

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**ANISOTROPIA DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA APLICADA
AO PLÚTON GRANÍTICO URI, BATÓLITO SALGUEIRO, PE:
CARACTERIZAÇÃO TECTÔNICA ASSOCIADA AO CONTEXTO
DA PROVÍNCIA BORBOREMA.**

Vitor Gago Miolaro

Orientador: Prof. Dr. Carlos José Archanjo

Co-orientador: Luiz Gustavo Ferreira Viegas

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-11/49)**

SÃO PAULO

2011

TF
M669
VG.a

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**ANISOTROPIA DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA APLICADA AO
PLÚTON GRANÍTICO URI, BATÓLITO SALGUEIRO, PE:
CARACTERIZAÇÃO TECTÔNICA ASSOCIADA AO CONTEXTO DA
PROVÍNCIA BORBOREMA.**



Vitor Gago Miolaro

Orientador: Prof. Dr. Carlos José Archanjo

Co-orientador: Luis Gustavo Ferreira Viegas

DEDALUS - Acervo - IGC



30900030272

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-11/49)**

SÃO PAULO

2011

TF
M669
V8.2

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ANISOTROPIA DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA APLICADA AO
PLÚTON GRANÍTICO UPL. BATOLITO SALGUEIRO, PE
CARACTERIZAÇÃO TECTÔNICA ASSOCIADA AO CONTEXTO DA
PROVÍNCIA BORBORÉIA



Vitor Gago Martins

Orientador: Prof. Dr. Carlos José Azeiteiro
Co-orientador: Luis Gustavo Ferreira Viegas

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

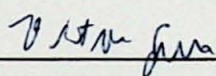
(77-1143)

SÃO PAULO

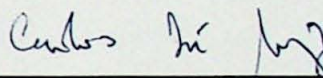
2011

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ANISOTROPIA DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA APLICADA AO
PLÚTON GRANÍTICO URI, BATÓLITO SALGUEIRO, PE:
CARACTERIZAÇÃO TECTÔNICA ASSOCIADA AO CONTEXTO DA
PROVÍNCIA BORBOREMA.



Aluno: Vitor Gago Miolaro



Orientador: Prof. Dr. Carlos José Archanjo

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF-11/49)

SÃO PAULO
2011

AGRADECIMENTOS

Inicialmente envio meus agradecimentos ao Professor Carlos José Archanjo por este ano de aprendizado, muito enriquecido por sua presença.

Ao Luis Gustavo Ferreira Viegas, Co-orientador deste trabalho, pela ajuda de grande valia durante as diversas etapas do projeto.

Ao pessoal do Laboratório de Paleomagnetismo (IAG-USP) pela paciência.

A professora Lucelene Martins pela grande ajuda durante a etapa final do projeto.

Ao Valdir Nakazawa, pela amizade e por propiciar o meu primeiro contato com a Geologia.

Ao pessoal da turma de 2007, pelos vários campos e suas histórias.

Aos amigos mais próximos, grandes amigos que me acompanham durante estes anos: Renan Bossa, Larissa (Pigones), Samuel (Bixa), Glaucia (Clô!!!) Fernando (Caraio), Thiago (Nulão), Lucas (Iskenta), Letícia (Beiça), Lyvia (Saravation), Sergio (Craca), Renato (Tassolto), Mathias (Emília), Francy (Xana), Karina Higa, Denise dos Santos, Felipe Nishida, Jalysson, Augusto Gago, Murilo Gago, Marcony e Lúcia Yamane, obrigado.

E aos meus pais, pelo apoio incondicional durante toda a minha vida. Saibam que eu sempre os apoiarei da mesma forma.

RESUMO

A trama de magmas graníticos alojados em níveis crustais intermediários e superiores pode ter origem por influência direta de forças ascensionais e/ou tectônicas. Notadamente em regiões de zona de cisalhamento a tectônica regional exerce grande influência sobre a trama da rocha, muitas vezes sobrepondo parcial ou completamente as estruturas magmáticas originais da rocha. Usualmente rochas graníticas tem seu contexto tectônico definido por critérios estruturais clássicos e/ou por métodos geocronológicos. A definição da trama magnética a partir da anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) fornece mais uma ferramenta para a classificação tectônica de granitos.

No presente trabalho esta técnica é aplicada em rochas quartzo-monzodioríticas do plúton Uri, batólito Salgueiro (Salgueiro, Pernambuco). Sua localização, porção sudoeste da Zona Transversal, Província Borborema, a algumas dezenas de quilômetros a norte do Lineamento Pernambuco, faz com que a definição de sua trama seja de fundamental importância para sua contextualização em relação a essa área de grande complexidade tectônica.

Os granitóides em estudo são macroscopicamente isótipos. Análises petrográficas mostram texturas tipicamente magmáticas, com poucos sinais de recristalização ou faturamento de cristais.

Os valores de suscetibilidade (k), menores que 10^{-3} SI, mostram o caráter paramagnético destes granitóides, com silicatos de Fe-Mg controlando o sinal magnético da rocha. As atitudes de lineação e foliação magnética mostram altos mergulhos, com a foliação apresentados tendências de mergulho em direção as bordas do plúton. Valores de grau de anisotropia (P) mostram uma simetria radial de distribuição, com valores mais altos no centro que decaem e voltam a subir conforme se caminha em direção à borda da intrusão.

Este conjunto de dados mostra que a trama magnética do plúton Uri sofreu pouca influência do tectonismo regional, preservando suas características diapíricas magmáticas.

ABSTRACT

The fabric of granitic magmas emplaced at higher and intermediary crustal levels may be originated by direct influence of upward and/or tectonic forces. At shear zones regions the local tectonic context commonly shows great influence upon the rock fabric, partially or totally overprinting the original magmatic structures of the rock. Granit rocks usually have its tectonic history defined by classical structural procedures and/or geochronological methods. The definition of the fabric using the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) gives a new tool for tectonic classification of granitic rocks.

The present study applies this technic at the Uri's pluton quartz-monzodioritic rocks, Salgueiro batholith, Salgueiro city, Pernambuco, Brazil. Its localization, by the Transversal Zone's southwest portion, Borborema Province, few kilometers northward from the Pernambuco's lineation, gives a great importance to its fabric definition and consequent contextualization upon this complex tectonic area.

The studied granitic rocks are macroscopically isotropic. Petrographic analyses show typically magmatic textures, with few signals of recrystallized or fractured crystals.

Low susceptibility values, under 10^{-3} SI, show these granitic rocks paramagnetic aspect, with Fe-Mg silicates controlling the magnetic signal. The magnetic lineation and foliation orientations show high dip values, with the foliation presenting dips tendency upward pluton's limits. Values of anisotropy grades (P) show a radial symmetry distribution, with higher values by the center, decaying and growing again as the distance from the center gets bigger.

These data shows that the Uri pluton's magnetic fabric suffered a low influence from the regional tectonics, preserving its magmatic diapyric characteristics.

ÍNDICE

1. Introdução.....	1
1.1. Localização e acesso.....	2
2. Metas e objetivos.....	3
3. Geologia regional	3
4. Materiais e métodos	7
5. Desenvolvimento do trabalho.....	10
6. Resultados obtidos.....	11
6.1. Litotipos e geologia estrutural.....	11
6.2. Química mineral	17
6.3. Mineralogia magnética.....	21
6.4. Trama magnética.....	25
7. Interpretações e discussões	32
8. Conclusões	36
9. Bibliografia	37
10. Anexos.....	41

1. Introdução

Rochas graníticas que não apresentam estruturas meso- e macroscópicas frequentemente são descritas como maciças (isótropas). A caracterização da petrotrama (*fabric*) de rochas graníticas a partir da determinação da Anisotropia de Suscetibilidade Magnética (ASM) veio demonstrar que os granitos apresentam estruturas passíveis de serem analisadas e que dificilmente eles podem ser considerados totalmente isótropos (Bouchez, 1997).

Uma das aplicações típicas da ASM é a caracterização da estrutura interna de corpos plutônicos (Graham, 1954). Um dos resultados mais expressivos da utilização da técnica é relacionar a trama magmática com a deformação regional, especialmente se a deformação regional é controlada por zonas de cisalhamento (e.g. Hutton, 1988; Archanjo *et. al.* 2002, entre outros). O arranjo da trama magnética associada à caracterização estrutural das rochas encaixantes permite definir os maciços graníticos como pré, sin ou pós-tectônicos (e.g. Archanjo *et. al.*, 2008). A definição da relação entre o magmatismo e a deformação orogênica constitui, portanto, uma das ferramentas essenciais para entender a evolução estrutural de uma faixa dobrada.

No presente estudo esta técnica é aplicada ao plúton Uri correspondendo à fácies alcalina do batólito Salgueiro, e que tem sua área de exposição nas imediações da cidade de Salgueiro, Pernambuco (Silva Filho, 1982). Sua localização na porção SW da Zona Transversal da Província Borborema, Faixa Cachoeirinha (Piancó – Alto Brígida) de evolução estrutural e metamórfica Neoproterozóica, torna a definição de sua petrotrama de fundamental importância para fins de correlação do modo de colocação deste granito com o histórico de deformações regionais, bem como com outros plútons graníticos com contextos de colocação semelhantes relativamente a Zona Transversal.

Adicionalmente e de forma indispensável à técnica de ASM, estudos de mineralogia magnética como Curvas Termomagnéticas e de Magnetização Remanente Isotérmica (IRM) fornecem dados sobre quais minerais tem maior influência sobre o sinal magnético da rocha e de como este sinal deve ser interpretados na ASM. Além disso, análises petrográficas com foco principal na identificação e classificação de microestruturas magmáticas e/ou tectônicas (e.g. Paterson *et. al.*, 1988) complementam os dados acima obtidos, elucidando o principal processo formador das estruturas identificadas pela ASM e fornecendo dados adicionais sobre a forma de colocação e de influências tectônicas sofridas durante sua história geológica.

Análises químicas através de microsonda eletrônica em cristais selecionados a partir da petrografia de piroxênio e anfibólio fazem parte do processo final de comparação

do Plúton Uri com outros corpos graníticos regionais, juntamente com o restante dos dados obtidos.

Por fim, os dados estruturais de ASM são apresentados através de um mapa contendo informações sobre foliação e lineação magnética do plúton em estudo e sobre dados semelhantes medidos pela forma convencional das rochas metapelíticas encaixantes, pertencentes ao grupo Salgueiro (Barbosa, 1970).

1.1. Localização e acesso

O batólito Salgueiro está localizado entre as cidades de Salgueiro e Parnamirim, Pernambuco. A cidade de Salgueiro se encontra a aproximadamente 500 km a oeste de Recife e tem seu principal acesso pela rodovia BR-232, ficando em torno da região de cruzamento com a rodovia BR-116 o que a torna uma das maiores cidades da região. O plúton Uri corresponde à porção leste do batólito e engloba parte da região de Salgueiro (Figura 1).

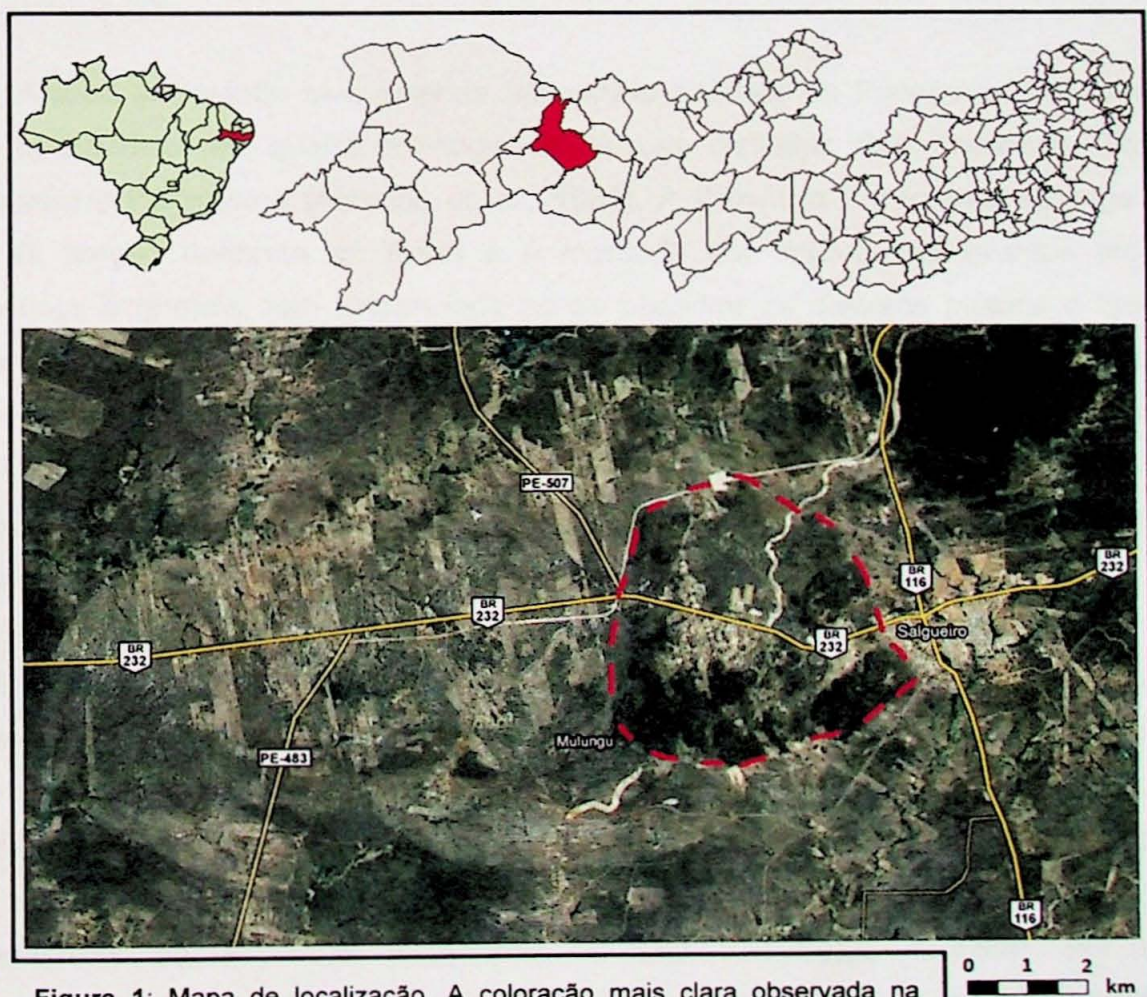


Figura 1: Mapa de localização. A coloração mais clara observada na região ao redor da BR 232, com início próximo a cidade de Salgueiro e se estendendo até a borda esquerda da figura, mostra os limites do batólito Salgueiro. A região destacada pela linha pontilhada vermelha compreende aproximadamente a área do plúton Uri. (Google Earth)

2. Metas e objetivos

Através da metodologia de Anisotropia de Suscetibilidade Magnética (ASM) associada às técnicas de petrografia, química mineral e do estudo estrutural das rochas encaixantes, obteve-se a trama magnética do granito, os minerais responsáveis pelo sinal magnético e a relação estrutural do plúton em estudo com as rochas encaixantes. Os dados coletados foram inseridos e comparados ao contexto tectônico da Zona Transversal da Província Borborema, tendo em vista as diversas intrusões graníticas presentes nesta região, a fim de caracterizar as condições de colocação e deformação a que esse corpo foi submetido, bem como definir a sua relação petrológica com corpos plutônicos de características semelhantes presentes na região. A partir do procedimento acima descrito, pretende-se complementar o conhecimento sobre o plutonismo granítico da Província Borborema, considerado de alta complexidade e ainda com poucos dados específicos sobre as suas posições dentro do ciclo orogênico regional.

3. Geologia regional

A área em estudo está inserida no escudo atlântico da Plataforma Sul Americana, que é subdividido em quatro províncias tectônicas distintas: São Francisco, Tocantins, Mantiqueira e Borborema (Almeida *et. al.*, 1981). A Província Borborema abrange grande parte da porção nordeste do Brasil e é marcada por importantes eventos tectônicos, magmáticos e termais, fato evidenciado ao se observar os diversos plútons e falhas que frequentemente são utilizados como critérios de subdivisão desta província. Suas características litoestruturais e tectônicas estão principalmente associadas a dois ciclos tectônicos distintos: um inicial no Eoneoproterozóico, conhecido como Orogenia Cariris Velhos, e um tardio no Neoproterozóico superior, o Ciclo Brasileiro, sendo que o último sobrepõe grande parte das estruturas do primeiro (Brito Neves *et. al.*, 2000).

A Província Borborema é comumente dividida em três domínios principais: Zona Setentrional, Zona Transversal e Zona Meridional (Brito Neves *et. al.*, 2005). A Zona Transversal (ZT) encontra-se delimitada por dois lineamentos subparalelos gerados por zonas de cisalhamento, um a norte (Patos) e outro a sul (Pernambuco), separados por uma distância de 150 km e de direção aproximada E-W, definindo a forma retangular desta zona.

As suítes granitóides presentes nesta zona compõe uma dos principais características da Província Borborema, e são atualmente divididas por critérios essencialmente geoquímicos em duas grandes suítes (Ferreira *et. al.* 1998). A primeira consiste de uma suíte cálcio-alcalina, que é subdividida nas séries "cálcio-alcalina normal" e cálcio-alcalina rica em potássio. Na primeira estão incluídos os tonalitos e granodioritos equi- a inequigranulares tipo Conceição, enquanto a segunda compreende granitos

porfíricos grossos, tipo Itaporanga (Almeida *et. al.*, 1967). A segunda suíte de rochas ígneas compreende essencialmente corpos de composição ultrapotássica e shoshonítica. Essa suíte exibe uma variada gama de composições com afinidades trondjemítica (granitos de Serrita, Salgueiro oeste), peralcalina supersaturada (Catingueira) a saturada em sílica (Triunfo, Terra Nova) e shoshonítica (Teixeira). Além de stocks e batólitos, a Zona Transversal é invadida por diques de natureza fissural e composição ultrapotássica e peralcalina, e que cortam as rochas encaixantes regionais, inclusive alguns batólitos graníticos como no Salgueiro.

Os Granitos Teixeira e Triunfo são utilizados neste trabalho como base de comparação química em relação ao plúton Uri (química de piroxênios e anfibólios, como discutido anteriormente – **Figura 2**). O batólito Teixeira possui aproximadamente 80 km de comprimento e 10 km de largura e é composto principalmente por granitos a quartzo-sienitos equigranulares (Archanjo *et. al.*, 2007). O batólito Triunfo possui composição sienítica e se apresenta em uma forma alongada de direção SW-NE. É considerado ainda a maior intrusão ultrapotássica da região nordeste do Brasil (Ferreira *et. al.*, 1994).

Diversos autores defendem a continuidade da ZT em território africano (e.g. Trompette, 1994), sendo correlata à região compreendida entre as falhas de Adamoa e Garoua, e separada desta durante a quebra do Gondwana, fim do Jurássico a Cretáceo superior. Este domínio ainda é dividido por domínios crustais alongados de formato sigmoide com características rotacionais destrais, estas atribuídas a uma resultante entre o movimento relativo das falhas de Patos e Pernambuco (Brito Neves *et. al.*, 2000). Estes domínios crustais são, de leste para oeste: Rio Capibaribe, Alto Moxotó, Alto Pajeú e Cachoeirinha (Piancó-Alto Brígida). A justaposição destes domínios durante o Ciclo Brasileiro é discutida de duas formas, a primeira fala sobre uma colagem de blocos durante o paleoproterozóico, seguida por retrabalhamento intraplaca durante a deformação Brasileira (Neves, 2006); a segunda mostra uma colagem entre estes domínios em um contexto de margem convergente, com posterior dispersão durante o Brasileiro (Brito Neves *et. al.*, 2000). Dentre esses domínios, o de maior interesse para este trabalho é o domínio crustal Piancó-Alto Brígida, porção oeste da ZT. Relativamente a este domínio crustal, a área de estudo está localizada em sua porção SW, próxima ao contato com o embasamento arqueano a sul e separada deste pelo lineamento Pernambuco (**Figura 2**).

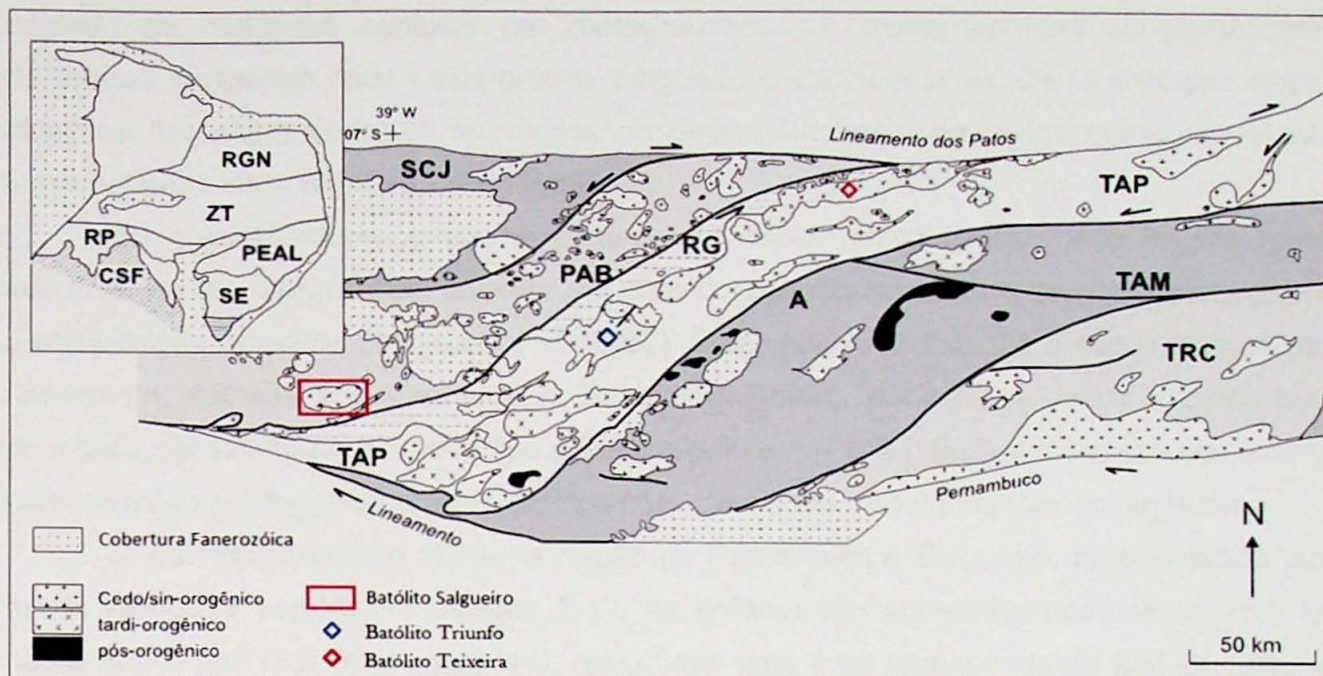


Figura 2: Divisão geral da Província Borborema e terrenos da Zona Transversal: SCJ - São José do Caiano, PAB - Piancó-Alto Brígida, RG - Riacho Gravatá, TAP - Alto Pajeú, TAM - Alto Moxotó, RC - Rio Capibaribe. Destaque para o Batólito Salgueiro a Sudoeste do Cinturão de dobramentos Piancó - Alto Brígida. (Modificado de Brito Neves et. al., 2005).

O domínio crustal Piancó – Alto Brígida é composto por uma série de unidades e grupos. Dentre estes grupos, serão descritos aqui os principais para a região de ocorrência do batólito Salgueiro, onde nota-se da base para o topo da estratigrafia regional os seguintes grupos: Bom Nome, Salgueiro, Cachoeirinha e Suítes de Granitóides. Os Grupos Salgueiro e Cachoeirinha, originalmente descritos por Barbosa (1970), foram posteriormente subdivididos em cinco e quatro unidades, respectivamente, por Silva Filho (1984).

O Grupo Bom Nome caracteriza o embasamento do referido cinturão de dobramentos. É composto principalmente por orto e para-gnaisses, anfibolitos e cordierita-sillimanita xistos e apresenta feições de médio a alto grau metamórfico, podendo apresentar migmatização em alguns pontos (Silva Filho, 1984).

Estratigraficamente acima se observa a cobertura metavulcanossedimentar do Grupo Salgueiro. As cinco unidades que o compõe são, da base para o topo: quartzitos, seguida por sericita xistos, grafita xistos, calcários e metavulcânicas básicas. Logo acima nota-se rochas metavulcânicas intermediárias, passando para rochas ácidas, quartzitos e metavulcânicas básicas. No topo da sequência há quartzo-muscovita-xistos e metavulcânicas básicas. Esta sequência foi caracterizada como depósitos de vulcanismos ácidos e básicos recorrentes, apresentando médio a alto grau metamórfico.

O Grupo Cachoeirinha é composto da base para o topo por quartzitos, seguido por filitos, quartzitos, metaconglomerados, itabiritos e carbonatos, sucedido por quartzitos feldspáticos, metarriolitos / metatufos e molassas no topo. Tanto o metamorfismo quanto a deformação observada neste grupo são menos pronunciadas do que no Grupo Salgueiro. A

unidade de molassas consiste em metagrauvacas, e matagrauvacas conglomeráticas polimíticas (contendo seixos dos grupos Salgueiro e Cachoeirinha). Os Granitóides cálcio-alcalinos aparecem cortando as rochas do Grupo Cachoeirinha, evidenciando a relação temporal entre os dois (Silva Filho, 1989).

Os granitóides presentes no cinturão de dobramentos Pincó - Alto Brígida foram subdivididos em quatro tipos, levando em consideração as condições de suas colocações e a composição da rocha (Almeida *et al.*, 1967). Estes tipos são listados a seguir: Conceição, Itaporanga, Itapetim e Catingueira. O Batólito Salgueiro, por não se incluir a estes tipos principais, foi incluído a um novo tipo proposto por Silva Filho (1982) denominado de Serrita, caracterizado por tonalitos e granodioritos com afinidades trondhjemiticas continentais.

O Batólito Salgueiro aflora na região de Parnamirim e Salgueiro, apresentando uma forma alongada segundo a direção E-W, se estendendo por aproximadamente 26,5 km neste eixo e por 12,5 km no eixo N-S, recobrindo uma área aproximada de 230 km² (**Anexo 1**). Levando-se em conta critérios como relevo, associações litológicas, texturas, mineralogia e análises modais e geoquímicas, este mesmo autor dividiu o batólito em dois complexos: Oeste e Leste. O complexo oeste é topograficamente definido por áreas mais planas, com altitude média em torno de 400m, e cobre aproximadamente uma área duas vezes maior do que o complexo leste. É composto por três litotipos, sendo eles: hornblenda monzodiorito/monzonito, hornblenda quartzo monzonito e biotita granito (Silva Filho, 1982).

O complexo leste, que inclui o plúton Uri, apresenta um relevo muito mais acidentado, mantendo uma média de altitude em torno dos 700m. É composto por rochas porfíricas supersaturadas, com fenocristais de quartzo e piroxênio definindo esta textura. Este complexo é composto por dois litotipos principais: hornblenda - quartzo monzodiorito/monzonito porfírico e hornblenda - quartzo monzonitos finos. O segundo litotipo "envolve" o primeiro, formando a região periférica deste complexo.

O litotipo hornblenda - quartzo monzodiorito/monzonito porfírico (primeiro citado do complexo leste) constitui o foco deste trabalho. Foi descrito como um *stock* com seis subdivisões definidas principalmente por características petrográficas e de campo, como relações de corte entre um sublitotipo e outro, porém todos de composição basicamente semelhante (Silva Filho, 1989).

Discussões sobre o modo de colocação deste batólito relativamente ao contexto tectônico regional, tendo como base critérios basicamente estruturais, metamórficos, associações litológicas e de geoquímica isotópica, foram realizadas por Silva Filho (1982), como descrito a seguir.

Baseado na classificação de Buddington (1959) e considerando fatores como a presença de quatro grupos de rochas no batólito; presença de tetos pendentes da rocha encaixante em determinados pontos do corpo; estruturas de orientação como foliações e lineações ocorrendo com maior frequência nas bordas do corpo; diques pórfiros frequentes;

xenólitos de rochas pré-cambrianas e ausência de aréola de metamorfismo o enquadram na classificação de granitos de mesozona e secundariamente em epizona, classificado pelo autor como mesozona superior (aproximadamente 6 km de profundidade e 2 kbar de pressão). Para caracterização do posicionamento tectônico, os seguintes fatores foram analisados pelo autor: ausência de gnaissificação; característica de domo diapírico com foliação das encaixantes mergulhando contra o corpo; características mineralógicas típicas de corpos pouco deformados ou sem deformação; o classificando como tarditectônico (características magmáticas predominando sobre as de estado sólido).

4. Materiais e métodos

O trabalho de campo foi realizado no período compreendido entre os dias 02 e 09 de janeiro de 2011, e teve como objetivo tanto o reconhecimento da geologia local quanto a amostragem. No total foram descritos 36 afloramentos, 22 no Plúton Uri ou na unidade granítica periférica, e 14 de rochas metapelíticas encaixantes do grupo Salgueiro (**Anexo 2**). A amostragem do plúton Uri e da unidade granítica marginal foi realizada seguindo aproximadamente uma malha com sítios a cada 1,5km e equidistantes entre si, garantindo uma homogeneidade de amostragem (Olivier *et al.*, 1997), sendo que por sítio foram retirados três ou mais cilindros orientados de 2,5cm de diâmetro por aproximadamente 8cm de altura cada, para tal foi utilizada uma broca com coroa diamantada de 2,5cm de diâmetro interno acoplada a um motor de motosserra adaptado. A amostragem das rochas encaixantes foi feita através de amostras de mão comuns, de tamanho suficiente para serem examinadas macroscopicamente e laminadas para análises microscópicas.

A preparação de amostras para a ASM consistiu em cortar cada cilindro em espécimes de 2,5cm x 2,1cm, fornecendo em média 3 espécimes por cilindro / 9 espécimes por sítio, quantidade suficiente para trabalhos em rochas graníticas (Bouchez, 1997) devido a grande homogeneidade observada nestas rochas. As lâminas petrográficas foram feitas a partir de partes dos cilindros cortados que não atingiram a altura mínima de 2,1cm e, no caso das rochas encaixantes, pela forma convencional a partir das amostras de mão (seleção de corte e de posição da lâmina na face cortada). Para a realização das Curvas Termomagnéticas e da IRM foram selecionados 10 espécimes, tendo como critério de seleção os dados obtidos pela ASM (espécimes selecionados de acordo com a distribuição dos valores de suscetibilidade, de forma que todos os intervalos de distribuição fossem representados proporcionalmente). Para as Curvas Termomagnéticas parte desses espécimes foi cortada e moída em pilão de ágata, o restante do espécime foi utilizado para a realização da IRM.

A etapa laboratorial teve início com a ASM, para tal foi utilizado o Kappabridge MFK1-FA (AGICO) do laboratório de Paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica

e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG - USP). As medições foram feitas em modo manual, que consiste na medida da suscetibilidade magnética em 15 posições diferentes do espécime orientado. Os valores obtidos em cada posição são subsequentemente computados para determinar um elipsóide de suscetibilidade. O método consiste na aplicação de um campo indutor (H) de baixa intensidade em direções específicas do espécime com medição simultânea da magnetização induzida (M) sofrida. A suscetibilidade magnética (k) é um fator proporcional entre M e H de tal forma que:

$$M = k H$$

Como M e H são medidos em A/m, k é um valor adimensional. A variação da suscetibilidade conforme se varia a posição de medida no espécime é descrito como uma Anisotropia e Suscetibilidade Magnética (ASM). As componentes de magnetização induzida (M_i) com respeito às direções do campo indutor (H_i) podem se expressas por:

$$M_i = k_{ij} H_j$$

onde $i, j = 1, 2, 3$ e k_{ij} é um tensor simétrico de segunda ordem. A diagonalização da matriz fornece os autovalores do tensor k_{ij} ($k_1 \geq k_2 \geq k_3$) que pode ser descrito por um elipsóide. As magnitudes dos eixos principais do elipsóide definem o grau de anisotropia ($P = k_1/k_3$) enquanto a sua forma (T) é por:

$$T = \left[\frac{2(\ln k_2 - \ln k_3)}{\ln k_1 - \ln k_3} \right] - 1$$

Os elipsóides são neutros ($k_1 \geq k_2 \geq k_3$) a oblatos ($k_1 = k_2 > k_3$) quando T varia de 0 a 1, e neutros a prolatos ($k_1 > k_2 = k_3$) quando T varia de 0 a -1. O grau de anisotropia fornece importantes informações sobre a magnitude do elipsóide que, em determinados casos, pode ser correlacionado à intensidade da orientação preferencial dos minerais magmáticos (e.g. Salazar, 2010). A orientação da ASM, por sua vez, fornece elementos da trama (foliação, lineação) que ajudam a compreender a geometria da intrusão.

A segunda etapa laboratorial envolveu a obtenção de dados de IRM e das Curvas Termomagnéticas. Os dados de IRM foram obtidos utilizando-se um Indutor do tipo *Pulse* e um Magnetômetro (Molspin Ltda.) também pertencentes ao Laboratório de Paleomagnetismo do IAG – USP. O método consiste na medição da Magnetização Remanente (M_r) da amostra utilizando-se o Magnetômetro Molspin e indução de magnetização através da aplicação de um campo magnético (H) crescente em um mesmo eixo do espécime (z) utilizando-se o Indutor *Pulse*. Este procedimento é repetido diversas

vezes com intervalos de indução definidos, partindo desde a medição da Magnetização Remanente Natural (MRN), ou seja, nenhuma indução magnética, até a indução sob um campo de 2 Tesla. A apresentação e análise dos dados são feitas através da comparação do gráfico $M_r \times H$ obtido em cada espécime com as curvas características de cada mineral, a fim de identificar o principal mineral responsável pela M_r observada.

As Curvas Termomagnéticas, realizadas em um Kappabridge KLY-4 com um forno acoplado CS-3/CS-L. A metodologia aplicada para a realização deste procedimento se baseia na variação da suscetibilidade (k) em função da temperatura (T), sendo que o experimento tem início em -200°C (resfriado por nitrogênio líquido) e chega a 700°C e depois é resfriado até atingir a temperatura ambiente. Nesse experimento, a medida da suscetibilidade é feita em intervalos de aproximadamente 3°C . As curvas obtidas através do gráfico $k \times T$ são analisadas durante o processo de aquecimento e resfriamento e comparadas com comportamentos característicos de determinados minerais a fim de identificar o mineral responsável pela variação de k . Fatores como a temperatura de Curie/Néel e transições de fase são exemplos de critérios que, dependendo da mineralogia envolvida, podem ser utilizados para realizar esta identificação. No caso das rochas do Plúton Uri (paramagnéticas como é mostrado na continuidade deste trabalho), a variação de suscetibilidade é função da temperatura e pode ser calculada pela lei de Curie/Weiss:

$$k = \frac{C}{T - \theta}$$

Onde C é a Constante de Curie específica de cada material, T é a temperatura absoluta, e θ é a Temperatura de Curie (Borradaile & Henry, 1996). Como indicado na equação, a suscetibilidade paramagnética diminui com o aumento de T .

Análises composicionais quantitativas em cristais de piroxênio e anfibólio foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica (ME) do próprio instituto utilizando uma Microsonda Eletrônica JEOL, modelo JXA 8600. No total, 14 cristais de piroxênio e 13 de anfibólio foram analisados neste trabalho, com suas nomenclaturas dadas de acordo com Morimoto (1988) e Leake (1997) respectivamente.

A petrografia foi realizada nos microscópios de luz transmitida (Olympus BX-40) do próprio instituto, tendo como principal objetivo a distinção de microestruturas de origem magmática e/ou tectônicas por ponto de amostragem do plúton Uri, ao todo 22 lâminas petrográficas foram descritas. Microestruturas magmáticas são caracterizadas por minerais ígneos primários que não exibem evidências de recristalização ou deformação plástica levando em conta tanto os minerais orientados quanto os que compõem a matriz da rocha; Microestruturas de fluxo em estado sólido ocorrem quando os cristais começam a apresentar feições de recristalização, deformação em estado plástico, sombras de pressão

em porfiroclastos rotacionados, etc. Critérios mais específicos sobre este tipo de classificação podem ser observados no trabalho de Paterson *et. al.*, 1988.

Mapas contendo dados de lineação magnética, foliação magnética e foliação das rochas encaixantes, bem como um mapa de distribuição de valores do grau de anisotropia (P), foram executados buscando definir o modo de colocação deste granito relativamente às rochas encaixantes e ao contexto regional. Para tal, tabelas, gráficos e estereogramas foram realizados a fim de se localizar espacialmente e comparativamente os dados obtidos até então através dos métodos supracitados; estes dados foram inseridos em um mapa base do Batólito Salgueiro (modificado de Silva Filho, 1982) utilizando-se o programa ESRI ArcMap 9.3.

5. Desenvolvimento do trabalho

O trabalho se desenvolveu normalmente ao longo do período proposto e com todas as atividades realizadas de acordo com o esperado, exceto em relação ao MEV, excluído do programa devido aos baixos valores de suscetibilidade observados nas rochas em estudo (comportamento tipicamente paramagnético, não justificando a caracterização de minerais ferromagnéticos).

O primeiro semestre de trabalho concentrou principalmente as atividades de coleta, preparação de amostras e algumas etapas laboratoriais da ASM, sendo elas: trabalho de campo com coleta de amostras (seguindo os padrões já mencionados para a ASM) e observações litológicas e estruturais; preparação de amostras para ASM e petrografia; medidas de ASM; e por fim análise preliminar de dados através de gráficos Temperatura (T) x suscetibilidade (km), histogramas de distribuição de km, mapas contendo os dados de lineação, foliação e grau de anisotropia magnéticas e da petrografia.

No segundo semestre foram realizadas as atividades restantes, sendo elas: microsonda eletrônica e comparação com dos resultados com a bibliografia regional, obtenção de dados de IRM e finalização da aquisição de dados termomagnéticos.

Finalmente todos os dados foram compilados e interpretados de acordo com as metas propostas deste trabalho, a fim de melhorar o conhecimento sobre o plúton Uri e fornecer novas perspectivas sobre o plutonismo granítico da Zona Transversal da Província Borborema.

O cronograma anual seguido durante este trabalho pode ser observado na **Tabela 1**.

Atividades	Período de trabalho										
	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov
Consulta bibliográfica											
Trabalho de campo											
Preparação de amostras (ASM e laminação)											
ASM											
Elaboração de mapa com foliação e lineação magnética											
Elaboração de mapa de isovalores do grau de anisotropia (P)											
Seleção e preparação de amostras para mineralogia magnética											
Petrografia											
Mineralogia magnética											
Química mineral											
Comparação dos resultados com a bibliografia regional											
Monografia											

Tabela 1: Cronograma mês a mês.

6. Resultados obtidos

6.1. Litotipos e geologia estrutural

Neste tópico os litotipos estudados serão descritos em função dos dados macro e microscópicos obtidos, levando em conta fatores como mineralogia e estruturas observadas em ambas as escalas de estudo. Durante as atividades de campo e ao longo deste trabalho foram utilizadas nomenclaturas e o mapa geológico modificado de Silva Filho, 1982 (**Anexo 1**).

O Granito do Plúton Uri não apresenta uma variação mineralógica macroscópica relevante, sendo caracterizado por cristais tabulares de augita e anfibólio verde escuro de até 4mm de comprimento em seu eixo maior se destacando da porção félsica da rocha, esta composta principalmente por cristais de plagioclásio de cor branca a cinza clara e cristais de quartzo formando aglomerados arredondados de até 7mm de diâmetro que, em zonas mais alteradas da rocha, se destacam da face de alteração formando pequenas "esferas" (**Fotos 1 e 2**). Estruturalmente nota-se uma variação do grau de orientação dos cristais de augita e hornblenda do centro para a borda do plúton, sendo que na Unidade Periférica a orientação se torna relativamente melhor marcada, porém nesta última predominam cristais de biotita a cristais de augita e hornblenda. Autólitos estirados seguindo a orientação dos cristais de biotita, augita e anfibólio também foram observados principalmente próximos às bordas do plúton, com mineralogia composta principalmente por cristais de biotita, plagioclásio e quartzo. A cristalização destes autólitos relativamente à rocha que os contém (granito Uri e Unidade Periférica) somada ao estiramento dúctil observado indica que ambos os corpos estavam em estado plástico durante o fluxo magmático, sendo que os autólitos encontravam-se em temperatura maior do que o magma granítico encaixante, como mostram as bordas de resfriamento observadas e a granulação relativamente mais fina

(Foto 3). Observando a mineralogia dos autólitos, principalmente composta por biotita, plagioclásio, clinopiroxênio e quartzo, é possível dizer que seu magma formador faz parte do mesmo magma do granito Uri (definição de autólito), porém com um grau de fusão menos avançado, o que explicaria a maior proporção de minerais máficos observada apesar da mineralogia ser semelhante (Foto 4).

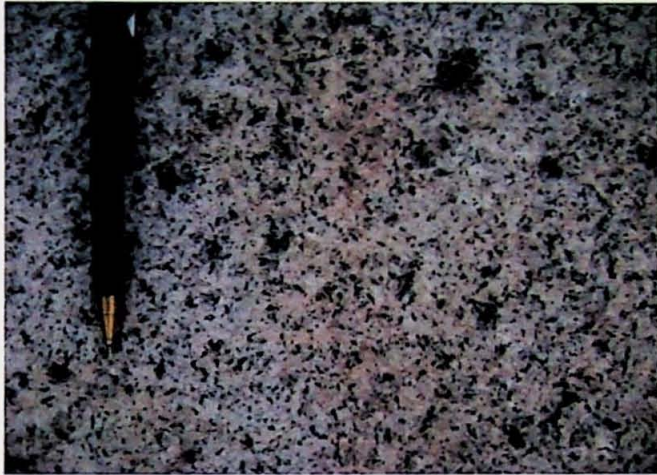


Foto 1: Feição geral do Granito Uri. Notar a ausência de uma orientação preferencial dos cristais de augita e hornblenda (SAL-10).

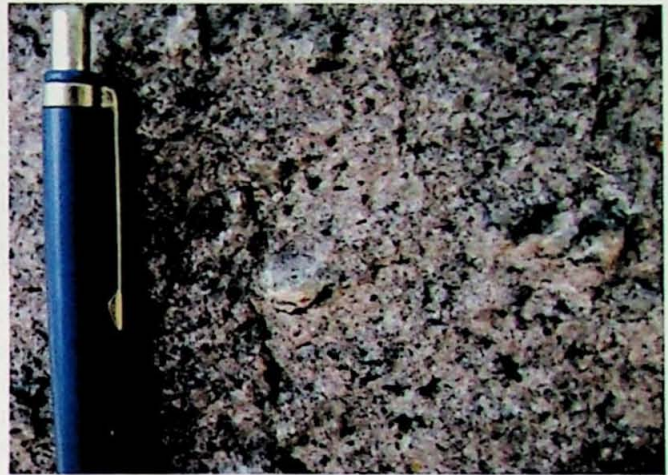


Foto 2: Face alterada do granito Uri mostrando "esfera" de quartzo sobressaltada ao centro (SAL-07).



Foto 3: Autólito com forma sigmóide orientado paralelamente à direção preferencial de alinhamento dos cristais de biotita, augita e anfibólio. Notar que as bordas do Autólito possuem uma granulometria mais fina, fornecendo um aspecto mais máfico a ela (SAL-13).

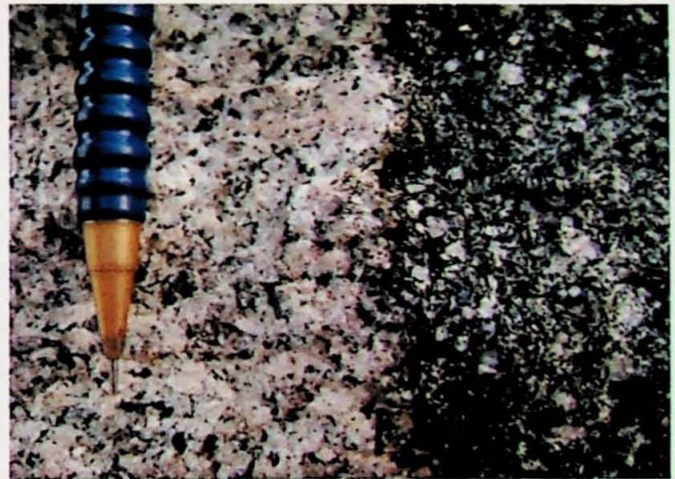


Foto 4: Contato entre o granito Uri e um autólito. Observar a maior quantidade de biotita / cristais de feldspato se destacando da porção máfica que os contém (SAL-15).

Na unidade periférica, próximo ao contato com o granito Uri, foram observadas intrusões aplíticas de composição semelhante a do plúton Uri. Estas intrusões estão possivelmente associadas a um pulso magmático tardio enquanto a rocha da zona periférica ainda se encontrava em estado plástico, como é evidenciado pelo contato sem feições de faturamento e pelos diversos veios menores invadindo o granitóide encaixante (Fotos 5 e 6).

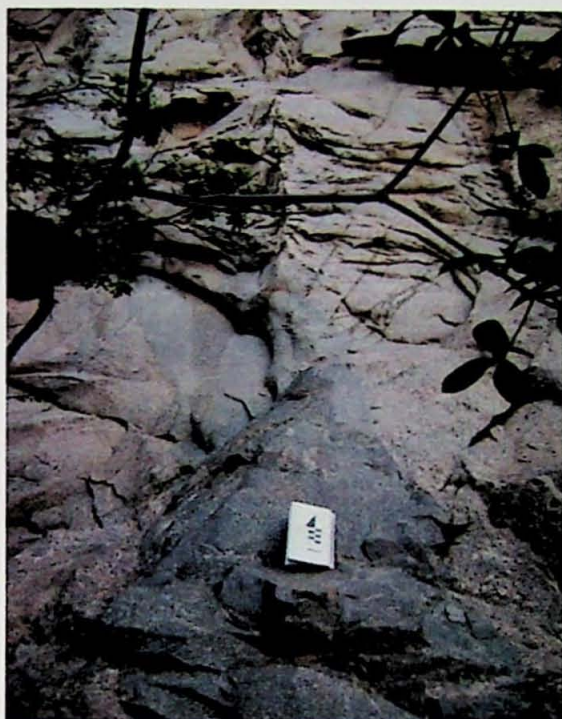


Foto 5: Aplito intrudindo a unidade periférica. Notar os veios menores na porção central da imagem (SAL-14).

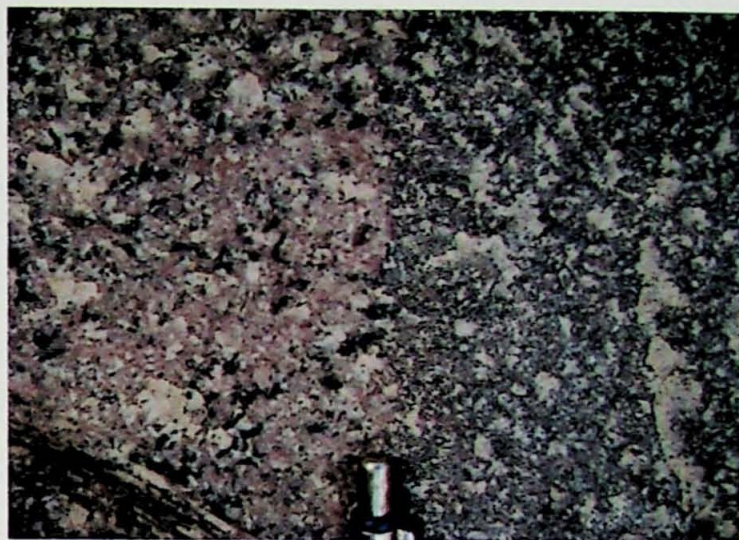


Foto 6: Zona de contato entre a intrusão aplítica (porção direita da imagem) e o granitóide da unidade periférica (porção esquerda). Observar a zona de contato entre elas, indicando que a rocha encaixante se encontrava em estado plástico durante o magmatismo tardio (SAL-14).

Ao microscópio observa-se quartzo, augita, hornblenda, plagioclásio (oligoclásio) e feldspato alcalino; biotita, epidoto, zircão, apatita, allanita e fluorita ocorrem como acessórios. A proporção modal dos minerais principais permite classificar a rocha como um quartzo monzodiorito. Do centro à borda do Plúton Uri e chegando à Unidade Periférica, observa-se uma pequena variação entre as proporções dos minerais, porém a composição mineralógica geral da rocha não apresenta mudanças.

No plúton Uri nota-se a predominância de cristais bem desenvolvidos, geralmente subidiomórficos, com contatos retos, pouco fraturados e de granulação fina a média (uma tênue diminuição de granulometria pode ser observada conforme o aumento da distância a partir do centro do plúton), ou seja, feições tipicamente associadas a rochas ígneas plutônicas com pouca ou nenhuma influência de retrabalhamento tectônico. Algumas estruturas de fluxo em estado sólido, como é o caso de quartzo com extinção ondulante (**Foto 7**) e micropertitas formando *flames* (**Foto 8**), são observadas com certa frequência, principalmente cristais de quartzo com extinção ondulante. Contudo, evidências isoladas como estas não sobrepõem as diversas outras evidências de caráter puramente magmático observadas nesta rocha (Paterson *et. al.*, 1988). Cristais de augita constantemente aparecem com hornblenda em suas bordas e, na porção central do plúton, podem atingir 6mm de comprimento em seu eixo maior (**Fotos 9 e 10**). Na unidade periférica do batólito nota-se uma clara diminuição de granulometria possivelmente causada pelo resfriamento acelerado devido ao contato direto com a rocha encaixante. O grau de alteração destas

rochas também é mais avançado, como mostra a sericitização em cristais de feldspato alcalino. A proporção de cristais de biotita aumenta consideravelmente e cristais de microclínio são mais abundantes (**Foto 11**).



Foto 7: Cristais de quartzo com extinção ondulante. Notar que não há recristalização. Polarizadores cruzados (SAL-02).

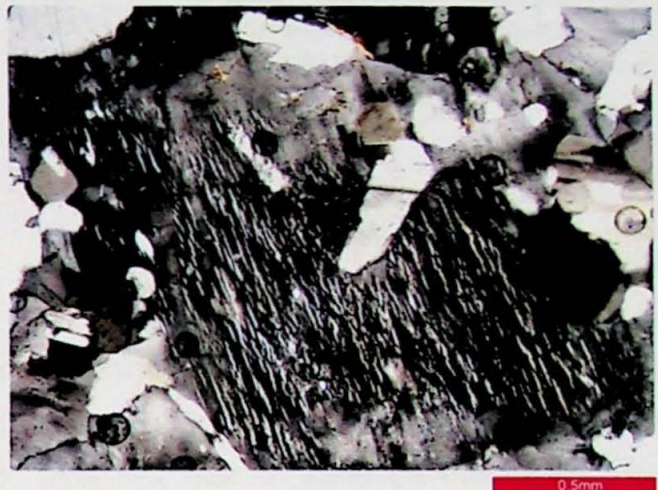


Foto 8: *Flames* de pertita em cristal de feldspato alcalino. Polarizadores cruzados (SAL-02).



Foto 9: Cristais de augita com hornblenda associada. Polarizadores descruzados. Porção central do plúton (SAL-01).



Foto 10: Idem a Foto 7, polarizadores cruzados. Notar o contato reto entre o piroxênio e a hornblenda e a matriz quartzo-feldspática (SAL-01).

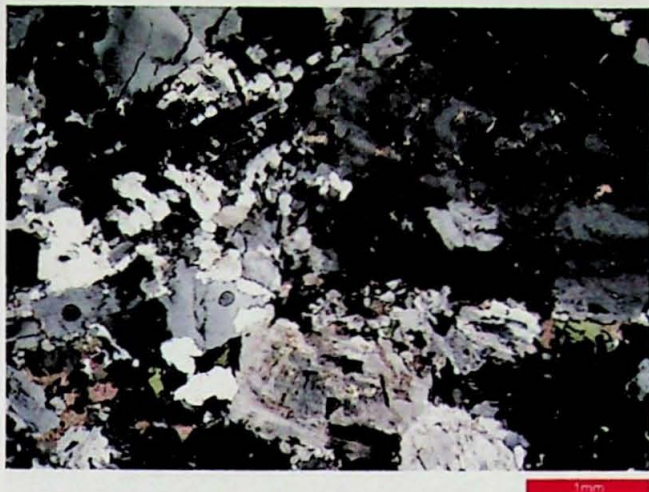


Foto 11: Unidade periférica, polarizadores cruzados. Observar a menor granulometria dos cristais e o maior grau de alteração (SAL-16).

As rochas encaixantes, Grupo Salgueiro, são caracterizadas por biotita xistos com ou sem porfiroblastos de granada. A cristalização destes porfiroblastos parece não estar associado à colocação do batólito Salgueiro, uma vez que a presença destes cristais independente da proximidade com a intrusão. A mineralogia macroscópica dos xistos é de difícil identificação devido à sua granulometria fina, porém sabe-se que há muscovita e quartzo em abundância relativamente alta. Veios de quartzo dobrados e estirados formando indicadores cinemáticos sigmoides foram observados com certa frequência, juntamente com foliações tipo SC e dobras isoclinais (**Fotos 12 e 13**). Nota-se uma vergência regional destas estruturas para WNW, possivelmente associadas aos esforços transcorrentes gerados pela proximidade ao Lineamento Pernambuco. Intrusões graníticas com características pré, sin e pós-cinemáticas foram observadas relativamente ao modo em que se encontravam intrudidas no xisto encaixante (**Fotos 14 e 15**) fornecendo uma relatividade temporal entre a colocação do corpo e a tectônica regional.



WNW

ESE

Foto 12: Par de foliação definindo uma estrutura tipo SC indicando uma movimentação com topo para WNW. (ENC-01).



WNW

ESE

Foto 13: Veio de quartzo (centro) de aspecto sigmoide indicando movimentação do topo para WNW. Um veio de quartzo tardio corta a foliação do xisto. (ENC-01).

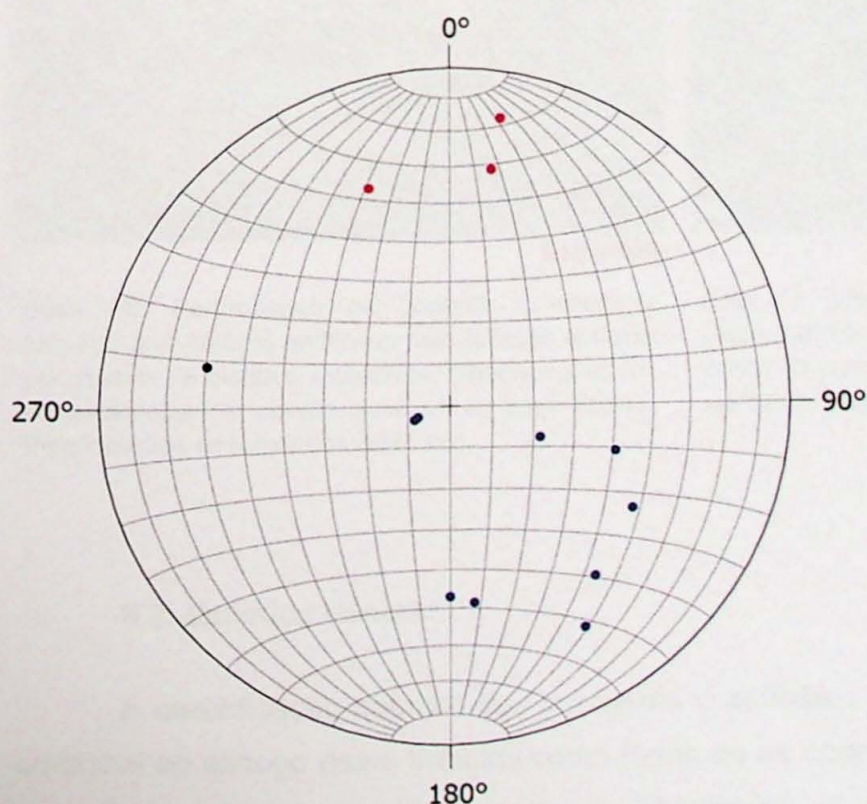


Foto 14: Biotita xisto contendo veios dobrados de composição granítica. Possíveis zonas de fusão parcial são observadas nas áreas de contato (ENC-05).



Foto 15: intrusões graníticas finas (aplitos) pós-cinêmáticas no biotita xisto. Novamente nas zonas de contato nota-se metamorfismo de contato com fusão parcial da rocha encaixante (ENC-05).

A atitude de foliação da rocha encaixante, apesar de dobrada em alguns pontos, apresenta uma tendência a mergulhar para o interior batólito, como observado neste trabalho (**Estereograma 1**) e também por Silva Filho, 1982 (**Anexo 1 – Mapa geológico modificado** contendo medidas do autor do mapa e medidas obtidas neste trabalho).



Estereograma 1: Estereograma polar com medidas separadas por domínios ao redor do batólito Salgueiro. Vermelho: norte e nordeste. Azul: leste e sudeste. Preto: oeste. Observar a tendência de mergulho para o interior do batólito. Diagrama de Schmidt, hemisfério inferior.

Em lâmina a foliação observada em campo no micaxisto torna-se evidente através da orientação de cristais de biotita e muscovita e pela recristalização de cristais de quartzo, definindo a textura lepidogranoblástica da rocha. Em algumas rochas, como mencionado na descrição macroscópica, há presença de porfiroblastos de granada rotacionados quase sempre com clorita retrometamórfica e estaurolita associada, o que encaixa o metamorfismo na fácies anfibolito - zona da estaurolita (pressão intermediária). A paragênese contém estaurolita, granada, muscovita, e quartzo, sendo que parte da muscovita pode ter sido consumida de acordo com a reação $\text{clorita} + \text{muscovita} \leftrightarrow \text{biotita} + \text{estaurolita} + \text{quartzo} + \text{H}_2\text{O}$. O consumo de muscovita poderia justificar a sua menor quantidade na rocha e os cristais de biotita pós-cinemáticos em contato com cristais de granada. (**Fotos 16 e 17**). Cabe dizer que em outra amostra da encaixante que foi laminada as estruturas não se mostravam tão evidentes quanto as anteriormente apresentadas visto que porfiroblastos de granada não foram observados. Ou seja, essa amostra encontra claramente em um grau metamórfico mais baixo apesar de se encontrar mais próxima a borda do batólito (ENC-09) do que a descrita com porfiroblastos de granada (ENC-06).



Foto 16: Porfiroblasto de granada rotacionado (sentido anti-horário) envolvido pela foliação definida por cristais de biotita e muscovita. Observar o cristal de estaurolita na porção superior do porfiroblasto. Polarizadores descruzados (ENC-06).



Foto 17: Idem Foto 16, polarizadores cruzados. Notar a porção central superior e a borda a direita do cristal de granada sendo consumidas por cristais de clorita retrometamórfica (ENC-06).

6.2. Química mineral

A classificação química dos piroxênios e anfibólios destas rochas foi feita de forma adicional ao escopo deste trabalho como forma de se obter um critério de comparação com outros plútons regionais. Os resultados laboratoriais obtidos (**Anexos 3 e 4**) são aqui

apresentados comparativamente aos dados dos granitóides Teixeira e Triunfo (Ferreira *et al.*, 1994).

Os cristais de piroxênio tiveram sua fórmula estrutural calculada para 6 átomos de oxigênio, seguindo a distribuição padrão M2 M1 T₂ O₆, e foram plotados no gráfico de classificação geral Q x J (Gráfico 1 com Q = Ca + Mg + Fe²⁺ e J = 2Na) e no gráfico de classificação Q (Wo, Em, Fs) – Jd (NaAlSi₂O₆) – Ae (NaFe³⁺Si₂O₆) (Gráfico 2) para piroxênios do tipo Ca-Mg-Fe-Na (Morimoto, 1988).

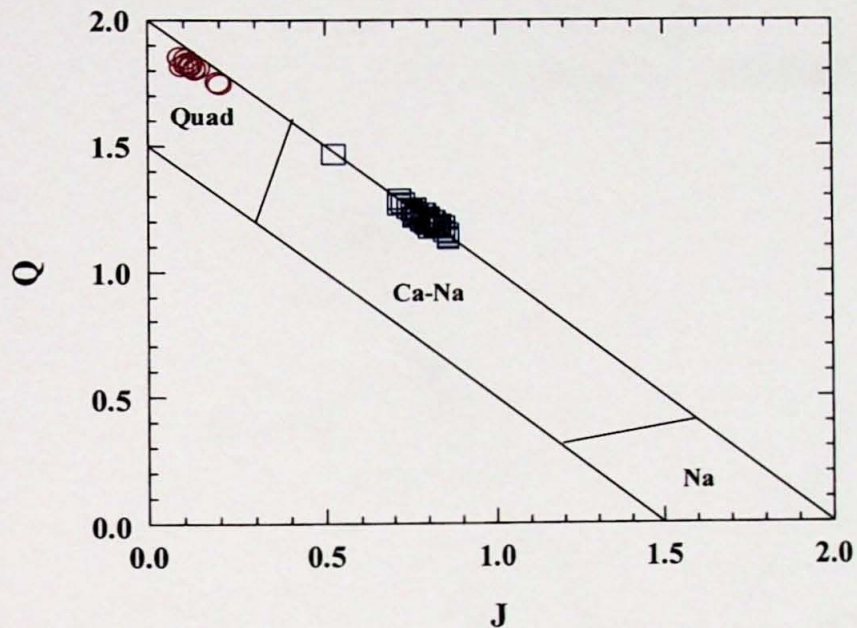


Gráfico 1: Diagrama Q x J mostrando a distribuição comparada dos cristais de piroxênio do granitóide Uri (círculos vermelhos) e dos cristais do granitóide Teixeira (quadrados azuis).

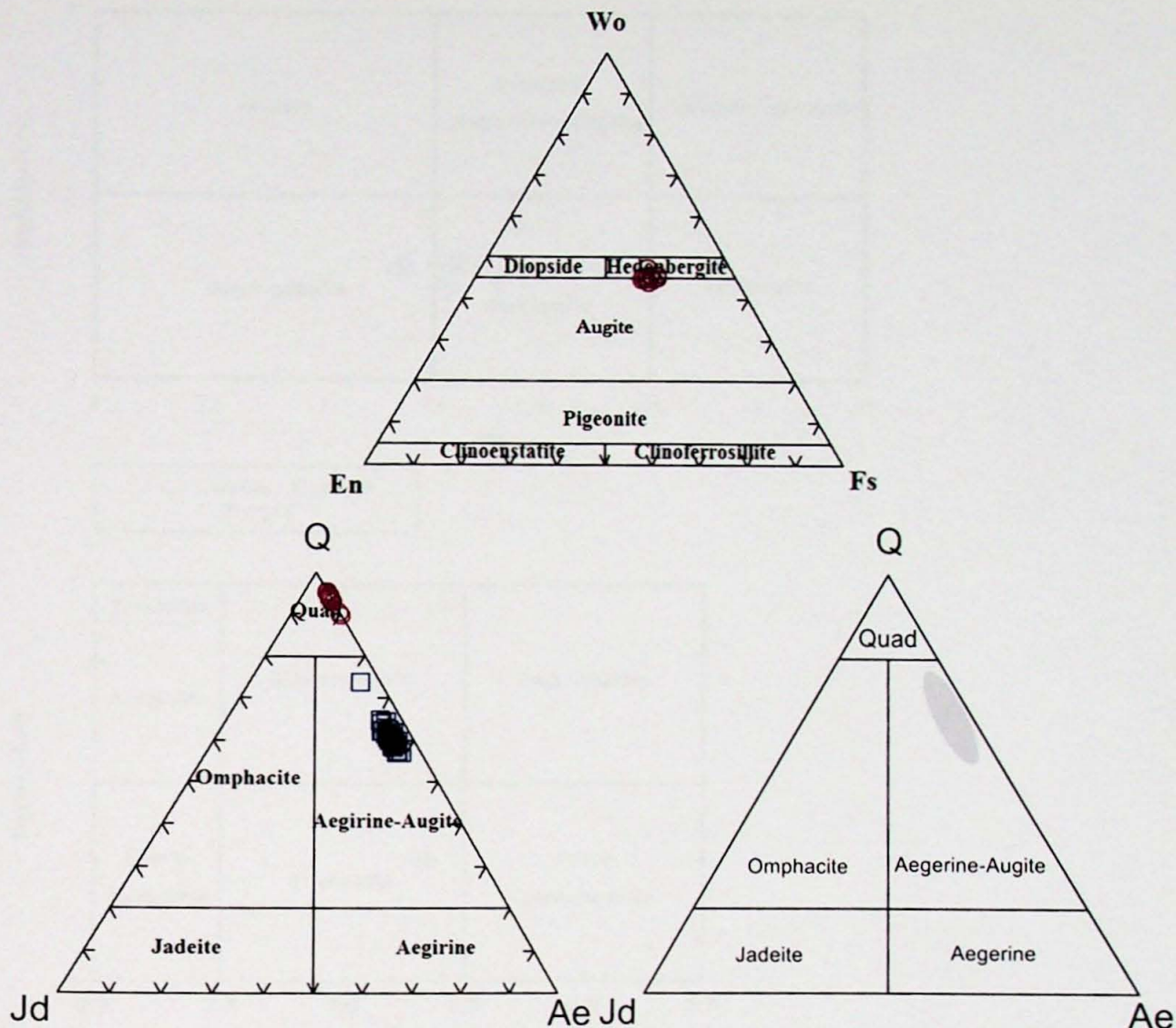
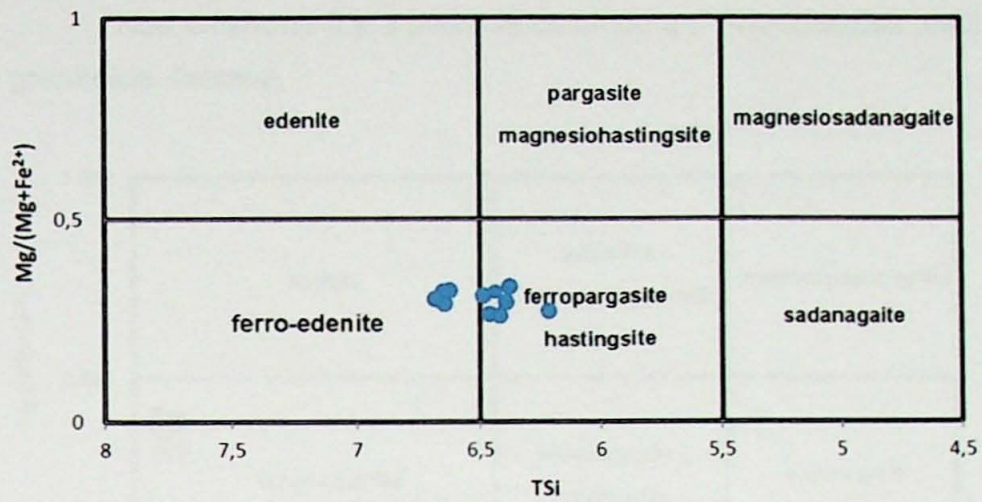
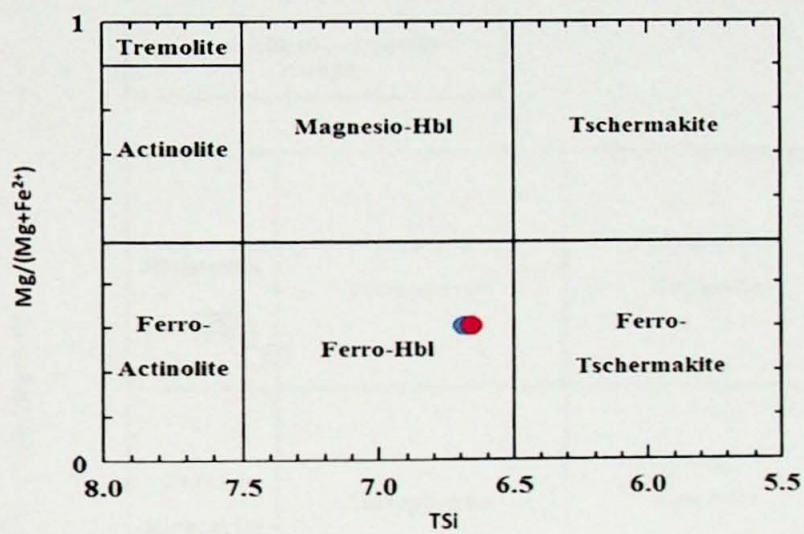


Gráfico 2: Diagrama Q-Jd-Ae comparando a composição de cristais de piroxênio do granitóide Uri (círculos vermelhos), Teixeira (quadrados azuis) e Triunfo (zona sombreada cinza). O Diagrama superior (Wo-En-Fs) corresponde a região "quad" do Q-Jd-Ae

Os anfibólios foram calculados levando em conta a fórmula para 23 átomos de oxigênio. Para anfibólios cálcicos é razoável considerar 8 átomos no sítio tetraédrico (T), 5 no sítio octaédrico (C), 2 no sítio M_4 (B) e ocupação do sítio A entre 0,5 e 1,0, aproximando o cálculo estrutural da fórmula $A_{0-1} B_2 C_5^{VI} T_8^{IV} O_{22} (OH, F, Cl)_2$ (Leake *et. al.*, 1997). Os cristais foram plotados nos gráficos de anfibólios cálcicos com $Mg / (Mg + Fe^{2+})$ nas ordenadas e Si total nas abcissas, levando em conta dois parâmetros distintos devido a pequenas diferenças de fórmula estrutural (**Gráficos 3 e 4**).



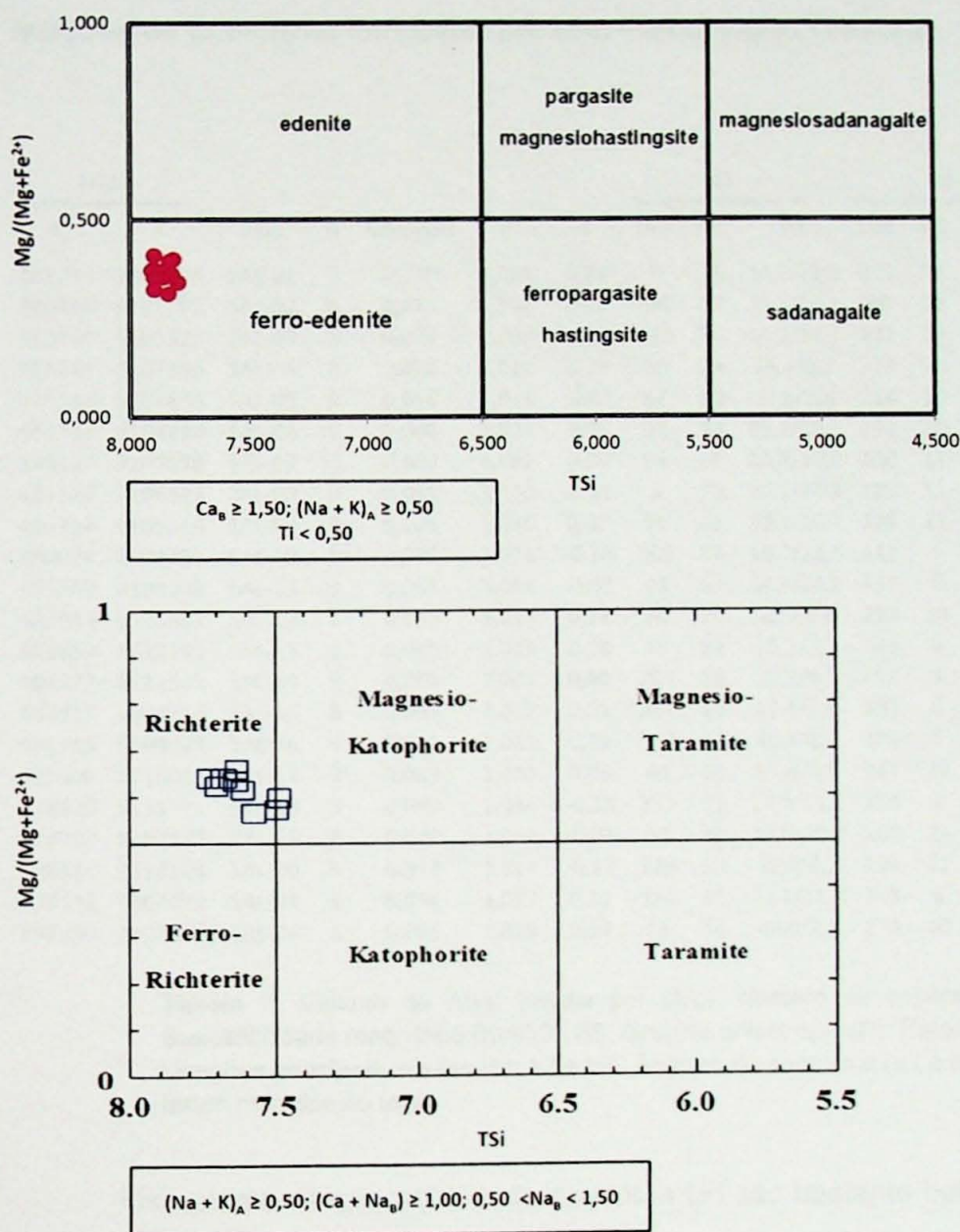
$Ca_B \geq 1,50$; $(Na + K)_A \geq 0,50$
 $Ti < 0,50$



$Ca_B \geq 1,50$; $(Na + K)_A < 0,50$
 $Ca_A < 0,50$

Gráficos 3 e 4: Diagrama para anfibólios calcícos contendo os cristais do plúton Uri.

Nos Gráficos 5 e 6 pode-se observar a distribuição das análises de anfibólio para o granitóide Teixeira.



Gráficos 5 e 6: Diagrama para anfibólios cálcicos e cálcio-sódicos respectivamente, granitóide Teixeira.

Como se pôde observar, há uma clara tendência cálcio-sódica nestas rochas, sendo que a diferenciação entre elas se dá principalmente pela variação do teor de cálcio (relativamente maior no plúton Uri).

6.3. Mineralogia magnética

A definição do marcador magnético e de seu comportamento nas rochas em estudo foi realizada através das metodologias descritas anteriormente, sendo elas: Suscetibilidade

Magnética, Magnetização Remanente Isotérmica (IRM) e Análise de curvas termomagnéticas.

Inicialmente serão apresentados os dados da ASM a fim de elucidar algumas relações de grandezas fornecidas por esta metodologia (**Tabela 2**).

UTM							k1			k2			k3		
X	Y	Sítio	n	Km (mSI)	P	T	Dec	Inc	$\alpha 1$	Dec	Inc	$\alpha 2$	Dec	Inc	$\alpha 3$
481733	9107524	SAL-01	9	0,079	1,021	0,24	9	76	14,0/11,2	223	12	14,6/6,4	132	8	11,5/7,5
480326	9107762	SAL-02	9	0,073	1,017	0,17	230	59	35,5/24,4	18	27	37,2/35,1	116	14	40,0/15,7
478842	9105520	SAL-03	9	0,076	1,009	0,09	312	70	40,2/11,1	137	20	39,4/16,3	46	2	26,4/10,8
483141	9107694	SAL-04	6	0,092	1,012	0,26	65	29	26,7/8,7	333	4	39,6/21,4	236	61	38,4/2,7
478318	9108636	SAL-05	9	0,066	1,014	-0,04	57	80	21,8/3,8	254	10	40,3/17,0	164	3	39,9/10,7
483302	9106414	SAL-06	9	0,064	1,026	0,05	74	53	29,1/18,2	192	20	33,3/23,9	295	30	30,9/18,6
482437	9105436	SAL-07	11	0,066	1,021	0,00	61	68	25,7/10,0	200	17	35,3/25,2	294	14	35,2/10,4
481128	9106638	SAL-08	9	0,085	1,020	-0,11	3	79	20,1/12,2	189	11	34,0/10,9	98	1	35,5/18,8
480714	9105510	SAL-09	9	0,105	1,015	0,07	96	65	33,4/16,3	243	21	33,8/21,0	338	12	24,6/12,4
480022	9104892	SAL-10	8	0,080	1,013	-0,16	209	54	19,7/13,3	111	5	28,7/13,8	17	35	29,8/17,1
481240	9109208	SAL-11	9	0,063	1,011	-0,07	13	67	28,5/11,9	117	6	26,0/12,4	210	22	19,3/13,0
481083	9110332	SAL-12	9	0,075	1,014	0,19	70	70	21,7/7,8	275	18	35,9/19,2	183	8	35,5/6,8
482659	9112140	SAL-13	9	0,065	1,023	0,18	75	82	10,1/3,7	233	8	34,3/9,2	323	3	34,3/5,4
484277	9111562	SAL-14	9	0,063	1,023	0,00	301	68	20,5/8,4	191	8	39,3/16,9	99	20	38,4/9,3
483617	9108716	SAL-15	8	0,090	1,012	0,01	214	74	17,4/7,4	103	6	25,8/15,8	12	15	25,0/6,7
485733	9108024	SAL-16	9	0,172	1,031	0,28	310	23	25,9/2,2	220	1	25,4/6,6	128	67	6,8/5,5
478806	9110038	SAL-17	9	0,067	1,013	0,05	69	55	37,4/8,5	287	29	42,0/30,0	187	18	42,8/25,4
478928	9111474	SAL-18	9	0,069	1,014	-0,18	353	71	23,4/11,2	254	3	26,6/19,2	163	19	26,8/11,1
478990	9107172	SAL-19	8	0,072	1,012	-0,04	57	48	35,0/18,8	184	29	32,0/13,5	291	28	25,9/11,5
480131	9112104	SAL-20	9	0,073	1,018	-0,11	329	59	12,9/6,7	199	21	44,8/7,0	100	22	44,8/10,7
479242	9104432	SAL-21	8	0,054	1,017	0,10	154	85	21,1/11,0	349	5	24,5/19,7	259	2	24,2/13,1
477239	9109850	SAL-22	8	0,065	1,018	0,14	63	44	43,0/9,3	279	40	42,8/35,3	172	19	36,2/12,1

Tabela 2: Valores de ASM (média por sítio). Número de espécimes medidos (n); Suscetibilidade magnética (Km/10⁻³ SI); Grau de anisotropia (P); Parâmetro de forma (T); Direções principais médias (k1, k2 e k3). Ângulos de confiança ($\alpha 1$ e $\alpha 3$). 192 espécimes foram medidos no total.

Os valores de suscetibilidade do plúton Uri são bastante baixos, variando de 0,054 a 0,172 com média de 0,078 (10⁻³ SI). Valores de suscetibilidade abaixo de 0,35 x 10⁻³ SI indicam que a origem da suscetibilidade magnética do plúton depende dos minerais paramagnéticos (Rochette, 1987). Em rochas com baixa suscetibilidade magnética, tipicamente abaixo de 1 mSI, não espera-se observar minerais opacos ao microscópio ótico (Ishihara, 1977), fator confirmado neste grupo de rochas. No **Gráfico 7** é exibida a distribuição de frequências de valores de suscetibilidade de 192 espécimes, onde nota-se que a maioria das medições apresenta valores entre 0,06 e 0,09 mSI. O grau de anisotropia (P) apresenta variações menos expressivas, com valores variando entre 1,009 e 1,031, com média de 1,017. A relação entre P e km pode ser observada no **Gráfico 8**, onde nota-se que nestas rochas as grandezas confrontadas não apresentam uma relação definida (permanecem concentradas em um mesmo ponto com as que se destacam não mostrando feições de interdependência dos dados).

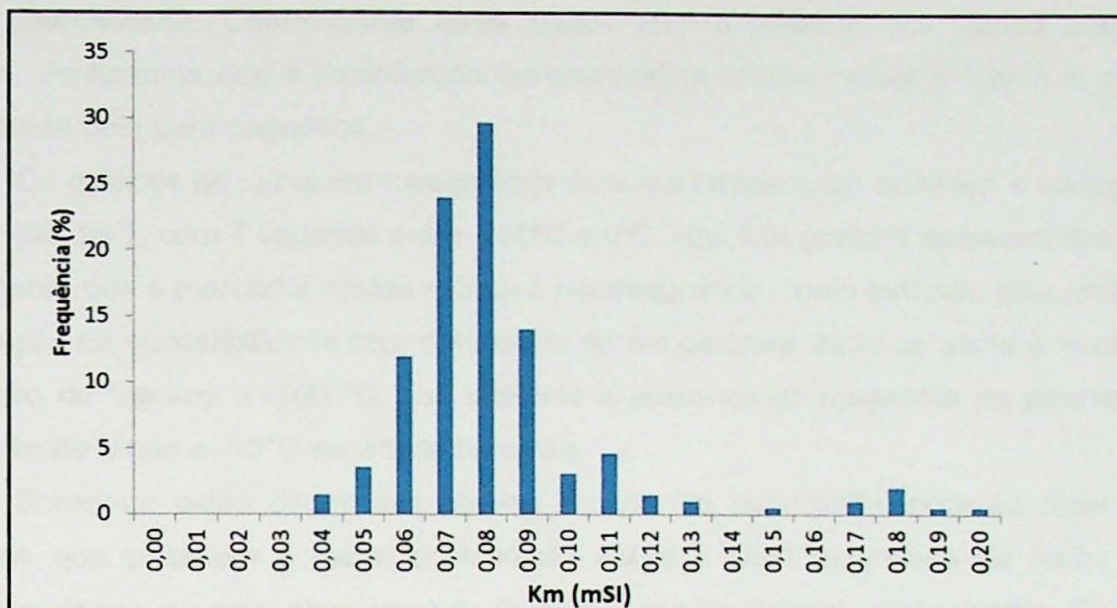


Gráfico 7: Histograma de valores de suscetibilidade por espécime.

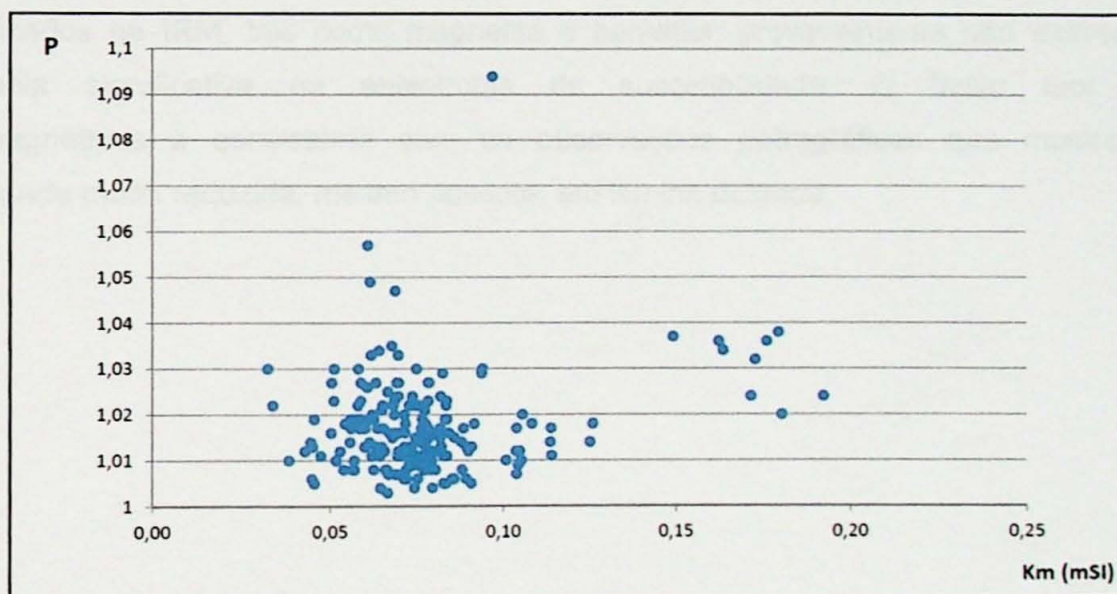


Gráfico 8: Relação de P x Km (mSI) por espécime medido.

Para a realização das curvas termomagnéticas e da IRM foram selecionados onze espécimes a partir da análise do histograma de valores de suscetibilidade, a fim de abranger proporcionalmente cada intervalo de frequências. Através do confronto entre os resultados de ambas as metodologias sobre um mesmo espécime, pode-se verificar novamente que o marcador magnético destas rochas apresenta um comportamento característico de minerais paramagnéticos (**Gráfico 9**).

Como se observa nos gráficos de IRM, a magnetização remanente não satura a campos de 2,00T, indicando a presença de minerais ferromagnéticos de alta coercividade (possivelmente hematita, um acessório comum de rochas graníticas). Nota-se também uma rápida aquisição da remanência, correspondendo a uma forte inclinação da curva, para valores de H entre 0,1 e 100 mT, o que indica a presença de uma fração ferromagnética de

baixa coercividade. Confrontando estes dados com o restante dos dados magnéticos obtidos, verificamos que a contribuição ferromagnética destas rochas é ínfima e, portanto, sobreposta pela paramagnética.

Os gráficos de curva termomagnética de baixa temperatura mostram a variação de k em função de T , com T variando entre -200°C e 0°C . Nos três gráficos apresentados nota-se novamente que o marcador destas rochas é paramagnético, como indicado pela progressiva diminuição de suscetibilidade com o aumento de temperatura. Nota-se ainda a ausência da transição de Verwey a -160°C , que indicaria a presença de magnetita na amostra, e da transição de Morin a -10°C sugerindo hematita.

Somando estes dados aos obtidos através da petrografia, pode-se dizer que os minerais que possuem a maior contribuição sobre o sinal magnético da rocha são os paramagnéticos, ou seja, clinopiroxênio (augita), anfibólio (hornblenda) e biotita. Os demais, como quartzo e feldspatos, possuem características diamagnéticas, portanto não exercem influência sobre os valores aqui apresentados. Traços de minerais ferromagnéticos identificados na IRM, tais como magnetita e hematita, provavelmente não exercem uma influência significativa na anisotropia de suscetibilidade. O baixo teor desses ferromagnéticos é consistente com as observações petrográficas que mostram uma quantidade muito reduzida, mesmo ausente, em lâmina delgada.

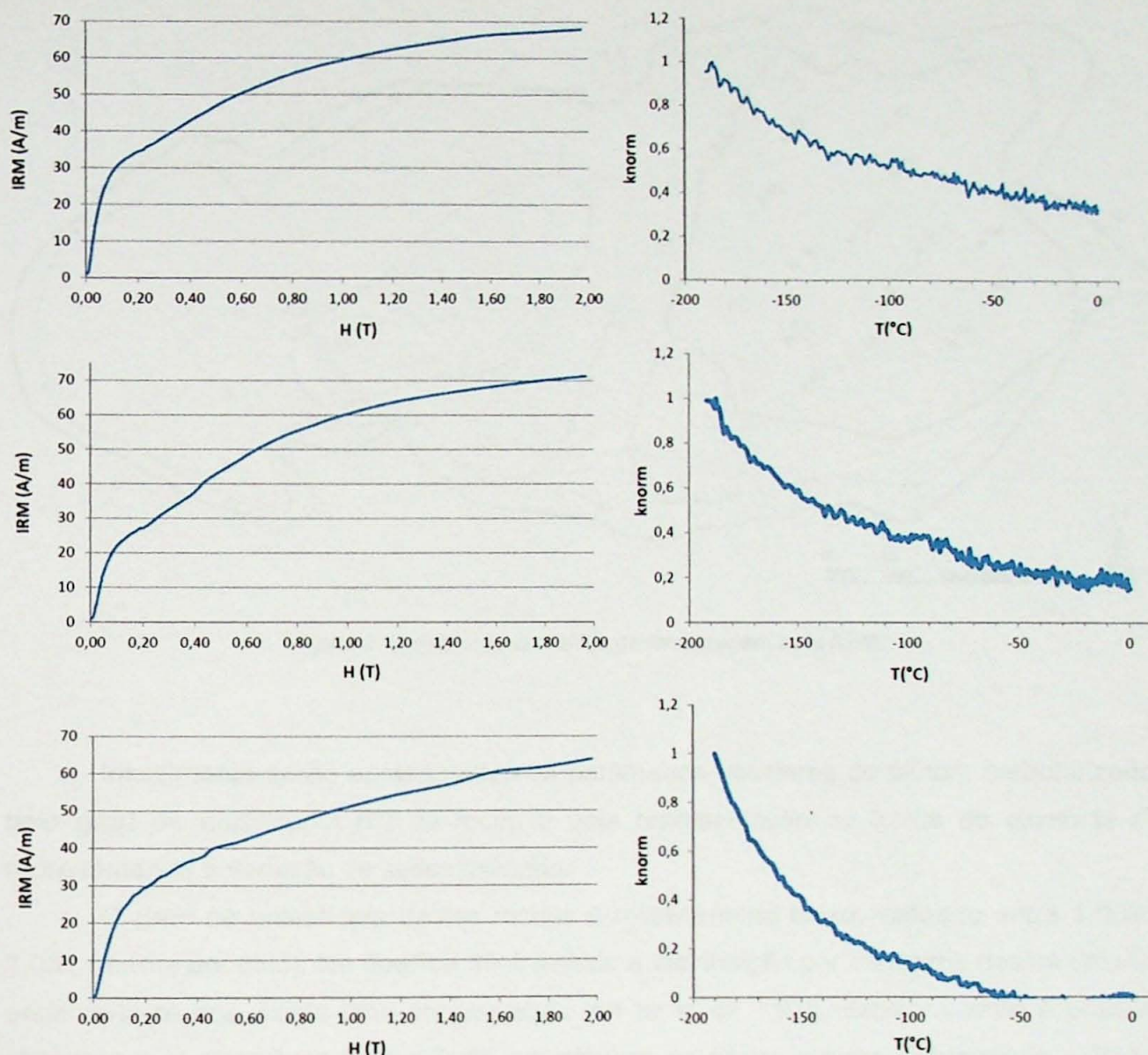


Gráfico 9: Gráficos de IRM e curvas termomagnéticas dos espécimes SAL-8C, 9B e 16B respectivamente (ver discussão no texto).

6.4. Trama magnética

Neste item estão apresentados os dados de anisotropia de suscetibilidade magnética aplicada (dados escalares e direcionais), a fim de elucidar a organização espacial da trama magnética relativamente ao plúton Uri. Os dados de ASM estão presentes na **Tabela 2**, apresentada anteriormente. Os contornos utilizados neste tópico como base para plotagem dos dados são baseados no mapa geológico modificado de Silva Filho, 1982 (**Anexo 1**).

A metodologia de amostragem descrita no início do trabalho está ilustrada na **Figura 3**, onde se pode observar uma malha com os sítios de amostragem aproximadamente equidistantes (1,5 km) a fim de se obter uma representação homogênea do plúton em estudo.

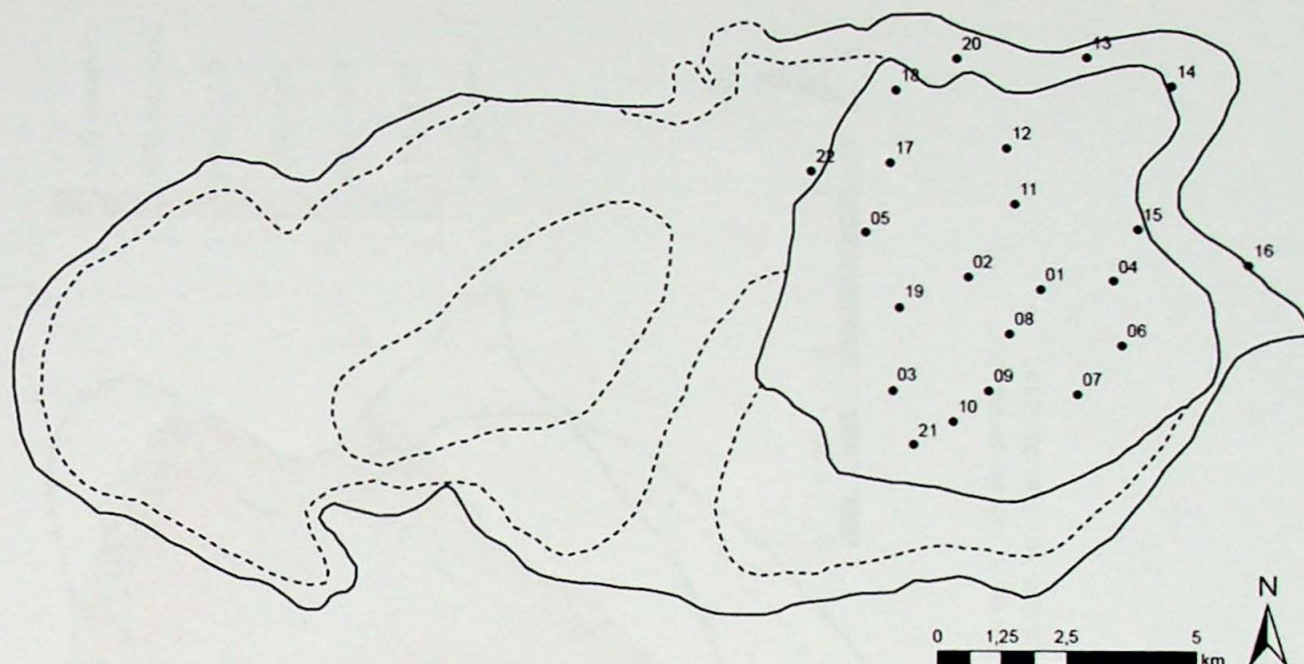


Figura 3: Distribuição dos sítios de amostragem para ASM.

Inicialmente serão apresentados os parâmetros escalares do plúton, caracterizados pelo grau de anisotropia (P) da rocha e pela representação de forma do elipsóide (T) representando a variação de suscetibilidade.

O grau de anisotropia destas rochas é relativamente baixo, variando entre 1,009 e 1,031 (média por sítio). No **Gráfico 10** é exibida a distribuição por espécime destes valores, onde nota-se que existe uma concentração em torno de 1,015. Espacialmente é possível observar dois picos bem claros de P, um próximo ao centro e outro circundando o Plúton Uri, mais precisamente sobre a Unidade Periférica, como se observa no mapa de distribuição de isovalores de P (**Figura 4**).

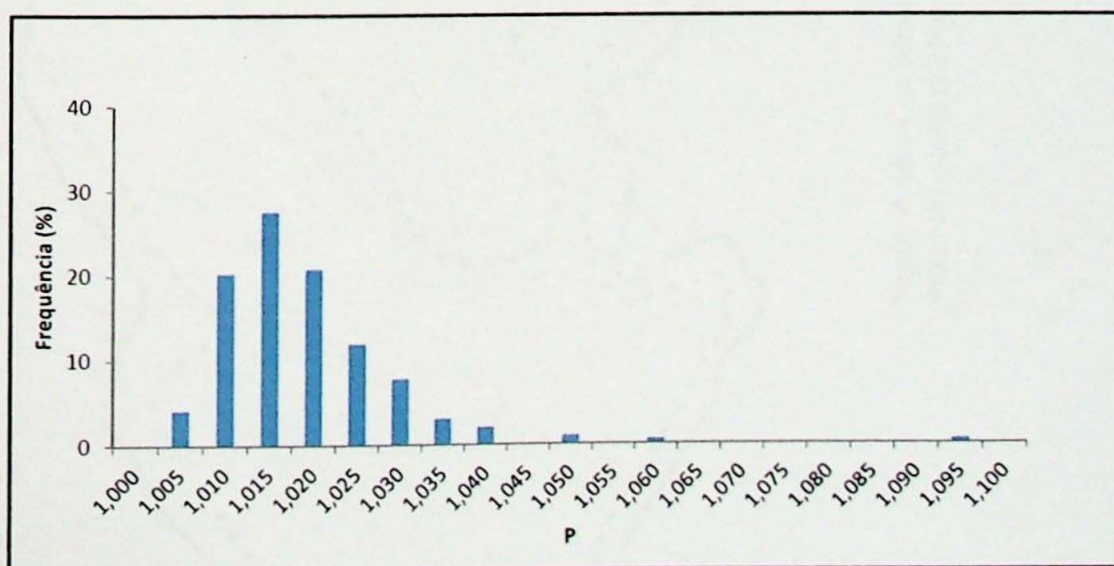


Gráfico 10: Histograma de valores de P.

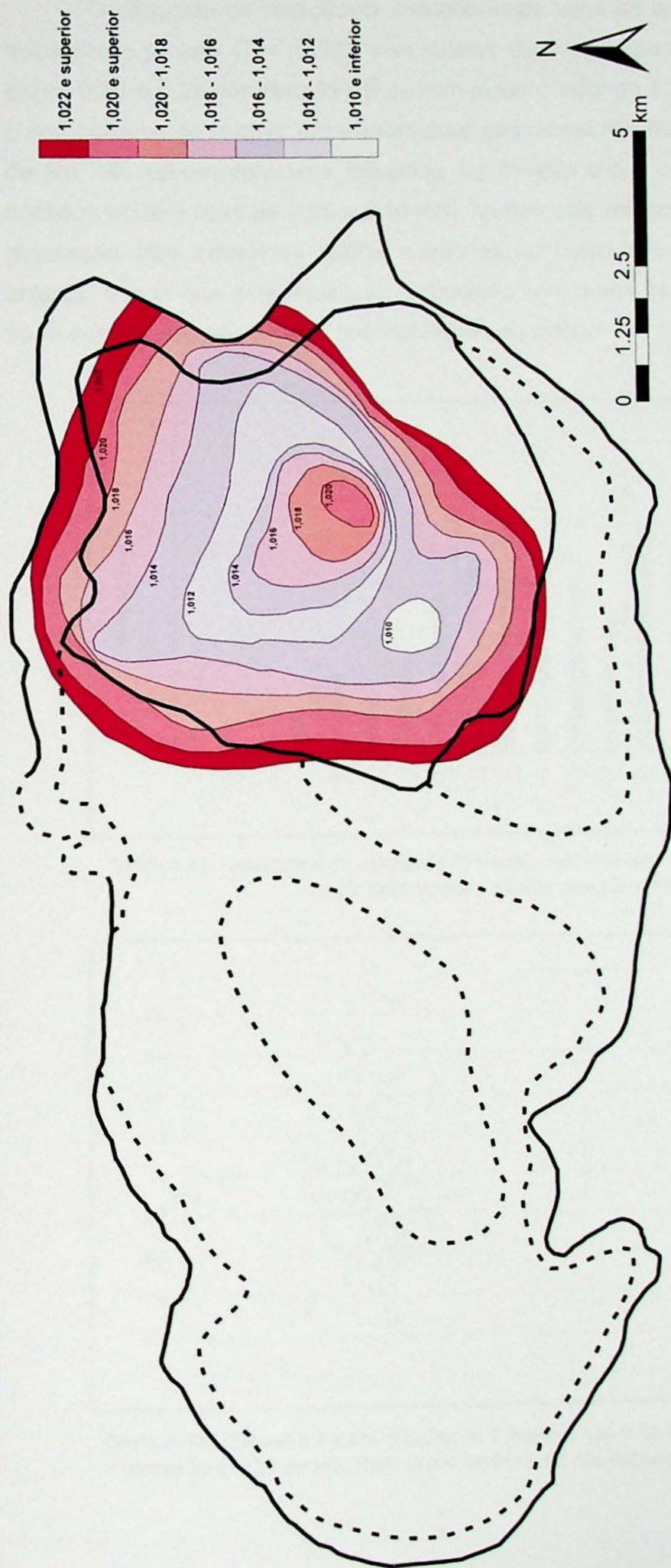


Figura 4: Mapa de isovalores de P (grau de anisotropia). Observar os dois principais picos de P, um ao centro do Plúton Uri e outro próximo à borda. Observar também a alta simetria de distribuição destes valores ao longo do plúton.

O elipsóide de anisotropia suscetibilidade varia de tipicamente oblato ($T > 0,25$) a tipicamente prolato ($T < -0,25$), com valores de T correspondendo aos elipsóides neutros entre $-0,25$ e $0,25$ (**Gráfico 11**). É comum plotar o valor de T x km como forma de comparar o comportamento relativo entre estas duas grandezas (**Gráfico 12**). Nota-se que os valores de km não apresentam uma influência significativa sobre os valores de T , ficando todos contidos entre a faixa de $0,05$ a $0,10$ mSI. Nestes dois gráficos é possível notar uma relativa proporção entre elipsóides oblatos e prolatos, com uma leve tendência a predominância de oblatos, sendo que este equilíbrio, juntamente com a alta frequência de elipsóides neutros, pode estar associado à baixa suscetibilidade da rocha.

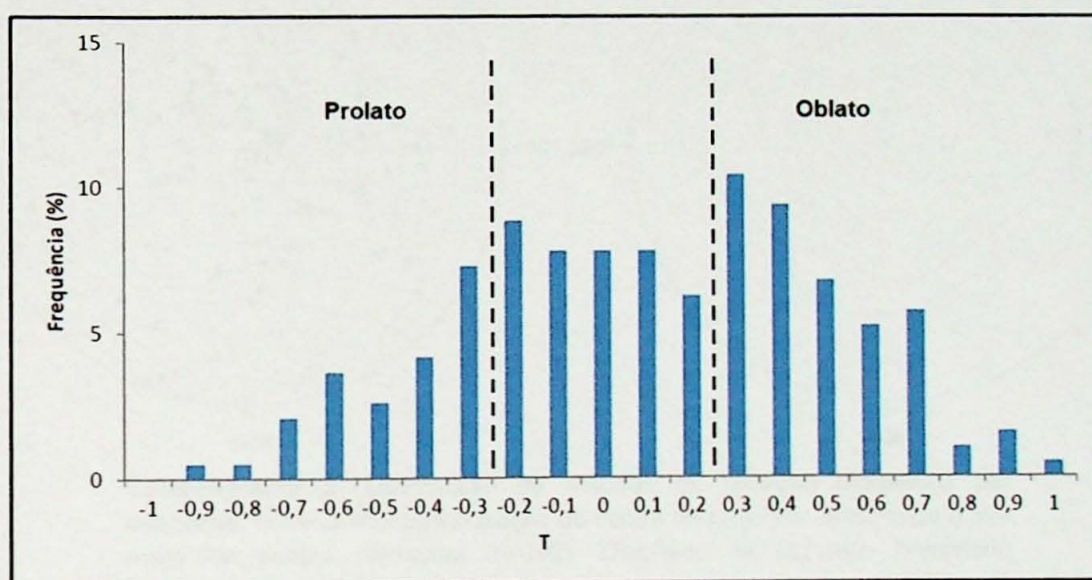


Gráfico 11: Histograma de valores de T . Valores menores que $-0,25$: prolatos; maiores que $0,25$: oblatos; entre os dois campos: neutros.

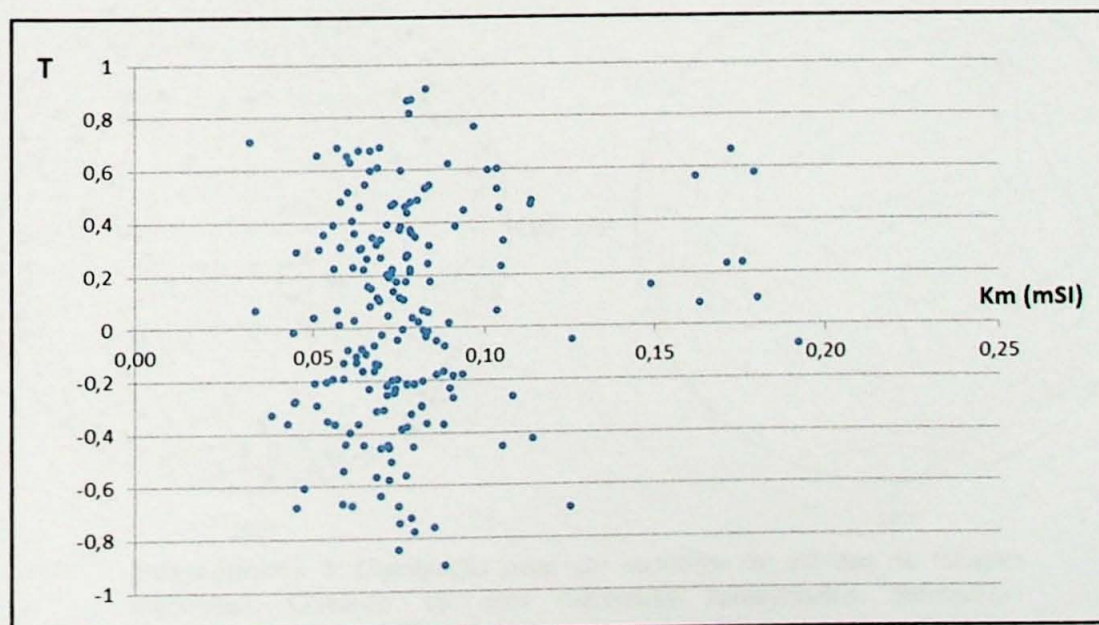
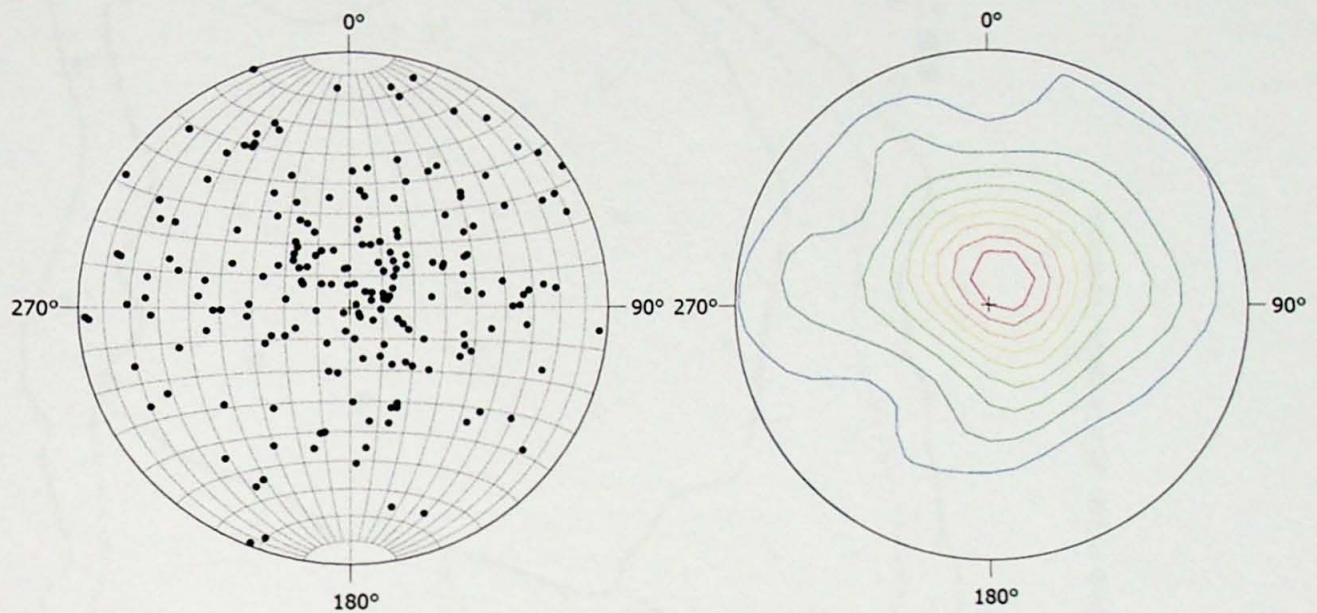
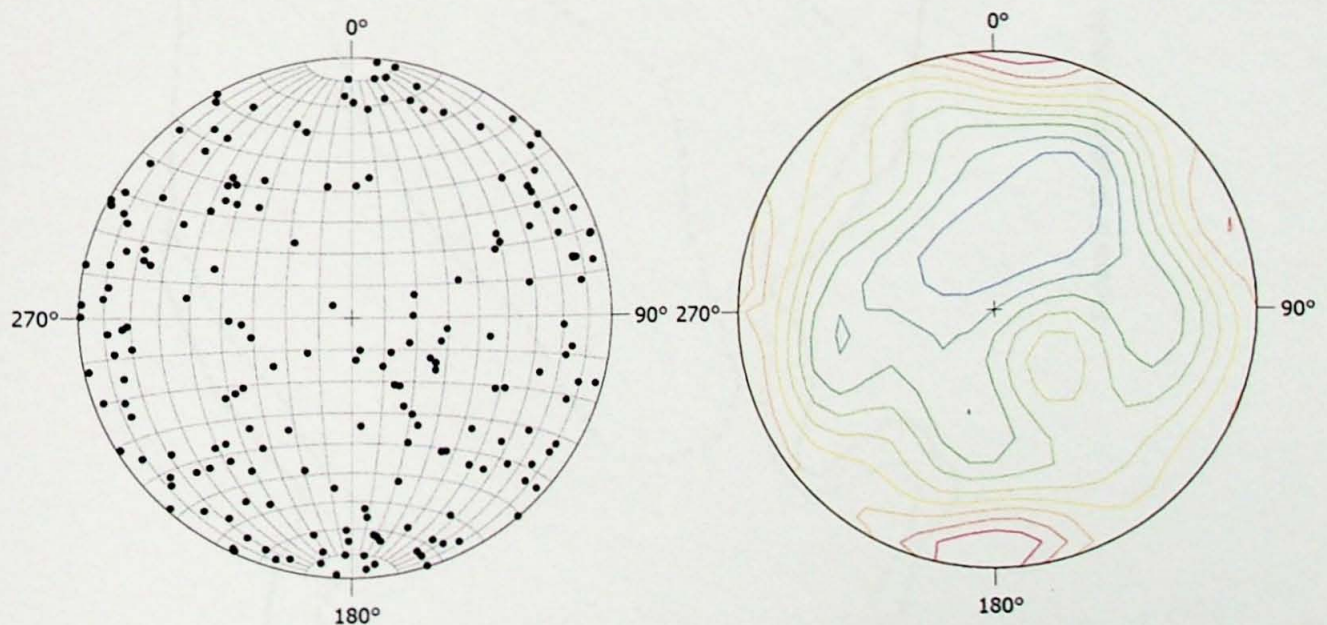


Gráfico 12: Diagrama T x km. Valores de T maiores que $0,25$ indicam um elipsóide oblato, menores que $-0,25$ prolato. Notar que o parâmetro T não depende da magnitude de Km.

Os dados direcionais incluem um mapa de lineação magnética, definida pela média por sítio do eixo k1 da ASM (**Figura 5**), e outro de foliação magnética definido pelo plano médio perpendicular a k3 por sítio (**Figura 6**). Adicionalmente foram feitos estereogramas compilando cada conjunto de dados apresentados nestes mapas a fim de elucidar possíveis relações de atitudes entre as medidas obtidas e compará-las com a forma de distribuição observada (**Estereogramas 2 e 3**).



Estereograma 2: Distribuição de atitudes de lineação magnética por espécime. Notar a alta concentração no centro da projeção, mostrando o alto mergulho destas estruturas (n=192). Diagrama de Schmidt, hemisfério inferior.



Estereograma 3: Distribuição polar por espécime de atitudes de foliação magnética. Observar os altos mergulhos apresentados distribuídos preferencialmente na borda do estereograma (n=192). Diagrama de Schmidt, hemisfério inferior.

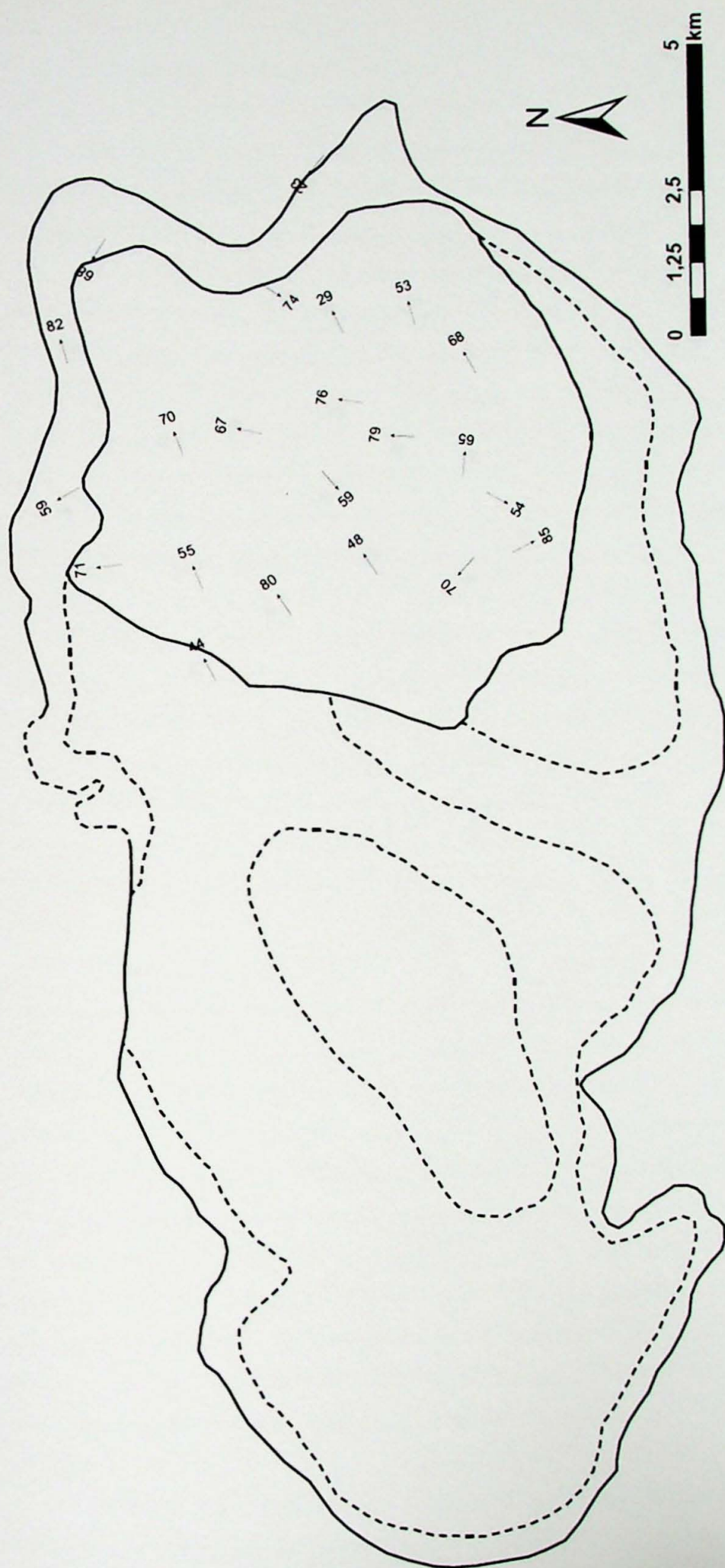


Figura 5: Mapa de lineação magnética sobre o Plúton Uri e Unidade Periférica.

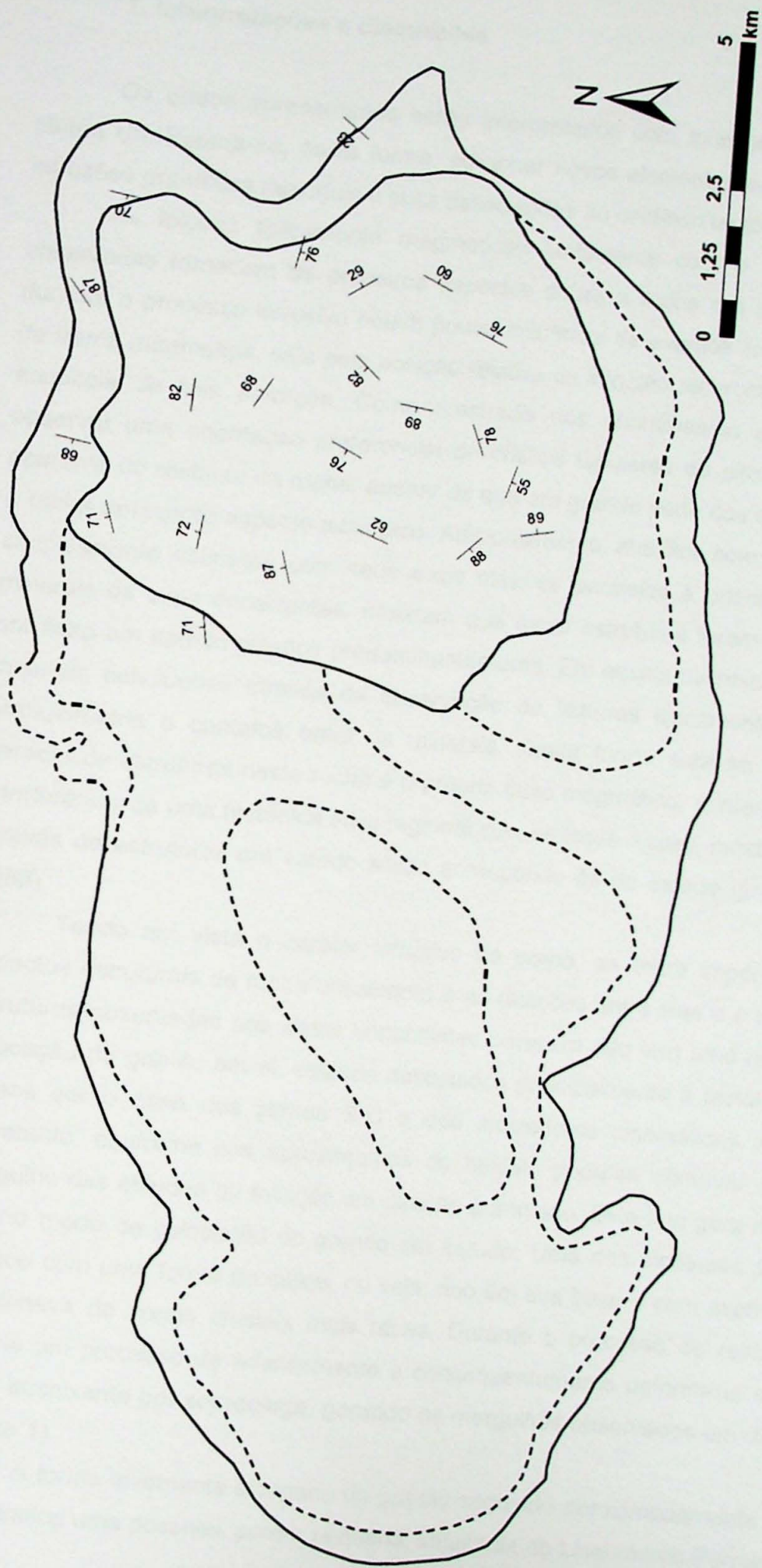


Figura 6: Mapa de foliação magnética sobre o Plúton Uri e Unidade Periférica.

7. Interpretações e discussões

Os dados apresentados serão interpretados com foco no modo de colocação do plúton Uri. Espera-se, desta forma, adicionar novos elementos ao conhecimento sobre as intrusões graníticas regionais e suas associações ao contexto tectônico regional.

As feições tipicamente magmáticas juntamente com a escassez de estruturas observadas fornecem os primeiros aspectos sobre a rocha em estudo. Isso mostra que durante o processo intrusivo houve pouca influência de eventos tectônicos na organização da trama magmática, seja pela posição relativa da intrusão na crosta ou simplesmente pela ausência de tais esforços. Como mostrado nos afloramentos estudados, foi possível observar uma orientação preferencial de cristais tabulares de piroxênio sem modificação aparente do restante da rocha, apesar de que em grande parte dos afloramentos estudados a rocha apresenta aspecto isotrópico. Adicionalmente, autólitos com forma de sigmóide, ou simplesmente estirados com seus eixos maiores paralelos à orientação preferencial dos minerais de suas encaixantes, mostram que estas estruturas foram efetivamente geradas por fluxo em estado plástico predominantemente. Em escala microscópica pôde-se tirar as mesmas conclusões através da observação de texturas tipicamente magmáticas, como granulometria e contatos entre os minerais. Desta forma sabe-se que o maior evento gerador de estruturas nesta rocha é o próprio fluxo magmático, aparentemente sem grande interferência de uma tectônica ativa regional que, se fosse o caso, mostraria suas evidências através de estruturas em estado sólido sobrepondo às do estado ígneo (Paterson *et. al.*, 1988).

Tendo em vista o caráter intrusivo do corpo, se torna importante considerar os aspectos estruturais da rocha encaixante e as relações entre elas e o plúton. As principais estruturas observadas nos xistos encaixantes parecem não ter uma relação direta com a colocação do granito em si, estando associadas principalmente à tectônica regional, como parece ser o caso dos planos S-C e dos indicadores cinemáticos a eles associados. Entretanto, conforme nos aproximamos do batólito pode-se observar uma tendência de mergulho das atitudes de foliação em direção à intrusão. Este fato gera discussões sobre o próprio modo de colocação do granito em estudo. Uma das hipóteses é a de que ele se colocou com uma forma de cálice, ou seja, fino em sua base e com expansão conforme se aproximava de zonas crustais mais rasas. Durante o processo de resfriamento a rocha sofreria um processo de adensamento e consequentemente deformaria em escala local a rocha encaixante por sobrecarga, gerando os mergulhos observados em direção ao batólito (Anexo 1).

A forma levemente alongada do granito seguindo aproximadamente a direção ENE / WSW indica uma possível, porém pequena, influência do Lineamento Pernambuco situado a

algumas dezenas de quilômetros a sul. Esta influência pode ser justificada devido ao nível de exposição da intrusão, como descrito por Bouchez, 1997, onde é ilustrado que a porção basal de um plúton sofre pouca influência de zonas de cisalhamento. Nesse setor da intrusão as lineações magnéticas teriam alto ângulo de mergulho e pouca deformação por estiramento.

Apesar de escassas em escala macroscópica, as estruturas magmáticas observadas são de fundamental importância para o presente estudo. Através da aplicação da ASM e de metodologias associadas pôde-se obter o registro destas estruturas em locais onde elas não são visíveis a olho nu, mostrando que por mais que estas rochas possuam um aspecto geral isotrópico, elas guardam informações estruturais importantes para o entendimento de seus processos de alojamento crustal (Bouchez, 1997).

Os dados de ASM foram discutidos anteriormente, e mostram com bastante clareza o caráter paramagnético do granito, ou seja, os principais marcadores magnéticos são efetivamente os cristais de piroxênio, anfibólio e biotita. Evidências de uma importante contribuição paramagnética a ASM são detectadas: (i) no baixo valor da suscetibilidade magnética ($k < ? \times 10^{-3}$ SI) e , (ii) na diminuição progressiva e constante de k com o aumento de T . Além disso, a ausência da transição de Verwey em c. -160°C e de Morin em c. -10°C mostram que a fração ferromagnética, caso presente, ocorre em proporção muito pequena ($< 0,1\%$; Tarling & Hrouda, 1993) comparado à fração paramagnética. O estudo da química mineral dos paramagnéticos mostrou que o piroxênio do plúton Uri é cálcico e rico em Ferro, plotando na região Quad do diagrama de Q-Jd-Ae e sendo classificado como hedenbergita ($\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$). Alguns chegam a atingir o campo da augita. Da mesma forma, no anfibólio a composição é claramente cálcica e rica em ferro, podendo ser classificado como hastingsita ($\text{Al}^{\text{VI}} < \text{Fe}^{3+}$) e ferro-edenita.

A composição do piroxênio e anfibólio do granito Uri difere de outros plútons da Zona Transversal com mineralogia semelhante. No batólito granítico de Teixeira (plúton de Cacimbas; Archanjo et al. 2008) e no plúton de Trinfo, o piroxênio é mais sódico situando no campo das aegirina-augita no diagrama Q-Jd-Ae, e o anfibólio do granito Teixeira apresenta uma queda relativa da quantidade de Ca e leve aumento de Na, com composição variando de Fe-edenita e richterita.

O mapa de distribuição de isovalores de P (**Figura 4**) mostra uma simetria bem definida, com um máximo de anisotropia aproximadamente no centro e outro na borda do plúton. Como a anisotropia de suscetibilidade depende essencialmente dos minerais paramagnéticos, a distribuição de P pode ser atribuída diretamente ao fluxo magmático, com a maior orientação preferencial dos silicatos de Fe-Mg no centro da intrusão correspondendo ao domínio de maior anisotropia. Desta forma, podemos associar o pico central do valor de P ao fluxo magmático ascendente, e o pico das bordas como uma

interação do fluxo com as “paredes encaixantes” em estado reológico diferente do magma, gerando uma orientação dos cristais paralela a ela.

A lineação magnética do plúton Uri (**Figura 5**) mostra uma orientação aparentemente difusa, porém se levarmos em conta os dados fornecidos pelo Grau de Anisotropia pode-se considerar que este comportamento com altos mergulhos (média 65°) e orientação pouco definida está associado ao fluxo ascendente do plúton. As direções difusas de mergulho podem estar relacionadas justamente a esse alto ângulo de mergulho, de forma que a falta de orientação estaria ligada a um eixo de rotação vertical pouco discordante do eixo maior dos cristais rotacionados durante o movimento de ascensão do magma, fazendo com que o sentido de mergulho se altere, mas o ângulo de mergulho permaneça alto.

Através da análise do mapa de foliação magnética (**Figura 6**) observa-se uma tendência de mergulho para as bordas do plúton, sempre partindo aproximadamente de dois pontos específicos em sua porção interna. O primeiro ponto coincide com a região de menor valor de P, enquanto o segundo coincide com o pico interno de maior valor. Estes dois pontos centrais de divergência podem ser interpretados como zonas de alimentação magmática, cada uma responsável por pulsos distintos. Desta forma, o ponto de divergência relacionado ao maior valor de P pode ser associado ao pulso magmático predominante, pois ele define o centro de simetria dos valores de P no plúton. Por outro lado, o segundo ponto de divergência, associado à região de menor valor de P, pode estar relacionado a um pulso magmático menos definido, ou seja, que não atuava constantemente com o tempo, o que poderia causar movimentos difusos na região de ascensão reduzindo a orientação de seus cristais e consequentemente dos valores de P. Os mergulhos contra as bordas concordam com essa teoria, sugerindo que o magma parte do centro / zona de alimentação e deriva em direção as bordas.

Em conjunto, os dados de foliação e lineação magnética fornecem informações importantes sobre o modo de colocação do plúton Uri relativamente à porção da crosta em que a rocha se cristalizou. O experimento da **Figura 7** ilustra o comportamento dos parâmetros da ASM em uma simulação de colocação de um plúton de forma semelhante a da rocha em estudo (Kratinová *et. al.*, 2006).

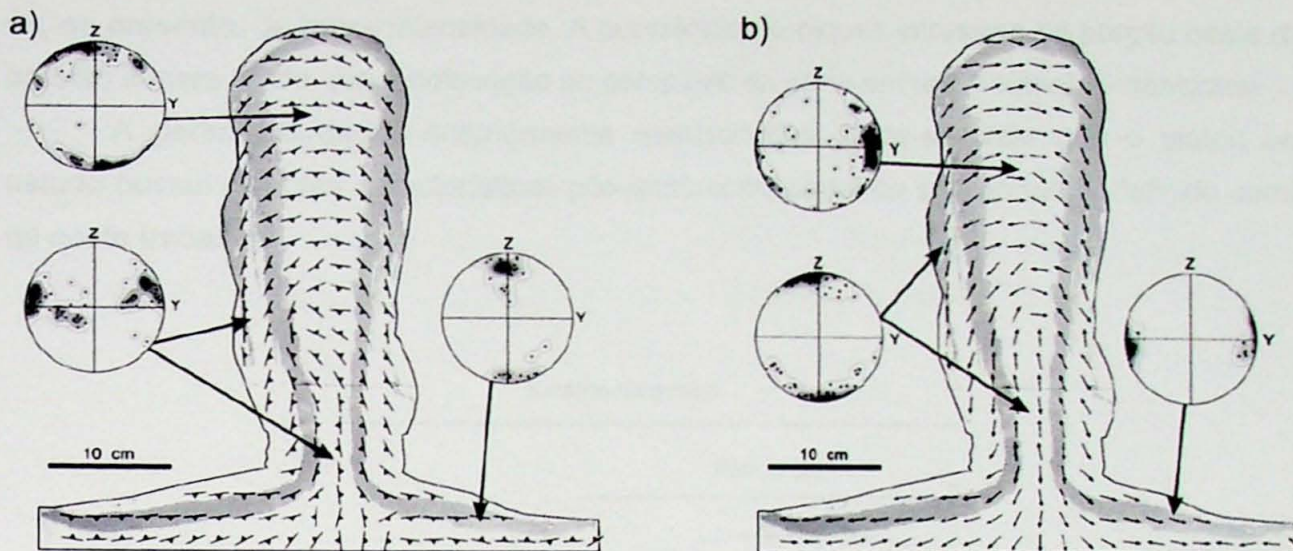


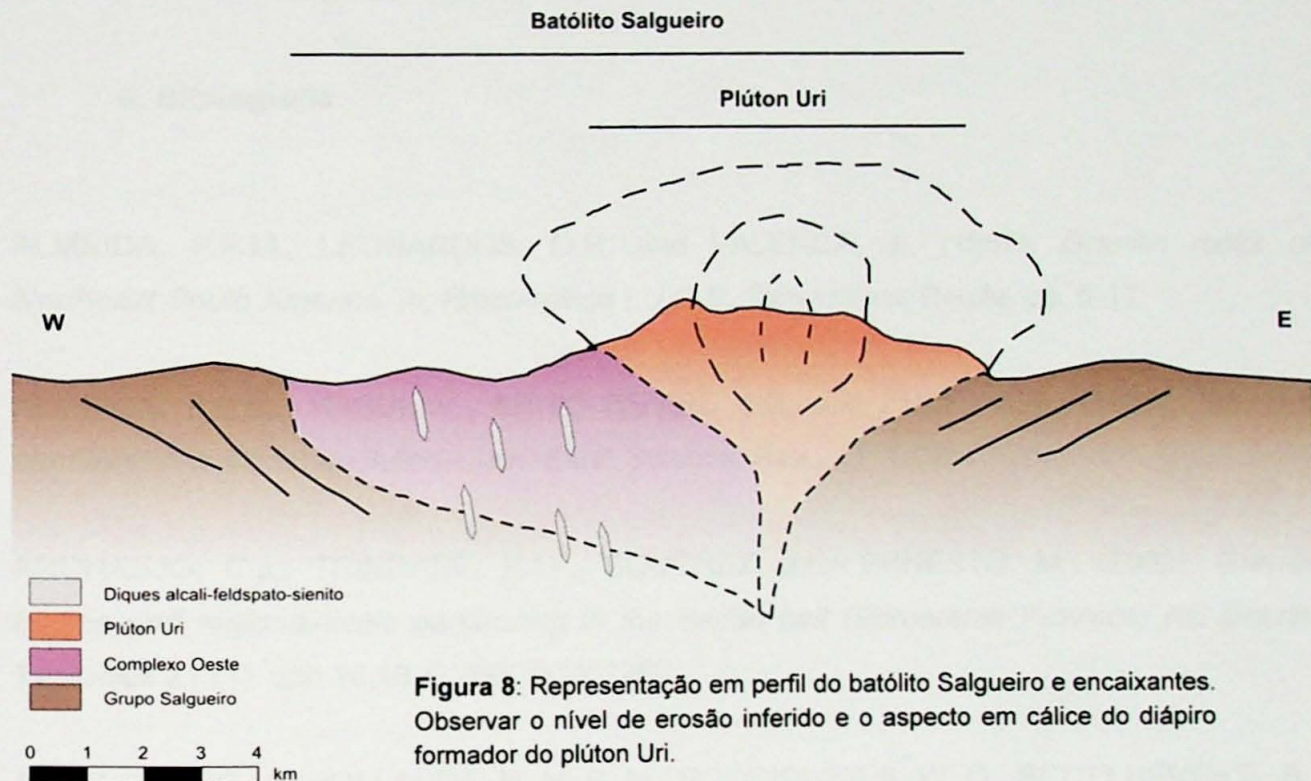
Figura 7: Trama magnética produzida em experimento simulando a ascensão de um domo (ver Kratinová et al., 2006). (a) Orientação de foliação magnética; (b) Orientação de lineação magnética. Estereogramas polares (hemisfério inferior), onde z corresponde ao eixo vertical.

Ao analisar a parte (a) da figura, nota-se uma predominância de mergulhos altos de foliação na porção mais basal e nas bordas do diápiro. O mesmo comportamento é apresentado na porção (b), relativamente às atitudes de lineação. No trabalho em questão, a presença de atitudes de foliação sub-horizontais no topo do plúton é questionada em relação à realidade observada, uma vez que nessas posições, supondo que a coleta de amostras é feita no topo do plúton, geralmente encontram-se foliações sub-verticais. A discussão realizada mostra que o modelo pode estar correto caso o nível de erosão tenha atingido níveis mais profundos do diápiro, justificando os altos mergulhos em espécimes coletados na superfície. Em relação às atitudes de lineação magnética, nota-se que ela é sub-horizontal no teto da intrusão e vertical (paralela a z) no tronco inferior do diápiro. As lineações de alto mergulho do plúton, portanto, poderiam corresponder à base do diápiro. Um modelo semelhante é apresentado por Bouchez (1997) relativamente a zonas de cisalhamento.

Um esquema da forma de colocação do plúton Uri pode ser observado na **Figura 8**. O aspecto de cálice exposto das porções mais basais da estrutura geraria lineações e foliações magnéticas com atitudes compatíveis com o modelo de Kratinová et al. (2006), ou seja, linhas com alto mergulho e planos mergulhando para as bordas a partir do centro e para o centro a partir das bordas. O plúton provavelmente é intrusivo na porção oeste do batólito Salgueiro que, por sua vez, é cortado por um enxame de diques ultrapotássicos de direção N-S (Silva Filho, 1982). Esses diques não foram observados no Uri. A forma em cálice associada a uma estrutura magmática formada por forças de corpo (ascensionais) sugere que o magma cristalizou em um ambiente onde a tectônica regional estava ausente

ou, se presente, de baixa intensidade. A ocorrência de diques intrusivos na porção oeste do batólito sugere ainda que a colocação do complexo se daria em um ambiente extensional.

A partir dos dados anteriormente mencionados, pode-se dizer que o plúton em estudo possui diversas características pós-tectônicas, podendo ser, portanto, definido como tal neste trabalho.



8. Conclusões

O plúton Uri apresenta feições tipicamente magmáticas e sem indícios de sobreposição de estruturas tectônicas. É mineralógicamente classificado como quartzo-monzodiorito com presença de cristais tabulares de clinopiroxênio (hedenbergita) de cor verde escura que se destacam da matriz quartzo feldspática de granulação média.

Suas rochas possuem um comportamento tipicamente paramagnético, tendo seu sinal controlado pelas fases máficas. Em lâmina delgada não são observados cristais opacos e através de análises de mineralogia magnética (IRM e curvas termomagnéticas) observou-se que apesar da rocha possuir acessórios ferromagnéticos, estes não influenciam no sinal devido a sua baixa porcentagem e granulação.

As atitudes de lineação magnética (altos mergulhos), foliação magnética (também altos mergulhos com padrão divergente em relação ao centro do plúton) e a simetria de

distribuição dos valores de grau de anisotropia (P) mostram que a trama do plúton foi essencialmente gerada durante o processo de colocação (diapirismo), sem sobreposição ou alteração por processos de esforços tectônicos. Tais fatores o encaixam em um contexto pós-cinemático em relação ao histórico da província Borborema.

Em relação aos batólitos Triunfo e Teixeira, as rochas em estudo se mostram principalmente mais ricas em cálcio e ferro e mais pobres em sódio e titânio.

9. Bibliografia

ALMEIDA, F.F.M., LEONARDOS, O.H. and VALENCA, J., (1967). *Granitic rocks of Northeast South America*. In; *Proceedings I.U.G.S. Symposium*, Recife, pp. 5-17.

ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B. and FUCK, R.A., (1981). *Brazilian structural provinces; an introduction*. *Earth Science. Rev.*, 17; 1-29p.

ARCHANJO, C.J.; TRINDADE, R.I.F.; BOUCHEZ, J.L.; ERNESTO, M., (2002). *Granite fabrics and regional-scale partitioning in the Seridó belt (Borborema Province, NE Brazil)*. *Tectonics* 21 (1), doi: 10.1029/2000TC001269.

ARCHANJO, C. J., HOLLANDA, M. H. B. M., RODRIGUES S. W. O., BRITO NEVES B. B., ARMSTRONG, R. (2007). *Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil*. *Journal of Structural Geology*, v.30, n. 3, p. 310-326.

ARCHANJO C.J.; HOLANDA M.H.B.M.; RODRIGUES, S.W.O.; NEVES, B.B.B.; ARMSTRONG, R., (2008). *Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil*. *Journal of Structural Geology*, vol. 30: 310-326p.

BARBOSA, O., (1970). *Geologia econômica de parte da região do médio São Francisco, NE do Brasil*. DNPM, Bol. 140, Rio de Janeiro, 97p.

BORRADAILE G.J; HENRY B. (1997). *Tectonic application of magnetic susceptibility and its anisotropy*. *Earth Sciences. Review*, vol. 42: 49-93.

BOUCHEZ J.L. (1997). *Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies in granitic rocks*. in: Bouchez J.L. et al. (Eds), *Granite: from segregation to emplacement fabrics*. Kluwe Acad. Publ., Dordrecht, p. 95-112.

BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. (2000). *Tectonic History of the Borborema Province*. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Ed.) (2000). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro: [s.n.], p.151-182.

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; KOZUCH, M.; SANTOS, E. J.; PETRONILHO, L. (2005). *A zona tectônica Teixeira-Terra Nova: ZTTN, fundamentos da geologia regional e isotópica*. Geologia USP: Série Científica, v. 5, p. 57-80.

BUDDINGTON, A. F., (1959). *Granite emplacement with special reference to North America*. Geological Society of America Bulletin, v.70. p. 671-747.

FERREIRA, V.P., SIAL, A.N., JARDIM DE SÁ, E.F., (1998). *Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil*. Journal of South American Earth Sciences 11, p. 439-455.

FERREIRA, V. P.; SIAL, A. N., (1994). *The peralkalic magmatism in the Precambrian Cachoeirinha-Salgueiro fold belt, Northeast Brazil: Geoquimical aspects*. Revista Brasileira de Geociências., 16 (1), p. 78-85.

FERREIRA, V. P., SIAL, A. N., WHITNEY, J. A., (1994). *Large-scale silicate liquid immiscibility: a possible example from northeastern Brazil* Lithos, v. 33, p. 285-302.

GRAHAM, J.W., (1954). *Magnetic susceptibility anisotropy: an exploited petrofabric element*. Geological Society of America. Abstract Program, vol. 65: 1257-1258p.

HUTTON, D.W.H., (1988). *Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies*. Transactions of the Royal Society of Edinburgh 79, 245-255p.

ISHIHARA, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. Mining Geology 27, 293-305.

KRATINOVÁ, Z., ZÁVADA, P., HROUDA, F., SCHULMANN, K., (2006). *Non-scaled analogue modelling of AMS development during viscous flow: A simulation on diapir-like structures*. *Tectonophysics*. v. 418, p. 51-61.

LEAKE, B. E., (1997). *Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of The International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names*. *European Journal of Mineralogy*, v. 9, p. 623-651.

MORIMOTO, N.; FABRIES, J.; FERGUSON, A. K.; GINZBURG, I. V.; ROSS, M.; SEIFERT, F. A.; ZUSSMAN, J.; AOKI, K.; GOTTARDI, G., (1988). *Nomenclature of pyroxenes*. *Mineralogical Magazine*, v. 52, p. 535-550.

NEVES, S. P., BRUGUIER, O., VAUCHEZ, A., BOSH, D., RANGEL DA SILVA, J. M., MARIANO, G., (2006). *Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): Implications for western Gondwana assembly*. *Precambrian Research*, 149, v. (3-4), p. 197-216.

OLIVIER, P.; SAINT BLANQUAT, M.; GLEIZES, G.; LEBLANC, D., (1997). *Homogeneity of granite fabrics at the metre and dekametre scales*. in: Bouchez J.L. et al. (Eds), *Granite: from segregation to emplacement fabrics*. Kluwe Acad. Publ., Dordrecht, p. 95-112.

PATERSON S. R.; VERNON R.H.; TOBISH O.T., (1988). *A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids*. *Journal of Structural Geology*, vol. 11: 349-363p.

ROCHETTE, P.; JACKSON, M.; AUBOURG, C., (1992). *Rock magnetism and the interpretation of magnetic susceptibility*. *Review Geophysics*, vol 30: 209-226p.

SILVA FILHO, A.F. (1982). *Petrologia e geoquímica do batólito de Salgueiro - PE*. Recife, Departamento de Geologia, Centro de Tecnologia da Universidade Federal de Pernambuco. Dissertação (Mestrado), 222p.

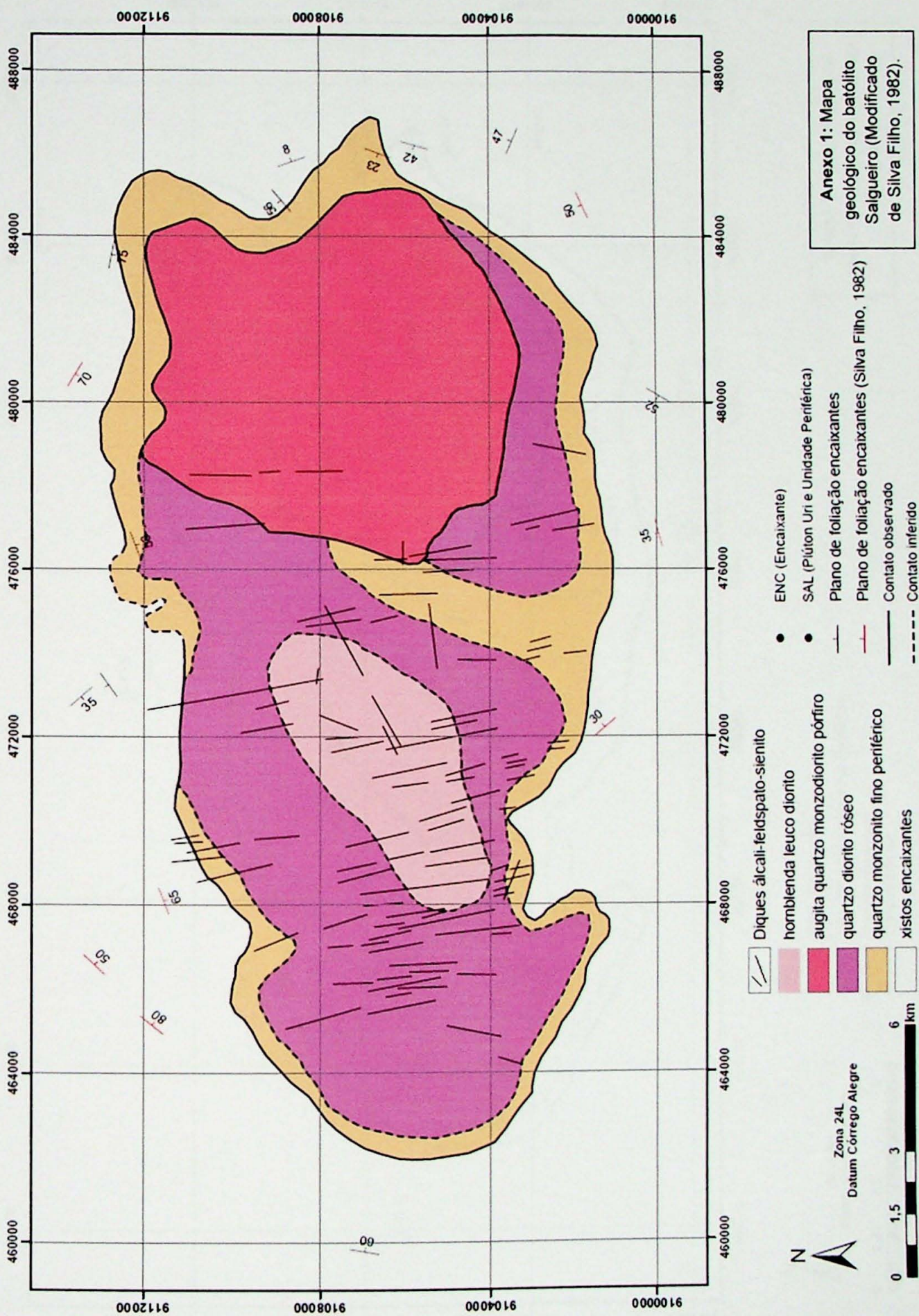
SILVA FILHO, M. A., (1984). *A faixa de dobramentos Piancó: síntese do conhecimento e novas considerações*. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*. Rio de Janeiro, 3337-3347p.

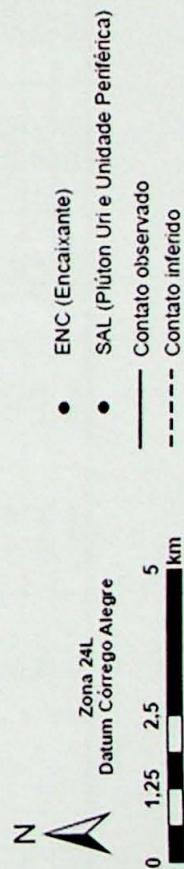
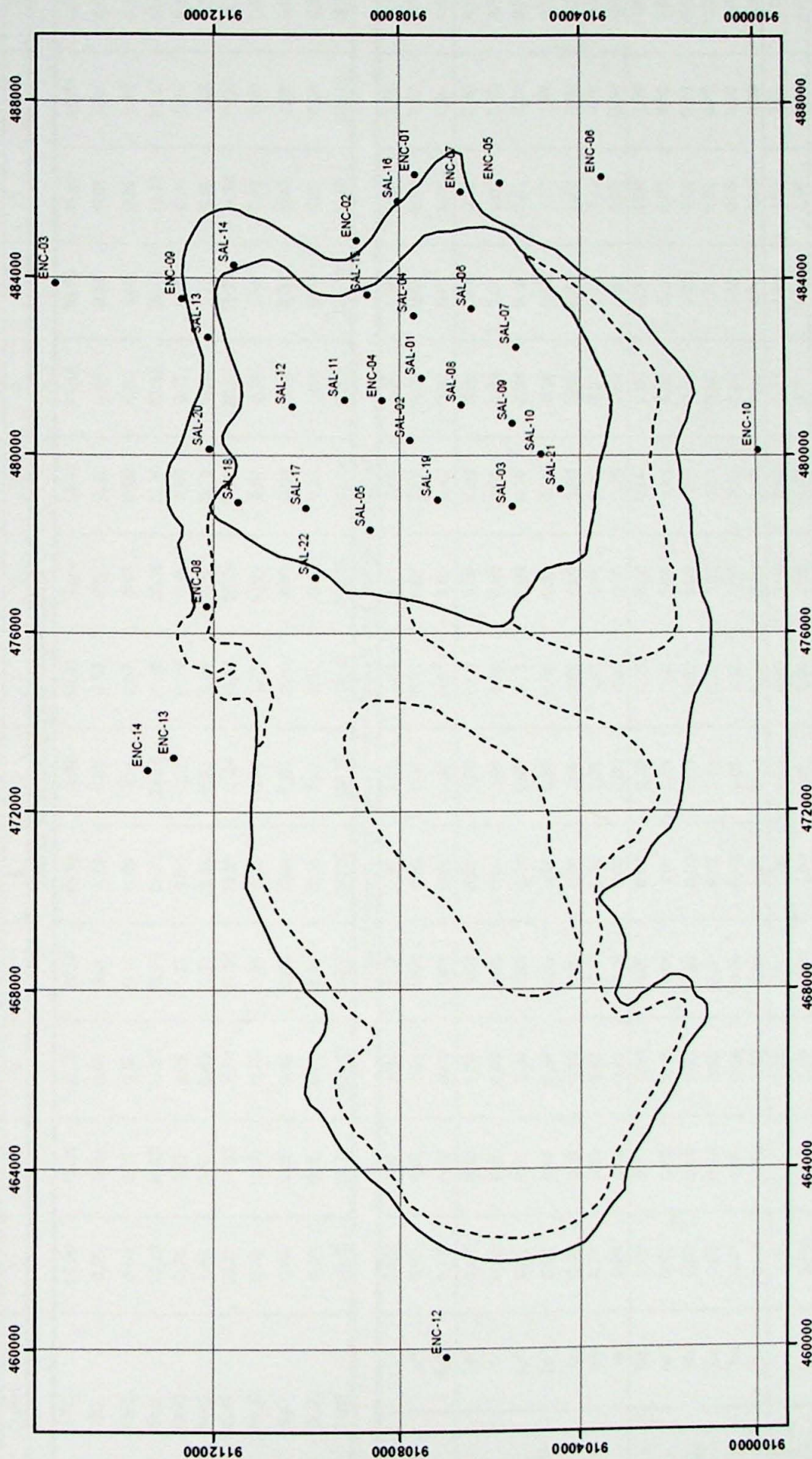
SILVA FILHO, A. F. (1989). *Shoshonitic and ultrapotassic intrusive suites in the Piancó-Alto Brígida Belt, Pernambuco State, Brazil*. Londres, Imperial College of Science Technology and Medicine. Tese (Doutorado) 422 p.

TARLING, D.H., HROUDA, F., (1993). *The Magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman and Hall, London.

TROMPETTE, R. (1994). *Geology of Western Gondwana (2000 - 500 Ma)*. Amsterdam, Balkema, p. 350.

10. Anexos





Anexo 2: Mapa de pontos
 sobre os contornos do batólito
 Salgueiro.

Lâmina		SAL-08						SAL-09						SAL-19		
Cristal		1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	1	2	3	
		Análise de cristais de piroxênio (% em peso)														
SiO ₂		50,09	49,94	49,70	50,16	49,95	50,08	50,43	50,63	50,37	49,63	50,35	48,89	49,86	49,69	
TiO ₂		0,05	0,09	0,08	0,06	0,13	0,03	0,09	0,06	0,11	0,07	0,14	0,01	0,08	0,00	
Al ₂ O ₃		0,64	0,41	0,47	0,45	0,49	0,52	0,57	0,47	0,50	0,50	0,60	0,35	0,49	0,42	
FeO		20,29	20,83	21,84	21,02	22,11	21,14	20,30	20,15	21,70	21,32	20,28	22,19	21,17	19,98	
MnO		0,76	0,81	0,88	0,73	0,92	0,92	0,70	0,76	0,86	0,75	0,76	0,94	0,84	0,90	
MgO		6,43	5,87	5,45	6,15	5,56	6,02	6,38	6,56	5,79	6,20	6,22	5,38	5,98	5,78	
CaO		21,31	21,07	20,94	20,89	20,99	21,24	20,48	20,76	20,92	20,39	20,77	21,50	20,97	22,17	
Na ₂ O		0,88	0,68	0,79	0,81	0,78	0,70	1,33	0,95	0,88	0,74	1,28	0,62	0,80	0,57	
K ₂ O		0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
Cr ₂ O ₃		0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total		100,45	99,71	100,19	100,27	100,93	100,66	100,30	100,36	101,14	99,62	100,40	99,88	100,19	99,52	
Fórmula estrutural de cristais piroxênio - Baseado em 6 átomos de oxigênio																
T	Si	1,95	1,97	1,96	1,97	1,96	1,96	1,96	1,97	1,96	1,96	1,96	1,94	1,96	1,97	
	Al ^{IV}	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	
	Fe ³⁺	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,05	0,02	0,02	
M1	Al ^{VI}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
	Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
	Fe ³⁺	0,11	0,07	0,10	0,09	0,10	0,09	0,13	0,09	0,10	0,09	0,13	0,11	0,10	0,08	
	Fe ²⁺	0,51	0,58	0,58	0,55	0,58	0,56	0,50	0,52	0,56	0,54	0,51	0,57	0,55	0,57	
	Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
	Mg	0,37	0,35	0,32	0,36	0,32	0,35	0,37	0,38	0,34	0,37	0,37	0,36	0,32	0,35	0,34
M2	Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Fe ²⁺	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	0,06	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00
	Mn	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
	Ca	0,89	0,89	0,89	0,88	0,88	0,89	0,85	0,87	0,87	0,86	0,87	0,91	0,88	0,94	0,94
	Na	0,07	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05	0,10	0,07	0,07	0,06	0,06	0,10	0,05	0,06	0,04
T	K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
		2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
	M1		1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99
	M2		1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,01
	Ca		48,87	47,68	48,07	47,56	47,82	48,02	48,39	47,33	47,65	46,67	48,92	49,55	47,99	50,05
	Mg		20,52	18,48	17,41	19,48	17,63	18,94	20,98	20,81	18,35	19,74	20,38	17,25	19,04	18,16
Fe ²⁺		30,61	33,84	34,52	32,97	34,55	33,04	30,63	31,86	34,00	33,59	30,70	33,21	32,97	31,79	

Anexo 3: Piroxênio (% em peso e fórmula estrutural).

Lâmina Cristal	SAL-02			SAL-09		SAL-08		SAL-19		SAL-21			
	1	2	3	1	2	1	2	1	2	1	2	3	4
Análise de cristais de anfibólio (% em peso)													
SiO ₂	43,17	41,43	41,45	41,02	40,80	39,74	40,21	40,80	40,71	42,40	42,26	42,68	42,76
TiO ₂	0,62	0,22	0,23	0,22	0,44	0,36	0,15	0,52	0,33	0,77	0,46	0,53	0,38
Al ₂ O ₃	8,25	10,41	10,13	10,24	9,90	11,29	11,24	10,07	10,29	8,11	8,77	8,48	8,49
FeO	26,74	25,50	25,22	26,95	26,49	27,42	27,43	26,15	26,87	26,17	25,46	26,04	26,95
MnO	0,66	0,61	0,58	0,51	0,47	0,55	0,56	0,56	0,53	0,58	0,61	0,59	0,66
MgO	5,17	5,34	5,32	4,82	5,25	4,30	4,12	4,49	4,33	5,19	5,50	5,44	5,03
CaO	10,99	10,96	11,10	10,82	10,44	10,80	11,01	11,04	10,93	10,85	10,72	10,74	11,11
Na ₂ O	1,09	1,57	1,56	1,59	1,49	1,64	1,70	1,45	1,51	1,14	1,46	1,35	1,30
K ₂ O	1,47	1,80	1,75	1,76	1,74	1,85	1,94	1,75	1,73	1,54	1,58	1,52	1,56
Cl	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
F	0,28	0,22	0,26	0,39	0,40	0,44	0,29	0,33	0,42	0,44	0,32	0,53	0,44
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
Total	98,43	98,06	97,62	98,31	97,42	98,39	98,63	97,17	97,65	97,20	97,15	97,91	98,68
Fórmula estrutural de cristais anfibólio - Baseado em 23 átomos de oxigênio													
Si	6,68	6,44	6,49	6,39	6,38	6,22	6,29	6,46	6,42	6,67	6,62	6,65	6,65
Al ^{IV}	1,32	1,56	1,51	1,61	1,62	1,79	1,71	1,54	1,58	1,33	1,38	1,35	1,36
(T)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,19	0,34	0,35	0,27	0,20	0,29	0,36	0,34	0,33	0,17	0,24	0,20	0,20
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,72	0,69	0,56	0,84	1,03	0,92	0,73	0,53	0,67	0,66	0,67	0,73	0,67
Ti	0,07	0,03	0,03	0,03	0,05	0,04	0,02	0,06	0,04	0,09	0,06	0,06	0,05
Mg	1,19	1,24	1,24	1,12	1,22	1,00	0,96	1,06	1,02	1,22	1,28	1,26	1,17
Fe ²⁺	2,74	2,62	2,74	2,67	2,44	2,67	2,86	2,93	2,87	2,78	2,67	2,66	2,84
Mn	0,09	0,08	0,08	0,07	0,06	0,07	0,07	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08	0,09
(C)	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Ca	1,82	1,82	1,86	1,81	1,75	1,81	1,84	1,87	1,85	1,83	1,80	1,79	1,85
Na	0,18	0,18	0,14	0,19	0,25	0,19	0,16	0,13	0,15	0,17	0,20	0,21	0,15
(B)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,15	0,30	0,33	0,29	0,20	0,31	0,36	0,32	0,31	0,18	0,24	0,20	0,24
K	0,29	0,36	0,35	0,35	0,35	0,37	0,39	0,35	0,35	0,31	0,32	0,30	0,31
(A)	0,44	0,65	0,68	0,64	0,55	0,68	0,75	0,67	0,66	0,49	0,56	0,50	0,55

Anexo 4: Anfibólio (% em peso e fórmula estrutural).

DOAÇÃO

IGC-USP

Data: 02/02/12

