



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

***GEOLOGIA, PETROLOGIA E SENSORIAMENTO
REMOTO INTEGRADOS NO ESTUDO DOS
DEPÓSITOS DE OURO DO MACIÇO GRANÍTICO
GOLLON, PERU***

Dissertação de Mestrado nº 248

OSCAR OMAR GUEVARA HERRERA

**Orientadora: Dra. Márcia Abrahão Moura
CO-Orientadora: Dr. Paulo Roberto Meneses
CO-Orientadora: Dra. Adalene Moreira Silva**

Brasília
Dezembro/2008

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Professora Márcia Abrahão Moura pela orientação e apoio dedicado. As escolhas feitas na dissertação foram acertadas.

Agradeço aos meus co-orientadores Prof. Paulo Roberto Meneses e Adalene Moreira Silva, pelas sugestões e dedicação na dissertação.

Agradeço ao serviço geológico Peruano *INGEMMET* e à empresa de mineração “*Consortio Minero Horizonte*”, pela permissão da pesquisa da sua área e pelo apoio logístico.

Agradeço à CAPES a concessão de bolsa de Mestrado.

Agradeço a todos os professores do Instituto de Geociências pelas sabias sugestões e apoio incondicional, em especial aos Professores Máximo Matterini, Marcel Auguste Dardenne e Nilson Francisquini Botelho.

Agradeço ao pessoal técnico administrativo do Instituto de Geociências pela amizade e apoio em cada situação necessária.

Agradeço aos meus companheiros do mestrado pela amizade e proveitosas conversações.

Agradeço a meus amigos estrangeiros pelos momentos de companhia e amizade incondicional, em especial a Carlos, Natalia, Osmar, Ana Maria, Cesar, Juan, Manuel, Roberto, Joe, Lucho e Arturo.

Agradeço infinitamente a minha madre Cristina que está no meu país, sem o amor e apoio moral dela, eu não teria a força para cumprir meus objetivos.

Agradeço a meus irmãos Norma, Percy, Ernesto, minha filha Diana e meus sobrinhos Vanessa, Estephany e Diego pelo amor e apoio.

Agradeço a Deus por atender meus pedidos e iluminar-me nos momentos mais difíceis.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	i
SUMÁRIO	ii
LISTA DE FIGURAS	iv
LISTA DE TABELAS	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO

1.1 - Apresentação	001
1.2 - Localização e Acesso	002
1.3 - Aspectos fisiográficos e climáticos	03
1.4 - Vegetação	004
1.5 - Objetivos	005
1.6 - Materiais e métodos	006
1.7 - Geologia Regional	009
1.7.1 - Evolução tectônica e litoestratigráfica da porção Nordeste do Peru	009
1.7.2 - Geologia da área de estudo	011
1.7.2.1 - Complexo Marañon	012
1.7.2.2 - Unidades Paleozóicas	012
A) Formação Contaya	012
B) Grupo Ambo	012
C) Formação Lavasen	013
D) Grupo Mitu	013
1.7.2.3 - Seqüência Carbonatada do Triássico Superior – Jurássico Inferior	014
A) Grupo Púcara	014
1.7.2.4 - Seqüências Cretáceas	014
A) Grupo Goyllarisquizga	014
B) Formações Inca, Chulec, Pariatambo	014
C) Grupo Pullucana	015
1.7.2.5 - Depósitos Quaternários	015
1.7.2.6 - Rochas Intrusivas	015
1.8 - Breve histórico da Província Aurífera de Pataz e mineralização no Maciço de Gollon	017

CAPITULO II - DETECÇÃO DE ZONAS MINERALIZADAS NO MACIÇO GOLLON – NORTE DO PERU, ATRAVÉS DA UTILIZAÇÃO DE DADOS DO SENSOR ASTER E ESPECTRORADIOMÉTRICOS

Resumo	019
2.1 - Introdução	020
2.2 - Geologia da área de estudo	021
2.2.1 - Mineralização aurífera no Maciço Gollon	022
2.2.2 - Lineamentos estruturais	023
2.3 - Materiais e métodos	027

2.3.1 - Análise radiométrica	027
2.3.2 - Processamento digital da imagem ASTER	028
2.3.2.1 - Correção atmosférica da imagem ÁSTER	028
2.3.2.2 - Detecção dos membros finais	028
2.3.3.3 - Classificação espectral	030
A) SAM	030
2.4 - Resultados da espectroradiometria	032
2.4.1 - Descrição das rochas não-hidrotermalizadas	032
2.4.1.1 - Análise radiométrica das rochas não-hidrotermalizadas e saprolitos	033
2.4.2 - Rochas hidrotermalizadas	035
2.4.2.1 - Características dos minerais de alteração hidrotermal	035
2.4.2.2 - Radiometria das rochas hidrotermalizadas	039
2.5 - Resultados do Processamento	041
2.5.1 - SAM	041
A) Classificação dos espectros a partir dos dados do PIMA	042
B) Classificação a partir dos espectros da própria imagem ÁSTER	042
2.6 - Discussão	046
2.7 - Conclusões	047

CAPITULO III - PETROGRAFIA, QUÍMICA MINERAL, LITOGEOQUÍMICA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA

3.1 – Introdução	049
3.2 - Petrografia das rochas do Maciço Gollon	051
3.2.1 - Rochas Graníticas	051
3.2.2 - Petrografia dos diques e enclave máfico	055
A) Diques máficos	055
B) Diques félsicos	057
C) Enclaves máficos	058
3.2.3 - Geoquímica dos diques e do enclave máfico	059
3.3 - Química mineral	059
3.3.1 - Biotita	060
3.3.2 - Hornblenda	062
A) Classificação e soluções sólidas	062
B) Geobarômetro da hornblenda	064
3.4 - Litogeoquímica	067
3.4.1 - Granitos do Maciço Gollon	067
3.4.2 - Diques máficos, diques félsicos e enclave máfico	074
3.5 - Geocronologia e geoquímica isotópica	076
3.5.1 - Dados U-Pb	076
3.5.2 - Dados isotópicos de Nd e Sr	079
3.6 - Discussão	082

CAPITULO IV - MINERALIZAÇÃO NO MACIÇO GOLLON

4.1 - Introdução	085
4.2 - Descrição das zonas Minas e Pindo	087
4.2.1 - Zona Minas	087

4.2.1.1 - Veio Marlene	087
4.2.1.2 - Veio Regina	087
4.2.1.3 - Veio Granada	088
4.2.1.4 - Veio Melba	089
4.2.1.5 - Veio Monica	090
4.2.2 - Zona Pindo	091
4.2.2.1 - Veio Pindo e veio Raquel	091
4.4 - Características petrográficas dos minerais de alteração hidrotermal	093
4.5 - Geoquímica de veios	097

CAPITULO V - DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

5.1 - Discussão	098
5.1.1 - Modelo prospectivo para os depósitos auríferos do norte do Peru	098
A) - Modelo do Depósito	098
B) - Modelo Evolutivo	102
5.2 - Conclusões	104

Referências Bibliográficas	108
-----------------------------------	-----

Anexo 1 - Química mineral de biotitas do granodiorito Gollon

Anexo 2 - Química mineral de Anfibólio do Granodiorito Gollon

Anexo 3 - Resultados geoquímicos de rocha total

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo
Figura 1.2 - Mapa de vias de acesso
Figura 1.3 - Modelo Digital do Terreno (MDT), mostrando o relevo da área de estudo
Figura 1.4 - Mapa Geológico da área de estudo
Figura 1.5 - Coluna estratigráfica regional
Figura 2.1 - Mapa de localização do Batólito de Pataz
Figura 2.2 - Mapa Geológico da área de estudo mostrando distribuição paralela dos veios auríferos
Figura 2.3 - Diagrama em roseta representando os principais lineamentos da região
Figura 2.4 - Fotografias da área de estudo
Figura 2.5 - Imagem do Modelo digital de terreno da área de estudo integrada com os afloramentos mapeados no Batólito de Pataz e com as principais estruturas e lineamentos da região.
Figura 2.6 - Resultado obtido após a aplicação do filtro MNF na imagem ASTER
Figura 2.7 - Gráfico dos espectros de referência (r) e espectro do pixel (t) (Modificado de Kruse <i>et al.</i> , 1993).
Figura 2.8 - Curvas espectrais de amostras de rochas não hidrotermalizadas e saprolitos de granodiorito
Figura 2.9 - Fotografias mostrando as alterações nas bordas dos veios, principalmente, os argilominerais da rocha encaixante saprolitizada e oxidada
Figura 2.10 - Fotomicrografias mostrando as alterações hidrotermais misturadas com materiais supérgenos
Figura 2.11 - Fotomicrografias de rochas hidrotermalizadas a nicois cruzados e paralelos em objetiva 4X
Figura 2.12 - Principais constituintes da zona hidrotermalizada com base na biblioteca da USGS
Figura 2.13 - Curvas espectrais de amostras hidrotermalizadas
Figura 2.14 - Médias de amostras espectrais dos litotipos e das áreas mineralizadas tomados da própria imagem
Figura 2.15- Resultado do mapeamento dos litotipos com a técnica SAM na, composição HSV sobre a banda AST2 da imagem ASTER
Figura 2.16 - Imagem HSV mostrando as áreas mineralizadas mapeadas com a técnica SAM
Figura 3.1 - Mapa geológico mostrando os litotipos que compõem o Maciço Gollon

Figura 3.2 – Fotomicrografias do granodiorito mostrando os constituintes principais

Figura 3.3 - Fotomicrografias do monzogranito em objetiva 4X e monzogranito em afloramentos e detalhe macroscópico

Figura 3.4 - Amostras do Maciço Gollon no diagrama QAP, de Streckeisen (1976)

Figura 3.5 – Fotomicrografias dos diques máficos

Figura 3.6 – Fotomicrografias do dique félsico

Figura 3.7 – Fotomicrografias do enclave máfico e foto do Bloco rolado do granodiorito com enclave máfico.

Figura 3.8 - Amostras dos diques máficos e enclave máfico no diagrama TAS de Cox *et al* 1979

Figura 3.9 - Composição das biotitas do granodiorito Gollon em um diagrama $Mg/(Mg+Fe) \times Al^{IV}$

Figura 3.10 – Diagrama triangular proposto por Nachit (1986) para biotitas de diferentes tipos de rochas

Figura 3.11 - Análises da biotita do Maciço Gollon no diagrama $FeO(t) - MgO - Al_2O_3$ (Abdel-Rahman, 1994)

Figura 3.12 - Classificação do anfibólio do granodiorito de Gollon, segundo Leake (1997).

Figura 3.13 - Análises da hornblenda do Maciço Gollon posicionadas nos diagramas (A) $2Si^{IV} + [R^{2+}]^{VI} \times 2Al^{IV} + Ti^{VI}$ para verificar o mecanismo de incorporação do Ti; (B) $(Ti^{VI} + Al^{IV}) \times (Al^{VI} + Si)$; (C) $Si^{IV} + [R^{2+}]^{VI} \times Al^{IV} + Al^{VI}$ para verificar a existência de substituição tschermak no mineral

Figura 3.14 - Diagrama mostrando os valores de pressões (Kbar) $X Al^T$ obtidos das hornblendas do Maciço Gollon

Figura 3.15 – Amostras de granitos no Diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971)

Figura 3.16 – Classificação das rochas do Maciço Gollon quanto ao Índice de saturação ISA e $SiO_2 \times ISA$ (índice de saturação em alumina) para amostras do Maciço Gollon

Figura 3.17 - Diagramas tipo Harker, com elementos maiores em função da SiO_2

Figura 3.18 - Diagramas tipo Harker, com elementos traço em função da SiO_2

Figura 3.19 – Amostras do Maciço Gollon em diagramas de discriminação tectônica $(Y+Nb) \times Rb$ e $(Ta+Yb) \times Rb$ (Pearce *et al.*, 1984)

Figura 3.20 - Padrões de normalização a granitos de cadeias oceânicas (ORG) de amostras do Maciço Gollon

Figura 3.21 - Amostras do Maciço Gollon nos diagramas de discriminação geotectônica das rochas magmáticas ácidas

Figura 3.22 - Espectro de elementos terras raras de amostras do Maciço Gollon, normalizados ao condrito de Nakamura (1974)

Figura 3.23 - Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) com amostras dos diques máficos.

Figura 3.24 - Padrão de elementos terras raras para amostras dos diques máficos normalizados ao condrito de Nakamura (1974).

Figura 3.25 - Amostras do dique máfico e enclave máfico posicionadas no diagrama de Pearce & Cann (1973).

Figura 3.26 - Diagrama de concórdia U-Pb LAICPMS do granodiorito Gollon

Figura 3.27 - Diagrama de concórdia U-Pb LAICPMS do monzogranito Gollon

Figura 3.28 – Comparação das razões isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ das rochas graníticas do Maciço Gollon, diques, enclave e rochas do embasamento metamórfico

Figura 3.29 - Diagrama ϵ_{Nd} versus tempo mostrando as composições isotópicas de Nd das rochas graníticas do Maciço Gollon, diques, enclave e embasamento metamórfico

Figura 3.30 - Composições isotópicas de Sr e Nd das rochas graníticas, diques, enclave e embasamento metamórfico

Figura 4.1 – Mapa geológico da área de estudo mostrando o mapeamento dos veios e o contacto das rochas graníticas com o Complexo Marañon.

Figura 4.2 - Veio Marlene mostrando detalhes de suas características em afloramento

Figura 4.3 - Veio Regina mostrando suas características em afloramento

Figura 4.4 - Veio Granada mostrando suas características em afloramento e desenhos de detalhe

Figura 4.5 - Veio Melba mostrando suas características em afloramento e desenhos de detalhe

Figura 4.6 - Veio Monica mostrando suas características em afloramento e desenhos de detalhe

Figura 4.7 – Veio Pindo mostrando suas características em afloramento e desenhos de detalhe

Figura 4.8 - Fotografias mostrando as alterações nas bordas dos veios.

Figura 4.9 - Fotografias mostrando as alterações hidrotermais misturadas com materiais supérgenos

Figura 4.10 - Fotografias ao microscópio a nicóis cruzados e paralelos em objetiva 4X de amostras hidrotermalizadas

Figura 5.1 - Modelo evolutivo para as rochas graníticas do Maciço Gollon e os veios mineralizados da região (Adaptado de Haeblerlin, 2002)

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1.1 - Roteiro de acesso a Gollon situado no Estado do Amazonas
Tabela 1.2 - Discriminação dos métodos utilizados para análise química de rocha total
Tabela 3.1 - Composição modal estimada das rochas graníticas do Maciço Gollon
Tabela 3.2 - Valores de pressão, em Kb, calculados para o resfriamento do Maciço Gollon com base no geobarômetro do Al total da hornblenda
Tabela 3.3 – Resultados dos zircões analisados da amostra GR-111
Tabela 3.4 – Resultados dos zircões analisados da amostra GR-138
Tabela 3.5 – Resultados isotópicos de Sr e Sm-Nd para amostras da área de estudo
Tabela 4.1 - Análise geoquímica de veios
Tabela 4.2 - Comparações descritivas dos depósitos de Gollon com os depósitos da Província aurífera de Pataz e outros depósitos do tipo ouro orogênicos do mundo.

RESUMO

O Maciço Gollon faz parte da porção norte do batólito cálcio-alcálico Patay-Parcoy-Buldibuyo, localizado na Cordilheira Oriental dos Andes Peruanos, no norte do Peru, hospedeiro dos principais depósitos de ouro em veios do Peru.

O Maciço Gollon constitui corpo granítico equigranular a porfirítico encaixado em rochas metamórficas do Complexo Marañon que cortam parte da seqüência vulcano-sedimentar do paleozóico. A seqüência carbonatada e as seqüências cretáceas são mais jovens que as rochas intrusivas.

As rochas graníticas do maciço são granodiorito e monzogranito com hornblenda e biotita. Magnetita, ilmenita, zircão e apatita são os minerais acessórios. Diques máficos e aplíticos cortam o maciço Gollon.

O Maciço Gollon é cálcio-alcálico, metaluminoso a peraluminoso, semelhante aos granitos do tipo I, com SiO₂ entre 59 e 68%, elevada razão MgO/TiO₂ (entre 2,6 e 3,9), K₂O/Na₂O < 1,13; 17% de Al₂O₃, 2,4-4,6% de CaO, Ba~568 ppm e Sr~168 ppm e valores intermediários de elementos terras raras com média de 135 ppm. Assemelha-se a granitos de arco vulcânico ou pós-colisionais. Sua pressão de cristalização, estimada com base no geobarômetro da hornblenda, situa-se entre 2,04 e 3,18 Kb.

Os valores T_{DM} do maciço situam-se entre 1,18 e 3,37 Ga e os de ε_{Nd} (t) são negativos, entre -3,53 a -6,39, indicando fonte crustal mais antiga para esses magmas.

Os dados geocronológicos U-Pb indicam idade de cristalização de 345,7 ± 6,9 Ma para o granodiorito no norte do maciço e de 325 ± 6,9 Ma para o monzogranito situado na porção sul do Maciço Gollon.

Os espectros retirados com o PIMA das amostras não hidrotermalizadas de granodiorito e monzogranito do Maciço Gollon não apresentam muita diferença entre si. Ocasionalmente observam-se maiores profundidades na região de absorção da ligação Al-OH no monzogranito quando comparado ao granodiorito.

As amostras hidrotermalizadas apresentam pouca diferença quando comparadas às não-hidrotermalizadas. Algumas amostras alteradas apresentam espectros com predominância de alguns minerais de alteração específicos, mas em geral a mistura espectral de minerais primários e de minerais de alteração é predominante.

O algoritmo SAM (*Spectral Angle Mapper*) foi importante para mapear os principais litotipos do Maciço Gollon. Os afloramentos do Complexo Marañon foram

mapeados com maior sucesso, devido à grande diferença espectral e mineralógica em relação aos granitos do maciço. A técnica SAM também permitiu identificar algumas áreas mineralizadas, quando utilizadas janelas de amostragem coletadas da própria imagem ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*). Áreas ainda não exploradas e que podem ser consideradas possíveis novos alvos de exploração foram distinguidas por meio da interpretação da imagem ASTER.

Os veios mineralizados do Maciço Gollon são constituídos de quartzo, calcita e óxidos de ferro. A alteração hidrotermal está representada por argilominerais na borda dos veios e clorita, calcita, sericita e quartzo secundário.

As características geológicas e petrológicas das rochas encaixantes, o tipo de alteração hidrotermal nas áreas mineralizadas e a associação espacial com terrenos metamórficos permitem sugerir que os veios auríferos de Gollon constituem depósitos de ouro orogênicos. Porém, não deve ser descartada a possibilidade de serem depósitos de ouro em veios geneticamente associados a rochas graníticas.

Palavras chave: Batólito de Pataz - Peru, Maciço Gollon, Sensor ASTER, Veios de quartzo

ABSTRACT

The Gollon Massif is part of the northern portion of the calc-alkaline Patataz-Parcoy-Buldibuyo batholith, located in the Eastern Andes Mountains, north of Peru, which hosts the main gold vein deposits of Peru.

The Gollon Massif comprises an equigranular to porphyritic granite intruded in metamorphic rocks of the Marañon complex, which crosscut part of the Paleozoic volcano-sedimentary sequence. The carbonated and the cretaceous sequences are younger than the intrusive rocks.

The granitic rocks of the massif are granodiorite and monzogranite with hornblende and biotite. Magnetite, ilmenite, zircon and apatite are accessory minerals. Mafic dikes and aplites crosscut the Gollon massif.

The Gollon massif is calc-alkaline, metaluminous to peraluminous, similar to I-type granites, with 59-68 wt.% SiO₂, high MgO/TiO₂ ratio (2.6-3.9), K₂O/Na₂O ratio < 1.13, 17 wt% Al₂O₃, 2.4-4.6 wt% CaO, Ba ~568 ppm, Sr~168 ppm, medium ΣREE (~135 ppm). It is similar to volcanic arc or post-collisional granites. Its crystallization pressure, based on hornblende geobarometer, was 2.04 to 3.18 Kb.

T_{DM} values lie between 1.18 and 3.37 Ga and ε_{Nd}(t) are -3.53 to -6.39, which indicate ancient crustal sources for these magmas.

The geochronological U-Pb data indicate crystallization age of 345.7 ± 6.9 Ma for the granodiorite of the north portion of the massif and 325 ± 6.9 Ma for the monzogranite, located in the southern area of the Gollon massif.

Data spectra collected with PIMA spectrometer of the non-hydrothermal altered granodiorite and monzogranite are not quite different. Occasionally, there occur more dips in the band of absorption of the Al-OH bond in the monzogranite when compared with the granodiorite. The altered samples are not much different from the non-altered ones. Some altered samples have spectra where some specific secondary minerals predominate, but generally the spectral mixing predominates.

The SAM (*Spectral Angle Mapper*) algorithm was important to map the main types of rocks of the Gollon massif. Nevertheless, the outcrops of the Marañon complex were mapped with greater success, due to the higher spectral and mineralogical differences in relation to the granites. The SAM technique also allowed identify mineralized areas, when windows of sampling collected from the own ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) image were used.

Areas yet not explored and that can be considered possible new exploration targets were distinguished by the interpretation of ASTER image.

The mineralized veins of the Gollon massif are composed of quartz, calcite and iron oxides. The hydrothermal alteration is represented by clay minerals on the veins borders and chlorite, calcite sericite and secondary quartz.

The geologic and petrographic characteristics of the wall rocks, the type of hydrothermal alteration in the mineralized areas and the spatial association with metamorphic terrains allow suggest that the gold veins of Gollon comprise orogenic gold deposits. Nevertheless, it can't be discharged the possibility of been vein deposits genetically related to granitic rocks.

Keywords: Pataz Batolithe - Peru, Gollon Massif, ASTER, lode-quartz

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

O maciço granítico Gollon situa-se na Cordilheira Oriental dos Andes Peruanos, no Norte do Peru, e faz parte do batólito granítico de Pataz, de idade carbonífera (Sánchez, 1995) (Figura 1.1). Intrude rochas metamórficas do Complexo Marañon (Sánchez, 2006), e cortam parte da seqüência vulcano-sedimentar do paleozóico. A seqüência carbonatada e as seqüências cretáceas são posteriores às rochas intrusivas.

Os únicos dados existentes sobre a geologia da área de estudo são parte da carta Geológica do Peru em escala 1:50.000 (Sánchez, 1995), e uma dissertação de mestrado (Sánchez, 2006). A mineralização de ouro no Maciço Gollon em superfície ocorre em veios de quartzo, calcita e óxidos de ferro com teores de ouro variáveis e foi interpretada preliminarmente como depósito do tipo orogênico (Sánchez, 2006). Não se tem dados de furos de sondagem na área.

A Província aurífera de Pataz, composta pelos distritos Buldibuyo, Pataz e Parcoy, está situada na porção sul-central do Batólito de Pataz, sendo uma das regiões auríferas mais importantes do Peru. Atualmente, várias empresas de mineração estão na província. Entretanto, o conhecimento da geologia da porção norte do Batólito de Pataz, em que está situado o Maciço Gollon, é ainda escasso. Assim, o maciço constitui alvo importante para a prospecção dos depósitos de ouro.

Este trabalho foi realizado principalmente em zonas mineralizadas do maciço Gollon. Nestas zonas, a Empresa de Mineração “Consortio Minero Horizonte S.A.” está explorando a área, e proporcionou todo o apoio logístico necessário para as etapas de campo realizadas.

Dados geológicos e petrológicos foram integrados aos dados de espectroscopia com PIMA (*Portable Infrared Mineral Analyser*), e de sensoriamento remoto usando

imagens de satélite ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission Reflection Radiometer*).

A integração de dados constitui-se importante na prospecção de depósitos minerais, principalmente em áreas novas ou pouco estudadas. O sensoriamento remoto como etapa preliminar à prospecção geológica detalhada serve de apoio na procura de novos alvos mineralizados. A definição de tipos de alterações hidrotermais, associações mineralógicas e ambientes de formação do depósito, leva a proposta de modelos prospectivos que posteriormente poderá ser aplicada na procura de novos alvos em áreas que apresentem as mesmas características geológicas.

Este trabalho constitui o primeiro estudo geológico de detalhe nas regiões mineralizadas do Maciço Gollon que envolve integração de dados de sensoriamento remoto, geologia e petrologia avançada para proposição de modelo metalogenético e seleção de potenciais alvos para prospecção mineral.

1.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O maciço Gollon situa-se na Cordilheira Oriental dos Andes Peruanos, no Estado do Amazonas, norte do Peru. Localiza-se entre as coordenadas UTM do DATUM WGS 1984: NORTE 9262000 – 9244000 e LESTE 168000 – 180000. Corresponde à banda M e fuso número 18. Possui altitude média de 2800 m (Figura 1.1).

A zona de estudo é acessível desde Lima pela estrada Panamericana Norte, seguindo pela estrada principal Trujillo-Cajamarca, ou via aérea diretamente Lima-Cajamarca, e desde Cajamarca segue-se para Balzas e depois Chanchillo pelas estradas secundárias, as quais são o único acesso para a área de estudo. O acesso final até o povoado de Gollon é feito à cavalo (Tabela 1.1), (Figura 1.2).

Tabela 1.1 - Roteiro de acesso a Gollon situado no Estado do Amazonas

Desde	Até	Estrada	Tipo de Estrada
Lima	Trujillo	Panamericana Norte	Estrada asfaltada
Trujillo	Cajamarca	Estrada Principal	Estrada asfaltada
Cajamarca	Celendin	Estrada Secundaria	Estrada sem asfalto
Celendin	Balzas	Estrada Secundaria	Estrada sem asfalto
Balzas	Chanchillo	Estrada Secundaria	Estrada sem asfalto
Chanchillo	Gollon	Estrada Secundaria	Acesso a cavalo

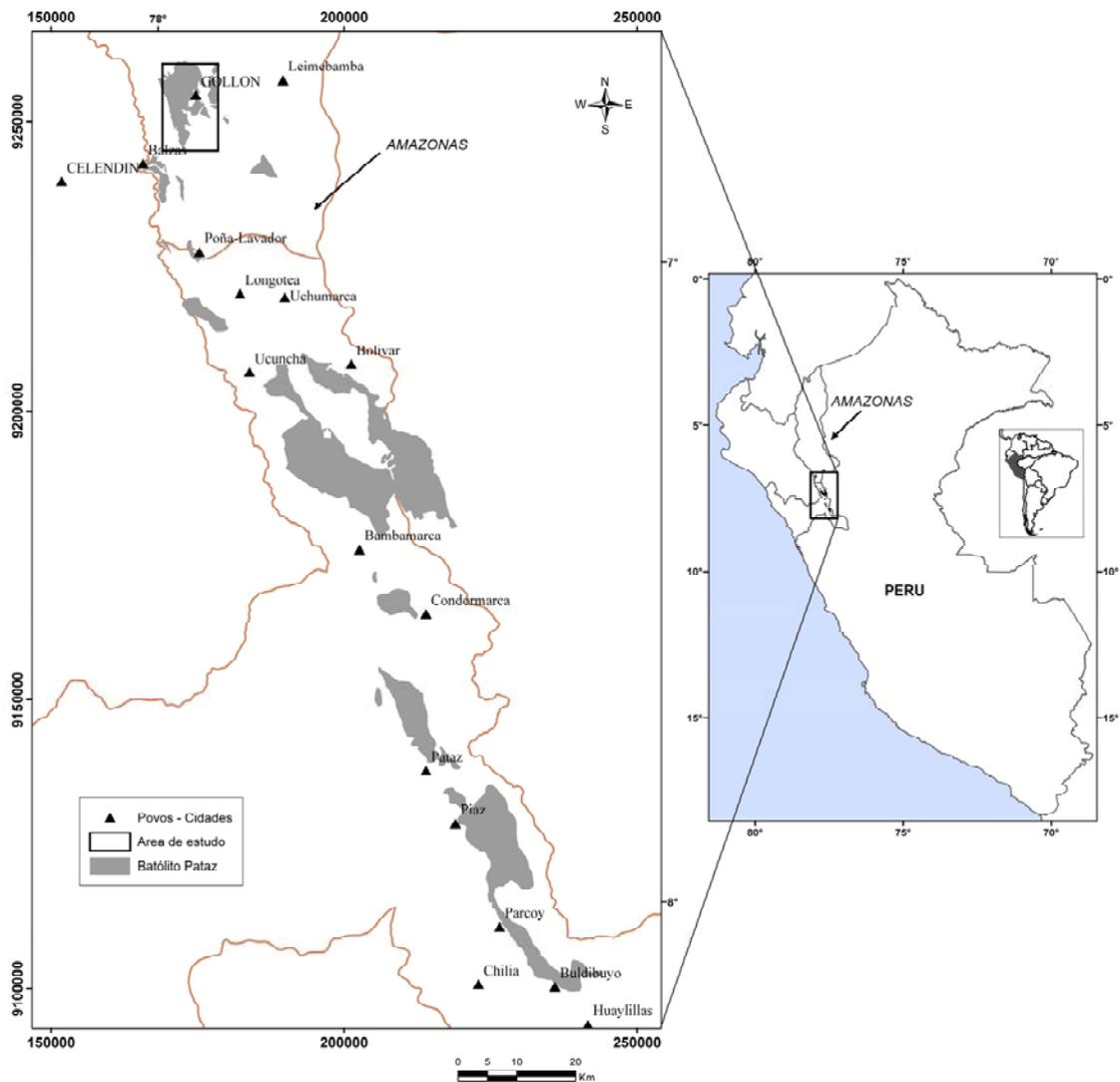


Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo

1.3 - ASPECTOS FISIOGRAFICOS E CLIMÁTICOS

O relevo da zona de estudo é acidentado, típico dos Andes, com altitudes entre 2200m e 3900m (Figura 1.3). Os rios mais importantes são Gollon e Illabamba, que deságua no rio Marañon. O rio Marañon, principal coletor da drenagem na região, localiza-se fora da área de estudo próximo à porção oeste. O rio Marañon corre longitudinalmente à Cordilheira Oriental em sentido NW-SE, formando o vale mais profundo da área. A drenagem é dendrítica a subparalela. Quebras e rios menores são característicos em toda região.

O clima tem duas variações, com épocas de chuva (novembro a abril) e épocas de seca (maio a outubro). As temperaturas são variadas segundo a época, flutuando entre 0°-5 °C até 25°-27° C.

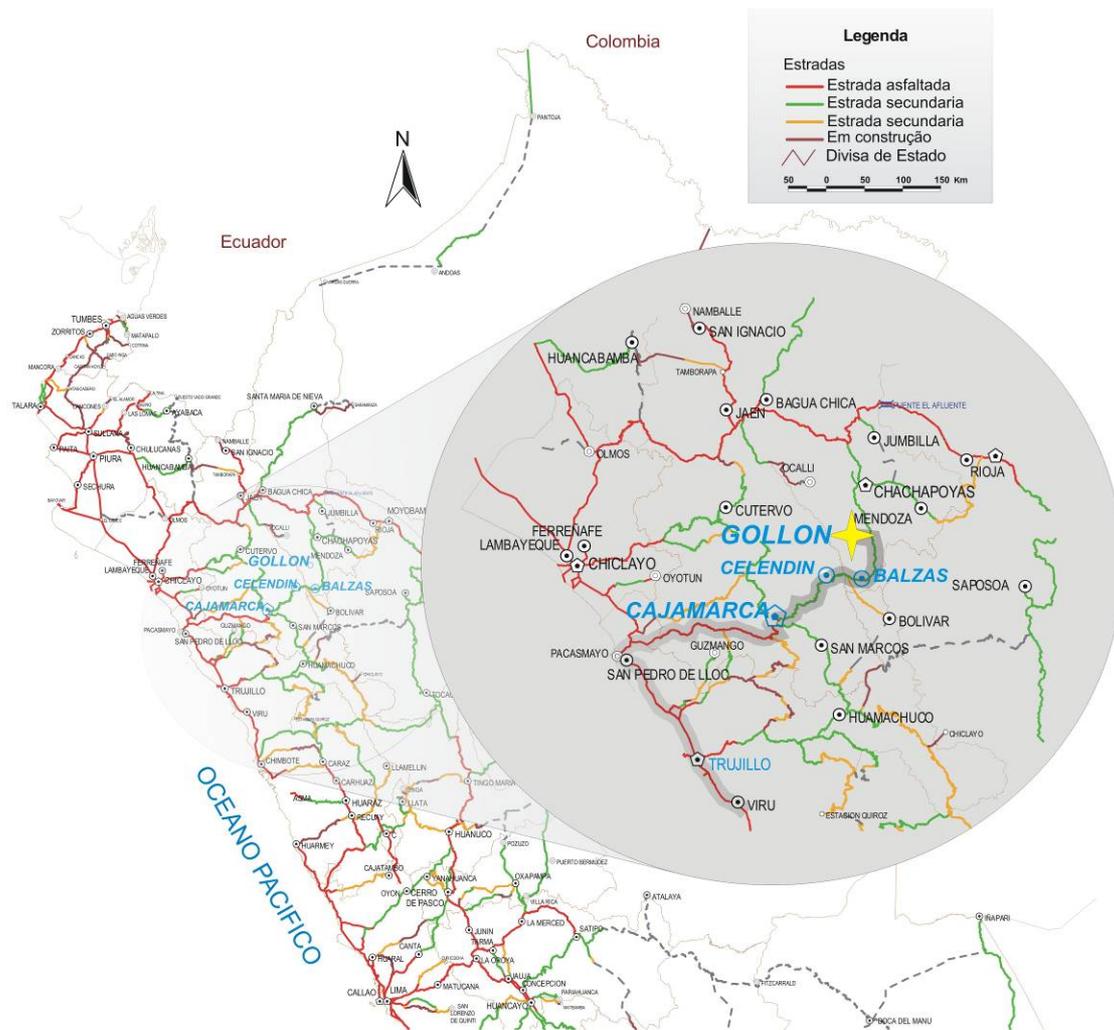


Figura 1.2 - Mapa de vias de acesso (modificado do Ministério de Transportes e Telecomunicações do Peru).

1.4 - VEGETAÇÃO

Na época de chuva a vegetação é mais abundante e verde. Corresponde principalmente ao tipo grama da serra e pequenos arbóreos conhecidos localmente como huarangos (*Acacia macracantha*), tayas (*Caesalpine spinosa*), alisos (*Alnus jorullensis*), eucaliptos (*Eucalyptus globulus*) e outros. Devido às diferenças de altitude, a vegetação varia segundo os micro-climas e temperaturas. Porém nas zonas mais próximas ao Rio Marañon, onde a altitude diminui, a vegetação é mais espaçada e seca, excetuando as margens do rio. Na época de seca, a vegetação é menos abundante, e se encontram geralmente restos de vegetação verde nos pequenos vales e em áreas úmidas.

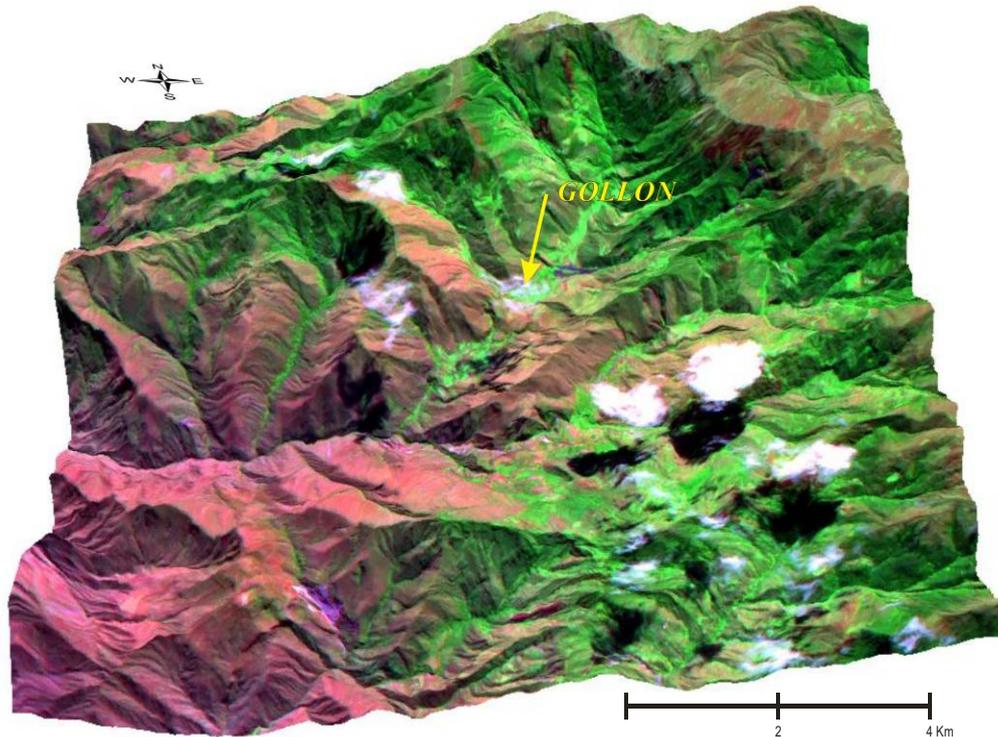


Figura 1.3 - Modelo Digital do Terreno (MDT), mostrando o relevo da área de estudo. MDT gerado da imagem ASTER sobre a composição de falsa cor AST7=R, AST4=G, AST1=B.

1.5 - OBJETIVOS

Este trabalho objetivou integrar dados de geologia, petrologia, espectroscopia e processamento de imagens ASTER para a caracterização e estabelecimento de modelo prospectivo dos depósitos de ouro situados no maciço granítico Gollon, visando a contribuir para a prospecção destes depósitos e de depósitos semelhantes na região.

Para alcançar os objetivos gerais, os seguintes objetivos específicos foram realizados:

1. Utilização do sensor ASTER no mapeamento das rochas graníticas e das áreas mineralizadas e interpretação dos dados qualitativos de espectroscopia de reflectância com PIMA;
2. Caracterização geológica e petrológica das rochas do maciço Gollon;
3. Integração de dados e proposição de modelo prospectivo para a mineralização de ouro.

1.6 - MATERIAIS E MÉTODOS

Para alcançar os objetivos propostos, foram utilizados dados cartográficos, geológicos, petrológicos, de imagens de satélite do sensor ASTER e dados de espectrorradiometria obtidos em laboratório, conforme a metodologia abaixo:

- a) Os dados cartográficos foram os de topografia, drenagem, vias de acesso e localização de cidades, distritos e povoados. Foram utilizados mapas geológicos regionais da INGEMMET na escala 1:50.000 (Sánchez, 1995), mapas de geologia local e regional da Empresa “Consortio Minero Horizonte S.A”.
- b) Foram realizadas duas etapas de campo. A primeira em junho de 2005, teve duração de 30 dias. A segunda ocorreu em agosto de 2006, com duração de 10 dias.
- c) Os dados petrológicos para a caracterização do maciço granítico foram obtidos conforme descrito a seguir:
 - Petrografia detalhada de amostras de granito e de diques, utilizando o microscópio petrográfico Olympus BX-61, no laboratório de microscopia do IG/UnB;
 - Obtenção de dados de química mineral por microsonda eletrônica, no IG/UnB, em equipamento *CAMECA SX50* com 4 espectrômetros WDS e um EDS KeveX. Os cristais analisadores disponíveis (TAP, LIF, PET e PC2) permitem que sejam dosados todos os elementos químicos com número atômico superior a 4, ou seja, a partir do elemento Boro. Os padrões utilizados foram os comercialmente fornecidos pela CAMECA.
 - Obtenção de dados de difratometria de Raios X em amostras selecionadas, no IG/UnB. A preparação das amostras para análise difratométrica seguiu a metodologia básica do Laboratório de DRX-IG-UnB, que consiste na moagem da amostra e preparação de lâminas. O difratômetro utilizado é um *Rigaku-D/MAX-2 A/C* com tubo de cobre e filtro de Ni, operando com 40 kv e 20 ηA. Esta etapa foi realizada sob a supervisão da Professora Edi Mendes Guimarães.
 - Moagem em panela de ágata de 26 amostras para análises de elementos maiores, traços e terras raras no laboratório ACME (*Analytical Laboratories/Canadá*), conforme metodologia apresentada na tabela 1.2.
 - Obtenção de idades U-Pb, Duas amostras de granito foram selecionadas para a investigação da idade de cristalização do maciço granítico Gollon, pelo método

^{235}U - ^{207}Pb em zircão. As determinações isotópicas foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília-UnB. O equipamento utilizado foi o *Laser Ablation* (LA)-ICP MS multi-colector, que utiliza um laser de corrente concentrada para vaporizar pequenas quantidades de amostra de zircão contidas numa cela fechada. O material evaporado é transportado em gás Hélio (gás transportador), desde a cela até o ICP-MS para a quantificação isotópica. O instrumento tem incorporado um microscópio, que permite obter imagem de alta resolução, o que facilita a localização dos diferentes grãos de zircão da amostra. A separação dos zircões foi feita pelo pessoal do laboratório de geocronologia do IG-UnB.

As condições analíticas foram as seguintes: Padrão usado: **GJ 1**; Método de varredura: linear (2x)/ pré-ablation; Diâmetro do laser: 30 μm ; Energia (%): 32%; Energia J/cm^3 : 0.15; Frequência: 12 Hz; Tempo de aquisição: 10 segundos; Fluxo de Argônio: 0.903; Fluxo de Hélio: 0.4

- Análises de Sm-Nd e Rb-Sr foram realizadas em 12 amostras de rocha total no Laboratório de Geocronologia da UnB. As amostras selecionadas foram: granodiorito, monzogranito, diques máficos, diques de aplito e enclave máfico. As análises Sm-Nd foram feitas segundo o método descrito por Gioia & Pimentel (2000). Entre 70 e 100 mg de pó de amostra foram misturados com uma solução traçadora mista (*spike*) de ^{149}Sm - ^{150}Nd e dissolvidos em cápsulas Savillex. A extração dos elementos lantanídeos foi feita por técnicas convencionais de troca iônica em colunas de quartzo, usando resina BIO-RAD AG-50W-X8. As extrações de Sm e Nd foram realizadas em colunas de teflon empacotadas com resina LN-Spec (resina líquida HDEHP-ácido di-ethylhexil fosfórico impregnada em pó de teflon). As frações de Sr, Sm e Nd foram depositadas em arranjos duplos de filamentos de rênio. As razões isotópicas foram determinadas em espectrômetro de massa multicoletor Finnigan MAT 262 em modo estático. As incertezas para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são menores do que 0,01% (2σ) e, para as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, são melhores do que $\pm 0,2\%$ (1σ) e $\pm 0,005\%$ (1σ) respectivamente, baseadas em análises repetidas dos padrões BHVO-1 e BCR-1. As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ são normalizadas para o valor de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219 e a constante de desintegração (λ) usada é $6,54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$. Os resultados foram processados utilizando-se o programa ISOPLOT/Ex 3

(Ludwig 2007). Os valores de T_{DM} foram calculados utilizando o modelo DePaolo (1981).

Tabela 1.2 - Discriminação dos métodos utilizados para análise química de rocha total.

MÉTODO DE ANÁLISE	ELEMENTOS DOSADOS (limite de detecção)
ICP-ES Fusão com $\text{LiBO}_2/\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$	SiO_2 (0,02%), Al_2O_3 (0,03%), Fe_2O_3 (0,04%), CaO (0,01%), MgO (0,01%), Na_2O (0,01%), K_2O (0,04%), MnO (0,01%), TiO_2 (0,01%), P_2O_5 (0,01%), Cr_2O_3 (0,001%).
Forno LECO	C (0,01%), S (0,01%).
ICP-MS Fusão com $\text{LiBO}_2/\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$	Ba (0,5 ppm), Be (0,5 ppm), Co (0,5 ppm), Cs (0,1 ppm), Ga (0,5 ppm), Hf (0,5 ppm), Nb (0,5 ppm), Rb (0,5 ppm), Sn (1 ppm), Sr (0,5 ppm), Ta (0,1 ppm), Th (0,1 ppm), U (0,1 ppm), V (5 ppm), W (0,1 ppm), Y (0,1 ppm), Zr (0,5 ppm), La (0,5 ppm), Ce (0,5 ppm), Pr (0,02 ppm), Nd (0,4 ppm), Sm (0,1 ppm), Eu (0,05 ppm), Gd (0,05 ppm), Tb (0,01 ppm), Dy (0,05 ppm), Ho (0,05 ppm), Er (0,05 ppm), Tm (0,05 ppm), Yb (90,05 ppm), Lu (0,01 ppm).
ICP-MS Digestão com água régia	Au (0,5 ppb), Ag (0,1 ppm), As (0,1 ppm), Bi (0,1 ppm), Cd (0,1 ppm), Hg (0,1 ppm), Mo (0,1 ppm), Ni (0,1 ppm), Pb (0,1 ppm), Sb (0,1 ppm), Se (0,5 ppm), Tl (0,1 ppm), Zn (1 ppm).

e) Para o sensoriamento remoto e espectroscopia, utilizaram-se:

- Imagem ASTER do nível 1B, obtidas em 30/06/2001, com ID AST_LIB_003_06302001154117_07082001073351, que compreenderam as bandas 1 a 3 do *Visible e Near-infrared* (VNIR – 400 a 1000 nm) e as bandas 4 a 9 do *Shortwave Infrared* (SWIR – 1000 a 2500 nm).
- O espectrorradiômetro portátil PIMA SP (*Portable Infrared Mineral Analyser*) marca Integratéd Spectronics, versão 2.2, do laboratório de sensoriamento remoto do IG/UnB, para aquisição de dados espectrais no laboratório, de amostras coletadas no campo. O instrumento opera na região do espectro eletromagnético de 1300 a 2500nm e adquire dados em intervalos espectrais de 2 nanômetros. O instrumento PIMA SP não necessita de iluminação solar, pois

utiliza fonte de iluminação independente. Para a calibração das medidas, o aparelho utiliza um padrão de referência interno composto de uma placa de ouro. O instrumento gerou curvas espectrais de reflectância, que foram armazenadas como arquivos binários individuais. Para a visualização e interpretação dos espectros obtidos de amostras selecionadas foram utilizados os programas ENVI 4.2 (*Environment for Visualizing Images*) e PIMA VIEW 3.1.

- Foram utilizados os seguintes aplicativos e programas nas etapas de pré-processamento, processamento de imagens e análise digital dos dados conforme discriminado a seguir: 1) ENVI 4.2 para o pré-processamento da imagem ASTER, sendo que este converte os dados originais deste sensor de radiância para superfície de reflectância com o algoritmo FLAASH (*Fast Line of Sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes*). A conversão foi realizada no INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). O ENVI 4.2 foi também utilizado para a geração do modelo digital de elevação (DEM) e mapas temáticos. 2) ARC GIS 9.1, utilizado na digitalização dos dados cartográficos e geológicos e na integração de dados finais.

1.7 - GEOLOGIA REGIONAL

1.7.1 - EVOLUÇÃO TECTÔNICA E LITOESTRATIGRÁFICA DA PORÇÃO NORDESTE DO PERU

A Cordilheira dos Andes é a principal característica morfológica do Continente Sul-americano (Jaillard *et al.*, 2000), e pode ser dividida em três segmentos de distintas orientações: a) segmento Colombiano-Equatoriano NNE-SSW (12°N-5°S), que inclui parte da porção Norte do Peru desde a deflexão de Huancabamba até a Venezuela, b) segmento Peruano NW-SE com comprimento aproximado de 2000 km (5°S-18°S) e inclui parte do Norte da Bolívia até a deflexão de Arica, no Chile, e, c) segmento Chileno N-S (18°S-56°S) (Jaillard *et al.*, 2000).

A migração da placa de Nazca ao leste contra a Placa Sul-americana deu lugar à formação dos Andes. Os principais eventos tectônicos ocorridos nos Andes Peruanos foram o Ciclo Caledoniano, o Ciclo Hercínico e o Ciclo Andino (Carlier *et al.*, 1982)

O ciclo Caledoniano, que aconteceu entre o Ordoviciano e o Devoniano, tem pouco registro nos Andes Peruanos (Palacios *et al.*, 1995). O Ciclo Hercínico, com

idade de 550 até 220 Ma (Carlier *et al.*, 1982), pode ser interpretado como uma série de diferentes processos e eventos compressoriais com plutonismo sintectônico que aconteceram durante o final do Paleozóico nos Andes (Jaillard *et al.*, 2000). O ciclo tectônico Andino é composto pela Fase Peruana, que aconteceu no Cretácico superior (80 M.A.), Fase Inca do Terciário Inferior (35-30 M.A.), Fase Quechua (12-15 M.A.) e outras fases tectônicas menos expressivas no Terciário e começo do Quaternário (Benavides, 1999).

Na porção Norte do Peru, a Cordilheira dos Andes divide-se em duas subunidades: a Cordilheira Ocidental e a Cordilheira Oriental, separadas pela depressão interandina (Palacios *et al.*, 1995). Na Cordilheira Oriental, as rochas mais antigas são metamórficas, pertencentes ao Complexo Marañon, produto de metamorfismo regional de fácies xisto verde a anfíbolito (Sánchez, 2006) que ocorreu durante o Neoproterozóico. O metamorfismo afetou seqüências sedimentares pelíticas associadas às formações vulcânicas, tendo como resultado xistos e gnaisses. Desenvolveu-se provavelmente no Meso-neoproterozóico, finalizando um evento orogênico importante ocorrido ao final do Neoproterozóico, há aproximadamente 600 Ma (Dalmayrac *et al.*, 1988). Acima do complexo Marañon foi definida uma seqüência metavulcânica meta-sedimentar com metamorfismo de fácies xisto verde. Superimposta a esta, depositou-se a formação pelítica Contaya (Sánchez, 2006).

O Paleozóico Superior é representado pelo Grupo Ambo, do Carbonífero Inferior, que consiste de seqüências detríticas-vulcânicas dispersas em todo o Peru, consideradas como depósitos relacionados à fase orogênica Eohercínica (Megard, 1978). A formação do grupo Ambo, que é um magmatismo bimodal com deposição de sedimentos continentais e marinhos, associa parte da formação vulcânica Lavasen (Sánchez, 2006). A formação Lavasen foi anteriormente descrita como parte do Mesozóico (Haeberlin, 2002; Schreiber *et al.*, 1990).

Após a deformação Eoherciniana aconteceu uma etapa importante de magmatismo calci-alcálico (Carlier *et al.*, 1982), em que houve o soergimento dos granitos pertencentes ao Batólito de Patáz, do qual faz parte o maciço de Gollon.

Do Permiano Superior até o Triássico Inferior houve a formação do Grupo Mítu, que compreende sedimentação continental e magmatismo efusivo e intrusivo, resultantes de regime distensivo (Dalmayrac *et al.*, 1988) associado à fase Tardihercinica (Megard, 1978).

Durante o Triássico ocorreu a subsidência do continente e uma transgressão marinha, que deu lugar ao início do ciclo Andino (Dalmayrac *et al.*, 1988) e à sedimentação do calcário do Grupo Púcara, que se estendeu até o Jurássico.

Após a deposição do Grupo Púcara, desenvolveu-se a Cordilheira Oriental no Mesozóico e Cenozóico, com pouca sedimentação em comparação aos correlatos no lado Oeste da Cordilheira (Schreiber *et al.*, 1990). Essa deposição no Neocomiano até início do Cretáceo resultou na formação do Grupo Goyllarisquizga, das formações Inca-Chulec-Pariatambo e da formação Pulluicana. Essas formações desenvolveram-se em duas estruturas do tipo graben (Schreiber *et al.*, 1990).

Finalizando a sedimentação marinha do Cretáceo Superior, ocorreu um soerguimento que originou forte erosão e acumulação de camadas vermelhas, denominadas Formação Chota, no Oeste do geoanticlinal do Marañon (Benavides, 1999). A sedimentação continental continuou até o Mioceno-Eoceno com a formação de uma série de seqüências sedimentares. A Fase Quéchua é uma fase posterior de compressão, que reativou falhas pré-existentes, e causou o imbricamento destas falhas ao oeste do rio Marañon (Wilson & Reyes, 1964). Essa fase ocasionou soerguimento considerável da zona interandina e da Cordilheira, e originou processos erosivos responsáveis pela morfologia atual dos Andes Peruanos (Steinmann, 1929).

1.7.2 - GEOLOGIA DA AREA DE ESTUDO

O Maciço Gollon compreende granitos encaixados em rochas metamórficas do Complexo Marañon (Sánchez, 2006). A seqüência carbonatada e as seqüências cretáceas são posteriores às rochas intrusivas.

A geologia da área compreende rochas neoproterozóicas, paleozóicas, mesozóicas e cenozóicas (Figura 1.4). As principais unidades litoestratigráficas separadas por discordâncias (Sánchez, 2006) são as seguintes (Figura 1.5):

- Complexo Marañon
- Unidades Paleozóicas (Paleozóico Inferior até Triássico Inferior)
- A seqüência Carbonatada do Triássico Superior – Jurássico Inferior
- E as seqüências cretáceas.

1.7.2.1 - COMPLEXO MARAÑON

O Complexo Marañon é composto por rochas metamórficas, metavulcânicas e intrusivas, constituindo o embasamento da região (Sánchez, 2006). O complexo foi estudado inicialmente na região de Pataz (Wilson & Reyes, 1964) e ao sudoeste, ao longo do rio Marañon. Sanchez (2006) descreve o Complexo como sendo formado principalmente por filitos cinzas e verdes e, subordinadamente por xistos micáceos e xistos grafíticos, gnaisses graníticos, e, raramente paragnaisses, gnaisses migmatíticos, xistos, anfíbolitos e algumas apófises de rochas intrusivas. Os afloramentos do Complexo Marañon estão limitados por falhas regionais de direção NW-SE (Sánchez, 2006).

Pela posição estratigráfica, embaixo das rochas cambriano-ordovicianas, e datações K/Ar de 600 Ma (Dalmayrac *et al.*, 1988), o Complexo Marañon é considerado como tendo-se formado no Neoproterozóico.

1.7.2.2 - UNIDADES PALEOZÓICAS

A) FORMAÇÃO CONTAYA

Na base da Formação Contaya ocorrem rochas metassedimentares e metavulcânicas com metamorfismo de baixo grau, tais como quartzitos, mármore, calcários, metapelitos e metarenitos (Sánchez, 2006). Os pelitos e metapelitos são pretos a cinza escuro em camadas delgadas, as quais se intercalam com camadas, também delgadas, de quartzito. Menos freqüente tem-se arcóseos cinzas a negros de grão fino (Newell e Tafur, 1943; Sánchez, 1995; Wilson & Reyes, 1964).

Fósseis descritos por Wilson & Reyes (1964) na região de Pataz permitiram obter idade para a Formação Contaya, Ordoviciana inferior a médio.

B) GRUPO AMBO

O Grupo Ambo é constituído por arenitos feldspáticos cinza-esverdeados, pelitos e conglomerados. Os pelitos estão intercalados com os arenitos. Os conglomerados são bem compactos, de cor cinza esverdeado, sub-arredondados a sub-angulosos. Com fragmentos de rochas metamórficas, arenitos e rochas vulcânicas (Sánchez, 1995;

Wilson e Reyes, 1964). O grupo Ambo também tem molassas pós-tectônicas de cores cinza, verde e marrom resultante da erosão de relevos pré-carboníferos (Sánchez, 2006). Sánchez (2006) descreve seqüências almofadadas que pertencem ao Grupo Ambo, concluindo que o Grupo Ambo compreende sedimentos continentais marinhos associados a vulcanismo bimodal basáltico-andesítico e riódacítico, do tipo marinho a continental, que envolve parte da Formação Lavasen.

Com relação à posição estratigráfica, evidência paleontológica encontrada por Wilson & Reyes (1964) e Sánchez (1995) forneceram idade carbonífera inferior.

C) FORMAÇÃO LAVASEN

A formação Lavasen é composta de rochas vulcânicas com pequenas intercalações sedimentares. Consiste de rochas piroclásticas de natureza dacítica a riolítica e, em menor proporção, composições andesíticas. Compreende brechas, corpos subvulcânicos e algumas lavas porfiriticas com cores cinza, verde e rosa; (Sánchez, 1995; Wilson & Reyes, 1964).

A formação Lavasen situa-se estratigraficamente embaixo do grupo Mitu e interdígita-se com o Grupo Ambo. É interpretada, porém, como sendo do Carbonífero (Sánchez, 2006).

D) GRUPO MITU

O grupo Mitu encontra-se preenchendo as bacias alongadas paralelas ao padrão estrutural geral dos Andes Peruanos NW-SE e em afloramentos dispersos (Noble *et al.*, 1978). Este grupo é produto de sedimentação continental e magmatismo efusivo e intrusivo relacionado ao levantamento do terreno, porém teve erosão como resultado de um regime de extensão (Dalmayrac *et al.*, 1988) numa estrutura do tipo graben e com formação de rift (Noble *et al.*, 1978). Os sedimentos continentais são vermelhos, compostos por arenitos, argilitos e conglomerados polimícticos, com intercalação de rochas piroclásticas e brechas polimícticas (Sánchez, 2006) principalmente de composição riolítica (Noble *et al.*, 1978).

O contato superior do Grupo Mitu é uma discordância de ângulo variável com o Grupo Pucará, e, segundo Sánchez (2006), tem posição estratigráfica no Permiano Médio e Triássico Médio (Sánchez, 2006).

C) GRUPO PULLUICANA

A característica deste Grupo é formar relevos abruptos e escarpas devido à resistência à erosão (Sánchez, 1995). Formado por calcáreos biomicritos e calcáreos argilosos, em camadas tabulares e com superfícies de estratificação ondulada (Sánchez, 1995; Sánchez, 2006). A partir do conteúdo fossilífero este grupo recebeu idade de Albiano Tardio a Cenomaniano Médio (Sánchez, 1995).

1.7.2.5 - DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS

Estes depósitos encontram-se cobrindo parcialmente as seqüências litoestratigráficas. Em geral são formados por depósitos fluvioglaciares, fluviais e aluviais.

1.7.2.6 - ROCHAS INTRUSIVAS

As rochas intrusivas do Maciço Gollon são representadas por granitos, cortado por diques máficos e aplíticos. O maciço granítico de Gollon faz parte do Batólito de Pataz. Estes corpos plutônicos pertencem à faixa de rochas intrusivas da Cordilheira Oriental. Os corpos intrusivos ocorrem em afloramentos descontínuos ao longo da Cordilheira Oriental e paralelo ao Rio Marañon (Sánchez, 2006), com orientação NW-SE (Figura 1.1). O Batólito de Pataz tem importância metalogenética no norte do Peru.

Sánchez (1995) obteve idade de $346,8 \pm 7,3$ Ma (K/Ar em biotita) para o Maciço Gollon. As datações feitas no Batólito de Pataz resultaram em idades U/Pb em zircão de 329 ± 1 Ma (Vidal *et al.*, 1995) e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotita de $328,1 \pm 1,2$ Ma e de $329,2 \pm 1,4$ Ma, para granodiorito e monzogranito respectivamente (Haeberlin, 2002). Com base nesses e outros dados foi sugerida a prolongação do batólito até o norte nos estados de La Libertad (intrusivo Bolívar) e Amazonas (Maciço de Gollon) (Haeberlin, 2002; Sánchez, 1995), além das características morfo-estruturais e litológicas similares. Outros corpos intrusivos menores são associados ao batólito.

As rochas cortam as seqüências metamórficas do Complexo Marañon e parte da seqüência vulcano-sedimentar do Paleozóico (Haeberlin, 2002; Sánchez, 2006).

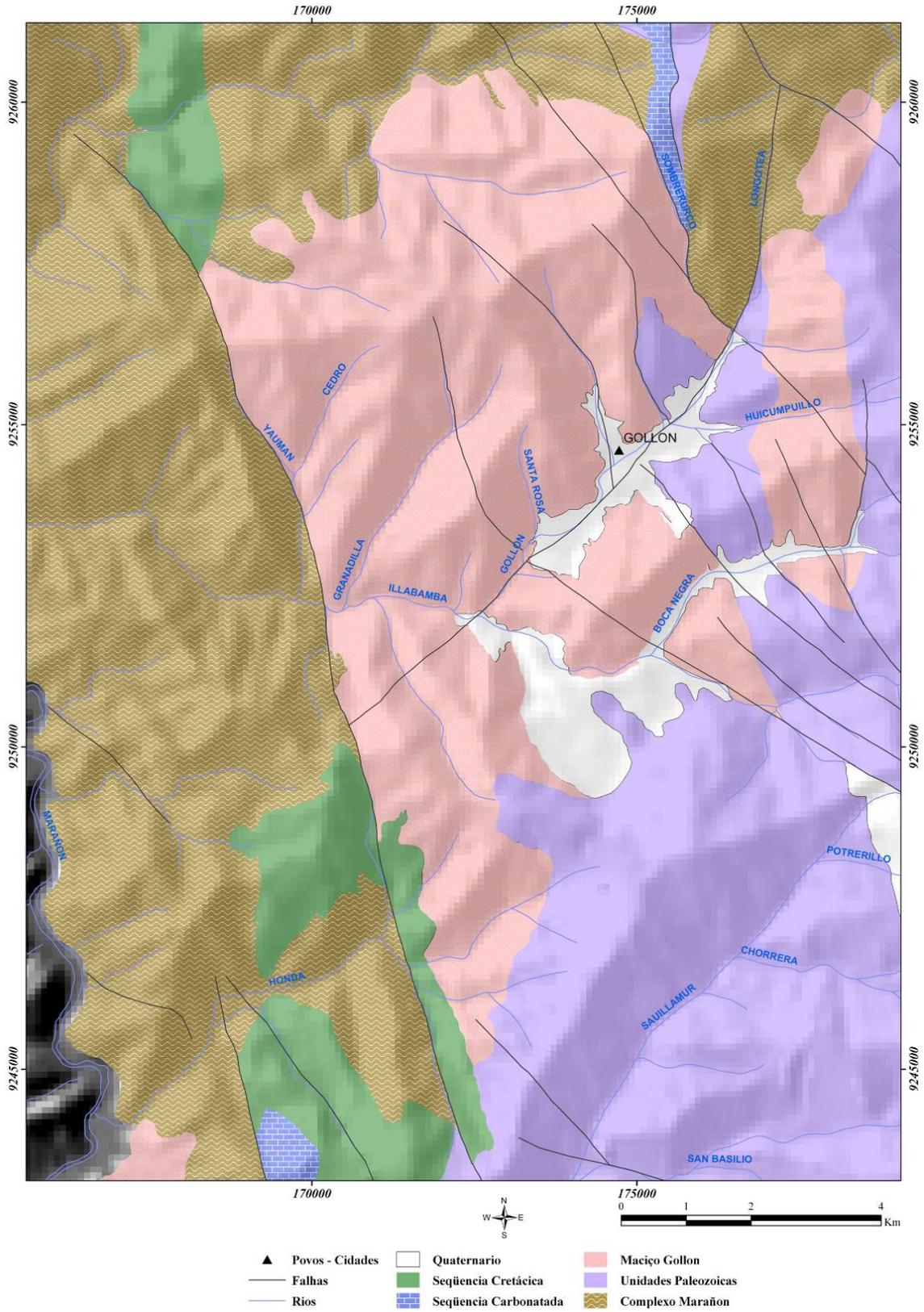


Figura 1.4 - Mapa Geológico da área de estudo (modificado de C.M. Horizonte)

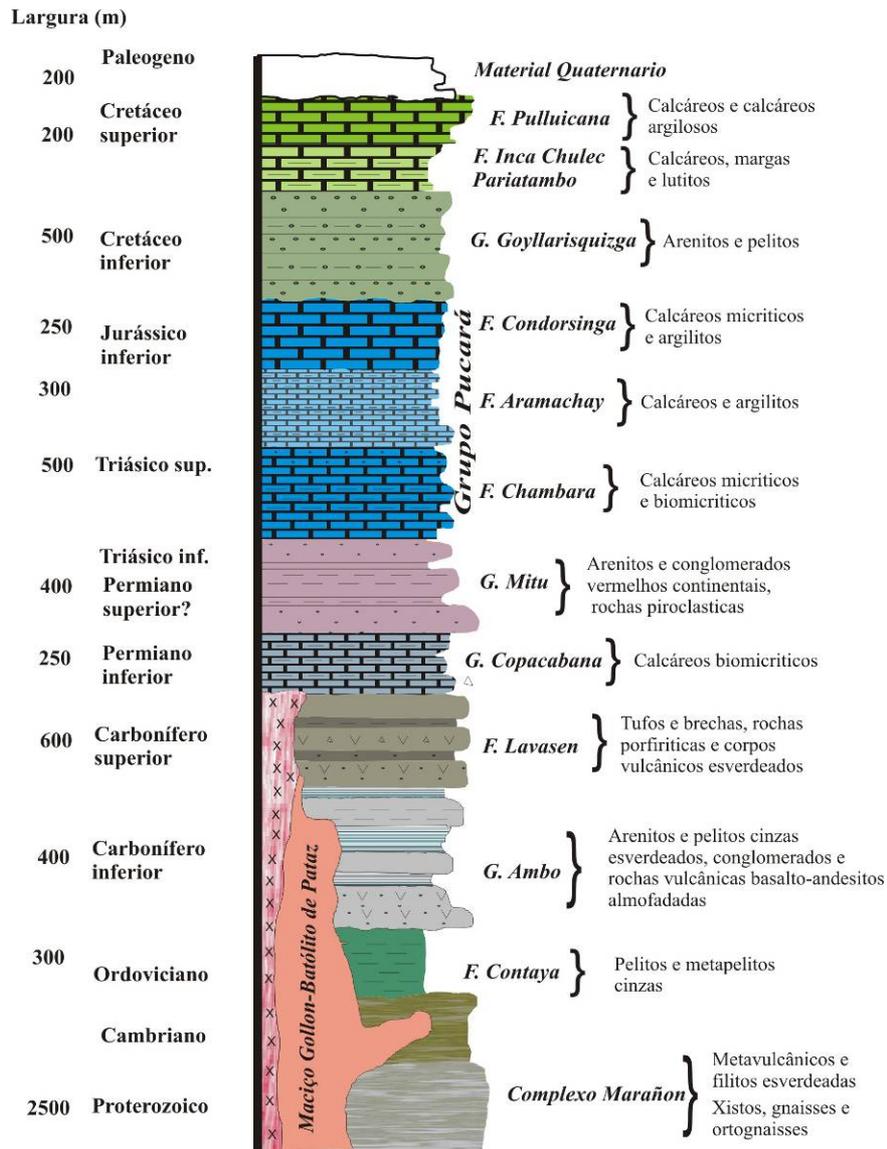


Figura 1.5 - Coluna estratigráfica regional; modificada de Sánchez (2006)

1.8 - BREVE HISTÓRICO DA PROVÍNCIA AURÍFERA DE PATAZ E MINERALIZAÇÃO NO MACIÇO DE GOLLON

A Província Aurífera de Patáz possui extensão de 160 km na Cordilheira Oriental dos Andes do Norte do Peru e é conhecida pelos veios e filões contendo associação de quartzo-sulfetos (Schreiber *et al.*, 1990). Sua lavra remonta da época dos Incas (séculos XV e XVI). Os maiores veios têm direção NNW, situados em um *trend* estrutural de 1 a 3 km de largura aproximadamente (Haerberlin, 2002).

Durante os últimos 100 anos, mais de 16 minas subterrâneas distribuídas nos distritos de Pataz, Parcoy e Buldibuyo extraíram 6 milhões de onzas de ouro e estima-se que os recursos atinjam até 40 milhões de onzas (Haerberlin, 2002).

Alguns estudos da mineralização no maciço Gollon e em outros corpos intrusivos a Sul (Bolívar) (Sánchez, 1995; Sánchez, 2006); reconheceram as seguintes áreas como as mais importantes: a) Área Chalabamaba-Molinete a 10 Km a Sudoeste de Bolívar; b) Área Lavador a 12 km ao Sudeste do povoado de SanVicente; e c) Área Gollon ao redor do povoado de Gollon.

No Maciço Gollon há evidências de antigos trabalhos de garimpeiros a oeste do povoado de Gollon. A mineralização presente no Maciço Gollon está representada por veios de quartzo com orientação NW 25°-50° SE e inclinação 30°-70° NE, limitados por falhas regionais (Sánchez, 2006). Em geral os veios em afloramentos e trincheiras são de 0.10 m até 1.00 m de largura.

Segundo os poucos estudos feitos na área, a mineralização de ouro foi reportada preliminarmente como do tipo orogênico, tomando também como referência o fato de o Maciço de Gollon ter relação genética com as mineralizações encontradas na região de Pataz-Parcoy (Sánchez, 2006).

CAPÍTULO II

DETECÇÃO DE ZONAS MINERALIZADAS NO MACIÇO GOLLON – NORTE DO PERU, ATRAVÉS DA UTILIZAÇÃO DE DADOS DO SENSOR ASTER E ESPECTRORADIOMÉTRICOS

RESUMO

O Maciço Gollon localiza-se no norte do Peru da província aurífera de Pataz, no estado de Amazonas, e é composto por granitos e granodioritos semelhantes ao Batólito de Pataz. O Maciço Gollon é hospedeiro de veios de quartzo auríferos em sistemas paralelos. Estas zonas mineralizadas abrangem a área de estudo. Os veios chegam até superfície sendo parcialmente recobertos uma capa pouco espessa de solo, pouca vegetação e material coluvial.

O objetivo deste trabalho foi identificar as áreas mineralizadas nas imagens ASTER através da aplicação do algoritmo *Spectral Angle Mapper* (SAM), considerando o comportamento espectral dos minerais de alteração das zonas mineralizadas representadas pelos veios.

O algoritmo SAM conseguiu identificar pontualmente algumas porções mineralizadas, quando utilizados espectros de referência retirados da própria imagem, bem como identificaram novos alvos. Estes possíveis alvos podem ser futuras áreas de explorações.

Palavras chaves: Spectral Angle Mapper, Sensor ASTER, Maciço de Gollon, Veios de Quartzo, Batólito de Pataz.

2.1 - INTRODUÇÃO

A Província aurífera de Pataz é constituída pelos distritos Pataz, Parcoy e Buldibuyo localizada na porção sul do Batólito de Pataz e representa uma das regiões auríferas mais importantes do Peru. O Maciço de Gollon, situado na porção norte do Batólito de Pataz (Figura 2.1), ainda pouco estudado, constitui-se alvo importante para a prospecção aurífera e tem despertado o interesse de várias empresas de mineração.

A utilização de técnicas aplicadas com sucesso a dados de sensores remotos multiespectrais para o realce de zonas de alteração hidrotermal foram, por exemplo, nos depósitos Cu-pórfiro no sul do Peru (Tapia, 2002) e na Patagônia (Ducart, 2004). Nestes dois casos, as técnicas *Spectral Angle Mapper* (Boardman & Kruse, 1994), e MTMF (*Mixture Tuned Matched Filtering*, RSI 2003) foram aplicados em imagens ASTER e LandSat ETM+ sobre áreas com expressiva alteração hidrotermal. Cabe ressaltar que o mapeamento destas zonas foi precedido de trabalhos de campo em áreas pilotos, onde foram coletadas amostras para coleta dos dados espectrorradiométricos.

No entanto, as técnicas de sensoriamento remoto com imagens ASTER apresentam maior dificuldade quando aplicadas em depósitos com uma alteração hidrotermal tênue, como é o caso dos depósitos tipo veios encaixado no Maciço de Gollon. Os halos de alteração hidrotermal nas áreas mineralizadas não são expressivos com pouca diferença com a rocha encaixante.

Neste estudo, foram obtidas as curvas espectrais de amostras representativas dos halos de alteração das zonas mineralizadas, utilizando-se PIMA SP (*Portable Infrared Mineral Analyser*). Posteriormente, estas curvas foram re-amostradas para a resolução do sensor ASTER com intuito de se mapear os ambientes mineralizados conhecidos, bem como novas áreas alvos. Para tanto, aplicou-se vários algoritmos disponíveis na literatura tais como SAM, MTMF e SFF.

A topografia da área de estudo desempenha uma função importante no mapeamento das zonas mineralizadas, porque auxilia na dispersão do material superficial.

Isto facilita a identificação desta dispersão, que é localizada nas imagens através de uma mistura espectral que se modifica em função do avanço do material coluvionar. Em função desta variação, não foi mapeado uma predominância de um mineral de alteração específico, mas sim se conseguiu mapear algumas áreas mineralizadas e a dispersão dos seus materiais constituintes.

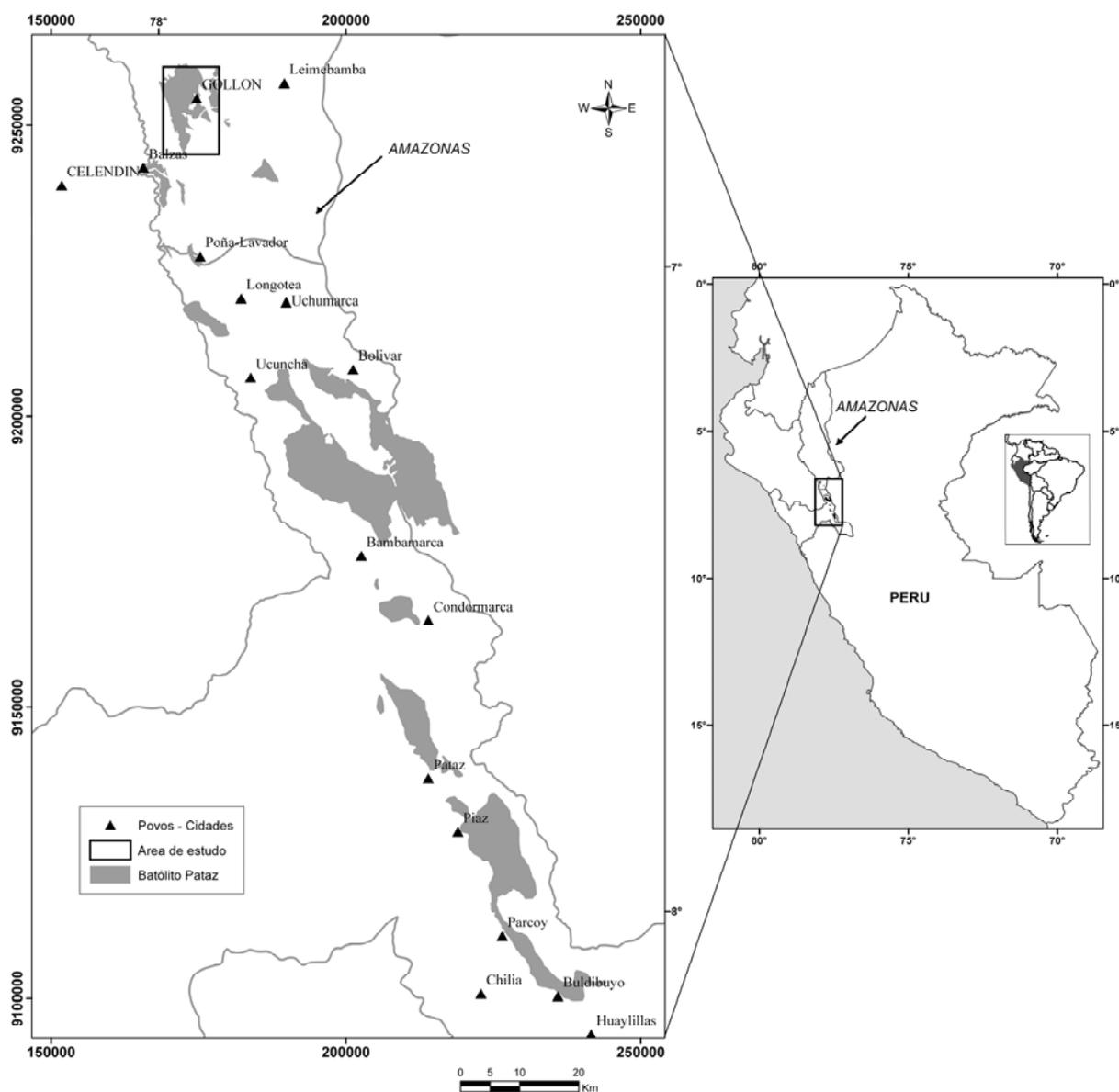


Figura 2.1-Mapa de localização do Batólito de Pataz, a sul do mapa, a Província Aurífera de Pataz, e a norte do mapa, o Maciço de Gollon. Observe os afloramentos descontínuos com trend NW no Batólito.

2.2 - GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

A região de estudo situa-se no Maciço de Gollon, norte do Peru, onde afloram da as seguintes unidades litoestratigráficas (Sanchez 2006) (Figura 2.2), a saber: Complexo Marañon; Unidades Paleozóicas; Maciço Granítico Gollon; Seqüência carbonatada do Triássico superior – Jurássico inferior e Seqüências Cretáceas.

O Complexo Marañon é composto por rochas metamórficas, metavulcânicas e intrusivas, representando o embasamento da região. Afloram filitos cinzas e verdes com alguns xistos micáceos e xistos grafitosos, gnaisses graníticos, e menos freqüentemente

paragneisses, gnaisses migmatíticos, xistos, anfíbolitos e algumas apófises de rochas intrusivas.

As unidades paleozóicas são representadas, da base para o topo, pela formação Contaya, grupo Ambo, formação Lavasen e Grupo Mitu. Essas unidades em geral são constituídas por rochas metasedimentares, metavulcânicas, sedimentares e vulcânicas.

O Maciço Granítico Gollon (Batólito de Pataz) é composto por granodiorito e monzogranito cortado por diques de andesito e aplito e enclaves máficos;

A seqüência carbonatada do triássico superior – jurássico inferior é representada pelo grupo Púcara, constituída de calcáreos e dolomitos. Já as seqüências Cretáceas são representadas pelo Grupo Goyllarisquizga, Formação Inca-Chulec-Pariatambo e Grupo Pulluicana. Estes grupos e formações são formados por rochas sedimentares principalmente com seqüências clásticas e seqüências carbonatadas.

O Batólito de Pataz apresenta afloramentos descontínuos ao longo da Cordilheira Oriental, com orientação NW-SE paralela ao Rio Marañon. Um dos afloramentos na porção norte do batólito é o Maciço Gollon, constituído de granodiorito e monzogranito. Ele está encaixado em rochas metamórficas do Complexo Marañon e em rochas metasedimentares e vulcânicas pré-intrusivas do paleozóico.

A seqüência carbonatada e as cretáceas são posteriores à intrusão. O maciço granítico apresenta estruturas em diques de andesitos e aplitos. Dados geocronológicos mostram idades de $346,8 \pm 7,3$ Ma (K/Ar em biotita), apontando uma idade do carbonífero para o Maciço Gollon (Sanchez, 1995).

2.2.1 - MINERALIZAÇÃO AURÍFERA NO MACIÇO GOLLON

A mineralização presente no Maciço Gollon é representada por veios compostos de bandas de quartzo leitoso massivo, quartzo acinzentado brechado, calcita e óxidos de ferro com intercalações múltiplas de rocha granítica em bandas. Geralmente os veios estão associados com diques máficos. Os minerais de alteração hidrotermal presentes nas rochas encaixantes são argilominerais, clorita, calcita, sericita e quartzo, e compreendem halos paralelos à orientação dos veios de pouca largura (<1,50m) (Figura 2.4).

As análises químicas indicam teores de 0,32 até 6,26 ppm de Au, numa amostragem não sistemática. Na etapa de campo realizada foram observados vários veios os quais apresentam orientação NW20°-50°SE e inclinação 30°-70°NE, com espessura

variando de 0,2 m até 2,00 m. Os veios paralelos possuem em média 5 km de largura e são paralelos aos contatos regionais do maciço com o Complexo Marañon (Figura 2.2).

2.2.2 - LINEAMENTOS ESTRUTURAIIS

A interpretação estrutural da área de estudo foi realizada com base nos dados obtidos em campo, também com dados fornecidos pela empresa “*Consortio Minero Horizonte S.A.*”, e com dados de lineamentos obtidos na interpretação visual de imagens derivadas dos sensores ASTER, Landsat/ ETM+ e SRTM (Figura 2.5).

Na área de estudo, existem dois tipos principais de famílias de fraturas e falhas. A primeira e a mais predominante com orientação NW-SE e a segunda com direção NE-SW.

Os dados estruturais de campo (orientações dos veios e falhas) e os lineamentos interpretados nas imagens foram integrados e auxiliam na interpretação do padrão estrutural regional com *trend* N10°-60°W, com concentração dos lineamentos preferencialmente entre N20°-50°W. O segundo grupo de direção N30-40E não é tão expressivo quanto o padrão anterior (Figura 2.3).

O Maciço Gollon e o Batólito de Patáz apresentam uma forma alongada e orientação NNW-SSE e são mapeados em afloramentos descontínuos associadas com estruturas de primeira ordem, a saber: lineamentos Marañon e Carrizales. As feições NW-SE encontradas sugerem esforços extensionais pre-intrusivos, com formação de estruturas extensionais, extensionais-cisalhadas e de cisalhamento (Sibson, 2000), ocasionados pela orogenia Herciniana (Lineamentos Marañon e Carrizales) (Haeberlin, 2002; Sánchez, 2006).

As estruturas Marañon e Carrizales têm direção N-S a NNW-SSE em escala regional (Figura 2.5). Os veios se formam em estruturas de primeira e segunda ordem em sistemas extensionais e extensionais-cisalhadas, chamadas estruturas híbridas, considerando um regime rúptil-ductil a rúptil (Sibson, 2000).

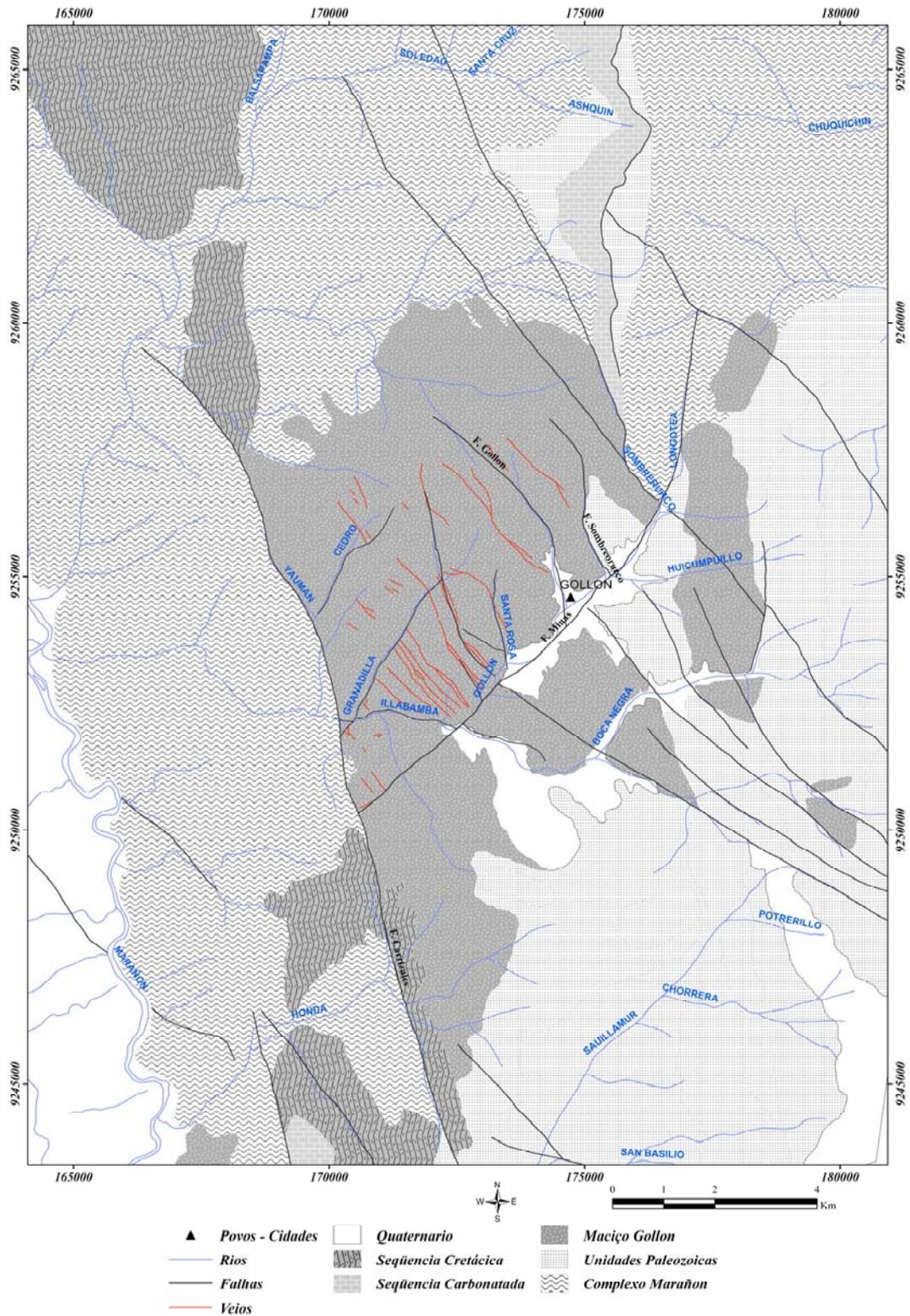


Figura 2.2 - Mapa Geológico da área de estudo. Notar a distribuição paralela dos veios auríferos com direção NW.

A deformação está intimamente associada a fases finais da orogenia Hercínica e à orogenia Andina (Benavides, 1999) e deu lugar à formação de falhas que deslocam os veios. Dobras situadas ao sul-oeste da área de estudo com eixos NW-SE, mostram a tendência regional (Sánchez, 2006).

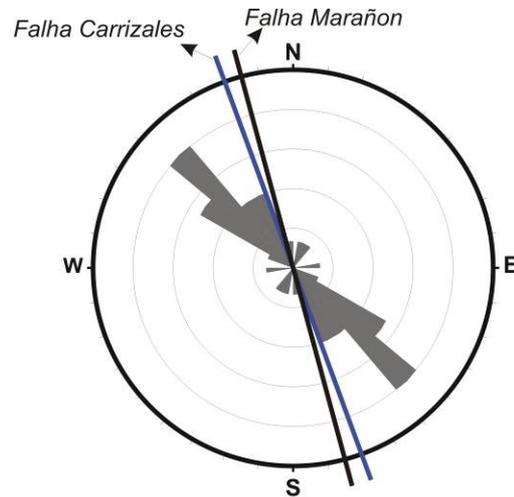


Figura 2.3 - Diagrama em roseta representando os principais lineamentos da região e a orientação geral das falhas que controlam as estruturas mineralizadas e os afloramentos do Batólito de Pataz.

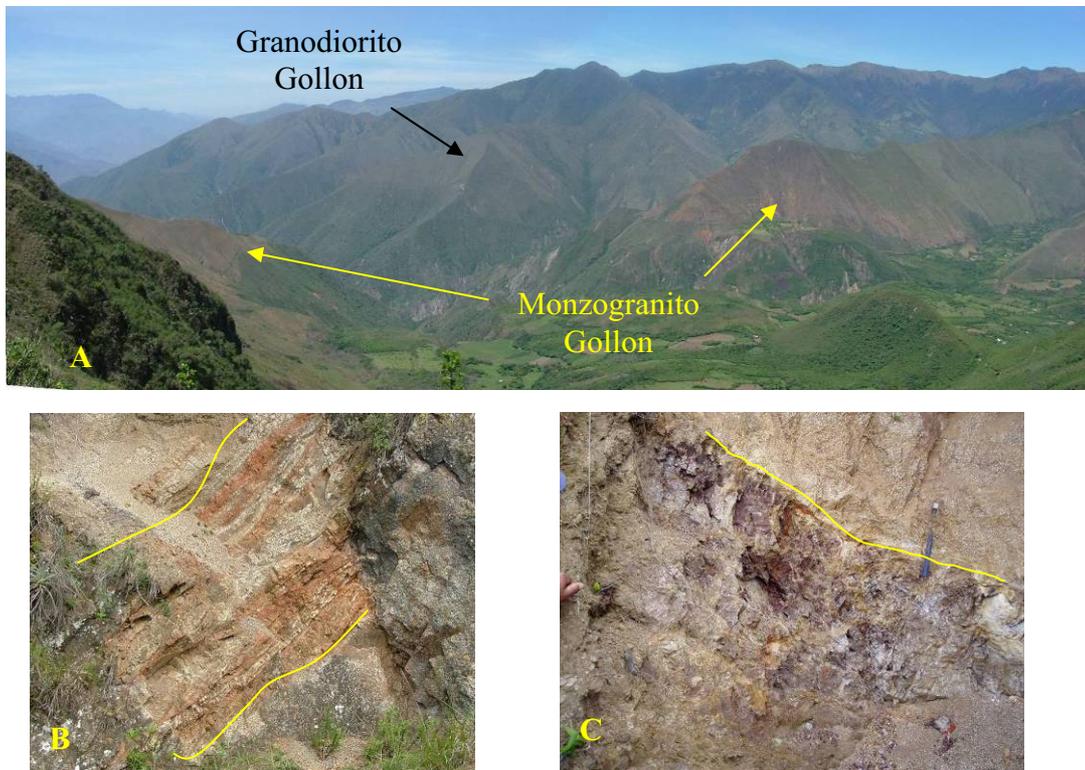


Figura 2.4 - Fotografias da área de estudo ilustrando em (A) as características do Monzogranito e Granodiorito de Gollon no relevo e na topografia. Em B e C observam-se os veios mineralizados com quartzo-calcita e óxidos de ferro.

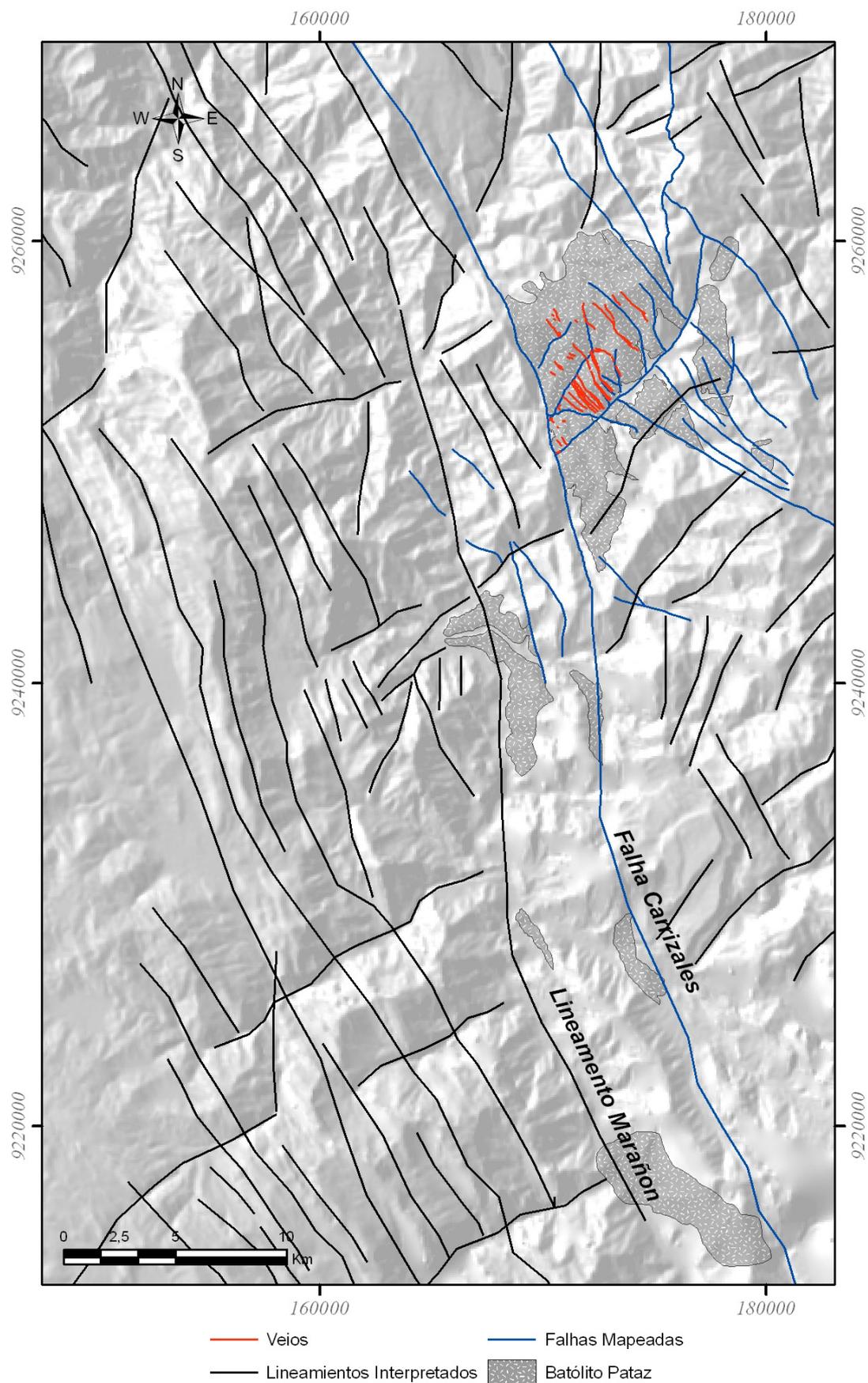


Figura 2.5 - Imagem do Modelo digital de terreno da área de estudo integrada com os afloramentos mapeados no Batólito de Patate e com as principais estruturas e lineamentos da região.

2.3 - MATERIAIS E MÉTODOS

Para o presente trabalho foram efetuados análises radiométricas das amostras utilizando o radiômetro PIMA, balizados por estudos de petrografia e raios-X, e pelo processamento digital da imagem do sensor ASTER.

2.3.1 - ANÁLISE RADIOMÉTRICA

A espectrorradiometria de reflectância é uma técnica que descreve a energia eletromagnética refletida da superfície dos objetos em diferentes comprimentos de onda em forma de um gráfico que se denomina de curva de reflectância espectral (Meneses *et al.*, 2001). Para a análise radiométrica foi utilizado o espectrômetro *Portable Infrared Mineral Analyser* (PIMA) SP, marca *Integrated Spectronics*, versão 2.2. O instrumento opera na região do espectro eletromagnético de 1300 a 2500nm e adquire dados em intervalos espectrais de 2nm. O PIMA não necessita de iluminação solar, pois utiliza uma fonte de iluminação independente. Para a calibração das medidas é utilizado um padrão de referência interno composto de uma placa de ouro.

A curva espectral de cada amostra foi obtida pela média de três ou quatro medidas de reflectância. Os programas ENVI 4.2 (*The Environment for Visualizing Images*) e PIMAVIEW 3.1 foram utilizados na visualização e interpretação dos espectros. Com o propósito de realçar as feições de absorção foi utilizada a técnica da remoção do contínuo (Pontual *et al.*, 1997).

A análise radiométrica foi realizada para (a) rochas não hidrotermalizadas - rochas afastadas da mineralização, e com ausência de alteração hidrotermal visível; (b) rochas hidrotermalizadas - amostras de rocha imediata aos veios mineralizados, apresentam alteração hidrotermal visível como a argilização e no microscópio argilização, e presença de minerais como clorita, calcita, sericita e quartzo.

Os espectros obtidos pelo PIMA foram re-amostradas para a resolução espectral do sensor ASTER com o propósito de comparar com os espectros das imagens e utilizar técnicas e algoritmos de detecção.

2.3.2 - PROCESSAMENTO DIGITAL DA IMAGEM ASTER

No presente trabalho utilizou-se os dados do sensor ASTER de nível 1B datados de 30/06/2001. Foram utilizadas as três bandas do visível e infravermelho próximo (VNIR – 400 a 1000 nm) e as seis bandas do infravermelho de ondas curtas (SWIR – 1000 a 2500 nm).

2.3.2.1 - CORREÇÃO ATMOSFÉRICA DA IMAGEM ASTER

A correção atmosférica da imagem ASTER foi realizada no INPE pelo método FLAASH (*Fast Line of Sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes*) (Adler-Golden *et al.*, 1998), desenvolvida pela *Spectral Sciences, Inc.*, em colaboração com AFRL (*Air Force Research Laboratory*) e SITAC (*Spectral Information Technology Application Center*).

O programa FLAASH utiliza o código de transferência radiativa MODTRAN-4 (*Moderate Resolution Atmospheric Radiance and Transmittance Model*). O MODTRAN foi criado para aumentar a resolução espectral do LOWTRAN de 20 cm^{-1} para 2 cm^{-1} , utilizando um modelo de banda molecular mais sensível (Berk *et al.*, 1989). A formulação do MODTRAN teve como objetivo: (a) apresentar um algoritmo com melhor resolução espectral; (b) modelar a absorção atmosférica molecular como função da temperatura e pressão; (c) calcular parâmetros de modelos de banda para 12 moléculas; e (d) proporcionar a integração do LOWTRAN 7 em novos algoritmos.

Desta forma, o MODTRAN elimina os efeitos atmosféricos incluindo vapor de água atmosférica, oxigênio, dióxido de carbono, metano, ozônio, e espalhamento molecular e aerossóis. A correção é realizada individualmente para cada pixel da imagem.

2.3.2.2 - DETECÇÃO DOS MEMBROS FINAIS

Os membros finais consistem nos elementos puros na imagem que, por mistura, formam todos os demais espectros presentes na imagem (Carvalho-Júnior *et al.*, 2003). Apesar da detecção dos membros finais, inicialmente, ter sido desenvolvida para os sensores hiperespectrais, passou a ser empregada em sensores multiespectrais. Os algoritmos usados para detectar os membros finais implicitamente ou explicitamente

assumem a geometria do conjunto convexo (Bateson & Curtiss, 1996; Boardman & Kruse, 1994).

No presente trabalho é utilizado o modelo de redução da dimensão espectral (*Minimum Noise Fraction* - MNF). Esse método visa eliminar os fatores redundantes espaciais da imagem (Figura 06), para depois aplicar um classificador espectral.

A transformação MNF é usada para determinar a dimensionalidade espectral inerente aos dados, segregar o ruído e reduzir os requisitos computacionais para o processamento subsequente (Green *et al.* 1988). Essa técnica utiliza duas transformações em cascata, baseada na análise por principais componentes (APC), sendo que a primeira transformação usa a matriz de co-variância estimada de ruído para remover a correlação interbandas e escalonar o ruído. O ruído contido nos resultados deste primeiro passo tem variância unitária. O segundo passo é uma segunda APC que minimiza a fração do ruído (Boardman & Kruse, 1994). Para propósito do processamento espectral posterior, a dimensionalidade inerente dos dados é determinada por exame dos autovalores e das imagens associadas (Green *et al.*, 1988). O espaço dos dados pode ser dividido em duas partes: uma parte associada com autovalores elevados e imagens com pouco ruído, e outra, complementar, com autovalores próximos a unidade e com imagens dominadas pelo ruído usando somente as porções coerentes. O ruído é separado dos dados, o que melhora os resultados do processamento espectral (Kruse, 1996). Uma importante propriedade da transformação MNF é sua independência das mudanças de escala da imagem, devido a sua dependência de relação sinal/ruído (Green *et al.*, 1988).

Neste estudo foram utilizadas sete bandas, as quais não estão dominadas pelo ruído ou ainda apresentam informação. As bandas 8 e 9 (MNF 8 e MNF 9) foram eliminadas por conterem ruído (Figura 2.6).

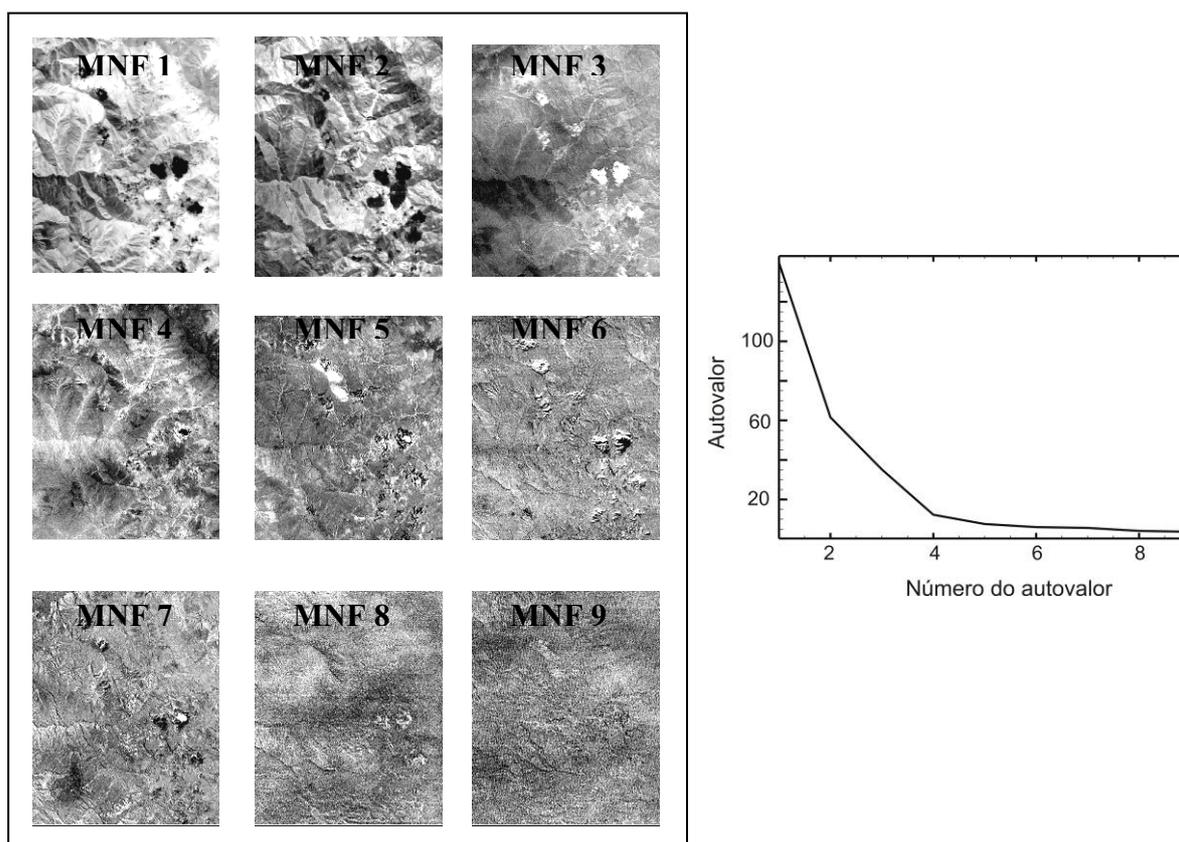


Figura 2.6 - Resultado obtido após a aplicação do filtro MNF na imagem ASTER. Apresenta-se ainda o gráfico de autovalores e seu número de autovalor (número de banda) correspondente. Observa-se que as bandas MNF8 e MNF9 contêm apenas ruído.

2.3.3.3 - CLASSIFICAÇÃO ESPECTRAL

Para auxiliar no processamento de imagens de satélite foram desenvolvidas técnicas de classificação espectral que se baseiam na similaridade entre os espectros de um conjunto de materiais de referência, ou membro final, e as curvas espectrais correspondentes a cada *pixel* da imagem. Apesar de terem sido testados vários classificadores, apenas com o SAM (*Spectral Angle Mapper*) obtiveram-se resultados relevantes.

A) SAM

O método SAM (Kruse *et al.*, 1993) permite um rápido mapeamento, considerando a similaridade entre o espectro de um *pixel* e de um material de referência. O espectro de referência pode ser tanto de laboratório quanto de campo, de uma biblioteca espectral ou extraído da própria imagem. O algoritmo determina a similaridade entre dois espectros

através do cálculo do ângulo formado entre eles, tratando-os como vetores em um espaço de dimensionalidade correspondente ao número de bandas (nb). A figura 2.7 apresenta uma representação simplificada desta operação considerando um espectro de referência (r) e outro de teste (t). As linhas conectando cada ponto do espectro com a origem contêm todas as posições possíveis para o material, em termos de iluminação. Desta forma, o ângulo entre os vetores é o mesmo, indiferente do grau de sombreamento ou iluminação.

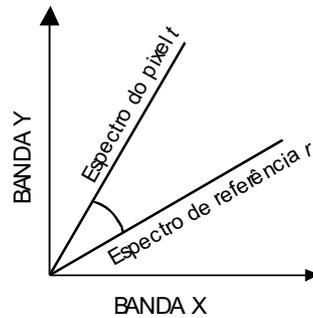


Figura 2.7 - Gráfico dos espectros de referência (r) e espectro do pixel (t). O ângulo entre os dois vetores constitui o ângulo espectral α cujo valor é inversamente proporcional à similaridade espectral entre os espectros (Modificado de Kruse *et al.*, 1993).

Considerando duas bandas, representadas bidimensionalmente como dois pontos constata-se que quanto menor for o ângulo entre os dois vetores maior será a sua similaridade. O algoritmo SAM generaliza essa interpretação geométrica para o espaço n -dimensional.

A formulação matemática do SAM é expressa pela seguinte equação:

$$\alpha = \cos^{-1} \left(\frac{\sum_{i=1}^n t_i r_i}{\sqrt{\sum_{i=1}^n t_i^2 \sum_{i=1}^n r_i^2}} \right)$$

Onde n é igual ao número de bandas. Esta medida de similaridade é insensível aos fatores de ganho porque o ângulo entre os dois vetores é invariante em relação aos comprimentos dos vetores. Como resultado, espectros de laboratório podem ser diretamente comparados aos espectros de reflectância de superfície dos *pixels*, os quais inerentemente apresentam um fator de ganho desconhecido relacionado a efeitos de iluminação devidos à topografia (Kruse *et al.*, 1993).

No processamento do método SAM foi utilizado tanto às curvas espectrais das rochas obtidas em laboratório como os dos membros finais da imagem.

2.4 - RESULTADOS DA ESPECTRORRADIOMETRIA

2.4.1 - DESCRIÇÃO DAS ROCHAS NÃO-HIDROTHERMALIZADAS

Para o presente estudo foram analisadas as amostras de rocha não hidrotermalizadas de granodiorito, monzogranito e do Complexo Marañon. Também foram analisadas amostras de rocha saprolitizada do granodiorito e monzogranito, para estudar as diferenças e os efeitos que o intemperismo ocasiona nas rochas frescas.

O granodiorito fresco possui uma cor branca acinzentada, quando intemperizado possui cor escura a branco amarelada. A rocha é holocristalina, fanerítica, com os cristais de tamanho médio, equigranular e/ou megaporfirítica. Os principais minerais presentes são: a) quartzo, caracterizado por extinção ondulante e cristais anedrais (8-10%); b) plagioclásio, podendo apresentar alteração tênue (50-60%); c) microclina, podendo estar alterado levemente e possui macla da periclina (2-5%); d) anfibólios, (hornblenda), levemente cloritizado e epidotizado (10-15%); e) biotita que pode apresentar-se cloritizada com sericita e prenita nos planos de clivagem (15-20%). Os minerais acessórios são: zircão (<1%); apatita (<1%); e minerais opacos (magnetita, titanita) (<1%). Os minerais secundários são provenientes de alteração tênue por cloritização, sericitização, argilização, carbonatação, epidotização (0-5%).

O monzogranito é uma rocha em superfície fresca de cor branca para rosado-acinzentado e na superfície intemperizada possui cor branca rosa para pardo escuro. A rocha é holocristalina, fanerítica, com os cristais de tamanho médio, equigranular e/ou megaporfirítica. Os principais minerais presentes são: a) quartzo, anedral, extinção ondulante (12-15%); b) plagioclásio, que pode estar argilizado, sericitizado e carbonatado, apresenta macla polissintética (30-35%); c) microclina pode estar sericitizada e argilizada, apresenta macla de periclina (20-30%); d) biotita pode estar cloritizada com sericita nos planos de clivagem (10-15%); e e) ortoclásio, pode estar sericitizado e argilizado, possui macla de Carlsberg (2-5%). Os minerais acessórios são: zircão (<1%); apatita (<1%); e minerais opacos (<1%). Ocorre pequena porcentagem de minerais provenientes de alteração por cloritização, sericitização, argilização, carbonatação, epidotização (0-5%). O monzogranito se diferencia do granodiorito por não possuir hornblenda.

2.4.1.1 - ANÁLISE RADIOMÉTRICA DAS ROCHAS NÃO-HIDROTERMALIZADAS E SAPROLITOS

O comportamento espectral de amostras de rocha é dependente da mistura espectral dos minerais presentes. Assim, é necessário saber como individualmente cada mineral se comporta espectralmente, a fim de se poder avaliar o controle que exercem nos padrões das curvas espectrais.

O quartzo e o plagioclásio são caracterizados por não possuir bandas de absorção diagnósticas no VNIR e SWIR e apresenta altos valores de reflectância, mas pela presença de inclusões no quartzo e no plagioclásio podem apresentar bandas de absorção em 1400nm e 1900nm correspondentes a H₂O (Hunt & Salisbury, 1970).

O feldspato potássico caracteriza-se por: (a) presença de uma larga banda próxima a 1300nm devido à presença do íon ferroso; (b) fracas bandas em 1900nm e 2500nm devido à inclusão de água, (c) banda em 2200nm devido à ligação Al-OH, todas estas bandas são devidas a uma incipiente alteração (Hunt et al., 1973). Estes três minerais anteriormente descritos estão presentes nas amostras analisadas (Figura 2.8) ocasionando bandas de absorção em 1410nm conjuntamente com 1915nm corresponde à hidroxila OH, e presença de H₂O. E também bandas de absorção de Al-OH em 2200nm, devido à presença de plagioclásios e feldspato potássico nas rochas graníticas que resulta da alteração incipiente destes minerais.

A hornblenda apresenta queda na intensidade a partir de 0,4nm em direção ao azul devido à larga banda de absorção próxima de 700nm e 1000nm pela presença de Fe férrico e ferroso; e (b) presença das bandas proveniente da hidroxila em 1400nm (baixa intensidade); 2330nm e 2400nm por presença de MgOH (Hunt *et al.*, 1973).

A biotita apresenta uma larga banda de absorção entre 600nm até 1500nm com uma acentuada queda no azul, devido à presença dos íons do ferro (férrico e ferroso) (Hunt & Salisbury, 1970), também apresenta pequenas bandas de absorção em aproximadamente 2350nm pela presença de MgOH e bandas em 2750 e 2850 pela presença de OH (Clark *et al.*, 1990). Estas duas últimas bandas não podem ser vistas devido a região que abrange o PIMA até 2500nm.

Estes dois minerais citados, quando se apresentam levemente cloritizados ou epidotizados, além das bandas de absorção antes descritas, mostram bandas de absorção nas rochas em 2230-2295nm pelo íon FeOH, e em 2300-2360nm pelos íons MgOH e CO₃ (Pontual *et al.*, 1997) (Figura 2.8).

As curvas espectrais das rochas frescas e dos saprolitos apresentam feições de absorção coincidentes, podendo ser diferenciadas parcialmente pelo grau de intemperismo. As amostras de saprolitos apresentam maior reflectância (em percentagem - %) pela presença de argilas, além que tem bandas de absorção com maior profundidade em 1900nm em comparação com as rochas frescas indicando a presença mais forte de H₂O.

Quando a profundidade da Al-OH é maior que da H₂O, interpreta-se que o espectro apresenta pouco intemperismo, e os minerais que contêm alumina encontram-se com maior cristalinidade (Pontual *et al.*, 1997). Nos espectros da figura 2.8, se observa que as amostras de rocha fresca de granodiorito (GR111; GR114-A; GR104-CF) e de monzogranito (GR138-F) apresentam pouco intemperismo, porém as profundidades das bandas de absorção da Al-OH em algumas destas amostras são maiores ou iguais a da água, mas têm outras onde a banda da H₂O é mais profunda. Isso não ocorre com as outras amostras que correspondem a saprolitos de granodiorito (GR123; GR122; GR116-C) e monzogranito (GR137), em que claramente as bandas da H₂O são maiores. Nas curvas espectrais a diferenciação do granodiorito com o monzogranito é complexa, devido à alta similaridade em todas as bandas de absorção (Figura 2.8).

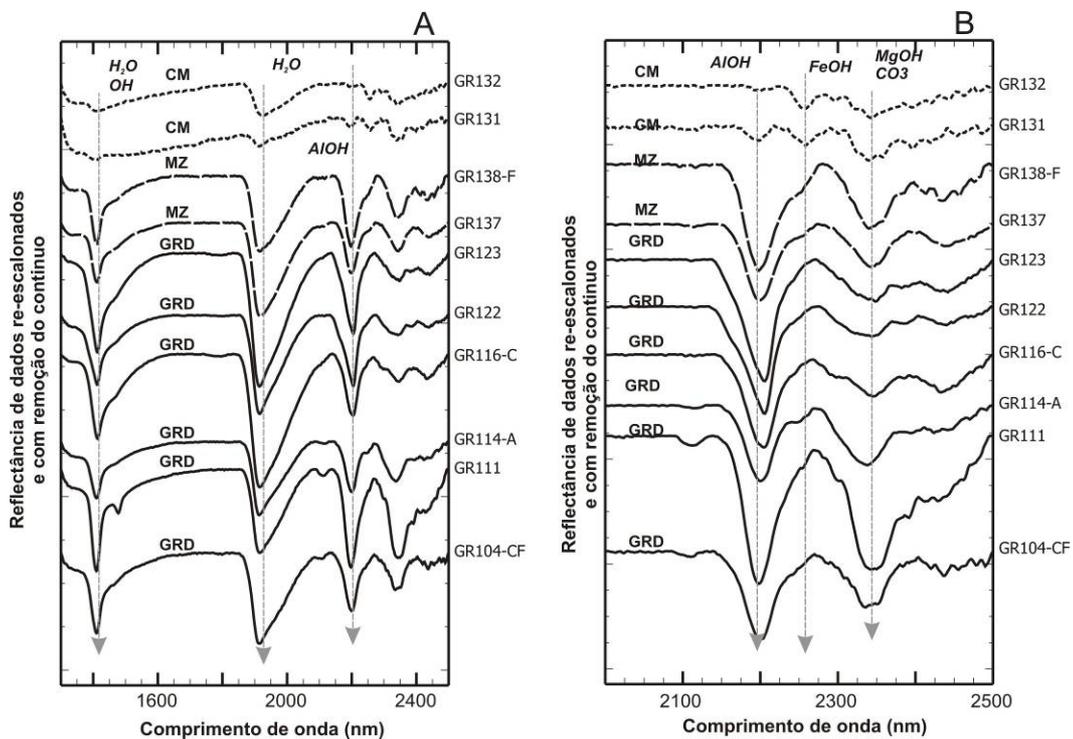


Figura 2.8 - Curvas espectrais de amostras de rochas não hidrotermalizadas e saprolitos de granodiorito (GRD), monzogranito (MZ) e do Complexo Marañon (CM), mostrando as principais bandas de absorção.

Os espectros das rochas metamórficas do Complexo Maraion (GR131, GR132) apresentam comportamento totalmente diferente aos espectros das rochas graníticas. Não apresentam bandas de absorção da AlOH e tênue absorção na banda da H₂O, mas mostram bandas de absorção pela presença de íons FeOH (2250nm) e MgOH, devido à sua composição mineralógica mais máfica.

2.4.2 - ROCHAS HIDROTERMALIZADAS

2.4.2.1 - CARACTERÍSTICAS DOS MINERAIS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL

A alteração hidrotermal associada aos veios do Maciço Gollon é restrita, geralmente até 1-1,5m. Esta é afetada pela alteração supergêna, o que complica a delimitação e definição da presença e intensidade do hidrotermalismo. É representada pela presença de argilominerais, calcita, clorita, sericita e quartzo. Os argilominerais têm halos de centímetros nas encaixantes na borda dos veios (10-20 cm), com presença de illita, caulinita, associadas a muscovita, menos calcita e clorita.

A calcita, clorita, sericita e quartzo hidrotermal, observam-se levemente afastados dos veios (<1,5m) onde as argilas estão quase ausentes, e se observam no microscópio como alterações seletivas (clorita, sericita) e em vênulas (calcita, quartzo). Estas alterações consideram-se como parte de um hidrotermalismo tênue, e sem predominância específica de uma alteração nem zonas de alteração bem formadas.

Os argilominerais encontram-se em halos paralelos à orientação das estruturas, e estão associadas com calcita, sericita, quartzo e clorita. As águas meteóricas erodiram as rochas encaixantes e misturaram as argilas supérgenas com as hidrotermais (Figura 2.9). A interpretação das análises de raios-x das amostras selecionadas com presença de argilas, determinaram a seguinte associação: illita-muscovita (sericita); caulinita; quartzo; calcita e clorita.

A calcita encontra-se associada às argilas principalmente, e também, em setores mais afastados dos veios (<1,5m) se apresentam alterando os plagioclásios e o feldspato potássico. Também observam-se veios de calcita geralmente associadas ao quartzo, tardios às outras alterações hidrotermais. Estudos petrográficos balizados com análises de química mineral conseguiram identificar prenita, geralmente entre os planos de clivagem da biotita. Veios de calcita dispersos foram observados em todo o maciço

Gollon, às vezes sem presença de quartzo e mineralização associada. Estes veios de calcita sem associação com quartzo têm largura e comprimento de poucos centímetros.

A clorita geralmente se encontra associada à calcita primária, silicificação e menos à sericitia e argilas. Macroscopicamente esta alteração é pouco visível, e se observa em rochas poucos saprolitizadas e com leve presença de argilominerais, geralmente, onde a silicificação é mais intensa. Ao microscópio a clorita esta substituindo parcialmente à biotita e menos freqüentemente a hornblenda. Às vezes associada com epidoto, o que poderia denominar-se como uma alteração seletiva. A clorita apresenta cor verde a verde escura em nicois paralelos, e em nicois cruzados cor violeta púrpura (Figura 2.11).

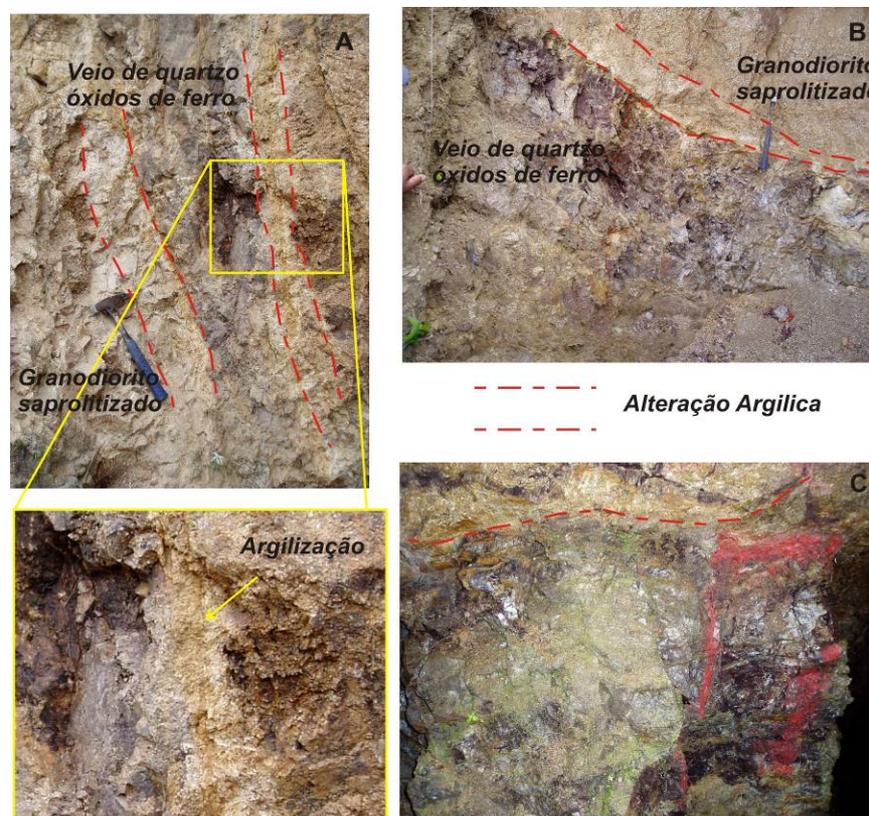


Figura 2.9 - Fotografias mostrando as alterações nas bordas dos veios, principalmente, os argilominerais, da rocha encaixante saprolitizada e oxidada. A,B) Afloramentos de veios no granodiorito, C) Veio em trabalhos subterrâneos.

A sericitia ocorre associada com os argilominerais nas encaixantes e pode estar influenciada pela alteração supérgena. Também foi identificada nas análises de raios-x. Microscopicamente, em amostras mais afastadas dos veios, é incipiente às vezes associada com quartzo, e esta alterando o plagioclásio e o feldspato potássico. Ocasionalmente encontra-se entre os planos de clivagem da biotita associada com

preencha. A sericita é mais abundante quando a encaixante é o monzogranito (Figura 2.11).

A presença de quartzo secundário é mais tênue, e encontra-se geralmente em veios centimétricos a milímetros e menos freqüentemente com aspecto maciço. Também está associado com outras alterações hidrotermais. Microscopicamente, alguns veios de quartzo cortam todas as outras alterações, principalmente nas amostras pouco saprolitizadas e associadas com clorita (Figura 2.11).

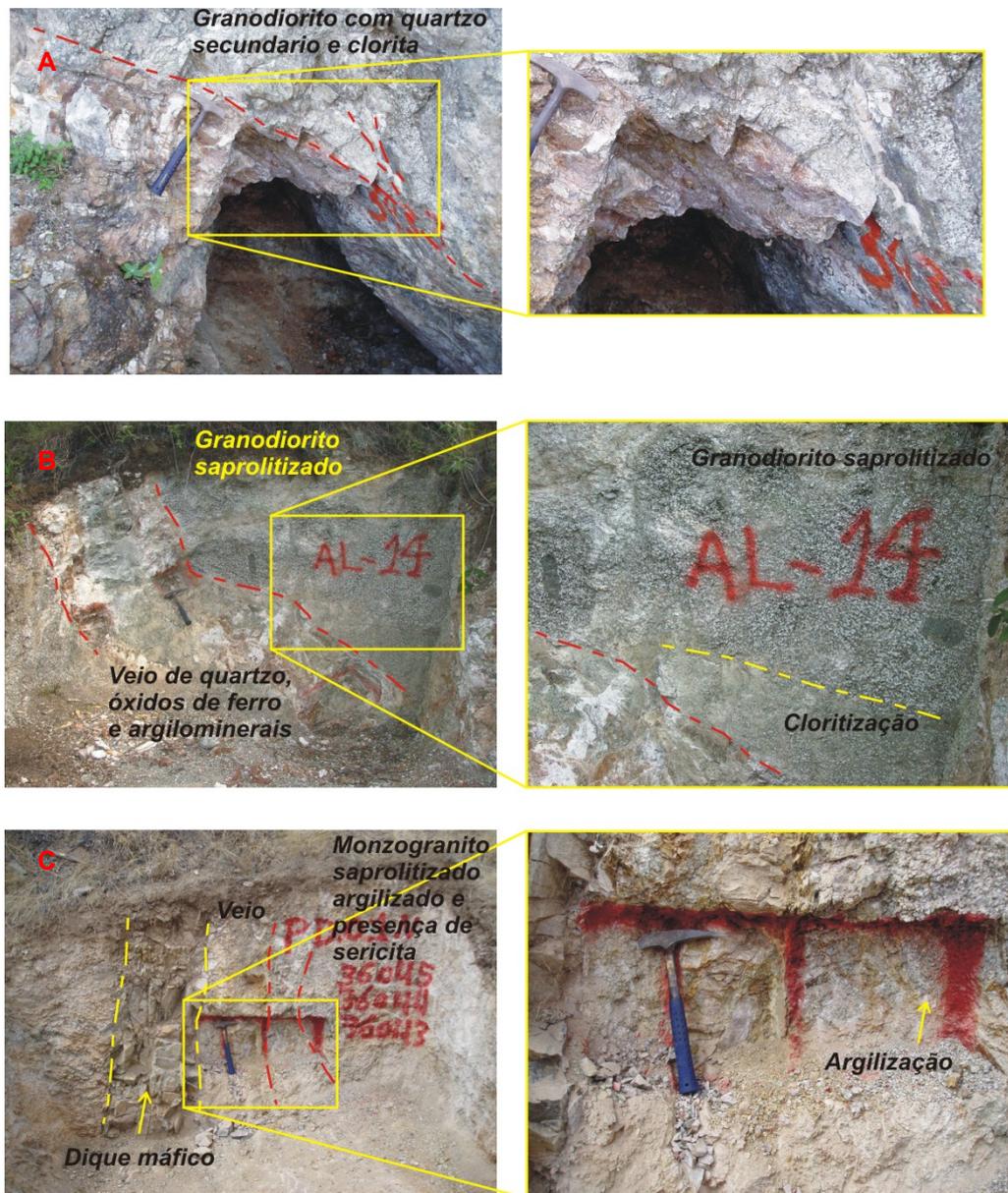


Figura 2.10 - Fotografias mostrando as alterações hidrotermais misturadas com materiais supérgenos. A) Granodiorito hospedeiro de veios com presença de clorita e quartzo secundário incipientemente. B) Granodiorito saprolitizado com presença tênue de clorita. C) Monzogranito com argilização e sericitização nas bordas dos veios.

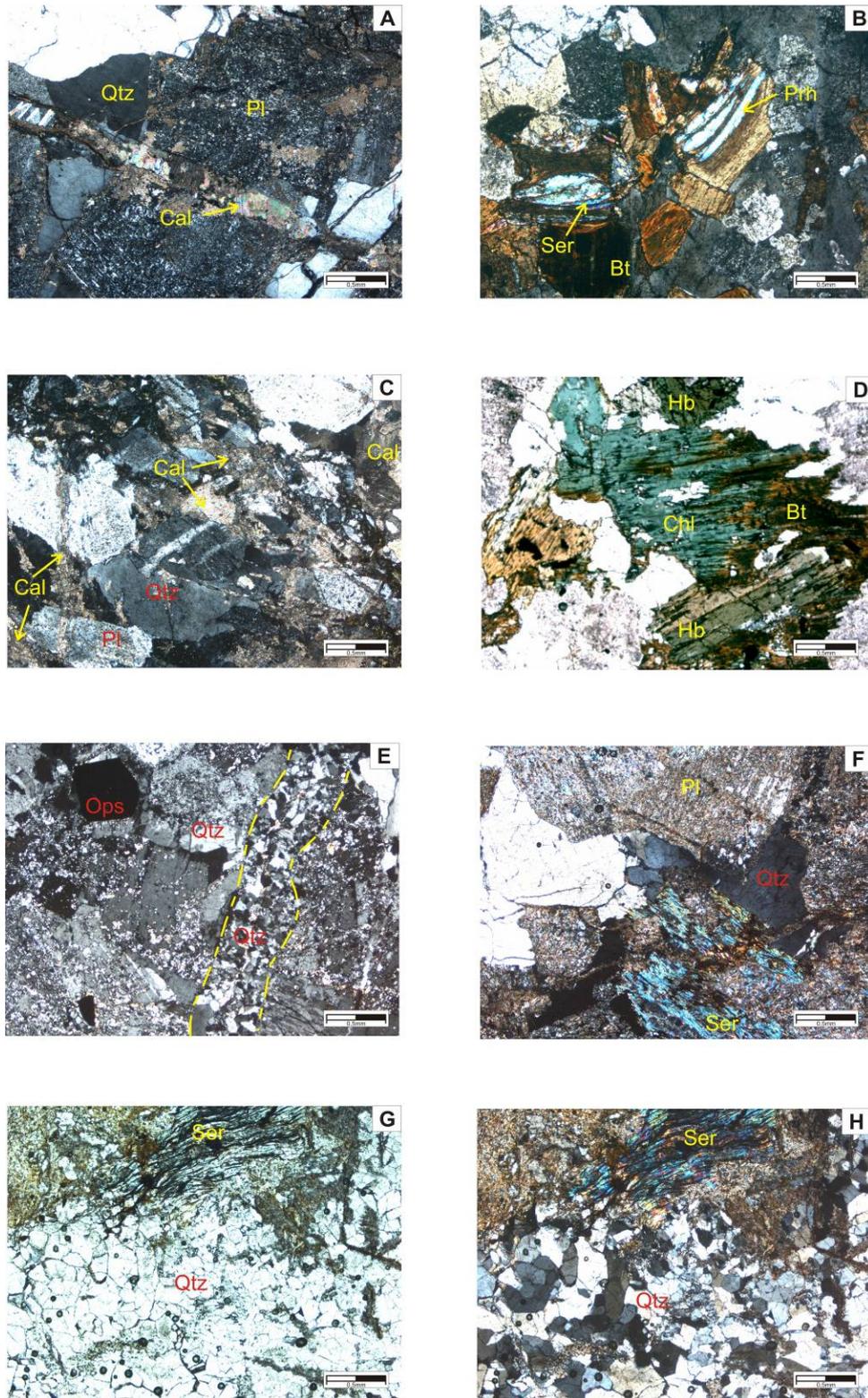


Figura 2.11 - Fotomicrografias a nicois cruzados e paralelos em objetiva 4X. A,B,C,D,F) Amostras de granodiorito com presença de alteração hidrotermal. F,G,H) Amostras de monzogranito onde se pode observar a maior presença de sericita. Ser: sericita; Qtz; quartzo; Pl: Plagioclásio; Cal: calcita; Chl: clorita; Hb: hornblenda; Bt: biotita; Pm: prenita.

2.4.2.2 - RADIOMETRIA DAS ROCHAS HIDROTERMALIZADAS

As curvas espectrais das amostras hidrotermalizadas foram comparadas com espectros da biblioteca espectral da USGS (Figura 2.12), montada com base nos minerais de alteração presente. As características espectrais destes minerais serão descritas individualmente a seguir em função da suas bandas de absorção para auxiliar na interpretação dos espectros das rochas alteradas.

As bandas de absorção em 1410nm conjuntamente com 1915nm correspondem à presença de H₂O e OH, devido principalmente a presença de ilita-muscovita e inclusões fluidas no quartzo. A ilita-muscovita (sericita) tem bandas de absorção em 1400nm e 1900nm correspondem a H₂O e OH, a banda de absorção próxima a 2200nm é função da ilita e pode variar segundo a sua composição (Pontual *et al.*, 1997). Ilita tem banda de absorção em 2340nm e muscovita em 2350nm, o que dificulta a sua discriminação (Clark *et al.*, 1990).

A banda de absorção em 2200-2210nm é ocasionada pela Al-OH em ilita-muscovita e caulinita. A banda de absorção dupla da caulinita é encoberta pela mistura espectral. Caulinita é um mineral comum formado pela alteração supergênica ou hidrotermal de minerais aluminossilicatos (Hunt *et al.*, 1973). A caulinita apresenta banda de absorção dupla em 1400nm e 2200nm. A banda de absorção dupla em 1400nm é função das vibrações dentro dos íons de OH e moléculas de H₂O presentes na estrutura da caulinita, e a absorção dupla em 2200nm é o resultado da energia vibracional associada à ligação Al-OH (Clark *et al.*, 1990).

A banda de absorção observada em 2348nm é ocasionada por a ligação MgOH da clorita. As duas maiores bandas de absorção da clorita ocorrem entre 2235-2255nm associados com FeOH, e entre 2320 e 2360nm associados com Mg-OH. Estas regiões variam segundo a composição da clorita magnésiana para clorita férrica (Pontual *et al.*, 1997). As bandas de absorção em 2428 a 2440nm são ocasionadas pela presença de CO₃ da calcita nas amostras hidrotermalizadas. Calcita não apresenta nenhuma característica importante nas bandas 1300nm e 1600nm (Hunt, 1979). As duas bandas mais fortes no infravermelho da calcita estão em 2300-2400 nm e 2500-2550nm. Três bandas de absorção mais tênues ocorrem em 2120-2160 nm; 1970-2000 nm e 1850-1870 nm, as bandas de absorção dos carbonatos variam segundo a composição (Clark *et al.*, 1990; Hunt, 1979).

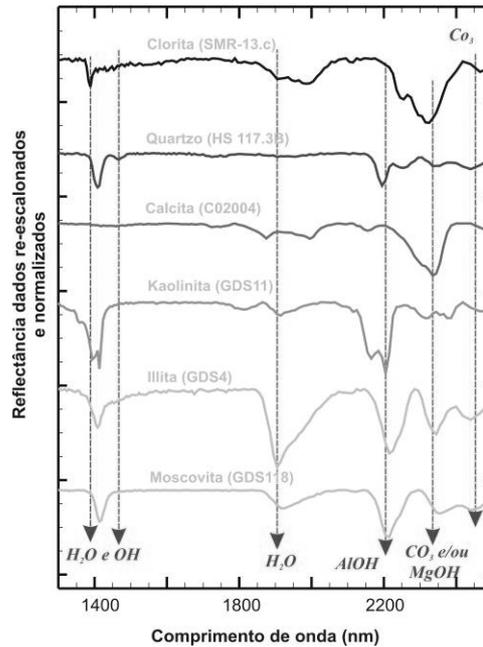


Figura 2.12 - Principais constituintes da zona hidrotermalizada com base na biblioteca da USGS.

Nas amostras (Figura 2.13) observamos a predominância das bandas espectrais das argilas com relação aos outros minerais de alteração. Em geral as amostras apresentam mesmas bandas de absorção, apenas duas amostras apresentam um comportamento diferente, a saber: 1) GR135-C que apresenta bandas de absorção mais tênues de AlOH, FeOH, MgOH e CO₃ e forte absorção em 1900nm por H₂O (amostra fortemente intemperizada), 2) GR108-BI que apresenta forte absorção pela presença de FeOH, MgOH e CO₃ (calcita e clorita) (Figura 2.13). O mineral predominante em todas as curvas espectrais é a illita de baixa cristalinidade. As bandas de absorção da H₂O são mais profundas que as bandas da AlOH, isso pode ser interpretado pelo efeito do enriquecimento supergênico. Illitas com maior cristalinidade pertencem a zonas de maiores temperaturas dando indícios de zonas de alteração hipógena, assim a banda de absorção da AlOH chega a ser 3 vezes maior que a região de absorção da H₂O em 1900nm (Pontual *et al.*, 1997).

A sericita-moscovita é difícil de reconhecer nos espectros, devido à similaridade com as bandas de absorção da illita, mas uma característica de diferenciação entre elas é a falta da banda de absorção da água em 1900nm da moscovita (Pontual *et al.*, 1997). Neste caso como nas amostras analisadas as argilas e minerais hidratados dominam os espectros, estas bandas de absorção da água estão sempre presentes, impossibilitando a diferenciação da sericita-moscovita com a illita. A clorita esta presente em quase todas as amostras, mas

de maneira incipiente. Curvas espectrais dominadas por argilas com presença de clorita têm uma pequena banda de absorção quase imperceptível em 2240nm em forma de uma leve inflexão depois da banda de absorção da AlOH (Pontual *et al.*, 1997), isso é observado na maioria das curvas espectrais (Figura 2.13).

O carbonato quando em pequenas a moderadas proporções (<20%), apresentam bandas de absorção que estão encobertas, e são dominadas pelos argilominerais, dificultando sua identificação. No entanto, na presença dos carbonatos incrementa a profundidade da banda de absorção em 2345nm (Pontual *et al.*, 1997).

Matérias supérgenos se encontram misturado com os hidrotermais, pelo que a interpretação quantitativa deve feita com bastante cuidado.

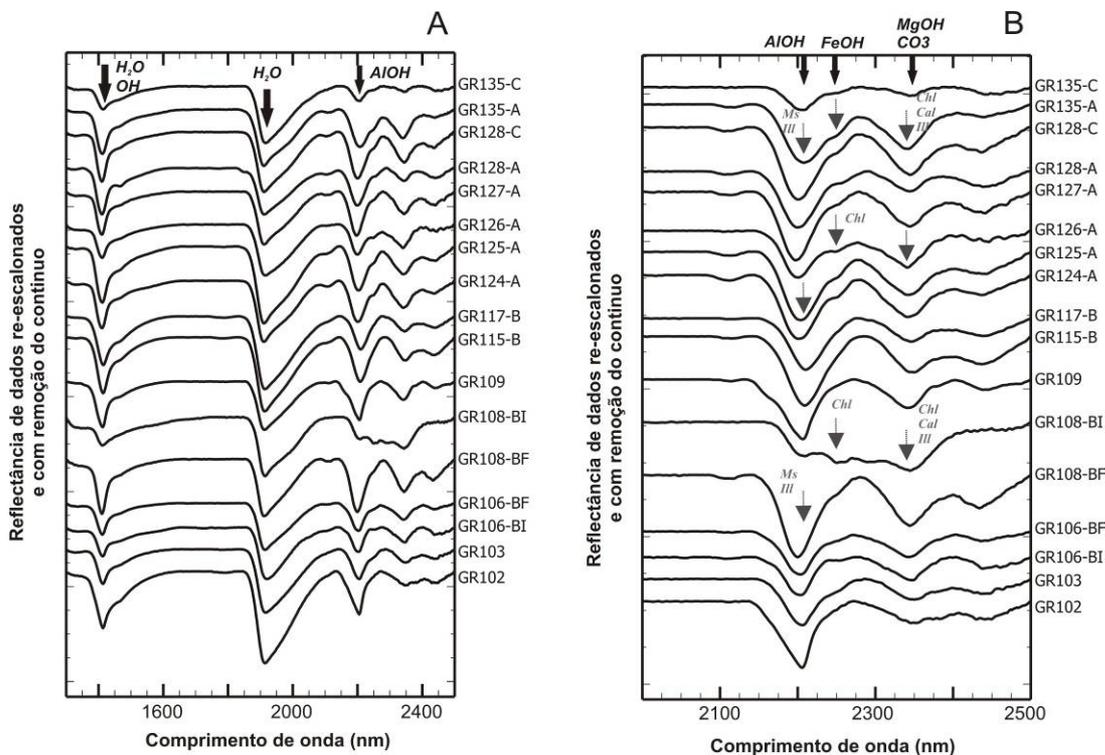


Figura 2.13 - Curvas espectrais de amostras hidrotermalizadas. As setas indicam a banda de absorção relacionada à presença de um mineral específico. (A) Gráfico mostrando toda a região espectral que abrange o PIMA; (B) Região espectral desde 2000nm a 2500 nm, para melhor visualização das diferenças espectrais das amostras alteradas.

2.5 - RESULTADOS DO PROCESSAMENTO

2.5.1 – SAM

Os resultados da detecção sistemática de materiais geológicos, utilizando o Mapeador de Ângulo Espectral (SAM), são apresentados, a seguir com os dois métodos

utilizados: a) Classificação a partir dos espectros PIMA utilizando só as seis bandas do SWIR que é a região que abrange o PIMA; e b) Classificação das áreas mineralizadas e dos principais litotipos a partir dos espectros da própria imagem ASTER, utilizando as três bandas do VNIR e as seis bandas do SWIR.

A) CLASSIFICAÇÃO DOS ESPECTROS A PARTIR DOS DADOS DO PIMA

Os espectros de reflectância de amostras de granodiorito, monzogranito, Complexo Marañon e das zonas hidrotermalizadas reamostrados para a resolução do sensor ASTER, foram utilizados como referências para tentar se classificar estes litotipos e as zonas mineralizadas nas imagens ASTER com a técnica SAM. Não foram obtidos resultados satisfatórios com esta técnica, a mistura espectral a cobertura vegetal, e, a topografia, influencia muito nos resultados obtidos, notando-se tendência a confundir e superpor os *pixels* mapeados.

A similaridade das curvas espectrais proporcionou resultados pouco satisfatórios. O baixo desempenho da técnica SAM com os espectros obtidos com o PIMA no laboratório pode ser explicado por: a) diferença na escala de obtenção dos dados - milimétrica em laboratório com o PIMA (detecção mineral) e métrica na imagem; b) Condições laboratoriais diferente do ambiente natural, devido ao fato das medidas de reflectância feitas com o PIMA terem sido realizadas em laboratório sem influência da cobertura vegetal (mistura espectral) e influência da topografia, situação bem distinta da que ocorre na imagem ASTER; c) perda de resolução espectral quando feita a reamostragem dos espectros PIMA para a resolução espectral do sensor ASTER, e d) pela semelhança das curvas de reflectância representativas.

B) CLASSIFICAÇÃO A PARTIR DOS ESPECTROS DA PRÓPRIA IMAGEM ASTER

No segundo conjunto de dados de entrada, se utilizou a média dos espectros de referência representativos de cinco amostras para cada litotipo por janelas de **5x5 pixels** cada amostra, obtidos a partir da imagem ASTER. Os litotipos considerados foram granodiorito e monzogranito do Maciço Gollon e rochas metamórficas do Complexo Marañon. O melhor resultado com a técnica SAM foi obtido com os ângulos de 0,03, e 0,05 radianos, com posterior ajuste de histograma e inversão do resultado para melhor visualização (matemática de bandas).

Para as áreas mineralizadas foram utilizadas as médias de *pixels* em janelas unitárias. Os ângulos que tiveram melhores resultados foram 0,03 radianos, com ajuste de histograma e inversão do resultado para melhor visualização.

Estes espectros obtidos a partir da imagem ASTER representam mistura espectral de rocha, solo, vegetação e sombreamento presente nos *pixels* da área de estudo.

Na figura 2.14 observam-se os espectros de referência tirados da própria imagem para granodiorito (*GRD*), monzogranito (*MZ*), Complexo Marañon (*CM*) e veios das zonas mineralizadas *VM* e *VP*. As bandas de absorção entre o granodiorito e o monzogranito são muito parecidas entre si, mas na banda seis o granodiorito apresenta levemente maior absorção, possivelmente pelo maior conteúdo de FeOH presente em minerais máficos (maior conteúdo de hornblenda).

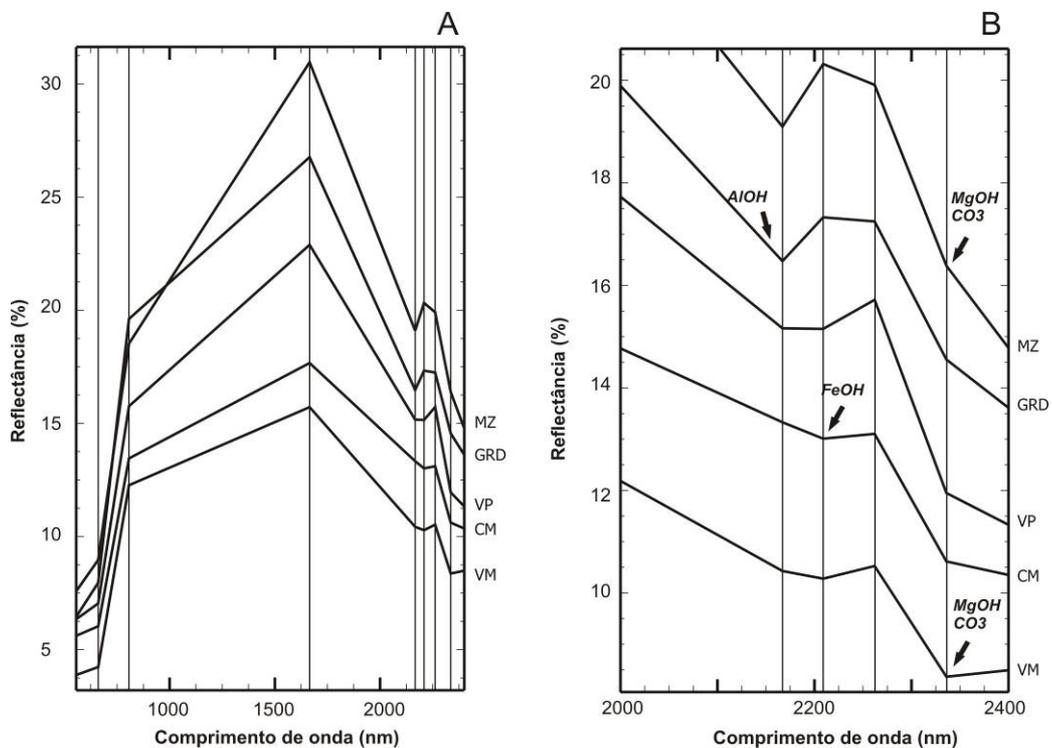


Figura 2.14 - Médias de amostras espectrais dos litotipos e das áreas mineralizadas tomados da própria imagem. (GRD: granodiorito; MZ: monzogranito; CM: Complexo Marañon; VM: veios de quartzo em granodiorito; VP: veios de quartzo em monzogranito).

O espectro representativo do Complexo Marañon tem só bandas de absorção na banda 6 e 8, pela concentração de minerais ferromagnesianos com ligações de FeOH, MgOH e CO₃, não apresenta absorção na banda 5 da AlOH. Os espectros das áreas mineralizadas apresentam formatos parecidos entre si, sendo a absorção de *VP* levemente mais profunda que *VM* na banda 5 da AlOH. Isso pode ser ocasionado pelo maior conteúdo de sericita no encaixante de VP (monzogranito) que o encaixante de VM (granodiorito).

Com a técnica SAM foram discriminados os principais litotipos da área de estudo, que são o granodiorito, o monzogranito e as rochas metamórficas do Complexo Marañon, quando comparados com os litotipos mapeados no terreno. A cobertura vegetal e a presença de nuvens dificultam o mapeamento. Na figura 2.15, observa-se que o monzogranito foi mais bem diferenciado que o granodiorito, tendo menor confusão e superposição. O mapeamento do granodiorito se observa um pouco confuso, mas nas áreas principais onde aflora foram identificadas corretamente. O mapeamento das rochas metamórficas do Complexo Marañon foi bem sucedido. Estas rochas metamórficas encontram-se no lado esquerdo da falha Carrizales, e no lado esquerdo inferior da área de estudo, tal como foi mapeado com a técnica SAM.

Com a técnica SAM, se identificou algumas áreas mineralizadas no Maciço Gollon (Figura 2.16), também se identificou novas áreas que podem representar possíveis alvos para uma futura exploração.

De fato pode-se considerar que a topografia e a dispersão geoquímica secundária, tiveram muita influência com relação aos pixels mapeados. Isto significa que o espalhamento dos materiais de alteração hidrotermal dos veios, os próprios veios e os materiais associados às zonas mineralizadas, estão espalhados na superfície em função do intemperismo e a inclinação da topografia. Estes agentes exógenos levaram os materiais pela superfície inclinada até níveis inferiores de altitude, deixando estes materiais nas ladeiras das montanhas. Assim foi permitido identificar estas áreas pela técnica SAM como um conjunto de *pixels*, e não como veios unitariamente, já que estes veios são pouco espessos incluindo seus halos de alteração com relação a área que cobre um *pixel* da imagem ASTER (15x15m). Por isso as áreas no sopé das montanhas que foram mapeadas com a técnica, devem ser verificadas com atenção, pois podem representar anomalias deslocadas.

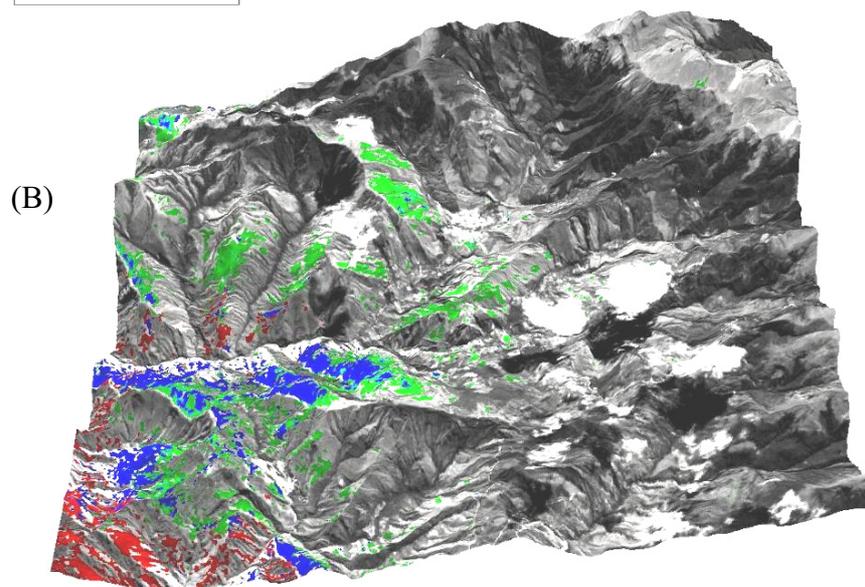
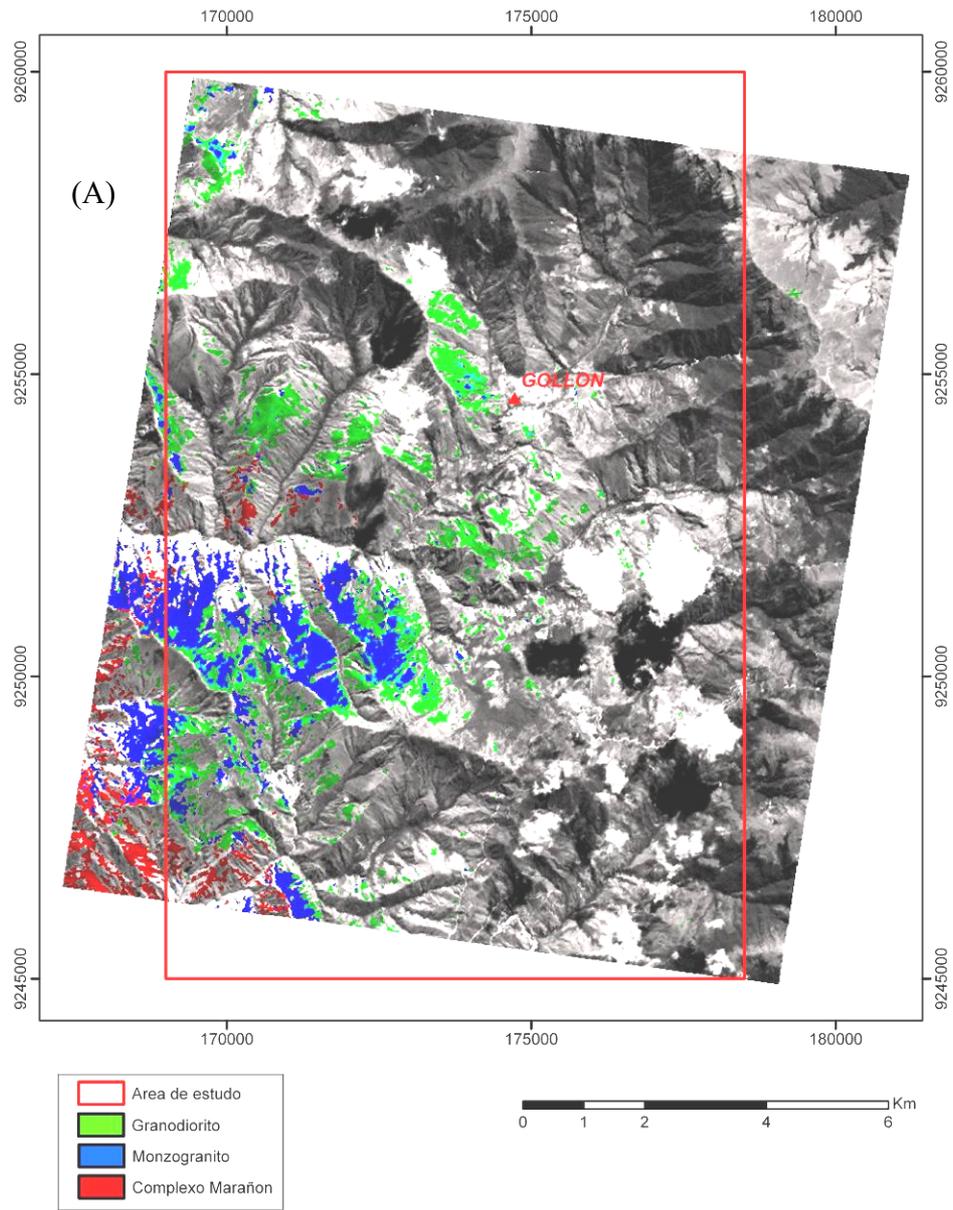


Figura 2.15-A) Resultado do mapeamento dos litotipos com a técnica SAM na composição HSV sobre a banda AST2 da imagem ASTER. B) MDT usando a banda AST2 na intensidade ilustrando as áreas mapeadas dos litotipos pela técnica SAM.

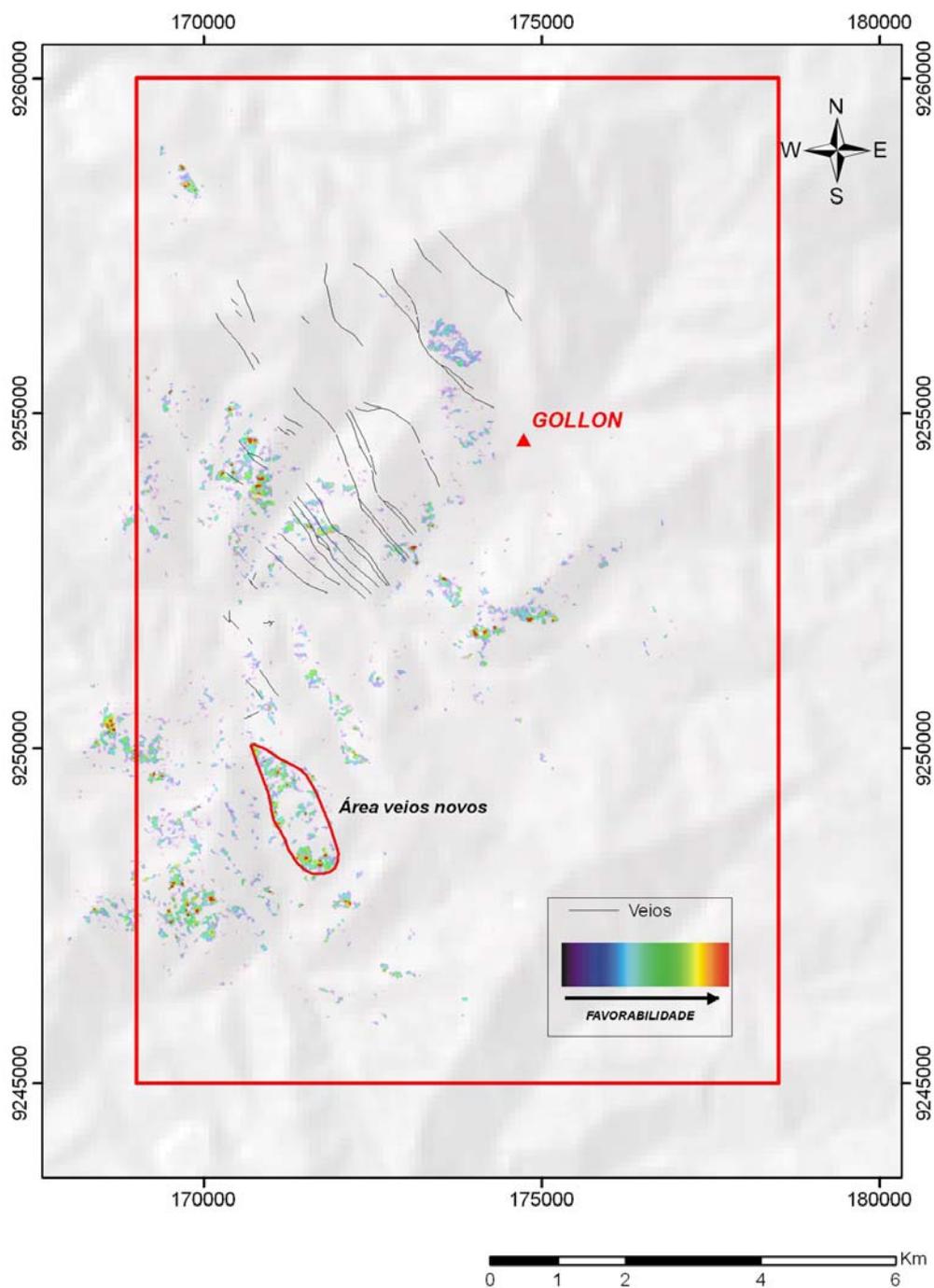


Figura 2.16 - Imagem HSV mostrando as áreas mineralizadas mapeadas com a técnica SAM. Notar a coincidência dos veios mapeados no campo com os pixels identificados pelo algoritmo, e também o deslocamento ocasionado pela dispersão dos constituintes das áreas mineralizadas.

2.6 - DISCUSSÃO

O método SAM tem sido utilizado com sucesso em mapeamento geológico e detecção dos recursos minerais e em outras aplicações (Ducart, 2004; Galvão *et al.*, 2005; Lima *et al.*, 2005; Rowan *et al.*, 2005; Shrestha *et al.*, 2005). Em outros casos outras técnicas obtiveram melhores resultados que o método SAM (Crósta *et al.*, 1998).

Neste estudo, o algoritmo SAM mostrou-se favorável para o mapeamento dos litotipos e das áreas mineralizadas no Maciço Gollon. Um melhoramento para o algoritmo SAM foi publicado por Carvalho Junior & Meneses (2000). Estes enfatizaram que o algoritmo SAM, não padroniza os dados (Carvalho-Júnior & Meneses, 2000), gerando resultados sem considerar a correlação negativa das variáveis, ou seja, quer dizer que os dados são dados como valores absolutos (de 0 até 1). Assim espectros que têm correlação negativa com relação aos membros finais de referência são mapeados como similares, obtendo informação possivelmente falsa. O melhoramento foi denominado de SCM (*Spectral Correlation Mapper*) o qual também utiliza o coeficiente de correlação de Pearson, mas padronizando os dados com relação à média obtendo valores desde -1 até 1. Assim o SAM que mostrou-se favorável no mapeamento dos veios localizados no Maciço Gollon, pode ter dado alguns *pixels* com correlações negativas com relação aos membros finais de referência, mas já foi observado que na maioria dos casos os resultados são favoráveis com base à comparação com os veios mapeados no campo.

2.7 - CONCLUSÕES

Com relação às assinaturas espectrais tomadas com o PIMA das rochas encaixantes dos veios do Maciço Gollon, as amostras não hidrotermalizadas de granodiorito não apresentam muita diferença quando comparadas suas assinaturas espectrais com o monzogranito. As bandas de absorção apresentam um formato muito semelhante, ocasionalmente se observa maiores profundidades na região de absorção da ligação Al-OH no monzogranito quando comparado com o granodiorito, isso pode ser explicado pelo maior conteúdo de feldspato potássico do monzogranito.

As amostras hidrotermalizadas apresentam pouca diferença quando comparadas com as amostras não hidrotermalizadas. Algumas amostras com alteração hidrotermal apresentam espectros com predominância de alguns minerais específicos, como clorita e calcita, mas em geral a mistura espectral de minerais primários e de minerais de alteração é predominante.

No processamento das imagens ASTER a técnica SAM conseguiu mapear parcialmente os principais litotipos do maciço Gollon, alguns *pixels* foram mapeados erroneamente quando comparados com os dados de campo e do mapeamento. Os afloramentos do Complexo metamórfico Marañon foram mapeados com maior sucesso,

isso devido à grande diferença espectral e mineralógica com relação aos granitos do Maciço.

A técnica SAM também identificou algumas áreas mineralizadas, quando utilizadas janelas de pixels coletadas na imagem ASTER. A dispersão do material coluvionar no relevo topográfico favorece muito a identificação destas áreas. A topografia desempenha uma função importante devido dispersão dos minerais constituintes das zonas mineralizadas até as zonas nos sopé das montanhas. Isso provoca uma área com maior dispersão geoquímica destes minerais, chegando a ser diferenciadas dos granitos mapeados nas imagens supracitadas e do deslocamento das áreas mapeadas com o SAM, quando comparadas com a localização dos veios mapeados em campo. Além das áreas mineralizadas já conhecidas, o SAM identificou novas áreas que representam áreas alvos de exploração. Estas áreas estão sendo checadas em trabalho de campo e novos veios já foram validados na zona Pindo, pela empresa que está explorando a área.

É importante ressaltar a presença de mistura espectral nos espectros retirados da imagem ASTER, devido a que os espectros apresentam assinaturas influenciadas pela presença de vegetação. Aplicação de técnicas para desmistura espectral ajudaria a melhorar a identificação das áreas mineralizadas e novos alvos.

CAPÍTULO III

PETROGRAFIA, QUÍMICA MINERAL, LITOGEOQUÍMICA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA

3.1 - INTRODUÇÃO

O presente capítulo objetiva caracterizar as rochas intrusivas encaixantes da mineralização de ouro do Maciço Gollon por meio de dados de campo, dados petrográficos, litogeoquímicos, química mineral, geocronológicos e de geoquímica isotópica. Foram utilizadas amostras de afloramentos da área do depósito com alteração supergênica tênue e algumas amostras com leve hidrotermalismo. Processos de alteração hidrotermal forte e deformação são quase ausentes.

Com base nas observações de campo, dados proporcionados pela empresa Consorcio Minero Horizonte S.A, petrografia, litogeoquímica e sensoriamento remoto com imagens ASTER, o maciço granítico foi dividido neste estudo em duas unidades ou litotipos principais: granodiorito e monzogranito. O Maciço Gollon ao oeste do afloramento é controlado pela falha Carrizales em contacto com o Complexo Marañon. Ao leste o Maciço encontra-se em contacto com as Unidades Paleozóicas. O granodiorito aflora na zona de Minas ao norte do rio Illabamba, e o monzogranito aflora na zona de Pindo ao sul deste rio e se estende até a zona denominada Abra Chanchillo. As duas áreas contêm as principais ocorrências auríferas da região. É possível observar que os litotipos são limitados pelo rio Illabamba e rio Gollon (Figura 3.1). A prolongação do monzogranito de Pindo ao sul do maciço foi também inferida. A zona Minas é constituída principalmente por granodiorito. Segundo Sanchez (2006), o granodiorito tem gradações a tonalito na parte norte do Maciço.

O maciço tem uma morfologia alongada e está cortado por diques máficos e diques de aplitos, que se encontram distribuídos no maciço. Os diques de aplito foram observados cortando principalmente o monzogranito. Na etapa de campo não se observaram diques de aplito cortando o granodiorito. Os diques máficos estão

hospedados nos dois litotipos e é um controle importante com relação à mineralização, os quais foram observados associados aos veios auríferos. Enclaves máficos são comuns no maciço.

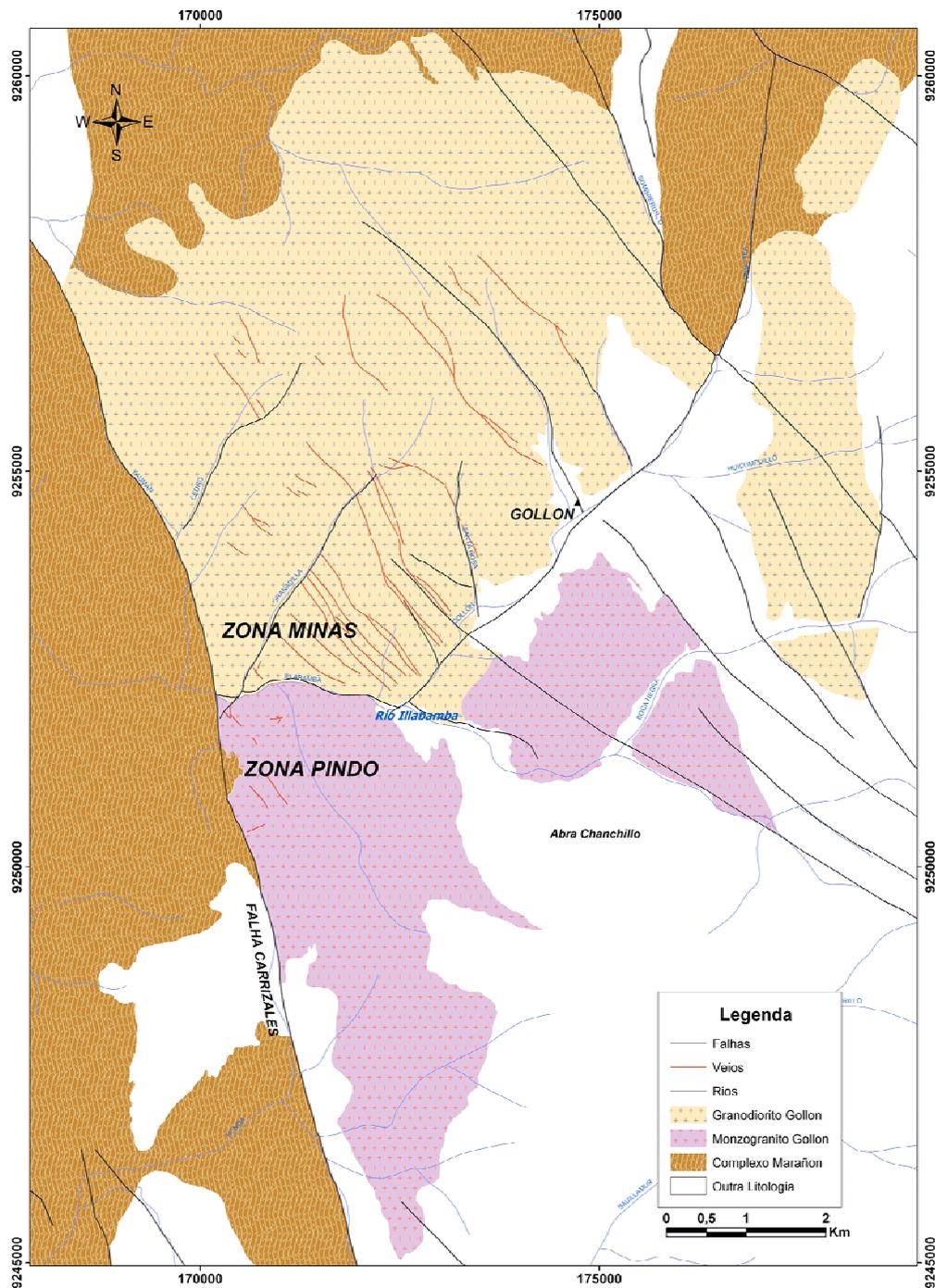


Figura 3.1 – Mapa mostrando os litotipos que compõem o Maciço Gollon; ao norte o granodiorito e ao sul, o monzogranito (Modificado de C.M. Horizonte S.A.).

3.2 - PETROGRAFIA DAS ROCHAS DO MACIÇO GOLLON

3.2.1 - ROCHAS GRANÍTICAS

As rochas graníticas que constituem o maciço Gollon que afloram nas áreas antes mencionadas serão descritas a seguir.

O granodiorito (Figura 3.2) é cinza claro, de granulação média constituído por plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita visível. É holocristalino, fanerítico, de granulação média e textura equigranular a porfirítica. A composição média do granodiorito é aproximadamente plagioclásio (45%), feldspato potássico (10%), biotita (16%), anfibólio (14%) e quartzo (15%). Os minerais acessórios identificados, e que constituem <3% da mineralogia da rocha, são apatita, zircão, magnetita e ilmenita.

Os fenocristais de plagioclásio têm tamanho entre 0,5 e 2,5 mm e composição de albita-oligoclásio. Possuem tênue alteração para calcita, argila, sericita e epidoto. Estão geminados segundo a geminação lei da albita e estão com zonação.

O feldspato potássico raramente apresenta geminação *carlsbad*. O mineral altera para sericita e se encontra, às vezes, envolvido por massas de microclínio tardio. Quando em cristais, o microclínio apresenta-se sericitizado e argilizado, com a macla albita-periclina medianamente preservada.

O quartzo apresenta-se com hábito anedral e extinção ondulante, geralmente ocupando interstícios entre os feldspatos.

A biotita ocorre como lamelas com tamanhos entre 0,25 e 1,25 mm, e está geralmente cloritizada. Também se observa prehnita e sericita entre os planos de clivagem.

O anfibólio ocorre em tamanhos entre 1,0 e 3,0 mm, com fraca cloritização e epidotização, O mineral é euédrico com pleocroísmo variando de verde claro a verde escuro, e petrograficamente classificado como hornblenda.

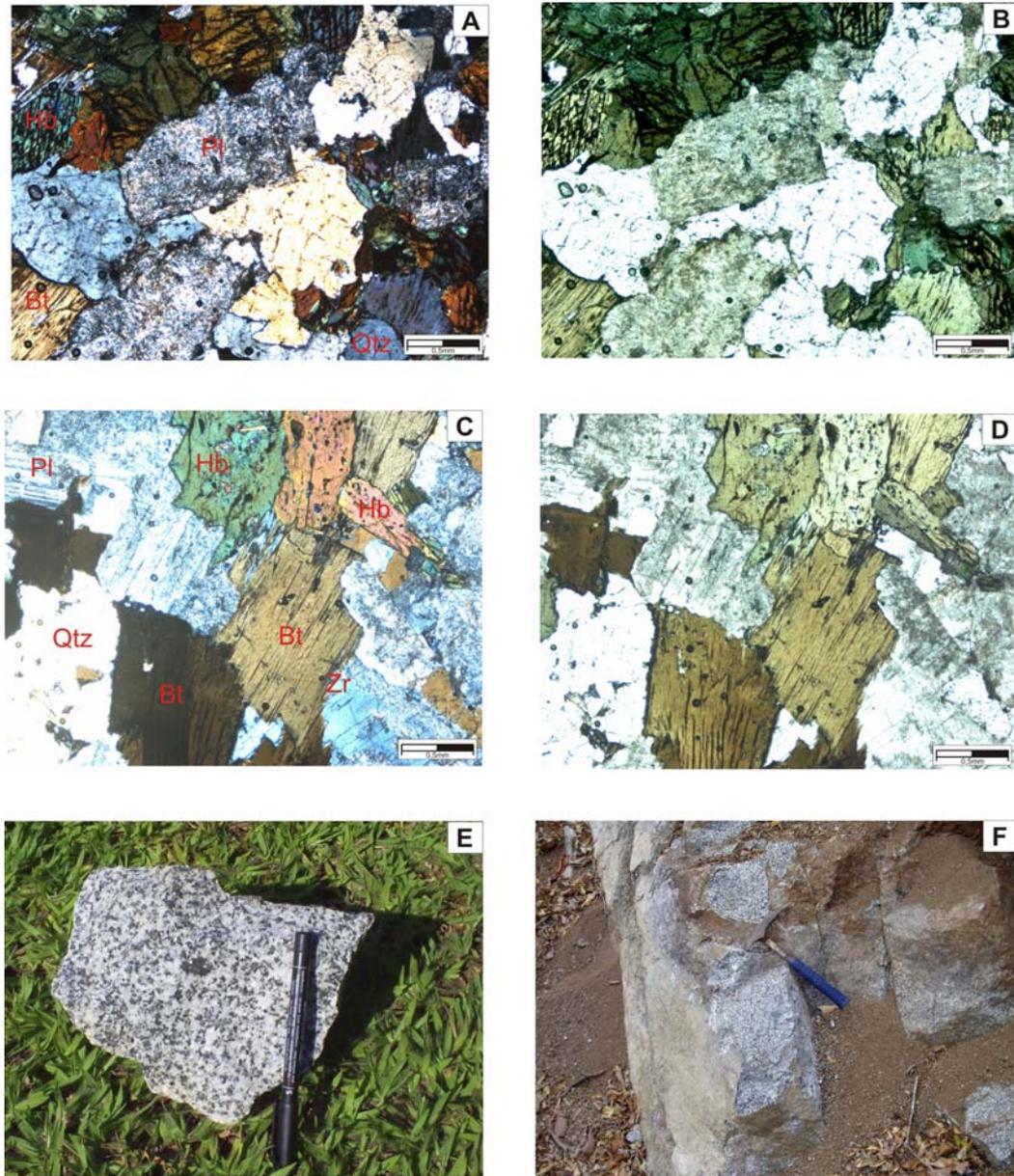


Figura 3.2 – Fotomicrografias do granodiorito mostrando os constituintes principais, A) Granodiorito com plagioclásio em processo de carbonatização e sericitizado. Também se observam quartzo, biotita e hornblenda em objetiva 4X, B) A com nicóis paralelos, C) Granodiorito com plagioclásio com geminação lei da albita, biotita com inclusões de zircão, hornblenda e quartzo, D) C com nicóis paralelos, E) fotografia de amostra, F) fotografia de afloramento. Qtz-quartzo, Bt-biotita, Pl-plagioclásio, Hb-hornblenda e Zr-zircão.

O monzogranito (Figura 3.3) é rosa, isótopo, holocristalino, fanerítico de granulação média, de textura equigranular a porfírica, com composição modal: plagioclásio (35%), feldspato potássico (37%), quartzo (20-15%), e biotita (15-20). Os minerais acessórios identificados (<2%) são: apatita, zircão e magnetita.

Os fenocristais de plagioclásio têm tamanho entre 0,5 e 3,0 mm, e composição de albita-oligoclásio. Apresentam-se alterados para calcita, argila e sericita. Possuem zonação e, quando menos alterados, se observa a geminação lei da albita.

O feldspato potássico é o ortoclásio, encontram-se geralmente como massas tardias envolvendo os outros minerais. Raramente se observa microclinio com a macla albita-periclina. Os feldspatos estão sericitizados e argilizados.

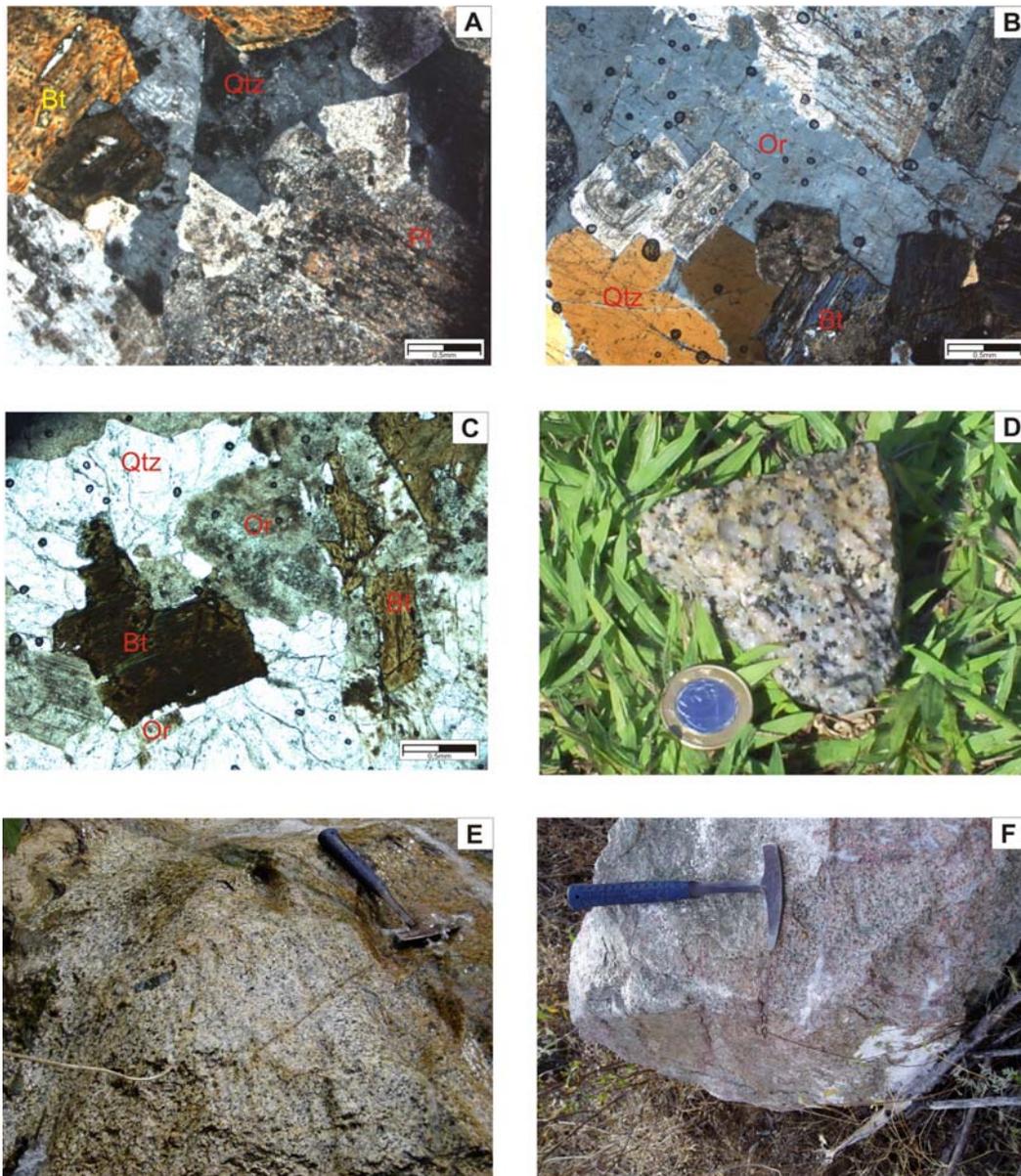


Figura 3.3 - Fotomicrografias do monzogranito, A,B) Fotomicrografias em objetiva 4X a nicóis cruzados mostrando os plagioclásios sericitizados envolvidos por uma massa de feldspato potássico, C) Fotomicrografia (4X) com nicóis paralelos mostrando a biotita cloritizada, D,E,F) Monzogranito em afloramentos e detalhe macroscópico. Qtz-quartzo, Bt-biotita, Pl-plagioclásio, Hb-hornblenda.

O quartzo possui hábito anedral e extinção ondulante.

A biotita ocorre como lamelas com tamanhos entre 0,5 e 1,5 mm. Está cloritizada, epidotizada e com formação de sericita e raramente prehnita entre os planos de clivagem.

No diagrama para classificação de rochas ígneas (Streckeisen, 1976), as amostras plotadas possuem composição de granodiorito a monzogranito. As amostras de granodiorito hidrotermalizado apresentam pequena diferença das amostras frescas (Figura 3.4).

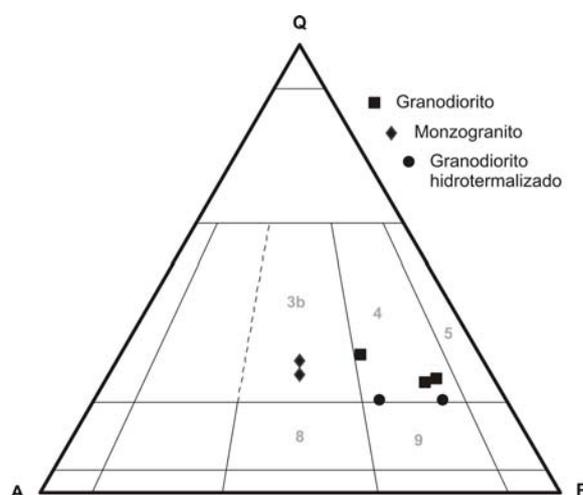


Figura 3.4 - Amostras do Maciço Gollon no diagrama QAP, de Streckeisen (1976). 3b: Monzogranito; 4: granodiorito; 5: tonalito; 8: monzonito; 9: quartzo monzodiorito/monzogabro.

Tabela 3.1 - Composição modal estimada das rochas graníticas do Maciço Gollon.

	GRANODIORITO			MONZOGRANITO		GRANODIORITO HID.	
	GR-111	GR-5	GR-112A	GR-138	GR-142	GR-14	GR-15
Quartzo	18	18	20	25	25	17	17
Feldspato K	10	8	15	30	35	15	10
Plagioclásio	45	45	30	30	35	45	50
Biotita	15	15	17	15	5	10	15
Hornblenda	12	14	18			13	8
Magnetita	tr.	tr.	tr.	tr.		tr.	tr.
Ilmenita	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Apatita	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
zircão	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Phrenita		tr.				tr.	tr.
Sericita	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Clorita	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.

3.2.2 - PETROGRAFIA DOS DIQUES E ENCLAVE MÁFICO

Na área de estudo ocorrem dois tipos de diques, diques máficos e diques de aplito. Os diques máficos foram encontrados quase sempre associados aos veios mineralizados. Os diques félsicos são de importância secundária e foram encontrados principalmente cortando o monzogranito na zona de Pindo.

A) DIQUES MÁFICOS

Dois tipos de diques máficos foram distinguidos texturalmente na área de estudo, distribuídos em todo o Maciço, geralmente associados aos veios auríferos. Aos quais ocorrem paralelos.

Os primeiros tipos de diques (Figura 3.5 A,B,C,D) são de textura porfirítica e são constituídos por fenocristais de plagioclásio, biotita e anfibólio formando 15-30% dos fenocristais. Possuem tamanhos entre 0,12 e 0,5 mm. A matriz é formada por plagioclásio, biotita e quartzo que somam 85-70% dos diques. Os minerais acessórios são apatita, zircão magnetita, titanita e pirita. Estes diques foram classificados com base em sua composição geoquímica, devido à dificuldade de definição da composição modal no microscópio.

O segundo tipo de diques (Figura 3.5 E,F,G,H) associados aos veios apresenta textura equigranular, granulação fina-média, e é constituído por plagioclásio de 0,12 a 0,5mm (65-75%) com alteração para argila, sericita e carbonato; biotita de 0,12-0,5mm (5-25%), geralmente cloritizada e epidotizada, com presença de sericita nos planos de clivagem; anfibólio (15- 5%) com leve cloritização e epidotização; e quartzo (3-5%). Os minerais acessórios são magnetita e ilmenita e se encontram geralmente associados a anfibólio e biotita.

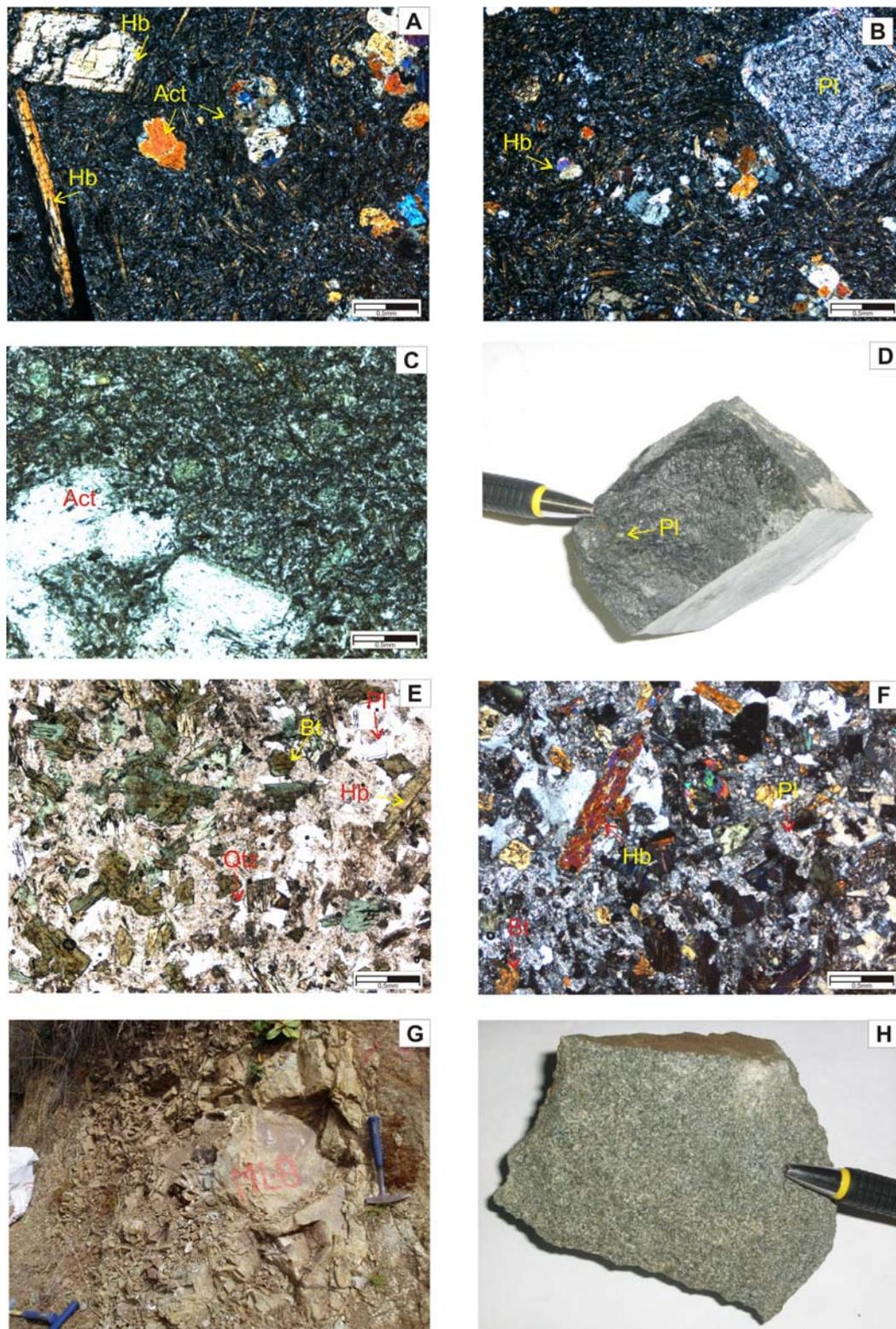


Figura 3.5 – Fotomicrografias dos diques máficos. A,B,C) Dique de textura porfírica com fenocristais de plagioclásio, anfibólio, quartzo (objetiva 4X). D) Amostra de mão de dique porfírico, E,F) Dique de textura equigranular com plagioclásio sericitizado, clorita e biotita cloritizada, hornblenda e quartzo (objetiva 4X). G) Afloramento de dique máfico porfírico, H) Amostra de mão de dique equigranular. Qtz-quartzo, Bt-biotita, Pl-plagioclásio, Hb-hornblenda, Act-Actinolita, Chl-clorita.

B) DIQUES FÉLSICOS

Os diques félsicos de aplito (Figura 3.6) não apresentam associação espacial com os veios mineralizados. Foram observados principalmente cortando o monzogranito Gollon na zona de Pindo.

São constituídos de ortoclásio (40%) com tamanhos entre 0,12 e 0,75mm, quartzo com tamanhos entre 0,10 e 0,75mm (40%), com extinção ondulante, plagioclásio de tamanhos 0,25-0,50mm (12%) sericitizado e argilizado; biotita de 0,10-0,50mm (5%), e muscovita (3%) como seus constituintes principais. Os diques félsicos apresentam textura granofírica de intercrescimento entre o quartzo e o ortoclásio.

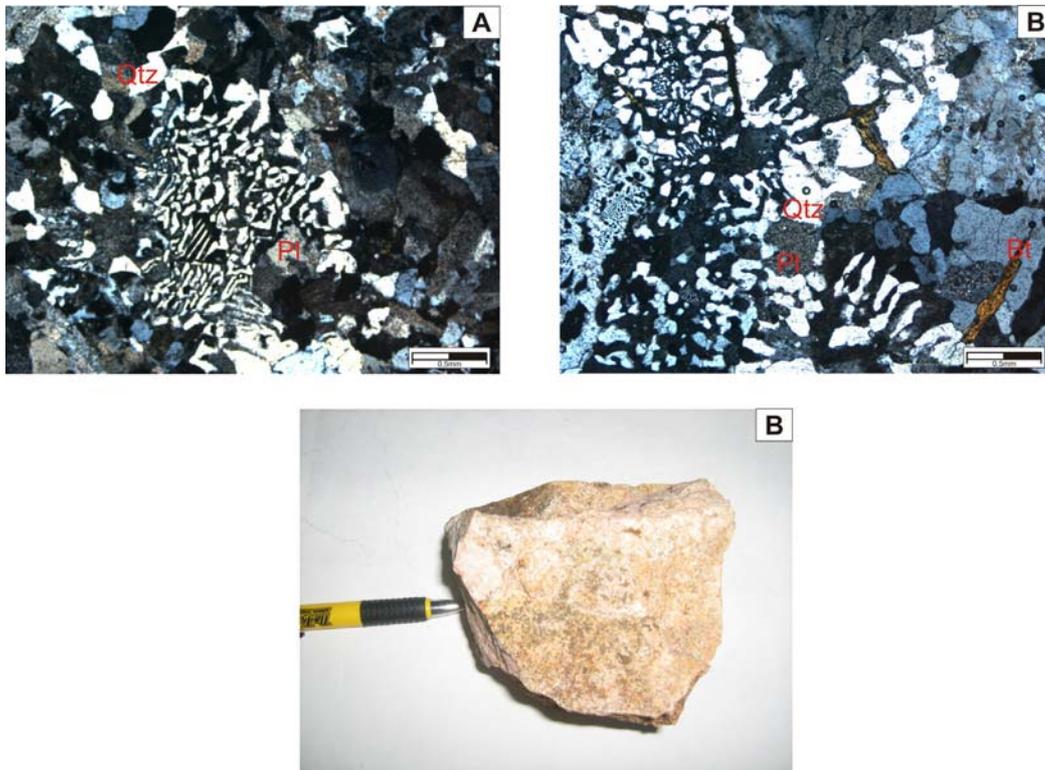


Figura 3.6 – Fotomicrografias do dique félsico. A, B) Dique de aplito com quartzo, feldspato potássico, mineral em ângulo de extinção, plagioclásio sercicitizado e biotita em objetiva 4X. C) Amostra de aplito. Qtz-quartzo, Pl-plagioclásio, Bt-biotita.

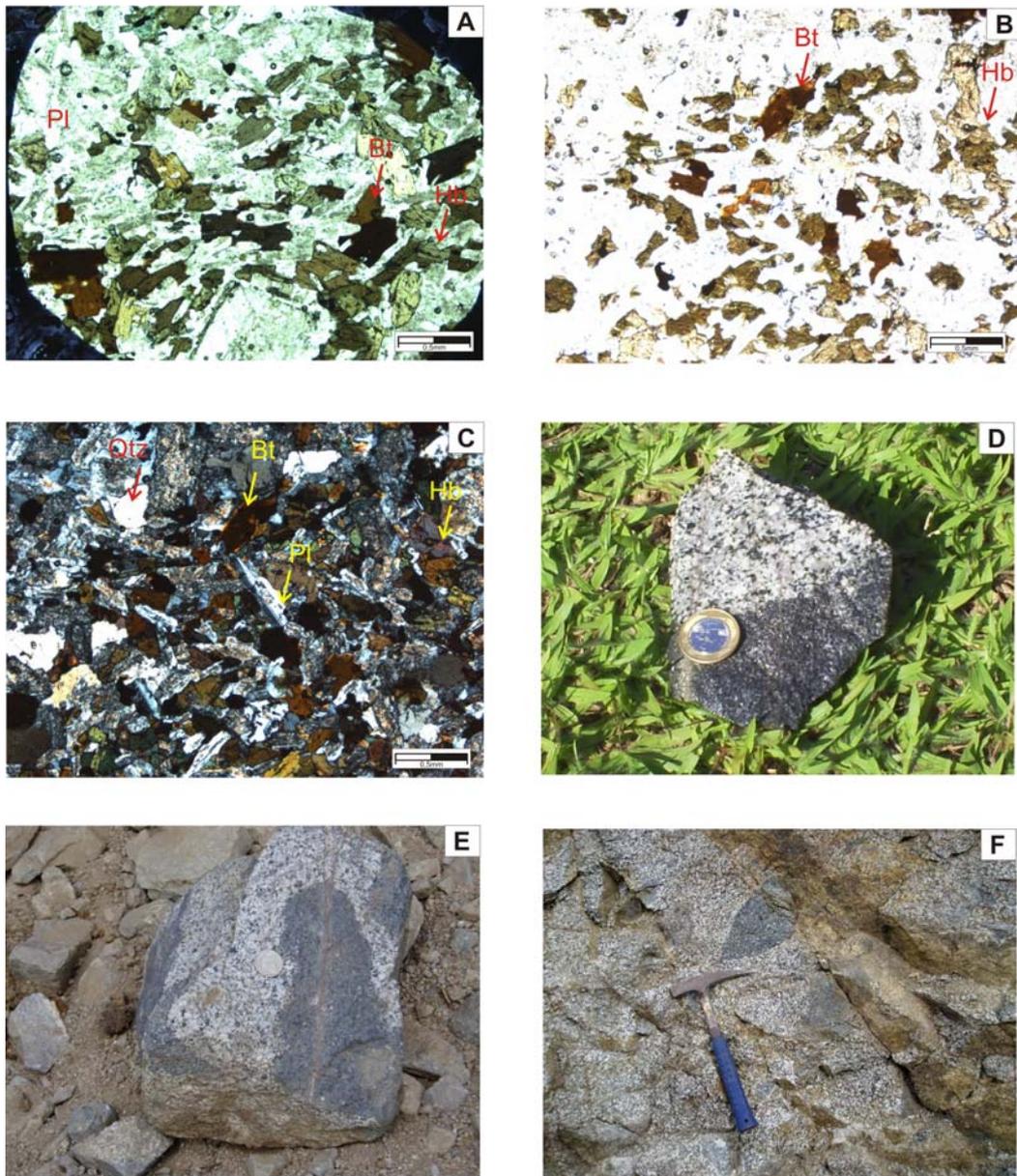


Figura 3.7 – Fotomicrografias do enclave máfico. A,B,C) Enclave de textura equigranular com plagioclásio sericitizado, clorita e biotita cloritizada, hornblenda e quartzo em objetiva 4X. D) Amostra de mão do enclave no granodiorito E) Bloco rolado do granodiorito com enclave máfico, F) Afloramento de granodiorito com enclave máfico. Qtz-quartzo, Bt-biotita, Pl-plagioclásio, Hb-hornblenda.

C) ENCLAVES MÁFICOS

Os enclaves máficos (Figura 3.7) apresentam textura equigranular de granulação fina-média com plagioclásio com tamanhos entre 0,12 e 0,7mm (65-70%) argilizado, sericitizado e carbonatizado; quartzo com extinção ondulante (3-7%); biotita de tamanhos 0,12-0,5mm (10-25%) cloritizada e epidotizada, com presença de sericita nos planos de clivagem; anfibólio (15- 5%) com leve cloritização e epidotização. Os

minerais acessórios se encontram geralmente associados a anfibólio e biotita e são magnetita e ilmenita.

O enclave foi plotado na geoquímica no mesmo diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979) com os diques máficos para comparação (Figura 3.8).

3.2.3 - GEOQUÍMICA DOS DIQUES E DO ENCLAVE MÁFICO

No diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979), os diques porfíricos máficos de Gollon são classificados principalmente como andesito e andesito basáltico, enquanto diques máficos de textura equigranular podem ser considerados como os equivalentes dioríticos. O enclave máfico possui composição química de diorito (Figura 3.8).

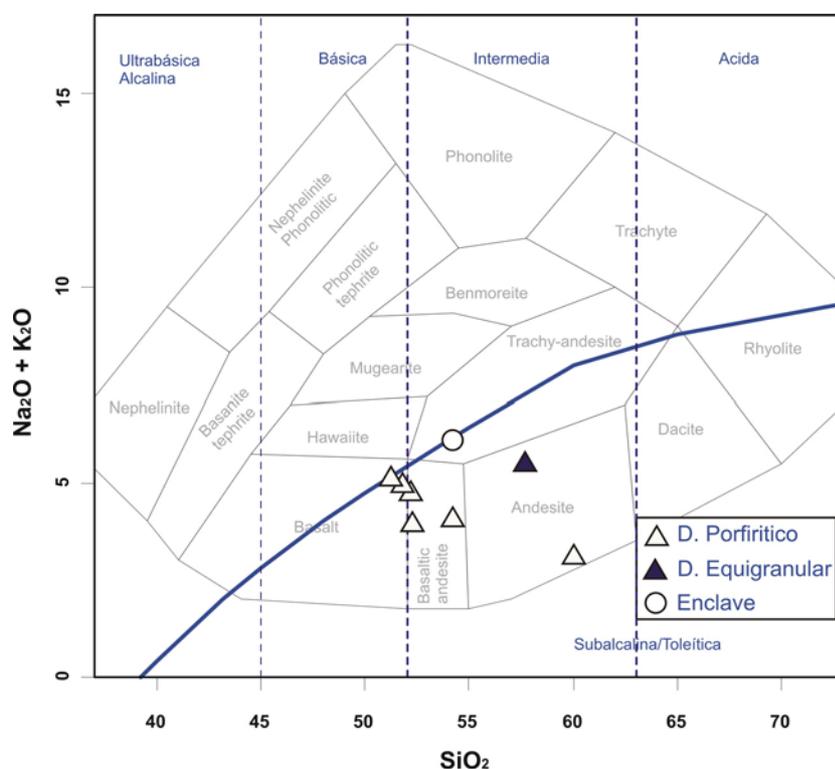


Figura 3.8 - Amostras dos diques máficos e enclave máfico no diagrama TAS de Cox *et al* 1979.

3.3 - QUÍMICA MINERAL

A química mineral foi utilizada neste estudo como ferramenta auxiliar para melhorar interpretação dos granitos que fazem parte do Maciço Gollon. Os minerais analisados foram: biotita e anfibólio.

3.3.1 - BIOTITA

A biotita é um importante mineral ferromagnesiano constituinte de rochas graníticas e sua formação depende fortemente da composição do magma, e reflete com propriedade tanto a natureza como as condições físico-químicas do magma a partir do qual se cristalizou (Abdel-Rahman, 1994).

A biotita do granodiorito e monzogranito Gollon é castanha, e esta comumente em transformação para clorita. Localmente altera para prehnita e sericita. A biotita analisada pertence ao granodiorito Gollon, pois a biotita do monzogranito encontra-se muito cloritizada. Os resultados das análises químicas de biotita encontram-se no anexo 1. As composições obtidas revelam biotita homogênea.

Em um diagrama $Mg / (Mg+Fe) \times Al^{IV}$, onde foram posicionados os pólos de micas trioctaédricas não litiníferas, a biotita do maciço Gollon concentra-se na porção intermediária entre annita e flogopita, com alguma tendência a flogopita. Apresentam $Al^{IV} < 3$ (Figura 3.9), dentro do campo onde se situa a maioria das biotitas naturais (Deer *et al.*, 1992).

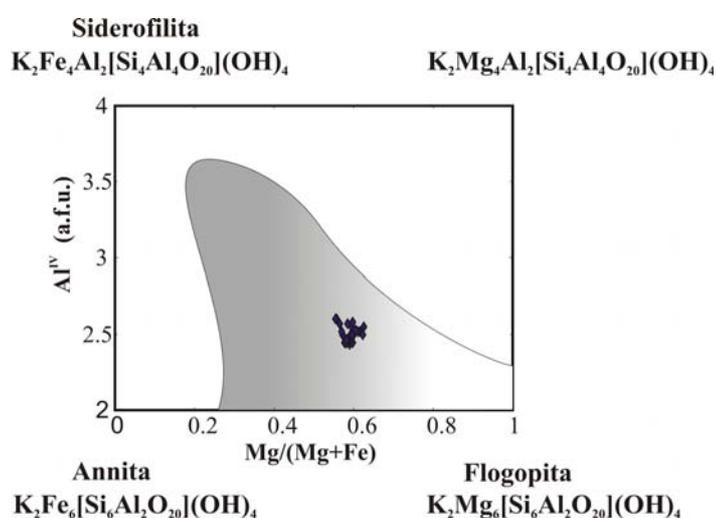


Figura 3.9 - Composição das biotitas do granodiorito Gollon em um diagrama $Mg/(Mg+Fe) \times Al^{IV}$ (a.f.u.: átomo por fórmula unitária).

O estudo da química de biotitas primárias de granitos tem sido utilizado para a classificação dos corpos graníticos dentro de diferentes tipos de associações magmáticas (Nachit, 1986).

No diagrama triangular de Nachit (1986), as análises obtidas situam-se no domínio de biotitas primárias (Figura 3.10).

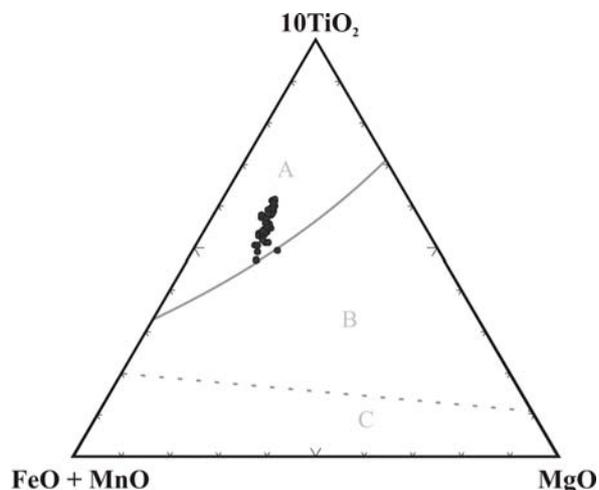


Figura 3.10 – Diagrama triangular proposto por Nachit (1986) para biotitas de diferentes tipos de rochas. A) domínio de biotitas primárias; B) domínio de biotitas primárias reequilibradas; C) domínio das biotitas secundárias.

Os estudos de química mineral de biotitas realizados por Abdel-Rahman (1994), determinaram razão $\text{FeO}(t)/\text{MgO} = 7,04$ em suítes anorogênicas alcalinas, sendo as biotitas do tipo annita ricas em Fe; $\text{FeO}(t)/\text{MgO} = 3,48$, em suítes peraluminosas, com biotitas classificadas como siderofilita e em suítes cálcio-alcalinas a razão é $\text{FeO}(t)/\text{MgO} = 1,6$, sendo biotitas enriquecidas em Mg.

A biotita dos granitos do Maciço Gollon, com valores médios de $\text{FeO}(t) = 22,6$, $\text{MgO} = 9,1$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13,7$ e razão $\text{FeO}(t)/\text{MgO} = 2,5$ possui características químicas de biotitas de suítes cálcio-alcalinas, de acordo com os dados de Abdel-Rahman (1994). A biotita dos granitos do Maciço Gollon concentram-se no campo das suítes cálcio-alcalinas, que se referem principalmente a suítes orogênicas relacionadas a subducção, incluindo granitos do tipo I (Abdel-Rahman, 1994) (Figura 3.11).

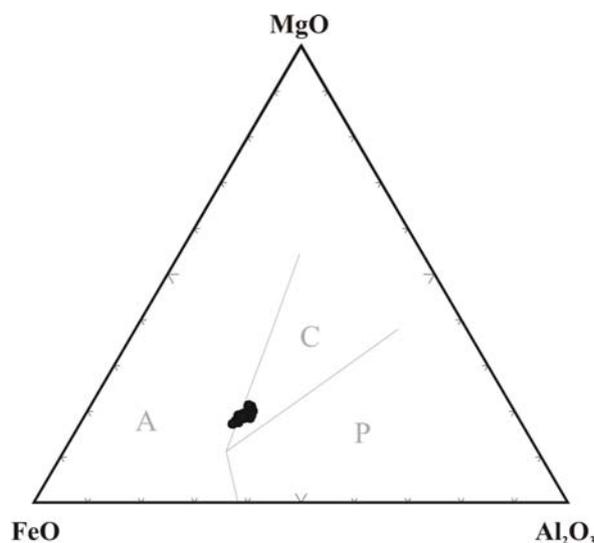


Figura 3.11 - Análises da biotita do Maciço Gollon no diagrama $FeO(t) - MgO - Al_2O_3$ (Abdel-Rahman, 1994) para discriminação de biotitas de suítes alcalinas anorogênicas (A), suítes peraluminosas, incluindo suítes do tipo S (P), e suítes orogênicas cálcio-alcalinas (C).

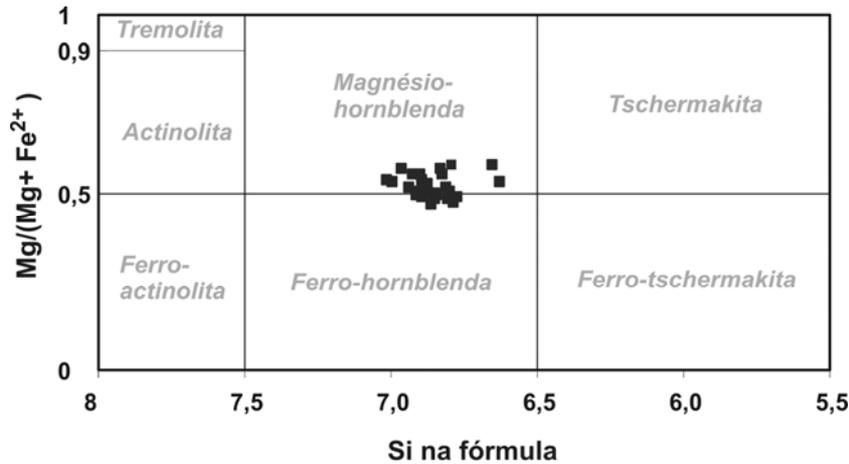
3.3.2 - HORNBLENDA

A hornblenda é um anfibólio característico do granodiorito do Maciço Gollon, encontrando-se ausente no monzogranito. Este mineral ocorre tipicamente associado à biotita.

A) CLASSIFICAÇÃO E SOLUÇÕES SÓLIDAS

Análises químicas representativas do anfibólio encontram-se no anexo 2. O mineral pode ser identificado pelo termo geral hornblenda, embora algumas análises resultaram em composição de actinolita, possivelmente produto de reequilíbrio e hidrotermalismo.

De acordo com a nomenclatura proposta por Leake *et al.* (1997), o anfibólio analisado é membro do grupo cálcico, devido a possuir $(Ca + Na)_{M4} \geq 1,0$ e $Na_{M4} < 0,50$. O mineral possui em média $Ca_{M4} = 1,79$, $Si = 6,85$, $0,27 \leq (Na + K)_A \leq 0,49$ e $0,47 \leq Mg/(Mg+Fe) \leq 0,57$, valores que permitem classificá-lo como magnésio-hornblenda com leve variação a ferro-hornblenda (Leake *et al.*, 1997) (Figura 3.12).



Para utilização do diagrama:
 $Ca_B > 1,50$; $(Na+K)_A < 0,50$; $Ca_A < 0,50$

Figura 3.12 - Classificação do anfíbólio do granodiorito de Gollon, segundo Leake (1997).

A estrutura do anfíbólio, $AB_2C^{VI}T^{IV}_8O_{22}(OH, F, Cl)$, permite a existência de vários tipos de substituições, acomodando um grande número de cátions (ou ânions) com cargas e raios iônicos variáveis. Essas substituições podem introduzir elementos em dois ou mais sítios ocupacionais simultaneamente, porém em proporções necessárias a manter o equilíbrio de carga (Blundy, 1990).

As poucas variações composicionais observadas na hornblenda do granodiorito Gollon devem-se principalmente a soluções sólidas na estrutura do mineral. A figura 3.13 mostra que o principal mecanismo de incorporação do Ti deu-se pela substituição dos cátions divalentes em posição octaédrica, de acordo com a equação: $2Al^{IV} + Ti^{VI} \leftrightarrow 2Si^{IV} + [R^{2+}]^{VI}$ (Figura 3.13 (A)). Entretanto, é possível ter havido substituição de Al por Ti no sítio octaédrico pelo mecanismo $Al^{IV} + Ti^{VI} \leftrightarrow Si^{IV} + Al^{VI}$ (Figura 3.13 (B)). Segundo Anderson & Smith (1995), as substituições envolvendo Ti, tais como $2Al^{VI} = Ti^{VI} + [R^{2+}]^{VI}$ e $Al^{IV} + Ti^{VI} \leftrightarrow Si^{IV} + Al^{VI}$, são sensíveis a variações de temperatura e fO_2 .

A substituição do tipo tschermak foi outro mecanismo responsável pelo aumento de Al nos sítios octaédricos da hornblenda em substituição aos cátions divalentes, especialmente Fe e Mg, como ilustrado na figura 3.13 (C) e demonstrado pela seguinte equação de substituição $Al^{IV} + Al^{VI} \leftrightarrow Si^{IV} + [R^{2+}]^{VI}$.

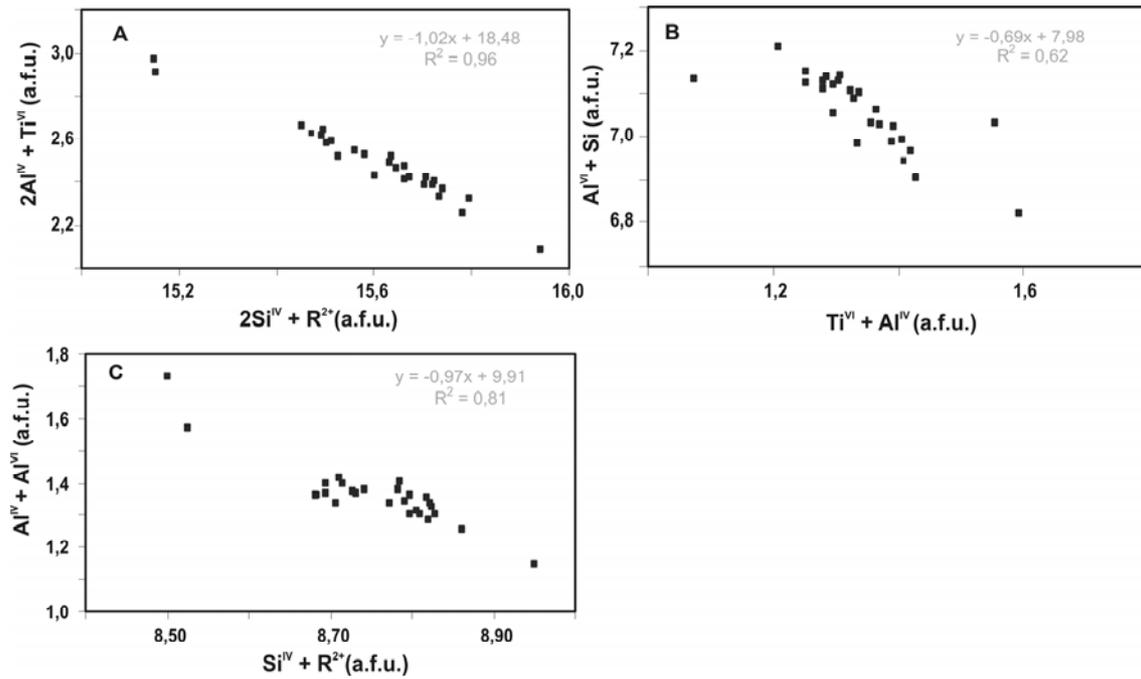


Figura 3.13 - Análises da hornblenda do Maciço Gollon posicionadas nos diagramas (A) $2Si^{IV} + [R^{2+}]^{VI}$ x $2Al^{IV} + Ti^{VI}$ para verificar o mecanismo de incorporação do Ti; (B) $(Ti^{VI} + Al^{IV})$ x $(Al^{VI} + Si)$; (C) $Si^{IV} + [R^{2+}]^{VI}$ x $Al^{IV} + Al^{VI}$ para verificar a existência de substituição tschermak no mineral.

B) GEOBARÔMETRO DA HORNBLENDA

Hammarstrom & Zen (1986) e Hollister *et al.* (1987) propuseram correlações empíricas entre as pressões estimadas de cristalização de Maciços cálcio-alcálinos e o conteúdo total de alumínio da hornblenda magmática. Entre as condições requeridas para a aplicação do geobarômetro, destacam-se a presença da associação plagioclásio (andesina a oligoclásio), feldspato potássico, biotita, hornblenda, titanita, quartzo, apatita e magnetita ou ilmenita. Embora Hammarstrom & Zen (1986) tenham utilizado análise das bordas e dos núcleos da hornblenda, Hollister *et al.* (1987) utilizaram análise só das bordas. Estas condições são necessárias para que a temperatura final esteja limitada a uma pequena faixa. As correlações propostas pelos dois autores são semelhantes:

$$P (\pm 3 \text{ Kbar}) = 5,03Al - 3,92 \text{ (Hammarstrom \& Zen, 1986);}$$

$$P (\pm 1 \text{ Kbar}) = 5,64Al - 4,76 \text{ (Hollister et al., 1987);}$$

O valor de Al refere-se ao número total de cátions Al por fórmula unitária ($Al^{IV} + Al^{VI}$), calculada na base de 23 átomos de oxigênio. A substituição do tipo tschermak

controla o componente da hornblenda sensível à pressão (Anderson and Smith, 1995; Hollister *et al.*, 1987).

Johnson & Rutherford (1989), utilizando a mesma paragênese dos geobarômetros empíricos e uma fase fluida constituída por H₂O + CO₂, e Schmidt (1992), utilizando um fluido aquoso, confirmaram experimentalmente a relação linear entre o conteúdo de Al total da hornblenda e a pressão de solidificação da intrusão (Johnson & Rutherford, 1989), gerando as seguintes equações:

$$P (\pm 0,5 \text{ Kbar}) = 4,23Al - 3,46 \text{ (Johnson \& Rutherford, 1989);}$$

$$P (\pm 0,6 \text{ Kbar}) = 4,76Al - 3,01 \text{ (Schmidt, 1992);}$$

Para o cálculo da fórmula estrutural do mineral, Johnson & Rutherford (1989) consideraram 23 (O) e Schmidt (1992) assumiu $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+}) = 0,30$, 23 (O) e $\Sigma \text{cations} - Ca - Na - K = 13$.

Tendo em vista o Maciço Gollon possuir a associação mineral requerida para a utilização do geobarômetro da hornblenda, as relações que utilizam Al total da fórmula calculada na base de 23 átomos de oxigênio foram empregadas com o objetivo de estimar a pressão de cristalização do Maciço. Os resultados obtidos estão dispostos na tabela 3.2. Os valores mais baixos, 2,04 a 2,53Kb, foram os calculados com o barômetro de Johnson & Rutherford (1989) e os mais elevados, 3,18 a 3,73Kb, derivaram da relação proposta por Schmidt (1992). Considerando que fácies com anfibólio representa a porção menos evoluída do granodiorito do Maciço Gollon, os resultados de pressão calculados entre 2,04 a 3,18Kb indicam profundidade de 7 a 10,5 km para o início da cristalização do Maciço Gollon.

Hammarstrom & Zen, 1986	Hollister et al., 1987	Johnson & Rutherford, 1989	Schimdt, 1992
2,94	2,93	2,31	3,48
2,96	2,96	2,33	3,50
2,99	2,99	2,35	3,53
2,62	2,58	2,04	3,18
2,91	2,90	2,29	3,46
2,81	2,78	2,20	3,36
2,63	2,58	2,05	3,19
3,21	3,23	2,53	3,73
3,02	3,02	2,37	3,56
2,91	2,89	2,28	3,45
2,76	2,73	2,16	3,31
3,14	3,16	2,48	3,67
2,83	2,81	2,22	3,38
3,03	3,03	2,39	3,57
3,10	3,11	2,45	3,64
2,93	2,93	2,30	3,48
2,81	2,79	2,20	3,36
2,95	2,94	2,31	3,49
3,12	3,14	2,46	3,65
2,63	2,58	2,05	3,19
2,70	2,66	2,10	3,25
2,81	2,79	2,20	3,36

Tabela 3.2 - Valores de pressão, em Kb, calculados para o resfriamento do Maciço Gollon com base no geobarômetro do Al total da hornblenda.

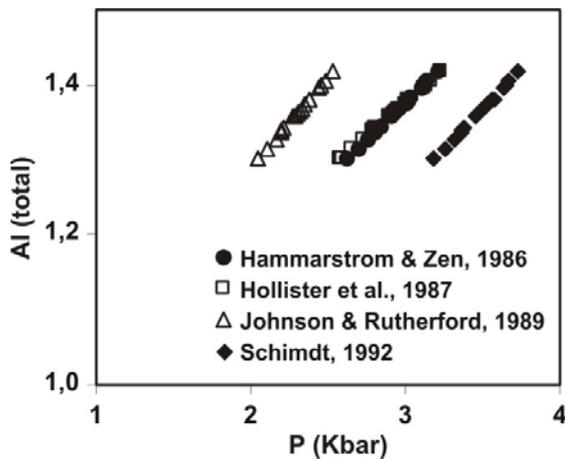


Figura 3.14 - Diagrama mostrando os valores de pressões (Kbar) X Al^T obtidos das hornblendas do Maciço Gollon; Os valores calibrados com base em Hollister et al (1987) e os valores de Hammarstrom & Zen (1986) (calibrações empíricas) estão superpostos. Os valores mínimos de pressão correspondem a Johnson & Rutherford (1989), e os valores máximos correspondem a Schimdt (1992).

3.4 - LITOGEOQUÍMICA

3.4.1 - GRANITOS DO MACIÇO GOLLON

Os resultados das análises químicas de granitos do Maciço Gollon se encontram no anexo 3. O estudo da composição química dessas rochas foi realizado com o objetivo da determinação da natureza do magma, caracterização do ambiente tectônico e tentativa de relação entre as rochas graníticas e a mineralização da região.

Em decorrência dos processos de alteração hidrotermal e intemperismo que afetaram o granito na região estudada, para a construção de diagramas representativos das suas características químicas foram consideradas amostras representativas com P.F. < 2,5 %. Amostras com PF > 2,5 % não serão excluídas, mas serão interpretadas com muito cuidado.

Os granitos menos alterados possuem valores de SiO₂ entre 59 e 68%, elevada razão MgO/TiO₂ (entre 2,6 e 3,9 e um valor de 5,4 da amostra GR5, rica em biotita secundária, K₂O/Na₂O < 1, 13; 17% de Al₂O₃, 2,4-4,6 % de CaO, e Ba~568 ppm e Sr~168 ppm. As amostras analisadas possuem valores moderados de elementos terras raras, com média de 135 ppm.

No diagrama AFM (Figura 3.15), as rochas do Maciço Gollon, constituem uma série cálcio – alcalina.

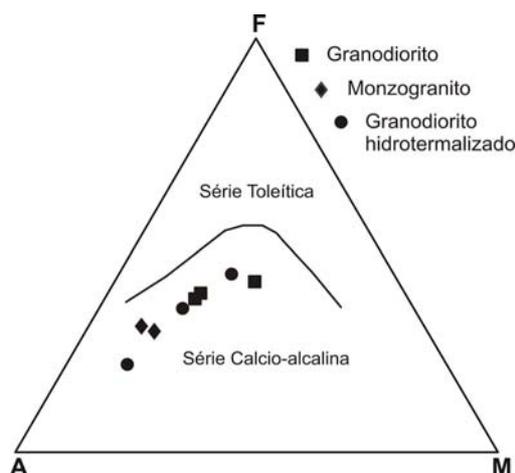


Figura 3.15 – Amostras de granitos no Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971), para classificação do tipo de magma do Maciço Gollon.

Em relação ao índice de saturação em alumina ($ISA = Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$ (molar)); As amostras são classificadas nos diagramas de Shand (1943) como metaluminosas a peraluminosas. Duas amostras apresentam diferenças, uma com razões próximas ao campo peralcalino $ISA = 0,9$, devido a apresentar venulas de calcita provocando um enriquecimento em CaO (Figura 3.16 (a)). No diagrama $SiO_2 \times ISA$, observa-se insipiente aumento do índice de saturação em alumina com o aumento de SiO_2 para as amostras de granito, menos aquelas amostras com alteração hidrotermal que apresentam um comportamento diferente (Figura 3.16 (B)).

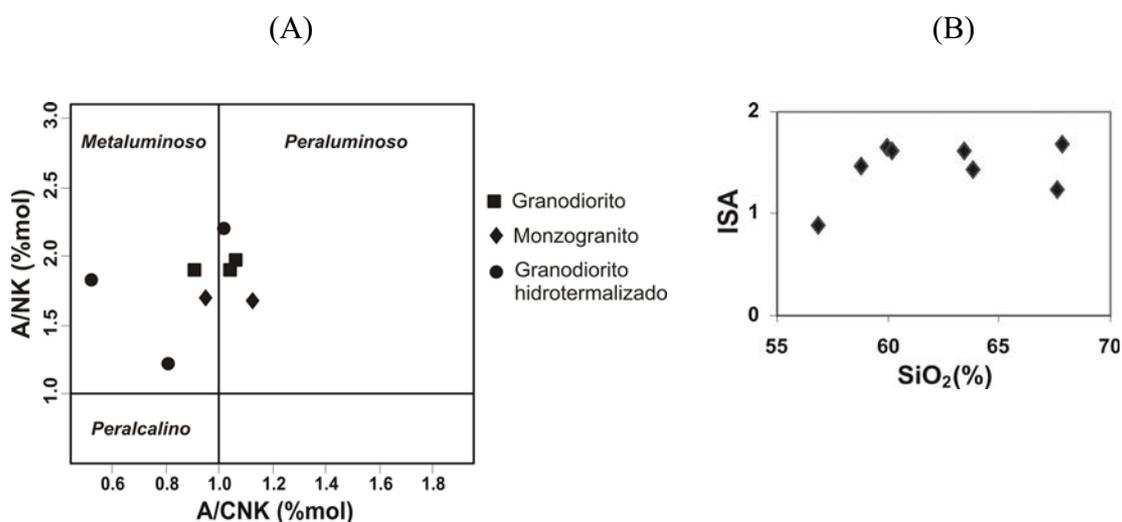


Figura 3.16 – Classificação das rochas do Maciço Gollon quanto ao (A) Índice de saturação ISA (B) $SiO_2 \times ISA$ (índice de saturação em alumina) para amostras do Maciço Gollon.

As análises revelam valores de Na_2O relativamente altos ($> 3,1 \%$), e valores ISA próximos aos de granitos do tipo I propostos por Chappell & White (1974) para os granitos do leste de Austrália. Com base nesses dados e nas características petrográficas podem-se classificar as rochas do Maciço Gollon como do tipo I.

Nos diagramas do tipo Harker foram comparados elementos maiores e traços das rochas graníticas, utilizando-se os valores de SiO_2 como índice para observar as diferenças e correlações.

Nos diagramas com elementos maiores $\times SiO_2$ (Figura 3.17), observa-se que o monzogranito, quando comparados com os granodioritos frescos, apresentam menos TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO e maior conteúdo de K_2O e SiO_2 . Os valores de P_2O_5 e Na_2O são semelhantes. O maior conteúdo de biotita, a presença de hornblenda nos granodioritos e maior conteúdo de feldspato potássico nos monzogranitos descritos na petrografia, são coerentes com esses resultados antes descritos.

Os granodioritos alterados quando comparados com os granodioritos frescos apresentam menos TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO levemente mais CaO e Na_2O , e quantidades semelhantes de K_2O , SiO_2 e P_2O_5 que os granodioritos frescos. As diferenças não são muito grandes entre os granodioritos frescos e os alterados, o que indica que a alteração hidrotermal nas rochas hospedeiras dos veios é insipiente, só o CaO observa-se com acréscimo, isso é diferenciado na petrografia, onde veias de calcita e carbonatação dos plagioclásios é freqüente. Observa-se correlação negativa entre SiO_2 com MgO , TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO e P_2O_5 . Com exceção da amostra de granodiorito alterado GR14 que sempre mostra um comportamento anômalo, pela presença de alteração hidrotermal de seus constituintes e veias de calcita. O K_2O apresenta correlação positiva com o SiO_2 , e nas rochas há variação de Na_2O com o aumento de SiO_2 , com exceção da amostra GR9 que corresponde a um granodiorito alterado.

Nos diagramas com elementos traço x SiO_2 (Figura 3.18), os monzogranitos apresentam quantidades maiores de Rb e Th, e menos Sr que os granodioritos. Os granodioritos alterados apresentam quantidades quase iguais em todos os elementos. O Ba, Th e o Rb apresentam correlação positiva na ordem de evolução de granodiorito para monzogranito, indicando que o Ba e Rb principalmente tiveram comportamento compatível no Maciço.

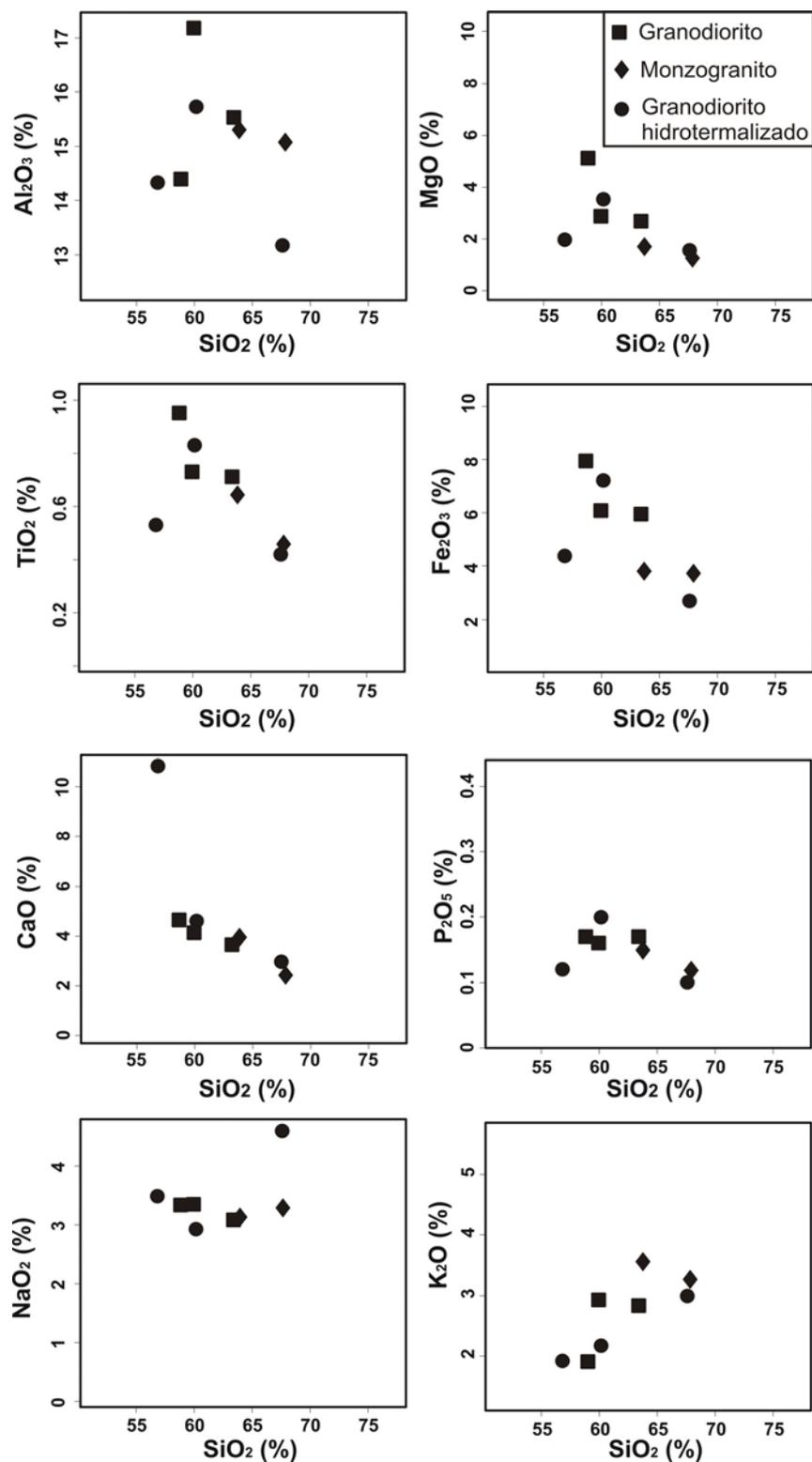


Figura 3.17 - Diagramas tipo Harker, com elementos maiores em função da SiO₂.

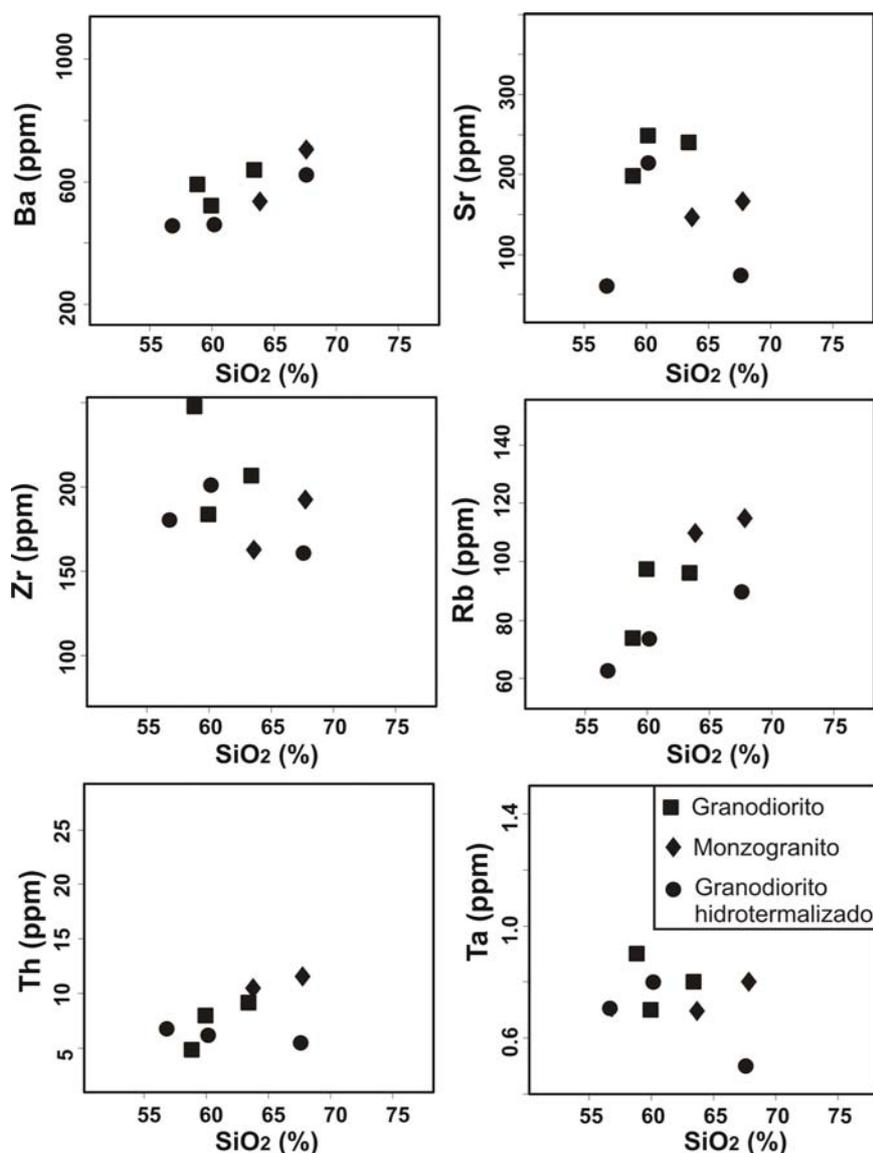


Figura 3.18 - Diagramas tipo Harker, com elementos traço em função da SiO₂.

Com o objetivo de classificar os granitos estudados quanto ao ambiente tectônico, foi utilizado o estudo geoquímico sistemático realizado por Pearce *et al.* (1984), Pearce (1996) e Förster (1997), que conclui que além das rochas-fonte para interpretação do ambiente tectônico, é necessário procurar outras informações geológicas auxiliares. Esses diagramas que utilizam os valores de Rb, Y, Yb, Nb e Ta são muito eficientes para discriminar os tipos de granitos. Na classificação feita por Pearce *et al.* (1984), são individualizados campos para as rochas graníticas de cadeia oceânica (ORG), granitos intraplaca (WPG), granitos de arco vulcânico (VAG) e granitos sin-colisionais (syn-COLG). No estudo de Pearce *et al.* (1984), os granitos pós-

colisionais (Pos-COLG), são considerados problemáticos para discriminação de seu ambiente tectônico. Em Pearce (1996), um campo sobreposto aos granitos syn-COLG, WPG e no topo do VAG é individualizado como granitos pós-colisionais (Pos-COLG).

As amostras de granitos de Maciço Gollon plotadas nos diagramas de Pearce *et al.* (1984) (Figura 3.19), situam-se no campo de granitos de arco vulcânico VAG. Somente uma amostra (GR5) apresenta teores elevados de Y, Yb e Nb, o que provoca seu distanciamento das demais amostras. Esta amostra apresenta-se alterada, com biotita secundária principalmente, porem sua interpretação não é influente nas interpretações.

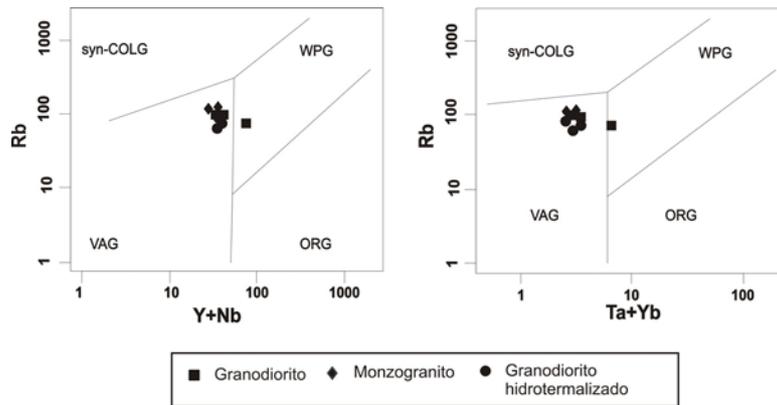


Figura 3.19 – Amostras do Maciço Gollon em diagramas de discriminação tectônica $(Y+Nb) \times Rb$ e $(Ta+Yb) \times Rb$ (Pearce *et al.*, 1984), granitos de cadeia oceânica (ORG), granitos intraplaca (WPG), granitos de arco vulcânico (VAG) e granitos sin-colisionais (syn-COLG).

A comparação de diagramas multielementares elaborados por Pearce *et al.* (1984) normalizados a granitos de cadeias oceânicas sugere que as amostras do Maciço Gollon têm padrão muito semelhante aos de granitos VAG, *syn-COL* e *pos-COLG* do Chile, do Tibete e Oman (Figura 3.20). Observam-se anomalias positivas de Rb, Th e Ce e anomalias negativas de Ba, Ta, Nb e Hf.

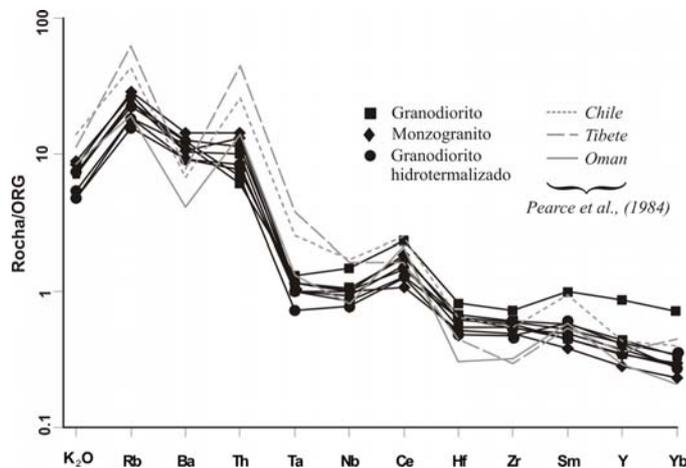


Figura 3.20 - Padrões de normalização a granitos de cadeias oceânicas (ORG) de amostras do Maciço

Gollon. Os valores de normalização são de Pearce et al. (1984).

Nos diagramas triangulares Rb/100-Y/44-Nb/16 e Rb/100-Tb-Ta, propostos por Thiéblemont & Cabanis (1990) para a discriminação geoquímica das rochas magmáticas ácidas, as amostras do Maciço Gollon concentram-se predominantemente no campo das rochas pós-colisionais + sin-subducção e levemente no campo das rochas anorogênicas não hiperalkalinas (Figura 3.21). Observa-se dispersão dos pontos, o que pode ser decorrente da mobilidade dos elementos utilizados.

No seu diagrama Rb/100 - Tb - Ta, Thiéblemont & Cabanis (1990) estabeleceram um único campo para rochas ácidas pós-colisionais e sin-subducção, por considerarem que esses termos não são mutuamente exclusivos.

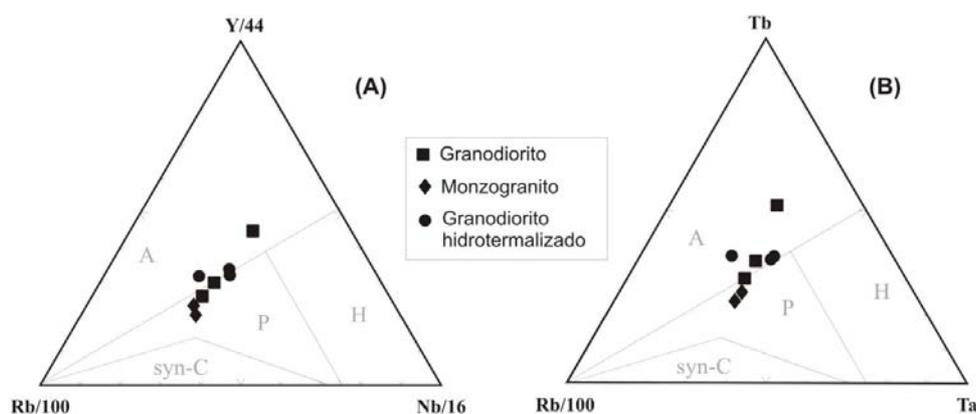


Figura 3.21 - Amostras do Maciço Gollon nos diagramas de discriminação geotectônica das rochas magmáticas ácidas sin-colisionais (syn-C), pós-colisionais + sin-subducção (P), anorogênicas não hiperalkalinas (A) e hiperalkalinas (H), propostos por Thiéblemont & Cabanis (1990).

Os padrões de elementos terras raras normalizados a condrito (Nakamura, 1974) para os granitos estudados são apresentados na figura 3.22. No diagrama observa-se enriquecimento em ETRL e menor enriquecimento das ETRP com relação ao condrito. Os padrões são levemente fracionados ($La_n/Yb_n \cong 5-7$), com leve anomalia negativa de Eu ($Eu_n/Eu^* = 0,7 - 1,0$). Na figura 3.22 a amostra GR5 novamente apresenta comportamento anômalo, interpretado como devido a re-equilíbrio pós-magmático.

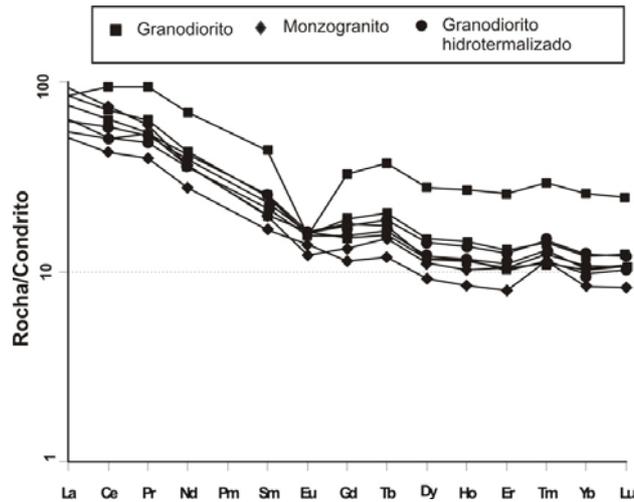


Figura 3.22 - Espectro de elementos terras raras de amostras do Maciço Gollon, normalizados ao condrito de Nakamura (1974).

3.4.2 - DIQUES MÁFICOS, DIQUES FÉLSICOS E ENCLAVE MÁFICO

Visando à caracterização química e discriminação tectônica dos diques intermédios a máficos para sua melhor compreensão no contexto geológico, procedeu-se ao estudo químico de amostras representativas. Os resultados analíticos são apresentados no anexo 2.

No diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) (Figura 3.23), as amostras analisadas seguem *trend* cálcio-alcálico.

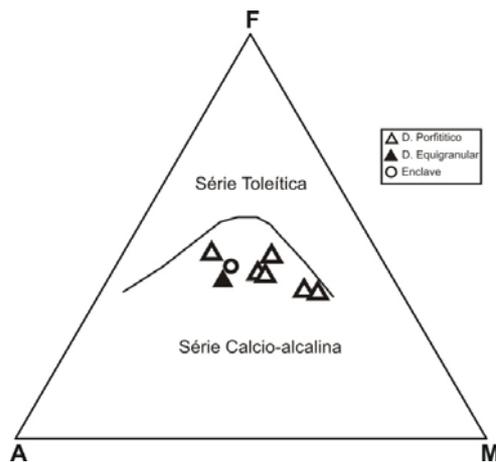


Figura 3.23 - Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) com amostras dos diques máficos.

Os padrões multielementares dos diques máficos e diques félsicos são apresentados na figura 3.24. Os diques máficos apresentam maior concentração em

elementos terras raras que os granitos do Maciço Gollon ($\Sigma\text{ETR} = 146$ ppm), e os diques félsicos são mais empobrecidos em elementos terras raras do que os granitos ($\Sigma\text{ETR} = 97$ ppm). O espectro dos diques intermédios é parecido aos granitos (La_n/Yb_n varia de 4 a 12) com leve anomalia de Eu ($\text{Eu}_n/\text{Eu}^* = 0,8-1,0$), e os diques félsicos apresentam importante anomalia negativa de Eu ($\text{Eu}_n/\text{Eu}^* = 0,3 - 0,5$), e La_n/Yb_n varia de 3 a 7, indicando pouco fracionamento das terras raras.

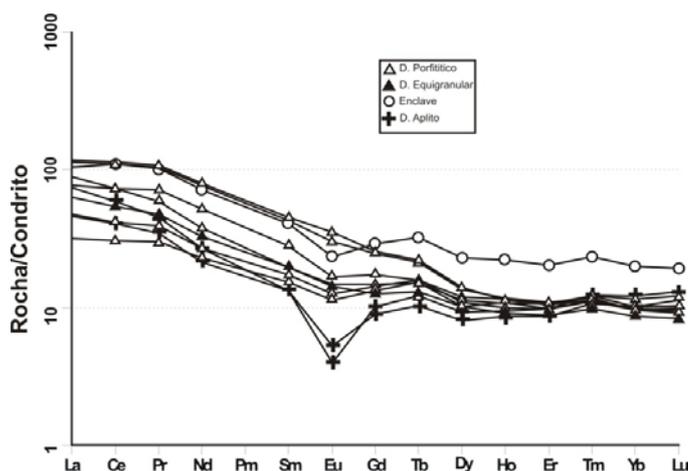


Figura 3.24 - Padrão de elementos terras raras para amostras dos diques máficos normalizados ao condrito de Nakamura (1974).

Nos diagramas discriminantes de ambiente tectônico propostos por Pearce & Cann (1973), os diques estudados e o enclave máfico podem ser ratificados como andesitos basálticos cálcio-alcálinos (Figura 3.25), embora uma amostra (GR128-D) esteja fora dos campos devido a possuir alteração hidrotermal (sericita e clorita) e o valor de PF seja muito alto.

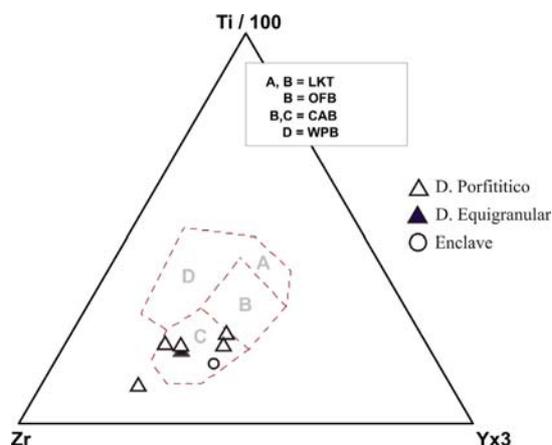


Figura 3.25 - Amostras do dique máfico e enclave máfico posicionadas no diagrama de Pearce & Cann (1973). WPB: basaltos intra-placa; OFB: basaltos de fundo oceânico; LKT: toleitos baixo-potássio; CAB: basaltos cálcio-alcálinos.

3.5 - GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Com a finalidade de complementar os dados obtidos através de trabalhos de campo, estudos petrográficos e geoquímicos foram realizadas duas datações mediante o método radiométrico U-Pb em zircão, doze análises isotópicas de Sr e de Sm-Nd. Para a área de estudo, em particular, não existiam dados geocronológicos disponíveis na literatura. Neste capítulo são apresentadas novas idades, bem como dados isotópicos de Sr e Sm-Nd das rochas graníticas, diques básicos, enclaves e embasamento metamórfico.

3.5.1 - DADOS U-Pb

As seguintes unidades geológicas foram selecionadas para datação pelo método U-Pb: o granodiorito (amostra GR111) (tabela 3.3 e figura 3.26) que aflora na porção norte do maciço Gollon e o monzogranito (amostra GR138) (tabela 3.4 e figura 3.27) que aflora na porção sul do maciço.

Os resultados definem uma concórdia com uma idade de intercepto de $345,7 \pm 6,9$ Ma para o granodiorito e $325 \pm 6,9$ para o monzogranito. Estas idades são interpretadas como a idade de cristalização da rocha, o que indica que o maciço granítico cristalizou-se em duas seqüências, de norte (granodiorito) para sul (monzogranito). Uma população de zircões no monzogranito tem concórdia em $342,1 \pm 4,6$ Ma, sugerindo herança de zircões a partir do granodiorito. Com isto pode-se sugerir que o monzogranito está cortando o granodiorito.

Tabela 3.3 – Resultados dos zircões analisados da amostra GR-111.

GR-111	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	$2\theta(\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2\theta(\%)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2\theta(\%)$	Idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	$2\theta(\text{Ma})$	Idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$2\theta(\text{Ma})$	Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$2\theta(\text{Ma})$	Rho
1	0,0716	4,9953	0,6352	8,1791	0,0644	6,4764	973,5695	101,8580	499,3319	32,2609	402,1766	25,2509	0,7918
2	0,0554	1,6856	0,4289	5,3215	0,0561	5,0475	429,0820	37,5764	362,4273	16,2200	352,0968	17,2955	0,9485
3	0,0582	1,2740	0,4585	5,1891	0,0571	5,0303	537,1706	27,8773	383,2342	16,5643	358,2310	17,5284	0,9694
4	0,0597	1,6108	0,4652	5,3052	0,0565	5,0547	591,8084	34,9227	387,8733	17,1032	354,5473	17,4375	0,9528
5	0,0556	1,7258	0,4367	5,3339	0,0570	5,0470	436,7687	38,4205	367,9489	16,4635	357,1174	17,5337	0,9462
6	0,0544	1,2674	0,4200	5,1747	0,0560	5,0171	385,7122	28,4677	356,0721	15,5416	351,5411	17,1648	0,9695
7	0,0534	1,6331	0,4076	5,2770	0,0553	5,0179	347,5590	36,9304	347,1122	15,5144	347,0455	16,9540	0,9509
8	0,0523	1,4958	0,4012	5,2393	0,0556	5,0213	298,7248	34,1214	342,5499	15,2335	349,0435	17,0604	0,9584
9	0,0546	1,5489	0,4157	5,2699	0,0552	5,0371	395,8924	34,7308	352,9897	15,7129	346,5007	16,9927	0,9558
10	0,0734	7,3450	0,5765	8,9366	0,0570	5,0905	1024,4265	148,6120	462,2044	33,1819	357,2332	17,6903	0,5696
11	0,0529	1,4088	0,3997	5,2396	0,0548	5,0467	323,8429	31,9932	341,4482	15,1931	344,0399	16,9073	0,9632
12	0,0964	2,5551	0,6283	5,9423	0,0473	5,3649	1555,9646	47,9510	495,0361	23,2817	297,6814	15,6072	0,9028
13	0,0804	4,3049	0,6480	6,7869	0,0584	5,2469	1207,1133	84,7782	507,2571	27,0974	366,1747	18,6774	0,7731
14	0,0575	4,3716	0,4461	6,7328	0,0563	5,1205	509,0457	96,1185	374,5267	21,0884	353,1391	17,5962	0,7605
15	0,0538	2,4744	0,4180	5,6432	0,0564	5,0718	362,1009	55,8117	354,5980	16,8902	353,4529	17,4440	0,8987
16	0,0566	1,4731	0,4468	5,2899	0,0573	5,0807	474,4360	32,5820	375,0474	16,5880	359,1525	17,7484	0,9604
17	0,0532	1,4267	0,4131	5,2386	0,0563	5,0406	336,4383	32,3276	351,0999	15,5497	353,3207	17,3301	0,9622
18	0,0527	1,4522	0,4099	5,2229	0,0565	5,0170	314,5010	33,0326	348,8386	15,4196	354,0171	17,2822	0,9606
19	0,0524	1,4567	0,4033	5,2794	0,0558	5,0745	303,0289	33,2042	344,0693	15,4073	350,1761	17,2955	0,9612
20	0,0562	2,9912	0,4406	5,8712	0,0569	5,0520	460,6758	66,3173	370,6819	18,2331	356,4464	17,5190	0,8605

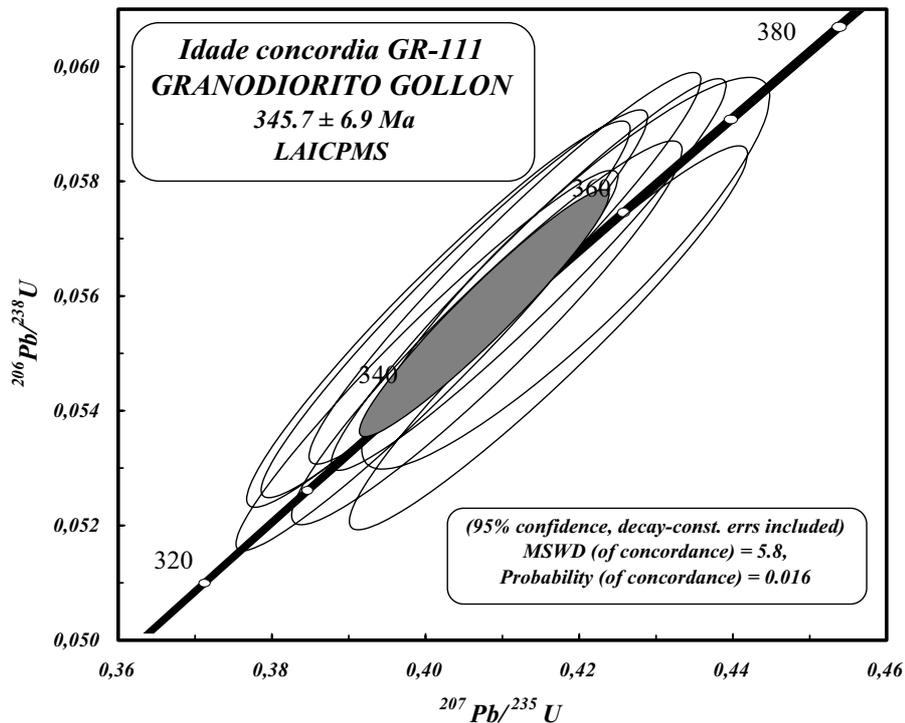


Figura 3.26 - Diagrama de concórdia U-Pb LAICPMS do granodiorito Gollon (Amostra GR-111).

Tabela 3.4 – Resultados dos zircões analisados da amostra GR-138.

GR-138	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	2 θ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 θ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 θ (%)	Idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	2 θ (Ma)	Idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 θ (Ma)	Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 θ (Ma)	Rho
1	0,0535	1,2029	0,3711	5,1731	0,0503	5,0313	349,7183	27,1914	320,4443	14,2160	316,4312	15,5363	0,9726
2	0,0536	1,4472	0,3854	5,2837	0,0521	5,0817	354,9510	32,6841	330,9751	14,9237	327,5745	16,2304	0,9618
3	0,0534	1,2851	0,3793	5,1825	0,0515	5,0206	345,0011	29,0747	326,5464	14,4717	323,9633	15,8631	0,9688
4	0,0538	1,1332	0,3532	5,4288	0,0476	5,3092	361,9426	25,5615	307,1252	14,3877	299,9547	15,5603	0,9780
5	0,0545	1,5098	0,4039	5,2450	0,0538	5,0230	391,1276	33,8820	344,5074	15,3231	337,6344	16,5228	0,9577
6	0,0541	1,1207	0,3810	5,1842	0,0511	5,0616	375,1367	25,2194	327,7720	14,5225	321,1402	15,8567	0,9764
7	0,0535	1,2464	0,3855	5,2063	0,0522	5,0550	351,7041	28,1645	331,0895	14,7094	328,1635	16,1733	0,9709
8	0,0535	1,1724	0,3997	5,1667	0,0542	5,0319	351,0004	26,4964	341,4496	14,9817	340,0482	16,6675	0,9739
9	0,0538	1,2019	0,4020	5,3168	0,0542	5,1792	362,6652	27,1082	343,1312	15,4808	340,2538	17,1653	0,9741
10	0,0531	1,3594	0,3676	5,3513	0,0502	5,1757	332,6555	30,8235	317,8760	14,6052	315,8632	15,9541	0,9672
11	0,0539	1,1339	0,3963	5,2240	0,0534	5,0995	365,7933	25,5590	338,9686	15,0552	335,0703	16,6503	0,9762
12	0,0535	1,1527	0,3992	5,1795	0,0541	5,0496	348,7649	26,0623	341,0326	15,0034	339,8992	16,7188	0,9749
13	0,0530	1,3595	0,3814	5,3513	0,0522	5,1757	329,2888	30,8436	328,1008	15,0032	327,9334	16,5483	0,9672
14	0,0536	1,1406	0,3992	5,2541	0,0540	5,1288	353,9890	25,7638	341,0975	15,2220	339,2087	16,9476	0,9762
15	0,0537	1,1593	0,4028	5,2203	0,0544	5,0899	360,1123	26,1578	343,6506	15,2191	341,2211	16,9163	0,9750
16	0,0531	1,0950	0,4121	5,1673	0,0563	5,0500	332,3670	24,8297	350,4180	15,3132	353,1478	17,3542	0,9773

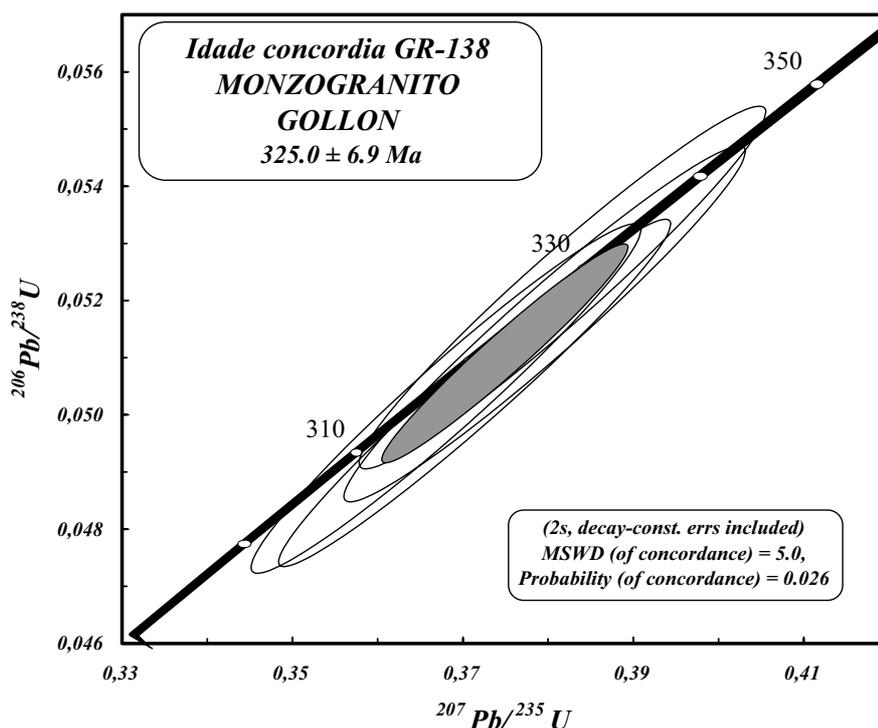


Figura 3.27 - Diagrama de concórdia U-Pb LAICPMS do monzogranito Gollon (Amostra GR-138).

3.5.2 - DADOS ISOTÓPICOS DE Nd E Sr

Doze análises isotópicas de Sr e de Sm-Nd em rocha total foram realizadas. Os valores iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ para o granodiorito e o monzogranito foram recalculados utilizando as idades U–Pb obtidas neste estudo. Para os diques, enclave máfico e rochas metamórficas foram utilizadas as idades da bibliografia, que tem como referencia principalmente o Batólito de Patáz (Haerberlin, 2002; Macfarlane *et al.*, 1999) (Tabela 3.5).

As rochas graníticas apresentam razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,71483 e 0,71895. Mostram valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ negativos, variando de -3,53 a -6,39 e idades modelo T_{DM} em um intervalo entre 1,18 e 3,37 Ga (Tabela 3.5). Os valores intermediários das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (com pouca distribuição), assim como os valores negativos ϵ_{Nd} e TDM, indicam uma fonte crustal mais antiga para esses magmas. O valor TDM da amostra GR111 (3,37 Ga) não foi considerado devido ao pouco significado geológico que apresenta (alto valor na razão $\text{Sm}^{147}/\text{Nd}^{144}$).

Os diques máficos têm razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,71224 e 0,71438. Mostram valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ entre -4,91 a +1,11 e idades modelo TDM em um intervalo entre 0,81 e 1,34 Ga (Tabela 3.5). As razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ não têm muita diferença dos valores dos granitos, mas os valores de ϵ_{Nd} podem ser derivados de diferentes graus de contaminação crustal, passando de valores levemente positivos empobrecidos em LIL (+1,1) para valores negativos (-4,9) que indicam contaminação e/ou fonte crustal. As idades modelo TDM são consistentes, dando valores mais jovens que das rochas graníticas.

O dique de aplito apresenta razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,76075, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ de -4,07 e TDM de 1,13 Ga (Tabela 3.5). O alto valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e o valor negativo ϵ_{Nd} indica fonte crustal.

O enclave máfico apresenta razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,71472, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ de -4,15 e TDM de 1,33 Ga (Tabela 3.5). Todos estes valores são semelhantes ou estão na faixa dos valores obtidos para as rochas graníticas.

Finalmente, as rochas metamórficas do embasamento têm razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,72204 e 0,74063. Mostram valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ entre -2,74 a -4,90, e TDM entre 1,29 e 1,50 Ga (Tabela 3.5).

A figura 3.8 mostra as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das amostras analisadas. O dique de aplito destaca-se das demais, e as rochas do Complexo Marañon mostram uma maior dispersão com relação às rochas graníticas e diques máficos.

A figura 3.29 mostra a evolução isotópica do ϵ_{Nd} das rochas graníticas do maciço Gollon, diques, enclave e embasamento metamórfico. Um estudo isotópico para o Batólito de Patáz na porção sul foi feito por Macfarlane (1999). Os valores obtidos por ele são relativamente similares aos dados obtidos neste estudo. O padrão de evolução isotópica do Nd entre as rochas graníticas (granodiorito e monzogranito) é muito similar ao embasamento metamórfico.

No gráfico $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 3.30) observa-se que quase todas as rochas analisadas caíram no quadrante da crosta continental (fonte enriquecida) localizando-se dentro do campo do embasamento metamórfico. Isto sugere que o embasamento pode ser uma fonte potencial dos magmas na região estudada. Só uma amostra de dique máfico tem valores superiores aos da crosta, mas pode ser considerado com um dado pontual.

Tabela 3.5 – Resultados isotópicos de Sr e Sm-Nd para amostras da área de estudo.

Litotipo	Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/$ ^{86}Sr	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ medido	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm ¹⁴⁷ / 144Nd	(Nd ¹⁴³ / ¹⁴⁴ Nd) medido	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	T_{DM} (Ga)
Granodiorito	GR-111	97,5	249,3	1,13	0,71483 ± 3	6,41	21,86	0,177	0,512267 ± 13	-7,24	-6,39	–
	GR112A	96,1	239,9	1,16	0,71507 ± 5	6,51	31,03	0,127	0,512244 ± 12	-7,68	-4,61	1,39
	GR-5	73,8	198,3	1,08	0,71492 ± 3	10,17	45,87	0,134	0,512266 ± 7	-7,26	-4,50	1,47
Monzogranito	GR-138	114,9	165,0	2,02	0,71895 ± 2	4,17	21,87	0,115	0,512275 ± 8	-7,09	-3,53	1,18
	GR-142	110,1	145,5	2,19	0,71884 ± 4	3,50	16,77	0,126	0,512254 ± 20	-7,50	-4,41	1,36
Dique máfico	GR-126C	92,9	282,2	0,95	0,71224 ± 9	9,64	50,23	0,116	0,512526 ± 8	-2,18	1,11	0,81
	GR-139	93,6	265,0	1,02	0,71438 ± 1	4,32	21,45	0,122	0,512229 ± 7	-7,98	-4,91	1,34
	GR-104D	65,8	123,5	1,54	0,71437 ± 1	3,82	16,13	0,143	0,512436 ± 21	-3,93	-1,75	1,30
Dique aplito	GR-130	151,6	35,2	12,53	0,76075 ± 4	2,70	15,25	0,106	0,512239 ± 7	-7,79	-4,07	1,13
Enclave máfico	GR-112B	92,0	234,8	1,13	0,71472 ± 3	9,44	46,06	0,124	0,512254 ± 7	-7,49	-4,15	1,33
Rochas Metamórficas	GR-131	90,5	122,4	2,15	0,74063 ± 1	10,63	49,34	0,130	0,512213 ± 8	-8,29	-4,90	1,50
	GR-132	110,8	32,6	9,85	0,72240 ± 3	12,66	59,39	0,129	0,512320 ± 7	-6,21	-2,74	1,29

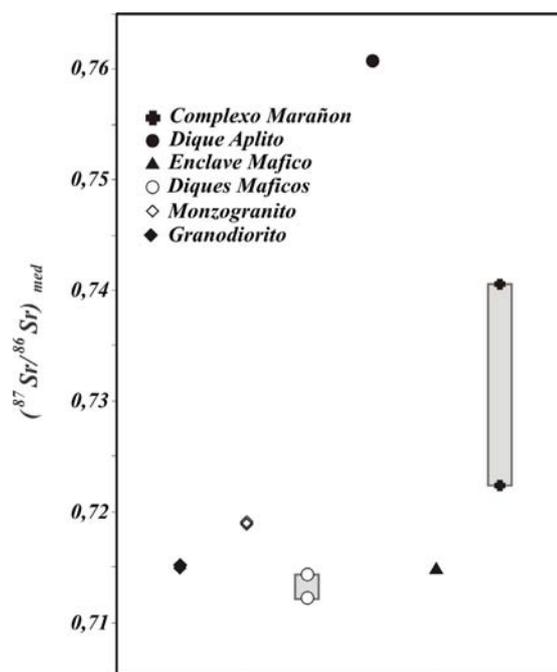


Figura 3.28 – Comparação das razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das rochas graníticas do Maciço Gollon, diques, enclave e rochas do embasamento metamórfico.

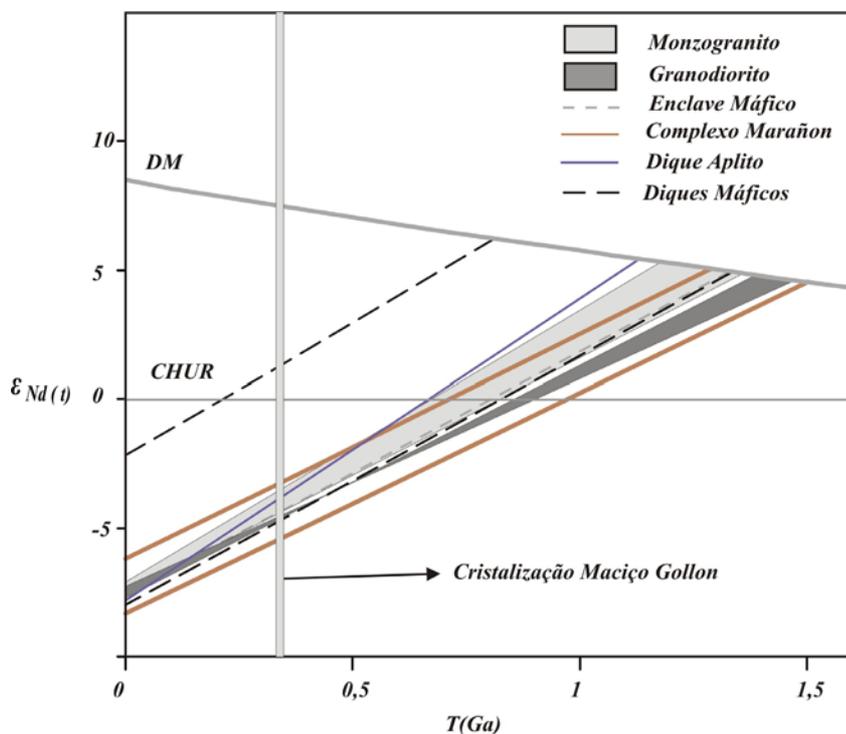


Figura 3.29 - Diagrama ϵ_{Nd} versus tempo mostrando as composições isotópicas de Nd das rochas graníticas do Maciço Gollon (granodiorito e monzogranito), diques, enclave e embasamento metamórfico. A barra cinza indica a idade de cristalização do maciço Gollon. Note-se a similaridade entre as idades TDM do embasamento metamórfico e das rochas graníticas.

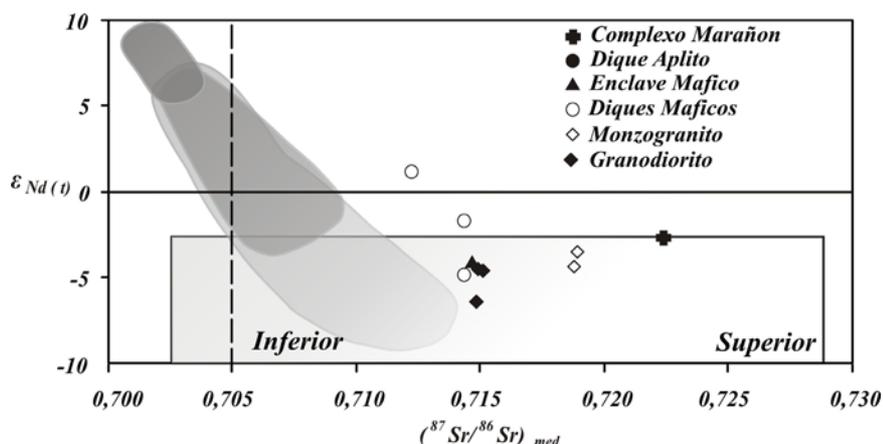


Figura 3.30 - Composições isotópicas de Sr e Nd das rochas graníticas, diques, enclave e embasamento metamórfico.

3.6 - DISCUSSÃO

O norte Peruano mostra evidências de uma margem ativa desde o Ordoviciano até o presente, com história complexa para a região, com margem ativa no mesmo período, ocorrendo etapa de rift ao final do paleozóico (Jaillard *et al.*, 2000). Isso é mais coerente com o cenário geológico da região pela evidência de vulcanismo do grupo Mitu após da intrusão do batólito cálcio-alcálico (Noble *et al.*, 1978).

Schreiber (1989) no Batólito de Pataz distingue duas principais fácies de intrusão e duas populações de diques (máficos e félsicos). Pequenas apófises de diorito-tonalito na margem do batólito, que representam as primeiras fácies intrusivas, e uma gradação ao núcleo do batólito com maior distribuição composto por granodiorito e monzogranito com presença de enclaves máficos microdioríticos e xenólitos do embasamento. O batólito é cortado por diques félsicos e diques de lamprófiro. Estes diques de lamprófiro representam magmas hipabissais primários, embora os diques de lamprófiro estejam espacialmente associados com os veios auríferos, as relações de campo e alteração hidrotermal indicam que são mais antigos que os veios (Schreiber *et al.*, 1990). A maioria desses antecedentes são concordantes com os dados obtidos neste estudo, porém distinguimos dois tipos de diques máficos, os diques de andesito, andesito basáltico e os diques de diorito microgranular-equigranular. Os diques de

andesito apresentam maior afinidade com os veios auríferos, de acordo com as observações de campo e a petrografia realizada.

Ao longo de toda a cordilheira dos Andes, o Batólito de Pataz, apresenta afloramentos descontínuos desde Buldibuyo até Gollon, o que pode ser interpretado como uma provável intrusão seqüencial do Batólito. Na região de Parcoy-Pataz, idades mais novas que as deste estudo foram datadas: a) U-Pb com idade 329 ± 1 Ma (Vidal *et al.*, 1995) e b) Ar-Ar resultando em $328,1 \pm 1,2$ Ma e $329,2 \pm 1,4$ Ma para granodiorito e monzogranito respectivamente (Haeberlin, 2002). Estes dados quando comparadas com as idades U-Pb obtidas neste estudo, sugerem evolução desde norte até o sul, onde os magmas com composição granodiorítica ($345,7 \pm 6,9$ Ma) foram as primeiras em ser cristalizadas e os magmas monzograníticos ($325 \pm 6,9$ Ma) são posteriores. Ressalte-se, que o granodiorito na área de Gollon é mais antigo que o granodiorito correlato nas zonas de Pataz-Parcoy. O monzogranito Gollon apresenta idades próximas ao monzogranito de Pataz-Parcoy.

O granodiorito Gollon aparentemente aproveita as orientações estruturais regionais NNW e o monzogranito aproveita as intersecções estruturais NNW com NE cortando ao granodiorito.

Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ϵ_{Nd} e de TDM das amostras do Complexo Marañon são concordantes com fonte crustal Grenville para os terrenos metamórficos da Cordilheira (Macfarlane, 1999). Valores TDM obtidos por Macfarlane (1999), são similares aos deste estudo, os quais foram interpretados como adição de um embasamento antigo para um material derivado de manto empobrecido durante a orogenia Grenville. Os valores negativos de ϵ_{Nd} (t) (entre -3,53 e -6,39) para as rochas graníticas do Maciço Gollon, indicam mistura com material crustal, possivelmente representado pelo embasamento metamórfico que compõe o Complexo Marañon. Duas amostras de diques máficos que cortam o Maciço Gollon têm valores intermediários (1,11 e -1,75), e uma amostra com um valor mais baixo -4,91 similar aos valores do maciço. Todos esses dados indicam que os diques são de fontes magmáticas que sofreram menor contaminação crustal que as rochas graníticas do maciço. Macfarlane (1999) obteve dados de ϵ_{Nd} (t) para diques metabasitos mais baixos (-16,9, -13,8) indicando maior contaminação crustal quando comparadas com os valores das rochas graníticas da região de Parcoy-Pataz do mesmo estudo. O enclave máfico apresenta características geoquímicas e isotópicas muito semelhantes à amostra de dique máfico GR139, que é um dique diorítico microgranular,

o que pode ser interpretado como provável procedência da mesma fonte magmática. Os diques de andesito e diorito (GR126-C e GR104-D, respectivamente) apresentam diferenças no valor de $\epsilon_{Nd}(t)$. O dique de aplito tem valor de $\epsilon_{Nd}(t)$ similar ao do enclave máfico e ao dique GR139, indicando mesmo nível de contaminação crustal.

Todos esses dados representariam pulsos de magmas produzidos por cristalização fracionada e fusão parcial das mesmas fontes crustais, mas em diferentes etapas, sendo que os diques de aplito representam as últimas etapas de intrusão.

CAPÍTULO IV

MINERALIZAÇÃO NO MACIÇO GOLLON

4.1 - INTRODUÇÃO

A mineralização de ouro do Maciço Gollon está hospedada em veios de quartzo, calcita e óxidos de ferro com orientação NW 20°-50° SE, inclinação de 30° a 70° NE e largura variável (0,2 a 2 m). Segundo as observações nas imagens de satélite os veios ocorrem em uma área de aproximadamente 5 km de largura (Figura 4.1) que é também paralelo ao contato regional do Maciço Gollon com o Complexo Marañon.

Os veios são em geral constituídos de bandas de quartzo leitoso, quartzo cinza brechado, calcita e óxidos de ferro. Estão geralmente em contato e paralelos com diques máficos. A alteração hidrotermal presente nas rochas encaixantes em contato com os veios é geralmente incipiente. Quando presente, compreende argilominerais, clorita, carbonatos, sericita e quartzo em halos de 1,5 m de largura paralelos e nas bordas da orientação dos veios mineralizados.

O presente estudo foi realizado em duas áreas mineralizadas do Maciço Gollon, denominadas Minas e Pindo, nas quais a empresa peruana “*Consortio Minero Horizonte S.A.*” vem desenvolvendo trabalhos de prospecção mineral para ouro (Figura 4.1). Os diversos veios mineralizados são referidos pela empresa com nomes próprios, os quais foram mantidos neste trabalho.

Nas rochas metamórficas do Complexo Marañon também foram observadas algumas estruturas mineralizadas, próximo ao povoado de Balzas, que estão, entretanto, fora do objetivo deste estudo.

4.2 - DESCRIÇÃO DAS ZONAS MINAS E PINDO

4.2.1 - ZONA MINAS

A zona Minas se encontra na parte norte do Maciço Gollon e está hospedada em granodiorito principalmente. A maioria dos veios mineralizados encontrados até agora pela empresa de mineração, ocorrem nesta zona, e serão descritos a seguir.

4.2.1.1 - VEIO MARLENE

O veio Marlene (Figura 4.2) apresenta orientação N25°-30°W, mergulho 50°-70°NE e espessura de 0,5 a 2m. É constituído de quartzo branco leitoso, quartzo cinza brechado, calcita e óxidos de ferro, A rocha encaixante geralmente é o granodiorito que ocorre saprolitizado. Há intercalação de dique máfico com o veio. A alteração hidrotermal é geralmente a argilização, que chega ate 0,50 m de largura, além de presença incipiente de sericita. A alteração hidrotermal encontra-se afetada pela alteração supérgena.

4.2.1.2 - VEIO REGINA

O veio Regina (Figura 4.3) apresenta orientação N40°-50°W, mergulho de 45°-70° NE, e espessura que varia de 0,30 m a 1,50 m. É constituído de quartzo leitoso-branco, quartzo cinza geralmente brechado, calcita e óxidos de ferro. Há intercalação de diques máficos com o veio. A alteração hidrotermal próxima ao veio está representada por argilização. A rocha encaixante é granodiorito, o qual esta saprolitizado

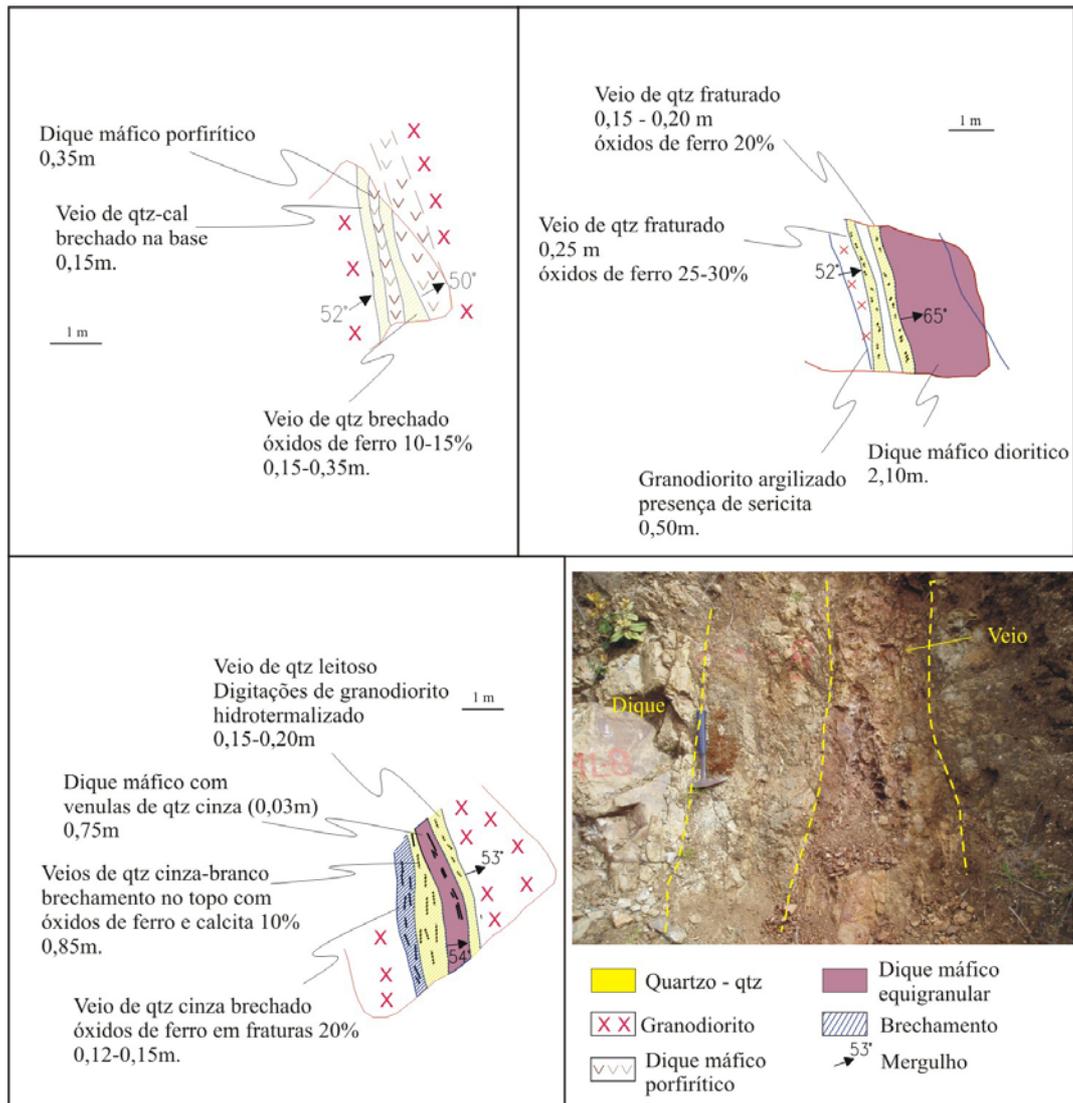
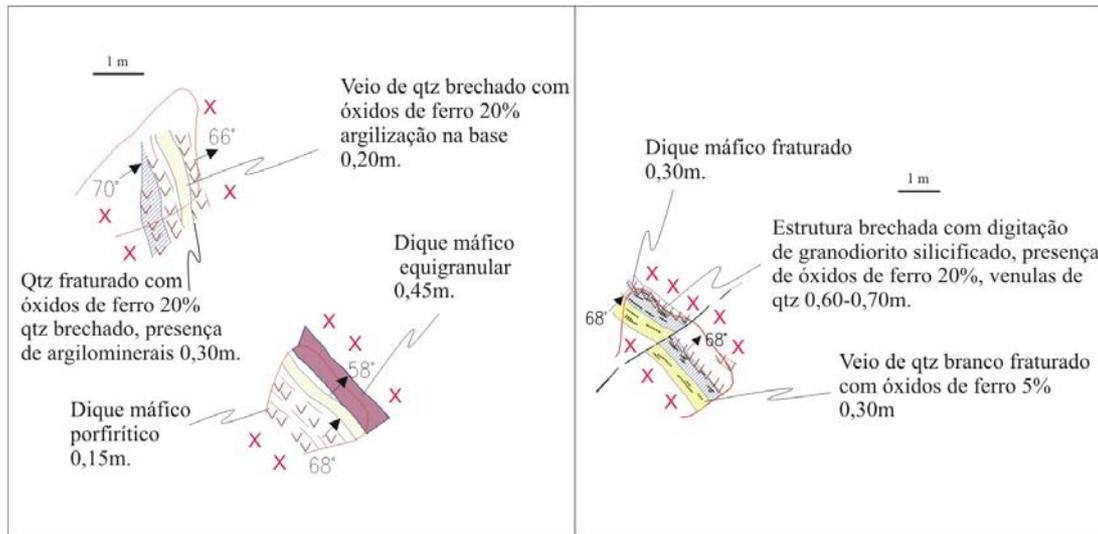


Figura 4.2 - Veio Marlene mostrando detalhes de suas características em afloramento.

4.2.1.3 - VEIO GRANADA

O veio Granada (Figura 4.4) possui orientação N30°-50°W e mergulho 35°-75°NE. A variação do mergulho deve-se à presença de falhamento sinistral que corta a estrutura. Possui espessura de 0,10 a 1,10 m. O veio é constituído de quartzo leitoso, quartzo cinza, óxidos de ferro e se apresenta com intercalações do granodiorito. A alteração hidrotermal compreende argilização misturada com alteração supergênica nas bordas do veio.



Quartzo - Qtz
 Dique máfico equigranular
 Dique máfico porfirítico
 Granodiorito
 Brechamento
 53° Mergulho

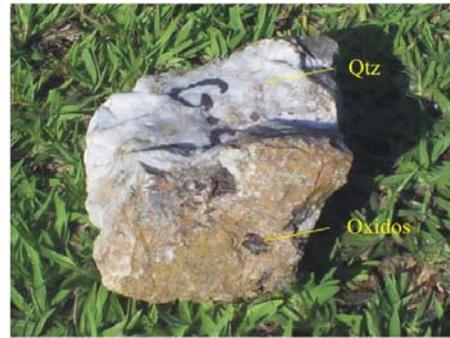


Figura 4.3 - Veio Regina mostrando suas características em afloramento.

4.2.1.4 - VEIO MELBA

O veio Melba (Figura 4.5) possui orientação N30°-50°W e mergulho 35°-70° NE. Sua espessura varia de 0,20 a 1,50 m. O veio é constituído por quartzo leitoso, quartzo acinzentado, calcita e óxidos de ferro. Os óxidos de ferro encontram-se geralmente em vênulas longitudinais. O veio Melba ocorre em contato com dique máfico porfirítico. A rocha encaixante é granodiorito com argilização tênue na borda do veio.

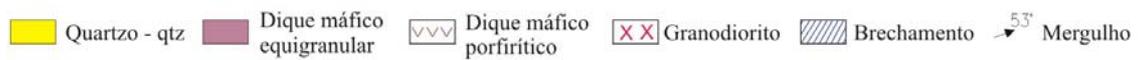
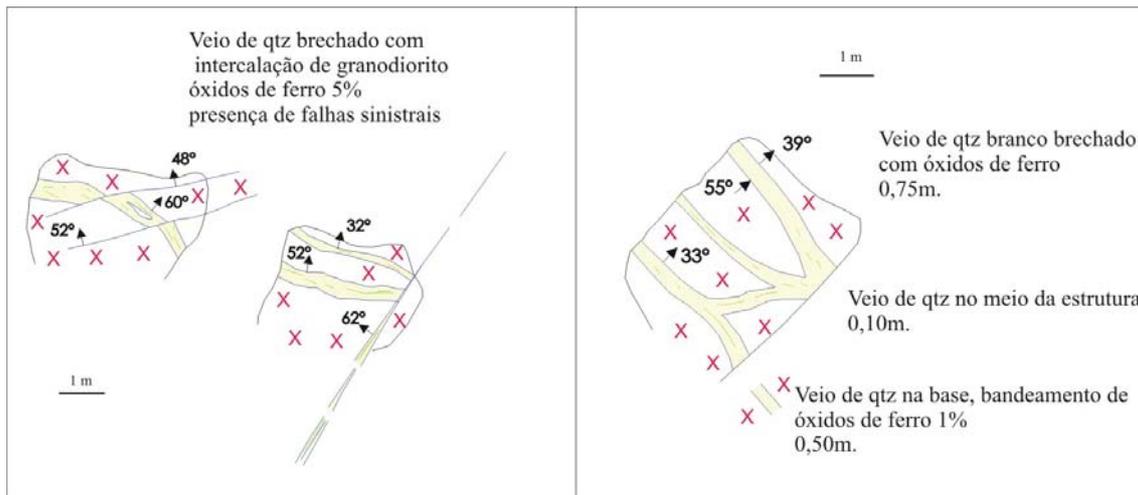


Figura 4.4 - Veio Granada mostrando suas características em afloramento e desenhos de detalhe.

4.2.1.5 - VEIO MONICA

O veio Monica (Figura 4.6) possui orientação N30°-50°W, mergulho 30°-60°NE, e espessura variável de 0,30 m a 1,50 m. O veio é constituído por quartzo leitoso, quartzo acinzentado geralmente de aspecto brechado, calcita e óxidos de ferro em veios e disseminados. Observa-se intercalado com um dique máfico. A rocha encaixante é o granodiorito com tênue argilização ($\leq 0,50$ m) e pouca presença de sericita.

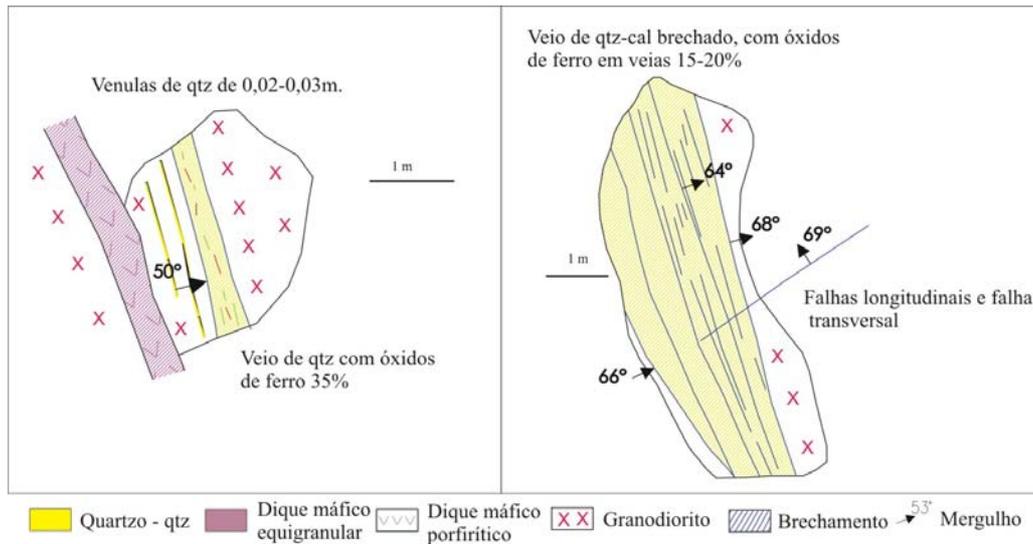


Figura 4.5 - Veio Melba mostrando suas características em afloramento e desenhos de detalhe.

4.2.2 - ZONA PINDO

4.2.2.1 - VEIO PINDO E VEIO RAQUEL

O veio Pindo (Figura 4.7) possui orientação N30°-40°W, mergulho de 80°-40°NE, espessura que varia de 0,30 m a 1,20 m. O mergulho varia a profundidade por falhamento. O veio é composto por quartzo leitoso-branco, quartzo acinzentado, calcita e óxidos de ferro. O veio Pindo é uma estrutura bandeada intercalada com dique máfico equigranular-porfirítico. A rocha encaixante é monzogranito saprolitizado, com argilização e sericita.

Na zona Pindo também ocorre o veio Raquel. O veio Raquel possui características similares à do veio Pindo. É encaixado em monzogranito e intercalado com dique máfico. Apresentam menor presença de óxidos de ferro e fraca argilização nas bordas do veio.

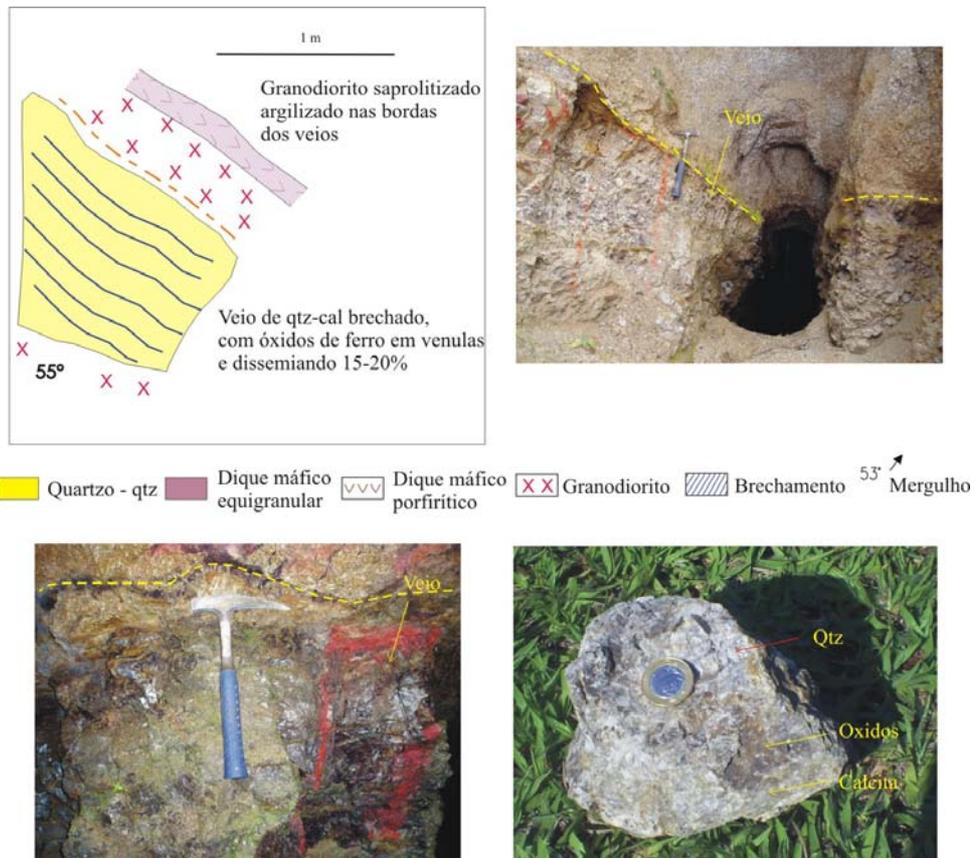


Figura 4.6 - Veio Monica mostrando suas características em afloramento e desenhos de detalhe.

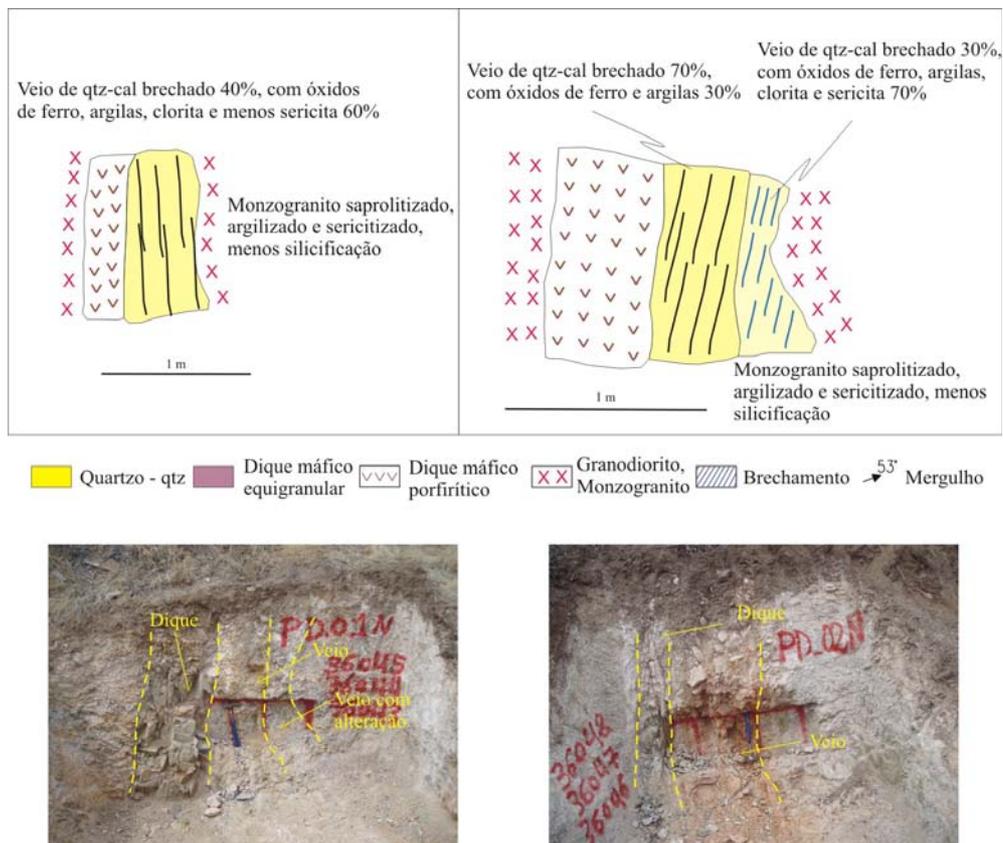


Figura 4.7 – Veio Pindo mostrando suas características em afloramento e desenhos de detalhe.

4.4 - CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DOS MINERAIS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

A alteração hidrotermal apresentada neste capítulo tem o objetivo de relacioná-la com a mineralização.

A alteração hidrotermal associada aos veios do Maciço Gollon é restrita, geralmente até 1,5m. Está afetada pela alteração supergênica, o que complica a delimitação e definição da presença e intensidade do hidrotermalismo. É representada por argilominerais, calcita, clorita, sericita e quartzo. Os argilominerais têm halos de centímetros nas encaixantes na borda dos veios (10-20 cm), com presença de illita e caulinita, associadas a muscovita, menos freqüente calcita e clorita.

A calcita, clorita, sericita e quartzo hidrotermal ocorrem levemente afastados dos veios (<1,5m) onde as argilas estão quase ausentes, e se observam no microscópio como alterações seletivas (clorita, sericita) e em vênulas (calcita, quartzo). Estas alterações consideram-se como parte de um hidrotermalismo tênue, e sem predominância específica de uma alteração nem zonas de alteração bem formadas.

Os argilominerais encontram-se em halos paralelos à orientação das estruturas, e estão associados com calcita, sericita, quartzo e clorita (Figura 4.8, Figura 4.9). A interpretação das análises de raios-x das amostras selecionadas com presença de argilas permitiu identificar a seguinte associação: Illita-muscovita (sericita); caulinita; quartzo; calcita e clorita.

A calcita encontra-se principalmente associada às argilas. Em setores mais afastados dos veios (<1,5m), se apresentam alterando plagioclásio. Também se observam vênulas de calcita geralmente associadas ao quartzo, essas vênulas são tardias às outras alterações hidrotermais. Estudos ao microscópio balizados com análises de química mineral conseguiram identificar prehnita¹ (Figura 4.10 B) geralmente entre os planos de clivagem da biotita. Veios de calcita dispersos foram observados em todo o maciço Gollon, às vezes sem presença de quartzo e mineralização associada. Estes veios de calcita sem associação com quartzo têm largura e comprimento de poucos centímetros. Porém sugerem-se duas gerações de calcita: a primeira associada com quartzo e à mineralização, e a segunda como as últimas etapas de injeção de fluido estéril (Figura 4.10 A,C).

¹ $(Ca_2(Al,Fe^{3+})[AlSi_3O_{10}](OH)_2)$, argilomineral de cálcio, ocorre como mineral secundário ou de origem hidrotermal em filões, frequentemente associada a calcita e zeólitos. (Deer, Howie *et al.*, 1992)

A clorita geralmente se encontra associada à calcita primária, silicificação e menos à sericita e argilas. Macroscopicamente esta alteração é pouco visível, e se observa em rochas poucos saprolitizadas e com leve presença de argilominerais, geralmente onde a silicificação é mais intensa. Ao microscópio a clorita está substituindo parcialmente a biotita e menos freqüentemente hornblenda, às vezes a clorita está associada com epidoto, pelo que poderia denominar-se, como uma alteração seletiva. A clorita apresenta cor verde a verde escura em nicóis paralelos, e em nicóis cruzados cor violeta púrpura (Figura 4.10 D)

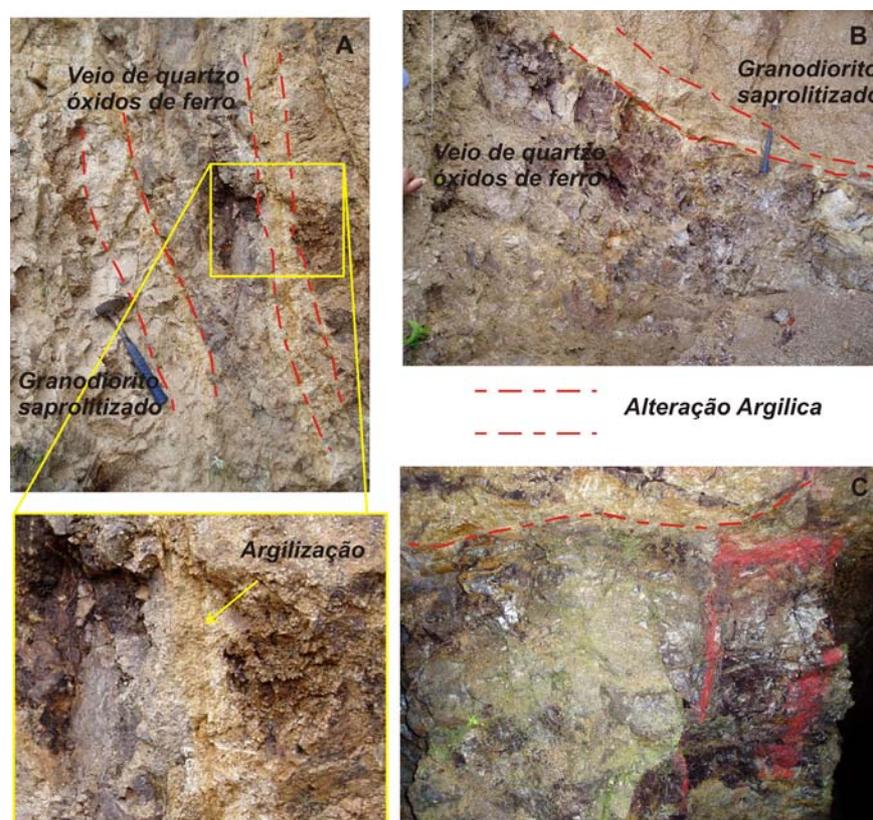


Figura 4.8 - Fotografias mostrando as alterações nas bordas dos veios (argilominerais principalmente), observam-se a rocha encaixante saprolitizada e oxidada. A,B) Afloramentos de veios no granodiorito da zona Minas (detalhe de foto embaixo de A). C) Fotografia de veio Monica em mina subterrânea antiga.

A sericita macroscopicamente se observa associada aos argilominerais nas encaixantes e pode estar influenciada pela alteração supérgena. Também foi identificada nas análises de raios-x. Microscopicamente, em amostras mais afastadas dos veios, é incipiente, às vezes associada com quartzo, e está alterando o plagioclásio e o feldspato potássico. Ocasionalmente encontra-se entre os planos de clivagem da biotita associada

com prehnita. A sericita se encontra mais abundante quando a encaixante é o monzogranito. (Figura 4.10 F,G,H).

A presença de quartzo secundário é mais tênue, e encontra-se geralmente em vênulas com larguras de poucos centímetros até milímetros e menos freqüente com hábito massivo. Está associada às outras alterações hidrotermais. No microscópio foram observadas somente algumas vênulas de quartzo que cortam todas as outras alterações. Principalmente em amostras pouco saprolitizadas e associadas à clorita (Figura 4.10 E,H).

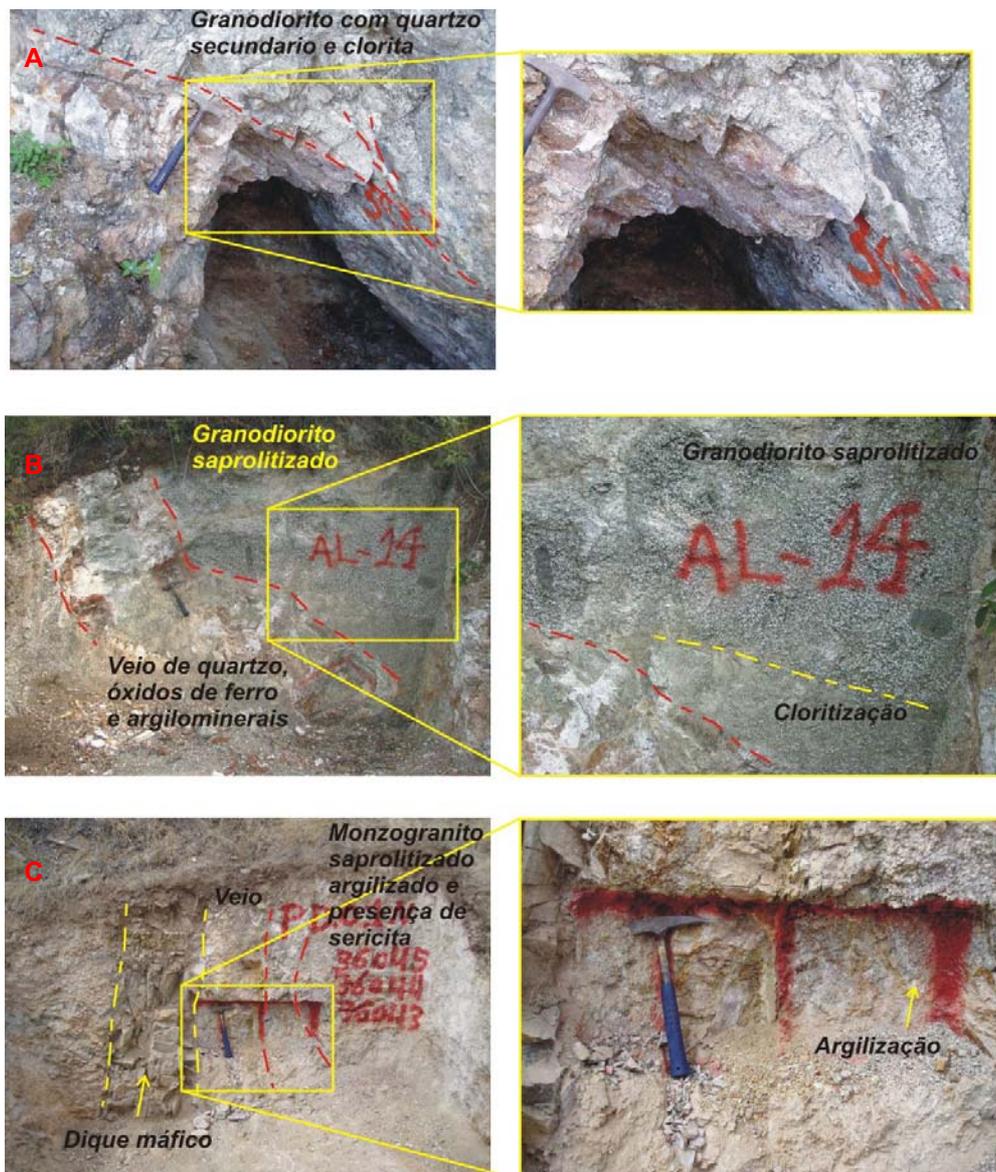


Figura 4.9 - Fotografias mostrando as alterações hidrotermais misturadas com materiais supérgenos A) Granodiorito hospedeiro de veio Granada. Observa-se a presença de clorita e quartzo secundário insipientemente. B) Granodiorito saprolitizado com tênue presença de clorita. C) Monzogranito com argilização e sericitização nas bordas do veio Pindo. À direita está o detalhe das fotos apresentadas.

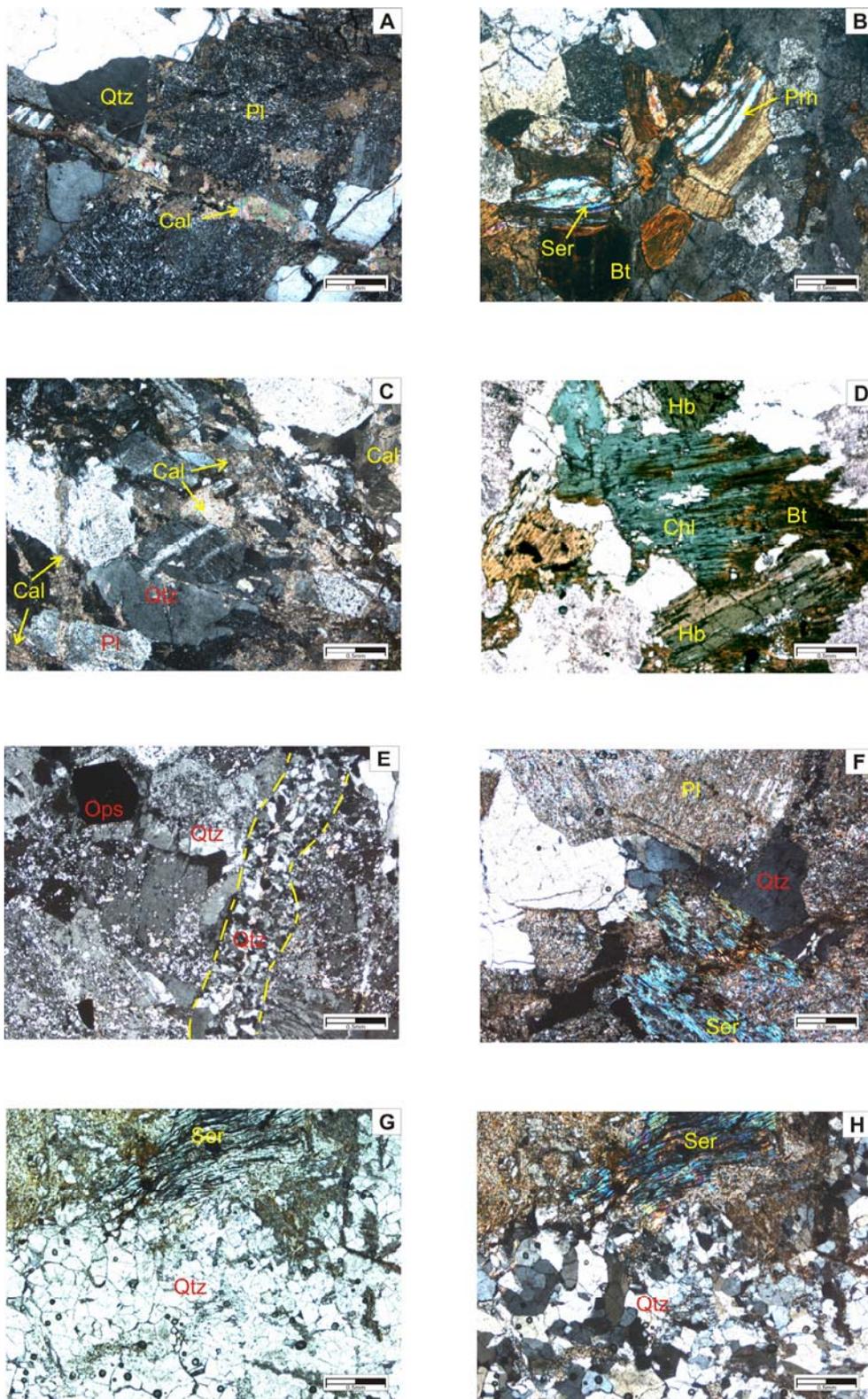


Figura 4.10 - Fotografias ao microscópio a nicois cruzados e paralelos em objetiva 4X. A,B,C,D,F) Amostras de granodiorito da zona Minas com presença de alteração hidrotermal. F,G,H) Amostras de monzogranito da zona Pindo onde se pode observar a maior presença de sericita. Ser: sericita; Qtz; quartzo; Pl: Plagioclásio; Cal: calcita; Chl: clorita; Hb: hornblenda; Bt: biotita; Pm: prehnita.

4.5 - GEOQUÍMICA DE VEIOS

Não é possível realizar uma caracterização paragenética do mineiro nos veios devido à alteração supergênica das amostras coletadas, pois em geral os sulfetos se encontram totalmente oxidados. Algumas amostras dos veios foram analisadas para verificar o conteúdo de ouro. Os resultados são apresentados na tabela 4.1.

Tabela 4.1 - Análise geoquímica de veios (amostragem não sistemática).

Código	Au ppm	Ag ppm	Cu %	Pb %	Zn %	As %	Nome
GR-105-A	0,75	<2	<.001	<.01	<.01	0,08	Veio Regina
GR-107	6,26	<2	<.001	<.01	<.01	0,08	Veio Melba
GR-115-A	0,95	<2	<.001	<.01	<.01	0,02	Veio Monica
GR-116-A	0,32	<2	0,003	<.01	<.01	0,01	Veio Monica
GR-128B	0,91	<2	<.001	<.01	<.01	0,31	Veio Pindo

CAPÍTULO V

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

5.1 DISCUSSÃO

5.1.1 MODELO PROSPECTIVO PARA OS DEPÓSITOS AURÍFEROS DO NORTE DO PERU

A) MODELO DO DEPÓSITO

Com base nas características de campo e dados analíticos do depósito de Gollon, será realizada a tentativa de uma caracterização metalogenética.

No estudo realizado por Sanchez (2006), este obteve dados preliminares de inclusões fluidas para os veios do maciço Gollon, com temperaturas de homogeneização (T_H) entre 185-330 °C e salinidade de 2-6 wt% de NaCl equiv.

Haeberlin (2002) estudou as inclusões fluidas de veios da Província aurífera de Pataz, determinando uma evolução do fluido. De acordo com o estudo, inicialmente, se gerariam fluidos aquo-carbônicos de mais alta temperatura e baixa salinidade (T_H 185-279 °C, e 1-8 wt% de NaCl equiv.), que interpretou como aparentemente provenientes de zonas profundas, até uma moderada salinidade (T_H 147-258 °C e 4,6-14,7 wt% NaCl equiv.), relacionado à precipitação de sulfetos e ouro, e finalmente um terceiro tipo de inclusões em níveis mais superficiais com mistura de águas meteóricas (T_H de 103-157°C, e 11,2-23,3 wt% de NaCl equiv.).

Os depósitos orogênicos em geral se formam a temperatura de 200-700 °C e os fluidos têm entre 3 e 10 wt% NaCl equiv. (Groves *et al.*, 1998). De acordo com Haeberlin (2002) e Sanchez (2006), os dados obtidos para os depósitos de Gollon e os depósitos da Província Aurífera de Pataz são coerentes com as características dos fluidos dos depósitos de ouro orogênicos.

Na tabela 5.1, observam-se similaridades e comparações entre as características descritivas dos veios encaixados no Maciço Gollon, com os depósitos da Província

Aurífera de Pataz. Desde uma perspectiva regional, o Maciço Gollon pertence ao Batólito de Pataz, porém a mineralização seria similar.

Nos depósitos de Gollon, os veios se apresentam em estruturas de segunda ordem NNW do tipo extensionais, de morfologia tabular, com bandas múltiplas de quartzo e óxidos de ferro. Assim apresentam uma orientação paralela às bordas do maciço e quase paralela ($\approx 20^\circ$) às estruturas maiores, que são os lineamentos Marañon e Carrizales.

O forte controle estrutural dos depósitos de ouro orogênicos e sua associação com estruturas transcrustais é uma característica típica destes depósitos, descrita por Duuring *et al.*, (2007) e Groves *et al.*, (1998). Os veios encaixados no Maciço Gollon e do Batólito de Pataz apresentam estas características. O vale Marañon coloca em evidência um forte lineamento que, à escala regional, mostra um controle paralelo NNW do Batólito de Pataz. Varias estruturas secundárias paralelas ou sub-paralelas ao lineamento Marañon foram descritas e mapeadas (Haeberlin, 2002; Sánchez, 2006), como, no caso do Maciço Gollon, a falha Carrizales. Assim, estas estruturas podem ser parte de uma reativação deste lineamento Marañon nos diferentes eventos tectônicos que formaram os Andes, e que serviram como “paleocondutos” das fácies intrusivas, dos depósitos mineralizados e da posterior formação de zonas de cisalhamento e falhas pós-minerais.

A mineralização em Gollon é favoravelmente encaixada em rochas graníticas (granodiorito-monzogranito), apresentando estruturas paralelas que vão desde alguns centímetros até 2,0 m, com possibilidades de ampliar sua largura em profundidade. Os veios observados até agora em rochas metamórficas apresentam menor importância, principalmente devido à anisotropia da rocha encaixante tornando-se desfavorável à ser hospedeira da mineralização.

A alteração hidrotermal é tênue, argilização e sericitização variam segundo a rocha encaixante. Desta maneira, quando a encaixante é granodiorito a argilização e a presença de clorita predominam, entretanto, quando temos como encaixante dos veios o monzogranito, a sericitização aumenta. Este último evento pode ser explicado pelo maior conteúdo de feldspato potássico no monzogranito. Outros minerais de alteração e mais incipientes são clorita, calcita e quartzo secundário.

Estudos anteriores realizados na Província Aurífera de Pataz (Macfarlane *et al.*, 1999; Schreiber *et al.*, 1990), descreveram e caracterizaram os depósitos desta província como relacionados ao resfriamento do batólito ou *intrusion related* (Sillitoe, 1991;

Thompson *et al.*, 1999), à diferença dos dados de Vidal (1995) que obteve idades U/Pb de 329 ± 1 Ma em zircão de um granodiorito, e idades K/Ar de 286 ± 6 Ma em muscovita hidrotermal, indicando a possibilidade de a mineralização possivelmente não estar relacionada ao resfriamento do Batólito de Patáz.

Haeberlim (2002) sugere que estes depósitos são do tipo ouro orogênicos com base em dados de isótopos estáveis e principalmente em datações radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em muscovita do dique de aplito, com idades de $322,1 \pm 2,8$, e para muscovita hidrotermal dos veios obteve idades de 314-312 Ma. A idade do dique de aplito corresponde à última etapa de intrusão do batólito com idade de 329 Ma. Portanto, os dados da muscovita hidrotermal não sugerem uma ligação entre o Batólito de Patáz e os depósitos auríferos da província pela diferença de idade entre estes (Haeberlin, 2002).

Os dados e as amostras obtidas principalmente em trincheiras são restritos e insuficientes para realizar um estudo com relação à característica dos fluidos, seqüência paragenética do minério e associação e distribuição da alteração hidrotermal, com vista a uma caracterização metalogenética e do tipo de depósito de Gollon, além da extensão do tema. Pelo exposto, estes dados são de caráter preliminar e possibilita a interpretação e ligação do depósito de Gollon com outros depósitos similares, podendo assim ser denominados preliminarmente neste estudo como depósitos do tipo **Orogênicos**. Porém também não deve ser descartada a possibilidade de ser depósitos associados a rochas graníticas em ambientes de arco vulcânico (Hedenquist & Lowenstern, 1994). Estudos mais detalhados deveriam ser realizados nos depósitos do Maciço Gollon para maior esclarecimento da gênese do depósito.

Tabela 4.2 - Comparações descritivas dos depósitos de Gollon com os depósitos da Província aurífera de Patáz e outros depósitos do tipo ouro orogênicos do mundo. Gr=Granodiorito, Mz=Monzogranito.

Provincias	Maciço Gollon, Norte do Batólito de Patáz, Norte do Peru	Província aurífera Patáz Cordilheira Oriental, Norte do Peru	Distrito St-Yrieix-La Perche Maciço Central - France	Campo aurífero Charters Towers, Queensland, leste de Australia
Rochas hospedeiras	Granitos do Carbonífero	Granitos do Carbonífero, siltitos e filitos do Proterozóico superior	Gnaisses do Devoniano Granitos carboníferos	Granitos Proterozóicos Metassedimentos pré-ordovicianos
Idade dos veios	----- 346,8 ± 7,3 Ma (K/Ar)	314-312 Ma (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)	305 ± 10 Ma, 294 ± 4 Ma, 287 ± 9 Ma (K/Ar); Au-Sbevent: 310-305 Ma	~414 Ma (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)
Idade rocha hospedeira	Gr : 345,7 ± 6,9 Ma (U-Pb) Mz: 325,0 ± 6,9 Ma (U-Pb)	Batólito Patáz 329 ± 1 Ma (U/Pb)	Leucogranito e granito St-Yrieix 342-332 Ma (U/Pb e ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar)	Tonalito Millichester Creek 425 Ma (Rb/Sr)
Controle estrutural regional	Lineamento principal NNW	Lineamento principal NNW	Falha Argentat e relacionada à antiforma Meuzac	Lineamento N
Estilo Estrutural	Rúptil a rúptil-dúctil veios extensionais e extensionais-cisalhados	Veios de qtz Rúptil-dúctil e extensionais, veios concordantes ao acamamento	Veios brechados, veios rúptil-dúctil milonito preto e veios em echelon	Veios qtz-carbonato Rúptil-dúctil
Minério	Óxidos de ferro derivados de sulfetos com Au?	I: Pirita-arsenopirita ± wolframita	I: Pirrotita-bertierita-arsenopirita pirita ± scheelita	I: Pirita-arsenopirita?
		II: Galena-esfalerita-pirita arsenopirita-Au ± calcopirita pirrotita-electrum	II: Esfalerita-pirita-jamesonita calcopirita-Au-galena	II: Esfalerita-galena-calcopirita Au
			III: Galena-electrum-sulfosais antimonita	
Metais econômicos e lei mineral	Au 6 g/t ?	Au ± Ag 5-30 g/t ~190t (1901-2000)	Au ± Ag ± Sb 5-14 g/t 30t (1913-1997)	Au ± Ag 14-55 g/t > 200t (1872-1917)
Produção acumulada Au	-----	I: Quartzo leitoso	I: Quartzo leitoso	I: Quartzo leitoso
Varietades de quartzo	Quartzo cinza ± calcita	II: Quartzo azul-cinza III: Quartzo branco	II: Quartzo azul-cinza sacaroidal III: Quartzo hialino IV: Quartzo branco fibroso	II: Brecha de quartzo III: Quartzo tardio
Ganga	Calcita, ilita.	Muscovita, clorita, fushita, ankerita, dolomita, calcita, estena	Muscovita, clorita, dolomita, calcita, rutilo	Muscovita, ankerita, clorita, calcita, hematita, rutilo, epidoto
Alteração hidrotermal	Argilização, cloritização carbonatização, sericitização silicificação	Sericitização, cloritização, pirritização, silicificação, carbonatização	Sericitização, cloritização, silicificação, carbonatização,	Sericitização, propilitização, cloritização
Referências	Sánchez (1995) Sánchez (2006) Este estudo	Schreiber (1989) Schreiber <i>et al.</i> (1990a-c) Vidal <i>et al.</i> (1995) Macfarlane <i>et al.</i> (1999); Haebertin (2002)	Bouchot <i>et al.</i> (1989, 1997) ouray <i>et al.</i> (1989) Bitri <i>et al.</i> (1999) Alexandro (2000)	Petersand Golding (1989) Solomonand Groves (1994); Perkinsand Kennedy (1998); Bain <i>et al.</i> (1998)

B) MODELO EVOLUTIVO

No início do Misisipiano (Figura 5.1 A) ocorreu a intrusão de corpos graníticos. Segundo os dados geoquímicos e de química mineral de biotita, esses magmas são cálcio-alcálicos, do tipo I, em um ambiente tectônico de arco vulcânico fazendo parte da Cordilheira Oriental dos Andes Peruanos. Neste magmatismo está incluído o Batólito de Pataz e o Maciço Gollon. A partir dos dados do geobarômetro da hornblenda se estima uma profundidade de 7 a 10,5 km. Estes corpos graníticos são produtos da margem ativa que formou a Cordilheira dos Andes.

No início do Pensylvaniano (Figura 5.1 B), época sem sedimentação ocorre, concomitante, um período de emersão, o qual se manifesta na maioria do Peru (Dalmayrac *et al.*, 1988; Megard, 1978). Um evento *uplift* origina-se em resposta ao espessamento da crosta de uma margem convergente seguido por um magmatismo *underplating*. Este *uplift* e um relativo aquecimento de fluidos estão relacionados à formação de depósitos orogênicos de ouro (Haeberlin, 2002). Estes depósitos são hospedados nas rochas graníticas do Batólito de Pataz, formados possivelmente por processos tectônicos-termais similar aos descritos para os depósitos de ouro orogênicos descritos por Groves *et al.*, (1998).

No Final do Permiano e início do Triássico (Figura 5.1 C), acontecem mudanças de paleo-esforços no norte do Peru. Um contexto tectônico extensional é desenvolvido com progressiva abertura e formação de *grabens* (Noble *et al.*, 1978). Sedimentação e vulcanismo deram lugar à formação do Grupo Mitu, que preencheu as bacias formadas pelos *rifts* de orientação NW-SE (Haeberlin, 2002; Noble *et al.*, 1978).

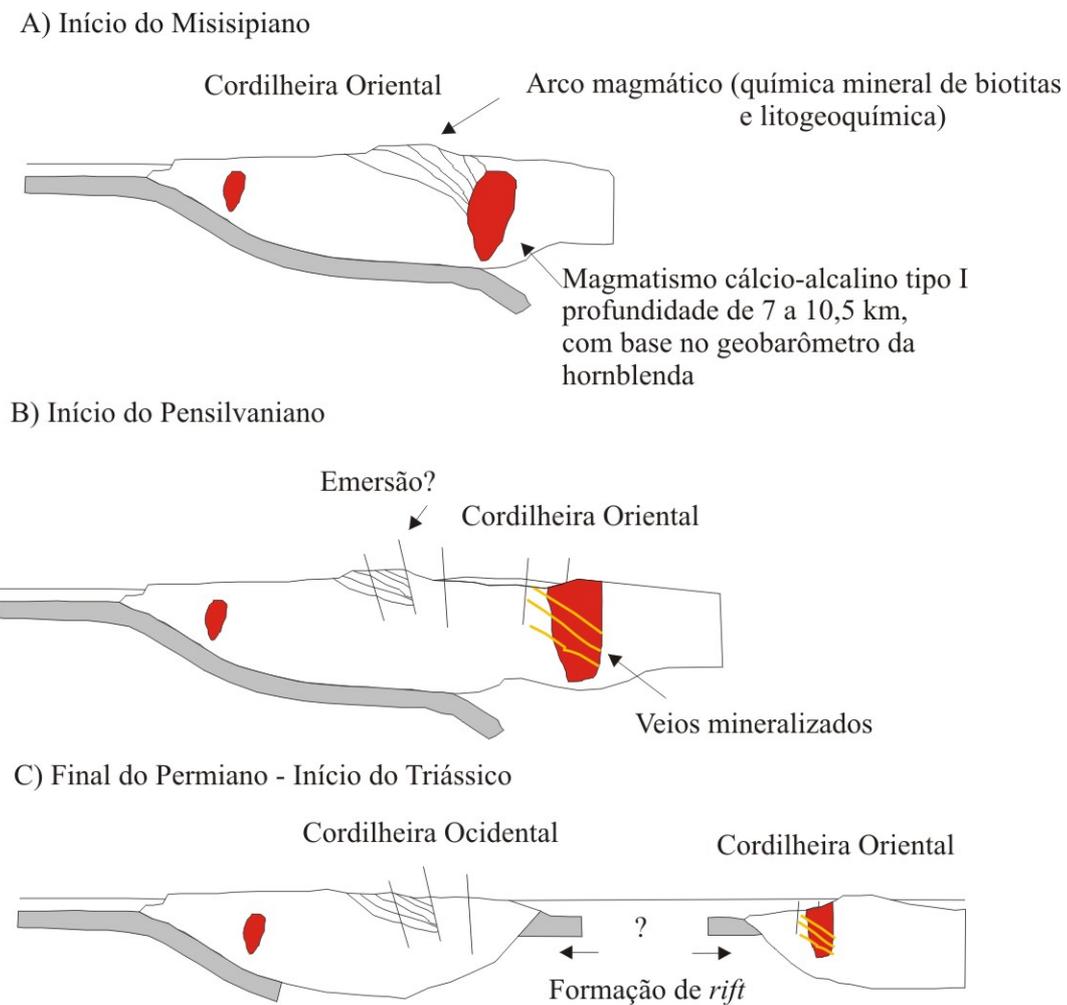


Figura 5.1 - Modelo evolutivo para as rochas graníticas do Maciço Gollon e os veios mineralizados da região (Adaptado de Haeblerlin, 2002)

5.2 CONCLUSÕES

O Maciço Gollon apresenta-se como um corpo granítico equigranular a porfirítico encaixado em rochas metamórficas do Complexo Marañon e cortam parte da seqüência vulcano-sedimentar do paleozóico. A seqüência carbonatada e as seqüências cretáceas são posteriores às rochas intrusivas.

As rochas graníticas são constituídas por granodiorito e monzogranito. O granodiorito contém anfibólio do tipo Mg-hornblenda com leve variação a Fe-hornblenda. O monzogranito não contém anfibólio. Biotita do tipo annita encontra-se na mineralogia do granodiorito. Pela petrografia, observa-se que as biotitas do monzogranito estão cloritizadas, porém os resultados da química mineral foram inconsistentes para clasificar a variedade de biotita. Magnetita, ilmenita, zircão e apatita são os minerais acessórios. Com base no conteúdo de Al da hornblenda, a pressão do início da cristalização do Maciço Gollon foi estimada entre 2,04 e 3,18 Kb, equivalentes a profundidades de 7 e 10,5 km. A biotita do granodiorito Gollon são primárias com $FeO(t) = 22,6$, $MgO = 9,1$, $Al_2O_3 = 13,7$ e razão $FeO(t)/MgO = 2,5$. Possui características químicas de biotitas de suítes cálcio-alcálicas que se referem principalmente a suítes orogênicas relacionadas a subducção, incluindo granitos do tipo I.

Diques máficos e aplíticos cortam o maciço Gollon. Os diques máficos, diferenciados pelas texturas, foram determinados com auxílio da geoquímica em: 1) diques porfiríticos andesíticos e andesitos basálticos; 2) diques equigranulares de composição diorítica. Os diques máficos são muito importantes para um estudo mais detalhado devido a forte associação com os veios mineralizados. Os diques aplíticos foram observados cortando principalmente o monzogranito. Enclaves máficos apresentam mineralogia semelhante a diques máficos, especificamente aos diques equigranulares dioríticos.

O Maciço Gollon é cálcio-alcálico, metaluminoso a peraluminoso, semelhante aos granitos tipo I, com SiO_2 entre 59 e 68%, elevada razão MgO/TiO_2 (entre 2,6 e 3,9), $K_2O/Na_2O < 1$, 13, 17% de Al_2O_3 , 2,4-4,6% de CaO, Ba~568 ppm e Sr~168 ppm e valores intermediários de elementos terras raras com média de 135 ppm. Assemelha-se a granitos de arco vulcânico ou pós-colisionais. Na determinação do ambiente tectônico os granitos do Maciço Gollon foram definidos como rochas de ambientes de Arco Vulcânico.

Os padrões multi-elementares normalizados a ORG são semelhantes aos granitos pós-COLG do Chile utilizados por Pearce *et al.* (1984). Nos diagramas de Rb/100-Y/44-Nb/16 e Rb/100-Tb-Ta, e Rb/100 - Tb - Ta, propostos por Thiéblemont & Cabanis (1990), os resultados concentram-se predominantemente no campo das rochas pós-colisionais + sin-subducção e levemente no campo das rochas anorogênicas não-hiperalcalinas. Alguns resultados são inconsistentes, o que pode ser decorrente da mobilidade dos elementos utilizados e de hidrotermalismo.

No diagrama multielementar de terras raras observa-se enriquecimento em ETRL e menor enriquecimento das ETRP em relação ao condrito. Os padrões são levemente fracionados ($La_n/Yb_n \cong 5-7$), com fraca anomalia negativa de Eu ($Eu_n/Eu^* = 0,7 - 1,0$). Os diques máficos apresentam maior concentração em elementos terras raras que os granitos do Maciço Gollon ($\Sigma ETR = 146$ ppm), e os diques félsicos são mais empobrecidos em elementos terras raras do que os granitos do Maciço ($\Sigma ETR = 97$ ppm); o espectro dos diques intermédios é semelhante aos granitos (La_n/Yb_n varia de 4 a 12) com leve anomalia de Eu ($Eu_n/Eu^* = 0,8-1,0$), e os diques félsicos apresentam importante anomalia negativa de Eu ($Eu_n/Eu^* = 0,3 - 0,5$), e La_n/Yb_n varia de 3 a 7, indicando pouco fracionamento das terra raras.

Os dados geocronológicos U-Pb em zircão indicam idade de cristalização de $345,7 \pm 6,9$ Ma para o granodiorito no norte do maciço, e $325 \pm 6,9$ Ma para o monzogranito no sul do maciço Gollon. Estes dados sugerem que o maciço granítico cristalizou-se em duas seqüências, de norte (granodiorito) para sul (monzogranito).

Os valores T_{DM} do maciço situam-se entre 1,18 e 3,37 Ga e os de $\epsilon Nd(t)$ são negativos, entre -3,53 e -6,39, indicam mistura com material crustal representado pelo embasamento metamórfico Complexo Marañon.

Os diques máficos tem razões iniciais de $^{87}Sr/^{86}Sr$ entre 0,71224 e 0,71438. Mostram valores de $\epsilon Nd(t)$ entre -4,91 e +1,11 e idades modelo TDM em um intervalo entre 0,81 e 1,34 Ga. Os valores de ϵNd podem ser derivados de diferentes graus de contaminação crustal, passando de valores levemente positivos empobrecidos em LIL (+1,1), para valores negativos (-4,9), que indicam contaminação e/ou fonte crustal em menor grau que as rochas graníticas.

O dique de aplito apresenta razão inicial de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,76075. Valor de $\epsilon Nd(t)$ de -4,07 e idade modelo TDM de 1,13 Ga. O alto valor de $^{87}Sr/^{86}Sr$ e o valor negativo ϵNd indica fonte crustal.

O enclave máfico apresenta razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,71472. Valor de ϵNd (t) de -4,15 e idade modelo TDM de 1,33 Ga. Apresenta características geoquímicas e isotópicas muito semelhantes à amostra dos dique diorítico equigranular. Este fato pode ser interpretado como provável procedência da mesma fonte magmática.

As rochas metamórficas do embasamento tem razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,72204 e 0,74063. Mostram valores de ϵNd (t) entre -2,74 e -4,90, e idades modelo TDM entre 1,29 e 1,50 Ga. O padrão de evolução isotópica do Nd entre as rochas graníticas do Maciço é muito similar ao embasamento metamórfico Marañon. Quase todas as rochas analisadas resultaram como fusão de crosta continental. Isto sugere o embasamento como fonte potencial dos magmas na região estudada.

Todos esses dados isotópicos representariam pulsos de magmas produzidos por cristalização fracionada e fusão parcial das mesmas fontes crustais, mas em diferentes etapas. Os diques de aplito representariam as últimas etapas da intrusão.

Com relação às assinaturas espectrais geradas com o PIMA das rochas encaixantes dos veios do Maciço Gollon, as amostras não-hidrotermalizadas de granodiorito não apresentam muita diferença quando comparadas as suas assinaturas espectrais com o monzogranito. As bandas de absorção apresentam formato muito semelhante, ocasionalmente se observa maiores profundidades na região de absorção da ligação Al-OH no monzogranito quando comparado ao granodiorito, sendo explicado pelo maior conteúdo de feldspato potássico do monzogranito.

As amostras hidrotermalizadas apresentam pouca diferença quando comparadas às amostras não-hidrotermalizadas. Algumas amostras com alteração hidrotermal apresentam espectros com predominância de alguns minerais específicos, como clorita e calcita, mas em geral a mistura espectral de minerais primários e de minerais hidrotermais é predominante.

No processamento das imagens ASTER a técnica SAM conseguiu mapear parcialmente os principais litotipos do maciço Gollon, sendo que alguns *pixels* foram mapeados erroneamente quando comparados aos dados de campo e mapeamento. Os afloramentos do Complexo metamórfico Marañon foram mapeados com maior sucesso, devido à grande diferença espectral e mineralógica com relação aos granitos do Maciço.

A técnica SAM também identificou algumas áreas mineralizadas, quando utilizadas janelas de amostragem coletadas na imagem ASTER. A dispersão do material coluvionar no relevo topográfico favorece muito a identificação destas áreas. A topografia desempenha função importante devido a dispersão dos minerais constituintes

das zonas mineralizadas até as zonas nos sopés das montanhas. Isso provoca uma área com maior dispersão geoquímica destes minerais, chegando a ser diferenciadas dos granitos mapeados nas imagens supracitadas e do deslocamento das áreas mapeadas com o SAM, quando comparadas à localização dos veios mapeados em campo. Além das áreas mineralizadas conhecidas, o SAM identificou novas áreas que representam áreas alvos de exploração. Estas áreas estão sendo checadas em trabalho de campo e novos veios já foram validados.

Os veios mineralizados do Maciço Gollon são constituídos de quartzo, calcita e óxidos de ferro. Os óxidos de ferro representam sulfetos oxidados, e é onde se encontra as concentrações de ouro. A alteração hidrotermal dos veios é incipiente e está representada por argilominerais na borda dos veios e clorita, calcita, sericita e quartzo secundário. Nas rochas hidrotermalizadas com auxílio foi identificada prehnita nos planos de clivagem da biotita.

Pelas características de campo, petrográficas, alteração hidrotermal, geoquímica das rochas encaixantes e associação com terrenos metamórficos, os veios auríferos de Gollon foram definidos como depósitos do tipo Orogênicos. Porém, não deve ser descartada a probabilidade de serem do tipo mesotermal associados a rochas intrusivas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdel-Rahman, A.M., 1994. Nature of Biotites from Alkaline, Calc-alkaline, e Peraluminous Magmas. *Journal of Petrology*, 35(2): 525-541.
- Adler-Golden, S. *et al.*, 1998. FLAASH, a MODTRAN4 atmospheric correction package for hyperspectral data retrievals e simulations. In: JPL Airborne Earth Science Workshop, Jet Propulsion Laboratory, 7, Pasadena, CA., Summaries, JPL Publication, 97(21): 9 - 14.
- Anderson, L. e Smith, D., 1995. The effects of temperature e fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80: 549-559.
- Bateson, C.A. e Curtiss, B., 1996. A method for manual endmember selection e spectral unmixing. *Remote Sensing of Environment*, 55: 229-243.
- Benavides, V., 1999. Orogenic Evolution of the Peruvian Andes: The Andean Cycle; Geology e Ore deposits of the Central Andes. B.J. Skinner (ed.) *Society of Economic Geologist Special Publication*(7): 61-107.
- Blundy, J. e Holle, T., 1990. Calcic amphibole equilibria e a new amphibole-plagioclase geothermometer *Contributions to Mineralogy e Petrology*, 104: 208-224.
- Boardman, J. e Kruse, F., 1994. Automated spectral analysis: A geologic example using AVIRIS data, north Grapevine Mountains, Nevada. In: ERIM – Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, 10, Ann Arbor, MI. *Proceedings, Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan*, 1: 407-418.
- Carlier, G., Grein, G., Laubacher, G., Marocco, G. e Mégard, G., 1982. Present Knowledge of the Magmatic Evolution of the Eastern Cordillera of Peru. *Earth Science Reviews*, 18(3/4): 253-283.
- Carvalho-Júnior, O.A., Carvalho, A.P.F., Guimarães, R.F., Meneses, P.R. e Shimabukuro, Y.E., 2003. Mistura Espectral: (I) Detecção dos membros finais utilizando a geometria do Simplex. *Espaço & Geografia*, 6(1): 147-173.
- Carvalho-Júnior, O.A. e Meneses, P.R., 2000. Spectral Correlation Mapper (SCM): an Improving Spectral Angle Mapper. Presented in the Nineth JPL Airborne Earth Science Workshop. February., URL: <http://makalu.jpl.nasa.gov/docs/workshops/toc.htm>.
- Clark, R.N., King, T.V., Klejwa, M., Swayze, G.A. e Vergo, N., 1990. High Spectral Resolution Reflectance Spectroscopy. *Journal of Geophysical Research*, 95(B8): 12,653-12,680.
- Crósta, A.P., Sabine, C. e Taranik, J.V., 1998. Hydrothermal alteration mapping at Bodie, California, using AVIRIS Hyperpectral Data. *Remote Sensing Environment*, 65: 309-319.
- Chappell, B.W. e White, A., 1974. Two contrasting granite type. *Pacific Geology* 8: 173 - 174.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G. e Marocco, R., 1988. Caracteres Generales de la Evolución Geológica de los Andes Peruanos. *Boletín N° 12 serie D, Instituto Geológico Minero Metalúrgico - Estudios Especiales, Lima - Perú.*

- Deer, W., Howie, R. e Zussman, J., 1992. *An Introduction to the Rock-Forming of Minerals*, London, 727 pp.
- Ducart, D.F., 2004. Caracterização de alteração hidrotermal associada às ocorrências auríferas de Los Menucos, Argentina, por meio de técnicas de sensoriamento remoto e espectroscopia de reflectância. Dissertação de Mestrado Thesis, Unicamp, Campinas-São Paulo, 86 pp.
- Galvão, L.S., Almeida-Filho, R. e Vitorello, Í., 2005. Spectral discrimination of hydrothermally altered materials using ASTER short-wave infrared bands: Evaluation in a tropical savannah environment. *International Journal of Applied Earth Observation e Geoinformation*, 7: 107-114.
- Green, A., Berman, M., Switzer, P. e Craig, M., 1988. A Transformation for Ordering Multispectral Data in Terms of Image Quality with Implications for Noise Removal. *IEEE Transactions on Geoscience e Remote Sensing*, 26(1): 65-74.
- Groves, D., Goldfarb, R., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S. e Robert, F., 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution e relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13: 7-27.
- Haerberlin, Y., 2002. Geological e Structural Setting, Age, e Geochemistry of the Orogenic Gold Deposits at the Pataz Province, Eastern Andean Cordillera, Peru, *Université de Genève, Terre et Environnement*, v. 36, 182 pp.
- Hammarstron, J. e Zen, E.-a., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71: 1297-1313.
- Hedenquist, J.W. e Lowenstern, J.B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370(6490): 519-527.
- Hollister, L., Grissom, G., Peters, E., Stowell, H. e Sisson, V., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72: 231-239.
- Hunt, G.R., 1979. Near-infrared (1.3-2.4 μm) spectra of alteration minerals - Potencial for use in remote sensing. *Geophysics*, 44(12): 1974-1986.
- Hunt, G.R. e Salisbury, J.W., 1970. Visible e near-infrared spectra of minerals e rocks: I. Silicate minerals. *Modern Geology*, 1: 283-300.
- Hunt, G.R., Salisbury, J.W. e Lenhoff, C.J., 1973. Visible e near-infrared spectra of minerals e rocks: VI. Additional silicates. *Modern Geology*, 4: 247-258.
- Jaillard, E. et al., 2000. Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia e northernmost Chile, in Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Fihlo, A., et Campos, D. A., eds., *Tectonic evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 481-559 pp.
- Johnson, M. e Rutherford, M., 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California). *Geology*, 17: 837-841.
- Kruse, F.A., 1996. Geologic mapping using combined optical remote sensing e SIR-C/X-SAR data. In: *Thematic Conference e Workshops on Applied Geologic Remote Sensing*, 11, Las Vegas, Nevada. *Proceedings*. 2: 142-150.
- Kruse, F.A. *et al.*, 1993. The Spectral Image Processing System (SIPS) – interactive visualization e analysis of imaging spectrometer data. *Remote Sensing Environment*, 44: 145-163.
- Leake, B., Woolley, A., Arps, C., Birch, W. e Gilbert, C., 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcomitte on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals e Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, 35: 219-246.

- Lima, B.E.M., Almeida-Filho, R., Galvão, L.S. e Meneses, P.R., 2005. Avaliação das imagens do sensor ASTER para discriminação espectral de variações faciológicas no granito Serra Branca, Goiás, Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiania, pp. 815-1822.
- Macfarlane, A.W., Tosdal, R.M., Vidal, C.E. e Paredes, J., 1999. Geologic e isotopic constraints on the age e the origin of auriferous quartz veins in the Parcoy mining district, Pataz, Peru. Skinner, B.J., ed., *Geology e ore deposits of the Central Andes: Economic Geology Special Publication Series*, 7: 267-279.
- Megard, F., 1978. Etude géologique des Andes du Pérou Central in: *Geologic Setting, Paragenesis, e Physicochemistry of Gold Quartz Veins Hosted by Plutonic Rocks in the Pataz Region*. *Economic Geology*, 85(7): 1328-1347.
- Meneses, P.R. *et al.*, 2001. Sensoriamento remoto, reflectância dos alvos naturais, Brasília, 262 pp.
- Nachit, H., 1986. Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoides. Applications typologiques, Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na e K in carbonaceous e ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.
- Newell, N. e Tafur, I., 1943. Ordovícico fossilífero en la Selva Oriental del Perú, Sociedad Geológica del Perú, v 14, Lima - Peru.
- Noble, D., Silberman, M., Megard, F. e Bowman, H., 1978. Comendite (peralkaline rhyolite) e basalt in the Mitu Group, Peru; evidence for Permian-Triassic lithospheric extension in the central Andes. *Journal of Research of the U. S. Geological Survey*, 6(4): 453 - 454.
- Palacios, O., Sánchez, A. e Herrera, F., 1995. Geología del Perú. boletín N° 55, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Lima- Perú.
- Pearce, J., Harris, N. e Tindle, A., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- Pontual, S., Merry, N.J. e Gamson, P., 1997. Practical Applications Handbook, Vol. 1-8, GMEX spectral analysis guides for mineral exploration. Ausspec International Publication.
- Rowan, L.C., Mars, J.C. e Simpson, C.J., 2005. Lithologic mapping of the Mordor, NT, Australia ultramafic complex by using the Advanced Spaceborne Thermal Emission e Reflection Radiometer (ASTER). *Remote Sensing of Environment*, 99: 105 – 126.
- Sánchez, A., 1995. Geología de los cuadrángulos de Bagua Grande, Jumbilla, Lonya Grande, Chachapoyas, Rioja, Leimebamba y Bolivar. Boletín N° 56 serie A, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico - Carta Geológica Nacional, Lima - Perú.
- Sánchez, A., 2006. Las rocas graníticas y la mineralización aurífera asociada, en la Cordillera Oriental del Norte del Perú, 6°30' - 7°30'. Red DESIR -INGEMMET, Lima, 143 pp.
- Schmidt, M., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy e Petrology*, 110: 304-310.
- Schreiber, D., Fonboté, L. e Lochmann, D., 1990. Geologic Setting, Paragenesis, e Physicochemistry of Gold Quartz Veins Hosted by Plutonic Rocks in the Pataz Region. *Economic Geologic*, 85(7): 1328 - 1347.

- Shrestha, D.P., Margate, D., Meer, F.V.d. e Anh, H.V., 2005. Analysis e classification of hyperspectral data for mapping le degradation: An application in southern Spain. *International Journal of Applied Earth Observation e Geoinformation*, 7: 85-96.
- Sibson, R.H., 2000. A Brittle Failure Mode Plot Defining Conditions for High-Flux Flow. *Economic Geology*, 95: 41-48.
- Sillitoe, R.H., 1991. Intrusion-related gold deposits. In: Foster, R.P., *Gold Metallogeny e Exploration*. Blackie e Son; Glasgow. 165–209.
- Steinmann, 1929. Geología del Perú. in: Palacios, O, et al 1995, *Geologia del Perú*, boletín N° 55, Lima - Peru.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sciences Reviews*, 12: 1-33.
- Tapia, C., 2002. Estudo de mineralizações de tipo Cu-Pórfiro do Sul do Peru por meio de Sensoriamento Remoto e aeromagnetometria. Tese Doutorado Thesis, Unicamp, Campinas-São Paulo, 155 pp.
- Thompson, J.F., Sillitoe, R.H., Baker, T., Lang, J.R. e Mortensen, J.K., 1999. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*, 34: 323-334.
- Vidal, C., Paredes, J., Mcfarlane, A. e Tosdal, R., 1995. Geología y Metalogénia del distrito minero Parcoy, Provincia Aurífera de Pataz, La Libertad, Sociedad Geológica del Perú, Lima - Perú.
- Wilson, J. e Reyes, L., 1964. Geología del Cuadrángulo de Pataz. Boletín N° 9 serie A, Instituto Geológico Minero Metalúrgico - Carta Geológica Nacional, Lima - Perú.

ANEXO 1

*QUÍMICA MINERAL DE BIOTITAS DO GRANODIORITO
GOLLON*

ANEXO 2

*QUÍMICA MINERAL DE ANFIBÓLIO DO GRANODIORITO
GOLLON*

Granodiorito Gollon

	GR14-201	GR14-203	GR15-213	GR15-214	GR112B-263	GR112B-264	GR112B-265
SiO₂	44,096	42,275	44,149	44,954	45,027	44,834	44,914
TiO₂	1,726	1,754	1,712	1,478	1,493	1,693	1,594
Al₂O₃	7,517	9,331	7,528	7,629	7,229	7,530	7,388
Cr₂O₃	0,047	0,000	0,029	0,000	0,017	0,023	0,000
Fe₂O₃	3,492	2,218	3,168	2,943	2,180	2,132	1,063
FeO	14,296	13,824	16,278	16,121	17,276	17,042	17,777
MnO	0,189	0,181	0,451	0,540	0,441	0,488	0,445
MgO	10,895	10,491	9,709	9,977	9,796	9,510	9,585
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	10,697	10,063	10,584	10,344	11,185	11,301	11,200
Na₂O	1,183	1,519	1,202	1,357	1,287	0,951	1,267
K₂O	0,732	0,743	0,778	0,629	0,788	0,764	0,833
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	94,870	92,398	95,588	95,972	96,719	96,268	96,067

Si	6,79	6,65	6,81	6,87	6,88	6,86	6,90
AlIV	1,21	1,35	1,19	1,13	1,12	1,14	1,10
Sitio T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	0,15	0,38	0,18	0,25	0,18	0,22	0,24
Fe ³⁺	0,40	0,26	0,37	0,34	0,25	0,25	0,12
Ti	0,20	0,21	0,20	0,17	0,17	0,19	0,18
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,50	2,46	2,23	2,27	2,23	2,17	2,19
Fe ²⁺	1,74	1,69	2,02	1,97	2,17	2,16	2,26
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sitio C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,11	0,13	0,08	0,09	0,04	0,02	0,02
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,02	0,02	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06
Ca	1,76	1,70	1,75	1,69	1,83	1,85	1,84
Na	0,11	0,15	0,11	0,14	0,08	0,07	0,08
Sitio B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,25	0,31	0,25	0,26	0,30	0,22	0,30
K	0,14	0,15	0,15	0,12	0,15	0,15	0,16
Sitio A	0,39	0,46	0,40	0,38	0,46	0,37	0,46
O	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00
OH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
(Ca+Na)_B	1,87	1,85	1,86	1,84	1,91	1,92	1,92
Na _B	0,11	0,15	0,11	0,14	0,08	0,07	0,08
Ca _B	1,76	1,70	1,75	1,69	1,83	1,85	1,84
(Na+K)_A	0,39	0,46	0,40	0,38	0,46	0,37	0,46
Si	6,79	6,65	6,81	6,87	6,88	6,86	6,90
Mg/(Mg+Fe²⁺)	0,58	0,58	0,52	0,52	0,50	0,50	0,49

Granodiorito Gollon

	GR112B-266	GR112B-267	GR112B-268	GR112B-280	GR112B-282	GR112B-283	GR112B-281
SiO₂	45,227	44,213	44,540	45,421	44,922	45,402	44,858
TiO₂	1,679	1,685	1,620	1,639	1,718	1,783	1,634
Al₂O₃	7,227	7,813	7,597	6,962	7,506	7,418	7,804
Cr₂O₃	0,017	0,055	0,012	0,000	0,000	0,041	0,003
Fe₂O₃	1,698	2,482	1,142	1,860	1,465	1,833	0,870
FeO	17,556	17,511	18,435	16,982	17,686	17,182	18,221
MnO	0,457	0,507	0,406	0,465	0,471	0,437	0,410
MgO	9,593	9,083	9,105	9,962	9,339	9,709	9,426
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	11,143	10,906	11,140	11,255	11,224	11,298	11,434
Na₂O	1,106	1,150	1,340	1,047	1,042	0,887	1,316
K₂O	0,771	0,849	0,806	0,754	0,768	0,824	0,880
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	96,474	96,254	96,143	96,347	96,141	96,814	96,856

Si	6,91	6,80	6,86	6,93	6,89	6,90	6,85
AlIV	1,09	1,20	1,14	1,07	1,11	1,10	1,15
Sitio T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	0,21	0,22	0,24	0,19	0,25	0,23	0,25
Fe ³⁺	0,20	0,29	0,13	0,21	0,17	0,21	0,10
Ti	0,19	0,19	0,19	0,19	0,20	0,20	0,19
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,19	2,08	2,09	2,27	2,14	2,20	2,15
Fe ²⁺	2,21	2,21	2,35	2,14	2,25	2,15	2,31
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sitio C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,06	0,07	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05
Ca	1,82	1,80	1,84	1,84	1,84	1,84	1,87
Na	0,08	0,09	0,08	0,07	0,07	0,07	0,06
Sitio B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,24	0,25	0,32	0,24	0,24	0,19	0,33
K	0,15	0,17	0,16	0,15	0,15	0,16	0,17
Sitio A	0,39	0,42	0,48	0,38	0,39	0,35	0,50
O	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00
OH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
(Ca+Na)_B	1,91	1,89	1,92	1,91	1,92	1,91	1,93
Na_B	0,08	0,09	0,08	0,07	0,07	0,07	0,06
Ca_B	1,82	1,80	1,84	1,84	1,84	1,84	1,87
(Na+K)_A	0,39	0,42	0,48	0,38	0,39	0,35	0,50
Si	6,91	6,80	6,86	6,93	6,89	6,90	6,85
Mg/(Mg+Fe²⁺)	0,49	0,48	0,47	0,51	0,48	0,50	0,48

Granodiorito Gollon

	GR112B-294	GR112B-295	GR112A-302	GR112A-303	GR112A-304	GR112A-305	GR112A-318
SiO₂	44,516	44,183	44,692	43,220	44,853	43,390	45,300
TiO₂	1,746	1,773	1,801	1,693	1,365	1,895	0,588
Al₂O₃	7,406	7,574	7,788	7,382	7,468	8,718	6,308
Cr₂O₃	0,012	0,006	0,000	0,000	0,012	0,076	0,035
Fe₂O₃	2,414	2,290	2,129	3,291	4,717	4,286	4,849
FeO	16,983	17,029	17,209	16,967	15,007	15,412	15,519
MnO	0,424	0,458	0,451	0,609	0,623	0,380	0,636
MgO	9,447	9,327	9,808	8,975	10,188	9,697	9,705
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	11,361	10,769	10,929	10,685	10,619	10,781	11,260
Na₂O	0,896	1,116	1,409	1,244	1,211	1,069	0,682
K₂O	0,777	0,751	0,870	0,767	0,492	0,921	0,538
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	95,982	95,276	97,085	94,834	96,555	96,625	95,420

Si	6,85	6,84	6,80	6,77	6,82	6,63	6,99
AlIV	1,15	1,16	1,20	1,23	1,18	1,37	1,01
Sitio T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	0,19	0,22	0,19	0,13	0,16	0,19	0,14
Fe ³⁺	0,28	0,27	0,24	0,39	0,54	0,49	0,56
Ti	0,20	0,21	0,21	0,20	0,16	0,22	0,07
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	2,17	2,15	2,22	2,10	2,31	2,21	2,23
Fe ²⁺	2,16	2,15	2,13	2,18	1,83	1,88	1,99
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sitio C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,02	0,05	0,06	0,04	0,08	0,09	0,01
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,06	0,06	0,06	0,08	0,08	0,05	0,08
Ca	1,87	1,79	1,78	1,79	1,73	1,76	1,86
Na	0,05	0,10	0,10	0,09	0,11	0,10	0,04
Sitio B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,21	0,24	0,31	0,29	0,24	0,22	0,16
K	0,15	0,15	0,17	0,15	0,10	0,18	0,11
Sitio A	0,37	0,38	0,48	0,44	0,34	0,40	0,27
O	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00
OH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
(Ca+Na)_B	1,93	1,89	1,88	1,88	1,84	1,86	1,90
Na_B	0,05	0,10	0,10	0,09	0,11	0,10	0,04
Ca_B	1,87	1,79	1,78	1,79	1,73	1,76	1,86
(Na+K)_A	0,37	0,38	0,48	0,44	0,34	0,40	0,27
Si	6,85	6,84	6,80	6,77	6,82	6,63	6,99
Mg/(Mg+Fe²⁺)	0,50	0,49	0,50	0,49	0,55	0,53	0,53

Granodiorito Gollon

	GR112A-326	GR112A-327	GR14	GR14-42	GR14-43	GR15-64
SiO₂	44,802	44,304	46,322	47,095	45,092	46,340
TiO₂	1,753	1,764	1,581	1,526	1,545	1,660
Al₂O₃	7,597	7,760	7,392	7,381	7,295	7,639
Cr₂O₃	0,000	0,102	0,000	0,078	0,000	0,025
Fe₂O₃	2,684	1,924	2,315	2,399	2,623	2,140
FeO	14,852	18,185	15,885	15,589	15,408	16,506
MnO	0,293	0,623	0,274	0,250	0,226	0,329
MgO	10,908	9,001	10,946	11,333	10,593	10,717
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	10,938	11,283	11,016	10,804	10,980	11,047
Na₂O	1,094	1,305	1,238	1,246	1,072	1,331
K₂O	0,865	0,858	0,664	0,667	0,651	0,744
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	95,786	97,110	97,634	98,368	95,484	98,478

Si	6,83	6,78	6,92	6,96	6,90	6,89
AlIV	1,17	1,22	1,08	1,04	1,10	1,11
Sitio T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	0,20	0,18	0,23	0,25	0,21	0,23
Fe³⁺	0,31	0,22	0,26	0,27	0,30	0,24
Ti	0,20	0,20	0,18	0,17	0,18	0,19
Cr	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	2,48	2,05	2,44	2,50	2,42	2,38
Fe²⁺	1,82	2,33	1,90	1,81	1,89	1,97
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sitio C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe²⁺	0,08	0,00	0,09	0,12	0,08	0,08
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,04	0,08	0,03	0,03	0,03	0,04
Ca	1,79	1,85	1,76	1,71	1,80	1,76
Na	0,10	0,07	0,11	0,14	0,09	0,12
Sitio B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,22	0,32	0,25	0,22	0,23	0,27
K	0,17	0,17	0,13	0,13	0,13	0,14
Sitio A	0,39	0,49	0,37	0,34	0,35	0,41
O	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00	22,00
OH	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
(Ca+Na)_B	1,89	1,92	1,88	1,85	1,89	1,88
Na_B	0,10	0,07	0,11	0,14	0,09	0,12
Ca_B	1,79	1,85	1,76	1,71	1,80	1,76
(Na+K)_A	0,39	0,49	0,37	0,34	0,35	0,41
Si	6,83	6,78	6,92	6,96	6,90	6,89
Mg/(Mg+Fe²⁺)	0,57	0,47	0,55	0,56	0,55	0,54

ANEXO 3

RESULTADOS GEOQUÍMICOS DE ROCHA TOTAL

	<i>Granodiorito</i>			<i>Enclave</i>	<i>Monzogranito</i>		<i>Granito hidrot.</i>		
	GR-111	GR-112-A	GR5	GR-112-B	GR-138	GR-142	GR9	GR14	GR15
SiO₂	59,92	63,41	58,82	54,21	67,83	63,79	67,59	56,82	60,16
Al₂O₃	17,18	15,54	14,40	17,27	15,08	15,28	13,17	14,33	15,73
Fe₂O₃	6,10	5,96	8,04	8,70	3,78	3,84	2,70	4,39	7,22
MgO	2,87	2,68	5,11	4,50	1,24	1,67	1,44	1,96	3,52
CaO	4,14	3,74	4,55	5,92	2,44	3,91	3,04	10,82	4,60
Na₂O	3,35	3,09	3,34	3,68	3,29	3,14	4,60	3,49	2,93
K₂O	2,93	2,83	1,91	2,38	3,26	3,56	2,99	1,92	2,17
TiO₂	0,73	0,72	0,95	1,02	0,46	0,64	0,42	0,53	0,83
P₂O₅	0,16	0,17	0,17	0,19	0,12	0,15	0,10	0,12	0,20
MnO	0,13	0,12	0,13	0,18	0,07	0,08	0,05	0,07	0,13
Cr₂O₃	0,01	0,01	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ni	16,00	8,00	61,00	<5	5,00	<5	17,00	6,00	10,00
Sc	17,00	18,00	23,00	32,00	10,00	12,00	9,00	13,00	23,00
PF	2,30	1,50	2,30	1,70	2,20	3,90	3,70	5,50	2,30
Total	99,82	99,77	99,76	99,76	99,77	99,96	99,81	99,96	99,80
Ba	522,80	639,50	592,30	644,90	715,60	531,40	622,90	457,00	464,70
Be	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,00	2,00	2,00
Co	13,30	13,20	17,70	19,90	6,80	7,00	5,90	8,40	17,10
Cs	2,60	4,10	1,90	2,40	2,40	3,60	0,90	1,50	2,80
Ga	18,40	16,90	16,80	20,20	17,60	17,20	11,20	19,00	17,60
Hf	4,90	6,00	7,30	5,30	5,50	4,60	4,30	5,70	5,70
Nb	9,20	10,50	14,70	12,70	9,90	9,90	7,70	8,50	10,10
Rb	97,50	96,10	73,80	92,00	114,90	110,10	89,50	62,70	73,60
Sn	2,00	2,00	5,00	4,00	3,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Sr	249,30	239,90	198,30	234,80	165,00	145,50	74,30	61,00	214,60
Ta	0,70	0,80	0,90	0,70	0,80	0,70	0,50	0,70	0,80
Th	8,00	9,20	4,90	2,10	11,50	10,50	5,50	6,80	6,20
U	1,30	2,10	1,90	0,90	2,70	1,70	1,30	2,10	1,30
V	121,00	122,00	146,00	213,00	56,00	90,00	61,00	97,00	153,00
W	0,70	0,40	0,90	0,60	1,10	0,80	0,50	2,00	0,60
Zr	183,60	206,60	246,40	199,10	193,00	165,00	160,80	180,40	201,10
Y	24,10	30,60	60,00	47,90	23,80	19,50	28,60	26,10	29,00
La	24,70	28,20	27,90	34,40	30,90	16,80	18,10	21,10	20,50
Ce	54,60	61,60	81,70	95,60	64,40	37,10	43,80	44,30	50,10
Pr	5,96	7,09	10,60	11,55	6,70	4,44	5,98	5,39	5,88
Nd	22,50	27,20	43,80	45,10	23,00	17,60	26,20	22,40	24,80
Sm	4,00	5,10	8,90	8,30	4,00	3,40	5,20	4,40	4,70
Eu	1,24	1,21	1,19	1,80	0,94	1,07	1,25	1,20	1,24
Gd	4,15	5,26	9,06	7,99	3,65	3,13	4,96	4,28	4,82
Tb	0,73	0,96	1,76	1,51	0,70	0,56	0,82	0,77	0,88
Dy	3,94	5,12	9,59	7,87	3,84	3,16	3,98	4,13	4,88
Ho	0,79	1,01	1,89	1,55	0,72	0,59	0,82	0,82	0,95
Er	2,32	2,93	5,80	4,57	2,37	1,80	2,29	2,47	2,83
Tm	0,33	0,43	0,88	0,70	0,37	0,34	0,34	0,39	0,44
Yb	2,22	2,67	5,70	4,39	2,35	1,85	2,16	2,28	2,73
Lu	0,36	0,42	0,84	0,65	0,36	0,28	0,35	0,37	0,41

	<i>Diques máficos</i>							<i>Aplito</i>	
	GR-139	GR-104-B	GR-104-D	GR-124-C	GR-126-C	GR-128-D	GR-128-E	GR6	GR-130
SiO ₂	57,59	52,24	54,21	52,22	51,25	60,00	51,77	77,22	76,71
Al ₂ O ₃	17,24	13,82	14,40	15,74	15,09	12,71	15,00	12,36	12,49
Fe ₂ O ₃	6,60	8,91	8,21	10,43	8,57	4,45	8,06	0,43	0,70
MgO	3,69	10,33	8,59	6,58	6,26	1,61	5,48	0,06	0,14
CaO	5,78	6,55	5,97	2,33	5,35	7,95	6,70	0,37	0,13
Na ₂ O	3,38	2,68	2,41	2,73	2,93	0,10	2,82	4,05	3,14
K ₂ O	2,11	1,28	1,67	2,00	2,19	2,99	2,15	4,55	5,67
TiO ₂	0,65	0,76	0,69	1,02	0,98	0,53	0,96	0,02	0,04
P ₂ O ₅	0,14	0,12	0,12	0,42	0,40	0,15	0,39	<.001	0,02
MnO	0,12	0,16	0,15	0,14	0,14	0,11	0,13	0,01	0,02
Cr ₂ O ₃	0,00	0,09	0,09	0,02	0,02	<.001	0,02	<.001	<.001
Ni	7,00	207,00	165,00	15,00	16,00	<5	15,00	15,00	8,00
Sc	21,00	31,00	29,00	29,00	30,00	11,00	27,00	2,00	1,00
PF	2,50	2,90	3,30	6,10	6,70	9,20	6,40	0,80	0,90
Total	99,81	99,86	99,84	99,73	99,89	99,81	99,88	99,88	99,95
Ba	446,50	263,90	308,40	1102,10	815,00	499,80	695,80	170,60	666,50
Be	2,00	1,00	2,00	2,00	1,00	1,00	2,00	2,00	2,00
Co	16,90	43,20	34,80	24,40	23,40	5,70	25,30	0,60	<.5
Cs	3,00	1,70	1,80	2,80	2,10	3,10	1,70	1,00	1,50
Ga	20,20	14,90	15,30	18,30	19,30	9,10	18,20	11,20	11,60
Hf	3,50	2,70	2,90	5,10	4,70	7,00	4,50	3,40	3,40
Nb	6,60	5,80	6,40	9,90	9,10	11,90	9,10	8,00	9,40
Rb	93,60	53,60	65,80	92,30	92,90	123,00	85,30	136,30	151,60
Sn	3,00	2,00	1,00	5,00	4,00	3,00	2,00	1,00	2,00
Sr	265,00	124,90	123,50	143,50	282,20	41,80	386,40	29,70	35,20
Ta	0,50	0,50	0,50	0,60	0,60	0,90	0,50	1,40	1,20
Th	6,20	2,90	4,30	9,50	8,10	12,10	9,70	27,20	28,10
U	1,60	1,00	1,50	3,00	2,50	5,60	2,80	5,90	4,40
V	152,00	207,00	186,00	219,00	211,00	42,00	206,00	12,00	<5
W	2,60	0,60	0,60	2,80	2,40	1,40	2,10	0,70	0,60
Zr	117,10	84,40	93,20	176,30	162,90	225,30	166,40	77,00	89,60
Y	19,00	22,60	24,40	22,70	25,70	23,50	25,30	21,50	18,30
La	21,10	10,50	15,70	25,50	39,20	29,10	37,70	15,10	24,70
Ce	46,50	26,30	36,00	63,60	99,40	63,30	95,60	35,20	51,30
Pr	5,34	3,36	4,37	8,05	12,03	6,65	11,71	3,84	5,04
Nd	20,60	14,50	17,00	32,70	50,40	23,80	48,80	13,40	16,90
Sm	4,00	3,10	3,50	5,70	9,10	4,00	8,70	2,70	2,70
Eu	1,09	0,87	0,97	1,29	2,70	1,13	2,29	0,30	0,40
Gd	3,48	3,66	3,91	4,80	7,00	4,06	6,86	2,79	2,45
Tb	0,61	0,71	0,74	0,74	1,04	0,70	1,00	0,57	0,48
Dy	3,44	3,49	4,04	3,75	4,76	3,87	4,61	3,18	2,77
Ho	0,64	0,76	0,80	0,69	0,79	0,74	0,81	0,66	0,60
Er	1,98	2,20	2,37	2,19	2,34	2,40	2,46	2,18	1,92
Tm	0,29	0,33	0,36	0,34	0,34	0,36	0,35	0,37	0,32
Yb	1,90	2,11	2,23	2,14	2,13	2,52	2,10	2,65	2,22
Lu	0,28	0,34	0,35	0,33	0,32	0,41	0,31	0,44	0,38