Pesquisas em Geociências

http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias

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

Tiago Rafael Gregory, Maria de Fátima Bitencourt, Lauro Valentim Stoll Nardi

Pesquisas em Geociências, 38 (1): 85-108, jan./abr., 2011.

Versão online disponível em:
http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/23837

Publicado por

Instituto de Geociências

Portal de Periódicos

UFRGS

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br
Políticas: http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy
Submissão: http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions
Diretrizes: http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines

Data de publicação - jan./abr., 2011.
Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

Pesquisas em Geociências, 38 (1): 85-108, jan./abr. 2011 ISSN 1518-2398
Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil E-ISSN 1807-9806

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

Tiago Rafael GREGORY[1], Maria de Fátima BITENCOURT[2] & Lauro Valentim Stoll NARDI[2]

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; lauro.nardi@ufrgs.br.

Recebido em 03/2010. Aceito para publicação em 03/2011.
Versão *online* publicada em 17/10/2011 (*www.pesquisasemgeociencias.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 destes tipos litológicos compreende gnaisses calcissilicáticos, gnaisses tonalíticos e rochas metavulcano-sedimentares. A A1 é composta por granada-biotita metatonalitos de granulação média a grossa e por metadioritos a metatonalitos de granulação fina, com granada restrita aos termos mais diferenciados. As relações de campo indicam que os termos finos constituem diques sinplutônicos intrudidos 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 sub-horizontal, 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 de médio a alto-K. O comportamento dos elementos maiores e traços e 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 e a mesma é 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.
Palavras-chave: magmatismo sintectônico, associações tipo TTG, arco magmático continental, Paleoproterozóico do Escudo Sul-rio-grandense.

Abstract - Structural and petrological characterization of the Arroio dos Ratos Complex metatonalites and metadiorites at its type-section, region of Quitéria, RS. 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 effect of F_2 folding, 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 calc-alkaline series. The behavior 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 acrescionado e deformado durante o Ciclo Brasiliano 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 brasiliana, 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 dominantemente 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 nas cabeceiras do Arroio dos Ratos, distrito de Quitéria, interior do município de São Jerônimo, 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 dos tipos litológicos 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 brasiliana 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-alcalino 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 dominantemente 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 sequências arqueanas e paleoproterozóicas, situadas mais a oeste.

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 tra-

balhos 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 brasiliana na ZCTDC. Segundo aqueles autores, o episódio D1 afetaria apenas os granitóides do então definido CGAR, as rochas supracrustais da Suíte Metamórfica 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 brasilianos, Metagranito Quitéria e Metagranito Arroio Francisquinho (Fig. 1B), em condições metamórficas de baixo grau, apresentando um caráter transcorrente e foliações com direção geral NE.

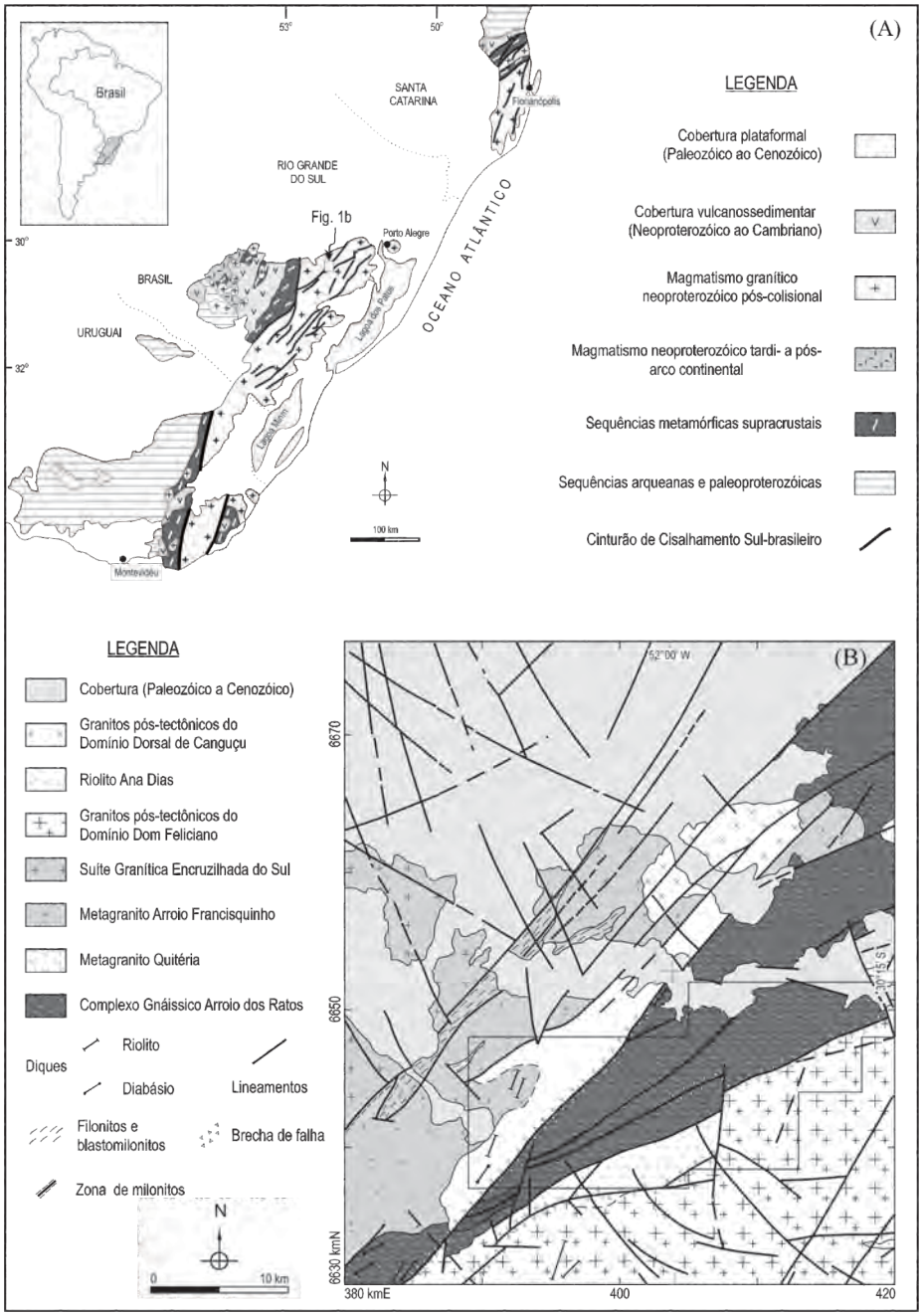

Figura 1. A) Contexto geotectônico do sul do Brasil e Uruguai, modificado de Bitencourt & Nardi (2000); B) contexto geológico regional (modificado de Ramgrab, 1997), destacando-se a área de ocorrência do denominado Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (de Fernandes *et al.*, 1988) e litologias nele intrusivas.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

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. O mapeamento realizado por 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.

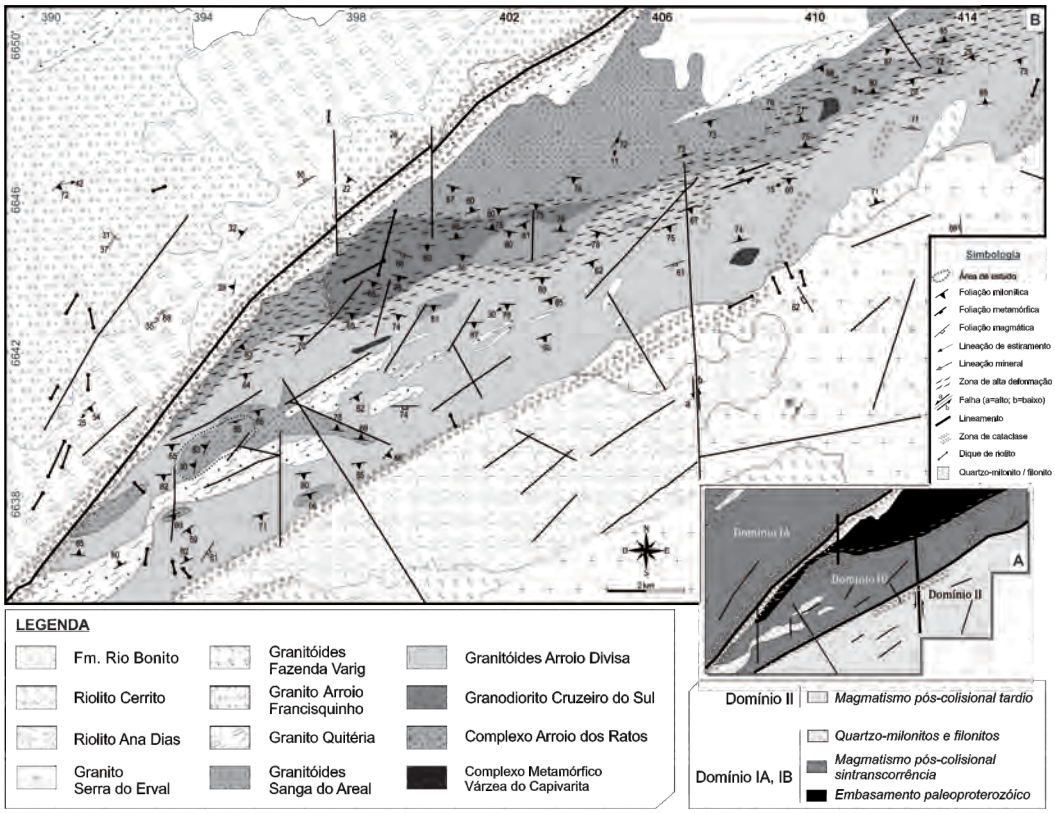

Figura 2. Mapa geológico da região de Quitéria-Serra do Erval (modificado de UFRGS, 2006, 2007), com indicação da área estudada.

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, as quais denominou Associação 1 e Associação 2, bem como tipos litológicos interpretados 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 paragnaisses 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 se destacam 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 e o conjunto é 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).

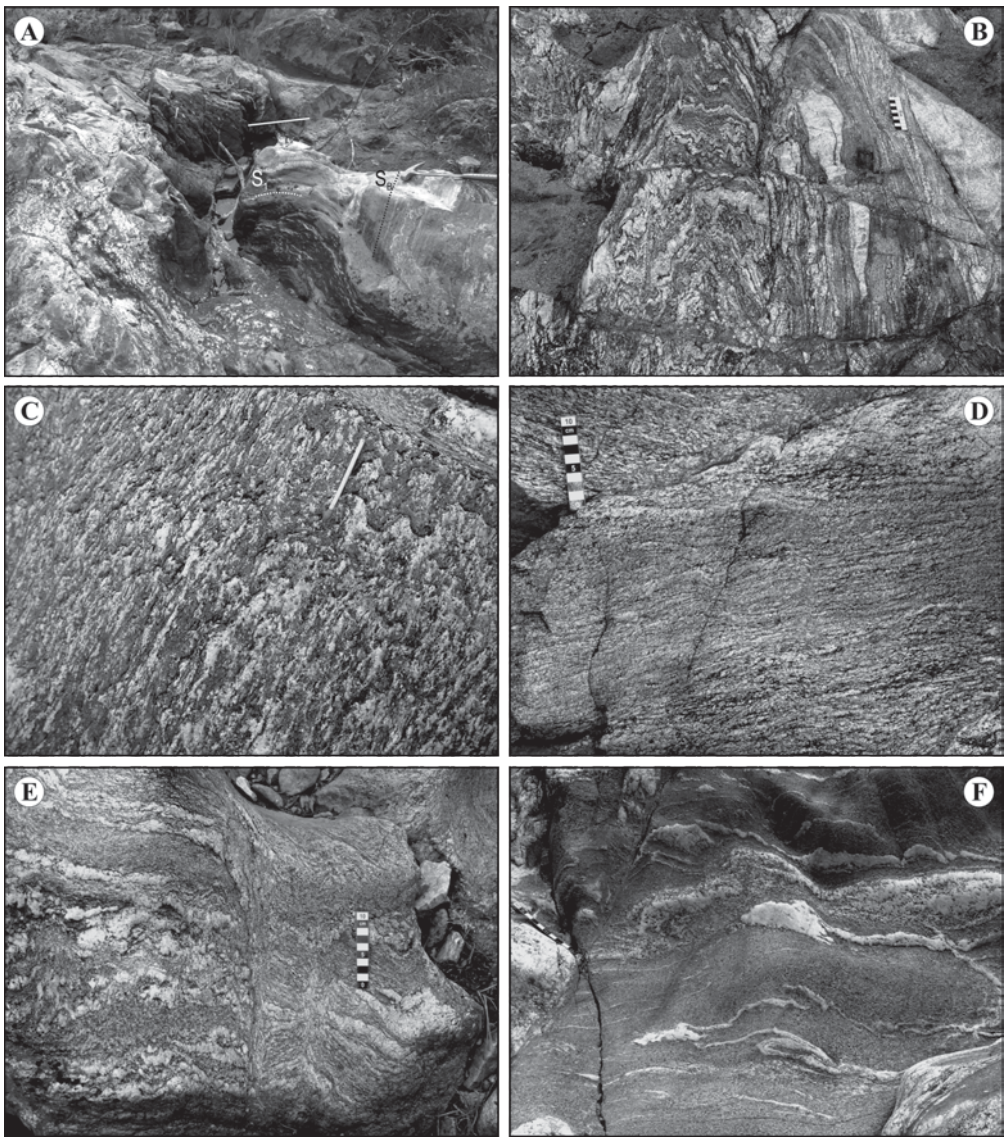

Figura 3. Aspectos de campo das rochas da Associação 1: a) xenólito de gnaisse calcissilicático do embasamento, com bandamento (S_B) discordante da foliação (S_1) das litologias circundantes; b) estrutura dos gnaisses tonalíticos do embasamento, com dobras apertadas contendo dobras de segunda ordem nos 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 granulação 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 granulação média grossa, marcada por intensa redução do tamanho de grão; e) clivagem de crenulação de alta temperatura, irregularmente espaçada, nos metatonalitos de granulação média a grossa, indicando uma rotação horária da foliação principal (corte perpendicular ao mergulho); f) rochas de granulação fina com foliação dobrada e realçada por injeções trondhjemíticas deformadas.

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

As variedades de granulação 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 granulações 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 granulação mais grossa. São dioritos, quartzo-dioritos e tonalitos, com teor de minerais máficos (anfibólio 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 granulação fina (Fig. 3F), cuja proveniência, a partir da encaixante de granulação mais grossa, é às vezes constatada. Em zonas de mais alta deformação, a estrutura destes corpos de granulação 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 granulação fina, as rochas tonalíticas encaixantes mostram aumento do teor de minerais máficos, com ocorrência localizada de anfibólio. 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).

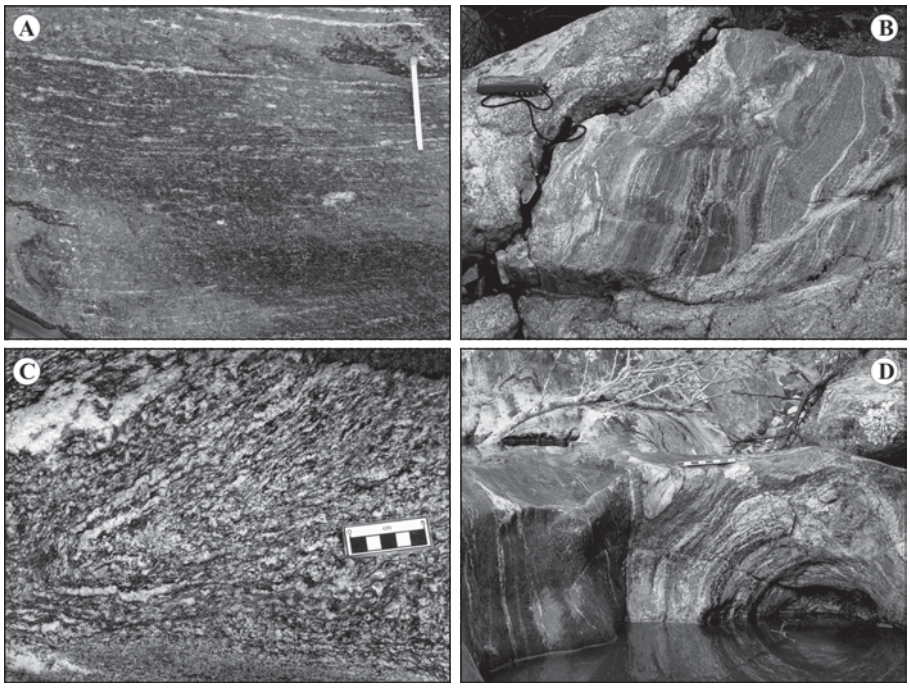

Figura 4. Aspectos de campo das rochas da Associação 1: A) zona de alta deformação nas rochas de granulação fina, com injeções trondhjemíticas deformadas e rompidas (a escala tem 4 cm de comprimento); B) xenólito da Associação 1 (ao centro) em tonalito da Associação 2 (no alto, à esquerda, e abaixo); 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 granulação média a grossa; D) dobra paralela normal F_2 de mesoescala nas rochas de granulação fina; vista para WNW, aproximadamente no plano de perfil.

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.

A foliação principal dos tipos litológicos da Associação 1 tem direção variável entre NW-SE e E-W, 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 E-W 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 suborizontal, com mergulho suave para WSW.

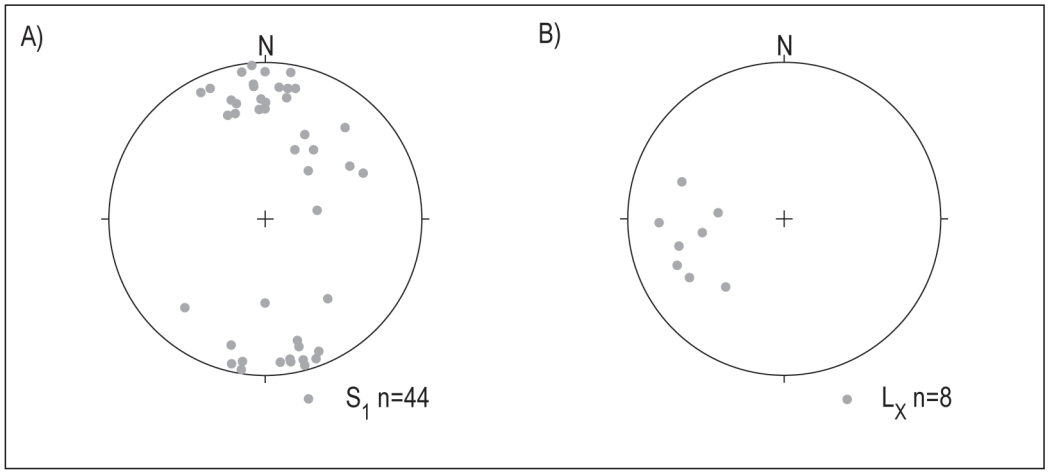

Figura 5. Projeção estereográfica em rede de Schmidt (hemisfério inferior) para os elementos estruturais da Associação 1: A) polos da foliação principal (S_1); B) lineação de estiramento (L_x).

Variações entre zonas de mais alta e mais baixa deformação são verificadas nos diferentes tipos litológicos da Associação 1 e são marcadas por uma redução do espaçamento da foliação. Em zonas de mais alta deformação, os metatonalitos de granulação 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 granulação 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).

Na Associação 2 predominam biotita tonalitos equigranulares médios cuja principal estrutura planar é uma foliação magmática marcada pelo alinhamento dimensional dos constituintes. Nestas rochas, são com freqüência, 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.

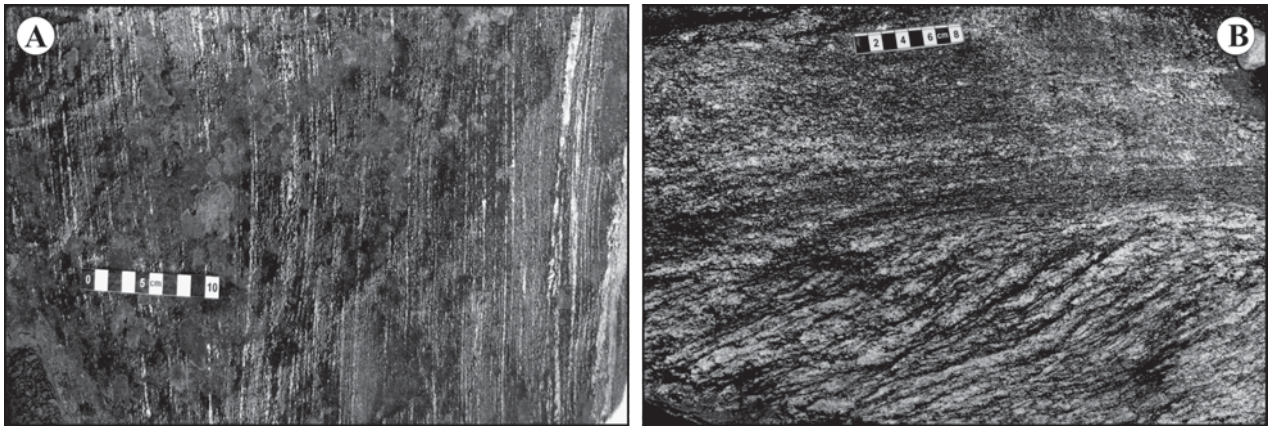

Figura 6. Feições estruturais da Associação 1: A) zona de alta deformação nos metatonalitos de granulação fina, com bandamento regular dado pela intercalação de injeções trondhjemíticas deformadas; B) contraste entre as estruturas típicas da A2 (acima) e da A1 (abaixo), demonstrando a foliação discordante,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

Os tonalitos da Associação 2 têm enclaves e corpos alongados ou irregulares, de espessura centimétrica a métrica, de dioritos e quartzo-dioritos de granulação 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 pelo rompimento de injeções félsicas concordantes ou em baixo ângulo com a foliação.

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), citando-se principalmente a ocorrência de textura granoblástica interlobada no plagioclásio e no quartzo nos tipos litológicos da Associação 1. As rochas do embasamento têm composição e estruturas distintas, e mesmo os gnaisses tonalíticos podem ser diferenciados por possuir bandamento composicional discordante da foliação dos termos intrusivos em morfologia e orientação.

Os gnaisses calcissilicáticos do embasamento são compostos de plagioclásio e anfibólio com teores aproximadamente iguais e muito pouco quartzo. A textura granoblástica poligonal é generalizada e evidente, principalmente no plagioclásio (An_{70}), que apresenta grãos de tamanho submilimétrico. O anfibólio tem cor verde muito clara para ng, sugestiva de sua composição magnesiana, ocor-

rendo 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.

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 cor castanha para ng. 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.

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 cor verde oliva para ng) e biotita (cor vermelha para ng) 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.

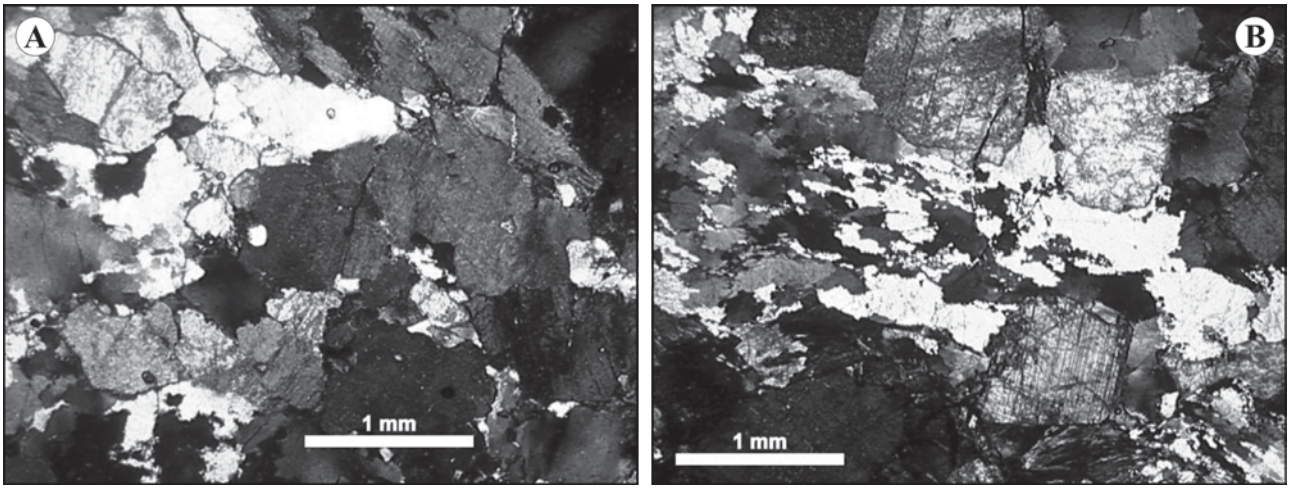

Figura 7. Contraste entre as microestruturas da Associação 1 (A) e da Associação 2 (B), marcado principalmente no plagioclásio: A) cristais anédricos e amebóides, com contatos interlobados entre si e com o quartzo; B) cristais subédricos, com contatos retos entre si e com o quartzo, o qual ocorre como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

As rochas de granulação média a grossa da A1 mostram pouca variação composicional, ao contrário dos termos de granulação fina, que apresentam um largo espectro composicional que varia de dioritos até tonalitos (Tab. 1 e 2). Nos termos de granulação 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 granulação fina, a foliação 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.

Tabela 1. Resultados da contagem modal por pontos (1000 a 1500 pontos/lâmina; grade de 2x0,3mm) das rochas de granulação 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).

Tipo litológico	**Rochas de granulação média a grossa**			
Amostra	**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
máficos (%)	**17,88**	**18**	**17**	**16,47**
Q	27	30	34	38
A	3	0	1	0
P	70	70	65	62
total	100	100	100	100

Tabela 2. Resultados da contagem modal por pontos (1000 a 1500 pontos/lâmina; grade de 2x0,3mm) das rochas de granulação 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).

Tipo litológico	**Rochas de granulação fina**										
Amostra	**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
máficos (%)	**43,63**	**51,1**	**44,45**	**23,15**	**32,93**	**33,9**	**23,38**	**18,07**	**24,2**	**28,29**	**23,13**
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

Nas rochas da Associação 1 o plagioclásio frequentemente apresenta alteração para micas brancas, que é mais intensa próximo a zonas com injeções leucocráticas, principalmente nas composições dioríticas e quartzo-dioríticas. O teor de anortita varia de An_{27} a An_{33} nas composições tonalíticas e An_{40} a An_{45} nas composições quartzo-dioríticas e dioríticas. Principalmente nos metatonalitos de granulação média a grossa, os cristais de plagioclásio apresentam formas anédricas e amebóides de contatos sinuosos, lobados e interlobados, onde raramente se observam maclas de crescimento ou faces retas preservadas (Fig. 8A, 8B). Subgrãos e novos grãos são verificados tanto no

interior como nas bordas dos cristais e junções tríplices com ângulo de 120° são comuns (Fig. 8C). O quartzo muitas vezes forma fitas policristalinas, com mosaico de novos grãos granoblásticos interlobados, localmente poligonais, frequentemente sobreposto por um mosaico de grãos microcristalino. Cristais milimétricos alongados exibem subgrãos em padrão tabuleiro de xadrez (Kruhl, 1996), indicando a ativação de deslizamento intracristalino no plano prismático, ao longo do eixo c do quartzo, em temperaturas da ordem de 660 °C para valores de pressão moderados. Nestes cristais é comum a superposição de um mosaico submilimétrico de subgrãos e novos grãos de contatos serrilhados (Fig. 8D). 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 granulação média a grossa, e por anfibólio e biotita nos termos de granulação fina, com teor 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 cor marrom ou verde para ng, e sua maior ocorrência é verificada nas composições dioríticas e quartzo-dioríticas, onde forma cristais subédricos pouco alterados. Nas composições quartzo-dioríticas e tonalíticas a biotita passa a predominar e, assim como nos termos de granulação mais grossa, tem cor tipicamente vermelha para ng. O anfibólio é encontrado nos metatonalitos de granulação média a grossa apenas quando ficam próximos a zonas de interação com os termos de granulação fina. Localmente percebe-se ocorrência de clorita como alteração da biotita ou em fraturas no plagioclásio e no anfibólio, este último também apresentando alteração das bordas para um anfibólio de mais baixa temperatura, com ng azul.

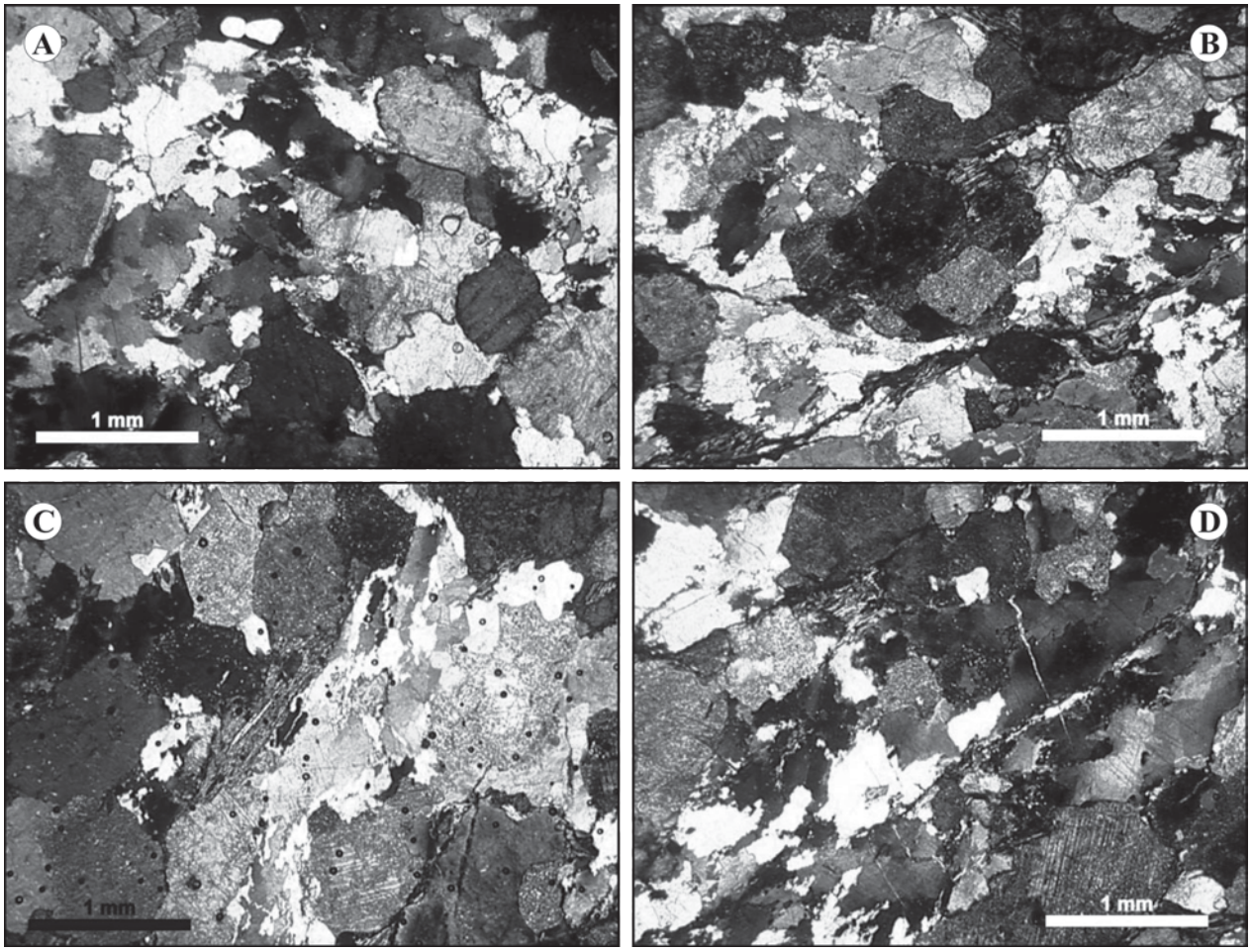

Figura 8. Aspectos petrográficos e microestruturais da Associação 1: A) detalhe da textura granoblástica interlobada do plagioclásio e do quartzo; B) detalhe do aspecto lenticular dos agregados quartzo-feldspáticos alongados e recristalizados; C) detalhe da ocorrência de junções tríplices com ângulos de 120° no plagioclásio; D) detalhe de antigo cristal alongado de quartzo exibindo padrão "tabuleiro de xadrez" sobreposto por mosaico de recristalização de granulação mais fina.

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 nos tipos litológicos da Associação 1 é compatível com deformação 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. 8A-B), materializa a textura granoblástica verificada em mesoescala. Esta microestrutura é mais desenvolvida nos metatonalitos de granulação mais grossa, quando comparados com os termos de granulação fina. Relativamente, estes últimos preservam com maior freqüência texturas ígneas, como cristais de plagioclásio com algumas faces retas e orientação dimensional de cristais subédricos de anfibólio.

A foliação dos tipos litológicos 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 400ºC, 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 dos tipos litológicos da Associação 1, foram selecionadas 18 amostras representativas para determinações analíticas. As análises foram realizadas 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.

Nas rochas da Associação 1 os elementos maiores são expressos em porcentagem peso (% peso) e compreendem teores de sílica (SiO_2) que variam de 48,46 a 69,75%, Al_2O_3 relativamente elevado, variando de 13,85 a 17,59%, e álcalis moderados, com Na_2O entre 0,9 a 4,74%, K_2O entre 0,98 a 4,15%, Na_2O+K_2O entre 2,53 a 7,24% e razão K_2O/ Na_2O variável de 0,33 a 2,82. Já o teor de CaO fica entre 1,8 a 9,48%, com razão $CaO/(Na_2O+K_2O)$ entre 0,25 a 3,22. Os teores de ferro ($Fe_2O_3^T$) e 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 $FeO^T/(FeO^T+MgO)$ entre 0,56 a 0,78 (Fig. 9).

No diagrama TAS, (Cox *et al.* 1979, modificado por Wilson, 1989) (Fig. 10A), os metatonalitos de granulação média a grossa e os corpos de granulação fina da Associação 1 identificam-se com a série subalcalina supersaturada em sílica. No diagrama sugerido por Peccerillo & Taylor (1976) (Fig. 10B) 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 10C), assim como nos diagramas de Irvine & Baragar (1971) (Fig. 10D) e FeO^T/MgO de Miyashiro (1974) (Fig. 10E). Observa-se, no entanto, que as amostras analisadas situam-se próximas do limite entre os campos cálcio-alcalino e toleítico (Fig. 10C-D-E), sugerindo um caráter que tende a transicional entre as duas séries.

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

Amostra	SiO_2	Al_2O_3	$Fe_2O_3^T$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	LOI	Total
Rochas de granulação fina												
02K	48,46	16,24	11,88	0,195	5,48	9,48	1,25	1,82	2,315	0,34	1,85	99,31
02D	52,29	17,59	10,13	0,166	4,83	8,91	1,29	1,81	1,238	0,3	1,51	100,1
02G	55,03	16,71	10,58	0,173	3,6	8,15	1,55	0,98	1,254	0,38	1,1	99,52
01K	55,24	16,48	9,75	0,141	6,07	5,01	0,9	2,71	0,826	0,14	2,63	99,89
01P	56,02	15,83	8,76	0,148	6,09	7,69	2,53	1,32	0,76	0,14	1,58	100,9
01J	56,4	16,09	8,83	0,18	5,89	6,45	1,23	2,31	0,748	0,15	1,78	100
01B	57,02	16,23	8,7	0,147	4,67	7,4	2,73	1,27	0,798	0,15	1,3	100,4
01Q	57,06	16,25	8,71	0,148	4,68	7,42	2,76	1,26	0,801	0,15	1,27	100,5
02J	61,24	13,86	9,23	0,149	4,09	5,39	0,98	2,05	1,662	0,29	1,2	100,1
09A	62,74	15,21	6,81	0,079	3,01	2,88	2,87	2,12	0,764	0,16	2,04	98,68
10A	66,24	16,46	3,83	0,055	1,88	3,52	4,74	1,68	0,414	0,16	1,35	100,3
07C	66,61	14,94	4,82	0,08	2,14	4,54	3,66	1,51	0,445	0,15	2,07	101
07A	68,69	14,67	4,13	0,059	1,75	3,68	3,48	1,44	0,405	0,13	2,38	100,8
Rochas de granulação média a grossa												
14A	59,6	16,25	7,93	0,121	2,49	1,8	3,09	4,15	1,066	0,09	2,15	98,73
05F	63,05	15,11	5,6	0,099	3,42	4,5	3,51	1,56	0,525	0,17	1,51	99,05
01M	65,3	15,41	6,52	0,079	2,26	2,25	3,5	2,65	0,812	0,07	1,27	100,1
02A	67,71	15,91	4,14	0,051	1,47	3,18	3,88	1,89	0,667	0,22	1,85	101
08A	69,75	13,85	4,12	0,073	1,02	2,26	3,12	2,69	0,375	0,12	1,22	100,8

O caráter peraluminoso a metaluminoso é demonstrado pelo diagrama A/(N+K) *versus* A/(N+K+C) sugerido por Maniar & Piccoli (1989) (Fig. 10F) para classificação de Shand. As rochas félsicas mostram um caráter mais peraluminoso, indicando que a peraluminosidade aumentou durante a diferenciação.

Segundo o esquema classificatório proposto por Frost *et al.* (2001), que leva em conta a razão $FeO^T/(FeO^T+MgO)$ (Fig. 11A) e um índice de álcalis modificado (Na_2O+K_2O-CaO) (Fig. 11B), as rochas analisadas classificam-se como granitóides magnesianos (*magnesian*) (Fig. 11A), cálcicos a cálcio-alcalinos (Fig. 11B). Em geral, os granitóides tipo A e toleíticos mostram razões $FeO^T/(FeO^T+MgO)$ mais elevadas, indicativas de sua cristalização a partir de magmas menos oxidados (Nardi & Bitencourt, 2009).

Os diagramas de Harker, tendo SiO_2 como índice de diferenciação para elementos maiores (Fig. 9), sugerem que as litologias da Associação 1 possuem uma evolução comum, dado o padrão aproximadamente linear que apresentam MgO, CaO e $Fe_2O_3^T$. A dispersão acentuada dos teores de K_2O e Na_2O 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 SiO_2 como índice de diferenciação (Fig. 12), 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 (Na_2O e K_2O). Elementos imóveis (HFSE – *high-field strength elements*), como Nb e Ta, apresentam uma dispersão relativamente menor e mantêm uma proporção elementar aproximadamente constante. Já o Y e os Elementos Terras-Raras (ETR), como La e Yb, apresentam dispersão moderada. Enquanto o La apresenta um padrão mais aleatório, Y e Yb demonstram um empobrecimento com o grau de diferenciação e praticamente mantêm as suas proporções elementares.

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
Rochas de granulação fina																
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
Rochas de granulação média a grossa																
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

Amostra	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
Rochas de granulação fina															
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
Rochas de granulação grossa															
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
Rochas de granulação fina														
02K	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
02D	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
02G	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
01K	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
01P	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
01J	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
01B	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
01Q	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
02J	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
09A	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
10A	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
07C	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
07A	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
Rochas de granulação média a grossa														
14A	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
05F	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
01M	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
02A	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
08A	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

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. 13). 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.

Nos diagramas discriminatórios de ambientes geotectônicos de Pearce *et al.* (1984) (Fig. 14), 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 14A e 14C 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. 14C), dada a proximidade e a superposição dos resultados com este campo.

Os elementos maiores e traços permitem uma comparação com associações litológicas do tipo TTG, conforme revisadas por Condie (2005) (Tab. 6). Apesar da dispersão dada por alguns elementos como Al_2O_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.

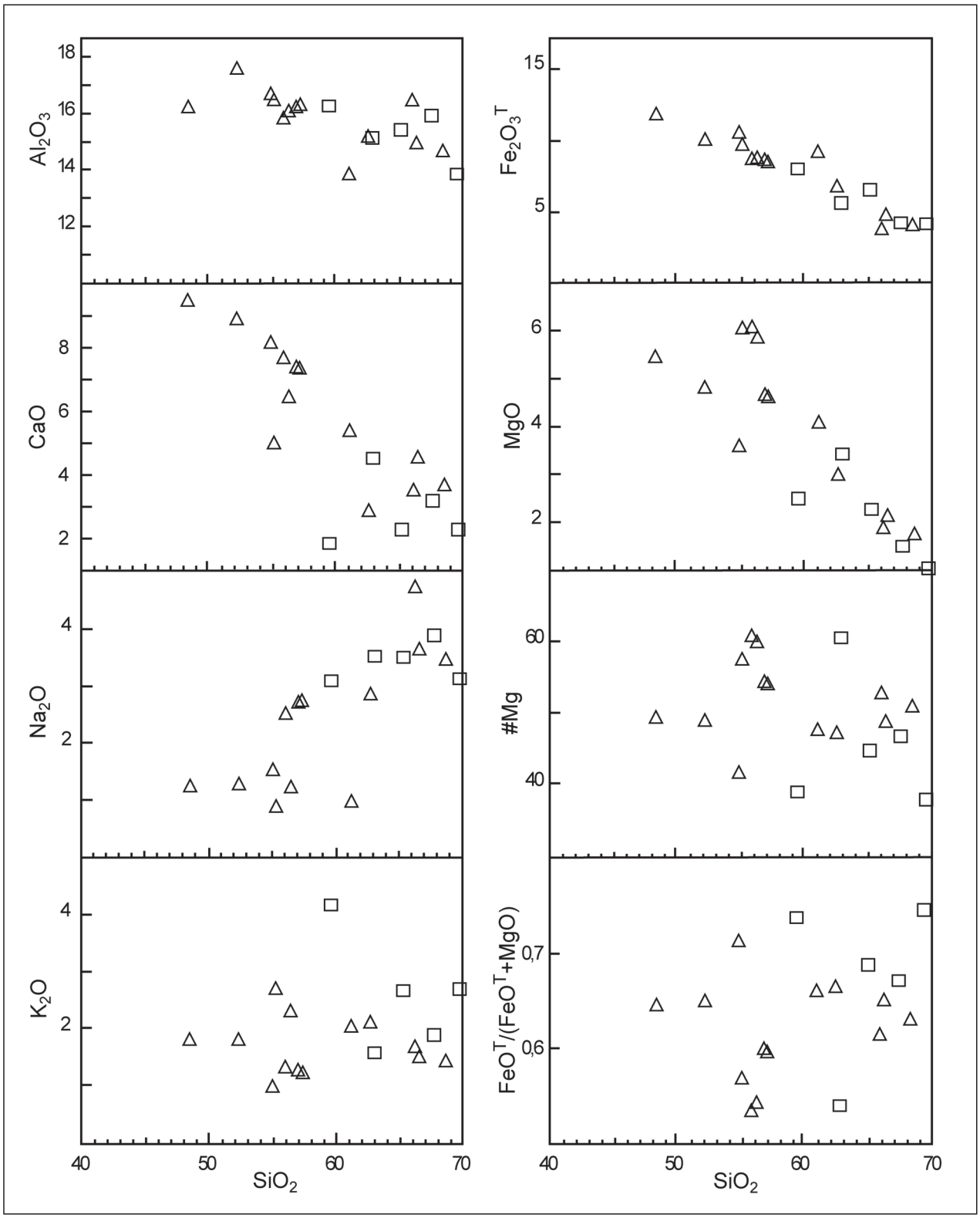

Figura 9. Diagramas de Harker com SiO_2 como índice de diferenciação para elementos maiores da Associação 1 (quadrados: rochas de granulação média a grossa; triângulos: rochas de granulação fina). Elementos maiores em peso percentual (% peso) e #Mg correspondendo à fórmula: 100x{(MgO/40,3)/[(MgO/40,3)+(FeO^T/71,84)]}.

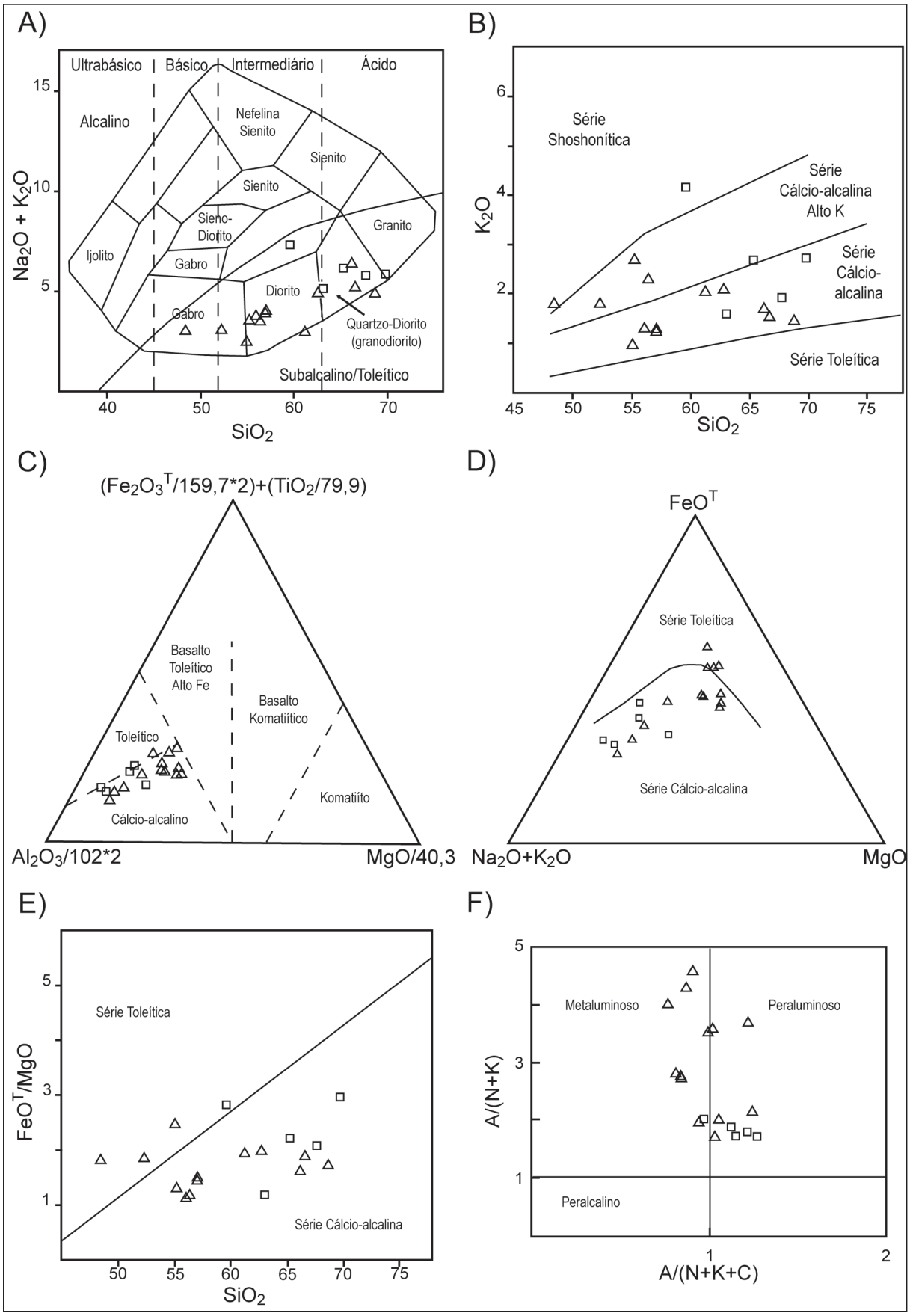

Figura 10. Diagramas classificatórios para as rochas da Associação 1 (símbolos como na figura 9). a) diagrama TAS de Cox *et al.* (1979), adaptado por Wilson (1989), para rochas plutônicas; b) diagrama K_2O x SiO_2 de Peccerillo & Taylor (1976); c) diagrama Al-Fe+Ti-Mg de Jensen (1976); d) diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971); e) diagrama FeO^T/MgO de Miyashiro (1974); f) diagrama A/(N+K) *versus* A/(N+K+C) sugerido por Maniar & Piccoli (1989) para classificação segundo Shand. A=(Al_2O_3/101,96); N=(Na_2O/61,98); K=(K_2O/94,20); C=(CaO/56,08).

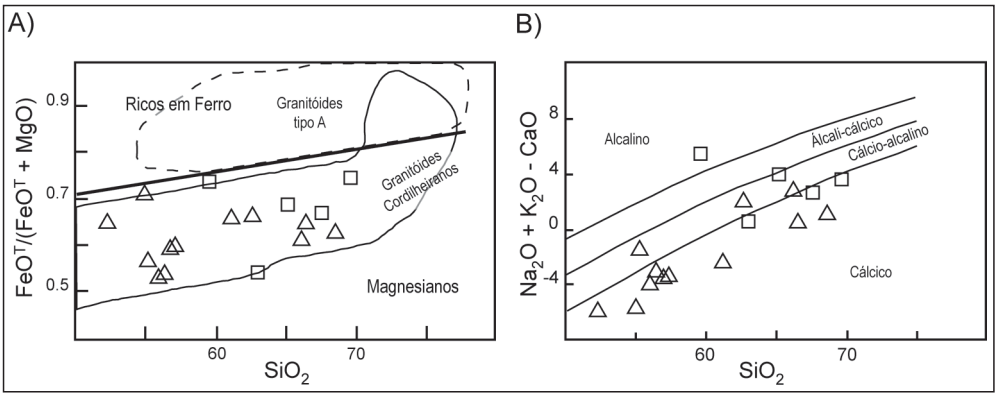

Figura 11. Diagramas de classificação para rochas graníticas, com indicação dos campos dos granitóides tipo A (tracejado) e cordilheiranos (linha inteira), extraídos de Frost *et al.* (2001). (símbolos como na figura 10).

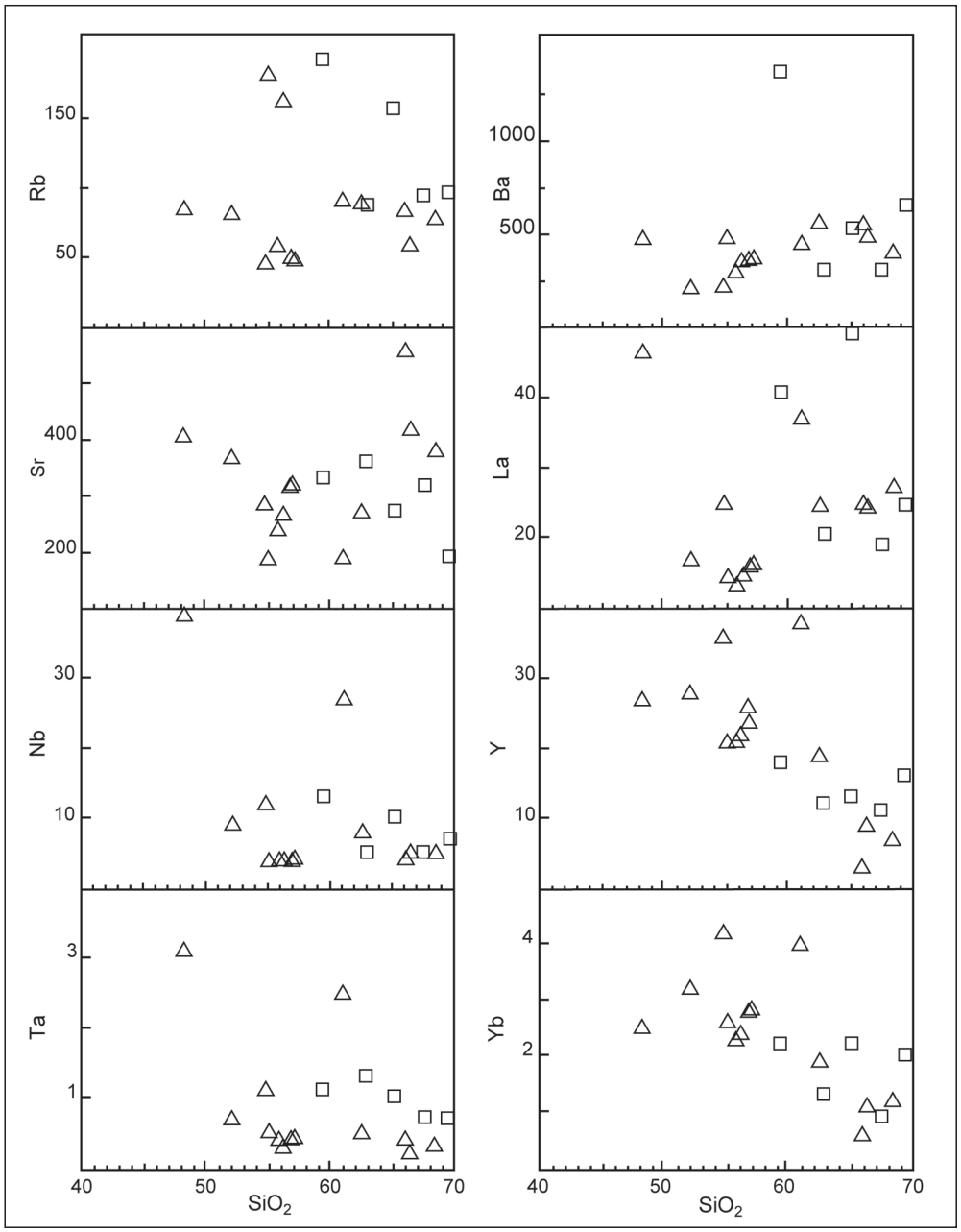

Figura 12. Diagramas de Harker com SiO_2 como índice de diferenciação para elementos traço da A1 (símbolos como na figura 9). Elementos traço em ppm.

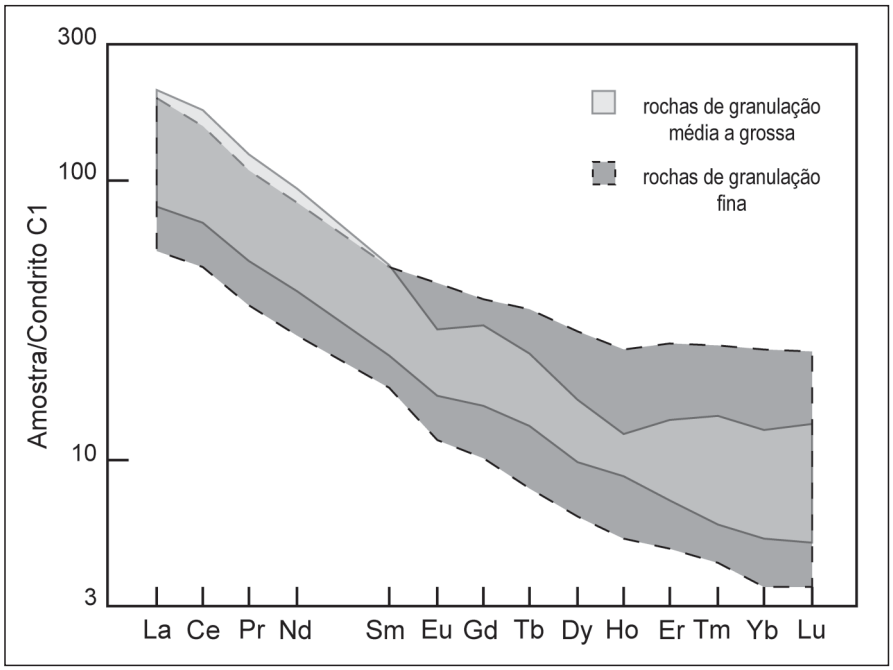

Figura 13. Diagrama de variação dos Elementos Terras Raras (ETR), normalizados para Condrito C1.

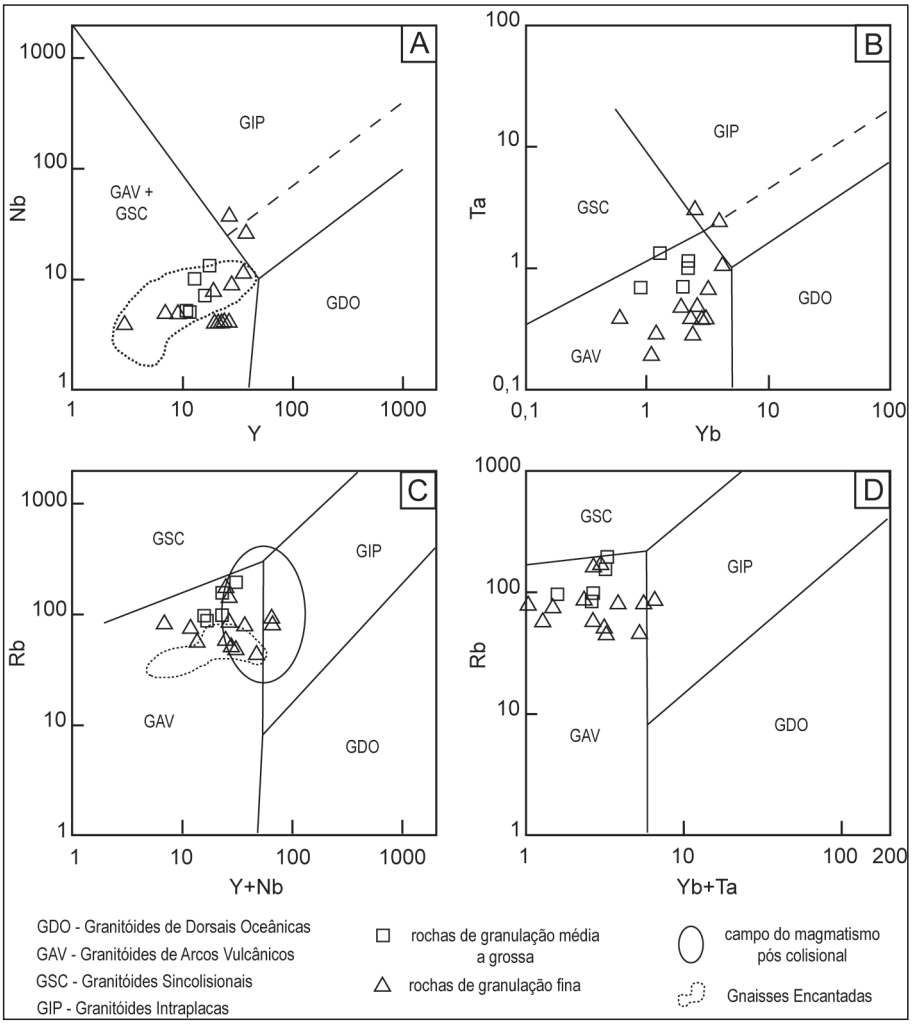

Figura 14. Diagramas discriminatórios de ambientes geotectônicos de Pearce *et al.* (1984) para as rochas da Associação 1. Área elíptica: campo do magmatismo pós-colisional sugerido por Pearce (1996). Área irregular tracejada: Gnaisses Encantadas (Philipp *et al.*, 2008).

Tabela 6. Comparação entre os parâmetros geoquímicos revisados 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 revisadas por Condie (2005)	Associação 1
SiO_2	63,7 - 70,9	63,05 - 69,75
Al_2O_3	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_N/Yb_N	5,9 - 22,5	7,1 - 24
Sr/Y	7 - 67	12 - 185
Nb/Ta	3,2 - 16,6	3,8 - 25
#Mg	35,7 - 50,7	33,1 - 55
K_2O/Na_2O	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 granulação 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 derivados do manto. 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. Os xenólitos de rochas calcissilicáticas e metavulcano-sedimentares do embasamento corroboram 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 granulação 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 suborizontal demonstra a sua considerável profundidade, uma vez que estruturas cisalhantes desta geo-

metria 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 granulação média a grossa e dos corpos de granulação 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-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 granulação média a grossa e os corpos de granulação 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, trondhjemito, granodiorito), conforme revisadas 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 aqueles 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 derivados do manto 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 granulação média a grossa indicam uma idade paleoproterozóica (2.148±33 Ma.) para o magmatismo da Associaçao 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 aqueles autores, estas rochas seriam o registro de um arco magmático continental paleoproterozóico, com idades ígneas e metamórficas de 2.263±6 Ma. e 2.045±10 Ma., respectivamente. Apesar do diacronismo entre as idades ígneas do CE e da A1, a diferença de 115 Ma. ainda estaria de acordo com o intervalo de tempo de duração de um arco continental, citando-se os 250 Ma. 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. 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, representantes de parte do magmatismo precoce do Complexo Arroio dos Ratos, resultam de atividade magmática de arco continental relacionada ao Paleoproterozóico. A deformação dos tipos litológicos 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 derivados do manto também têm a sua influência na evolução da A1, resultando na ocorrência de magmas dioríticos contemporâneos aos magmas tonalíticos. Apesar da distância entre a área de estudo e as ocorrências do Complexo Encantadas, uma correlação entre estas unidades é possível dado que a ocorrência do CAR, na região do estudo, é interpretada como septos do embasamento do CCSb. Neste contexto, a Associação 1 representaria uma evolução mais madura e tardia do arco do Complexo Encantadas.

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 referido autor, apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Mestre em Geociências.

Referências

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.

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.

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.

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 conclu-

são 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 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.

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.

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.