



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



DISSERTAÇÃO DE
MESTRADO

**AS SUÍTES GRANÍTICAS TIPO-S DO NORTE DO ESPÍRITO SANTO
NA REGIÃO DAS FOLHAS ECOPORANGA, MANTENA,
MONTANHA E NOVA VENÉCIA**

Jorge Geraldo Roncato Júnior

Orientador: Prof. Antônio Carlos Pedrosa Soares

Co-orientador: Dr. Luiz Carlos da Silva

095

BELO HORIZONTE
18 de Fevereiro de 2009

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**AS SUÍTES GRANÍTICAS TIPO-S DO NORTE DO ESPÍRITO SANTO
NA REGIÃO DAS FOLHAS ECOPORANGA, MANTENA,
MONTANHA E NOVA VENÉCIA**

Jorge Geraldo Roncato Júnior

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação
em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais
como requisito parcial à obtenção do título de Mestre.

Área de concentração: Geologia Regional

Orientador: Prof. Antônio Carlos Pedrosa Soares

Co-orientador: Dr. Luiz Carlos da Silva

Aos meus pais, Jorge e Carolina.

R769s
2009

Roncato Junior, Jorge Geraldo.

As suítes graníticas tipo-s do norte do Espírito Santo na região das folhas Ecoporanga, Matena, Montanha e Nova Venécia [manuscrito] / Jorge Geraldo Roncato Junior. – 2008.

xv, 100 f., enc. : il. (algumas color.), tabs., fots., mapas.

Orientador: Antônio Carlos Pedrosa-Soares.

Co-Orientador: Luiz Carlos da Silva.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2009.

Área de concentração: Geologia Regional.

Bibliografia: f. 91-100.

Inclui anexos.

1. Geologia – Espírito Santo – Teses. 2. Mapeamento Geológico – Espírito Santo – Teses. 3. Granitos – Espírito Santo – Teses. 4. Rochas ígneas – Teses. I. Pedrosa-Soares, Antônio Carlos. II. Silva, Luiz Carlos da III. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. IV. Título.

CDU: 551(815.2)

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Calota, que me apresentou uma forma diferente de enxergar a geologia e a vida. Agradeço pela amizade, pelos momentos, pelas críticas, pelo auxílio, pela paciência, pela dedicação sem limites e pela ajuda sem medida.

Ao meu co-orientador, Luiz Carlos da Silva, e ao amigo Carlos Maurício Noce pelas orientações técnicas, pelos inacreditáveis auxílios e pelos conselhos sempre acrescentando para tornar este trabalho possível.

À geóloga Camila Tavares Gradim por me apresentar o Complexo Nova Venécia e pelo favorecimento de inúmeros dados.

Ao amigo Tiago Novo sempre presente em todas as etapas, nas discussões, nas farras e nas resoluções de problemas e aos amigos contemporâneos de UFMG, Camila Carvalho, Kessiane Lima, Célia Figueiredo e Rodrigo Penna pelos incentivos e pelo sempre.

Aos companheiros de mapeamento Cristiane Castañeda, Gláucia Queiroga, Juliane Belém, Paulo Amorim Dias, Daniel Gradim, Tatiana Mascarenhas, Sofia Fornero, Lucas Tadeu, Lucas Galinari, Henrique Alvim, Natália Cota, Mariana Coutinho e Flávia Braga sem os quais não seria possível o levantamento de tantos dados e a conclusão desta dissertação. Às empresas e moradores das folhas mapeadas pela ajuda e pelos dados fornecidos.

Entre as Instituições merecem agradecimentos pelo suporte financeiro o Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq), Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG), ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) pelo suporte financeiro, logístico e laboratorial, e ao Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa, e seus funcionários, que cedeu os laboratórios para várias etapas. À Eliane Voll, Karin Voll e equipe pelo grande apoio na confecção do mapa geológico.

Aos meus muitos amigos, também muitos familiares, e a todos que contribuíram diretamente ou indiretamente, e não estão aqui citados, os meus sinceros agradecimentos.

RESUMO

Na área coberta pelas folhas Ecoporanga, Mantena, Montanha e Nova Venécia, situada na região norte do Estado do Espírito Santo, são muito abundantes as rochas graníticas tipo-S e um complexo paragnáissico de alto grau metamórfico que pertencem ao núcleo metamórfico-anatético do Orógeno Araçuai. O complexo paragnáissico, denominado Complexo Nova Venécia, apresenta intensidades diversas de migmatização e consiste essencialmente de sillimanita-granada-cordierita-biotita paragnaisse (também chamado de gnaisse kinzigítico) e cordierita granulito, com intercalações de rocha calcissilicática. Este complexo representa o embasamento neoproterozóico da região abordada. As características petrográficas, litoquímicas e geocronológicas de amostras do paragnaisse e cordierita granulito sugerem que a bacia Nova Venécia recebeu significativa contribuição de sedimentos provenientes de fontes situadas no arco magmático do Orógeno Araçuai.

A maior parte das rochas graníticas tipo-S estudadas pertencem às suítes Ataléia, Carlos Chagas e Montanha, que são subdivisões da supersuíte G2, originada no estágio sincolisional do orógeno. Por isto, estas suítes geralmente registram a foliação dúctil regional e texturas miloníticas, impressas pelo processo de deformação progressiva. Entretanto, no interior de batólitos ocorrem fácies com feições ígneas bem preservadas. A Suíte Ataléia se relaciona intimamente com o Complexo Nova Venécia por meio de contatos transicionais, caracterizados pelo aumento de fusão granítica no paragnaisse até o desaparecimento das feições gnáissicas, delineando um sistema de fusão parcial autóctone no qual o magma é representado pelo granitóide Ataléia e o resíduo é o cordierita granulito. Os granitóides Ataléia gerados neste sistema são ricos em enclaves de paragnaisse e rocha calcissilicática, bem como apresentam plagioclásio herdado de tal forma que variam em composição desde tonalito a granito, sempre granatíferos. As suítes Carlos Chagas e Montanha compõem um grande batólito que ocupa a maior parte da área estudada. Estas suítes são majoritariamente constituídas de granito de granulação grossa a muito grossa, rico em grandes cristais de feldspato potássico, destacando-se o granada-biotita leucogranito foliado a milonitizado da Suíte Carlos Chagas. As características de campo, petrográficas e litoquímicas sugerem que o batólito Carlos Chagas-Montanha seja uma grande zona de acumulação de magma granítico alóctone, originado, majoritariamente, a partir da fusão parcial do paragnaisse Nova Venécia. As idades U-Pb (SHRIMP e LA-ICP-MS), obtidas de amostras de zircão, indicam que as suítes Ataléia e Carlos Chagas originaram-se no mesmo episódio de fusão parcial, em torno de 575 Ma, do qual representam componentes autóctones (granitóides Ataléia) e alóctones (granitos Carlos Chagas e Montanha).

A suíte G3 é representada por leucogranito a granada e/ou cordierita, livre da foliação regional, que ocorre em veios e bolsões em granitos G2. O leucogranito G3, que contém freqüentes restitos de granito G2 e com ele mostra contato gradacional, representa fusão parcial autóctone dos litotipos da supersuíte G2.

A região estudada é um exemplo didático da crosta metassedimentar profunda, submetida à fusão parcial, com geração de resíduo granulítico e acumulação de grande quantidade de magma granítico tipo-S.

ABSTRACT

The Ecoporanga-Mantena-Montanha-Nova Venécia region, located in the northern Espírito Santo State, is very rich in S-type granites and includes a high-grade paragneiss complex, belonging to the anatectic-metamorphic core of the Araçuaí Orogen.

The paragneiss complex, called Nova Venécia Complex, consists of migmatized sillimanite-cordierite-biotite-garnet gneiss (also called kinzigitic gneiss) and cordierite granulite, with intercalations of calcsilicate rock. This complex represents the Neoproterozoic regional basement. Petrographic, lithochemical and geochronological characteristics suggest that the Nova Venécia basin was filled by significant amounts of detrital sediments provided by sources located in the magmatic arc of the Araçuaí orogen.

The Ataléia, Carlos Chagas and Montanha suites belong to G2 supersuite, formed during the syncollisional stage of the Araçuaí Orogen. These syncollisional S-type suites were affected by the orogenic compressive deformation that imprinted the regional solid-state foliation and mylonitic textures. However, some portions of the syncollisional batholiths show well-preserved magmatic features. The Ataléia Suite shows gradational contacts with the Nova Venécia Complex, indicated by the increasing of melt and vanishing of gneissic features, characterizing an anatectic system that produced autochthonous granitic melt (Ataléia granitoid) and a residue represented by the cordierite granulite. The Ataléia melts generated in this system can be rich in plagioclase from the parent paragneiss so that they vary in composition from garnet-rich tonalite to granite. The Carlos Chagas and Montanha suites built up a large batholith and comprise very coarse to coarse-grained garnet-biotite syenogranites rich in K-feldspar megacrysts. Field, petrographic and lithochemical data suggest that these suites represent a huge accumulation zone of allochthonous granitic melts, mainly formed from the paragneiss anatexis. The U-Pb (SHRIMP and LA-ICP-MS) geochronological data obtained from zircon samples indicate that the Ataléia and Carlos Chagas suites formed from the same partial melting episode around 575 Ma.

The G3 suite represents a late orogenic re-melting process of the G2 supersuite. The typical G3 rock is a leucogranite with variable contents of garnet and/or cordierite, free of the regional solid-state foliation, but rich in foliated restites and schlieren of G2 granites.

The studied region is an excellent example of metasedimentary deep crust that underwent partial melting and resulted in S-type granites and granulite residues.

LISTA DE FIGURAS

Figura	1 -	Mapa de Localização da área de estudo 3
Figura	2 -	O Orógeno Araçuaí e a Faixa Congo Ocidental em relação ao Cráton São Francisco-Congo. FA, Faixa de Dobramentos Araçuaí; ZI, zona de interferência do orógeno com o Aulacógeno do Paramirim. Crátons: SF-C, São Francisco-Congo; A, Amazônico; SL-OA, São Luis-Oeste África; PP-RP, Paraná-Parapanema-Rio de la Plata; K, Kalahari (Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 2007) 5
Figura	3 -	Mapa geológico do Orógeno Araçuaí e seção AB nele indicada (Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 2007). A região enfocada por esta dissertação (retângulo negro) situa-se na zona de retroarco 6
Figura	4 -	Migmatito: rocha mista, com feições metamórficas (estrutura gnáissica, bandamento) interdigitadas com feições ígneas (CG21; 364172/7912296). 15
Figura	5 -	Detalhe de migmatito apresentando estrutura flebítica e de <i>schlieren</i> (VN86; 347233/ 7906839) 15
Figura	6 -	Lente de rocha calcissilicática marcando o acamamento sedimentar reliquiar (MF168; 368194/ 7971727) 16
Figura	7 -	Bandamento gnáissico preservado em paleossoma (NV21; 350323/ 7901494) 16
Figura	8 -	Foliação paralela ao bandamento nos paragneisses do Complexo Nova Venécia (MG100; 340881 / 7906537) 16
Figura	9 -	Diatexito marcado por maior quantidade de leucossoma e aumento da fusão parcial (VP71; 376213/ 7951324) 16
Figura	10 -	Migmatito com estrutura dobrada do Complexo Nova Venécia (NV102; UTM: 353768/ 7921660). Ver detalhe na Figura 9 18
Figura	11 -	Estrutura ptigmática em migmatito do Complexo Nova Venécia (FM34; 355594/ 7973519) 18
Figura	12 -	Paragneisse migmatítico com estrutura dobrada e estromática no Complexo Nova Venécia (NV21; 350323/ 7901494) 18
Figura	13 -	Metatexito mostrando o leucossoma rico em granada e o melanossoma rico em biotita, Complexo Nova Venécia (NV102; 353768/7921660) 18
Figura	14 -	Banda de sillimanita, hercynita e minerais opacos em paragneisse do Complexo Nova Venécia (nicóis paralelos; VN22; 375283/ 7941994) 20

Figura	15 -	Sillimanita e biotita orientadas no mosaico granoblástico de paragnaisse Nova Venécia (nicóis paralelos; VP128; 366238/7931285) 20
Figura	16 -	Banda máfica do paragnaisse rica em biotita orientada e cordierita (nicóis cruzados; MP29A; 348874/7957855) 20
Figura	17 -	Sillimanita associada à cordierita (macla interrompida) em granulito do Complexo Nova Venécia (nicóis cruzados; MP96; 380298/7978955) 20
Figura	18 -	Cordierita granulito rico em cordierita azul a bandas quartzofeldspáticas (VN86; 347233/7906839) 20
Figura	19 -	Ambientes geotectônicos geradores de granitóides (Pitcher 1993; Barbarin 1998). A fase "transicional" corresponde ao estágio pós-colisional de um sistema orogênico. 23
Figura	20 -	Esquema de acumulação e migração de magma granítico (fonte: palestra por H. Martin 2002). 24
Figura	21 -	Modelo esquemático do colapso extensional (gravitacional) de crosta continental espessada orogeneticamente (Winter 2001) 26
Figura	22 -	Diagrama de fases (a), P-T, simplificado, mostrando as principais reações que promovem fusão parcial formadora de granito tipo-S (campos em azul). b) representação da quantidade de fusão gerada em sistemas com moscovita e biotita (Winter 2001) 27
Figura	23 -	Enclave de paragnaisse migmatítico, bandado, no granito Ataléia (VN36; 355207/ 7900957) 29
Figura	24 -	Contato transicional entre paragnaisse do Complexo Nova Venécia e granitos da Suíte Ataléia (NV28; 345798/ 7930688) 29
Figura	25 -	Foliação regional bem marcada no granito Ataléia (EP66; 301141/ 7973748) 29
Figura	26 -	Granada-biotita granito com foliação incipiente da Suíte Ataléia (NV02; 351936/ 7936746) 29
Figura	27 -	Biotita-granada granito foliado da Suíte Ataléia (NV14; 344553/ 7899728) 29
Figura	28 -	Biotita-granada granito foliado da Suíte Ataléia mostrando cristais de granada estirados (NV28; 345798/ 7930688) 29
Figura	29 -	Granada-biotita granito com textura hipidiomórfica, pertencente à Suíte Ataléia (nicóis cruzados; NV02; 351936/ 7936746) 31

Figura	30 -	Fotomicrografia destacando a alteração do piroxênio para biotita em granito da Suíte Ataléia (nicóis paralelos; MP62; 381299/8000535) 31
Figura	31 -	Alteração do piroxênio para biotita na Suíte Ataléia (nicóis cruzados; MP62; 381299/8000535) 31
Figura	32 -	Granada com inclusão de hercynita (nicóis paralelos; MP16A; 351985/8007825) 31
Figura	33 -	Granito Ataléia fino milonítico com quartzo e feldspatos cominuidos (nicóis cruzados; lâmina MP16A; 351985/8007825) 31
Figura	34 -	Plagioclásio com macla curvada na Suíte Ataléia (nicóis cruzados; lâmina MP7; 382127/7999285) 31
Figura	35 -	Diagrama Q-A-P modal de Streckeisen (1976) para amostras de rochas da região estudada. 33
Figura	36 -	Leucogranito Carlos Chagas indeformado, mostrando desvio de fluxo ígneo em torno de fenocristal muito bem preservadas (MQ78; 333544/ 7910076) 34
Figura	37 -	Leucogranito Carlos Chagas indeformado, estrutura isotrópica (MQ78; 333544/ 7910076) 34
Figura	38 -	Leucogranito Carlos Chagas indeformado, mostrando estrutura isotrópica (MQ78; 333544/ 7910076) 34
Figura	39 -	Leucogranito Carlos Chagas indeformado, mostrando feições ígneas muito bem preservadas (MQ78; 333544/ 7910076) 34
Figura	40 -	Leucogranito Carlos Chagas incipientemente foliado (MQ06; 312554/ 7916175) 35
Figura	41 -	Leucogranito Carlos Chagas foliado (NV51; 343674/ 7951453) 35
Figura	42 -	Leucogranito Carlos Chagas foliado. A foliação regional é destacada pelo estiramento dos porfiroclastos ocelares de feldspato potássico (NV51; 343674/ 7951453) 35
Figura	43 -	Leucogranito Carlos Chagas fitado (lapiseira amarela como escala). A foliação regional é destacada pela orientação da biotita (MQ79; 333944/ 7905523) 35
Figura	44 -	Fotomicrografias mostrando a foliação incipiente marcada pela orientação da biotita e sillimanita fibrosa (MQ06; 312554/ 7916175) 36
Figura	45 -	Fotomicrografias mostrando a foliação marcada pela orientação da biotita e sillimanita fibrosa (MQ70; 333944/ 7905523) 36

Figura	46 -	Fotomicrografias mostrando a foliação marcada pelo estiramento do quartzo e feldspato (em estágio mais avançado de deformação) (nicóis cruzados; EB46a; 291955/ 7976142) 36
Figura	47 -	Fotomicrografias onde observa-se a sillimanita orientada (S, sillimanita; Bt, biotita; Pg, plagioclásio; Gr, granada) (nicóis cruzados; MP75; 370133/ 7955672) 36
Figura	48 -	Contado entre os granitos Montanha e Carlos Chagas (FM30; 348437 / 7958058) 39
Figura	49 -	Granada-biotita granito da Suíte Montanha (MF1; 355109/7995707) 39
Figura	50 -	Granada-biotita granito da Suíte Montanha milonitizado (FM82; 343927/7963864) 39
Figura	51 -	Granada-biotita granito da Suíte Montanha com porfiroclasto de feldspato potássico rotacionado (MF1; 355109/7995707) 39
Figura	52 -	Grão de plagioclásio com macla curvada da Suíte Montanha (nicóis cruzados; MF1; 355109/7995707) 40
Figura	53 -	Biotita castanho-avermelhada (Bt) orientada na foliação, bem como aspectos de sua alteração para moscovita (M; nicóis cruzados; FM33; 356459/356459) 40
Figura	54 -	Relações de campo entre leucogranito G3 e granito G2(MQ139; 291957/ 7924773) 41
Figura	55 -	O leucogranito G2 tende a tomar todo o afloramento, ficando restitos biotíticos foliados (<i>schlieren</i>) de G2 em meio à massa branca predominantemente composta de G3 (MG42; 296944/ 7904793) 41
Figura	56 -	As variedades de leucogranito G3 são granada leucogranito (esquerda), granada-cordierita leucogranito (centro) e cordierita leucogranito 41
Figura	57 -	Sillimanita, feldspato mesopertítico e quartzo do leucogranito da Suíte G3 (nicóis cruzados; FM178; 358101/ 7960008) 42
Figura	58 -	Textura ígnea do leucogranito G3 e vários de seus minerais mais comuns (Qz, quartzo; KF, feldspato potássico; Pg, plagioclásio; Gr, granada; S, sillimanita). (nicóis paralelos; MQ39; 306825/ 7914518) 42
Figura	59 -	Autólito máfico em biotita granito de granulação grossa da Suíte Aimorés (MQ03; 297052 / 7923296) 44
Figura	60 -	Fluxo ígneo marcado por fenocristais de feldspato potássico orientados em biotita granito da Suíte Aimorés G5 (NV76; 347542 / 7922565) 44
Figura	61 -	Charnockito da Suíte Aimorés (NV34; 342339 / 7935469) 44

Figura	62 -	Opdalito da Suíte Aimorés (FM174; 360033 / 7963818) 44
Figura	63 -	Fotomicrografia de opdalito com plagioclásio (Pg), ortopiroxênio (Opx) e anfibólio (A) (nicóis cruzados; FM174; 360033/7963818) 44
Figura	64 -	Fotomicrografia de anfibólio verde oliva em biotita granito da Suíte Aimorés (nicóis paralelos, NV87; 346371/ 7924373) 44
Figura	65 -	Rochas do Complexo Nova Venécia e Suíte Ataléia, aflorantes nas folhas Ecoporanga e Mantena. 49
Figura	66 -	Mapa geológico simplificado da região das folhas Ecoporanga, Mantena, Montanha e Nova Venécia 51
Figura	67 -	Fotografias da Suíte Carlos Chagas em afloramentos situados na Folha Mantena. 53
Figura	68 -	A seqüência de fotos mostra o incremento da deformação milonítica, desde milonito gnaisse (A e B) até ultramilonito gnaisse (D e F), em afloramentos da Folha Mantena. As fotos C e E ilustram detalhes dos porfiroclastos de granada como indicadores cinemáticos 54
Figura	69 -	Fotomicrografias de rochas da Suíte Carlos Chagas (G2cc) ilustram a progressão da deformação em alta temperatura 55
Figura	70 -	Fotografias dos corpos de leucogranitos da Suíte G3 que não registram a foliação regional e ocorrem como veios e bolsões. 56
Figura	71 -	Zona de cisalhamento transpressional sinistral marcada por granada-biotita ultramilonito da Suíte Carlos Chagas (MG61; 330286/ 7903830) 58
Figura	72 -	Ultramilonito da Suíte Montanha (FM37; 354049/7971800) 58
Figura	73 -	Cristal de granada estirado em ultramilonito da Suíte Carlos Chagas ((MQ79; 333944/ 7905523) 58
Figura	74 -	Cristal de granada estirado em ultramilonito da Suíte Carlos Chagas ((MQ79; 333944/ 7905523) 58
Figura	75 -	Lineamento de pães-de-açúcar marcando a direção das grandes estruturas regionais. Vista de sul para norte, Fazenda Cachoeira, Pancas/ES (A13; 311052 / 7971990) 60
Figura	76 -	Diagrama P-T para os paragnaisses migmatíticos do Complexo Nova Venécia (Munhá <i>et al.</i> 2005) 62

Figura	77 -	Diagrama Rb-Ba-Sr aplicado às rochas da área de estudo 65
Figura	78 -	Distribuição das amostras de paragnaisse do Complexo Nova Venécia no diagrama discriminador de rochas grauvaquianas, quartzitos e pelitos pós-arqueanos de Pedrosa-Soares (1995). 66
Figura	79 -	Distribuição das amostras de paragnaisse e cordierita granulito do Complexo Nova Venécia no diagrama $SiO_2/Al_2O_3 - K_2O/Na_2O - MgO/CaO$ de Rozen (1992). 67
Figura	80 -	Distribuição das amostras do Complexo Nova Venécia no diagrama discriminador de ambientes tectônicos para grauvacas, proposto por Rozen 1992. 67
Figura	81 -	Diagrama $TiO_2 \times (Fe_2O_3t + MgO)$, discriminante para ambientes geotectônicos de Bathia (1983). Os símbolos representam as amostras do Complexo Nova Venécia. 68
Figura	82 -	Diagrama $Al_2O_3 \times (Fe_2O_3t + MgO)$, de Bhatia (1983), discriminante para ambientes geotectônicos (Fe_2O_3t representa ferro total como Fe_2O_3). 69
Figura	83 -	Classificação das amostras das suítes graníticas estudadas no diagrama TAS de Cox <i>et al.</i> (1979).. 70
Figura	84 -	Índice de Shand (aluminosidade) para as rochas da área de estudo. 70
Figura	85 -	Diagrama $Na_2O \text{ versus } K_2O$ de Front & Nurmi (1987), aplicado às rochas da área de estudo. 71
Figura	86 -	Diagrama $\log (K_2O/MgO) \times SiO_2$ (Rogers & Greenberg 1981) aplicado às rochas da área de estudo. 71
Figura	87 -	Diagrama de Whalen <i>et al.</i> (1987) para discriminar granitos alcalinos originados por cristalização fracionada (FG) de granitos S e I não fracionados (OGT) e de granitos tipo-A, aplicado às rochas da área de estudo. 72
Figura	88 -	Distribuição dos padrões de terras raras, normalizadas segundo o condrito de Evensen <i>et al.</i> (1978), para as rochas do Complexo Nova Venécia. 73
Figura	89 -	Distribuição dos padrões de terras raras, normalizadas segundo o condrito de Evensen <i>et al.</i> (1978), para as rochas da Suíte Ataléia. 73
Figura	90 -	Distribuição dos padrões de terras raras, normalizadas segundo o condrito de Evensen <i>et al.</i> (1978), para as rochas das Suítes Carlos Chagas e Montanha. 73
Figura	91 -	Distribuição dos padrões de terras raras, normalizadas segundo o condrito de Evensen <i>et al.</i> (1978), para as rochas da Suíte G3. 73
Figura	92 -	Distribuição dos padrões de terras raras, normalizadas segundo o condrito de Evensen <i>et al.</i> (1978), para as rochas da área de estudo. 73

Figura	93 -	Diagrama multicatiônico R1 <i>versus</i> R2 (De La Roche <i>et al.</i> 1980) aplicado às rochas estudadas. 74
Figura	94 -	Diagrama Rb <i>versus</i> Sr de Condie (1973), aplicado às rochas da área de estudo. As amostras do Complexo Nova Venécia foram plotadas como forma de comparação 75
Figura	95 -	Leucogranito Carlos Chagas indeformado (MP21; 340892 / 7931068), com textura ígnea preservada, na variedade comercial <i>Giallo Veneziano</i> (GRANASA). 78
Figura	96 -	Imagens de catodoluminescência de cristais de zircão da amostra MP21 e respectivos <i>spots</i> analisados (indicados pelos círculos). 80
Figura	97A -	Diagrama U-Pb concórdia dos dados obtidos nos cristais analisados. Os resultados em verde não foram utilizados na regressão. 81
Figura	97B -	Diagrama concórdia para os dados U-Pb SHRIMP mais concordantes de zircões do leucogranito Carlos Chagas indeformado (amostra MP21, LOPAG OPU3666). 81
Figura	98 -	Diagrama de idade calculada a partir da média $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ para doze <i>spots</i> coerentes, resultando no valor de $574,7 \pm 3,9$ (95% conf.; MSWD = 1,35; probabilidade = 0,19). 81
Figura	99 -	Contato entre o granito cinza da Suíte Ataléia (G2at) e o leucogranito da Suíte Carlos Chagas (G2cc), em afloramento na Folha Ecoporanga (EP66; 301141 / 7973748). 85
Figura	100 -	Imagens em MEV de grãos de zircão da amostra EP66A e respectivos <i>spots</i> analisados (indicados pelos círculos). 85
Figura	101 -	Diagrama concórdia para os dados LA-ICPMS de zircões da amostra EP66A (Suíte Ataléia). 86
Figura	102 -	Imagens em MEV dos grãos de zircão da amostra EP66B (Suíte Carlos Chagas) 87
Figura	103 -	Diagrama concórdia para os dados LA-ICPMS de zircões da amostra EP66B (Suíte Carlos Chagas). 88

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	- A classificação M-I-S-A para granitóides (Chappel & White 1974, 2001; Barbarin 1998). $IA = \frac{Al_2O_3}{Na_2O+K_2O+CaO}$ (molar) 23
Tabela 2	- Amostras analisadas para litoquímica 64
Tabela 3	- Resultados das análises SHRIMP U-Pb para os zircões da amostra MP-21 (OPU3666) 79
Tabela 4	- Resultados das análises Laser Ablation-MC-ICP-MS para os zircões da amostra EP66A (Suíte Ataléia) 83
Tabela 5	- Resultados das análises Laser Ablation-MC-ICP-MS para os zircões da amostra EP66B 84
Tabela 6	- Seleção de idades obtidas para granitos tipo-S da Supersuíte G2 na região oriental do Orógeno Araçuaí. 89
Tabela 7	- Dados dos elementos maiores, menores e traços para os litotipos da área mapeada Anexo II
Tabela 8	- Dados não convertidos dos elementos maiores, menores e traços para os litotipos da área mapeada Anexo II
Tabela 9	- Dados dos elementos terras raras para os litotipos da área mapeada Anexo II

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	i
RESUMO	ii
ABSTRACT	iii
LISTA DE FIGURAS	iv
LISTA DE TABELAS	xi
SUMÁRIO	xii
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivo	2
1.2 Metodologia	2
1.3 Localização e acesso	3
2. ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO	4
3. TRABALHOS ANTERIORES	7
3.1 complexos paragneissicos	7
3.2 plutonismo orogênico	10
3.2.1 <i>Suíte G1</i>	10
3.2.2 <i>Suíte G2</i>	10
3.2.3 <i>Suíte G3</i>	11
3.2.4 <i>Suíte G4</i>	12
3.2.5 <i>Suíte G5</i>	12
4. GEOLOGIA DA ÁREA COBERTA PELAS FOLHAS ECOPORANGA, MANTENA, MONTANHA E NOVA VENÉCIA	14
4.1 Estratigrafia	14
4.1.1 <i>O Complexo Nova Venécia</i>	14

4.1.2 <i>As Suítes Graníticas tipo-S</i>	21
4.1.2.1 Suíte Ataléia	28
4.1.2.2 Suíte Carlos Chagas	32
4.1.2.3 Suíte Montanha	37
4.1.3 <i>Suíte G3</i>	40
4.1.4 Supersuíte G5 – Suíte Aimorés	43
4.2 <i>Tectônica e Metamorfismo</i>	46
4.2.1 <i>Estruturas Dúcteis</i>	47
4.2.1.1 Tramas Gnáissicas	47
4.2.1.2 Foliação Regional	50
4.2.1.3 Zonas de Cisalhamento	56
4.2.1.4 Dobras	58
4.2.2 <i>Estruturas Rúpteis</i>	59
4.2.3 <i>Lineamentos Regionais</i>	59
4.3 <i>Domínios Estruturais</i>	60
4.4 <i>Metamorfismo</i>	61
5. LITOQUÍMICA	63
6. GEOCRONOLOGIA	76
6.1 <i>Procedimentos Analíticos</i>	76
6.2 <i>Resultados U-Pb SHRIMP – Amostra MP21</i>	77
6.3. <i>resultados U-Pb LA-IC-PMS - AMOSTRAS EP66</i>	80
7. CONCLUSÃO	90
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	93

1. INTRODUÇÃO

Na região norte do Estado do Espírito Santo ocorre uma extensa faixa de rochas graníticas, gnáissicas e granulíticas. Estas rochas marcam a presença do núcleo metamórfico-anatético do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007). Na área coberta pelas folhas Ecoporanga, Mantena, Montanha e Nova Venécia são abundantes as rochas graníticas tipo-S, objeto da presente dissertação, tais como aquelas que são englobadas na supersuíte G2 (suítes Ataléia, Carlos Chagas e Montanha) e na suíte G3. Além destas unidades, ocorre um complexo paragnáissico de alto grau metamórfico, o Complexo Nova Venécia, e intrusões granítico-charnockíticas tardias da Suíte Aimorés (Pedrosa-Soares *et al.* 2006; Castañeda *et al.* 2006).

A região é a maior produtora de rochas ornamentais do Brasil. A unidade mais importante em termos de produção de rochas ornamentais é a Suíte Carlos Chagas, em particular suas rochas de cor amarela, dentre as quais está o famoso *Giallo Veneciano*, vendido no mercado internacional há algumas décadas. Os materiais ornamentais extraídos de maciços de charnockito sucedem a linha dos amarelos em volume minerado e importância econômica. Estes materiais verdes apresentam tonalidades desde verde claro a verde azulado. A linha dos brancos é dominada pelas variedades livres de intemperismo das rochas foliadas da Suíte Carlos Chagas e pelo leucogranito G3. Do Complexo Nova Venécia é extraído o cordierita granulito azul.

A presente dissertação de mestrado foi realizada com recursos dos projetos de pesquisa "Evolução e Metalogênese do Arco Magmático da Faixa Araçuaí" e "A Conexão Araçuaí-Ribeira nos Estados de Minas Gerais e Espírito Santo" (ambos financiados pelo CNPq), e do "Contrato CPRM-UFMG-Programa Geologia do Brasil" (todos coordenados pelo Prof. Antônio Carlos Pedrosa Soares). Apoio laboratorial foi dado pelo CPMTC-IGC-UFMG e LOPAG-UFOP. O autor teve bolsa de mestrado concedida pelo CNPq e desde seus estudos de iniciação científica tem trabalhado na região, tendo participado efetivamente do mapeamento das quatro folhas que cobrem a área enfocada.

1.1 OBJETIVO

As suítes graníticas tipo-S existentes na área coberta pelas folhas Ecoporanga, Mantena, Montanha e Nova Venécia apresentam marcantes variações petrográficas e estruturais, além de diferentes relações de campo entre si e com o complexo paragnáissico.

Estes fatos motivaram a realização da presente dissertação, cujo objetivo fundamental é estabelecer as relações genéticas entre as suítes graníticas tipo-S e o complexo paragnáissico, a partir de estudos petrográficos, estruturais, geoquímico-petroológicos e geocronológicos, além de um modelo evolutivo para a região abordada.

1.2 METODOLOGIA

Para esta dissertação foi realizado o seguinte roteiro metodológico:

- Revisão bibliográfica e da cartografia regional;
- Mapeamento geológico sobre a área coberta pelas folhas Ecoporanga, Mantena, Montanha e Nova Venécia, tendo sido realizados cerca de 110 dias de trabalhos de campo e descritos aproximadamente 900 afloramentos pelo mestrando ou com sua participação (além daqueles que foram descritos por outros participantes do mapeamento das folhas referidas, mas que constam do acervo de dados que sustenta esta tese). Os limites usados para a granulação das rochas ígneas são muito fina <0,5 mm, fina: 0,5-1mm, média: 1-5 mm, e grossa > 5 mm. Quanto à denominação em campo para as estruturas dos migmatitos utilizou-se a classificação de Passchier *et al.* (1993), com a preocupação de dar uma conotação apenas textural.
- Amostragem de rochas para análises, feita durante o mapeamento.
- Estudos petrográficos e micro-estruturais em microscopia ótica sobre 147 lâminas delgadas de rochas.
- Análises litoquímicas de 46 amostras para elementos maiores e traços. As análises foram realizadas no laboratório Acme Analytical Laboratories Ltd., Vancouver, Canadá. Os elementos maiores foram analisados pelo método ICP-ES (Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry) com fusão da amostra por metaborato de lítio e digestão com HNO₃, para os óxidos maiores e; os elementos menores e ETR foram analisados pelo método ICP-MS (Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry) com fusão da amostra por metaborato/tetraborato de lítio e digestão com água régia

(apenas metais base). Carbono e enxofre foram analisados pelo método LECO devido ao baixo limite de detecção. Os diagramas litoquímicos foram confeccionados pelos programas MINPET 2.02 e EXCEL 2007.

- Análises geocronológicas U-Pb em três amostras de zircão foram realizadas pelo método U-Pb SHRIMP na Australian National University, pela Profa. Marly Babinski (uma amostra da Suíte Carlos Chagas), e pelo método por LA-ICPMS no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), pelo Prof. Ivo Dussin (duas amostras da Suíte Ataléia).

- Integração e interpretação dos resultados, e redação da dissertação.

1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área estudada situa-se no Estado do Espírito Santo, tendo uma pequena parte pertencente ao Estado de Minas Gerais, a 425 km a leste de Belo Horizonte e 254 km a norte de Vitória, e abrange os municípios de Nova Venécia, Boa Esperança, Nanuque, Ataléia, Mucuri, Barra de São Francisco, Pancas, São Gabriel da Palha, Mantena, Mantenópolis e Vila Fartura (Fig. 1). A área é coberta pelas folhas Ecoporanga (SE-24-Y-B-III), Mantena (SE-24-Y-B-VI), Montanha (SE-24-Y-B-V) e Nova Venécia (SE-24-Y-B-IV), em escala 1:100.000, sendo limitada pelos meridianos 40° - 41° W e paralelos 18° - 19° S.

A partir de Belo Horizonte, o acesso principal é feito por João Monlevade, Ipatinga, Governador Valadares, Divino das Laranjeiras, Central de Minas, Mantena, Barra do São Francisco, onde se atinge a área.

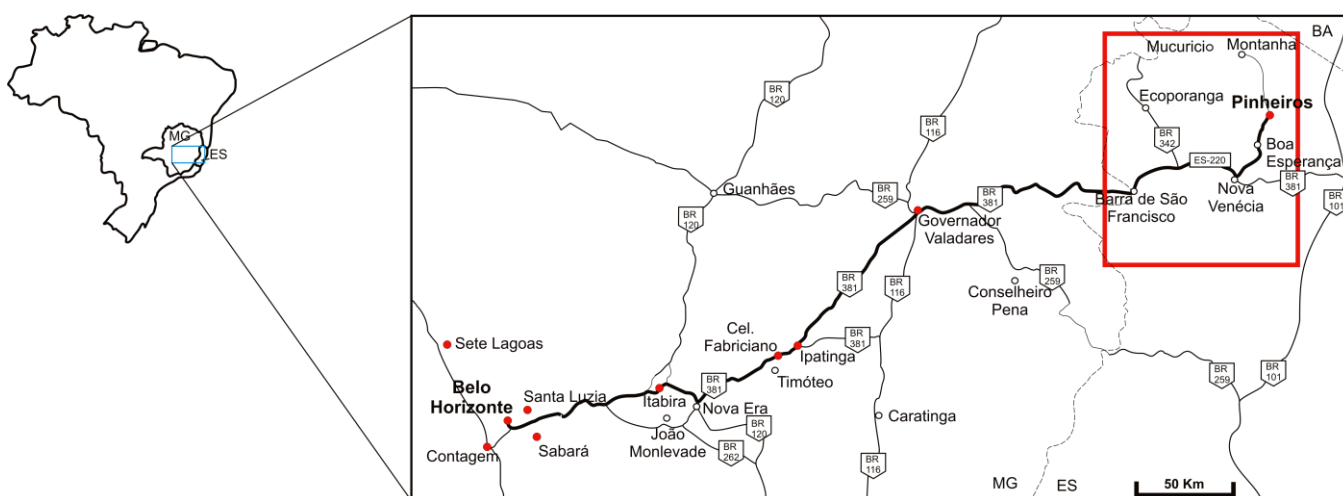


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo.

2. ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO

A região estudada situa-se no setor oriental do Orógeno Araçuaí, o qual se estende do limite leste do Cráton do São Francisco até a margem atlântica, aproximadamente entre os paralelos 15° e 21° S (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008). Este orógeno inclui a Faixa de Dobramentos Araçuaí (Almeida 1977) e a região a leste dela, rica em rochas graníticas e metassedimentares de alto grau (Pedrosa-Soares *et al.* 2007). A contraparte africana do Orógeno Araçuaí é a Faixa Congo Ocidental (Fig. 2). Este orógeno faz parte do sistema orogênico brasileiro-panafricano, cuja evolução se deu no Neoproterozóico e Cambriano (Brito-Neves *et al.* 1999), representando o setor setentrional da Província Mantiqueira (Heilbron *et al.* 2004).

Em conjunto, o Orógeno Araçuaí e a Faixa Congo Ocidental, caracterizam um orógeno confinado a uma reentrância do Cráton São Francisco-Congo (Fig. 2). A bacia precursora desse orógeno configuraria um golfo, ensialítico a norte e oceanizado a sul, que desembocaria em amplo oceano voltado para onde hoje se situa o Orógeno Ribeira (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007, 2008; Alkmim *et al.* 2007). O fechamento desta bacia teria sido induzido por colisões à distância, contra os crátons do São Francisco e Congo, e seguiria um mecanismo similar a um quebra-nozes (Alkmim *et al.* 2006, 2007). A posição dos remanescentes ofiolíticos em relação ao arco magmático indica que a subducção foi de oeste para leste (Pedrosa-Soares *et al.* 1998), de tal forma que a região aqui abordada se situa na zona de retroarco do Orógeno Araçuaí (Fig. 3)

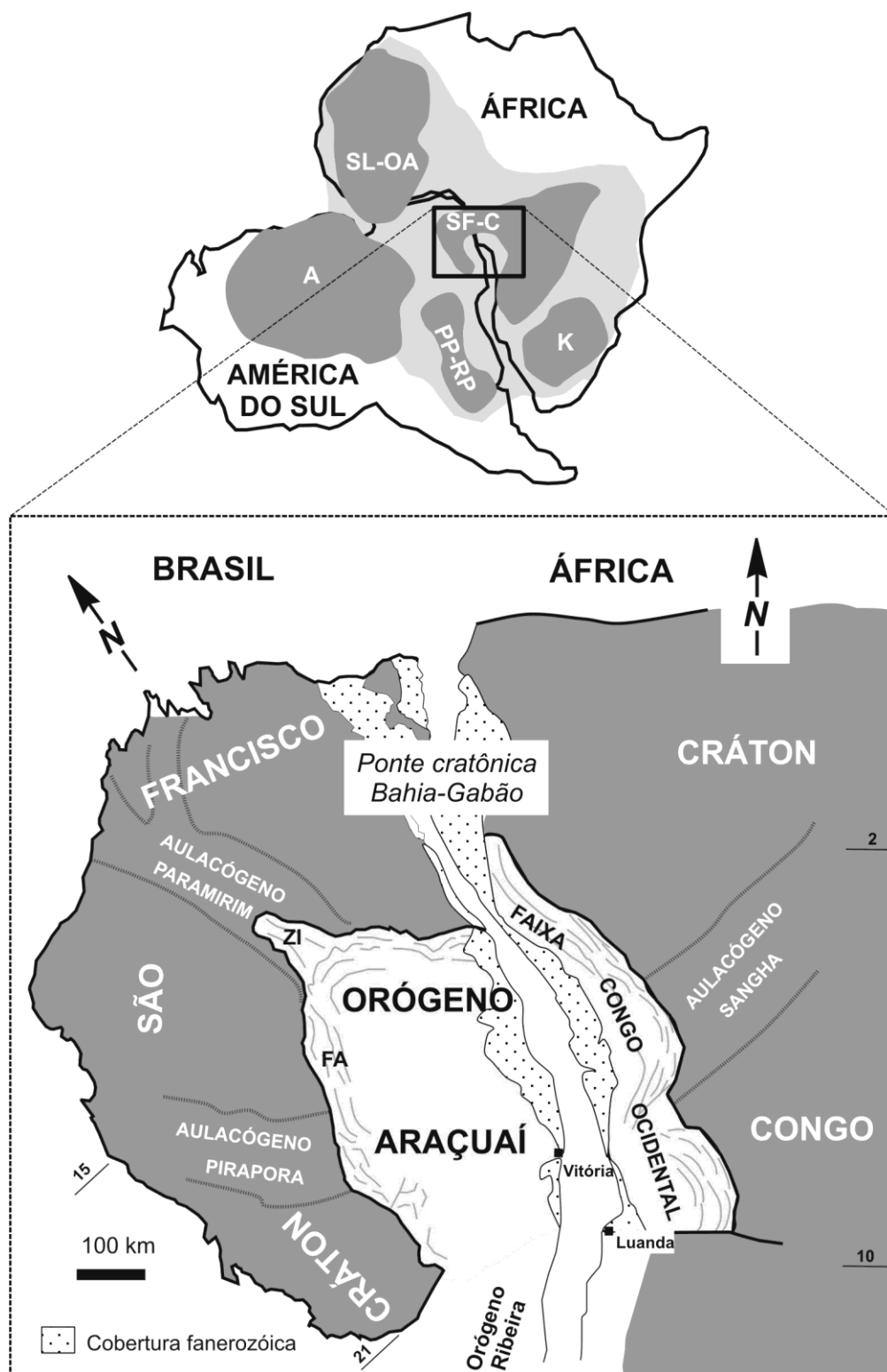


Figura 2. O Orógeno Araçuaí e a Faixa Congo Ocidental em relação ao Cráton São Francisco-Congo. FA, Faixa de Dobramentos Araçuaí; ZI, zona de interferência do orógeno com o Aulacógeno do Paramirim. Crátons: SF-C, São Francisco-Congo; A, Amazônico; SL-OA, São Luis-Oeste África; PP-RP, Paraná-Parapanema-Rio de la Plata; K, Kalahari (Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

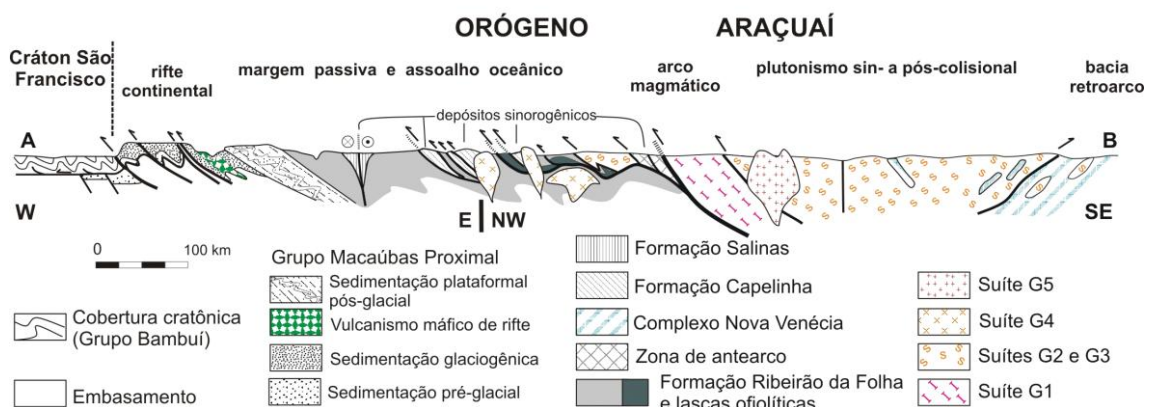
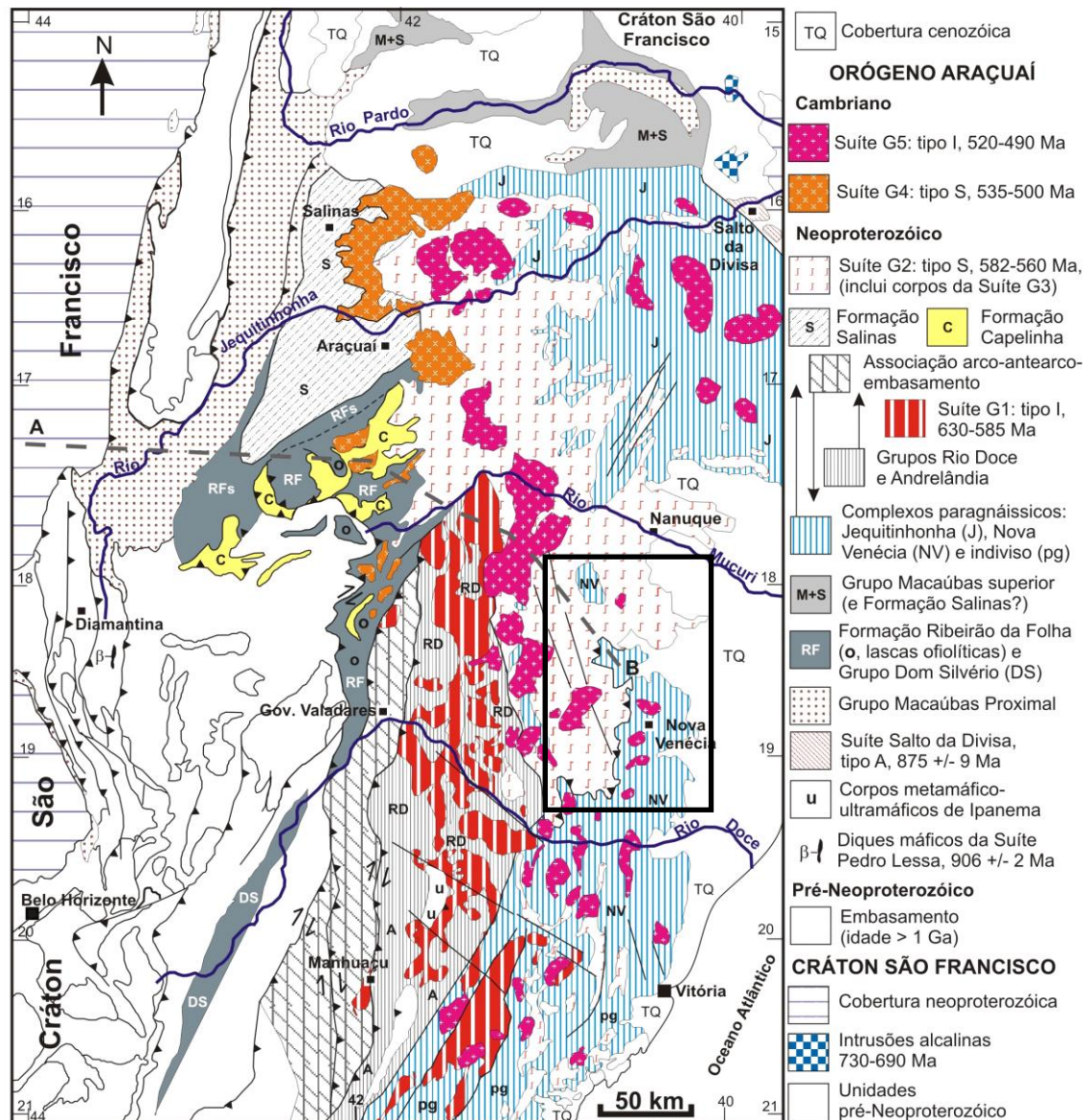


Figura 3. Mapa geológico do Orógeno Araçuaí e seção AB nele indicada (Pedrosa-Soares *et al.* 2007). A região enfocada por esta dissertação (retângulo negro) situa-se na zona de retroarco.

Os grandes compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuaí são os domínios externo e interno (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000; Pedrosa-Soares *et al.* 2001), embora exista uma subdivisão mais detalhada em domínios estruturais (Alkmim *et al.* 2006). O domínio tectônico externo compreende o cinturão de dobramentos e cavalgamentos que correspondente à Faixa Araçuaí, vergente contra o Cráton do São Francisco (Fig. 2). Este domínio circunscreve a margem do Cráton do São Francisco e exhibe metamorfismo de fácies xisto verde a anfíbolito crescente de oeste para leste e de norte para sul.

A região aqui abordada situa-se no domínio tectônico interno que corresponde ao núcleo metamórfico-anatético do orógeno, onde estão expostos os volumosos corpos granitóides relacionados às diversas etapas evolutivas da Orogenia Brasileira, o metamorfismo atinge a fácies anfíbolito alto e granulito, e ocorre transporte tectônico centrífugo sin-cinemático à foliação regional (Fig. 3). Entre os paralelos 17° e 19° S, a parte ocidental deste domínio registra vergência para oeste, enquanto na região oriental, em particular no extremo leste de Minas Gerais e norte do Espírito Santo, observa-se transporte tectônico para leste (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2006; Pinto *et al.* 2001; Alkmim *et al.* 2006; Castañeda *et al.* 2006; Vieira, 2007; Baltazar *et al.* 2007).

As unidades estratigráficas que, regionalmente, interessam a este trabalho estão ilustradas na Figura 3 e serão descritas nos itens adiante.

3. TRABALHOS ANTERIORES

A evolução do conhecimento sobre a estratigrafia da região focalizada nesta dissertação (Fig. 3) é sintetizada no contexto do Orógeno Araçuaí.

3.1 Complexos Paragnáissicos

A primeira referência ao complexo paragnáissico do norte do Estado do Espírito Santo, nos arredores de Colatina, foi feita por Liandrat & Leal (1967), que o correlacionaram com o Grupo Paraíba-Desengano (Rosier 1965).

Cordani (1973) dividiu o substrato da região a sudoeste de Colatina em duas grandes unidades litológicas: uma, a oeste, constituída por gnaisses migmatíticos e

rochas graníticas, e outra, a leste, formada por gnaisses kinzigíticos, com grau metamórfico mais alto que a primeira.

Silva & Ferrari (1976) relacionaram as rochas desta região à Associação Paraíba do Sul (Brandalise *et al.* 1976), com uma unidade indivisa constituída por migmatitos com intercalações locais de quartzito. As rochas gnáissicas paraderivadas do Complexo Jequitinhonha foram reconhecidas por Silva-Filho *et al.* (1974) e Mascarenhas *et al.* (1976), na região sul da Bahia, e por Fontes *et al.* (1978), no nordeste de Minas Gerais, que os caracterizaram como gnaisses e metatexitos de composição kinzigítica (Mehnert 1968).

O Complexo Jequitinhonha, originalmente denominado por Almeida & Litwinski (1984), é uma sucessão de biotita paragnaisses bandados, variavelmente enriquecidos em granada e/ou cordierita e/ou sillimanita, com espessas intercalações de grafita gnaisse e quartzito, e lentes de granulito cálcio-silicático (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Daconti 2004, Queiroga *et al.* 2004).

Lima *et al.* (1981) e Silva *et al.* (1987) utilizaram o nome Complexo Paraíba do Sul para designar os litotipos da região, classificados como gnaisses aluminosos de fácies anfibolito alto a granulito, com lentes de rochas calcissilicáticas e intercalações minoritárias de mármore, quartzitos e anfibolitos. Silva *et al.* (1987) sugerem que os gnaisses kinzigíticos do Complexo Paraíba do Sul tenham se formado principalmente entre 660-600 Ma, com prosseguimento das atividades até cerca de 450 Ma, quando se deu o resfriamento final desta unidade.

Na Folha Colatina, Tuller (1993) dividiu o Complexo Paraíba do Sul nos domínios marinho raso (proximal), que corresponderia a uma seqüência areno-pelito-carbonática (biotita-sillimanita, quartzito, anfibolito, calcoxisto, rocha calcissilicática e biotita-granada gnaisse), e marinho profundo (distal), representado pelos gnaisses aluminosos. A idade do Complexo Jequitinhonha é uma questão ainda em aberto. Celino (1999), Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) e Daconti (2004) apresentam idades-modelo Sm-Nd, entre 2 Ga e 1,5 Ga, que sugerem mistura de fontes de idades diversas, provavelmente paleoproterozóicas e neoproterozóicas, para os protólitos sedimentares do complexo. Siga Jr. (1986) datou o metamorfismo destas rochas em 586 ± 13 Ma (Rb-Sr).

Pinto *et al.* (2001) utilizaram a denominação informal de complexo gnáissico-kinzigítico, conforme Fontes *et al.* (1978), para designar um domínio de rochas

individualizadas como gnaiss kinzigítico e Quartzito Água Quente, no extremo leste de Minas Gerais.

Noce *et al* (2004) obtiveram os primeiros dados geocronológicos U-Pb para o complexo paragnáissico da região setentrional do Espírito Santo. Os zircões detríticos (datados pelo método U-Pb SHRIMP) forneceram dados indicadores de fontes de diferentes idades (631 ± 19 Ma, 773 ± 13 Ma e 2104 ± 12 Ma) para os protólitos sedimentares do complexo paragnáissico. A idade recalculada para os zircões detríticos mais jovens limita a idade máxima da deposição dos protólitos sedimentares do paragnaisse de Nova Venécia em 608 ± 18 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2008). A idade U-Pb de monazita neo-formada (530 ± 5 Ma) indica a época de episódio térmico tardi-orogênico que afetou o complexo. Esta idade é relacionada às fusões tardias (veios e plútons graníticos livres da foliação regional), uma vez que, no contexto do Orógeno Araçuaí, a idade do metamorfismo sin-colisional tem sido limitada no intervalo 585-560 Ma.

Na região norte do Espírito Santo, os gnaisses adjetivados como kinzigíticos, apresentam metamorfismo na transição de fácies anfibolito-granulito, em função da paragênese cordierita-granada-sillimanita-hercynita (Castañeda *et al.* 2006, Pedrosa-Soares *et al.* 2006), mas com significativa presença de biotita em alguns termos peraluminosos e sua quase ausência em outros. Dados quantitativos obtidos em paragnaises da região entre Colatina e Santa Tereza apontam temperatura metamórfica de 820 ± 20 °C (*i.e.*, início da fácies granulito) a pressão de $6,5 \pm 0,5$ kbar (Munhá *et al.* 2005).

A designação Nova Venécia foi explicitada por Pedrosa-Soares *et al.* (2006, 2008), com base no trabalho de Noce *et al.* (2004) e no mapa geológico de Gradim *et al.* (2005), para designar a unidade composta de paragnaisse peraluminoso com intercalações de rocha calcissilicática, que apresenta zircões detríticos indicadores de idade máxima de sedimentação em torno de 608 Ma e ocorre amplamente na região de Nova Venécia a Vitória (Figura 3). O Complexo Nova Venécia difere das unidades portadoras de paragnaises situadas no nordeste de Minas Gerais e sul da Bahia, onde o Complexo Jequitinhonha é rico em intercalações de grafita gnaiss e quartzito, e a sul de Vitória (Espírito Santo), onde o complexo paragnáissico apresenta espessas lentes de mármore, quartzito, rochas manganesíferas e corpos meta-ultrabásicos (Figura 3).

3.2 Plutonismo Orogênico

O plutonismo orogênico aqui abordado diz respeito às suítes regionais identificadas por Pedrosa-Soares & Wiedemann (2000), Pedrosa-Soares *et al.* (2001, 2007, 2008) e Campos *et al.* (2004). Estas suítes numeradas de G1 a G5 e discriminadas com base em relações de campo, feições estruturais, assinatura geoquímica e idades U-Pb têm suas características adiante resumidas.

3.2.1. Suíte G1

A suíte G1, característica do estágio pré-colisional, consiste de granitóides tipo-I, metaluminosos e cálcio-alcálicos, representados predominantemente por tonalito e granodiorito, ricos em autólitos dioríticos a máficos, foliados e estirados segundo a foliação regional impressa pela deformação brasileira. Esta suíte foi formada em ambiente de margem continental ativa no intervalo de *ca.* 630 a 585 Ma (Nalini-Junior *et al.* 2000a, 2005; Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008; Campos *et al.* 2004; Silva *et al.* 2005). A suíte G1 está ausente da área estudada nesta dissertação (Figura 3).

3.2.2 Suíte G2

Anteriormente os granitos da suíte G2 eram incluídos nos complexos granitóide e gnáissico-kinzigítico da Associação Barbacena-Paraíba do Sul (Fontes *et al.* 1978), e nos complexos Medina e Montanha (Silva *et al.* 1987). O granada-biotita granito foliado da região de Montanha foi interpretado como sintectônico (Silva *et al.* 1987).

As denominações Granito Ataléia e Leucogranito Carlos Chagas foram utilizadas, informalmente, por Pinto *et al.* (2001) para identificar litotipos relacionados à granitogênese que também consideraram como sintectônica. A unidade chamada Granito Ataléia é descrita como um conjunto de biotita granito e granada-biotita granito, foliados, de granulação fina a média, cor cinza, ricos em xenólitos e restitos de paragnaisse e rocha calcissilicática. Segundo Tuller (1997), os contatos do Granito Ataléia com o complexo paragnáissico e o Leucogranito Carlos Chagas são transicionais. Localmente, estes contatos são tectônicos (Pedrosa-Soares *et al.* 2006). O termo Leucogranito Carlos Chagas foi utilizado para distinguir rochas graníticas, leucocráticas, de granulação grossa, estrutura *augen*, foliadas e dobradas (Pinto *et al.*

2001). O Leucogranito Carlos Chagas mostra contato geralmente tectônico com o complexo paragnáissico, podendo ser localmente transicional (Pinto *et al.* 2001; Pedrosa-Soares *et al.* 2006; Castañeda *et al.* 2006).

Nalini *et al.* (2000) apresenta estudos detalha sobre corpos graníticos a duas micas, sincolisionais (Suíte Urucum), que representam intrusões relativamente rasas da suíte G2, na região de Conselheiro Pena.

Em suma, a suíte G2 engloba os produtos da granitogênese sin-colisional que teve lugar no intervalo 585 – 560 Ma no Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000; Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007, 2008; Silva *et al.* 2005). São granitos peraluminosos, tipo-S, que regionalmente foram afetados pela deformação dúctil do estágio sin-colisional do Orógeno Araçuaí, embora localmente os grandes batólitos possam mostrar porções preservadas desta deformação (Pedrosa-Soares *et al.* 2006).

Noce *et al.* (2000) apresentaram idade de cristalização magmática de 591 ± 5 Ma (Pb-Pb, evaporação de zircão) para o Granito Ataléia e Silva *et al.* (2002) de 573 ± 5 Ma (zircão, U-Pb SHRIMP) para o Granito Nanuque. Roncato *et al.* (2007) e Vauchez *et al.* (2007) reportam idades U-Pb SHRIMP muito similares, em torno de 576 Ma, para amostras de diferentes partes do Leucogranito Carlos Chagas.

A suíte G2 ocorre amplamente na região abordada por esta tese, onde as unidades referidas pelas denominações Ataléia, Carlos Chagas e Montanha são de particular interesse para a presente dissertação (Figura 3).

3.2.3. Suíte G3

A rocha típica desta suíte é um leucogranito a granada e/ou cordierita, com textura isotrópica, ou seja, livre da foliação dúctil regional (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2006, 2007). O leucogranito G3 geralmente não contém biotita, ou a tem em muito pequena quantidade. Resíduos granulíticos, na forma de aglomerados compostos por cordierita, granada, sillimanita, monazita e apatita, podem ocorrer associados ao leucogranito G3. Esta suíte ocorre de forma restrita, na forma de veios e bolsões disformes, ou como corpos isolados de pequenas dimensões (Pedrosa-Soares *et al.* 2006; Castañeda *et al.* 2006).

Os contatos entre granitos das suítes G3 e G2 são transicionais, sem relações

intrusivas ou qualquer outra feição que evidencie injeção ou movimento significativo, sugerindo o caráter autóctone a para-autóctone da suíte G3. Desta forma, o cordierita-granada leucogranito da suíte G3 parece ser produto de fusão parcial essencialmente autóctone de granitos da suíte G2, após o evento de deformação regional do estágio sincolisional do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.* 2006).

A temperatura e pressão, calculadas por Castañeda *et al.* (em preparação) a partir de análises de micro-sonda eletrônica, indicam que a suíte G3 cristalizou-se em torno de 815 °C e a 5 kbar. Esta suíte tem idades de cristalização magmática no intervalo de 545–520 Ma (Whittington *et al.* 2001; Silva *et al.* 2005, 2007; Castañeda *et al.* 2006; Pedrosa-Soares *et al.* 2006) e zircões com núcleos herdados de idade entre 630 Ma e 850 Ma (Silva *et al.* 2007).

A suíte G3 também é de particular interesse para a presente dissertação, pois ocorre associada à suíte G2 na região abordada por este trabalho (Figura 3).

3.2.4 Suíte G4

A Suíte G4 engloba intrusões tardias do tipo-S, compostas de granito a duas micas, granito pegmatóide e raro biotita granito (Fig. 3). As intrusões graníticas desta suíte são fontes de grandes pegmatitos ricos em turmalina e minerais de lítio (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 1987, 2001). Os corpos da suíte G4 parecem ser diacrônicos (*ca.* 535-500 Ma) em relação à suíte G3 e podem ser considerados como correspondentes alóctones, mais hidratados e cristalizados em nível crustal mais raso, em relação à Suíte G3. A suíte G4 está ausente da área estudada nesta dissertação (Figura 3).

3.2.5 Suíte G5

A suíte G5 engloba intrusões tardias do tipo-I, muitas vezes zonadas, constituídas por fácies graníticas, charnockíticas, enderbíticas, noríticas e/ou anortosíticas, sem a foliação regional. Enclaves máficos, evidenciando misturas mecânica (*mingling*) e química (*mixing*) de magmas, e xenólitos de encaixantes são comuns. A assinatura cálcio-alcalina de altos K e Fe é característica desses plútons, permitindo-lhes ser a origem de pegmatitos ricos em água-marinha e topázio. As idades disponíveis para a suíte G5, no intervalo 520-500 Ma, indicam que este plutonismo teve

lugar no estágio pós-colisional do Orógeno Araçuaí (Wiedemann *et al.* 1993, 1997, 2002; Noce *et al.* 2000; Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Pinto *et al.* 2001; Campos *et al.* 2004; Martins *et al.* 2004; Castañeda *et al.* 2006; Pedrosa-Soares *et al.* 2006a,b). Diversos corpos da suíte G5 ocorrem na região abordada, mas seu estudo detalhado está fora do escopo da presente dissertação.

4. GEOLOGIA DA ÁREA COBERTA PELAS FOLHAS ECOPORANGA, MANTENA, MONTANHA E NOVA VENÉCIA

O mapa geológico do Anexo I apresenta a região enfocada por esta dissertação. Este mapa é uma compilação das folhas Montanha (Roncato *et al.*, 2009), Nova Venécia (Queiroga *et al.*, 2009), Ecoporanga (Castañeda *et al.* 2005) e Mantena (Gradim *et al.* 2005), mapeadas no âmbito do Contrato CPRM-UFMG-Programa Geologia do Brasil. O autor desta dissertação participou ativamente do mapeamento geológico na região norte do Estado do Espírito Santo, com destaque para as folhas Montanha, Mantena e Nova Venécia.

4.1 ESTRATIGRAFIA

4.1.1 O COMPLEXO NOVA VENÉCIA

Este complexo é a unidade mais velha da região focalizada (mapa geológico, Anexo I). O Complexo Nova Venécia ocorre essencialmente no quadrante sudeste da área, correspondente à Folha Nova Venécia (área-tipo da unidade), e em janelas do Grupo Barreiras na parte nordeste da área, correspondente à Folha Montanha. Na parte oriental da área, o Complexo Nova Venécia é recoberto por depósitos cenozóicos, mas parece predominar abaixo deles em toda a zona rumo ao litoral atlântico. No setor noroeste da área, correspondente à Folha Ecoporanga, o Complexo Nova Venécia parece representar um grande resto de teto (*roof-pendant*) sobre o batólito Carlos Chagas. Este complexo aflora em cortes de estrada, leitos de rios e lajedos de encostas de morro ou colinas. Pedreiras nesta unidade são freqüentes na Folha Nova Venécia, mas raras no restante da área.

O Complexo Nova Venécia apresenta formas variadas de contato com outras unidades que ocorrem na área. O contato com a Suíte Ataléia é transicional, sendo marcado pelo aumento da intensidade de migmatização no Complexo Nova Venécia até predominar o granito Ataléia com restos de paragnaisse e de rocha calcissilicática. Corpos pós-colisionais da Suíte Aimorés (G5) são intrusivos no Complexo Nova Venécia, sendo que o corpo Pedra do Elefante é o melhor exemplo disto. O contato com o Grupo Barreiras é uma discordância erosiva e angular.

O Complexo Nova Venécia, na área estudada, é composto essencialmente por migmatito e granulito, paraderivados, cuja composição peraluminosa geral é evidenciada pela grande

quantidade de biotita, granada, cordierita, sillimanita e/ou hercynita. O acamamento sedimentar deste complexo foi muito perturbado pela deformação regional e pelo generalizado processo de migmatização. Por isto, o bandamento composicional do Complexo Nova Venécia se manifesta, principalmente, como bandamento migmatítico (Figuras 4 e 5). Localmente, o bandamento composicional representa relíquias do acamamento sedimentar, evidenciadas por lentes de rocha calcissilicática (Figura 6) e bandamento gnáissico em paleossomas (Figura 7). Em todos os casos, a foliação regional é paralela ao bandamento composicional (Figura 8).

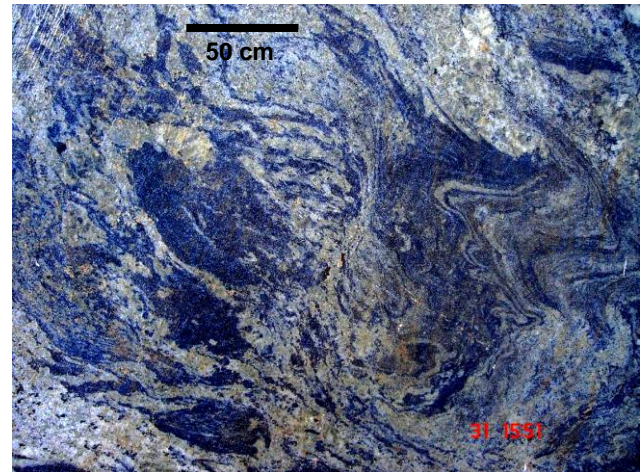


Figura 4. Migmatito: rocha mista, com feições metamórficas (estrutura gnáissica, bandamento) interdigitadas com feições ígneas (CG21; 364172/7912296).

Figura 5. Detalhe de migmatito apresentando estrutura flebítica e de *schliren* (VN86; 347233/ 7906839).

O processo de migmatização se caracteriza por quantidades variáveis de leucossoma quartzo-feldspático, que denunciam diversas intensidades de fusão parcial no Complexo Nova Venécia (Figura 9). Porções do complexo que preservam bem a foliação e o bandamento, além de apresentarem menor quantidade de leucossoma quartzo-feldspático, são designadas como metatexito (Figura 13). O diatexito representa maior intensidade de fusão parcial e, por isto, tende a ser mais homogêneo composicionalmente e estruturalmente, em decorrência da maior recristalização e aumento da quantidade de leucossoma quartzo-feldspático que acarretam o obscurecimento das estruturas anteriores (Figura 9). Estes produtos do processo de migmatização indicam o aumento progressivo de temperatura, evidenciado por sucessões de metatexito, diatexito e granito, em contato gradacional, às vezes em um mesmo grande afloramento.



Figura 6. Lente de rocha calcissilicática marcando o acamamento sedimentar reliquiar (MF168; 368194/7971727).



Figura 7. Bandamento gnáissico preservado em paleossoma (NV21; 350323/7901494).



Figura 8. Foliação paralela ao bandamento nos paragneisses do Complexo Nova Venécia (MG100; 340881 / 7906537).

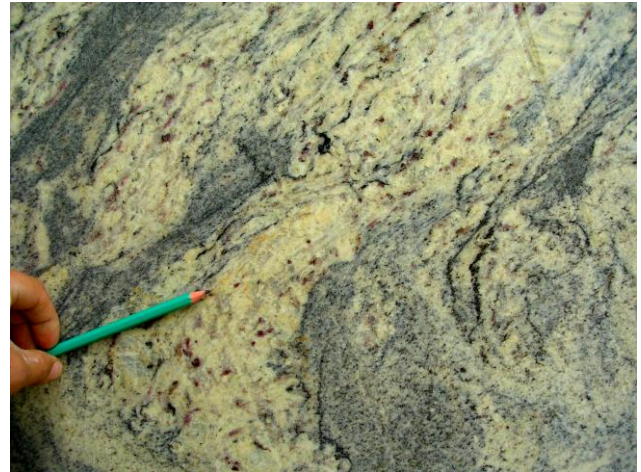


Figura 9. Diatexito marcado por maior quantidade de leucossoma e aumento da fusão parcial (VP71; 376213/7951324).

A estrutura migmatítica predominante é estromática, mas também ocorrem estruturas flebítica, dobrada e ptigmática (Figuras 10, 11 e 12). No neossoma, o leucossoma sin-cinemático à deformação regional é uma rocha quartzo-feldspática pobre em biotita, geralmente granadífera, que ocorre em vênulas, veios, bandas, lentes e camadas concordantes com a foliação. O leucossoma é dominado por feldspato potássico e plagioclásio sódico. A quantidade de quartzo varia entre 15 e 30%, e os minerais máficos geralmente não ultrapassam 10%. O mineral máfico dominante no leucossoma é a granada. Biotita é sempre escassa e a cordierita varia de ausente a quantidades significativas no leucossoma. O melanossoma e o messosoma são bem foliados, e ricos em biotita, granada, cordierita e/ou sillimanita. Melanossoma e mesossoma ocorrem

adjacentes ao leucossoma, como partes do neossoma, e podem se apresentar como bandas, lentes ou *schlieren*. O melanossoma é constituído de biotita, plagioclásio, quartzo, granada, cordierita, sillimanita e/ou hercynita. Em comparação com o melanossoma, o mesossoma é mais claro, pois contém mais minerais félsicos, incluindo feldspato potássico que geralmente está ausente do melanossoma. Verificam-se também bolsões e intrusões graníticas pouco ou não foliadas, discordantes do bandamento gnáissico, que podem representar episódios pós-cinemáticos de migmatização, ou ainda serem sin-cinemáticos à foliação regional mas não a apresentarem devido à falta de minerais marcadores.

As rochas que se pode interpretar como paleossomas do Complexo Nova Venécia são sillimanita-cordierita-granada-biotita gnaiss, espinélio-sillimanita-cordierita-biotita gnaiss, cordierita granulito e rocha calcissilicática. Talvez, somente a rocha calcissilicática, em função de sua pouca reatividade em relação à anatexia, represente um paleossoma que, de fato, não perdeu substâncias (exceto voláteis) durante a migmatização.

Os paragneisses têm cor cinza, cinza azulado e azul escuro. São caracterizados por um bandamento composicional, onde porfiroblastos e/ou porfiroclastos milimétricos a centimétricos de cordierita e/ou granada estão imersos em matriz, geralmente leucocrática a mesocrática, de granulação média, composta essencialmente de quartzo, feldspatos e biotita. O bandamento dos paragneisses, paralelo à foliação, reflete proporções diversas entre seus minerais félsicos e máficos. Localmente, o paragneisse tem banda leucocrática muito quartzosa e pobre em granada. Onde migmatizados, há alternância do paleossoma com o neossoma granítico.

A composição mineralógica essencial dos paragneisses consiste de quartzo, plagioclásio, biotita (marrom-avermelhada e verde), feldspato potássico (ortoclásio e microclina), granada, cordierita (com inclusões de feldspatos, quartzo e sillimanita) e sillimanita, em ordem decrescente de conteúdo. Os minerais acessórios são pirita, monazita, apatita, zircão, titanita e hercynita (Figura 14). A foliação, localmente milonítica, é materializada principalmente por biotita, cordierita e sillimanita. O quartzo geralmente forma agregados poligonais, mas também ocorre estirado ao longo da foliação. O plagioclásio ocorre tanto na matriz como em porfiroclastos. Medidas em micro-sonda eletrônica indicam que o plagioclásio é, em parte, oligoclásio cálcico (Pedrosa-Soares *et al.* 2006).

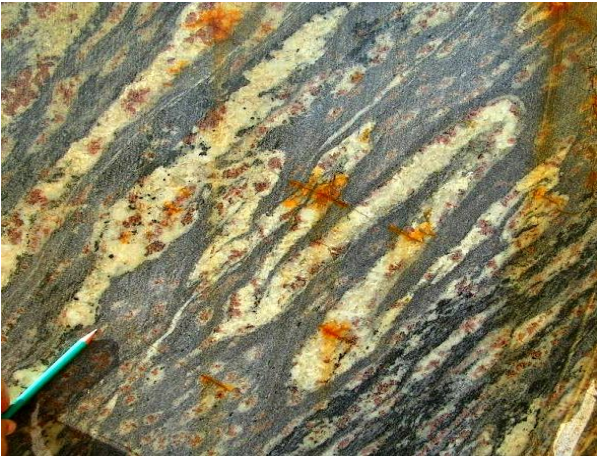


Figura 10. Migmatito com estrutura dobrada do Complexo Nova Venécia (NV102; UTM: 353768/7921660).



Figura 11. Estrutura ptigmática em migmatito do Complexo Nova Venécia (FM34; 355594/ 7973519). O leucossoma, branco, é pobre em granada e o melanossoma, negro, é rico em biotita. As bandas cinza são de mesossoma que ainda pode representar, em parte, o paragnaisse original (paleossoma).



Figura 12. Paragnaisse migmatítico com estrutura dobrada e estromática no Complexo Nova Venécia (NV21; 350323/7901494).

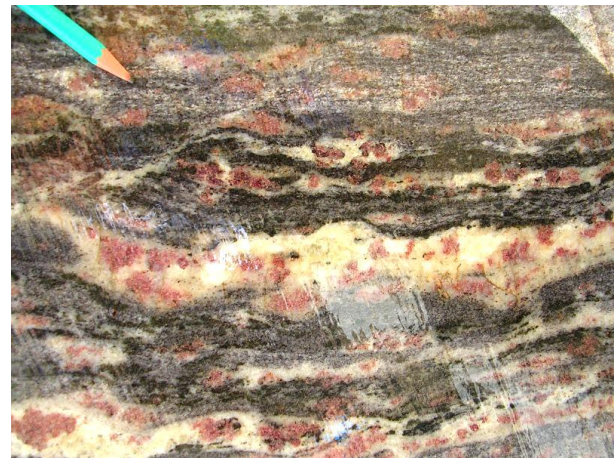


Figura 13. Metatexito mostrando o leucossoma rico em granada e o melanossoma rico em biotita, Complexo Nova Venécia (NV102; 353768/7921660).

A granada está intensamente deformada e a rotação associada às sombras de pressão dos seus porfiroblastos e poiquiloblastos indicam caráter sin-cinemático à foliação. Uma geração de cordierita se apresenta como poiquiloblastos estirados, com inclusões orientadas de sillimanita, que são sin-cinemáticos à foliação (Figura 15 e 17). A biotita avermelhada é muito comum (FIG 15 e 16) e a ocorrência de espinélio verde (hercynita) é freqüente e está sempre associada ao quartzo. Ocorrem as duas variedades de sillimanita, sendo a fibrolita mais comum que a

prismática. Os zircões são pequenos e arredondados, sugerindo sua natureza detrítica, a exemplo do que foi relatado por Noce *et al.* (2004).

O cordierita granulito ocorre abundantemente na parte leste e, localmente, no setor noroeste da região mapeada. Esta rocha é muito rica em cordierita azul, mas tem também quartzo e plagioclásio como minerais essenciais (Figura 18). Feldspato potássico, sillimanita, biotita, granada, apatita, zircão, titanita e hercynita são minerais acessórios. A estrutura foliada e listrada deste granulito se deve aos porfiroblastos e poiquiloblastos de cordierita estirados ao longo da foliação regional. O cordierita granulito pode apresentar estrutura bandada, quando apresenta pequena quantidade de leucossoma quartzo-feldspático. O cordierita granulito é a rocha mais desidratada dentre os termos peraluminosos e representa o resíduo granulítico dos processos de metamorfismo e migmatização regionais. Considerada a estrutura regional, mergulhante para oeste, a zona rica em cordierita granulito ocorre abaixo da zona migmatítica do Complexo Nova Venécia.

Materializando, localmente, o acamamento sedimentar são comuns as lentes centimétricas a métricas de rocha calcissilicática, alongadas paralelamente à foliação e ao bandamento do Complexo Nova Venécia (Figura 6). A rocha calcissilicática tem cor cinza escuro esverdeado, granulação fina a muito fina e estrutura maciça com foliação incipiente. Trata-se de granulito calcissilicático composto de um mosaico granoblástico de plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio e opacos (cuja soma ultrapassa 10%). Seus minerais acessórios são quartzo, granada rosa claro (grossulária) e biotita.

Os processos de alteração relacionados ao metamorfismo regressivo são geralmente muito incipientes nas rochas do Complexo Nova Venécia e se manifestam como sericitização e saussuritização de feldspatos, pinitização de cordierita, biotitização de granada, cloritização de biotita e epidotização.

Uma avaliação dos protolitos sedimentares pode ser feita com base nas composições mineralógicas das rochas do Complexo Nova Venécia. Os paragneisses e cordierita granulito, que são muito ricos em minerais peraluminosos (biotita, granada, cordierita e/ou sillimanita) assim como em plagioclásio e quartzo, podem ser interpretados como sedimentos ricos em fração argila (peraluminoso), mas com contribuição de fração arcossiana a grauvaquiana derivada de fontes ígneas enriquecidas em plagioclásio (Pedrosa-Soares *et al.* 2006).

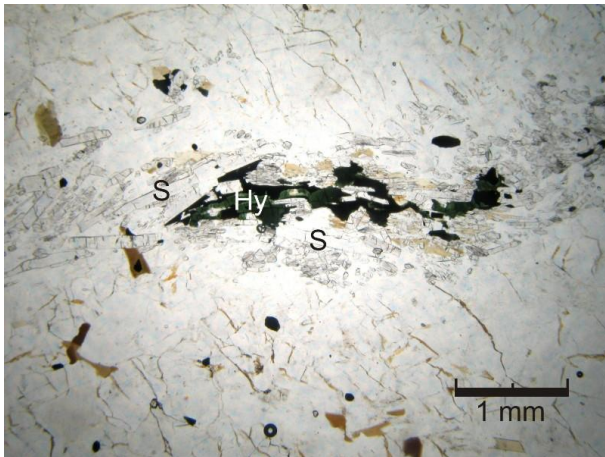


Figura 14. Banda de sillimanita (S), hercynita (Hy) e minerais opacos em paragnaisse do Complexo Nova Venécia (nicóis paralelos; VN22; 375283/ 7941994).

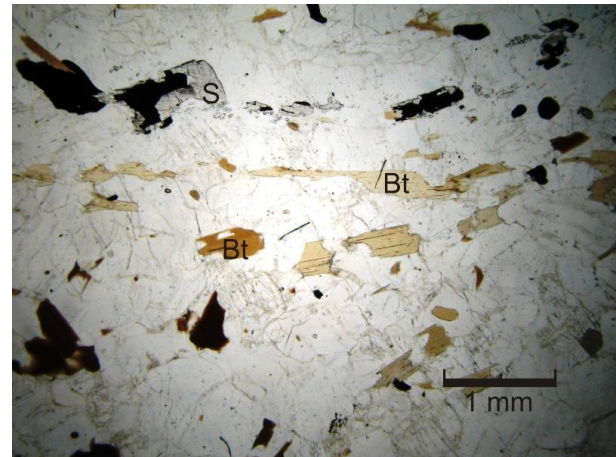


Figura 15. Sillimanita (S) e biotita (Bt) orientadas no mosaico granoblástico de paragnaisse Nova Venécia (nicóis paralelos; VP128; 366238/ 7931285).

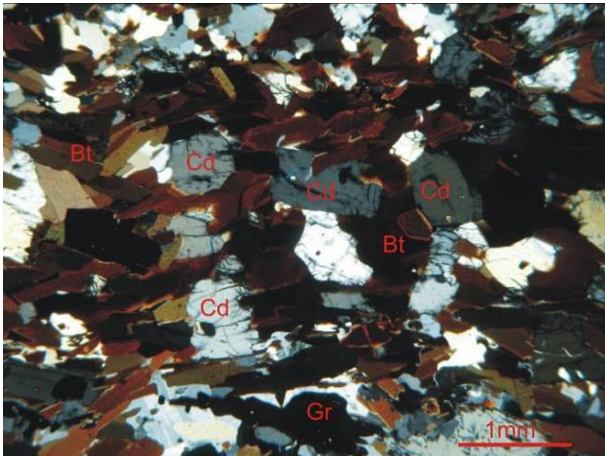


Figura 16. Banda máfica do paragnaisse rica em biotita orientada e cordierita (Cd), (nicóis cruzados; MP29A; 348874/7957855).

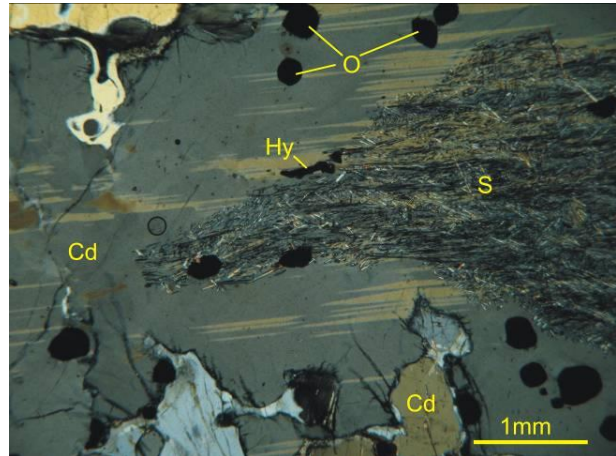


Figura 17. Sillimanita (S) associada à cordierita (Cd, macla interrompida) e hercynita (Hy) em granulito do Complexo Nova Venécia (nicóis cruzados; MP96; 380298/7978955).

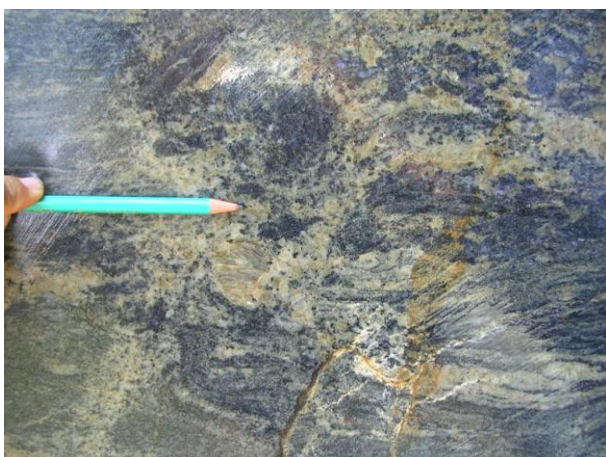


Figura 18. Cordierita granulito rico em cordierita azul entre bandas quartzo-feldspáticas (VN86; 347233/7906839).

O granulito calcissilicático representaria uma mistura argilo-carbonatada (marga). Os protolitos sedimentares do Complexo Nova Venécia seriam em parte provenientes do arco magmático do Orógeno Araçuaí e teriam se depositado em sua bacia retroarco (Noce *et al.* 2004; Pedrosa-Soares *et al.* 2007, 2008). Exemplos similares de sedimentação ocorrem em unidades de mais baixo grau metamórfico do Orógeno Araçuaí, tais como na Formação Salinas (Lima *et al.* 2002) e no Grupo Rio Doce (Vieira 2007).

4.1.2. SUÍTES GRANÍTICAS TIPO-S

As definições de granitos tipo-S e tipo-I foram propostas por Chappel & White (1974), em um trabalho clássico que foi atualizado e re-publicado em 2001. Os corpos graníticos tipo-S são aqueles que atendem aos seguintes critérios principais:

- Apresentam conteúdo de Na₂O relativamente baixo, geralmente menor que 3,2% em rochas com aproximadamente 5% de K₂O, decrescendo para menos de 2,2% de Na₂O para 2% de K₂O.
- São peraluminosos, ou seja, têm índice de aluminosidade (Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO , mol.) maior que 1,1.
- Têm mais de 1% de coríndon normativo (CIPW).
- Têm composição restrita às variedades ricas em SiO₂.
- Suas razões Fe^{3+}/Fe^{2+} são relativamente baixas.
- Apresentam diagramas de variação geoquímica relativamente irregulares.
- Contêm freqüentes restitos e xenólitos de rochas metassedimentares.

Em decorrência de seus atributos químicos (acima) e condições de cristalização, tais como temperatura, pressão confinante e pressão de fluídos (*e.g.*, Chappel & White 1974, 2001; Le Fort *et al.* 1987; Clemens & Wall 1988; Barbarin 1998), os granitos tipo-S apresentam as seguintes características mineralógicas gerais:

- São enriquecidos em minerais peraluminosos, os quais variam em presença e proporção com a profundidade de cristalização e pressão relativa de fases fluídas (*e.g.*, moscovita, biotita e turmalina em granitos tipo-S relativamente rasos; biotita, granada, cordierita e/ou sillimanita em granitos tipo-S mais profundos).

- São livres de anfibólio e outros minerais característicos de granitos metaluminosos (*e.g.*, allanita) ou alcalinos (*e.g.*, fluorita).

- São enriquecidos em feldspato potássico, em relação ao plagioclásio primário (*i.e.*, aquele que não representa restito de fusão parcial).

- Tendem a conter ilmenita (em vez de magnetita) como mineral opaco principal.

- Podem ser ricos em monazita, como restito ou fase de cristalização precoce, e apatita livre (em vez de inclusa em biotita).

- Tendem a ser empobrecidos ou livres de titanita.

Chappel & White (1974, 2001) e outros autores (*e.g.*, Clemens 2003) interpretam os granitos tipo-S como produtos da fusão parcial de pacotes largamente dominados por rochas metassedimentares aluminosas. Neste sentido, a definição de leucogranito, como granito peraluminoso com baixo conteúdo (< 5%) de minerais máficos, formado em sistema orogênico colisional (Le Fort *et al.* 1987; Barbarin 1998), converge para o conceito de granito tipo-S. Mas, nem todo granito tipo-S é necessariamente um leucogranito, havendo inúmeros exemplos de granitos tipo-S com proporções de minerais máficos (*e.g.*, biotita, granada e cordierita) muito acima de 5% em volume (*e.g.*, Chappel & White 2001; Pedrosa-Soares *et al.* 2006b).

À luz da Teoria da Tectônica de Placas, os ambientes geotectônicos apresentam tipos específicos de granitóides (Figura 19 e Tabela 1). Grandes volumes de granitos tipo-S são originados por fusão parcial de pacotes metassedimentares no estágio sincolisional a pós-colisional (*e.g.*, Pitcher 1993; Barbarin 1998; Brown 2001). Mas, granitos tipo-S também podem ocorrer em arcos magmáticos pré-colisionais de orógenos acrescionários (*e.g.*, Collins & Richard 2008).

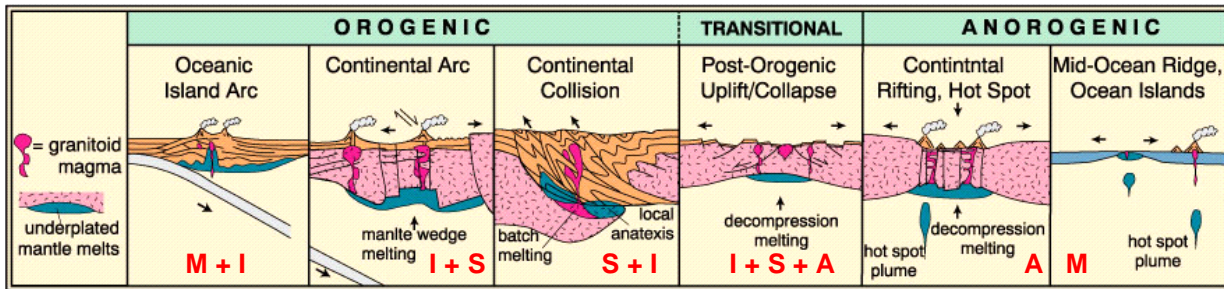


Figura 19. Ambientes geotectônicos geradores de granitóides (Pitcher 1993; Barbarin 1998). A fase "transicional" corresponde ao estágio pós-colisional de um sistema orogênico. As letras em vermelho correspondem aos tipos de granitóides da Tabela 1.

Tabela 1. A classificação M-I-S-A para granitóides (Chappel & White 1974, 2001; Barbarin 1998). IA = $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ (molar). MAL, metaluminoso; PAL, peraluminoso; PAC, peralcalino.

Tipo	%SiO ₂	K ₂ O/Na ₂ O	IA	Ca, Sr	Fe ³⁺ /Fe ²⁺	Outras características principais
M	46-70	baixo	MAL	alto	baixo	baixos Rb, Th e U; toleítico; ambientes oceânicos
I	53-76	baixo	MAL	médio	alto a médio	hornblenda, magnetita; médios Rb, Th e U; cálcio-alcalino de baixo a alto K; arcos magmáticos
S	65-74	alto	PAL	baixo	baixo	moscovita, biotita, granada, cordierita, sillimanita, ilmenita; altos Rb, Th e U; cálcio-alcalino a subalcalino; orógeno colisional principalmente
A	alto, 77	Na ₂ O alto	PAC	baixo	variável	fluorita; altos Zr, F, Cl, Fe/Mg, Ga/Al, Terras Raras; anorogênico; rift e craton

Nos orógenos colisionais, a gênese do maior volume de magma granítico tipo-S está intimamente relacionada ao processo de migmatização (*i.e.*, fusão parcial) que ocorre no estágio sincolisional, ou seja, durante a atuação do regime convergente-contracional que imprime estruturas dúcteis (*e.g.*, foliação) nas rochas regionais e em seus produtos de anatexia (Brown 2001). Entretanto, mesmo durante a atuação do regime contracional são comuns os sítios

transtensivos que acomodam volumes de magma e, eventualmente, os preservam da deformação regional. A produção, migração e aglomeração do magma tipo-S gerado no setor migmatítico da crosta, durante o estágio sincolisional, são controladas pela composição (se mais ou menos pelítica) e reologia das rochas metassedimentares que entram em fusão parcial, pelas condições PT e de pressão de fluido (principalmente H₂O *versus* CO₂), pela eficiência do bombeamento tectônico (*tectonic pumping*) forçado pela compressão regional, e pela distribuição e tamanho dos sítios transtensivos (*e.g.*, Brown & Solar 1998, 1999; Simakin & Talbot 2001). Conseqüentemente, estes processos resultam em intrincado e progressivo sistema de vênulas, veios, bolsões irregulares, diques, soleiras, lacólitos (domos), plútons lenticulares a tabulares e diápiros, cujo início é um migmatito e o ápice de aglomeração se traduz como um batólito de granito tipo-S (Figura 20). Um batólito tipo-S é composto de um conjunto de plútons, geralmente enraizado em seu domo precursor. Entretanto, corpos intrusivos individuais representam aquelas massas magmáticas alóctones, de formas as mais diversas, que mais ascenderam na crosta.

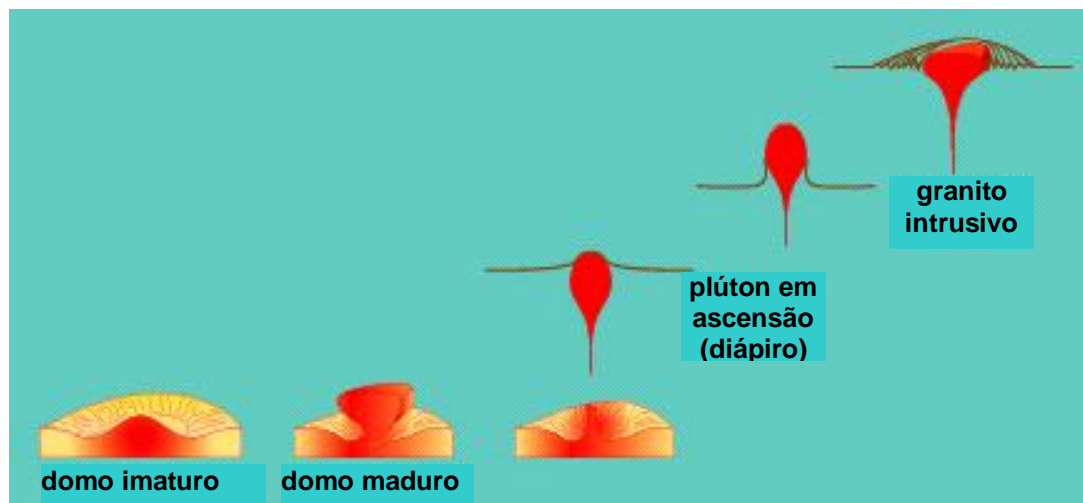


Figura 20. Esquema de acumulação e migração de magma granítico (fonte: palestra por H. Martin 2002). Os granitos tipo-S sincolisionais tendem a formar domos e plútons com ascensão relativamente restrita na crosta, enquanto granitos tipo-S pós-colisionais formam corpos intrusivos com muito mais freqüência.

Além disso, os batólitos tipo-S (*i.e.*, corpos graníticos com área de exposição maior que 100 km², pela definição tradicional) são imensas massas magmáticas que se comportam como sistemas de alta convecção interna que, se por um lado criam anisotropias internas (*e.g.*, orientação por fluxo ígneo), tendem a homogeneizar a composição geral do magma.

Pelo exposto, terrenos ricos em migmatitos são excelentes locais para se estudar processos de fusão parcial sincolisional. Estes terrenos permitem relacionar as fontes com os produtos autóctones e para-autóctones resultantes da cristalização do magma gerado. No

primeiro estágio de migmatização forma-se metatexito, no qual ainda se distingue bem o neossoma (leucossoma quartzo-feldspático + melanossoma ou mesossoma) do paleossoma (testemunho da rocha original não fundida). Um estágio mais avançado da evolução migmatítica dá origem ao diatexito, no qual o volume de neossoma, em particular de leucossoma, tende a obscurecer significativamente a composição e estrutura da rocha submetida ao processo de anatexia. De diatexito para a fase na qual as feições da rocha original são dificilmente reconhecíveis em campo, ou seja, o produto da anatexia chamado granito tipo-S, muitas transições são possíveis.

Mas, granitos tipo-S se formam também nos estágios tardi-colisional e pós-colisional da orogenia, aos quais se relaciona o colapso extensional (gravitacional) do orógeno (Figura 21). O estágio sincolisional decorre da atuação das forças contracionais tangenciais (ou "horizontais") que promovem o espessamento tectônico da crosta em orógenos colisionais, a partir da época em que as margens continentais opostas do sistema convergente começam a interagir diretamente. Quando o espessamento crustal começa a cessar seguem-se os estágios tardi-colisional e pós-colisional, sem atuação significativa de força tangencial, nos quais, gradativamente, o peso do orógeno e a ascensão da astenosfera passam a ser as forças largamente dominantes (*e.g.*, Dewey 1988; Rey *et al.* 2001; Winter 2001). A partir da anatexia sincolisional, a crosta intermediária a inferior do orógeno torna-se enfraquecida, porque está enriquecida em fase ígnea gerada por fusão parcial, facilitando as manifestações extensionais (gravitacionais) dos estágios tardi-colisional e pós-colisional (*e.g.*, Nelson *et al.* 1996; Brown 2001). O estágio tardi-colisional é, de fato, um período transicional entre a cessação das forças tangenciais e as manifestações pós-colisionais, ao qual se associa fusão parcial por descompressão, promovida pelo calor liberado na crosta espessada e pelo incremento gradativo do fluxo térmico imposto pela astenosfera em ascensão (Figura 21). No estágio pós-colisional ocorre fusão parcial relacionada, principalmente, ao processo de descompressão e aumento do fluxo térmico em função da ascensão astenosférica (Figura 21).

A geração de granitos tipo-S requer, obviamente, condições de temperatura, pressão confinante e pressão de H₂O que estão relacionadas às reações em associações minerais. As rochas aluminosas que entram em fusão parcial para gerar granitos tipo-S são portadoras de moscovita e/ou biotita. Rochas portadoras de moscovita resultam em fusão tipo-S à temperatura mais baixa e em menor quantidade, relacionada a níveis crustais mais rasos, como é o caso dos leucogranitos himalaianos (*e.g.*, Le Fort *et al.* 1987). Por sua vez, as rochas portadoras de biotita,

que são de longe as mais comuns nos terrenos migmatíticos, resultam em maior volume de fusão tipo-S originada em níveis crustais mais profundos (Figura 22).

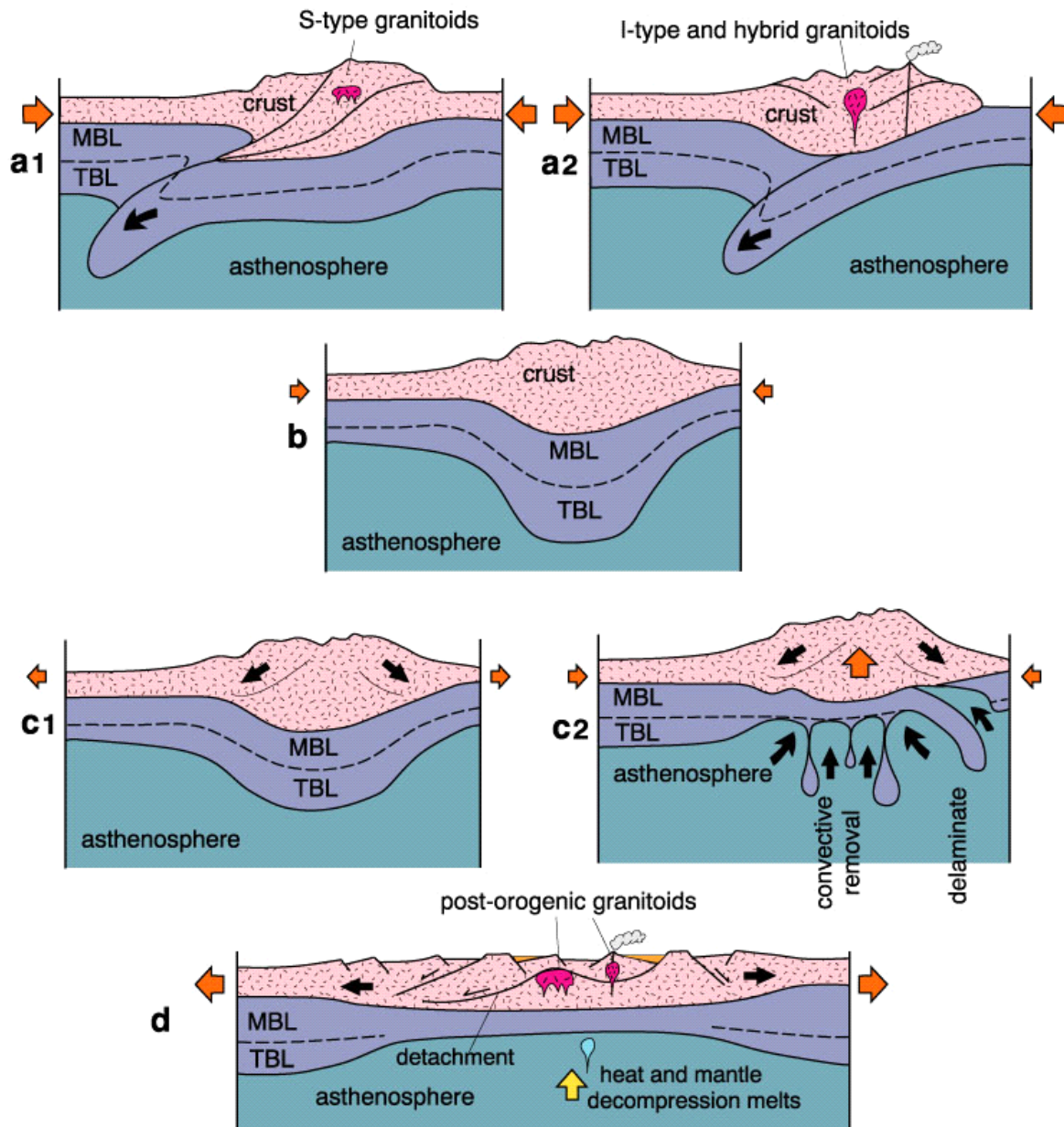


Figura 21. Modelo esquemático do colapso extensional (gravitacional) de crosta continental espessada orogênicamente (Winter 2001). A subducção leva ao espessamento crustal após promover colisão continental (a1) e/ou compressão do arco magmático (a2), cada um com seu tipo específico de granito (tipo-S em a1 e tipo-I em a2). Ambos os mecanismos acarretam espessamento crustal e das camadas do manto litosférico que servem como limite mecânico (MBL, *mechanical boundary layer*) e térmico (TBL, *thermal boundary layer*) entre litosfera e astenosfera (b). Seguindo-se a esta situação estável (b), na fase terminal da contração tangencial, a força dominante passa a ser vertical (c1) e/ou a camada do limite térmico passa a ser removida por delaminação e erosão do manto litosférico causadas pela convecção da astenosfera (c2). Os resultados são extensão e colapso da crosta, adelgaçamento da litosfera e ascensão de astenosfera quente (d). O aumento do fluxo de calor (d) mais a fusão parcial por decompressão da astenosfera em ascensão promovem, no estágio pós-colisional ("pós-orogênico"), magmatismo com mistura de magmas máfico-félsico (tipos I e A), bem como mais anatexia do tipo-S.

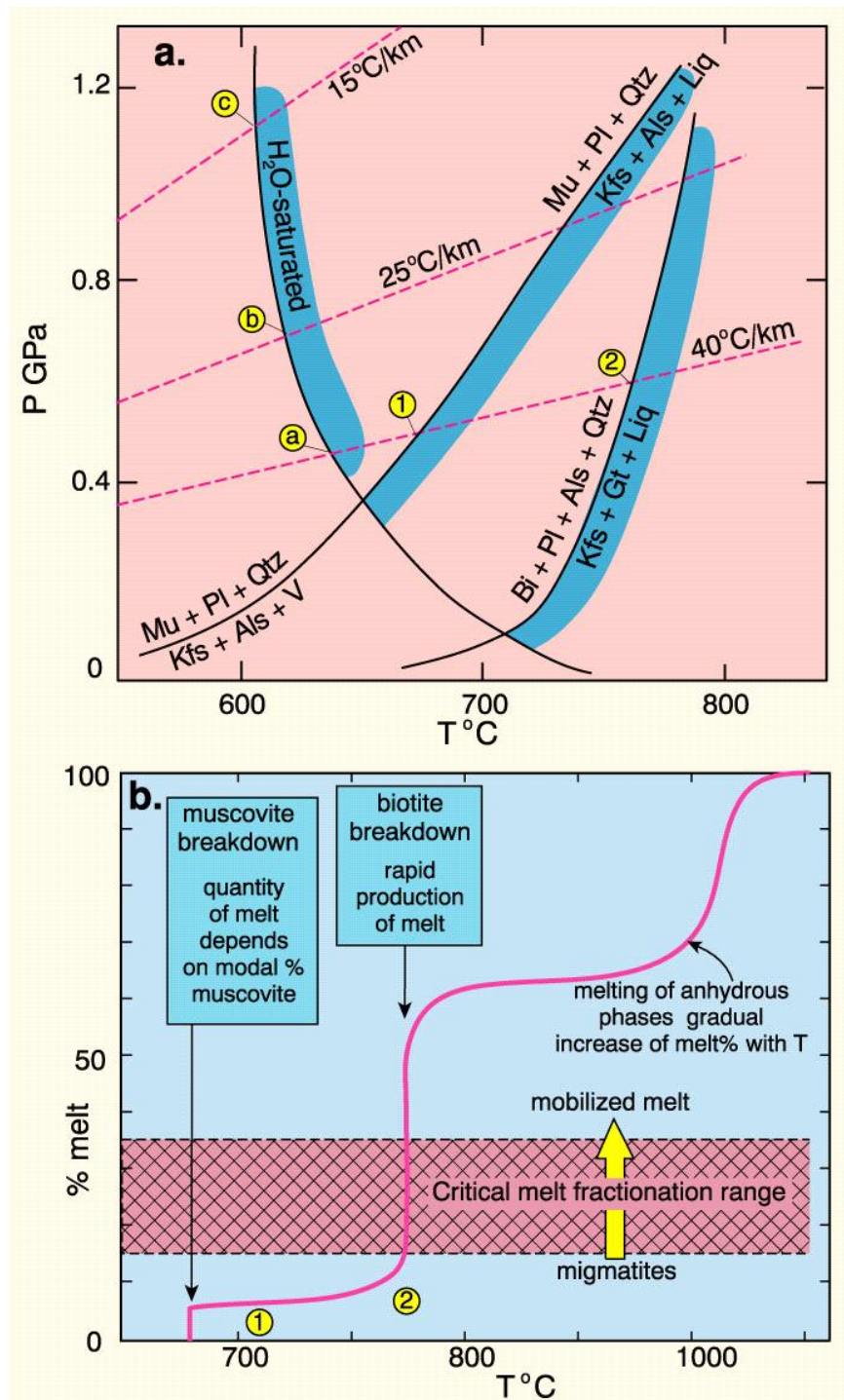


Figura 22. Diagrama de fases (a), P-T, simplificado, mostrando as principais reações que promovem fusão parcial formadora de granito tipo-S (campos em azul). b) representação da quantidade de fusão gerada em sistemas com moscovita e biotita (Winter 2001).

A região abordada pela presente dissertação é, de fato, um excelente local para se estudar granitos tipo-S formados em estágios orogênicos diferentes, bem como a relação destes com os

migmatitos regionais e as relações dos granitos tipo-S tardios com os granitos tipo-S sincolisionais que os precederam.

Os granitos sincolisionais tipo-S, da área mapeada estão representados nas suítes Ataléia, Carlos Chagas e Montanha, da Supersuíte G2; e os granitos tipo-S tardios estão reunidos na Suíte G3, as quais serão descritas nos itens adiante (mapa geológico, Anexo I).

4.1.2.1. Suíte Ataléia

A Suíte Ataléia ocorre sempre associada ao Complexo Nova Venécia, ao qual se relaciona pelo processo de migmatização. O paragnaisse do Complexo Nova Venécia se transforma gradativamente nos granitos da Suíte Ataléia (Figura 24). É comum encontrar os diferentes estágios de fusão parcial associados no campo, desde o metatexito e diatexito do Complexo Nova Venécia a corpos individualizados de granito Ataléia. Pelo menos parte do processo de migmatização é sincinemático à foliação principal e resulta do aumento do metamorfismo regional progressivo que afetou o Complexo Nova Venécia, como é comum nos terrenos de alto grau (Passchier *et al.* 1993; Brown 2001).

Afloramentos da Suíte Ataléia são abundantes na parte sudeste da área (folhas Nova Venécia e Mantena), onde tanto se observam exposições somente do granito quanto de granito com restitos e xenólitos (Figura 23), dos mais variados tamanhos, das rochas metassedimentares (mapa geológico, Anexo I). Esta suíte também ocorre como corpos associados ao Complexo Nova Venécia, mas que não são individualizáveis na escala 1:100.000. Nesta parte da área, o contato da Suíte Ataléia com a Suíte Carlos Chagas é uma zona de cisalhamento dúctil, oblíqua, sinistral, com transporte de capa para sudeste. Na parte norte da área (folhas Ecoporanga e Montanha) as exposições são escassas, mas sua proximidade em relação ao Complexo Nova Venécia evidencia a marcante tendência de associação entre estas unidades.

Os litotipos da Suíte Ataléia consistem essencialmente de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico (ortoclásio e microclina) e biotita. Granada é um mineral acessório que está quase sempre presente e, localmente, pode superar 5% em volume. Sillimanita, hercynita, apatita, monazita, ortopiroxênio, cordierita, zircão (prismático ou arredondado), minerais opacos (ilmenita, sulfeto, magnetita) e rara titanita ocorrem como minerais acessórios. O granito Ataléia varia de coloração entre cinza e verde.



Figura 23. Enclave de paragnaisse migmatítico, bandado, no granito Ataléia (VN36; 355207/ 7900957).

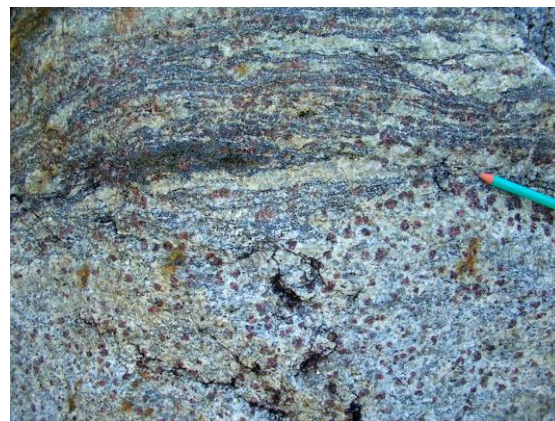


Figura 24. Contato transicional entre Complexo Nova Venécia e Suíte Ataléia (NV28; 345798/ 7930688).

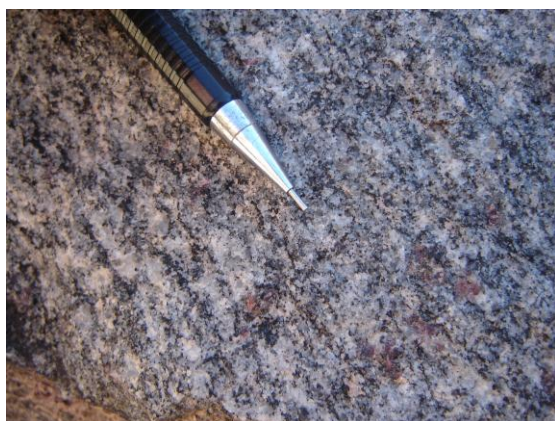


Figura 25. Foliação regional bem marcada no granito Ataléia (EP66; 301141/ 7973748).



Figura 26. Granada-biotita granito com foliação incipiente da Suíte Ataléia (NV02; 351936/ 7936746).



Figura 27. Biotita-granada granito foliado da Suíte Ataléia (NV14; 344553/ 7899728).

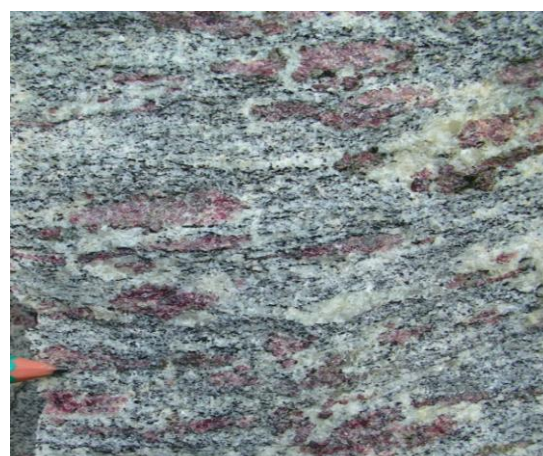


Figura 28. Biotita-granada granito foliado da Suíte Ataléia mostrando cristais de granada estirados (NV28; 345798/ 7930688).

A tonalidade verde aparece onde a rocha passa a conter feldspato verde escuro (típico das rochas charnockíticas) e ortopiroxênio. A suíte mostra estrutura variável desde incipientemente foliada (Figuras 25, 26 e 27) a protomilonítica (Figura 28), podendo apresentar localmente marcante bandamento gnáissico.

O granito Ataléia tem granulação fina a média e textura equigranular a subporfiroclástica, com porfiroclastos de ortoclásio e granada (Figuras 26 e 27). A suíte apresenta grande quantidade de enclaves de paragnaisse e rochas calcissilicáticas similares aos litotipos do Complexo Nova Venécia. Estruturas migmatíticas estão bem preservadas em enclaves de paragnaisse (Figura 23).

Os cristais de quartzo formam mosaicos poligonais juntamente com os feldspatos (Figura 29), estão estirados segundo a foliação regional. O feldspato potássico predominante é o ortoclásio micropertítico, mas microclina ocorre subordinadamente. Ambos, somados, representam, no máximo, pouco mais de 10% em volume.

As palhetas de biotita estão orientadas segundo a foliação regional que é marcada também por cominuição e deformação de minerais (Figuras 33 e 34). Poiquiloblastos de granada estirados segundo a foliação são comuns, e têm inclusões de quartzo, hercynita (Figura 32) e trilhas de sillimanita fibrosa e biotita.

Os processos de alteração pós-cinemáticos à foliação regional variam de incipientes a intensos (Figuras 30 e 31) e caracterizam-se como saussuritização do plagioclásio, sericitização de feldspato potássico e cloritização de biotita, com ocorrência de carbonato em algumas lâminas.

Localmente, próximo ao contato com intrusões charnockíticas tardias, foi identificada uma variação petrográfica na Suíte Ataléia, denominada "granito verde eucalipto" no comércio de rochas ornamentais. Trata-se de um granito rico em cordierita, foliado, de granulação média a grossa, cuja cor varia de verde claro a amarelo esverdeado. Este litotipo é, essencialmente, constituído por feldspato potássico, quartzo, cordierita, plagioclásio e granada. A mineralogia acessória é composta por sillimanita (geralmente fibrolita), biotita, zircão, apatita, ortopiroxênio (Figura 30) e minerais opacos. São comuns os porfiroclastos de granada e cordierita.

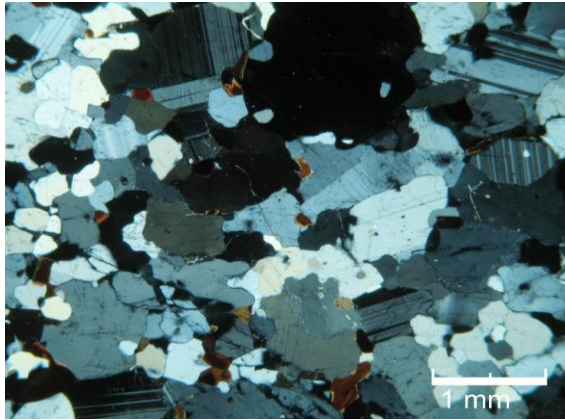


Figura 29. Granada-biotita granito com textura hipidiomórfica, pertencente à Suíte Ataléia (nicóis cruzados; NV02; 351936/ 7936746).

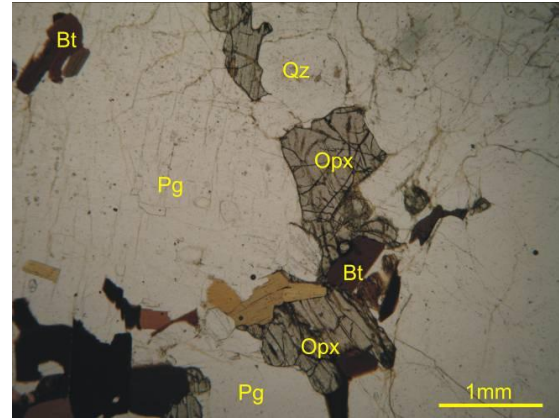


Figura 30. Fotomicrografia destacando a alteração do ortopiroxênio (Opx) para biotita (Bt) em granito Ataléia (nicóis paralelos; MP62; 381299/8000535).

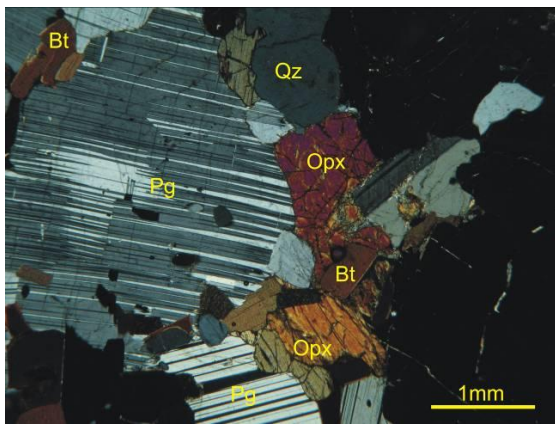


Figura 31. Alteração do piroxênio para biotita na Suíte Ataléia (nicóis cruzados; MP62; 381299/8000535).



Figura 32. Granada (Gr) com inclusão de hercynita (Hy), (nicóis paralelos; MP16A; 351985/8007825).

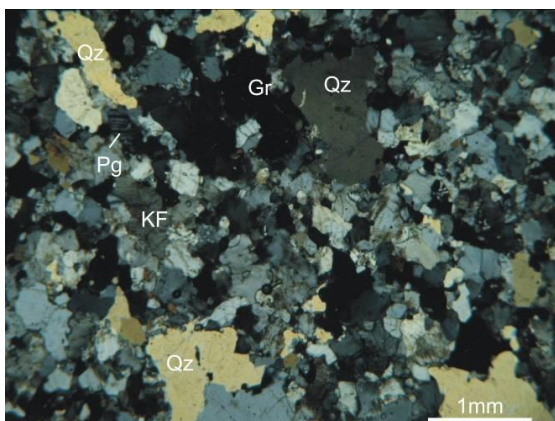


Figura 33. Granito Ataléia fino, milonítico, com quartzo e feldspatos (Pg, plagioclásio) cominuídos (nicóis cruzados; lâmina MP16A; 351985/8007825).

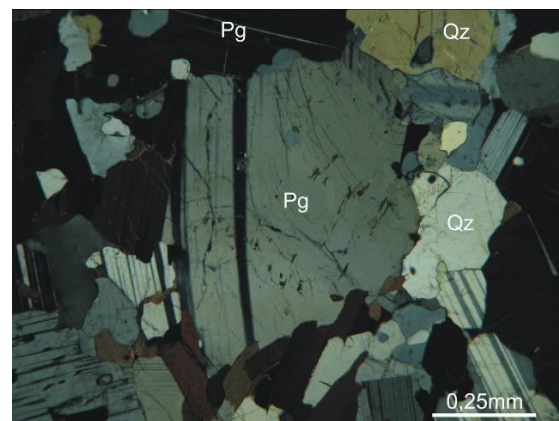


Figura 34. Plagioclásio (Pg) com macla curvada na Suíte Ataléia (nicóis cruzados; lâmina MP7; 382127/7999285).

A foliação regional é marcada pelo estiramento da cordierita, quartzo e feldspato, paralelamente à orientação de biotita e fibrolita. A cordierita se forma pela substituição da biotita que, às vezes, é totalmente consumida nesta reação. O "granito verde eucalipto" pode ser interpretado como um produto do metamorfismo de contato imposto pelas intrusões charnockíticas.

No seu conjunto, a Suíte Ataléia preenche os requisitos mineralógicos (granada, sillimanita, cordierita, apatita livre, monazita e ilmenita) e petrográficos (associação com rochas metassedimentares aluminosas, freqüentes xenólitos de paragnaisse) para ser classificada como do tipo-S.

Entretanto, sua composição modal varia, essencialmente, entre tonalito e granodiorito (Figura 35). Contudo as relações de campo entre litotipos da Suíte Ataléia e do Complexo Nova Venécia são evidências sólidas do processo de fusão parcial que, a partir do paragnaisse, gerou o granito Ataléia. Por sua vez, o paragnaisse Nova Venécia é rico em plagioclásio, um mineral que, devido à sua maior temperatura de fusão, pode ter sido parcialmente preservado, como restito, no processo de formação da Suíte Ataléia.

4.1.2.2. Suíte Carlos Chagas

A Suíte Carlos Chagas destaca-se como a unidade mais extensa da área de estudo, caracterizando um grande batólito com mais de 5.000 km², que aflora em fantásticos pães-de-açúcar e em muitas outras exposições rochosas. Esta unidade é também a mais importante do ponto de vista econômico, pois aloja mais de uma centena de pedreiras para extração de rochas ornamentais, em particular de material amarelo.

O contato entre as suítes Carlos Chagas e Ataléia é tectônico e se representa como uma zona de cisalhamento transpressional sinistral que, na porção sudeste da área, mostra evidências de campo em vários afloramentos milonitizados, mas a norte da intrusão da Pedra do Elefante a falta de afloramentos impediu o reconhecimento dessas evidências. O contato entre as suítes Carlos Chagas e Montanha parece ser transicional, pois em diversos afloramentos ocorre o aparecimento da fácies mais rica em biotita em meio ao leucogranito Carlos Chagas. O batólito Carlos Chagas encaixa várias intrusões tardias da Suíte Aimorés (G5) que cortam a estruturação regional e, localmente, impõem metamorfismo de contato na unidade encaixante

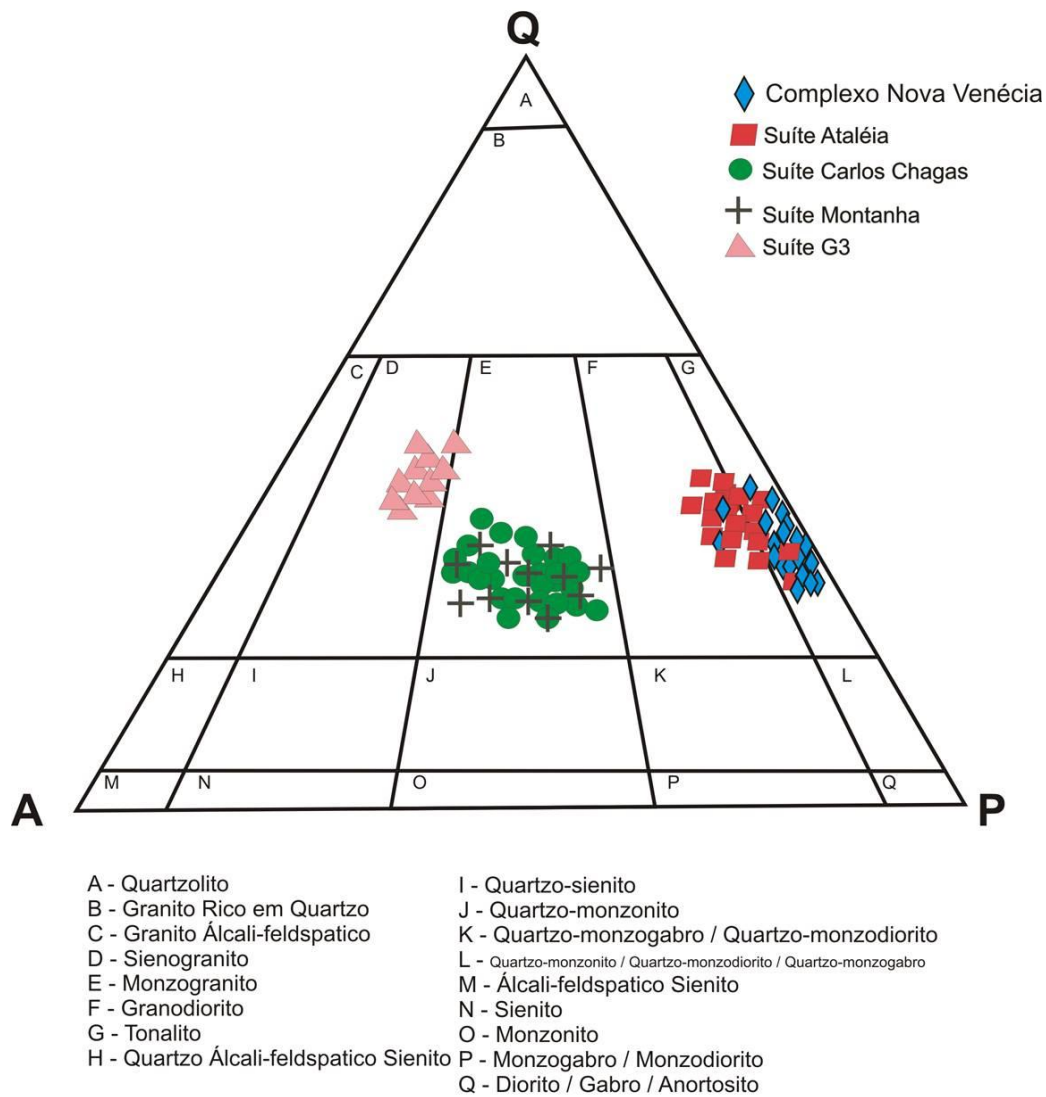


Figura 35. Diagrama Q-A-P modal de Streckeisen (1976) para amostras de rochas da região estudada. Representa-se apenas lâminas da matriz das suítes Carlos Chagas e Montanha, por se tratarem de rochas ricas em grandes cristais de feldspato potássico e granada.

A Suíte Carlos Chagas apresenta marcante homogeneidade composicional. As rochas desta suíte são leucocráticas, de granulação grossa, ricas em porfiroclastos de feldspato potássico e granada. Por aproximação, o granito Carlos Chagas, embora seja livre de muscovita, ajusta-se à definição de leucogranito (*i.e.*, granito com baixo conteúdo de minerais máficos, geralmente menor que 5%; *cf.* IUGS 1973). A avaliação da composição modal é dificultada pela granulação grossa (Figura 38). Embora a matriz do leucogranito Carlos Chagas seja monzogranítica (Figura 35), sua melhor classificação petrográfica, considerada a grande quantidade de grandes cristais de feldspato potássico, é como sienogranito.

A Suíte Carlos Chagas apresenta-se extensivamente deformada, mas ocorrem áreas onde as feições ígneas estão bem preservadas e o leucogranito é livre da foliação regional (Figura 36, 37, 38 e 39). Por isto, a Suíte Carlos Chagas foi subdividida em mapa numa unidade deformada e outra indeformada (Gradim *et al.* 2005, Castañeda *et al.* 2006, Pedrosa-Soares *et al.* 2006b, Roncato *et al.* 2009).



Figura 36. Leucogranito Carlos Chagas indeformado, mostrando desvio de fluxo ígneo em torno de fenocristal muito bem preservadas (MQ78; 333544/ 7910076).



Figura 37. Leucogranito Carlos Chagas indeformado, estrutura isotrópica (MQ78; 333544/ 7910076).



Figura 38. Leucogranito Carlos Chagas indeformado, mostrando estrutura isotrópica (MQ78; 333544/ 7910076).



Figura 39. Leucogranito Carlos Chagas indeformado, mostrando feições ígneas muito bem preservadas (MQ78; 333544/ 7910076).

Na Suíte Carlos Chagas são encontrados xenólitos do Complexo Nova Venécia, constituídos de paragnaisse em intensidades diversas de assimilação e de rochas calcissilicáticas, e do granito Ataléia. Os xenólitos mostram-se diferencialmente assimilados e, geralmente, possuem formas lenticulares e boudinadas, por estarem orientados segundo a foliação regional. A faixa de paragnaisse do Complexo Nova Venécia que ocorre no setor noroeste da área parece ser um

grande resto de teto (*roof pendant*) preservado sobre o batólito Carlos Chagas. O leucogranito indeformado da Suíte Carlos Chagas varia de granulação grossa a muito grossa e, se livre de intemperismo, apresenta cores branca, cinza muito claro e bege, pintalgadas de vermelho pela granada. Esta rocha é rica em grandes fenocristais euédricos de feldspato potássico perítico. A estrutura mostra-se desde completamente isotrópica até orientada por fluxo ígneo, com feições de entelhamento de fenocristais de feldspato retangulares e desvios de trajetória em torno de fenocristais maiores (Figura 36). A matriz do leucogranito tem granulação média a grossa e é constituída essencialmente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio sódico, granada e biotita. Os minerais acessórios são apatita, monazita, opacos (ilmenita e sulfeto) e zircão.



Figura 40. Leucogranito Carlos Chagas incipientemente foliado (MQ06; 312554/ 7916175).

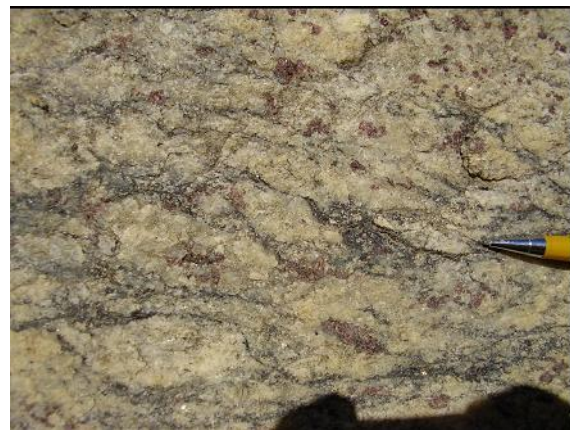


Figura 41. Leucogranito Carlos Chagas foliado (NV51; 343674/ 7951453).



Figura 42. Leucogranito Carlos Chagas foliado. A foliação regional é destacada pelo estirramento dos porfiroclastos oclares de feldspato potássico (NV51; 343674/ 7951453).



Figura 43. Leucogranito Carlos Chagas fitado (lapiseira amarela como escala). A foliação regional é destacada pela orientação da biotita (MQ79; 333944/ 7905523).

A homogeneidade composicional da Suíte Carlos Chagas não é refletida nas suas estruturas tectônicas, de tal forma que os litotipos predominantes são deformados em intensidades diversas e predominam largamente na região (Figuras 40, 41, 42 e 43). O leucogranito deformado da Suíte Carlos Chagas tem composição mineralógica similar ao indeformado, mas varia desde termos que mostram a foliação regional incipientemente desenvolvida a termos com marcante textura milonítica. A foliação regional se materializa pela orientação da biotita (Figura 43) e sillimanita fibrosa, e estiramento do quartzo e feldspato da matriz, e dos fenocristais de feldspato potássico que passam a porfiroclastos oclares (Figura 41 e 42).

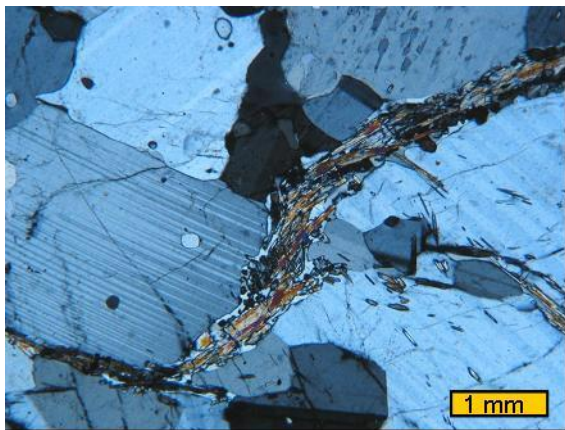


Figura 44. Fotomicrografia mostrando a foliação incipiente marcada pela orientação da biotita e sillimanita fibrosa (MQ06; 312554/ 7916175).

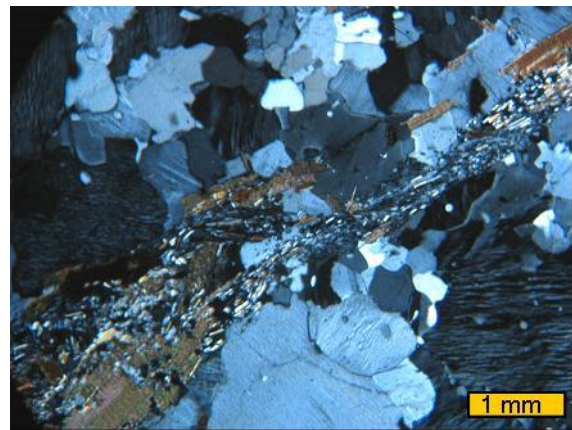


Figura 45. Fotomicrografia mostrando a foliação marcada pela orientação da biotita e sillimanita fibrosa (MQ70; 333944/ 7905523)

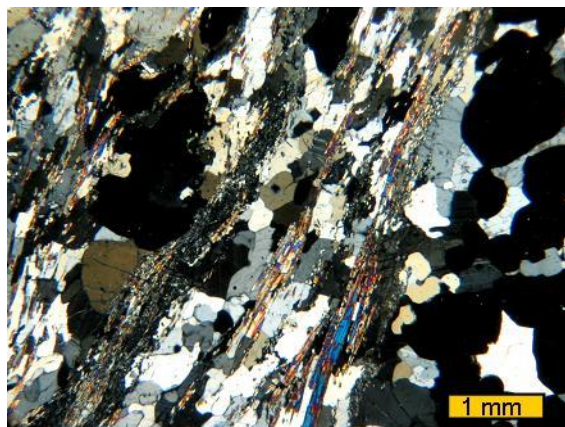


Figura 46. Fotomicrografia mostrando a foliação marcada pelo estiramento do quartzo e feldspato (em estágio mais avançado de deformação) (nicóis cruzados; EB46a; 291955/ 7976142).

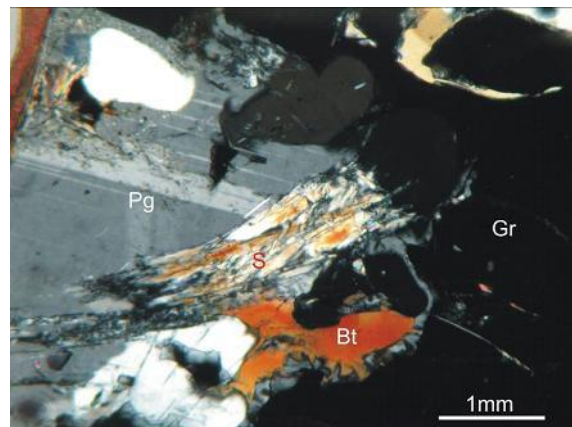


Figura 47. Fotomicrografia onde observa-se a sillimanita orientada (S, sillimanita; Bt, biotita; Pg, plagioclásio; Gr, granada) (nicóis cruzados; MP75; 370133/ 7955672).

O aparecimento da sillimanita, geralmente fibrosa (fibrolita), que não foi encontrada no leucogranito indeformado, se deve à quebra metamórfica da biotita durante a deformação regional. Os termos mais milonitizados são mais ricos em sillimanita e quase livres de biotita (Figuras 46 e 47).

Alteração retrometamórfica na Suíte Carlos Chagas é geralmente incipiente e posterior à deformação regional, manifestando-se como sericitização de feldspato potássico, saussuritização de plagioclásio e cloritização de biotita. Raramente ocorrem palhetas milimétricas de moscovita formada por alteração de sillimanita e/ou de feldspato potássico.

Na Suíte Carlos Chagas também aparece o granito verde eucalipto. As ocorrências são pequenas e escassas, e só aparecem junto ao contato com intrusões charnockíticas da Suíte Aimorés (e.g., corte da rodovia ES-137 próximo à Pedra do Elefante; estação NV68). Consiste de um cordierita-granada-sillimanita granito foliado, médio a grosso. Possui coloração verde clara a amarelo esverdeado. É essencialmente constituído por feldspato potássico, quartzo, cordierita, plagioclásio, granada e sillimanita. A mineralogia acessória é composta por biotita, zircão apatita, piroxênio e minerais opacos. A foliação regional é marcada pelo estiramento de cordierita, quartzo e feldspato (Figura 46), além da orientação de biotita e fibrolita (Figuras 44 e 45). Neste caso, o granito verde eucalipto é resultado da recristalização térmica imposta pela intrusão charnockítica sobre o leucogranito. Neste processo, a biotita é quase totalmente eliminada para dar lugar à cordierita, cuja cor verde pálida imprime a tonalidade da rocha.

Em termos mineralógicos e petrográficos, a Suíte Carlos Chagas mostra todas as características de granito tipo-S, tais como a presença de granada, biotita, sillimanita, apatita livre, monazita e ilmenita, o alto conteúdo de feldspato potássico e os xenólitos de rochas metassedimentares aluminosa

4.1.2.3. Suíte Montanha

A Suíte Montanha ocorre somente no nordeste da área mapeada (folhas Ecoporanga e Montanha; mapa geológico em anexo). Pães-de-açúcar, lajedos, blocos rolados e cortes de estrada são as principais exposições desta suíte, que, na folha homônima, aloja três pedreiras para extração de rocha ornamental.

A Suíte Montanha faz contato com a parte nordeste da Suíte Carlos Chagas, e apresenta

relações locais com o leucogranito da Suíte G3 e com o paragnaisse do Complexo Nova Venécia. No quadrante noroeste, correspondente à Folha Ecoporanga, assim como nos demais lugares, o contato entre os granitos Montanha e Carlos Chagas é inferido, mas pode ser interpretado como gradacional devido à semelhança entre estas rochas. Entretanto, localmente observa-se o contato brusco entre os litotipos das suítes Carlos Chagas e Montanha, a exemplo de uma pedreira na região de Sobrado (Figura 48). No quadrante nordeste, correspondente à Folha Montanha, o contato da Suíte Montanha com o Complexo Nova Venécia é tectônico, marcado por zonas de cisalhamento decimétricas a métricas com milonitos. O leucogranito da Suíte G3 ocorre como representante de fusões autóctones, geralmente não delimitáveis em mapa, em meio à Suíte Montanha.

A Suíte Montanha, assim como a Suíte Carlos Chagas, apresenta marcante homogeneidade composicional. Os litotipos predominantes nestas duas suítes possuem composições semelhantes, que se diferenciam apenas pela maior abundância de biotita na Suíte Montanha. Por isto, a análise do mapa geológico (Anexo I) permite sugerir que a Suíte Montanha representaria uma zona externa, mais rica em biotita, do grande batólito dominado pela Suíte Carlos Chagas.

O litotipo característico da Suíte Montanha é um granada-biotita granito foliado a milonitizado. Trata-se de uma rocha leucocrática a mesocrática, de granulação grossa a muito grossa, rica em grandes cristais de feldspato potássico e granada (Figura 49). A composição da matriz do granito Montanha é monzogranítica (Figura 35), mas sua melhor classificação é sienogranito devido à grande abundância dos grandes cristais de feldspato potássico. Enclaves ricos em biotita, que parecem xenólitos de paragnaisse muito assimilados, ocorrem esparsamente no granito Montanha.

Os minerais essenciais que compõem o granito Montanha são feldspato potássico, quartzo, plagioclásio, biotita e granada. Sillimanita, apatita, monazita, zircão, minerais opacos (ilmenita e sulfeto) e raramente titanita são acessórios. Carbonato, muscovita e clorita são os minerais de alteração encontrados.

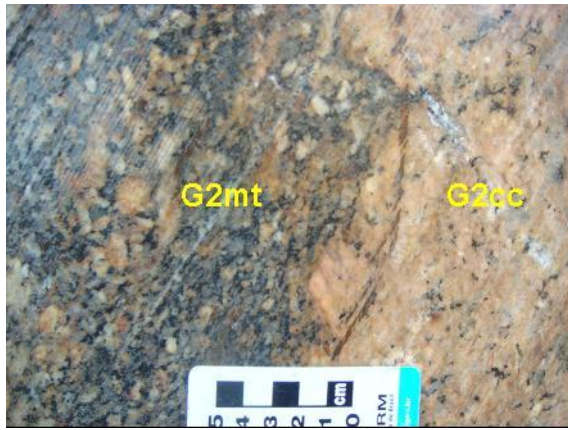


Figura 48. Contato entre os granitos Montanha (G2mt) e Carlos Chagas (G2cc), (FM30; 348437 / 7958058).

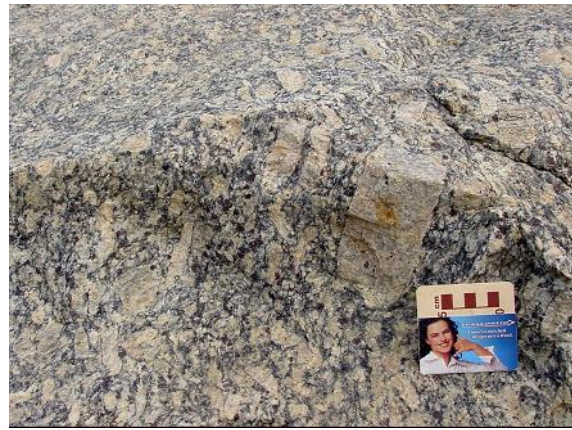


Figura 49. Granada-biotita granito da Suíte Montanha (MF1; 355109/7995707).



Figura 50. Granada-biotita granito da Suíte Montanha milonitizado (FM82; 343927/7963864).



Figura 51. Granada-biotita granito da Suíte Montanha com porfiroclasto de feldspato potássico rotacionado (MF1; 355109/7995707).

A deformação regional agiu na Suíte Montanha, como na Suíte Carlos Chagas, transformando o granito em termos protomiloníticos, miloníticos e ultramiloníticos. Raramente, feições ígneas bem preservadas, como fenocristais euédricos de feldspato potássico orientados por fluxo ígneo, são observadas. A foliação regional é materializada pela orientação da biotita, e o estiramento dos porfiroclastos de feldspato potássico e de granada (Figuras 50 e 51). Agregados de biotita e granada estirada são comumente encontrados no granito Montanha, assim como são constantes os cristais de quartzo com extinção ondulante e plagioclásio com macla encurvada (Figura 52). São verificadas inversões de ortoclásio para microclina. Em diversos afloramentos são encontradas estruturas características do regime de deformação dúctil, tais como zonas de cisalhamento de diversas escalas, foliação anastomosada e estruturas ‘S-C’.

Microscopicamente, observa-se a cor castanho-avermelhada da biotita, evidência de alto conteúdo em titânio, além de moscovita formada pela alteração de biotita (Figura 53).

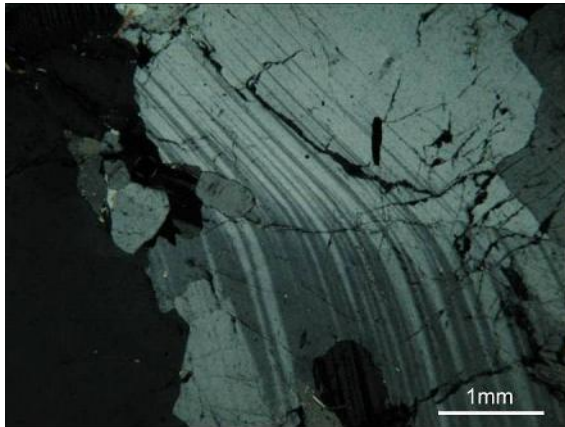


Figura 52. Cristal de plagioclásio com macla curvada da Suíte Montanha (nicóis cruzados; MF1; 355109/7995707).

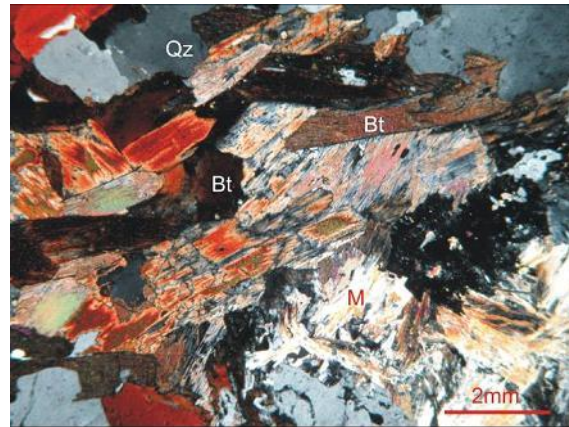


Figura 53. Biotita castanho-avermelhada (Bt) orientada na foliação, bem como aspectos de sua alteração para moscovita (M); nicóis cruzados; FM33; 356459/356459).

A Suíte Montanha também preenche os requisitos mineralógicos e petrográficos para ser classificada como tipo-S, tais como a onipresença de granada, biotita titanífera, feldspato potássico e apatita livre.

4.1.3. SUÍTE G3

Na região estudada, o leucogranito da Suíte G3, que é livre da foliação regional, se apresenta principalmente como vênulas, veios e bolsões associados aos granitos das suítes Ataléia, Carlos Chagas e Montanha (supersuíte G2), bem como em raros e pequenos corpos delimitáveis na escala 1:100.000 (mapa geológico, Anexo I). Os modos de ocorrência e feições de contato do leucogranito G3, em relação aos granitos foliados G2, são evidências marcantes de fusão parcial autóctone (Figuras 54 e 55).

Em alguns afloramentos observa-se o leucogranito G3 associado ao Complexo Nova Venécia. Mas, as intrusões G5 nunca mostram corpos de leucogranito G3 internos a elas, e diques considerados como G5 cortam associações G2+G3.

As maiores jazidas de granito branco da região mapeada estão localizadas em maciços de leucogranito G3, preferencialmente naqueles pobres em granada e cordierita, com granulação mais fina, como ocorre na área da Folha Montanha.

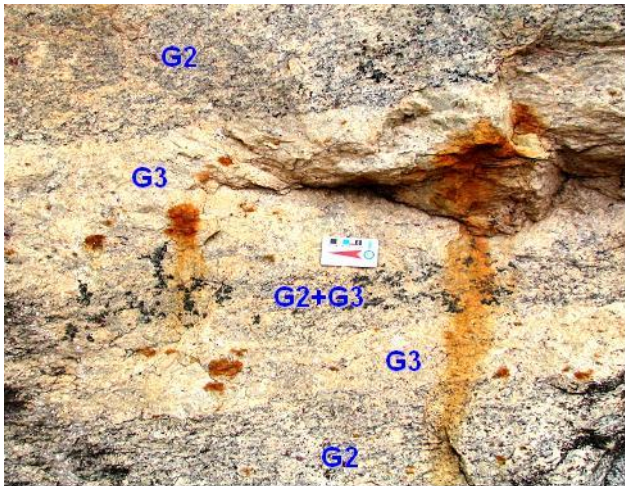


Figura 54. Relações de campo entre leucogranito G3 e granito G2 (MQ139; 291957/ 7924773).

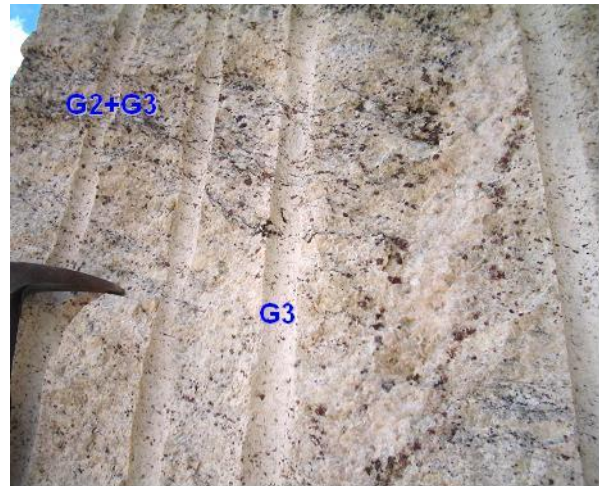


Figura 55. O leucogranito G2 tende a tomar todo o afloramento, ficando restitos biotíticos foliados (*schlieren*) de G2 em meio à massa branca predominantemente composta de G3 (MG42; 296944/ 7904793).

A Suíte G3 consiste de granada leucogranito, granada-cordierita leucogranito e cordierita leucogranito (Figura 56). A textura é variável, podendo ser equigranular a inequigranular, ou subporfirítica a porfirítica com fenocristais de granada e/ou cordierita. A granulação varia de fina a grossa e a cor de branco a branco-amarelado (Figura 56).

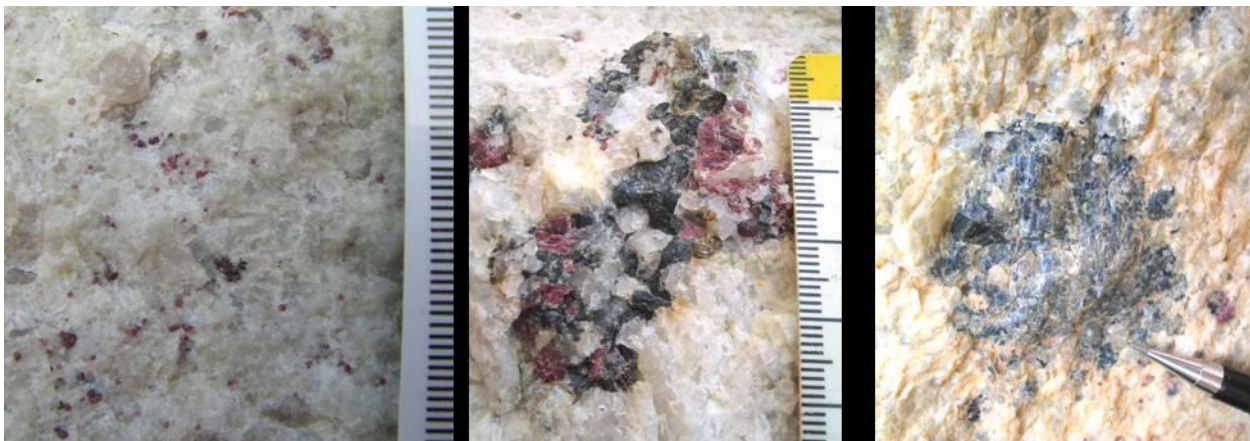


Figura 56. As variedades de leucogranito G3 são granada leucogranito (esquerda), granada-cordierita leucogranito (centro) e cordierita leucogranito (direita, com cordierita azul).

O leucogranito G3 é essencialmente composto por quartzo, feldspato potássico perítico, plagioclásio, granada e/ou cordierita (Figura 57). A textura ígnea (Figura 58) da matriz do leucogranito G3 é caracteristicamente sacaroidal, mas ocorrem termos pegmatíticos. Os minerais

acessórios são sillimanita, biotita, apatita, monazita, zircão e sulfeto (Figura 57). Pinitização de cordierita, cloritização de biotita, sericitização de feldspato potássico e carbonatação de plagioclásio são processos de alteração que, em geral, são incipientes. Manchas de óxidos de ferro ("ferrugem") são produto do intemperismo de sulfeto (Figura 56).

Em composição modal o leucogranito G3 classifica-se geralmente como sienogranito (Figura 35). Localmente, onde predominam cristais de feldspato potássico e a rocha tem textura pegmatítica, sua composição pode chegar a granito álcali-feldspático.

Estruturalmente, a Suíte G3 é isotrópica, livre da foliação regional e sem quaisquer outros indícios que a relacionem com a tectônica do estágio sincolisional do Orógeno Araçuai. Entretanto, como mostram fotos da Figura 55, o leucogranito G3 pode mostrar muitos restitos biotíticos foliados (*schlieren*) de granito G2.

A Suíte G3 apresenta todos os requisitos mineralógicos e petrográficos para ser considerada como tipo-S, tais como a presença de granada, cordierita, sillimanita, apatita livre, monazita e sulfeto, além da associação com os granitos G2. Neste sentido, a Suíte G3 é a mais nova das suítes tipo-S da região estudada.

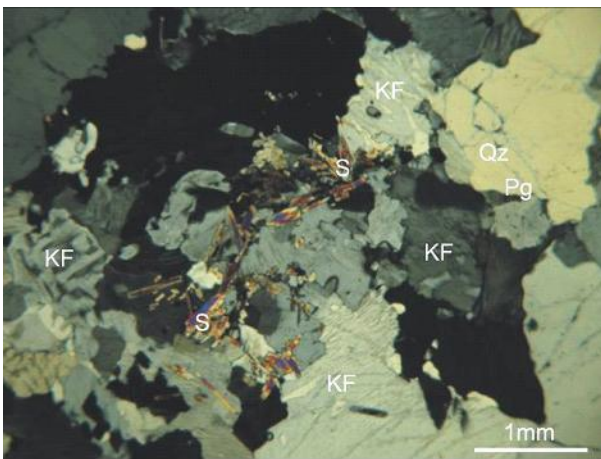


Figura 57. Sillimanita (S), feldspato potássico perítico (KF) e quartzo do leucogranito da Suíte G3 (nicóis cruzados; FM178; 358101/ 7960008).

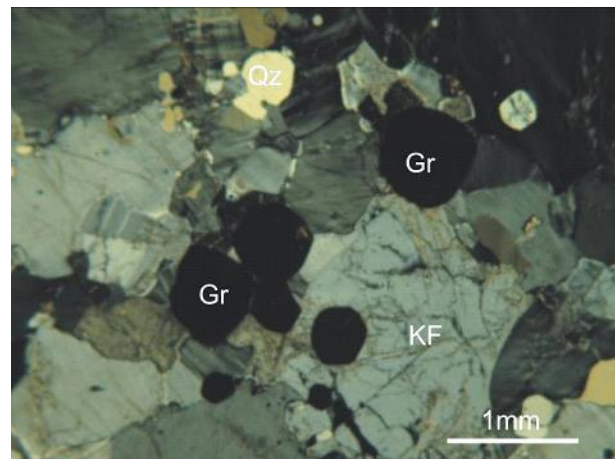


Figura 58. Textura ígnea do leucogranito G3 e vários de seus minerais mais comuns: Qz, quartzo; KF, feldspato potássico; Pg, plagioclásio; Gr, granada; (nicóis paralelos; MQ39; 306825/ 7914518).

4.1.4. SUPERSUÍTE G5 - Suíte Aimorés

Várias intrusões tardias, englobadas na Suíte Aimorés da Supersuíte G5, encontram-se na região estudada (mapa geológico, Anexo I). Em geral, estas intrusões formam corpos com área em planta menor que 60 km², à exceção da grande intrusão de Barra de São Francisco, situada na área correspondente à Folha Mantena.

As rochas da Suíte Aimorés afloram em pães-de-açúcar, cortes de estrada, lajedos, leitos de rio e matacões. Variedades de charnockito e norito são exploradas para rocha ornamental em dezenas de pedreiras sobre maciços e matacões. As fácies graníticas são extraídas para brita e pedra de talhe (para alicerce, meio-fio e calçamento).

Os corpos da Suíte Aimorés cortam a estrutura regional impressa no Complexo Nova Venécia e nas suítes Ataléia, Carlos Chagas e Montanha, apresentando contatos intrusivos com estas unidades. A direção preferencial de encaixamento destas intrusões segue um sistema de fraturas e fotolineamentos com direção NE. O feixe de fotolineamentos de direção NE, chamado Lineamento Vitória-Colatina-Ecoporanga, que está bem marcado na parte leste da área, corta intrusões G5 e parece não ter exercido controle sobre seu encaixamento.

Os corpos da Suíte Aimorés são constituídos por biotita granito, rochas charnockíticas e norito (mapa geológico, Anexo I). Os contatos entre o biotita-granito e as fácies charnockíticas são geralmente transicionais. Algumas intrusões, como as de Barra do São Francisco e Águia Branca, apresentam nítida compartimentação, com biotita granito a oeste e rochas charnockíticas a leste. Intrusões noríticas a enderbíticas mostram contato intrusivo com as suítes Carlos Chagas e Montanha. A intrusão da Pedra do Elefante consiste de biotita granito e rochas charnockíticas. Os corpos Cotaxé e Muritiba, na área equivalente à Folha Ecoporanga, consistem de charnockito, com granito e norito subordinados. Na área da Folha Mantena, o corpo de Veloso é dominado por norito. Afloramentos de charnockito, nas áreas das folhas Montanha e Nova Venécia, ocorrem no leito do Rio Cotaxé, e os de biotita granito estão próximos à cidade de Boa Esperança.

As rochas da Suíte Aimorés são livres da foliação regional e podem apresentar orientação por fluxo ígneo (figura 60). Pode ocorrer foliação de borda, que geralmente se forma por causa do campo de esforços relacionados ao alojamento do corpo intrusivo, e às vezes ela se confunde com a foliação regional. As intrusões da Suíte Aimorés contêm autólitos máficos, com feições de misturas mecânica e química de magmas, bem como xenólitos (Figura 59) de rocha encaixante e prováveis restos de teto (*roof pendants*).



Figura 59. Autólito máfico em biotita granito de granulação grossa da Suíte Aimorés (MQ03; 297052 / 7923296).

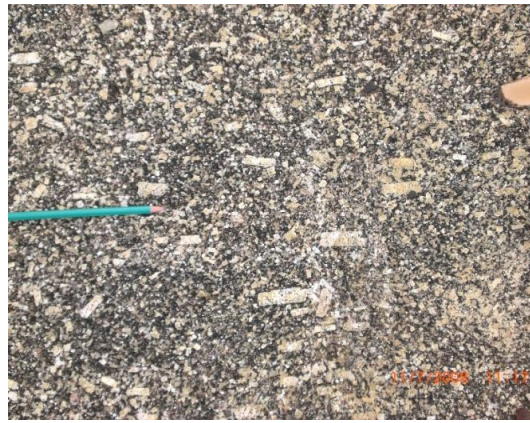


Figura 60. Fluxo ígneo marcado por fenocristais de feldspato potássico orientados em biotita granito da Suíte Aimorés G5 (NV76; 347542 / 7922565).

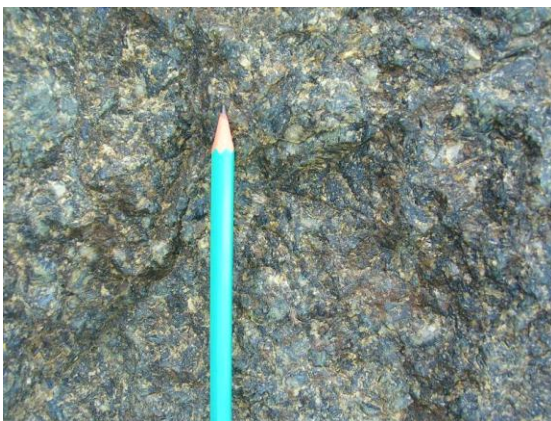


Figura 61. Charnockito da Suíte Aimorés (NV34; 342339 / 7935469).



Figura 62. Opdalito da Suíte Aimorés (FM174; 360033 / 7963818).

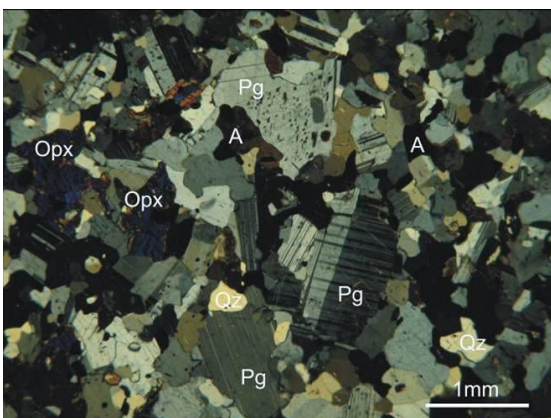


Figura 63. Fotomicrografia de opdalito com plagioclásio (Pg), ortopiroxênio (Opx) e anfibólio (A) (nicóis cruzados; FM174; 360033/796388).

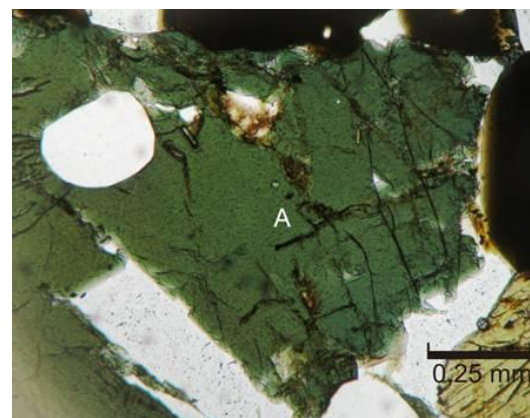


Figura 64. Fotomicrografia de anfibólio verde oliva em biotita granito da Suíte Aimorés (nicóis paralelos, NV87; 346371/ 7924373).

O biotita granito (Figuras 59 e 60), de coloração cinza, é composto essencialmente por quartzo, feldspato potássico perítico (ortoclásio e microclina), plagioclásio e biotita. Os minerais acessórios são anfibólio, allanita, apatita, zircão e magnetita. A textura varia de inequigranular a porfirítica com fenocristais de feldspato potássico, e tem granulação geralmente grossa. Fácies de borda e diques podem ter granulação fina a média. Granada ocorre localmente, em particular próximo ao contato com as rochas encaixantes das suítes tipo-S e do Complexo Nova Venécia.

As rochas charnockíticas são charnockito, opdalito e enderbita (Figuras 61 e 62). Apresentam texturas equigranular, inequigranular e subporfirítica a porfirítica com fenocristais de feldspato potássico verde. A granulação é geralmente grossa. A cor varia nas diversas tonalidades do verde típico de charnockito até cinza escuro esverdeado. A mineralogia essencial consiste de proporções variadas de quartzo, feldspato potássico perítico, plagioclásio, ortopiroxênio (Figura 63), biotita e anfibólio (Figura 64). A mineralogia acessória é composta por zircão, titanita, apatita e magnetita. Cristais de granada ocorrem nas zonas de contato com as rochas peraluminosas encaixantes, em locais de assimilação de xenólitos ou são primários em fácies relativamente pobres em potássio (o que inibe a cristalização de biotita).

O norito é uma rocha equigranular fina, com estrutura isotrópica e cor verde escuro a negro esverdeado. Sua composição mineralógica essencial consiste de labradorita e ortopiroxênio. Os minerais acessórios são quartzo, biotita e magnetita. O processo de saussuritização de plagioclásio é incipiente. O ortopiroxênio apresenta lamelas de exsolução de óxidos de ferro e titânio. A textura microscópica é subofítica.

As diversas fácies da Suíte Aimorés atendem aos requisitos mineralógicos e petrográficos para serem classificadas como do tipo-I, tais como presença de anfibólio, allanita e magnetita, e associação de termos ácidos e básicos.

4.2. TECTÔNICA E METAMORFISMO

A região abordada é muito rica em rochas graníticas que apresentam diversos tipos de anisotropias estruturais. Desta forma, é importante apresentar uma revisão dos critérios fundamentais usados para se distinguir as estruturais magmáticas, primárias, das estruturas formadas durante o regime de deformação dúctil imposto pela Orogenia Brasileira.

Paterson *et al.* (1989) discutem critérios de identificação e distinção entre foliações tectônica e magmática em rochas graníticas. Estes autores definem fluxo magmático como deformação pelo deslocamento do magma, com conseqüente rotação de cristais rígidos, sem interação suficiente para resultar em deformação plástica. Ressaltam, também, que pode existir uma continuidade entre os processos magmáticos e aqueles que ocorrem em estado sólido. O principal critério para identificar o fluxo magmático é a orientação preferencial de minerais ígneos que não mostram evidências de deformação plástica ou recristalização. Para isso ocorrer os cristais rotacionados devem estar envolvidos por uma quantidade suficiente de magma que evite a interferência direta entre minerais vizinhos. Isto é evidenciado, por exemplo, por cristais euédricos de feldspato, envoltos em uma trama com microtexturas ígneas. Estas características são claramente verificadas na subunidade indeformada da Suíte Carlos Chagas (NP382cci, mapa geológico em anexo), onde características ígneas marcantes são preservadas, como descrito em item anterior e por outros autores (Pedrosa-Soares *et al.* 2006b; Pinto & Egydio-Silva 2006; Vauchez *et al.* 2007).

Segundo Paterson *et al.* (1989), a origem tectônica para a foliação no estado sólido (*solid-state foliation*) é particularmente favorecida quando esta estrutura é materializada por minerais metamórficos (*e.g.*, sillimanita), além da orientação dada por biotita e/ou hornblenda, sendo regionalmente contínua. Extinção ondulante em cristais de quartzo e a transformação de ortoclásio para microclina são evidências de deformação plástica e, conseqüentemente, de foliação no estado sólido (Paterson *et al.* 1989). Estes autores também afirmam que o mais inequívoco critério de campo para definir uma foliação desenvolvida no estado sólido é ter sua orientação independente da forma dos plútons, sendo sustentada regionalmente e registrada em outras rochas. Estas características são claramente verificadas nas suítes Ataléia e Montanha, e na subunidade deformada da Suíte Carlos Chagas, como referido em item anterior e por outros autores (Pinto *et al.* 2001; Pedrosa-Soares *et al.* 2006b), mas detalhadamente abordado adiante.

Autores diversos (*e.g.*, Ramsay 1983; Hasui 1988; Passchier *et al.* 1993) demonstram que

rochas submetidas a cisalhamento simples dúctil freqüentemente sofrem milonitização, que resulta na sua cominuição, tendendo a reduzir sua granulação até uma massa ultrafina. Nos estágios intermediários deste processo sempre aparecem remanescentes da rocha ou de minerais originais, denominados porfiroclastos, imersos em matriz mais fina. As tramas resultantes são muito diversas, caracterizando a série milonítica. A classificação das rochas miloníticas não é ainda consensual, existindo várias propostas. Mas, em termos gerais, protomilonito tem de 10 a 50% de matriz, em relação à quantidade de porfiroclastos; milonitos de 50 a 90%; e ultramilonitos apresentam mais de 90% de matriz. Estes termos serão utilizados nesta dissertação, de forma aproximada, uma vez que a granulação grossa de vários litotipos pode dificultar a distinção entre porfiroclastos e matriz.

É marcante o processo de milonitização desenvolvido sobre a subunidade deformada da Suíte Carlos Chagas, bem como em partes da Suíte Montanha e, muito subordinadamente, na Suíte Ataléia. O sillimanita-granada-biotita leucogranito foliado da Suíte Carlos Chagas apresenta termos protomiloníticos e miloníticos, predominantes, e ultramiloníticos subordinados.

4.2.1 ESTRUTURAS DÚCTEIS

O acervo estrutural dúctil da região inclui, essencialmente, as tramas gnáissicas do Complexo Nova Venécia, a foliação regional (Sn) impressa neste complexo e nas suítes graníticas Ataléia, Carlos Chagas e Montanha, a lineação de estiramento contida nesta foliação, zonas de cisalhamento e dobras, todos impostos pela Orogenia Brasileira.

4.2.1.1 Tramas Gnáissicas

Tramas gnáissicas *stricto sensu*, ou seja, representadas por formas diversas de bandamento composicional com componente quartzo-feldspático em rochas de médio a alto grau metamórfico, estão presentes exclusivamente no Complexo Nova Venécia. As estruturas primárias destas rochas, como o acamamento sedimentar, tendem a ser obliteradas pela deformação e recristalização intensas. No Complexo Nova Venécia o acamamento sedimentar reliquiar está representado, localmente, por intercalações de rocha calcissilicática paralelas ao bandamento gnáissico do paragnaisse ou do cordierita granulito.

Regionalmente, a trama gnáissica do Complexo Nova Venécia é representada por bandamento composicional, no qual se alternam bandas ricas em biotita, granada, cordierita e

sillimanita, e bandas ricas em quartzo e feldspatos (Figuras 65C e 65D). Este bandamento é invariavelmente paralelo à foliação regional (S_n). Como o Complexo Nova Venécia experimentou marcante processo de migmatização (Figura 65A), sua trama gnáissica representa a acomodação da deformação regional em quantidades finitas de fusão parcial, representada por vênulas, veios e bolsões graníticos. O alojamento destes corpos graníticos discretos é favorecido por determinadas estruturas, tais como superfícies de foliação, plano axial de dobras, sombras de pressão ao redor de porfiroclastos e zonas de cisalhamento (Vanderhaeghe 2001). Estas feições evidenciam que a segregação de magma, no processo de fusão parcial, é controlada pelas estruturas e poros das rochas que entram em anatexia.

Nas rochas do Complexo Nova Venécia, as estruturas largamente predominantes são o bandamento composicional e a foliação (Figuras 65C e 65D). Estas estruturas estão orientadas segundo a direção da foliação regional e apresentam direção geral a NE com mergulho dominante para SW (Figura 66) e ângulos variáveis entre 20° e 80°, sendo os mergulhos de baixo ângulo predominantes (Figura 66).

Eventualmente, são encontradas estruturas ocelares, principalmente em contatos transicionais entre o paragneisse e a Suíte Ataléia (Figura 65E). Estes contatos são marcados pelo aumento da quantidade de vênulas e veios quartzo-feldspáticos. Nestes contatos o paragneisse torna-se intensamente migmatizado, o bandamento tende a desaparecer e aumenta o neossoma granítico, até a rocha adquirir textura nebulítica, registrando apenas a foliação regional (Figura 65B). Em alguns afloramentos da Folha Nova Venécia os bandamentos estão nitidamente dobrados (Figuras 10 e 11) com as direções dos eixos de dobra entre NE-SW e E-W.

Os grãos minerais são delimitados por bordas retas de padrão poligonal, determinando a trama granoblástica e extinção ondulante, característico de deformação de alto grau metamórfico (Figura 65F). Se por um lado o metamorfismo tende a transformar os minerais metamórficos em equidimensionais, a deformação regional tende a estirá-los e achatá-los. Os cristais são limitados por bordas retas ou levemente encurvados. As palhetas de biotita e as fibras de sillimanita são pronunciadamente oblongas. Os minerais seguem uma orientação principal e formam foliação, no caso da biotita, ou lineação mineral, no caso da sillimanita. Poiquiloblastos de cordierita são estirados e possuem inclusões orientadas de quartzo, fibrolita e feldspato, paralelos à foliação principal.

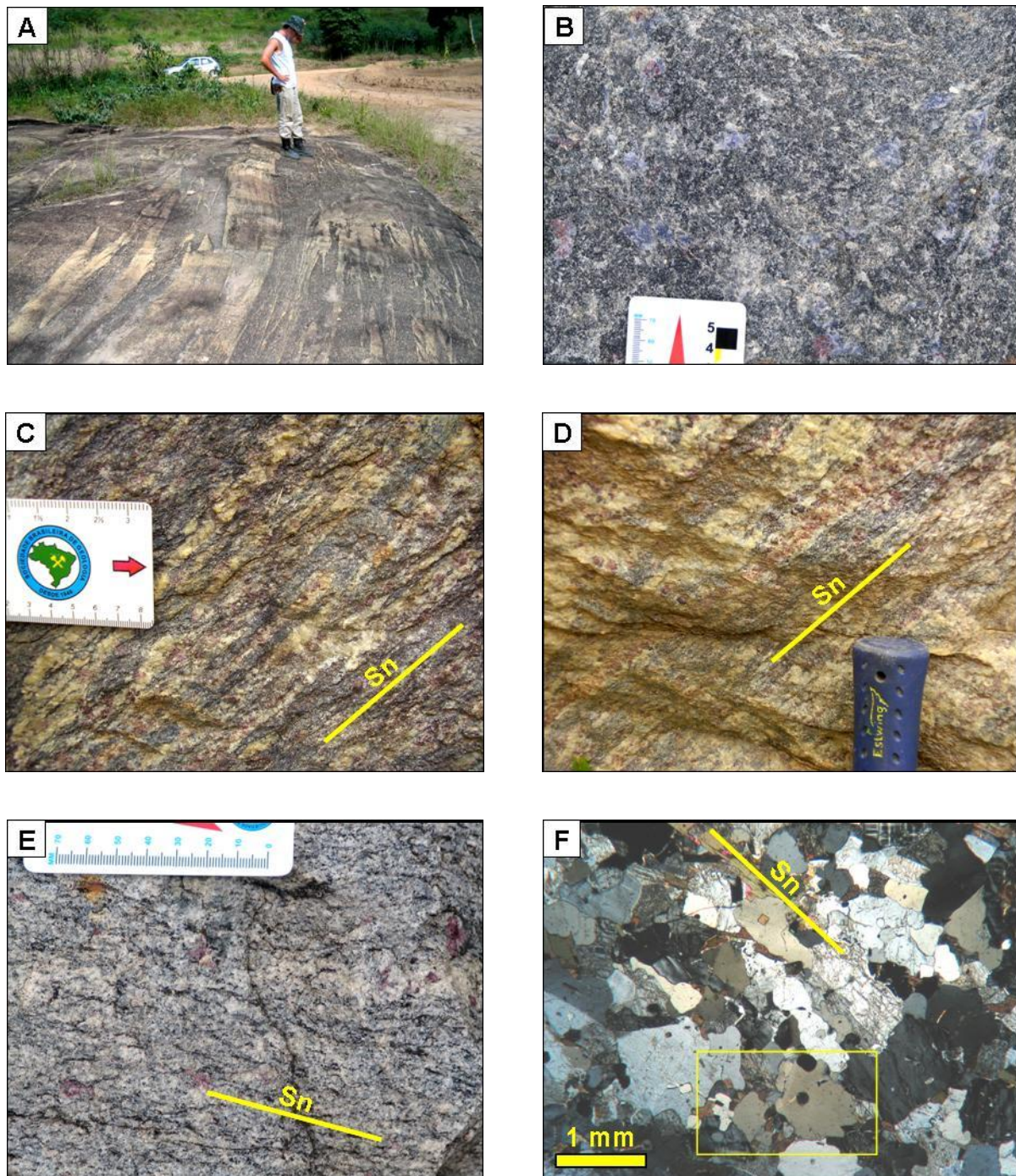


Figura 65. Rochas do Complexo Nova Venécia e Suíte Ataléia, aflorantes nas folhas Ecoporanga e Mantena: A, paragneisse migmatítico; B, amostra de cordierita granulito com textura nebulítica ; C e D, migmatitos de paragneisse com intensidades diferentes de fusão parcial concordante com a foliação Sn; E, granito foliado da Suíte Ataléia; F, lâmina delgada do granito foliado Ataléia, mostrando o estiramento de quartzo, feldspato e biotita em Sn, e microagregados de minerais félsicos granoblásticos com junções trípticas, evidenciando a recristalização sob deformação dúctil; no destaque, contatos irregulares (lobados) entre quartzo e feldspato, sugestivos de fase ígnea.

4.2.1.2 Foliação Regional

No Orógeno Araçuaí originou-se uma foliação principal relacionada aos cavalgamentos regionais do estágio sincolisional (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008; Alkmim *et al.* 2006). Esta foliação principal, também chamada de regional, é penetrativa nas rochas do Complexo Nova Venécia e das suítes Ataléia, Carlos Chagas (exceção feita à subunidade indeformada) e Montanha. Na região estudada, a foliação regional se materializa essencialmente pela orientação de biotita e sillimanita, e estiramento de quartzo, feldspatos, cordierita e granada. Uma lineação mineral e de estiramento, registrada pela orientação e alongamento de minerais diversos, está contida no plano da foliação regional.

A foliação regional é a estrutura que controla a arquitetura tectônica da região estudada (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2006b, 2008; Alkmim *et al.* 2006). Conforme mostra o mapa geológico (Anexo I) e a Figura 66 esta estruturação é marcada por uma distribuição da orientação preferencial da foliação na direção NE com mergulho predominantemente para NW, na parte sul da área, e na direção NW com mergulho predominantemente para SW, na parte norte da área. Em ambos os casos, o ângulo de mergulho é predominantemente baixo a médio.

Orientação por fluxo magmático é causada pelo deslocamento do magma com consequente rotação de cristais já formados e outros corpos rígidos (*e.g.*, xenólitos), sem interferência suficiente entre os cristais para uma possível deformação plástica (Paterson *et al.* 1989). A principal característica deste tipo de foliação é a orientação de minerais primários (*e.g.*, quartzo e feldspatos) sem evidências de deformação ou recristalização, o que se evidencia pela presença de minerais primários euédricos e de microestruturas ígneas (Figuras 67A e 67B). Estas características, aliadas ao imbricamento de cristais de feldspatos, caracterizam a orientação por fluxo ígneo em suítes graníticas da área mapeada. As direções principais de fluxo magmático nas suítes Carlos Chagas, Montanha e Aimorés são N-S e NNW.

Como a deformação dúctil acontece através de incrementos infinitesimais (Ramsay & Rubner 1983) e de forma diferenciada nos litotipos envolvidos, as estruturas em regime dúctil revelam a evolução progressiva das taxas deformacionais na subunidade deformada da Suíte Carlos Chagas. Segundo Crawford *et al.* (1999), a foliação no estado sólido é caracterizada por recristalização dinâmica de quartzo e sombras de pressão em grãos de feldspatos (figuras 67C, 67D, 67E e 67F). A foliação no estado sólido tem comportamento regional e é registrada na maior parte das rochas.

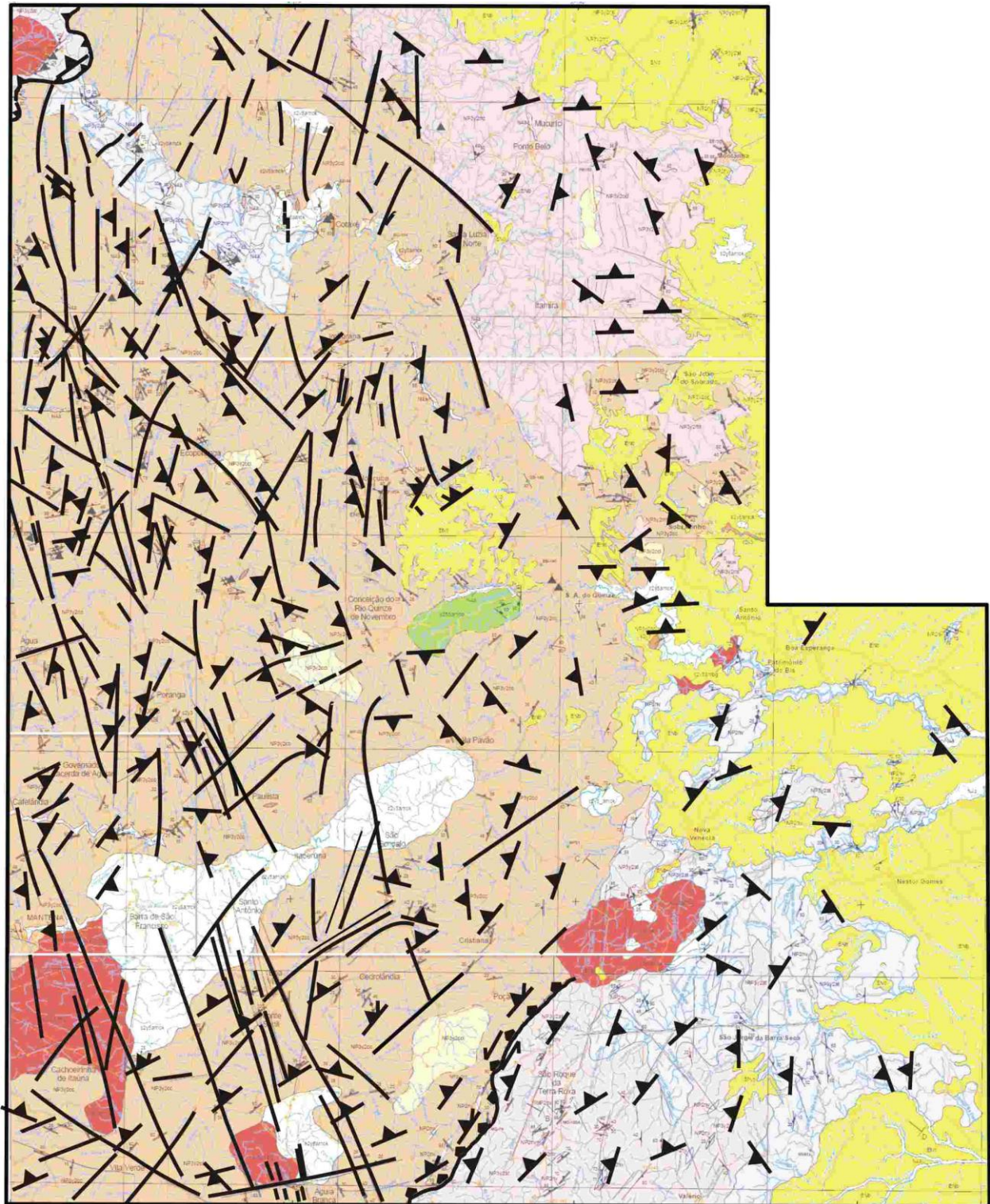


Figura 66. Mapa estrutural simplificado da região das folhas Ecoporanga, Mantena, Montanha e Nova Venécia (verificar mapa geológico no anexo I).

A foliação milonítica possui caráter pervasivo e são encontrados nas áreas onde ocorrem zonas de cisalhamento de variados tamanhos, centimétricas à regionais.

A subunidade indeformada da Suíte Carlos Chagas mostra marcante preservação de textura ígnea (67A e 67B). Por outro lado, na subunidade deformada da Suíte Carlos Chagas a deformação dúctil progressiva está registrada desde termos incipientemente foliados, passando por protomilonito e milonito (Figuras 68A e 68B), até atingir o termo ultramilonítico (Figuras 68D e 68F).

Os granitos sin-colisionais são marcados pela foliação em estado sólido, embora existam partes dos batólitos preservadas desta deformação. Este tipo de foliação pode ser difícil de reconhecer, mas alguns parâmetros importantes devem ser considerados na área em questão. Segundo os critérios de Paterson *et al.* (1989) para verificação de foliação no estado sólido, tem-se que a foliação das rochas graníticas das suítes G2 é concordante com a foliação regional, ocorre deformação intracristalina (e.g., extinção ondulante, lamelas e bandas de subgranulação, encurvamento de maclas em feldspato) e intercristalina (e.g., cominuição, oclarização, caudas de recristalização, sombras de pressão preenchidas, mudança contínua no tamanho dos porfiroclastos) e transformação de ortoclásio para microclina.

Em todos os produtos da deformação milonítica, desde protomilonitos a ultramilonitos, granadas exibem sombras de pressão, geralmente assimétricas, e caudas de recristalização (Figuras 68C e 68E).

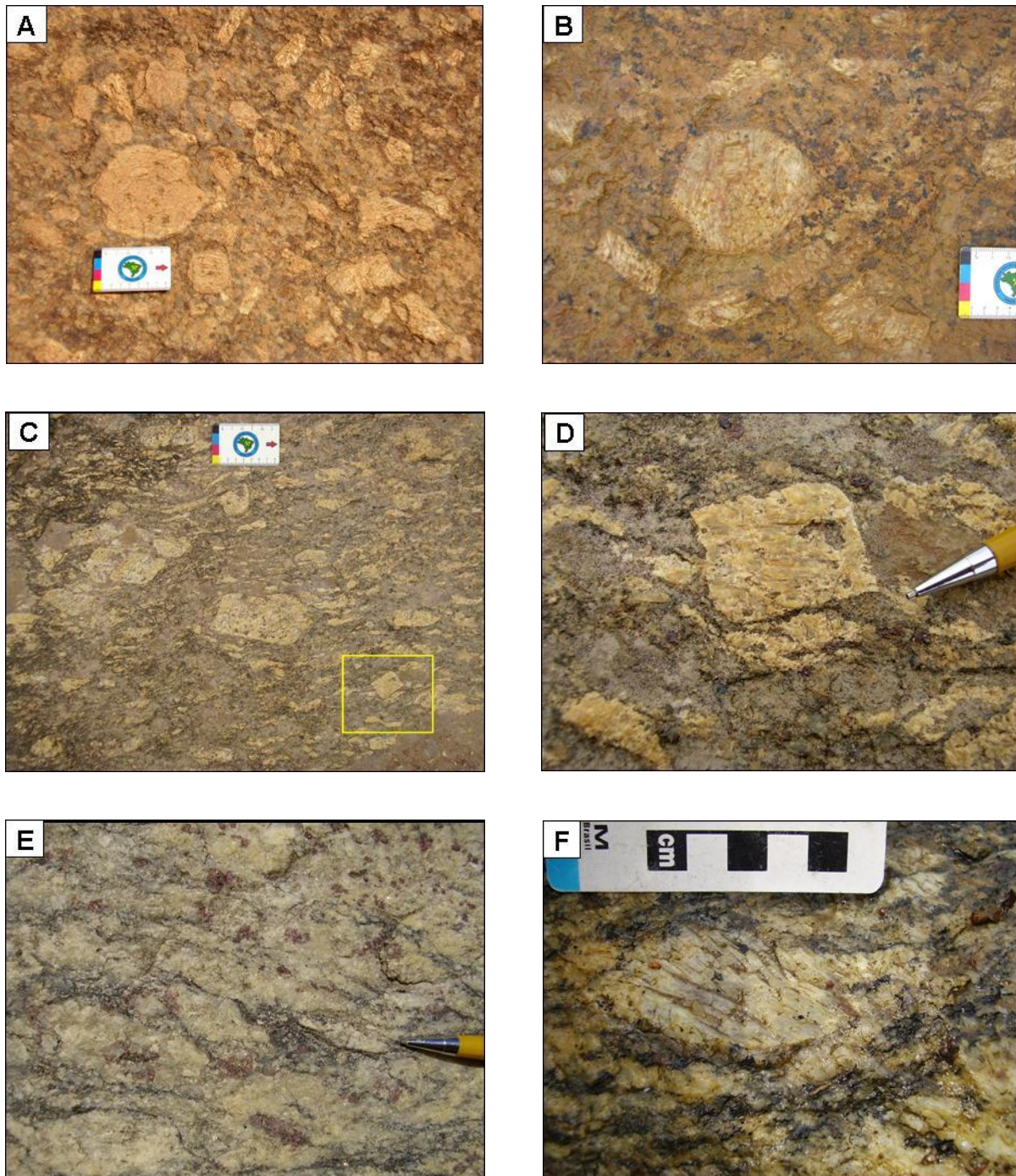


Figura 67. Fotografias da Suíte Carlos Chagas em afloramentos situados na Folha Mantena. A e B, ilustram feições ígneas muito bem preservadas (G2cci) na Serra da Invejada. Em A observa-se o sienogranito porfírico com estrutura isotrópica e fenocristais de feldspato potássico caoticamente dispostos. B mostra desvio do fluxo ígneo (fenocristais retangulares) em torno do fenocristal maior. C e D ilustram o início da deformação em estado sólido, ainda que em presença de quantidade significativa de fase líquida, quando a foliação S_0 começou a se formar paralelamente ao fluxo ígneo (D ilustra o detalhe indicado em C). E e F mostram o estágio protomilonítico, no qual grandes cristais de feldspato potássico tornam-se porfiroclastos oclares sigmoidais, orientados ao longo da foliação S_0 (subunidade G2cc).

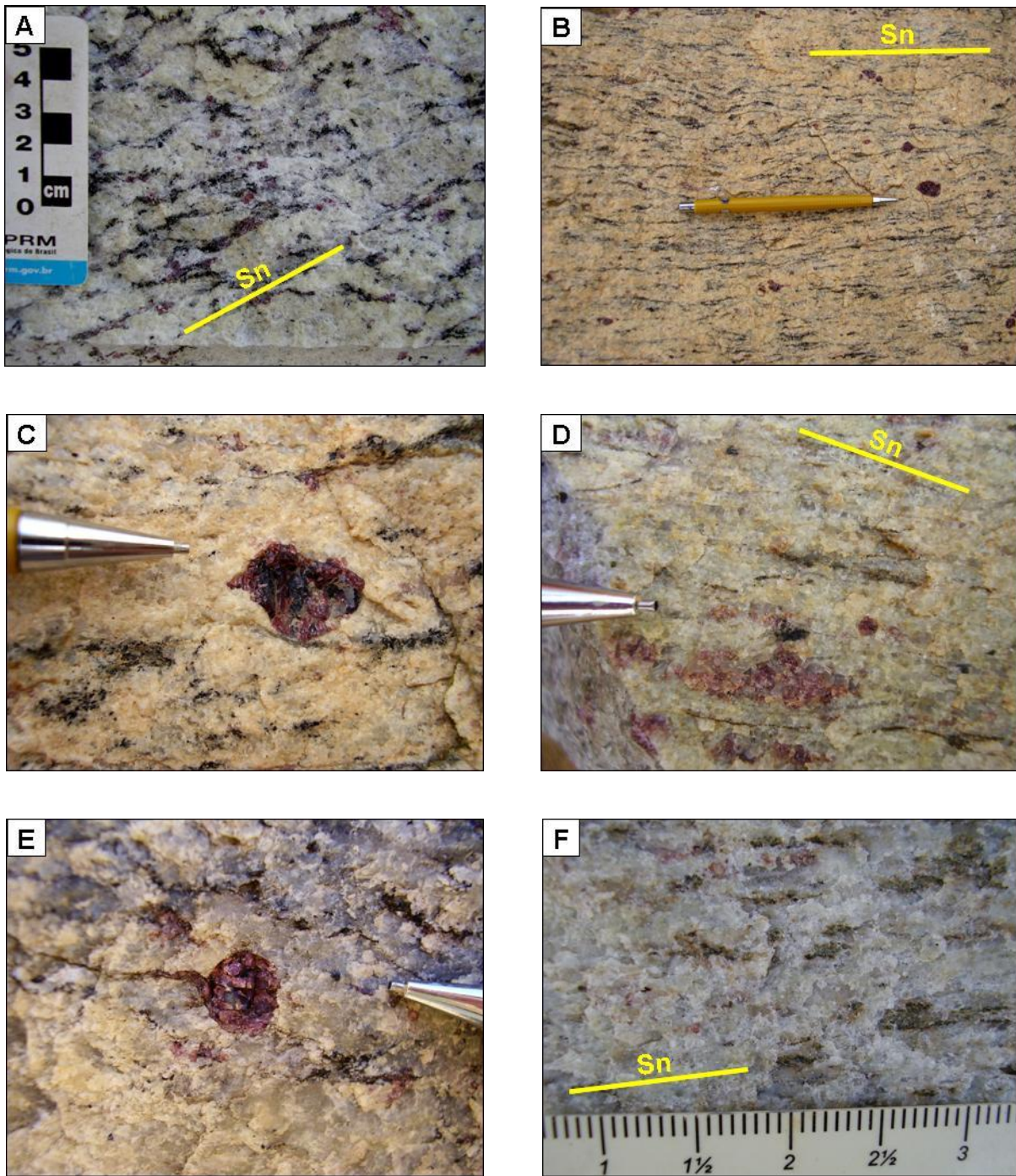


Figura 68. A seqüência de fotos mostra o incremento da deformação milonítica, desde milonito gnaisse (A e B) até ultramilonito gnaisse (D e F), em afloramentos da Folha Mantena. As fotos C e E ilustram detalhes dos porfiroclastos de granada como indicadores cinemáticos.

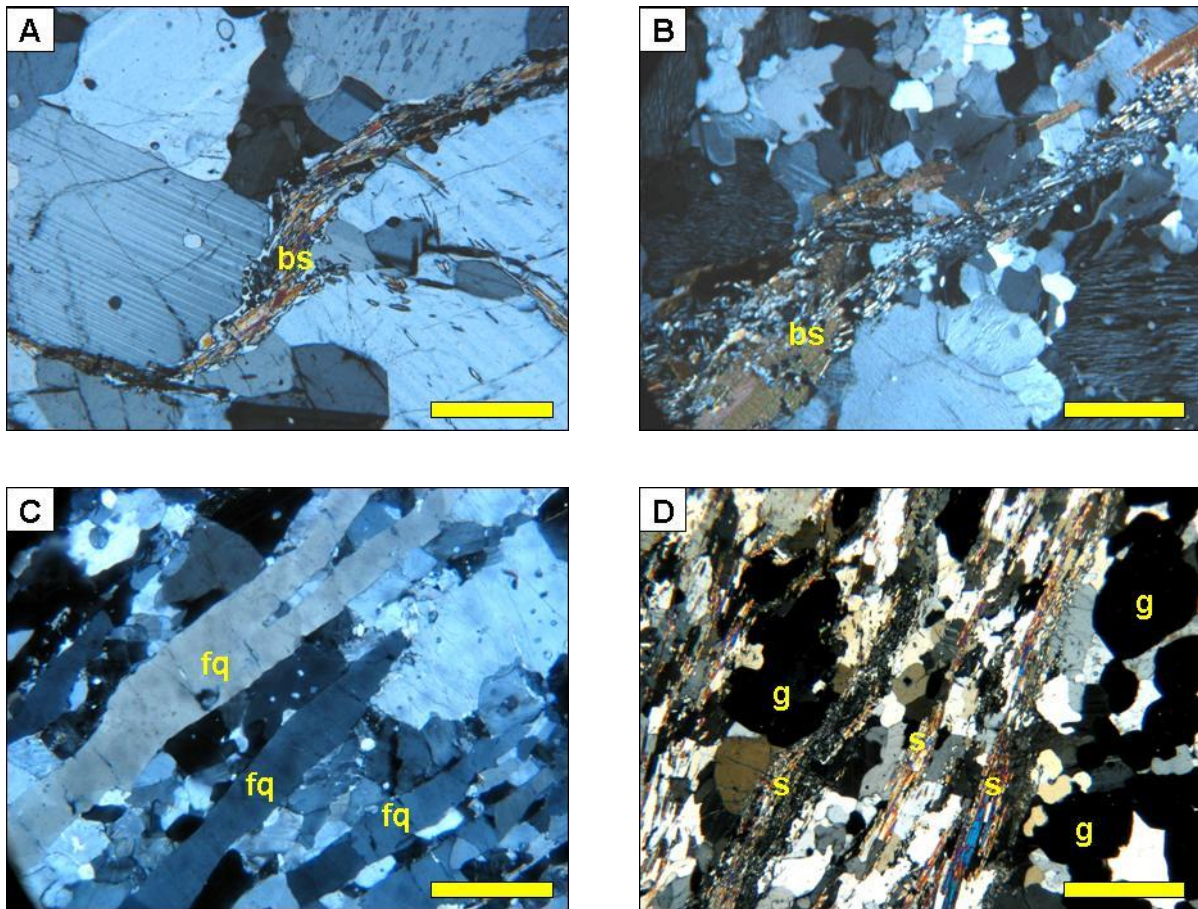


Figura 69. Fotomicrografias de rochas da Suíte Carlos Chagas (G2cc) ilustram a progressão da deformação em alta temperatura (a barra mede 1 mm; polarizadores cruzados): A, trilha de biotita e sillimanita (bs) materializa a foliação S_n em matriz de protomilonito, cujos minerais félsicos arranjam-se em mosaico granoblástico; B, matriz de milonito com trilhas de biotita e sillimanita (bs) e subgranulação marcante dos minerais félsicos em rocha fitada; C, fitas (*ribbons*) de quartzo (fq) em ultramilonito; D, sillimanita-granada ultramilonito com trilhas de sillimanita (s) e fitas de quartzo, paralelas às microbandas ricas em granada (g).

O protomilonito Carlos Chagas apresenta textura porfiroclástica grossa a muito grossa e é rico em porfiroclastos de feldspato potássico pertítico e granada. Trilhas de biotita e sillimanita são verificadas em lâminas (Figura 69A). O milonito Carlos Chagas possui a relação porfiroclastos/matriz menor que os protomilonitos, devido à maior cominuição dos cristais. A rocha é geralmente fitada (Figura 69B). A textura *ribbon* passa a ser mais comum que *augen*. Levando-se em consideração que os porfiroclastos de feldspato potássico atingem até 10 cm de comprimento e são cominuídos atingindo milímetros, caracteriza-se assim os ultramilonitos Carlos Chagas, de granulação fina a média, pobre ou livre de biotita, mas contém os outros minerais presentes nos demais termos miloníticos. Sua foliação se caracteriza pelo forte estiramento de quartzo, feldspato, sillimanita e granada (Figuras 69C e 69D).

O corpo de leucogranito da Suíte G3 não registram a foliação regional e ocorrem como veios e bolsões de dimensões, encaixados nos granitos deformados das suítes Carlos Chagas e Ataléia (Figura 70).

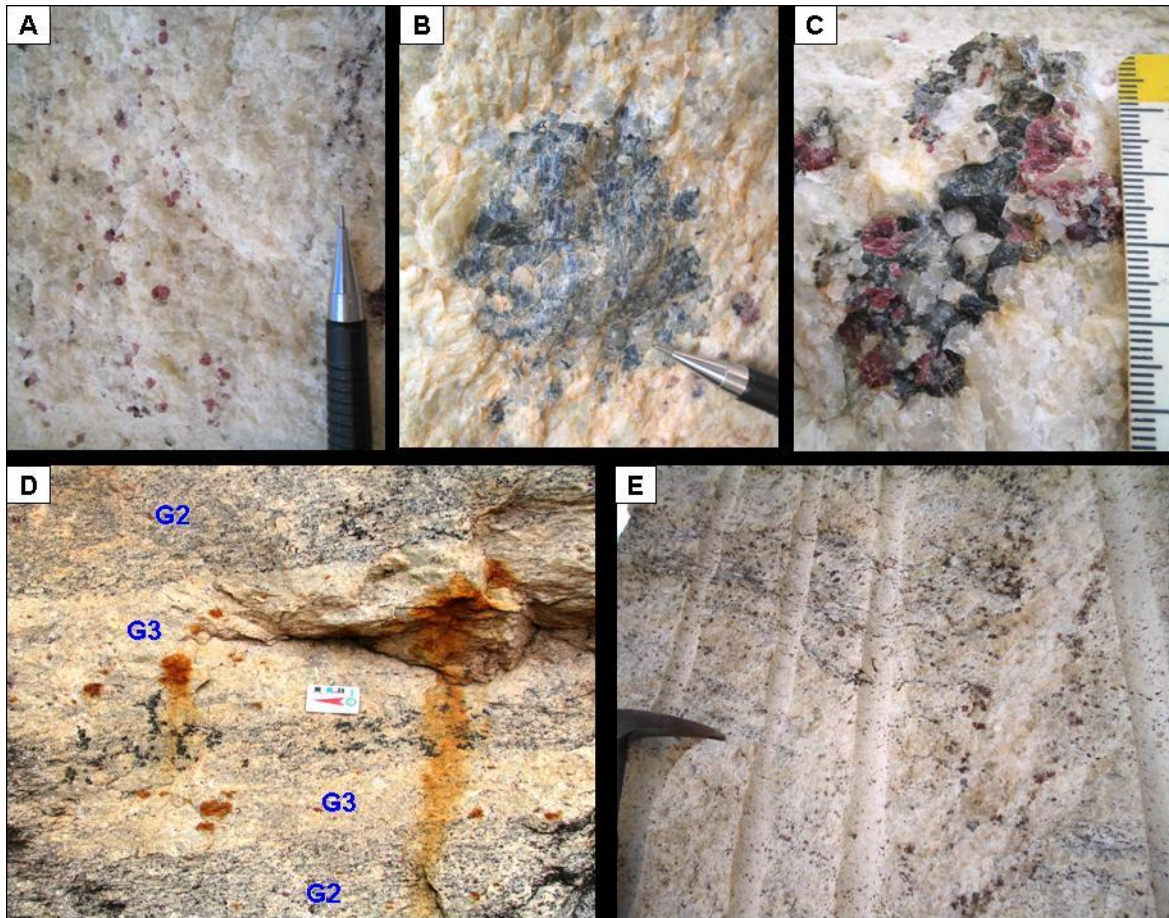


Figura 70. Fotografias de corpos de leucogranitos da Suíte G3 que não registram a foliação regional e ocorrem como veios e bolsões.

O mecanismo de migração, percolação, diapirismo, segregação e assentamento de fluidos graníticos são controlados pela deformação regional. A formação de lacólitos de leucogranitos, por migração, ocorre em diversos pulsos e não por um evento somente. Esta migração se dá por uma rede de veios graníticos, concordantes e discordantes em escala regional.

4.2.1.3 Zonas de cisalhamento

O conjunto de rochas graníticas deformadas exibe diversas zonas de cisalhamento, geralmente de baixo ângulo. Estas estruturas são mais frequentes nos granitos das suítes Carlos Chagas e Montanha. A grande maioria das ocorrências é de zonas de cisalhamento concordantes

com a cinemática dextral. Nestas zonas são verificados conjuntos de indicadores cinemáticos (*e.g.*, porfiroclastos sigmoidais e/ou rotacionados, com caudas de recristalização e/ou sombras de pressão assimétricas) e foliação subparalela ao plano de estiramento máximo.

Uma zona de cisalhamento transpressional sinistral se destaca por ser o contato entre as suítes Ataléia e Carlos Chagas (mapa geológico Anexo I). Esta zona de cisalhamento é balizada por afloramentos de granada-biotita ultramilonito (Figura 71), pertencentes à Suíte Carlos Chagas. Outras rochas miloníticas são encontradas na Suíte Montanha (Figura 72), delimitando outras zonas de cisalhamento.

Estas grandes quantidades de deformação podem ser verificadas em feições microscópicas (Figura 69D). Cristais de granadas estiradas (Figuras 73 e 74) e grãos de quartzo fitado (Figura 69C) são exemplos da grande deformação encontrada nestas zonas ultramiloníticas. Nas regiões cisalhadas predomina matriz granoblástica de granulação fina (0,05-0,15 mm), orientada e composta predominantemente por uma associação de quartzo, rara biotita, feldspato potássico e plagioclásio. Os delgados níveis de quartzo estirados são orientados segundo a foliação. Alguns grãos são nitidamente encurtados e outros estendidos.



Figura 71: Zona de cisalhamento transpressional sinistral marcada por granada-biotita ultramilonito da Suíte Carlos Chagas (MG61; 330286/ 7903830).



Figura 72: Ultramilonito da Suíte Montanha (FM37; 354049/7971800).

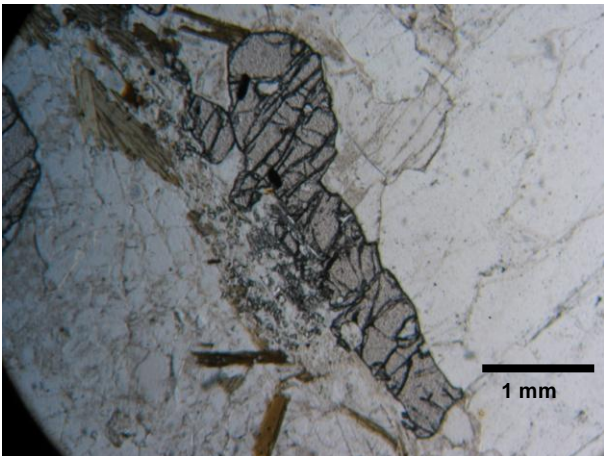


Figura 73: Cristal de granada estirado em ultramilonito da Suíte Carlos Chagas ((MQ79; 333944/ 7905523).

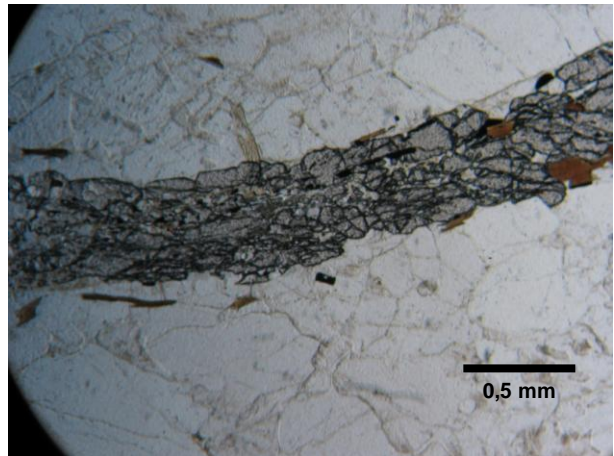


Figura 74: Cristal de granada estirado em ultramilonito da Suíte Carlos Chagas ((MQ79; 333944/ 7905523).

4.2.1.4 Dobras

Dobras com formas tridimensionais complexas desenvolvem-se de maneiras diversas em zonas de cisalhamento. Dobras tubulares ou em bainha formam-se por achatamento e adelgaçamento de dobras pré-existentes, ou por rotação de segmentos de camada em resposta à presença de taxas de deformação nos planos de foliação. Dobras isoclinais, constantes em zonas de cisalhamento, ocorrem com relativa frequência na área de estudo e tem orientação de flanco paralela à lineação de estiramento.

As dobras são encontradas no Complexo Nova Venécia e nas suítes graníticas do tipo-S. No complexo paragnáissico as dobras são materializadas nos bandamentos (Figura 10) e possuem direções principais NE-SW e E-W. Dobras ptigmáticas são abundantes (Figura 11) e ocorrem com maior frequência nas folhas Ecoporanga e Nova Venécia.

4.2.2 ESTRUTURAS RÚPTEIS

As estruturas rúpteis são raras na área mapeada. Poucas ocorrências são verificadas principalmente na Folha Montanha. Nas outras folhas foram registradas raras fraturas, uma na Folha Mantena e quatro na Folha Ecoporanga, sendo espaçadas e não possuindo correlação. Falhas microscópicas foram detectadas, mas sem correlação com a direção do movimento. Nestes sistemas de fraturas encaixam-se veios graníticos tardios e diques de diabásio.

4.2.3 LINEAMENTOS REGIONAIS

O Lineamento Vitória-Ecoporanga, assim denominado pelo projeto Radambrasil (1983), é uma das mais destacadas feições estruturais do norte do Espírito Santo, embora sua verdadeira natureza tectônica seja ainda desconhecida. Os lineamentos são feições morfológicas materializadas por sulcos e escarpas orientados segundo direções principais. Estas feições estruturais são refletidas por falhas, fraturas ou foliações. As estruturas ocorrem nas folhas Mantena e Ecoporanga e se alinham na direção principal NW alcançando, desde sua origem, até 250 km de extensão. Castañeda *et al.* (2006) indicam a presença de diques de diabásio, alinhados segundo a direção estrutural dos lineamentos regionais. Segundo Novais *et al.* (2004), as direções principais deste alinhamento são estruturas que controlam os processos de migração de hidrocarbonetos e o posicionamento de suas acumulações na Bacia do Espírito Santo. O mesmo autor supracitado relata que os sistemas de drenagem e lagoas da região centro-norte do estado do Espírito Santo são controladas por falhas ativadas, caracterizando movimentações neotectônicas que atingem até os sedimentos do Grupo Rio Doce e do Grupo Barreiras.

A densidade de lineamentos varia lateralmente sendo bastante proeminente nas imediações de Monte Senir e Paulista (Folha Mantena) e Ecoporanga (Folha Ecoporanga). Estas estruturas possuem grande expressão, direcionando estradas e, principalmente, alinhamentos de pães-de-açúcar (Figura 75).



Figura 75: Lineamento de pães-de-açúcar marcando a direção das grandes estruturas regionais. Vista de sul para norte, Fazenda Cachoeira, Pancas/ES (A13; 311052 / 7971990).

O lineamento Vitória-Colatina-Ecoporanga perde a densidade à medida que se caminha para leste e oeste. Na porção leste da área é nítida a ausência dos grandes lineamentos e os fraturamentos são mais frequentes na Folha Ecoporanga, mas em poucas ocorrências, sendo que alguns lineamentos exibem encurvamento.

4.3. DOMÍNIOS ESTRUTURAIS

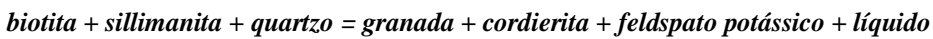
Esta área possui dois domínios estruturais distintos: o domínio do Lineamento Vitória–Colatina–Ecoporanga e o restante da área mapeada, denominado domínio estrutural principal.

O Lineamento Vitória – Colatina – Ecoporanga possui marcante estruturação regional. É uma das mais importantes feições estruturais no estado do Espírito Santo. Esta extensa estrutura pode ser resultado de feições lineares como falhas, fraturas e foliações. A direção N10W a N25W é acompanhada por alinhamentos de pães-de-açúcar, vales e rios.

O domínio estrutural principal é encontrado no restante da área. É composto por todas as estruturas descritas acima, sendo foliação regional, e a lineação nela contida, os principais itens estruturais. Dobras, raros falhamentos e zonas de cisalhamento também compõem a estruturação deste domínio.

4.4. METAMORFISMO

Estudos realizados por Munhá *et al.* (2005), para a região norte do Espírito Santo, mostram as condições P-T de equilíbrio da associação granada + plagioclásio + sillimanita do paragnaisse Nova Venécia. Os dados do artigo supracitado resultam em temperaturas entre 800-820 °C, à pressão litostática de $6,5 \pm 0,5$ kbar para o pico metamórfico do Complexo Nova Venécia. A ausência de muscovita primária nos paragnaises da região sugere que o desenvolvimento da associação granada + feldspato potássico + cordierita ocorreu entre 750 – 800 °C, seguindo as seguintes relações:



A conclusão de Munhá *et al.* (2005) é que estas reações, em conjunto com os dados geotermobarométricos, delimitam as condições P-T de pico metamórfico em 820 ± 30 °C, a $6,5 \pm 0,5$ kbar, para o Complexo Nova Venécia (Figura 76).

Além dos dados acima, na área estudada, o Complexo Nova Venécia encontra-se na transição de fácies anfíbolito-granulito, em função da paragênese cordierita-granada-sillimanita-hercynita, mas com significativa presença de biotita em alguns termos peraluminosos e sua relativa ausência no cordierita granulito. Substituições retrometamórficas nas rochas gnáissicas incluem principalmente pinitização de cordierita e sericitização dos feldspatos. A paragênese da rocha calcissilicática (rica em plagioclásio cálcico, clinopiroxênio e ortopiroxênio) aponta condições de fácies granulito.

Os granitos das suítes tipo-S foram deformados sob condições de metamorfismo similares às do Complexo Nova Venécia, tal como indica a tendência à eliminação de biotita em favor da sillimanita, concomitantemente ao aparecimento de hercynita nos termos mais milonitizados dessas suítes. Os dados geotermobarométricos que indicam temperatura máxima de cristalização em torno de 790 °C, a pressão de *ca.* 5,8 kbar, para a Suíte Carlos Chagas (referidos por Pedrosa-Soares *et al.* 2006b, com base em Castañeda *et al.*, em preparação) para a subunidade deformada da Suíte Carlos Chagas, são similares aos resultados de Munhá *et al.* (2005).

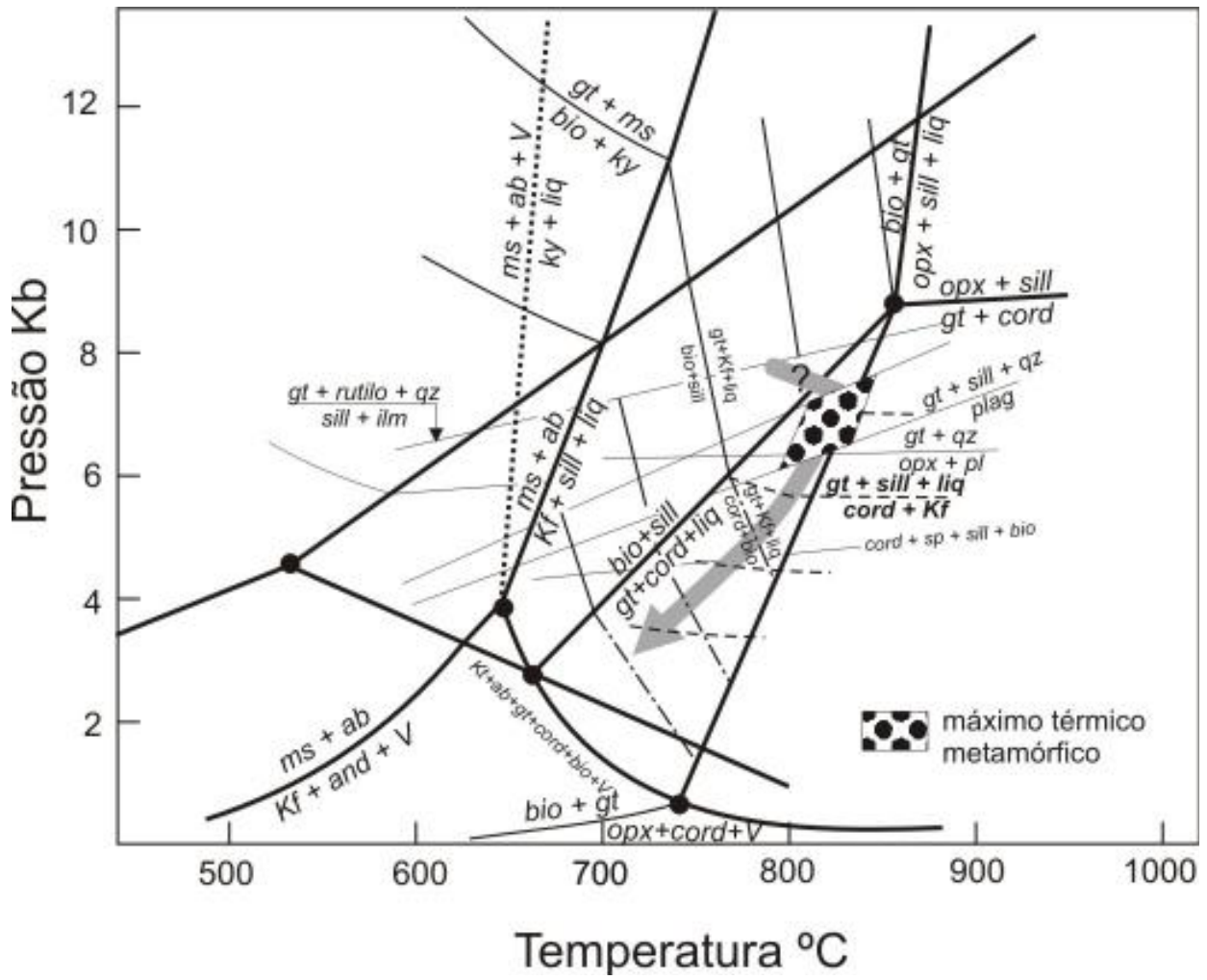


Figura 76. Diagrama P-T para os paragneisses migmatíticos do Complexo Nova Venécia (Munhá *et al.* 2005).

5. LITOQUÍMICA

Para o presente estudo foram selecionadas 46 amostras, analisadas para elementos maiores e traços pelos métodos descritos no item 1.2, distribuídas pelo Complexo Nova Venécia e suítes graníticas do tipo-S, foco deste dissertação (Tabela 2; mapa geológico do Anexo I). Os resultados analíticos estão listados nas tabelas 7 a 9 (Anexo II).

A simples comparação entre os conteúdos de diversos componentes sugere maior similaridade litoquímica entre o Complexo Nova Venécia e a Suíte Ataléia, em relação às suítes Carlos Chagas, Montanha e G3 (Tabelas 7 a 9, Figuras 77 e 78). Os conteúdos de SiO₂ nas rochas do Complexo Nova Venécia (56 a 69%) e da Suíte Ataléia (62 a 67%) são baixos, em relação às suítes Carlos Chagas, Montanha e G3, cuja sílica varia entre 67 e 74%. Os teores de Al₂O₃ das rochas do Complexo Nova Venécia são variáveis, entre 15 e 21%, mas similares aos da Suíte Ataléia (15 e 19%), e mais altos do que os valores (13 a 15%) determinados nos granitos das suítes Carlos Chagas, Montanha e G3. O MgO apresenta conteúdos entre 1,2 e 3,9% para o Complexo Nova Venécia, similares aos da Suíte Ataléia (1 e 3%), mas superiores aos das suítes Carlos Chagas (0,2 a 1,8%), Montanha (0,3 e 0,6%) e G3 (0,1 a 1,0%).

Entretanto, há componentes químicos que variam pouco entre as unidades estudadas, mas ainda assim mostram algumas diferenças entre elas. As concentrações de ferro total do Complexo Nova Venécia e suítes Ataléia, Carlos Chagas e Montanha variam entre 1,5 e 9%, mas na Suíte G3 os valores caem para 0,3 a 1,5%. As concentrações de CaO são pouco variáveis para o Complexo Nova Venécia e para a Suíte Ataléia, ficando entre 0,9 e 2%, mas a variação é maior para as suítes Carlos Chagas (0,8 a 2,5%), Montanha (1,6 a 3,1%) e G3 (0,5 a 2,5%). Os valores de Na₂O (1,8 a 3,5%) são sempre baixos em toda a população analisada, relativamente ao K₂O que é sempre alto (3 a 5,8%). O P₂O₅ não varia de forma significativa entre os diferentes litotipos, mostrando valores entre 0,2 e 0,9%. À exceção do baixo conteúdo em TiO₂ nas amostras da Suíte G3 (0,1 a 0,7%), as demais unidades apresentam valores mais altos em média e variação similar entre elas (0,2 a 1,2% para o Complexo Nova Venécia; 0,5 e 1,5% para a Suíte Ataléia; e 0,1 a 1,5% para as suítes Carlos Chagas e Montanha).

Todas as amostras analisadas têm composição similar, em termos de percentuais médios, a rochas semelhantes descritas na literatura (Wang *et al.* 2006; Clarke *et al.* 2007). Os valores de Fe e Mg, às vezes mais elevados, refletem concentrações de biotita, granada e cordierita. Os valores de P₂O₅ devem-se à presença de apatita e monazita na maioria das amostras.

Tabela 2. Amostras analisadas para litoquímica. **CG, NV e VN** referem-se à Folha Nova Venécia. **FM e MF** referem-se à Folha Montanha. **MG e MQ** são amostras da Folha Mantena. **EB, EC e EP** são amostras da Folha Ecoporanga. ***MP**: amostras da Folha Montanha; ****MP**: amostras da Folha Mantena.

Litotipo, Unidade	Quantidade	Amostras
Paragnaisse, Complexo Nova Venécia	7	CG18, CG27, CG63, CG25, CG29, CG70A, VN22
Cordierita granulito, Complexo Nova Venécia	4	CG47, CG33, MP96, NV100
Rocha Calcissilicática, Complexo Nova Venécia.	3	CG29-4, CG70B, VN47
Granitóides, Suíte Ataléia	8	CG28C, CG2A, MG53, CG55, CG55A, MG100A, NV11, VN27
Leucogranito, Suíte Carlos Chagas	16	EB145, MP21**, MP22**, CG23, EC104, EC12, EP08, EC8, MG15, EB140, EC90, EC92, EP15, MQ79, MP72, NV41A
Leucogranito, Suíte G3	6	CG28B, CG55C, EP05A, MG42B, FM178, MF166B
Granito, Suíte Montanha	2	FM153, FM25
Restito do Complexo Nova Venécia	1	CG55D

O enriquecimento de K_2O deve-se à grande quantidade de feldspato potássico e/ou biotita, que podem atingir conteúdos modais muito altos.

Quanto aos elementos traços, observa-se comportamento diferenciado nos elementos litófilos de grande raio iônico (LILE, na sigla em inglês), tais como Rb, Sr e Ba (Figura 77).

A maioria das amostras do Complexo Nova Venécia apresenta enriquecimento em Rb, o que se explica pela maior quantidade de biotita. A Suíte Ataléia mostra enriquecimento em Sr, que se deve à maior quantidade de plagioclásio, em relação ao Complexo Nova Venécia e suítes Carlos Chagas, Montanha e G3.

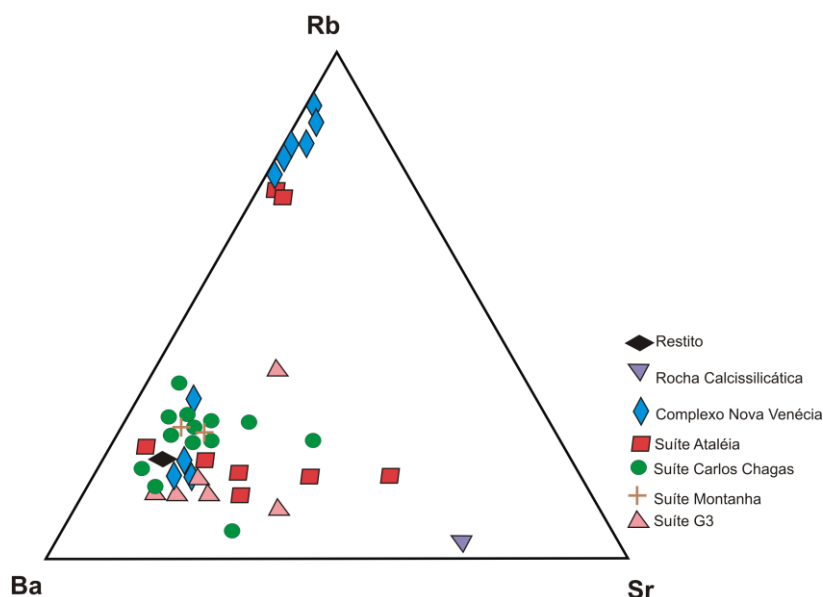


Figura 77. Diagrama Rb-Ba-Sr aplicado às rochas da área de estudo.

Uma avaliação dos dados litoquímicos do Complexo Nova Venécia foi realizada para caracterização dos protólitos dos paragneisses e de seu ambiente tectônico de deposição, a partir dos critérios para rochas siliciclásticas, abaixo resumidos:

- A razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ é usada como índice de maturidade para rochas clásticas, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ como indicador da quantidade de componentes potássicos (feldspato potássico) em relação ao plagioclásio e MgO/CaO como indicador da contribuição de componentes magnesianos em relação ao plagioclásio (Rozen, 1992);

- A distribuição de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ versus $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ e de TiO_2 versus $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ ajuda na distinção de ambientes tectônicos de rochas sedimentares (Bathia, 1983);

- A distribuição dos óxidos de Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na e K auxilia na interpretação da proveniência dos sedimentos (Roser & Korsch, 1988);

- O diagrama triangular $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ - MgO/CaO (Pedrosa-Soares 1995) expressa a derivação petrológica de rochas metassedimentares.

Os resultados obtidos mostram que as amostras de paragnaisse e cordierita granulito do Complexo Nova Venécia têm protólitos essencialmente grauvaquianos, no sentido de conter fração imatura (*i.e.*, enriquecida em feldspatos e/ou litoclastos) em quantidade significativa relativamente à fração argila (Figuras 78 e 79). Observa-se nestes diagramas que as amostras têm uma distribuição similar em relação aos campos das razões MgO/CaO e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, sugerindo equilíbrio na contribuição de componentes imaturos (*e.g.*, plagioclásio e feldspato potássico), tal como se constatou nas análises modais de lâminas delgadas. Segundo Pedrosa-Soares (1995), o potássio encontra-se principalmente em feldspato potássico, micas e argilas ilíticas de sedimentos detríticos. Como não há outras fontes significativas para este elemento químico nos ambientes sedimentares comuns, a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ reflete diretamente, mas não exclusivamente, a contribuição daqueles minerais. O sódio provém em maior parte do plagioclásio detrítico, mas também está presente em líquidos conatos e argilo-minerais. Entretanto, Taylor & McLennan (1985; *in* Pedrosa-Soares 1995) julgam minoritária a influência da água do mar no teor de sódio das rochas grauvaquianas.

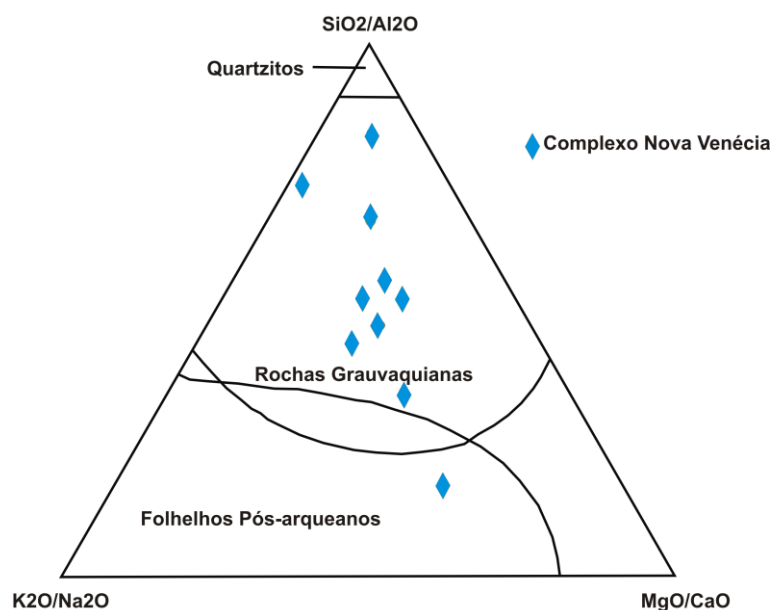


Figura 78. Distribuição das amostras de paragnaisse do Complexo Nova Venécia no diagrama discriminador de rochas grauvaquianas, quartzitos e pelitos pós-arqueanos de Pedrosa-Soares (1995).

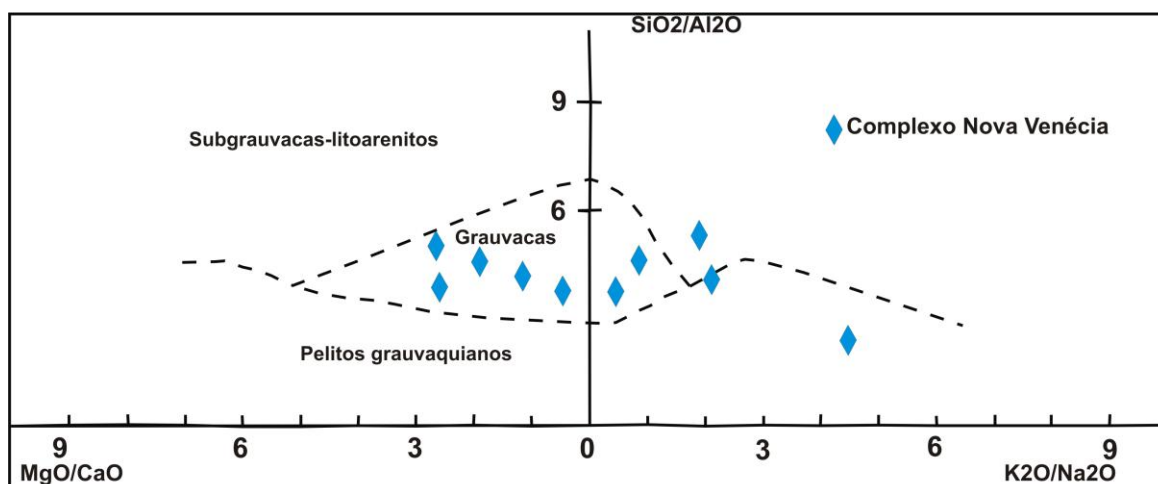


Figura 79. Distribuição das amostras de paraganaisse e cordierita granulito do Complexo Nova Venécia no diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{MgO}/\text{CaO}$ de Rozen (1992).

Desta forma, a razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ também sugere a presença de plagioclásio herdado (recristalizado). A razão MgO/CaO , por sua vez, indica a contribuição relativa de fontes ricas em rochas máfico-ultramáficas (MgO) ou de fontes ricas em plagioclásio (CaO), desconsiderados ambientes restritos ricos em fontes carbonáticas. Entretanto, os valores relativamente altos da razão $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ sugerem fontes intermediárias a félsicas, comuns em arcos magmáticos continentais. Neste sentido, enfatiza-se que as amostras do Complexo Nova Venécia situam-se essencialmente no campo de arco magmático continental (Figura 80).

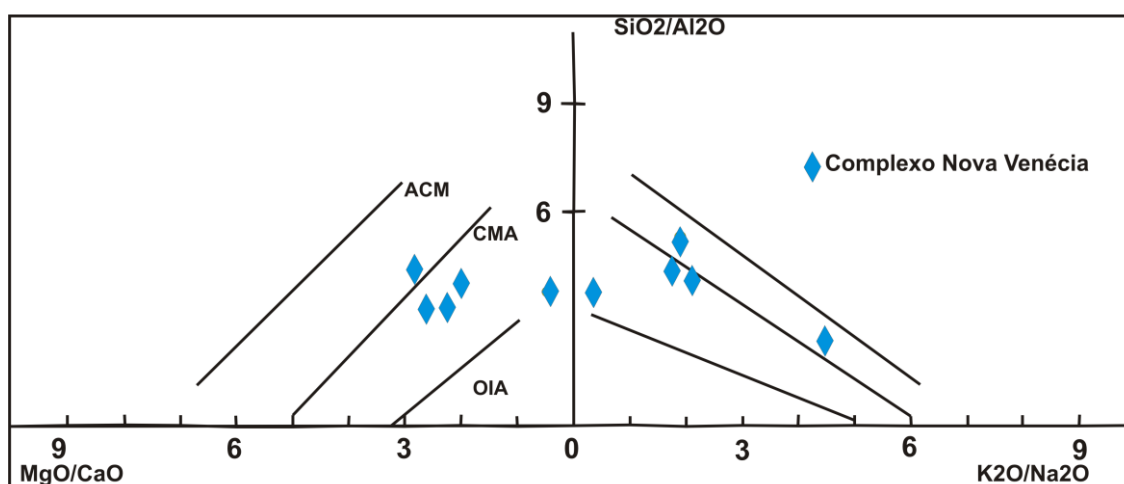


Figura 80. Distribuição das amostras do Complexo Nova Venécia no diagrama discriminador de ambientes tectônicos para grauwacas, proposto por Rozen (1992). ACM, margem continental ativa; CMA, arco magmático continental; e OIA, arco-de-ilhas intraoceânico.

Segundo Bhatia (1983), alguns elementos maiores são os melhores discriminantes de ambientes geotectônicos em rochas grauvaquianas. Plotando-se os dados dos gnaisses paraderivados do Complexo Nova Venécia nestes diagramas (Figuras 81 e 82), verifica-se que os valores caem no campo dos arcos de ilhas imaturos com alguma tendência para arcos de ilhas maduros ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$). Isto poderia ser resultado de alguma contribuição sedimentar fornecida por complexos do embasamento que têm assinatura de arcos juvenis, tal como o Complexo Juiz de Fora (*e.g.*, Noce *et al.* 2007).

Embora os resultados mostrados nos diagramas das figuras 78, 79 e 80 sejam contrastantes, em termos de natureza dos arcos magmáticos que serviram de fonte dos protólitos dos paragnaisses Nova Venécia, a distribuição das amostras exclui, em todos os casos, a hipótese de fontes situadas em margem continental passiva.

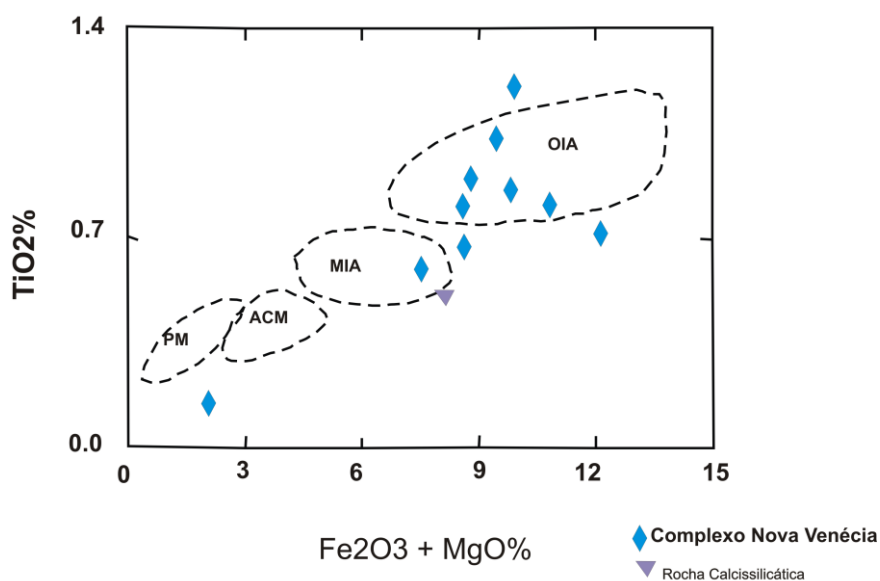


Figura 81. Diagrama $\text{TiO}_2 \times (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$, discriminante para ambientes geotectônicos de Bathia (1983). Os símbolos representam as amostras do Complexo Nova Venécia. As áreas tracejadas representam os campos composicionais de grauvacas de arcos de ilhas imaturos ou oceânicos (OIA), arcos de ilhas maduros (MIA), margens continentais ativas (ACM) e margens passivas (PM).

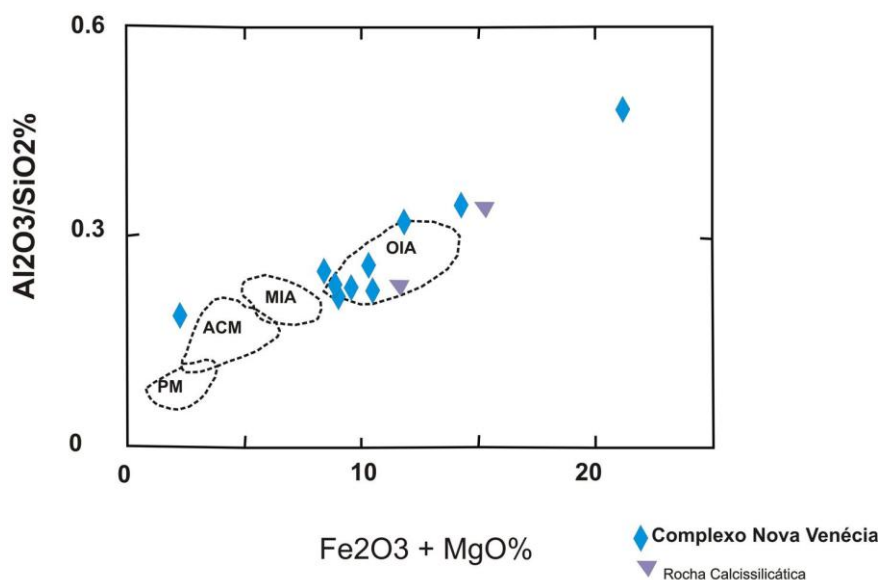


Figura 82. Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3 \times (\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t} + \text{MgO})$, de Bhatia (1983), discriminante para ambientes geotectônicos ($\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ representa ferro total como Fe_2O_3). Os pontos representam as amostras do Complexo Nova Venécia.

Os dados litoquímicos das amostras das suítes Ataléia, Carlos Chagas, Montanha e G3 foram avaliados com o objetivo de detalhar sua classificação e de seus litotipos, verificar as relações entre elas e caracterizá-las em relação ao estágio de evolução geotectônica.

O diagrama TAS (Cox *et al.* 1979) mostra que os litotipos mais representativos da Suíte Ataléia têm composição, em termos de álcalis, entre tonalito e granito, concordantemente com os valores modais de plagioclásio em relação a feldspato potássico (Figura 83). Por sua vez, granito é o litotipo predominante nas demais suítes tipo-S da área.

Em termos do índice de aluminosidade de Shand todas as amostras caem no campo peraluminoso (Figura 84). Se adotado o limite estabelecido por Chappel & White (1974, 2001), algumas amostras ficam no campo metaluminoso, em particular amostras da Suíte Ataléia em consequência de seu maior conteúdo de Na_2O e CaO decorrente do maior valor modal de plagioclásio.

Chappel & White (1974) estabeleceram uma série de características químicas para separar granitos dos tipos S e I (ver Capítulo 4.1.2). No diagrama de Front & Nurmi (1987), que é consequência das definições originais de Chappel & White (1974), todos os valores das

amostras de rochas graníticas analisadas situam-se no campo dos granitos tipo-S (Figura 85). Os dados do Complexo Nova Venécia foram plotados como forma de comparação.

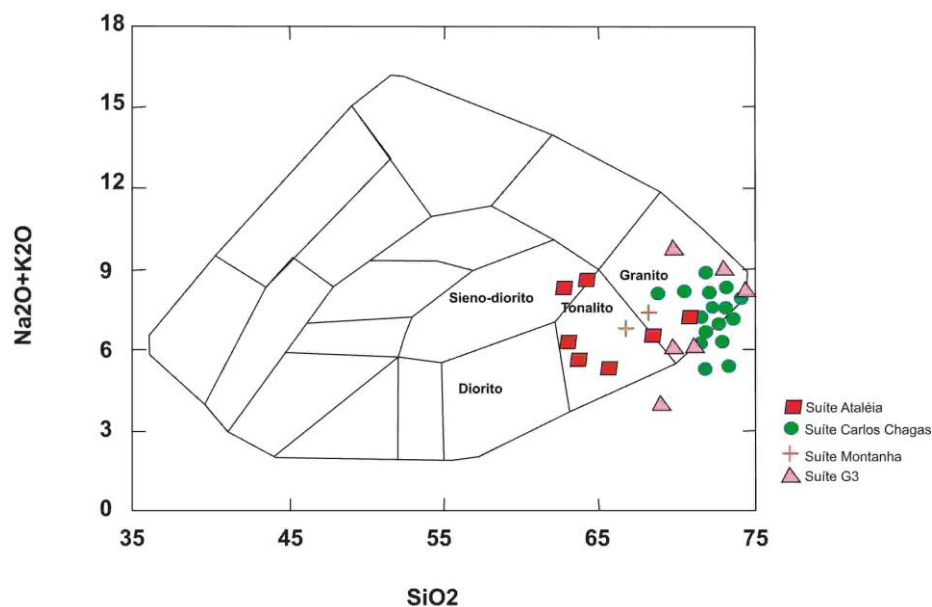


Figura 83. Classificação das amostras das suítes graníticas estudadas no diagrama TAS de Cox *et al.* (1979).

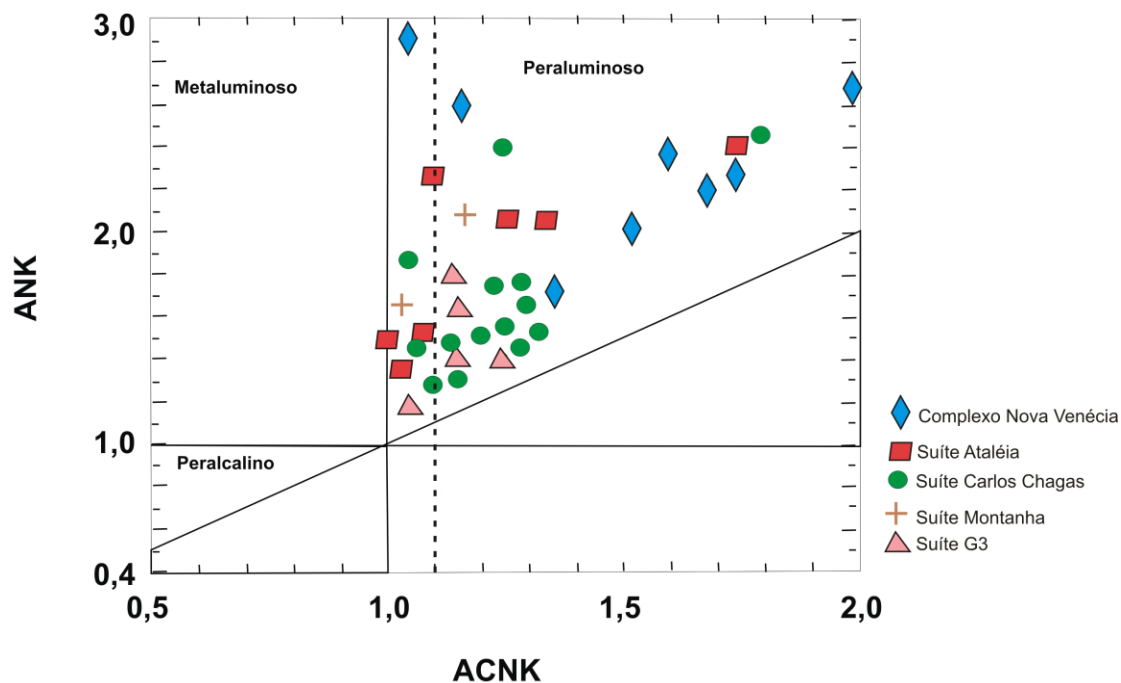


Figura 84. Índice de Shand (aluminosidade) para as rochas da área de estudo. A linha pontilhada separa os campos típicos dos granitos tipo-S ($ACNK > 1,1$) daqueles do tipo-I ($ACNK < 1,1$), conforme Chappel & White (1974, 2001). $ACNK = Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$. $ANK = Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$.

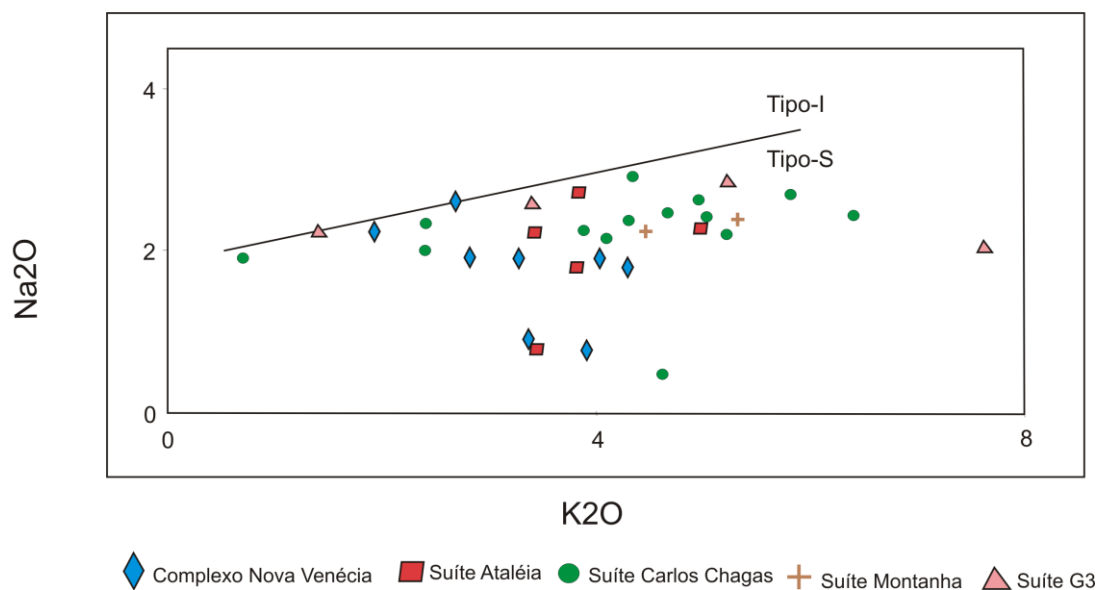


Figura 85. Diagrama Na_2O versus K_2O de Front & Nurmi (1987), aplicado às rochas da área de estudo.

No diagrama de Rogers & Greenberg (1981) verifica-se que a maioria das amostras da Suíte Ataléia se situa no campo dos batólitos cálcio-alcálicos, corroborando mais uma vez seu maior conteúdo em plagioclásio, mas as amostras das suítes Carlos Chagas, Montanha e G3 se situam no campo dos álcali-granitos (Figura 86).

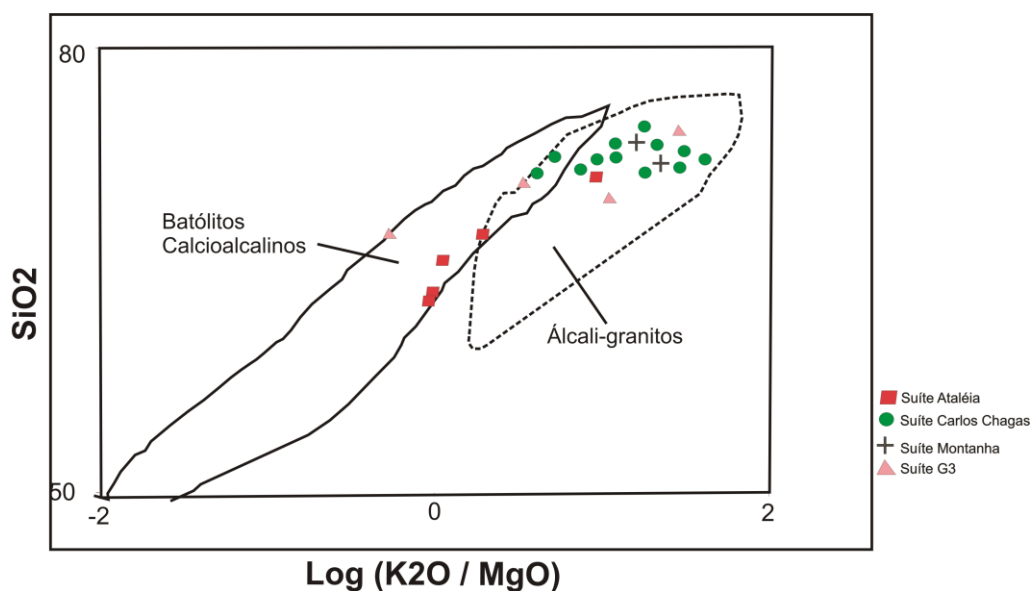


Figura 86. Diagrama $\log (\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}) \times \text{SiO}_2$ (Rogers & Greenberg 1981) aplicado às rochas da área de estudo.

No diagrama de Whalen *et al.* (1987) observa-se que as suítes aqui estudadas não representam produtos de cristalização fracionada (Figura 87).

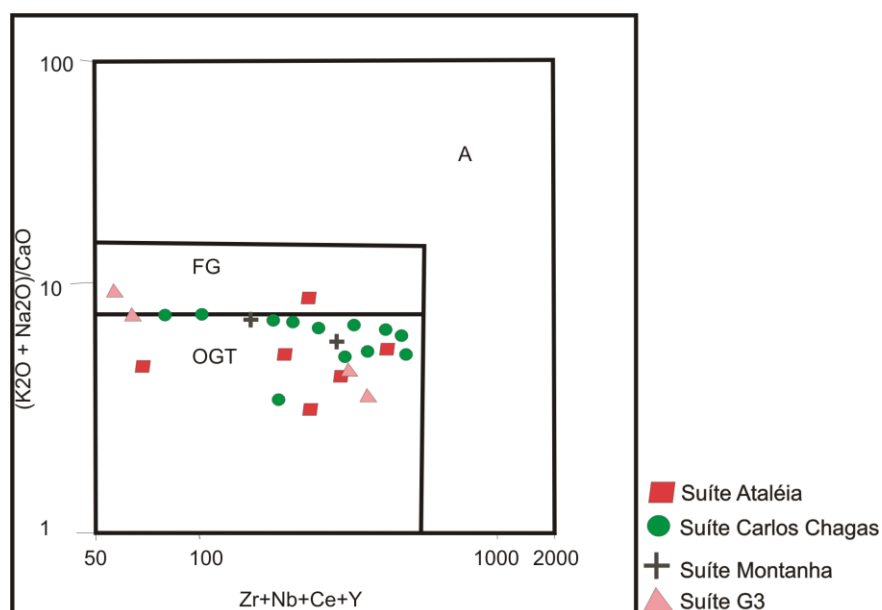


Figura 87. Diagrama de Whalen *et al.* (1987) para discriminar granitos alcalinos originados por cristalização fracionada (FG) de granitos S e I não fracionados (OGT) e de granitos tipo-A, aplicado às rochas da área de estudo.

As curvas de distribuição de elementos terras raras mostram padrões enriquecidos, medianamente fracionados e com anomalias negativas de Eu, para todas as amostras estudadas (Figuras 88 a 92). A Suíte Ataléia tende a ser mais enriquecida em terras raras do que o Complexo Nova Venécia, mas os padrões de fracionamento são muito semelhantes. As suítes Carlos Chagas, Montanha e G3 apresentam o padrão típico de granitos alcalinos peraluminosos. A razão (La_N/Yb_N) indica fracionamento da ordem de 9 a 23 para o Complexo Nova Venécia e Suíte Ataléia, 8 a 37 para as suítes Carlos Chagas e Montanha, e 6 a 26 para a Suíte G3.

As anomalias de európio são pronunciadas, com valores na ordem de 0,3 a 0,7 para todas as amostras. A anomalia do európio é controlada pelo feldspato, sendo que algumas anomalias negativas deste elemento são pouco pronunciadas pela grande presença de granadas nos litotipos das suítes Nova Venécia, Ataléia e Carlos Chagas. A grande quantidade de granada nestas rochas também explica o enriquecimento em terras raras pesadas. Nota-se um relativo aumento das terras raras leves e totais no caminho Complexo Nova Venécia, suítes Ataléia, Carlos Chagas e Montanha, e Suíte G3, respectivamente.

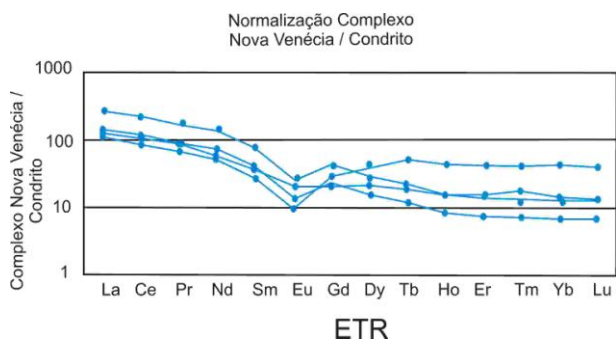


Figura 88. Distribuição dos padrões de terras raras, normalizadas segundo o condrito de Evensen *et al.* (1978), para as rochas do Complexo Nova Venécia.

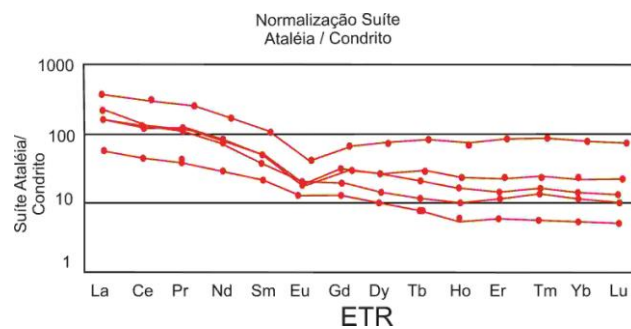


Figura 89. Distribuição dos padrões de terras raras, normalizadas segundo o condrito de Evensen *et al.* (1978), para as rochas da Suíte Ataléia.

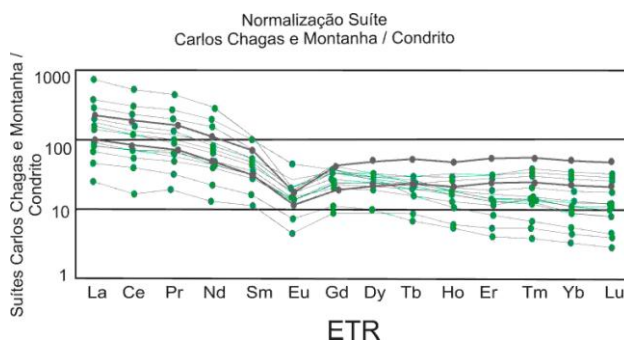


Figura 90. Distribuição dos padrões de terras raras, normalizadas segundo o condrito de Evensen *et al.* (1978), para as rochas das Suítes Carlos Chagas e Montanha.

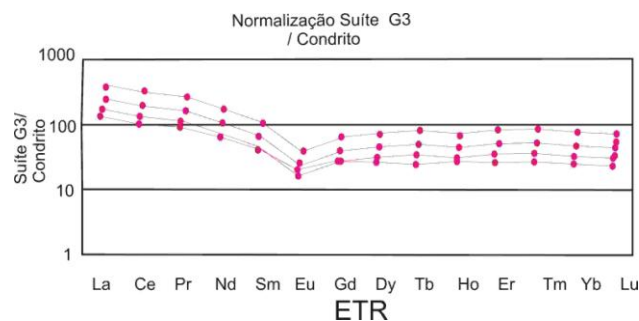


Figura 91. Distribuição dos padrões de terras raras, normalizadas segundo o condrito de Evensen *et al.* (1978), para as rochas da Suíte G3.

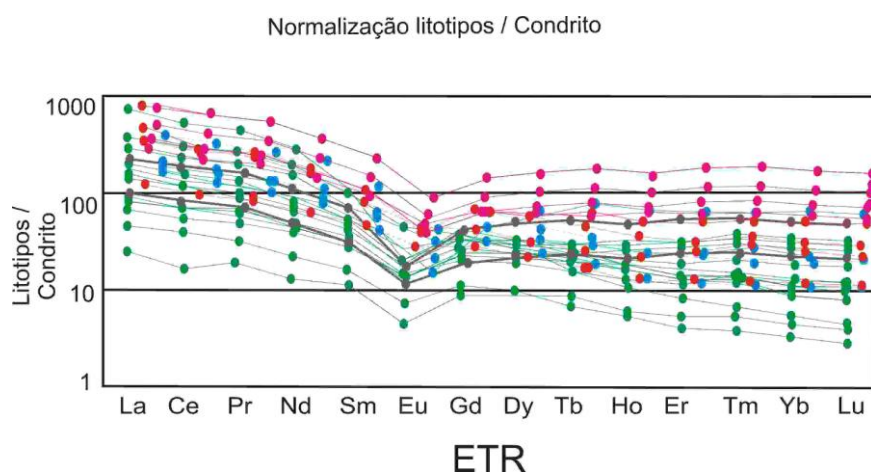


Figura 92. Distribuição dos padrões de terras raras, normalizadas segundo o condrito de Evensen *et al.* (1978), para as rochas da área de estudo.

No diagrama R1 *versus* R2 (Figura 93), as suítes Ataléia, Carlos Chagas e Montanha situam-se no campo dos granitos sincolisionais, e a suíte G3 no campo tardi-orogênico, como era de se esperar. As amostras do Complexo Nova Venécia, assim como da Suíte Ataléia, tendem a se espalhar rumo ao campo pré-colisional, indicando, mais uma vez, a herança de componentes de arco magmático.

O diagrama Rb *versus* Sr de Condie (1993) permite inferir a profundidade de cristalização das suítes magmáticas, indicando que a grande maioria das amostras analisadas representam magmas graníticos cristalizados em crosta profunda (> 30 km; Figura 94).

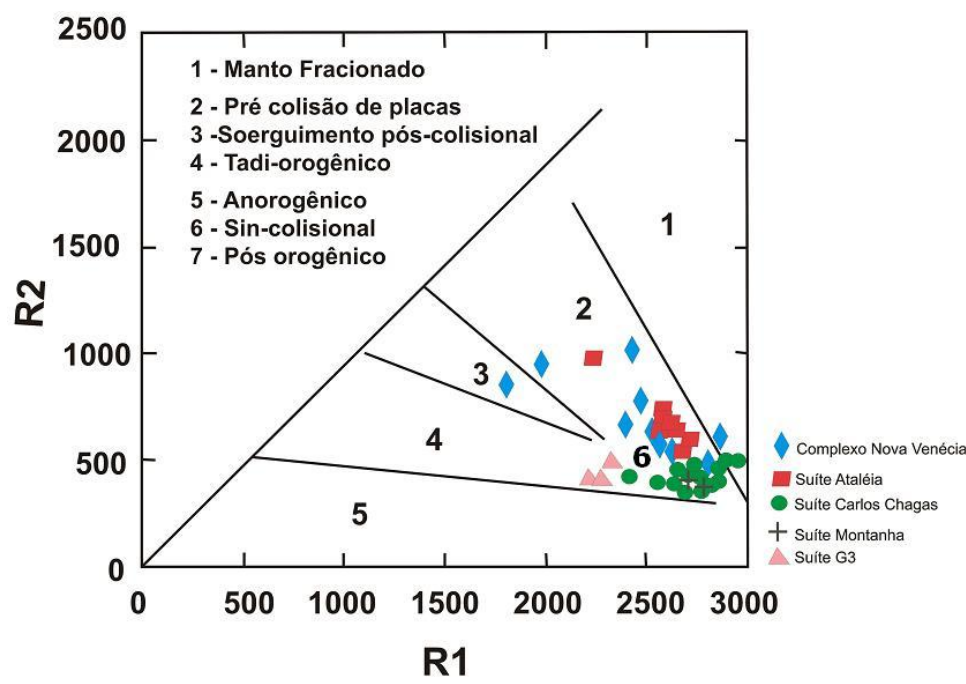


Figura 93. Diagrama multicatiônico R1 *versus* R2 (De La Roche *et al.* 1980) aplicado às rochas estudadas.

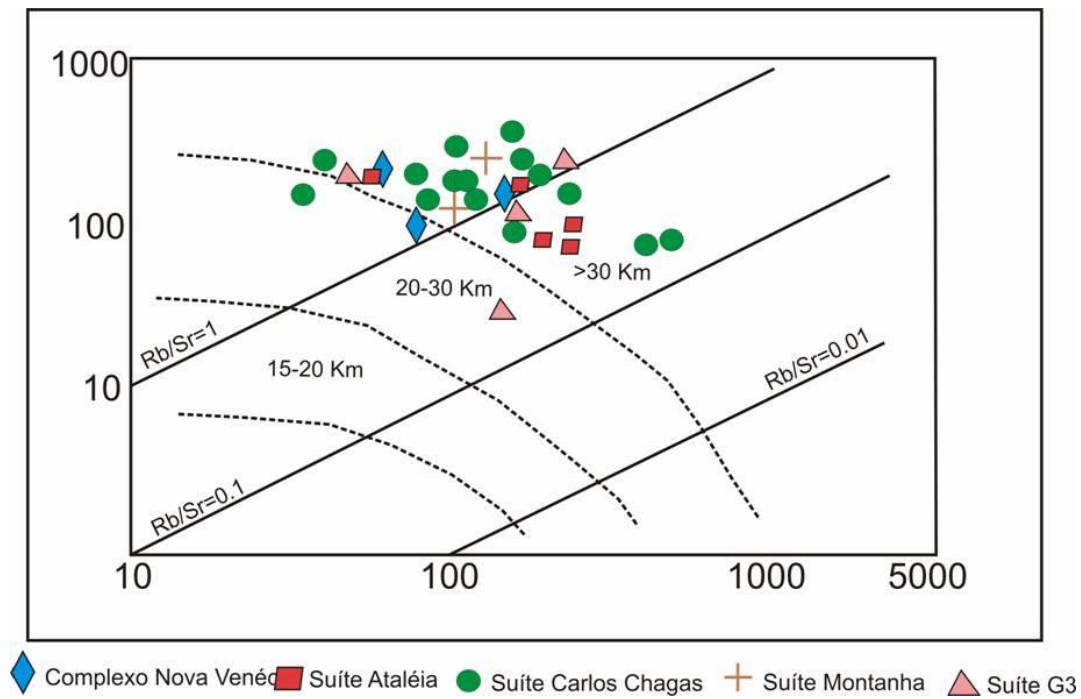


Figura 94. Diagrama Rb versus Sr de Condie (1973), aplicado às rochas da área de estudo. As amostras do Complexo Nova Venécia foram plotadas como forma de comparação

6. GEOCRONOLOGIA

Esta dissertação traz novas contribuições para a geocronologia da região, em particular das suítes graníticas tipo-S, a saber:

- a obtenção da idade de cristalização magmática para litotipos das duas subunidades, indeformada e deformada, da Suíte Carlos Chagas, por aplicação dos métodos U-Pb SHRIMP e U-Pb LA-ICPMS, em zircão;

- a determinação da idade de cristalização magmática da Suíte Ataléia, por meio de datação U-Pb (LA-ICPMS) em zircões extraídos de granito cinza em contato com leucogranito da Suíte Carlos Chagas, ambos foliados.

6.1. PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

Em afloramento foram coletados entre 5 e 10 kg de amostras livres de intemperismo para cada litotipo a ser datado. As amostras foram processadas pelos métodos convencionais, visando garantir completa ausência de contaminação. A britagem primária foi realizada no laboratório do CPMT-UFMG e os fragmentos, em torno de 5 cm de aresta, foram lavados e secados. Esta brita grossa foi processada pelo Laboratório de Concentração de Minerais para Análise Isotópica (LOPAG) da Universidade Federal de Ouro Preto, em processos superlimpos de britagem, moagem, peneiramento e concentração por bateia da fração de 80 a 120 mesh.

O concentrado de zircão da amostra MP21 (leucogranito Carlos Chagas) foi encaminhado à Professora Marly Babinski (USP) que realizou a datação U-Pb SHRIMP na Australian National University. Os cristais de zircão foram catados em lupa e, após montados em resina, imageados em MEV com catodoluminescência, foram analisados no equipamento SHRIMP II, pelos métodos convencionais adotados na Australian National University.

Para as amostras de granitos foliados das suítes Ataléia (EP66a) e Carlos Chagas (EP66b) a fração menos magnética do concentrado de minerais pesados foi separada pelo emprego de equipamento Frantz do CPMT-UFMG. Foram selecionados 150 cristais de zircão de cada amostra com auxílio de lupa na fração menos magnética do concentrado. Os cristais de zircão puro foram enviadas para o Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, onde foram montados em resina para imageamento em MEV e realização das análises isotópicas U-Pb em equipamento pelo método LA-ICPMS, conforme a rotina deste

laboratório. Todos os zircões foram montados em uma seção circular de araldite com 2,5 cm de diâmetro e polidos até que ficassem expostos. Imagens foram obtidas com utilização de microscópio ótico (Leica MZ 125) e microscópio eletrônico de varredura (Jeol JSM 5800). Os grãos de zircões foram datados com Microsonda a Laser (New Wave UP213) acoplado a um MC-ICP-MS (Neptune), do Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS. Dados isotópicos foram adquiridos pelo modo estático com tamanho do feixe Laser. Fracionamentos de elementos por indução do Laser e discriminação de massa instrumental foram corrigidos com a utilização de um padrão de referência de zircão (GJ-1). Erros externos foram calculados com a propagação do erro das medidas individuais do padrão GJ-1 e das medidas individuais de cada amostra de zircão, ou *spot*. O Tratamento dos dados isotópicos e cálculo da idade foi feito pelo programa ISOPLOT-Ex (Ludwig 2001).

6.2. RESULTADOS U-Pb SHRIMP - AMOSTRA MP21

Para datação U-Pb SHRIMP do leucogranito Carlos Chagas indeformado foi coletada uma amostra (MP21) da variedade comercial chamada *Giallo Veneziano*, na mina da GRANASA, situada a oeste de Nova Venécia. Este granito apresenta fenocristais euédricos de feldspato potássico, localmente orientados por fluxo ígneo, mas é livre da foliação dúctil regional (Figura 95). Foram selecionados doze grãos de zircão, dos quais onze são euédricos a subédricos, límpidos, alongados, de dimensões entre 100 e 500 μm , sem núcleos herdados. Apenas um cristal (*spot* 6.1) é arredondado e de pequenas dimensões. Os cristais de zircão analisados mostram zoneamento oscilatório tipicamente magmático (Figura 96). Nenhum dos cristais analisados apresenta sobrecrecimento metamórfico.

Os resultados analíticos de treze *spots* nestes doze cristais são apresentados na Tabela 3 e Figuras 97a e 97b. Destas treze análises, sete apresentam discordância absoluta menor ou igual a 5%, três apresentam discordância inversa, porém pequena (módulo menor ou igual a 4). Apenas os *spots* 1.1, 5.1 e 12.1 apresentam discordância fora desta faixa (acima de 5% em módulo).

Uma análise (*spot* 4.1) é totalmente concordante, resultando em idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de $573,4 \pm 6,3$ Ma e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 574 ± 23 Ma. Sete apresentam discordância absoluta menor ou igual a 5% e três apresentam discordância inversa, porém pequena (módulo menor ou igual a 4). Nenhuma das idades tem qualidade analítica prejudicada pelo conteúdo de Pb comum medido. Os grãos 1.1, 5.1 e 12.1 são fortemente discordantes.



Figura 95. Leucogranito Carlos Chagas indeformado (MP21; 340892 / 7931068), com textura ígnea preservada, na variedade comercial *Giallo Veneziano* (GRANASA). A cor amarela se deve ao intemperismo muito incipiente (o fenocristal de feldspato potássico do centro da foto da esquerda tem 7 cm na maior dimensão). Os zircões datados foram retirados de amostra da rocha completamente fresca, rosada (na foto com escala).

A idade fornecida pelos onze *spots* mais concordantes ($n = 11$) é de $575,5 \pm 2$ Ma (Figuras 97a e 97b). A excelente qualidade analítica do dado fornecido pelo grão 4.1 ($573,4 \pm 6,3$ Ma), concordante, valida a informação cronológica do conjunto, assim como a média ($574,7 \pm 3,9$ Ma) dos doze valores coerentes (Figura 98).

Desta forma, considera-se que a cristalização magmática da Suíte Carlos Chagas tem idade de 576 ± 2 Ma. Este valor é similar a outros dados disponíveis para a Suíte Carlos Chagas, assim como para outras unidades da granitogênese sincolisional na região oriental do Orógeno Araçuai (Tabela 6).

Tabela 3. Resultados das análises *SHRIMP U-Pb* para os zircões da amostra MP-21 (OPU3666)

Spot	% 206Pb	U ppm	Th ppm	²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb *ppm	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U (2)	±%	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb (1)	±%	% Disc	Total ²³⁸ U / ²⁰⁶ Pb	±%	Total ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	±%	²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U (1)	±%	²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U (1)	±%	err corr
1,1	0,37	119	55	0,47	9,36	563,2	±6,7	661	±33	12	10,91	1,2	0,0619	1,4	0,0616	1,5	0,0916	2	0,627
2,1	0,21	123	56	0,47	9,88	573,5	±8,5	603	±45	5	10,73	1,5	0,0608	1,4	0,06	2,1	0,0931	2,6	0,596
3,1	0,06	130	61	0,48	10,2	563	±6,9	558	±39	-1	10,95	1,2	0,0594	1,4	0,0587	1,8	0,0913	2,2	0,570
3,2	0,06	391	21	0,06	31,2	573	±6,1	567	±22	-1	10,75	1,1	0,0596	0,8	0,0590	1	0,0929	1,5	0,732
4,1	--	242	31	0,13	19,4	573,4	±6,3	574	±23	0	10,75	1,1	0,0590	1,1	0,0591	1,1	0,093	1,6	0,724
5,1	--	350	53	0,16	28,1	575,3	±6,1	476	±36	-21	10,72	1,1	0,0589	0,9	0,0565	1,6	0,093	2	0,559
6,1	0,18	187	93	0,52	14	538,9	±6,1	561	±36	4	11,45	1,2	0,0597	1,3	0,0588	1,7	0,0873	2	0,575
7,1	0,50	61	164	2,76	4,93	575,6	±8,1	586	±93	2	10,65	1,4	0,0633	2,1	0,0595	4,3	0,0934	4,5	0,320
8,1	--	267	30	0,12	22	590,1	±6,4	570	±29	-4	10,43	1,1	0,0594	1,2	0,0590	1,4	0,0958	1,8	0,635
9,1	0,10	161	59	0,38	13	578,7	±6,9	593	±32	2	10,64	1,2	0,0601	1,3	0,0597	1,5	0,094	1,9	0,632
10,1	0,18	184	97	0,54	14,6	568	±6,6	575	±38	1	10,84	1,2	0,0604	1,2	0,0592	1,8	0,0921	2,1	0,563
11,1	0,12	165	31	0,20	13,4	583,1	±6,7	590	±41	1	10,55	1,2	0,0604	1,3	0,0596	1,9	0,0947	2,2	0,535
12,1	0,13	204	161	0,82	16,5	577,7	±6,5	652	±29	11	10,65	1,2	0,0603	1,2	0,0613	1,3	0,094	1,8	0,650

Errors are 1-sigma; Pbc and Pb indicate the common and radiogenic portions, respectively.*

Error in Standard calibration was 0.41% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(1) Common Pb corrected using measured ²⁰⁴Pb.

(2) Common Pb corrected by assuming ²⁰⁶Pb/²³⁸U-²⁰⁷Pb/²³⁵U age-concordance



Figura 96. Imagens de catodoluminescência de cristais de zircão da amostra MP21 e respectivos *spots* analisados (indicados pelos círculos).

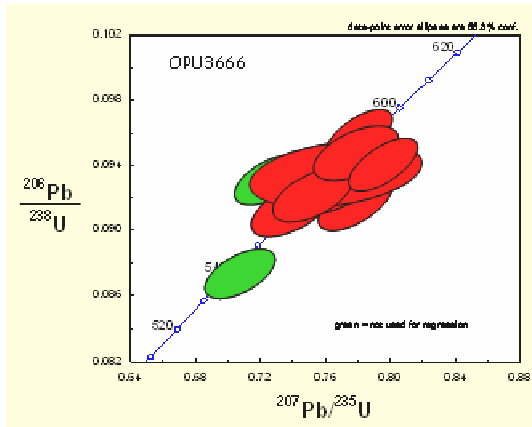


Figura 97a. Diagrama U-Pb concórdia dos dados obtidos nos cristais analisados. Os resultados em verde não foram utilizados na regressão.

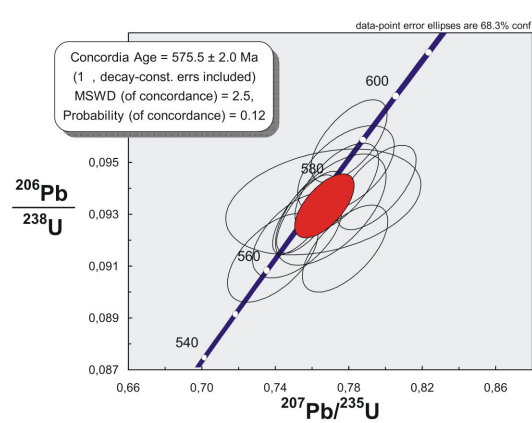


Figura 97b. Diagrama concórdia para os dados U-Pb SHRIMP mais concordantes de zircões do leucogranito Carlos Chagas indeformado (amostra MP21, LOPAG OPU3666). A idade concórdia é 576 ± 2 Ma.



Figura 98. Diagrama de idade calculada a partir da média $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ para doze *spots* coerentes, resultando no valor de $574,7 \pm 3,9$ (95% conf.; MSWD = 1,35; probabilidade = 0,19).

6.3. RESULTADOS U-Pb LA-ICPMS - AMOSTRAS EP66

Granitos típicos das suítes Ataléia e Carlos Chagas foram encontrados em um grande afloramento (EP66), situado na Folha Ecoporanga. Neste afloramento, os dois litotipos ocorrem em contato brusco e apresentam a foliação regional que é discordante do contato entre eles (Figura 99).

Neste afloramento realizou-se a amostragem para se verificar as relações cronológicas entre as suítes Ataléia e Carlos Chagas, por meio de datação U-Pb (LA-ICPMS) em zircão. Além disso, obteve-se uma idade precisa para a cristalização magmática da Suíte Ataléia, como mostram os resultados adiante.

A amostra EP66A foi retirada do granito cinza, representante da Suíte Ataléia, e a amostra EP66B foi coletada no granito claro, representante da Suíte Carlos Chagas. Os valores obtidos nas análises U-Pb LA-ICPMS em zircões destas amostras estão na Tabela 4 (EP66A) e Tabela 5 (EP66B).

A população de zircões da amostra EP66A, referente à Suíte Ataléia, analisada é muito homogênea e está representada pelas imagens de três grãos selecionados, os quais são euédricos a subédricos, alongados, de dimensões entre 75 e 250 μm (Figura 100). Apenas o grão Zr.154.C.III-23 (C) apresenta arredondamento. O grão Zr.154.C.III-2a (A) apresenta um núcleo herdado que não foi considerado para o cálculo da idade. Os grãos Zr.154.C.III-09 e Zr.154.C.III-23 (B e C respectivamente) mostram núcleos neoformados.

A análise da população de zircões presentes na amostra EP66A, da Suíte Ataléia, mostrou diversidade temporal variando entre 545 e 589 Ma, a grande maioria com pequeno grau de discordância (Tabela 4). São perceptíveis três grupos com idades de *ca.* 500-560 Ma, *ca.* 560-580 Ma e *ca.* 590-640 Ma (Figura 101). Os grãos de zircão representados pelos *spots* Zr.154.C.III-25, Zr.154.C.III-31, Zr.154.C.III-32 e Zr.154.C.III-34 são fortemente discordantes e possuem erros elevados para as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Tabela 4).

Após a exclusão de dados com maiores erros (Figura 101, Tabela 4), considera-se o grupo com idades entre 560-580 Ma como sendo aquele que, mais provavelmente, represente a idade deste magmatismo. A Suíte Ataléia apresenta núcleos herdados, o que não ocorre nas amostras da Suíte Carlos Chagas, provavelmente provocado por um maior tempo em alta temperatura. O cálculo com estes dados mostra a idade de 576 ± 3 Ma, interpretada como idade de cristalização magmática do granito EP66A, da Suíte Ataléia.

Tabela 4. Resultados das análises Laser Ablation-MC-ICP-MS para os zircões da amostra EP66A (Suíte Ataléia).

Spot number	Concordia 1				Concordia 2				Age (Ma)				Disc	%	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (in ppm)		
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Rho 1	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	error	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	error	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	error	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$								
Zr-154-C-III-10	0.68440	3.65	0.08462	1.83	0.50	11,81702	1.83	0.05866	3,16	0.58	524	10	529	19	554	18	0.23	30,8	132,2	16,3
Zr-154-C-III-31	0.69878	3.91	0.08482	2.06	0.53	11,78985	2.06	0.05975	3,33	0.62	525	6	538	13	595	11	0.52	120,0	232,3	21,9
Zr-154-C-III-32	0.70164	3.43	0.08536	1.09	0.32	11,71558	1.09	0.05962	3,25	0.34	528	6	540	13	590	11	0.61	122,3	201,9	21,8
Zr-154-C-III-34	0.70238	4.24	0.08546	1.65	0.39	11,70176	1.65	0.05961	3,90	0.42	529	6	540	13	589	11	0.68	138,9	204,3	24,7
Zr-154-C-III-25	0.71606	3.79	0.08714	1.52	0.40	11,47612	1.52	0.05960	3,48	0.44	539	6	548	13	589	11	0.37	66,8	184,0	17,4
Zr-154-C-III-05	0.71657	2.74	0.08792	1.17	0.43	11,37370	1.17	0.05911	2,48	0.47	543	6	549	15	571	14	0.17	42,8	259,3	24,9
Zr-154-C-III-08	0.72740	3.18	0.08923	1.25	0.39	11,20701	1.25	0.05912	2,92	0.43	551	7	555	18	572	17	0.33	79,0	240,0	21,9
Zr-154-C-III-06	0.72878	2.78	0.08957	1.22	0.44	11,16501	1.22	0.05901	2,50	0.49	553	7	556	15	568	14	0.45	73,8	165,3	15,9
Zr-154-C-III-01	0.73199	3.32	0.09029	1.64	0.49	11,07485	1.64	0.05880	2,88	0.57	557	9	558	18	560	16	0.22	37,3	168,0	17,2
Zr-154-C-III-04	0.73993	2.25	0.09051	1.23	0.55	11,04795	1.23	0.05929	1,88	0.66	559	7	562	13	578	11	0.16	27,1	170,0	15,7
Zr-154-C-III-18	0.73169	3.34	0.09085	1.13	0.34	11,00773	1.13	0.05841	3,14	0.36	561	6	558	13	545	11	0.30	62,7	208,0	21,5
Zr154C-III-02b	0.73744	2.90	0.09095	0.92	0.32	10,99453	0.92	0.05880	2,76	0.33	561	5	561	16	560	15	0.32	40,5	128,4	15,1
Zr-154-C-III-03	0.74711	3.06	0.09203	1.39	0.45	10,86595	1.39	0.05888	2,72	0.51	568	8	567	17	563	15	0.58	81,5	140,6	15,7
Zr-154-C-III-23	0.75601	2.58	0.09270	1.20	0.47	10,78694	1.20	0.05915	2,28	0.53	572	6	572	13	572	11	0.11	30,0	273,7	26,7
Zr-154-C-III-14	0.76003	3.20	0.09288	1.82	0.57	10,76613	1.82	0.05935	2,64	0.69	573	6	574	13	580	11	0.70	148,9	213,4	23,9
Zr-154-C-III-21	0.76122	3.57	0.09309	1.59	0.45	10,74281	1.59	0.05931	3,20	0.50	574	6	575	13	578	11	0.33	46,9	142,6	14,6
Zr-154-C-III-20	0.77054	4.22	0.09378	1.29	0.31	10,66325	1.29	0.05959	4,02	0.32	578	6	580	13	589	11	0.48	69,4	146,7	15,5
Zr-154-C-III-09	0.76764	3.23	0.09399	1.19	0.37	10,63982	1.19	0.05924	3,00	0.40	579	7	578	19	576	17	0.19	23,0	123,4	12,6
Zr-154-C-III-13	0.76867	2.89	0.09405	1.20	0.41	10,63277	1.20	0.05928	2,63	0.46	579	6	579	13	577	11	0.09	20,9	247,3	22,5
Zr154C-III-02a	0.82896	3.30	0.09977	2.11	0.64	10,02274	2.11	0.06026	2,53	0.84	613	13	613	20	613	15	0.87	207,8	241,4	24,5

Tabela 5. Resultados das análises Laser Ablation-MC-ICP-MS para os zircões da amostra EP66B (Suite Carlos Chagas) .

Spot number	Concordia 1				Concordia 2				Age (Ma)				%	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Th (ppm)	U (ppm)	Pb (ppm)						
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Rho 1	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Pb ppm	Rho 2	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	error	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	error	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$						error	f206				
Zr-154-E-V-01	0,77	2,20	0,09	1,23	0,56	10,73	1,23	0,06	53	0,68	574	7	577	13	587	11	0,009	0	0,009	11	0,05	568	53
Zr-154-D-IV-02	0,76	3,17	0,09	1,28	0,40	10,82	1,28	0,06	14	0,44	570	7	571	18	576	17	0,010	1	0,010	17	0,13	124	14
Zr-154-D-IV-03	0,76	2,64	0,09	1,32	0,50	10,81	1,32	0,06	39	0,58	571	8	572	15	578	13	0,007	1	0,007	30	0,08	393	39
Zr-154-D-IV-07	0,75	2,89	0,09	1,11	0,38	10,88	1,11	0,06	16	0,42	567	6	568	16	574	15	0,009	1	0,009	29	0,16	142	16
Zr-154-D-IV-09	0,74	2,70	0,09	1,19	0,44	11,04	1,19	0,06	18	0,49	559	7	561	15	570	14	0,009	2	0,009	75	0,17	179	18
Zr-154-D-IV-22	0,74	2,64	0,09	1,09	0,41	10,92	1,09	0,06	20	0,45	565	6	564	15	562	14	0,006	0	0,006	34	0,19	178	20
Zr-154-E-V-08	0,79	2,95	0,10	1,53	0,52	10,37	1,53	0,06	37	0,61	593	9	592	17	586	15	0,004	-1	0,004	36	0,10	354	37
Zr-154-E-V-10	0,68	2,07	0,08	1,04	0,50	12,34	1,04	0,06	50	0,58	502	5	526	41	629	41	0,035	20	0,035	67	0,03	2165	50
Zr-154-E-V-11	0,69	2,61	0,08	1,32	0,50	12,01	1,32	0,06	65	0,58	516	7	535	44	621	44	0,020	47	0,020	29	0,04	797	65
Zr-154-E-V-12	0,69	3,67	0,08	1,94	0,53	11,80	1,94	0,06	35	0,62	524	40	531	49	558	47	0,003	6	0,003	29	0,06	463	35
Zr-154-E-V-13	0,65	2,14	0,08	1,48	0,69	13,06	1,48	0,06	67	0,96	476	7	507	41	649	40	0,097	27	0,097	90	0,06	1595	67
Zr-154-E-V-16	0,78	3,29	0,09	1,37	0,42	10,56	1,37	0,06	17	0,46	583	8	584	19	587	18	0,009	1	0,009	36	0,16	224	17
Zr154D-IV-08a	0,78	3,11	0,10	1,54	0,50	10,50	1,54	0,06	17	0,57	586	9	587	18	587	16	0,007	0	0,007	66	0,42	158	17
Zr154D-IV-22a	0,79	2,64	0,10	1,32	0,50	10,43	1,32	0,06	27	0,58	590	8	590	16	589	13	0,007	0	0,007	81	0,47	172	27
Zr-154-D-IV-20	0,79	3,05	0,10	0,93	0,30	10,39	0,93	0,06	16	0,32	593	5	592	18	592	17	0,011	0	0,011	87	0,56	154	16
Zr-154-E-V-03	0,78	3,15	0,10	1,68	0,53	10,47	1,68	0,06	28	0,63	588	10	588	19	588	16	0,006	0	0,006	92	0,37	252	28
Zr-154-E-V-09	0,68	2,61	0,08	1,63	0,62	12,25	1,63	0,06	79	0,80	506	8	529	44	631	43	0,016	20	0,016	278	1,28	248	70
Zr-154-E-V-15	0,77	2,88	0,09	1,27	0,44	10,61	1,27	0,06	29	0,49	581	7	580	17	576	15	0,013	-1	0,013	171	0,64	269	29
Zr-154-D-IV-18	0,74	3,02	0,09	1,32	0,44	11,06	1,32	0,06	45	0,49	558	7	565	47	594	46	0,024	6	0,024	94	0,63	449	15



Figura 99. Contato entre o granito cinza da Suíte Ataléia (G2at) e o leucogranito da Suíte Carlos Chagas (G2cc), em afloramento na Folha Ecoporanga (EP66; 301141 / 7973748). A linha vermelha na foto da direita indica a foliação regional que está impressa em ambos os granitos.

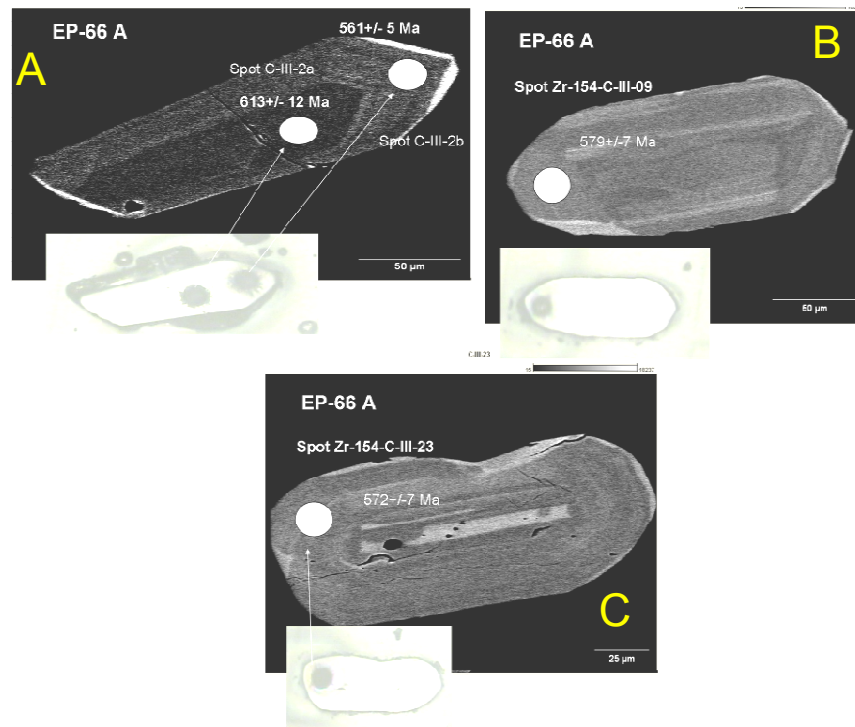


Figura 100. Imagens em MEV de grãos de zircão da amostra EP66A e respectivos *spots* analisados (indicados pelos círculos). (A) Cristal com núcleo herdado, (B, C) Cristais com núcleos neoformados.

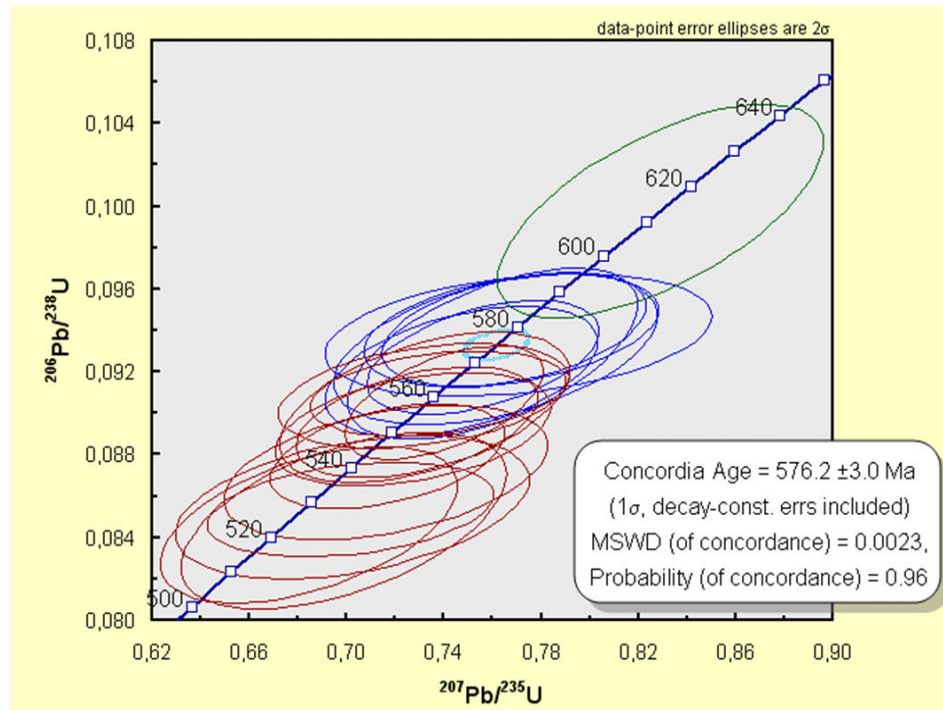


Figura 101. Diagrama concórdia para os dados LA-ICPMS de zircões da amostra EP66A (Suíte Ataléia). A idade de 576 ± 3 Ma (MSWD = 0,0023) foi obtida dos *spots* em azul (excluídos os *spots* em vermelho e verde).

A população de zircões da amostra EP66B, representante da Suíte Carlos Chagas apresenta maior variação em suas formas que a população da amostra da Suíte Ataléia (EP66A). Foram selecionadas imagens de quatro grãos de zircão (Figura 102), dos quais dois são alongados (Zr-154-D-IV-08A e Zr-154-D-IV-09), um biterminado (Zr-154-D-IV-03) e um arredondado (Zr-154-D-IV-22a). Nos grãos Zr-154-D-IV-08A e Zr-154-D-IV-2A são verificados núcleos herdados, e os grãos Zr-154-D-IV-03 e Zr-154-D-IV-09 são cristais neoformados. Os grãos variam de euédricos a subédricos, de dimensões entre 100 e 250 μm . Apenas o grão Zr-154-D-IV-22a mostra arredondamento (Figura 102).

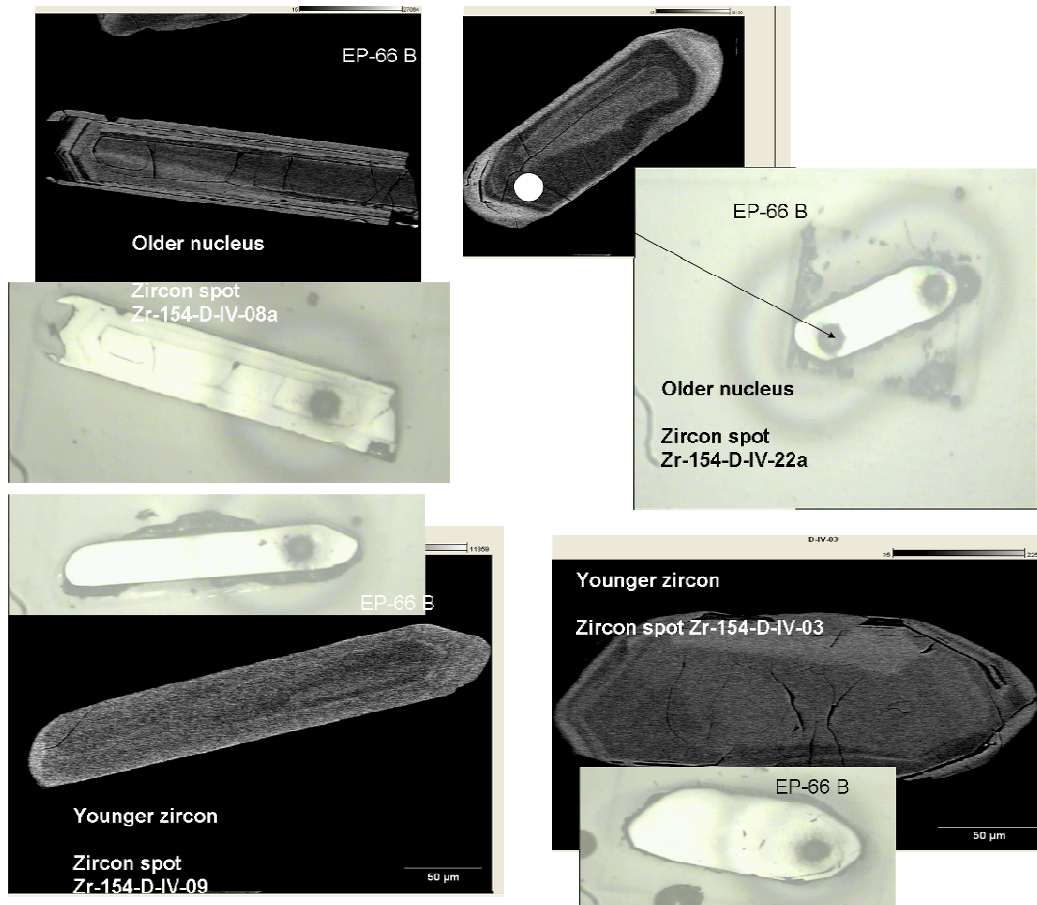


Figura 102. Imagens em MEV dos grãos de zircão da amostra EP66B (Suíte Carlos Chagas) e respectivos *spots* analisados (indicados pelos círculos).

A análise das idades fornecidas pelos *spots* da população de zircões da amostra EP66B, representante da Suíte Carlos Chagas, mostrou menor diversidade que a amostra da Suíte Ataléia, com idades variando entre 562 e 592 Ma (Tabela 5). Os grãos com grandes percentuais de discordância foram desconsiderados, por isso estão riscados na Tabela 5. Dois grupos se destacam com idades de *ca.* 500-540 Ma e *ca.* 550-610 Ma (Figura 103). A qualidade analítica dos *spots* Zr-154-E-V-01, Zr-154-D-IV-22, Zr-154-D-IV-08A, Zr-154-D-IV-08, Zr-154-D-IV-03, Zr-154-D-IV-22 A e ZR-154-D-IV-20, concordantes, validam a informação cronológica do conjunto. Pode-se considerar o grupo com idades entre 563-593 Ma como sendo aquele que mais provavelmente representa a idade deste magmatismo. O cálculo com estes dados resulta no valor de 576 ± 5 Ma para a idade de cristalização magmática da amostra EP66B, da Suíte Carlos Chagas (Figura 103).

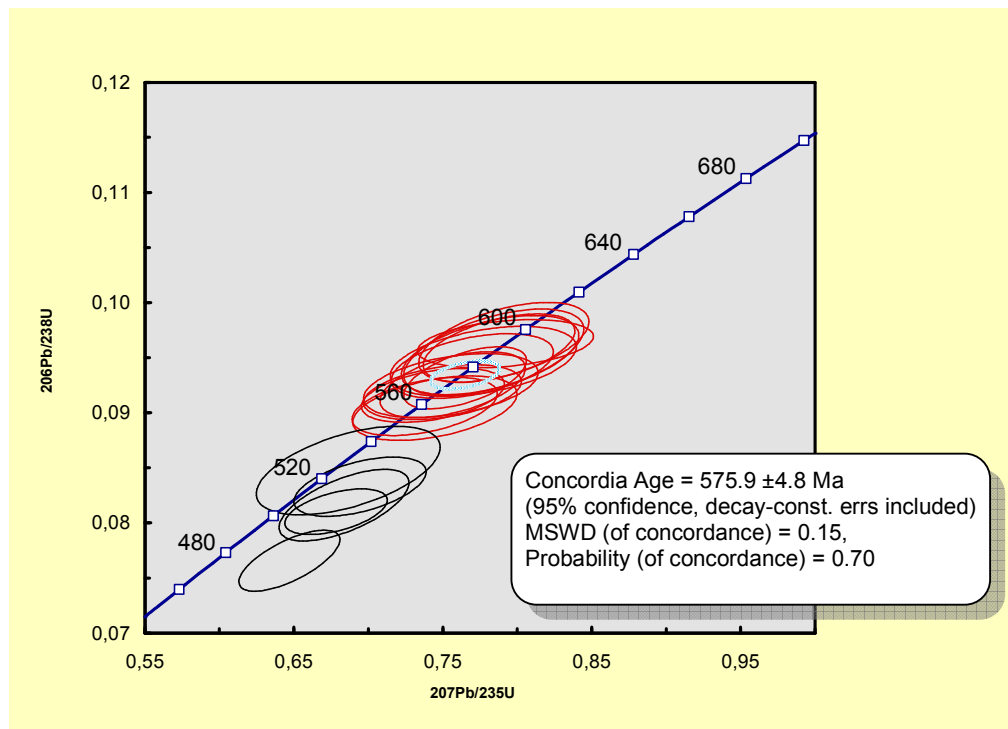


Figura 103. Diagrama concórdia para os dados LA-ICPMS de zircões da amostra EP66B (Suíte Carlos Chagas). A idade de 576 ± 5 Ma (MSWD = 0,15) foi obtida dos *spots* em vermelho (excluídos os *spots* em preto).

As idades aqui apresentadas demonstram que as suítes Ataléia e Carlos Chagas formaram-se no mesmo episódio de granitogênese tipo-S, em torno de 575 Ma, responsável pela formação de outras unidades similares no estágio sincolisional do Orógeno Araçuaí (Tabela 6). A mesma idade encontrada para as suítes Carlos Chagas indeformada (MP21) e Carlos Chagas deformada (EP66B) mostra que a deformação ocorreu de forma heterogênea nesta suíte.

Tabela 6. Seleção de idades obtidas para granitos tipo-S da Supersuíte G2 na região oriental do Orógeno Araçuai.

Unidade; Estrutura	Local	Idade	Método	Referência
Carlos Chagas; foliado	Vila Pavão (ES)	575 ± 3 Ma	U-Pb SHRIMP (zircão)	Vaucher <i>et al.</i> (2007)
Carlos Chagas; milonitizado	Monte Senir (ES)	575 Ma	U-Pb SHRIMP (zircão)	Jacobssohn (inédito)
Nanuque; foliado	Nanuque (MG)	573 ± 5 Ma	U-Pb SHRIMP (zircão)	Silva <i>et al.</i> (2002)
Urucum; foliado	Conselheiro Pena (MG)	582 ± 2 Ma ¹ 576-573 ± 3 Ma ²	1) U-Pb (zircão) 2) U-Pb (monazita)	Nalini <i>et al.</i> (2000)
Ataléia; foliado	Ataléia (MG)	591 ± 5 Ma	Pb-Pb evaporação (zircão)	Noce <i>et al.</i> (2000)
Wolf; foliado	Teófilo Otoni (MG)	582 ± 5 Ma	Pb-Pb evaporação (zircão)	Noce <i>et al.</i> (2000)

7. CONCLUSÃO

Esta dissertação objetivou a caracterização de suítes graníticas tipo-S da região norte do Espírito Santo, bem como suas relações genéticas, na área correspondente às folhas Ecoporanga, Mantena, Montanha e Nova Venécia, mapeadas em escala 1:100.000 no âmbito do Contrato CPRM-UFMG-Programa Geologia do Brasil, com efetiva participação do autor.

A área situa-se no setor oriental do núcleo metamórfico-magmático do Orógeno Araçuaí, onde ocorrem o Complexo Nova Venécia, suítes graníticas tipo-S da granitogênese sincolisional G2 (Ataléia, Carlos Chagas e Montanha), uma suíte leucogranítica indeformada (G3) e intrusões tardias da Suíte Aimorés (G5).

As rochas mais antigas da área compõem o conjunto granulítico-migmatítico do Complexo Nova Venécia, constituído por paragnaisse peraluminoso, cordierita granulito e rocha calcissilicática. A associação mineralógica do paragnaisse e cordierita granulito, com proporções variáveis de biotita, granada, cordierita, sillimanita e hercynita, evidencia metamorfismo na transição de fácies anfíbolito-granulito, cujo pico metamórfico, que se deu na fácies granulito em torno de 820 °C e 6 kbar, é comprovado por dados disponíveis na literatura (Munhá *et al.* 2005; Pedrosa-Soares *et al.* 2006b). As características mineralógicas, petrográficas e geoquímicas aqui apresentadas demonstram que os protólitos do Complexo Nova Venécia foram essencialmente sedimentos grauvaquianos, enriquecidos em fração pelítica peraluminosa e plagioclásio. O conjunto paragnáissico do Complexo Nova Venécia apresenta estágios progressivos de migmatização, desde metatexito a diatexito, e se relaciona com Suíte Ataléia por meio de contato transicional caracterizado pelo aumento de fusão granítica e desaparecimento dos termos gnáissicos. O cordierita granulito representa o resíduo granulítico resultante do processo de migmatização do paragnaisse Nova Venécia.

Embora a Suíte Ataléia inclua termos tonalíticos, além dos mais pobres em plagioclásio, ela apresenta todos os requisitos mineralógicos (biotita, granada, sillimanita, hercynita, ilmenita, apatita e monazita livres), petrográficos (restitos e xenólitos de rochas paraderivadas) e geoquímicos (índice de aluminosidade maior que 1, distribuição da razão K_2O/Na_2O) dos granitos tipo-S. A maior quantidade de plagioclásio em litotipos da Suíte Ataléia pode ser explicada por representarem baixas

taxas de fusão parcial de rochas ricas em plagioclásio do Complexo Nova Venécia, mantendo plagioclásio como fase herdada na fusão granítica. A riqueza em enclaves de paragnaisse, bem como sua maior quantidade de ortoclásio relativamente à microclina, evidencia a proximidade do local de cristalização da Suíte Ataléia em relação à fonte anatética (o Complexo Nova Venécia). Desta forma, a Suíte Ataléia é considerada como produto de fusão parcial autóctone do Complexo Nova Venécia. A Suíte Ataléia apresenta-se deformada e contém uma foliação dúctil compatível com a tendência regional deste setor do Orógeno Araçuaí. A idade de 576 ± 3 Ma (zircão, U-Pb LA-ICPMS) para a cristalização magmática da Suíte Ataléia também confirma sua origem durante o estágio sincolisional do Orógeno Araçuaí. Desta forma, a deformação dúctil sucede imediatamente a cristalização magmática, à medida do resfriamento do corpo ígneo sob o campo de esforços regional, como evidencia a ausência de sobrecrecimento metamórfico nos cristais de zircão analisados.

As suítes Carlos Chagas e Montanha possuem características muito similares, em termos mineralógicos, petrográficos e estruturais. Por isto, a relação espacial entre estas suítes permite englobá-las em um mesmo batólito. Neste caso, a Suíte Montanha constituiria uma fácies externa do batólito, em relação à Suíte Carlos Chagas (ver mapa geológico, Anexo I). Estas suítes também preenchem todos os critérios para serem consideradas como granitos tipo-S. Ambas apresentam impressionante homogeneidade composicional e marcante heterogeneidade estrutural. A foliação dúctil regional é verificada em sua maior extensão, sendo ausente somente em áreas pequenas e raras que preservam feições ígneas em partes internas do batólito. Este grande batólito é interpretado como uma zona crustal de enorme acumulação de fusões graníticas alóctones (em relação à Suíte Ataléia e aos migmatitos do Complexo Nova Venécia). As idades U-Pb SHRIMP e LA-ICPMS obtidas de zircões extraídos de amostras da Suíte Carlos Chagas são idênticas (576 ± 5 Ma), e indicam a época de cristalização magmática e o *timing* sincolisional do batólito. Além disso, o valor de 576 Ma foi fornecido por duas amostras diferentes, uma indeformada e outra deformada, de leucogranito Carlos Chagas, cujos zircões são livres de sobrecrecimento metamórfico, evidenciando que foliação dúctil regional implantou-se heterogeneamente no batólito Carlos Chagas concomitantemente ao seu resfriamento.

As idades obtidas para as suítes Ataléia e Carlos Chagas marcam o pico da granitogênese tipo-S sincolisional, no setor oriental do Orógeno Araçuaí. Esta

interpretação é comprovada por significativo número de idades em torno de 575 Ma, obtidas de granitos similares que ocorrem neste setor do orógeno (ver Tabela 4, Capítulo 7).

O leucogranito indeformado da Suíte G3 também tem todos os requisitos de granito tipo-S, mas representa fusão autóctone tardia, cristalizada como vênulas, veios e bolsões encaixados, principalmente, nos granitos sincolisionais. Pelas características verificadas trata-se de fusão parcial cristalizada em pressão decrescente (cordierita sobrecrece granada). As idades disponíveis na literatura mostram que os leucogranitos G3 formaram-se em torno de 540-530 Ma (Silva *et al.* 2002, 2005; Pedrosa-Soares *et al.* 2006, 2008), cerca de 35 a 45 Ma após a cristalização das suítes Ataléia e Carlos Chagas.

Considerando a estruturação regional dada pela foliação com mergulho geral para oeste e a distribuição relativa das unidades neoproterozóicas, a região estudada é um exemplo didático de crosta profunda submetida à fusão parcial, com geração de resíduo granulítico por um lado e acumulação de grande quantidade de magma granítico tipo-S por outro. Desta forma, o cordierita granulito que tende a se concentrar a leste, na parte inferior do pacote crustal, representa o resíduo granulítico da anatexia do paragnaisse Nova Venécia, cujo primeiro produto de fusão parcial autóctone é a Suíte Ataléia, seguida pelo batólito Carlos Chagas que representa a zona de acumulação de magma granítico tipo-S, alóctone, que se cristalizou à medida que recebeu a deformação regional em torno de 575 Ma.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIN, F.F., MARSHAK, S., PEDROSA-SOARES, A.C., PERES, G.G., CRUZ, S.C.P., WHITTINGON, A. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in and Africa: Nutcracker during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*. **149**: 43-64, 2006
- ALKMIM, F. F. ; PEDROSA-SOARES, A. C. ; NOCE, C. M. ; CRUZ, S. Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*. **15**: 25-43, 2007.
- ALMEIDA, F.F.M. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*. **7**: 349–364, 1977
- ALMEIDA, F.F.M. & LITWINSKI, N. Província Mantiqueira: setor setentrional. In: Almeida, F.F.M & Hasui, Y. (eds.). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo: Editora Edgar Blücher, 1984.
- BALTAZAR, O. F. ; SILVA, S. L. . *Mapa Geológico e Nota Explicativa da Folha São Gabriel da Palha, 1:100.000*. In: Folha São Gabriel da Palha. Programa Geologia do Brasil, CPRM. 2007.
- BARBARIN, B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*. **46**: 605–626, 1998.
- BHATIA, M.R. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones. *The Journal of Geology*. **91**:611-627, 1983.
- BRANDALISE, L.A.; RIBEIRO, J.H.; FERRARI, P. G. *Projeto Vale do Paraíba do Sul: relatório final*. Convênio DNPM-CPRM. Belo Horizonte, CPRM, 1976.
- BRITO-NEVES B.B., CAMPOS-NETO M.C., FUCK R. From Rondinia to Western Gondwana : An approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*. **22**, 155-199, 1999
- BROWN, M. Orogeny, migmatites and leucogranites: A review Proc. Indian Acad. Sci. (*Earth Planet. Sci.*), **110**: 313-336, 2001.

- BROWN, M. and SOLAR, G.S. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology*. **20**: 1365-1393, 1998.
- BROWN, M. and SOLAR, G.S. The classic high-T -- low-P metamorphism of west-central Maine, USA: Is it post-tectonic or syn-tectonic? Evidence from porphyroblast-matrix relations. *Canadian Mineralogist*. **37**: 311-333, 1999.
- CAMPOS L., MENDES J.C., LUDKA I.P., MEDEIROS S.R., MOURA J.C., WALLFASS C.A. A review of the Brasiliano magmatism in southern Espírito Santo, Brazil, with emphasis on postcollisional magmatism. *Journal of Virtual Explorer*, **17**: 2004.
- CASTAÑEDA, C., PEDROSA-SOARES, A.C., BELÉM, J., VIEIRA, V.S., QUEIROGA, G. Geothermobarometry of metapelites and granites from the northern Araçuaí Orogen: implications for PTT paths in a confined orogen. (em preparação).
- CASTAÑEDA, C., PEDROSA-SOARES, A.C., BELÉM, J., GRADIM, D., DIAS, P.H.A., MEDEIROS, S.R., OLIVEIRA, L. *Mapa Geológico e Nota Explicativa da Folha Ecoporanga, 1:100.000*. In: Folha Ecoporanga. Programa Geologia do Brasil, Contrato CPRM-UFMG, CD-ROM. 2006
- CELINO, J.J. *Variação composicional em suítes de granitóides neoproterozóicos e sua implicação na evolução do Orógeno Araçuaí (Brasil)-Oeste Congolês (África)*. PhD thesis, Universidade de Brasília, 1999.
- CHAPELL, B. W. & WHITE, A. J. R. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* **8**: 173–174, 1974.
- CHAPELL, B. W. & WHITE, A. J. R.. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*. **48**: 489–499, 2001.
- CLARKE, G. L., WHITE, R.W., LUI, S., FITZHETBERT, J.A., PEARSON, N. J. Contrasting behaviour of rare earth and major elements during partial melting in granulite facies migmatites, Wuluma Hills, Arunta Block, central Austrália. *Journal of metamorphic Geol.*, **25**: 1–18, 2007.
- CLEMENS, J. D. S-Type granitic magmas – petrogenic issues, models and evidence. *Earth Science Reviews*, **61**: 1-18, 2003.

- CLEMENS J. D. AND WALL, V. J. Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks, *Lithos*. **21**: 53–66, 1988.
- COLLINS, W.J. AND RICHARDS, S.W. Geodynamic significance of S-type granites in circum-Pacific orogens. *Geology*. **36**, **7**: 559- 562, 2008.
- CONDIE K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, **104**:1-37, 1993.
- CORDANI U.G. *Evolução Geotectônica da Região Costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 98 p, 1973.
- COX K.G., BELL J.D., PANKHURST R.T. *The interpretation of igneous rocks*. George, Allen & Unwin, London, 450p, 1979.
- DACONTI, B.C. *Contexto Geológico, controle e correlação regional das mineralizações da grafita da região de Almenara, Província Gráfica do Nordeste de Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 110 p, 2004.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P., MARCHAI, M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**:183-210, 1980.
- DEWEY J.F. Extensional collapse of orogens: *Tectonics*. **6**: 1123-1139, 1988.
- EVENSEN, N.M., HAMILTON, P.J., O'NIONS, R.K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**:1099-1112, 1978.
- FONTES, C.Q., FERRARI, P.G., PEREIRA, A.D.C., NETTO, C., PEREIRA, F.S., LIMA, L.O., COSTA, M.R.A., BALTAZAR, O.F., SILVA, S.L., VIEIRA, V.S., RAMALHO, R. *Projeto Jequitinhonha, escala 1:250.000*. CPRM-DNPM, Belo Horizonte, 1978.
- FRONT, K., NURMI, P.A. Characteristic and geological setting of synkinematic Svekokarelian granitoids in southern Finland. *Precambrian Research*, **35**: 207-224 1987.
- GRADIM, C.T., QUEIROGA, G.N., RONCATO, J.G., NOVO, T.A., PEDROSA-SOARES, A.C. *Nota Explicativa da Folha Mantena 1:100.000*. Programa Geologia do Brasil, Contrato CPRM-UFMG, 23 p, 2005.

- HASUI, Y. *Zonas e cinturões de cisalhamento*. UFPA, Belém. 85p, 1988.
- HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A.C. CAMPOS-NETO, M.C., SILVA, L.C., TROUW, R., JANASI, V.A. Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito-Neves (org.), *Geologia do Continente Sul-Americano*. São Paulo, Beca, cap. XIII, p. 203-234, 2004.
- IUGS (STRECKEISEN). *Plutonic rocks, classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the Systemics of Igneous Rocks: Geotimes*, October, 1973, p. 26-30, 1973.
- JACOBSON, T. *Comportamento dos sistemas isotópicos em processos tectono-metamórficos de alto grau: Faixa Araçuaí, MG-ES*. Dados inéditos, Instituto de Geociências, USP.
- LEFORT. J.P. Possible "Caledonian" subduction under the Domnanean domain, *North Armorican area*. Geological Society Special Publications, **1987**; *33(1)*: 503 – 523, 198.
- LIMA S.A.A., MARTINS-NETO M.A., PEDROSA-SOARES C.A., CORDANI U.G., NUTMAN A.A. A Formação Salinas na área-tipo, NE de Minas Gerais: uma proposta de revisão da estratigrafia da Faixa Araçuaí com base em evidências sedimentares, metamórficas e idades U-Pb SHRIMP. *Revista Brasileira Geociências*, **32(4)**:491-500, 2002.
- LIMA, M.I.C., SILVA, J.M.R. & SIGA JR, O. *Levantamento de Recursos Naturais, Folha SD 24*, Salvador: Geologia. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, IBGE, 24, 25-192, 1981.
- LUDWIG K.R. 2001. Users Manual for Isoplot/Ex version 2.47. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. erkeley Geochronology Center Special Publication 1a, 55 p.
- MARTINS V.T.S., TEIXEIRA W., NOCE C.M., PEDROSA-SOARES A.C. Sr and Nd characteristics of Brasiliano/Pan-African granitoid plutons of the Araçuaí Orogen, Southeastern Brazil: tectonic Implications. *Gondwana Research*. **7**: 75- 89, 2004.
- MASCARENHAS, J.F., PEDREIRA, A.J.C.L., GIL, C.A.A., NEVES, J.P., OLIVEIRA, J.E., SILVA FILHO, M.A., MARINHO, M.M. *Geologia da região centro-oriental da Bahia*. Salvador, CPRM, *Relatório Integrado I*, 324 p, 1976.

- MUNHÁ, J.M.U., CORDANI, U.G., TASSINARI, C.C.G., PALÁCIOS, T. Petrologia e termocronologia de gnaisses migmatíticos da Faixa de Dobramentos Araçuaí (Espírito Santo, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, **35(1)**: 123-124, 2005.
- NALINI-JÚNIOR H.A., BILAL E., PAQUETTE J.L., PIN C., MACHADO R. Geochronologie U–Pb et géochimie isotopique Sr-Nd des granitoides neoproterozoiques des suites Galileia et Urucum, vallée du Rio Doce, Sud-Est du Brésil. *Compte Rendu Academie Science Paris*, **331**: 459-466, 2000a.
- NALINI-JUNIOR H.A., BILAL E., CORREIA NEVES J.M. Syncollisional peraluminous magmatism in the Rio Doce region: mineralogy, geochemistry and isotopic data of the Urucum suite (eastern Minas Gerais State, Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 120-125, 2000b.
- NALINI-JUNIOR H.A., MACHADO R.M., BILAL E. Geoquímica e petrogênese da Suíte Galiléia: exemplo de magmatismo tipo I, metaluminoso, pré-colisional, neoproterozóico da região do Médio Vale do Rio Doce. *Revista Brasileira de Geociências*, 35 (suplemento 4): 23-24, 2005.
- NELSON, K.D., WENJIN, Z, L. D. BROWN, J. KUO, JINKAI, C., XIANWEN, L, MAKOVSKY, R. MEISSNER, J. MECHIE, R. KIND, F. WENZEL, J. NI, J. NABELEK, CHEN L., HANDONG T., WENBO W., JONES, J. BOOKER, M. UNSWORTH, W. S. F. KIDD, M., HAUCK, D., ALSDORF, A., ROSS, M., COGAN, C., SANDVOL, E., M. An INDEPTH view of the structure of the lithosphere beneath Tibet. *Science*. **274**: 1684–1688, 1996.
- NOCE, C.M., MACAMBIRA, M.J.B., PEDROSA-SOARES, A.C. Chronology of late Proterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí belt, eastern Brazil, based on dating by single zircon evaporation. *Revista Brasileira de Geociências* **30**: 25–29, 2000.
- NOCE, C.M., PEDROSA-SOARES, A.C., PIUZANA, D., ARMSTRONG, R., LAUX, J.H., CAMPOS, C.M., MEDEIROS, S.R. Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode of the Araçuaí Orogen, northern Espírito Santo state, Brazil: zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data. *Revista Brasileira de Geociências* **34(4)**: 587-592, 2004.

- NOVAIS, L.C.C., TEIXEIRA, L.B. NEVES, M.T., RODARTE, J.B.M., ALMEIDA, J.C.H., VALERIANO, C.M. Novas ocorrências de diques de diabásio na faixa Colatina - ES: estruturas rúpteis associadas e implicações tectônicas para as bacias de Campos e do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobras*. **12**, 191-194, 2004.
- PASSCHIER, C.W.; MYERS, J.S.; KRÖNER, A. *Geologia de Campo de Terrenos Gnáissicos de Alto Grau*. Ed. EDUSP. São Paulo. 188p, 1993.
- PATERSON, S.R.; VERNON, R.H.; TOBISH, O.T. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. Struct. Geol.*, **11(3)**:349-363, 1989.
- PEDROSA-SOARES, A.C.. *Potencial Aurífero do Vale do Araçuaí MG: história da exploração, geologia e controle tectono-metamórfico*. Instituto de Geociências, UnB, Brasília, Tese de Doutorado, 177 p, 1995.
- PEDROSA-SOARES A .C., MONTEIRO R.L.B.P, CORREIA-NEVES J.M., LEONARDOS O.H., FUZIKAWA K. Metasomatic evolution of granites, northeast Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*.**17(4)**:512-518, 1987.
- PEDROSA-SOARES A.C., NOCE C.M. Where is the suture zone of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo Orogen? In: *International Conference on Precambrian and Craton Tectonics – 14th International Conference on Basement Tectonics*. Ouro Preto, Abstracts, p.35-37, 1998.
- PEDROSA-SOARES A.C & WIEDEMANN-LEONARDOS C.M. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds) *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, pp.: 265-285, 2000.
- PEDROSA-SOARES A.C., NOCE C.M., WIEDEMANN C., PINTO C.P. The Araçuaí- West-Congo Orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland Assembly. *Precambrian Research*, **110 (1-4)**: 307-323, 2001.
- PEDROSA-SOARES, A.C., QUEIROGA, G.N., GRADIM. C.T., RONCATO, J.G., NOVO, T.A., JACOBSON, T., SILVA, K.L. *Nota Explicativa da Folha Mantena, 1:100.000*. In: *Folha Mantena*. Programa Geologia do Brasil, Contrato CPRM-UFMG, CD-ROM, 2006.

- PEDROSA-SOARES A.C., CASTAÑEDA C., QUEIROGA G., GRADIM C., BELÉM J., RONCATO J, NOVO T., DIAS. P., GRADIM D., MEDEIROS S., JACOBSON T., BABINSKI M., VIEIRA V. Magmatismo e tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo (18° – 19° S, 41° – $41^{\circ}30'$ W). *Geonomos*, **14**: 97-111, 2006b.
- PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., ALKMIM, F. F., SILVA, L. C., BABINSKI, M., CORDANI, U., CASTAÑEDA, C. Orógeno Araçuaí: Síntese do Conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos* **15(1)**: 1 - 16, 2007
- PEDROSA-SOARES A.C., ALKMIM F. F., TACK L., NOCE C.M., BABINSKI M., SILVA L.C., MARTINS-NETO M.A. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen. In: Pankhurst R., Trouw R., Brito-Neves B B., Wit M. de. 2007 . The Gondwana Palecontinent in the South Atlantic Region *Special Publication; Geological Society of London*, 294 p, 2008.
- PINTO, M.T. & EGYDIO-SILVA, M. O complexo anatético Carlos Chagas na região de Barra do São Francisco e Ecoporanga (ES): um estudo petrográfico e tectônico. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Aracaju. *SBG, Anais*, p. 114, 2006.
- PINTO C.P., DRUMOND J.B.V., FÉBOLI W.L., *Geologia. Nota explicativa do mapa geológico integrado. Etapa 1. Folhas SE 24-V, SE25-Z, SE24-Y (partes)*. Belo Horizonte, Projeto Leste, CPRM-COMIG, 12-18 p, 2001.
- PITCHER, W. S. *The nature and origin of granite*. London, Blackie. 391p
- PROJETO RADAMBRASIL. *Folhas SC-32 Rio de Janeiro/Vitória: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial do solo, levantamento de recursos naturais*. Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energia, 775p. 1983.
- QUEIROGA, G. N. ; FIGUEIREDO, J.B. ; PEDROSA-SOARES, A.C. ; DACONTI, B.C. ; FARIA, L.F. . Caracterização do depósito de grafita da Fazenda São Domingos, Nordeste de Almenara, MG. In: 42 Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*. Belo Horizonte. SBG-MG. P. 501-501, 2004.

- QUEIROGA, G.N., ALVIM, H., COUTINHO, M.O.G., FREITAS, N.C., DIAS, P. H. A., PEDROSA-SOARES, A. C., RONCATO, J., NOVO, T.A. *Folha Nova Venécia, 1:100.000*. Programa Geologia do Brasil, Contrato CPRM-UFMG, CD-ROM. 2009.
- RAMSAY, J.G. E HUBNER, M. The techniques of modern structural geology: strain analysis. *Academic Press*. **Vol. 1:**, 307p., 1983.
- REY, P, O. VANDERHAEGHE, O.,TEYSSIER, C. Gravitational collapse of the continental crust: Definition, regimes, and modes. *Tectonophysics*, **342:** 435-449, 2001.
- ROGERS, J.J.W., GREENBERG, J.K. Trace elements in continental-margin magmatism: Part III. Alkali granites and their relationship to cratonization. *Geological Society of America Bulletin*, **92 (1):** 6-9, 1981.
- RONCATO, J. PEDROSA-SOARES, A.C. BABINSKI, M., JACOBSON, T., QUEIROGA, G., CASTAÑEDA, C., GRECO, S. & FANNING, M. Heterogeneidade deformacional da Suíte Carlos Chagas (Orógeno Araçuaí) e a idade U-Pb SHRIMP do *Giallo Veneziano*. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 10, Diamantina. SBGMG, **Resumos**, 2007.
- RONCATO, J. PEDROSA-SOARES, A.C. NOVO, T.A. MASCARENHAS, T. F. TADEU, L. GALINARI, L. FORNERO, S. BRAGA, F.C.S. . *Folha Montanha, 1:100.000*. Programa Geologia do Brasil, Contrato CPRM-UFMG, CD-ROM. 2009
- ROSIER, G. F. Pesquisa geológica na parte oriental do estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do estado de Minas Gerais., *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM*, Rio de Janeiro, **222:** 1965.
- ROSER B.P., KORSCH R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, **67:** 119-139, 1988.
- SIGA-JÚNIOR O. *A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 140 p., 1986.
- SILVA J.N. & FERRARI P.G. *Projeto Espírito Santo – Relatório Final*. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, volume único, 1976.

- SILVA, L.C., ARMSTRONG, R., NOCE, C.M., PIMENTEL, M.M., PEDROSA-SOARES, A.C., LEITE, C., VIEIRA, V.S., PAES, V. Reavaliação U-Pb SHRIMP em terrenos pré-cambrianos brasileiros. Parte II: Orógeno Araçuai, Cinturão Mineiro e Cráton do São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*; **32**: 513-528, 2002.
- SILVA, J.M.R., LIMA, M.I.C., VERONESE, V.F., RIBEIRO JUNIOR, R.N. & SIGA-JR, O.. *Geologia*. In: *PROJETO RADAMBRASIL. Folha SE 24 Rio Doce*. IBGE, Rio de Janeiro, 1987.
- SILVA, L.C., MCNAUGHTON, N.J., ARMSTRONG, R., HARTMANN, L.A., FLETCHER, I.R. The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U–Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, **136**: 203–240, 2005.
- SILVA, L.C, PINTO, C.P., GOMES, A.C.B., PAES, V. Geocronologia U-Pb (LA-ICP-MS) e a cronoestratigrafia granítica no segmento norte do Orógeno Araçuai (MG). In: *Simpósio de Geologia do Sudeste*, 10, Diamantina. SBGMG, **Resumos**, 2007.
- SILVA FILHO, M.A., FILHO, O.M., GIL, C.A.A., SANTOS, R.A. *Geologia da Folha SD 24-Y-D. Salvador*, CPRM, Relatório Final I, 79 p., 1974.
- SIMAKIN, A. AND TALBOT, C. Tectonic pumping of pervasive granite melts, *Tectonophysics* **332**: 387–402, 2001.
- TAYLOR, S.R., MCLENNAN, S.M. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, 319p. 1985.
- TULLER, M. P. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Colatina. Folha SF 24-Y-C-VI. Estado do Espírito Santo*. Brasília. DNPM/CPRM. 163 p., 1993.
- TULLER, M. P. *PLGB. Mapeamento geológico e cadastramento de rec.min. da reg.leste de MG.Folha Ataleia SE.24-Y-A.1:100.000*. DNPM/CPRM. , 1997.
- VANDERHAEGHE O. Melt segregation, pervasive melt migration and magma mobility: the structural record from pores to orogens. *Phys. Chem. Earth*. **26**: 213-223, 2001.

- VAUCHEZ, A.; EGYDIOSILVA, M. ; BABINSKI, M. ; TOMMASI, A. ; UHLEIN, A. ; LIU, D. . Deformation of a pervasely molten middle crust: insights from the neoproterozoic Ribeira-Araçuaí orogen (SE Brazil). *Terra Nova*, **19**: 278-286, 2007.
- VIEIRA, V. S. *Significado do Grupo Rio Doce no contexto do Orógeno Araçuaí*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UFMG, 2007.
- WANG, Y., FAN, W., SUN, M., LIANG, M., ZHANG, Y., PENG, T.. Geochronological, geochemical and geothermal constraints on petrogenesis of the Indosinian peraluminous granites in the South China Block: A case study in the Hunan Province. *Lithos*. **96**: 475–502, 2006.
- WHALEN, J.B., CURRIE, K.L., CHAPPELL, B.W. A - type granites: geochemical discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98**: 407-419, 1987.
- WHITTINGTON A.G., CONNELLY J., PEDROSA-SOARES A.C., MARSHAK S., ALKMIM F.F. Collapse and melting in a confined orogenic belt: preliminary results from the Neoproterozoic Araçuaí belt of eastern Brazil. AGU Fall Meeteing, Abstract T32B-0895, *American Geophysical Union*, **82**: 1181-1182, 2001.
- WIEDEMANN, C., The evolution of the early Paleozoic, late to post-collisional magmatic arc of the Coastal Mobile Belt, in the State of Espírito Santo, eastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **65**: 163-181, 1993.
- WIEDEMANN, C.M., MEDEIROS, S.R., MENDES, J.C., LUDKA, I.P., MOURA, J.C. Architecture of Late Orogenic Plutons in the Aracuaí-Ribeira Folded Belt, Southeast Brazil. *Gondwana Research*, **5(2)**: 381-399, 2002.
- WIEDEMANN, C., MENDES, J.C., MOURA, J.C., COSTA-NASCIMENTO, R.C. & LUDKA, I.P. Granitoids of the Espírito Santo Magmatic Arc. SBG, International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, 2, Salvador. *Excursions Guide*, 57-76, 1997.
- WINTER, J. D. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall. 697 p., 2001.