto superior.

Tabela 6.6 — Fusão parcial do manto (Shaw, 1970) com granada residual. Elementos Traços

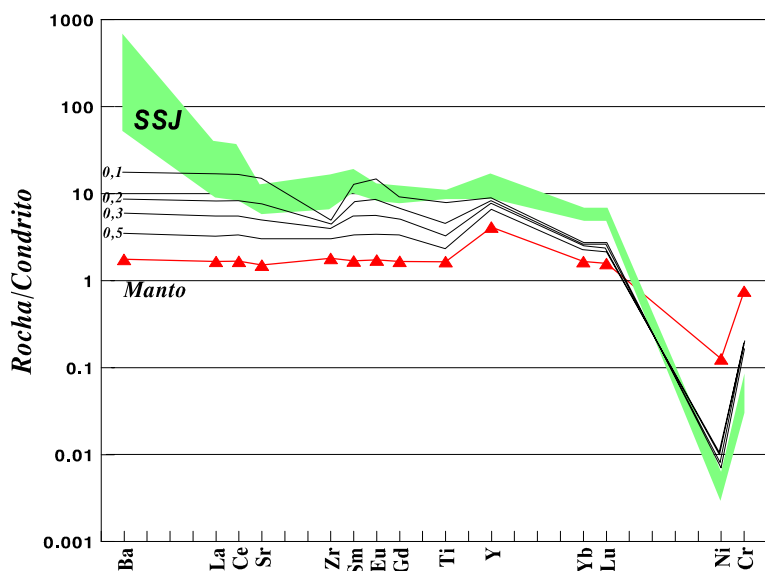


Figura 6.8 — Fusão parcial do manto com granada residual. Diagrama de variação com todos elementos traços estudados. O envelope dos teores da SSJ é bem diferente dos espectros característicos dos líquidos da FP, confirmando o que fora mostrado pelos elementos maiores, ou seja, a impossibilidade de geração da SSJ através de fusão parcial direta do manto.

6.2.2.2 — *Cristalização fracionada*

Neste modelo foi utilizada a cristalização fracionada de Rayleigh (vide capítulo 4), utilizada por vários autores (ex. Arth, 1976; Martin, 1987a; Blais, 1989, entre muitos outros). Inicialmente foi utilizada uma composição modal do sólido (Cs) exatamente igual àquela definida com os elementos maiores. Não foi possível atingir a composição da SSJ, pois a evolução da cristalização produzia, rapidamente, líquidos residuais muito enriquecidos em Sm e Gd, porém Eu não acompanhava o enriquecimento causando o surgimento de uma anomalia negativa muito acentuada (fig. 6.9A). Para tentar ajustar o modelo foram adicionados ao sólido vários minerais acessórios em pequenas percentagens, cujas presenças pudessem levar os líquidos até as composições mais próximas daquelas da SSJ. O mineral mais efetivo para ajustar o modelo e reduzir a variação dos ETR intermediários foi a apatita. Outro mineral tentado foi o zircão tanto isolado como acompanhado de apatita, porém os resultados não foram convincentes (fig. 6.9B).

Para chegar ao sólido do modelo partiu-se da composição definida pelos elementos maiores (tab. 6.3) e a ela foi sendo adicionada apatita até chegar à presente composição. Na prática procede-se por incrementações sucessivas. O programa Elementos Traços do GENESIS recalcula sempre as porcentagens dos minerais modais para 100%, assim basta ir aumentando o teor de um determinado mineral, que a nova composição modal é redefinida automaticamente.

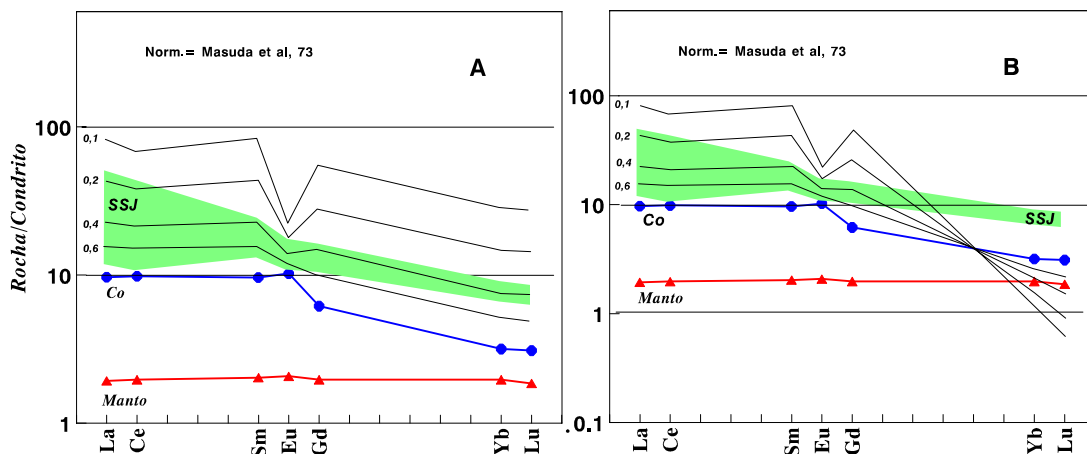


Figura 6.9 — Modelos de cristalização fracionada sem apatita. A: espectros dos líquidos residuais produzidos pela CF de um sólido (cumulato) com a mesma composição original definida para os elementos maiores; B: espectros dos líquidos produzidos pela CF de um cumulato contendo 0,5% de zircão.

— modelo com os ETR

Na tabela 6.7 estão os dados da Cristalização Fracionada que mais se aproximaram da composição da SSJ. Na definição de F_0 foram utilizados os teores do líquido produzido pela fusão parcial com F igual a 0,2. Na figura 6.10A estão os espectros dos líquidos residuais produzidos. A metade direita do gráfico mostra uma variação bastante consistente dos ETR pesados na faixa de teores situada entre F igual a 0,3 e 0,5, porém o Eu e os ETR leves cobrem toda a faixa de variação desde 0,8 até 0,1.

O espalhamento dos teores em direção aos líquidos menos evoluídos sugerem que tenha ocorrido alguma mistura entre os líquidos e os sólidos de (Cs), ou seja uma separação imperfeita entre líquido e cumulato. Todavia La, Ce e Sm apresentam uma variação também na direção de valores de F menores (até 0,1), que não pode ser explicada por mistura.

No modelo de cristalização fracionada com os elementos maiores foi visto que a SSJ representa líquido residual com F em torno de 0,4 (intervalo entre 0,3 e 0,5) e os teores de ETR pesados também estão nesta mesma faixa de variação. Assim a cristalização fracionada de Rayleigh parece bastante consistente para estes elementos, mas os ETR leves mostram que ocorreu algo mais, que a cristalização fracionada com separação imperfeita dos sólidos não permite explicar.

Minerais do sólido Cs	Conteúdo %
olivina (Fo ₈₃)	29,77
opx	11,86
cpx	10,68
plagioclásio (An ₈₉)	47,10
apatita	0,60

	Co= F0,2*	F= 0,8	F= 0,6	F= 0,4	F= 0,2	F= 0,1
La	3,05	3,63	4,55	6,24	10,72	18,42
Ce	8,00	9,26	11,19	14,61	23,03	36,32
Sm	1,85	2,09	2,45	3,07	4,50	6,60
Eu	0,74	0,77	0,81	0,87	0,98	1,10
Gd	2,11	2,39	2,80	3,51	5,17	7,61
Yb	0,66	0,79	1,00	1,38	2,42	4,25
Lu	0,10	0,12	0,15	0,22	0,40	0,72
Cr	669,00	457,00	279,00	139,00	42,49	12,96
Ni	133,00	26,85	3,41	0,19	0,00	0,00
Ba	30,00	36,43	46,79	66,59	122,00	222,00
Sr	91,00	91,55	92,27	93,29	95,06	96,86
Zr	24,72	28,99	35,60	47,55	78,00	128,00
Y	18,76	21,80	26,43	34,60	54,63	85,97

* Co equivale à composição do líquido com F = 0,2 da FP do manto com granada residual

Tabela 6.7 — Cristalização fracionada (Rayleigh). ETR e Elementos Traços

— Modelo com os demais elementos traços

O diagrama de variação com os elementos traços constitui a figura 6.10B. O ajuste do espectro de teores da SSJ aos intervalos dos líquidos são bem mais coerentes que na fusão parcial. Todavia os teores de Ba na SSJ ainda destoam completamente do modelo e os teores de Sr, Zr e Eu, ultrapassam a faixa de variação calculada. Aparentemente o Ba reflete uma contaminação a partir de uma fonte muito enriquecida no elemento que poderia ser uma crosta continental, com teores de Ba elevados. As faixas de variação para Sr e Eu, calculadas através do modelo é muito estreita. Como os dois elementos estão diretamente relacionados ao plagioclásio, é possível que a quantidade do mineral no cumulado seja, na realidade, menor do que a utilizada no modelo. Se não há incorreção no modelo, pode ser que tenha havido algum tipo de assimilação física de plagioclásio, cuja fonte também poderia ser uma crosta continental, causando a elevação dos teores dos dois elementos na SSJ.

Os dois elementos compatíveis estudados (Cr e Ni) mostram total falta de sintonia com o modelo, quando se compara os teores dos elementos no líquido com F= 0,4 (tab. 6.7) com os teores da SSJ (vide tabela 6.1). A cristalização fracionada com o cumulado utilizado, rico em olivina e opx, provoca uma queda muito rápida no teor destes elementos no líquido. Todavia o teor de Cr é muito elevado na SSJ e o Ni esta muito acima

do modelo. A explicação para o fato também seria a separação imperfeita entre líquido e cumulado, verificada com os elementos incompatíveis.

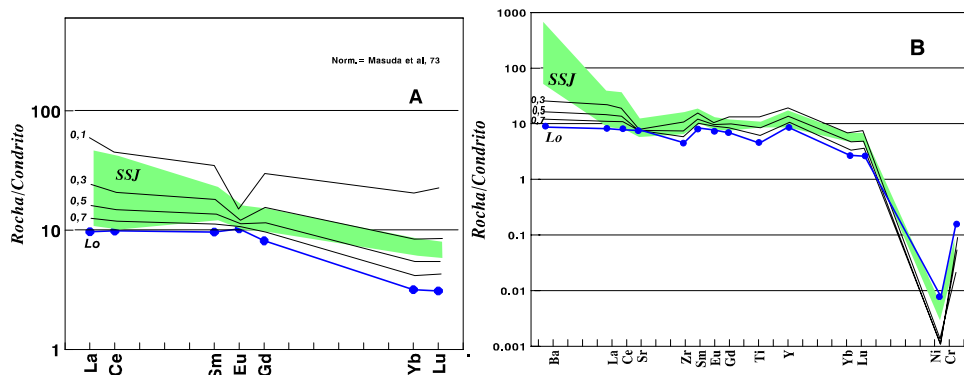


Figura 6. 10 — Cristalização fracionada de um líquido produzido por FP do manto com granada residual. A: espectros de ETR; B: espectros com todos os elementos traços. As figuras mostram a ausência de concordância entre a SSJ e o modelo em vários aspectos. Em A são claras as diferenças sobretudo com relação as ETR leves. Enquanto os ETR pesados da SSJ têm seus teores limitados entre os líquidos de $F=0,5$ e $0,3$ do modelo, os ETR leves ultrapassam em muito estes valores, sobretudo em direção aos produtos de fusões com taxas mais baixas ($F < 0,3$). Em B a discordância entre o modelo e os valores da SSJ são mais nítidos nos elementos que ocupam os extremos do gráfico. Os elementos de caráter incompatível mais acentuado (lado esquerdo) e os mais compatíveis (lado direito), têm teores mais elevados na SSJ que no modelo. Os elementos da parte central se mostram semelhantes na SSJ e no modelo, sugerindo que a CF é um bom modelo, desde que sejam ajustados os teores dos demais elementos.

6.2.2.3 — Cristalização fracionada com assimilação

Na descrição do mecanismo petrogenético anterior, foram levantados alguns fatos que indicavam a possível presença de contaminação afetando os magmas da SSJ, como a elevação anormal dos teores de Ba, ETR leves e Zr em relação aos teores calculados para a CF. Se ocorrer contaminação, esta deve ser naturalmente atribuída a uma crosta continental anterior a SSJ. A larga presença do Complexo Caraíba, cuja composição química é análoga a das crostas continentais constituídas por plutonitos tonalíticos-granodioríticos, não é suficiente para considerá-lo como o possível contaminante da SSJ, devido à ausência de relações de contato claras entre as unidades e de análises isotópicas na SSJ.

A mistura simples utilizada para os elementos maiores, mostrou que mesmo contaminações de até 10% de contaminante, provocam alterações no magma original que são indistinguíveis das variações normais dentro da unidade estudada (vide tabela 6.4 e figura 6.4). Para testar a contaminação da SSJ por uma possível encaixante foi utilizada a fórmula de DePaolo (1981), que quantifica o mecanismo de mistura denominado AFC ou cristalização fracionada com assimilação, que em poucas palavras, representa a cristalização fracionada de Rayleigh onde é adicionado o material contaminante. Um dos parâmetros desta fórmula é a variável r , que representa a razão entre a massa de material assimilado e a massa do líquido que está se cristalizando.

Segundo DePaolo (1981), os valores mais coerentes desta variável são aqueles menores que 0,2, que seria o máximo admissível. A fórmula é bastante complexa e já foi comentada no capítulo 4 - Metodologia.

Para testar o modelo foram utilizados, como representantes do magma original, os teores dos elementos traços do líquido produzido pela fusão parcial do manto com granada residual e F igual a 0,2, já vista acima, na descrição da cristalização fracionada. Como contaminante foram utilizados os teores médios dos gnaisses arqueanos ricos em alumínio (Condie, 1981). O valor de r utilizado foi de 0,1, o que equivale dizer que foi assumida uma contaminação do magma original com 10% de material crustal ígneo. Os minerais componentes do sólido (Cs) são os mesmos da cristalização fracionada vista no item anterior.

— Modelo com os ETR

Neste modelo foram utilizados os mesmos teores de Lo da CF simples vista acima, apenas o conteúdo de Gd foi aquele obtido no líquido com $F=0,3$ da FP(2). Esta pequena alteração, resultante de aproximações sucessivas, permitiu uma sensível melhora no ajuste do modelo aos teores da SSJ. Os dados obtidos estão na tabela 6.8 junto com os teores dos dois pólos da mistura: o líquido de $F=0,2$ da FP do manto, considerado magma original e a média dos gnaisses arqueanos (Condie, 1981) como contaminante. Comparando-se esta tabela com os dados da tabela 6.7, observa-se que os ETR desde Eu até Lu, exibem valores quase idênticos nos dois processos, porém La, Ce e Nd mudam drasticamente no AFC, exibindo valores muito acima daqueles observados com o modelo de CF simples, refletindo a presença do material contaminante.

Nas figuras 6.11 e 6.12 estão os resultados do modelo. Junto com alguns líquidos produzidos pela AFC estão lançados os espectros do magma original (Lo) e da média dos gnaisses arqueanos. Como observado na tabela, os teores dos ETR pesados praticamente não mudaram em relação aos obtidos com a CF, porém La e Ce tiveram um acentuado enriquecimento nos líquidos produzidos. O espectro do líquido com F igual a 0,3 do modelo, delimita perfeitamente o limite superior dos teores da SSJ, na figura 6.11. Porém Eu e Ce na SSJ ainda ultrapassam tal limite. O modelo causa uma variação muito pequena do Eu em função da variação de F , favorecendo a discrepância, enquanto o Ce, talvez esteja apenas refletindo uma variação acidental causada pela amostra da SSJ mais enriquecida no elemento, cujo padrão de ETR é ligeiramente diferente do das demais amostras (vide figura 5.7B).

Agora a mistura entre líquidos e cumulos — em função de uma separação imperfeita — fica bem caracterizada, pois todas as amostras têm teores menores que o líquido $F=0,3$. O forte fracionamento dos ETR leves, observado dentro de uma faixa composicional muito estreita dos elementos maiores (os teor de alguns elementos maiores praticamente não variam desde Lo até F igual a 0,4, como por exemplo SiO_2 , Al_2O_3 e CaO

na tabela 6.3), pode ser o reflexo de uma mistura líquido/cumulato, como suposto acima, ou mesmo devido a pequenas variações nas proporções dos minerais no cumulato ao longo da cristalização.

Minerais do sólido Cs	Conteúdo %
olivina (Fo ₈₃)	29,83
opx	11,88
cpx	10,70
plagioclásio (An ₈₉)	47,19
apatita	0,40

r =,1	Co= *	F= 0,8	F= 0,6	F= 0,4	F= 0,2	F= 0,1	Ca=Gnaisses
La	3,05	4,34	6,38	10,19	20,48	38,54	25,00
Ce	8,00	10,45	14,22	20,97	37,91	65,19	42,00
Sm	1,85	2,21	2,77	3,74	6,13	9,86	2,90
Eu	0,74	0,79	0,85	0,93	1,10	1,28	0,82
Gd	1,62	1,90	2,36	3,17	5,16	8,30	1,90
Yb	0,66	0,82	1,07	1,55	2,86	5,21	0,82
Lu	0,10	0,12	0,17	0,24	0,46	0,85	0,12
Cr	669,	(429),486	(242),318	(110),199	(31),129	(11.28),110	12,00
Ni	133,00	(22.59), 120	(2.93), 103	(0.88), 101	(0.80), 101	(0.80), 101	13,00
Ba	30,00	47,24	74,92	128,00	273,00	536,00	400,00
Sr	91,00	101,00	113,00	130,00	157,00	184,00	460,00
Zr	24,72	33,47	46,90	70,90	131,00	227,00	175,00
Y	18,76	22,20	27,44	36,69	59,35	94,81	20,00*

- Co é igual ao líquido com F=0,2 da FP do manto nas condições de granada residual - tab. 6.3

- Ca é igual a composição média dos gnaisses arqueanos ricos em Al₂O₃ (Condie,1981)

- Os teores de Cr e Ni originais estão entre parênteses. Os valores fora dos parênteses representam a mistura simples entre os teores originais e um cumulato com 1000 ppm de Cr e 1000 ppm de Ni.

* O teor de Y em Ca corresponde a média da crosta continental (Taylor & McLennan, 1985)

Tabela 6.8 — Cristalização fracionada com assimilação (AFC). ETR e Elementos Traços

O importante no espectro é a boa equivalência entre a variação composicional da SSJ, e os espectros de F superiores a 0,3 do modelo, bastante coerente com a CF definida para os elementos maiores, os quais também variaram dentro de uma faixa composicional com F superiores a 0,3 (0,35, mais precisamente) (figura 6.3).

Outro fato importante é a boa correspondência entre os teores dos elementos Gd, Yb e Lu na SSJ e no modelo. Como se observa, os teores da SSJ são superiores aos de Lo e aos dos gnaisses. Este fato impede a ocorrência de mistura simples entre dois componentes, pois neste caso as composições obtidas teriam que ser intermediárias entre os dois pólos da mistura. Além disso, o segmento do espectro referente aos ETR pesados é bastante ilustrativo, quanto ao que ocorre com a AFC. Quando o material assimilado não contém minerais que absorvam facilmente os elementos que estão se fracionando, como é o caso dos ETR pesados do modelo,

a cristalização fracionada prossegue normalmente, refletindo muito pouco a presença do contaminante, daí porque nem sempre a composição dos líquidos residuais produzidos fica entre os pólos envolvidos no processo.

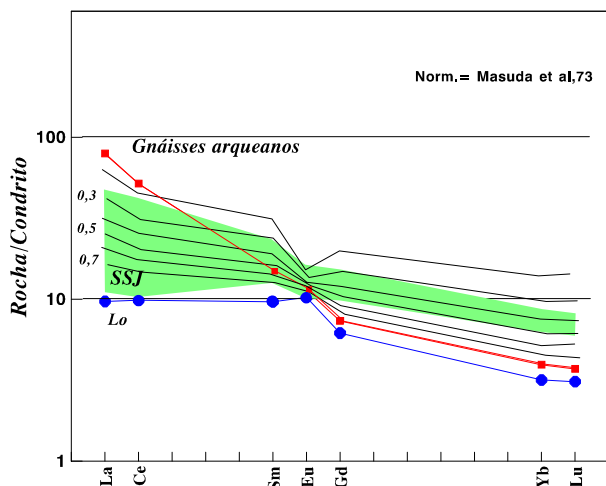


Figura 6.11 — Espectros de ETR produzidos pela AFC de um líquido produzido por FP do manto com granada residual. O modelo considera a assimilação de material crustal com a composição média dos gnaisses arqueanos (Condie, 1981). Os teores da SSJ e do modelo são muito semelhantes, sendo que La e Ce ainda estão enriquecidos na SSJ em relação ao $F = 0,3$. Apesar desta pequena diferença, o formato dos espectros da SSJ e dos líquidos, produzidos pelo modelo, são idênticos.

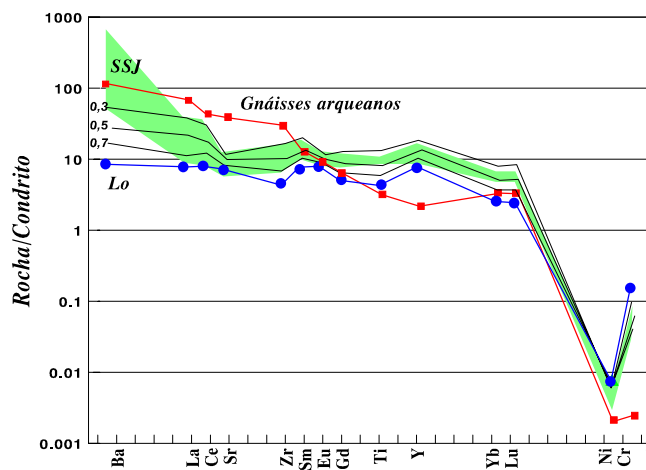


Figura 6.12 — Espectros de todos elementos traços produzidos pela cristalização fracionada com assimilação (AFC) de um líquido produzido por FP do manto com granada residual. O modelo considera a assimilação de material crustal com a composição média dos gnaisses arqueanos (Condie, 1981). O diagrama realça a boa coerência entre os teores da SSJ e os obtidos através do modelo.

— Modelo com os demais elementos traços

Entre os elementos traços estudados, Ba, Sr e Zr mostram mais nitidamente influência da contaminação crustal, através dos teores maiores neste modelo se comparados com a cristalização fracionada simples (tab. 6.4). Apesar dos teores de algumas amostras ainda continuarem um pouco acima do líquido de $F = 0,3$, a equivalência entre o modelo de AFC e os dados reais é muito boa. Este modelo propicia um fracionamento maior do Sr nos líquidos produzidos, permitindo que o envelope da SSJ para este elemento também ficasse ajustado ao limite composicional caracterizado pelo espectro de $F = 0,3$. O mesmo ocorre com os teores mais elevados de Zr e Ti na SSJ que ficam confinados dentro do mesmo limite (fig. 6.12).

Porém, com relação ao Cr e ao Ni, que são os únicos elementos traços compatíveis estudados, o problema de falta de ajuste entre o modelo e os dados reais só foi solucionado com o seguinte raciocínio. Os líquidos produzidos neste modelo de cristalização fracionada, contendo olivina e piroxênio no sólido, perdem rapidamente os conteúdos de Cr e principalmente de Ni, que são retidos respectivamente no opx e na olivina do sólido (cumulato). Na SSJ os teores de Cr e Ni são bem maiores que os do modelo. Como outros elementos, os ETR leves por exemplo, sugerem a presença de segregação imperfeita dos líquidos, foi suposto que os elementos em foco, por seu caráter compatível, estivessem refletindo de forma muito mais marcante tal fato. As distribuições irregulares destes dois elementos, já mostradas anteriormente, neste capítulo, reforçam este comportamento.

Para tentar quantificar esta possível mistura simples entre os líquidos produzidos por AFC com os cumulos, a partir da composição modal destes foram estimados os teores dos dois elementos que ficaram em torno de 1000 ppm Cr e 1000 ppm Ni (não é possível a definição precisa destes valores). Os teores obtidos na mistura simples composta por 90% de líquido e 10% de cumulato quando $F = 0,4$ são análogos aqueles da SSJ e assim o modelo ficou muito semelhante aos dados reais estudados. Em relação aos elementos traços incompatíveis como Ba, Zr e Y, por exemplo, o efeito deste tipo de mistura nos seus conteúdos é pequeno pois eles não ficam retidos em quantidades importantes nos minerais do cumulato considerado no modelo. Convém lembrar que as médias para os elementos maiores na SSJ também ficaram muito próximas de $F = 0,4$, no modelo de CF, mostrando a coerência do raciocínio utilizado.

Os únicos elementos que não se enquadraram claramente no modelo original foram Y e Ba. Para o Y, ao contrário dos demais elementos, não foi possível utilizar o mesmo raciocínio de mistura, pois como os teores na SSJ são superiores aos obtidos no modelo, uma mistura líquido/cumulato iria produzir teores ainda mais baixos que os observados. Duas possibilidades poderiam explicar tal comportamento: a primeira, seria a presença de um erro analítico sistemático e a segunda seria uma fonte mantélica mais enriquecida em Y. Os teores da SSJ são normais se comparados com a literatura, daí ser pouco provável a presença de erro sistemá-

tico nas análises. A segunda alternativa é viável se for levado em conta que, nos cálculos, sempre foram utilizados teores médios, obtidos de enclaves do manto, nada impedindo que em relação ao Y, o manto estivesse mais enriquecido que o valor utilizado que foi o de Hoffman (1988). Para enquadrar o elemento aos dados reais, na FP do manto com granada residual (tab. 6.6), o teor de Y (9,28 ppm) utilizado foi equivalente ao manto superior.

A distribuição do Ba fugiu de qualquer raciocínio que justificasse seus teores na SSJ devido a atuação de processos magmáticos primários durante a geração da SSJ. Na figura 6.12 o seu espectro é muito mais elevado que os valores calculados por AFC. Como valores muito altos de Ba são comuns nas amostras não só em algumas amostras da SSJ como também no Complexo Caraíba, é possível que tal elevação tenha sido causada por algum metassomatismo na área.

6.2.2.4 — Conclusões

Os resultados obtidos com a cristalização fracionada com assimilação se mostrou coerente com os dados reais representados pela SSJ. Os líquidos residuais com F no intervalo entre 0,3 e 0,5 — a semelhança do que foi mostrado pelos elementos maiores — são representativos da SSJ.

Na elaboração dos modelos sempre foram empregados os teores médios dos componentes utilizados, ou seja, a média do manto, a média dos MORB normais, a média dos gnaisses arqueanos, a média da crosta continental, etc. Assim os modelos são constituídos por líquidos relativos as médias utilizadas e juntamente com eles foram estudados os valores das amostras da SSJ.

Para verificar como seria o comportamento da média da SSJ em relação ao modelo, foi confeccionada a figura 6.13, que é uma síntese de todo o trabalho realizado com ETR. O espectro dos ETR para a média da SSJ se posiciona de forma simétrica entre os líquidos com $F = 0,6$ e $0,4$, quase perfeitamente sobre $F = 0,5$ (não lançado no gráfico para deixá-lo mais claro). Como neste mesmo segmento composicional estão situadas as médias dos elementos maiores, a coerência entre o modelo e os dados reais fica comprovada.

6.3 — Conclusões Gerais

Dos dados expostos acima as principais observações são as seguintes:

— A SSJ representa o produto de CF de um líquido originado de FP do manto nas condições termodinâmicas de equilíbrio da granada no sólido residual.

— Apesar da grande dispersão geográfica dos afloramentos dos metabasitos da SSJ, as amostras se mostram com composição bastante homogênea e representam um curto intervalo de taxa de cristalização fracionada (em torno de $F=0,4$). Todavia a cristalização fracionada fica bem evidenciada através da evolução das razões MgO/CaO , Na_2O/CaO e Al_2O_3/TiO_2 .

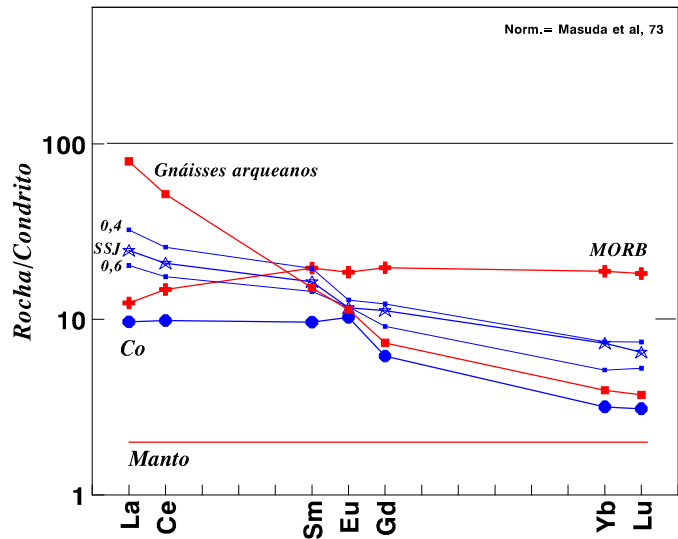


Figura 6.13 — Síntese do modelo de AFC. Para a confecção do modelo, com exceção da SSJ todos os demais parâmetros utilizados representavam médias: manto, MORB, e gnaisses arqueanos. Nesta síntese foram utilizadas as médias dos ETR nos Gb-SSJ e o ajuste entre os dados ficou perfeito. O espectro médio da SSJ ocupa a região entre os líquidos de $F = 0,6$ e $0,4$, muito semelhante a posição média dos Gb-SSJ, quando foram considerados os elementos maiores (vide figura 6.5).

— O processo de CF foi complexo e envolveu dois tipos de misturas. A linha geral de evolução dos líquidos mostra que os teores dos elementos traços incompatíveis, como Zr, Sr, Y e ETR são influenciados pela assimilação de material crustal de composição semelhante a do Cb, porém com taxas muito baixas ($r = 0,1$) que não chegam a influenciar o comportamento dos elementos maiores. A distribuição dos diversos elementos pode ser controlada pelas equações que caracterizam o AFC de DePaolo (1981). Este deve ter sido o principal mecanismo atuante.

— Além da assimilação de material félsico, os elementos traços compatíveis (Cr e Ni) evidenciam outro tipo de mistura, indicando segregação imperfeita entre os líquidos e o cumulado. Em menor grau este tipo de mistura também é evidenciado pelos demais elementos, sobretudo ETR leves, cujos teores em algumas amostras são inferiores aqueles definidos pelo modelo para valores de $F = 0,5$. Como o cumulado era mais empobrecido em elementos incompatíveis, o conteúdo eventualmente maior ou menor de minerais cumuláticos em determinadas amostras pode ser o responsável por este tipo de variação.

— A constatação de contaminação crustal, aliada à necessidade de manter a granada no sólido residual no processo de FP do manto que originou a SSJ— apesar dos teores da maioria dos elementos ser muito semelhante aos do MORB — impede que ela seja considerada representante de um fundo oceânico análogo aos MORB atuais, como proposto por Melo (1991). Os MORB são produtos da fusão parcial em níveis mais rasos do manto, onde o espinélio é estável.

— As características químicas da SSJ lembram as dos basaltos toleíticos presentes nos *greenstone belts* arqueanos, cujas composições também refletem a presença de contaminação crustal (Arndt & Jenner, 1986; Kroner & Tectmayer, 1994; Riganti & Wilson, 1995). Todavia aquelas são rochas vulcânicas e no caso da SSJ não é possível definir com clareza sua forma de colocação.

— Uma causa para a presença de separação imperfeita entre líquido e cumulado, como na SSJ seria a diferenciação de um líquido enquanto é transportado até os níveis crustais mais altos. A presença de turbilhamento favorece tanto a mistura entre líquido e cumulado, quanto a assimilação de material da encaixante (Hupert & Spark, 1985) por parte do magma original. Ou seja, a SSJ pode representar um fundo oceânico primitivo e/ou diques e sills associados, gerados durante a evolução de um rifte (abortado ou não), na zona de transição continente/oceano. O magmatismo máfico neste ambiente, que já é subaquático, mostra contaminações crustais e um bom exemplo dele são os fundos oceânicos de plataformas das margens continentais passivas, como por exemplo, no orógeno de Ungava (Dumphy *et al.*, 1995) de idade de 2,0 Ga, ou em ambientes com idades menores, como na bacia do Espírito Santo (Fodor & Vetter, 1984), onde ocorrem rochas máficas com composição química muito semelhante a da SSJ.

— Os ultramafitos (BAM) associados por Melo (1991) à SSJ não permitiram qualquer avaliação a partir do seu quimismo. Por serem amostras cumuláticas, mostram pouco de sua possível fonte.

COMPLEXO CARAÍBA — GEOQUÍMICA

7.1 — Introdução

O Complexo Caraíba (Cb) é constituído por um conjunto ortognáissico muito extenso, constituído por rochas plutônicas na fácies anfibolito alto/granulito não individualizadas em mapa, tanto em função do intenso tectonismo a que foram submetidas, quanto pela monotonia da seqüência, sem qualquer contraste visual que possibilitasse a definição dos plutões. Assim os locais de amostragem foram selecionados aleatoriamente, procurando-se coletar a maioria dos tipos aparentemente diferentes. Neste capítulo serão destacados unicamente os termos intermediários a ácidos, que constituem a maioria quase absoluta dos componentes do Cb.

Petrograficamente são distinguidos três tipos de ortognaisses félsicos, todos eles com aspecto macroscópico caracterizado pela cor cinza esverdeada escura: (i) enderbitos e charnoenderbitos com forte caráter tonalítico — pobres em feldspatos alcalinos e ricos em quartzo e plagioclásio (andesina/ oligoclásio) — com variações até composições granodioríticas; (ii) charnoenderbitos, charnoquitos e hiperstênio-granodioritos ricos em plagioclásio, porém com conteúdos importantes de feldspato alcalino; (iii) ortognaisses charnoquíticos ricos em feldspato alcalino. Eventualmente adquirem cor rosada e contato difuso com os demais litótipos, sugerindo que possam ser produtos de retrabalhamento dos tipos anteriores. Ocorrem em toda a área pesquisada, de forma muito irregular.

Na região entre Capim Grosso (a norte) e Pintadas (a sul), existe um importante magmatismo potássico (atualmente na fácies granulito) definido por Loureiro (1991), como granitos sintangenciais (vide capítulo 3, granitóides de Cais ou G1) e que representariam o primeiro magmatismo félsico intrusivo no Cb. Dada a sua importância na região onde ocorre, e a sua semelhança composicional com o terceiro tipo de ortognaisses definido acima, suas amostras serão também consideradas neste trabalho, juntamente com aquelas do Cb típico.

Na figura 7.1 são mostradas as estações de amostragem sobre o mapa geológico simplificado, modificado de Melo *et al.* (1995).

7.2 - Caracterização geoquímica

O caráter ortognáissico dos metamorfitos estudados, definidos através do mapeamento geológico (Santos & Dalton de Souza, 1985; Melo *et al.*, 1995) pode ser verificado também através dos dados químicos,

mediante uso de inúmeros métodos discriminantes (LaRoche, 1968; Garrels & Mackenzie, 1971; Shaw, 1972, entre outros). Apenas um destes métodos será apresentado aqui, para mostrar que os dados geoquímicos estão plenamente concordantes com a geologia: o diagrama discriminante (Werner, 1987) baseado em teores de elementos maiores, onde a natureza ígnea dos protólitos do Cb é confirmada (fig. 7.2).

A diversidade de tipos litológicos presentes no Cb, refletida no comportamento dos elementos químicos analisados, torna inviável o estudo dos mesmos como um conjunto único e homogêneo. A presença de pelo menos dois tipos de magmatismo félsico já havia sido detectada em trabalhos anteriores (Teixeira & Melo, 1990; Teixeira, 1991a), onde foram classificados ortognaisses sódicos tonalíticos/granodioríticos, com quimismo compatível com a série trondhjemítica (Barker & Arth, 1976), considerados análogos às suítes TTG —tonalito-trondhjemito-granodiorito (Jahn *et al.*, 1981; Martin *et al.*, 1983) de outras áreas cratônicas e um conjunto cujas características químicas se ajustavam mais à série calcioalcalina normal.

Para o tratamento geoquímico dos dados era necessário, inicialmente, agrupar as amostras em conjuntos homogêneos, que pudessem ser considerados cogenéticos. A maneira mais comumente utilizada para efetuar isto é através dos diagramas de Harker, onde os possíveis agrupamentos ficam claros. Todavia, no caso dos dados do Complexo Caraíba isto não foi possível, pois os pontos se distribuíram de uma forma que mostrava a presença de mais de um grupo, porém não era possível a definição de quais amostras pertenciam a um determinado grupo, como pode ser visto na figura 7.3.

Foram testadas várias formas para definir os possíveis grupos presentes. A que se mostrou mais eficaz foi a separação através das razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. As amostras com razões acima de 2 foram reunidas num grupo denominado *Na-ortognaisses*. Este grupo foi facilmente individualizado, pois existe uma lacuna entre os valores de 1,8 e 2,25. Os demais grupos não têm limites muito claros: as amostras com razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ entre 1 e 2 foram reunidas num grupo denominado *NaK-ortognaisses*; as amostras com razões inferiores a 1 foram agrupadas sob a denominação de *K-ortognaisses*. O grupo com as amostras dos *granitóides de Cais* continuou com a mesma denominação, apesar das razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ serem inferiores a 1, como nos K-ortognaisses. No diagrama R1R2 (La Roche *et al.*, 1980) da figura 7.4 estão caracterizados os equivalentes ígneos das amostras estudadas, de acordo com os grupos.

Tais grupos, apesar da forma empírica utilizada para separá-los, se mostram coerentes, inclusive em termos de distribuição geográfica sobre a área estudada. A maioria das amostras de Na-ortognaisses foram coletadas na região oeste do CMSC. Apenas algumas são provenientes das regiões mais orientais do cinturão. Os NaK-ortognaisses predominam na parte leste do cinturão, na região de Riachão do Jacuípe. Os K-ortognaisses estão presentes de forma aleatória ao longo de toda a área em afloramentos onde podem ocorrer também os demais tipos de ortognaisses. A área de ocorrência dos granitóides de Cais foi individualizada na

figura 3.2 (capítulo 3), mas, os granitóides de Cais não ocorrem da forma contínua como foi mapeado, mas sim como uma seqüência de corpos intrusivos nos tonalitos do Cb e nos metamafitos da SSJ e no Complexo Ipirá.

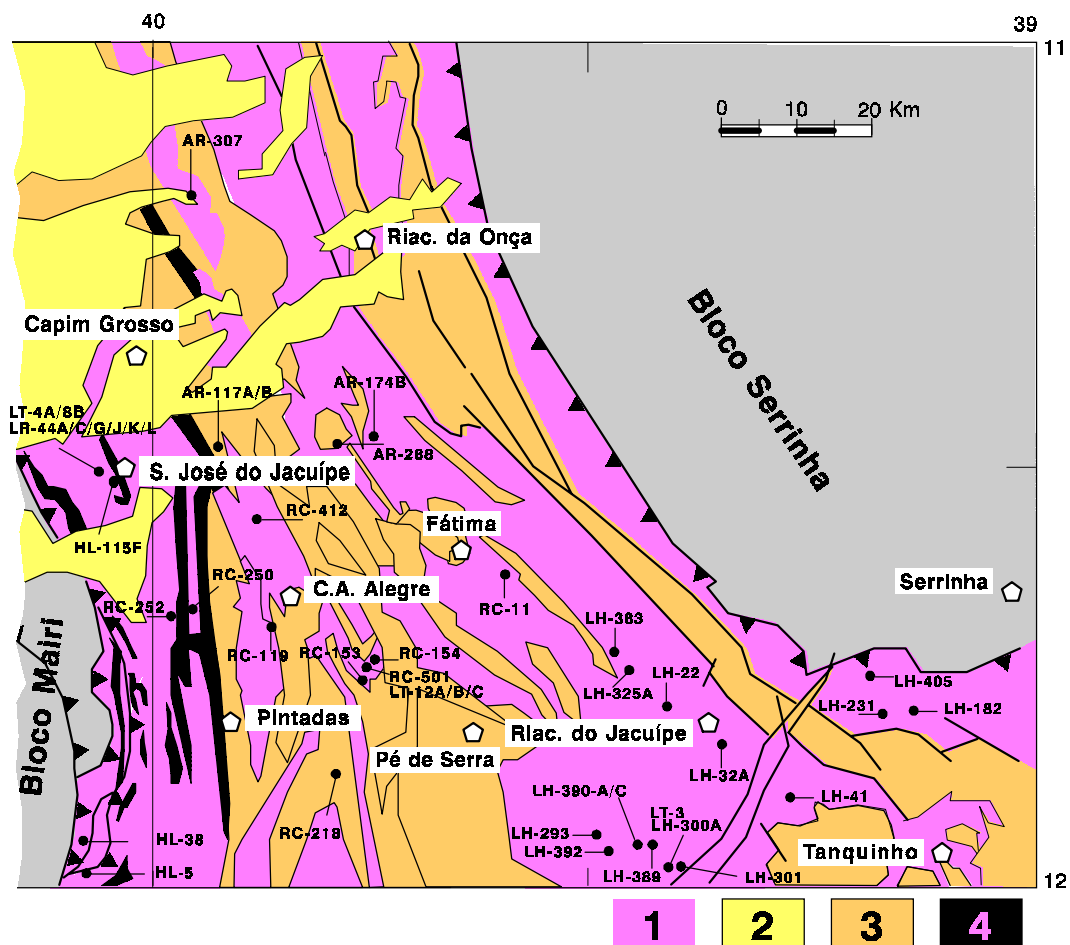


Figura 7.1 — Mapa geológico simplificado com localização das amostras. Convenções: 1 - Complexo Caraíba e granitóides de Cais; 2 - coberturas detriticas; 3 - Complexo Ipirá e granitóides pós-Caraíba; 4 - Suíte São José do Jacuípe.

A figura 7.5 contém o mesmo diagrama R1R2 da figura 7.4, ampliado, onde se observa a presença não só dos grupos definidos pelas razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, mas também outros constituídos por amostras, sobretudo dos Na-ortognaisses. Foram individualizados cinco conjuntos numerados de 1 a 5 que definem grupos de amostras com teores de elementos maiores coerentes entre si e que, além disso, exibem distribuição geográfica bem definida. Os alinhamentos 1, 2 e 3 são constituídos por amostras de Na-ortognaisses, o 4 por NaK-ortognaisses e o 5 por amostras do granitóide de Cais. O grupo de amostras que está sem número na figura 7.5, se mostrou inconsistente quando foram verificadas as suas outras características geoquímicas.

A distribuição geográfica bem como algumas características dos grupos podem ser resumidas da seguinte forma:

— Conjunto 1. Contem as amostras mais enriquecidas em Na_2O . Todas suas amostras foram coletadas no sangradouro da barragem de São José do Jacuípe, junto ao limite oeste do CMSC.

— Conjunto 2. Contém as amostras do Cb mais empobrecidas em SiO_2 e no diagrama (fig. 7.5), se coloca de forma paralela ao conjunto 1. Suas amostras foram coletadas no segmento noroeste da área, aparentemente ao lado da área de ocorrência do primeiro, formando assim duas faixas grosseiramente paralelas.

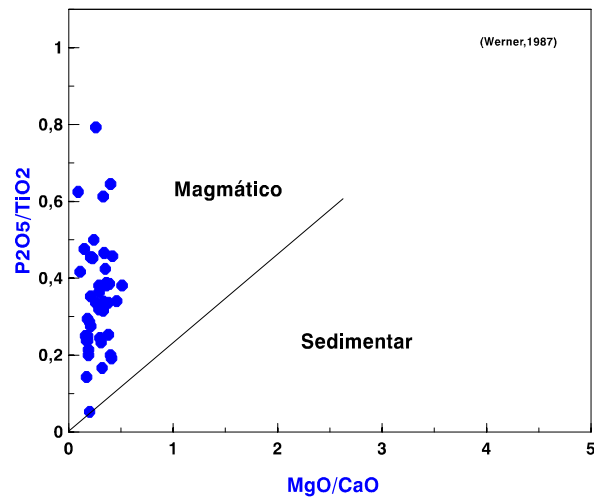


Figura 7.2 — Diagrama MgO/CaO x $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$. Os pontos representativos das amostras do Complexo Caraíba estão todos posicionados no campo magmático, confirmando o seu caráter ortognáissico.

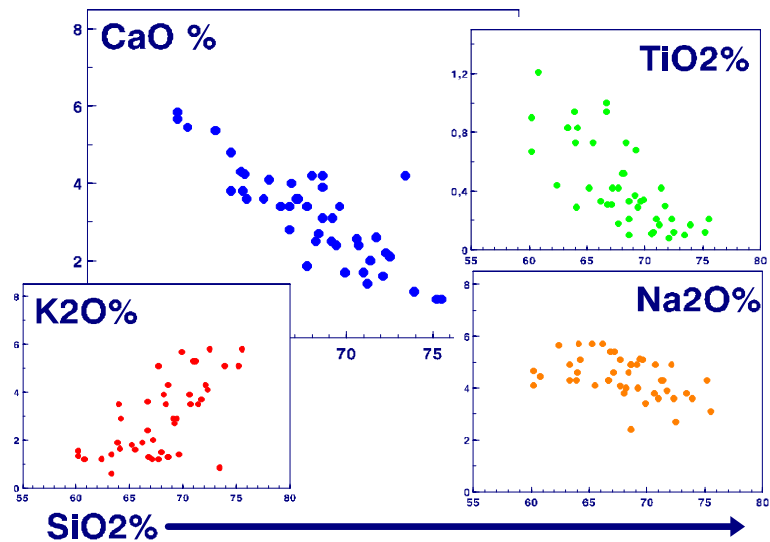


Figura 7.3 — Diagramas de Harker. As nuvens de pontos que caracterizam estes gráficos não permitem a individualização de nenhum agrupamento de amostras.

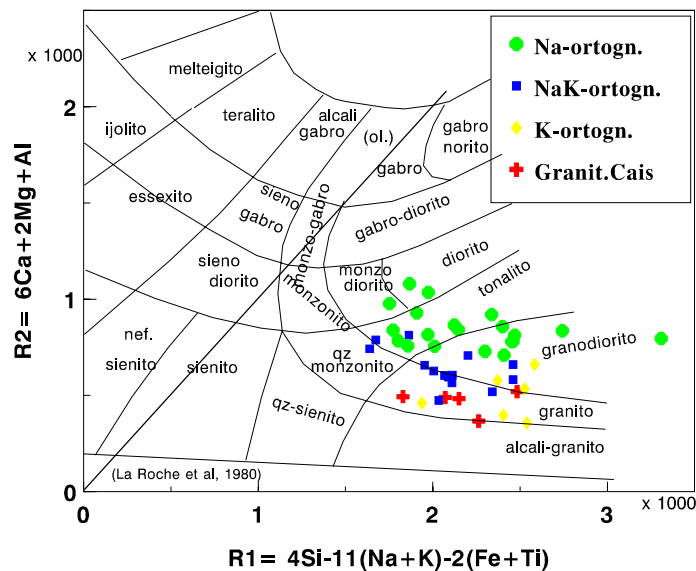


Figura 7.4 — Diagrama R1R2 com os campos das rochas ígneas. Os equivalentes ígneos dos termos sódicos são caracterizados como tonalitos e granodioritos e os dos termos sódicos/potássicos e potássicos como granodioritos e granitos.

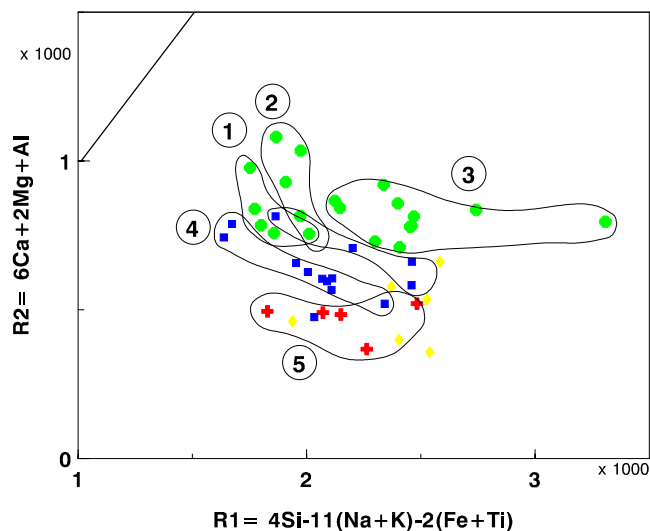


Figura 7.5 — Esta figura mostra o diagrama R1R2 da figura 7.4 ampliado e sem os campos que definem os tipos litológicos. São visualizados seis conjuntos. Os de números 1, 2 e 3 são constituídos por ortognaisses sódicos; o de número 4 é constituído por parte das amostras dos NaK-ortognaisses e o 5 pelos granitóides de Cais. Quando se observa outras características químicas do conjunto que está sem número, com amostras de NaK-ortognaisses, ele se mostra pouco consistente, sugerindo que se trata apenas de um alinhamento accidental. Os conjuntos 1 e 2, muito próximos neste gráfico, são bastante diferentes em relação a outras características, como o conteúdo de ETR. A amostra (LH-182) posicionada na parte inferior do grupo 2 será considerada junto ao grupo 1, pois se mostra mais coerente com este grupo. O posicionamento aleatório dos ortognaisses potássicos não permite agrupá-los de forma lógica. Mesma convenção da figura 7.4.

— Conjunto 3. Caracterizado por um alinhamento mais horizontalizado que os demais, composto por tonalitos e granodioritos sódicos. Geograficamente suas amostras estão localizadas na região centro oeste do cinturão, no prolongamento sul do conjunto 2. Aparentemente os contatos entre os conjuntos são interdigitados e por isto no sangradouro da barragem de S. José, existem duas amostras que estão relacionadas ao presente grupo de amostras, apesar do local conter preferencialmente representantes do conjunto 1.

Neste conjunto estão parte das amostras mais diferenciadas dos Na-ortognaisses. Sua área de ocorrência se estende desde a região de Capela de Alto Alegre, até a região de Riachão do Jacuípe, na região central do CMSC.

— Conjunto 4. Contém os granodioritos classificados como NaK-ortognaisses. Sua distribuição no diagrama é caracterizada por um *trend* semelhante ao do conjunto 3 dos Na-ortognaisses, porém é mais empobrecido nos componentes de R2 (Al, Mg e Ca). Sua área de ocorrência é toda a extensão oeste do cinturão, podendo também se interdigitar com o conjunto 3 dos Na-ortognaisses.

— Conjunto 5. As amostras dos ortognaisses (granitóides) de Cais definem este conjunto no diagrama (fig. 7.5) numa região do gráfico que caracteriza os granitóides monzoníticos, cuja origem está associada a processos de fusões parciais da crosta continental (Batchelor & Bowden, 1985).

Os K-ortognaisses e algumas amostras de NaK-ortognaisses não definem qualquer tipo de padrão sugestivo de diferenciação magmática na figura 7.5. O quimismo destas amostras não é muito coerente entre si e provavelmente estejam afetadas por algum tipo de metassomatismo, hidrotermalismo ou outro processo que causou a abertura do sistema. Fazem parte deste conjunto, as amostras LT- 44G e LT-44J, coletadas no sangradouro da barragem de S. José do Jacuípe, que são produtos de contaminação ou metassomatismo por material granítico atuando sobre os Na-ortognaisses que assumem coloração rósea, diferente do cinza esverdeado escuro que lhe é característico. Muito provavelmente as demais amostras, que se colocam de maneira aleatória no gráfico, tenham a mesma origem, pois em afloramento nem sempre é possível verificar a presença de alterações. Reforça esta idéia o fato de que as amostras também não definem, geograficamente, qualquer área preferencial de ocorrência.

Para simplificar a descrição dos conjuntos, os Na-ortognaisses pertencentes ao conjunto 1,2 e 3 serão denominados **ortognaisses Na1, Na2 e Na3**, respectivamente. Nos diagramas de Harker das figuras 7.6A - C, a coerência das amostras dentro de cada conjunto, é confirmada de forma consistente, mesmo quando composto por poucas amostras, como no caso dos ortognaisses Na2 (fig. 7.6A). Nele, as amostras exibem variações muito acentuadas em Al_2O_3 e TiO_2 , porém os conteúdos de CaO , Na_2O e K_2O com variações coerentes, evidenciam a posição real do *trend*.

7.2.1 — Elementos maiores

7.2.1.1 — Características gerais

A tabela 7.1, organizada com base na divisão descrita no item anterior, contém os dados químicos das 46 amostras utilizadas. As amostras dos K-ortognaisses e aquelas indefinidas, ou por ficarem sobre os *trends* caracterizados, mas não mostrarem coerência química com as demais, ou por pertencerem a algum magmatismo não amostrado devidamente; ou porque sofreram algum tipo de distúrbio em seu balanço químico não serão mais consideradas na caracterização do quimismo do Cb, a seguir.

Na tabela 7.2, estão as normas CIPW e a tabela 7.3 exhibe os dados estatísticos básicos referentes aos conjuntos individualizados. A tabela 7.3 mostra que os vários conjuntos são muito distintos entre si, não só em relação as razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, como inicialmente verificado, mas também em relação a maioria dos demais dados químicos.

A três tabelas sintetizam o quimismo das unidades estudadas:

— Os teores de SiO_2 são semelhantes nos Na-ortognaisses e NaK-ortognaisses e variam dentro de uma faixa composicional que vai de 60,2% até 73,4%, com predomínio dos teores entre 65 e 68%. Apenas algumas amostras têm mais de 70% de SiO_2 . As amostras do granitóide de Cais são semelhantes entre si e são as mais ricas em SiO_2 .

— Os Na-ortognaisses são acentuadamente enriquecidos em Al_2O_3 (> 14%), sobretudo os ortognaisses Na3, e são caracterizados como metaluminosos a levemente peraluminosos, causando a frequência de corindon normativo entre suas amostras. Tanto os Na-ortognaisses quanto os NaK-ortognaisses se enquadram na categoria dos gnaisses *high-alumina* de Barker & Art (1976), comuns nos terrenos de alto grau de idade Arqueana.

— Os teores de Na_2O nos Na - e nos NaK-ortognaisses são muito semelhantes, porém a média de K_2O nos segundos equivale a mais do dobro da média dos primeiros. Os teores de K_2O são muito mais elevados nos granitóides de Cais, enquanto que nos Na-ortognaisses são baixos, com médias inferiores a dois.

— Os Na-ortognaisses têm os teores mais elevados de Ca, Mg e Fe e mais baixos de SiO_2 entre os termos do Cb, indicando que representam o magmatismo félsico menos evoluído. As médias de Ca e Mg nos NaK-ortognaisses são significativamente menores.

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P. F.	Total	Na/K	Mg #	Cr	Ni	Pb
Na1																		
LR-44A	#####	0,44	#####	2,57	1,61	0,05	1,60	5,37	5,65	1,21	0,11	0,36	97,77	4,67	#####	30	15	20
LR-44C	#####	0,29	#####	2,52	0,88	0,04	1,35	4,24	5,70	1,64	0,05	0,36	97,37	3,48	#####	10	10	30
LR-44L	#####	0,42	#####	1,80	1,70	0,05	1,30	3,60	5,70	1,80	0,16	0,80	99,53	3,17	#####	30	15	40
LR-44K	#####	0,33	#####	1,70	1,40	0,03	1,20	3,40	5,70	1,90	0,14	0,80	99,80	3,00	#####	20	15	30
LH-182	#####	0,42	#####	0,99	1,80	0,01	0,73	3,60	5,40	2,00	0,12	0,50	99,70	2,70	#####	30	N5	20
Na2																		
AR-288	#####	0,67	#####	2,81	3,44	0,06	2,12	5,84	4,66	1,33	0,26	0,27	99,50	3,50	#####	75	10	30
AR-307	#####	0,90	#####	4,37	3,29	0,08	2,63	5,67	4,10	1,55	0,31	0,44	99,20	2,65	#####	150	20	20
AR-117A	#####	1,21	#####	6,70	3,18	0,10	1,41	5,45	4,45	1,20	0,41	0,23	99,10	3,71	#####	10	L5	20
RC-119	#####	0,83	#####	2,70	3,40	0,06	1,50	3,80	4,90	1,40	0,32	0,50	99,70	3,50	#####	10	15	30
Na3																		
LH-300A	#####	0,94	#####	1,20	4,10	0,06	1,80	4,30	4,30	1,90	0,43	0,20	99,20	2,26	#####	75	50	50
LH-41	#####	0,73	#####	1,50	3,00	0,05	1,70	4,10	4,10	1,60	0,14	0,62	#####	2,56	#####	125	30	20
LT-4A	#####	0,31	#####	1,30	1,70	0,03	1,60	4,00	5,40	1,30	0,20	0,30	99,94	4,15	#####	100	5	30
LT-12C	#####	0,31	#####	1,80	2,00	0,05	1,20	3,60	4,60	1,20	0,19	0,51	99,56	3,83	#####	125	20	20
RC-153	#####	0,42	#####	2,00	2,30	0,01	0,99	3,40	5,10	1,20	0,16	0,50	99,90	4,25	#####	50	20	30
LT-3	#####	0,52	#####	0,96	2,00	0,03	1,40	4,20	3,80	1,50	0,18	0,56	99,25	2,53	#####	100	10	30
LT-12A	#####	0,10	#####	1,50	0,76	0,03	0,60	4,20	4,90	1,30	0,21	0,79	99,99	3,77	#####	100	2	30
LT-12B	#####	0,21	#####	1,40	1,10	0,03	0,60	3,90	4,90	1,30	0,10	0,83	99,97	3,77	#####	150	5	40
RC-501	#####	0,33	#####	1,60	1,70	0,14	0,99	3,40	5,10	1,40	0,12	0,40	99,90	3,64	#####	20	5	30
NaK																		
LH-383	#####	0,73	#####	1,10	3,50	0,05	1,30	3,80	4,60	3,50	0,34	0,70	99,72	1,31	#####	30	10	40
LH-392	#####	0,83	#####	1,90	3,10	0,06	0,83	3,60	5,10	2,90	0,38	0,60	99,60	1,76	#####	20	N5	40
RC-11	#####	0,94	#####	1,00	2,80	0,05	0,83	2,80	4,30	3,60	0,30	0,50	99,90	1,19	#####	20	20	30
LH-301	#####	0,52	#####	2,30	2,00	0,01	0,83	2,50	4,00	3,90	0,17	0,50	99,60	1,03	#####		15	40
LH-405	#####	0,73	#####	1,20	2,00	0,01	0,83	2,70	4,60	3,50	0,17	0,60	99,90	1,31	#####	30	5	40
AR-174B	#####	0,37	#####	1,40	1,20	0,01	0,83	2,50	4,90	2,90	0,12	1,00	99,50	1,69	#####	100	25	20
HL-38	#####	0,29	#####	1,40	0,76	0,03	0,63	2,40	5,12	2,90	0,23	0,30	99,80	1,77	#####	20	N5	40
LH-390C	#####	0,12	#####	1,00	0,67	0,01	0,26	2,40	4,90	3,50	0,05	0,70	99,41	1,40	#####	30	N5	40
LH-293	#####	0,42	#####	0,77	1,60	0,01	0,38	2,00	4,30	3,50	0,09	0,40	99,50	1,23	#####	15	25	50
Cais																		
HL-5	#####	0,18	#####	0,78	0,66	0,03	0,37	1,86	4,09	5,09	0,01	0,23	95,20	0,80	#####	75	10	40
RC-252	#####	0,21	#####	1,70	0,65	0,03	0,30	1,70	3,60	5,30	0,03	0,50	99,60	0,68	#####	L10	5	60
RC-250	#####	0,34	#####	1,02	0,65	0,01	0,68	1,69	3,41	5,67	0,07	0,51	97,90	0,60	#####	L10	55	50
HL-115F	#####	0,12	#####	0,69	0,53	0,03	0,33	2,10	2,70	5,80	0,03	0,60	99,63	0,47	#####			
RC-218	#####	0,12	#####	0,90	0,19	0,03	0,18	1,00	4,30	5,10	0,03	0,20	#####	0,84	#####	L10	N5	60

Obs. a) L, N, G= teor abaixo, não detectado ou acima do limite indicado; b) teores de Cr abaixo de 50 ppm foram determinados por espectrografia semiq

- Os teores das amostras com "L" são considerados iguais ao limite vezes 0,7; com "N", o limite vezes 0,5 e "G", o limite indicado vezes 1,5.

- Teores dos óxidos em %, dos elementos traços em ppm.

Informações sobre os métodos analíticos no Anexo 1

Tabela 7.1 - Dados químicos do Complexo Caraíba

<i>Amostra</i> Indefin. ou potass.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P. F.	Total	Na/K	Mg #	Cr	Ni	Pb
LT-8B	#####	0,10	#####	0,76	0,60	0,03	1,00	4,20	3,80	0,85	0,05	0,53	#####	4,47	#####	100	15	20
RC-154	#####	0,83	#####	2,10	5,20	0,08	1,80	4,80	4,30	0,60	0,21	0,20	99,50	7,17	#####	10	30	30
LH-389	#####	1,00	#####	1,80	3,20	0,06	1,30	3,40	4,30	2,40	0,34	0,90	99,60	1,79	#####	50	10	40
LH-231	#####	0,68	#####	0,86	2,30	0,01	0,66	3,10	4,00	2,70	0,19	0,60	99,40	1,48	#####	10	35	50
LR-44J	#####	0,08	#####	0,73	0,28	0,01	0,15	1,60	4,90	4,30	0,05	0,50	99,80	1,14	#####	10	5	50
LH-22	#####	0,30	#####	1,20	1,20	0,01	0,50	2,60	3,90	3,70	0,06	0,60	99,97	1,05	#####	50	10	30
AR-117B	#####	0,11	#####	2,20	0,65	0,02	0,57	2,56	3,79	3,91	0,05	0,24	98,70	0,97	#####	15	10	30
LH-32A	#####	0,21	#####	0,84	1,10	0,01	0,39	2,20	3,60	4,10	0,05	0,60	99,60	0,88	#####	10	10	40
LR-44G	#####	0,17	#####	1,10	0,38	0,01	0,30	1,40	4,30	5,30	0,06	0,40	99,72	0,81	#####	L10	5	40
LH-325A	#####	0,17	#####	1,20	0,62	0,01	0,22	1,20	3,60	5,10	0,05	0,40	99,67	0,71	#####	30	N5	50
RC-412	#####	0,33	#####	1,10	3,50	0,01	0,66	3,10	2,40	4,30	0,15	0,60	99,85	0,56	#####	L10	10	30
LH-390A	#####	0,21	#####	0,74	0,48	0,01	0,18	1,00	3,10	5,80	0,05	0,60	99,97	0,53	#####	30	N5	40

<i>Amostra</i> Indefin. ou potas.	Zn	Rb	Ba	Sr	Zr	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
LT-8B	15	L10	210	753	56	5											
RC-154	105	L10	420	266	301	31	#####	#####	#####	4,32	0,99	3,51	2,70	0,55	1,41	1,08	0,19
LH-389	85	484	2700	581	484	28	#####	#####	#####	#####	4,25	#####	5,64	0,99	1,99	1,01	0,12
LH-231	75	32	2950	332	649	5	#####	#####	#####	5,06	1,06	2,58	1,32	0,24	0,54	0,45	0,08
LR-44J	5	L10	3450	962	86	3	#####	#####	6,88	1,00	0,30	0,75	0,49	0,08	0,19	0,10	0,01
LH-22	45	118	1900	220	270	13	#####	#####	#####	2,45	0,83	1,84	1,34	0,28	0,67	0,80	0,15
AR-117B	30	68	1420	367	142	5	#####	#####	#####	1,50	0,69	0,88	0,48	0,10	0,26	0,18	0,05
LH-32A	30	188	1800	214	206	5	#####	#####	#####	#####	3,38	8,60	5,35	0,92	1,92	1,10	0,14
LR-44G	10	169	4050	738	34	3											
LH-325A	35	260	1720	135	260	5	#####	#####	#####	2,09	0,28	1,11	0,54	0,08	0,16	0,11	0,02
RC-412	45	63	800	251	401	18	#####	#####	#####	2,58	0,58	1,88	1,20	0,21	0,52	0,54	0,08
LH-390A	35	119	2350	238	119	5	#####	#####	4,21	0,47	0,54	0,20	0,16	0,01	0,05	0,09	0,03

Tabela 7.1 - Complexo Caraiba (continuação)

Amostra	Zn	Rb	Ba	Sr	Zr	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
Na1																	
LR-44A	50	L10	1900	G1000	191	L10	6,95	15,40	13,80	3,66	0,85	2,92	2,20	0,41	1,01	0,60	0,11
LR-44C	45	119	1550	619	246	N10	11,00	19,90	11,80	2,27	0,61	1,50	0,97	0,20	0,53	0,44	0,07
LR-44L	55	L10	2600	884	146	33	11,20	22,40	14,80	3,47	0,58	2,82	1,83	0,46	1,22	0,26	0,05
LR-44K	50	L10	2350	837	119	N10	10,24	21,44	9,13	1,96	0,42	1,41	0,81	0,17	0,36	0,26	0,05
LH-182	50	30	2000	482	198	N10	24,40	32,30	14,00	2,03	0,77	1,43	0,94	0,14	0,36	0,40	0,07
Na2																	
AR-288	60	L10	1950	728	114	43	66,17	136,3	50,29	8,87	1,41	5,35	3,78	0,71	1,66	0,97	0,13
AR-307	85	L10	2000	385	80	68	42,82	103,6	63,16	13,13	1,58	9,31	7,60	1,42	3,36	2,19	0,25
AR-117	110	L10	640	293	560	57	56,58	133,4	52,63	9,77	1,54	7,34	6,36	1,22	3,04	1,78	0,23
RC-119	105	L10	420	297	409	41	70,30	116,8	53,40	8,83	1,33	6,52	3,65	0,77	1,92	1,45	0,21
Na3																	
LH-300	105	L10	3600	712	647	29	47,94	90,16	28,26	4,38	0,89	2,46	1,19	0,18	0,41	0,28	0,04
LH-41	55	63	410	518	332	L10											
LT-4A	50	13	520	G1000	10	L10											
LT-12C	55	42	297	418	320	L10											
RC-153	60	L10	400	403	336	21	25,52	52,00	14,95	2,79	.43	1,68	0,95	0,15	0,39	0,24	0,04
LT-3	40	20	840	683	327	L10											
LT-12A	25	20	290	543	10	L10											
LT-12B	35	17	360	548	10	L10											
RC-501	60	L10	1900	405	343	17	33,43	71,89	23,20	3,29	0,55	1,87	1,18	0,18	0,41	0,28	0,05
NaK																	
LH-383	90	590	3600	449	596	12											
LH-392	95	534	2450	384	534	23											
RC-11	50	69	1450	431	494	10	38,20	58,60	22,60	3,79	1,05	2,80	1,79	0,39	1,03	1,08	0,15
LH-301	70	112	1140	455	445	16	50,60	104,6	30,09	4,86	0,82	2,82	1,67	0,32	0,79	0,57	0,10
LH-405	70	393	3150	604	393	L10	37,93	73,02	24,66	2,93	1,18	1,47	0,83	0,15	0,40	0,29	0,05
AR-174	50	45	2800	752	452	10	59,30	91,60	36,60	5,10	1,28	2,92	1,35	0,23	0,50	0,38	0,05
HL-38	40	53	1400	G1000	275	33											
LH-390	40	167	2650	372	167	L10											
LH-293	50	184	2500	360	312	13	38,90	63,50	26,60	3,72	0,68	2,59	1,63	0,32	0,99	0,98	0,15
Cais																	
HL-5	50	447	920	197	363	15	48,66	107,5	30,37	5,72	0,65	3,92	2,60	0,43	0,93	0,79	0,14
RC-252	25	176	940	237	475	L10	79,04	167,1	54,31	6,84	0,86	4,15	1,73	0,28	0,60	0,40	0,07
RC-250	20	242	800	207	238	21											
HL-115F	198			238	301	L10	53,13	105,4	34,44	4,33	0,83	1,92	0,84	0,14	0,34	0,31	0,06
RC-218	10	443	1600	69	340	L10											

quantitativa

Tabela 7.1 - Complexo Caraíba (continuação)

Amostra	Qz	Ab	An	Or	Co	Di	Hi	Wo	Mt	Ht	Il	Ap
Na1												
LR-44A	13,1	47,8	15,94	7,15		8,88		0,13	3,73		0,84	
LR-44C	14,99	48,23	13,85	9,74		6,11	0,55		2	1,14	0,55	
LR-44L	15,4	48,43	15,68	10,68		2,58	2,97		2,61		0,8	
LR-44K	16,61	48,23	15,38	11,23		1,95	2,7		2,46		0,63	
LH-182	18,73	45,69	16,39	11,83		1,82	2,72		1,44		0,8	
Na2												
AR-288	12	39,43	23,87	7,86		4,8	5,85		4,07		1,27	
AR-307	15,94	34,69	18,33	9,16		8,3	3,61		6,34		1,71	
AR-117A	19,12	37,65	14,72	7,09		7,6		1,19	6,74	2,05	2,3	
RC-119	17,75	41,46	19,08	8,28	0,45		6,38		3,91		1,58	
Na3												
LH-300A	17,7	36,38	19,27	11,23		2,76	8,12		1,74		1,79	
LH-41	23,03	34,69	19,73	9,48	1,31		7,38		2,17		1,39	0,33
LT-4A	19,22	45,69	18,42	7,69		0,65	5,25		1,88		0,59	0,48
LT-12C	25,87	38,92	16,85	7,11	1,97		4,74		2,61		0,59	0,45
RC-153	23,71	43,15	17,13	7,09	0,15		4,34		2,9		0,8	
LT-3	28,44	32,15	20,14	8,87	0,88		5,55		1,39		0,99	0,43
LT-12A	25,7	41,46	19,74	7,69	0,31		1,53		2,15		0,19	0,5
LT-12B	25,79	41,46	19	7,69	0,59		2,05		2,03		0,4	0,24
RC-501	25,69	43,15	14,31	8,28		2,62	2,46		2,32		0,63	
NaK												
LH-383	12,74	38,92	13,04	20,91		5,84	4,68		1,59		1,39	
LH-392	14,13	43,15	12,52	17,34		5,15	2,28		2,75		1,58	
RC-11	19,25	36,38	14,11	21,3		0,28	4,69		1,45		1,79	
LH-301	23,3	33,84	10,44	23,09		1,98	2,04		3,33		0,99	
LH-405	20,96	38,92	10,34	20,84		3,4	1,91		1,74		1,39	
AR-174B	22,87	41,46	10,83	17,16		2,09	1,54		2,03		0,7	
HL-38	22,73	43,32	11,32	17,16	0,45		1,57		1,71		0,55	0,57
LH-390C	23,65	41,46	8,99	20,75		1,82		0,64	1,45		0,23	
LH-293	27,16	36,38	10,36	20,76		0,32	2,4		1,12		0,8	
Cais												
HL-5	20,49	34,61	5,05	30,25		2,63		0,49	1,13		0,34	0,02
RC-252	25,69	30,46	8,07	31,39		0,4	0,57		1,58	0,61	0,4	0,07
RC-250	24,2	28,85	6,16	33,6		1,61	0,96		1,14	0,23	0,65	0,17
HL-115F	29,65	22,84	9,48	34,36		0,67	0,76		1		0,23	0,07
RC-218	29,07	36,38	0,5	30,31		0,99		1,48	0,36		0,23	0,08

Tabela 7.2 - Complexo Caraíba - normas CIPW

	MÉDIAS					DESVIOS PADRÕES				
	Na1	Na2	Na3	Nak	Cais	Na1	Na2	Na3	Nak	Cais
SiO ₂	66,03	61,59	67,68	68,54	72,6	1,2	1,18	1,71	2,59	1,49
TiO ₂	0,38	0,91	0,43	0,55	0,2	0,06	0,2	0,25	0,26	0,08
Al ₂ O ₃	16,98	16,07	16,75	15,55	14,22	0,2	1,46	0,43	0,61	0,72
Fe ₂ O ₃ *	3,62	7,9	3,8	3,54	1,64	0,49	1,53	1,05	1,21	0,46
MgO	1,26	1,93	1,21	0,75	0,38	0,3	0,5	0,42	0,29	0,17
CaO	4,11	5,23	3,91	2,76	1,7	0,76	0,83	0,37	0,55	0,38
Na ₂ O	5,75	4,56	4,71	4,67	3,69	0,15	0,28	0,49	0,38	0,59
K ₂ O	1,74	1,38	1,41	3,35	5,49	0,27	0,13	0,21	0,34	0,29
Rb	34	5	21	240	308	46	0	18	201	124
Ba	2110	1263	962	2368	1085	357	735	1055	803	304
Sr	879	429	640	594	193	360	179	324	346	64
Zr	183	293	225	409	350	46	203	214	127	79
Y	9	52	11	14	12	11,82	211	8,26	8,46	6,17
La	12,93	52,37	35,78	45,35	61,52	6,71	12,04	11,45	9,88	15,77
Ce	22,6	123,41	71,65	78,9	129,35	6,11	14,99	19,22	19,72	34,04
Nd	12,91	55,3	22,23	28,94	40,5	2,31	6	6,76	5,34	12,42
Sm	2,47	10,23	3,5	4,11	5,76	1,21	2,1	0,82	0,91	1,28
Eu	0,66	1,48	0,62	1,01	0,8	0,17	0,12	0,24	0,25	0,1
Gd	2,05	7,19	2,01	2,54	3,42	0,8	1,72	0,41	0,6	1,28
Dy	1,37	5,39	1,11	1,46	1,77	0,63	1,99	0,13	0,38	0,94
Ho	0,28	1,04	0,17	0,28	0,29	0,15	0,35	0,02	0,09	0,15
Er	0,52	2,51	0,4	0,75	0,64	0,42	0,85	0,01	0,28	0,32
Yb	0,54	1,61	0,27	0,66	0,51	0,28	0,52	0,02	0,35	0,28
Lu	0,09	0,2	0,04	0,1	0,09	0,04	0,05	0,01	0,05	0,05

Na1 = ortognaisses Na1
Na2 = ortognaisses Na2
Na3 = ortognaisses Na3
NaK= NaK-ortognaisses
Cais = Granitóides de Cais

Tabela 7.3 - Parâmetros estatísticos dos ortognaisses do Complexo Caraíba

— A possibilidade dos NaK-ortognaisses serem produtos finais de uma diferenciação magmática iniciada nos Na-ortognaisses, como sugerido por vários óxidos, fica comprometida pelo acentuado recobrimento observado nas faixas de variação dos teores de SiO_2 nas duas litologias. Assim é mais provável que os dois conjuntos litológicos representem magmatismos distintos.

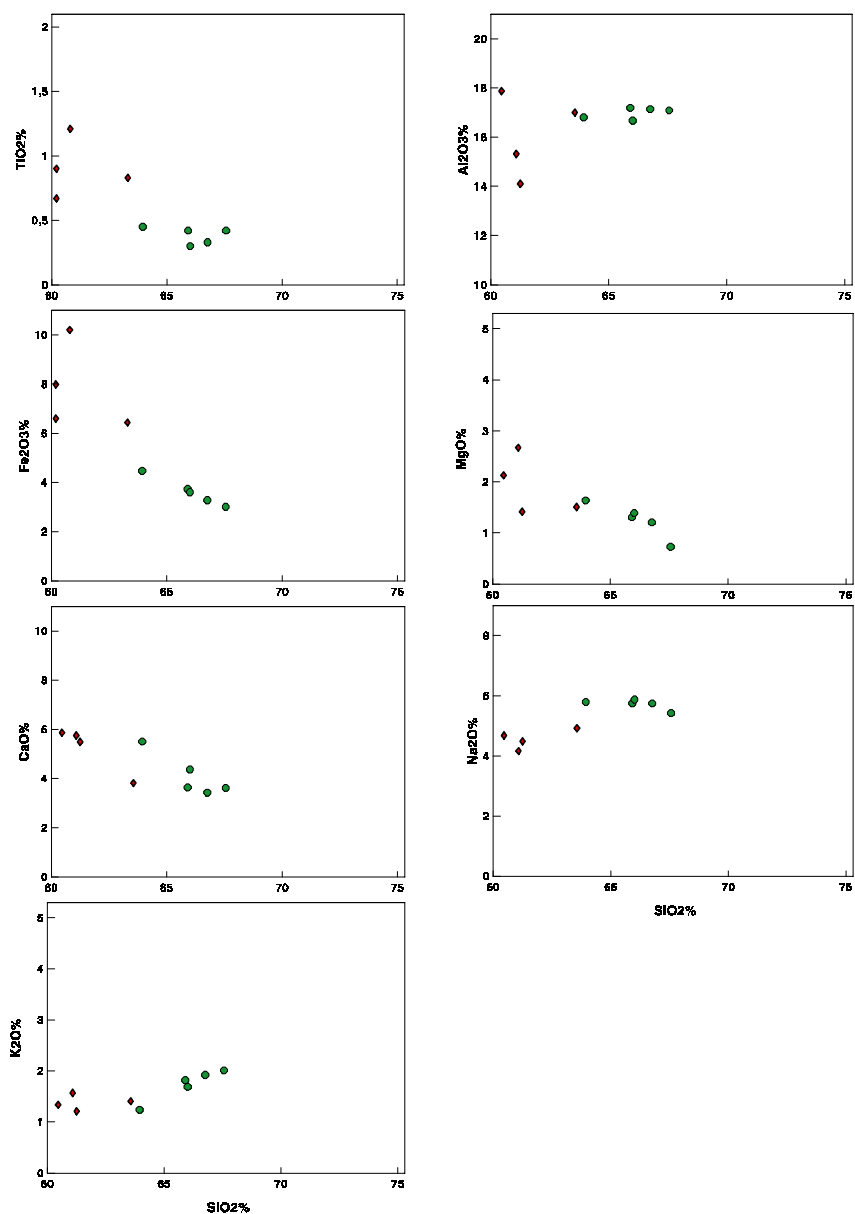


Figura 7.6A — Diagramas de Harker com os ortognaisses Na1 (círculos) e Na2 (losangos). Os ortognaisses Na2 exibem forte dispersão na maioria dos diagramas, porém CaO , Na_2O e K_2O se mostram bastante coerentes e justificam o agrupamento. A amostra dos Na1 mais enriquecida em SiO_2 é a LH-182, que ficou junto ao conjunto Na2 na figura 7.5. Observar que ela esta perfeitamente integrada ao *trend* evolutivo dos Na1. Fe_2O_3 como Fe total.

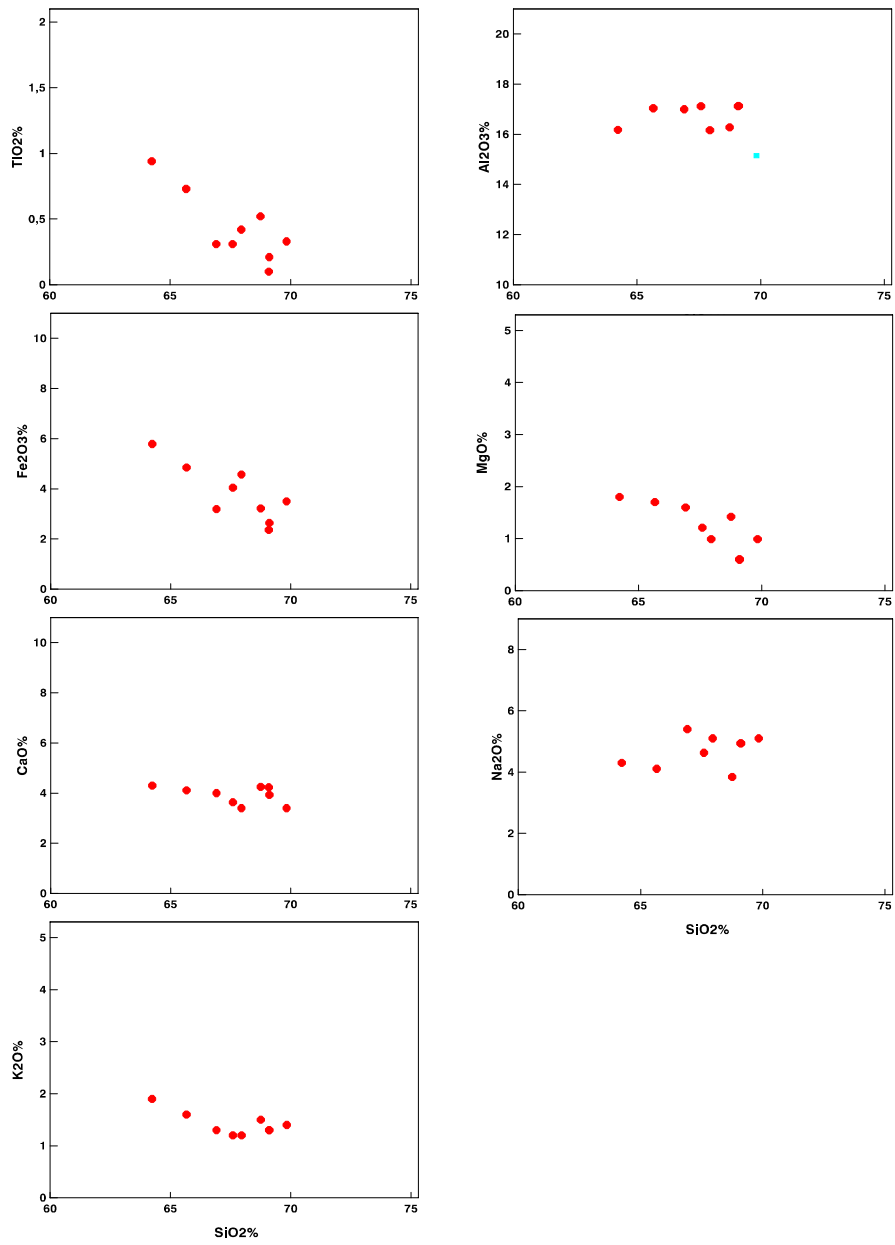


Figura 7.6B — Diagramas de Harker com o conjunto de ortognaisses Na3. Fe₂O₃ como Fe total.

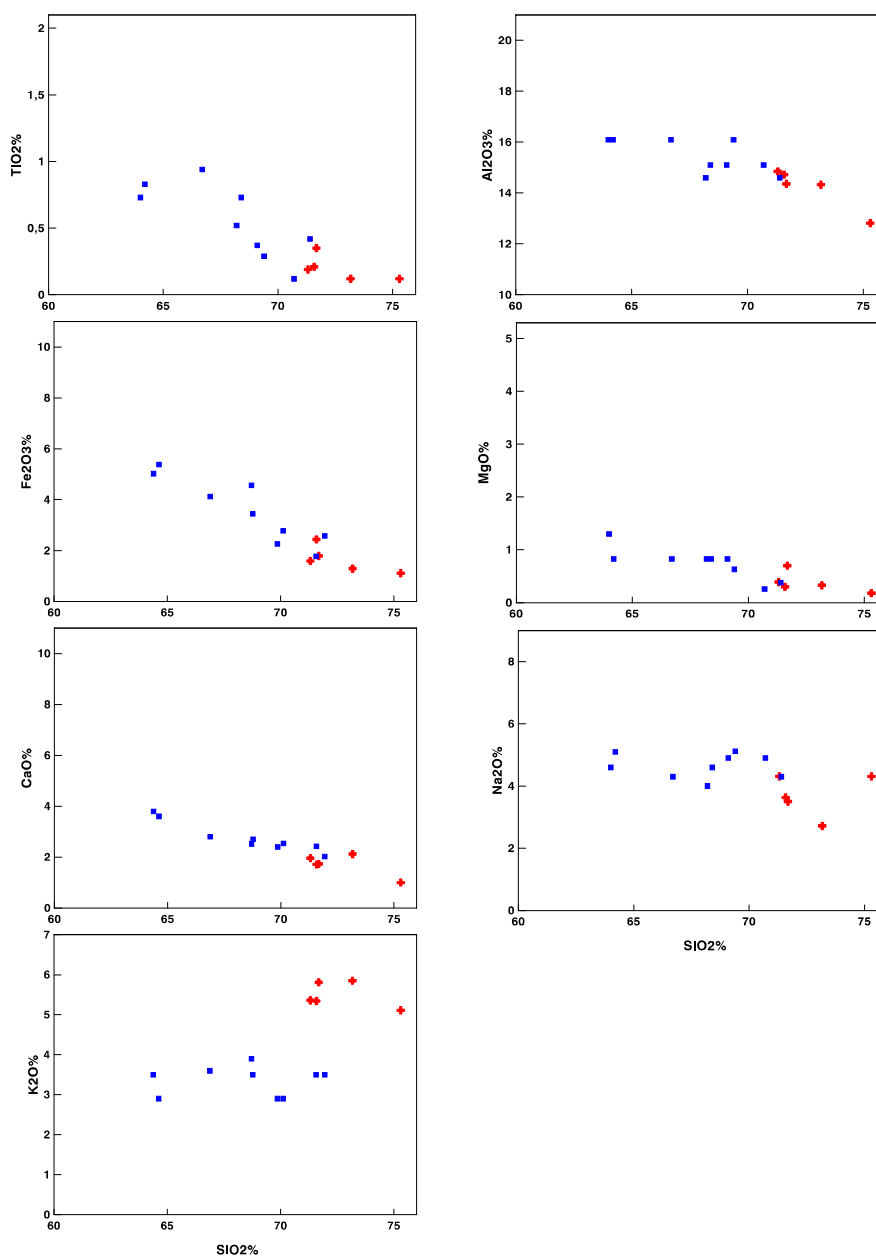


Figura 7.6C — Diagramas de Harker com os NaK-ortognaisses (quadrados) e granitóides de Cais (cruzes). A separação dos dois conjuntos através destes diagramas seria muito difícil, pois aparentemente os granitóides de Cais representam a parte mais diferenciada do conjunto dos ortognaisses sódicos/potássicos. Apenas o diagrama de K₂O mostra uma separação nítida entre as duas litologias. Fe₂O₃ como Fe total.

— Os K-ortognaisses e os granitóides de Cais caracterizam um magmatismo potássico com características químicas muito semelhantes entre si, sugerindo que suas gênese podem ter sido análogas.

7.2.1.2 - Definição das linhagens petrogenéticas

No diagrama AFM da figura 7.7 o conjunto das amostras do Cb define uma seqüência eminentemente calcioalcalina, definida desde seus termos intermediários até os termos mais félsicos, representados pelos granitóides de Cais. No diagrama $\text{SiO}_2 \times (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ de Lameyre (1987) da figura 7.8, onde estão traçadas várias linhagens petrogenéticas, as amostras dos Na-ortognaisses se espalham sobre as linhagens calcioalcalinas: algumas sobre a linhagem calcioalcalina normal, outras sobre a calcioalcalina de baixo K. As amostras de NaK-ortognaisses se alinham um pouco acima do *trend* da linhagem calcioalcalina normal (granodiorítica) e as amostras de Cais mostram um *trend* monzonítico a alcalino. Os granitóides de Cais contém média acima de 1,5% de CaO (tabela 7.3) e teores de SiO_2 inferiores a 71% (apenas duas amostras são mais enriquecidas no óxido). Uma das características dos granitos alcalinos são os altos teores de SiO_2 e os baixos teores de CaO (Whalen *et al.*, 1987) acima de 73% e abaixo de 1% respectivamente. Assim os granitóides de Cais ficam mais bem caracterizados como pertencentes a linhagem monzonítica.

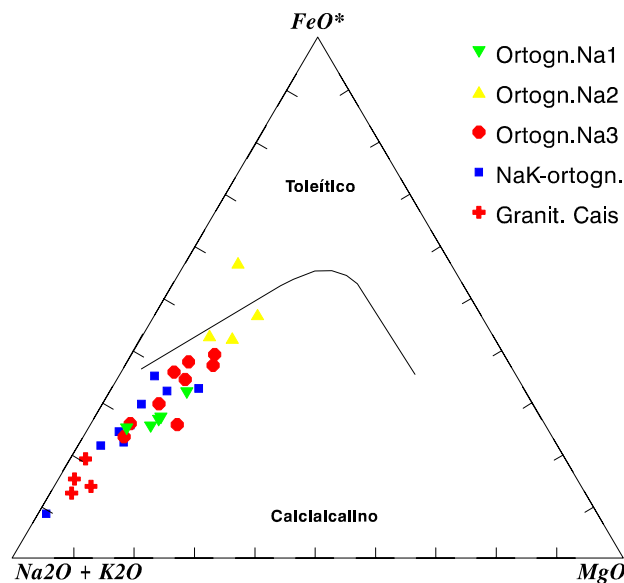


Figura 7.7 — Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) com as amostras do Cb. A evolução calcioalcalina fica bem caracte-

Os baixos teores de K_2O (<2%) nos ortognaisses sódicos aliados aos elevados teores de Na_2O (>4%) e de Al_2O_3 (>14,5%), e os teores relativamente baixos de Fe+Mg (<5% dos óxidos), são compatíveis com aqueles da série calcioalcalina de baixo K (trondhjemítica) e mostram que tais ortognaisses, sobretudo os Na3, podem ser representantes de uma seqüência TTG (tonalitos-trondhjemitos-granodioritos), análoga as

presentes na maioria dos terrenos arqueanos de alto grau de outras áreas cratônicas (Weaver & Tarney, 1980; Condie, 1981; Jahn *et al.*, 1981, 1988; Sheraton & Black, 1983; Martin *et al.*, 1983, Hunter *et al.*, 1984; Martin, 1987a, 1994, entre outros).

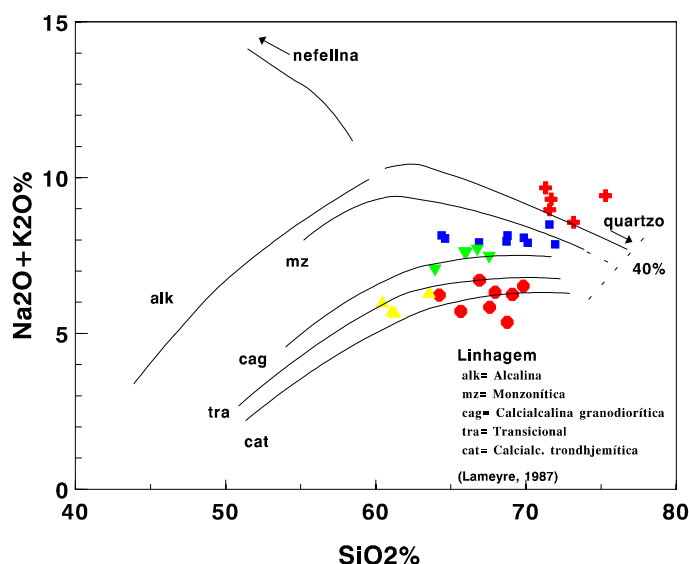


Figura 7.8 — Diagrama sílica x álcalis (Lameyre, 1987). Neste diagrama os Na3 se posicionam sobre o *trend* trondhjêmico (Barth & Arth, 1976). Os Na1 apesar de serem muito sódicos ocupam a região da série calcioalcalina normal. Os granitoides de Cais se posicionam na região dos granitoides alcalinos, porém sua melhor caracterização seria entre os granitoides monzo-

O diagrama Ab-An-Or (Barker & Art, 1976) na figura 7.9A, sintetiza e mostra as diferenças entre os ortognaisses. Os três grupos de Na-ortognaisses são, em sua maioria, tonalitos típicos e apenas algumas amostras se posicionam no campo dos trondhjemitos. Por seu turno as amostras dos NaK-ortognaisses se posicionam no campo trondhjêmico, junto aos campos dos granodioritos e dos granitos. Como ocorre em outros diagramas, os pontos representativos dos granitoides de Cais estão posicionados no campo dos granitos *senso strictu*. Na figura 7.9A as amostras de Na-ortognaisses e NaK-ortognaisses plotam nas mesmas regiões onde plotam amostras de TTG de outras áreas cratônicas, referenciadas no parágrafo anterior.

As linhagens petrogenéticas presentes ficam mais claras no diagrama Ab-Qz-Or (fig. 7.9B) que permite a discriminação entre a série calcioalcalina normal e a trondhjêmica. Os pontos representativos dos Na-ortognaisses se posicionam junto ao *trend* trondhjêmico, enquanto as demais amostras se espalham ao longo do *trend* calcioalcalino normal. As amostras dos granitoides de Cais ficam caracterizadas numa região do gráfico que é ocupada por granitoides monzoníticos, cuja gênese é atribuída a fusões crustais, com ou sem contribuição de material mantélico (Didier *et al.*, 1982; Bowden *et al.*, 1984).

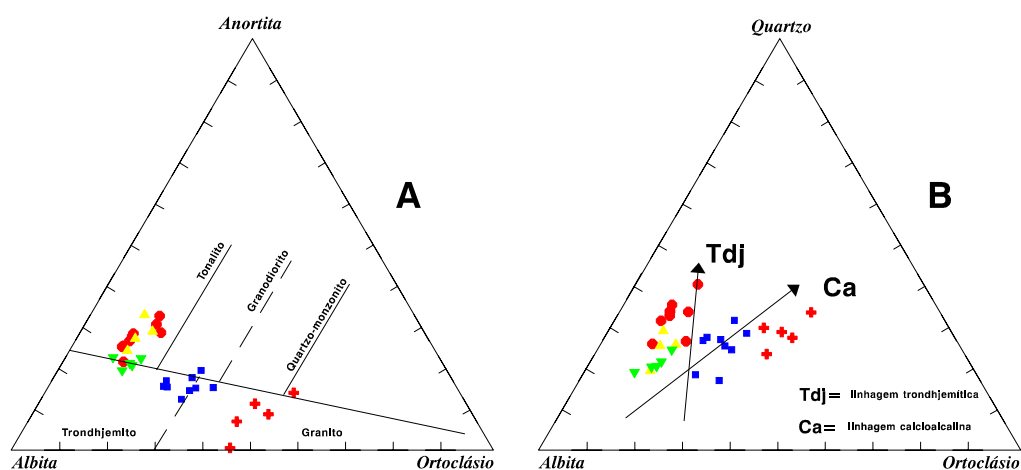


Figura 7.9 — A: diagrama Ab-An-Or (O'Connor, 1965); B: diagrama Al-Qz-Or (Barth & Arth, 1976). Os ortognaisses sódicos são caracterizados como tonalitos da série trondhjemítica. Os NaK-ortognaisses se posicionam ao longo do *trend* calcioalcalino normal no diagrama B. Mesmas convenções da figura 7.4

Do que foi visto até aqui se pode afirmar que o Complexo Caraíba está representado por três grandes conjuntos magmáticos distintos: uma seqüência sódica representada pelos Na-ortognaisses contendo termos de composição análoga às suítes TTG; uma calcioalcalina normal, representada pelos NaK-ortognaisses; uma monzonítica, caracterizada pelos granitóides de Cais, prováveis produtos da fusão parcial dos componentes tonalíticos do próprio Complexo Caraíba. Todavia os três *trends* de diferenciação definidos pelos litótipos dos Na-ortognaisses, mostram que sua evolução não foi única, mas sim dentro de vários pulsos magmáticos produzidos por fontes diferentes, ou por fontes semelhantes, porém com resíduos de fusão com composições modais diferentes. As diferenças podem, ainda, ser atribuídas a possíveis cristalizações fracionadas de cumulos diferentes.

7.2.2 — Elementos traços

7.2.2.1 — Características gerais

Como já mencionado no capítulo 6, ênfase maior será dada aos elementos Sr, Zr, Y e aos elementos terras raras (ETR), por sua pouca mobilidade com relação à atuação do metamorfismo de alto grau. Outros elementos analisados são de menor utilidade, como Cr e Ni, por seus teores relativamente baixos, muito próximos ou abaixo dos limites de detecção inferior do método analítico utilizado. Nb não foi detectado em nenhuma amostra, razão porque não está relacionado na tabela 7.1.

7.2.2.2 — *Os elementos terras raras (ETR)*

Os ETR no Cb mostram uma ampla gama de padrões em função dos vários grupos litológicos presentes, porém tendem a ter um comportamento incompatível evidenciado pelos conteúdos totais que são maiores nas amostras mais evoluídas. Tal aumento se dá, principalmente, em função do forte fracionamento dos ETR leves. Os ETR pesados estão sistematicamente empobrecidos, refletindo ou uma fonte comum para os vários conjuntos litológicos individualizados, empobrecida nestes elementos, ou fontes de composições análogas, que continham algum mineral que os reteve durante processos de fusão parcial. A cristalização fracionada de minerais favoráveis a retenção dos ETR pesados também pode ter contribuído para o empobrecimento verificado (fig. 7.10A-G).

As anomalias de Eu em geral são negativas e pouco expressivas. Apenas os ortognaisses Na2, contém anomalias negativas consistentes. As anomalias fortemente positivas, típicas dos trondhjemitos, também são raras.

Dentro de cada grupo litológico, os ETR mostram disposições semelhantes (fig. 7.10A a G), cujas características principais são as seguintes:

Ortognaisses Na1 — Os espectros mostram ETR leves pouco fracionados e acentuado empobrecimento dos ETR pesados (fig. 7.10A). As amostras menos evoluídas, como, por exemplo, a LR-44A, tem espectros semelhantes aos gabronoritos da SSJ (comparar com a figura 5.7B)

As ETR pesadas mostram caráter compatível, sugerindo a presença de minerais que as retinham durante um provável processo de cristalização fracionada.

Apesar dos elementos maiores terem características das suítes TTG arqueanas, apenas os ETR pesados ($Yb_N < 5$) mostraram semelhanças com os espectros de ETR daquelas rochas.

As razões $(La/Yb)_N$ são inferiores a 30 e as anomalias de Eu são pequenas e negativas. A amostra LH-182 apresenta pequenas variações composicionais em relação as demais. Nela os ETR leves são mais fracionados, com razão $(La/Yb)_N$ igual a 40 e exibe uma pequena anomalia positiva de Eu. Como a amostra LH-182 não foi coletada no mesmo afloramento das demais amostras, ela exibe padrões ligeiramente diferentes talvez por pertencer a outro corpo plutônico, apesar de ter uma fonte provavelmente análoga, como sugerem os demais elementos estudados.

Ortognaisses Na2 — Este grupo tem espectros muito distintos daqueles exibidos pelos demais agrupamentos, mostrando um padrão inclinado e retilíneo desde os ETR leves até os pesados, interrompido apenas pelas anomalias negativas de Eu (fig. 7.10B). A forma dos espectros e os teores dos ETR são de rochas calcioalcalinas normais, muito semelhantes aos dos produtos de fusões parciais crustais.

Os teores dos ETR pesados são os mais elevados de todo o conjunto félsico do Cb (Yb_N entre 4,5 e 10) e com razões $(La/Yb)_N$ entre 10 e 45. Estes valores são comparáveis aos de rochas crustais pós-arqueanas (Martin, 1987). As anomalias de Eu são consistentes e negativas.

Como os elementos maiores, os ETR também não caracterizam bem uma possível diferenciação, devido a pequena variação composicional do conjunto.

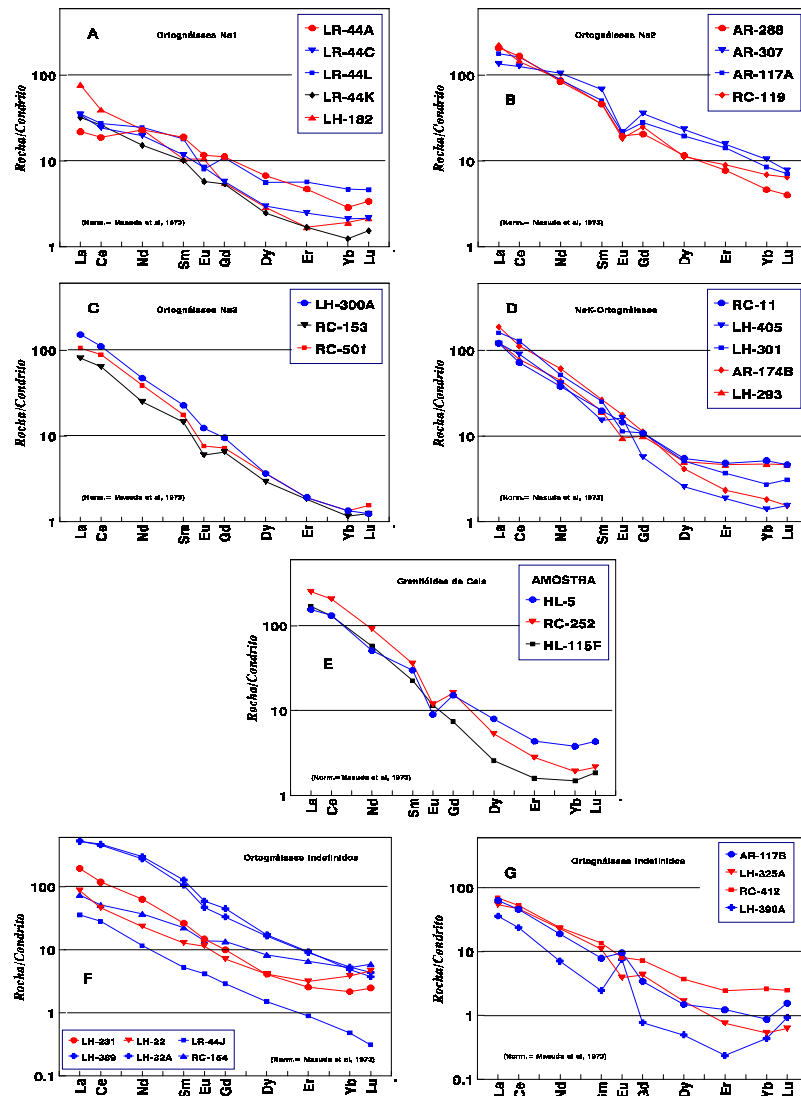


Figura 7.10 — Espectros de ETR. A: Na1; B: Na2; C: Na3; D: NaK; E: Caís; F e G: amostras indefinidas. Um aspecto comum a todas litologias félsicas do Cb é o empobrecimento em ETR pesados. Cada conjunto de ortogneisses, contudo, mantém um padrão de espectro característico, sendo que os ortogneisses Na2 exibem configuração única, caracterizado pelo formato retilíneo e inclinado, com acentuada anomalia negativa de Eu.

Ortognaisses Na3 — Este conjunto exhibe espectros com ETR fortemente fracionadas (fig. 7.10C). As razões $(La/Yb)_N$ são elevadas (entre 70 e 120) refletindo o forte empobrecimento em ETR pesados ($Yb_N < 2$).

As anomalias de Eu são pequenas e negativas. A amostra com menor teor de SiO_2 praticamente não tem anomalia, enquanto as de teores maiores (67 e 69%) têm anomalias mais acentuadas, mostrando a presença de um fracionamento de plagioclásio. Todavia, como apenas três espectros estão disponíveis as ETR não deixam claro tal evolução por cristalização fracionada.

Entre os ortognaisses sódicos os Na3 são aqueles que apresentam as características mais semelhantes aos TTG arqueanos, a semelhança do que também mostraram os elementos maiores.

NaK-ortognaisses — Exhibem espectros com ETR fortemente fracionados (fig. 7.10D) e acentuado empobrecimento em pesados (Yb_N entre 1,5 e 5). As razões $(La/Yb)_N$ variam entre 25 e 115.

As anomalias de Eu são pequenas e negativas, semelhantes as dos ortognaisses Na3. Uma das amostras deste conjunto, a LH-405 mostra anomalia positiva de Eu ao contrário das demais. A presença de anomalia positiva de Eu mostra que pode ter ocorrido alguma acumulação mais acentuada de plagioclásio nesta amostra.

Os ETR refletem a presença de cristalização fracionada com os ETR leves exibindo comportamento incompatível e as pesadas compatível. Com exceção das amostras menos evoluídas, cujos teores de Er e Yb não estão muito empobrecidos os NaK-ortognaisses exibem muitas características pertinentes aos TTG arqueanos.

Granitóides de Cais — Exhibe espectros com ETR fortemente fracionados (fig. 7.10E), muito empobrecidos em ETR pesados (Yb_N entre 1,5 e 4). As razões $(La/Yb)_N$ variam entre 40 e 130.

Uma das amostras, a HL-115F, exhibe empobrecimento de Sm e, sobretudo Gd, levando ao desaparecimento da anomalia de Eu. Talvez as demais amostras contenham apatita cumulativa ou residual (herdada) que não está presente nesta amostra.

O aspecto geral dos espectros, com forte encurvamento dos ETR pesados e forte anomalia negativa de Eu sugere uma possível origem por fusão parcial de um material originalmente pobre em ETR pesados, onde o plagioclásio e a hornblenda devem ter sido importantes fases residuais. Ou seja, os granitóides de Cais aparentemente são produtos de fusão parcial de uma crosta continental cuja composição era análoga a dos ortognaisses do Cb.

Ortognaisses indefinidos — As figuras 7.10F e G contêm os espectros das amostras que não ficaram definidas dentro de *trends* lógicos no diagrama R1R2 (fig. 7.5). A exemplo do que ocorreu com os elementos maiores, a falta de coerência entre as amostras é nítida, não permitindo qualquer definição quanto aos possíveis processos de diferenciação envolvidos.

Duas amostras têm espectros idênticos (LH-389 e LH-32A) e bastante estranhos dentro do contexto do Cb, pois são muito enriquecidos em ETR leves e padrões mais coerentes com as linhagens alcalinas na figura 7.10F. Os espectros destas amostras são semelhantes aos dos sienitos de Itiuba (Figueiredo, 1981), porém as semelhanças ficam restritas aos ETR. Os teores de SiO₂ são de 66% e 73% respectivamente, enquanto nos sienitos de Itiuba os teores mais elevados são de 62%. Uma das amostras é sódica e a outra é potássica, o que caracteriza uma possível alteração do balanço químico em resposta a processos pós-magmáticos.

As composições de algumas amostras lembram aqueles dos NaK-ortognaisses ou dos Na₃, outras mostram forte anomalia positiva de Eu (AR-117B e LH-390A). Os espectros de ETR da amostra LH-390A se assemelha muito aos dos trondhjemitos tanto na fácies granulito como anfíbolito, porém ela é enriquecida em potássio. Este tipo de espectro é mais compatível com composições cumuláticas ricas em feldspato, que com líquidos fortemente diferenciados (Weber & Barbey, 1986; Sawyer & Barnes, 1988; Barbey *et al.*, 1989; Rudnick & Presper, 1990, entre outros).

7.2.2.3 — *Os demais elementos traços*

Ao contrário dos elementos maiores e terras raras, que demonstraram coerência dentro de cada grupo, os demais elementos traços exibem uma forte dispersão inclusive dentro dos conjuntos conforme se vê nos diagramas de Harker da figura 7.11. Suas tendências compatíveis ou incompatíveis nem sempre ficam claras.

Ortognaisses Na1 — Neste conjunto os teores de Rb são baixos, quase sempre inferiores ao limite de detecção do método analítico (10ppm). Os teores de Ba são elevados, acima de 1500 ppm, e não fica claro qualquer processo de diferenciação através dele. O Sr mostra distribuição algo mais regular, compatível.

O Zr tem dispersão semelhante ao Ba, não demonstrando qualquer diferenciação. O outro elemento de alto campo de força (HFSE) estudado, o Y têm teores muito baixos, inferiores ao limite de detecção do método analítico (10 ppm).

Ortognaises Na2 — Todos as amostras destes ortognaises exibem teores de Rb inferiores a 10 ppm. Os demais elementos exibem uma variação muito acentuada, sem qualquer indicação de diferenciação. Por exemplo, em duas amostras com o mesmo teor de SiO_2 , foram detectados 80 e 560 ppm de Zr respectivamente.

Os teores de Y, entre 40 e 70 ppm são os mais elevados da área, demonstrando marcante diferença, com os demais grupos.

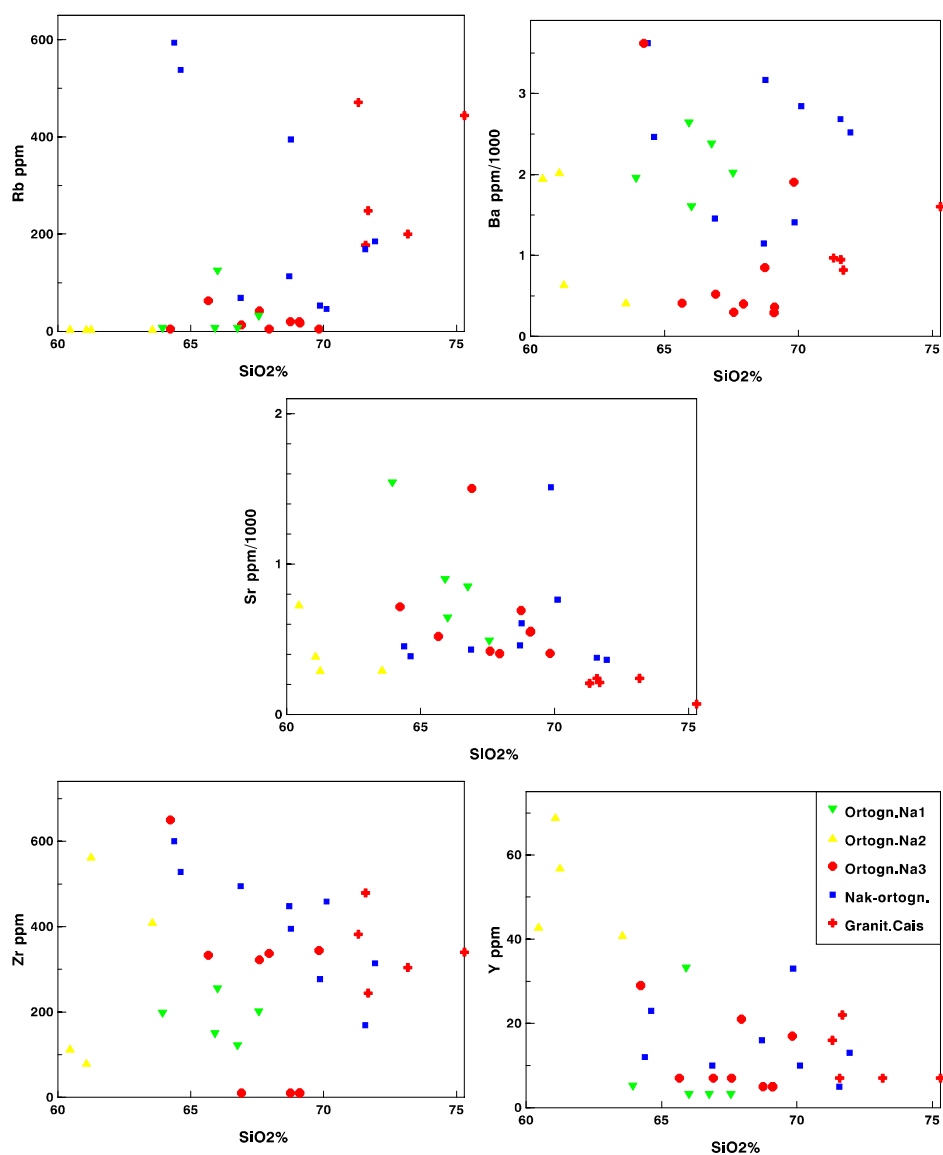


Figura 7.11 — Diagramas de Harker para os elementos traços. Apesar do forte espalhamento, os elementos traços mostram alguma coerência dentro de cada conjunto. Os termos sódicos (Na1, Na2 e Na3) são sempre empobrecidos em Rb, enquanto os Na2 destoam dos demais pelo enriquecimento de Y.

Ortognaisses Na3 — Os teores de Rb, baixos, mostram uma aparente tendência compatível, o mesmo ocorrendo com o Ba, cujos teores menores que 500 ppm são os mais baixos entre os termos estudados. O Sr exibe caráter ligeiramente compatível.

O Zr apresenta teores de pouco mais de 300 ppm em cinco das nove amostras, exibindo caráter levemente incompatível. Três amostras tem teores de 10 ppm, sugerindo a distribuição errática dos minerais que retém o Zr (zircão). Os teores de Y são predominantemente inferiores ao limite de detecção do método (10 ppm), mas três amostras com teores definidos, evidenciam o comportamento compatível do metal.

NaK-ortognaisses — Os elementos traços mostram uma variabilidade muito acentuada. O Rb varia desde teores inferiores a 50 ppm até cerca de 600 ppm. O Ba fica distribuído dentro de dois agrupamentos com teores distintos: um com teores entre 1100 e 1500 ppm e o outro com teores acima de 2500 ppm.

O Sr mostra variação regular, apesar dos elevados teores de algumas amostras, e caráter levemente compatível. O mesmo comportamento é exibido pelo Zr, porém com forte variação nos teores.

Granitóides de Cais — Os teores de Rb são elevados, acima de 150 ppm, enquanto Sr está com conteúdos inferiores a 250 ppm. Como nos demais conjuntos, a maioria dos elementos varia de forma bastante irregular, não permitindo uma boa visualização da presença de possíveis processos de diferenciação.

Através dos diagramas de variação normalizados pelos teores de MORB as diferenças e semelhanças entre os conjuntos ficam mais nítidas (fig. 7.12A - E). Nos diagramas estão os envelopes composicionais das cinco litologias e neles chama a atenção a variação relativamente pequena e homogênea dos elementos, refletida pela pouca espessura dos envelopes e pelo paralelismo entre as linhas que definem os teores mais baixos e os teores mais elevados.

Merecem destaque os baixos teores de Rb nos ortognaisses sódicos (fig. 7.12A, B e C), caracterizando uma anomalia negativa deste elemento. Tal empobrecimento poderia ser atribuído a perda seletiva, por efeito do metamorfismo granulítico, como é advogado por alguns autores (Tarney & Windley 1977; Pride & Muecke, 1980; Tarney *et al.*, 1982). Mas no Cb este não parece ser o motivo, pois os grupos mais potássicos (fig. 7.12D e E) são claramente enriquecidos no elemento, apesar de também estarem na fácies granulito.

De forma semelhante ao Rb, o K também está empobrecido nos ortognaisses sódicos, e enriquecido nos demais, como visto no item referente aos elementos maiores. O elemento tido como extremamente móvel, contraria este conceito mostrando uma variação pequena e muito bem definida dentro de cada um dos conjuntos. A ausência de Rb e K nos ortognaisses sódicos acentua a anomalia positiva de Ba que não é observada nos NaK-ortognaisses.

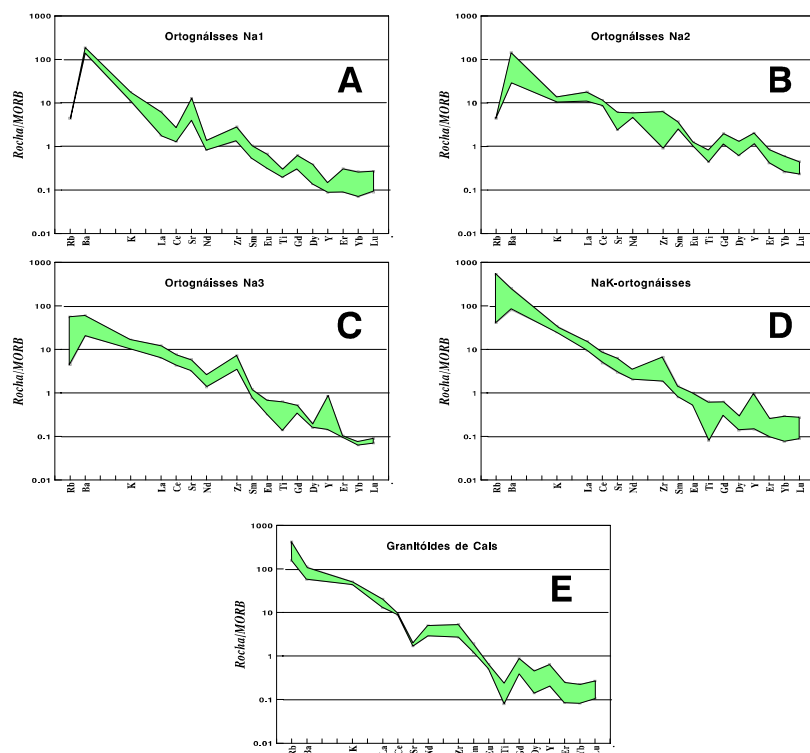


Figura 7.12 — Diagramas normalizados por MORB. A: ortognáisses Na1; B: ortognáisses Na2; C: ortognáisses Na3; D: ortognáisses NaK; E: granitóides de Cais. Nos diagramas dos ortognáisses sódicos (A, B, C) os envelopes composicionais mostram que a variação é relativamente pequena e homogênea para a maioria das amostras. Destoam os teores de Ti e de Y nos Na3 que variam mais que os outros elementos. Chamam a atenção também os baixos teores de Ce e Nd nos Na1, que provocam o surgimento de uma anomalia positiva de Sr. Por outro, lado as litologias potássicas (D, E) são enriquecidas em Rb e muito empobrecidas em Ti. A exemplo dos demais ortognáisses, os envelopes composicionais também são bastante estreitos, mostrando uma variação pequena entre os valores extremos de cada elemento

Os Na1 exibem uma forte anomalia positiva de Sr que não está presente nos demais grupos. Se comparados aos teores dos Na3, os teores de Sr são praticamente iguais, porém Ce e Nd estão empobrecidos em relação aos demais ortognáisses, causando assim o surgimento da anomalia de Sr.

As anomalias de Zr presentes em todos os diagramas (nos Na2 estão um pouco mascaradas pela irregularidade da distribuição), sugerem que a fonte de todas as unidades era enriquecida no elemento. O Ti também apresenta uma anomalia negativa constante, que é pouco acentuada em algumas amostras dos ortognáisses Na3 e dos NaK-ortognáisses, porém é muito forte nos granitóides de Cais. Tal anomalia de Ti frequentemente é atribuída a intervenção de crosta continental na geração da rocha considerada.

Os granitóides de Cais exibem acentuadas anomalias negativas de Ti e Sr, que podem ser relacionadas a ocorrência de fusões parciais envolvendo a crosta continental, com presença de plagioclásio e minerais de Ti entre as fases residuais.

7.2.3 — Informações Complementares

O CMSC está inserido entre dois blocos crustais (Mairi e Serrinha) constituídos por gnaisses e migmatitos cujas composições químicas são análogas as de *grey gneisses* de outras regiões (Teixeira, 1991a). Alguns dos conjuntos litológicos do Cb também mostram as mesmas características. Nas figuras 7.12A - C os pontos representativos das amostras dos cinco grupos litológicos estão lançados juntamente com as áreas de definição dos gnaisses no Complexo Mairi (Loureiro, 1991) e os granodioritos do Complexo Santa Luz (Pereira, 1992). Na figura 7.13A os envelopes composicionais de Mairi e Santa Luz se sobrepõem ao campo definido pelas amostras do Cb.

O Complexo Mairi, que fica a oeste do CMSC, é constituído por um conjunto gnáissico tonalítico cuja posição, no gráfico Ab-Qz-Or (fig. 7.13C) de Barker & Arth (1976), é similar a dos Na-ortognaisses do Cb. Ao contrário, o campo de ocorrência dos gnaisses granodioríticos do Complexo Santa Luz (Teixeira, 1992) — que fica a leste do cinturão — ocupa posição análoga aquela dos NaK-ortognaisses, cuja composição química é compatível com uma seqüência calcioalcalina normal. No mesmo diagrama está delimitado o campo de ocorrência de granitóides anatóticos, produzidos por fusão parcial dos ortognaisses tonalíticos do Complexo Mairi (Teixeira, 1991b). Estes granitóides com características monzoníticas ocupam, no gráfico, o mesmo espaço definido pelos granitóides de Cais do CMSC.

No diagrama Ab-An-Or (fig. 7.13B) o campo representativo dos gnaisses do Complexo Mairi se posicionam junto aos ortognaisses sódicos do Cb (no campo dos trondhjemitos) e o do Complexo Santa Luz fica sobre a área de ocorrência dos NaK-ortognaisses. Por fim os granitóides de Cais estão posicionados na mesma região dos granitóides anatóticos relacionados ao Complexo Mairi.

É interessante observar que o Cb exibe um aparente zoneamento químico que é concordante com seus vizinhos na fácies anfíbolito, isto é, mais sódico no oeste junto ao Complexo Mairi e sódico/potássico mais a leste, junto ao Complexo Santa Luz, que também é sódico/potássico. Outro fato importante é que apesar do Cb estar predominantemente na fácies granulito, seus litótipos apresentam composições químicas perfeitamente correlacionáveis as das litologias semelhantes, presentes nos blocos Mairi e Serrinha, porém na fácies anfíbolito.

Se comparado aos *grey gneisses* de outras áreas cratônicas, os Na-ortognaisses exibem muitas características que são análogas, como por exemplo, os teores de SiO₂ sempre acima de 60%, o enriquecimento em

Na_2O (>4%) e Al_2O_3 (>14%). Todavia, em média são menos evoluídos que os *grey gneisses*, refletida nos teores de SiO_2 , que são em geral inferiores a 68% (tabelas 7.1 e 7.3), enquanto a média mundial é de 70,68% (Martin, 1994).

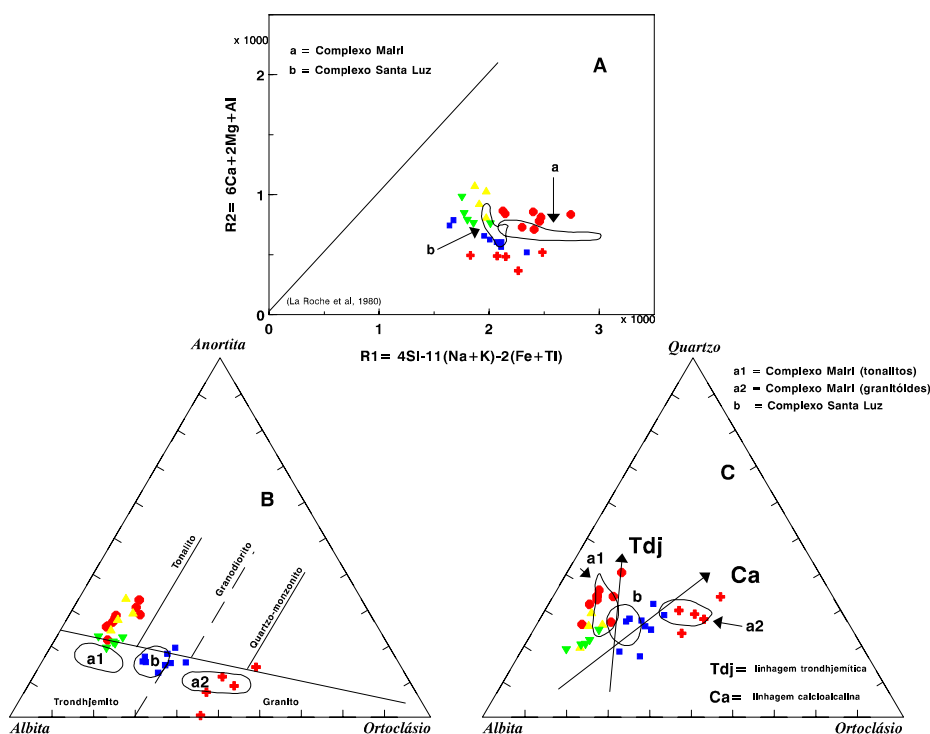


Figura 7.13 — Comparação entre os litótipos do Cb com seus equivalentes na fácies anfibolito do Complexo Mairi (Teixeira, 1991b) e Santa Luz (Teixeira, 1992). A: Diagrama R1R2; B: diagrama Ab-An-Or (O'Connor, 1965); C: diagrama Ab-Qz-Or (Barker & Arth, 1976). Os campos dos dois complexos coincidem com as áreas de localização das amostras do Cb nos diversos gráficos. Os diagramas B e C mostram um claro recobrimento entre os gnaisses granodioríticos do complexo Santa Luz e os NaK-ortognaisses. Nos diagramas B e C estão definidos os campos onde plotam os granitóides anatóicos do complexo Mairi. Os granitóides de Cais se posicionam exatamente no mesmo campo, sugerindo sua origem por processo semelhante, atuando nos termos sódicos do complexo Caraíba.

Se comparados as lavas de composições adakíticas que ocorrem nos Andes do Chile, geradas em ambientes modernos análogos aqueles onde foram gerados os TTG arqueanos (Martin *et al.*, 1993; Stern & Kilian, 1996), os Na-ortognaisses, também mostram algumas similaridades, como por exemplo, variação de teores de SiO_2 , dentro dos mesmos intervalos. A mesma semelhança ocorre em relação aos teores de Al_2O_3 , CaO , Na_2O e K_2O .

Nos diagramas da figura 7.14 é realizada uma comparação visual com terrenos representativos dos *grey gneisses* de composição TTG de outras regiões cratônicas e que servem como exemplos representativos da maioria dos terrenos deste tipo, seja na fácies anfibolito, seja na fácies granulito. Os exemplos na fácies

anfíbolito são o Ancient Gneiss, representado pelos gnaisses “A” e tonalitos Tesawela de Hunter *et al.* (1984) na Suazilândia e os TTG de Kivijarvi (Martin, 1985) da Finlândia; na fácies granulito os gnaisses de Lewisian (Rollinson & Windley, 1980) e parte das amostras que definiram o campo dos gnaisses Nuk (Compton, 1978) da Groenlândia. Além dos terrenos antigos, está lançado também o campo de definição de amostras de andesitos adakíticos (Stern & Kilian, 1996) do cenozóico chileno.

No diagrama R1R2 (fig. 7.14A) os envelopes composicionais dos vários terrenos, têm disposição grosseiramente horizontal e apresentam uma área de recobrimento que se estende na faixa de valores de R1 entre 2200 e 2700. Considerando esta faixa de recobrimento entre os vários campos, como a mais característica dos TTG, apenas as amostras dos ortognaisses Na3 poderiam ser consideradas como de composição análoga a deles. Os ortognaisses Na1 e Na2 ficam distantes da zona de recobrimento e apenas o envelope dos gnaisses Nuk se estende até eles. Os gnaisses Nuk, como o Cb, também são constituídos por inúmeros tipos litológicos e seus protólitos foram gerados por variados processos petrogenéticos (Compton, 1978). Assim pode ser que as amostras dos gnaisses Nuk, cujos pontos representativos caem nesta região do gráfico (junto aos ortognaisses Na1 e Na2), não sejam caracterizadas como TTG típicos. Os NaK-ortognaisses exibem um *trend* de variação que se estende até as proximidades do campo definido para os gnaisses de Kivijarvi (Martin, 1985), porém não existe recobrimento, daí considerar-se, a partir deste diagrama, que os dois terrenos são de composições diferentes.

O envelope composicional dos andesitos adakíticos, ocupa uma região do gráfico (fig. 7.14A) com valores de R2 mais elevados, refletindo os valores de Mg# mais elevados destes tipos litológicos em relação aos demais.

A forma dos envelopes de cada conjunto no gráfico, e sua colocação em posições mais ou menos paralelas ao eixo R1, alguns em posições mais altas, outros em posições mais baixas, todos paralelos entre si, dão a sugestão de que todos tenham tido evolução semelhante desde fontes análogas. Assim, o maior ou o menor enriquecimento em Al, Ca e Mg (valores de R2 maiores ou menores) reflete variações na taxa de fusão parcial atingida pela fonte e a extensão dos envelopes composicionais reflete a dimensão dos processos de cristalização fracionada que podem ter atuado na evolução de cada um dos exemplos.

No diagrama Ab-An-Or (fig. 7.14B), os Na-ortognaisses do Cb sobrepõe-se ao campo do Ancient Gneiss (Hunter *et al.*, 1984). As amostras dos NaK-ortognaisses se sobrepõem parcialmente ao campo dos gnaisses de Kivijarvi (Martin, 1985). Por este diagrama todo o Complexo Caraíba, a exceção dos granitóides de Cais, poderia ser considerado como um TTG.

No diagrama An-Qz-Or da figura 7.14C, os envelopes de Kivijarvi e do Ancient Gneiss estão colocados exatamente sobre o eixo da linhagem trondhjemítica e na sua área de recobrimento se posicionam as a-

mostras dos ortognaisses Na3, que ficam assim caracterizados como os representantes de composição mais semelhante aquela dos TTG dentro do Cb.

Existem várias hipóteses para a gênese dos gnaisses sódicos arqueanos ou do proterozóico inferior, que serão detalhadas no próximo capítulo. A hipótese mais aceita, estejam eles na fácies anfibolito (Glikson, 1976; Martin, 1985), estejam na fácies granulito (Compton, 1978; Weaver & Tarney, 1980; Rollinson & Windley, 1980) considera que sua gênese esteja ligada a fusão parcial de uma crosta oceânica anfibolitizada, subduzindo em uma zona de alto gradiente geotérmico. Nestas condições seria possível a fusão parcial antes que a crosta oceânica fosse desidratada, em virtude do acentuado rebaixamento do ponto de fusão da mesma. O resíduo de fusão conteria hornblenda, plagioclásio e quantidade variável de granada.

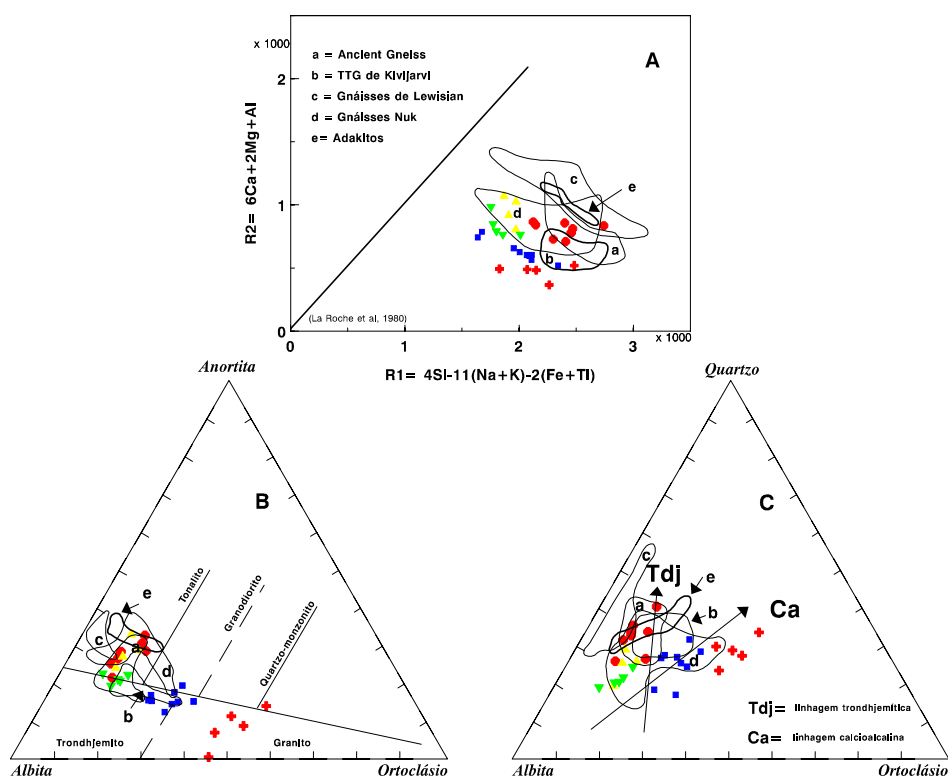


Figura 7.14 — Diagramas comparativos entre os litótipos do Cb e outros terrenos de idade arqueana e adakitos cenozóicos do Chile (referências no texto). As amostras dos Na3 ortognaisses (círculos escuros) em todos os diagramas se mostram compatíveis com os demais gnaisses de composição TTG, sobretudo os Ancient Gneiss, nos três diagramas. As convenções dos ortognaisses do Cb são as mesmas da figura 7.11.

Alguns autores (Bohlen & Mezger, 1989; Arculus & Ruff, 1990; Wolde & Gore-Gambela, 1996) defendem ainda a produção de líquidos tonalíticos/granodioríticos a partir da fusão parcial de rochas máficas colocadas na base da crosta continental por *underplating*, que também produziriam um resíduo contendo por-

centagens variáveis de granada. Este segundo tipo de fusão parcial poderia se dar em ambientes de margens ativas, com produção de líquidos félsicos que poderiam se colocar na crosta, na fácies granulito (Bohlen & Mezger, 1989).

Todos os gnaisses utilizados como padrões de comparação nos diagramas da figura 7.14 tem sua gênese atribuída a fusão parcial de crosta oceânica anfibolitizada, sobretudo pelas características exibidas pelos ETR. Todavia apenas os TTG de Kivijarvi foram minuciosamente estudados, através de modelos matemáticos com elementos maiores e traços por Martin (1985), para definir sua gênese. Como ficou claro nos diagramas, existem variações composicionais importantes entre os exemplos, mas que não invalidam um processo genético comum. Da mesma forma é válida a suposição de que os ortognaisses Na1, Na3 e NaK do Cb possam ter tido origens semelhantes, a partir da fusão de uma crosta oceânica basáltica.

Os ortognaisses Na1, cujos elementos maiores mostram forte tendência trondhjemítica têm ETR leves com teores muito diferentes daqueles que caracterizam os TTG. A amostra LH-182 (vide figura 7.10A) tem o espectro mais semelhante aos dos TTG, porém ela foi coletada na parte leste do cinturão, no domínio dos NaK-ortognaisses, longe das demais amostras do conjunto. Por outro lado os espectros das amostras dos NaK-ortognaisses mostram muita semelhança com os dos TTG arqueanos e também com os gnaisses granodioríticos do Complexo Santa Luz (Teixeira, 1992) que lhe é tectonicamente adjacente. Tal semelhança já havia sido notada, quando foram considerados os elementos maiores.

Os espectros dos ortognaisses Na2, com forte fracionamento de ETR leves e acentuadas anomalias de Eu, são muito semelhantes as rochas calcioalcalinas com contaminação crustal ou mesmo produzidas por fusão crustal. Martin *et al.* (1983) descreve um conjunto de augen-gnaisses em Kuhmo (Finlândia), cujos espectros de ETR e os teores de elementos maiores são análogos aos dos ortognaisses Na2. O autor considerou que aqueles gnaisses seriam produtos da fusão de uma mistura de crosta continental de composição tonalítica e de rochas máficas de um *greenstone* lá existente.

Martin (1987, 1994) apresenta um diagrama, no qual, através dos teores de Yb_N e das razões $(La/Yb)_N$ são definidos os campos onde são mais freqüentes os granitóides arqueanos e os pós-arqueanos. O diagrama com as amostras do Cb constitui a figura 7.15A. A grande maioria das amostras também se posiciona no campo arqueano, inclusive as amostras do Cais, cujas características são de produtos de fusão crustal. O único conjunto diferente foi o dos ortognaisses Na2, cuja assinatura é claramente pós-arqueana. O diagrama foi elaborado, originalmente para granitóides sem retrabalhamento crustal, assim granitóides como os de Cais podem cair em campos que não correspondam a realidade, mas ao contrário, reflitam as características do material que lhe deu origem.

No diagrama de $Y \times (Sr/Y)$ da figura 7.15B (Defant & Drummond, 1990) os ortognaisses do Cb são confrontados com os andesitos adakíticos e os andesitos normais dos arcos de ilhas e de margens ativas. Os

tonalitos do Cb mostram clara afinidade com os andesitos adakíticos cenozóicos com exceção dos Na2, que são muito enriquecidos em Y e se posicionam na região dos andesitos “normais”.

Como os ortognaisses Na1 e Na3 do Cb tem muitas características análogas as dos *grey gneisses* discutidos acima, é provável que eles também tenham se originado de forma semelhante, inclusive com a colocação de alguns plutões — como o que foi datado (LH-182) na região de Candeal (leste do cinturão) (Sabaté *et al.*, 1994 e Sabaté, inf. verbal), cujos zircões metamórficos têm idades (2,09 Ga) quase idêntica a dos ígneos (2,10 Ga) — pouco antes do pico do metamorfismo granulítico.

Os NaK-ortognaisses mostram uma evolução compatível com a das séries calcioalcalinas normais, que ficou bem caracterizada nas figuras 7.7 e 7.8B. Todavia no diagrama R1R2 da figura 7.5 o posicionamento dos seus pontos representativos é muito semelhante ao dos ortognaisses Na3. Como as seqüências calcioalcalinas podem ter uma origem complexa, onde estão envolvidas fusões mantélicas e/ou de crosta oceânica, contaminação crustal, metassomatismo do manto, etc. (Martin, 1993), a evolução de um conjunto litológico, neste ambiente, pode-se dar de maneiras diferentes em função das suas características genéticas.

A série calcioalcalina normal mantélica que produz os granitóides do tipo I cordilheiriano de Pitcher (1983) e a série trondhjemítica definida por Arth *et al.* (1978) evoluem, por cristalização fracionada, desde os tipos básicos, que ocupam as partes mais altas do diagrama R1R2 até a região dos diferenciados finais (granitos), na parte inferior direita do diagrama. Esta trajetória é perpendicular ao *trend* das amostras dos NaK-ortognaisses, inviabilizando sua caracterização como produto mantélico direto. Porém os *grey gneisses* que possuem apenas os termos félsicos da série trondhjemítica, como vistos na figura 7.14A, têm envelopes composicionais com o mesmo formato e perpendiculares ao *trend* original da série, em resposta a forma como evoluem, por cristalização fracionada, desde um líquido produzido pela fusão parcial de um basalto.

Assim é provável que os NaK-ortognaisses tenham sido gerados por fusão parcial de uma crosta máfica anfibolitizada, semelhante a que teria originado os ortognaisses Na1 e Na3, porém sua colocação se deu em uma região onde foi possível a contaminação crustal ou até o retrabalhamento de uma crosta anterior que poderia ser análoga aos Na-ortognaisses.

Os granitos de Cais, pelas suas características geológicas, petrográficas e químicas se mostram como possíveis produtos da fusão parcial e/ou retrabalhamento de rochas de composições análogas as do Cb. O diagrama Ab-Qz-Or da figura 7.13C é bastante ilustrativo a este respeito, pois os granitóides anatóicos do Complexo Mairi, ocupam a mesma região do gráfico, o que sugere que ambos tenham a mesma natureza. A possível caracterização dos granitóides de Cais como os diferenciados finais de um magmatismo que deu origem também aos NaK-ortognaisses fica comprometida quando são comparados os *trends* evolutivos dos

dois conjuntos. Na figura 7.8, por exemplo, os NaK-ortognaisses mostram uma evolução muito semelhante a linhagem calcioalcalina normal, enquanto os granitóides de Cais se posicionam mais próximos ao *trend* alcalino.

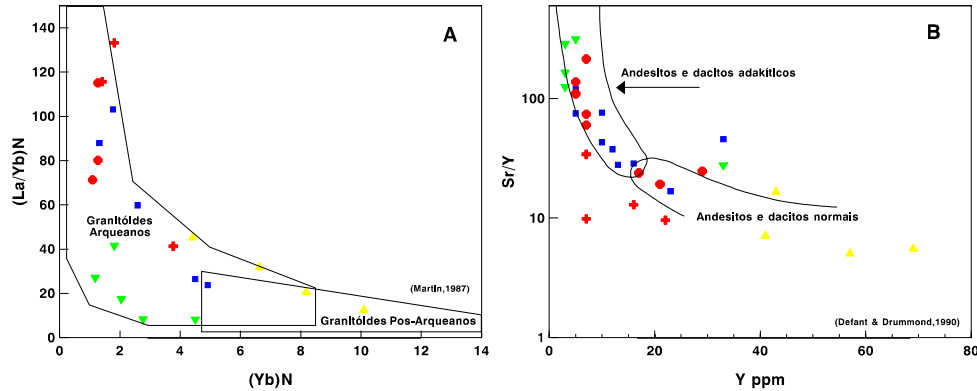


Figura 7.15 — Diagramas discriminantes com elementos traços. **A:** diagrama Yb_N x $(La/Yb)_N$ de Martin (1987b); **B:** diagrama Y x (Sr/Y) de Defant & Drummond (1990). No diagrama A, as amostras do Cb, apesar de serem de idade paleoproterozóica, ficam dentro do campo de variação dos granitóides arqueanos, inclusive os granitóides de Cais. Os granitóides de Cais, como provavelmente são produtos de fusão parcial de material tonalítico, estão conservando as características da fonte. Já os Na2 não mostram características arqueanas, como os demais litótipos. No diagrama B os ortognaisses sódicos e sódicos/potássicos tem razões Sr/Y compatíveis com os adakiticos, com exceção dos Na2 que se assemelham mais aos andesitos/dacitos normais dos arcos de ilhas. Neste diagrama os granitóides de Cais ficam fora dos campos definidos. Como os ortognaisses do Cb, mostram semelhança com litologias que são produtos de fusões parciais de uma crosta oceânica em zona de subducção (vide texto), é provável que sua gênese também esteja relacionada a este tipo de processo.

7.3 — Conclusões

— Através dos dados químicos do Cb foi possível a definição de vários conjuntos de amostras que evidenciam a presença de diferentes plutonismos félsicos no CMSC, impossíveis de serem detectados de outra forma.

— Ficou caracterizado um zoneamento distribuído de oeste para leste dentro do cinturão, com ortognaisses sódicos ocupando a metade oeste e ortognaisses sódio-potássicos predominando no leste.

— Os Na-ortognaisses constituem três tipos distintos embora todos mostrem características tonalíticas da linhagem trondhjemítica:

(i) ortognaisses Na1 - com ETR leves pouco fracionados e acentuado empobrecimento de ETR pesados, podem ter se originado da fusão parcial de uma crosta oceânica anfibolitizada. Ocorrem no oeste do cinturão, na região de São José do Jacuípe;

(ii) ortognaisses Na2 - Aparentemente são produtos da fusão de material crustal félsico, como se depreende dos seus espectros de ETR, fracionados dentro de um padrão linear inclinado, com fortes ano-

malia negativas de Eu. Porém os elevados teores de MgO e CaO e baixos teores de SiO₂ dos Na₂, impedem que sejam produtos de fusão parcial apenas de ortognaisses fêlsicos, cujos teores de MgO e CaO são menores e SiO₂ maiores que os deles. Assim deve ter havido a participação de outro material mais enriquecido em óxidos de Mg e de Ca e mais pobre em sílica (basaltos?), para justificar os teores verificados nos ortognaisses Na₂. Ocorrem na região oeste/noroeste do CMSC.

(iii) ortognaisses Na₃ - com espectros de ETR fortemente fracionados e forte empobrecimento de ETR pesados. Suas características geoquímicas são análogas as dos *grey gneisses* arqueanos de composição TTG. Sua gênese pode ser relacionada a fusão parcial de uma crosta oceânica anfibolitizada. Ocorre na faixa central do cinturão e seus melhores afloramentos estão junto ao povoado de Capelinha no município de Capela do Alto Alegre.

— Os ortognaisses sódico-potássicos, denominados NaK-ortognaisses exibem espectros de ETR semelhantes aos Na₃, mas o conjunto de características geoquímicas é mais compatível com a série calcioalcalina normal. Sua gênese também pode estar ligada a fusão parcial de uma crosta oceânica, porém numa região onde foi possível a contaminação ou interferência de uma crosta continental mais antiga, como por exemplo, em uma margem ativa. Ocupam todo o segmento leste do CMSC.

— As manifestações de anatexia no Cb são freqüentes e os granitóides de Cais representam muito bem os produtos destas fusões parciais. São granitóides monzoníticos com espectros de ETR fortemente fracionados, anomalias negativas de Eu muito acentuadas, pobres em ETR pesados. Estes tipos litológicos podem ocorrer em qualquer parte do cinturão, mas foram individualizados apenas numa faixa de terreno onde sua presença é muito importante (Melo *et al.*, 1995), próxima ao limite oeste do cinturão, entre Capim Grosso e Pintadas.

— Apesar das inúmeras semelhanças existentes entre os litótipos do Cb, sobretudo os Na-ortognaisses, e os *grey gneisses* arqueanos, as duas datações geocronológicas disponíveis na área de tese, colocam o Cb no Paleoproterozóico. Uma datação (Rb/Sr) definiu idade de 2,3 Ga (Pereira, 1992) e outra (Pb evaporação) definiu 2,1 Ga (Sabaté *et al.*, 1994). Desta constatação duas hipóteses afloram:

(i) - O Cb foi gerado no Arqueano, porém reciclado no Paleoproterozóico com a atuação do metamorfismo granulítico, que abriu o sistema isotópico, durante o Transamazônico;

(ii) - O Cb foi gerado no Paleoproterozóico e neste caso deve-se admitir que durante a formação do CMSC, prevaleciam ainda as condições termodinâmicas que caracterizaram o Arqueano em outros terrenos análogos de outras partes do globo.

COMPLEXO CARAÍBA — MODELOS PETROGENÉTICOS

8.1 — Introdução

Ao contrário das rochas máficas cuja origem sempre está associada ao manto, seja através de fusão parcial, seja através de cristalização fracionada, os granitóides podem ser produtos da fusão parcial de inúmeros tipos de fontes ou de cristalização fracionada de uma ampla gama de magmas. No caso específico dos litótipos félsicos do Cb, cuja semelhança com os *grey gneisses* arqueanos de composição TTG é muito grande, sua gênese pode ser atribuída a vários processos, que serão enumerados abaixo. O fato de estar na fácies granulito, também conduz a algumas idéias sobre sua gênese que devem ser consideradas antes que os modelos matemáticos sejam elaborados, para que os mesmos tenham algum sentido lógico e sejam factíveis.

Entre as hipóteses que tentam explicar a origem dos magmas trondhjemíticos dos *grey gneisses*, podem ser destacadas as seguintes:

1 — ***Fusão parcial do manto*** (Moorbath, 1975). A produção dos TTG através da fusão parcial do manto requer uma taxa de fusão muito baixa, inferior a 5% (Martin, 1994). Mesmo assim não se explica o comportamento dos ETR, sobretudo o empobrecimento dos pesados e as altas razões (La/Yb)_N características dos TTG. Martin (1985, 1987) mostrou, através de modelos matemáticos, a pouca probabilidade de produção de rochas trondhjemíticas por fusão direta do manto.

2 — ***Cristalização fracionada de magma basáltico hidratado*** (Arth *et al.*, 1978; Barker, 1979). Os principais componentes do sólido fracionado são plagioclásio, hornblenda e biotita. Para se atingir as composições trondhjemíticas são necessárias altas taxas de cristalização fracionada, levando a produção de uma grande quantidade de rochas intermediárias. Embora tais rochas intermediárias sejam comuns em ambientes de arcos de ilhas e margens ativas pós-arqueanas, os *grey gneisses* e também o Cb, são caracterizados pela quase ausência destes termos. O Cb, como visto no capítulo anterior, só mostra litótipos com mais de 60% de SiO₂.

3 — ***Fusão parcial de grauvacas*** (Arth & Hanson, 1975; Nesbitt, 1980). As grauvacas seriam produzidas por erosão (e sedimentação do material produzido) de um pacote de basaltos e dacitos. Este processo justifica os padrões de ETR e de elementos traços, mas não explica os elementos maiores, pois os

teores médios das grauvacas ($\text{SiO}_2 = 66\%$) são muito próximos das composições dos possíveis líquidos iniciais dos TTG, obrigando a uma taxa de fusão extremamente alta (Martin, 1985).

Figueiredo (1981) trabalhando no CMSC, a norte da área da presente tese, considerou que o Cb poderia ter se originado do metamorfismo de grauvacas, porém não considerou a possibilidade de fusão parcial das mesmas.

4 — **Fusão parcial de quartzo-eclogito** (Arth & Hanson, 1975; Weaver, 1980). A fusão parcial desta litologia favorece a presença de granada como fase residual. A granada como mineral residual pode levar a produção de líquidos acentuadamente empobrecidos em ETR pesados, de forma semelhante ao que é observado nos TTG. Contra esta hipótese existe o fato dos eclogitos não serem conhecidos nos terrenos arqueanos (Hunter *et al.* 1984; Martin, 1985).

5 — **Fusão parcial de granada-anfibolito** (Barker & Arth, 1976; Compton, 1978; Martin *et al.*, 1983; Hunter *et al.*, 1984; Glikson & Jahn, 1985; Park & Tarney, 1987; Martin, 1993). Este modelo petrogenético é o mais aceito para a produção dos TTG Arqueanos. Nele a fusão de um toleito arqueano, metamorfizado para anfibolito, produz um sólido residual composto de hornblenda, cpx, plagioclásio e uma quantidade variável de granada. Dados químicos de elementos maiores, traços e isotópicos suportam este modelo (Martin 1985, 1987).

A maioria dos autores considera que o processo ocorra em uma zona de subducção, onde uma crosta oceânica metamorfizada na fácies anfibolito, é submetida à fusão parcial antes que seja totalmente desidratada. Assim o ponto de fusão será atingido com mais facilidade, pois será mais baixo que o da rocha desidratada. Para que isto ocorra é fundamental, que o gradiente geotérmico seja bastante elevado, condição que era freqüente no Arqueano, mas pouco comum nos ambientes pós-arqueanos.

Alguns autores consideram a possibilidade da fusão ocorrer na base da crosta, ou por fusão de uma pilha vulcânica (Barker & Arth, 1976), ou por fusão de rochas máficas colocadas na base da crosta por *underplating* (Wolde & Gore-Gambela, 1996).

Bohlen & Mezger (1989) sugerem que o processo pode ocorrer também na fácies granulito. Rochas máficas colocadas por *underplating* na base da crosta em ambientes de margem ativa sofreriam intenso processo de fusão parcial, e os líquidos produzidos teriam composições análogas as dos *grey gneisses* e iriam se colocar intrusivamente em uma região mais elevada da crosta continental. A atuação deste mecanismo levaria a um crescimento crustal também no sentido vertical e não apenas no horizontal, como no caso da fusão parcial de uma crosta oceânica.

6 — *Fusão parcial de granada-anfibolito* ou *eclogito* (Stern & Kilian, 1996). Este modelo foi desenvolvido para explicar a formação das lavas adakíticas dos Andes chilenos de idade Cenozóica, mas que pode ter ocorrido também no Arqueano. Como no modelo anterior, uma crosta oceânica na fácies anfibolito é submetida à fusão parcial, porém os autores consideram também a presença de quantidades variáveis de sedimentos marinhos e a contaminação com produtos originados do manto sobrejacente à zona de subducção e também da crosta continental. Utiliza o modelo matemático AFC (Cristalização Fracionada com Assimilação) desenvolvido por DePaolo (1981), porém a grande quantidade de material envolvido e de variáveis estimadas torna o modelo algo subjetivo. Apesar disto, nada impede que o processo de AFC possa ocorrer com intensidade nas margens ativas.

7 — *Fusão crustal com produção de charnoquitos e granitos em zona de arco magmático* (Percival, 1994). A intrusão de magmas mantélicos na base ou dentro da crosta continental provoca por efeito da cristalização fracionada um metamorfismo de fácies granulito e a fusão parcial de material crustal com a formação de líquidos que formarão plutões charnoquíticos e graníticos. Tal modelo, se aplicado ao CMSC, implicaria na presença de intenso magmatismo félsico, já na fácies granulito pelo menos em parte, e por consequência a formação dos litótipos constituintes do Cb no Paleoproterozóico (Transamazônico), que é a idade definida para a granulitização e é muito semelhante ao que foi proposto por Padilha & Melo (1991). Porém no capítulo anterior, as características de vários litótipos do Cb são mais compatíveis com litologias arqueanas, sugerindo assim sua formação muito tempo antes da granulitização e esta possibilidade não deve ser desprezada nos modelos que serão testados.

8 — Alguns autores consideram que os terrenos granulíticos representem o *resíduo de uma fusão crustal*, com retirada de líquidos de composição granítica que foram se colocar na crosta média/superior (p. ex. Pride & Muecke, 1980). Todavia tal idéia encontra inúmeras contestações (Weaver & Tarney, 1981; Condie *et al.*, 1982; Condie & Allen, 1984) baseadas nos conteúdos de elementos traços e não será considerada nos modelos a seguir.

A hipótese mais aceita, entre todas as que foram citadas acima, é o da fusão parcial de anfibolito com granada residual (número 5). Este modelo será adotado para testar os mecanismos petrogenéticos que deram origem aos litótipos do Cb. Caso ele não se mostre viável, variações serão tentadas, inclusive outros modelos até que se obtenha uma coerência entre modelo e dados químicos.

8.2 — Modelos petrogenéticos

8.2.1 — Características gerais

As fontes testadas terão as composições dos toleítos arqueanos TH1 e TH2 (Condie, 1981). A fusão parcial deste material levará a produção de líquidos, que poderão, diretamente ou por cristalização fracionada, serem análogos as composições individualizadas no Cb. No diagrama R1R2 (La Roche *et al.*, 1980), da figura 8.1, está a evolução ideal do processo teórico completo, mostrando os *trends* das fusões parciais e das cristalizações fracionadas, juntamente com as posições das fontes, dos resíduos de fusão e dos cumulos da cristalização fracionada. A seta maior mostra a direção mais comum do seguida pelas composições dos líquidos produzidos por FP de toleítos, e as várias linhas CF mostram os *trends* das cristalizações fracionadas dos produtos de FP.

Para se chegar ao modelo completo inicialmente é definido o tipo de mecanismo petrogenético exibido pelas amostras de cada unidade. Em seguida através de modelos matemáticos com elementos maiores são definidos os conteúdos modais dos sólidos envolvidos. Na seqüência são utilizados os modelos com ETR e os demais elementos traços, que completam e ajustam os modelos de cristalização fracionada (CF) e/ou de fusão parcial (FP).

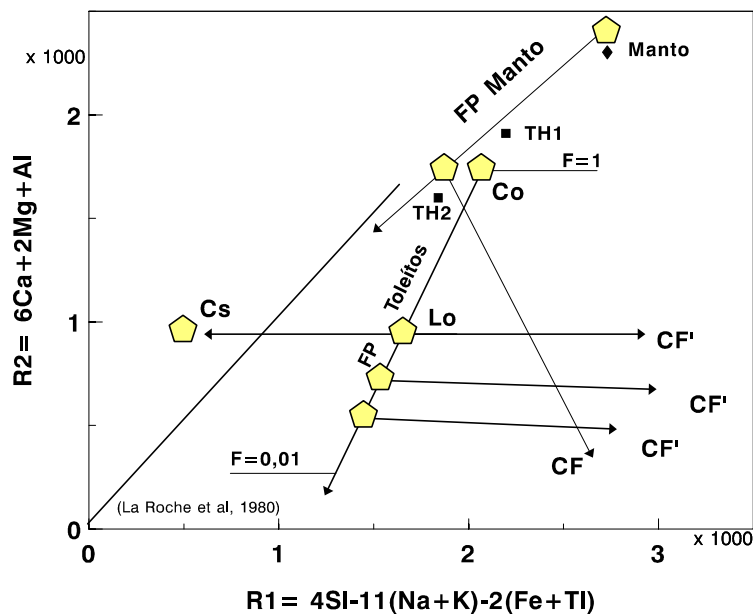


Figura 8.1 — Diagrama R1R2 com *trends* teóricos de fusões parciais e cristalizações fracionadas. FP = fusão parcial; CF = cristalização fracionada de um líquido mantélico; CF' = cristalizações fracionadas de líquidos produzidos pela FP de toleítos; Co = composição do sólido inicial; Lo = composição inicial do líquido; Cs = composição do cumulo. Os segmentos de reta traçados mostram a direção que normalmente é assumida pelas evoluções dos mecanismos petrogenéticos considerados.

Os modelos são aplicados em conjunto, partindo-se da CF com elementos maiores, depois os elementos traços, em seguida a CF com elementos maiores e traços. Assim pode ocorrer que determinados valores inicialmente utilizados num modelo tenham que ser revistos para que o modelo subsequente fique ajustado. Neste trabalho só estão representados nas tabelas e figuras os dados finais destes ajustes.

Modelos aplicados sobre litologias de outras regiões definiram teores de SiO_2 em torno de 65% (p.e. Martin, 1985) para os líquidos iniciais (Lo), de litótipos cujas composições químicas são semelhantes as do Cb. Como as amostras menos diferenciadas de cada conjunto do Cb exibem teores de SiO_2 próximos ao patamar de 65%, nos modelos a seguir os teores de Lo serão considerados como próximos aos destas amostras, já que a composição exata (desconhecida), não deve ser muito diferente, pois não foram observados valores inferiores a 60% de SiO_2 .

8.2.2 — Ortognaisses Na1

8.2.2.1 — *Definição do mecanismo petrogenético*

Os ortognaisses Na1 estão representados por cinco amostras que se alinham segundo um *trend* bem definido para a maioria dos elementos maiores conforme se vê nos diagramas de Harker e no diagrama R1R2 que constituem a figura 8.2. Nos diagramas estão os pontos representativos dos toleítos arqueanos TH1 e TH2 de Condie (1981). As retas de regressão definidas pelas amostras dos Na1 passam afastadas dos toleítos arqueanos considerados, descartando a possibilidade de que os protólitos dos ortognaisses tenham sido produtos derivados diretamente dos líquidos toleíticos por cristalização fracionada.

Uma forma relativamente simples de definir se o mecanismo atuante num conjunto de dados é através de gráficos binários, que utilizam elementos incompatíveis nas abcissas e compatíveis nas ordenadas (Hanson, 1978; Cocherie, 1986). Os elementos traços nos Na1 não exibem distribuição muito bem definida, e nenhum deles é claramente incompatível (vide figura 7.10), porém o Sr se distribui de forma compatível.

Considerando que o K ocorre com teores muito baixos, pois os ortognaisses Na1 são tonalíticos, é improvável a presença de algum mineral que o contenha no sólido que se fraciona. Nesta situação o K poderá ser considerado como um elemento traço (Hanson, 1978). Como é o único elemento claramente incompatível, o seu uso no diagrama foi indispensável. A forma como os pontos representativos das amostras do Na1 se distribuem no diagrama K x Sr (fig. 8.3), ao longo de um *trend* quase vertical, indica que cristalização fracionada foi o principal mecanismo petrogenético atuante.

8.2.2.2 — *Cristalização Fracionada*

— Modelo com os elementos maiores.

No modelo que utiliza o balanço de massas dos elementos maiores, foram utilizados como pólos de diferenciação inicial (Co) e final (Cf) os seguintes teores sobre a reta de regressão matemática (fig. 8.2): a composição do líquido inicial (Lo) foi considerada próxima ao valor da amostra menos diferenciada do conjunto, no caso a LR-44A, e como pólo final da diferenciação, os teores próximos à amostra LH-182, que é a mais evoluída.

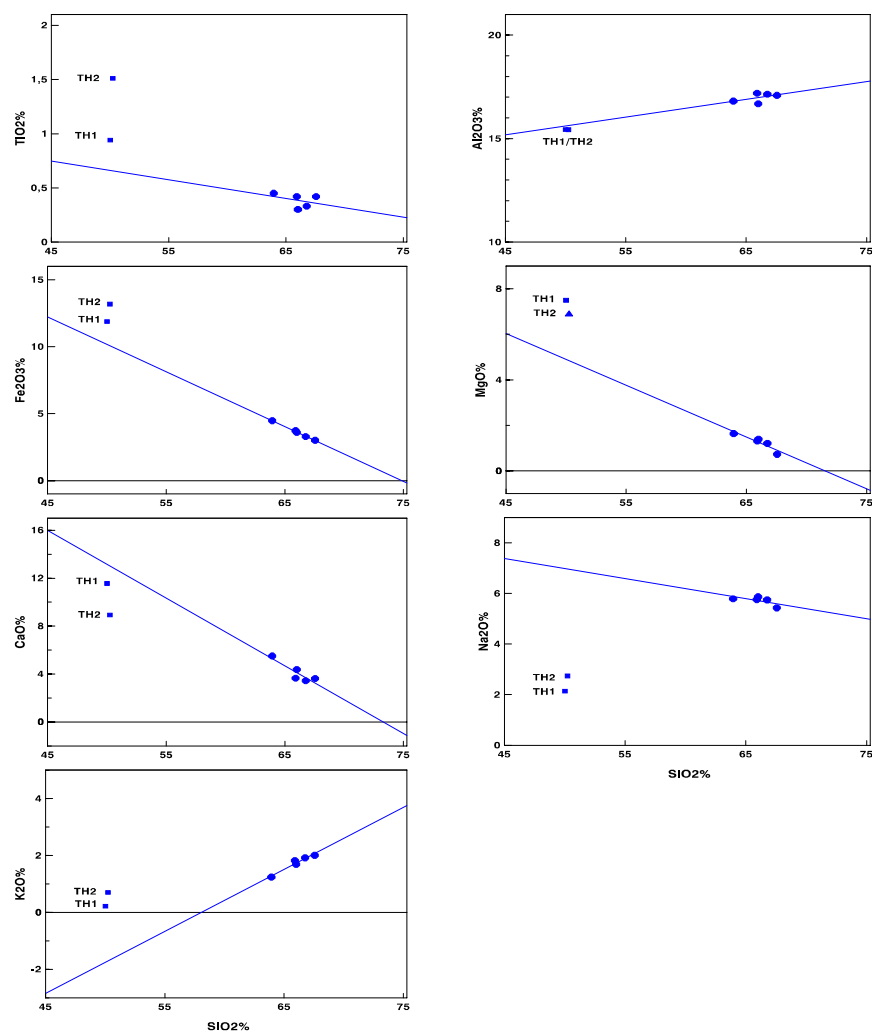


Figura 8.2 — Ortognaisses Na1. Diagramas binários com as retas de regressão matemática para os diversos óxidos, e os pontos representativos das composições dos toleítos. Como elas não passam sobre os toleítos, os Na1 não devem ser produtos de cristalização fracionada direta de um magma básico com tal composição inicial.

O melhor modelo da cristalização fracionada foi obtida através do cumulado (Cs) com a seguinte composição modal: plagioclásio An₂₀ (61,09%); hornblenda (27,98%); cpx (10,45%) e ilmenita (0,47%). O intervalo composicional utilizado representa, uma evolução por cristalização fracionada com taxa de cristalização (1-F) igual a 0,34, o que equivale dizer que 34% do líquido foi diferenciado no intervalo definido pelas amostras dos Na1. Um quadro geral do modelo com elementos maiores está na tabela 8.1.

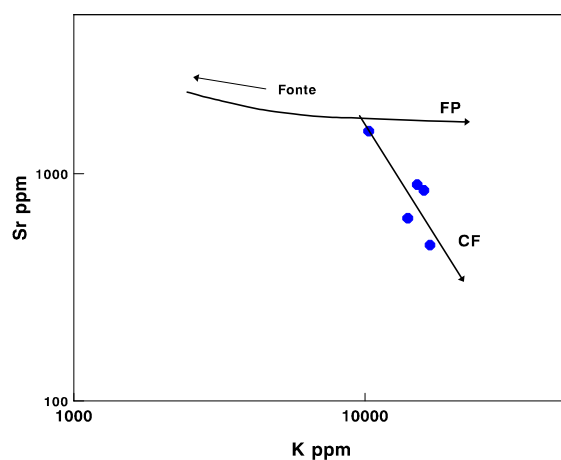


Figura 8.3 — Diagrama elemento incompatível X elemento compatível. No diagrama são mostrados os *trends* de fusão parcial (FP) e o de cristalização fracionada (CF), este coincidente com as amostras dos ortognaisses Na1.

Minerais do sólido Cs	Conteúdo %
plagioclásio (An ₂₀)	61,09
hornblenda	27,98
cpx	10,45
ilmenita	0,47

$\sum r^2 = 0,316$	Co \cong LR-44A	Cf \cong LH-182	Cs	F = 0,8	F = 0,7	F = 0,6	F = 0,5
SiO ₂	63,73	66,95	57,17	66,37	66,54	68,11	70,29
TiO ₂	0,44	0,41	0,66	0,39	0,35	0,29	0,22
Al ₂ O ₃	16,84	17,45	15,72	17,13	17,33	17,60	17,97
Fe ₂ O ₃	4,48	3,07	6,59	3,95	3,58	3,08	2,37
MgO	2,00	0,82	5,21	1,20	0,63	-0,14	-1,21
CaO	5,46	3,65	8,23	4,77	4,27	3,61	2,69
Na ₂ O	5,74	5,57	5,80	5,73	5,71	5,70	5,68
K ₂ O	1,30	2,09	0,62	1,47	1,59	1,76	1,98

Co = Composição do líquido inicial; Cf = Composição do líquido final; Cs = Composição do sólido (cumulado); F = Taxa de fusão parcial

$\sum r^2$ = Soma dos quadrados dos resíduos.

Tabela 8.1 — Na1. Cristalização fracionada com elementos maiores

Os ortognaisses Na1 evoluem, segundo o modelo, de uma forma algo diferente ao que ocorre com os TTG típicos (Martin, 1985), pois contêm cpx no cumulado, o que não ocorre nos TTG de Kuhmo, por exemplo. A evolução apenas com a presença de plagioclásio, hornblenda e ilmenita se mostrou muito ruim, levando a uma ($\sum r^2$) muito elevada e assim o modelo foi descartado.

O modelo aqui utilizado não foi o ideal, mas o melhor possível, como se observa pela ($\sum r^2$) igual a 0,316. Os elementos responsáveis por este valor elevado foram o MgO e K₂O, pois a evolução dos líquidos residuais levou a valores algo inferiores aos dados reais representados pelas amostras. A provável causa foi à composição química dos minerais utilizados, mais enriquecidos em MgO e K₂O que aqueles da rocha estudada. Os diagramas de Harker e o diagrama R1R2 contendo a síntese deste modelo estão na figura 8.6.

— Modelo com os ETR e os demais elementos traços

Inicialmente foi considerada a cristalização fracionada de Reyleigh, utilizando-se a composição modal do cumulado obtida através dos elementos maiores. Todavia para ajustar os dados do modelo aos dados reais foi necessária a adição de zircão ao cumulado.

Os conteúdos iniciais (Lo) foram àqueles obtidos no modelo de fusão parcial que será visto mais adiante. O forte espalhamento, aliado aos teores muito elevados, sobretudo de Ba e de Sr nos Na1, não podem ser explicados simplesmente por um processo de fusão parcial de um toleito arqueano. Algum outro processo de enriquecimento ocorreu, seja por influência de material sedimentar, sofrendo fusão parcial juntamente com uma crosta oceânica, num processo semelhante ao modelado por Stern & Kilian (1996) para a gênese dos adakitos, seja por influência de material crustal originalmente enriquecido (Percival, 1994). Em ambos os casos o sistema não parece ter sido aberto, posteriormente ao magmatismo, por efeito de metamorfismo, metassomatismo ou outro processo, pois elementos como K e Rb também seriam fatalmente enriquecidos.

Existem modelos que permitem, a partir de uma determinada fonte, ir adicionando material, num processo de mistura ou de assimilação, já durante o processo de fusão parcial, que poderiam ter sido usados no presente caso. Todavia estes processos obrigam a utilização de muitas variáveis subjetivas, tornando o modelo por demais vago, e por este motivo não foram utilizados aqui, na definição do motivo que causou a elevação dos teores de Ba, Sr e Zr. As composições iniciais (Lo) de Ba, Sr e Zr utilizadas no modelo são os teores da amostra LR-44A, que é a menos evoluída do conjunto, enquanto os teores iniciais dos ETR, que exibiram espalhamento bem menor, os teores iniciais são os obtidos através do modelo de fusão parcial.

Na tabela 8.2 está um resumo dos resultados do modelo da cristalização fracionada de Rayleigh. Este modelo mostra que houve uma pequena extensão de cristalização fracionada, (em torno de 34%), que explica plenamente os teores da maioria dos elementos traços e ETR dos ortognaisses Na1, como está sintetizado nas

figuras 8.4A (diagrama normalizado com ETR) e 8.4B (diagrama normalizado por MORB para todos os elementos traços). Os ETR mostram uma inversão de comportamento do La e do Ce em relação aos demais elementos, pois são incompatíveis enquanto os demais são compatíveis. Este tipo de comportamento fica muito difícil de ser explicado por um processo simples de CF, cuja linha de $F=0,6$ (fig. 8.4A e B) não cobre o envelope das amostras (a amostra LH-182 esta mostrada em destaque, pois ela é diferente das demais, quanto aos teores de La e Ce). Para os demais elementos, inclusive os outros ETR, o modelo é bom e se ajusta perfeitamente bem aos dados reais representados pelos teores das amostras.

Minerais do sólido Cs	Conteúdo %
plagioclásio	61,05
hornblenda	27,97
cpx	10,46
ilmenita	0,47
zircão	0,05

	Co=*	F= 0,8	F= 0,7	F= 0,6	F= 0,5	F= 0,4
La	7,61	8,54	9,15	9,91	10,89	12,21
Ce	14,22	15,40	16,15	17,06	18,20	19,71
Sm	3,43	2,49	2,06	1,65	1,27	0,93
Eu	0,93	0,61	0,47	0,35	0,25	0,16
Gd	3,01	1,98	1,54	1,15	0,82	0,54
Yb	0,65	0,45	0,36	0,27	0,20	0,14
Lu	0,12	0,10	0,10	0,09	0,08	0,07
Ba	1945,00	2317,00	2573,00	2904,00	3351,00	3992,00
Sr	1537,00	1041,00	825,00	630,00	459,00	311,00
Zr	196,00	154,00	134,00	114,00	93,45	73,63

* Co equivale ao composição do líquido com $F = 0,29$ da FP do toleito TH1 (Condie, 1981) para os ETR e ao teor da amostra LR-44A para Ba, Sr e Zr

Tabela 8.2 — Na1. Cristalização fracionada (Rayleigh) com ETR e demais elementos traços

8.2.2.3 — Cristalização Fracionada com Assimilação

A elevação exagerada dos teores de La e Ce, não explicada pela CF, sugere a atuação de um mecanismo adicional durante a evolução dos ortognaisses Na1. O mecanismo AFC (De Paolo, 1981) se mostra como uma possibilidade real e este modelo também foi testado com os Na1. Os teores de Co utilizados são os mesmos utilizados para a cristalização fracionada simples e o contaminante utilizado foi a média dos TTG (Martin, 1994).

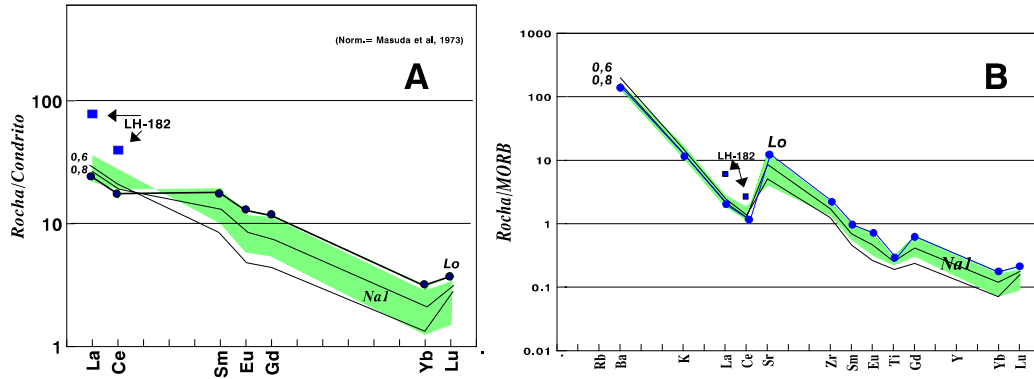


Figura 8.4 — Modelo de cristalização fracionada dos Na1. A = espectros de ETR; B = espectros de todos os elementos traços; Na1 = envelope composicional dos ortognaisses Na1. O envelope deveria ficar contido entre o espectro de Lo e o de F=0,6, porém o modelo não conseguiu fazer os teores de La e Ce se elevarem até a parte superior do envelope, com a taxa de cristalização ($1-F=0,34$). Os teores de La e Ce da amostra LH-182 estão em destaque porque são bem superiores aos das demais amostras

O modelo de AFC se mostrou eficiente, elevando bastante os teores de La e Ce nos líquidos produzidos, a ponto da linha de $F=0,6$ cobrir todo o envelope dos Na1, com exceção da amostra LH-182 (fig. 8.5A). Por outro lado, os demais elementos tratados mantiveram-se bem distribuídos, tornando o modelo de AFC mais plausível que a cristalização fracionada simples, vista no item anterior (fig.8.5A e B). Uma explicação para o enriquecimento anormal da amostra LH-182, seria o fato dela ter sido coletada no lado leste do cinturão, muito afastadas das demais e pode ter tido evolução ou fonte com alguma diferença composicional em relação aos dois elementos (La e Ce). Os principais dados do modelo de AFC estão na tabela 8.3. A composição modal de Cs é a mesma mostrada na tabela 8.2 .

$r=0,15$	$C_0=*$	$F=0,8$	$F=0,7$	$F=0,6$	$F=0,5$	$F=0,4$	Ca= TTG
La	7,61	9,7	11,05	12,71	14,92	17,64	32,00
Ce	14,22	17,28	19,19	21,45	24,29	27,90	56,00
Sm	3,43	2,37	1,92	1,52	1,17	0,88	3,30
Eu	0,93	0,57	0,43	0,32	0,23	0,16	0,92
Gd	3,01	1,83	1,38	1,00	0,71	0,48	2,20
Yb	0,65	0,42	0,33	0,25	0,18	0,13	0,55
Lu	0,12	0,10	0,09	0,08	0,07	0,06	0,12
Ba	1945,00	2327,00	2588,00	2924,00	3375,00	4016,00	690,00
Sr	1537,00	949,00	714,00	517,00	356,00	231,00	454,00
Zr	196,00	147,00	125,00	104,00	84,34	66,37	152,00

- Co é igual ao da tabela 8.2

-Ca é igual a composição média dos TTG (Martin, 1994)

Tabela 8.3 — Na1. Cristalização fracionada com assimilação (AFC) com ETR e demais elementos traços.

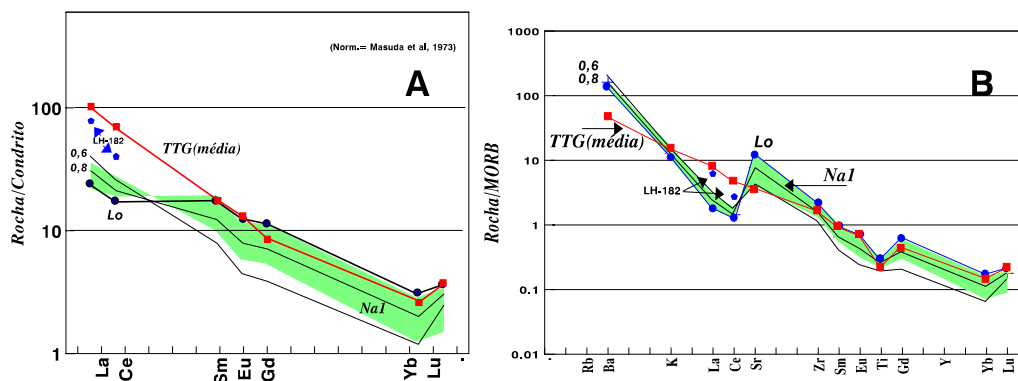


Figura 8.5 — Modelo de cristalização fracionada com assimilação - AFC (DePaolo, 1981). A = espectros dos ETR; B = espectros de todos os elementos traços. Com este modelo, que utilizou como contaminante os teores da média dos TTG (Martin, 1994), os espectros dos líquido residuais da cristalização fracionada assumiram um aspecto muito semelhante ao formato do envelope composicional dos Na1. Apenas os teores de La e Ce, em destaque nos dois diagramas, não foram explicados pelo modelo.

No capítulo 7 foi mostrado que, a presença de baixas taxas de assimilação crustal não invalidaram o modelo com os elementos maiores das rochas máficas lá estudadas (SSJ). No presente caso tal constatação é válida, com mais razão, pois os teores médios dos Na1 são muito semelhantes a média dos TTG mostrada por Martin (1994), para a maioria dos elementos maiores e traços. Por este motivo os elementos maiores refletem muito pouco a presença da assimilação ora sugerida.

8.2.2.4 — Fusão parcial

Como já foi mencionado no início deste capítulo, a primeira hipótese a ser testada nos modelos seria a fusão parcial de uma crosta oceânica em zona de subducção com elevado gradiente geotérmico. Caso o modelo não fosse possível, outras hipóteses seriam testadas.

Para a fonte toleítica foram considerados os dois toleitos arqueanos de Condie (1981) denominados TH1 e TH2. Os teores dos elementos maiores são muito semelhantes nos dois toleitos, porém os ETR são bastante distintos. Os TH2, menos magnesianos que os TH1, são mais enriquecidos em ETR leves, enquanto os TH1 exibem espectros de ETR planos e pouco fracionados. Como o Lo dos Na1 tem baixos teores de ETR leves, menores inclusive que nos TH2, seria difícil conseguir uma composição para o sólido residual que retivesse os ETR leves e assim produzisse um líquido empobrecido nestes elementos. O mesmo raciocínio é válido para a SSJ, caso se queira considerá-la como uma possível fonte, pois também possui ETR leves fracionados e nos mesmos patamares que os dos Na1. Assim a composição TH1, mais magnesiana se mostrou mais favorável e será a utilizada nos modelos a seguir.

— **Modelo com os elementos maiores**

Através de balanço de massas com regressão, foi possível definir uma composição modal para o resíduo de fusão parcial dos TH1 (Condie, 1981), cuja seqüência de líquidos produzidos atingia a composição do Lo dos ortognaisses Na1, com $F=0,29$ e $\sum r^2$ igual a zero. O sólido residual composto basicamente por plagioclásio, cpx e granada tem a seguinte composição: plagioclásio An73 (16,21%), cpx (42,36%), granada (37,48%), opx (0,82%), magnetita (1,71%) e ilmenita (1,42%). Na tabela 8. 4 estão os principais parâmetros do modelo de fusão parcial.

O modelo em termos matemáticos é perfeito conforme indica o somatório dos resíduos igual a zero. Sua diferença em relação aos modelos normalmente utilizados em outras áreas, é que o resíduo não contém hornblenda e é muito enriquecido em cpx. Em um trabalho sobre fusões parciais anidras, Clemens & Vielzeuf (1987) consideram que na fácies granulito a hornblenda pode se decompor segundo a fórmula:

$$\mathbf{hb} = \mathbf{plag} + \mathbf{qz} + \mathbf{opx} + \mathbf{cpx} + \mathbf{Líquido} \text{ (associação típica de granulitos máficos) (1)}$$

$$\text{ou então: } \mathbf{hb} + \mathbf{plag} = \mathbf{gd} + \mathbf{cpx} + \mathbf{qz} + \mathbf{Líquido}. \text{ (2)}$$

Minerais do sólido Cs	Conteúdo %
plagioclásio (An73)	16,21
cpx	42,36
granada	37,48
magnetita	1,71
ilmenita	1,42

$\sum r^2 = 0,00$	Co =TH1	Cf =Lo Na1	Cs	F = 0,8	F = 0,6	F=0,4	F= 0,2
SiO ₂	50,10	63,74	44,63	51,46	53,74	58,30	71,97
TiO ₂	0,80	0,44	0,95	0,76	0,70	0,58	0,21
Al ₂ O ₃	15,59	16,84	15,09	15,72	15,92	16,34	17,59
Fe ₂ O ₃	11,88	4,48	14,85	11,14	9,90	7,42	0,00
MgO	7,52	2,00	9,73	6,96	6,04	4,20	-1,34
CaO	11,58	5,46	14,03	10,96	9,94	7,89	1,76
Na ₂ O	2,14	5,74	0,70	2,50	3,11	4,31	7,93
K ₂ O	0,40	1,30	0,03	0,49	0,65	0,96	1,89

Co = Composição do líquido inicial; Cf = Composição do líquido final; Cs = Composição do sólido (resíduo); F = Taxa de fusão parcial
 $\sum r^2$ = Soma dos quadrados dos resíduos.

Tabela 8.4 — Na1. Fusão parcial com elementos maiores

Os autores concluem que a fusão parcial da equação (1) ocorre a 900° e 5 Kbar, enquanto a segunda ocorre a 920° e 10 Kbar. Assim o modelo para a produção dos Na1-ortognaisses pode ser considerado como uma fusão parcial anidra, que ocorreu em condições de fácies granulito, com a hornblenda se decompondo segundo as fórmulas acima. Isto explicaria a ausência do mineral entre os constituintes do resíduo e o forte enriquecimento em cpx e granada (gd).

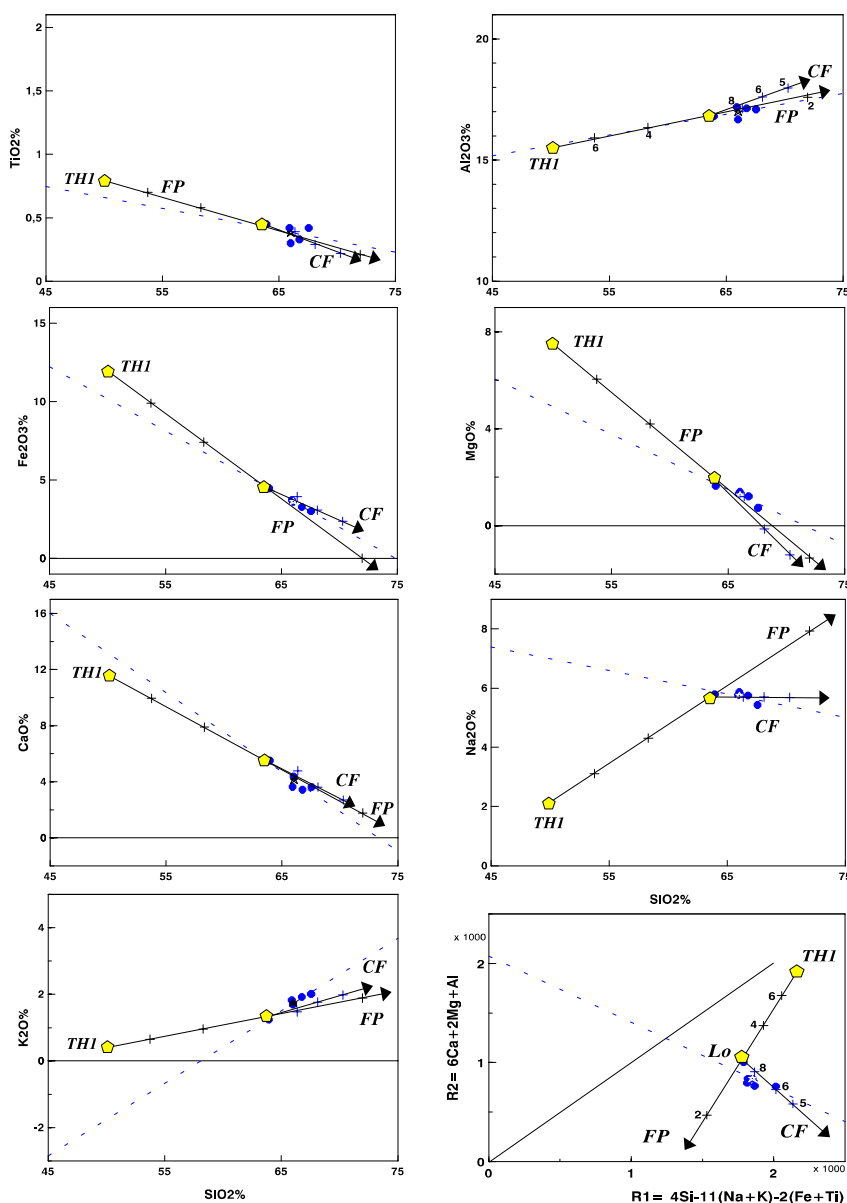


Figura 8.6 — Síntese dos modelos de fusão parcial (FP) e cristalização fracionada (CF) para os ortognaisses Na1. Nos diagramas binários os *trends* de FP e CF são semelhantes entre si e as vezes muito próximos da reta de regressão matemática definida pela distribuição das amostras (tracejado). No diagrama R1R2 a diferença entre os dois mecanismos fica evidente, com a linha de CF que parte do Lo, se colocando muito próximo da reta de regressão matemática definida a partir das amostras.

O mecanismo pode ocorrer não só em zona de subducção (fusão de eclogitos), como também na base da crosta (Arculus, & Ruff, 1990), onde uma rocha máfica de composição semelhante ao TH1, sofreria fusão parcial em condições de fácies granulito dando origem a líquidos sódicos como os que deram origem aos Na1, numa situação idêntica a que foi considerada por Bohlen & Mezger (1989).

— **Modelo com os ETR e os demais elementos traços**

O resíduo de FP conforme definido pelos elementos maiores, acrescido de uma pequena porcentagem de apatita, também conduz a um líquido ($F=0,29$) com a mesma composição de Lo dos Na1. A tabela 8.5 contém os principais dados da FP modal em equilíbrio (Shaw, 1970), e mostra que com pequenos ajustes, a composição de TH1 (Condie, 1981) produz a Lo de Na1.

O diagrama normalizado da figura 8.7 mostra a evolução da fusão parcial até a produção do líquido com a composição de Lo dos Na1. Os teores de Ba e Sr, calculados através do modelo, são muito mais baixos que aqueles mostrados pelas amostras dos ortognaisses. Isto mostra que houve algum outro processo de enriquecimento para estes elementos, além da fusão parcial simples e que não foi eficiente para os ETR, pois estes elementos não mostram qualquer tipo de enriquecimento adicional. O Zr também mostra teores inferiores aos das amostras embora em menor escala. O enriquecimento, pelo menos em relação ao Sr, não parece ser posterior ao magmatismo, pois o elemento mostra comportamento compatível muito bem definido pelo alinhamento dos pontos representativos das amostras. Um enriquecimento posterior certamente causaria uma distribuição muito aleatória.

Minerais do sólido Cs	Conteúdo %
plagioclásio	16,08
cpx	42,02
granada	37,18
opx	0,81
magnetita	1,70
ilmenita	1,41
apatita	0,79

	Co=TH1	F= 0,8	F= 0,6	F= 0,4	F= 0,29*	F= 0,2
La	3,00 (3,6)	3,74	4,86	6,47	7,61	8,70
Ce	10,50 (9,2)	11,87	12,89	13,77	14,22	14,56
Sm	2,60 (2,0)	2,91	3,14	3,33	3,43	3,50
Eu	0,70 (0,73)	0,79	0,85	0,91	0,93	0,96
Gd	2,60 (2,6)	2,77	2,88	2,97	3,01	3,04
Yb	1,10 (1,9)	0,81	0,73	0,67	0,65	0,64
Lu	0,24 (0,31)	0,16	0,14	0,13	0,12	0,12
Ba	80,00 (80)	100,00	133,00	200,00	275,00	389,00
Sr	100,00 (100)	123,00	151,00	182,00	201,00	217,00
Zr	53,00 (53)	65,35	80,71	98,69	110,00	119,00

* Equivalente a composição do líquido Lo de Na1.

Obs.: Os teores entre parênteses na coluna de Co são referentes aos dados originais dos TH1 de Condie (1981)

Tabela 8.5 — Na1. Fusão parcial modal em equilíbrio (Shaw, 1970). ETR e demais elementos traços.

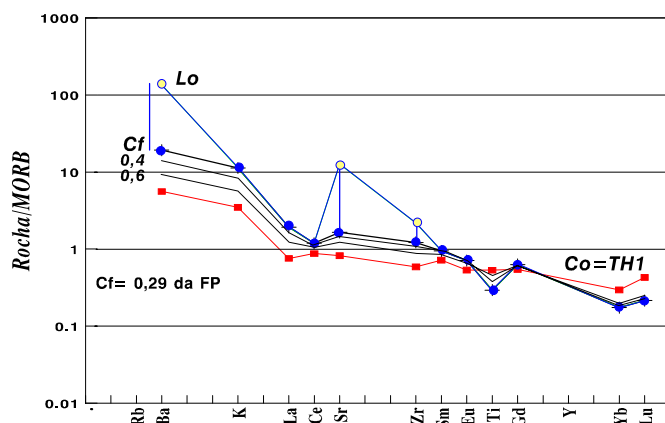


Figura 8.7 — Modelo de fusão parcial para produção dos Na1 com elementos traços. O diagrama mostra a evolução dos líquidos produzidos desde a composição Co igual a dos TH1 até o Cf ($F=0,29$) que é a composição do líquido inicial para os Na1, segundo o modelo. O Lo utilizado no modelo de cristalização fracionada é sensivelmente mais enriquecido em Ba e Sr e também em menor escala para Zr, para os demais elementos os valores são os mesmos.

A causa para o enriquecimento dos elementos, Ba e Sr principalmente, pode estar associada a processos de contaminação crustal ou por ação de fluidos originados em zonas de subducção. As margens ativas são particularmente propícias para a atuação de tais mecanismos (Hawkesworth *et al.*, 1994). Para ajustar o modelo seria necessário a introdução de inúmeras variáveis subjetivas que complicariam por demais as conclusões, sem, contudo melhorar a precisão do modelo.

8.2.2.5 — Conclusões sobre o modelo.

A evolução genética dos ortognaisses Na1, embora os modelos não ficassem perfeitos, ficou assim caracterizada:

— As amostras dos ortognaisses Na1 mostram a evolução de um líquido, por cristalização fracionada de hornblenda, plagioclásio e cpx, que atingiu cerca de 34%.

— A presença de assimilação crustal ficou caracterizada pelos teores de La e Ce, que só ficaram ajustados utilizando-se o modelo AFC (cristalização fracionada com assimilação) de De Paolo (1981).

— O líquido inicial (Lo) foi produzido pela fusão parcial ($F=0,29$) de uma rocha máfica de composição química semelhante aos TH1 (Condie, 1981), em um ambiente de fácies granulito, provavelmente em uma margem continental ativa, produzindo um resíduo composto basicamente por cpx, granada e plagioclásio.

— O enriquecimento de Ba, Sr e Zr das amostras não foi explicado pelo modelo de FP utilizado, porém o alinhamento mostrado pelos teores de Sr em diagrama de Harker mostra que o processo de enriquecimento se deu durante a fase magmática e não posteriormente.

— As pequenas imperfeições mostradas no modelo foram mantidas propositadamente, para mostrar que a evolução foi complexa, porém se deu dentro de um padrão bem definido.

8.2.3 — Ortognaisses Na2

A composição diferenciada destes ortognaisses aliada a disponibilidade de apenas quatro amostras, com espectros de ETR bastante distintos dos exibidos pelas demais unidades do Cb, desaconselhou a tentativa de modelar sua gênese, pois o resultado não seria confiável.

8.2.4 — Ortognaisses Na3

8.2.4.1 — Definição do mecanismo petrogenético

Os ortognaisses Na3 estão representados por nove amostras que apesar da dispersão exibida por elementos como TiO_2 e Fe_2O_3 , se alinham ao longo de um *trend* que está bem definido para todos os elementos maiores (fig. 8.8). Nos diagramas da figura estão os pontos representativos dos toleítos arqueanos TH1 e TH2. As retas de regressão definidas pelas amostras dos ortognaisses Na3 para a maioria dos elementos, a exemplo do que ocorreu com as do Na1, passam afastadas dos toleítos arqueanos, e assim, a possibilidade das amostras dos Na3 representarem líquidos derivados dos magmas básicos diretamente por cristalização fracionada, fica descartada.

8.2.4.2 — Cristalização Fracionada

As considerações feitas no item referente aos Na1, quanto ao forte espalhamento exibido pelos elementos traços (vide figura 7.11), são perfeitamente válidas também no presente caso. O elemento mais claramente incompatível é o K, que será considerado como elemento traço (Hanson, 1978). O Y apesar da distribuição estranha dentro de dois conjuntos distintos, um com valores definidos e outro com teores inferiores ao limite de detecção do método, foi o que se mostrou mais claramente compatível. Por isto os dois elementos estão lançados no diagrama logarítmico da figura 8.9, onde o K (ppm) ocupa o eixo das abcissas e o Y o eixo das ordenadas. O alinhamento quase vertical das amostras caracteriza o comportamento dos elementos traços compatíveis e incompatíveis durante a diferenciação magmática por cristalização fracionada (CF).

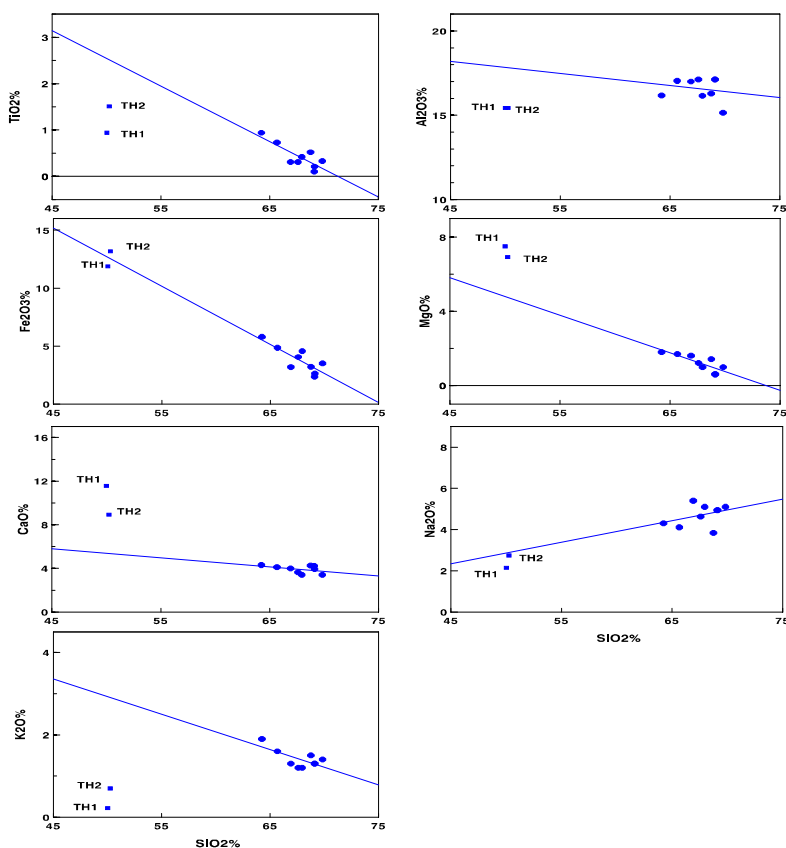


Figura 8.8 — Ortognaisses Na3. Diagramas de Harker com a reta de regressão matemática definida pelas amostras. A exemplo do que ocorreu com os ortognaisses Na1, os Na3 também não se caracterizam como os produtos de cristalização fracionada direta de líquidos toleíticos.

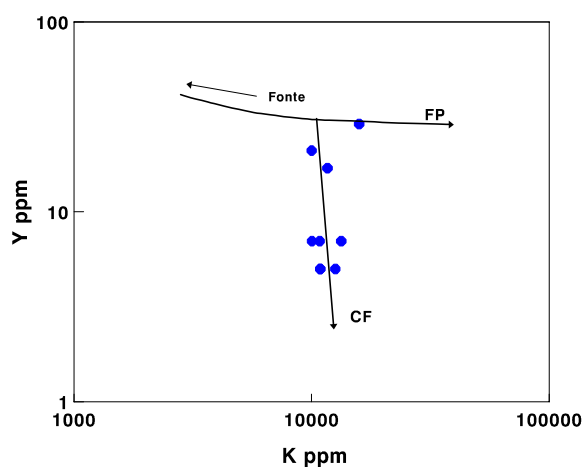


Figura 8.9 — Diagrama elemento incompatível X elemento compatível. No diagrama são mostrados os *trends* de fusão parcial (FP) e de cristalização fracionada (CF), este coincidente com as amostras dos ortognaisses Na3. Na elaboração do gráfico, os teores de Y nas amostras onde o metal foi detectado abaixo do limite inferior do método analítico, foram considerados iguais a 7 e quando não detectados, iguais a 5 ppm.

— Modelo com os elementos maiores

No modelo que utiliza o balanço de massas dos elementos maiores, foram utilizados como pólos de diferenciação inicial (Co) e final (Cf) os seguintes teores, sobre a reta de regressão matemática (fig. 8.8): a composição do líquido inicial (Lo) foi considerada com teor de SiO₂ próxima ao valor da amostra menos diferenciada do conjunto, no caso a LH-300A, e como pólo final da diferenciação, os teores próximos a amostra RC-501, que é a mais evoluída (vide tabela 7.1).

O melhor modelo da cristalização fracionada foi obtida através do cumulado (Cs) com a seguinte composição modal: plagioclásio An₂₉ (46,36%); hornblenda (25,32%); biotita (26,86%) e ilmenita (1,46%). O intervalo composicional utilizado representa uma evolução por cristalização fracionada com uma taxa de cristalização (1-F) igual a 0,34, o que equivale dizer que 34% do líquido foi diferenciado no intervalo definido pelas amostras dos Na3.

Um quadro geral do modelo com elementos maiores está na tabela 8.6, a seguir. A regressão para os dados dos Na3 foi muito boa, conforme indica a ($\sum r^2$) = 0,106, dentro de uma faixa de cristalização fracionada de pouco mais de 34%. A acentuada quantidade de plagioclásio e hornblenda no cumulado é uma característica típica dos gnaisses de composição TTG.

A caracterização gráfica do modelo acima pode ser vista na figura 8.11, que contém o modelo completo com os elementos maiores.

Minerais do sólido Cs	Conteúdo %
plagioclásio (An ₂₉)	46,36
hornblenda	25,32
biotita	26,86
ilmenita	1,46

$\sum r^2 = 0,106$	Co \cong LH-300A	Cf \cong RC-501	Cs	F = 0,8	F = 0,7	F=0,6	F= 0,5
SiO ₂	63,23	70,39	49,65	66,62	69,05	72,28	76,80
TiO ₂	0,82	0,20	1,92	0,55	0,35	0,09	-0,28
Al ₂ O ₃	17,07	18,54	18,11	16,81	16,63	16,38	16,03
Fe ₂ O ₃	6,38	2,31	14,23	4,42	3,02	1,15	-1,47
MgO	1,75	0,90	3,78	1,24	0,88	0,40	-0,28
CaO	4,47	3,52	5,84	4,13	3,89	3,56	3,11
Na ₂ O	4,47	4,93	3,82	4,53	4,63	4,77	4,96
K ₂ O	1,89	1,21	2,65	1,70	1,56	1,38	1,13

Co = Composição do líquido inicial; Cf = Composição do líquido final; Cs = Composição do sólido (cumulado); F = Taxa de fusão parcial

$\sum r^2$ = Soma dos quadrados dos resíduos.

Tabela 8.6 — Na3. Cristalização fracionada com elementos maiores

— Modelo com ETR e os demais elementos traços

Apesar do acentuado espalhamento dos pontos, nesta unidade se verificam os melhores padrões de distribuição dos vários elementos traços estudados. Os teores de Lo para a maioria dos elementos, foram definidos diretamente através da fusão parcial de toleíta que será considerada mais adiante. Apenas os teores de Sr estão muito acima dos originados do modelo de FP, e seu Lo foi considerado iguais a 700ppm, semelhante ao teor da amostra LH-300A (a amostra menos evoluída do conjunto).

O cumulado utilizado é quase idêntico ao definido pelos elementos maiores sendo necessário apenas a adição de alanita, para que o modelo se ajustasse aos teores de ETR leves das amostras. Os principais indicadores do modelo com elementos traços estão indicados na tabela 8.7, a seguir.

Minerais do sólido Cs	Conteúdo %
plagioclásio	46,77
hornblenda	24,63
Biotita	27,00
ilmenita	1,47
Alanita	0,14

	Co=*	F= 0,8	F= 0,7	F= 0,6	F= 0,5	F= 0,4
La	48,04	40,89	37,13	33,22	29,12	24,78
Ce	90,45	75,22	67,36	59,30	51,00	42,41
Sm	5,07	3,35	2,61	1,96	1,40	0,92
Eu	0,91	0,67	0,55	0,45	0,35	0,26
Gd	3,10	1,92	1,44	1,03	0,70	0,43
Yb	0,39	0,30	0,26	0,21	0,17	0,13
Lu	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05
Ba	300,00	339,00	365,00	397,00	438,00	495,00
Sr	700,00	549,00	475,00	401,00	329,00	258,00
Zr	313,00	338,00	354,00	373,00	397,00	429,00
Y	19,32	11,92	8,93	6,40	4,31	2,66

* Co equivale ao composição do líquido com F = 0,21 da FP do toleíta TH2 (Condie, 1981) para todos os elementos.

* Co de Sr é equivalente ao da amostra LH-300A.

Tabela 8.7— Na3. Modelo de cristalização fracionada (Rayleigh) com ETR e demais elementos traços

Os ETR do modelo estão confrontados com os dados reais das amostras representados pelo envelope de variação composicional dos diversos elementos no diagrama da figura 8.10A. O ajuste do modelo aos dados é muito bom, não sendo significativo o fato das amostras mostrarem anomalia negativa de Eu mais nítida que o modelo. Na verdade o que ocorre é que o conteúdo de hornblenda do modelo deve estar um pouco acima do real. Como o Kd da hornblenda para Sm e Gd é muito elevado, bastaria reduzir o conteúdo do mineral em pouco mais de 2% e o modelo também mostraria a mesma anomalia. Porém foi dada preferência a composição modal definida através dos elementos maiores, já que a hornblenda também tem função primordial na distribuição de CaO, Fe₂O₃ e MgO.

Na figura 8.10B está o diagrama normalizado pelo MORB, mostrando o envelope composicional das amostras e as linhas evolutivas da cristalização fracionada, para $F = 0,8$ e $0,6$. Como a taxa de cristalização ($1 - F$) foi de $0,34$, o envelope composicional ficou quase totalmente contido entre a linha de $0,6$ e o líquido inicial (Lo) indicado no gráfico. Convém salientar que, para traçar o envelope composicional foram considerados os teores normais e excluídos alguns considerados esdrúxulos, de alguns elementos. Por exemplo, os teores normais de Ba, conforme a tabela 7.1 ou a figura 7.10 para os ortognaisses Na3 estão na faixa entre 200 e 600 ppm, assim um teor de 1900 ppm, não foi considerado, o mesmo ocorrendo com alguns teores de Zr (10 ppm e 650 ppm), bastante fora da faixa em torno de 320 ppm, considerada normal.

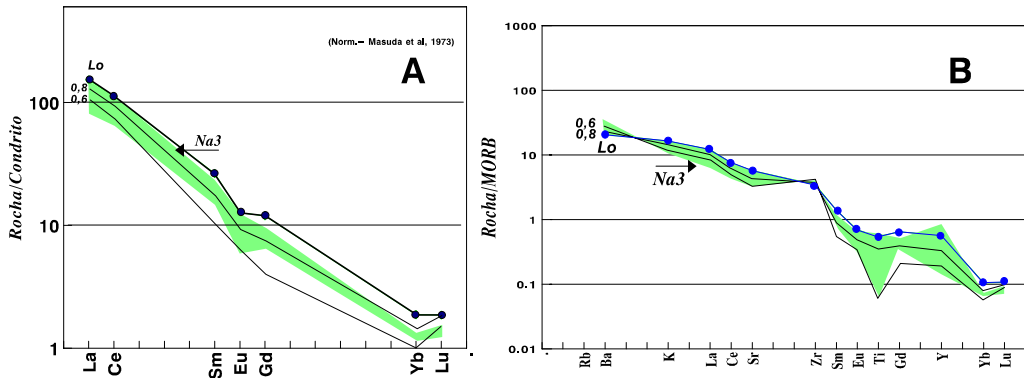


Figura 8.10 — Modelo de cristalização fracionada para os ortognaisses Na3. A= espectros de ETR; B= espectros de todos os elementos traços; Na3 = envelope composicional dos ortognaisses Na3. O ajuste do modelo aos dados reais das amostras é bom. O modelo não evidencia a anomalia negativa de Eu das amostras, porque o conteúdo de hornblenda (elevado K_d para Sm e Gd) utilizado deve ter sido maior que o real e uma modificação no seu conteúdo desequilibraria o modelo com elementos maiores. O modelo como um todo reflete bem os dados reais, conforme fica claro em B, onde a forma dos espectros dos líquidos residuais é análoga ao formato do envelope composicional dos Na3.

A variação dos elementos traços ficou bem caracterizada com o modelo de cristalização fracionada utilizado, mostrando que na diferenciação ígnea dos ortognaisses Na3 não esteve presente pelo menos de forma mensurável, qualquer tipo de contaminação.

8.2.4.3 — Fusão parcial

Os Na3 mostram características, sobretudo aquelas relacionadas aos ETR, que sugerem uma fonte de composição diferente daquela que deu origem aos Na1. A presença de ETR fortemente fracionados é mais compatível com a fusão parcial de toleíta cuja composição está mais próxima da média dos TH2 que dos TH1. Realmente os modelos de fusão parcial executados a partir de uma rocha máfica de composição TH1 ficaram menos ajustados que aqueles onde foi utilizada a composição TH2.

— Modelo com os elementos maiores

O modelo de fusão parcial ficou mais bem definido quando foi assumida a fusão de uma rocha máfica cuja composição era análoga aos TH2. Os dados do balanço de massas com regressão estão na tabela 8.8, abaixo. No modelo a composição final (Cf) é a mesma de F=0,21, ou seja a composição definida como Lo na cristalização fracionada (fig. 8.11).

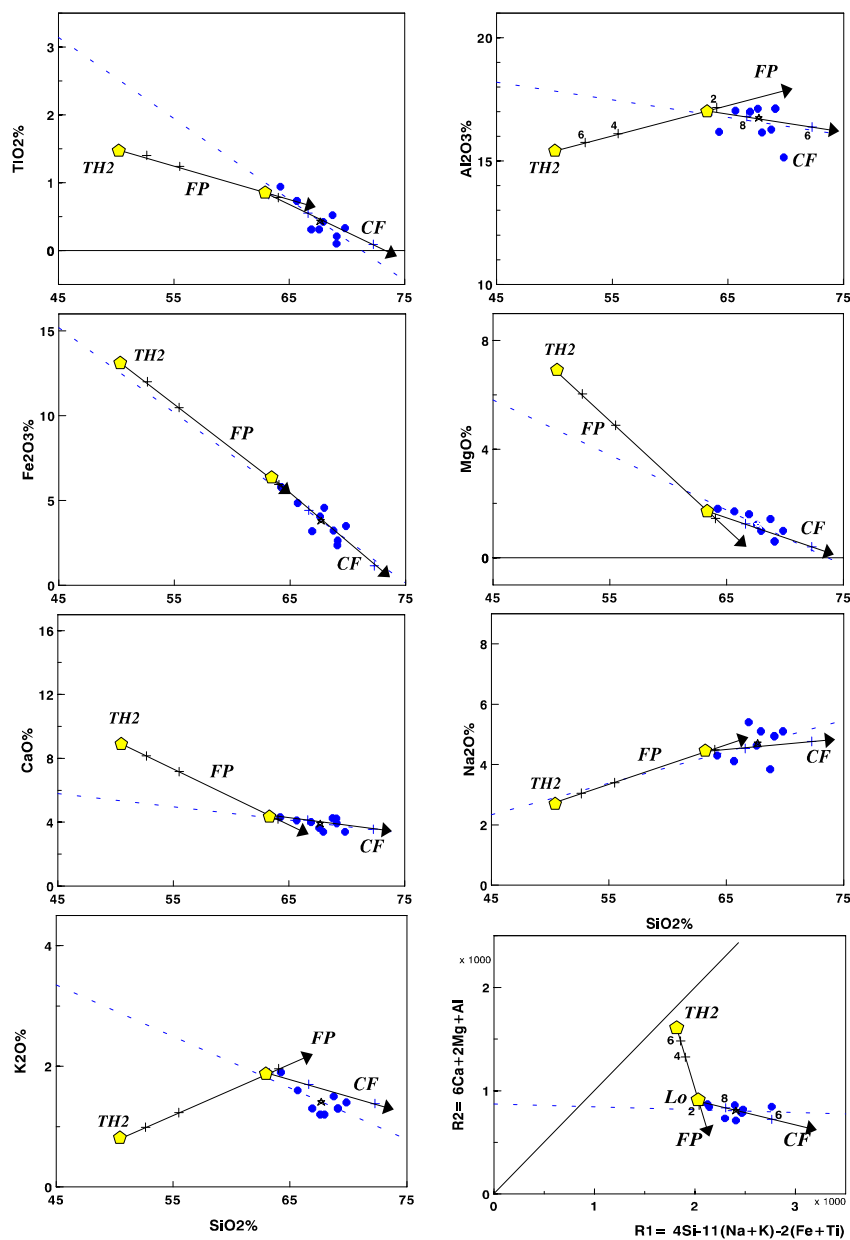


Figura 8.11 — Síntese dos modelos de fusão parcial e cristalização fracionada dos ortognaisses Na₃. A presença da fusão parcial de um toleito TH2 está bem caracterizada pelo modelo, com exceção de K₂O, cujos teores das amostras não foram atingidos através do modelo. O diagrama R1R2 mostra com clareza a evolução dos mecanismos petrogenéticos envolvidos e a semelhança entre os Na₃ com os TTG arqueanos.

Minerais do sólido Cs	Conteúdo %
plagioclásio (An31)	20,22
hornblenda	67,48
granada	10,96
ilmenita	1,34

$\sum r^2 = 0,00$	Co = TH2	Cf = Lo 0,21	Cs	F = 0,8	F = 0,6	F = 0,4	F = 0,2
SiO ₂	50,37	63,23	46,96	51,23	52,65	55,50	64,04
TiO ₂	1,52	0,82	1,70	1,47	1,40	1,24	0,78
Al ₂ O ₃	15,47	17,07	15,04	15,57	15,75	16,11	17,17
Fe ₂ O ₃	13,21	6,38	15,03	12,75	12,00	10,48	5,94
MgO	6,94	1,75	8,32	6,60	6,03	4,88	1,44
CaO	8,94	4,47	10,13	8,64	8,15	7,16	4,19
Na ₂ O	2,75	4,39	2,31	2,86	3,04	3,40	4,49
K ₂ O	0,80	1,89	0,51	0,87	0,99	1,23	1,96

Co = Composição do líquido inicial; Cf = Composição do líquido final; Cs = Composição do sólido (resíduo)

F = Taxa de fusão parcial; $\sum r^2$ = Soma dos quadrados dos resíduos.

Tabela 8.8 — Na3. Fusão Parcial com elementos maiores

— Modelo com os ETR e demais elementos traços

O resíduo de FP conforme definido pelos elementos maiores, também conduz a um líquido (F=0,21) com a mesma composição de Lo dos Na3, desde que as composições iniciais de alguns elementos sofram pequenos ajustes em relação a média dos TH2. A tabela 8.9 contém os principais dados da FP modal em equilíbrio (Shaw, 1970).

Para que os teores de Yb e Lu do Lo da CF fossem atingidos pelos líquidos gerados pela FP, mesmo considerando a presença de granada e hornblenda residuais, foi preciso diminuir consideravelmente o teor na fonte (TH2), mostrando que esta era bastante empobrecida em ETR pesados. À semelhança do que ocorreria com o modelo dos Na1, aqui também não foi possível ajustar os valores de Sr para que fosse atingido o teor do líquido inicial da CF, que é mais elevado. Os demais elementos tiveram os teores iguais aos do TH2 ou ligeiramente alterados, mas sempre situados entre as médias dos dois toleítos (TH1 e TH2), sendo portanto bastante factíveis.

Na figura 8.12 está o diagrama normalizado pelo MORB que mostra a evolução dos líquidos produzidos pela FP do modelo. Notar a diferença existente entre os teores da FP e o teor de Sr do Lo da CF. Duas possibilidades existem para a constância dos teores elevados de Sr nos litótipos do Cb: (i) fonte muito enriquecida no elemento. Neste caso fica difícil explicar porque os Na1 associados à FP de toleítos TH1 são enriquecidos da mesma forma que os Na3 associados à FP de toleítos TH2; (ii) as unidades são enriquecidas por atuação de processos de enriquecimento posteriores ao magmatismo das unidades. Esta possibilidade

também é pouco provável, pois apenas o Sr foi enriquecido e além disto a distribuição do elemento embora irregular mantém uma evolução coerente ao longo dos *trends* de CF. Assim o enriquecimento deve ter ocorrido por algum tipo de contaminação, durante a ascensão do magma tonalítico. Tal processo poderia ter atuado tanto sobre aos protólitos dos ortognaisses Na1 quanto dos Na3.

Minerais do sólido Cs	Conteúdo %
plagioclásio	20,23
hornblenda	67,43
granada	10,99
ilmenita	1,35

	Co=TH2	F= 0,8	F= 0,6	F= 0,4	F= 0,21*	F= 0,2
La	13,19 (13)	16,49	21,90	31,54	48,04	49,19
Ce	29,40 (30)	36,72	48,14	65,76	90,45	92,01
Sm	4,06 (4,0)	4,44	4,69	4,90	5,07	5,07
Eu	1,05 (1,13)	0,98	0,95	0,93	0,91	0,91
Gd	3,86 (3,8)	3,46	3,29	3,18	3,10	3,09
Yb	0,60 (2,2)	0,48	0,44	0,41	0,39	0,39
Lu	0,10 (0,38)	0,08	0,07	0,06	0,06	0,06
Ba	110,00 (90)	137,00	177,00	231,00	300,00	304,00
Sr	193,00 (190)	221,00	243,00	263,00	280,00	281,00
Zr	150,00 (135)	184,00	223,00	267,00	313,00	315,00
Y	30,00 (30)	23,59	21,56	20,26	19,31	19,28

* Equivalente a composição do líquido Lo de Na3.

Obs.: Os valores entre parênteses na coluna Co são os teores originais dos TH2 de Condie (1981)

Tabela 8.9 — Na3. Fusão parcial modal em equilíbrio (Shaw, 1970) .ETR e demais elementos traços

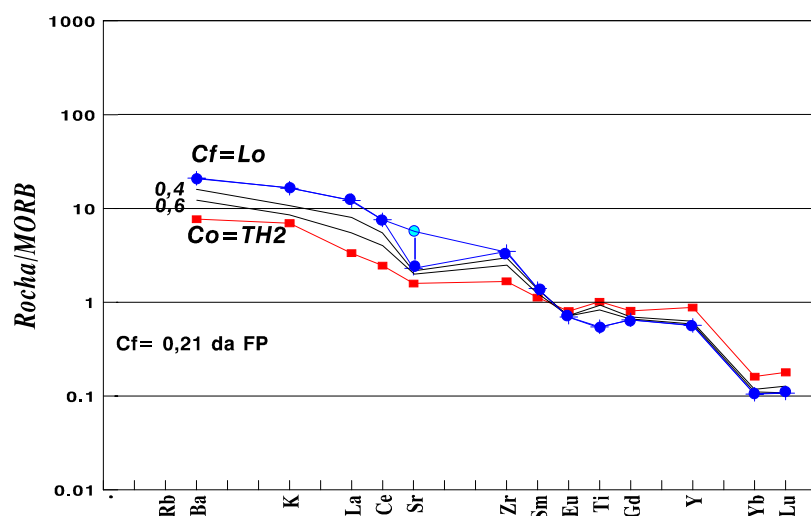


Figura 8.12 — Modelo de fusão parcial (Shaw, 1970) com elementos traços nos ortognaisses Na3. Com exceção do Sr que ainda foi elevado todos os outros elementos tiveram seus teores do líquido inicial (Lo = F 0,21 da FP) definidos a partir da fusão parcial.

8.2.4.4 — *Conclusões sobre o modelo.*

As principais observações a respeito dos ortognaisses Na₃, os quais se mostraram bastante coerentes, são as seguintes:

— Os ortognaisses Na₃ estão contidos num *trend* de cristalização fracionada (Rayleigh) de plagioclásio (46,77%), hornblenda (24,63%) e biotita (27%), além de pequenas porcentagens de ilmenita e alanita. A taxa de cristalização (1-F) representada é de 0,34.

— O líquido Lo da CF foi produzido através da FP de um toleíto de composição semelhante aos TH₂, cujo resíduo continha os seguintes minerais modais: plagioclásio (20,23%), hornblenda (67,43 %), granada (10,99%) e ilmenita (1,35%). A taxa de fusão atingida para reproduzir a composição de Lo foi F = 0,21.

— O forte empobrecimento em ETR pesadas é produto não só da presença de granada e hornblenda no resíduo de fusão, mas também de um acentuado empobrecimento já no material fonte (toleítos).

— A semelhança entre os modelos aqui utilizados e aqueles utilizados por Martin (1985, 1987a) para definir a gênese dos *grey gneisses* de Kuhmo, Finlândia, é muito acentuada. Assim é provável que os Na₃ tenham sido produzidos pela fusão parcial de uma crosta oceânica anfibolitizada, da mesma forma que no exemplo citado. No capítulo 7 foi visto que as características geoquímicas desta unidade são muito semelhantes as dos *grey gneisses* de outras áreas, o que reforça a suposição para sua gênese.

— Dentre todas as unidades definidas dentro do Cb, os ortognaisses Na₃ são os que mais se assemelham aos TTG arqueanos.

8.2.5 — **NaK-ortognaisses**

No capítulo anterior estes ortognaisses foram caracterizados como calcioalcalinos normais, diferentemente dos ortognaisses Na. Este fato mostra que a sua gênese foi diferente daquela atribuída para os ortognaisses Na₁ e Na₃, produtos da fusão parcial de rochas máficas toleíticas.

Segundo Sylvester (1994) os granitóides calcioalcalinos, sejam arqueanos, sejam proterozóicos, têm sua gênese relacionada a fusão parcial de rochas crustais, geralmente de composição TTG, que é o componente mais freqüente em terrenos antigos. As diferenças composicionais existentes entre plutões de idades ou locais diferentes são atribuídas sobretudo a diferenças nas profundidades em que ocorrem as fusões parciais, mas também as diferenças composicionais do material que está se fundindo. A presença de material sedimentar junto aos tonalitos facilita muito os processos de FP.

Ao contrário dos processos de FP mantélicas ou de rochas máficas, onde os elementos compatíveis são importantes, a fusão de material félsico envolve fundamentalmente elementos incompatíveis — como por exemplo, Rb, Zr, ETR — que tendem a se concentrar nos líquidos mais diferenciadas e que freqüentemente estão associados a minerais acessórios. O controle dos Kd destes elementos nos líquidos graníticos é muito mais complicado (Raimbault, 1984; Harris & Inger, 1992), refletindo diretamente na qualidade dos modelos, já que os minerais envolvidos podem ter composições muito variadas. Assim os modelos que envolvem os elementos traços podem não ficar exatos porém mostram claramente a natureza e a direção em que os mecanismos petrogenéticos atuaram para produzir os granitóides. Por outro lado os modelos com elementos maiores tendem a apresentar menos problemas, ficando mais bem definidos.

8.2.5.1 — *Definição do mecanismo petrogenético*

Partindo do pressuposto de que os ortognaisses NaK eram produtos da fusão parcial de material ígneo crustal, o primeiro passo foi a definição da composição da possível fonte. Entre os componentes do CMSC, os termos mais favoráveis a sofrerem fusão parcial para produzir os NaK são os Na3 e os Na1. Os Na2, cuja composição é bastante exótica, não foram considerados como uma fonte possível.

Os teores de SiO₂ nos NaK ortognaisses variam dentro de uma ampla gama de valores desde 64% até pouco mais de 70%. Os valores de SiO₂ muito baixos inviabilizam a FP de prováveis rochas fontes cujos teores do óxido estivessem muito próximos ou fossem maiores que aqueles verificados no possível produto. A média de SiO₂ nos Na3 é 67,68% e nos Na1 é de 66,03 (tabela 7.2), ambas maiores que os teores iniciais dos NaK.

Nos líquidos félsicos é comum a presença de mistura entre os líquidos que se diferenciam e o sólido produzido pela CF, em virtude da alta viscosidade do material. Nos NaK-ortognaisses a presença de um *gap* composicional entre 64% e cerca de 67% de SiO₂ é sugestiva da presença de mistura entre um líquido com teores acima de 68% e um sólido (cumulato) produzido por CF com teor inferior a 64%.

Desta forma, se a composição inicial do líquido (Lo) for considerada próxima a 67%, então é possível modelar uma fusão parcial dos tonalitos Na1 ou Na3 que produza os NaK. Em ambos os casos a taxa de fusão será elevada devido a semelhança entre os teores da fonte e do líquido produzido, conforme mostrado pelos diagramas de Harker da figura 8.13. Os elementos maiores (fig. 8.13A) mostram *trend* composicional melhor definido que os elementos traços (fig. 8.13B) cuja distribuição é extremamente irregular. Apenas o Zr mostra distribuição claramente compatível.

O padrão de distribuição dos pontos representativos das amostras dos ortognaisses NaK no diagrama K x Zr da figura 8.13C mostra a presença de cristalização fracionada na sua evolução.

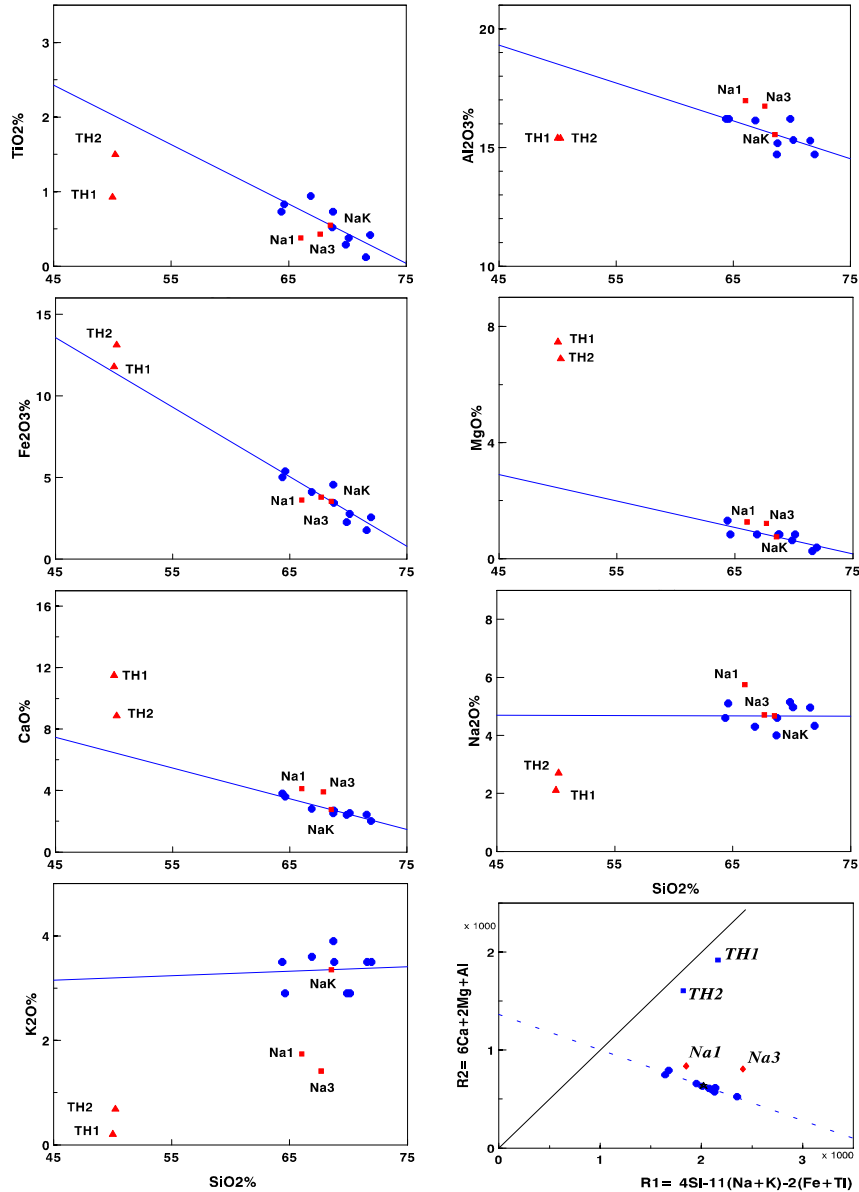


Figura 8.13A — Ortognaisses NaK. Diagramas de Harker e diagrama R1R2 mostrando o *trend* evolutivo das amostras. São mostrados ainda os toleítos TH1, TH2 e as médias de Na1, Na3 e NaK. Os ortognaisses NaK têm assinatura geoquímica análoga aos granitos arqueanos, originados por fusão parcial de material do tipo TTG. A FP dos Na1 e Na3 não podem dar origem as amostras menos evoluídas dos NaK porque têm mais SiO₂ que aquelas amostras. Porém a FP dos Na1 pode dar origem a líquidos com composições semelhantes a média dos NaK. Assim é provável que as amostras menos evoluídas representem a separação imperfeita desse líquido e do cumulado de uma cristalização fracionada.

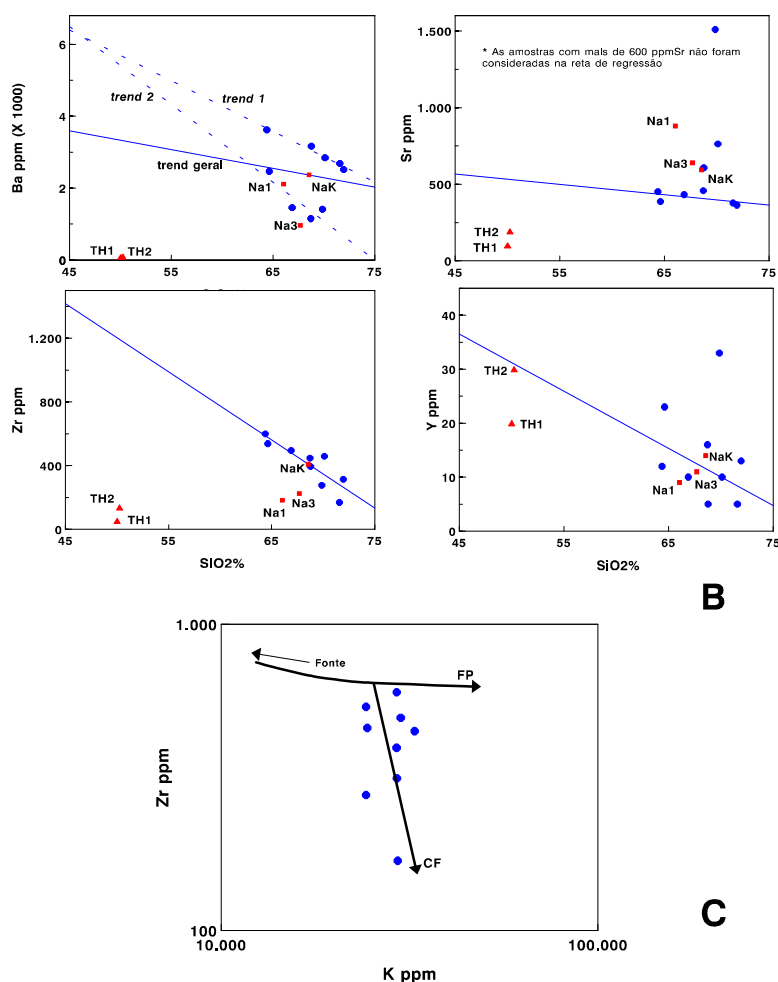


Figura 8.13 — NaK-ortogneisses. B= Diagramas de Harker com elementos traços; C= Diagrama elem. incompatível X compatível. Os elementos traços são caracterizados pelo forte espalhamento dos pontos. A exceção é o Zr com caráter compatível, muito claro. O Ba evidencia dois *trends* (1 e 2) aparentes, mostrados no diagrama juntamente com o *trend* geral. No diagrama C está mostrado o padrão de distribuição típico de cristalização fracionada (CF). Os pontos assinalados com Na1, Na3 e NaK na figura B são as médias destes ortogneisses.

8.2.5.2 — Fusão parcial

Dada a mudança do tipo de fonte que se funde para dar origem aos líquidos de NaK, foi feita uma pequena inversão na ordem em que os processos serão descritos, ficando mais coerente caracterizar inicialmente a FP e em seguida a CF.

— Modelo com os elementos maiores

Inicialmente para definir a possível fonte dos NaK-ortogneisses, foi tentada a fusão parcial dos Na3 ortogneisses, utilizando-se dos seus teores médios (tabela 8.3) como composição inicial (Co) e os teores dos

vários elementos maiores sobre a reta de regressão dos NaK, na altura de 67%SiO₂ como composição final (Cf). A proximidade dos teores dos dois conjuntos fez com que a FP só fosse possível a uma taxa extremamente alta ($\pm 90\%$ ou $F=0,9$), porém a regressão obtida entre os dois pólos considerados é ruim com somatório dos resíduos ($\sum r^2$) superior a 3. Desta forma a fusão dos Na3, apesar de sua semelhança composicional com os TTG, se mostrou pouco favorável, em função dos teores de SiO₂ dos NaK-ortognaisses, baixos se comparados aos dos granitos arqueanos típicos (Sylvester, 1994), cuja origem é atribuída ao mesmo processo aqui considerado.

A outra alternativa para a fonte foram os ortognaisses Na1, que ocorrem tanto no lado oeste do CMSC, como também no leste em contato direto (indefinido) com os NaK ortognaisses. Os Na1 se mostraram mais favoráveis sobretudo porque são mais empobrecidos em SiO₂, com média de 66% (tabela 8.3). O modelo de fusão parcial com resíduo composto por An20 (82,6%), Hb (3,07%), granada (Gd) (3,08%) e cpx (11,25%) produz um líquido de composição semelhante aquela dos NaK com 68% de SiO₂, com uma taxa $F = 0,64$. O resumo dos dados obtidos estão na tabela 8.10.

Minerais do sólido Cs	Conteúdo %
plagioclásio (An20)	82,60
cpx	11,25
hornblenda	3,07
granada	3,08

$\sum r^2 = 0,289$	Co \cong Na1med	Cf \cong NaKini	Cs	F = 0,8	F = 0,7	F=0,6	F= 0,5
SiO ₂	66,12	68,88	60,62	67,49	68,47	69,78	71,65
TiO ₂	0,38	0,55	0,12	0,45	0,49	0,55	0,64
Al ₂ O ₃	17,00	15,38	20,21	16,20	15,63	14,86	13,80
Fe ₂ O ₃	3,62	4,02	2,47	3,91	4,12	4,39	4,78
MgO	1,26	1,01	2,07	1,06	0,92	0,72	0,46
CaO	4,12	2,61	6,48	3,52	3,10	2,54	1,75
Na ₂ O	5,76	4,52	7,47	5,33	5,02	4,62	4,05
K ₂ O	1,74	3,02	0,56	2,04	2,25	2,53	2,92

Co = Composição do líquido inicial; Cf = Composição do líquido final; Cs = Composição do sólido (cumulato); F = Taxa de fusão parcial

$\sum r^2$ = Soma dos quadrados dos resíduos; Na1med = Média de Na1; NaKini = Teores obtidos sobre a reta de regressão dos NaK junto ao patamar de 68%SiO₂

Tabela 8.10 — NaK. Modelo de fusão parcial dos ortognaisses Na1 com elementos maiores.

As dificuldades de controle composicional dos minerais e dos coeficientes de partição citadas no início deste item ficam evidentes no modelo (balanço de massas com regressão) onde não foi possível definir composição modal melhor que a apresentada para o resíduo de fusão, e assim o menor valor para $\sum r^2$ foi 0,28. Porém o modelo deixa claro que é perfeitamente viável a produção dos NaK-ortognaisses a partir da fusão parcial dos tonalitos Na1. Nos diagramas da figura 8.16 o modelo é mostrado com mais detalhe.

A presença de um afloramento de NaI (LH-182) dentro da área de predominância dos NaK, mostra que é possível a presença de “restos” do material original, que resistiram a fusão e que ficaram como “xenólitos” dentro do material remobilizado (NaK).

— Modelo com os ETR e demais elementos traços

No modelo com os elementos traços foi assumida a fusão parcial em equilíbrio (*batch melting*) (Arth, 1976; Wilson, 1989; Albarède, 1995) de uma fonte com composição igual a da amostra LH-182, e a formação de um sólido residual com a mesma composição modal definida no modelo para elementos maiores. O resumo dos dados obtidos com o modelo está na tabela 8.11, a seguir.

	Co=LH-182	F= 0,8	F= 0,7	F= 0,65*	F= 0,6	NaKmed
La	24,00	27,30	29,31	30,43	31,64	45,35
Ce	32,37	37,44	40,54	42,29	44,20	78,90
Sm	2,04	2,21	2,31	2,36	2,41	4,11
Eu	0,77	0,63	0,57	0,55	0,53	1,06
Gd	1,44	1,52	1,57	1,59	1,61	2,54
Yb	0,40	0,35	0,33	0,32	0,31	0,66
Lu	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,10
Rb	30,00	37,15	42,17	45,23	48,77	240,00
Ba	2011,00	2353,00	2572,00	2698,00	2836,00	2368,00
Sr	485,00	315,00	268,00	250,00	234,00	594,00
Zr	199,00	244,00	275,00	294,00	316,00	409,00
Y	9,00	9,11	9,16	9,19	9,22	14,00

* Equivalente a composição do líquido Lo de NaK, no modelo com elementos maiores.

NaKmed= Média dos NaK-ortognaisses

Tabela 8.11 — NaK. Fusão parcial em equilíbrio (*batch melting*). ETR e demais elementos traços

As imperfeições do modelo, que ficaram pouco evidentes com a maioria dos elementos maiores, ficam claras quando são utilizados os elementos traços. Na tabela 8.11 foram lançados, numa coluna, os dados de F=0,65 que corresponde ao Lo dos líquidos NaK, definidos pelo modelo de FP com os elementos maiores e em outra, os dados referentes as respectivas médias dos elementos nos NaK-ortognaisses. Comparando as duas colunas, verifica-se que os teores definidos pelo modelo são sistematicamente inferiores as médias. Via de regra as médias são cerca de duas vezes maiores que os valores calculados, como por exemplo os ETR desde Ce até o Yb, na tabela. O único elemento com comportamento diverso foi o Ba, que é mais enriquecido no modelo. Tal comportamento é muito semelhante ao que ocorreu em um modelo para a gênese dos leucogranitos do Himalaia (Harris & Inger, 1992) efetuado com ETR onde os dados reais eram sistematicamente diferentes dos calculados. Como no exemplo citado a litologia não está metamorfizada, fica claro que, no CMSC a causa não deve ser relacionada com possíveis alterações pós-magmáticas, produzidas pelo metamorfismo de alto grau que o envolveu.

Os elementos traços são muito mais sensíveis a diferenças entre a situação geológica real e a modelada, daí as discrepâncias evidentes de teores. Um primeiro ponto a considerar é que a FP não deve ter atuado unicamente sobre os termos Na1. Algum outro componente, como material sedimentar, por exemplo, deveria estar presente e não foi quantificado no modelo. Um segundo ponto de extrema importância, são os Kd utilizados, extraídos da compilação de Martin & Sabaté (1991) e muito semelhantes aos valores referenciados em Arth (1976), que podem não ser os mais corretos para o presente contexto. O terceiro ponto, são os teores dos minerais utilizados como resíduo no modelo de elementos maiores. Pequenas diferenças composicionais podem afetar profundamente a definição do modelo e como a regressão não ficou perfeita, a proporção dos minerais envolvidos não foi a mais correta, acarretando por consequência as discrepâncias verificadas nos elementos traços. Um quarto ponto, que pode ser ainda citado, é a composição de Na1 utilizada. Como os elementos traços exibem um forte espalhamento, fica muito difícil a definição dos teores mais representativa da unidade.

Na realidade o ajuste de modelos como este, em que estão envolvidos apenas materiais félsicos, é extremamente difícil, em função da grande gama de minerais e composições possíveis. A validade do modelo se prende muito mais às semelhanças existentes entre os *trends* e padrões calculados e aqueles mostrados pelos dados reais, do que com a coincidência perfeita entre eles. A figura 8.14 mostra bem as idéias deste parágrafo. Na figura 8.14A estão os espectros de ETR dos líquidos produzidos e da média dos NaK, e na figura 8.14B estão os espectros de todo o conjunto tratado. O paralelismo entre os espectros dos líquidos e da média dos NaK-ortognaisses deixam claro que o modelo é factível e que se forem ajustados os valores dos Kd envolvidos, bem como os teores do sólido inicial, o modelo certamente ficará muito mais preciso.

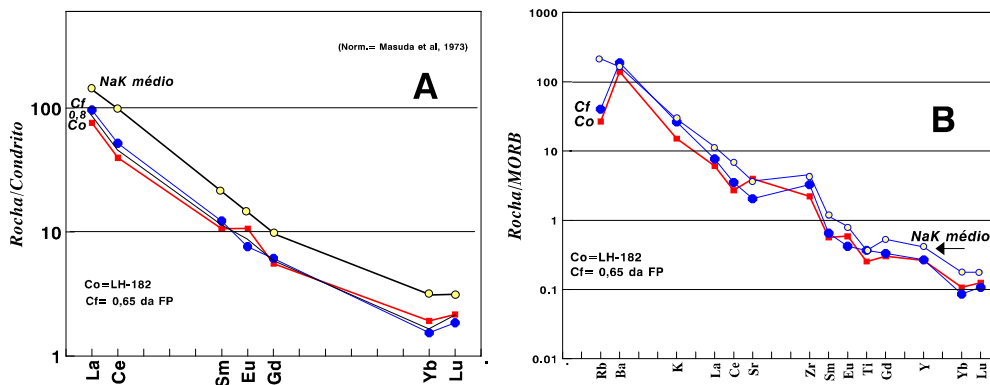


Figura 8.14 — Modelo de fusão parcial (*batch melting*) dos Na1 para produzir os NaK. A= espectros de ETR; B= diagrama de variação com todos os elementos traços. Os teores utilizados como Co, não levaram aos teores de Cf do NaK (= F0,65 da FP) médio com as taxas definidas pelos elementos maiores devido a dificuldade de definição (i) dos coeficientes de partição mais convenientes; (ii) dos minerais presentes, sobretudo como acessórios, cuja presença é fundamental na distribuição dos elementos incompatíveis em líquidos félsicos; (iii) da composição química real dos minerais envolvidos; (iv) composição do sólido inicial Co. O paralelismo evidente entre os espectros de Cf do modelo e o da média dos NaK (Lo), mostra que o mecanismo utilizado é viável, desde que sejam ajustados os fatores que causaram a diferença sistemática observada.

8.2.5.3 — *Cristalização Fracionada*

Tanto os elementos maiores como traços não caracterizam de forma clara a presença da cristalização fracionada, como um mecanismo importante na evolução dos NaK-ortognaisses. Nos diagramas das figuras 8.13A e C, as amostras se concentram próximo ao ponto considerado como Lo (pouco mais de 68% de SiO₂) mostrando que, apesar da presença da cristalização fracionada, o material amostrado representa a parte menos diferenciada do líquido. Apenas duas amostras se mostram mais evoluídas.

— Modelo com os elementos maiores

O modelo de cristalização fracionada com elementos maiores ficou mais ajustado quando, ao invés dos teores do ponto NaKini, foram utilizados os teores médios dos NaK— que são, contudo, muito semelhantes aos de NaKini — como pólo inicial da regressão (Co) ou (Lo) no caso. O modelo ficou definido com a seguinte composição modal do sólido (cumulato): An₂₀ (40,68%), Kfeldspato (26,90%), hb (26,92%), ilmenita (1,57%) e magnetita (3,93%). Sua evolução está caracterizada por uma baixa taxa de cristalização (1-F=0,2), como já havia sido mostrado pela distribuição das amostras nos diagramas da figura 8.13A. A tabela 8.12 mostra o quadro geral do modelo de cristalização fracionada com os elementos maiores.

Minerais do sólido Cs	Conteúdo %
plagioclásio (An ₂₀)	40,68
KFeldspato	26,90
hornblenda	26,92
ilmenita	1,57
magnetita	3,93

$\sum r^2 = 0,057$	Co=NaKmed	Cf=NaKfin	Cs	F = 0,9	F = 0,8	F=0,7	F= 0,6
SiO ₂	68,74	72,03	55,60	70,20	72,02	74,37	77,50
TiO ₂	0,55	0,38	1,16	0,48	0,40	0,29	0,14
Al ₂ O ₃	15,60	15,02	17,62	15,37	15,09	14,73	14,25
Fe ₂ O ₃	3,55	2,00	9,63	2,87	2,03	0,95	-0,50
MgO	0,75	0,40	2,85	0,52	0,23	-0,15	-0,65
CaO	2,77	2,02	5,07	2,51	2,19	1,78	1,23
Na ₂ O	4,68	4,64	5,47	4,60	4,49	4,37	4,16
K ₂ O	3,36	3,50	2,59	3,44	3,55	3,69	3,87

Co = Composição do líquido inicial; Cf = Composição do líquido final; Cs = Composição do sólido (cumulato); F = Taxa de fusão parcial

$\sum r^2$ = Soma dos quadrados dos resíduos; NaKmed = Média de NaK; NaKifn = Teores obtidos sobre a reta de regressão dos NaK junto ao ponto representativo da amostra mais evoluída do conjunto.

Tabela 8.12 — NaK. Modelo de cristalização fracionada com elementos maiores.

A cristalização fracionada fica bem caracterizada e a separação imperfeita entre líquido e cumulado também é coerente com a composição modal adotada. Na figura 8.16, que contém o modelo completo com os elementos maiores, as três amostras menos evoluídas ficam realmente sobre o segmento de reta que liga a composição inicial (Lo) e o cumulado Cs. O seu posicionamento melhor definido nos diagramas de Al_2O_3 , CaO, Na_2O e K_2O é coerente com o cumulado rico em plagioclásio e Kfeldspato. No diagrama com Fe_2O_3 refletem a presença de magnetita e ilmenita.

— Modelo com os ETR e demais elementos traços

O forte espalhamento observado nos teores dos elementos traços das amostras dos NaK-ortognaisses dificulta qualquer comparação com o *trend* mostrado pelo modelo. Porém, se comparar a reta de regressão — definida através dos pontos com teores aparentemente mais coerentes — e o *trend* calculado pelo modelo o paralelismo fica evidente. A tabela 8.13, a seguir, mostra o resumo dos dados do modelo de cristalização fracionada calculado com os elementos traços.

A cristalização fracionada numa faixa muito restrita (20%), e a separação imperfeita do cumulado, são responsáveis, pelo menos em parte, pelo o espalhamento dos elementos traços.

Minerais do sólido Cs	Conteúdo %
plagioclásio (An20)	40,66
Kfeldspato	26,89
hornblenda	26,91
ilmenita	1,57
magnetita	3,93
Zircão	0,05

	Co=NaKmed	F= 0,9	F= 0,8	F= 0,7	F= 0,6	F= 0,5
La	45,00	48,40	52,06	56,53	62,18	69,60
Ce	78,90	82,84	87,48	93,05	99,22	109,00
Sm	4,11	3,64	3,17	2,72	2,27	1,84
Eu	1,01	0,86	0,71	0,58	0,45	0,34
Gd	2,54	2,11	1,72	1,36	1,04	0,75
Yb	0,66	0,57	0,48	0,39	0,31	0,24
Lu	0,10	0,10	0,09	0,08	0,08	0,07
Rb	240,00	261,00	287,00	320,00	362,00	419,00
Ba	2368,00	2188,00	2003,00	1811,00	1613,00	1407,00
Sr	450,00*	372,00	300,00	235,00	178,00	128,00
Zr	404,00	361,00	318,00	275,00	233,00	191,00
Y	14,00	10,96	8,34	6,11	4,27	2,80

Co= NaKmed = Média dos NaK-ortognaisses.

* O teor de Sr (450 ppm) utilizado é mais baixo que o valor da média (594ppm), porque a média sofre influência muito acentuada de algumas amostras extremamente enriquecidas no elemento.

Tabela 8.13 — NaK. Modelo de cristalização fracionada com ETR e demais elementos traços

Na figura 8.15 estão os espectros produzidos pela cristalização fracionada e o envelope composicional dos NaK-ortognaisses. Nos dois gráficos a acentuada variação dos teores torna o envelope bem mais extenso que os espectros dos líquidos residuais produzidos, porém, o paralelismo entre ambos, mostra que o modelo pode ser considerado bom. Na figura 8.15A foi lançado também o espectro composicional da amostra RC-11 que é a expressão física da possível mistura entre líquido e cumulado nos NaK-ortognaisses.

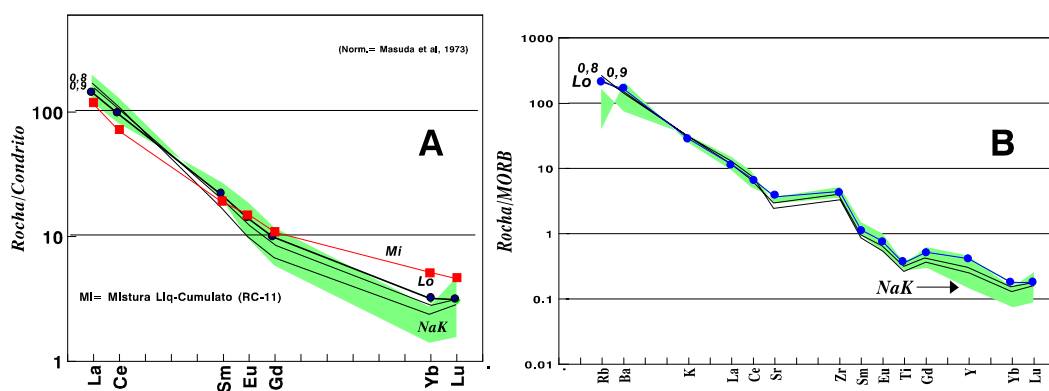


Figura 8.15 — NaK-ortognaisses. Cristalização fracionada (Reyleigh). A = espectros de ETR; B = diagrama de variação com todos os elementos traços. O envelope composicional das amostras é bem mais extenso que aquele definido pelos teores do líquido residual com $F = 0,8$ do modelo, que foi a extensão calculada para a cristalização fracionada. Tal distúrbio pode ser normal considerando-se a pequena faixa de cristalização fracionada e a separação imperfeita entre o cumulado e o líquido; aliando-se a isso a possível presença de algum mineral acessório não considerado no modelo e que pode ter causado a acentuada queda nos teores de Y, Yb e Lu, por exemplo. Contudo a validade do modelo é comprovada pelo paralelismo geral entre os contornos do envelope composicional das amostras e as linhas de evolução do líquido residual (são mostrados os líquidos para $F = 0,9$ e $0,8$).

8.2.5.4 — Conclusões sobre o modelo.

A figura 8.16 mostra um conjunto de diagramas onde o modelo completo para a gênese dos NaK-ortognaisses está definido. Um resumo das conclusões é dado a seguir.

— Os NaK-ortognaisses têm composição química semelhante aos granitóides arqueanos do tipo CA2 de Sylvester (1994), porém com teores de SiO_2 bem inferiores.

— Sua gênese se deu em dois estágios:

(i) Fusão parcial de uma crosta anterior cuja composição era análoga a dos ortognaisses Na1. A fusão parcial atingiu $F=0,65$ e produziu um resíduo com a seguinte composição modal: plagioclásio An20, 82,60%; cpx, 11,25%; hornblenda, 3,07% e granada 3,08%.

(ii) Cristalização fracionada. Ocorreu de forma insipiente atingindo apenas 20% do líquido produzido ($1-F=0,2$). A alta viscosidade do líquido não permitiu que houvesse uma separação perfeita do cumulado e assim algumas amostras mostram características compatíveis com a idéia de que sejam o produto da mistura líquido/sólido.

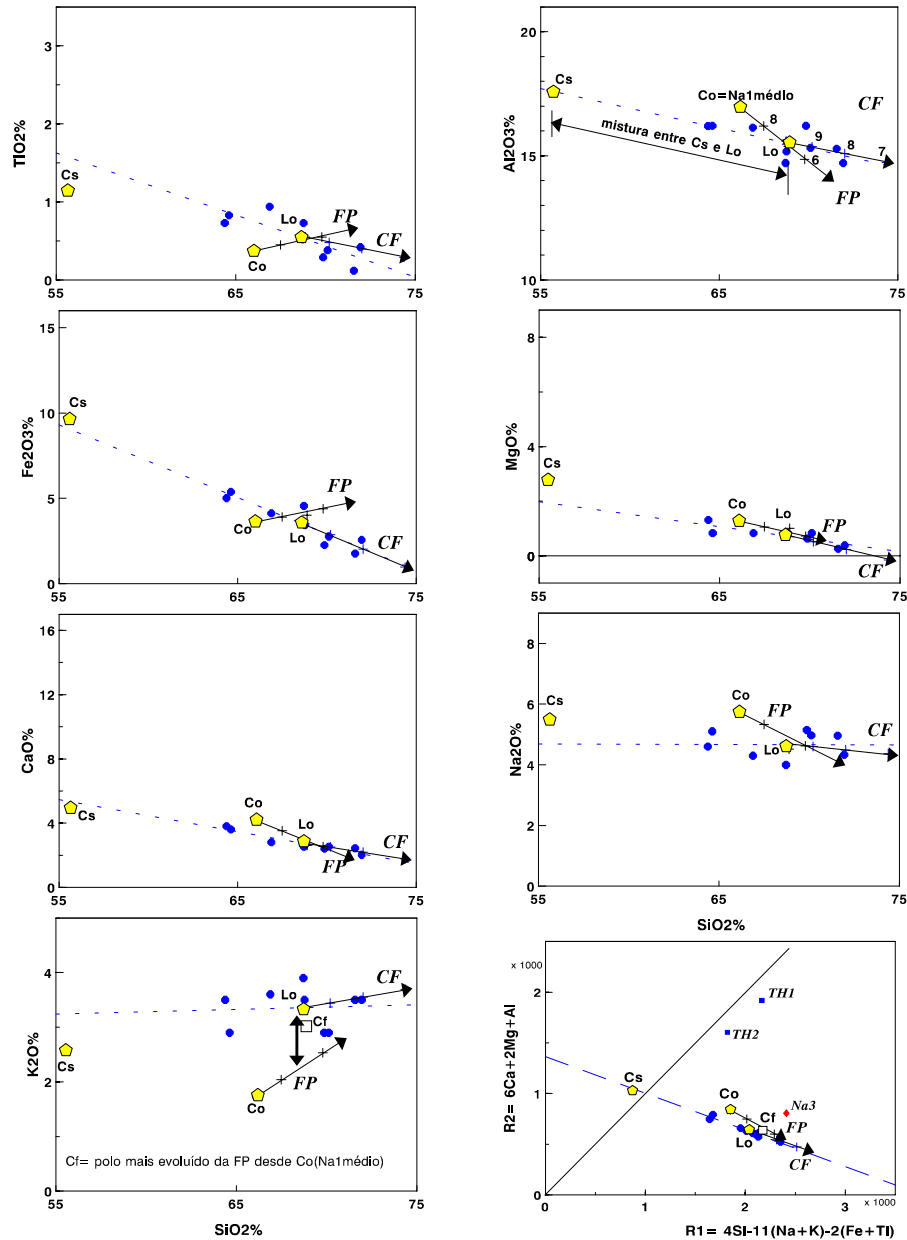


Figura 8.16 — Síntese dos modelos evolutivos dos NaK-ortogneisses. A fusão parcial está muito bem caracterizada nos diagramas. A cristalização fracionada com separação imperfeita entre líquido e cumulado também fica bem caracterizada e as amostras menos evoluídas ficam muito próximas da linha reta que une o líquido Lo à composição do cumulado Cs. O problema maior do modelo se prende ao comportamento do K_2O que nas amostras é mais elevado que os calculados, refletindo um provável enriquecimento do óxido que não foi considerado.

— O modelo mostrou claramente a dificuldade na escolha dos Kd e dos teores dos minerais presentes nos dois processos envolvidos, sobretudo no caso da FP, onde não foi possível uma regressão perfeita entre os pólos composicionais utilizados. Isto é uma fato previsível quando se trabalha apenas com componentes fêlsicos, ricos em elementos incompatíveis ou controlados por fases minerais acessórias.

8.2.6 — Granitóides de Cais

Os granitóides de Cais são os termos mais diferenciados no Complexo Caraíba e exibem inúmeras características que são análogas aos leucogranitos de Debon & Lefort (1983). Quando comparados aos NaK-ortognaisses, sobretudo em diagramas de Harker, dão a impressão de que possam ser os diferenciados finais de uma cristalização fracionada iniciada nos termos menos evoluídos daqueles. No diagrama R1R2 exibem distribuição paralela aos NaK-ortognaisses, sugerindo que os protólitos dos dois ortognaisses podem ter se originado por processos semelhantes, mas um não é o prolongamento do outro.

Os leucogranitos são originados da FP de materiais crustais que tanto podem ser ígneos — como os TTG, por exemplo — como sedimentares, ou ainda uma mistura dos dois materiais. No caso dos granitóides ou ortognaisses de Cais, são visualizadas três possibilidades de fontes para sua gênese, considerando apenas componentes ígneos: (i) fusão parcial dos Na1, como ocorreu na geração dos NaK-ortognaisses; (ii) fusão parcial dos NaK-ortognaisses ou (iii) cristalização fracionada iniciada nos termos menos diferenciados dos NaK-ortognaisses. Estas possibilidades serão comentadas a seguir.

8.2.6.1 — Definição do mecanismo petrogenético

As amostras dos granitóides de Cais exibem teores de elementos traços muito dispersos, que não permitem a caracterização de sua natureza compatível ou incompatível. Apesar da quantidade pequena de amostras disponíveis, era de se esperar uma distribuição mais coerente para os elementos traços. Tal distribuição pode ser consequência de fusão parcial com separação imperfeita entre o líquido e o sólido, seja ele residual, seja ele cumulático, caso ocorra cristalização fracionada.

A partir dos elementos traços ficam dúvidas, se o granitóide é o produto de uma fusão parcial, ou de uma cristalização fracionada. Para tentar esclarecer serão feitos modelos considerando os dois tipos de mecanismos petrogenéticos.

8.2.6.2 — Fusão parcial

A fusão parcial de fonte ígnea pode ser atribuída a duas composições, como dito acima.

- (i) Fusão parcial dos NaK-ortognaisses. A semelhança entre os teores dos NaK-ortognaisses, já enriquecidos em K_2O e os do Cais, favorece a presença deste mecanismo, que pode ser um processo viável.
- (ii) Fusão parcial dos ortognaisses Na1, como ocorreu com os NaK-ortognaisses. Esta alternativa se mostrou improvável, e os líquidos produzidos eram muito diferentes da média dos granitóides de Cais. Sobretudo o K_2O , que não atingiu nem a metade dos teores daqueles. A fusão parcial dos Na1 só têm sentido, no presente caso, se ela ocorrer juntamente com outro material, de natureza sedimentar, enriquecido em K_2O e outros elementos.

— Modelo com os elementos maiores

O modelo de fusão parcial dos NaK-ortognaisses está mostrado nos diagramas da figura 8.17 e foi obtido a partir da seguinte composição modal do resíduo, ajustada através de balanço de massas simples, pois não foi possível uma regressão razoável entre as composições utilizadas (média de NaK como Co e media de Cais como Cf): plagioclásio-An20 (80,43%), hornblenda (12,86%), magnetita (4,21%) e ilmenita (2,49). A taxa de fusão F necessária é alta, atingindo 0,71.

Em alguns diagramas a evolução modelizada se afasta dos teores reais representados pelas amostras dos ortognaisses NaK e de Cais. O desvio mais acentuado ocorre com os teores de K_2O que nas amostras são superiores a 5% e no modelo são um pouco superiores a 4% para teores de SiO_2 equivalentes. Porém se considerarmos que a composição química dos minerais utilizados pode não ter sido a mais conveniente, de uma forma geral o modelo pode ser considerado factível.

Os dados dos modelos estão lançados no Anexo 2 que contém os relatórios do aplicativo GENESIS, pois como não foram conclusivos, não se faz necessário lançá-los no corpo deste trabalho.

— Modelo com os ETR e demais elementos traços

Os elementos traços foram modelados através de fusão parcial em equilíbrio (*batch melting*), sendo adicionada pequena quantidade de zircão (0,05%) ao resíduo calculado através dos elementos maiores. Como os ETR e demais elementos traços exibem variações muito acentuadas de teores, o modelo fica muito mais difícil de ser ajustado do que no caso dos elementos maiores, pois não se percebe claramente a presença de diferenciação. Na figura 8.18 estão dois diagramas que mostram a relação entre os ETR nas amostras e no modelo.

A figura 8.18 mostra os espectros de ETR das amostras dos granitóides de Cais juntamente com os espectros definidos pelo modelo. O envelope das amostras é muito mais extenso em termos de variação de teores que o exibido pelo modelo. No modelo para os elementos maiores foi definida uma taxa de fusão de 0,71 para a produção do Cais, o intervalo entre Co e o espectro de $F=0,7$, que deveria conter todas as amostras, é muito estreito em termos de variação composicional e não se ajusta aos dados reais. Chama a atenção o acentuado enriquecimento de Sm e Gd, que provocam uma forte anomalia negativa de Eu que não é caracterizada pelo modelo. O único elemento coerente entre o modelo e as amostras é justamente o Eu, mostrando que no que se refere ao conteúdo de plagioclásio o modelo se mostra correto.

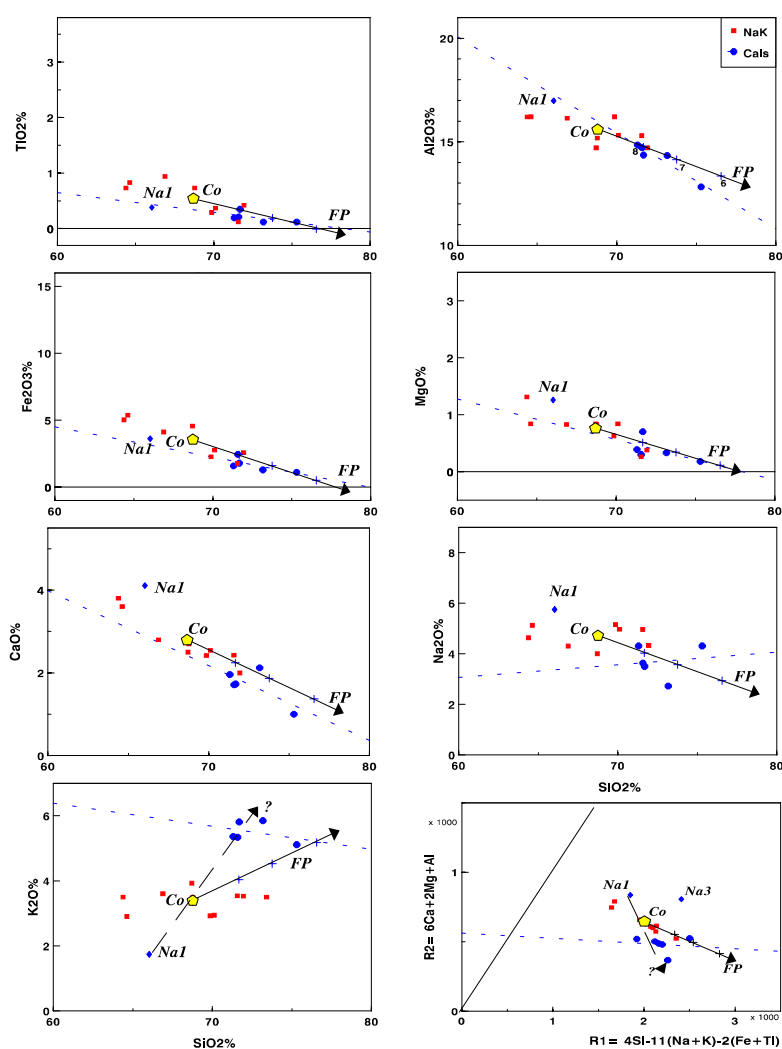


Figura 8.17 — Diagramas de Harker com os granitóides de Cais. Estão mostrados os *trends* evolutivos de uma possível fusão parcial dos NaK de composição Co. A fusão com taxa elevada ($F = 0,71$) pode conduzir até as composições do Cais, porém o K₂O é muito mais enriquecido nas amostras que no modelo. Além de Co, nas figuras estão também as médias dos ortognaisses Na1, que podem ter sido a fonte dos líquidos do Cais, desde que misturados a algum material mais potássico (supracrustal?).

A fusão parcial de um litótipo cuja composição mineral é muito simples, como no presente caso, deixa poucas alternativas para a definição da composição modal do resíduo. Além disso, existe um limite imposto pela composição química dos minerais utilizados que não poderá variar dentro de uma faixa muito extensa, o mesmo ocorrendo com os Kd para os elementos traços. Assim a deficiência do modelo deve ser atribuída, em grande parte, a composição química do sólido inicial, que não permite atingir, através dos minerais possíveis, os teores dos líquidos cujos teores são conhecidos (pelo menos em termos aproximados). Portanto a fusão parcial pura e simples dos NaK-ortognaisses não é capaz de produzir os líquidos representados pelos granitóides de Cais.

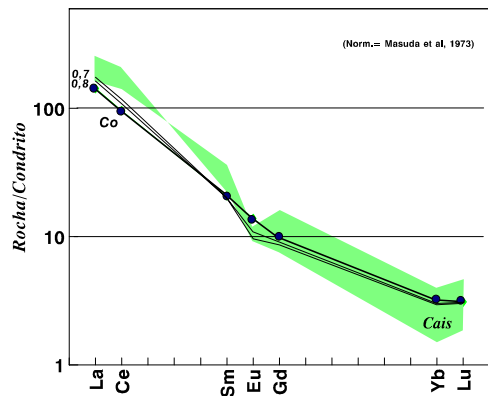


Figura 8.18 — Granitóides de Cais. Fusão parcial (*batch*) de NaK (Co) e envelope composicional das amostras. A fusão parcial modelada varia muito pouco e não explica a variação observada nas amostras.

8.2.6.3 — *Cristalização fracionada*

Uma terceira alternativa para a gênese dos granitóides de Cais seria a cristalização fracionada a partir dos NaK-ortognaisses. Esta alternativa foi testada através de balanço de massas simples, pois não foi possível uma boa regressão entre os teores limites empregados, no caso, a média dos NaK, como Lo, e como Cf, os teores dos elementos sobre as retas de regressão de Cais correspondentes a 73% de SiO₂, que é o teor da amostra mais diferenciada do conjunto.

— Modelo com os elementos maiores

A composição do cumulado ficou assim: plagioclásio An₁₃ (71,98%), hornblenda (14,76%), magnetita (3,18%), esfeno (3,07%) e granada (7,00%). Com esta composição modal do cumulado o líquido residual atinge as composições finais dos granitóides de Cais com F= 0,7. Os teores de K₂O continuam muito baixos no modelo. Apenas Fe₂O₃ e MgO se mostram mais coerentes que na FP.

A linha evolutiva deste modelo é muito semelhante em linhas gerais aquela mostrada pela fusão parcial, pois o cumulado da CF e o resíduo da FP são composicionalmente muito semelhantes, constituídos basi-

camente por plagioclásio e hornblenda e o Co é o mesmo. Por este motivo o seu *trend* evolutivo não está lançado na figura 8.17, que contém os dados referentes aos elementos maiores. A granada almandina presente entre os minerais modais, aparece com frequência nas amostras dos granitóides de Cais.

— Modelo com os ETR e demais elementos traços

O modelo com os elementos traços foi realizado assumindo a cristalização fracionada de Rayleigh, com o mesmo cumulado definido com os elementos maiores, ao qual foi acrescido 0,03% de zircão. Como no caso da FP visto acima, o espalhamento acentuado dos teores dos elementos traços nas amostras dificulta a definição do modelo (fig. 8.19). A presença de hornblenda e granada entre os minerais do cumulado, leva a um empobrecimento muito forte dos ETR pesados, enquanto os leves permanecem quase inalterados. Assim tanto os espectros dos ETR nos NaK-ortognaisses (fig. 8.19A) como nos granitóides de Cais (fig. 8.19B) estão na região próxima do espectro de Co, pois a composição de $F = 0,70$, que deveria envolver todo o envelope das amostras, exhibe teores muito baixos, sobretudo em relação a Sm e Gd. Os ETR pesados (Yb e Lu) são razoavelmente coincidentes com as amostras tanto de Cais como do NaK.

O ajuste de Sm e Gd poderia ser feito com a diminuição do conteúdo de hornblenda, que retém tais elementos e também de granada. Porém dois fatos ocorreriam: (i) a redução dos dois minerais causaria também a liberação dos teores dos ETR pesados que não mais exibiriam a queda mostrada, pois eles também são retidos nos dois minerais; (ii) a redução de hornblenda desequilibraria todo o modelo referente aos elementos maiores, sobretudo em relação aos teores de CaO, Fe_2O_3 e MgO.

O modelo fica impraticável, pois o ajuste dos elementos traços provoca o desajuste dos elementos maiores e vice-versa. Assim este modelo parece que pode ser descartado em favor de um modelo de fusão parcial, que considere a presença de material supracrustal se fundindo juntamente com os termos ígneos.

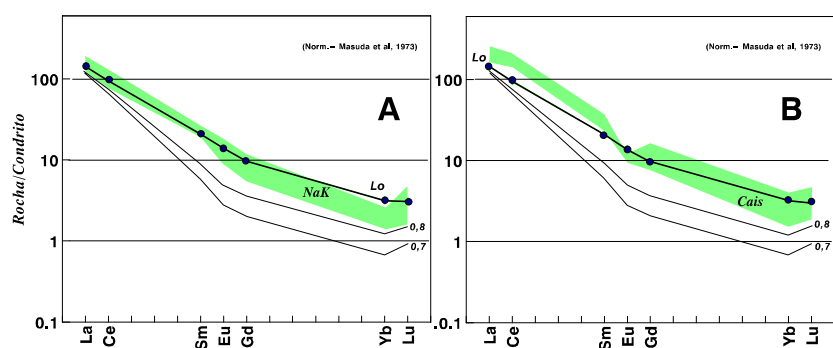


Figura 8.19 — **Cristalização fracionada nos granitóides de Cais.** A= evolução da cristalização fracionada e o envelope composicional dos ETR dos NaK-ortognaisses. B = cristalização fracionada com o envelope composicional dos granitóides de Cais. Apesar de não ter ficado claramente caracterizada, foi testada a cristalização fracionada de um líquido cuja composição inicial era igual a média dos NaK e que levasse até as composições dos granitóides de Cais. Em A o envelope dos NaK fica junto a composição de Lo, mas seu formato nada tem a ver com a evolução definida pelo modelo. Em B está o envelope de Cais, cujos ETR leves são até mais enriquecidos que o modelo. Nos dois diagramas fica claro que os NaK e o granitóide de Cais não são produtos de uma mesma cristalização fracionada como seria normal supor.

8.2.6.4 — *Conclusões sobre o modelo.*

As tentativas de definição de modelos petrogenéticos para os granitóides de Cais permitiram as seguintes conclusões:

— A definição da composição da possível fonte, que por FP daria origem aos líquidos granitóides em foco, é muito mais complexa do que é freqüentemente citado na literatura, onde a simples fusão parcial de uma rocha de composição TTG daria origem a líquidos granitóides.

— A fusão parcial apenas de um termo ígneo com baixo potássio, não leva a líquidos muito enriquecidos em K_2O , com até mais de 5% do óxido. Em conseqüência, a fusão parcial apenas dos ortognaisses Na1 não conduz a composição dos líquidos produzidos até aquelas do Cais;

— A fusão parcial dos NaK-ortognaisses também não leva até as composições de Cais, apesar das suas composições químicas serem bastante semelhantes;

— A cristalização fracionada iniciada nos NaK-ortognaisses, também não conduz a composição dos líquidos residuais até o granitóide de Cais;

— Os modelos mostraram que o principal problema para definição dos mecanismos petrogenéticos é a composição inicial adotada, principalmente no caso da fusão parcial. A fonte deve ter sido mais rica em K_2O e ETR leves e intermediárias, do que os componentes ígneos utilizados nos modelos: os ortognaisses Na1 e NaK.

Na região de ocorrência dos granitóide de Cais estão presentes metassedimentos e metavulcânicas relacionados ao Complexo Ipirá, mais antigos que os granitóides, pois estes contém xenólitos do Complexo Ipirá (Melo, 1991). Estes componentes vulcano-sedimentares devem ter tido participação importante na fusão parcial, juntamente com os termos magmáticos (tonalitos). Os componentes do Cb mais propícios a sofrer fusão parcial são os ortognaisses Na1 e NaK: os Na1 porque eles no modelo anterior deram origem aos NaK e os NaK por terem composição bem mais próxima da dos granitóides de Cais.

Se for considerado que o Cais é produto da fusão parcial de uma mistura dos protólitos dos NaK e dos metassedimentos, fica implícita a ocorrência de pelo menos dois eventos termais no CMSC: no primeiro os Na1 se fundiram e deram origem aos NaK e no segundo os NaK se fundiram juntamente com as supracrustais do Complexo Ipirá e produziram os granitóides de Cais.

A presença de mais de um evento termal capaz de produzir fusões parciais ainda não está definida na área em estudo. Assim a opção utilizando os Na1 como componente ígneo da fusão parcial parece mais simples e, no caso, mais conveniente: durante um período de intensa atividade termal dentro do CMSC, os protólitos dos ortognaisses Na1 sofreram fusões parciais ao longo de grandes extensões da área. Onde havia pouca

presença de material sedimentar, os produtos da fusão parcial guardaram mais claramente a assinatura ígnea herdada (NaK-ortognaisses), porém nas regiões onde os sedimentos eram abundantes eles alteraram, por mistura, a composição original do sólido inicial que era análoga a dos Na1 e passou a ser intermediária entre os dois componentes (Na1 e sedimentos). Desta forma o produto guarda menos características da fonte ígnea original, como ocorre com os granitóides de Cais.

Em resumo, os NaK-ortognaisses e Cais são produtos contemporâneos da fusão parcial dos ortognaisses Na1, com participação maior ou menor de material sedimentar (Ipirá?) no processo.

— Como o quimismo do Complexo Ipirá ainda é pouco conhecido, os modelos assumindo misturas com ele não foram efetuados pelo alto grau de subjetividade envolvida.

— A partir das constatações aqui feitas é possível admitir que os protólitos dos ortognaisses Na2, que também não foram modelados, podem ter tido origem semelhante e na mesma época, porém com a presença de algum componente mais máfico na fonte da fusão parcial.

8.3 — Conclusões

— Os modelos petrogenéticos realizados sobre as unidades ígneas individualizadas dentro do Complexo Caraíba permitiram algumas conclusões que são importantes para o conhecimento da evolução do CMSC:

- a) Os ortognaisses Na1 são os representantes da cristalização fracionada de um líquido produzido pela FP de uma rocha toleítica de composição semelhante aos TH1 de Condie (1981). O sólido residual composto de plagioclásio, cpx, granada e opx é compatível com ambientes de fácies granulito;
- b) Os protólitos dos ortognaisses Na3 são foram produzidos através da cristalização fracionada de líquidos produzidos pela FP de uma fonte máfica de composição semelhante aos TH2 de Condie (1981), com hornblenda e granada residual num processo análogo aos que deram origem aos TTG arqueanos;
- c) Os NaK-ortognaisses tem assinatura geoquímica compatível com a dos granitóides arqueanos, produzidos através de fusões parciais crustais. A presença de cristalização fracionada não é marcante, porém existe. No modelo foi verificado que o possível material que se fundiu foram termos dos ortognaisses Na1;
- e) O modelo de FP simples de um material originalmente ígneo como o Na1, Na3 ou NaK não se mostrou razoável para explicar a formação dos ortognaisses Na2 e Cais. Os modelos porém sugerem que se a FP ocorrer com a participação maior de material sedimentar poderá produzir os granitóides de Cais;

f) Os ortognaisses Na2 não foram modelados por causa da forma irregular com que se comportam os elementos químicos nas poucas amostras que o compõem. Porém seus baixos teores de SiO₂ (média de pouco mais de 60%) aliado aos teores relativamente elevados de Fe₂O₃, CaO e MgO, sugerem que sua gênese esteja relacionada a FP de uma mistura de tonalitos (Na1 ou Na3?) com porcentagem variada de material máfico. Este mecanismo foi sugerido por Martin *et al.* (1983) para a formação de alguns augens gnaisses da Finlândia e, na ocasião, foi suposto que a fonte máfica seriam os toleítos presentes em um *greenstone belt*;

— Os demais tipos de ortognaisses potássicos que ficaram indefinidos e não puderam ser tratados (vide capítulo 7), provavelmente foram produzidos de forma análoga aos NaK-ortognaisses e Cais e exibem variações que devem ter sido provocadas por mudanças composicionais na fonte.

— A seqüência de eventos magmáticos no CMSC a luz do que foi visto até aqui para o Complexo Caraíba poderia ser a seguinte, embora a ausência de controle das idades a torne um tanto quanto especulativa:

a) Formação dos protólitos dos ortognaisses Na1, na fácies granulito, por FP de rochas máficas toleíticas. Poderiam ser eclogitos ou rochas máficas colocadas por *underplating* na base de uma crosta preexistente, provavelmente no bloco Mairí.

b) Rifteamento do bloco, com a instalação de uma bacia que pode ter evoluído até um oceano, cuja testemunho na área seriam a SSJ e o Complexo Ipirá;

c) Inversão do movimento com a instalação de uma margem ativa e de uma zona de subducção com mergulha para leste;

d) Fusão parcial da crosta oceânica (a SSJ, no caso) produzindo os protólitos dos ortognaisses Na3, cujas características geoquímicas são análogas as dos TTG arqueanos;

e) A inversão do movimento na bacia levou a um processo de colisão entre os blocos de Mairí a oeste e de Serrinha a leste. Durante a colisão houve intensa atividade térmica que levou os protólitos dos Na1 a sofrerem fusões parciais com taxas elevadas;

f) No leste, onde havia pouca contribuição de material supracrustal (sedimentar), foram produzidos os ortognaisses NaK, que guardam muitas afinidades com a fonte ígnea e estão misturados com corpos irregulares do material original que resistiu ao processo de FP;

g) No oeste, onde a presença dos litótipos da seqüência vulcano-sedimentar de Ipirá é mais conspícua, ocorreu a fusão da mistura dos Na1 com os sedimentos, produzindo os leucogranitos que constituem os atuais granitóides de Cais. Na mesma faixa de terreno foram produzidos os protólitos dos ortognaisses Na2, que apesar de não terem sido modelados, provavelmente sejam o produto da fusão parcial de tonalitos (Na1 ou

Na3) misturados com alguma proporção de material ígneo máfico, provavelmente os restos da SSJ, daí porque seu enriquecimento em Fe_2O_3 , MgO, e CaO e empobrecimento de SiO_2 , se comparados com os ortognaisses Na1 e Na3;

h) Na seqüência, todo pacote foi intensamente dobrado e reequilibrado na fácies granulito completando o ciclo tectônico.

— Apesar de ter sido sugerido que os ortognaisses Na3 são produtos da FP dos gabros toleíticos da Suíte São José do Jacuípe, no modelo a SSJ não foi utilizada pois não se dispõe de dados geocronológicos que permitam tal definição. Por isso foi dada preferência aos teores dos toleítos TH2 (Condie, 1981) que são semelhantes aos da SSJ para muitos dos elementos maiores e traços estudados.

RECONSTITUIÇÃO GEODINÂMICA

9.1 — Considerações Gerais

Qualquer tentativa de reconstituição geodinâmica de um determinado domínio geológico passa obrigatoriamente pelo conhecimento das idades das unidades litológicas envolvidas, definidas através de métodos isotópicos confiáveis para as condições a que foram submetidas. Infelizmente as datações geocronológicas previstas neste trabalho acabaram não sendo realizadas, pois a definição dos termos presentes no Cb demorou mais que o previsto. Assim, não haveria tempo para que fossem feitas até o término da redação da tese. Assim serão feitas conjecturas a respeito do modelo tectônico, com base em evidências mostradas pelos modelos petrogenéticos e pelas datações atualmente disponíveis.

A idéia mais recente sobre a história geológica do CMSC remete o início do mesmo ao processo de formação de uma crosta oceânica, hoje representada pela SSJ, que sofreu fusão parcial e deu origem aos litótipos félsicos do Cb. Tal processo se desenrolou entre o final do Arqueano e o início do Paleoproterozóico (Pardilha & Melo, 1990, 1991; Barbosa, 1995).

As idades do Cb disponíveis na área são: uma de 2,3 Ga por Rb/Sr (Pereira, 1992) e uma datação por Pb/Pb em zircão, com 2,1 Ga (Sabaté *et al.*, 1994). Observando mais detidamente os materiais amostrados e comparando com o que foi definido pelos modelos petrogenéticos, pode-se argumentar o seguinte. O material com 2,3 Ga representa um material retrabalhado que pode ser relacionado aos ortognaisses NaK, cuja origem foi atribuída à fusão parcial dos ortognaisses Na1. Estes foram produzidos na fácies granulito, segundo o modelo e também segundo a petrografia que mostra minerais como zircão e Opx com contatos que demonstram desenvolvimento a partir de um líquido, em equilíbrio com a fácies granulito.

Todavia, a datação com 2,1 Ga foi feita a partir de um afloramento deste ortognaisse, onde zircões metamórficos têm idade muito próxima da ígnea (Sabaté, *inf. verbal*). Mesmo que a idade Rb/Sr possa não estar exata, ela mostra um possível contra-senso do modelo petrogenético, pois a rocha filha seria mais antiga que a mãe. Mesmo que as idades fossem iguais, ficaria difícil imaginar como um material, no mesmo momento em que é colocado (os Na1), já sofresse anatexia para produzir outro material (os NaK). Para o modelo ficar coerente seria necessário, então, assumir que houve uma crosta mais antiga, cuja composição química era análoga a dos ortognaisses Na1 que teria se fundido dando origem aos NaK, antes (2,3 Ga?) ou no máximo ao tempo em que os Na1 estavam sendo intrudidos, durante o pico do metamorfismo transamazônico na área. Ainda assim a seqüência de eventos fica complicada, sobretudo se for levado em conta que os termos litológi-

cos félsicos do Cb têm assinatura análoga à dos granitóides e TTG originados no Arqueano. Será que as condições termodinâmicas do Arqueano prevaleceram até o Paleoproterozóico no CMSC?

O presente trabalho mostrou que o Cb é produto de uma evolução complexa, com a participação de vários eventos plutônicos, produtos de fusões crustais e de cristalizações fracionadas distintas. Para acomodar todos os eventos e também a presença da SSJ e do Complexo Ipirá é necessário que a história do cinturão comece antes de 2,4 Ga, isto é, parte do material ígneo que hoje se encontra no âmbito do CMSC é mais antigo que ele. Convém salientar que os dois blocos crustais vizinhos, Mairi e Serrinha têm idades de pelo menos 2,9 Ga (Barbosa, 1995), permitindo que a evolução do CMSC tenha iniciado muito antes de 2,4 Ga.

Outra constatação feita através dos modelos foi que os ortognaisses Na1 não devem ser produtos da fusão parcial de uma crosta oceânica de composição análoga a da SSJ, mas sim de basaltos com características semelhantes as dos TH1 de Condie (1981) e que mostram evidências de contaminação crustal. Como os protólitos dos Na1 devem ser mais antigos que os NaK e não devem ser produtos da FP da SSJ e, além disso, ocorrem muito próximo e são semelhantes aos litótipos do Complexo Mairi, é muito razoável se supor que representem um intenso plutonismo intrusivo na base da crosta do bloco Mairi, na fácies granulito, antes da implantação da bacia que abrigou a SSJ e o Complexo Ipirá. Como um ortognaisse Na1 do leste da área mostrou idade de zircões de 2,1 Ga (Pb-*evaporação*), pode-se supor que tenha sido reequilibrado durante o Transamazônico. Alternativamente, pode-se admitir que durante o Transamazônico, nesta parte da área ocorreu um magmatismo com características análogas as dos ortognaisses Na1 do oeste do cinturão.

A partir das premissas acima, da presença de rochas félsicas no cinturão mais antigas que ele, para justificar a presença dos ortognaisses Na1, é possível visualizar um modelo evolutivo que abrigue todas as constatações feitas até agora, inclusive o forte caráter arqueano exibido pelos termos presentes no Cb. Todavia o modelo implica também na presença de dois metamorfismos granulíticos na área. O primeiro atuava quando os protólitos dos Na1 estavam sendo colocados e o segundo durante o transamazônico com idade de 2,1 Ga. Até o momento estes dois metamorfismos não foram evidenciados através da petrografia, porém a presença de mais de um ciclo metamórfico atuando em cinturões granulíticos não é um fato raro a nível mundial, sendo descrito em vários locais (Jahn *et al*, 1988; Jiasheng *et al*, 1994; Percival, 1994).

9.2 — Proposta de modelo tectônico

Para acomodar as observações feitas acima e as demais colocadas ao longo da caracterização petrogenética das unidades estudadas a seqüência de eventos propostas é a seguinte:

- 1 — Estabelecimento de uma crosta continental composta por um bloco contínuo Mairi-Serrinha;

2 — A fusão parcial de rochas básicas na fácies granulito (eclogitos) deu origem aos protólitos dos ortognaisses Na1, que podem ter se colocado durante o metamorfismo (M1). No âmbito do cráton do São Francisco são citadas intrusões na fácies granulito por Barbosa (1995) no bloco Atlântico a 2,7 Ga durante o ciclo Jequié.

3 — Início de uma fase tencional com conseqüente distensão do bloco Mairi-Serrinha. Isto provoca a atuação de um extenso processo de rifteamento, que conduz ao estabelecimento de uma bacia intracratônica. Especulativamente pode-se admitir que teria havido um sistema composto por três riftes paralelos que de oeste para leste deram origem às bacias de Mundo Novo-Jacobina, São José-Ipirá (que daria origem ao CMSC) e Itapicuru.

A bacia intracratônica central evolui com a colocação da SSJ inicialmente como um magmatismo semelhante aos MORB, porém com traços de contaminação crustal, como é mostrado pela parte preservada da mesma atualmente, como um fundo oceânico com características de margem passiva. Ela se coloca na base dos metassedimentos/vulcanitos de complexo Ipirá e nos litótipos do antigo bloco Mairi-Serrinha, sob a forma de sills e diques. Com o prosseguimento da abertura, os blocos continentais se afastam e a SSJ passa a compor um fundo oceânico pleno, entre os atuais blocos Mairi e Serrinha. O Complexo Ipirá se desenvolve em ambiente plataformal.

4 — Inversão do movimento, com conseqüente início do fechamento da bacia. A partir deste ponto o modelo fica bastante semelhante ao proposto por Padilha & Melo (1991). O fechamento conduz ao surgimento de um sistema de subducção, que conforme sugerido pelos autores acima, se deu com mergulho para leste;

5 — A fusão parcial da crosta oceânica (SSJ) subductada produz líquidos de composição análoga a dos TTG arqueanos, que intrudem a própria crosta oceânica sobrejacente bem como o Complexo Ipirá e os remanescentes do bloco Mairi-Serrinha. Tais intrusões constituem os protólitos dos ortognaisses Na3, que ocorrem em volume aparentemente restrito;

6 — O fechamento da bacia culmina com a colisão continental atribuída ao transamazônico (Sabaté, 1991). Durante a colisão o bloco leste do bloco Mairi-Serrinha sofre intenso retrabalhamento, com extensiva atuação de fusões parciais, facilitadas pela presença de fluidos originados da zona de subducção. Estes fluidos tendem a enriquecer os líquidos produzidos, sobretudo em elementos litófilos de grande raio iônico (LILE), em particular de K. O produto deste retrabalhamento são os protólitos dos NaK-ortognaisses, que em geral mostram pouca contribuição de material supracrustal, mas guardam assinaturas típicas dos protólitos arqueanos (?) que lhe deram origem (os ortognaisses Na1).

Ocorre migmatização e os blocos dos ortognaisses Na1 resistentes ao processo de fusão parcial ficam intimamente relacionados com os produtos NaK. Este aspecto é bem visível no leste do cinturão, na pedreira de Aparecida, imediações da rodovia BR-324, entre as cidades de Riachão do Jacuípe e Fátima (fig. 9.2) onde as duas litologias ocorrem lado a lado, às vezes com reações de contato sugerindo que não estiveram em equilíbrio. Os Na1 são cinza-esverdeado escuro enquanto os NaK são um pouco mais claros.

Como os ortognaisses NaK são muito semelhantes ao atual bloco de Serrinha (capítulo 7) pode ser que parte do mesmo tenha participado do processo de reciclagem crustal, sem ter atingido as condições de fácies granulito.

No oeste do CMSC, onde a presença do complexo Ipirá é mais importante, o material sedimentar é envolvido mais intensamente no processo de fusão parcial, e os magmas graníticos aí produzidos têm assinatura monzonítica (granitóide de Cais). São leucogranitóides, porém sua composição química não é típica. Na verdade a composição dos leucogranitóides pode variar muito em função da natureza e composição da fonte (Inger, 1994). Amostras coletadas na região leste (definidas como potássicas no capítulo 7) exibem características muito semelhantes as do Cais. Assim os metassedimentos podem ter participado do mecanismo de fusão parcial em maior ou menor escala a depender do local. Os granitóides de Cais devem estar praticamente autóctones e apenas localmente formaram corpos intrusivos típicos.

Ainda na região oeste, a fusão parcial dos Na1 (ou dos Na3?) é acompanhada de alguma forma pela fusão parcial de material máfico, provavelmente da SSJ, em grau variado de importância. Por este processo são formados os líquidos com os teores mais baixos de SiO_2 (60%) do Cb, ricos em MgO, Fe_2O_3^* e CaO, que originam os protólitos dos ortognaisses Na2. Aparentemente ocorrem na mesma posição dos granitóides de Cais. O modelo de formação destas rochas ficou prejudicado em função da pouca quantidade de amostras e de sua variabilidade química muito grande. A gênese sugerida é a mesma citada por Martin *et al* (1983) para granodioritos da Finlândia cuja composição é semelhante a dos ortognaisses Na2.

- 7 — O processo de colisão é concluído com todo o pacote visto acima sofrendo metamorfismo granulítico (M2) que culminaria a 2,1 Ga e dando origem ao CMSC em sua forma atual.

Na figura 9.1 está um quadro que mostra a evolução geral do CMSC a partir da seqüência proposta acima.

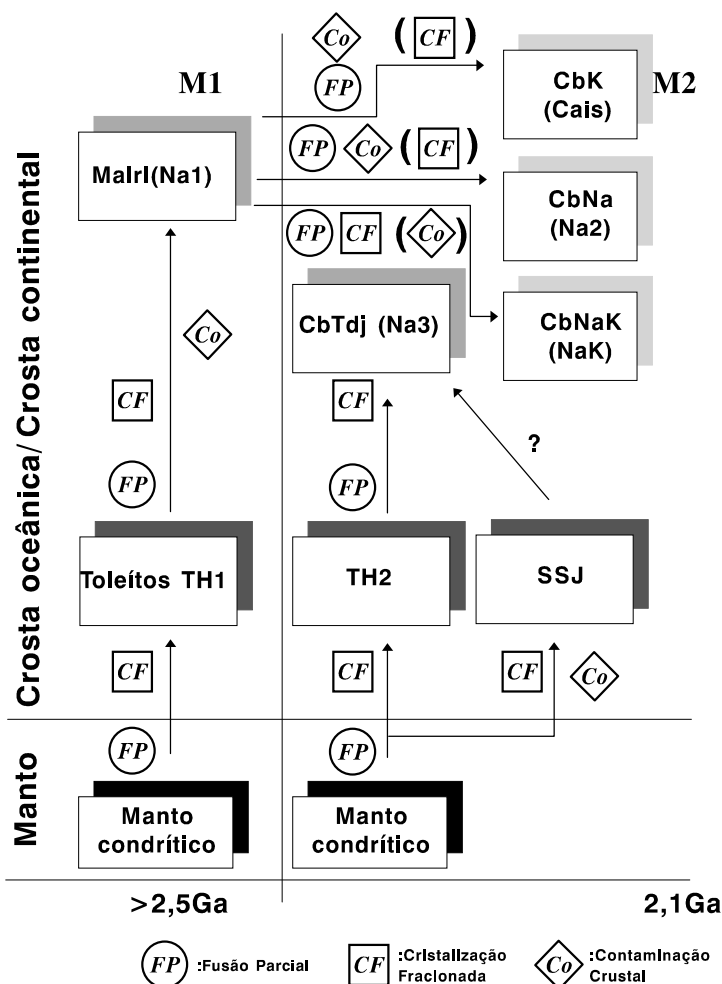


Figura 9.1 — Diagrama com a evolução crustal (ínea) do cinturão Salvador-Curaçá. As relações genéticas entre os protólitos do Complexo Caraíba e da Suíte São José são mostradas com indicação dos mecanismos petrogenéticos atuantes. O símbolo do mecanismo colocado entre parênteses significa que o mesmo foi pouco atuante ou de presença duvidosa. M1 e M2 são os picos metamórficos sugeridos. As contaminações sugeridas na gênese da SSJ e Mairi são provenientes de uma crosta de composição TTG; as dos CbK e CbNaK, de supracrustais (Ipirá); as dos CbNa, da SSJ que participou de forma importante como componente da fusão parcial. O diagrama não inclui os granitóides G2, G3 e G4 e possível magmatismo de Ipirá.

9.3 — Conclusões

Conforme o modelo proposto acima ocorreram dois metamorfismos no CMSC: um durante/após a formação do Complexo Mairi (M1), quando foram colocados os ortognaisses Na1 e outro no transamazônico (M2), quando a maioria das unidades do Cb já estavam estabelecidas, mostrando que no cinturão existem componentes mais antigos que ele envolvidos em seu edifício tectônico.

Na figura 9.2 está um esboço geológico onde são delimitadas as áreas de presença de cada um dos termos que compõem o Cb. Nele estão também os nomes para as várias unidades, colocados de forma provisória e informal, para redefinir o Cb, a luz do que foi visto até aqui:

— Ortognaisses Caraíba K (**CbK**), representam os granitóides de Cais (Loureiro, 1991) e os termos mais potássicos que ocorrem no Cb. A forma como se relacionam em mapa com a SSJ é mais compatível com um produto de reciclagem crustal autóctone em sua maior parte e que não perturbou a forma geral da SSJ, como seria de se esperar caso ocorresse como plutões claramente intrusivos;

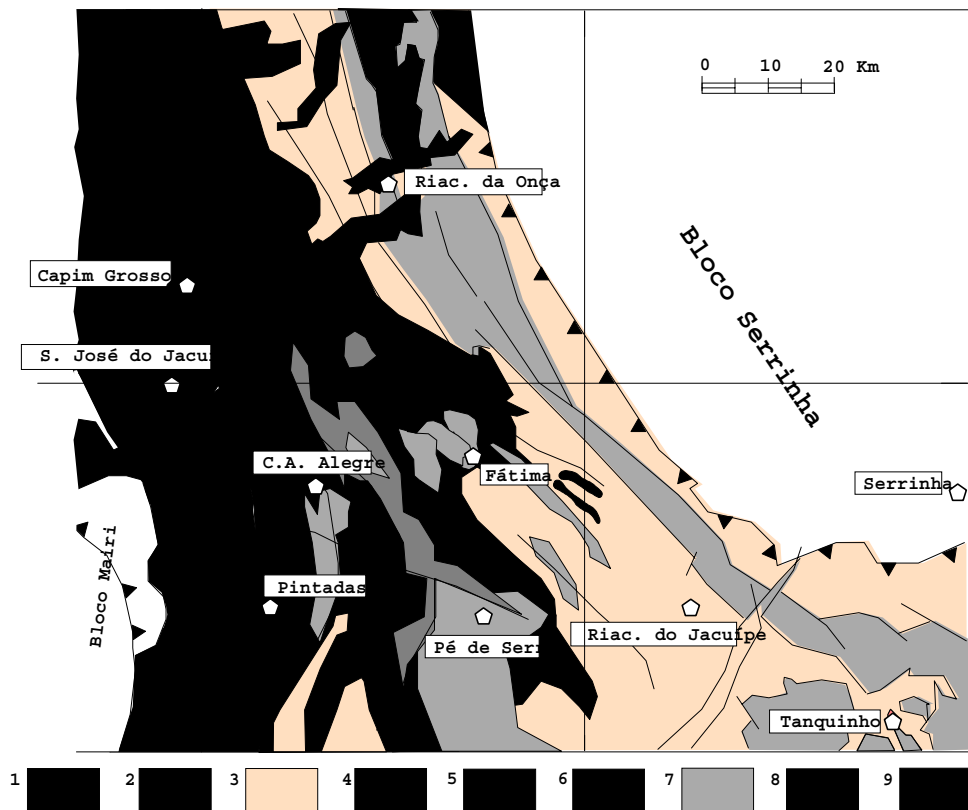


Figura 9.2 — Esboço geológico com o Complexo Caraíba individualizado. Convenções: 1 - Ortognaisses Caraíba K (Cais); 2 - Ortognaisses Caraíba Na (ortognaisses Na2); 3 - Ortognaisses Caraíba NaK (ortognaisses NaK); 4 - Ortognaisses Caraíba Trondhjemítico (ortognaisses Na3); 5 - Ortognaisses Mairi (fácies granulito). 6 - coberturas detríticas; 7 - granitóides calcioalcalinos e monzoníticos; 8 - Complexo Ipirá; 9 - Suíte São José do Jacuípe. O corpo individualizado como Ortognaisses Mairi no norte da folha é bastante especulativo, pois foi definido em função, apenas, da petrografia.

— Ortognaisses Caraíba Na (**CbNa**), que são os ortognaisses Na2. Representam um conjunto de ortognaisses cuja assinatura é claramente calcioalcalina, porém, ao contrário das demais rochas de pouco potássio,

são enriquecidas em MgO, Fe₂O₃, CaO, etc. Sua formação se deu provavelmente na mesma época que o CbK, porém houve participação importante de rochas máficas durante o processo de fusão parcial. Localmente pode representar corpos intrusivos individualizados como a sul de Capela de Alto Alegre (figura 9.2);

— Ortognaisses Caraíba NaK (**CbNaK**), são os ortognaisses NaK e constituem a maior parte mapeada do Cb. Dominam todo o setor leste do CMSC, ocorrendo de forma restrita na região a nordeste de São José do Jacuípe e próximo ao Complexo Mairi no sul da folha. Dentro de sua principal área de ocorrência na parte leste do cinturão, são freqüentes as intercalações de ortognaisses Na1;

— Ortognaisses Caraíba Tdj (**CbTdj**), são os ortognaisses Na3 e representam os mais prováveis componentes de uma crosta juvenil dentro do CMSC. Ocorrem sempre nas proximidades do Complexo Ipirá, na figura 9.2. Seus contatos, sobretudo na parte sul, são bastante especulativos;

— Ortognaisses Mairi (**Ma**) na fácies granulito, são os ortognaisses Na1. Sua área de ocorrência mais marcante localiza-se no oeste da cinturão, junto ao complexo Mairi na fácies anfíbolito (figura 9.2). Está presente também no leste do cinturão intercalado com o CbNaK. No norte da folha foi individualizado um corpo em função apenas das evidências petrográficas de algumas amostras. Não é descartada a possibilidade de ser composto, na realidade, de CbTdj, pois a petrografia dos dois termos é muito semelhante.

Os dados aqui relacionados constituem a síntese de todo o trabalho de modelamento petrogenético efetuado com os termos composicionais da SSJ e do Cb, que devem ser considerados como de caráter regional. Novos dados cronológicos poderão indicar a necessidade de ajustes no modelo evolutivo proposto, pois, quanto a este aspecto, ele é muito carente. O mais importante, contudo, é que a partir das idéias aqui lançadas novos conhecimentos poderão ser obtidos, mediante trabalhos mais específicos.

POTENCIAL METALOGENÉTICO

10.1 — Considerações Gerais

Os terrenos de alto grau, mormente aqueles onde predominam as rochas polideformadas e reequilibradas na fácies granulito, como no caso do CMSC, são considerados, de uma maneira geral, como pobres em mineralizações. O metamorfismo de alta temperatura poderia provocar o desequilíbrio de possíveis concentrações minerais, sobretudo de sulfetos, e assim as mineralizações pré-metamórficas poderiam ser destruídas ou remobilizadas, para irem se concentrar em outros níveis crustais.

Todavia, em que pese à idéia geral de que terrenos granulíticos sejam potencialmente pobres em mineralizações, muitas jazidas importantes são exploradas em terrenos deste tipo. Katz (1988) mostra que depósitos minerais dos mais importantes tipos de associações são encontrados em terrenos granulíticos e cita como exemplo, jazidas agrupadas em seis tipos principais:

Associações máficas/ultramáficas: Cu-Ni de Selebi-Pikwe (Botswana), Cu de Ookiep (África do Sul) e Cu de Caraíba, no CMSC;

Associações félsicas (anortositos): Ti de Allard Lake (Canadá) e Cr de Fiskenaesset (Groenlândia);

Mineralizações de afiliação sedimentar: Gagnon (Canadá), Messina (África do Sul) e Imataca (Venezuela);

Concentrações de Mn de afiliação sedimentar: Kodur (Índia)

Sulfetos estratiformes associados com atividades marinhas e marinhas/vulcânicas: relaciona seis jazidas como exemplo, entre elas Broken Hill na Austrália e Balmat-Edwards nos EUA (Pb-Zn) e Manitouwadge no Canadá (Cu-Zn);

Minérios stratabound de afiliação sedimentar: W de Ookiep (África do Sul) e de Orsdalen (Noruega).

Estes depósitos, sempre polideformados, com história complexa de metamorfismo, deformação e intrusão nem sempre têm sua gênese muito claramente definida, porém persistiram nos terrenos granulíticos, sob forma de importantes jazidas minerais. Isto mostra que o metamorfismo de alto grau pode não afetar a mineralização preexistente, pelo menos em situações especiais. Por outro lado, o efeito das deformações causadas por modelos estruturais complexos, como mostrados, por exemplo, na jazida de Cu de Caraíba (Lin-

denmayer, 1981; Del Rey Silva, 1985) ou na de sulfetos de Cu-Ni estratiforme de Manitowadge (Zalesky & Peterson, 1995), talvez possa ser mais devastador sobre os corpos de minério que o metamorfismo. Os dobramentos, transposições, cisalhamentos, etc., podem desfigurar ou mesmo destruir determinados corpos minerais, pois muitos deles já em sua forma original são descontínuos.

A deformação intensa e a pouca exposição dos terrenos granulíticos dificultam a prospecção das jazidas por ventura presentes, e estes seriam alguns dos motivos para a carência de depósitos minerais neste tipo de terreno (Katz, 1988), pois, quanto aos termos litológicos presentes, são comuns os restos de seqüências vulcano-sedimentares, *greenstone belt*, etc., equivalentes aquelas dos terrenos de baixo grau, com alto potencial metalogenético.

Passchier *et al.* (1993), separam os cinturões metamórficos de alto grau. em dois grupos:

1 — O primeiro tipo é constituído por grande quantidade de rochas ígneas de natureza intrusiva e composição TTG, análoga a dos *grey gneisses* presentes nos blocos crustais gnáissicos/migmatíticos de várias partes do globo. São exemplos deste tipo de terreno, os granulitos do Lewisian (Park & Tarney, 1987), e da Antártica (Percival, 1994), onde existe amplo predomínio das rochas ígneas sobre os restos de seqüências supracrustais.

O metamorfismo neste tipo de cinturão, freqüentemente ocorre logo após a formação da crosta continental (Harley, 1989; Jahn, 1990; Passchier *et al.*, 1993).

2 — O segundo tipo, ao contrário, contém poucos componentes juvenis, predominando rochas supracrustais pertencentes a antigas bacias vulcanossedimentares e *greenstone belt*, freqüentemente intrudidos por granitóides anatóxicos. São exemplos deste tipo de terreno os granulitos do sul da Índia (Drury *et al.*, 1984) e do cinturão Namaqua-Natal, no sul da África (Thomas *et al.*, 1994) entre outros. Na maioria destes terrenos, o metamorfismo granulítico só ocorreu muito tempo após a formação da crosta continental. Neles também se encontra a maioria das jazidas em terrenos alto grau.

10.2 — O potencial metalogenético do CMSC, em particular dentro da folha Serrinha

Como visto no capítulo anterior o Complexo Caraíba, na área de tese, é constituído por uma importante associação de rochas plutônicas juvenis, como os ortognaisses Tdj e os remanescentes do Complexo Mairi, e um cortejo de ortognaisses sódico/potássicos que representam o produto do intenso processo de retrabalhamento e fusões parciais sofridos por uma crosta anterior. Existem evidências de que o segundo (?) metamorfismo que afetou a área se deu no Transamazônico, logo após ou durante o retrabalhamento crustal.

As características vistas acima colocam o CMSC entre os terrenos de alto grau do tipo 1 de Paschier *et al.* (1993). Todavia as presenças do complexo Ipirá e da Suíte São José do Jacuípe são muito importantes, particularmente na folha Serrinha. Assim, se o potencial metalogenético dos granitóides juvenis e dos retrabalhados é muito fraco, o mesmo não se pode afirmar das outras duas unidades presentes.

Na área de tese são conhecidas poucas mineralizações econômicas. São jazidas de apatita que ocorrem na região de Capim Grosso (Veiga & Couto, 1971) associadas a rochas calcissilicáticas do Complexo Ipirá afetadas por intrusões graníticas subalcalinas (G4?) que já foram exploradas como garimpos. Atualmente todas estão desativadas.

A SSJ se mostra como a unidade potencialmente mais favorável, pois mineralizações associadas a rochas máficas/ultramáficas, a princípio devem ser mais resistentes a processos metamórficos, sobretudo aquelas de elementos pouco móveis como é o caso do cromo. Além disto, existem jazidas e ocorrências de Cu e de Cr em unidades máficas/ ultramáficas inseridas no CMSC, como Cu em Caraíba (Hasui *et al.*, 1982) e Cr do vale do Jacurici (Barbosa de Deus *et al.*, 1986).

Nos capítulos de caracterização da SSJ, foram citadas como comparação, unidades máficas/ ultramáficas presentes no Orógeno de Ungava/Cape Smith, no Canadá, também relacionadas à abertura oceânica e em muitos aspectos semelhantes a SSJ. Naquele orógeno são descritas ocorrências minerais de platinóides (Picard *et al.*, 1995) e depósitos de sulfeto de Ni (Barnes *et al.*, 1982) o que mostra que a SSJ também pode ter potencial para estes tipos de mineralizações, embora deva ser realçado que em Ungava o metamorfismo não atingiu a fácies granulito.

A comparação do contexto geológico/ petrogenético da jazida de Caraíba com o da SSJ deverá indicar se existem semelhanças e se a SSJ tem possibilidades de conter mineralizações semelhantes. Como a SSJ foi relacionada às fases iniciais de abertura de uma bacia oceânica, a semelhança com o sill de Medrado, no vale do Jacurici, pode ser descartada. Porém para que se possa fazer qualquer tipo de comparação metalogenética com Caraíba, Cape Smith ou Ungava é necessário fazer um trabalho de prospecção fina para tentar localizar alguma possível mineralização ou nível favorável na SSJ.

Existe um trabalho de prospecção regional na área (Teixeira, 1991a), que não evidenciou fortes anomalias. Apenas os teores de Cr foram um pouco mais elevados, delimitando a presença da SSJ, muito mais do que uma possível mineralização. Para verificar a presença de elementos do grupo da platina ainda não foi feito nenhum tipo de estudo. Como tal tipo de definição fugia do escopo desta tese nenhuma prospecção foi realizada, ficando, porém a sugestão para que a SSJ venha a ser estudada em termos prospectivos com mais detalhe.

CONCLUSÕES

Apesar das dificuldades de ordem analítica encontradas ao longo do trabalho de pesquisa, a maioria das metas almejadas foi alcançada. Através da observação minuciosa da geoquímica das unidades estudadas e do uso exaustivo de modelamento petrogenético/geoquímico aflorou uma série de conclusões, as quais se mostram bastante factíveis no contexto do CMSC.

Os modelos petrogenéticos utilizados foram baseados sempre em valores médios das possíveis fontes, material contaminante, etc., inclusive para elementos traços. Este procedimento leva a modelos difíceis de fecharem com perfeição, pois, sobretudo no caso dos elementos traços, cuja variabilidade dentro de uma unidade litológica pode ser extremamente grande, o valor médio da fonte pode não conduzir até todos os teores verificados. Com este procedimento são definidos *trends* representados por linhas de diferenciação, que dificilmente conterão todas as amostras, e assim os modelos ficam eventualmente algo imperfeitos. Porém este procedimento foi considerado mais realista que o uso de faixas de teores (por exemplo, mínimos e máximos na fonte), que poderiam mascarar alguma distribuição mais sutil dentro do conjunto estudado.

Uma vez constatada a natureza ígnea dos protólitos dos gnaisses do Cb e das metamáficas da SSJ, os dados foram tratados normalmente, não tendo sido verificado qualquer desvio em relação aos padrões composicionais normais atribuídos as rochas magmáticas. Isto mostra que o metamorfismo granulítico, que afetou o cinturão, não modificou o quimismo dos elementos maiores e traços das rochas envolvidas, ao nível de resolução dos métodos analíticos utilizados.

Com relação a SSJ as principais conclusões foram as seguintes:

As ultramáficas, denominadas BAM (básicas com alto magnésio), não mostram com clareza sua fonte, aparentemente pelo seu caráter acentuadamente cumulático, muito enriquecido em cpx. Assim sua ligação genética com as rochas máficas da SSJ fica muito difícil de ser definida através de geoquímica.

Os gabronoritos ficaram definidos dentro de uma linha evolutiva toleítica, magnesiânica, pobre em Ti-O₂, com características intermediárias entre os toleitos TH1 e TH2 de Condie (1981). O melhor modelo para sua gênese mostrou uma origem através da fusão parcial de uma fonte mantélica, em profundidades onde a granada foi um mineral estável, que permaneceu entre as fases residuais.

Durante a ascensão dos magmas da SSJ, eles assimilaram pequena quantidade de material crustal, caracterizando assim uma contaminação definida através do modelo conhecido como AFC. Esta característica

mostrou que os gabros são análogos aos MORB atuais, porém contaminados por material crustal, como ocorre com os produtos do magmatismo básico associado a alguns ambientes de *greenstone belt*.

Tais características, de magmatismo toleítico de ambiente marinho com contaminação, sugerem que a SSJ represente manifestações magmáticas associadas ao início da abertura de uma bacia oceânica, análogo aos fundos oceânicos de margens passivas. Pode representar tanto um fundo oceânico precoce, quanto sills e diques associados a uma fase intermediária da abertura de um rifte.

Com relação ao Cb as principais conclusões foram as seguintes.

O Cb é constituído por um conjunto de rochas plutônicas félsicas, calcioalcalinas, com variação desde os termos calcioalcalinos de baixo potássio até aos monzoníticos ou calcioalcalinos de alto potássio.

Foram caracterizados cinco tipos magmáticos principais, sendo dois juvenis (produtos de FP de fontes que nunca participaram de alguma crosta continental) e três produtos de retrabalhamento crustal:

— Entre os primeiros estão os ortognaisses Na1 chamados, no capítulo 9, de **Ortognaisses Ma** (de Mairi) na fácies granulito, cuja gênese, definida através de modelo, está associada à fusão parcial de rochas máficas (eclogitos) de composição semelhante ao TH1. São rochas com baixo K e ricas em Na, caracterizadas como calcioalcalinas de baixo potássio através dos elementos maiores, porém os ETR mostram um padrão de distribuição “achatado” dos elementos leves, para a maioria das amostras, que não é típico das rochas trondhjemíticas. Seu modelo mostrou a presença de contaminação crustal.

A área de ocorrência mais expressiva é junto ao limite oeste do CMSC, em contato (?) com o Complexo Mairi na fácies anfíbolito do bloco crustal de Mairi. Porém ocorre ao longo de toda a área, de forma descontínua.

— O segundo magmatismo juvenil foi denominado **Caraíba Tdj (CbTdj)**, e é representado pelos ortognaisses Na3, cuja composição química é análoga a dos TTG arqueanos. São os únicos representantes de uma crosta deste tipo identificados dentro do CMSC. Pode ter sido produzido pela fusão parcial da SSJ, todavia como não foram definidas as idades das duas unidades, na modelização para a produção dos protólitos destes ortognaisses foi utilizada uma fonte máfica com composição próxima dos TH2.

Sua área de ocorrência aparentemente está restrita à parte mais central do CMSC, em contato com os ortognaisses Ma e com o conjunto SSJ/Complexo Ipirá.

Os outros três magmatismos têm características de produtos de retrabalhamento de crosta ígnea com envolvimento maior ou menor de material supracrustal. A fonte principal, sugerida pelos modelos executados, seriam os ortognaisses Ma (Na1).

Os termos mais amplamente distribuídos pela área são os ortognaisses NaK que foram denominados de **Caraíba NaK (CbNaK)**, no capítulo 9. Representam, segundo os modelos efetuados, o produto de intenso retrabalhamento de uma crosta anterior análoga aos ortognaisses Na1. Por esta razão mantêm muitas características, sobretudo em relação aos ETR, de uma série calcioalcalina de baixo K. Ocorrem em toda a porção leste do CMSC, junto ao bloco Serrinha.

— Outro termo presente em extensas regiões, sobretudo no oeste do CMSC, são os ortognaisses denominados de **Caraíba K** ou **CbK**. São equivalentes ao granitóide de Cais de Loureiro (1991), representantes de uma linhagem monzonítica e sua gênese foi atribuída a fusão parcial dos ortognaisses Ma, com importante participação de material sedimentar, provavelmente oriundo do Complexo Ipirá, que causou a elevação dos teores de K. São produtos de fusões crustais quase autóctones e apenas localmente formam massas plutônicas mais expressivas.

— O quinto magmatismo definido no âmbito do Cb, está representado pelas amostras dos ortognaisses Na2 denominados, **Caraíba Na (CbNa)** no capítulo 9. Não foi possível estabelecer modelos porque suas amostras têm quimismo muito irregular, mas pelas características dos elementos maiores (é pobre em SiO₂ e enriquecido em CaO, MgO, Fe₂O₃*, TiO₂) e de ETR (nítidas anomalias negativas de Eu e enriquecimento em pesados) é possível supor que sejam também produtos de fusão parcial dos ortognaisses Ma ou dos CbTdj, juntamente com algum componente máfico, provavelmente da SSJ, para justificar o enriquecimento nos elementos maiores citados. Aparentemente são de pouca expressão na área e se localizam nas imediações das áreas de ocorrência da SSJ e do Complexo Ipirá.

A forma como foram originados os vários termos magmáticos, tanto da SSJ, como do Cb, sugerem que o CSMS teve origem em um rifte que se abriu numa antiga crosta composta pelos blocos Mairi e Serrinha. No CMSC os ortognaisses Ma (Na1) são os representantes desta crosta. A evolução do rifte levou a abertura de uma bacia oceânica, e os representantes das primeiras manifestações de magmatismo máfico marinho são os componentes da SSJ. Nesta bacia foi estabelecida ainda, a sedimentação do Complexo Ipirá.

Posteriormente, no Transamazônico, ocorreu a inversão do movimento na bacia, que começou a se fechar levando a colisão continental. Antes da colisão deve ter ocorrido um processo de subducção (para leste), onde houve a produção dos CbTdj (Na3), pela fusão parcial de uma crosta oceânica (SSJ?) anfibolitizada. O restante da crosta, associada à margem continental ativa sofreu anatexia intensa, produzindo migmatização e plutonismo representados pelos CbNaK (onde havia pouca presença de sedimentos), pelos CbK (onde a presença de sedimentos era mais expressiva) e pelos CbNa (quando havia também a presença de rochas máficas). Todo este material foi conduzido às condições de fácies granulito a 2,1 Ga.

Este modelo com dois metamorfismos de fácies granulíticas (M1 e M2), onde ocorrem materiais de idade provavelmente arqueana (os ortognaisses Ma), ao lado de material reciclado (os ortognaisses sódi-co/potássicos e potássicos), justifica porque são tão fortes as características arqueanas das termos do Cb, embora tenham sido colocados no Paleoproterozóico. Assim, pelo menos em alguns litótipos, as características arqueanas são herdadas.

Quanto ao potencial metalogenético da área ele fica restrito as zonas de ocorrência do Complexo Ipirá e da SSJ. A SSJ certamente é a unidade potencialmente mais favorável em termos minerais, sobretudo em relação a mineralizações de Cr, platinóides ou sulfetos de Ni. Porém este potencial só será comprovado com a execução de trabalhos de mapeamento mais detalhado e de prospecção fina sobre sua área de ocorrência.

A definição dos vários tipos litológicos por meio dos seus quimismos e da aplicação de modelos petrogenéticos, e a partir daí individualizar tais litologias em mapa, foi à contribuição mais importante desta tese. Isto porque mostrou uma forma de individualizar litologias félsicas reequilibradas na fácies granulito, cuja separação através de outras características seria extremamente complicada, pois são rochas, na maioria das vezes, muito parecidas quanto são observadas as suas características macro ou microscópicas.

Referências bibliográficas

- ABBOTT, D. H. 1996. Plumes and hotspots as source of greenstone belts. *Lithos*, **37**: 113-127.
- ALBARÈDE, F. 1995. *Introduction to geochemical modeling*. Cambridge University Press. 543 p.
- ALIBERT, C. & BARBOSA, J. S. F. 1992. Ages U-Pb déterminés à la "SHRIMP" sur zircons du complexes de Jequié, craton de São Francisco, Bahia, Brésil. In: 14 REUNION DES SCIENCES DE LA TERRA Toulouse. *Abstract. Soc. Geol. Fr.* p.4.
- ALLEGRE, C. J. & MINSTER, J. F. 1978. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth and Planet. Sci. Letters*, **38**:1-25.
- ALMEIDA, F. F. M. de 1967. *Origem e evolução da plataforma brasileira*. DNPM. Div. Geol. Min., bol. 241. 36 p.
- ALMEIDA, F. F. M. DE; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. DE; FUCK, R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: 8 SIMP. GEOL. NORDESTE, Campina Grande 1977. *Atas...* Campina Grande, SBG. p. 363-391.
- ANGELIM, L.A.A.; MORAES, J.F.S.; SANTOS, E.J.; SILVA FILHO, M.A. 1993. *Projeto Levantamentos Geológicos Básicos*. Folha Petrolina. Escala 1:100.000. Recife: CPRM.
- ANHAEUSSER, C. R. & ROBB, L. J. 1980. Regional and detailed field and geochemical studies of Archaean trondhjemitic gneisses, migmatites and greenstone xenoliths in the southern part of the Barberton Mountainland, South Africa. *Precambrian Res.*, **11**: 373-397.
- ARCANJO, J. B. A. & DALTON DE SOUZA, J. 1984. *Projeto. Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais*. Folha SC.24-Y-B, Senhor do Bonfim. Escala 1:250.000. Salvador: CPRM. Conv. DNPM/CPRM.
- ARCULUS, R. J. & RUFF, L.J. 1990. Genesis of continental crust: Evidence from island arcs, granulites, and exospheric processes. In: D. Vielzeuf e Ph. Vidal, ed. *Granulites and Crustal Evolution*. NATO ASI Series, Kluwer Academic Publishers: 7-23.
- ARGÔLO, J. L.; BARBOSA, R. M.; DEBAT, P. 1996. Geoquímica e petrologia dos complexos Caraíba e Santa Luz, Bahia: uma série calcio-alcalina diferenciada. In 39 CONGR. BRAS. GEOL. Salvador, 1996. *Anais...* Salvador, SBG. v.2, p. 183-186.
- ARNDT, N. T. & JENNER, G. A. 1986. Crustally contaminated komatiites and basalts from Kambalda, Western Australia. *Chemical Geology*, **56**: 229-255.
- ARTH, J. G. 1976. Behavior of trace elements during magmatic processes - A summary of theoretical models and their applications. *Journal Research U.S. Geol. Survey*, **4** (1): 41-47.
- ARTH, J. G. & HANSON, G. N. 1975. Geochemistry and origin of the Early Precambrian crust of north-eastern Minnesota. *Geoch. and Cosmoch. Acta*, **39**: 325-362.
- ARTH, J. G.; BARKER, F.; PETERMAN, Z. E.; FRIEDMAN, I. 1978. Geochemistry of the Gabbro-Diotite-Tonalite-Trondhjemite Suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. *J. Petrol.*, **19** (2): 289-316
- BARBEY, P.; BERTRRAND, J. M.; ANGOUA, S.; DOUTEL, D. 1989. Petrology and U/Pb geochronology of the Telohat migmatites, Aleksod, Central Hoggar, Algeria. *Contr. Mineral Petrol*, **101**: 207-219
- BARBOSA DE DEUS, P.; MARINHO, M. M.; ROCHA, G. 1986. Chromite potencial of the vale do Jacurici. In 4TH INT. FERRO ALLOYS CONGR, R. de Janeiro, 1986. *Anais...* Rio de Janeiro. ABAFE. p:245-262.

- BARBOSA, J. S. F. 1986. *Constitution lithologique et metamorphique de la region granulitique du sud de Bahia - Brésil*. (Tese de Doutorado. Memoires des Sciences de la Terre 86-34. Université Pierre et Marie Curie).
- BARBOSA, J. S. F. 1993. O embasamento do cráton do São Francisco na Bahia: síntese do conhecimento atual. In: II SIMPÓSIO DO CRATON DO SÃO FRANCISCO. Salvador, 1993. *Anais...* Salvador, SBG. p. 9-11.
- BARBOSA, J. S. F. 1995. Capítulo III - O embasamento Arqueano e Proterozóico inferior do estado da Bahia. In.: Barbosa, J. S. F. & Dominguez, J. M. L. ed. *Geologia da Bahia. Texto Explicativo para o mapa geológico ao milionésimo*. Gov. Est. Bahia UFBA/IGEO. Convênio SCIT/ UFBA/SGM/PPPG/FAPEX. p. 26-42.
- BARBOSA, J. S. F. & DOMINGUEZ, J. M. L., ed. 1995. Geologia da Bahia. Texto Explicativo para o mapa geológico ao milionésimo. Gov. Est. Bahia, UFBA/IGEO. Convênio SCIT/ UFBA/SGM/PPPG/FAPEX.
- BARBOSA, J. S. F., MARINHO, M. M., SABATÉ, P. 1992a. Modelo geotectônico evolutivo para o embasamento da parte sudoeste do Craton do São Francisco (Bahia, Brasil). IN. 37 CONGR. BRAS. GEOL., São Paulo, 1992. *Anais...*, São Paulo, SBG. v.2, p. 170-171.
- BARBOSA, J.S. F.; MARINHO, M. M.; SABATÉ, P. 1992b. Projeto IGPC 280. *Guia de Excursão*. p. 7-28
- BARBOSA, J. F. S.; SABATÉ, P; DOMINGUEZ, J.M.L 1995. Capítulo II. O estado da Bahia na plataforma Sul-Americana, as suas subdivisões, critérios de empilhamento estratigráfico das coberturas plataformais e ciclos geotectônicos. In.: Barbosa, J. S. F. & Dominguez, J. M. L. ed. *Geologia da Bahia. Texto Explicativo para o mapa geológico ao milionésimo*. Gov. Est. Bahia UFBA/IGEO. Convênio SCIT/ UFBA/ SGM/ PPPG/ FAPEX. p.39-61.
- BARKER, F. 1979. Trondhjemites: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F. ed. *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Elsevier.
- BARKER, F. & ARTH, J. G. 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemitic-basalt suites. *Geology*, **4**: 596-600.
- BARNES, S. J.; COATS, C. J. A.; NALDRETT, A. J. 1982. Petrogenesis of a Proterozoic nickel sulfide-komatiite association: the Katinic Sill, Ungava, Quebec. *Econ. Geol.*, **77**: 413 - 429.
- BATCHELOR, R. A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, **43**: 43-55.
- BLACKBURN, W. H. & SRIVASTAVA, D. C. 1994. Geochemistry and tectonic significance of the Ongarbira metavolcanic rocks, Singhbhum District, India. *Precambrian Reserch*, **67**:181-206.
- BLAIS, S. 1989. Les ceintures de roches vertes archéennes de Finland Orientale: Géologie, pétrologie géochimie et évolution géodynamique. *Memoires et documents du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles*, **22**. Rennes. 254 p.
- BOHLEN, S. R. & MEZGER, K. 1989. Origen of granulites terranes and the formation of the lowermost continental crust. *Science*, **244**: 326-329.
- BOWDEN, P; BATCHELOR, R. A.; CHAPPELL, B. W.; DIDIER, J.; LAMEYRE, J, 1984 - Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **35**: 1-11. (tradução).
- BRITO NEVES, B. B. de; CORDANI, U. G.; TORQUATO, J. R. F. 1980. Evolução geológica do Precambriano do Estado da Bahia. In: Inda, H.A.V. org.. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, textos básicos*, v.3. SME, Ba. p. 1-101.
- CLEMENS, J. D. & VIELZEUF, D. 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planet. Sci. Letters*, **86**: 287-306.
- COCHERIE, A. 1986. Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites. *Geoch. and Cosmoch. Acta*, **50**:2517-2522.

- COLLERSON, K. D. & BRIDGWATER, D. 1979. Metamorphic development of early Archaean tonalitic and trondhjemitic gneisses: Saglek area, Labrador. In: Barker, F. ed. *Trondhjemitic, dacitic and related rocks*. Elsevier: p. 205-273.
- COMPTON, P. 1978. Rare-earth evidence for the origin of the Nuk gneisses, Buksefjorden region, southern West Greenland. *Contr. Mineral. Petrol.*, **66**: 283-294.
- CONCEIÇÃO, H. 1990. *Petrologie du massif syénitique d'Itiúba: contribution à l'étude minéralogique des corches alcalines dans l'État de Bahia (Brésil)*. Paris. 395 pp. (Tese de doutorado. Université Paris-Sud, Centre d'Orsay).
- CONCEIÇÃO, H. 1992. Petrologia dos filões graníticos e sieníticos potássicos do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá. *Geochim. Brasil.*, **6** (1): 34-54.
- CONCEIÇÃO, H. 1993. Petrology of the syenites magma from the Salvador-Curaça Mobile Belt (Bahia, Brazil): Geodynamic Significance. *An. Acad. Bras. Ciências*, **65** (supl. 1): 17-32.
- CONCEIÇÃO, H.; RIOS, D. R.; ROSA, M. L. S. 1995. Petrologia da associação sienito-lamprófiro: caso da intrusão de Morro do Afonso (greenstone belt do rio Itapicuru, Bahia). *Geochim. Brasil.*, **9**, (1): 91 - 109.
- CONCEIÇÃO, R. V. 1994. *Petrologia dos sienitos potássicos do maciço de Santanópolis e alguns aspectos do seu embasamento granulítico*. Salvador. (Monografia de mestrado. IG-UFBa).
- CONCEIÇÃO, R. V.; LAFON, J. M.; CONCEIÇÃO H. 1993. Sienito de Santanópolis - Dados geocronológicos: uma idade máxima para o metamorfismo fácies anfibolito na região entre Feira de Santana e Lamarão, Bahia (NE do Cráton do São Francisco). In: II SIMP. CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, Salvador, 1993. *Anais...* p.48-51.
- CONDIE, K. C. 1981. *Archaean Greenstone Belts*. Elsevier. 485 p.
- CONDIE, K. C. & ALLEN, P. 1984. Origin of Archaean charnokites from southern India. In.: A. Kroner *et al.*, ed. *ARCHAEAN GEOCHEMISTRY*. Springer-Verlag. p. 182-203.
- CONDIE, K. C.; ALLEN, P.; NARAYANA, B. L. 1982. Geochemistry of the Archean low-to high-grade transition zone, Southern India. *Contr. Mineral. Petrol.* **81**: 157-167.
- CONRAD, W. K. 1987. A FORTRAN program for simulating major- and trace-element variations during Rayleigh fractionation with melt replenishment or assimilation. *Computers & Geosciences*, **13**(1):1-12.
- CORDANI, U. G. 1973. *Evolução geológica Precambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória*. (Tese de Livre Docência, IG-USP).
- CORDANI, U. G.; SATO, K.; MARINHO, K., *et al.* 1985. The geologic evolution of the ancient granite-greenstone terrane of central-southern Bahia, Brazil. *Precam. Res.*, **27**: 187-213.
- COUTO, P. A.; SAMPAIO, A. R.; GIL, C. A. A. *et al.* 1978. *Projeto Serra de Jacobina: geologia e prospecção geoquímica*. Relatório final. Salvador. Convênio DNPM/CPRM. 12v.
- COX, K. G.; BELL, J. D.; PANKHURST, R. J. 1981. *The interpretation of igneous rocks*. 3th Ed. Allen & Unwin, London. 450 p.
- CRAWFORD, A. J.; FALLOON, T. J.; EGGINS, S. 1987. The origin of island arc high-alumina basalts. *Contrib. Mineral Petrology*, **97**:417-430.
- CUNHA, J. C.; BASTOS, C.A.M.; CAVALCANTI, J.C.C.; SOUZA, W.S.T. 1981. *Projeto Jurema-Travessão*. Relatório Final. CBPB, v.1.
- 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 potencial. *J. Volcan. Geoth. Research*, **44**: 123-141.

- DALTON DE SOUZA, J. & TEIXEIRA, L.R. 1981. *Projeto Rio Salitre. Geologia e prospecção geoquímica preliminar no Complexo Rio Salitre*. Relatório Final. Salvador, CPRM, Conv. SME/CPRM.
- DALTON DE SOUZA, J.; FERNANDES, F. J.; GUIMARÃES, J. T.; LOPES, J. N. 1979. *Projeto Colomi; geologia da região do Médio São Francisco*, Salvador, CPRM. convênio DNPM/CPRM. 3v.
- DASGUPTA, S.; SANYAL, S.; SENGUPTA, P.; FUKUOKA, M. 1994. Petrology of granulites from Anakapalle- Evidence for Proterozoic decompression in the Eastern Ghats, India. *Jour. Petrol.* **35**, part 2: 433-459.
- DAVISON, I.; TEIXEIRA, J. B. G.; SILVA, M. DA G. 1988. The Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: structure and stratigraphical outline. *Precam. Res.* **42**:1-17.
- DEBON, F.; LE FORT, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transac. of the Royal Soc. of Edimburg: Earth Sciences* **73** (for 1982): 135-149
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. 1963. *Rock-forming minerals*. Longmans, Londres.
- DEFANT, M. J. & DRUMMOND, M. S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* **347**: 662-665
- DEFANT, M. J.; DRUMMOND, M. S.; ARTHUR, J. D.; RAGLAND, P. 1988. An example of trondhjemite petrogenesis: the Blakes Ferry pluton, Alabama, U.S.A. *Lithos* **21**: 161-181
- DEL REY SILVA, L. J. H. 1985. Geologia e controle estrutural do depósito cuprífero de Caraíba, Vale do Curaçá, Bahia. In: *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, textos básicos*, v.6. SME, Ba. p. 51-123.
- DELGADO, I. DE M. & DALTON DE SOUZA, J. 1975. *Projeto Cobre Curaçá: geologia do distrito cuprífero do rio Curaçá, Bahia, Brasil*. Relatório final. Salvador Conv. DNPM-CPRM. 9v.
- DEPAOLO, D. J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planet. Sci. Letters* **53**: 189-202
- DIDIER, J.; DUTHOU, J. L.; LAMEYRE, J. 1982. Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and nature of their enclaves. *J. Volcan. Geotherm. Res.* **14**: 125-132.
- DRURY, S. A.; HARRIS, N. B. W.; HOLT, R. W.; SMITH, G. J.; WIGHTMAN, R. T. 1984. Precambrian tectonics and crustal evolution in Southern India. *J. Geology* **92**: 3-20.
- DUNPHY, J. M.; LUDDEN, J. N.; FRANCIS, D. 1995. Geochemistry of mafic magmas from the Ungava orogen, Quebec, Canada, and implications for mantle reservoir compositions at 2.0 Ga. *Chemical Geology* **120**: 361-380.
- FIGUEIREDO, M. C. H. 1981. Geoquímica das rochas metamórficas de alto grau do Nordeste da Bahia-Brasil. In: Inda, H.A.V., Marinho, M.M., Duarte, F.B. org. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, textos básicos*, v.4. SME, Ba. p. 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 Amer. Earth Sci.*, **2**:131-145.
- FIGUEIREDO, M. C. H. & BARBOSA, J. J. F. 1993. Terrenos metamórficos de alto grau do Craton do São Francisco. In: Dominguez, J.M.L. & Misi, A. ed. O CRATON DO SÃO FRANCISCO; Salvador, 1992 *trabalhos apresentados*....Salvador, SBG. p. 63-84.
- FIGUEIROA, I & SANTOS, E. J. 1993. Características petrogenéticas de uma crosta com 3,3 Ga na parte norte do cráton do São Francisco. In: II SIMPÓSIO DO CRATON DO SÃO FRANCISCO, Salvador, 1993. *Anais*... Salvador, SBG. p.78-81.

- FODOR, R. V. & VETTER, S. K. 1984. Rift-zone magmatism: Petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, southeastern Brazil margin. *Contr. Min. Petrol.*, **88**: 307- 321.
- FOURCADE, S. 1981. *Geochimie des granitoides*. Paris. (These de Docteur d'ès Sciences. Université Paris 7).
- GAÁL, G.; TEIXEIRA, J.B.G.; D'EL-REY SILVA, L.J.H.; SILVA, M.G. 1987. *Early Proterozoic Crustal Evolution and Metallogenesis, Northwestern Bahia, Brazil*. Palestra proferida no ISGAM (Intern. Symp. on Granites and Metallogenesis). Salvador, out/1986
- GARRELS L. M. & MACKENZIE, F. T. 1971. *Evolution of Sedimentary Rocks*. Norton. 307 p.
- GAVA, A., NASCIMENTO, D. A., VIDAL, J. L. B. *et al.* 1983. Geologia. In: *Projeto RADAMBRASIL. Folha SC. 24/25. Aracaju/Recife* (Lev. Rec. Min., 30). p. 27-379.
- GLIKSON, A. Y. 1976. Trace element geochemistry and origin of early Precambrian acid igneous series, Barbeton Mountain Land, Transvaal. *Geoch. and Cosmoch. Acta*, **40**: 1261-1280.
- GLIKSON, A. Y. & JAHN, B. M. 1985. REE and LIL elements, eastern Kaapvaal shield, South Africa: Evidence of crustal evolution by 3-stage melting. In: Ayres, L. D.; Thurston, P. C.; Card, K. D., Weber, W. ed., *Evolution of Archaean supracrustal sequences*. Geological Association of Canada Special Paper **28**: 303 - 324.
- GOMES, L. C. C.; CRUZ, M. J. M.; OLIVEIRA, M. A. E. T. 1993. O enxame de diques máficos transamazônicos de São José do Jacuípe- Ba, Brasil. In: IX SEMANA DE GEOQUÍMICA E II CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LINGUA PORTUGUESA. *Memórias n.3*. Porto, Portugal.
- HANSON, G. N. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planet. Sci. Letters*, **38**: 26-43.
- HANSON, G. N. & LANGMUIR, C. H. 1978. Modelling of major elements in mantle-melt systems using trace elements approaches. *Geoch. and Cosmoch. Acta*, **42**: 725-742.
- HARLEY, S. L. 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine*, **126** (3). 245-331.
- HARRIS, N. B. W. & INGER, S. 1992. Trace element modelling of pelite-derived granites. *Contr. Mineral Petrol.*, **110**: 46 -56.
- HASUI, Y. ; DEL REY, L. J. H. *et al* 1982. Geology and cooper mineralization of Curaça River Valey, Bahia. *Rev. Bras. Geoci.;Anais do ISAP*, v.12,n.1/3. p. 463-474.
- HAWKESWORTH, C. J.; GALLAGHER, K.; HERGT, J. M.; MCDERMONT, F. 1994. Destructive plate margin magmatism: Geochemistry and melt generation. *Lithos*. **33** (1-3): 169-188.
- HERZBERG, C. T. 1992. Depth and degree of melting of komatiites. *J. Geophys. Res.* **97**: 4521-4550.
- HOFMANN, A. W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planet. Sci. Letters* **90**: 297-314.
- HUNTER, D. R.; BARKER, F.; MILLARD JR, H. T. 1984. Geochemical investigation of Archaean Bimodal and Dwalile metamorphic suites, Anciente Gneiss Complex, Swaziland. *Precambrian Res.* **24** (2): 131-155.
- HUPPERT, H. & SPARKS, R. S. 1985. Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust. *Earth and Planet. Sci. Letters* **74**: 371-386.
- INGER, S. 1994. Magmagenesis associated with extension in orogenic belts: examples from the Himalaya and Tibet. *Tectonophysics* **238**: 183-197.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* **8**: 523-548.

- IRVING, A. J. 1978. A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. *Geoch. and Cosmoch. Acta* **42**:743-770.
- JAHN, B. M. 1977. Trace element geochemistry of Archaean volcanic rocks and its implications for the chemical evolution of the upper mantle. *Bul. Soc. Geol. France* **6**: 1259-1269.
- JAHN, B. M. 1990. Origin of granulites: Geochemical constraints from archaean granulite facies rocks of the Sino-Korean craton, China. In: D. Vielzeuf e Ph. Vidal ed. *Granulites and Crustal Evolution*. NATO ASI Series, Kluwer Academic Publishers. p. 471-492.
- JAHN, B. M.; AUVRAY, B. *et al* 1988. Archaean crustal evolution in China: the Taish complex and evidence for juvenile crustal addition from long-term depleted mantle. *Precambrian Res.* **38**: 381-403.
- JAHN, B. M., GLIKSON, A. Y., PEUCAT, J. J., HICKMAN, A. H. 1981. REE geochemistry and isotopic data of Archaean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia. *Geoch. and Cosmoch. Acta* **45**: 1633-1652.
- JAHN, B. M., VIDAL, PH., KRONER, A. 1984. Multi-chronometric ages and origin of Archaean tonalitic gneisses in Finnish Lapland: a case for long crustal residence time. *Contr. Mineral Petrol.* **76**: 398-408.
- JAHN, B. M. & ZHANG, Z. Q. 1984. Radiometric ages (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) and REE geochemistry of Archaean granulite gneisses from Eastern Hebei Province, China. In: A. Kroner *et al.* ed. *Archaean Geochemistry*, Springer-Verlag. p. 204-234.
- JARDIM DE SÁ, E. F.; ARCANJO, C. J.; LEGRAND, J. M. 1982. Structural and metamorphic history of part of the high-grade terrain in the Curaçá valley, Bahia. *Rev. Bras. Geoc.* **12**:252-262.
- JENSEN, L. S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Div. of Mines, Miscellaneous Paper* **66**. 22 p.
- JIASHENG, Z; DIRKS, P. H. G. M.; PASSCHIER, C. W. 1994. Extensional collapse and uplift in a polymetamorphic granulite terrain in the Archaean and Paleoproterozoic of north China. *Precam. Reserch* **67**: 37- 57.
- KATZ, M. B. 1988. Metallogeny of early Precambrian granulite facies terrains. *Precambrian Research* **39**: 77-84.
- KISHIDA, A. 1979. *Caracterização geológica e geoquímica das seqüências vulcanossedimentares no médio rio Itapicuru, Bahia*. Salvador. (Mon. Mestrado. IG-UFBa).
- KISHIDA, A. & RICCIO, L.1980. Chemostratigraphy of lava sequence from the Rio Itapicuru Greenstone Belt. Bahia State, Brazil. *Precam. Reserch* **11**: 161-178.
- KRONER, A. & TEGTMEYER, A. 1994. Gneiss-greenstone relationships in the Ancient Gneiss Complex of southwestern Swaziland, Southern Africa, and implications for early crustal evolution. *Precambrian Reserch* **67**: 109-139.
- LAMEYRE, J. 1987. Granites and evolution of the crust. *Rev. Bras. Geosc.* (proceedings of ISGAM), **17**(4): 349-359.
- LANGMUIR, C. H.; VOCKE JR, R. D.; HANSON, G. N.; HART, S. R. 1978. A general mixing equation with applications to icelandic basalts. *Earth and Planet. Sci. Letters* **37**: 380-392.
- LA ROCHE, H. 1968. Compartiment Geoquimique différentiel de Na, K et Al dans la formations volcaniques et sedimentaires: un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C.R.A.S. Paris,D.* **2567**: 39-42.
- LA ROCHE, H. DE; LETERRIER, J.; GRANDCLOUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 diagram major-elements analyses its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* **29**: 183-210.

- 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*. S. Paulo. (Mon. Mestrado. IG-USP).
- LEDRU, P; MILÉSI, J.P; SABATÉ, P. 1993. Le bassin d'avant-chaîne de Jacobina (Brésil), marqueur de l'édification et de l'effondrement de la chaîne. In: II SIMP. DO CSF.Salvador, 1993. *Anais...Salvador*, SBG.p. 337.
- LEMARCHAND. VILLEMANT, B; CALAS, G. 1987. Trace elements distribution coefficients in alkali basalt series. *Geoch. and Cosmoch. Acta* **51**. p.1071-1082.
- LINDENMAYER, Z. G. 1981. Evolução geológica do vale do Rio Curaçá e dos corpos máficos-ultramáficos mineralizados a cobre. In: Inda, H.A.V., Marinho, M.M., Duarte, F.B. (org.). *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, textos básicos*, v.4. SME, Ba. p. 72-110.
- LOUREIRO, H. S. C. , org. 1991. *PLGB. Mundo Novo. Folha SC-24-Y-D-IV*. Escala 1:100.000. DNPM, Brasília. Trabalho executado pela CPRM/SUREG-SA.
- MARINHO, M.M. 1991. *La séquence volcano-sédimentaire de Contendas-Mirante et la bordure occidentale du bloc Jequié (Cráton du São Francisco, Brésil): Un exemple de transition Archéean-Protérozoïque*. Clermont Ferrand. 388p. (Tese de Doutorado, Univ. Blaise Pascal, Clermont Ferrand II, França).
- MARINHO, M.M.; COSTA, P.H; SILVA, E.F.A.; TORQUATO, J.R.F. 1978. A seqüência vulcanossedimentar Contendas-Mirante, uma estrutura do tipo *greenstone belt*? In: XXX CONGR. BRAS. GEOL., Recife, 1978.. *Anais... Recife*, SBG. Bol. 1, p. 291.
- MARINHO, M. M.; SILVA, E. F. A. DA; LOPES, G. A. D. C. *et al.* 1980. *Projeto Anagé-Caldeirão*. Relatório Final. Salvador. Convênio CBPM/SME.
- MARINHO, M. M.; SILVA, E. F. A. DA; SOARES, J. V.; COSTA, P. H. 1979. *Projeto Contendas-Mirante*. Relatório final. Salvador. Convênio CBPM/SME.
- MARTIN, H. 1985. Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéene: contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. *Memoires de Documents du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles*.**1.324**. Rennes.
- MARTIN, H. 1987a. Petrogenesis of Archaean trondhjemitic, tonalites, and granodiorites from eastern Finland: Major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology* **28** (5): 921-953.
- MARTIN, H. 1987b. Archaean and modern granitoids as indicators of changes in geodynamic processes. *Rev. Bras. Geoc.* **17**: 360-365.
- MARTIN, H. 1988. *Methodes geoquimiques d'etude des socles archeens. Aplicacion aux mecanismes de différenciation croûte-manteau*. Curso no IG- UFBA. Salvador.
- MARTIN, H. 1993. The mechanism of petrogenesis of the Archaean continental crust - Comparison with modern processes. *Lithos* **30**: 373- 388.
- MARTIN, H. 1994. Chapter 6. The Archaean grey gneisses and the genesis of continental crust. In: K. C. Condie, ed., *Archaean Crustal Evolution*. Devel. in Precam. Geol. n.11. Elsevier
- MARTIN, H.; CHAUVEL, C.; JAHN, B. -M. 1983. Major and trace element geochemistry and evolution of Archaean granodioritic rocks from eastern Finland. *Precambrian Reserch* **21**: 159-180.
- MARTIN H. & SABATÉ, P.1991. *TRACES - Programme de modelisation du comportement des elements en traces*. Inédito
- MARTIN, H.; SABATÉ, P.; PEUCAT, J.J.; CUNHA, J.C. 1991. Un segment de croûte continentale d'Age Archéean ancien (3,4 milliards d'années): le massif de Sete Voltas (Bahia, Brésil). *C. R. Acad. Sci. Paris*; **313** (Série II): 531-538.

- MARTIN, H.; SABATÉ, P.; PEUCAT, J. J.; CUNHA, J.C. 1993. Os processos de geração da crosta continental antiga: Exemplo do maciço arqueano de Sete Voltas (Ba). In: *II Simpósio do Craton do São Francisco*. Salvador, 1993. *Anais...* Salvador, SBG. p. 43-47.
- MASCARENHAS, J. DE F. 1979. Evolução geotectônica do Pré-cambriano do estado da Bahia. In: Inda, H. A. V. ed. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia; textos básicos*. Salvador, v.2. p. 57-165.
- MASCARENHAS, J. DE F. & GARCIA, T. W. 1987. Mapa geocronológico do Estado da Bahia, 1:1.000.000 - Texto explicativo. Salvador. SGM/SME.
- MASCARENHAS, J. DE F. & SILVA, E. F. A. 1994. Greenstone belt de Mundo Novo: caracterização e implicações metalogenéticas e geotectônicas no Craton do São Francisco. *Série Arquivos Abertos*, n.5, CBPM. 32 p.
- MAZZUCHELLI, M.; RIVALENTI, G.; VANNUCCI, R.; BOTTAZZI, L. O.; HOFMANN, A. W.; PARENTI, M. 1992a. Primary positive Eu anomaly in clinopyroxenes of low-crust gabbroic rocks. *Geoch. and Cosmoch. Acta*, **56**: 2363-2370.
- MAZZUCHELLI, M.; RIVALENTI, G.; VANNUCCI, R.; BOTTAZZI, L. O.; HOFMANN, A. W.; PARENTI, M. 1992b. Trace element distribution between clinopyroxene and garnet in gabbroic rocks of the deep crust: An ion microprobe study. *Geoch. and Cosmoch. Acta*, **56**: 2371- 2385.
- McCULLOC, M. T. & GAMBLE, J. A. 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **102**: 358- 374.
- McKENZIE, D. P. 1985. The extration of magma from the crust and mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **74**:81-91.
- McREATH, I. & SABATÉ, P. 1987. Granitoids of the state of Bahia, Brazil: A review. In: *Int. Symp. on Granites and Ass. Miner.* Salvador. *Proc... Rev. Bras. Geoc.* **17**:404-414.
- MELO, R.C., org. 1991. *PLGB. Pintadas. Folha SC-24-Y-D-V*. Escala 1:100.000. DNPM, Brasília. Trabalho executado pela CPRM/SUREG-SA.
- MELO, R.C., LOUREIRO, H.S.C., PEREIRA, L.H.M. 1995. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais; folha SC.24-Y-D Serrinha*. Escala 1:250.000. Salvador, CPRM.
- MESQUITA, S.M.O. 1980. *Os granulitos do bloco Tanquinho-Bahia: exemplo de evolução metamórfica e metassomática numa suíte magmática durante o Ciclo Transamazônico*. Salvador. (Mon. Mestrado, IG. UFBA).
- MEZGER, K. 1990. Geochronology in granulites. In: D. Vielzeuf & Ph. Vidal ed. *Granulites and Crustal Evolution*. NATO ASI Series, Kluwer Academic Publishers. p. 451- 470.
- MIYASHIRO, A. 1975. Volcanic rock series and tectonic setting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **3**: 251-269
- MOORBATH, S. 1975. Evolution of Precambrian crust from strontium isotopic evidence. *Nature*, **254**: 395-398.
- MORAIS, A. M. V.; SILVA, E. F. A; SABATÉ, P. 1995. Assinatura litogeoquímica da Suíte São José do Jacuípe nas folhas Ipirá e Rui Barbosa (Bahia): evidências de um modelo alternativo de evolução. In. V CONGR. BRAS. GEOQUIM. E III CONGR. GEOQ. DOS PAISES DE LINGUA PORTUGUESA, Niterói, 1995. *CD-ROM...* Niterói, RJ.
- NESBITT, H.W. 1980. Genesis fo The New Quebec and Adirondack granulites: evidence for their production by partial melting. *Contr. Mineral Petrol*, **72**: 303-310.
- NICOLAS, A. 1990a. *Ophiolites and the functioning of oceanic ridges*. Apostila de curso ministrado durante o 36 Cong. Bras. Geol., Natal.

- NICOLAS, A. 1990b. Melt extraction from mantle pedidotites: hydrofracturing and porous flow, with consequences for oceanic ridge activity. In: M. P. Ryan, ed. *Magma transport and Storage*. John Wiley & Sons. p. 159-173
- NIELSEN, R. L. 1988. A model for the simulation of combined major and trace element liquid lines of descent. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, **52**: 27 -38.
- NUTMAN, A. P. & CORDANI, U. C. 1992. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Archaean gneisses and Contendas-Mirante conglomerate, São Francisco Craton. In: A. J. Pedreira org. *Petrological and Geochronologic Evolution of the Oldest Segment of the São Francisco Craton, Brazil*. IGPC Project 280 Cap. II, CBPM. p. 77-84.
- O'CONNOR, J. T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U. S. Geol. Surv. prof. pap.*, **525-B**: 79-84.
- OHTANI, E.; KAWABE, I; MORIYAMA, J.; NAGATA, Y. 1989. Partitioning of elements between majorite garnet and melt and implications for petrogenesis of komatiite. *Contr. Mineral. Petrol.* **103**:263-269.
- OLIVEIRA, E. P.; SOUZA Z. C.; LAFON, J-M.; PAIXÃO, M. A. P. 1996. Evolução geológica Arqueana do bloco Uauá, nordeste do cráton do São Francisco, Bahia. In: 39 CONGR. BRAS. GEOL. Salvador, 1996. *Anais...* Salvador, SBG. v.1, p. 23-26.
- OLIVEIRA, M. A. F. T. 1976. *Petrologia e geoquímica dos mármore e calcossilicatadas, Ipirá-Ba*. Salvador. (Mon. Mestrado. IG-UFBa).
- OTERO, O. M. F. & CONCEIÇÃO, H. 1996. Granitogênese tardi a pós-transamazônica no cinturão móvel Salvador-Curaçá: Exemplo do plutão de Pedra Solta. In: 39 CONG. BRAS. GEOL., Salvador, 1996. *Anais...* Salvador. v. 6, p. 421-422.
- PADILHA, A. V. & MELO, R. C. 1991. Capítulo 8. Evolução Geológica In: Melo, R.C., org. *PLGB. Pintadas. folha SC-24-Y-D-V*. Texto Explicativo. Escala 1:100.000. p. 129-157. DNPM, Brasília. Trabalho executado pela CPRM/SUREG-SA.
- PADILHA, A. V., MELO, R. C. *et al.* 1990. O orógeno Curaçá- Ipirá. Uma contribuição à geologia da região centro-nordeste do Estado da Bahia. In: 36 CONGR. BRAS. GEOLOGIA, Natal, 1990. *Boletim de resumos Natal*, SBG. p. 345.
- PARK, R. G. & TARNEY, J. 1987. The Lewisian Complex: a typical Precambrian high-grade terrain? In:- .ed. *Evolution of the Lewisian and Comparable Precambrian High-Grade Terrains*. Geological Society Special Publication, **27**. Blackwell.
- PASSCHIER, C. W.; MYERS, J. S.; KRONER, A. 1993. *Geologia de campo de terrenos de alto grau*. Trad. Mário C. H. Figueiredo. Edusp. 188 p.
- PEARCE, J. A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R. S. Thorpe ed. *Andesites*. Wiley. p. 527-548.
- PEARCE, J. A. & CANN, J. R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planet. Sci. Letters*, **19**: 290-300.
- PEARCE, J. A. & NORRY, M. J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral Petrology*, **69**: 33-47.
- PERCIVAL, J. A. 1994. Archean high-grade metamorphism. In: K. C. Condie, ed. *Archaean Crustal Evolution*. Devel. in Precam. Geol. n.11. Elsevier. p. 357-410.
- PEREIRA, L.H.M. 1992. *PLGB Serrinha, folha SC.24-Y-D-VI, escala 1:100.000*, Brasília DNPM. Trabalho executado pela CPRM/SUREG-SA.

- PICARD, C.; AMOSSÉ, J.; PIBOULE, M.; GIOVAZZO, D. 1995. Physical and chemical constraints on Platinum-Group Element behavior during crystallization of a basaltic komatiite liquid: exemple of the Proterozoic Delta Sill, New Quebec, Canada. *Economic Geology*, **90**: 2287-2302.
- PITCHER, W. S. 1983. Granito: tipologia, ambiente geológico e relações de fusão. In: Atherton, M. P. & Gribble, C. D. ed. *Migmatites, melting and metamorphism*. Shiva. p. 277-285.
- PRESNALL, D. C.; DIXON, J. R.; O'DONNELL; DIXON, S. A. 1979. Generation of mid-ocean ridge tholeiite. *Journal of Petrology*, **20**: 3-35.
- PRIDE, C. & MUECKE, G. K. 1980. Rare earth element geochemistry of the Scourian Complex, NW Scotland - Evidence for the granite-granulite link. *Contr. Mineral Petrol*, **73**: 403-412.
- RAIMBAULT, L. 1984. *Géologie, pétrographie et géochimie des granites et minéralisations associées de la région de Meymac (Haute Corrèze, France)*. Paris. 482 p. (These de Docteur Ingenieur. L'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris).
- RANGEL, P. A. et al. 1988. *Projeto Itaberaba*. Relatório final. Salvador. Convênio SME-CBPM.
- RIGANTI, A. & WILSON, A. H. 1995. Geochemistry of the mafic/ultramafic volcanic associations of the Nondweni greenstone belt, South Africa, and constraints on their petrogenesis. *Lithos*, **34**: 235-252.
- ROCHA, G. M. F. 1985. *Caracterização faciológica da formação ferrífera de Boquira, encaixante da mineralização de Pb/Zn*. Salvador. 120p. (Dissertação de Mestrado. IG-UFBA).
- ROLLINSON, H. R. & WINDLEY, B. F. 1980. Archaean granulite-grade tonalite-trondhjemite granite suite from Scourie, NW Scotland: Geochemistry and origin. *Contr. Mineral Petrol*, **72** (3):265-281.
- ROSA, M. DE L. DA S. & CONCEIÇÃO, H. 1993. Maciço sienítico gnáissico de São Felix: aspectos petrográficos e estruturais. In: II SIMP. CRATON DO SÃO FRANCISCO, Salvador, 1993. *Anais...* Salvador. SBG.p:85-88.
- ROSA, M. DE L. DA S. 1994. *Magmatismo shoshonítico e ultrapotássico no sul do cinturão móvel Salvador-Curaçá, maciço de São Felix: Geologia, Mineralogia e geoquímica*. Salvador. (Mon. Mestrado. IG-UFBA).
- RUDNICK, R.L. & PRESPER, T. 1990. Geochemistry of intermediate/- to high- pressure granulites. In: D. Vielzeuf e Ph. Vidal ed. *Granulites and Crustal Evolution*. NATO ASI Series , Kluwer Academic Publishers. p.523-550.
- RUDOWSKI, L. 1989. *Petrologie et géochime des granites transamazoniens de Capmo Formoso et de Carnaíba (Bahia, Brésil) et des phlogopitites à émeraude associées*. Paris. 282 p. (Tese de Doutorado. Mem. Sci. Terre, n. 89-15. Un. Paris VI).
- SABATÉ, P. 1991. Evolution transamazonienne et structures de colision dans le craton du São Francisco (Bahia, Brasil). In: *Evolution crustale au Proterozoique Inferieur (Afrique de e'ouest et Amerique du Sud)*. Reun. CNRS. Rennes (resumo)
- SABATÉ, P. 1993. Granites and tectonic evolution of the Contendas-Jacobina lineament. In: WORKSHOP MAGMA - MAGMATISMO GRANÍTICO E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS. Rio de Janeiro, 1993. *Resumos Expandidos...* Rio de Janeiro. Ac. Bras. de Ciências. p. 40-43.
- SABATÉ, P.; MARINHO, M. M.; VIDAL, PH.; CAEN-VACHETTE, M. 1990. The 2-Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante belts (Bahia - Brazil): Geologic and isotopic constraints on the sources. *Chemical Geology*, **83**: 325-338.
- SABATÉ, P.; MCREATH, I; GIULIANI, G. 1987. Plutonic associations of North-East Bahia. In: INT. SYMP. ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS. Salvador, 1987. *Excursion Guides...* Salvador. SGM-SME. v.9. p. 91-124.

- SABATÉ, P., PEUCAT, J.J., MELO, R. C., PEREIRA, L. H. M. 1994. Datação por Pb-²⁰⁶Pb/evaporação de monozircão em ortognaisse do Complexo Caraíba: Expressão do crescimento crustal Transamazônico do cinturão Salvador-Curaçá (Craton do São Francisco, Bahia, Brasil). In: 38 CONGR. BRAS. GEOL. Balneário Camboriú, 1994. *Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú. SBG v. 1, p. 219-220.
- SAMPAIO, A. R. 1992. *PLGB. Gavião, folha SC.24-Y-D-II*, escala 1:100.000, Brasília, DNPM. Trabalho executado pela CPRM/SUREG-SA.
- SANTOS-PINTO, M. 1992. *Petrogênese da associação plutônica da região de Pé de Serra - Bahia - Brasil*. Salvador. 130 p. (Mon. de mestrado, IG-UFBA).
- SANTOS-PINTO, M. 1996. *Le recyclage de la croûte continentale archéenne. Exemple du bloc du Gavião - Bahia - Bresil*. Rennes. 193 p. (Tese de doutorado. *Memoires de Geosciences - Univ. Rennes I*, n. 75).
- SANTOS, R. A. & DALTON DE SOUZA, J. 1985. *Proj. Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, Serrinha, folha SC.24-Y-D*. Escala 1:250.000. Texto e mapas. DNPM/CPRM.
- SATO, K. 1986. *Síntese geocronológica do Estado da Bahia e evolução crustal, com base no diagrama de evolução de Sr e razões iniciais Sr⁸⁷/Sr⁸⁶*. São Paulo. (Mon. Mestrado. IG-USP).
- SAWYER, E. W. & BARNES, S. J. 1988. Temporal and compositional differences between subsolidus and anatectic migmatite leucosomes from the Quetico metasedimentary belt, Canada. *J. Metamorph. Geol.*, **6**: 437-450.
- SCHRANK, A. & SILVA, M. G. 1993. *Greenstone belts do Cráton do São Francisco, Brasil*. In: Dominguez, J.M.L. & Misi, A. ed. *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq. p.85-118.
- SCOTT, D. J.; HELMSTAEDT, H.; BICKLE, M. J. 1992. Purtonic ophiolite. Cape Smith Belt, Northern Quebec, Canada: a reconstructed section of Early Proterozoic oceanic crust. *Geology*, **20**:173-176.
- SEIXAS, S. R. M.; LOUREIRO, H. S. C.; AZEVEDO, R. R. 1980. *Projeto Mundo Novo*. Relatório de progresso. 3v. Salvador. Convênio DNPM-CPRM
- SEIXAS, S. R. M.; MARINHO, M. M.; MORAIS FILHO, O. 1975. *Projeto Bahia II; Geologia das folhas de Serrinha e Itaberaba*. Relatório final. Salvador, Convênio DNPM/CPRM.
- SERRI, G. 1981. The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes: a key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **52**: 203-212.
- SHAW, D. M. 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geoch. and Cosmoch. Acta.*, **34**: 237-243.
- SHAW, D. M. 1972. The origin of Apsley gneiss, Ontário. *Can. Jour. Earth Sci.*, **9**: 18-35.
- SHCHERBAK, E. N.; BARTNITSKY, E. N.; BIBIKOVA, E. V.; BOIKO, V. L. 1984. Age and evolution of the Precambrian continental crust of the Ukrainian Shield. In: A. Kroner *et al.* ed. *Archaean Geochemistry*, p. 252-261. Springer-Verlag
- SHERATON, J.W. & BLACK, L. P. 1983. Geochemistry of Precambrian gneisses: relevance for the evolution of the East Antarctic shield. *Lithos*, **16**: 273-296.
- SILVA, E. F. A. & MORAIS, A. M. V. 1994. Granitogênese transamazônica da folha Ipirá (Bahia): Características petrográficas, petroquímicas e história evolutiva. In: 38 CONGR. BRAS. GEOL. Balneário Camboriú, 1994. *Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú. SBG. v. 1, p. 155-156.
- SILVA, E. F. A. & SOARES, J. V. *Projeto Lajedinho-Ipirá*. CBPM. no prelo.
- SILVA, M. DA G. 1984. A seqüência vulcanossedimentar do médio Itapicuru, Bahia. In: Inada, H.A.V. & Duarte, F. B. org. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, textos básicos*, v.5. SME, Ba. p.8-42.
- SILVA, M. DA G. 1990. O "Greenstone Belt" do Rio Itapicuru: uma bacia do tipo back-arc de idade proterozóica inferior. In: 36 CONGR. BRAS. GEOL. Natal, 1990. *Boletim de resumos...* Natal. SBG. p. 322.

- SILVA, M. DA G. 1992. O Greenstone belt do Rio Itapicuru: uma bacia do tipo back-arc fóssil. *Rev. Bras. Geoc.*, **22**: 157-166.
- SILVA, M. DA G. 1996. Capítulo IV. Seqüências metassedimentares, vulcanossedimentares e *greenstone belts* do Arqueano e Proterozóico Inferior. In: Barbosa, J.S.F. & Dominguez, J.M.L. (coord.). *Geologia da Bahia: texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo*. Gov. Est. Bahia UFBA/IGEO. Convênio SCIT/UFBA/SGM/PPPG/FAPEX. p. 85-102.
- SIVELL, W. J. 1986. A basaltic-ferrobasaltic granulite association Oonagalabi gneiss Complex, Central Australia: magmatic variation in an Early Proterozoic rift. *Contr. Mineral Petrol.*, **93** (3): 381-394.
- STERN, C. R. & KILIAN, R. 1996. Role of subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contrib. Mineral Petrol.*, **123**: 263 - 281.
- STORMER JR, J. C. & NICHOLLS, J. 1978. XLFRAC: A program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computer & Geosciences*, **4**: 143-159.
- SUN, S. S.; NESBIT, R. W.; SHARASKIN, A. Y. 1979. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth and Planet. Sci. Let.*, **44**: 119 - 138.
- SYLVESTER, P. J. 1994. Archean granite plutons. In: K. C. Condie, Ed., *Archean Crustal Evolution*. Devel. in Precam. Geol. n.11. Elsevier. p. 261-314.
- TARNEY, J.; WEAVER, B. L.; WINDLEY, B. F. 1982. Geological and geochemical evolution of the Archean continental crust. *Rev. Bras. Geoci.*; (*Anais do ISAP*), **12**.(1/3): 53-59.
- TARNEY, J. & WINDLEY, B. F. 1977. Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental crust. *J. Geol. Soc. London*, **134**: 153-172.
- TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford.
- TEIXEIRA, L. R. 1991a. Capítulo 5. Geoquímica. In: Melo, R.C., org. *PLGB. Pintadas, folha SC-24-Y-D-V. Texto Explicativo*. Escala 1:100.000.p. 79-115. DNPM, Brasília. Trabalho executado pela CPRM/SUREG-SA.
- TEIXEIRA, L. R. 1991b. Capítulo 5. Geoquímica. In: Loureiro, H. S. C.,org. *PLGB.Mundo Novo, folha SC-24-Y-D-IV. Texto Explicativo*. Escala 1:100.000. p. 83-117. DNPM, Brasília. Trabalho executado pela CPRM/SUREG-SA.
- TEIXEIRA, L. R. 1992. Capítulo 5. Geoquímica. In: Pereira, L.H.M. org. *PLGB. Serrinha, folha SC.24-Y-D-VI. Texto Explicativo*. Escala 1:100.000. p. 77-101. DNPM, Brasília. Trabalho executado pela CPRM/SUREG-SA.
- TEIXEIRA, L. R. 1995. *Quantificação dos mecanismos petrogenéticos das rochas magmáticas. Metodologia*. Monogr. Seminários Gerais. IG-UFBA.inédito.
- TEIXEIRA, L. R. & MELO, R.C. 1990. Geoquímica dos ortognaisses granulíticos do Complexo Caraíba, na região de Riachão do Jacuibe, Ba. In: 36 CONGR. BRAS. GEOL,Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG. v.4, p. 1849-1860.
- TEIXEIRA, L. R. & MELO, R.C. 1992. Suíte São José do Jacuibe: evidência de uma possível oceanização no cinturão móvel Salvador-Curaçá, Ba. In: 37 CONGR. BRAS. GEOL.,São Paulo, 1992. *Anais...* São Paulo, SBG. v.2, p. 317-318.
- TEIXEIRA, L. R. & SABATÉ, P. 1994. Os ortognaisses de Riacho da Onça, no cinturão Salvador-Curaçá, Ba, Brasil: Um batólito monzonítico do Transamazônico precoce, num lineamento em escala litosférica? In: 38 CONGR. BRAS. GEOL. Balneário Camboriú, 1994. *Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú, SBG. v. 2 , p. 407-409.
- THOMAS, R. J.; CORNELL, D. H.; MOORE, J. M.; JACOBS, J. 1994. Crustal evolution of the Namaqua-Natal Metamorphic Province, southern Africa. *S. Afr. J. Geol.*, **97** (1): 8 -14.

- VEIGA, P. M. & COUTO, P. A. 1971. *Projeto Apatita*. Relatório final. Convênio DNPM/CPRM
- VILLEMANT, B.; JAFFREZIC, H; JORON, J-L; TREUIL, M. 1981. Distribution coefficients in the basalt series of Chaîne de Puys (Massif Central, France). *Geoch. and Cosmoch. Acta*, **45**:1997-2016.
- XIE, Q.; MCCUAIG, T. C.; KERRIC, R. 1995. Secular trends in the melting depths of mantle plumes: evidence from HFSE/REE systematics of archaean high-Mg lavas and modern oceanic basalts. *Chemical Geology*, **126**: 29-42
- WEAVER, B. L. 1980. Rare earth element geochemistry of Madras granulites. *Contr. Mineral Petrol*, **73** (3): 271-279.
- WEAVER, L. W. & TARNEY, J. 1980. Rare earth geochemistry of Lewisian granulite-facies gneisses, Northwest Scotland: Implications for the petrogenesis of the Archaean lower continental crust. *Earth and Planet. Sci. Let.*, **51**: 279 - 296.
- WEAVER, B. L. & TARNEY, J. 1981. Lewisian geochemistry and Archean crustal development models. *Earth and Planet. Sci. Let.*, **55**: 171-180.
- WEBER, C. & BARBEY, P. 1986. The role of water, mixing process and metamorphic fabric in the genesis of the Baume migmatites (Ardèche, France). *Contr. Mineral Petrol.*, **92**: 481-491.
- WERNER, C. D. 1987. Saxonian granulites - igneous or lithogeneous. A contribution to the geochemical diagnosis of the original rocks in high-metamorphic complexes. In: Gerstenberger, H. ed. *Contribution to the geology of the Saxonian Granulite Massif*. p. 221-250.
- WHALEN, J. B.; CURRIE, K. L.; CHAPPEL 1987. A type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contr. Mineral Petrol.*, **95**: 407-419.
- WILSON, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London. 466 p.
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. 1976. Geochemical magma type discrimination application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planet. Sci. Let.*, **28**: 459- 469.
- WOLDE, B. & GORE-GAMBELA, G. T. 1996. Tonalite-trondhjemite-granite genesis by partial melting of newly underplated basaltic crust: an example from the Neoproterozoic Birbir magmatic arc, western Ethiopia. *Prec. Research*, **76**: 3-14.
- WRIGHT, T. L & DOHERTY, P. C. 1970. A linear programming and least squares computer method for solving petrological mixing problems. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**: 1995-2008.
- ZALESKY, E.& PETERSON, V. L. 1995. Depositional setting and deformation of massive sulfide deposits, iron-formation, and associated alteration in the Manitouwadge Greenstone Belt, Superior Province, Ontario. *Economic Geology*, **90**: 2244-2261.
- ZHAO, J. 1994. Geochemical and Sm-Nd isotopic study of amphibolites in the southern Arunta Inlier, central Australia: evidence for subduction at a Proterozoic continental margin. *Precambrian Research*, **65**: 71-94.

MÉTODOS ANALÍTICOS E COEFICIENTES DE PARTIÇÃO

1 — Análises realizadas no Lamin – CPRM, Rio de Janeiro

Elementos maiores — margens de erro (%)

SiO ₂ : ± 0,6	TiO ₂ : ± 0,12	Al ₂ O ₃ : ± 0,4
Fe ₂ O ₃ : ± 0,16	FeO: ± 0,05	MnO: ± 0,03
MgO: ± 0,2	CaO: ± 0,3	Na ₂ O: ± 0,13
K ₂ O: ± 0,02 (para valores < 1%), ± 0,12 (para valores > 1%)		
P ₂ O ₅ : ± 0,02	P.F.: ± 0,1	

Elementos traços — margens de erro (%)

Fluorescência de raios X: Nb, Zr, Y, Rb

Faixa de concentração	Erro
10 — 50	30
50 — 100	15
100 — 500	10

Absorção atômica, determinações quantitativas: Ba, Cr, Cu, Ni, Pb, Sr, Zn.

Elementos	Faixa de concentração	Erro
Ba, Cu, Ni, Sr, Zn	5 — 100 ppm	± 20
“	> 100 ppm	± 10
Pb	20 — 100 ppm	± 20
“	> 100 ppm	± 10
Cr	50 — 500 ppm	± 20
“	> 500 ppm	± 10

— Dados fornecidos pelo LAMIN

2 — Análises realizadas na GEOLAB, Belo Horizonte

ICP, Elementos Terras Raras (ETR)

1- Manto

	Cr	Ni	Ba	Sr	Zr	Y	La	Ce	Sm	Eu	Gd	Yb	Lu
olivina	2,1	24,0157	0,01	0,014	0,4	0,0015	0,0004	0,0005	0,0013	0,0016	0,0015	0,0015	0,0015
cpx	8,4	4,8	0,05	0,2	0,35	0,3	0,1	0,2	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6
opx	10,0078	5,2	0,013	0,017	0,1	0,03	0,002	0,003	0,1	0,013	0,016	0,049	0,058
granada	13,0078	1,2	0,022	0,013	0,6255	16,0157	0,04	0,08	1,001	0,98	3,8	21,0157	21,0157
espinélio	-	-	-	-	-	-	0,03	0,031	0,05	0,055	0,07	0,1	0,08

2 - Rochas máficas

	Cr	Ni	Ba	Sr	Zr	Y	La	Ce	Sm	Eu	Gd	Yb	Lu
olivina	2,1	24	0,01	0,014	0,4	0,0015	0,0004	0,0005	0,0013	0,0016	0,0015	0,0015	0,0015
cpx	8,4	3,4	0,026	0,12	0,35	0,3	0,07	0,098	0,26	0,31	0,3	0,28	0,27
opx	10	5,2	0,013	0,017	0,1	0,03	0,02	0,003	0,1	0,013	0,016	0,049	0,058
plagioclásio	0,01	0,1	0,26	2	0,25	0,6	0,13	0,11	0,05	1,3	0,04	0,024	0,023
hornblenda	1	7,3	0,33	0,36	0,45	1,9	0,2	0,3	1,1	1,3	1,8	1,7	1,5
granada	22	0,6	0,23	0,012	0,5	2	0,015	0,021	0,217	0,32	0,498	4,03	5,05
apatita	-	-	0,01	2	-	-	25	31	64	30	65	24	16
ilmenita	-	-	-	-	-	-	0,005	0,006	0,01	0,007	0,017	0,077	0,1

3 - Rochas félsicas

	Rb	Ba	Sr	Zr	Y	La	Ce	Sm	Eu	Gd	Yb	Lu
plagioclásio	0,04	0,31	4,4	0,01	0,055	0,4	0,27	0,13	2,15	0,097	0,049	0,046
Kfeldspato	0,65	6	3,8	0,2	0,008	0,054	0,043	0,018	1,13	0,011	0,0065	0,006
hornblenda	0,014	0,044	0,022	0,45	12	0,74	1,52	7,77	5,14	10	8,4	4,6
biotita	3	1,1	0,1	2	0,16	0,034	0,037	0,058	0,14	0,09	0,065	0,062
alanita	-	-	-	1	100	960	940	620	56	440	54	41
ilmenita	-	-	-	-	-	0,005	0,006	0,01	0,07	0,017	0,077	0,1
magnetita	-	-	-	-	-	0,12	0,15	0,27	0,17	0,34	0,86	0,95

Fontes:

Valores conforme compilação *in* Martin, 1988 e Martin & Sabaté, 1991. Para espinélio (pleonasto) os dados são de Irving, 1978.

Coeficientes de partição (Kd)

RELATÓRIOS DO GENESIS

Como os relatórios não estavam em formato digital, os mesmos não estão relacionados aqui. Todavia o leitor pode refazer-los no GENESIS através dos dados contidos nas várias tabelas dos capítulos 6 e 8 e dos Kd contidos no anexo 1.

Apêndice A

GENESIS (aplicativo de modelamento geoquímico para Windows)

O que é GENESIS?

O modelamento geoquímico envolve normalmente fastidiosas seqüências de cálculos, nem sempre complicados, porem extremamente repetitivos, pois pode ser considerado como um método de tentativa e erro. Para facilitar o trabalho existem vários programas que executam um ou mais modelos de elementos maiores ou traços, porém fazem parte de *softwares* que não são exclusivos de modelamento e em geral são pouco maleáveis.

GENESIS (o nome foi retirado da palavra inglesa *petrogenesis*) é um aplicativo exclusivo para modelamento, onde se procurou uma interface de comunicação “amigável” e programas que utilizam pouco o recurso de digitação de dados, e muito os recursos gráficos do Windows, para facilitar sua execução. São quatro programas que executam inúmeros modelos com elementos maiores e traços através de comandos simples e objetivos.

.....

O manual que era apresentado aqui se referia à primeira versão do programa que era composta por quatro módulos distintos e independentes que executavam os diversos modelos. Posteriormente foi feita uma nova versão que englobou todos os módulos em um único programa (GENESIS 3.0). Assim o antigo manual perdeu o sentido. Ao invés disto, neste CD está sendo apresentado o programa de instalação do Gênesis 3.0. O “help” do programa ajuda o leitor não só a executa-lo como a entender o objetivo dos vários modelos disponíveis.

No momento uma nova versão do GENESIS está sendo elaborada. Se o leitor tiver qualquer dúvida ou se tiver interesse pela nova versão pode contatar o autor pelo endereço leort@uol.com.br.