

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

**ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA APLICADA ÀS ROCHAS
NEOPROTEROZOICAS DO MACIÇO SIENÍTICO PIQUIRI: IMPLICAÇÕES PARA
A GEOMETRIA TRIDIMENSIONAL E CARÁTER MULTI-INTRUSIVO DO PLUTON**

SAMUEL SBARAINI

ORIENTADORA – Prof^a. Dr^a. Maria de Fátima Bitencourt

CO-ORIENTADORA – Prof^a. Dr^a. Maria Irene Bartolomeu Raposo

Volume I

Porto Alegre – 2019

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

**ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA APLICADA ÀS ROCHAS
NEOPROTEROZOICAS DO MACIÇO SIENÍTICO PIQUIRI: IMPLICAÇÕES PARA
A GEOMETRIA TRIDIMENSIONAL E CARÁTER MULTI-INTRUSIVO DO PLUTON**

SAMUEL SBARAINI

ORIENTADORA – Prof^a. Dr^a. Maria de Fátima Bitencourt

CO-ORIENTADORA – Prof^a. Dr^a. Maria Irene Bartolomeu Raposo

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul
(UFRGS)

Prof. Dr. Élder Yokoyama

Instituto de Geociências – Universidade de Brasília (UnB)

Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul
(UFRGS)

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

Porto Alegre – 2019

CIP - Catalogação na Publicação

Sbaraini, Samuel

ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA APLICADA
ÀS ROCHAS NEOPROTEROZOICAS DO MACIÇO SIENÍTICO
PIQUIRI: IMPLICAÇÕES PARA A GEOMETRIA TRIDIMENSIONAL E
CARÁTER MULTI-INTRUSIVO DO PLUTON / Samuel Sbaraini.

-- 2019.

69 f.

Orientadora: Maria de Fátima Bitencourt.

Coorientadora: Maria Irene Bartolomeu Raposo.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, , Porto Alegre, BR-RS, 2019.

1. Anisotropia de Susceptibilidade Magnética. 2.
Anisotropia de Remanência Magnética Anisterética. 3.
Trama magnética. 4. Maciço Sienítico Piquiri. 5. Fluxo
de magma. I. Bitencourt, Maria de Fátima, orient. II.
Raposo, Maria Irene Bartolomeu, coorient. III. Título.

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFRGS com os
dados fornecidos pelo(a) autor(a).

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço à instituição, à Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS por todos esses anos de acolhimento, onde foi possível compartilhar grandes momentos com colegas, professores, motoristas, funcionários, entusiastas, pelo conhecimento e pelas amizades que puderam ser conquistados neste espaço, Aos órgãos de fomento à pesquisa, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq e Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul – FAPERGS.

Agradeço muito à minha orientadora Maria de Fátima Bitencourt, por todos esses anos de orientação e amizade, por toda paciência em repassar o conhecimento, por tantas horas de campo compartilhadas, por me ajudar a carregar a perfuratriz e os galões de água e óleo pra cima e para baixo, pelas risadas e cafés sem açúcar, pelos puxões de orelha. Obrigado pelo incentivo para que esse trabalho fosse publicado.

À minha co-orientadora Maria Irene Bartolomeu Raposo, por ter me depositado confiança e aberto as portas do laboratório de Magnetismo de Rocha da Universidade de São Paulo para a realização das análises. Obrigado pelos ensinamentos e pelas histórias inusitadas contadas durante os trabalhos de campo realizados em Encruzilhada.

À minha família, meus pais pelo apoio incondicional sempre. À Carolina Pereira por todo amor e parceria de sempre, por cuidar tão bem da nossa pequena. À minha amada filha Jade, que alegra meus dias e veio pra dar um sentido a mais pra vida <3.

Agradeço a TODOS os colegas do grupo de pesquisa, pelas conversas na sala 203, horas felizes, jantãs na casa da Madrinha, com certeza os dias foram diferentes com a presença de vocês. Obrigado Amós Martini, Giuseppe de Toni e Stéphanie Carvalho, que ajudaram no mapeamento do contato leste do Piquiri, aqueles dias de campo foram memoráveis. Obrigado Camila Thomé por todas as conversas sobre os projetos, por sempre estar disposta a ajudar.

Ao pessoal da USP que me recebeu tão bem nas oportunidades em que eu estive lá. Aos queridões Luana Florisbal, Fabiana Pará, Kátia Schneider e Luciano Alessandretti, pelos vários dias de abrigo durante as estadas por São Paulo.

Ao pessoal da Secretaria da Pós-Graduação – PPGGeo, Letícia Barbosa e o ilustre Roberto Martins Pereira, que conheci logo no primeiro semestre quando fui bolsista da secretaria. Obrigado pela atenção.

RESUMO

Estudos da trama magnética e das propriedades magnéticas das rochas, aliados ao mapeamento estrutural e textural, foram realizados em um pluton sienítico com o objetivo de compreender a evolução do posicionamento destas rochas. O Maciço Sienítico Piquiri, no escudo Sul-rio-grandese, é composto por rochas alcalinas com trama S >> L e é interpretado como parte das manifestações magmáticas pós-colisionais do Neoproterozoico no sul do Brasil. Curvas termomagnéticas, curvas de histerese e espectros de coercividade foram obtidos em amostras representativas das diferentes fácies do Maciço, revelando que a susceptibilidade magnética é dominada por minerais ferromagnéticos, tendo a magnetita como principal fase magnética. Os dados das tramas magnéticas foram determinados usando Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM) e Anisotropia de Remanência Magnética Anisterética (ARMA). As duas tramas são coaxiais e o paralelismo entre os tensores de ASM e ARMA em mais de 84% dos sítios amostrados exclui a possibilidade de predominância do efeito de cristais com domínio simples (SD). A foliação magnética é concordante com a foliação magmática observada em campo, paralela aos contatos do pluton, com ângulos de mergulho predominantemente íngremes e centrípetos. A lineação magnética tem comportamento distinto entre as diferentes fácies da intrusão, sendo possível correlacioná-las: *fácies de borda*, ângulos predominantemente subverticais; *fácies principal*, ângulos moderados, variando a baixos no sentido sul do corpo; *quartzo sienítica*, subhorizontais; e *granítica*, ângulos baixos. Relações estruturais, tais como fragmentos de termos da *fácies de borda* encontrados em rochas da *fácies principal*, que por sua vez são intrudidas por variedades *quartzo sieníticas*, aliadas ao fato de que feições de metamorfismo de contato são vistas somente em encaixantes relacionadas à *fácies de borda*, nos levam à teoria de que uma sequência de pulsos magmáticos tenham construído o pluton. Um primeiro pulso magmático teria fornecido calor às rochas encaixantes, resultando na *fácies de borda*, sendo seguido por novos pulsos da *fácies principal* e variedades mais ricas em quartzo.

ABSTRACT

The study of magnetic fabrics and rock magnetic properties, together with geological and structural mapping, was carried out in a syenite pluton to investigate its shape and emplacement history. The Piquiri Syenite Massif, in the Sul-rio-grandense Shield, is an alkaline pluton which exhibits $S \gg L$ magmatic fabric and is interpreted to be part of the last Neoproterozoic post-collisional magmatic episodes in southernmost Brazil. Thermomagnetic curves, hysteresis data and coercivity spectra obtained from representative samples of different facies in the massif reveal that magnetic susceptibility is dominated by ferromagnetic minerals, especially magnetite. The magnetic fabric data were determined by using Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) and Anisotropy of Anhysteretic Remanence (AARM). Both fabrics are coaxial, and the parallelism of AMS and AARM tensors in more than 84% of the sampled sites rules out the possibility of significant effects of Single Domain (SD) crystals. The magnetic foliation is concordant with the magmatic foliation field measurements, both parallel to pluton contacts, with high, inward dip angles. The magnetic lineation shows distinct but related behaviour from one facies to another. It is dominantly subvertical in the *marginal facies* rocks, and plunges at moderate to shallow angles in the *main facies*. It is sub-horizontal in the *quartz syenites* and plunges at shallow angles in the *granitic* rocks. Field relations, such as fragments of *marginal facies* rocks found within the *main facies* rocks, which are in turn intruded by *quartz syenites*, together with the general absence of contact metamorphism except near the *marginal facies*, lead to interpret that a sequence of magmatic pulses has built up the pluton. Thus, a first magmatic pulse may have heated the host rocks and resulted in the *marginal facies* which was followed by the next pulses to form the *main facies* and the quartz-rich varieties, therefore constructing the pluton from outside inwards.

SUMÁRIO

RESUMO.....	5
ABSTRACT.....	6
CAPÍTULO I.....	8
1 INTRODUÇÃO.....	8
1.1 Sobre a estrutura desta dissertação.....	8
1.2 Contexto Geológico regional, geologia do Maciço e objetivos.....	9
1.3 Estado da Arte	12
CAPÍTULO II.....	16
2 MATERIAIS E MÉTODOS	16
2.1 Revisão Bibliográfica.....	16
2.2 Compilação de dados em plataforma de Sistema de Informação Geográfica	16
2.3 Trabalhos de campo e amostragem.....	17
2.4 Preparação de amostras	19
2.5 Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM)	20
2.6 Anisotropia de Remanência Magnética Anisterética (ARMA)	22
2.7 Magnetização Remanente Natural (MRN), Magnetização Remanente Anisterética parcial (MRAp) e Magnetização Remanente Isotermal (MRI).....	24
2.8 Curvas Termomagnéticas e de Histerese	26
CAPÍTULO III.....	28
3 ARTIGO CIENTÍFICO SUBMETIDO	28
CAPÍTULO IV	56
4 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	56
CAPÍTULO V	59
5 REFERÊNCIAS	59
CAPÍTULO VI	63
6 ANEXOS	63
6.1 Estereogramas ASM	63
6.2 Estereogramas ARMA	67

CAPÍTULO I

1 INTRODUÇÃO

1.1 Sobre a estrutura desta dissertação

Esta Dissertação de Mestrado está estruturada em torno de um artigo submetido à publicação em periódico científico da área, conforme a Norma 103 de Submissão de Teses e Dissertações do Programa de Pós-graduação em Geociências do Instituto de Geociências da UFRGS. Conseqüentemente, sua organização compreende os seguintes capítulos:

CAPÍTULO I: Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de Mestrado no item “Contexto geológico”, em seguida, está sumarizado os “Objetivos” do trabalho, bem como o “Estado da Arte” sobre os temas da pesquisa;

CAPÍTULO II: Materiais e métodos empregados;

CAPÍTULO III: Artigo submetido a periódico, com corpo editorial permanente e revisores independentes, escrito pelo autor durante o desenvolvimento de seu Mestrado;

CAPÍTULO IV: Considerações finais;

CAPÍTULO V: Referências;

CAPÍTULO VI: Anexos.

1.2 Contexto Geológico regional, geologia do Maciço e objetivos

O Escudo Sul-rio-grandense (ESrg) é constituído por diversas associações de rochas de idade pré-cambriana que representam os principais ambientes tectônicos na porção sul do Brasil. É composto, em grande parte, por rochas magmáticas relacionadas com o ciclo Brasileiro-Pan-Africano, tendo como embasamento rochas metamórficas de idade Paleoproterozoica (Hartmann *et al.*, 1999).

Na porção leste do ESrg, predominam granitoides neoproterozoicos de ambiente pós-colisional, condicionados pelo Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb – Bitencourt, 1996; Bitencourt & Nardi, 2000). O CCSb consiste em diversas zonas de cisalhamento anastomosadas de espessura quilométrica e cinemática predominantemente transcorrente e está vinculado a estágios tardios de um evento colisional de idade brasileira. Os granitoides condicionados por essa estrutura compõem uma faixa de orientação NE-SW, com cerca de 800 km de comprimento e largura média de 150 km, designada no Brasil Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul, Batólito Florianópolis em Santa Catarina e Batólito Aiguá no Uruguai.

A maior parte dessas zonas de cisalhamento são subverticais, sendo de grande importância na reativação de fontes mantélicas previamente modificadas por subducção, promovendo fusão crustal e fornecendo canais para ascensão e posicionamento de um grande volume de magmas. Além da grande quantidade de granitoides associados a esta estrutura, rochas máficas representadas por enclaves microgranulares, diques sinplutônicos e corpos dioríticos sincrônicos também estão vinculados.

A região de estudo está localizada em um bloco estrutural limitado por duas zonas de cisalhamento que compõem o CCSb. Nesta porção, ocorrem diversas intrusões graníticas com corpos sieníticos associados, apresentando afinidade alcalina com características tardi a pós-colisionais (e.g. Nardi *et al.*, 2008). Uma destas intrusões foi o alvo desta pesquisa, o Maciço Sienítico Piquiri (MSP).

O MSP tem área de aproximadamente 140 km², apresenta forma elíptica (baixa elipticidade) com eixo maior de orientação 330°. A porção sudeste do maciço tem sua geometria original mascarada por intrusões mais recentes. É interpretado como o resultado de mistura de magmas, ambos com fontes mantélicas similares, posicionados em um regime pós-colisional. (Nardi *et al.*, 2008). Na sua gênese, ainda são envolvidos processos de assimilação de encaixantes e fracionamento (Stabel, 2000).

De acordo com critérios texturais, composicionais e de distribuição geométrica, o Maciço é dividido em quatro fácies: (i) *fácies de borda*, (ii) *fácies principal*, (iii) *fácies quartzo sienítica* e (iv) *fácies granítica*. A *fácies de borda* abrange porções externas do corpo, se restringindo principalmente à parte norte/nordeste e sudoeste do corpo. É composta por sienitos e feldspato-alcálico sienitos de textura equigranular fina a média, localmente porfirítica com índice de cor (M') de 15 a 30%. As rochas da *fácies de borda* têm intensidade variável de desenvolvimento da foliação. É comum apresentarem xenólitos de gnaisses e rochas calcissilicáticas nas proximidades dos contatos com as encaixantes. Pedacos de rochas com textura muito fina, interpretadas como fragmentos de margem resfriada também são encontrados. Uma particularidade desta fácies, é a ocorrência de apófises no extremo nordeste e pequenas ocorrências a leste do Maciço. As apófises possuem formas irregulares, ora concordantes ora em alto ângulo com a foliação das encaixantes. A foliação dos sienitos tende a acompanhar os contatos das apófises.

A *fácies principal*, que constitui a maior parte do corpo, é composta por feldspato-alcálico sienitos de textura equigranular média a grossa com M' entre 5 e 15% e apresenta forte orientação da trama planar. É comum conter grandes concentrações de minerais máficos, que, com a progressão do fluxo magmático, acabam gerando muitas estruturas do tipo schlieren. Em alguns afloramentos, é possível observar pedacos de vários tamanhos de uma rocha de granulação mais fina contendo xenólitos. Na verdade, estes fragmentos se tratam de um desmembramento da *fácies de borda* gerados a partir de cisalhamento sinmagmático e estão sendo progressivamente digeridos e assimilados pela *fácies principal*. Ainda ocorrem autólitos máficos cumuláticos e enclaves máficos microgranulares, geralmente alongados.

A parte mais interna do maciço abriga *quartzo sienitos* dispostos em forma aproximada de bumerangue. São rochas de granulação média a grossa com M' baixo (2-8%) geralmente muito alteradas, sendo poucos os afloramentos de rocha sã. Apesar de não ser tão comum, também são encontrados fragmentos da *fácies de borda* carregados e assimilados pelas rochas quartzo sieníticas. Na porção central do MSP, os *granitos* têm granulação média a grossa, com M' um pouco mais elevado (~10%). Em alguns afloramentos, tanto dos *quartzo sienitos* como dos

granitos, notam-se estratificações marcadas pela concentração de minerais máficos, que reforçam o caráter segregacional destas rochas.

A foliação magmática é marcada pelo alinhamento dimensional dos cristais de K-feldspato e evidenciada pelo alinhamento dos agregados de minerais máficos, resultado de processos de *co-mingling* e segregação por fluxo (Nardi *et al.*, 2007). A geometria dessa trama planar acompanha o contato do MSP com suas encaixantes, com mergulhos concêntricos que variam de alto a médio ângulo de mergulho. Não é possível observar a estrutura linear destas rochas em campo. Peternell *et al.* (2011) identificaram lineações magmáticas subhorizontais através de métodos quantitativos em análise pontual.

Com relação à mineralogia opaca das rochas do Maciço, é amplamente dominada por magnetita, exceto na fácies de borda. Nesta fácies, além de cristais de magnetitas de tamanho menor se comparados aos que ocorrem nas fácies centrais da intrusão, ocorrem cristais de pirita coroados por hematita e cristais de ilmenita, titanomagnetita e ilmeno-rutilo em textura de óxi-exsolução. Nas fácies principal, quartzo sienítica e granítica, ocorrem apenas magnetitas, com tendência a apresentar composição mais pura em direção ao centro do corpo. Comumente as magnetitas apresentam inclusões de zircão.

A falta de identificação de estruturas lineares nas rochas do maciço não nos permite identificar o sentido do fluxo magmático para, em conjunto com as estruturas planares, inferir a evolução do posicionamento do corpo intrusivo. Diante disto, optamos por aplicar a técnica de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM), que vem sendo amplamente utilizada aliada a estudos de geologia estrutural convencionais para resolução deste tipo de problemas.

O estudo tem como objetivo identificar a trama magnética das rochas do MSP através da técnica de ASM e identificar qual(is) o(s) mineral(is) portador(es) do magnetismo. Sendo possível correlacionar a trama planar magnética com as estruturas planares medidas em campo através de métodos tradicionais, podemos inferir que o resultado das análises magnéticas da trama linear representam a lineação magmática, clareando a evolução do posicionamento destas rochas.

1.3 Estado da Arte

1.3.1 Maciço Sienítico Piquiri

As rochas do Maciço Sienítico Piquiri foram primeiro descritas por Picada (1966) quando foram interpretadas como produto do metamorfismo regional sobre rochas aluminosas de idade Pré-Cambriana, sendo denominadas por Tessari & Picada (1966) de Sienito Gnáissico Piquiri.

O interesse sobre essas rochas alcalinas foi novamente despertado somente no começo da década de 1980, quando se constatou que os granitoides estaníferos da região, assim como as intrusões alcalinas, não apenas são eventos finais do Ciclo Brasileiro, quanto estão geograficamente próximos e são controlados pelos mesmos lineamentos (Jost, 1981; Frantz & Jost, 1983; Jost *et al.*, 1984). Essa suspeita inicial de que os granitoides estaníferos e o MSP poderiam ser intrusões correlatas foi logo desfeita por razões estruturais, cronológicas e petroquímicas.

Jost *et al.* (1985) substituem o termo Sienito Gnáissico Piquiri por Sienito Piquiri, e, posteriormente, devido à diversidade composicional de suas litologias foi redefinido por Vieira Jr *et al.* (1989) como Maciço Sienítico Piquiri, que também sugerem que o corpo tenha afinidade shoshonítica.

Os trabalhos de Stabel (2000) e Stabel *et al.* (2001) sobre química mineral e evolução petrológica do Maciço abrangem estudos que integraram dados de campo, petrografia e determinações analíticas por microsonda eletrônica em minerais, onde foi possível determinar a pressão em que as rochas se formaram e a temperatura de cristalização dos minerais. O resultado dessa caracterização geoquímica confirma o caráter shoshonítico das rochas do Maciço.

PláCid (2002), com um trabalho focado nos enclaves máficos microgranulares, determinou que os magmas sieníticos e lamprófiricos associados são interpretados como originados em profundidades superiores a 100 km, em partes do manto enriquecidas em potássio.

Philipp *et al.* (2003) apresentam uma série de novas idades e fazem uma revisão da geocronologia do Batólito Pelotas. Pelo método Pb/Pb em zircões magmáticos, chegam a idade média de 611 ± 3 Ma. As idades que se tinha até o momento provinham do método K/Ar (580 ± 25 Ma) e Rb/Sr (606 ± 98 Ma, $R_o = 0,706 \pm 0,000013$, MSWD = 0,33) do trabalho publicado por Soliani Jr (1986).

Nardi *et al.* (2007) analisam os elementos maiores e traços dos enclaves máficos microgranulares do MSP e confirma que tanto o magma lamprofírico quanto o magma sienítico provem de uma fonte comum. Porém, comparando com um típico magmatismo lamprofírico, a principal diferença é que o magma que deu origem aos enclaves máficos tem como fonte um manto modificado por subducção. Nardi *et al.* (2008) apresentam os resultados de geoquímica de rocha total, onde interpretam que as rochas sieníticas e lamprofíricas do Maciço foram produzidas em fontes mantélicas enriquecidas, tipo OIB, como a maioria do magmatismo pós-colisional shoshonítico, alcalino sódico e toleítico alto-K do extremo sul do Brasil.

Os mapeamentos em escala 1:25.000 realizados por UFRGS (2008 e 2009), puderam refinar os contatos do MSP com suas encaixantes e estabelecer critérios para a classificação faciológica, aprimorando as divisões internas do Maciço.

Na linha da geologia estrutural, dados significativos foram obtidos somente através de técnicas não convencionais para a identificação da estrutura linear das rochas. Peternell *et al.* (2011), identificam lineações magmáticas aplicando métodos quantitativos em análise pontual.

Utilizando como base os dados levantados por UFRGS (2008 e 2009), Sbaraini (2012) faz uma ampla campanha de amostragem ao longo de todo o corpo intrusivo e submete amostras orientadas a análises de ASM, identificando que há relação entre as foliações magmáticas observadas em campo e as foliações magnéticas obtidas através da aplicação da técnica. Sendo assim, pode assumir que as lineações magnéticas reveladas através da metodologia podem ser correlacionadas com as lineações magmáticas, indicando o sentido do fluxo do magma. Foi identificado diferentes padrões para a trama magnética e tendências para os dados escalares, relacionados com a faciologia do Maciço.

Sbaraini (2012) também alerta às relações estruturais entre as rochas do MSP observadas em campo. *Fácies de borda* sendo retrabalhada pela *fácies principal*. *Fácies principal* sendo cortada pela *fácies quartzo sienítica*. Essas informações aliadas ao comportamento magnético distinto entre as fácies, fez com que o autor sugerisse que a hipótese de um corpo formado em decorrência de vários pulsos, seria mais aceitável.

1.3.2 Anisotropia de Susceptibilidade Magnética aplicada ao estudo estrutural de maciços intrusivos

Desde os trabalhos apresentados por John Warren Graham na década de 1950 (em especial Graham, 1954), a ASM vem sendo aplicada para identificar a trama estrutural das rochas através das propriedades magnéticas dos minerais. Nos anos seguintes, a continuidade na aplicação da técnica e a publicação de trabalhos notórios (e.g. Jelinek, 1977, 1981; Hrouda, 1982; Tarling & Hrouda, 1993) difundiram amplamente a metodologia. Por se tratar de um método não destrutivo, preciso, de resposta relativamente rápida e aplicável a rochas de baixo campo magnético, a Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM) tem sido cada vez mais aplicada para resolução de problemas que não podem ser solucionados através de métodos investigativos tradicionais.

Em geologia estrutural, um problema muito recorrente é a dificuldade de identificação da trama das rochas, mesmo que muitas vezes a estrutura planar esteja bem desenvolvida. Em particular, a estrutura linear é difícil de determinar em campo em determinadas rochas. Nesse sentido, visto que essa estrutura é fundamental para o estudo de rochas ígneas, há muitas publicações com a aplicação da técnica para a investigação sobre o posicionamento de plutons (Archanjo *et al.*, 1998; De Luchi *et al.*, 2004; Trubač *et al.*, 2009; Oliveira *et al.*, 2010; Raposo *et al.*, 2011; Georgiev *et al.*, 2014; Sandjo *et al.*, 2016).

No Brasil, a técnica foi introduzida na década de 1990 através do professor Jean-Luc Bouchez da Universidade de Toulouse (França) e resultou em diversos trabalhos, muito deles na Província Borboema, em granitos brasileiros alojados na Faixa Seridó (Archanjo *et al.*, 1994, 1995, 2002). Em rochas máficas, a ASM foi inicialmente utilizada em diques basálticos do Arco da Ponta Grossa, no Paraná, por Raposo & Ernesto (1995).

A notável homogeneidade estrutural de granitos, observada desde a escala de batólitos até a escala de afloramento (Olivier *et al.*, 1997), bem como a aplicação da técnica em granitoides visto como “isótopos” (Bouchez, 1997; Borradaile & Henry, 1997; Raposo & Gastal, 2009) faz da ASM uma ferramenta essencial no estudo do fluxo magmático em contextos tectônicos variados, além de fornecer informações sobre a reologia de magma quando combinada com investigações microestruturais (Bouchez, 2000).

A aplicação de técnicas adicionais para investigação da mineralogia responsável pela susceptibilidade é recomendada, visto que dependendo das características magnéticas de cada mineral constituinte da rocha, pode fornecer um resultado que venha a ser interpretado de forma equivocada. Análises petrográficas, microestruturais, microtexturais, também são indicadas.

CAPÍTULO II

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo é apresentada a metodologia utilizada para o desenvolvimento do projeto. Cada etapa da pesquisa, do método empregado, está descrito brevemente nos subitens.

2.1 Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica sobre as publicações do MSP foi muito importante para os trabalhos de campo, de modo a ajudar na escolha e distribuição dos sítios amostrados. As publicações de Stabel (2000) e UFRGS (2008 e 2009) foram discutidas inúmeras vezes quanto aos critérios utilizados para a classificação da faciologia do Maciço. Em paralelo, foi necessário o estudo sobre a aplicação da ASM aliada a estudos estruturais de corpos intrusivos e a investigação da mineralogia magnética – através de experimentos para a definição das curvas termomagnéticas, curvas de histerese e espectros de coercividade – visto que a aplicação destas técnicas ainda é pouco difundida no sul do Brasil.

2.2 Compilação de dados em plataforma de Sistema de Informação Geográfica

Pelo fato da amostragem ser feita com perfuratriz– equipamento pesado e que necessita de água para sua refrigeração – é difícil percorrer longas distâncias sem viatura de campo. É de suma importância termos conhecimento de estradas e acessos locais e, além disso, encontrar bons afloramentos de rocha *in situ*, pois as amostras devem ser orientadas, caso contrário, os dados direcionais obtidos com o método não terão validade.

Para isso, integramos todos os dados pertinentes da área de estudo em um Sistema de Informação Geográfica (SIG). Utilizando um software adequado, foi elaborado um mapa base para a campanha de campo onde foram integrados dados de mapeamentos geológicos – principalmente os mapas de localização/amostragem e as tabelas com dados das cadernetas de campo dos mapeamentos realizados por

UFRGS 2008, 2009 – e trabalhos de mestrado e doutorado sobre o MSP. Imagens de satélite também foram adicionadas. Com esses dados sobrepostos a uma base cartográfica completa e atualizada, foi possível fazer uma avaliação dos dados pré-existentes e estabelecer grandes perfis, abrangendo desde o contato do MSP com suas encaixantes até as porções mais centrais do corpo. Assim, escolhemos estações em locais estratégicos, procurando registrar toda variação faciológica do corpo, segundo uma malha de pontos tão regular quanto possível.

2.3 Trabalhos de campo e amostragem

Para realização deste trabalho, foram realizadas três campanhas de campo. Na primeira, foram coletados testemunhos cilíndricos regularmente espaçados em todas as fácies do maciço. Descrição textural, classificação faciológica, obtenção de dados estruturais e coleta de amostra macroscópica de cada sítio, também foram realizadas. A segunda excursão teve como objetivos verificar contatos com as encaixantes, principalmente na porção nordeste do corpo, e verificar *in loco* regiões do mapa onde ficaram grandes áreas sem amostragem. Duas equipes fizeram pequenos perfis paralelos visando mapear em detalhe a maior área possível. Na terceira campanha, foram coletados testemunhos em locais onde haviam áreas sem cobertura regular de amostragem.

Para os estudos de ASM foram coletadas amostras na forma de cilindro, orientadas, em um total de 46 sítios distribuídos em toda a extensão do MSP. A amostragem foi feita com o auxílio de uma perfuratriz portátil com motor dois tempos movido à gasolina, contendo broca oca de uma polegada de diâmetro com a extremidade diamantada. O equipamento de amostragem ainda conta com um sistema de arrefecimento que utiliza mistura de água com óleo biodegradável, que é liberada através de uma mangueira acoplada na proximidade da broca, à medida em que a rocha é perfurada.

É de extrema importância que se tenha certeza que a rocha a ser amostrada se encontra *in situ*, caso contrário, a análise dos dados direcionais será inválida. O grau de alteração da rocha deve ser o mínimo possível. A alteração faz com que a rocha se fragmente ou, até mesmo, se desintegre devido ao alto atrito produzido pela broca. Deve-se evitar também, zonas de cataclase e locais onde há muitas fraturas, além da rocha estar mais alterada nesses locais, qualquer plano de

fraqueza faz com que o cilindro quebre e emperre dentro da broca, sendo necessária a remoção da broca da perfuratriz e a retirada dos fragmentos.

Concluída a perfuração, os cilindros devem ser orientados. Para que não haja a desorientação do cilindro caso ele quebre durante a amostragem, o que é relativamente comum, antes da perfuração ser iniciada é feita uma marcação com a própria broca, em intersecção com o local a ser amostrado (Fig1). Para registrar a posição espacial original de cada amostra, usa-se um orientador que consiste de uma haste cilíndrica oca com o mesmo diâmetro do furo, em cuja extremidade é acoplada uma bússola convencional do tipo *Brunton* e um bússola solar, de modo que a leitura pode ser feita mesmo em rochas fortemente magnéticas, além de um transferidor para medida do ângulo de inclinação do furo (Fig. 2). O orientador é introduzido nos furos e regulado de modo que a bolha de nivelamento da bússola fique na posição central, indicando que a bússola encontrasse na posição horizontal. Feito isso, são efetuadas as leituras das bússolas magnética e solar (esta inclui a leitura do horário) e da inclinação em que o cilindro foi retirado. Foram coletados, em média, 10 cilindros de 3 a 15 cm, por sítio.

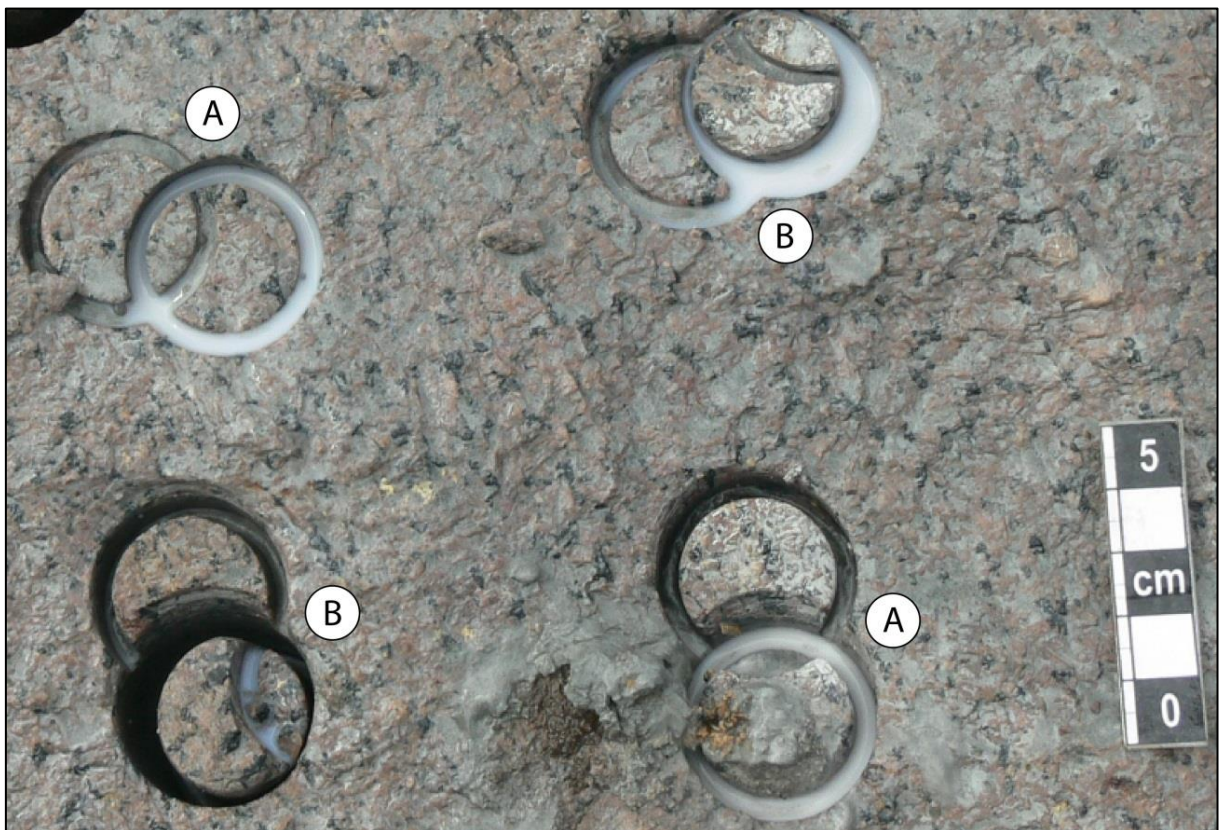


Figura 1 – (A) Cilindros que não quebraram durante a perfuração. (B) Cilindros que quebraram durante a perfuração; serão recolocados na posição correta devido às marcações previamente realizadas.



Figura 2 – Orientador de amostras cilíndricas (1" de diâmetro). (A) Cano de alumínio com ranhura na base. (B) Bússola tipo Brunton. (C) Transferidor de 360° com haste de metal perpendicular centralizada. (D) Transferidor de 90°. (E) Cilindro amostrado. (F) Cilindro orientado e identificado.

2.4 Preparação de amostras

As amostras foram preparadas conforme o tipo de análise realizado. A seguir, uma breve descrição de cada tipo de preparo, sendo: (i) análises das anisotropias magnéticas; (ii) análises de investigação da mineralogia magnética (análises térmicas e aquisição das curvas de histerese). A preparação de todas as amostras foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP).

A preparação das amostras para as análises magnéticas consiste em serrar os cilindros amostrados em espécimes de 22mm. O corte foi feito em equipamento específico para esta finalidade (Fig. 3A). Após, os espécimes são numerados e marcações específicas são feitas, que facilitarão o posicionamento dos mesmos na hora de efetuar as leituras das medidas magnéticas (Fig. 3B). Por fim, os espécimes são embalados em papel filme, para que não haja contaminação nos equipamentos (Fig. 3C).

Para preparação das amostras visando à investigação da mineralogia magnética, foi separada pequena quantidade de amostra de cada sítio selecionado e desintegrada em um gral de ágata até ser pulverizada.

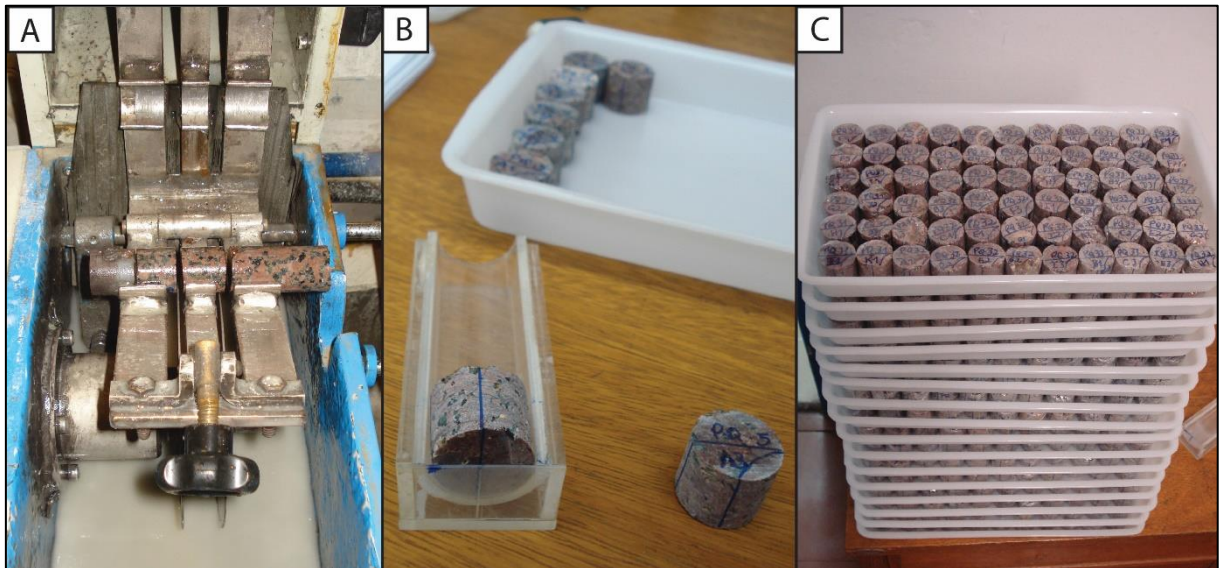


Figura 3 – (A) Serra utilizada para o corte dos cilindros em espécimes de 22 mm. (B) Marcação dos eixos nos espécimes. (C) Espécimes da primeira campanha de amostragem prontos para análise.

2.5 Anisotropia de Suscetibilidade Magnética (ASM)

A suscetibilidade magnética K é definida por: $M = [K] \times H$, onde M e H são, respectivamente, a magnetização induzida e o campo magnético indutor em um material. K pode variar de acordo com valores do campo indutor, com a temperatura e com a direção na qual o material é medido. Geralmente as medidas de K são feitas em temperatura ambiente e o campo magnético indutor é da ordem do campo geomagnético (< 1 mT). Para materiais isotrópicos, K é um escalar; entretanto, para materiais anisotrópicos K varia de acordo com a direção na qual o material é medido. Neste caso, K é um tensor simétrico de segunda ordem, cuja representação quadrática é um elipsoide de revolução, com eixos principais $K_{\max} > K_{\text{int}} > K_{\min}$ (Hrouda, 1982; Tarling & Hrouda, 1993) e é semelhante ao elipsoide de deformação.

A anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) é uma propriedade física das rochas e surge devido à orientação preferencial de seus minerais, os quais podem ser ferromagnéticos, paramagnéticos e/ou diamagnéticos (Tarling & Hrouda, 1993). A ASM representa a contribuição de todos os minerais presentes nas rochas. A orientação dos eixos de suscetibilidade máxima, intermediária e mínima

($K_{max} > K_{int} > K_{min}$) fornece a trama ou petrotrama (fabric ou petrofabric) magnética das rochas, sendo o eixo K_{max} correspondente à lineação magnética, enquanto o eixo K_{min} representa o polo da foliação magnética, isto é, perpendicular ao plano da foliação formado pelos eixos K_{max} - K_{int} . A técnica de ASM vem sendo amplamente utilizada nas ciências da Terra, pois pode ser aplicada mesmo em rochas aparentemente isotrópicas (ver revisão em: Borradaile & Henry, 1997; Bouchez, 1997; além de outros) e com tramas (lineação e foliação) fracamente desenvolvida ou mesmo ausente.

Quando os minerais pirrotita e (titano)hematita são os responsáveis pela K e ASM, a anisotropia é definida por sua orientação cristalográfica, ou seja, anisotropia magneto cristalina. Por outro lado, em rochas onde K surge devido aos minerais ferrimagnéticos, como titanomagnetita e/ou magnetita, a origem da ASM é dada pela forma do grão, isto é, anisotropia de forma, onde K_{max} é paralelo ao eixo maior do grão, enquanto K_{min} é paralelo ao seu eixo menor (para grãos multidomínio). Para grãos de domínios magnéticos do tipo simples ocorre uma inversão dos eixos K_{max} e K_{min} (conhecido como trama inversa pelo efeito SD), isto é, K_{min} é paralelo ao maior eixo do grão, enquanto K_{max} é paralelo ao seu eixo menor. Nestes casos, a ASM também pode ser devida à interação do grão magnético (Cañón-Tapia, 1996) ou à distribuição dos grãos magnéticos da rocha (Hargraves *et al.*, 1991).

Além dos dados direcionais, dois parâmetros escalares são importantes nos estudos de ASM. O parâmetro P , definido por K_{max}/K_{min} , corresponde ao grau de anisotropia, e o parâmetro de forma, T (Jelinek, 1981), que fornece a forma do elipsoide; se $0 < T < +1$ o elipsoide é oblato, se $-1 < T < 0$ o elipsoide é prolato, e se $T = 0$ o elipsoide é neutro ou triaxial. A ASM foi determinada em todos os espécimes através do equipamento Kappabridge KLY-4S (AGICO, Republica Tcheca – Fig. 4) e para o tratamento dos dados foi utilizado o programa ANISOFT 4.2.

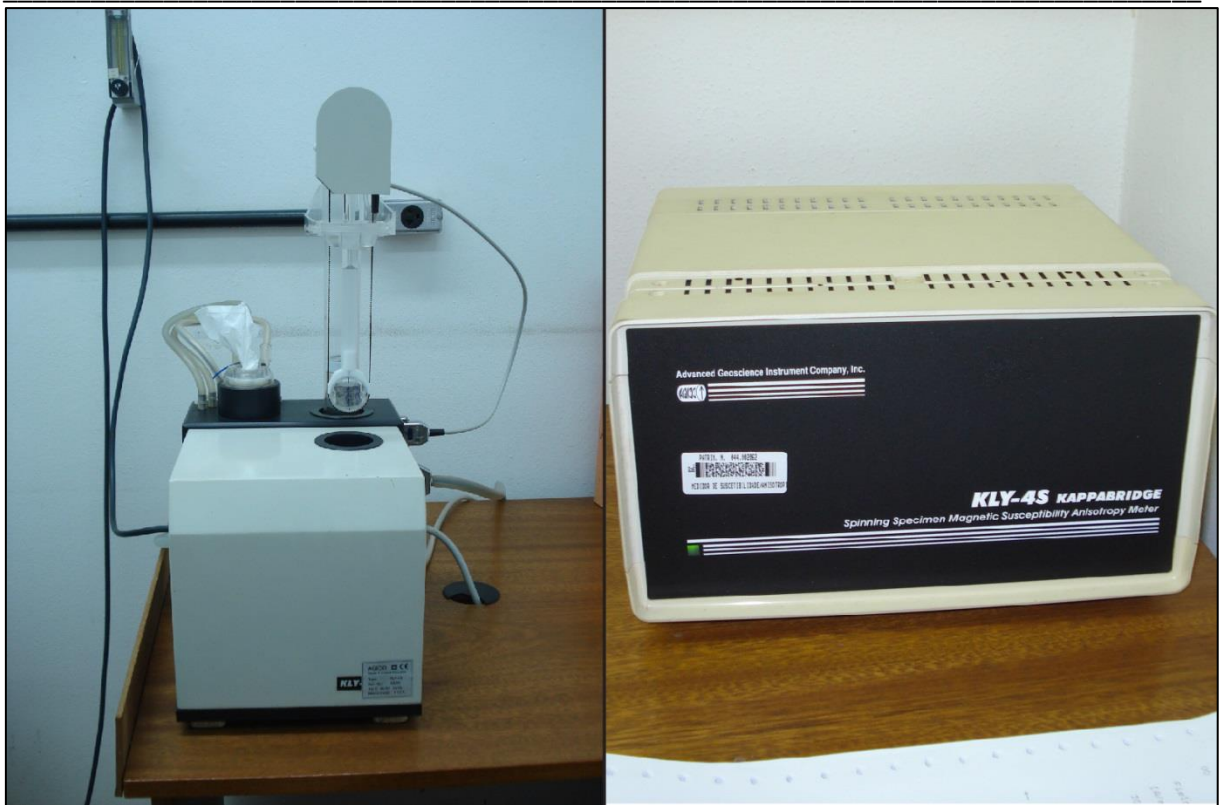


Figura 4 – Kappabridge KLY-4S (AGICO, República Tcheca) utilizado para as leituras de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM).

2.6 Anisotropia de Remanência Magnética Anisterética (ARMA)

Anisotropia de Remanência Magnética Anisterética (ARMA) é uma anisotropia calculada experimentalmente e requer que uma magnetização artificial permanente (magnetização anisterética) seja imposta em várias posições em um espécime de rocha. Esta anisotropia é dada exclusivamente pelo alinhamento dos minerais magnéticos, pois só eles são capazes de reter magnetização remanente. As amostras devem ser desmagnetizadas por campos magnéticos alternados depois que a magnetização induzida for medida (em magnetômetro) e antes da indução em outra posição. A vantagem em se determinar a ARMA no estudo das tramas magnéticas é que ela elimina o efeito dos grãos magnéticos do tipo monodomínio magnético, uma vez que a magnetização é sempre paralela ao eixo maior do grão magnético (Jackson, 1991). O tensor de ARMA, assim como o de ASM, é simétrico de segunda ordem e expresso por seus eixos principais $ARMA_{max} > ARMA_{int} > ARMA_{min}$ que representam os eixos de máxima, intermediária e mínima remanência, respectivamente. O eixo $ARMA_{max}$ corresponde à lineação magnética e $ARMA_{min}$ é o polo da foliação magnética (plano $ARMA_{max} - ARMA_{int}$). A

determinação da ARMA é feita submetendo-se um espécime de rocha a um campo magnético alternado (AF) de pico e simultaneamente aplicar um campo contínuo DC em uma dada direção da amostra. Após a indução a remanência é medida em magnetômetro e a amostra é desmagnetizada em 100 mT (máximo do equipamento) para posterior indução em outra posição da amostra. A ARMA foi determinada usando um esquema de 7 posições, o AF de pico foi de 95 mT no desmagnetizador da Molspin (Newcastle, town, UK) com um DC de 0.1 mT através de uma bobina (home-made) acoplada ao AF (Fig. 5). A magnetização remanente foi medida no Spinner Magnetometer JR-5A (Fig. 6). Dos 46 sítios submetidos a análises de ASM, foram selecionados 26 para serem realizadas leituras de ARMA. Para estas análises, de 6 a 9 espécimes por sítio foram selecionadas.



Figura 5 – Desmagnetizador (Molspin) utilizado para desmagnetização das amostras e obtenção dos espectros de coercividade.

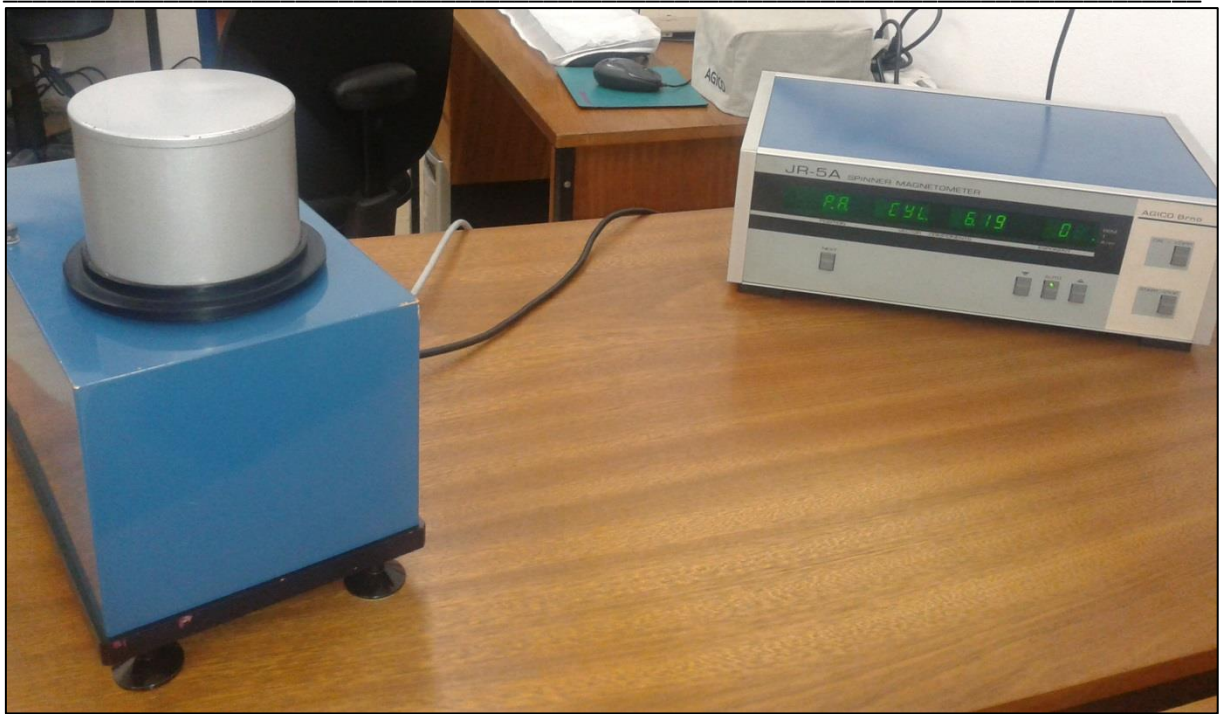


Figura 6 – Spinner Magnetometer JR-5A utilizado para as leituras de Anisotropia de Remanência Magnética Anisterética (ARMA).

2.7 Magnetização Remanente Natural (MRN), Magnetização Remanente Anisterética parcial (MRAp) e Magnetização Remanente Isotermal (MRI)

O estudo das propriedades magnéticas foi feito através de vários experimentos, tais como a desmagnetização por AF da Magnetização Remanente Natural (MRN) e Magnetização Remanente Anisterética parcial (MRAp), aquisição da curva de Magnetização Remanente Isotermal (MRI), obtenção das curvas de histerese e a determinação da variação da suscetibilidade magnética com a temperatura. Todos esses experimentos foram realizados em nove espécimes representativos das quatro fácies do MSP (PQ-02, PQ-05, PQ-06, PQ-07, PQ-10, PQ-12, PQ-17, PQ-18, PQ-20).

A desmagnetização por AF é feita submetendo um espécime de rocha a sucessivos campos magnéticos alternados que irão desmagnetizá-lo; a magnetização remanente é medida em magnetômetro. Os espécimes estudados foram desmagnetizados em passos de 5 mT ou 10 mT com início em 5 mT até 100 mT utilizando desmagnetizador (Molspin – Fig. 5).

A determinação da MR_{Ap} consiste em aplicar uma AF (campo alternado) de pico de 98 mT e um campo contínuo de 0,1 mT (DC) sobreposto, em intervalos de 10 mT (Jackson *et al.*, 1988). Após medir a magnetização remanente em cada intervalo de indução o espécime foi desmagnetizado em um AF de 100 mT antes da indução no intervalo seguinte. Assim, os grãos magnéticos com forças coercivas dentro dos diferentes intervalos são magnetizados enquanto o resto da assembleia é desmagnetizada. Este experimento foi realizado no desmagnetizador da Molspin.

A MRI é um tipo de magnetização secundária e é adquirida em um curto intervalo de tempo, a uma temperatura constante, sob influência de um campo magnético (usualmente forte). A MRI é adquirida por grãos magnéticos com força coerciva menor ou igual à intensidade do campo aplicado. A MRI foi obtida com a aplicação de campos magnéticos iniciando em 5 mT, com incrementos de 10 ou 20 mT até 500 mT, ou até a saturação dos espécimes, através de um magnetômetro do tipo Pulse (Magnetic Measurements – Fig. 7). A magnetização remanente do espécime foi medida após cada indução. Depois que a magnetização de saturação (MRIS) foi atingida os espécimes foram progressivamente desmagnetizados por AF.



Figura 5 – Magnetômetro do tipo Pulse (Magnetic Measurements) utilizado para obtenção da Magnetização Remanente Isotermal.

2.8 Curvas Termomagnéticas e de Histerese

A obtenção das curvas termomagnéticas (suscetibilidade magnética em função de baixa e alta temperatura) tem por objetivo a identificação do mineral magnético presente nas amostras. Nas curvas de baixa temperatura (N líquido) o aumento da suscetibilidade magnética em uma dada temperatura é conhecido como ponto de transição, já na curva de alta temperatura ocorre uma diminuição brusca da suscetibilidade magnética em uma dada temperatura, que é conhecida como temperatura de Curie. Tanto os pontos de transição como as temperaturas de Curie são característicos de cada mineral magnético. Os experimentos foram realizados nas amostras pulverizadas (Figs. 8A e 8B) nos intervalos de -200°C a 700°C através dos aparatos CS-3L e CS3 acoplados ao KLY-4S Kappabridge (Figs. 8D e 8E). As curvas de histerese foram obtidas através do magnetômetro tipo VSM (Molspin) com o objetivo de verificar a contribuição dos minerais ferromagnéticos para a susceptibilidade magnética da rocha (Figs. 8C e 8F). Todos os experimentos foram realizados no Laboratório de Anisotropias Magnéticas e de Magnetismo de Rocha do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

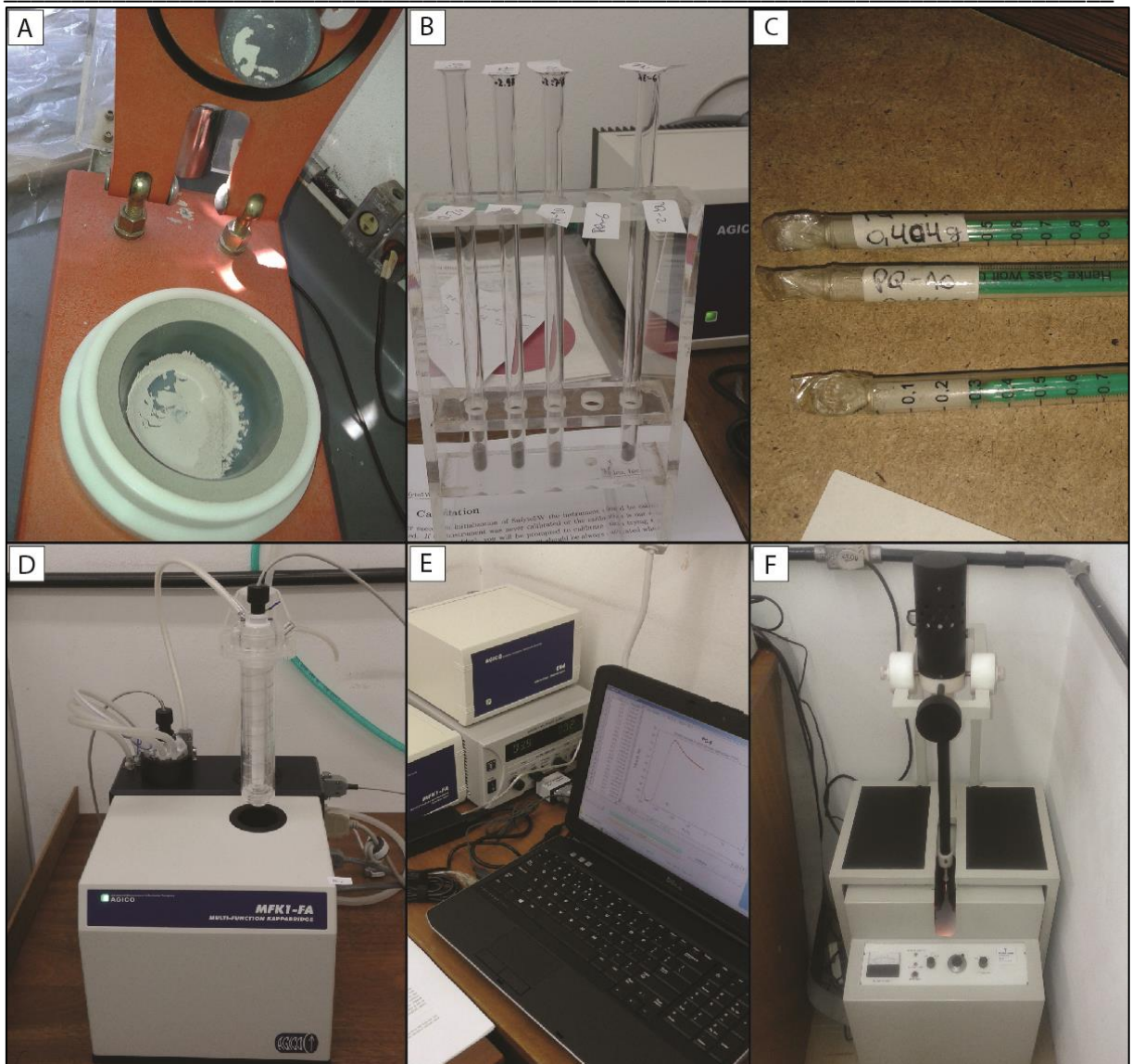


Figura 6 – (A) Gral de ágata utilizado para pulverizar as amostras. (B-C) Amostras pulverizadas para as análises termomagnéticas e obtenção das curvas de histerese, respectivamente. (D-E) Kappabridge multifuncional com os aparatos CS-3L e CS3 acoplados para obtenção das curvas termomagnéticas. (F) Magnetômetro tipo VSM para obtenção das curvas de histerese.

3 ARTIGO CIENTÍFICO SUBMETIDO

Successfully received: submission Magnetic Fabrics of the Neoproterozoic Piquiri Syenite Massif (Southernmost Brazil): implications for 3D geometry and emplacement for Journal of Geodynamics

Journal of Geodynamics <EvisSupport@elsevier.com>
Responder a: jgeod@elsevier.com
Para: samueldesde82@gmail.com

2 de julho de 2019 08:38

This message was sent automatically.

Ref: GEOD_2019_127

Title: Magnetic Fabrics of the Neoproterozoic Piquiri Syenite Massif (Southernmost Brazil): implications for 3D geometry and emplacement

Journal: Journal of Geodynamics

Dear Mr. sbaraini,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Journal of Geodynamics. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE® at: http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jsp?JRNL_ACR=GEOD and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Tasks' view.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal of Geodynamics

Have questions or need assistance?

For further assistance, please visit our [Customer Support](#) site. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about EVISE® via interactive tutorials. You can also talk 24/5 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

Copyright © 2018 Elsevier B.V. | [Privacy Policy](#)

Elsevier B.V., Radarweg 29, 1043 NX Amsterdam, The Netherlands, Reg. No. 33156677.

**Magnetic Fabrics of the Neoproterozoic Piquiri Syenite Massif (Southernmost Brazil):
implications for 3D geometry and emplacement**

Samuel Sbaraini^{a*}, M. Irene B. Raposo^b, Maria de Fátima Bitencourt^a

^a Programa de Pós Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91501-970, Porto Alegre/RS, Brazil

^b Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, 05508-080, São Paulo/SP, Brazil

* Corresponding author. E-mail addresses: samueldesde82@gmail.com (S. Sbaraini), irene@usp.br (M. I. B. Raposo), fatimab@ufrgs.br (M. F. Bitencourt)

Abstract

The study of magnetic fabrics and rock magnetic properties, together with geological and structural mapping, was carried out in a syenite pluton to investigate its shape and emplacement history. The Piquiri Syenite Massif (PSM) is an alkaline pluton which exhibits S >> L magmatic fabric and is interpreted to be part of the last Neoproterozoic post-collisional magmatic episodes in southernmost Brazil. Thermomagnetic curves, hysteresis data and coercivity spectra obtained from representative samples of different facies in the massif reveal that magnetic susceptibility is dominated by ferromagnetic minerals, especially magnetite. Magnetic fabric data were determined by using Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) and Anisotropy of Anhysteretic Remanence (AARM). Both fabrics are coaxial, and the parallelism of AMS and AARM tensors in more than 84% of the sampled sites rules out the possibility of significant effects of Single Domain (SD) crystals. The magnetic foliation is concordant with the magmatic foliation field measurements, both parallel to pluton contacts, with high, inward dip angles. The magnetic lineation shows distinct but related behaviour from one facies to another. It is dominantly subvertical in the marginal facies rocks and plunges at moderate to shallow angles in the

24 main facies. It is sub-horizontal in the quartz-syenites and plunges at shallow angles in the granitic
25 rocks. Field relations such as fragments of marginal facies rocks found within the main facies rocks,
26 which are in turn intruded by quartz-syenites, together with the general absence of contact
27 metamorphism except near the marginal facies, lead to interpret that a sequence of magmatic pulses
28 have built up the pluton. Thus, a first magmatic pulse may have heated the host rocks and resulted in
29 the marginal facies which was followed by the next pulses to form the main facies and the quartz-rich
30 varieties, therefore constructing the pluton from outside inwards.

31 Keywords: magnetic fabric, AMS, rock magnetism, magma flow, emplacement fabrics, syenite.

32 **1. Introduction**

33 Low-field anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) has been extensively used as a tool to
34 reconstruct the emplacement history of igneous rocks (see Tarling and Hrouda, 1993; Borradaile and
35 Henry, 1997; Special Issues of Tectonophysics, 2006, 2009, 2014, for detailed review). As pointed out
36 by Bouchez (1997), AMS measurement has increased in the last decades because of its sensitivity and
37 speed in determining rock fabrics even in rocks that are visually isotropic, and its use is not restricted to
38 iron oxide bearing rocks. Therefore, the AMS technique is widespread for both directional and semi-
39 quantitative purposes (Tarling and Hrouda, 1993; Borradaile and Henry, 1997), particularly where
40 standard petrofabric techniques are inadequate or inefficient.

41 AMS is a tensor which relates the intensity of applied field (H) to the acquired magnetization (M)
42 of a material through the equation: $M_i = K_{ij}H_j$, with the proportionality K_{ij} being a symmetrical second-
43 rank tensor referred to as the susceptibility tensor. This tensor is expressed by its principal eigenvalues
44 (susceptibility magnitudes) and eigenvectors $K_{\max} > K_{\text{int}} > K_{\min}$ (their orientations) representing the
45 maximum, intermediate, and minimum axes of susceptibility, respectively. AMS describes the variation
46 of magnetic susceptibility with direction within a material, and represents the contribution of all rock-
47 forming minerals (i.e. dia-, para- and ferromagnetic). The K_{\max} axis represents the magnetic lineation
48 while K_{\min} is the pole to the magnetic foliation (the plane formed by K_{\max} and K_{int} axes). In rocks where K

49 is carried by either Fe-bearing silicate paramagnetic matrix minerals or (titano) hematite or pyrrhotite the
50 AMS is due to the preferred crystallographic orientation of these minerals (magnetocrystalline
51 anisotropy). On the other hand, in rocks where K is carried by ferrimagnetic minerals such as Ti-poor
52 titanomagnetite the origin of AMS is related to grain shape (shape-anisotropy), in which K_{max} is parallel
53 to the long axis of a particle within the rock.

54 The anisotropy of remanent magnetization (ARM) technique (see Jackson, 1991 for a review)
55 has gained numerous users for a wide range of applications in geosciences such as petrofabric
56 determinations (Trindade et al., 1999; Raposo and Egydio-Silva, 2001; Raposo and Berquó, 2008,
57 among others). ARM isolates the contribution of remanence-bearing minerals from paramagnetic
58 minerals. ARM is determined from the intensity of an artificial magnetic remanence acquired when a
59 magnetic field is applied along different directions through the sample. ARM has distinct advantages
60 because it precludes the effect of inverse AMS fabric due to single-domain titanomagnetite or magnetite
61 (Stephenson et al., 1986). The most common ARMs are anisotropy of anhysteretic remanence (AARM)
62 and anisotropy of isothermal remanence (AIRM). The ferromagnetic particles, which define the ARM
63 tensor, and the paramagnetic minerals may crystallize at different times, with different orientations. The
64 ARM tensor is also a symmetrical second-rank tensor expressed by its principal eigenvectors
65 $ARM_{max} > ARM_{int} > ARM_{min}$ representing the maximum, intermediate, and minimum axes of remanence,
66 respectively, in which ARM_{max} corresponds to the magnetic lineation, and ARM_{min} is the pole to the
67 magnetic foliation (ARM_{max} - ARM_{int} plane).

68 The main factor responsible for the generation of primary fabric in igneous rocks is the
69 hydrodynamic alignment of crystals such as olivine, pyroxene, plagioclase and maybe (titano) magnetite
70 and (titano) hematite during the magma flow. However, it is also possible that another mechanism in
71 which late crystallizing ferromagnetic minerals fill in the gaps left between earlier formed and aligned
72 plagioclase, pyroxene and olivine crystals takes place. Therefore, these minerals are able to acquire a
73 preferred orientation even if their growth postdates magma flow (Hargraves et al., 1991).

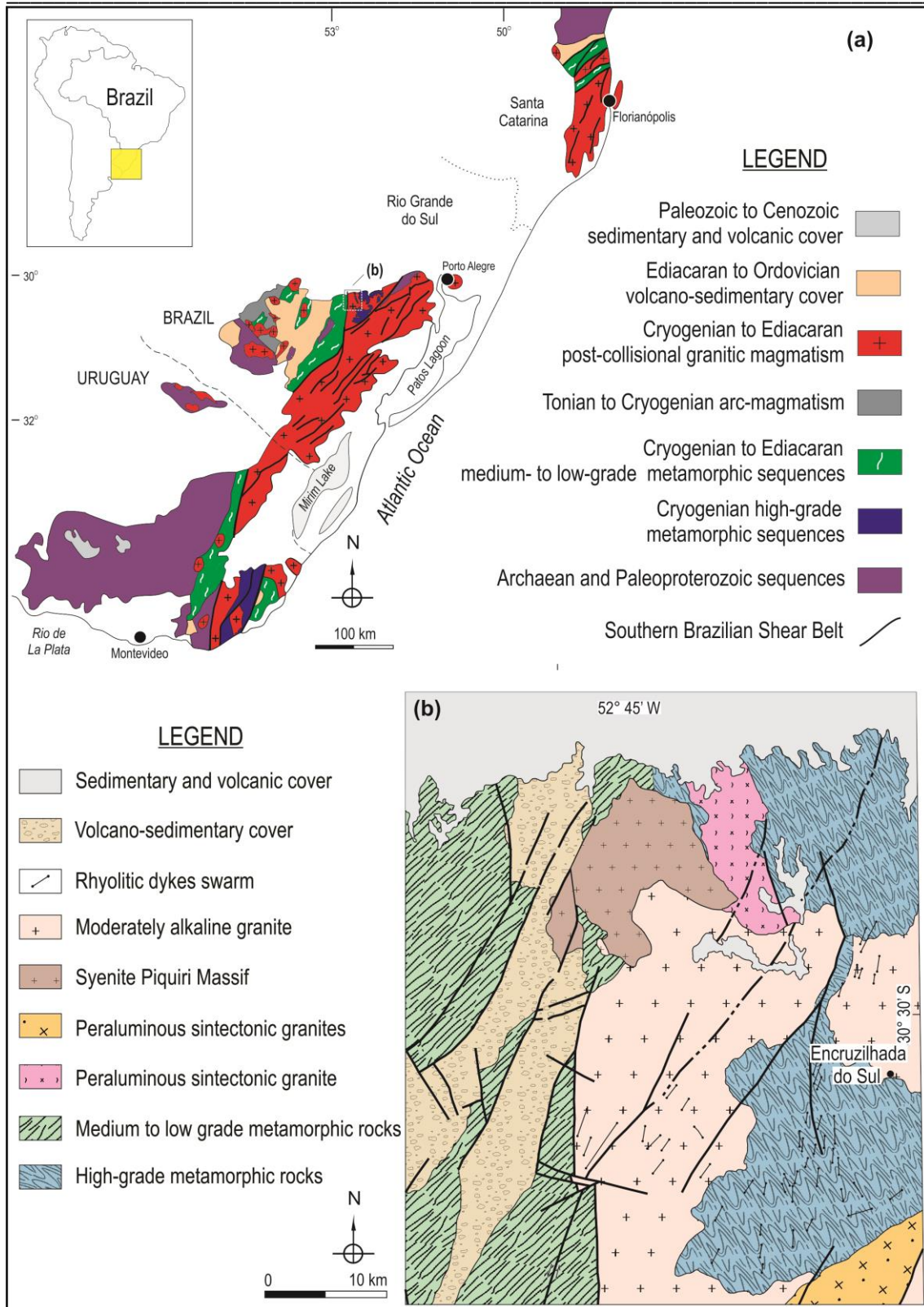
74 We have applied AMS and AARM techniques to the Piquiri Syenite Massif, which outcrops in
75 the Rio Grande do Sul state (South Brazil) to investigate the behavior of magnetic fabric throughout the
76 intrusive body and to provide information on its mode of emplacement, since lineations are virtually
77 absent in the intrusion, thus hindering further structural interpretations.

78 **2. Geological Setting**

79 The Sul-rio-grandense Shield (SrgS – Fig. 1) is composed of several rock associations of Pre-
80 Cambrian age which represent records of the main tectonic environments found in southern Brazil. This
81 shield area is largely composed of magmatic rocks related to the Brasiliano / Pan-African Cycle
82 developed mostly on a Paleoproterozoic metamorphic basement, as pointed out by Hartmann *et al.*
83 (1999, among many others).

84 The eastern part of this shield area features mostly post-collisional Neoproterozoic granitoids
85 found along the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB – Bitencourt and Nardi, 2000). The SBSB is
86 defined as a lithospheric-scale structure composed of several km-wide, anastomosing shear zones of
87 dominant transcurrent kinematic formed in the late stages of the Neoproterozoic collisional history. The
88 granitoids are found within this megastructure along a NE-trending, 800 km-long and 150 km-wide belt
89 which takes local names as Pelotas Batholith (Rio Grande do Sul state, Brazil), Florianópolis Batholith
90 (Santa Catarina state, Brazil) and Aiguá Batholith (Uruguay).

91 Most of the shear zones are subvertical, and they are interpreted by Bitencourt and Nardi
92 (2000) to have played an important part in the reactivation of mantle sources previously modified by
93 subduction. They have also favoured crustal melting and provided ascent and emplacement channels
94 for a large volume of magma. Mafic igneous rocks are also found along the granitic belt, represented by
95 coeval mafic enclaves, synplutonic dikes and diorite intrusions. The study area is part of a structural
96 block limited by two shear zones related to the SBSB. Within the limits of this block, several granitic
97 intrusions are found, some of them in association with syenite bodies, which are interpreted as late- to
98 post-collisional, A-type magmas (e.g. Nardi et al. 2008).



99

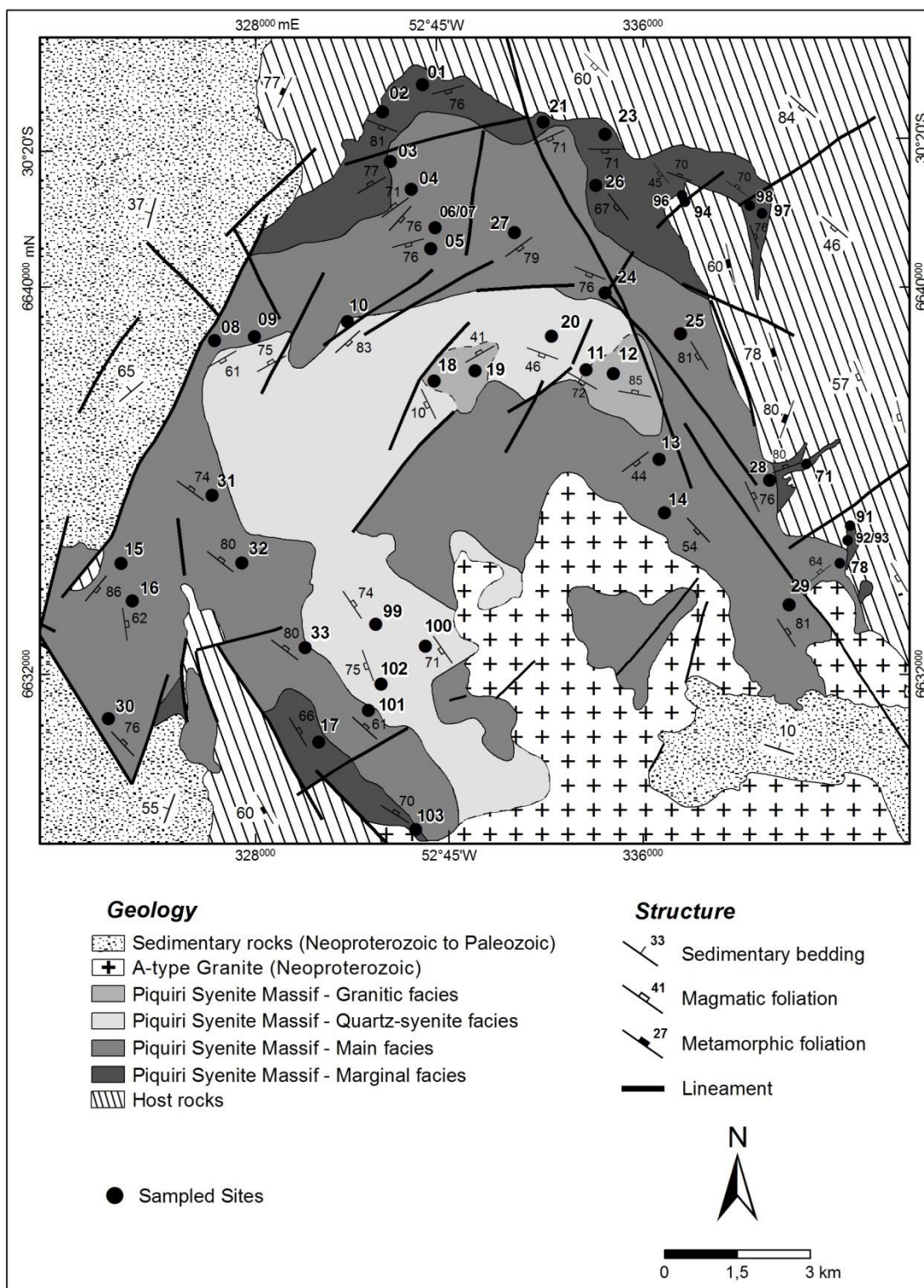
100 **Figure 1** – (A) Outline of the main geological features in southern Brazil and Uruguay. (B) Simplified geological
101 map of the studied region.

102 **3. Piquiri Syenite Massif – geology and sampling**

103 The Piquiri Syenite Massif (PSM) is a slightly elliptical body in map view, with major axis
104 trending 330° and a superficial area of approximately 140 km². The original geometry of its southeastern
105 part is modified by later intrusions (Fig. 2). According to Nardi et al. (2008), the PSM results from the
106 mingling of two similar source, mantle-derived magmas emplaced in a post-collisional environment.
107 Additional igneous processes like fractionation and assimilation of wall rocks are mentioned by Stabel
108 (2000).

109 Based on textural and compositional criteria, as well as on geometric distribution of varieties,
110 the PSM is presently divided into four subunits: (i) the marginal facies, (ii) the main facies, (iii) the
111 quartz-syenite facies, and (iv) the granitic facies.

112 Rocks of the marginal facies form the outer parts of the massif, found mainly in its north-
113 northeastern and southwestern part (Fig. 2). They are also found as apophyses in the host-rocks at the
114 northeastern and eastern part of the massif. The rock types of the marginal facies are foliated to
115 massive, fine- to medium-grained equigranular syenites and alkali-feldspar syenites, with colour index
116 M¹⁵ to 30. Mafic minerals are pyroxene, amphibole and biotite, together with Fe and Ti oxides.
117 Xenoliths of gneissic country rocks are common near the contacts, as well as fragments of very fine
118 grained syenites interpreted to come from a disrupted chilled margin. Most apophyses have irregular
119 shape, either concordant or at high angle to the host rock foliation, but internal foliation is usually
120 parallel the intrusion limits (Fig. 2).



121

122 **Figure 2** – Geological map of the Piquiri Syenite Massif showing the sampled sites and structural foliations

123 measured in the field.

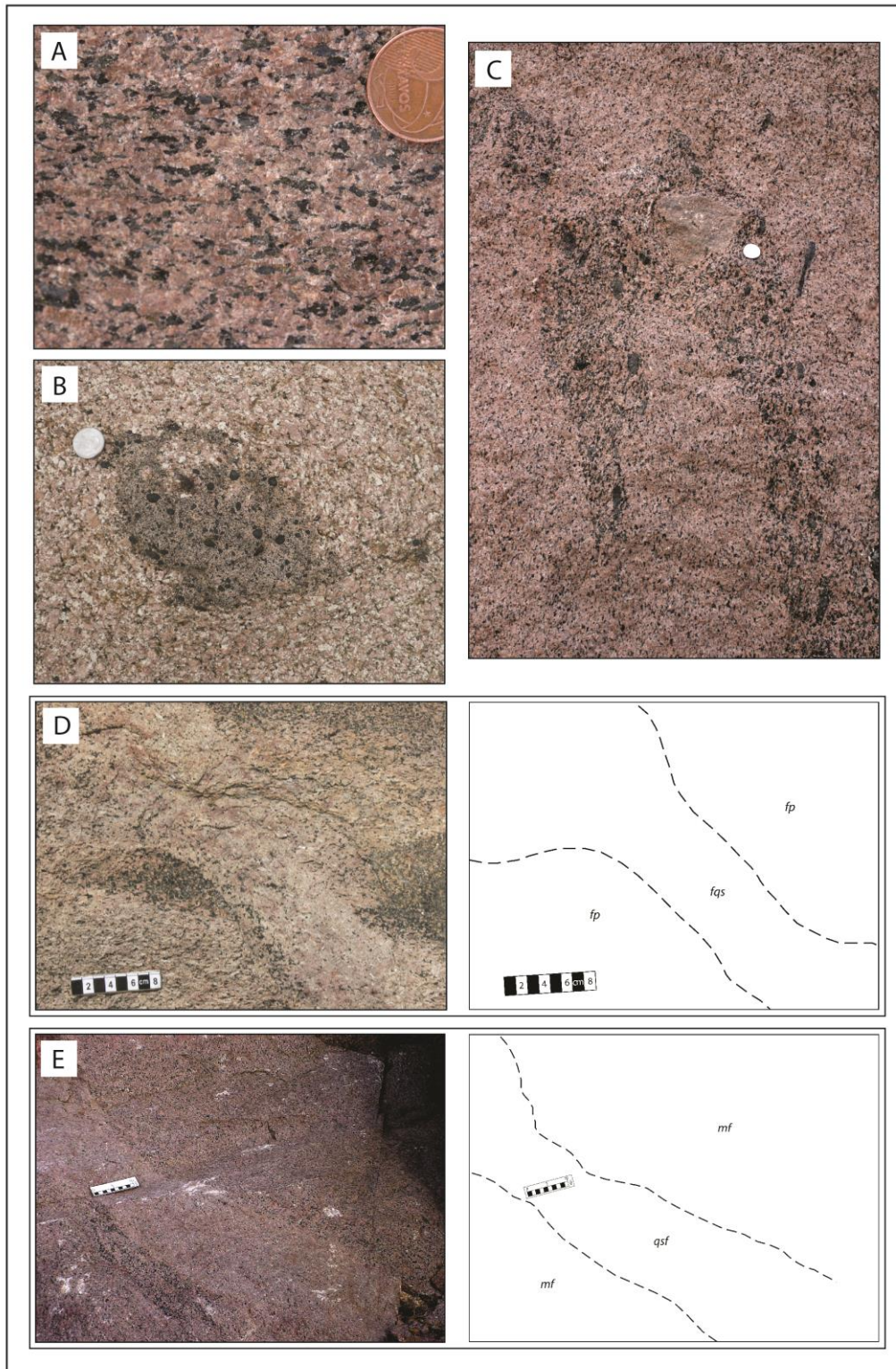
124 The main facies, which makes up most of the massif area, comprises medium- to coarse-
125 grained, equigranular alkali-feldspar syenites with colour index M' 5 to 15 and a strong planar fabric
126 (Fig. 3A). Mafic mineral concentrations are common, and eventually give rise to schlieren when
127 progressively disrupted by the magmatic flow. At some outcrops, a xenolith-rich, fine-grained rock is
128 found as fragments of variable size in rocks of the main facies. These fragments are interpreted to result
129 from dismembering and progressive assimilation of the marginal facies rocks as the magma forming the
130 main facies is sheared (Fig. 3B). Elongate mafic cumulate autoliths and mafic microgranular enclaves
131 are also common in the syenites of the main facies.

132 The innermost part of the massif features quartz-syenites arranged in a boomerang-shaped
133 area (Fig. 2). These are medium- to coarse-grained rocks of very low mafic mineral content (M' 2-8).
134 The outcrops are generally very much weathered, except for a few well-preserved ones. Fragments of
135 the marginal facies varieties are found in the quartz-syenites, although much less common than
136 observed in the rocks of the main facies (Fig. 3C). A small volume of granites is found in the very center
137 of the massif. They are medium-to coarse-grained rocks with slightly higher colour index (M' 10) when
138 compared to the quartz-syenites. Quartz-syenites and granites occasionally show layered structure
139 marked by concentration of mafic minerals along irregular layers which attests to their segregational
140 character.

141 Along the entire massif, the magmatic foliation is marked by shape alignment of K-feldspar
142 crystals and enhanced by the alignment of mafic mineral aggregates resulting from co-mingling and
143 flow-segregation, as previously described by Nardi *et al.* (2007). The geometrical distribution of this
144 planar fabric conforms to the outer contacts of the massif, with medium to high inward dip values. No
145 linear fabric is observed in these rocks in the field. Peternell *et al.* (2011) report a sub-horizontal
146 magmatic lineation identified by means of single outcrop quantitative analysis.

147 At the eastern margin apophyses (Fig. 2), rocks of the main facies are intrusive in those of the
148 marginal facies. At the inner portions of the massif, quartz-syenites are observed to be intrusive in rocks

149 of the main facies forming tabular bodies that show either sharp or diffuse contacts, suggestive of low-
150 temperature differences between the varieties (Fig. 3D e 3E).



151

152 **Figure 3** – Structural relations and textural variations of the Piquiri Syenite Massif facies. (A) Main facies. (B)

 153 Quartz-syenite facies with partially incorporated mafic microgranular enclave. (C) Remnants of marginal facies

 154 rocks containing autoliths, xenoliths and mafic microgranular enclaves partially assimilated by the main facies

 155 magma. (D) and (E) Photographs and drawings of the intrusive relations of quartz-syenite facies rocks (qsf) on

 156 the main facies rocks (mf).

157 The opaque mineralogy is widely dominated by magnetite throughout the massif, except for the

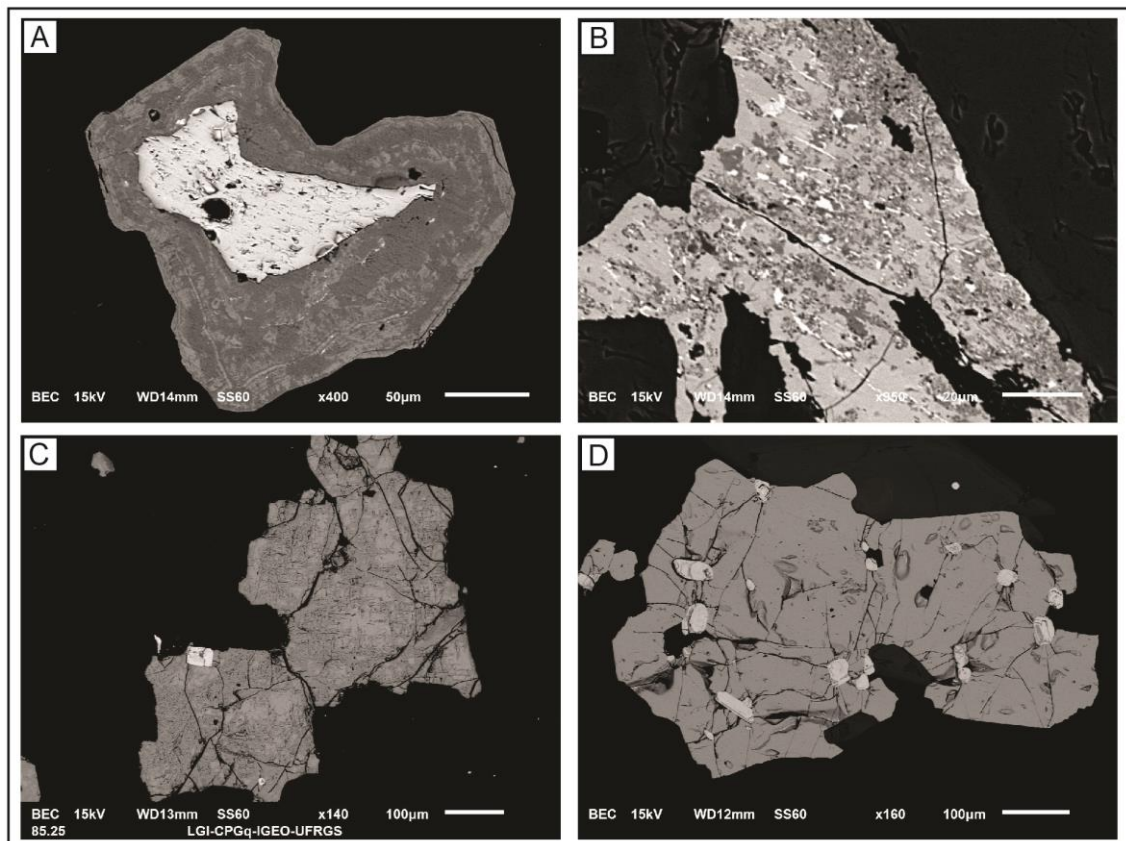
 158 rocks of the marginal facies. This variety shows smaller magnetite crystals, as compared to the ones

 159 found in the central part of the intrusion, as well as hematite-mantled pyrite crystals (Fig. 4A), and

 160 ilmenite, titanomagnetite and ilmeno-rutile in oxi-exsolution textures (Fig. 4B). Alkali-feldspar syenites of

 161 the main facies, as well as quartz-syenites and granites, have only magnetite (Figs. 4C e 4D) which

 162 shows zircon inclusions and tends to more pure endmembers towards the intrusion center.



163 **Figure 4** – Scanning Electron Microscope images. (A) Pyrite rimmed by hematite, marginal facies. (B) Ilmenite,

 164 titanomagnetite and ilmeno-rutile in the same crystal as oxi-exsolution texture, marginal facies. (C) and (D)

 165 show zircon inclusions in magnetite crystals.

166 Magnetite grains, commonly showing zircon inclusions, representative of the main facies and quartz-syenite
167 facies, respectively.

168 The most voluminous host rocks are high-grade gneisses and syntectonic syenites with NNW-
169 trending main foliation. The western part of the massif is in contact with Ediacaran sedimentary rocks of
170 the Camaquã Basin (Fig. 2). The southern part of the massif is intruded by the Encruzilhada Granite,
171 dated at 594 ± 5 Ma (U-Pb zircon) by Babinski *et al.* (1997). Despite its epizonal character, no
172 significant contact metamorphism aureole is found in the host rocks, but local contact metamorphism
173 effects caused by rocks of the marginal facies are reported at the northern and southwestern border by
174 Martil (2007).

175 Oriented samples from 46 widely-distributed sites throughout the Piquiri Syenite Massif were
176 collected along roadcuts and farms mostly northwest of the Encruzilhada do Sul town (Fig. 2) from
177 outcrops which are certainly *in situ*. Sample orientations were determined using both magnetic and sun
178 compasses, whenever possible. At least 10-13 cores, using a gasoline-powered rock drill, were
179 collected from each site for magnetic measurements.

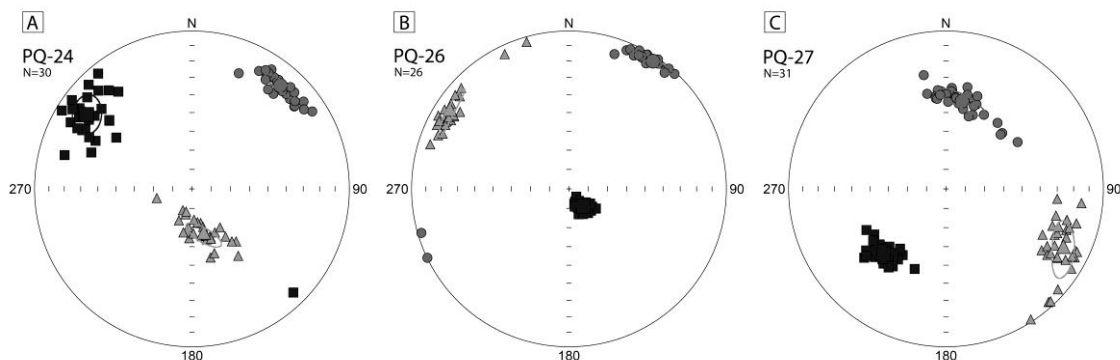
180 **4. Magnetic Measurements**

181 *4.1 Anisotropy of low-field magnetic susceptibility (AMS)*

182 AMS measurements were performed on 2.5 cm x 2.2 cm cylindrical specimens cut from the
183 oriented cores in the sampled sites. At least three specimens from each core were cut. More than 1100
184 specimens were measured using the KLY-4S Kappabridge (Agico, Czech Republic). The scalar and
185 directional AMS data are presented in Table 1.

186 The eigenvectors within the sites are generally well grouped with low values for the 95%
187 confidence regions given by Jelinek's (1977) statistics. Representative examples of AMS fabric are
188 shown in figure 5. The mean magnetic susceptibility, expressed by $K_m = (K_{max} + K_{int} + K_{min})/3$ in SI units, is
189 generally higher than 10^{-3} SI (Fig. 6A) ranging from 0.35- 61.30 x 10^{-3} with an average of 15.29×10^{-3}

190 (Table 1). Unfortunately, it is not possible to establish a relation between the magnetic susceptibility and
 191 the faciology of the massif. On the other hand, samples with low susceptibility values, of the order of 0.5
 192 $\times 10^{-3}$, are restricted to the syenite apophyses in country rocks east of the main intrusion (Fig. 2).



193

194 **Figure 5** – Representative examples of AMS fabric found in the Piquiri Syenite Massif. Squares are maximum
 195 susceptibility (K_{max}), triangles are intermediate susceptibility (K_{int}), and circles are minimum susceptibility (K_{min}).
 196 Dashed line ellipses = 95% confidence. Data plotted in lower hemisphere stereonets.

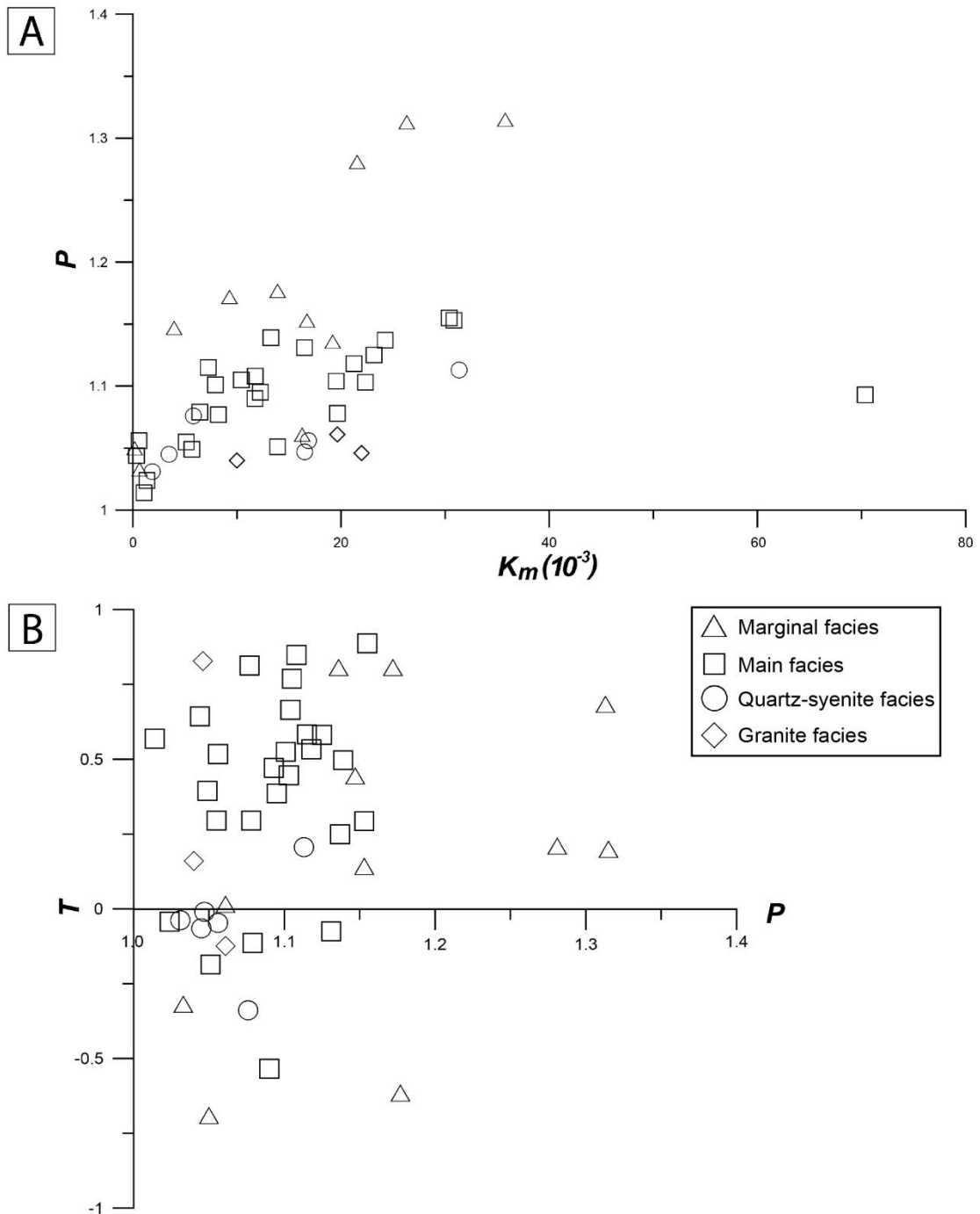
197 The anisotropy degree $P = K_{max}/K_{min}$ varies in the studied samples between 1.031 and 1.315
 198 (average of 1.114 ~ 11%, Table 1). Constant P values of 1.05 are found in the quartz-syenite and
 199 granite facies. P is closest to the general average for rocks of the main facies, while the most variable
 200 values within the massif are found in the marginal facies rocks (Fig. 6B).

201 In general, there is no clear relation between K_m and P parameters for the PSM (Fig. 6A).
 202 Jelinek's (1981) ellipsoid shape parameter expressed by $T = [2 \ln (K_{int}/K_{min}) / \ln (K_{max}/K_{min})] - 1$ is oblate
 203 ($T > 0$) and triaxial ($T \sim 0$) for most of the rocks (Table 1, Fig. 6B).

UTM		Site	$K_m (10^{-3})$	P	T	K1	K2	K3	Facies	N
E	N					Dec/Inc	Dec/Inc	Dec/Inc		
331445	6644179	PQ-01	19.20	1.078	0.016	258/20	101/68	351/8	marginal	17
330618	6643621	PQ-02	13.90	1.177	-0.615	112/75	229/7	321/13	marginal	35
330739	6642695	PQ-03	31.10	1.188	0.293	356/79	100/3	191/11	main	30
331209	6642018	PQ-04	19.90	1.138	0.533	44/29	225/61	134/0	main	35
331626	6640876	PQ-05	1.04	1.017	0.569	321/9	52/4	164/81	main	24
331703	6641228	PQ-06	23.60	1.126	0.581	223/27	94/50	328/29	main	22
331700	6641225	PQ-07	61.30	1.120	0.471	247/9	142/59	342/30	main	37
327154	6638893	PQ-08	8.81	1.113	0.769	101/72	224/10	317/15	main	30
327974	6638978	PQ-09	8.36	1.081	0.813	52/27	230/63	322/1	main	23
329906	6639217	PQ-10	3.68	1.055	-0.065	212/15	106/48	314/39	qz-syenite	19
334824	6638294	PQ-11	17.80	1.078	-0.047	125/6	227/63	33/27	qz-syenite	33
335380	6638213	PQ-12	19.64	1.076	-0.124	300/15	157/71	33/11	granite	24
336330	6636444	PQ-13	5.11	1.055	0.295	117/12	24/12	252/73	main	20
336444	6635336	PQ-14	30.70	1.166	0.887	183/18	291/44	77/40	main	22
325223	6634289	PQ-15	20.20	1.092	0.295	182/35	57/39	297/31	main	22
325456	6633521	PQ-16	7.32	1.123	0.583	86/43	183/7	280/46	main	22
329308	6630604	PQ-17	26.50	1.330	0.684	8/77	144/10	236/9	marginal	35
331598	6638112	PQ-18	22.00	1.055	0.828	195/28	28/61	288/5	granite	27
332530	6638273	PQ-19	7.53	1.061	0.160	217/27	119/17	0/58	granite	9
334108	6638982	PQ-20	16.50	1.047	-0.010	261/0	351/46	170/44	qz-syenite	28
333935	6643405	PQ-21	19.30	1.154	0.807	34/14	300/13	168/71	marginal	32
335218	6643157	PQ-23	13.10	1.136	0.803	141/58	241/7	335/31	marginal	13
335213	6639875	PQ-24	22.33	1.103	-0.690	305/19	166/65	41/15	main	30
336766	6639034	PQ-25	19.80	1.111	0.446	322/13	206/63	57/24	main	30
335023	6642106	PQ-26	35.77	1.315	0.665	141/78	303/11	33/4	marginal	26
333347	6641128	PQ-27	13.89	1.051	0.200	224/42	117/17	10/43	main	31
338672	6636177	PQ-28	11.72	1.09	-0.186	322/5	115/84	232/3	main	27
339009	6633439	PQ-29	13.30	1.109	-0.534	327/6	235/17	76/72	main	26
324967	6631090	PQ-30	1.15	1.029	0.386	354/58	33/25	232/18	main	23
327106	6635699	PQ-31	5.66	1.049	-0.043	131/16	29/35	242/50	main	32
327720	6634307	PQ-32	7.92	1.101	0.394	346/27	148/61	252/8	main	26
329023	6632553	PQ-33	11.60	1.119	0.525	323/4	222/69	54/20	qz-syenite	32
339260	6636268	PQ-71	0.58	1.056	0.848	301/6	32/13	185/76	main	17
340052	6634290	PQ-78	24.23	1.137	0.517	18/9	283/32	123/57	main	28
340268	6635065	PQ-91	3.96	1.147	0.249	156/15	55/36	265/49	marginal	23
340217	6634764	PQ-92	12.60	1.193	0.445	168/4	261/33	71/57	main	25
340217	6634765	PQ-93	19.30	1.255	0.497	153/21	245/4	344/69	marginal	27
336857	6641755	PQ-94	0.64	1.033	0.143	308/5	203/71	39/19	marginal	27
336855	6641798	PQ-96	0.35	1.048	-0.318	122/9	3/71	215/17	main	28
338448	6641590	PQ-97	9.15	1.144	0.643	154/1	245/71	64/19	marginal	26
338149	6641690	PQ-98	6.10	1.108	0.807	340/16	230/49	82/37	main	28
330481	6633041	PQ-99	5.81	1.076	-0.114	173/8	35/80	364/7	qz-syenite	25
331509	6632581	PQ-100	1.86	1.031	-0.339	155/3	64/4	282/85	qz-syenite	13
330332	6631256	PQ-101	16.49	1.131	-0.038	316/2	219/77	46/13	main	14
330593	6631804	PQ-102	3.13	1.113	-0.075	315/3	50/61	223/29	qz-syenite	17
331425	6628649	PQ-103	21.54	1.281	0.206	315/46	132/43	223/1	marginal	22
		Mean	15.29	1.114						25

204

205 **Table 1** – Anisotropy of low-field magnetic susceptibility data for the Piquiri Syenite Massif.



206

207 **Figure 6** – AMS scalar data for the Piquiri Syenite Massif. (A) Degree of anisotropy (P) vs mean magnetic
 208 susceptibility (K_m) plot. (B) P vs shape parameter (T).

209 4.2 Rock magnetism

210 Thermomagnetic curves (K-T curves, susceptibility versus low- and high-temperature),
 211 coercivity remanent spectra from both demagnetization alternating field (AF) of natural remanent

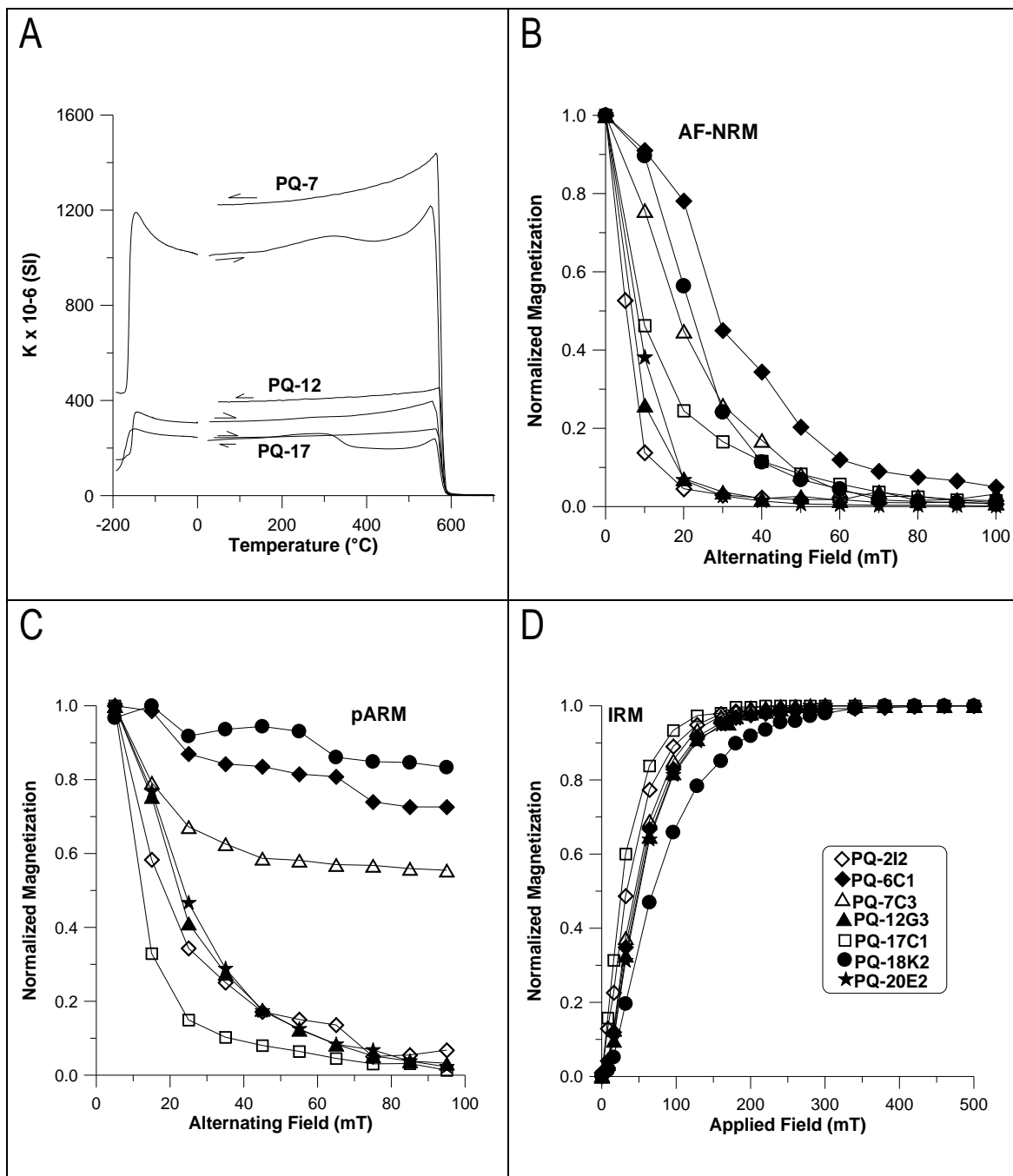
212 magnetization (NRM) and partial anhysteretic remanent magnetization (pARM), isothermal remanent
213 magnetization (IRM) acquisition curves, and hysteresis loops were performed to better define the
214 magnetic carriers and their relative contribution to both the mean magnetic susceptibility and
215 remanence.

216 Thermomagnetic curves were obtained from 9 samples through the low-temperature (from
217 about -195°C to room temperature, liquid Ni), and susceptibility was recorded using a CS3-L apparatus
218 coupled to the KLY-4S bridge instrument (Agico, Czech Republic). High K-T curves in an Ar atmosphere
219 were obtained using a CS-3 apparatus coupled to the KLY-4S bridge instrument. Representative
220 examples of these curves are shown in figure 7A. In all analysed specimens a well-defined peak was
221 observed around -150°C (Fig. 7A) which indicates the Verwey transition, characteristic of almost pure
222 magnetite. In the corresponding high K-T curves, the specimens were progressively heated up to 700°C
223 and subsequently cooled to room temperature. The curves show a small Hopkinson peak, and all of
224 them display a decrease in the intensity of susceptibility around 550°C - 580°C (Fig. 7A) indicating the
225 presence of Ti-poor titanomagnetite or magnetite. The cooling and heating curves are nearly reversible
226 in all specimens (PQ-12, Fig. 7A). However, in some samples an increase of susceptibility intensity
227 $\sim 180^{\circ}\text{C}$ to 290°C followed by a steep decrease up to 350°C suggests the presence of maghemite (PQ-
228 7, PQ-17 – Fig. 7A).

229 The behavior of NRM was studied by AF tumbling demagnetization (Fig. 7B). The samples were
230 demagnetized in steps of 10 mT up to 100 mT using a Mosspin demagnetizer (Molspin, Newcastle-upon-
231 Tyne, UK). In general, samples show low coercivity with medium destructive field (MDF) around 40 mT.
232 However, the MDF is higher ~ 70 - 80 mT in 3 samples out of 9 (PQ-7, PQ-17 and PQ-18, Fig. 7B). The
233 natural remanent magnetization was not totally destroyed for sample PQ-06 after applying magnetic
234 fields of 100 mT, which indicates its high coercivity. The acquisition of remanent coercivity spectra by
235 pARM followed the procedure given by Jackson et al. (1988), which consists of applying a steady field
236 (DC field) in between two chosen values of a decaying AF peak (H) while the rest of the assemblage is
237 demagnetized from a peak field. A Molspin alternating field demagnetizer was employed as the source

238 of the alternating magnetic field. Superimposition of a steady field (DC field) was attained by a small coil
239 (home-made) inside and coaxial to the demagnetizer and it was controlled by a Molspin apparatus. The
240 specimens were exposed to an AF peak of 95 mT and DC field of 0.1 mT with an AF window width of 10
241 mT. AF demagnetization at 100 mT was applied after each pARM acquisition. Results from this
242 experiment are presented in figure 7C, and show that most of the samples are low coercivity, indicating
243 that magnetite grains are relatively large, around 2-5 μm (maximum peak 25 mT) since coercivity is
244 intimately linked to grain size (Jackson et al., 1988). However, in 3 samples there are probably also fine
245 magnetite grains, as shown by their high coercivity (Fig. 7C) and the fact that the intensity of pARM
246 does not decrease to zero, which is in agreement with AF of NRM (Fig. 7B).

247 The specimens were subjected to IRM acquisition curves in progressively increasing
248 magnetizing fields using a pulse magnetometer (MMPM9, Magnetic Measurements). The IRM pattern is
249 shown in figure 7D which displays that more than 95% of the magnetization reaches the total saturation
250 in fields < 100 mT, except for those three samples mentioned above, whose total saturation is reached
251 in fields < 200-250 mT (Fig. 7D). The IRM curves indicate the presence of fully saturated, coarse and
252 fine magnetite grains. All remanences were measured with a JR5A magnetometer (Agico, Czech
253 Republic).



256 **Figure 7** – Representative examples of rock magnetism for specimens from different facies of the Piquiri Syenite
 257 Massif. (A) K-T curves (susceptibility versus low and high temperatures). (B) Remanent coercivity spectra
 258 determined from AF demagnetization of NRM. Remanence intensities are normalized to NRM. (C) Remanent
 259 coercivity spectra derived from partial anhysteretic remanence acquisition in an AF peak demagnetization at 95
 260 mT with AF window width of 10 mT during DC field application of 0.1 mT. Remanence intensities are normalized

261 to the highest value of partial remanence acquisition. (D) Isothermal remanence magnetization (IRM) acquisition

 262 curves. Intensities of remanence are normalized to saturation of IRM (SIRM) versus field strength.

263 Hysteresis measurements at room temperature were performed using a vibrating sample

 264 magnetometer (VSM-Nuvo, Molspin, Newcastle-upon-Tyne, UK) in fields up to 1 T. Some typical

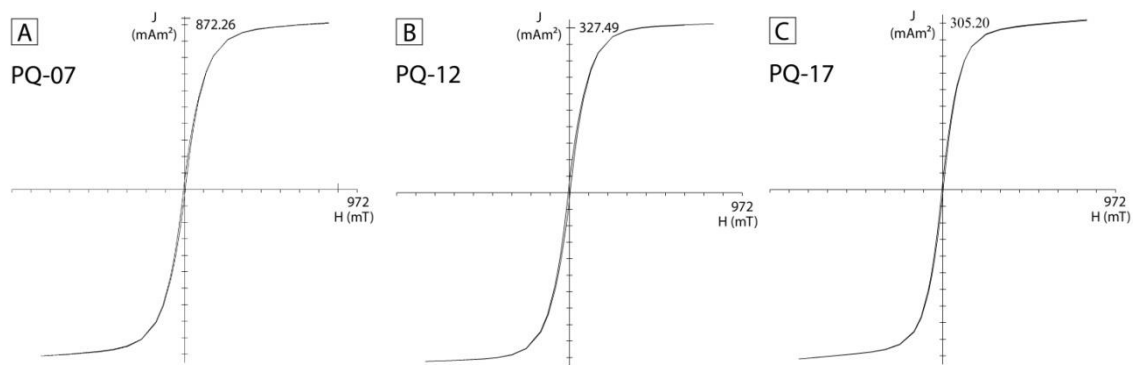
 265 hysteresis curves are illustrated in figure 8. For most of the samples the shape of the hysteresis curves

 266 reveals that ferromagnetic grains carry most of the bulk magnetic susceptibility, with no significant

 267 contribution of paramagnetic minerals. In general, the curves are narrowly waisted, typical of low-

 268 coercivity ferromagnetic minerals, which is in agreement with the other experiments such as the IRM

 269 acquisition curves (Fig. 7D).



270

271 **Figure 8** – Representative hysteresis loops for the different facies of the Piquiri Syenite Massif. M is

 272 magnetization in μAm^2 and H is applied field. Loops are not corrected for paramagnetic slopes. PQ-7 main facies,

 273 PQ-12 granitic facies e PQ-17 marginal facies.

274 4.3- Anisotropy of Anhysteretic Remanence Magnetization (AARM)

275 Among the artificial remanences that can be used to calculate the anisotropy of remanent

 276 magnetization tensors the anhysteretic remanence (AARM) is the most used, and it is preferable since it

 277 is acquired in a weak field, which guarantees that the magnetization is linearly related to the inducing

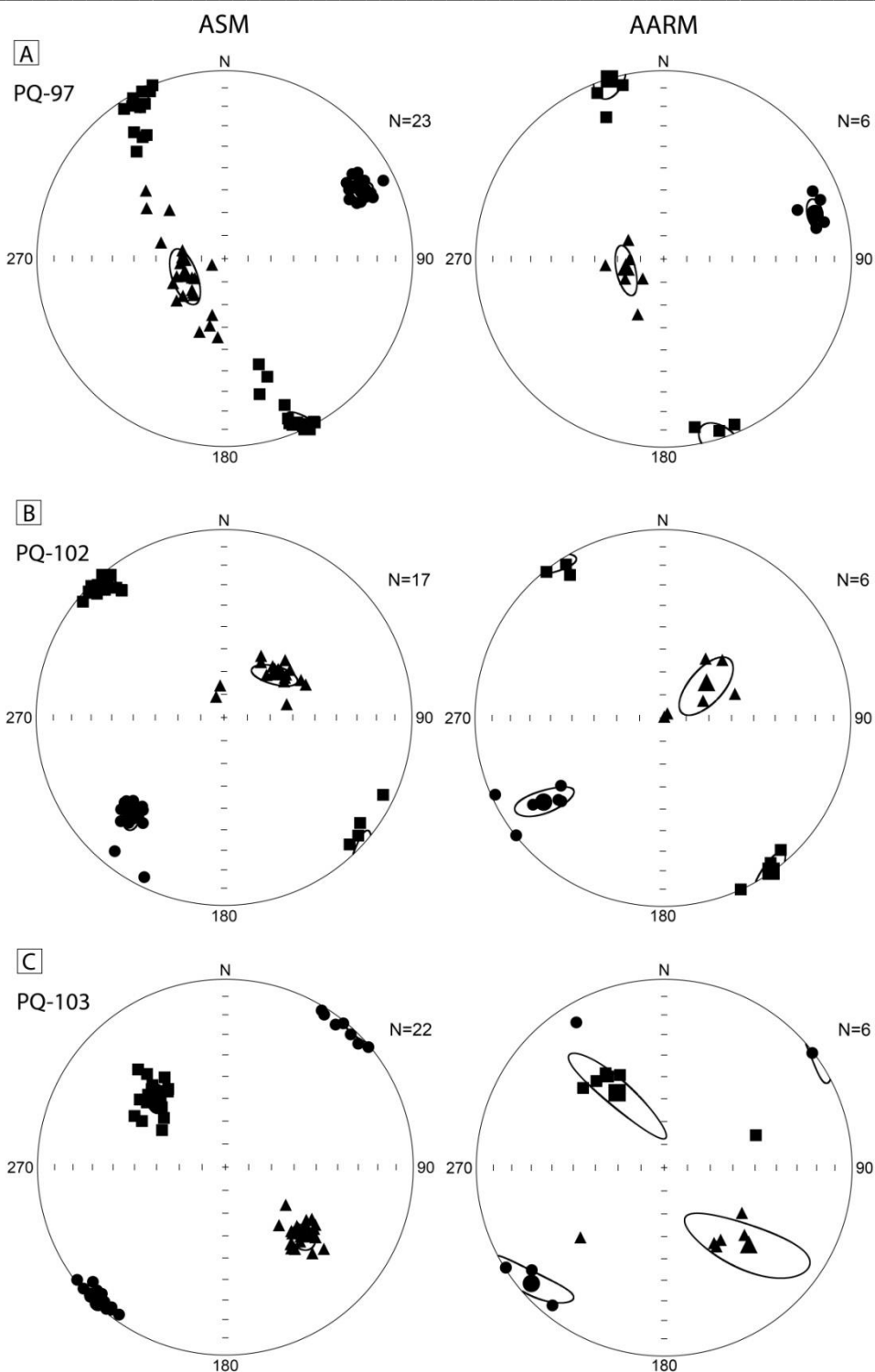
 278 field and the AARM tensors are of second-rank.

279 AARM was determined in 26 sites, in at least 6 specimens from each site. The procedure

 280 consists of cycles of anhysteretic remanence acquisition, measurement and demagnetization along

281 different positions for each specimen. A seven-position measurement scheme was used. The AARM
282 tensor was determined by magnetizing the specimen in an AF peak of 95 mT with a DC field of 0.16 mT
283 in the desired orientation, measuring the resulting remanence, and AF tumble-demagnetizing in 100 mT
284 before proceeding to the next step.

285 For most of the sites AARM and AMS tensors are coaxial (Fig. 9). This indicates that
286 paramagnetic minerals and magnetite have the same shape preferred orientation and have recorded
287 the same magmatic event, and also indicates that the effect of SD grains in the AMS tensors is
288 precluded, as also shown by the hysteresis loops. However, in 4 sites (from 26) there is a small change
289 in magnetic lineation given by AARM fabric which should be better investigated and will be shown
290 elsewhere.



291

292 **Figure 9** – Examples of magnetic fabrics determined from AMS and AARM for the same sites. For most of sites
 293 these magnetic fabrics are coaxial. Squares are maximum susceptibility (K_{max}) and maximum remanence
 294 ($AARM_{max}$). Triangles are intermediate susceptibility (K_{int}) and intermediate remanence ($AARM_{int}$) and circles are
 295 minimum susceptibility (K_{min}) and minimum remanence ($AARM_{min}$). Ellipses indicate 95% confidence. Data

296 plotted in lower hemisphere stereonet.

297 **5. Discussion**

298 Rock magnetism investigations have shown that relatively coarse (2-5 μm) magnetite grains are
299 the only magnetic carriers in the Piquiri Syenite Massif (Fig. 7 and 8) which contribute more than 98% to
300 the magnetic susceptibility (Fig. 8). The magnetic fabrics recognized in the studied body are slightly
301 dependent on the varieties observed throughout the massif.

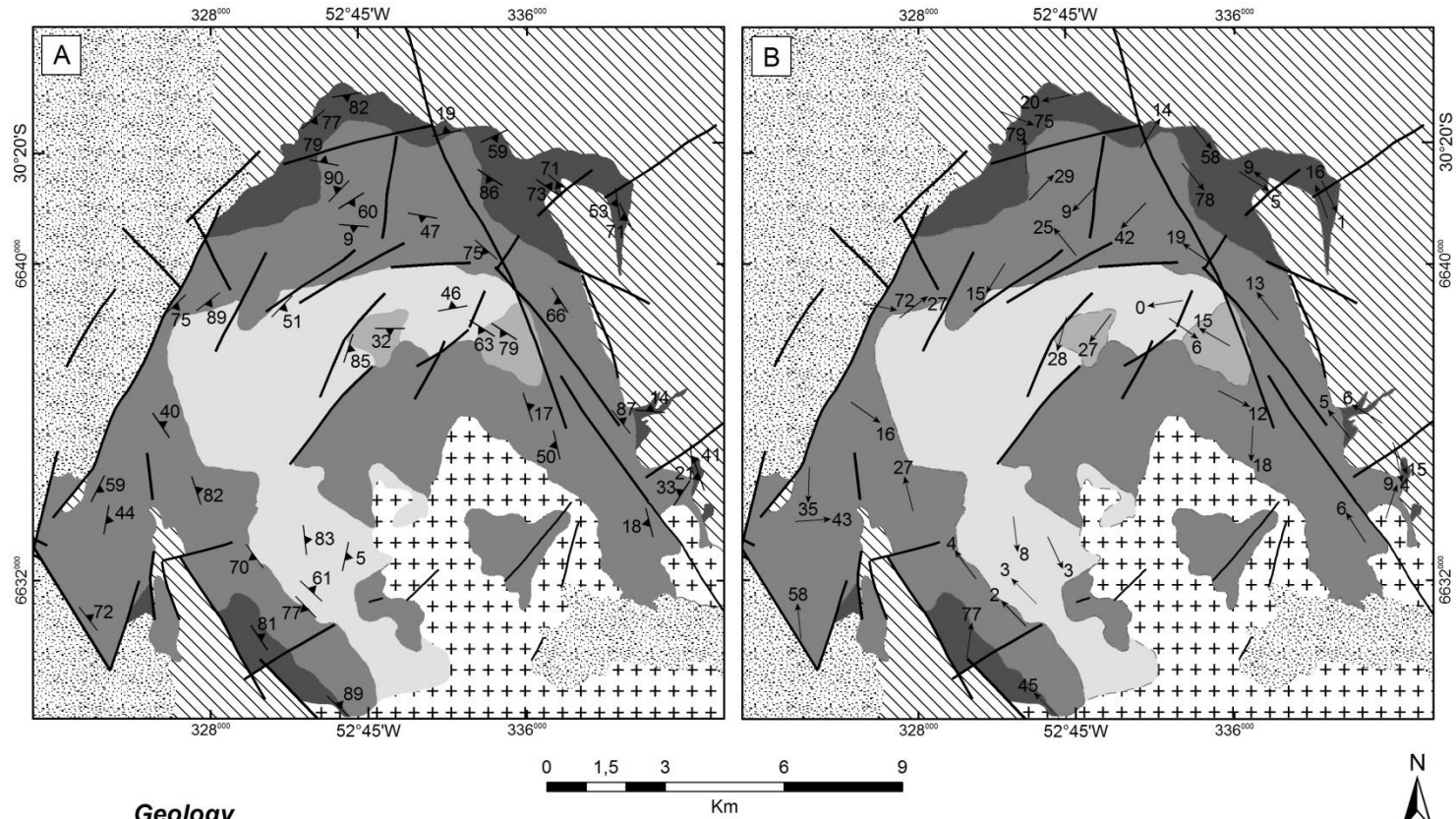
302 The absence of solid-state deformation at outcrop scale (Fig. 3) as well as in thin sections
303 precludes substantial deformation after full crystallization of the syenite and its mineral fabric is ascribed
304 to magmatic flow only, as observed by several authors for similar cases (e.g. Raposo and Gastal, 2009;
305 Trubac et al., 2009; Oliveira et al., 2010, among others). Since AMS foliations roughly match the
306 magmatic foliation planes measured in the field, AMS fabrics should mimic the orientation of K-feldspars
307 and mafic aggregates (Fig.2), and probably the magnetic fabric is related to the emplacement of the
308 body in which the magnetic lineation indicates magmatic flow.

309 The magnetic fabric patterns in the PSM pluton are presented in figures 10A (foliations) and
310 10B (lineations). Magnetic foliations (normal to K_{\min} , Fig. 10A) are either vertical or steeply dipping
311 towards the center of the body (Fig. 10A) which would be in accordance with an inverted cone shape of
312 the pluton in 3D.








313 The magnetic lineations, K_{\max} (Fig. 10B), present shallow plunge values ($<30^\circ$) in approximately
314 76% of the sites. Six sites display magnetic lineation plunge values between 30 and 60° . Lineation
315 plunge values higher than 60° are registered at five sites, three of which are located on the marginal
316 facies. The magnetic lineation (K_{\max}) shows distinct patterns for the different varieties throughout the
317 massif. Marginal facies rocks have steeply plunging lineations (PQ-2, PQ-17, PQ-26) suggestive of a
318 magma feeder zone in this area. The shallow-plunging lineations found in the marginal facies rocks
319 correspond to those from the eastern apophyses and to sites located near the host rocks. This is

320 compatible with the interpretation of these areas as apophyses, and the sub-horizontal flow lines
321 indicate the magma path into the host.

322 In rocks of the main facies magnetic lineation plunge value varies from 4 to 79° with mean value
323 at 29°. At most of the sampled sites on this facies the lineation plunges at 9 to 44°. Sites where values
324 out of this range are found are related either to apophyses or lineaments. Quartz-syenite facies rocks
325 have sub-horizontal lineations (<15°), and most of the plunge values (over 86%) are below 8°. Within
326 the three sample sites on the granitic facies, the lineation plunge values range from 15 to 28°.



Geology

-  Sedimentary rocks (Neoproterozoic to Paleozoic)
-  A-type Granite (Neoproterozoic)
-  Piquiri Syenite Massif - Granite facies
-  Piquiri Syenite Massif - Quartz-syenite facies
-  Piquiri Syenite Massif - Main facies
-  Piquiri Syenite Massif - Marginal facies
-  Host rocks

Structure

-  13 Magnetic Lineation
-  38 Magnetic Foliation
-  Lineament

328 **Figure 10** – AMS fabric pattern for the Piquiri Syenite Massif. (A) Magnetic foliation (normal to K_{min}). (B) Magnetic
329 lineation (parallel to K_{max}).

330 **6. Summary and conclusions**

331 The Piquiri Syenite Massif rocks are magnetite-bearing syenites and granites. Rock magnetism
332 studies performed on the massif have determined that magnetic anisotropy in all varieties is widely
333 dominated by magnetite. No Single Domain effect was found in their AMS fabric, as shown by rocks
334 magnetism and AARM. The magnetite grains are also responsible for the AMS and AARM. The AMS
335 and AARM tensors are coaxial and related to the flow of magma which conforms an intrusive body of
336 inverted cone shape.

337 A particular feature to be considered in order to understand the emplacement of the massif is
338 the fact that the intrusion has only local contact metamorphism effects, and even those are restricted to
339 the marginal facies, which is unexpected for an intrusive body of that size. The fact that most magnetic
340 lineations are steeply-plunging in the marginal facies rock is taken as evidence that this has been a
341 feeder zone, where a first pulse of magma was emplaced, giving away heat to the host rocks.

342 As the post-collisional regime advanced, the stress field resulted in regional extension and
343 space was opened in the crust, successive pulses were emplaced, which is clear in the variation of
344 magma emplacement pattern marked by the change of magnetic lineation pattern from one facies to the
345 next.

346 Taking into account that the 611 ± 3 Ma age reported by Philipp et al. (2002) was obtained in
347 rocks of the main facies of the massif, this must be taken only as a reference age value for the PSM.
348 Due to the multi-intrusive character of this magmatic system, the true time-span involved in the
349 construction of the massif will only be established by precise dating of the different varieties described in
350 this paper, and the final emplacement age given by the age of the most involved, quartz-rich facies.

351 **Acknowledgments**

352 This paper is part of Samuel Sbaraini's MSc thesis. The research was supported by the Rio Grande do
353 Sul State Research Foundation (FAPERGS, 10/0045-6) and National Research Council (CNPq,
354 Universal Program 471266/2010-8) granted to M.F. Bitencourt.

355 **Footnotes**

356 $K_m = (K_{max} + K_{int} + K_{min})/3$ is the mean magnetic susceptibility (SI units); P is the degree of anisotropy (K_{max}/K_{min}); $T =$
357 $[2 \ln (K_{int}/K_{min}) / \ln (K_{max}/K_{min})] - 1$ is Jelinek's shape parameter (Jelinek, 1981). K_{max} , K_{int} and K_{min} are mean AMS
358 eigenvectors which represent the maximum, intermediate and minimum susceptibility intensities, respectively.
359 Dec, declination in degrees. Inc, inclination in degrees. N is the number of specimens included in the AMS
360 means.

361 **References**

- 362 Babinski, M., Chemale Jr, F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A., Silva, S.C., 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the
363 Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Science*. 10, 263-
364 274.
- 365 Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the southern Brazilian shear belt.
366 *Revista Brasileira de Geociências*. 30(1), 186-189.
- 367 Borradaile, G.J., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Science Review*.
368 42, 49–93.
- 369 Bouchez, J.L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: J.L. Bouchez, D. Hutton
370 & W.E. Stephens (eds.), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, Dordrecht: Kluwer Academic, 95-112.
- 371 Hargraves, R.B., Johnson, D., Chan, C.Y., 1991. Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks? *Geophysical*
372 *Research Letters*. 18, 2193–2196.
- 373 Hartmann, L.A., Nardi, L.V.S., Formoso, L.L., Remus, M.V.D., Lima, E.F., Mexias, A.S., 1999. Magmatism and metallogeny
374 in the crustal evolution of Rio Grande do Sul shield, Brazil. *Pesquisas*. 26, 45-63.
- 375 Jackson, M., Gruber, W., Marvin, J., Banerjee, S.K., 1988. Partial anhysteretic remanence and its anisotropy: applications
376 and grain-size-dependence. *Geophys. Res. Lett.* 15, 440–443.

- 377 Jackson, M., Sprowl, D., Ellwood, B.B., 1989. Anisotropy of partial anhysteretic remanence and susceptibility in compact
378 black shales: grain-size and composition-dependent magnetic fabric. *Geophys Res Lett.* 16, 1063–1066.
- 379 Jackson, M., 1991. Anisotropy of magnetic remanence: a brief review of mineralogical sources, physical origins and
380 geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. *Pure Appl Geophys* 136, 1–28.
- 381 Jelinek, V., 1977. *The Statistical Theory of Measuring Anisotropy of Magnetic Susceptibility of Rocks and its Application.*
382 *Geophysika*, Brno.
- 383 Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, T63–T67.
- 384 Martil, M.M.D., 2007. *Relações de Intrusão do Maciço Sienítico Piquiri, RS com Suas Encaixantes*, Porto Alegre, Monografia
385 de conclusão de curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 71p.
- 386 Nardi, L.V.S., Plá Cid, J., Bitencourt, M.F., 2007. Minette mafic microgranular enclaves and their relationship to host syenites
387 in systems formed at mantle pressures: major and trace element evidence from the Piquiri Syenite Massif southernmost
388 Brazil. *Mineralogy and Petrology.* 91, 101-116.
- 389 Nardi, L.V.S., Plá Cid, J., Bitencourt, M.F., Stabel, L.Z., 2008. Geochemistry and petrogenesis of post-collisional
390 ultrapotassic syenites and granites from southernmost Brazil: the Piquiri Syenite Massif. *Anais da Academia Brasileira de*
391 *Ciências.* 80(2), 353-371.
- 392 Oliveira, D.C., Neves, S.P., Trindade, R.I.F., Dall’Agnol, R., Mariano, G., Correia, P.B., 2010. Magnetic anisotropy of the
393 Redenção granite, eastern Amazonian craton (Brazil): Implications for the emplacement of A-type plutons. *Tectonophysics.*
394 493, 27-41.
- 395 Peterzell, M., Bitencourt, M.F., Kruhl, J.H., 2011. Combined quantification of anisotropy and inhomogeneity of magmatic rock
396 fabrics – An outcrop scale analysis recorded in high resolution. *Journal of Structural Geology.* 33, 609-623.
- 397 Philipp, R.P., Machado, R., Nardi, L.V.S., Lafon, J.M., 2002. O magmatismo granítico neoproterozóico do Batólito Pelotas no
398 sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências.* 32(2), 277-290.
- 399 Raposo, M.I.B., Berquó, T. S., 2008. Tectonic fabric revealed by AARM of the Proterozoic mafic dike swarm in the Salvador
400 city (Bahia State): São Francisco Craton, NE Brazil. *Phys. Earth Planet. Inter.* 167, 179–194.
- 401 Raposo, M.I.B., Egydio-Silva, M., 2001. Magnetic fabric studies of high-grade metamorphic rocks from the Juiz de Fora
402 Complex, Ribeira Belt, Southeastern Brazil. *International Geology Review* 43, 441–456.

- 403 Raposo, M.I.B., Gastal, M.C.P., 2009. Emplacement mechanism of the main granite pluton of the Lavras do Sul intrusive
404 complex, South Brazil, determined by magnetic anisotropies. *Tectonophysics*. 466, 18–31.
- 405 Stabel, L.Z., 2000. Química mineral e evolução petrológica do Sienito Piquiri: magmatismo shoshonítico, neoproterozóico,
406 pós-colisional no sul do Brasil. Porto Alegre. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências,
407 Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 134p.
- 408 Stephenson, A., Sadikum, S., Potter, D., 1986. A theoretical and experimental comparison of the susceptibility and
409 remanence in rocks and minerals. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 84, 185–200.
- 410 Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman and Hall, London. 217 pp.
- 411 Trindade, R.I.F., Raposo, M.I.B., Ernesto, M., Siqueira, R., 1999. Magnetic susceptibility and partial anhysteretic remanence
412 anisotropies in the magnetite-bearing granite pluton of Tourão, NE Brazil. *Tectonophysics*. 314, 443–468.
- 413 Trubač, J., Žák, J., Chlupáčová, M., Janoušek, V., 2009. Magnetic fabric of the Říčany granite, Bohemian Massif: a record of
414 helical magma flow? *J Volcan Geoth Res.* 181, 25–34.

CAPÍTULO IV

4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os estudos de ASM e demais experimentos de magnetismo de rocha permitiram determinar que a susceptibilidade magnética das rochas do Maciço Sienítico Piquiri é amplamente dominada pela magnetita. Nenhum efeito de Domínio Simples foi encontrado na trama de ASM, como evidenciado pelos experimentos e análises de ARMA. Comparando as análises de ASM e ARMA, é possível constatar que a magnetita, além de ser o mineral responsável por dominar a susceptibilidade magnética, também é o principal mineral que responde pela anisotropia da maior parte destas rochas. Apenas em 4 dos 26 sítios que tiveram a ARMA analisadas apresentam tramas não são coaxiais, mostrando que a trama magnética pode ter sido afetada por outros minerais.

A falta de deformação em estado sólido em meso escala, bem como em lâminas delgadas, exclui deformação substancial depois da cristalização total das rochas, e a trama magnética é provavelmente o resultado do fluxo magmático. Uma vez que as foliações magnéticas correspondem aproximadamente às foliações medidas em campo, a trama magnética deveria imitar a orientação de K-feldspatos e filossilicatos, e provavelmente a trama magnética é relacionada ao posicionamento do corpo, onde a lineação magnética representa o fluxo do magma no decorrer da cristalização.

Como pode ser verificado pela variação da dispersão angular da elipse (Jelinek, 1978), a trama magnética é bem organizada, tendo 87% das foliações e 70% das lineações, bem definidas. Esta estatística, que aponta ser a trama planar melhor organizada, pode ser observada na predominância de valores positivos do parâmetro de forma (T) encontrados para as amostras, e indica a tendência oblata da trama (Bouchez, 1997), o que explica a dificuldade de se identificar lineação magmática nas rochas do maciço.

A foliação magnética apresenta padrão concêntrico, com mergulhos predominantemente íngremes na *fácies de borda*. No resto do corpo a foliação tende a ser de médio a alto ângulo, tendendo a apresentar ângulos baixos em direção ao centro-sul do corpo. Quanto à trama linear, é possível identificar padrões distintos

para as rochas do Maciço, que sistematicamente seguem suas variações faciológicas. Na *fácies de borda*, predominam lineações de alto ângulo, evidenciando a localização de condutos para ascensão de magma relacionado a esta fácies. Nas apófises que ocorrem a leste do corpo, intrusivas nas rochas do embasamento, as estruturas tendem a acompanhar a das rochas encaixantes. Na *fácies principal*, os ângulos de caimento são moderados a baixos, evidenciando que houve mudança nas condições de ascensão do magma. Na *fácies quartzo sienítica*, são encontrados apenas ângulos de caimento baixos a horizontais, alterando drasticamente o padrão de fluxo do magma durante o posicionamento. Para a *fácies granítica*, as lineações apresentam ângulos um pouco mais acentuados que as rochas circundantes, sugerindo uma manifestação magmática posterior.

O maior contraste no padrão das lineações pode ser observado entre as fácies externas – *de borda* e *principal*, mais ricas em minerais máficos – e as fácies internas – *quartzo sienítica* e *granítica*, mais ricas em sílica –, o que pode ser verificado também nos dados escalares. As *fácies de borda* e *principal* apresentam altos valores de susceptibilidade magnética (K) e grau de anisotropia (P), que estão ligados à maior quantidade de magnetita e sua relativa orientação preferencial (Cruden *et al.*, 1999). As *fácies quartzo sienítica* e *granítica* apresentam baixos valores de K e P , corroborando o fato de possuírem menos magnetita e um alinhamento dos cristais menos expressivo.

Uma particularidade a ser observada para compreender a evolução do posicionamento do Maciço é o fato de esta intrusão apresentar feições de metamorfismo de contato pontuais e apenas relacionadas à *fácies de borda*, o que é estranho para um corpo da proporção do MSP. Aliado a esta questão, o fato de grande parte das lineações magnéticas da *fácies de borda* terem altos ângulos de caimento evidenciam que estas rochas são a representação de uma zona alimentadora de magma, tendo o primeiro pulso fornecido certa quantidade de calor às encaixantes. Posteriormente, com a evolução do regime pós-colisional, à medida que ocorreu relaxamento das tensões gerando espaço para o alojamento, sucessivos pulsos ocorreram, o que fica claro com a variação nas condições de ascensão do magma, observada na mudança do comportamento das lineações magnéticas entre as fácies internas do Maciço.

As feições estruturais observadas em campo, como o englobamento e desmembramento de termos da *fácies de borda* pelo magma da *fácies principal*, e

das relações de intrusão dos *quartzos sienitos* na *fácies principal*, reforçam o caráter multi-intrusivo do MSP. Sabendo que a idade de 611 ± 3 Ma apresentada por Philipp *et al.* (2002) foi obtida na *fácies principal* do Maciço, considera-se que ela é apenas uma idade referencial para a intrusão. A duração do magmatismo envolvido na construção do pluton só será delimitada com precisão com a datação das *fácies de borda e granítica*.

CAPÍTULO V

5 REFERÊNCIAS

- Archanjo, C. J., Bouchez, J. L., Corsini, M., Vauchez, A. 1994. The Pombal granite pluton: Magnetic fabric, emplacement and relationships with the Brasiliano strike-slip setting of NE Brazil (Paraíba State), *Journal of Structure Geology* 16, 323 – 335.
- Archanjo, C. J., Launeau, P., Bouchez, J. L. 1995. Magnetic fabric vs. magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Gameleiras (Northeast Brazil), *Physics of the Earth Planetary Interiors* 89, 63 – 75.
- Archanjo, C. J., Macedo, J. W. P., Galindo, A. C., Araújo, M. G. S. 1998. Brasiliano crustal extension and emplacement fabrics of the mangerite-charnockite pluton of Umarizal, Northeast Brazil, *Precambrian Research* 87, 19 – 32.
- Archanjo, C.J., Trindade, R.I.F., Bouchez, J.L., Ernesto, M. 2002. Granite fabrics and regional-scale partitioning in the Serido belt (Borborema Province, NE Brazil). *Tectonics* 21 (1). doi:10.1029/2000TC001269.
- Bitencourt, M.F. 1996. Granitoides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento. Tese de Doutorado, Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 255p.
- Bitencourt, M.F., 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.
- Borradaile, G.J., Henry, B. 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Science Review* 42, 49–93.
- Bouchez, J.L. 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: J.L. Bouchez, D. Hutton & W.E. Stephens (eds.), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, Dordrecht: Kluwer Academic, 95-112.
- Bouchez, J.L. 2000. Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrique des granites. *Comptes Rendus de l'académie des Sciences de Paris* 330, 1-14.
- Cañón-Tapia, E. 1996. Single-grain versus distribution anisotropy: A simple three-dimensional model. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* 94, 149-158. doi: 10.1016/0031-9201(95)03072-7.
- Cruden, R.A., Tobisch, O.T., Launeau, P. 1999. Magnetic fabric evidence for conduit-fed emplacement of a tabular intrusion: Dinkey Creek Pluton, central Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Geophysical Research*, vol. 104, n. B5, p 10,511-10,530.
- Frantz, J.C., Jost, H. 1983. Petrologia dos granitos estaníferos do Rio Grande do Sul. SBG, I Simpósio Sul brasileiro de Geologia, Porto Alegre, Anais, 49-67.

Georgiev, N., Henry, B., Jordanova, N., Jordanova, D., & Naydenov, K. 2014. Emplacement and fabric-forming conditions of plutons from structural and magnetic fabric analysis: A case study of the Plana pluton (Central Bulgaria). *Tectonophysics* 629, 138-154. doi:10.1016/j.tecto.2014.02.018.

Graham, J. W. 1954. Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Geological Society of America Bulletin* 65, 1257-1258.

Hargraves, R.B., Johnson, D., Chan, C.Y. 1991. Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks? *Geophysical Research Letters* 18, 2193–2196.

Hartmann, L.A., Nardi, L.V.S., Formoso, L.L., Remus, M.V.D., Lima, E.F., Mexias, A.S. 1999. Magmatism and metallogeny in the crustal evolution of Rio Grande do Sul shield, Brazil. *Pesquisas* 26, 45-63.

Hrouda, F. 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys* 5, 37 e 82.

Jackson, M., Gruber, W., Marvin, J., Banerjee, S.K. 1988. Partial anhysteretic remanence and its anisotropy: applications and grain size-dependence. *Geophysics Research. Letter* 15, 440–443.

Jackson, M. 1991. Anisotropy of magnetic remanence: a brief review of mineralogical sources, physical origins and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. *Pure Appl Geophys* 136, 1–28.

Jelinek, V. 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, T63–T67.

Jost, H. 1981. Geology and metallogeny of the Santana da Boa Vista region, Southern Brazil. The University of Georgia, Tese de PhD.

Jost, H., Frantz, J.C., Wernick, E. 1984. Implicações geotectônicas da variação composicional temporal e regional dos granitoides do Ciclo Brasileiro do Escudo Sul-Rio-Grandense. SBG, XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, Anais 2978-3000.

Jost, H., Brod, J.A., Holz, M., Kuhn, A., Flor, M.A.D., Ktonbauer, A., Dillenburg, S. 1985. Geologia estrutural, petrografia e petrologia do Sienito Piquiri (Proterozóico Superior), Rio Grande do Sul. SBG, II Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Florianópolis, Anais, 63-61.

López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Siegesmund, S., Steenken, A. 2004. Application of magnetic fabrics to the emplacement and tectonic history of Devonian granitoids in Central Argentina. In: Martín-Hernández, F., Luneburg, C., Aubourg, C. & Jackson, M. (eds) *Magnetic Fabric: Methods and applications*. Geological Society, London, Special Publications, 238, 447–474.

Nardi, L.V.S., PláCid, J., Bitencourt, M.F. 2007. Minette mafic microgranular enclaves and their relationship to host syenites in systems formed at mantle pressures: major and trace element evidence from the Piquiri Syenite Massif southernmost Brazil. *Mineralogy and Petrology*. 91, 101-116.

Nardi, L.V.S., PláCid, J., Bitencourt, M.F., Stabel, L.Z. 2008. Geochemistry and petrogenesis of post-collisional ultrapotassic syenites and granites from

southernmost Brazil: the Piquiri Syenite Massif. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 80(2), 353-371.

Oliveira, D.C., Neves, S.P., Trindade, R.I.F., Dall’Agnol, R., Mariano, G., Correia, P.B. 2010. Magnetic anisotropy of the Redenção granite, eastern Amazonian craton (Brazil): Implications for the emplacement of A-type plutons. *Tectonophysics* 493, 27-41.

Olivier, P., Saint-Blanquat, M., Gleizes, G., Leblanc, D. 1997. Homogeneity of granite fabrics at the metre and decametre scales. In: Bouchez, J.L. et al. (Eds.), *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 113-128.

Peternell, M., Bitencourt, M.F., Kruhl, J.H. 2011. Combined quantification of anisotropy and inhomogeneity of magmatic rock fabrics – An outcrop scale analysis recorded in high resolution. *Journal of Structural Geology* 33, 609-623.

Philipp, R.P., Machado, R., Nardi, L.V.S., Lafon, J.M. 2002. O magmatismo granítico neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências* 32(2), 277-290.

Picada, R.S. 1966. Sobre a ocorrência de rochas lamboaníticas no Complexo Encruzilhada, RS. *Notas e estudos Escola de geologia UFRGS, Porto Alegre, Volume I, nº 2, pp. 9-13.*

Plá Cid, J., Nardi, L.V.S., Enrique, P. 2002. Textural relations of lamprophyric mafic microgranular enclaves and petrological implications for the genesis of potassic syenitic magmas: the example of Piquiri Syenite, Southern Brazil. *Pesquisas em Geociências* 29, 21–30.

Raposo, M.I.B., Ernesto, M. 1995. Anisotropy of magnetic susceptibility in the Ponta Grossa dike swarm (Brasil) and its relationship with magma flow direction. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 87, 183-196.

Raposo, M.I.B., Gastal, M.C.P. 2009. Emplacement mechanism of the main granite pluton of the Lavras do Sul intrusive complex, South Brazil, determined by magnetic anisotropies. *Tectonophysics* 466, 18–31.

Sandjo, A.Y., Njanko, T., Emmanuel, N., Errami, E., Rochette, P., Eric Martial, Fozing. 2016. Transpressional granite-emplacement model: Structural and magnetic study of the Pan-African Bandja granitic pluton (West Cameroon). *Journal of Earth System Science* 125, doi: 10.1007/s12040-015-0654-x.

Soliani Jr., E. 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-riograndense e suas implicações de ordem geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado, 425p.

Stabel, L.Z. 2000. Química mineral e evolução petrológica do Sienito Piquiri: magmatismo shoshonítico, neoproterozóico, pós-colisional no sul do Brasil. Porto Alegre. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 134p.

Stabel, L.Z., Nardi, L.V.S., PláCid, J. 2001. Química mineral e evolução petrológica do Sienito Piquiri: magmatismo shoshonítico, neoproterozóico, pós-colisional no sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 31, 211-222.

Tarling, D.H., Hrouda, F. 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman and Hall, London. 217 pp.

Tessari, R.I., Picada, R.S. 1966. Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim de Divulgação Fomento a Produção Mineral, DNPM* 124, 147p.

Trubač, J., Žák, J., Chlupáčová, M., Janoušek, V. 2009. Magnetic fabric of the Říčany granite, Bohemian Massif: a record of helical magma flow? *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 181, 25–34.

UFRGS 2008. Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Passo das Canas SH22-Y-A-III-4 (MI2984/4) e Capané SH 22-Y-A-III-3 (MI2984/3), RS. Porto Alegre. Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1 volume, 2 mapas.

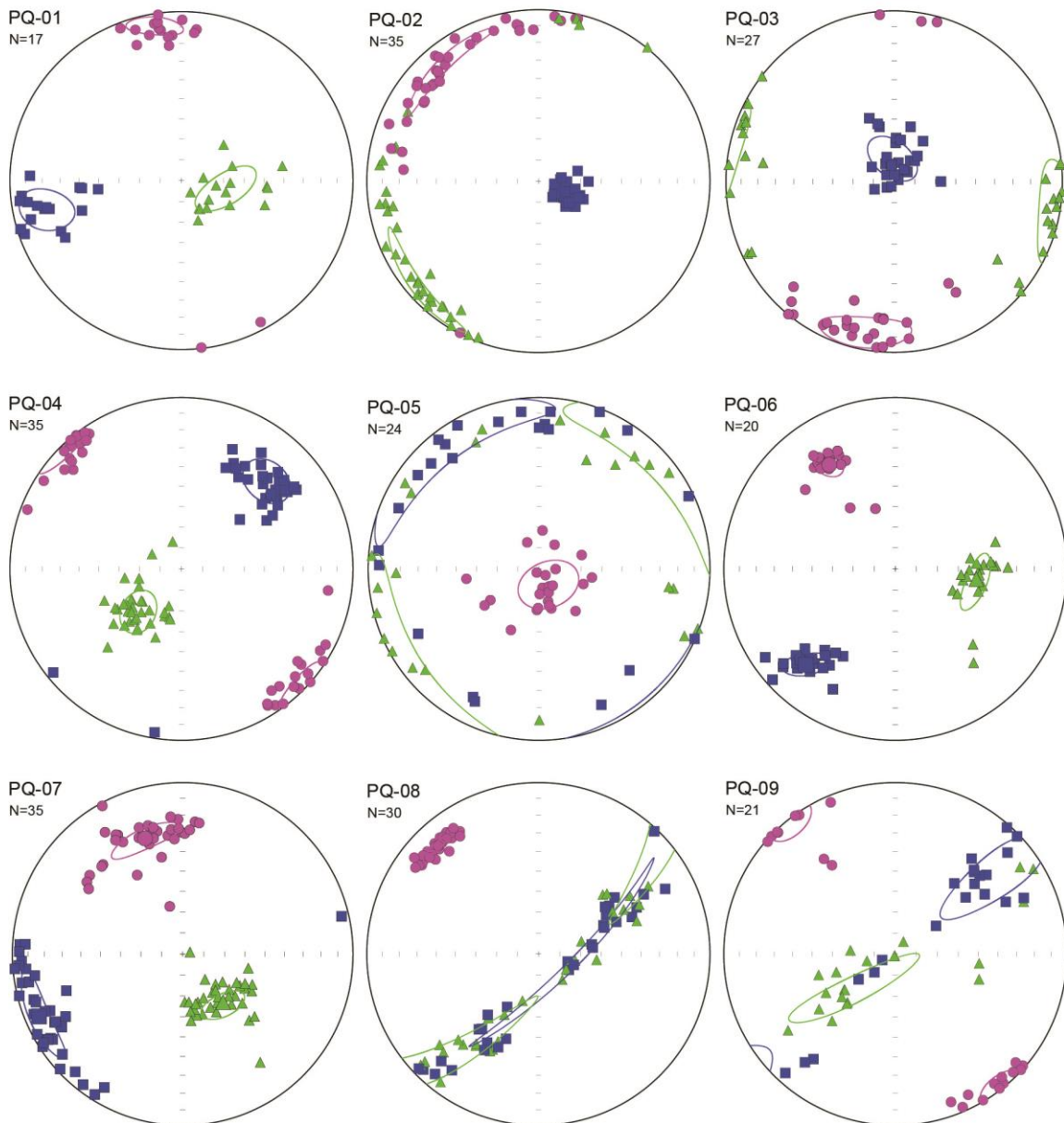
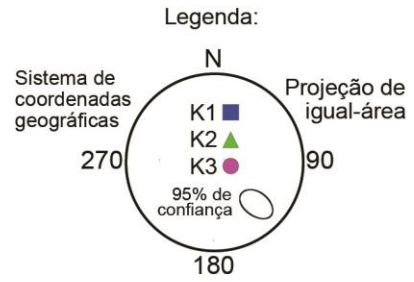
UFRGS 2009. Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte da folha Passo das Canas SH22-Y-A-III-4 (MI2984/4), RS. Porto Alegre. Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1 volume, 2 mapas.

Vieira Jr., N., Fernandes, L.A.D., Koester, E., Scher, C.M. 1989. Enclaves microgranulares do Maciço Sienítico Piquiri-RS. *Acta Geológica Leopoldensia* 29: 185-206.

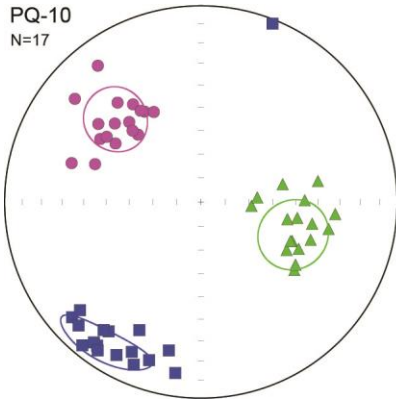
CAPÍTULO VI

6 ANEXOS

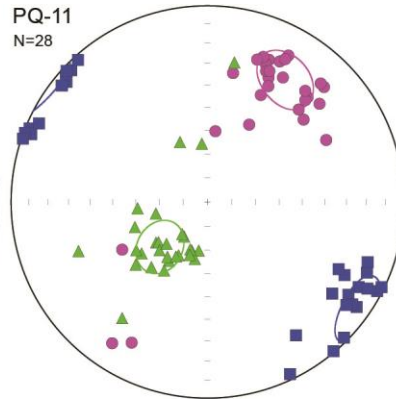
6.1 Estereogramas de ASM



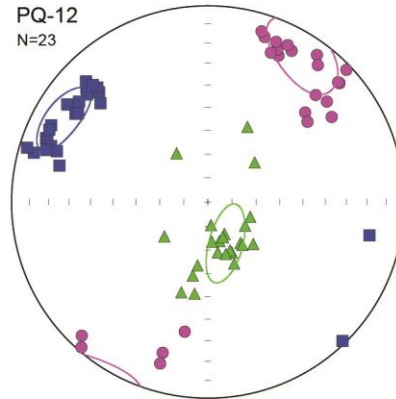
PQ-10
N=17



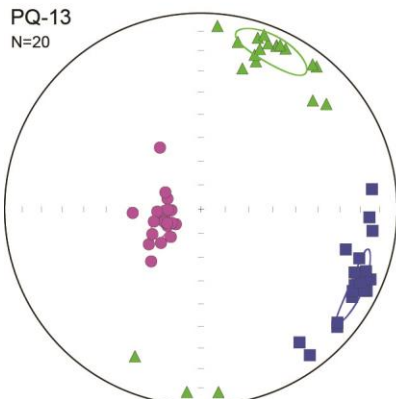
PQ-11
N=28



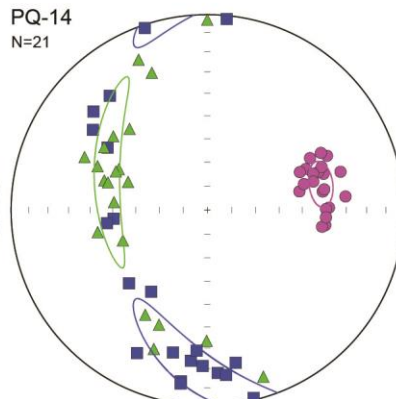
PQ-12
N=23



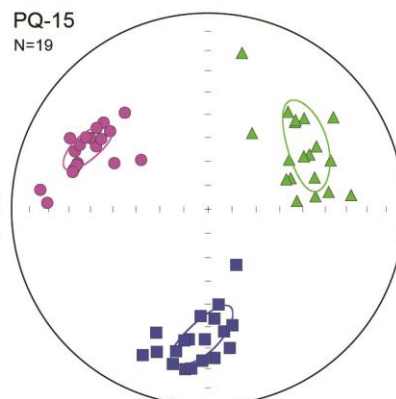
PQ-13
N=20



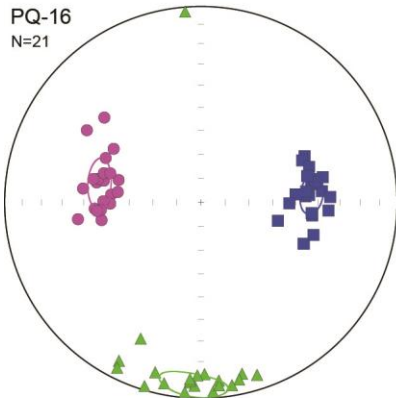
PQ-14
N=21



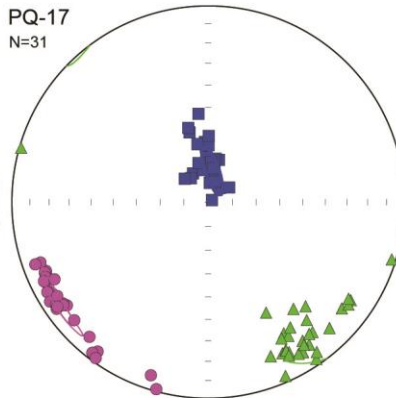
PQ-15
N=19



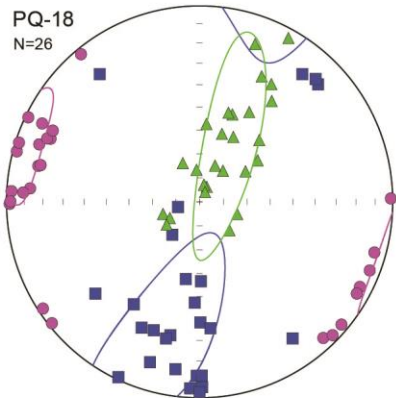
PQ-16
N=21



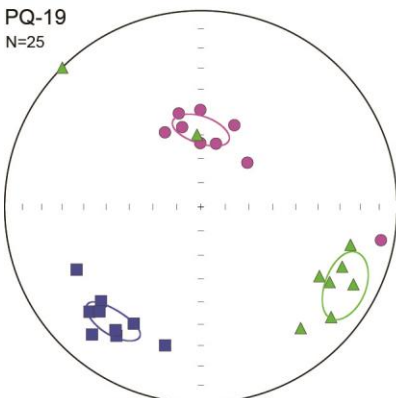
PQ-17
N=31



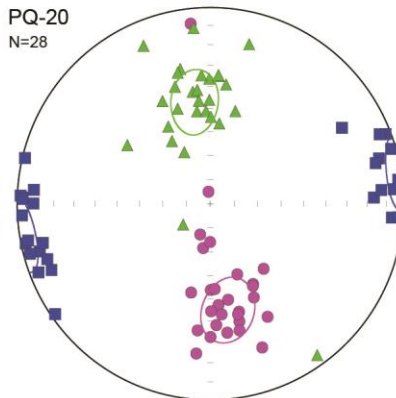
PQ-18
N=26



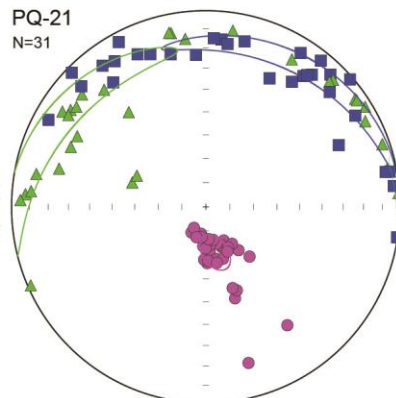
PQ-19
N=25



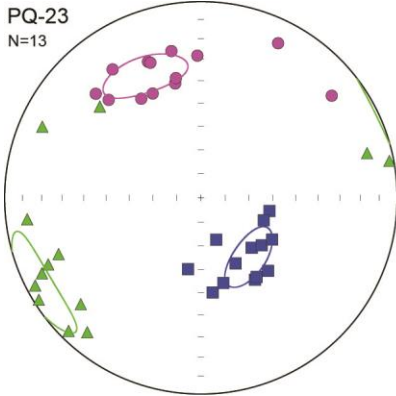
PQ-20
N=28



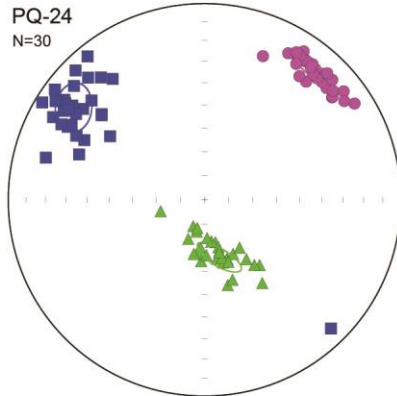
PQ-21
N=31



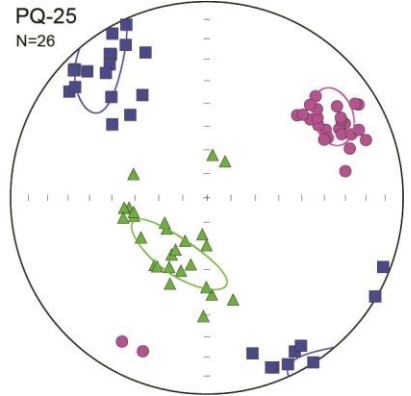
PQ-23
N=13



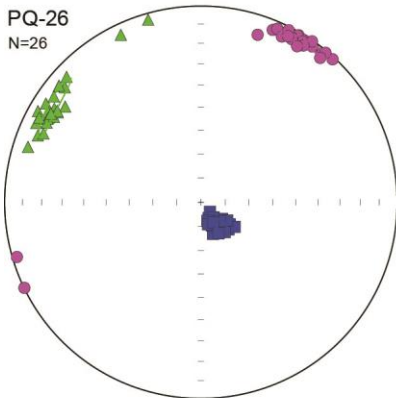
PQ-24
N=30



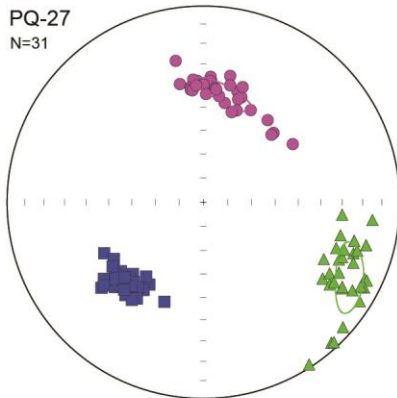
PQ-25
N=26



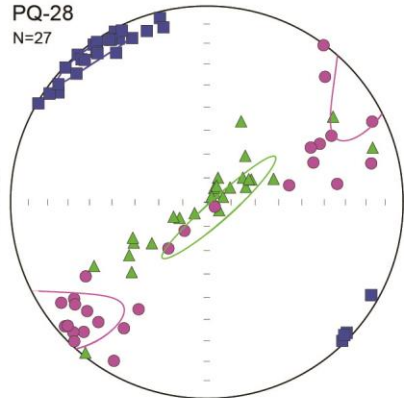
PQ-26
N=26



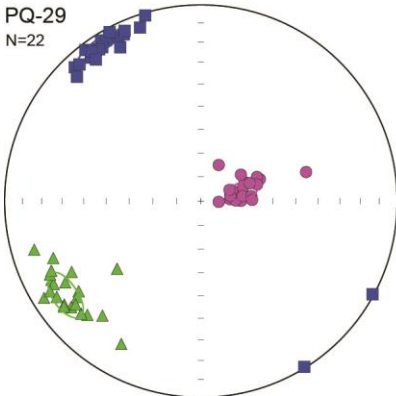
PQ-27
N=31



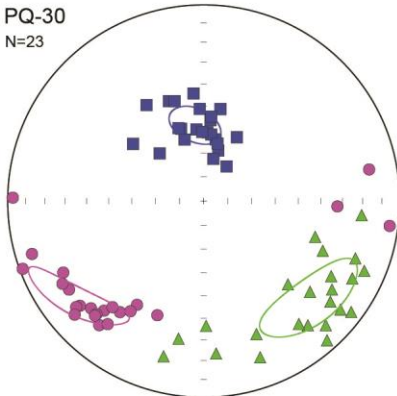
PQ-28
N=27



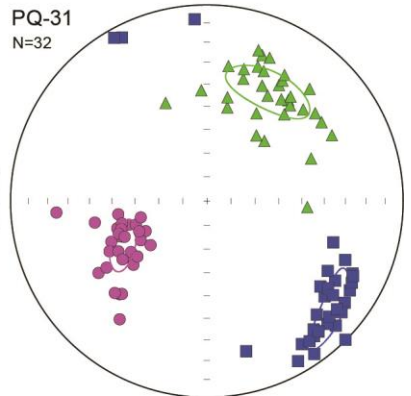
PQ-29
N=22



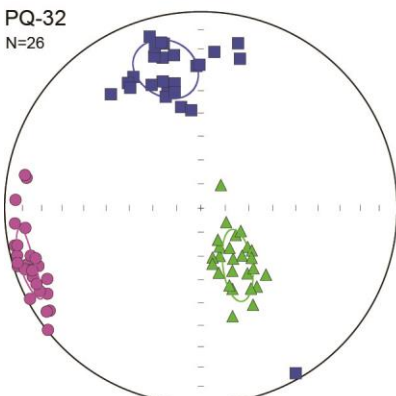
PQ-30
N=23



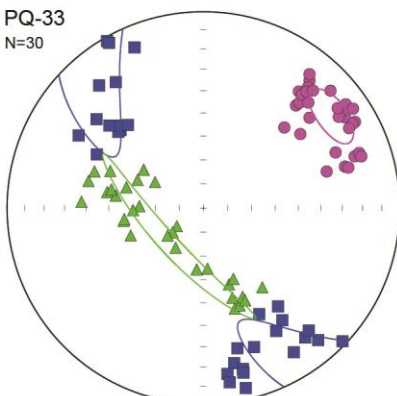
PQ-31
N=32



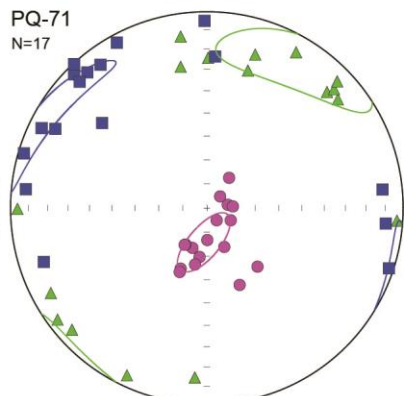
PQ-32
N=26



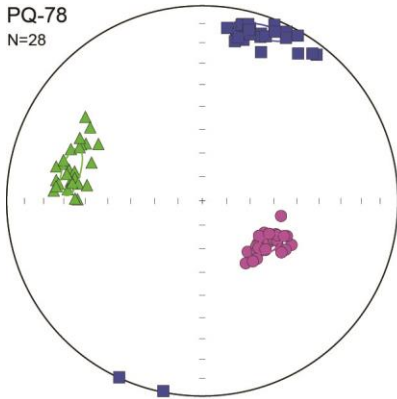
PQ-33
N=30



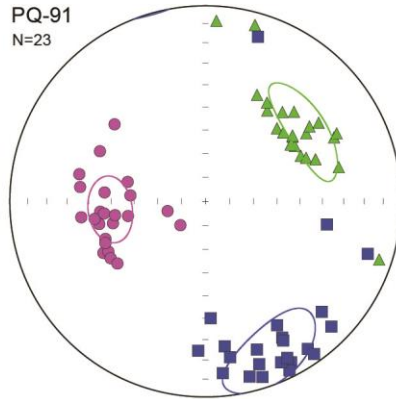
PQ-71
N=17



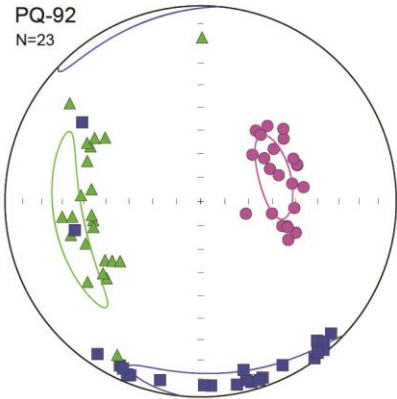
PQ-78
N=28



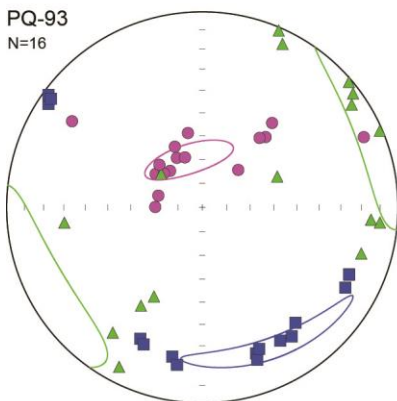
PQ-91
N=23



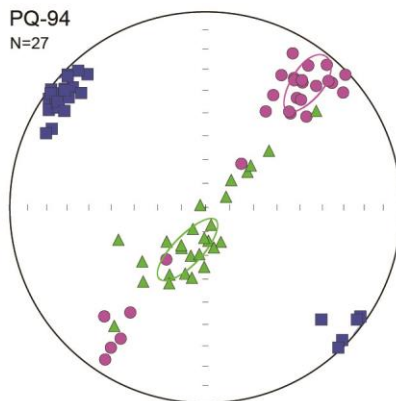
PQ-92
N=23



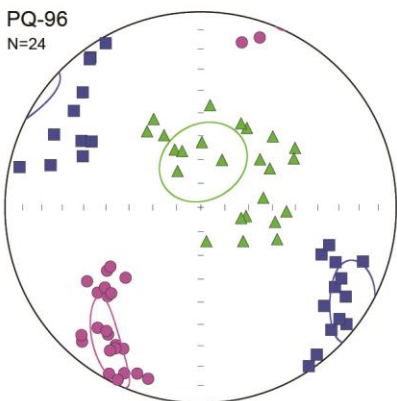
PQ-93
N=16



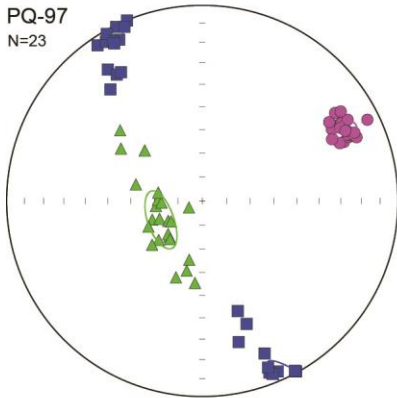
PQ-94
N=27



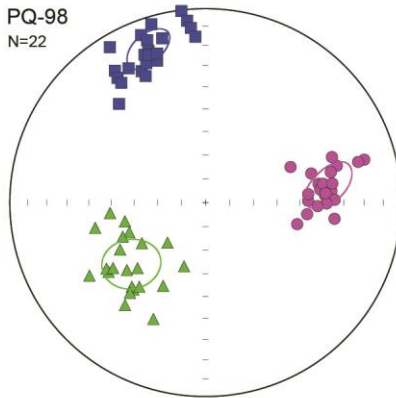
PQ-96
N=24



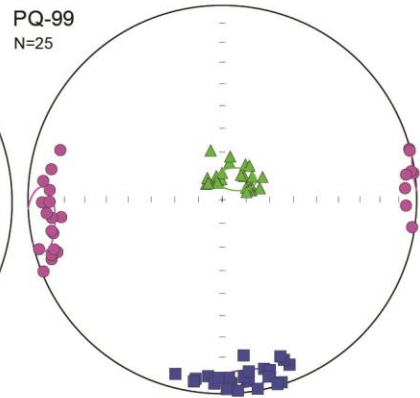
PQ-97
N=23



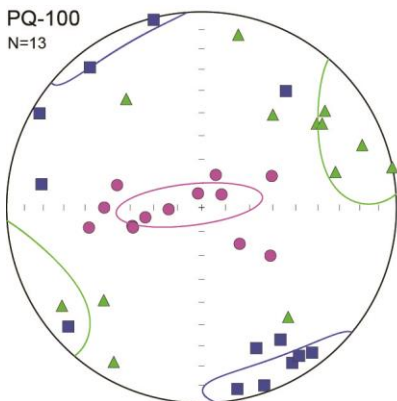
PQ-98
N=22



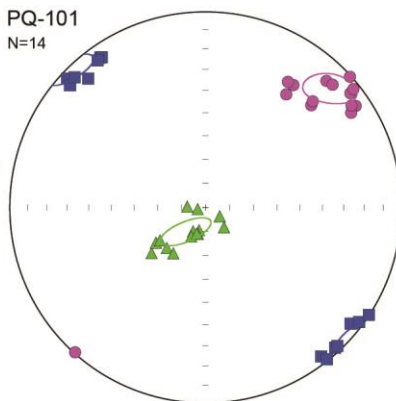
PQ-99
N=25



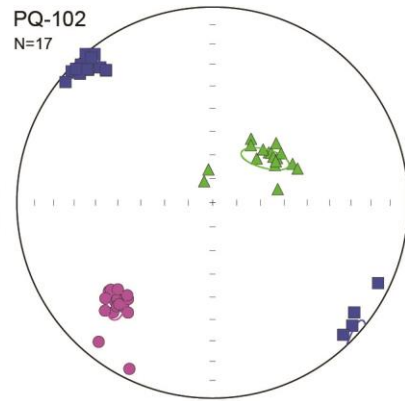
PQ-100
N=13

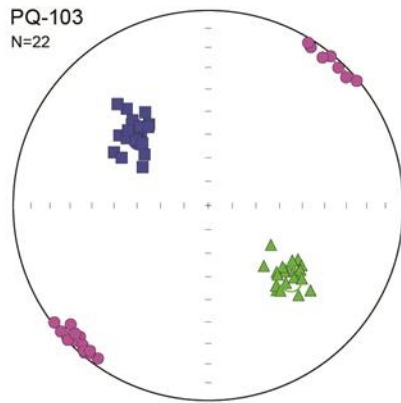


PQ-101
N=14

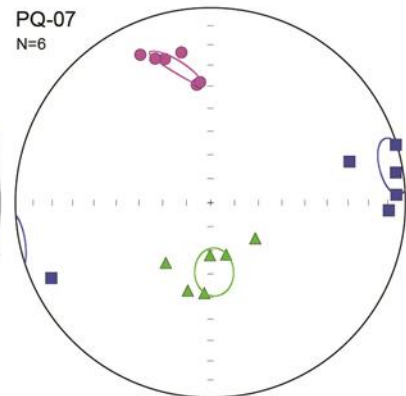
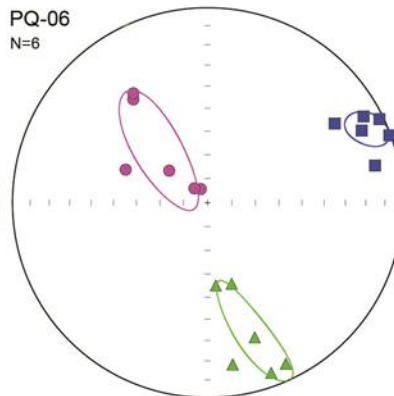
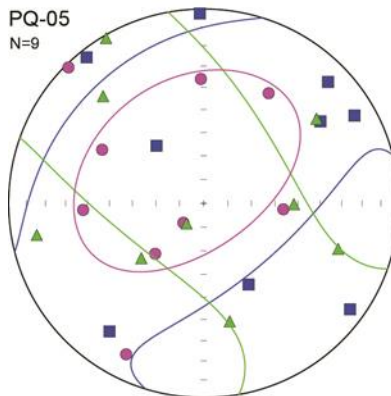
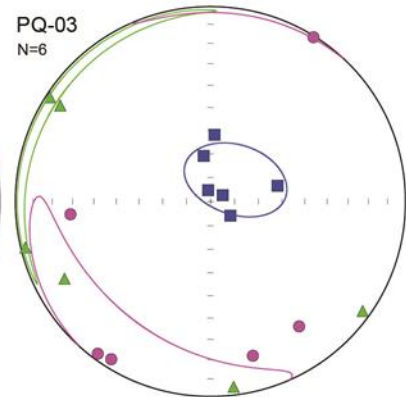
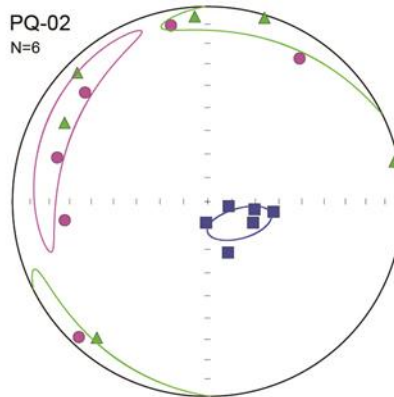
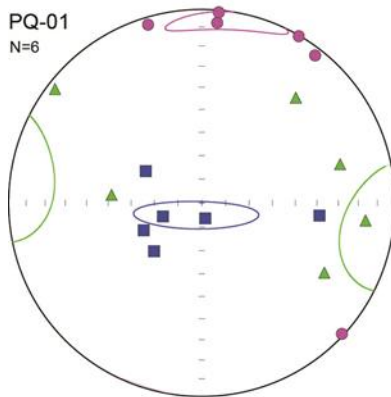
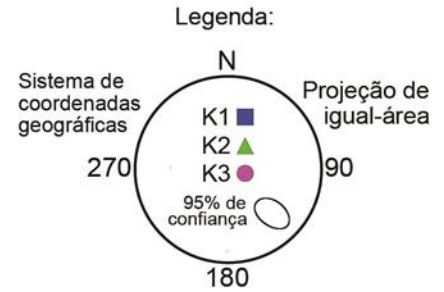


PQ-102
N=17

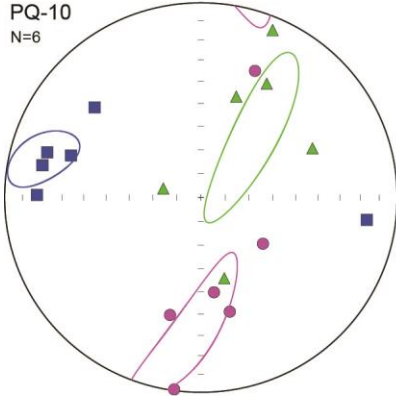




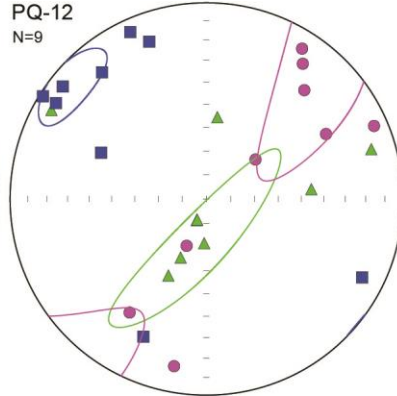
6.2 Estereogramas de ARMA



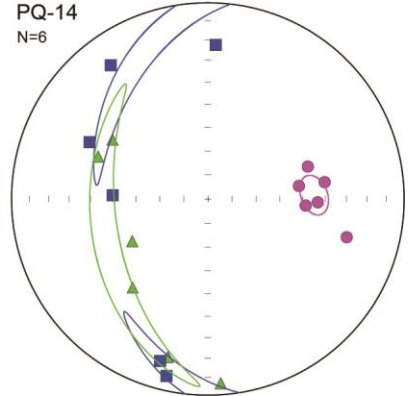
PQ-10
N=6



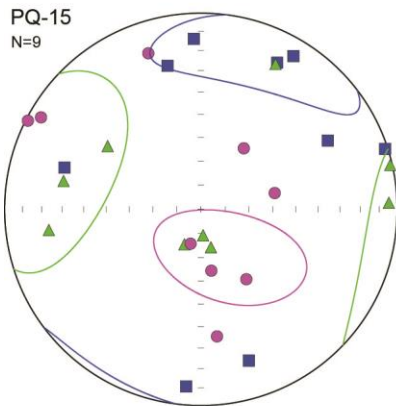
PQ-12
N=9



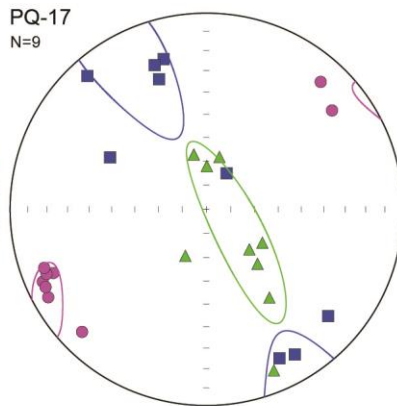
PQ-14
N=6



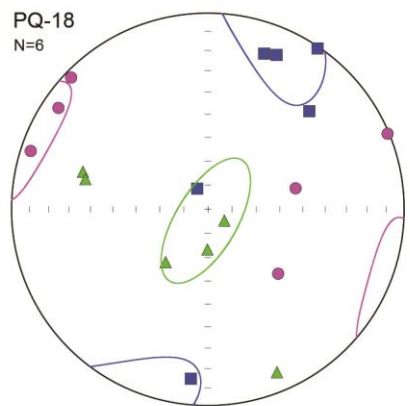
PQ-15
N=9



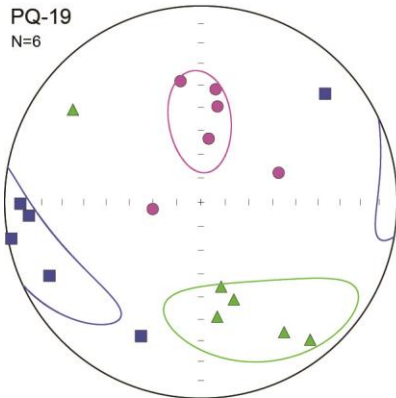
PQ-17
N=9



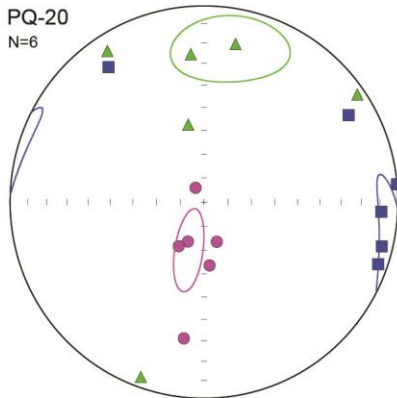
PQ-18
N=6



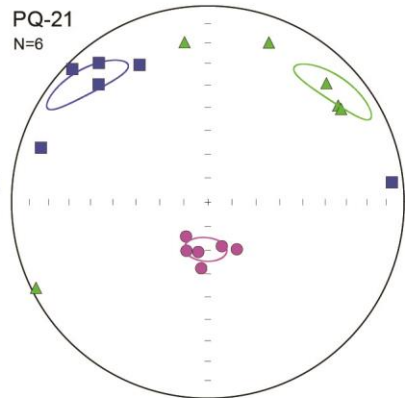
PQ-19
N=6



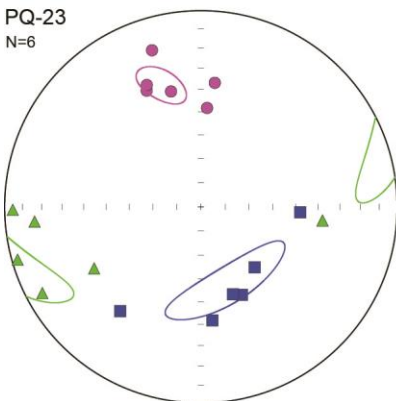
PQ-20
N=6



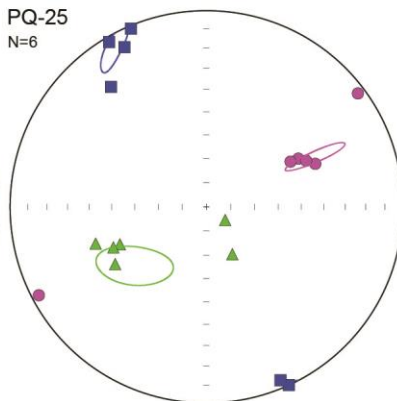
PQ-21
N=6



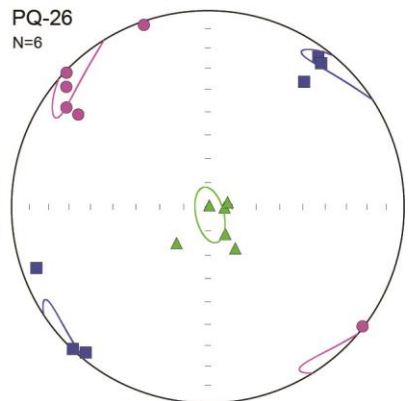
PQ-23
N=6



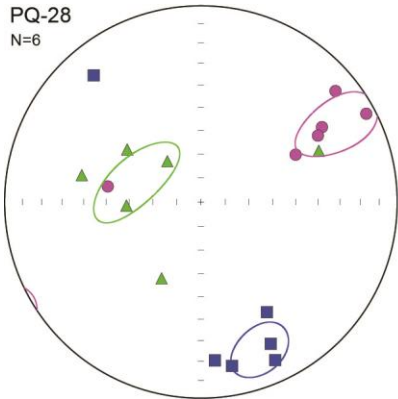
PQ-25
N=6



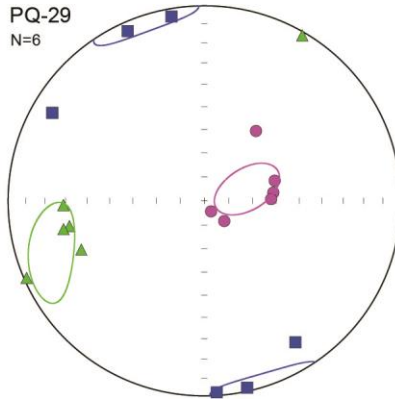
PQ-26
N=6



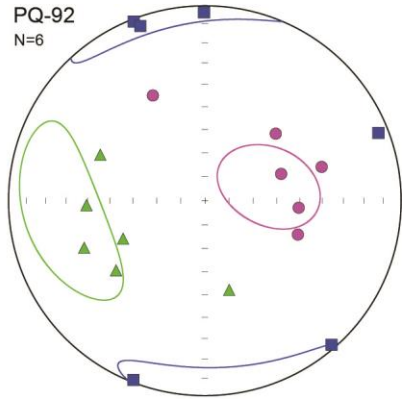
PQ-28
N=6



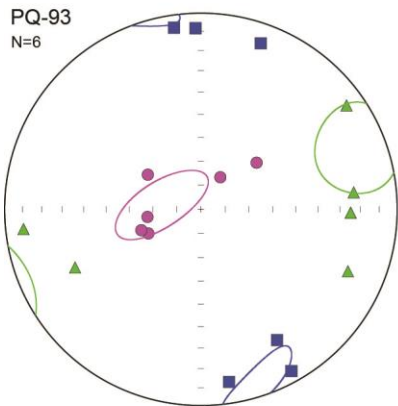
PQ-29
N=6



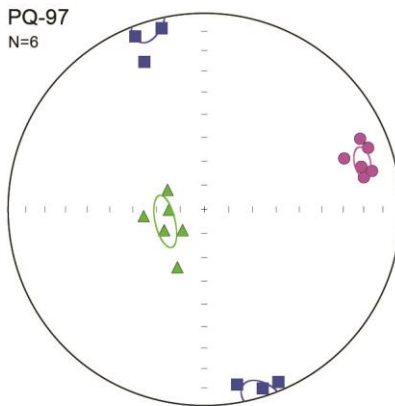
PQ-92
N=6



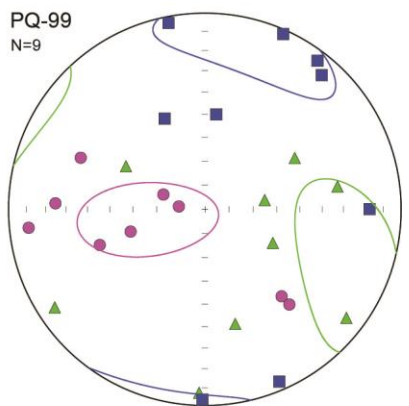
PQ-93
N=6



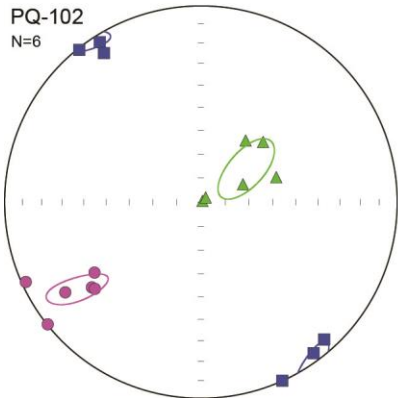
PQ-97
N=6



PQ-99
N=9



PQ-102
N=6



PQ-103
N=6

