

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL E PETROLÓGICA DE  
METATONALITOS E METADIORITOS DO COMPLEXO ARROIO DOS  
RATOS NA SUA SEÇÃO-TIPO, REGIÃO DE QUITÉRIA, RS**

TIAGO RAFAEL GREGORY

ORIENTADORA: Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup>. Maria de Fátima A. S. Bitencourt

CO-ORIENTADOR: Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi

**BANCA EXAMINADORA**

Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer – Instituto de Geociências, Universidade  
Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann – Instituto de Geociências, Universidade  
Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Edinei Koester – Instituto de Ciências Humanas, Departamento de  
Geografia, Universidade Federal de Pelotas

Dissertação de mestrado apresentada  
como requisito parcial para a  
obtenção do Título de Mestre em  
Geociências.

Porto Alegre – 2010

Dedico este trabalho à memória de minha mãe (24/02/2008) que tão cedo nos deixou, marcando-nos profundamente com o seu exemplo em vida. Estes dois anos foram difíceis, minha mãe, mas sei que deves estar orgulhosa, seja onde ou quando estiveres, pois sempre nos ensinou à jamais desistir. Também ao meu avô, o véio Gregory (06/11/09), que agora deve estar pescando um dourado nas corredeiras dos rios lá de cima.

*“Uma paisagem conquista-se com as solas  
dos sapatos, não com as rodas de um automóvel.”*

William Faulkner

## AGRADECIMENTOS

Já que o espaço é subjetivo, a licença poética é solicitada.

Agradeço às pessoas que contribuíram para eu estar aqui, neste mundo, e neste momento de dissertação. Na minha opinião, dissertação e qualquer outro trabalho de conclusão mais que um produto são um estado de espírito que culmina no parto de um texto.

Agradeço ao meu pai e minha mãe (*in memoriam*) não só pela estrutura sempre fornecida, mas também pelos profundos ensinamentos de vida, passados muitas vezes através de coisas simples e corriqueiras de nosso cotidiano.

À professora Maria de Fátima Aparecida Saraiva Bitencourt (ela fica pê quando escrevo o nome dela completo), a Madrinha, pela lapidação dessa rocha bruta que sou, transformando-me em um geólogo e também mestre em geociências. Também ao professor Lauro Nardi, o Druida, que no seu caldeirão geoquímico nos ajuda a tecer e elucubrar os mais variados processos possíveis para se fazer uma rocha, muitas vezes com a deliciosa mistura de fusões crustais e mantélicas.

Aos professores da disciplina de Mapeamento Geológico Básico, profs. Ruy, Lisboa, Sommer e também a Fátima, fundamental para minha formação como geólogo e onde resolvi começar estudar os tipos de rochas que apresento neste trabalho. Também agradeço a estes as inúmeras conversas de corredor, o aperto de mão e o sorriso sempre concedidos.

Aos colegas que já se debandaram, mas foram fundamentais na minha formação: Luana e Guadagnin. Junto com estes, também às amigas do CAEG, que levo para a vida. São muitas, difícil de citar todas sem esquecer alguém, mas elas sabem de quem falo. Em especial aos colegas do grupo de pesquisas: Amós, Anja, Daniboy, Duda, Gepeto, Mariana, Mony, Samuca e Sargento.

À minha companheira Carolina, pelo carinho e compreensão que jamais faltaram.

Por fim, à atividade tectônica, cujos processos geológicos tornam possível esse grande e maravilhoso fenômeno que é a vida, caso contrário seria tudo plano e embaixo d'água, se é que ela existiria. E para acabar, mas não menos importante, este espaço que é disponibilizado nesta dissertação para eu poder escrever estas cousas. Obrigado!

## RESUMO

Associações do tipo tonalito, trondhjemito, granodiorito (TTG) são importantes componentes de acreção juvenil à crosta continental desde o Arqueano. Inúmeros trabalhos têm demonstrado a sua forte vinculação com ambientes que envolvem o consumo de crosta oceânica em zonas de subducção, apontando para a fusão da placa basáltica subductada como o mecanismo mais promissor para a sua gênese. Dentre estes modelos petrogenéticos, um resíduo de fusão eclogítico ou granulítico contendo granada é citado como o mais provável para explicar a depleção em ETRP, típica destas rochas. Apesar do grande consenso, há autores que consideram outros processos plausíveis para a geração de tais litologias, como fusão parcial de rochas máficas hidratadas na base da crosta, e que cenários contendo zonas de subducção como as encontradas hoje em dia deveriam ser aventados com mais restrição para o período Arqueano. Uma associação do tipo TTG foi reconhecida no Complexo Arroio dos Ratos, o qual faz parte do embasamento do Batólito Pelotas, no Escudo Sul-rio-grandense. O mapeamento geológico-estrutural de sua seção-tipo, na região de Quitéria, RS, levou à identificação de um conjunto de rochas tonalíticas a dioríticas foliadas, denominado Associação 1 (A1), intrudido discordantemente por rochas de composição similar. O embasamento destas litologias compreende gnaisses calcissilicáticos, gnaisses tonalíticos e rochas metavulcano-sedimentares. A A1 é composta por granada-biotita metatonalitos de textura média a grossa e por metadioritos a metatonalitos de textura fina, com granada restrita aos termos mais diferenciados. As relações de campo indicam que os termos finos constituem diques sinplutônicos nos demais. Em ambos os grupos, a textura granoblástica é atribuída a recristalização sob temperaturas compatíveis com as da fácies anfíbolito superior a granulito. A foliação principal,  $S_1$ , tem direção NW-SE a EW, e a sua dispersão é atribuída principalmente aos efeitos das dobras  $F_2$ , cujo eixo tem caimento baixo a médio para WSW, coincidente com a posição da lineação de estiramento. Retirando-se os efeitos das dobras  $F_2$ , a geometria original da foliação na Associação 1 teria sido subhorizontal, com mergulho suave para WSW. O sentido de movimento dado por estruturas de macro e microescala indica topo para E. Os metatonalitos e metadioritos da A1 são meta a peraluminosos e pertencem à série cálcio-alcálica médio a alto-K. O comportamento dos elementos maiores e traços, bem como o padrão de fracionamento moderado dos ETR, com enriquecimento dos leves em

relação aos pesados, indicam ambiente de arco continental maduro para o magmatismo desta associação, sendo a mesma comparável a associações TTG. Dados preliminares situam a A1 no Paleoproterozóico, e o conjunto das informações permite compará-las aos ortognaisses do Complexo Encantadas, embora estes registrem com mais intensidade o metamorfismo regional orogênico. Assim, presume-se que as rochas da A1 representem o registro da fase mais madura do mesmo arco continental onde teria se gerado o Complexo Encantadas.

## ABSTRACT

Tonalite, trondhjemite, granodiorite (TTG) associations have played a major role as components of juvenile accretion to the continental crust since the Archaean. Several papers have demonstrated their intimate relation to geological environments involving consumption of oceanic crust in subduction zones, and point towards melting of the subducted basaltic plate as the most promising mechanism for their genesis. Among these petrogenetic models, a garnet-bearing eclogitic or granulitic melt residue is accepted as the most probable one to account for the HREE depletion typically found in these rocks. In spite of this general agreement, other genetic processes are referred to by several authors as feasible ones for the generation of these rocks, such as partial melting of hydrated mafic rocks at the base of the crust. It is also pointed out that modern subduction zone scenarios should be applied with caution to Archaean times. A TTG-type association has been recognized in the Arroio dos Ratos Complex, which is part of the Pelotas Batholith basement in the Sul-rio-grandense Shield. Geological and structural mapping of its type-section, in the region of Quitéria, RS, has led to the discrimination of the so-called Association 1 (A1), consisting of foliated tonalitic to dioritic rocks discordantly intruded by compositionally similar ones. Their basement comprises calc-silicate and tonalitic gneisses, as well as metavolcano-sedimentary rocks. The A1 rocks are medium- to coarse-grained, garnet-bearing biotite metatonalites, and mafic-rich, fine-grained metadiorites to metatonalites, where garnet is restricted to the most differentiated varieties. Field relations indicate that these fine-grained varieties have intruded the coarser ones as synplutonic dykes. The granoblastic texture found in both rock groups is attributed to their recrystallization under temperatures compatible with upper amphibolite to granulite facies conditions. The main foliation,  $S_1$ , is NW- to EW-striking, and its variation is attributed mainly to the effects of  $F_2$  folds, whose axes plunge with low to moderate angles towards WSW, and coincides with the stretching lineation position. The original orientation of  $S_1$ , later fold effects being suppressed, is interpreted to have been sub-horizontal, with shallow dip angles towards WSW. Sense of movement determined from macro- and micro-scale structures indicates top-to-E. The A1 metatonalites and metadiorites are meta- to peraluminous rocks and belong to the medium to high-K calcalkaline series. The behaviour of major and trace elements, together with moderately fractionated REE-

patterns, with enrichment of LREE in relation to HREE, indicate that this magmatism took place in a mature continental arc environment, and that the A1 is comparable to other TTG associations. Preliminary data indicate a Paleoproterozoic age for the A1 rocks. The information gathered in this paper enables the comparison of this association with the Encantadas Complex orthogneisses, although the latter show stronger effects of regional, orogenic metamorphism. Thus, the A1 rocks are interpreted to represent the more mature phase of the same magmatic arc where the Encantadas Complex protoliths were formed.



## SUMÁRIO

<b>RESUMO .....</b>	<b>5</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>7</b>
<b>CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO.....</b>	<b>10</b>
<b>CAPÍTULO II - O ESTADO DA ARTE.....</b>	<b>12</b>
<b>1. Definição e evolução do conhecimento das Associações do tipo TTG (tonalito, trondhjemito, granodiorito) .....</b>	<b>12</b>
<b>1.1 As concepções pioneiras de Barker (1979) .....</b>	<b>12</b>
<b>1.2 O uso dos termos TTG e Adakitos.....</b>	<b>13</b>
<b>1.3 Resultados de petrologia experimental.....</b>	<b>14</b>
<b>1.4 Estado atual do conhecimento sobre as associações do tipo TTG .....</b>	<b>15</b>
<b>2. O Complexo Encantadas: um exemplo de ocorrência de associações do tipo TTG no ESRG .....</b>	<b>16</b>
<b>CAPÍTULO III – Materiais e Métodos .....</b>	<b>18</b>
<b>CAPÍTULO IV – Artigo submetido à Revista Pesquisas em Geociências .....</b>	<b>20</b>
<b>CAPÍTULO V – Considerações Finais e Conclusões.....</b>	<b>56</b>
<b>CAPÍTULO VI – Referências Bibliográficas.....</b>	<b>61</b>
<b>ANEXO A – Carta de recebimento da submissão do artigo .....</b>	<b>65</b>

# CAPÍTULO I

## INTRODUÇÃO

A presente dissertação resulta de um estudo integrado, envolvendo as áreas de petrografia, geologia estrutural e geoquímica. O objeto de estudo são rochas plutônicas, de composição tonalítica a diorítica, deformadas. A área de estudo encontra-se na parte centro-leste do estado do Rio Grande do Sul, caracterizada por um complexo arcabouço tectônico-litológico com predominância de rochas graníticas.

A interpretação do ambiente geotectônico dos granitóides da porção leste do Escudo Sul-rio-grandense (ESRG) tem sido tema de debate e divergência. Para alguns autores (e.g. Fernandes *et al*, 1995) a maior parte destes granitóides seria o registro de um arco magmático neoproterozóico acrescido e deformado durante o Ciclo Brasileiro em um evento de colisão entre dois blocos cratônicos (Cráton Rio de La Plata e Kalahari). Já para Bitencourt & Nardi (1993, 2000) e Nardi & Bitencourt (2007), o maior volume das rochas graníticas que perfazem a parte leste do ESRG teria se gerado em um ambiente pós-colisional, também de idade brasileira, no chamado Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb). Segundo Bitencourt (1996), o CCSb corresponde a uma larga faixa granítica de disposição geral NE, cujo magmatismo seria controlado por uma grande estrutura de cinemática predominantemente transcorrente. De acordo com Bitencourt & Nardi (1993), as possíveis assembléias de rochas representantes de um arco magmático na parte leste do ESRG deveriam ser procuradas nas associações de ortognaisses que formam o embasamento deste cinturão granítico.

Considerando o ciclo de Wilson, uma colisão continental provavelmente seguiria um episódio de fechamento de oceano, com encerramento do típico magmatismo de arco associado a zonas de subducção. Deste modo, o estudo do embasamento do cinturão granítico pós-colisional neoproterozóico é de grande importância no que tange à constatação ou não de associações petrotectônicas de arco nesta região. Caso estas associações sejam encontradas, a obtenção de dados geocronológicos das mesmas permite estabelecer se a atividade de arco representa a fase precoce do mesmo ciclo ou se representa um ciclo independente.

O presente trabalho resulta da integração de dados de geologia estrutural, petrografia e geoquímica, de rochas plutônicas deformadas. O estudo foi realizado na cabeceira do Arroio dos Ratos, na região de Quitéria, localizada entre os municípios de São Jerônimo e Butiá, no Estado do Rio Grande do Sul. Estes dados provêm de mapeamento geológico-estrutural de detalhe na seção-tipo do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos de Fernandes *et al.* (1988).

O objetivo deste trabalho é a caracterização estrutural e petrológica das litologias resultantes de um dos eventos tectono-magmáticos mais precoces deste complexo, visando a caracterizar o magmatismo original e discriminar seu ambiente geotectônico.

Deste modo, a estrutura da dissertação é dividida em vários capítulos. Nos primeiros capítulos (I, II e III), de cunho introdutório, encontram-se esta introdução (cap. I), uma revisão bibliográfica do estado da arte sobre o assunto (cap. II) e os métodos utilizados neste trabalho (cap. III).

No capítulo IV encontra-se o artigo científico submetido à revista Pesquisas em Geociências, sendo este a parte principal da dissertação. Repetido – cortei a anterior.

No capítulo V encontra-se uma discussão dos resultados apresentados nos capítulos anteriores.

O capítulo VI encerra a dissertação, com uma lista das referências bibliográficas utilizadas, tanto no estado da arte da parte introdutória como no artigo científico submetido à revista Pesquisas em Geociências.

## CAPÍTULO II

### O ESTADO DA ARTE

#### **1. Definição e evolução do conhecimento das Associações do tipo TTG (tonalito, trondhjemito, granodiorito)**

##### **1.1 As concepções pioneiras de Barker (1979)**

Os estudos de rochas tonalíticas e trondhjemíticas têm grandes contribuições nos trabalhos pioneiros de Barker (1979), que refere a influência de ambientes geotectônicos relacionados a processos de subducção de crosta oceânica como os mais promissores para a gênese destes tipos de rochas.

Entre os modos de ocorrência destas litologias, o autor destaca a sua importância em terrenos arqueanos (*arquean gray gneiss*), onde é comum a sua associação com litologias basálticas, algumas komatiíticas, gerando suítes bi a trimodais, com feições de alojamento intensamente obliteradas por cisalhamento e metamorfismo de fácies anfíbolito ou granulito, comumente retrogressivo para a fácies xistos verdes. Ainda neste tipo de terrenos, cita a sua comum ocorrência nas periferias de *greenstone belts*, posicionadas durante ou logo após o arqueamento destes cinturões, frequentemente associadas com granodioritos e granitos. Nas margens continentais proterozóicas e paleozóicas, o autor faz referência à associação destes tipos litológicos com importantes volumes da suíte quartzo-diorito, tonalito, granodiorito e granito. Já nas margens continentais mesozóicas e cenozóicas, exprime uma maior certeza da relação destas associações com processos de subducção, ocorrendo como intrusões compostas de pequenos volumes em grandes batólitos cálcio-alcálicos. Também relata a ocorrência da associação trondhjemito-tonalito em de arcos de ilhas e em ofiolitos.

O autor ora citado sugere uma fonte de composição basáltica para essas rochas, baseado na sua comum associação com basaltos, anfíbolitos e gabros. Entre possíveis fontes, indica o fracionamento de um líquido de composição basáltica hidratada ou de composição andesítica ou toleítica de baixo K, anidra, assim como fusão parcial de quartzo-eclogitos, anfíbolitos ou gabros. O resíduo das fusões seria eclogítico, contendo anfibólio e granada, esta última responsável pela depleção em

Elementos Terras Raras Pesadas (ETRP) em relação aos leves, característica marcante destas rochas. Entre processos petrogenéticos para a geração de tais litologias, o autor admite: fusão parcial da parte basáltica da crosta oceânica subductada; fusão parcial de massas ou inclusões de eclogito espalhadas na litosfera subductada; vapor de água produzido por reações de desidratação na placa subductada, o qual ascende para a cunha parcial do manto sobrejacente, ou mesmo para dentro da crosta inferior, formando neste local uma rocha de composição basáltica; líquido basáltico gerado por fusão parcial de peridotito, que sofre fracionamento por separação de hornblenda e outras fases líquidas.

Barker (1979) faz ainda uma distinção entre trondhjemitos com alto e baixo  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , a qual leva em conta também o comportamento dos ETR. O parâmetro sugerido para a distinção entre os dois grupos é o teor de 15% de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  para 70% de  $\text{SiO}_2$ . Os de baixo  $\text{Al}_2\text{O}_3$  seriam característicos de ambientes oceânicos, onde processos de cristalização fracionada ou fusão parcial de basaltos em níveis rasos deixariam um resíduo rico em plagioclásio. Já os de alto  $\text{Al}_2\text{O}_3$  seriam predominantemente originados em margens ou interiores continentais, como produtos de cristalização fracionada de basaltos em níveis intermediários, onde as fases residuais incluem hornblenda e plagioclásio. O autor também admite, para os mesmos níveis crustais, fusão parcial de metabasaltos com resíduo rico em hornblenda. Em profundidades mantélicas, fusões parciais com resíduos eclogíticos seriam mais propícias.

Os principais parâmetros geoquímicos definidores de tonalitos e trondhjemitos de Barker (1979) são:  $\text{SiO}_2 > 68\%$ , geralmente  $< 75\%$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$  à  $70\%$  de  $\text{SiO}_2$  e  $< 14\%$  à  $75\%$  de  $\text{SiO}_2$ ;  $(\text{FeO}^{\text{T}} + \text{MgO}) < 3,4\%$  e  $\text{FeO}^{\text{T}}/\text{MgO}$  geralmente de 2 a 3; CaO entre 4,4 a 4,5% ou também de 1,5 a 3%;  $\text{Na}_2\text{O}$  entre 4 a 5,5%;  $\text{K}_2\text{O} < 2,5\%$ , geralmente  $< 2\%$ ; Yb  $< 8x$  os valores condriticos para os com alto  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , com anomalia de Európio ausente ou positiva; e Yb  $> 8x$  os valores condriticos para os com baixo  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , com anomalia negativa de Európio.

## 1.2 O uso dos termos TTG e Adakitos

O termo TTG foi cunhado por Jahn *et al.* (1980) para englobar nas associações compostas de tonalitos e trondhjemitos também as rochas de composição granodiorítica, uma associação litológica muito típica dos terrenos arqueanos. A importância das associações do tipo TTG como componente de acreção crustal é destacada e uma fonte basáltica é considerada para a geração destas litologias, descartando-se a hipótese de fusão do manto. Seus estudos baseiam-se principalmente

em elementos traços e terras raras, modelando uma fusão de eclogitos, granulitos ou anfibolitos. O uso do termo TTG é largamente difundido, como visto em trabalhos posteriores, em referência a este tipo de associação de rochas do Arqueano.

Nos trabalhos de Defant & Drummond (1990), o termo adakito (em referência a Adak, nas Ilhas Aleutas) é utilizado para definir uma série de rochas interpretadas como o produto da fusão de crosta oceânica subductada. Segundo os autores, estas litologias seriam representadas por andesitos, dacitos (principal componente) e riolitos sódicos, bem como por seus equivalentes plutônicos (tonalitos e trondhjemitos), sendo rara a associação com magmas parentais basálticos. A formação destas associações litológicas estaria mais restrita atualmente, ocorrendo onde há subducção de placa jovem, ainda quente, em condições térmicas relativamente mais altas quando comparadas com a maioria dos arcos magmáticos atuais, onde a fusão da cunha mantélica induzida por fluidos da placa subductada seria o principal processo gerador de magmas. Os autores fazem referência à semelhança entre estes tipos litológicos e associações do tipo TTG arqueanas, compostas de trondhjemitos, tonalitos e dacitos com alto alumínio, inferindo semelhantes processos petrogenéticos e concluem que os altos gradientes térmicos vigentes no Arqueano teriam promovido a rápida geração e subducção de crosta jovem ainda quente. A fusão parcial de basaltos transformados em eclogitos, com ou sem anfibolitos, poderia explicar a depleção em ETRP. Entre parâmetros geoquímicos característicos de adakitos, os autores sugerem:  $\text{SiO}_2 \geq 56\%$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\%$ ;  $\text{MgO} < 3\%$ ;  $\text{Y} < 18 \text{ ppm}$ ;  $\text{Yb} < 1.9 \text{ ppm}$ ;  $\text{Sr} > 400 \text{ ppm}$ ; e baixos teores em HFSE (*high-field strength elements*). O termo adakito também é muito difundido após este trabalho, sendo muitas vezes utilizado como uma analogia às associações TTG arqueanas, dada as semelhanças composicionais.

### **1.3 Resultados de petrologia experimental**

Os estudos em petrologia experimental de Rapp *et al.* (1991) indicam uma fonte crustal máfica para a gênese de tonalitos e trondhjemitos, ou por processos de fusão parcial de anfibolitos, granada-anfibolitos e eclogitos, nos quais anfibólio e/ou granada são a fase residual principal, ou fracionamento controlado por hornblenda de magmas basálticos hidratados. Considerando as estimativas das geotermas arqueanas em relação às condições de pressão e temperatura dos experimentos, admitem que o relaxamento térmico temporal através do Arqueano poderia ter conduzido à geração de tonalitos e trondhjemitos de um regime de pressões relativamente mais baixas (5-8

kbar), saturados em água, para um regime de pressões mais altas (22-32 kbar) e condições anídras. Os autores destacam que o grau de fusão requerido a mais altas pressões deveria ser maior, citando 10-15% de fusão em 8 kbar, com um resíduo dominado por anfibólio, e 25-35% de fusão em 22-32 kbar, onde granada domina o resíduo. Supondo a tendência dos mecanismos de segregação e mobilização de magmas serem mais efetivo em altos graus de fusão, sugerem uma origem por fusão parcial de eclogitos como a fonte geradora das fartas contribuições de tonalitos e trondhjemitos para continentes juvenis. Tal fonte seria consistente com a geração de núcleos protocontinentais tonalíticos-trondhjemiticos em vários cenários tectono-termais arqueanos, não necessariamente em um ambiente relacionado à subducção.

Experimentos de Springer & Seck (1997) com granulitos básicos entre 5 a 15 kbar indicam um resíduo dominado por plagioclásio e piroxênio à 5 kbar e granada e piroxênio à 15 kbar. Os autores destacam que as composições das fusões variam de tonalito e trondhjemitito para diorito com o aumento do grau de fusão parcial e concluem que as pressões não deveriam ultrapassar os 12,5 kbar, levando-se em conta os padrões de ETR típicos de tonalitos. Acima destas pressões, a depleção em ETRP seria maior que a observada em tonalitos naturais, devido ao aumento de granada no resíduo. Processos de fusão parcial de metagabros cumuláticos, com um resíduo rico em granada e pobre em plagioclásio, são interpretados para a origem dos magmas tonalíticos em margens de placas convergentes. Por analogia, uma origem em altas pressões para as associações do tipo TTG na crosta arqueana são também inferidas.

#### **1.4 Estado atual do conhecimento sobre as associações do tipo TTG**

Atualmente, há um consenso entre diversos pesquisadores (Barker, 1979; Jahn *et al.*, 1980; Defant & Drummond, 1990; Rapp *et al.*, 1991; Springer & Seck, 1997; Condie, 2005; Martin *et al.*, 2005) sobre a fonte basáltica das associações do tipo TTG, onde processos de fusão parcial de eclogitos, granulitos ou anfibolitos deixariam um resíduo rico em granada. Este resíduo contendo granada, com ou sem anfibólio, seria responsável pela depleção nos ETRP. Porém, os ambientes geotectônicos e processos petrogenéticos relacionados, bem como o uso de TTG e adakitos como sinônimos, são objeto de muitos debates. Um panorama geral da situação é revisado por Hollinson & Martin (2005), que destacam a imprecisão no uso do termo adakito, o qual tem sido utilizado para rochas de variáveis composições e origens.

Os termos TTG e adakito são utilizados como sinônimos por diversos autores (Martin *et al.*, 2005; Samsonov *et al.*, 2005; De Souza *et al.*, 2007; Naqvi & Rana Prathap, 2007) e associações TTG, mesmo quando não comparadas com adakitos, são interpretadas como resultantes de fusão de placa subductada (Kampunzu *et al.*, 2003). Modelos baseados em tectônica de placas, com fluxo térmico maior e subducção rasa de placas quentes relativamente menores, têm sido os cenários arqueanos propostos por diversos autores (e.g., Defant & Drummond, 1990; Martin *et al.*, 2005).

Contudo, Smithies (2000) argumenta que as associações do tipo TTG arqueanas não são análogas a adakitos modernos e não apresentam indícios de interação com material mantélico, e que processos modernos de subducção seriam mais restritos durante o Arqueano. Segundo o autor, a fusão parcial de material basáltico hidratado na base de crosta espessada seria mais apropriada para a geração destas litologias durante o Arqueano. Condie (2005) também demonstra que adakitos e TTGs não seriam tipos litológicos análogos e, conseqüentemente, teriam origens diferentes. As diferenças geoquímicas não poderiam ser explicadas por simples mecanismos de cristalização fracionada em níveis rasos. Enquanto adakitos seriam provavelmente fundidos de placa, TTGs com alto Al poderiam ser produzidos por fusão parcial da crosta inferior em sistemas de arco ou nas zonas de raiz de platôs oceânicos.

## **2. O Complexo Encantadas: um exemplo de ocorrência de associações do tipo TTG no ESRG**

No ESRG, uma associação do tipo TTG ocorre na sua porção central, na região de Santana da Boa Vista.

Segundo Philipp *et al.* (2008), os ortognaisses do Complexo Encantadas (CE) são caracterizados por gnaisses tonalíticos, trondhjemíticos e dioríticos com ocorrência subordinada de hornblenditos. Os gnaisses têm bandamento composicional bem marcado e textura granoblástica interlobada e poligonal bem desenvolvida. Segundo os parâmetros geoquímicos, estas litologias são comparadas com associações do tipo TTG, conforme descritas por Condie (2005).

Apesar de os parâmetros geoquímicos das associações do tipo TTG sugerirem processos de fusão parcial de rochas máficas em condições de altas pressões,



conduzindo a um resíduo eclogítico, a ocorrência de gnaisses dioríticos leva o autor a interpretar que os protólitos dos ortognaisses deste complexo seriam o produto da diferenciação de magmas basálticos hidratados oriundos da fusão parcial de rochas de manto metossomatizado por fluidos relacionados à subducção em um arco continental.

Estudos geocronológicos em zircões (U-Pb SHRIMP) indicam uma idade ígnea de  $2,263 \pm 6$  M.a. e metamórfica de  $2,045 \pm 10$  M.a. para os ortognaisses do CE (Philipp *et al.*, 2008) e o conjunto dos dados leva o autor a interpretar estas rochas como os remanescentes de um arco magmático continental paleoproterozóico.

## **CAPÍTULO III**

### **MATERIAIS E MÉTODOS**

O trabalho tem como meta aplicar uma abordagem integrada envolvendo conhecimentos de geologia estrutural, petrografia e geoquímica, para caracterizar o magmatismo precoce do Complexo Arroio dos Ratos (CAR) (UFRGS, 2007) na sua seção-tipo.

Em trabalhos de campo prévios na região de Quitéria e Serra do Erval, RS, identificou-se uma unidade litológica precoce do CAR que exhibe um episódio de deformação de alta temperatura que não é registrado nas demais litologias associadas. Estes dados prévios, acrescidos de pesquisa bibliográfica, foram usados como base para a delimitação do tema, dos objetivos e da área de estudo.

Trabalhos de campo posteriores, em escala de detalhe, foram realizados na seção-tipo do CAR, coletando-se amostras com controle litológico e estrutural suficiente para identificar a unidade litológica que registra o episódio de deformação de alta temperatura. As informações de campo foram obtidas a partir da observação e descrição das litologias e estruturas identificadas, com coleta sistemática de dados estruturais e de amostras orientadas.

As amostras coletadas nas primeiras etapas de campo foram destinadas para a confecção de lâminas delgadas. As amostras foram serradas e laminadas no anexo do Instituto de Geociências da UFRGS e nos laboratórios da Universidade de São Paulo, sendo o corte marcado em campo, paralelo à lineação e perpendicular à foliação. Estudos petrográficos foram realizados com descrição destas lâminas delgadas, caracterizando-se a composição das litologias e microestruturas deformacionais, tendo-se em mente a sua relação com os aspectos de campo. Esta etapa teve como meta o desenvolvimento de critérios para individualização de unidades e seleção de um alvo específico para o estudo geoquímico, a partir da integração de dados de campo e de laboratório.

Uma segunda etapa de trabalhos de campo teve como objetivo a verificação dos critérios desenvolvidos e a coleta de amostras para análises geoquímicas. Tomou-se o cuidado de coletar amostras sem alteração e longe das zonas

de cataclase, armazenando-as em sacos plásticos, não utilizando tinta para identificar as amostras, devido a possíveis contaminações. Os estudos petrográficos foram retomados, buscando-se a caracterização das unidades de acordo com os critérios anteriormente estabelecidos, selecionando-se desta forma as amostras destinadas para análises geoquímicas que fossem representativas do magmatismo precoce do CAR. Nestas rochas, foi efetuada descrição petrográfica mais detalhada, com medidas do teor de anortita do plagioclásio pelo método alfa-normal (Hibbard, 1995). Nas amostras analisadas para geoquímicas foram, quando possível, efetuada contagem modal por pontos, em microscópio óptico equipado com contador, contando-se em torno de 1000 a 1500 pontos por lâmina, em espaçamento de 2x0,3 mm.

As amostras destinadas a análises geoquímicas foram pulverizadas no anexo do Laboratório do Instituto de Geociências da UFRGS, submetidas à prensa hidráulica, pulverização preliminar em gral de porcelana, utilizando-se um pistilo, e final no moinho de bolas de ágata. Cuidados com contaminações foram cautelosos, manejando-se as amostras de acordo com normas de laboratório. As amostras assim preparadas foram enviadas para o *Activation Laboratories Ltd.*, Ontario, Canadá, para análises quantitativas de elementos maiores e traços, utilizando a técnica de FUS-ICP-ES (*Fusion Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry*) para os elementos maiores e alguns traços (Sc, Be, V, Ba, Sr, Y e Zr) e FUS-ICP-MS (*Fusion Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) para demais elementos traços e terras raras.

Os resultados das análises geoquímicas foram manejados em *softwares* específicos para a montagem de gráficos (Minpet 2.0) e comparados com diagramas consagrados da literatura (Rollinson, 1993), para sua classificação e identificação do ambiente geotectônico de formação destas rochas. Integrados com os dados de campo, estes resultados complementaram a caracterização e classificação dos diferentes tipos litológicos identificados.

Com este controle petrológico e estrutural integrado, partiu-se para a coleta de amostras da área de estudo com vistas a determinar a idade do seu magmatismo. Uma amostra de metatonalito foi coletada e submetida à separação de zircões para datação *in situ* pelo método isotópico U-Pb, utilizando-se a técnica de LA-MC-ICP-MS (*Laser Ablation – Multi-ion Counting - Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*). Estes estudos geocronológicos estão em andamento, e apenas os dados preliminares são discutidos nesta dissertação.

**CAPÍTULO IV**  
**ARTIGO SUBMETIDO À REVISTA PESQUISAS EM**  
**GEOCIÊNCIAS**

**Caracterização estrutural e petrológica de metatonalitos e metadioritos do**  
**Complexo Arroio dos ratos na sua seção-tipo, região de Quitéria, rs**

**Structural and Petrological Characterization of the Arroio dos Ratos Complex**  
**Metatonalites and Metadiorites at its type-section, Region of Quitéria, RS**

Tiago Rafael GREGORY\*<sup>1</sup>, Maria de Fátima BITENCOURT<sup>2</sup> & Lauro  
Valentim Stoll NARDI<sup>3</sup>

1. Curso de Pós-Graduação em Geociências (PPGeo), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Caixa Postal 15001, CEP 91500-000, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: gregoryufrgs@yahoo.com.br
2. Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Caixa Postal 15001, CEP 91500-000, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: fatimab@ufrgs.br
3. Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Caixa Postal 15001, CEP 91500-000, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: lauro.nardi@ufrgs.br

**Resumo** – O Complexo Arroio dos Ratos faz parte do embasamento do Batólito Pelotas, no Escudo Sul-rio-grandense. O mapeamento geológico-estrutural de sua seção-tipo, na região de Quitéria, RS, levou à identificação de um conjunto de rochas tonalíticas a dioríticas foliadas, denominado Associação 1 (A1), intrudido discordantemente por rochas de composição similar. O embasamento destas litologias compreende gnaisses calcissilicáticos, gnaisses tonalíticos e rochas metavulcano-sedimentares. A A1 é composta por granada-biotita metatonalitos de textura média a grossa e por metadioritos a metatonalitos de textura fina, com granada restrita aos termos mais diferenciados. As relações de campo indicam que os termos finos constituem diques sinplutônicos nos demais. Em ambos os grupos, a textura granoblástica é atribuída à recristalização sob temperaturas compatíveis com as da fácies anfibolito superior a granulito. A foliação  $S_1$  tem direção NW-SE a EW, e a sua dispersão é atribuída principalmente aos efeitos das dobras  $F_2$ , cujo eixo tem caimento baixo a médio para WSW, coincidente com a posição da lineação de estiramento,  $L_x$ . Retirando-se os efeitos das dobras  $F_2$ , a geometria original da foliação na A1 teria sido subhorizontal, com mergulho suave para WSW. O sentido de movimento dado por estruturas de macro e microescala indica topo para E. Os metatonalitos e metadioritos da A1 são meta a peraluminosos e pertencem à série cálcio-alcalina médio a alto-K. O comportamento dos elementos maiores e traços, bem

como o padrão de fracionamento moderado dos ETR, com enriquecimento dos leves em relação aos pesados, indicam ambiente de arco continental maduro para o magmatismo desta associação, sendo a mesma comparável a associações TTG. Dados preliminares situam a A1 no Paleoproterozóico, e o conjunto das informações permite compará-las aos ortogneisses do Complexo Encantadas, embora estes registrem com mais intensidade o metamorfismo regional orogênico. Assim, presume-se que as rochas da A1 representem o registro da fase mais madura do mesmo arco continental onde teria se gerado o Complexo Encantadas.

**Palavras-chave:** magmatismo sintectônico, associações tipo TTG, arco magmático continental, Paleoproterozóico do Escudo Sul-rio-grandense.

**Abstract** – The Arroio dos Ratos Complex is part of the Pelotas Batholith basement in the Sul-rio-grandense Shield. Geological and structural mapping of its type-section, in the region of Quitéria, RS, has led to the discrimination of the so-called Association 1 (A1), consisting of foliated tonalitic to dioritic rocks discordantly intruded by compositionally similar ones. Their basement comprises calc-silicate and tonalitic gneisses, as well as metavolcano-sedimentary rocks. The A1 rocks are medium- to coarse-grained, garnet-bearing biotite metatonalites, and mafic-rich, fine-grained metadiorites to metatonalites, where garnet is restricted to the most differentiated varieties. Field relations indicate that these fine-grained varieties have intruded the coarser ones as synplutonic dykes. The granoblastic texture found in both rock groups is attributed to their recrystallization under temperatures compatible with upper amphibolite to granulite facies conditions. The main foliation,  $S_1$ , is NW- to EW-striking, and its variation is attributed mainly to the effects of  $F_2$  folds, whose axes plunge with low to moderate angles towards WSW, and coincides with the stretching lineation position. The original orientation of  $S_1$ , later fold effects being suppressed, is interpreted to have been sub-horizontal, with shallow dip angles towards WSW. Sense of movement determined from macro- and micro-scale structures indicates top-to-E. The A1 metatonalites and metadiorites are meta- to peraluminous rocks and belong to the medium to high-K calcalkaline series. The behaviour of major and trace elements, together with moderately fractionated REE-patterns, with enrichment of LREE in relation to HREE, indicate that this magmatism took place in a mature continental arc environment, and that the A1 is comparable to other TTG associations. Preliminary data indicate a Paleoproterozoic age for the A1 rocks. The information gathered in this paper enables the comparison of this association with the Encantadas Complex orthogneisses, although the latter show stronger effects of regional, orogenic metamorphism. Thus, the A1 rocks are interpreted to represent the more mature phase of the same magmatic arc where the Encantadas Complex protoliths were formed.

**Keywords:** syntectonic magmatism, TTG associations, continental magmatic arc, Paleoproterozoic from the Sul-rio-grandense Shield.

## 1. Introdução

A interpretação do ambiente geotectônico dos granitóides da porção leste do Escudo Sul-rio-grandense (ESRG) tem sido tema de debate e divergência. Para

alguns autores (e.g. Fernandes *et al.*, 1995) a maior parte destes granitóides seria o registro de um arco magmático neoproterozóico acrescido e deformado durante o Ciclo Brasileiro em um evento de colisão entre dois blocos cratônicos (Cráton Rio de La Plata e Kalahari). Já para Bitencourt & Nardi (1993, 2000) e Nardi & Bitencourt (2007), o maior volume das rochas graníticas que perfazem a parte leste do ESRG teria se gerado em um ambiente pós-colisional, também de idade brasileira, no chamado Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb). Segundo Bitencourt (1996), o CCSb corresponde a uma larga faixa granítica de disposição geral NE, cujo magmatismo seria controlado por uma grande estrutura de cinemática predominantemente transcorrente. De acordo com Bitencourt & Nardi (1993), as possíveis assembléias de rochas representantes de um arco magmático na parte leste do ESRG deveriam ser procuradas nas associações de ortognaisses que formam o embasamento deste cinturão granítico.

Considerando o ciclo de Wilson, uma colisão continental provavelmente seguiria um episódio de fechamento de oceano, com encerramento do típico magmatismo de arco associado a zonas de subducção. Deste modo, o estudo do embasamento do cinturão granítico pós-colisional neoproterozóico é de grande importância no que tange à constatação ou não de associações petrotectônicas de arco nesta região. Caso estas associações sejam encontradas, a obtenção de dados geocronológicos das mesmas permite estabelecer se a atividade de arco representa a fase precoce do mesmo ciclo ou se representa um ciclo independente.

O presente trabalho resulta da integração de dados de geologia estrutural, petrografia e geoquímica, de rochas plutônicas deformadas. O estudo foi realizado na cabeceira do Arroio dos Ratos, na região de Quitéria, localizada entre os municípios de São Jerônimo e Butiá, no Estado do Rio Grande do Sul. Estes dados provêm de mapeamento geológico-estrutural de detalhe na seção-tipo do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos de Fernandes *et al.* (1988).

O objetivo deste trabalho é a caracterização estrutural e petrológica das litologias resultantes de um dos eventos tectono-magmáticos mais precoces deste complexo, visando a caracterizar o magmatismo original e discriminar seu ambiente geotectônico.

## **2. Contexto Geológico**

A área de estudo situa-se na porção leste do ESRG (Fig. 1A), onde predominam os granitóides neoproterozóicos de ambiente pós-colisional condicionados

pelas estruturas do CCSb (Bitencourt & Nardi, 1993, 2000). Estes autores vinculam o CCSb a um regime transcorrente associado com os estágios tardios de um evento colisional de idade brasileira responsável pela gênese e evolução da maior parte das rochas graníticas encontradas nesta porção do ESRG. Os estágios iniciais da transcorrência estariam associados com um magmatismo cálcio-alcálico alto-K, composicionalmente similar àqueles de contextos pós-colisionais ou de arcos continentais maduros. De acordo com Bitencourt (1996) o CCSb representa uma grande descontinuidade translitosférica ativa entre 650 e 580 Ma, compreendendo zonas de cisalhamento anastomosadas de cinemática predominantemente transcorrente. Bitencourt & Nardi (2000) citam a sua grande importância na reativação de fontes mantélicas previamente modificadas por subducção e na promoção de fusões crustais, destacando também o seu papel como conduto na ascensão e alojamento das fusões.

Conforme apresentado na figura 1A, este cinturão granítico se estende desde Santa Catarina até o Uruguai. Na faixa adjacente, a oeste, verifica-se a ocorrência de rochas metamórficas supracrustais que separam este grande cinturão das rochas relacionadas com um ambiente de arco magmático e ocorrências de seqüências arqueanas e paleoproterozóicas, mais à W.

A região de Quitéria (indicada na Fig. 1B) encontra-se muito próxima de um dos principais sistemas de lineamentos do CCSb. Junto a estas estruturas, de direção preferencial NE, encontram-se alinhados corpos alongados de diferentes tipos de granitóides que apresentam foliações primárias e tectônicas concordantes. Estas grandes feições lineares vistas em imagens de satélite e fotos aéreas são verificadas em campo como vales, altos topográficos (cristas), coxilhas e encostas alinhadas. São de Picada (1971) as concepções pioneiras a respeito da íntima associação entre estas estruturas e alguns tipos litológicos, e a sua denominação como Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu. Os trabalhos de Fernandes *et al.* (1988) na região de Quitéria-Capivarita referem-se a esta estrutura como Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC), na qual estariam posicionados e deformados diferentes granitóides. Em diversos trabalhos (e.g. Fernandes *et al.*, 1988, 1990, 1992; Mesquita & Fernandes, 1990) é relatado que os diferentes granitóides desta região exibiriam dois padrões de deformação distintos (D1 e D2) responsáveis pela geração de estruturas indicativas de condições geológicas diversas, que marcariam diferentes fases de evolução da deformação brasileira na ZCTDC. Segundo os autores, o episódio D1 afetaria apenas os granitóides do então definido CGAR, as rochas supracrustais da Suíte Metamórfica

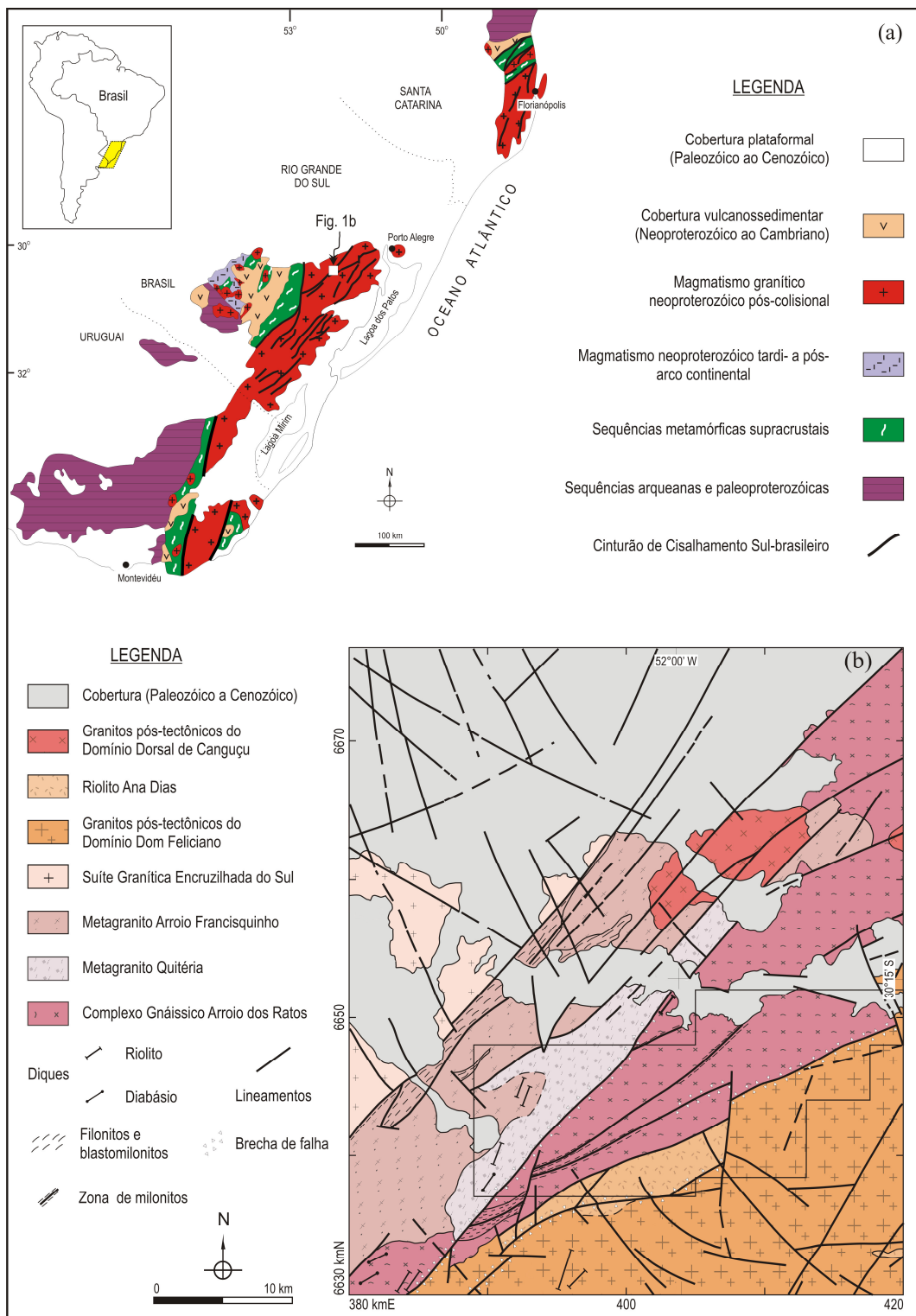


Figura 1 – a) Contexto geotectônico do sul do Brasil e Uruguai, modificado de Bitencourt & Nardi (2000); b) contexto geológico regional (modificado de Ramgrab, 1997), destacando-se a área de ocorrência do denominado Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (de Fernandes *et al.*, 1988) e litologias nele intrusivas. A área marcada corresponde ao mapa da figura 2.



Várzea do Capivarita e o Metanortosito Capivarita, em condições metamórficas de alto grau e petrotramas com direção geral EW. Já o episódio D2 teria controlado o posicionamento dos granitóides brasileiros, Metagranito Quitéria e Metagranito Arroio Francisquinho (Fig. 1B), em condições metamórficas de baixo grau, apresentando um caráter transcorrente e foliações com direção geral NE.

Os dados de mapeamento geológico obtidos por UFRGS (2006, 2007), na região de Quitéria e Serra do Erval (Fig. 2), levaram ao desmembramento do então definido CGAR, com a individualização de diversos granitóides, tendo em vista critérios estruturais e relações de intrusão. UFRGS (2007) redefine esta unidade como Complexo Arroio dos Ratos (CAR), dado que o volume de gnaisses seria subordinado em relação ao de granitóides deformados, e a caracteriza como biotita metatonalitos e biotita metagranodioritos, com ocorrência subordinada de gnaisses tonalíticos e dioríticos. O CGAR, redefinido então como CAR, teve sua área original reduzida devido à individualização do Granodiorito Cruzeiro do Sul, Granitóides Arroio Divisa e Granitóides Sanga do Areal, posteriormente estudados por Knijnik (2008), Fontana (2008) e Centeno (2008), respectivamente, e correlacionados ao magmatismo pós-colisional do CCSb.

O presente trabalho desenvolveu-se na seção-tipo do CAR, situada nas cabeceiras do arroio homônimo, ao norte do Cerro dos Burros, indicada na figura 2.

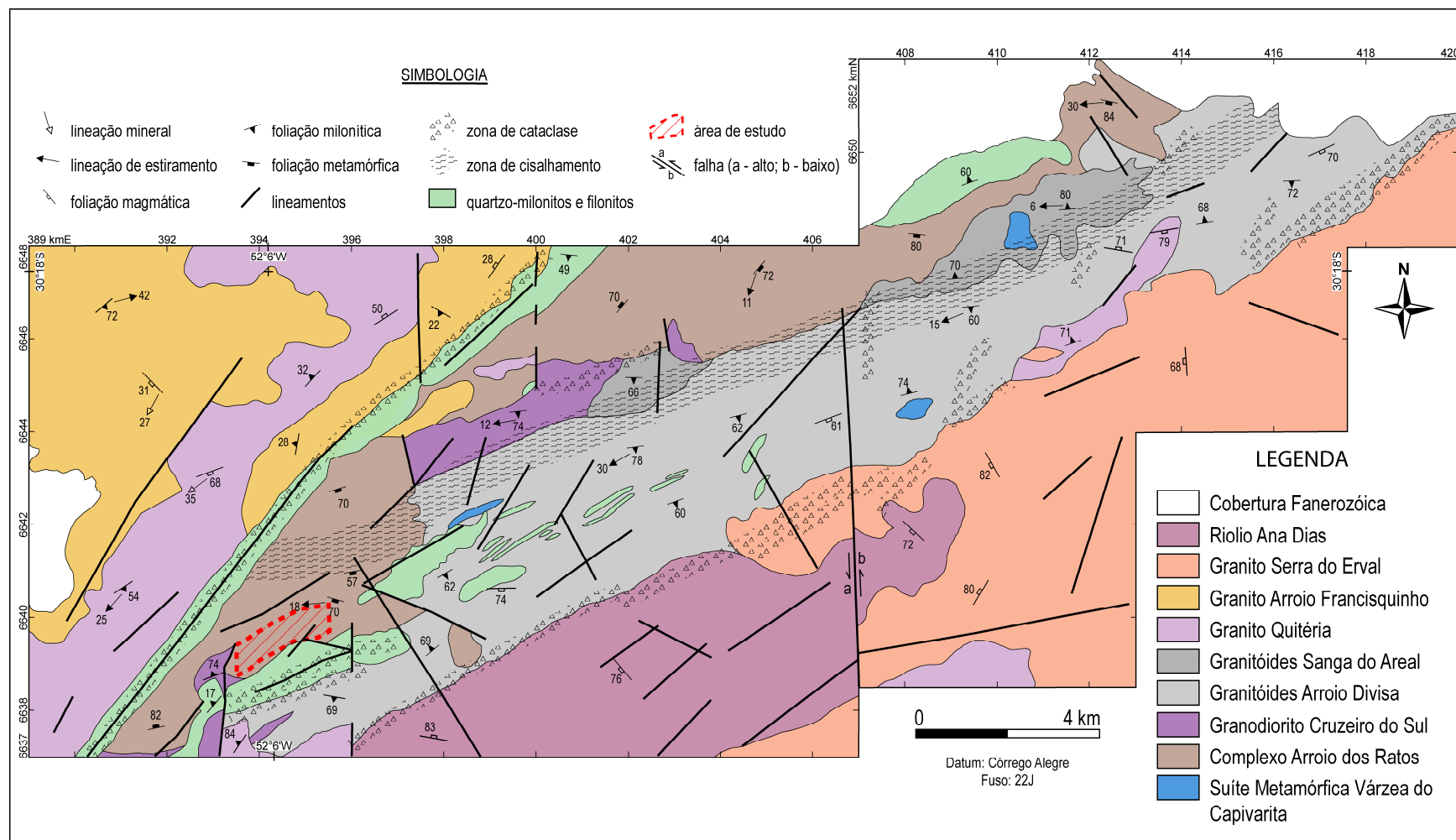


Figura 2 – Mapa geológico da região de Quitéria-Serra do Eral (modificado de UFRGS, 2006, 2007), com indicação da área estudada.

### 3. Características Geológicas e Estruturais das Rochas Estudadas

Na seção-tipo do Complexo Arroio dos Ratos, Gregory (2007) identificou, com base em critérios de intrusão, aspectos litológicos e características estruturais, duas associações tonalítico-dioríticas distintas, que denominou Associação 1 e Associação 2, bem como litologias interpretadas como o embasamento de ambas. As rochas da Associação 1 têm como característica diagnóstica uma foliação de estado sólido bem marcada, por vezes desenvolvendo um bandamento irregular, onde a presença de textura granoblástica é marcante. As rochas da Associação 2 têm composição similar às primeiras e são intrusivas discordantemente nas mesmas, distinguindo-se por apresentarem textura ígnea predominante e relações geométricas primárias mais preservadas. São atribuídos ao embasamento destas associações orto e paragneisses de alto grau nelas contidos como xenólitos de dimensões centimétricas a decamétricas, reconhecidos por sua composição distinta e bandamento discordante.

Os gnaisses calcissilicáticos mostram bandamento composicional de espessura milimétrica a centimétrica, intercalando níveis máficos e félsicos (Fig. 3A). As rochas metavulcano-sedimentares são xistosas, de cor cinza escura a preta, com bandamento finamente espaçado, e destacam-se por apresentar porfiroblastos de granada rósea de até 5mm de diâmetro. De modo localizado, observam-se também xenólitos de dimensões métricas a decamétricas de gnaisses tonalíticos em complexa intercalação com rochas metavulcano-sedimentares (Fig. 3B). Neste caso, a estrutura gnáissica é realçada por injeções trondhjemíticas, sendo o conjunto afetado por dobras apertadas, de dimensões métricas, cujos flancos contêm dobras de segunda ordem. Subparalelas ao plano axial das dobras de primeira ordem ocorrem zonas de muito alta deformação, onde se observa intensa redução do tamanho de grão, estiramento de injeções e transposição de charneiras. Nestas zonas, o espaçamento entre bandas diminui, e as dobras não são mais observadas. O movimento lateral direito nestas zonas é indicado pela rotação progressiva das estruturas pré-existentes (Fig. 3B).

Na Associação 1 foram identificados dois grupos texturais principais. O primeiro grupo é representado por metatonalitos de textura média a grossa e o segundo por corpos de cor cinza escura e textura fina, de composição variável.

As variedades de textura média a grossa predominam na A1 e compreendem granada-biotita metatonalitos com menos de 20% de minerais máficos, tendo como característica diagnóstica a predominância de textura granoblástica. Nestes metatonalitos, a foliação é materializada pela intercalação de agregados quartzo-

feldspáticos lenticulares muito alongados e estirados, de diferentes tamanhos e granulometrias internas, circundados por uma trama anastomosada de biotita. A lineação de estiramento é bem marcada e tem obliquidade alta no plano da foliação (Fig. 3C). Localmente, desenvolvem-se faixas paralelas à foliação, de espessura decimétrica e limites difusos, onde a redução do tamanho de grão marca zonas de alta deformação (Fig. 3D). Embora mais localizada, uma clivagem de crenulação de alta temperatura também é observada cortando a foliação dos metatonalitos, de forma discreta ou regularmente espaçada (Fig. 3E).

Os termos de granulação fina constituem corpos alongados, de espessura centimétrica a métrica, concordantes com a foliação dos metatonalitos de textura mais grossa. São dioritos, quartzo-dioritos e tonalitos, com teor de minerais máficos (anfíbólio e biotita) geralmente maior que o da encaixante, atingindo até 50%. Dentro deste largo espectro composicional, predominam as composições tonalíticas. Os contatos com os metatonalitos encaixantes são difusos, interlobados ou interdigitados, e suas relações de contemporaneidade são melhor observadas em zonas preservadas da deformação mais intensa. Nesses locais, verificam-se estreitas injeções e bolsões trondhjemíticos no interior da fração de textura fina (Fig. 3F), cuja proveniência a partir da encaixante de textura mais grossa é às vezes constatada. Em zonas de mais alta deformação, a estrutura destes corpos de textura fina (Fig. 4A) é compatível com a dos metatonalitos encaixantes. O caráter alongado destes corpos e suas relações de intrusão mútua com as encaixantes sugerem tratar-se de diques sinplutônicos. Nas imediações dos corpos de textura fina, as rochas tonalíticas encaixantes mostram aumento do teor de minerais máficos, com ocorrência localizada de anfíbólio. Mais raramente, observa-se a intercalação de bandas máficas e félsicas de contatos difusos, com variação composicional e textural progressiva entre os dois extremos (Fig. 4B).

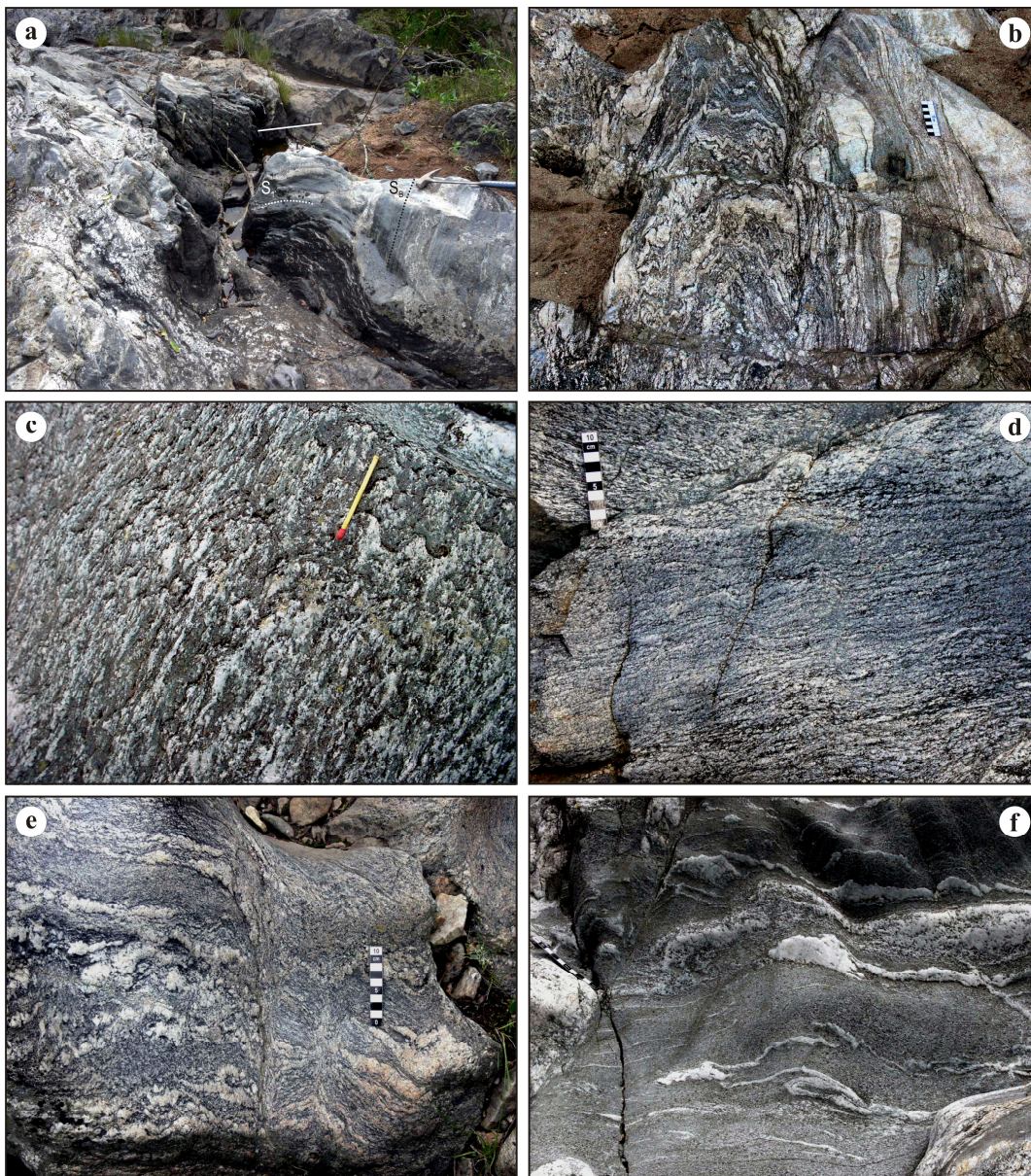


Figura 3 – Aspectos de campo das rochas da Associação 1: a) xenólito de gnaiss calcissilicático do embasamento, com bandamento ( $S_B$ ) discordante da foliação ( $S_1$ ) das litologias circundantes; b) estrutura dos gnaisses tonalíticos do embasamento, com dobras apertadas contendo dobras de segunda ordem nos flancos (à esquerda) e progressão para zona de mais alta deformação (à direita) paralela aos planos axiais, onde se observa intensa redução da granulometria e paralelização das estruturas com rotação horária progressiva; c) lineação de estiramento dos metatonalitos de textura média a grossa, com alto ângulo de obliquidade no plano da foliação (a escala tem 4 cm de comprimento); d) zona de alta deformação (ao centro – corte perpendicular ao megulho) paralela à foliação dos metatonalitos de textura média grossa, marcada por intensa redução do tamanho de grão; e) clivagem de crenulação de alta temperatura, irregularmente espaçada, nos metatonalitos de textura média a grossa, indicando uma rotação horária da foliação principal (corte perpendicular ao megulho); f) rochas de textura fina com foliação dobrada e realçada por injeções trondhjemíticas deformadas.

As rochas da Associação 1 mostram dobras fechadas a isoclinais (Fig. 4C) de dimensões centimétricas, com plano axial paralelo à foliação e eixos paralelos à lineação de estiramento, denominadas  $F_1$ . O conjunto é afetado por dobras cilíndricas

normais,  $F_2$ , de escala métrica (Fig. 4D), com plano axial de direção EW e eixo de baixo a médio caimento para W.

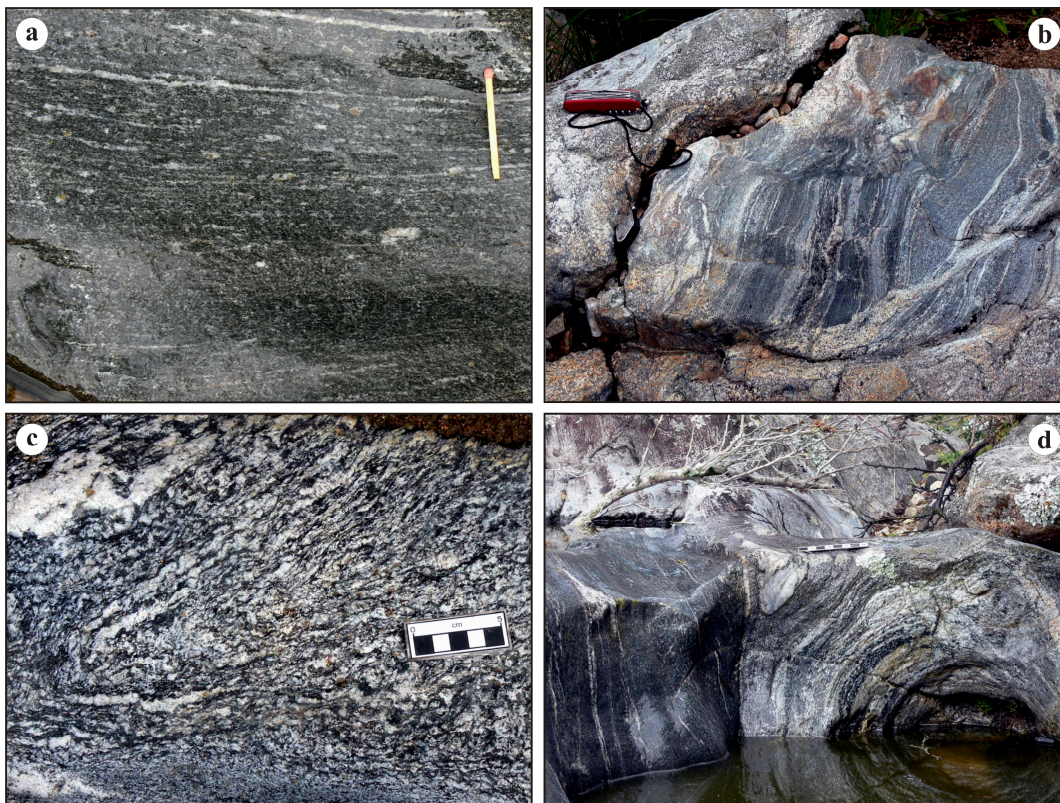


Figura 4 – Aspectos de campo das rochas da Associação 1: a) zona de alta deformação nas rochas de textura fina, com injeções trondhjemíticas deformadas e rompidas (a escala tem 4 cm de comprimento); b) xenólito da Associação 1 (ao centro) em tonalito da Associação 2 (no alto, à esquerda, e abaixo); no xenólito, invadido por veios da encaixante, observa-se intercalação de material máfico e félsico da Associação 1, com contatos difusos e variação composicional progressiva, além de segmentação do material mais máfico; c) dobra apertada ( $F_1$ ) da foliação dos metatonalitos de textura média a grossa; d) dobra paralela normal  $F_2$  de mesoescala nas rochas de textura fina; vista para WNW, aproximadamente no plano de perfil.

A foliação principal das litologias da Associação 1 tem direção variável entre NW-SE e EW, com mergulhos médios para SW e mais altos para N ou S (Fig. 5A). Observa-se uma dispersão relativamente grande dos dados, que pode estar relacionada ao efeito de dobras mais jovens ( $F_2$ ) e/ou à influência das estruturas típicas da Associação 2, de direção EW e mergulho alto. Por outro lado, a distribuição dos polos de  $S_1$ , conforme plotados na figura 5A, recai sobre um meridiano modal cujo polo é aproximadamente paralelo ao eixo das  $F_2$ , sugerindo que esta é a principal causa da dispersão. A lineação de estiramento tem médio ângulo de caimento para WSW e a distribuição dos dados é menos dispersa (Fig. 5B). Retirando-se os efeitos das dobras

$F_2$ , a geometria original da foliação na Associação 1 teria sido subhorizontal, com mergulho suave para WSW.

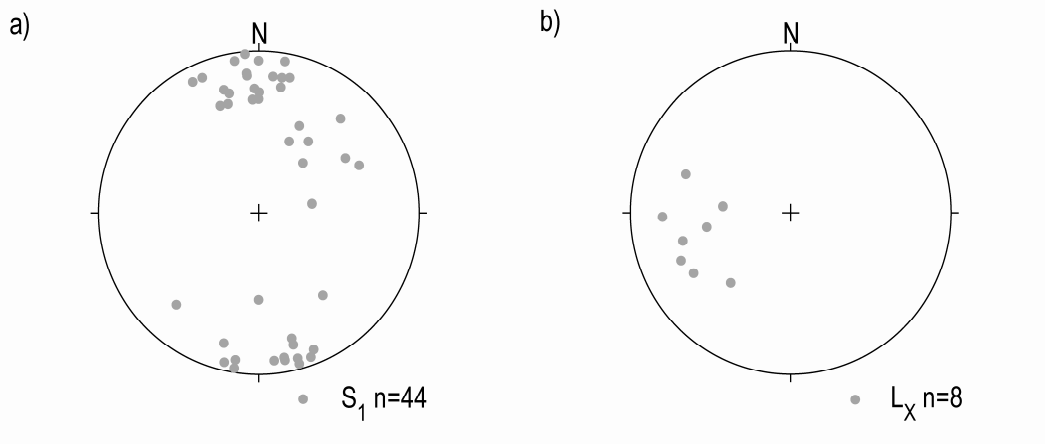


Figura 5 – Projeção estereográfica em rede de Schmidt (hemisfério inferior) para os elementos estruturais da Associação 1: a) polos da foliação principal ( $S_1$ ); b) lineação de estiramento ( $L_x$ ).

Variações entre zonas de mais alta e mais baixa deformação são verificadas em ambas as variedades litológicas da Associação 1 e são marcadas por uma redução do espaçamento da foliação. Em zonas de mais alta deformação, os metatonalitos de textura média a grossa apresentam estrutura porfiroclástica, com agregados quartzo-feldspáticos lenticulares muito alongados, cuja assimetria indica movimento de topo para leste. Nestas zonas, o quartzo tende a formar fitas alongadas, que muitas vezes contornam estes agregados lenticulares. Injeções trondhjemíticas, concordantes ou em alto ângulo com a foliação, apresentam forte estiramento e, junto com as fitas de quartzo e os agregados quartzo-feldspáticos alongados, conferem à rocha um bandamento irregular e descontínuo. Nos corpos de textura fina, estas variações também ocorrem, embora com menor frequência. A principal estrutura destes termos em zonas de mais alta deformação é um bandamento regular dado por um grande número de injeções trondhjemíticas pouco espaçadas e paralelas à foliação, cuja espessura é provavelmente bem menor que a original devido ao seu achatamento e lenticularização (Fig. 6A). Nestas zonas observa-se, em ambas as fácies texturais, a ocorrência de uma segunda foliação, mais discreta e irregularmente espaçada, marcada por biotita e quartzo alongado. O movimento lateral direito desta segunda foliação é inferido a partir da rotação causada na foliação principal (Fig. 3E).



Figura 6 – Feições estruturais da Associação 1: a) zona de alta deformação nos metatonalitos de textura fina, com bandamento regular dado pela intercalação de injeções trondhjemíticas deformadas; b) contraste entre as estruturas típicas da A2 (acima) e da A1 (abaixo), demonstrando a foliação discordante, de morfologia contrastante, da Associação 1.

Na Associação 2 predominam biotita tonalitos eguigranulares médios cuja principal estrutura planar é uma foliação magmática marcada pelo alinhamento dimensional dos constituintes. Nos tonalitos da Associação 2 são com frequência encontrados xenólitos arredondados, muitas vezes de contatos difusos, dos metatonalitos da Associação 1, identificados não apenas por sua foliação discordante, mas também pela morfologia contrastante de sua estrutura planar (Fig. 6B). Em relação aos metatonalitos, as principais diferenças composicionais dos tonalitos da Associação 2 são a presença, ainda que restrita, de K-feldspato, e o seu teor de máficos mais baixo.

Os tonalitos da Associação 2 têm enclaves e corpos alongados ou irregulares, de espessura centimétrica a métrica, de dioritos e quartzo-dioritos de textura equigranular fina, ricos em anfibólio e biotita. Os tonalitos se alternam com estes corpos máficos ao longo da foliação e localmente se observam evidências de intrusão mútua, de modo concordante ou discordante. Em relação aos membros equivalentes da Associação 1, as rochas dioríticas da Associação 2 têm uma foliação menos marcada e às vezes mostram um aspecto maciço.

Relações de contemporaneidade entre os magmas tonalíticos e dioríticos da Associação 2 são indicadas pelos contatos difusos e sinuosos entre os dois tipos litológicos. Esse tipo de contato também é observado em bolsões trondhjemíticos contidos nos membros dioríticos, que algumas vezes demonstram proceder da encaixante tonalítica. As relações de mistura heterogênea também podem ser vistas pelo desmembramento de enclaves máficos de limites difusos na proximidade de corpos maiores, bem como pela presença de xenocristais da encaixante tonalítica na fração máfica.



Verifica-se nestes tonalitos a progressão de uma foliação ígnea, com feições primárias preservadas, tais como textura hipidiomórfica e relações de mistura com magmas máficos, para zonas localizadas com forte componente milonítica, sugerindo que o posicionamento se deu em uma zona de cisalhamento ativa. Mesmo nestas zonas de alta deformação, ainda é possível verificar faces retas no plagioclásio, o qual ocorre como agregados alongados de cristais fraturados. Este comportamento rúptil contrasta com o comportamento dúctil do quartzo, que começa a desenvolver fitas orientadas na foliação. A lineação de estiramento não é bem desenvolvida, sendo difícil identificá-la em afloramento. A orientação da foliação é pouco variável, com direção E-W e mergulhos altos, principalmente para S. Indicadores cinemáticos apontam movimento lateral esquerdo desta zona, verificado por bandas de cisalhamento desenvolvidas em enclaves máficos, porfiroclastos rotados e lentes assimétricas formadas em injeções félsicas concordantes boudinadas.

#### 4. Caracterização Petrográfica e Microestrutural

Apesar das similaridades observadas entre as associações 1 e 2, visto serem rochas de composição tonalítica e diorítica deformadas em zonas de cisalhamento, diferenças substanciais quanto à composição específica e às microestruturas foram identificadas em lâminas petrográficas (Fig. 7A, 7B), marcadas principalmente por textura granoblástica interlobada no plagioclásio e no quartzo das litologias da Associação 1.

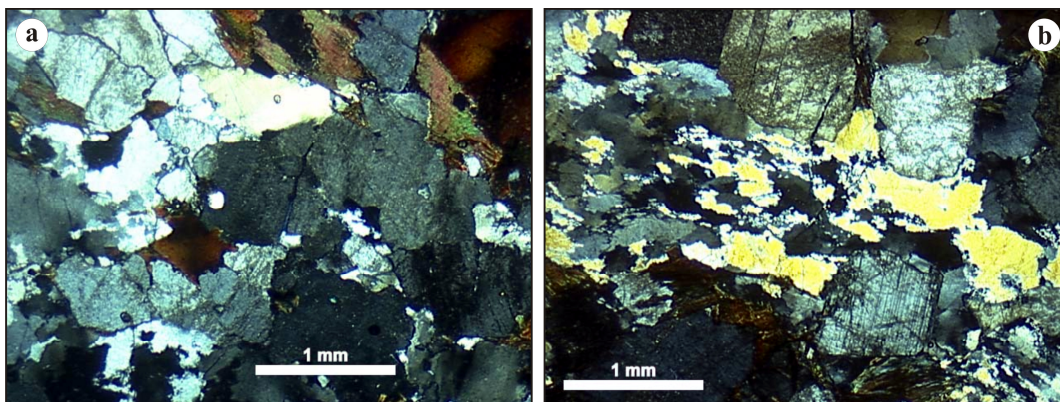


Figura 7 – Contraste entre as microestruturas da Associação 1 (a) e da Associação 2 (b), marcado principalmente no plagioclásio: a) cristais anédricos e amebóides, com contatos interlobados entre si e com o quartzo; b) cristais subédricos, com contatos retos entre si e com o quartzo, o qual ocorre como fitas recristalizadas.

As rochas de textura média a grossa da A1 mostram pouca variação composicional, ao contrário dos termos de textura fina, que apresentam um largo espectro composicional, desde dioritos até tonalitos (Fig. 8, Tab. 1 e 2). Nos termos de textura média a grossa, a foliação é materializada pela orientação de agregados quartzo-feldspáticos alongados, fitas de quartzo e biotita, por vezes realçada por injeções trondhjemíticas. Nos termos de textura fina, é definida pela orientação de cristais de anfibólio e biotita e agregados alongados de plagioclásio, bem como quartzo fitado nos termos mais silicosos. Injeções trondhjemíticas são mais frequentes e realçam a foliação neste grupo, por vezes materializando um bandamento regular.

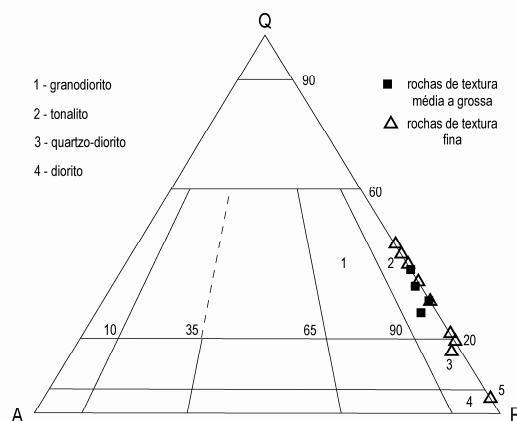


Figura 8 – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) com localização das variedades litológicas presentes na Associação 1. Os valores plotados resultam de contagem modal por pontos (1000 a 1500 pontos/lâmina, grade de 2x0,3mm).

Os gnaisses calcissilicáticos do embasamento são compostos de plagioclásio e anfibólio, com teores aproximadamente iguais, e muito pouco quartzo. Mostram textura granoblástica poligonal generalizada, evidente principalmente no plagioclásio ( $An_{70}$ ), o qual apresenta grãos de tamanho submilimétrico. O anfibólio tem ng verde muito claro, sugestivo de sua composição magnésiana, ocorrendo como cristais da ordem de 1 a 2mm. O bandamento é definido por níveis máficos, ricos em anfibólio, e níveis félsicos, ricos em plagioclásio. A foliação é paralela ao bandamento e é materializada pela orientação de cristais de anfibólio e agregados alongados de plagioclásio.

Tabela 1 – Resultados da contagem modal por pontos (1000 a 1500 pontos/lâmina; grade de 2x0,3mm) das rochas de textura média a grossa da A1 (qtzo = quartzo; kf = feldspato alcalino; plg = plagioclásio; bt = biotita; anf = anfibólio; clt = clorita; grn = granada; Q = quartzo; A = feldspato alcalino; P = plagioclásio).

litologia	rochas de textura média a grossa			
	TG-01M	TG-05F	TG-02A	TG-08A
qtzo	22,52	24,2	28,55	31,2
kf	2,23	0,1	0,75	0
plg	56,88	57,7	53,4	51,2
bt	17,88	11,5	17	16,47
anf	0	6,5	0	0
clt	0	0	0,3	0,4
grn	0,49	0	0	0,53
opacos	0	0	0	0,2
total	100	100	100	100
<b>máficos (%)</b>	<b>17,88</b>	<b>18</b>	<b>17</b>	<b>16,47</b>
Q	27	30	34	38
A	3	0	1	0
P	70	70	65	62
total	100	100	100	100

As rochas metavulcano-sedimentares contêm plagioclásio (~30%), anfibólio (~40%), biotita (~10%), quartzo (~10%) e granada (~5%), além de opacos disseminados (~5%). Uma argilização muito intensa é verificada no plagioclásio, tornando praticamente impossível a determinação do teor de anortita nas amostras coletadas. A textura granoblástica é generalizada e o bandamento composicional é dado por bandas ricas em anfibólio, biotita, granada e opacos que se alternam com bandas ricas em plagioclásio e quartzo, com pouco máficos. A foliação é paralela ao bandamento e é materializada pela orientação de cristais de anfibólio e biotita, bem como agregados de plagioclásio alongados e quartzo fitado. O anfibólio é identificado opticamente como grunerita, e a biotita possui ng castanho. A granada é poiquiloblástica e apresenta birrefringência, o que é comum em granadas cálcicas. A paragênese grunerita-granada sugere não apenas o caráter metavulcano-sedimentar destas rochas, mas também a sua provável associação com formações ferríferas bandadas.

Tabela 2 – Resultados da contagem modal por pontos (1000 a 1500 pontos/lâmina; grade de 2x0,3mm) das rochas de textura fina da A1 (qtzo = quartzo; kf = feldspato alcalino; plg = plagioclásio; bt = biotita; anf = anfibólio; clt = clorita; grn = granada; Q = quartzo; A = feldspato alcalino; P = plagioclásio).

litologia	rochas de textura fina										
	TG-02K	TG-01B	TG-01P	TG-01Q	TG-02G	TG-02D	TG-01J	TG-07A	TG-07C	TG-02J	TG-09A
qtzo	1,81	1,91	11,16	11,32	13,11	13,24	21,86	28,33	28,8	29,69	31,13
kf	0	0	0,1	1,4	0	0	0	0	0	0,3	0
plg	47,34	46,69	43,89	58,12	49,65	52,46	52,23	53,6	44,2	40,82	38,87
bt	2,11	0	9,21	23,15	1,8	4,21	23,38	18,07	20,47	28,29	23,13
anf	41,52	51,1	35,24	0	31,13	29,69	0	0	3,73	0	0
clt	3,01	0	0	4,11	0	0	0	0	2,8	0	1
grn	0	0,3	0	1,4	0,6	0	0	0	0	0,5	4,27
opacos	4,21	0	0,4	0,5	3,71	0,4	2,53	0	0	0,4	1,6
total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
<b>máficos (%)</b>	<b>43,63</b>	<b>51,1</b>	<b>44,45</b>	<b>23,15</b>	<b>32,93</b>	<b>33,9</b>	<b>23,38</b>	<b>18,07</b>	<b>24,2</b>	<b>28,29</b>	<b>23,13</b>
Q	4	4	20	16	21	20	30	35	39	42	44
A	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0
P	96	96	80	82	79	80	70	65	61	58	56
total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Os gnaisses tonalíticos são caracterizados por textura granoblástica interlobada a poligonal, marcada principalmente no quartzo e no plagioclásio, este último apresentando uma intensa argilização. A fase máfica (~20%) é representada por anfibólio (hornblenda com ng verde oliva) e biotita (ng vermelho), em teores aproximadamente iguais. Apesar da semelhança composicional com as rochas da Associação 1, estas litologias apresentam um bandamento composicional máfico-félsico bem marcado, alternando níveis ricos em anfibólio e biotita com níveis ricos em plagioclásio e quartzo. A foliação é paralela ao bandamento e é definida pela orientação de cristais de anfibólio e biotita e agregados de quartzo e plagioclásio alongados. Estas estruturas planares são realçadas por injeções trondhjemíticas e o conjunto é intensamente deformado. Os enclaves de rochas metavulcano-sedimentares apresentam composição similar à das anteriormente descritas.

Nas rochas da Associação 1, o plagioclásio frequentemente apresenta alteração para micas brancas, que é muito intensa próximo a zonas que contêm muitas injeções leucocráticas, principalmente nas composições dioríticas e quartzo-dioríticas. O teor de anortita varia de An<sub>27</sub> a An<sub>33</sub> nas composições tonalíticas e An<sub>40</sub> a An<sub>45</sub> nas

composições quartzo-dioríticas e dioríticas. Principalmente nos metatonalitos de textura média a grossa, os cristais de plagioclásio apresentam formas anédricas e amebóides, com contatos sinuosos, lobados e interlobados, onde raramente se observam maclas de crescimento ou faces retas preservadas (Fig. 9A, 9B). Subgrãos e novos grãos são verificados tanto no interior como nas bordas dos cristais, e junções tríplices com ângulo de  $120^\circ$  são comuns (Fig. 9C). O quartzo muitas vezes forma fitas policristalinas, com mosaico de novos grãos granoblásticos interlobados, localmente poligonais, frequentemente sobreposto por um mosaico microcristalino. Cristais milimétricos alongados, exibindo subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez (Kruhl, 1996) também são verificados, indicando a ativação de deslizamento intracristalino no plano prismático, ao longo do eixo c do quartzo, em temperaturas da ordem de  $660^\circ\text{C}$ , para valores de pressão moderados. Nestes cristais, é comum a formação de um mosaico de subgrãos e novos grãos submilimétricos e de contatos serrilhados sobreposto (Fig. 9D).

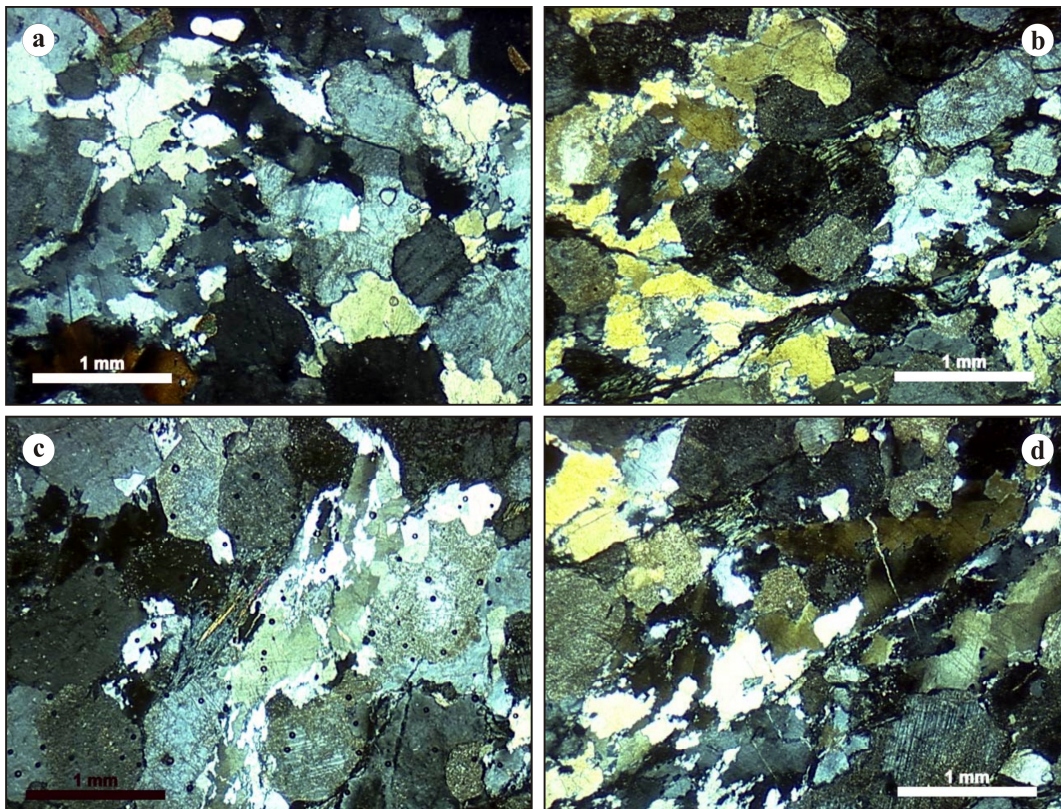


Figura 9 – Aspectos petrográficos e microestruturais da Associação 1: a) detalhe da textura granoblástica interlobada do plagioclásio e do quartzo; b) detalhe do aspecto lenticular dos agregados quartzo-feldspáticos alongados e recrystalizados; c) detalhe da ocorrência de junções tríplices com ângulos de  $120^\circ$  no plagioclásio; d) detalhe de antigo cristal alongado de quartzo exibindo padrão “tabuleiro de xadrez” sobreposto por mosaico de recrystalização de textura mais fina.

O conjunto destas características sugere um episódio de recristalização de alta temperatura, marcado principalmente no plagioclásio e no quartzo, sobreposto por um de mais baixa temperatura, marcado principalmente nos mosaicos submilimétricos de contatos serrilhados do quartzo.

A fase máfica é representada por biotita, nos metatonalitos de textura média a grossa, e anfibólio e biotita nos termos de textura fina, com teores entre 16 e 18% nos primeiros e variável entre 18 e 51% nos últimos (Tab. 1-2). Nos termos finos, o anfibólio é identificado opticamente como hornblenda comum, com ng marrom ou verde, e ocorre em maior proporção nas composições dioríticas e quartzo-dioríticas, com cristais subédricos pouco alterados. Nas composições quartzo-dioríticas e tonalíticas, a biotita passa a predominar e, assim como nos termos de textura mais grossa, tem cor tipicamente vermelha para ng. O anfibólio é encontrado nos metatonalitos de textura média a grossa apenas quando ficam próximos a zonas de interação com os termos de textura fina. Localmente, percebe-se ocorrência de clorita como alteração da biotita ou em fraturas no plagioclásio e no anfibólio. Além da clorita em suas fraturas, percebe-se uma alteração nas suas bordas para um anfibólio de mais baixa temperatura, com ng azulado, embora de modo localizado.

A granada é a fase acessória nas composições tonalíticas, ocorrendo com formas alongadas ou arredondadas, sempre fraturadas, com poucas inclusões. Apatita e zircão também ocorrem nestas composições. Nas composições dioríticas e quartzo-dioríticas ocorrem opacos disseminados, alanita, titanita, apatita e, muito raramente, zircão.

Indicadores cinemáticos são pouco evidentes nesta escala. Entretanto, a assimetria de lentes quartzo-feldspáticas e de fitas de quartzo, biotita com formas sigmóides e sombras de pressão em porfiroclastos sugerem um movimento de topo para leste.

A microestrutura desenvolvida sobre o plagioclásio nas litologias da Associação 1 é compatível com a deformação destas rochas no estado sólido, em alta temperatura. Esta microestrutura é caracterizada principalmente por contatos interlobados entre os cristais e, conforme Passchier & Trouw (1996), é equivalente ao intervalo de temperatura da fácies anfibolito superior a granulito (>600°). Este comportamento do plagioclásio, e também do quartzo (Fig. 9A-B), materializa a textura granoblástica verificada em mesoescala. Esta microestrutura é mais desenvolvida nos metatonalitos de textura mais grossa, quando comparados com os termos de textura

fina. Relativamente, estes últimos preservam com maior frequência texturas ígneas, como cristais de plagioclásio com algumas faces retas e orientação dimensional de cristais subédricos de anfibólio.

A foliação das litologias da Associação 1 é interpretada como produto da orientação dos minerais e estruturas da rocha devido à deformação em zonas de cisalhamento, onde fluxo e recristalização no estado sólido conferem ao protólito os aspectos estruturais e texturais característicos destes processos.

As rochas da Associação 2 apresentam microestruturas relacionadas principalmente à sua cristalização, com uma componente de deformação no estado sólido mais localizada e em temperaturas mais baixas, quando comparadas com as da Associação 1. Característica marcante nesta associação mais jovem é um contraste entre o comportamento dúctil do quartzo e rúptil do plagioclásio frente à deformação. O conjunto das microestruturas identificadas é interpretado como indicativo de condições de temperaturas próximas dos 400°C, equivalentes às da fácies xisto verde superior, segundo Passchier & Trouw (1996). Indicadores cinemáticos do tipo *mica-fish* indicam um movimento lateral esquerdo. A assimetria de lentes feldspáticas porfiroclásticas, contornadas por material microcristalino rico em quartzo, é pouco desenvolvida, embora um movimento lateral esquerdo ainda possa ser verificado.

## 5. Geoquímica

Para o estudo geoquímico das litologias da Associação 1, foram selecionadas 18 amostras representativas destas rochas para determinações analíticas. Os elementos maiores e traços foram analisados no *Activation Laboratories Ltd.*, Ontario, Canadá, utilizando a técnica de FUS-ICP-ES (*Fusion Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry*) para os elementos maiores e alguns traços (Sc, Be, V, Ba, Sr, Y e Zr) e FUS-ICP-MS (*Fusion Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) para demais elementos traços e terras raras. Os resultados analíticos são apresentados nas tabelas 3, 4 e 5.

Tabela 3 – Composição química das rochas da Associação 1: elementos maiores (%peso).

amostra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Total
<b>rochas de textura fina</b>												
<b>02K</b>	48,46	16,24	11,88	0,195	5,48	9,48	1,25	1,82	2,315	0,34	1,85	99,31
<b>02D</b>	52,29	17,59	10,13	0,166	4,83	8,91	1,29	1,81	1,238	0,3	1,51	100,1
<b>02G</b>	55,03	16,71	10,58	0,173	3,6	8,15	1,55	0,98	1,254	0,38	1,1	99,52
<b>01K</b>	55,24	16,48	9,75	0,141	6,07	5,01	0,9	2,71	0,826	0,14	2,63	99,89
<b>01P</b>	56,02	15,83	8,76	0,148	6,09	7,69	2,53	1,32	0,76	0,14	1,58	100,9
<b>01J</b>	56,4	16,09	8,83	0,18	5,89	6,45	1,23	2,31	0,748	0,15	1,78	100
<b>01B</b>	57,02	16,23	8,7	0,147	4,67	7,4	2,73	1,27	0,798	0,15	1,3	100,4
<b>01Q</b>	57,06	16,25	8,71	0,148	4,68	7,42	2,76	1,26	0,801	0,15	1,27	100,5
<b>02J</b>	61,24	13,86	9,23	0,149	4,09	5,39	0,98	2,05	1,662	0,29	1,2	100,1
<b>09A</b>	62,74	15,21	6,81	0,079	3,01	2,88	2,87	2,12	0,764	0,16	2,04	98,68
<b>10A</b>	66,24	16,46	3,83	0,055	1,88	3,52	4,74	1,68	0,414	0,16	1,35	100,3
<b>07C</b>	66,61	14,94	4,82	0,08	2,14	4,54	3,66	1,51	0,445	0,15	2,07	101
<b>07A</b>	68,69	14,67	4,13	0,059	1,75	3,68	3,48	1,44	0,405	0,13	2,38	100,8
<b>rochas de textura média a grossa</b>												
<b>14A</b>	59,6	16,25	7,93	0,121	2,49	1,8	3,09	4,15	1,066	0,09	2,15	98,73
<b>05F</b>	63,05	15,11	5,6	0,099	3,42	4,5	3,51	1,56	0,525	0,17	1,51	99,05
<b>01M</b>	65,3	15,41	6,52	0,079	2,26	2,25	3,5	2,65	0,812	0,07	1,27	100,1
<b>02A</b>	67,71	15,91	4,14	0,051	1,47	3,18	3,88	1,89	0,667	0,22	1,85	101
<b>08A</b>	69,75	13,85	4,12	0,073	1,02	2,26	3,12	2,69	0,375	0,12	1,22	100,8



Tabela 4 – Composição química das rochas da Associação 1: elementos traços (ppm).

amostra	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb
<b>rochas de textura fina</b>																
02K	22	3	266	485	407	27	178	< 20	44	30	50	170	23	2	< 5	85
02D	32	2	170	217	370	28	139	310	30	< 20	20	150	22	2	< 5	82
02G	28	2	142	223	287	36	186	150	28	< 20	20	150	24	2	< 5	46
01K	31	2	135	483	190	21	120	240	37	80	20	770	20	2	10	181
01P	28	2	126	304	242	21	105	240	37	80	20	110	18	2	5	59
01J	28	2	121	359	268	22	112	230	33	80	< 10	180	18	2	< 5	163
01B	27	2	112	368	319	26	131	140	32	50	40	120	19	1	< 5	50
01Q	28	2	116	365	318	24	138	130	32	50	40	120	19	2	< 5	50
02J	25	2	201	449	193	38	243	160	27	50	20	140	20	2	< 5	91
09A	16	1	119	577	272	19	156	140	16	50	40	60	20	2	35	89
10A	7	6	56	554	555	3	118	30	8	20	30	80	20	< 1	< 5	84
07C	10	1	74	499	415	9	161	60	8	20	10	50	18	1	64	59
07A	8	1	62	402	380	7	147	40	8	< 20	20	50	15	< 1	< 5	78
<b>rochas de textura média a grossa</b>																
14A	15	1	112	1370	332	18	272	150	30	50	40	90	21	1	< 5	191
05F	14	2	114	300	361	12	111	120	21	50	60	70	20	1	< 5	87
01M	14	1	107	527	273	13	347	140	21	50	< 10	120	26	1	< 5	156
02A	8	2	40	303	317	11	249	30	10	< 20	20	100	23	1	< 5	95
08A	9	< 1	25	652	192	16	164	< 20	5	< 20	20	60	17	1	< 5	96
<b>rochas de textura fina</b>																
amostra	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U	
<b>rochas de textura fina</b>																
02K	39	< 2	< 0.5	< 0.2	8	1,1	8,7	4,5	3,1	3	0,4	9	< 0.4	8,9	2,3	
02D	9	< 2	< 0.5	< 0.2	3	1,9	13,4	3,5	0,7	2	0,4	7	< 0.4	1,7	0,8	
02G	12	< 2	< 0.5	< 0.2	5	< 0.5	6,7	5	1,1	3	0,3	6	< 0.4	2,7	1,4	
01K	4	< 2	< 0.5	0,4	15	0,8	20,8	3,1	0,5	2	1,5	148	3,6	5,1	10,4	
01P	4	< 2	< 0.5	< 0.2	5	1,8	4,6	2,8	0,4	2	0,4	10	< 0.4	2,2	1,2	
01J	4	< 2	< 0.5	< 0.2	7	2,7	20,1	2,9	0,3	2	1,3	61	0,6	2,6	0,9	
01B	4	< 2	< 0.5	< 0.2	7	< 0.5	4,3	3,5	0,4	2	0,3	11	0,7	2	1,1	
01Q	4	< 2	< 0.5	< 0.2	12	2,6	4,3	3,5	0,4	2	0,3	14	0,8	2	1,1	
02J	27	< 2	< 0.5	< 0.2	4	< 0.5	6,4	6	2,5	9	0,5	7	< 0.4	9,1	2,1	
09A	8	< 2	< 0.5	< 0.2	1	1,3	6,4	4,6	0,5	< 1	0,5	< 5	< 0.4	5,2	1	
10A	4	< 2	< 0.5	< 0.2	2	< 0.5	13,5	3,3	0,4	2	0,8	12	< 0.4	2,7	0,4	
07C	5	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	3,6	3,3	4,7	0,2	< 1	0,3	7	< 0.4	6,9	0,4	
07A	5	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	6,6	4,1	0,3	1	0,6	7	< 0.4	5,2	1,3	
<b>rochas de textura grossa</b>																
14A	13	< 2	< 0.5	< 0.2	12	< 0.5	7,5	8,7	1,1	4	0,8	< 5	< 0.4	9,9	1,9	
05F	5	< 2	< 0.5	< 0.2	4	1,2	10,4	3	1,3	10	0,6	8	< 0.4	3,6	1,2	
01M	10	< 2	< 0.5	< 0.2	7	1,5	8,7	9,1	1	1	0,9	16	< 0.4	16,6	2,3	
02A	5	< 2	< 0.5	< 0.2	3	2,4	4,6	6,2	0,7	5	0,5	20	< 0.4	3,9	1,4	
08A	7	< 2	< 0.5	< 0.2	2	< 0.5	4,1	5,1	0,7	2	0,6	18	< 0.4	5,3	1,6	

Tabela 5 – Composição química das rochas da Associação 1 – elementos terras raras (ppm).

amostra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
<b>rochas de textura fina</b>														
<b>02K</b>	46,4	94,6	10,3	38,7	7,5	2,47	7,2	1,1	5,9	1	2,9	0,4	2,5	0,36
<b>02D</b>	16,7	40,7	4,93	20,8	4,7	1,66	5,3	0,9	5,5	1,1	3,3	0,49	3,2	0,49
<b>02G</b>	24,9	58,1	7,12	30	6,6	1,98	7,1	1,2	7,3	1,4	4,3	0,65	4,2	0,62
<b>01K</b>	14,4	32,5	3,77	14,6	3,2	0,91	3,7	0,7	4	0,8	2,6	0,4	2,6	0,41
<b>01P</b>	13,3	29,8	3,37	13,1	2,8	1	3,3	0,6	3,7	0,8	2,3	0,35	2,3	0,36
<b>01J</b>	14,5	31,9	3,71	14,6	3,1	1,04	3,6	0,6	3,9	0,8	2,5	0,38	2,4	0,38
<b>01B</b>	16	37,4	4,32	16,9	3,6	1,18	4	0,7	4,5	0,9	2,8	0,43	2,8	0,43
<b>01Q</b>	15,9	36,9	4,27	16,8	3,7	1,22	4,2	0,7	4,5	0,9	2,8	0,44	2,8	0,43
<b>02J</b>	37	82,1	9,34	36	7,4	2,04	7,7	1,3	7,3	1,4	4,2	0,62	4	0,59
<b>09A</b>	24,6	50,6	6,37	22,2	4,3	1,15	3,4	0,6	3,2	0,6	2	0,3	1,9	0,29
<b>10A</b>	24,8	48,6	5,49	18	3,1	0,87	2,4	0,3	1,6	0,3	0,8	0,11	0,6	0,09
<b>07C</b>	24,4	44,2	5,11	15,6	2,8	0,69	2,1	0,4	1,9	0,4	1,1	0,16	1,1	0,16
<b>07A</b>	27,1	48,9	5,27	16,6	2,9	0,83	2,7	0,4	2,2	0,4	1,2	0,22	1,2	0,17
<b>rochas de textura média a grossa</b>														
<b>14A</b>	40,5	85,6	10,5	36,1	7	1,7	5,8	0,9	4,2	0,7	2,3	0,37	2,2	0,32
<b>05F</b>	20,4	43,6	4,97	18,8	3,6	1,07	3,2	0,5	2,5	0,5	1,4	0,2	1,3	0,2
<b>01M</b>	49,1	109	11,6	43,4	7,6	1,55	6,2	0,7	3,2	0,6	2	0,32	2,2	0,34
<b>02A</b>	18,9	42,7	4,84	19	3,8	1,43	3,5	0,5	2,7	0,5	1,2	0,15	0,9	0,13
<b>08A</b>	24,6	51,8	6,14	21	4,2	0,98	3,8	0,6	3,6	0,7	2	0,33	2	0,29

Nas rochas da Associação 1, os elementos maiores são expressos em peso percentual (%peso) e compreendem teores de sílica ( $\text{SiO}_2$ ) que variam de 48,46 a 69,75%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  relativamente elevado, variando de 13,85 a 17,59%, e álcalis moderados, com  $\text{Na}_2\text{O}$  entre 0,9 a 4,74%,  $\text{K}_2\text{O}$  entre 0,98 a 4,15%,  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  entre 2,53 a 7,24% e razão  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  variável de 0,33 a 2,82. Já o teor de  $\text{CaO}$  fica entre 1,8 a 9,48%, com razão  $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  entre 0,25 a 3,22. Os teores de ferro ( $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ ) e  $\text{MgO}$  variam entre 3,83 a 11,88% e 1,02 a 6,09%, respectivamente, com número de magnésio (#Mg) entre 33,15 a 58,20 e razão  $\text{FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}}+\text{MgO})$  entre 0,56 a 0,78 (Fig. 10).

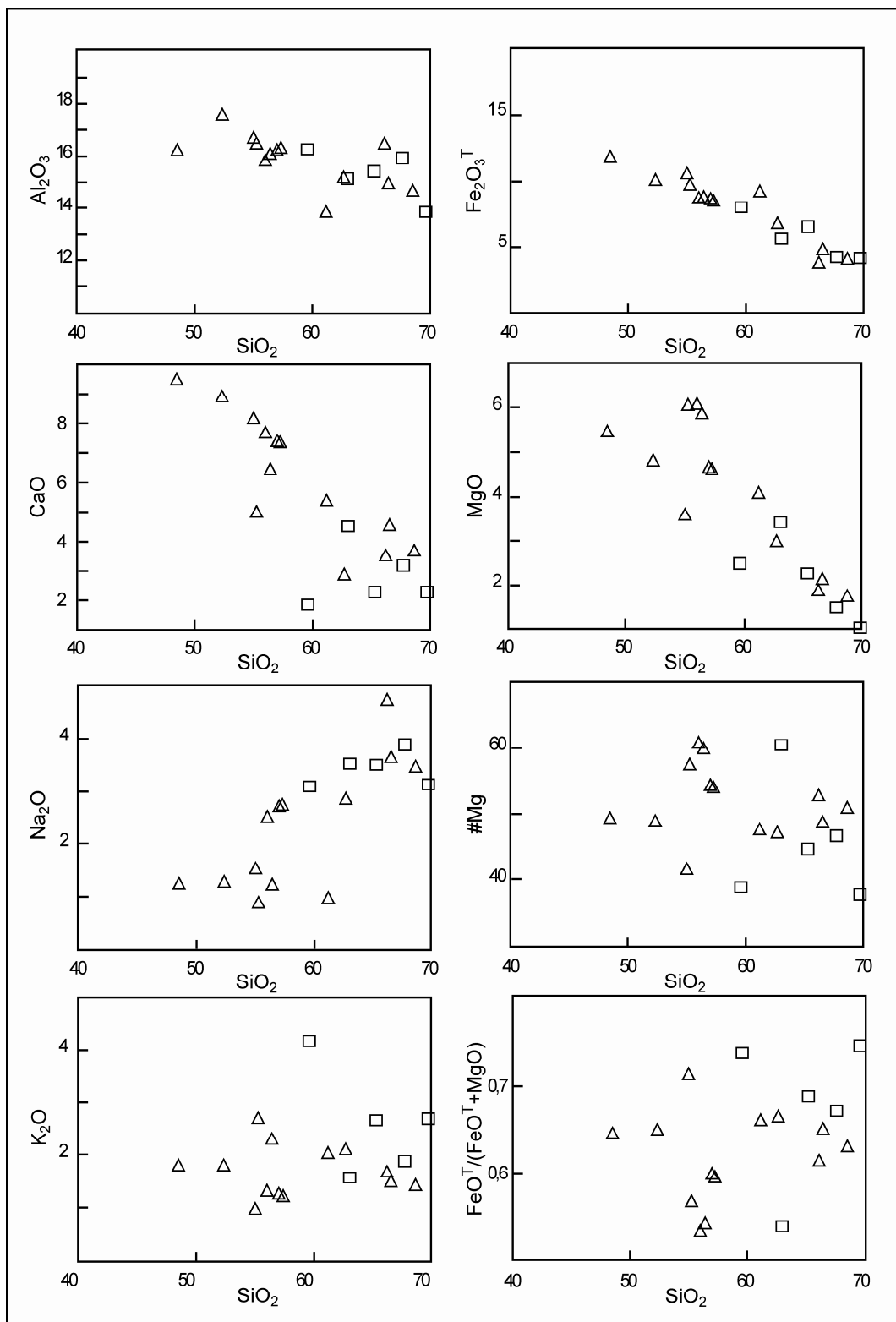


Figura 10 – Diagramas de Harker com  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciação para elementos maiores da Associação 1 (quadrados: rochas de textura média a grossa; triângulos: rochas de textura fina). Elementos maiores em peso percentual (%peso) e #Mg correspondendo à fórmula:  $100x\{(\text{MgO}/40,3)/[(\text{MgO}/40,3)+(\text{FeO}^T/71,84)]\}$ .

No diagrama TAS (Cox *et al.* 1979, modificado por Wilson, 1989) (Fig. 11A), os metatonalitos de textura média a grossa e os corpos de textura fina da Associação 1 identificam-se com a série subalcalina supersaturada em sílica. No diagrama sugerido por Peccerillo & Taylor (1976) (Fig. 11B), as rochas desta associação são similares às das séries cálcio-alcalina médio e alto potássio. O caráter cálcio-alcalino destas litologias é bem marcado no diagrama de Jensen (1976) (Fig. 11C), assim como nos diagramas de Irvine & Baragar (1971) (Fig. 11D) e  $\text{FeO}^{\text{T}}/\text{MgO}$  de Miyashiro (1974) (Fig. 11E). Observa-se, no entanto, que as amostras analisadas situam-se próximas do limite entre os campos cálcio-alcalino e toleítico (Fig. 11C-D-E), sugerindo um caráter que tende a transicional entre as duas séries.

O caráter peraluminoso a metaluminoso é demonstrado pelo diagrama  $A/(N+K)$  versus  $A/(N+K+C)$  sugerido por Maniar & Piccoli (1989) (Fig. 11F) para classificação de Shand. As rochas félsicas mostram um caráter mais peraluminoso, indicando que a peraluminosidade aumentou durante a diferenciação.

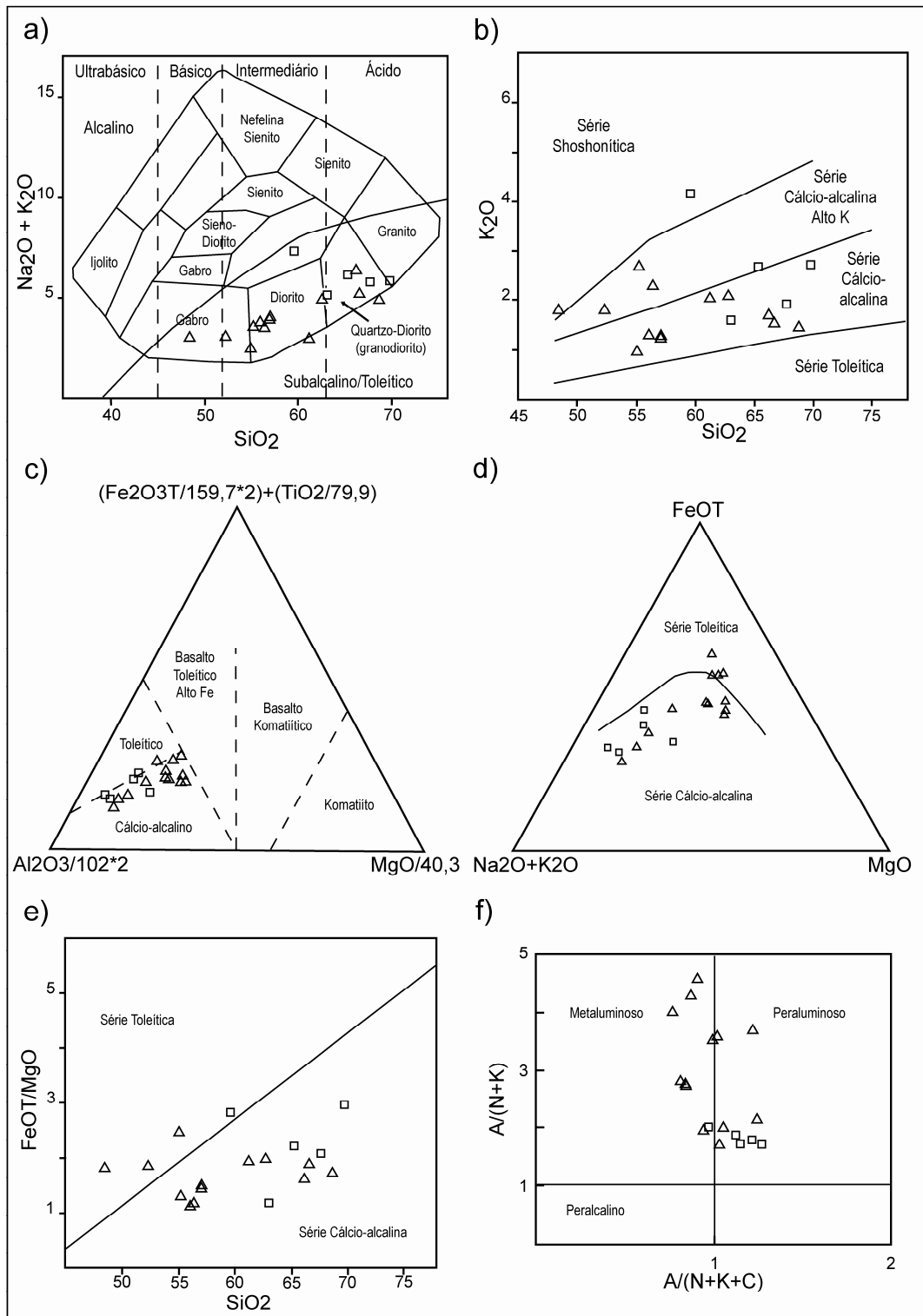


Figura 11 – Diagramas classificatórios para as rochas da Associação 1 (símbolos como na figura 10). a) diagrama TAS de Cox *et al.* (1979), adaptado por Wilson (1989), para rochas plutônicas; b) diagrama  $\text{K}_2\text{O}$  x  $\text{SiO}_2$  de Peccerillo & Taylor (1976); c) diagrama Al-Fe-Ti-Mg de Jensen (1976); d) diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971); e) diagrama  $\text{FeO}^{\text{T}}/\text{MgO}$  de Miyashiro (1974); f) diagrama  $A/(N+K)$  versus  $A/(N+K+C)$  sugerido por Maniar & Piccoli (1989) para classificação segundo Shand.  $A=(\text{Al}_2\text{O}_3/101,96)$ ;  $N=(\text{Na}_2\text{O}/61,98)$ ;  $K=(\text{K}_2\text{O}/94,20)$ ;  $C=(\text{CaO}/56,08)$ .

Segundo o esquema classificatório proposto por Frost *et al.* (2001), que leva em conta a razão  $\text{FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}}+\text{MgO})$  (Fig. 12A) e um índice de álcalis modificado ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ ) (Fig. 12B), as rochas analisadas classificam-se como granitóides magnesianos (*magnesian*) (Fig. 12A), cálcicos a cálcio-álcalinos (Fig. 12B). Em geral, os granitóides tipo A e toleíticos mostram razões  $\text{FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}}+\text{MgO})$  mais elevadas, indicativas de sua cristalização a partir de magmas menos oxidados (Nardi & Bitencourt, 2009).

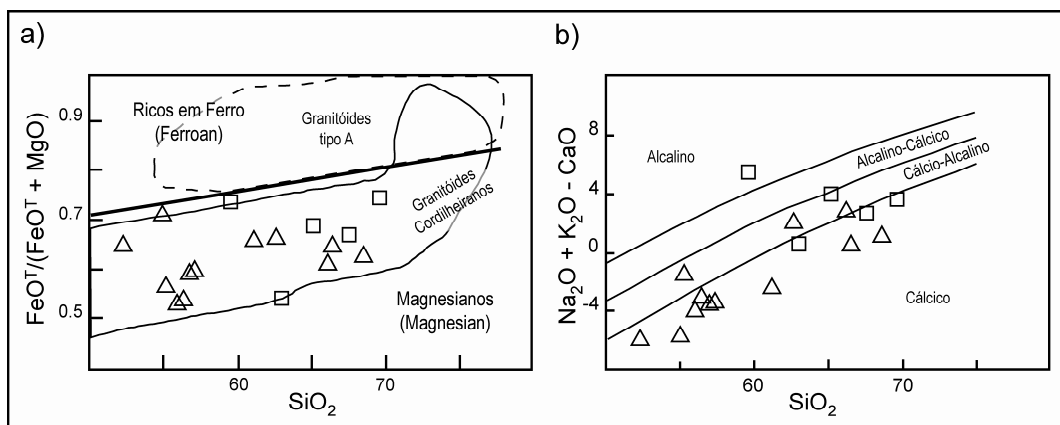


Figura 12 – Diagramas de classificação para rochas graníticas, com indicação dos campos dos granitóides tipo A (tracejado) e cordilheiranos (linha inteira), extraídos de Frost *et al.* (2001). (símbolos como na figura 10).

Os diagramas de Harker, tendo  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciação para elementos maiores (Fig. 10), sugerem que as litologias da Associação 1 possuem uma evolução comum, dado o padrão aproximadamente linear que apresentam  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ . A dispersão acentuada dos teores de  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{Na}_2\text{O}$  é provavelmente causada pela segregação de minerais precoces, como biotita e plagioclásio, este em menor proporção, durante o fluxo magmático.

Nos diagramas de variação para elementos traços, tendo também  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciação (Fig. 13), nota-se uma tendência à dispersão dos elementos incompatíveis (LILE – *large-ion lithophile elements*), como Rb, Sr e Ba. Esta dispersão pode ser dada pela segregação e acumulação de biotita e plagioclásio, como visto e sugerido para alguns elementos maiores ( $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$ ). Elementos imóveis (HFSE – *high-field strength elements*), como Nb e Ta, apresentam uma dispersão relativamente menor e mantêm uma proporção elementar aproximadamente constante. Y e Elementos Terras-Raras (ETR), como La e Yb, também apresentam uma moderada dispersão. Enquanto o La apresenta um padrão mais aleatório, Y e Yb demonstram um

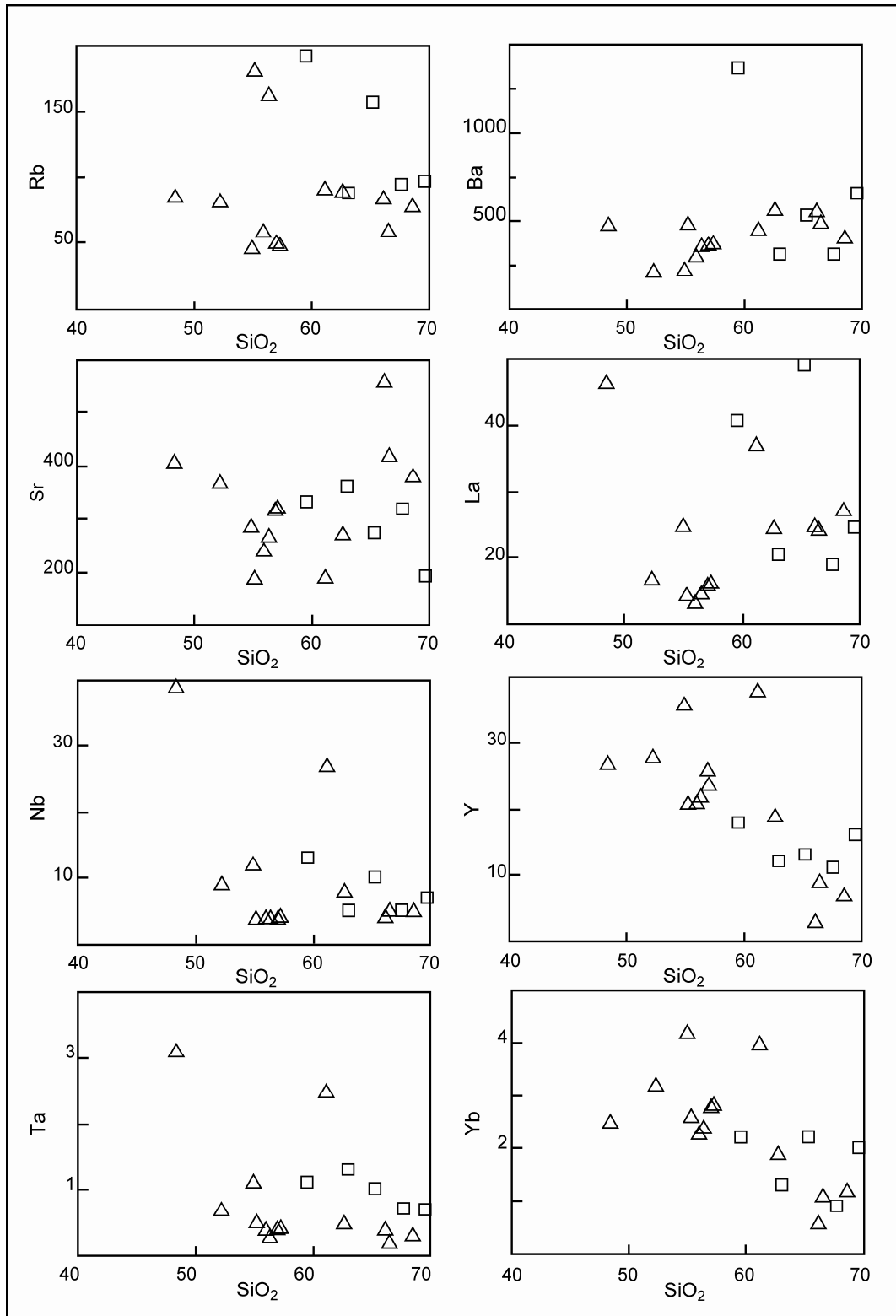


Figura 13 – Diagramas de Harker com SiO<sub>2</sub> como índice de diferenciação para elementos traços da A1 (símbolos como na figura 10). Elementos traços em ppm.

empobrecimento com o grau de diferenciação e praticamente mantêm as suas proporções elementares.

O padrão de fracionamento dos ETR demonstra um moderado enriquecimento dos elementos leves em relação aos pesados, sem anomalias significativas de Eu, quando comparados com o condrito C1 (Fig. 14). Tal comportamento pode ser devido à presença de granada no resíduo de fusão, dado o seu coeficiente de partição alto para os ETR mais pesados. A ocorrência de granada como fase residual implicaria profundidades elevadas devido à sua maior estabilidade em condições de mais alta pressão.

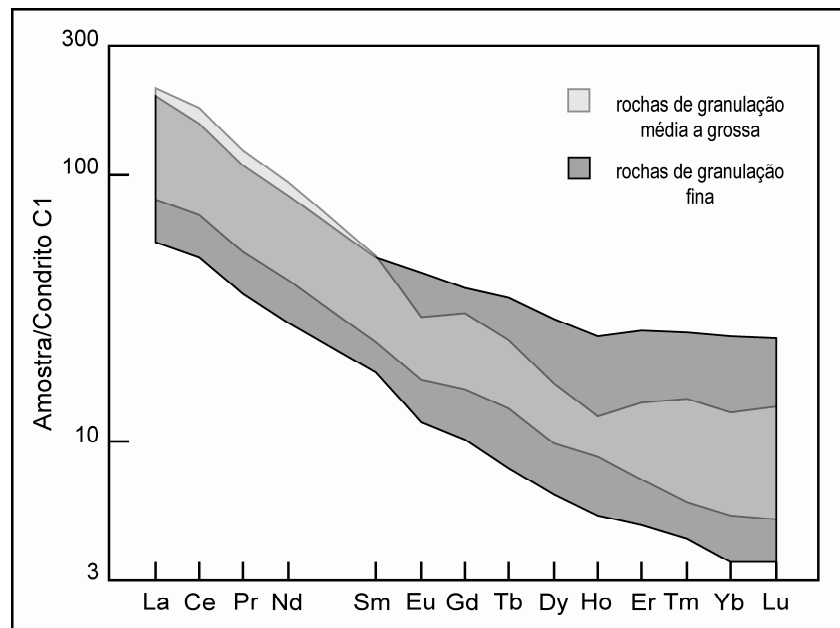


Figura 14 – Diagrama de variação dos Elementos Terras Raras (ETR), normalizados para Condrito C1.

Nos diagramas discriminatórios de ambientes geotectônicos de Pearce *et al.* (1984) (Fig. 15), as rochas da Associação 1 situam-se no campo dos Granitóide de Arcos Vulcânicos, com uma tendência quase transicional para o campo do magmatismo pós-colisional. Tal característica pode indicar um arco vulcânico maduro, ou mesmo de margem continental ativa, dado o enriquecimento em determinados elementos que indicam contribuição crustal, como Rb,  $Al_2O_3$  e  $K_2O$ . Para fins comparativos, estão plotados nas figuras 15A e 15C os campos correspondentes às análises de ortognaisses do Complexo Encantadas (Philipp *et al.*, 2008), que correspondem a uma associação litológica do tipo TTG (tonalito, trondhjemito, granodiorito) paleoproterozóica,



interpretada como o registro de um magmatismo de arco continental, localizada na porção central do ESRG. O campo do magmatismo pós-colisional de Pearce (1996) também foi colocado (Fig. 15C), dada a proximidade e a superposição das rochas analisadas com este campo.

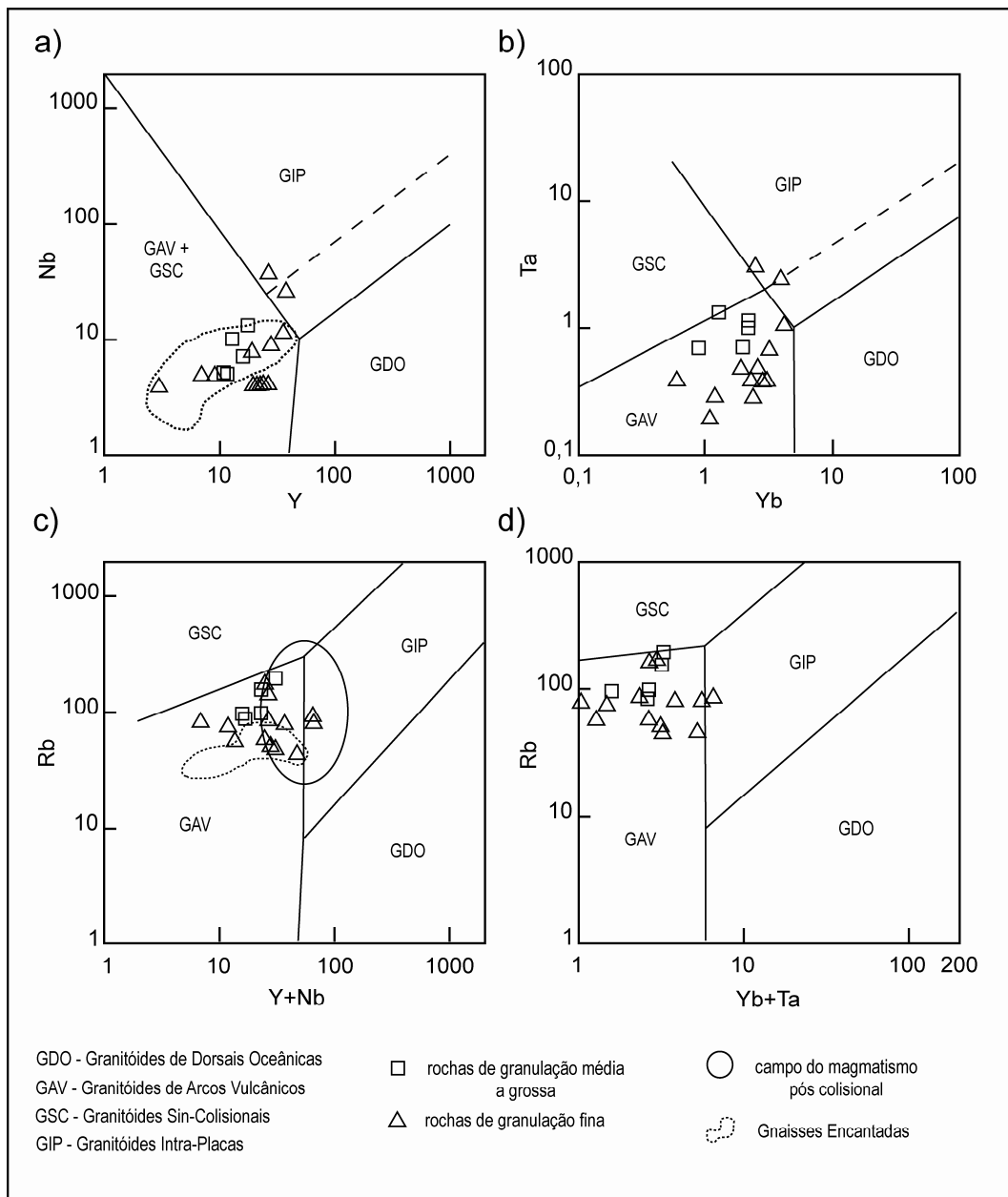


Figura 15 – Diagramas discriminatórios de ambientes geotectônicos de Pearce *et al.* (1984) para as rochas da Associação 1. Área elíptica: campo do magmatismo pós-colisional sugerido por Pearce (1996). Área irregular tracejada: Gnaisses Encantadas (Philipp *et al.*, 2008).

Junto com os elementos maiores, os elementos traços permitem uma comparação com associações litológicas do tipo TTG, conforme caracterizadas por

Condie (2005) (Tab. 6). Apesar da dispersão dada por alguns elementos como  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Sr e Y, há uma superposição em praticamente todos os intervalos. Segundo aquele autor, as associações do tipo TTG estariam associadas à fusão parcial de rochas máficas hidratadas na crosta inferior de sistemas de arcos, no campo de estabilidade hornblenda-eclogito (40 a 80 km; 700 a 800°C), com um resíduo de fusão contendo granada, responsável pela depleção dos ETR pesados em relação aos leves.

Tabela 6 – Comparação entre os parâmetros geoquímicos propostos por Condie (2005) para associações do tipo TTG proterozóicas com os da Associação 1. La e Yb normalizados para Condrito segundo os valores de Haskin *et al.* (1968) (La = 0,32; Yb = 0,186).

Parâmetro	Associações TTG proterozóicas, Condie (2005)	Associação 1
SiO <sub>2</sub>	63,7 – 70,9	63,05 – 69,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,02 – 16,58	13,85 – 16,46
Sr	314 – 632	192 – 555
Y	8,4 – 26,2	3 – 16
Yb	0,47 – 2,19	0,6 – 2,2
Nb	2,5 – 11,7	4 – 10
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	5,9 – 22,5	7,1 – 24
Sr/Y	7 – 67	12 – 185
Nb/Ta	3,2 – 16,6	3,8 – 25,0
#Mg	35,7 – 50,7	33,1 – 55,0
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,31 – 0,81	0,35 – 0,86

## 6. Discussão dos resultados

A petrologia, integrada com a geologia estrutural em diferentes escalas, permite uma compreensão da relação de mútua influência que há entre o magmatismo e a atividade tectônica, vindo a determinar a escolha de técnicas cujos resultados estejam cada vez mais atrelados às observações das relações de campo.

A simples constatação da ocorrência de granada-biotita metatonalitos, com injeções trondhjemíticas, leva à especulação de um ambiente onde processos de fusão parcial de rochas de composição basáltica sejam os mais promissores, como apregoado por diversos autores (e.g. Barker 1979; Jahn *et al.*, 1981; Defant & Drummond, 1990; Rapp *et al.*, 1991; Springer & Seck, 1997; Condie, 2005; Martin *et al.*, 2005) para as associações do tipo TTG ou adakíticas. Entretanto, a ocorrência de

corpos de textura fina contemporâneos, representados por um largo e contínuo espectro composicional de dioritos a tonalitos ricos em anfibólio e biotita, demonstra que estes processos não são os únicos a atuar no ambiente geotectônico das rochas estudadas. É provável que estejam relacionados também processos de cristalização fracionada a partir de magmas basálticos de origem francamente mantélica. Os conteúdos de minerais ferro-magnesianos hidratados, como anfibólio e biotita, esta última indicando a presença do elemento potássio, apontam para um ambiente oxidante, com alta atividade de fluidos e sugerem um papel importante desempenhado por elementos móveis de afinidade crustal. O embasamento, representado por xenólitos de rochas parametamórficas calcissilicáticas e metavulcano-sedimentares, corrobora a hipótese de um ambiente continental para este magmatismo.

A zona de cisalhamento que esta associação registra, assim como o modo de ocorrência dos seus corpos de textura fina como diques sinplutônicos, demonstram não só o papel da tectônica de um ambiente específico na deformação das rochas estudadas, mas também a sua influência no contínuo aporte e alojamento de magmas, e na promoção da mistura heterogênea, por vezes homogênea, dos mesmos. Este vínculo entre tectônica e magmatismo é reforçado por D'Lemos *et al.* (1992), através de estudos em orógenos transpressivos, onde estruturas translitosféricas são citadas como responsáveis pelo transporte e alojamento de magmas graníticos. De igual importância são as concepções de Bonin *et al.* (2005), que estabelece uma conexão entre magmatismo mantélico e crustal.

O controle do aporte dos magmas básicos em uma zona de cisalhamento originalmente subhorizontal demonstra a sua considerável profundidade, uma vez que estruturas cisalhantes desta geometria em níveis crustais mais rasos não são promissoras para o transporte de magmas de origem profunda, ou mantélica. As microestruturas, compatíveis com condições térmicas equivalentes às da fácies anfibolito superior a granulito, corroboram não só a profundidade desta estrutura, mas indicam também um ambiente onde o gradiente geotérmico era elevado.

Apesar de as estruturas primárias e os contatos originais estarem intensamente cisalhados e paralelizados devido à deformação não coaxial em uma zona de cisalhamento, ainda se percebe a compatibilidade estrutural entre as foliações dos metatonalitos de textura medi a grossa e dos corpos de textura fina da Associação 1, bem como as relações de mútua intrusão entre ambas em zonas de mais baixa deformação. A ausência de um nítido truncamento das estruturas primárias por esta

deformação aponta para uma possível relação de contemporaneidade entre o magmatismo da Associação 1 e este episódio deformacional. A presença de textura granoblástica interlobada no plagioclásio indica que processos de recristalização dinâmica ocorreram em um ambiente com fortes tensões provocadas pela deformação (Passchier & Trouw, 1996). Ao cessar a deformação principal, com um ambiente ainda quente, há uma tendência a processos de recristalização estática, com redução da área dos limites de grãos (*grain boundary area reduction*) e formação de contatos intercristalinos mais retos e junções tríplices com ângulo de 120°, formando a típica textura granoblástica poligonal, ausente na A1.

Dada a relação entre as estruturas deformacionais com o magmatismo da Associação 1, os processos de recristalização verificados são interpretados como tardios à cristalização desta associação, catalisados pelo calor da intrusão e do próprio ambiente de gradiente geotérmico elevado. Tais evidências são típicas do metamorfismo em zonas de cisalhamento com magmatismo sintectônico associado.

Atrelado aos dados de campo e petrográficos, o comportamento geoquímico das rochas em estudo reforça a hipótese de um magmatismo de arco, mais especificamente de ambiente continental. A afinidade cálcio-alcálica médio a alto potássio, o caráter metaluminoso a peraluminoso, o enriquecimento em elementos incompatíveis e o comportamento de elementos-traços como Rb, Nb, Ta, Y e Yb nos diagramas discriminatórios de ambientes geotectônicos de Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996), conduzem a esta conclusão. A contemporaneidade, demonstrada em mesoescala pelas relações de mútua intrusão entre os metatonalitos de textura média a grossa e os corpos de textura fina da Associação 1, é reforçada pelo comportamento de elementos maiores e traços, como  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3^T$ , CaO,  $Na_2O$ , Ba, Sr, Y e Yb, cujo padrão linear sugere uma evolução comum.

Considerando também o padrão dos ETR, com enriquecimento dos leves em relação aos pesados, o conjunto das informações geoquímicas permite uma comparação com associações do tipo TTG (tonalito, trondhjemitó, granodiorito), conforme descritas por Condie (2005) e demais autores (e.g., Barker 1979; Jahn *et al.*, 1981; Rapp *et al.*, 1991; Springer & Seck, 1997; Martin *et al.*, 2005). Apesar de os autores considerarem que estas associações seriam o produto da fusão parcial de rochas basálticas, com resíduos eclogíticos ou granulíticos contendo granada, a ocorrência de dioritos implica que processos de diferenciação de magmas basálticos, de origem mantélica, também estejam envolvidos na formação das rochas da Associação 1. A

relação com magmas básicos é pouco referida nos estudos de associações do tipo TTG, salvo por breves comentários de Springer & Seck (1997), que argumentam a possibilidade de fusões dioríticas serem extraídas com o aumento do grau de fusão parcial de granulitos básicos, ou de Barker (1979) e McGregor (1979), que relatam a associação comum entre TTGs e litologias basálticas, algumas interpretadas como enxames de diques metamorfizados (McGregor, 1979).

A integração dos dados discutidos permite estabelecer que nas partes inferiores da crosta de um arco magmático continental, magmas oriundos da fusão parcial de rochas de composição básica sofram mistura com magmas dioríticos ou básicos oriundos da fusão parcial do manto. A estrutura tectônica, sempre ativa, seria a responsável pela justaposição e promoveria a mistura de magmas de composições e origens distintas, embora com uma evolução comum. Tal singularidade seria muito plausível em um ambiente de estruturação complexa como é um arco magmático em limites de placas convergentes, associado à subducção de crosta oceânica sob uma cunha mantélica que é sobreposta por uma crosta continental. Entre os processos geradores de magmas nestes ambientes (e.g. Barker, 1979; Defant & Drummond, 1990; Condie, 2005; Martin *et al.*, 2005) citam-se: desidratação da placa subductante no campo de estabilidade do anfibólio, com indução à fusão ou mesmo metassomatismo da cunha mantélica sobreposta pelos fluidos ascendentes, gerando o clássico magmatismo cálcio alcalino; diferentes graus de contaminação das possíveis fusões da placa oceânica com o manto sobrejacente até a sua colocação em diferentes níveis das porções crustais, onde também ocorrerão contaminações distintas; fusão do manto que foi diversamente metassomatizado pelos fluidos e fusões da placa descendente e sua colocação na crosta, também em diferentes níveis. A estes distintos e complexos processos de geração soma-se o campo tensional gerado pela colisão de placas, responsável pela criação de zonas de cisalhamento, conforme sugerem os lineamentos demonstrados por modelos geofísicos para estas áreas (Bostock, 1999), os quais apontam para uma litosfera com descontinuidades lateralmente heterogêneas, muitas emergindo do manto para dentro da crosta continental inferior, abaixo de suturas colisionais e de arcos magmáticos antigos. Destaca-se aqui a influência destas estruturas no aporte de magmas e deformação de rochas em um cinturão do tipo Andino que em cima se constrói. Apesar da complexidade petrogenética (fusão da placa ou do manto), uma assinatura geológica deste ambiente ainda é possível de ser interpretada em uma escala mais ampla: um arco magmático continental.

Resultados preliminares obtidos em zircões dos metatonalitos de textura média a grossa estudados indicam uma idade paleoproterozóica ( $2.148 \pm 33$  M.a.) para o magmatismo da Associação 1. Esses resultados, em conjunto com os dados geoquímicos, permitem comparar a sequência estudada com os ortognaisses do Complexo Encantadas (CE), caracterizados por Philipp *et al.* (2008) como uma associação do tipo TTG contendo gnaisses dioríticos e ocorrência subordinada de hornblenditos. Segundo os autores, estas rochas seriam o registro de um arco magmático continental paleoproterozóico, com idades ígneas e metamórficas de  $2.263 \pm 6$  M.a. e  $2.045 \pm 10$  M.a., respectivamente. Apesar do diacronismo entre as idades ígneas do CE e da A1, a diferença de 115 M.a. ainda estaria de acordo com o intervalo de tempo de duração de um arco continental, citando-se os 250 M.a. de evolução do sistema de subducção Andino (Wilson, 1989).

Segundo Philipp *et al.* (2008), os gnaisses tonalíticos e trondhjemíticos do CE são comparáveis às associações do tipo TTG, e seus protólitos são interpretados como oriundos da fusão parcial de rochas basáltica hidratadas, conduzindo a um resíduo eclogítico que continha granada. Já os protólitos dos gnaisses dioríticos, são interpretados como originados de processos de fusão parcial de manto que foi metassomatizado por fluidos da placa subductante em um arco continental. O metamorfismo atuante nas rochas do CE é caracterizado por textura granoblástica poligonal dos minerais e bandamento gnáissico bem desenvolvido, o que não é verificado na A1.

Nos diagramas discriminatórios de ambientes geotectônicos (Pearce *et al.*, 1984; Pearce, 1996), verifica-se que as rochas da A1 apresentam uma maior superposição com o campo do magmatismo pós-colisional quando comparadas com o CE, o que pode indicar uma maior maturidade no arco continental. Nas rochas estudadas, a ausência do metamorfismo verificado no Complexo Encantadas, a idade ígnea mais jovem e a maior proximidade com o campo pós-colisional sugerem que o magmatismo da A1 poderia assinalar uma evolução mais madura e tardia daquele arco magmático.

## **7. Considerações Finais e Conclusões**

As rochas da Associação 1, que faz parte do Complexo Arroio dos Ratos, resultam de magmatismo de arco continental relacionado ao período Paleoproterozóico. A deformação das litologias é característica de magmatismo sintectônico a zonas de

cisalhamento, e os processos de recristalização verificados são considerados tardios em relação à cristalização destes magmas, e não o resultado de um evento metamórfico posterior ao resfriamento das mesmas. A similaridade com associações do tipo TTG é bem marcada, mas processos de diferenciação de magmas de origem mantélica também têm a sua influência na evolução da A1, resultando na ocorrência de magmas dioríticos contemporâneos aos magmas tonalíticos. Apesar da distância que separa a associação estudada e o Complexo Encantadas, uma correlação entre estas unidades é possível, dado que a ocorrência destas litologias na região do estudo é caracterizada como septos do embasamento do CCSb. A A1 representaria uma evolução mais madura e tardia do arco do CE.

#### **Agradecimentos**

O primeiro autor agradece à CAPES pela bolsa de mestrado e ao CNPq pelo suporte financeiro para trabalhos de campo e laboratório. Ambas as instituições foram importantes na produção do presente artigo, que é parte da dissertação de mestrado do autor, apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Mestre em Geociências.

## CAPÍTULO V

### CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

A petrologia, integrada com a geologia estrutural em diferentes escalas, permite uma compreensão da relação de mútua influência que há entre o magmatismo e a atividade tectônica, vindo a determinar a escolha de técnicas cujos resultados estejam cada vez mais atrelados às observações das relações de campo.

A simples constatação da ocorrência de granada-biotita metatonalitos, com injeções trondhjemíticas, leva à especulação de um ambiente onde processos de fusão parcial de rochas de composição basáltica sejam os mais promissores, como apregoado por diversos autores (e.g. Barker 1979; Jahn *et al.*, 1981; Defant & Drummond, 1990; Rapp *et al.*, 1991; Springer & Seck, 1997; Condie, 2005; Martin *et al.*, 2005) para as associações do tipo TTG ou adakíticas. Entretanto, a ocorrência de corpos de textura fina contemporâneos, representados por um largo e contínuo espectro composicional de dioritos a tonalitos ricos em anfibólio e biotita, demonstra que estes processos não são os únicos a atuar no ambiente geotectônico das rochas estudadas. É provável que estejam relacionados também processos de cristalização fracionada a partir de magmas basálticos de origem francamente mantélica. Os conteúdos de minerais ferro-magnesianos hidratados, como anfibólio e biotita, esta última indicando a presença do elemento potássio, apontam para um ambiente oxidante, com alta atividade de fluidos e sugerem um papel importante desempenhado por elementos móveis de afinidade crustal. O embasamento, representado por xenólitos de rochas parametamórficas calcissilicáticas e metavulcano-sedimentares, corrobora a hipótese de um ambiente continental para este magmatismo.

A zona de cisalhamento que esta associação registra, assim como o modo de ocorrência dos seus corpos de textura fina como diques sinplutônicos, demonstram não só o papel da tectônica de um ambiente específico na deformação das rochas estudadas, mas também a sua influência no contínuo aporte e alojamento de magmas, e na promoção da mistura heterogênea, por vezes homogênea, dos mesmos. Este vínculo entre tectônica e magmatismo é reforçado por D'Lemos *et al.* (1992), através de estudos em orógenos transpressivos, onde estruturas translitosféricas são citadas como



responsáveis pelo transporte e alojamento de magmas graníticos. De igual importância são as concepções de Bonin *et al.* (2005), que estabelece uma conexão entre magmatismo mantélico e crustal.

O controle do aporte dos magmas básicos em uma zona de cisalhamento originalmente subhorizontal demonstra a sua considerável profundidade, uma vez que estruturas cisalhantes desta geometria em níveis crustais mais rasos não são promissoras para o transporte de magmas de origem profunda, ou mantélica. As microestruturas, compatíveis com condições térmicas equivalentes às da fácies anfibolito superior a granulito, corroboram não só a profundidade desta estrutura, mas indicam também um ambiente onde o gradiente geotérmico era elevado.

Apesar de as estruturas primárias e os contatos originais estarem intensamente cisalhados e paralelizados devido à deformação não coaxial em uma zona de cisalhamento, ainda se percebe a compatibilidade estrutural entre as foliações dos metatonalitos de textura medi a grossa e dos corpos de textura fina da Associação 1, bem como as relações de mútua intrusão entre ambas em zonas de mais baixa deformação. A ausência de um nítido truncamento das estruturas primárias por esta deformação aponta para uma possível relação de contemporaneidade entre o magmatismo da Associação 1 e este episódio deformacional. A presença de textura granoblástica interlobada no plagioclásio indica que processos de recristalização dinâmica ocorreram em um ambiente com fortes tensões provocadas pela deformação (Passchier & Trouw, 1996). Ao cessar a deformação principal, com um ambiente ainda quente, há uma tendência a processos de recristalização estática, com redução da área dos limites de grãos (*grain boundary area reduction*) e formação de contatos intercrystalinos mais retos e junções tríplices com ângulo de 120°, formando a típica textura granoblástica poligonal, ausente na A1.

Dada a relação entre as estruturas deformacionais com o magmatismo da Associação 1, os processos de recristalização verificados são interpretados como tardios à cristalização desta associação, catalisados pelo calor da intrusão e do próprio ambiente de gradiente geotérmico elevado. Tais evidências são típicas do metamorfismo em zonas de cisalhamento com magmatismo sintectônico associado.

Atrelado aos dados de campo e petrográficos, o comportamento geoquímico das rochas em estudo reforça a hipótese de um magmatismo de arco, mais especificamente de ambiente continental. A afinidade cálcio-alcalina médio a alto potássio, o caráter metaluminoso a peraluminoso, o enriquecimento em elementos

incompatíveis e o comportamento de elementos-traços como Rb, Nb, Ta, Y e Yb nos diagramas discriminatórios de ambientes geotectônicos de Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996), conduzem a esta conclusão. A contemporaneidade, demonstrada em mesoescala pelas relações de mútua intrusão entre os metatonalitos de textura média a grossa e os corpos de textura fina da Associação 1, é reforçada pelo comportamento de elementos maiores e traços, como  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ , CaO,  $\text{Na}_2\text{O}$ , Ba, Sr, Y e Yb, cujo padrão linear sugere uma evolução comum.

Considerando também o padrão dos ETR, com enriquecimento dos leves em relação aos pesados, o conjunto das informações geoquímicas permite uma comparação com associações do tipo TTG (tonalito, trondhjemito, granodiorito), conforme descritas por Condie (2005) e demais autores (e.g., Barker 1979; Jahn *et al.*, 1981; Rapp *et al.*, 1991; Springer & Seck, 1997; Martin *et al.*, 2005). Apesar de os autores considerarem que estas associações seriam o produto da fusão parcial de rochas basálticas, com resíduos eclogíticos ou granulíticos contendo granada, a ocorrência de dioritos implica que processos de diferenciação de magmas basálticos, de origem mantélica, também estejam envolvidos na formação das rochas da Associação 1. A relação com magmas básicos é pouco referida nos estudos de associações do tipo TTG, salvo por breves comentários de Springer & Seck (1997), que argumentam a possibilidade de fusões dioríticas serem extraídas com o aumento do grau de fusão parcial de granulitos básicos, ou de Barker (1979) e McGregor (1979), que relatam a associação comum entre TTGs e litologias basálticas, algumas interpretadas como enxames de diques metamorfizados (McGregor, 1979).

A integração dos dados discutidos permite estabelecer que nas partes inferiores da crosta de um arco magmático continental, magmas oriundos da fusão parcial de rochas de composição básica sofram mistura com magmas dioríticos ou básicos oriundos da fusão parcial do manto. A estrutura tectônica, sempre ativa, seria a responsável pela justaposição e promoveria a mistura de magmas de composições e origens distintas, embora com uma evolução comum. Tal singularidade seria muito plausível em um ambiente de estruturação complexa como é um arco magmático em limites de placas convergentes, associado à subducção de crosta oceânica sob uma cunha mantélica que é sobreposta por uma crosta continental. Entre os processos geradores de magmas nestes ambientes (e.g. Barker, 1979; Defant & Drummond, 1990; Condie, 2005; Martin *et al.*, 2005) citam-se: desidratação da placa subductante no campo de estabilidade do anfibólio, com indução à fusão ou mesmo metassomatismo da

cunha mantélica sobreposta pelos fluidos ascendentes, gerando o clássico magmatismo cálcio alcalino; diferentes graus de contaminação das possíveis fusões da placa oceânica com o manto sobrejacente até a sua colocação em diferentes níveis das porções crustais, onde também ocorrerão contaminações distintas; fusão do manto que foi diversamente metassomatizado pelos fluidos e fusões da placa descendente e sua colocação na crosta, também em diferentes níveis. A estes distintos e complexos processos de geração soma-se o campo tensional gerado pela colisão de placas, responsável pela criação de zonas de cisalhamento, conforme sugerem os lineamentos demonstrados por modelos geofísicos para estas áreas (Bostock, 1999), os quais apontam para uma litosfera com descontinuidades lateralmente heterogêneas, muitas emergindo do manto para dentro da crosta continental inferior, abaixo de suturas colisionais e de arcos magmáticos antigos. Destaca-se aqui a influência destas estruturas no aporte de magmas e deformação de rochas em um cinturão do tipo Andino que em cima se constrói. Apesar da complexidade petrogenética (fusão da placa ou do manto), uma assinatura geológica deste ambiente ainda é possível de ser interpretada em uma escala mais ampla: um arco magmático continental.

Resultados preliminares obtidos em zircões dos metatonalitos de textura média a grossa estudados indicam uma idade paleoproterozóica ( $2.148 \pm 33$  M.a.) para o magmatismo da Associação 1. Esses resultados, em conjunto com os dados geoquímicos, permitem comparar a sequência estudada com os ortognaisses do Complexo Encantadas (CE), caracterizados por Philipp *et al.* (2008) como uma associação do tipo TTG contendo gnaisses dioríticos e ocorrência subordinada de hornblenditos. Segundo os autores, estas rochas seriam o registro de um arco magmático continental paleoproterozóico, com idades ígneas e metamórficas de  $2.263 \pm 6$  M.a. e  $2.045 \pm 10$  M.a., respectivamente. Apesar do diacronismo entre as idades ígneas do CE e da A1, a diferença de 115 M.a. ainda estaria de acordo com o intervalo de tempo de duração de um arco continental, citando-se os 250 M.a. de evolução do sistema de subducção Andino (Wilson, 1989).

Segundo Philipp *et al.* (2008), os gnaisses tonalíticos e trondhjemíticos do CE são comparáveis às associações do tipo TTG, e seus protólitos são interpretados como oriundos da fusão parcial de rochas basáltica hidratadas, conduzindo a um resíduo eclogítico que continha granada. Já os protólitos dos gnaisses dioríticos, são interpretados como originados de processos de fusão parcial de manto que foi metassomatizado por fluidos da placa subductante em um arco continental. O

metamorfismo atuante nas rochas do CE é caracterizado por textura granoblástica poligonal dos minerais e bandamento gnáissico bem desenvolvido, o que não é verificado na A1.

Nos diagramas discriminatórios de ambientes geotectônicos (Pearce *et al.*, 1984; Pearce, 1996), verifica-se que as rochas da A1 apresentam uma maior superposição com o campo do magmatismo pós-colisional quando comparadas com o CE, o que pode indicar uma maior maturidade no arco continental. Nas rochas estudadas, a ausência do metamorfismo verificado no Complexo Encantadas, a idade ígnea mais jovem e a maior proximidade com o campo pós-colisional sugerem que o magmatismo da A1 poderia assinalar uma evolução mais madura e tardia daquele arco magmático.

Concluindo, as rochas da Associação 1, que faz parte do Complexo Arroio dos Ratos, resultam de magmatismo de arco continental relacionado ao período Paleoproterozóico. A deformação das litologias é característica de magmatismo sintectônico a zonas de cisalhamento, e os processos de recristalização verificados são considerados tardios em relação à cristalização destes magmas, e não o resultado de um evento metamórfico posterior ao resfriamento das mesmas. A similaridade com associações do tipo TTG é bem marcada, mas processos de diferenciação de magmas de origem mantélica também têm a sua influência na evolução da A1, resultando na ocorrência de magmas dioríticos contemporâneos aos magmas tonalíticos. Apesar da distância que separa a associação estudada e o Complexo Encantadas, uma correlação entre estas unidades é possível, dado que a ocorrência destas litologias na região do estudo é caracterizada como septos do embasamento do CCSb. A A1 representaria uma evolução mais madura e tardia do arco do CE.

## CAPÍTULO VI

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barker, E. 1979. *Trondhjemites, dacites, and related rocks*. New York, Elsevier, 659p.
- Bitencourt, M.F.A.S. & Nardi, L.V.S. 1993. Late- to Post-collisional Brasiliano Magmatism in Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65: 3-16.
- Bitencourt, M.F.A.S. 1996. Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento. Porto Alegre, 310p. Tese de doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Bitencourt, M.F.A.S. & NARDI, L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the southern Brazilian shear belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 186-189.
- Bonin, B. & Bébien, J. 2005. The granite-upper mantle connection in terrestrial planetary bodies: an anomaly to the current paradigm? *Lithos*, 80: 131-145.
- Bostock, M.G. 1999. Seismic imaging of lithospheric discontinuities and continental evolution. *Lithos*, 48: 1-16.
- Centeno, A.P. 2008. Geologia dos granitóides Sanga do Areal, intrusivos no Complexo Arroio dos Ratos, na região de Quitéria – Serra do Erval, RS. Porto Alegre, 45p. Monografia de conclusão de curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Condie, K.C. 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, 80: 33-44.
- Defant, M.J. & Drummond, M.S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of Young subducted lithosphere. *Nature*, 347:662-665.
- De Souza, Z.S., Martin, H., Peucat, J.J., De Sá, E.F.J. & Macedo, M.H.F. 2007. Calc-alkaline magmatismo at the Archean-Proterozoic transition: the Caicó Complex Basemente (NE Brazil). *Journal of Petrology*, 48(11): 2149-2185.
- D'Lemos, R.S., Brown, M. & Strachan, R.A. 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society of London*, 149:487-490.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E. & Camozzato, E. 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte 1 – Uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 351-374.

- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A. & Porcher, C.C. 1990. Esboço estrutural de parte do batólito Pelotas - Região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geologica Leopoldensia*, 13(30): 117-138.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A. & Porcher, C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1): 77-96.
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., Porcher, C.C., Vieira Jr., N., Marques-Toigo, M., Guerra-Sommer, M., Piccoli, A.E. 1988. *Mapa geológico de parte das folhas de Quitéria (SH 22-Y-B-I-4) e Várzea do Capivarita (SH 22-Y-B-I-3), RS*. Porto Alegre, UFRGS, Série Mapas, 1 v., 1 mapa preto e branco, escala 1:50.000.
- Fontana, E. 2008. Granitóides Arroio Divisa: considerações estratigráficas e petrogenéticas. Porto Alegre, 63p. Monografia de conclusão de curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Frost, B.R., Barnes, C., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. & Frost, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42: 2033-2048.
- Gregory, T.R. 2007. Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo precoce do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos. Porto Alegre, 54p. Monografia de conclusão de curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A. & Wildeman, T.R. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the REE. In: Ahrens, L.H. (Ed.). *Origin and Distribution of the Elements*. New York, Pergamon Press, p. 889-912.
- Hibbard, M.J. 1995. *Petrography to petrogenesis*. New Jersey, Prentice Hall, 604p.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Jahn, B.M., Glikson, A.Y., Peucat, J.J. & Hickman, A.H. 1981. REE geochemistry and isotopic data of Archean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, Western Australia: implications for the early crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45: 1633-1652.
- Jensen, L.S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Division of Mines, Miscellaneous Paper*, 6: 1-22.
- Kampunzu, A.B., Tombale, A.R., Zhai, M., Bagai, Z., Majaule, T. & Modisi, M.P. 2003. Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a Neoproterozoic continental active margin in the Zimbabwe craton. *Lithos*, 71: 431-460.
- Knijnik, D.B. 2008. Posicionamento estrutural, caracterização petrográfica e geoquímica do Granodiorito Cruzeiro do Sul e rochas máficas associadas, região de Quitéria, RS. Porto Alegre, 64p. Monografia de conclusão de curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Kruhl, J.H. 1996. Prism- and basis-parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 14: 581-589.

- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F. & Champion, D. 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79:1-24.
- McGregor, V.R. 1979. Archean gray gneisses and the origin of the continental crust: evidence from the Godthab region, West Greenland. *In: Barker, E. (Ed.). Trondhjemites, dacites, and related rocks*. New York, Elsevier, p. 169-204.
- Mesquita, M.J.M. & Fernandes, L.A.D. 1990. Petrografia dos granitóides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Região de Quitéria-Capivarita). *Acta Geologica Leopoldensia*, 13(30): 55-74.
- Miyashiro, A. 1974. Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274: 321-355.
- Naqvi, S.M. & Rana Prathap, J.G. 2007. Geochemistry of adakites from Neoproterozoic active continental margin of Shimoga schist belt, Western Dharwar Craton, India: Implications for the genesis of TTG. *Precambrian Research*, 156: 32-54.
- Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F.A.S. 2007. Magmatismo granítico e evolução crustal no sul do Brasil. *In: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (Ed.). 50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições*. Porto Alegre, Editora Comunicação e Identidade, CIGO e IG-UFRGS, p. 125-141.
- Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M.F.A.S. 2009. A-type granitoids in post-collisional settings from southernmost Brazil: their classification and relationship with magmatic series. *Canadian Mineralogist*, 47(6): 1493-1504.
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A. 1996 *Microtectonics*. Berlin, Springer, 302p.
- Pearce, J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4):120-125.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. & Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Peccerillo, R. & Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu área, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- Phillip, R.P., Lusa, M. & Nardi, L.V.S. 2008. Petrology of dioritic, tonalitic and trondhjemitic gneisses from Encantadas Complex, Santana da Boa Vista, southernmost Brazil: paleoproterozoic continental-arc magmatism. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 80(4): 1-14.
- Picada, R.S. 1971. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-rio-grandense. Caracterização dos sistemas de falhas. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 25., 1971, São Paulo. *Anais...* São Paulo, SBG, v.1, p. 167-191.

- Ramgrab, G.E. (Coord.) 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Folha Porto Alegre SH.22-Y-B. Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:250.000. Brasília, CPRM, 164p.
- Rapp, R.P., Watson, E.B. & Miller, C.F. 1991. Partial melting of amphibolites/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research*, 51: 1-25.
- Rollinson, H. & Martin, H. 2005. Geodynamic controls on adakite, TTG and sanukitoid genesis: implications for models of crust formation. Introduction to the Special Issue. *Lithos*, 79: ix-xii.
- Rollinson, H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Singapore, Pearson Education, 352p.
- Samsonov, A.V., Bogina, M.M., Bibikova, E.V., Petrova, A.Y. & Shchipanski, A.A. 2005. The relationship between adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: implications for the tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield. *Lithos*, 79: 83-106.
- Smithies, R.H. 2000. The Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. *Earth and Planetary Science Letters*, 182: 115-125.
- Springer, W. & Seck, H.A. 1997. Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implications for the origin of TTG magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127: 30-45.
- Streckeisen, A.L. 1976. To each plutonic rock, its proper name. *Earth Sciences Reviews*, 12: 1-33.
- UFRGS 2006. *Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte da Folha Quitéria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4), RS*. Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- UFRGS 2007. *Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Quitéria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4) e Serra do Erval SH 22-Y-B-II-3 (MI2986/3), RS*. Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Londres, Chapman & Hall, 466p.



## ANEXO A

## Carta de recebimento da submissão do artigo



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
*Pesquisas em Geociências*

Porto Alegre, 05 de fevereiro de 2010.

Para  
Tiago Rafael Gregory e colaboradores

Prezados colegas

Venho comunicar o recebimento do manuscrito abaixo listado, submetido para publicação em *Pesquisas em Geociências*, órgão de divulgação científica editado pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Agradeço a seleção de *Pesquisas em Geociências* para a publicação de sua contribuição.

Título: Caracterização estrutural e petrológica de metatonalitos e metadioritos do Complexo Arroio dos Ratos na sua seção-tipo, região de Quitéria, RS.

Autores: Tiago Rafael Gregory, Maria de Fátima Bitencourt, Lauro V.S. Nardi.

Atenciosamente,

Prof. Dr. Paulo Alves de Souza  
Editor Chefe

---

***Pesquisas em Geociências***  
Instituto de Geociências – Departamento de Paleontologia e Estratigrafia  
Av. Bento Gonçalves, nº 9500 - Bloco 1 - Prédio 43127, Sala 209  
CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil.  
Tel.: +55.51.3308.7386  
Email: paulo.alves.souza@ufrgs.br