



UNICAMP

Número:344/2005

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

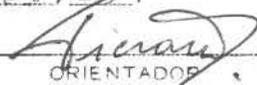
AUTOR: VÍCTOR RAÚL LIPA SALAS

**ANÁLISE ESTRUTURAL DO PLÚTON ABANCAY E SUA  
IMPORTÂNCIA NA EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA PORÇÃO SUL DE  
ABANCAY - PERÚ.**

Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências.

**Orientador:** Prof. Dr. Ticiano Saraiva dos Santos

Este exemplar corresponde a redação final da tese defendido por Victor Paul Lipa Salas e aprovada pela Comissão Julgadora em 02/08/05.

  
ORIENTADOR

CAMPINAS - SÃO PAULO

Agosto/2005

BIBLIOTECA CENTRAL  
DESENVOLVIMENTO  
COLEÇÃO  
UNICAMP

**Catálogo na Publicação elaborada pela Biblioteca  
do Instituto de Geociências/UNICAMP**

*itubs #  
5 pp resto*

L669a  
3

Lipa Salas, Víctor Raúl ✓  
Análise estrutural do Plúton Abancay e sua importância na evolução da  
porção Sul de Abancay-Perú / Víctor Raúl Lipa Salas.-- Campinas,SP.:  
[s.n.], 2005.

Orientador: Ticiano José Saraiva dos Santos.  
**Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas,  
Instituto de Geociências.**

*(Geologia)*  
I. Petrologia-Abancay (Peru). 2. Tempo Geológico.  
3. Metamorfismo-Abancay (Peru) . 4. Geologia-Abancay (Peru).  
I. Santos, Ticiano José Saraiva dos. II. Universidade Estadual de  
Campinas, Instituto de Geociências. III. Título.  
*geologia 12*

Título em inglês: Structural analysis of the Abancay Pluton and its importance in the tectonic evolution of the southern Abancay region – Perú.

Keywords: - *Petrology*  
- Geochronology  
- Abancay *(Peru)*  
- Structural analyse  
- Metamorphism *(Geology)*  
- Cordilheira dos Andes  
*Geology - a*

Área de concentração: Metalogênese

Titulação: Mestre em Ciências

Banca examinadora: Ticiano José Saraiva dos Santos;  
Celso Dal Ré Carneiro;  
Antenor Zanardo.

Data da defesa: 2/08/2005

*043-A-pe-  
Am-----*



**UNICAMP**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE METALOGÊNESE**

**AUTOR: VICTOR RAÚL LIPA SALAS**

**ANÁLISE ESTRUTURAL DO PLÚTON ABANCAY E SUA IMPORTÂNCIA NA  
EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA PORÇÃO SUL DE ABANCAY - PERÚ**

**ORIENTADOR: Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos**

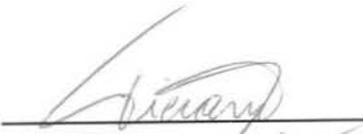
Aprovada em: 02/08/2005

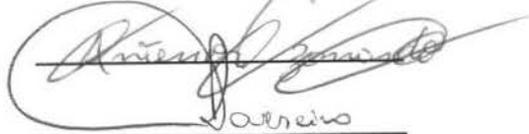
**EXAMINADORES:**

**Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos**

**Prof. Dr. Antenor Zanardo**

**Prof. Dr. Celso Dal Ré Carneiro**

  
\_\_\_\_\_  
- Presidente

  
\_\_\_\_\_  
Zanardo

  
\_\_\_\_\_

Campinas, 02 de agosto de 2005

*Dedico meu trabalho a meus pais Pedro e Zenobia, a minha esposa Pilar e filho Crhistian  
por seu carinho, apoio constante e compreensão.*

*O que faço hoje é importante porque estou utilizando um dia de minha vida nisso*  
*Anônimo*

## AGRADECIMENTOS

Desejo expressar meus sinceros agradecimentos em primeiro lugar, à Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP, prestigiosa casa de estudos; ao Instituto de Geociências IGE por ter me acolhido e permitir realizar meus estudos de Mestrado, o qual é um sonho esperado por muitos e alcançado por poucos. O desenvolvimento deste trabalho contou com o apoio de muitas pessoas, entre elas quero agradecer, especialmente a meu orientador Prof. Dr. Ticiano Saraiva dos Santos pela paciência durante minha estadia no Brasil e durante a execução do trabalho de dissertação. Neste sentido quero agradecer a muitas pessoas que interagiram comigo neste processo.

Minha gratidão a:

- Ao Conselho Diretor do INGEMMET por ter me outorgado a permissão para a realização de meus estudos de Mestrado no Brasil.
- Ao CNPq por me conceder a bolsa de estudos de mestrado.
- Ao Prof. Dr. Assit, pelas sugestões e conselhos para o desenvolvimento deste trabalho.
- Ao Prof. Dr. Elson pela revisão e dicas necessárias neste trabalho.
- Ao Prof. Dr. Antenor pelos conselhos e esclarecimentos de dúvidas e revisão de meu trabalho.
- Ao Dr. Ivaldo Trindade pela orientação e revisão do texto da parte de geocronologia.
- Às secretarias da pos-graduação Valdirene e Edinalva pelo apoio incondicional.
- A meus companheiros de estudo e colegas Carlos Tapia, Oderso, Juliano, César, Ricardo, Rolando Quispe, Bienvenido Palacio, Wagner, etc pelo apoio constante e pela revisão de meu trabalho.

# SUMÁRIO

---

AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	xiv
ABSTRACT	xv

---

## Capítulo 1

### INTRODUÇÃO

	1
1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO	2
1.2 OBJETO DO ESTUDO	3
1.3 MÉTODO DE TRABALHO	4
1.4 TRABALHOS ANTERIORES	5

---

## Capítulo 2

### FISIOGRAFIA E GEOMORFOLOGIA

	6
2.1 HIDROGRAFIA E CLIMA	8
2.2 PRINCIPAIS UNIDADES GEOGRÁFICAS	10
2.3 PRINCIPAIS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS	10

---

## Capítulo 3

### GEOLOGIA REGIONAL

	12
3.1 ESTRATIGRAFIA	17
3.1.1 <i>Paleozóico</i>	20
3.1.1.1 <i>Grupo Tarma (Cs-t)</i>	20
3.1.1.2 <i>Grupo Copacabana (Pi-co_i, Pi-co_s)</i>	20
3.1.1.3 <i>Paleozóico indiferenciado (P-i)</i>	20
3.1.1.4 <i>Grupo Mitu (PsTi-mi)</i>	21
3.1.2 <i>Mesozóico</i>	22
3.1.2.1 <i>Formação Socosani (Jm-so)</i>	23
3.1.2.2 <i>Grupo Yura</i>	23
<i>Formação Ponte (Jm-pu)</i>	23
<i>Formação Cachíos (Jm-ca)</i>	24

<i>Formação Labra (Js-la)</i>	24
<i>Formação Gramadal (Js-gr)</i>	24
<i>Formação Huallhuani (Ki-hu)</i>	24
3.1.2.3 <i>Formação Murco (Ki-mu)</i>	25
3.1.2.4 <i>Formação Arcurquina (Kis-Ar_i, Kis-ar_m)</i>	25
3.1.2.5 <i>Formação Vilquechico (Ks-vi)</i>	26
3.1.3 <i>Cenozóico</i>	26
3.1.3.1 <i>Formação Ausangate (KsP-au)</i>	26
3.1.3.2 <i>Formação Muñani (P-mu_i, P-mu_s)</i>	27
3.1.3.3 <i>Grupo Puno</i>	28
<i>Formação Sonco (Peo-so_i, Peo-so_s)</i>	28
3.1.4 <i>Quaternário</i>	28
3.1.4.1 <i>Vulcânicas (Np-v)</i>	28
3.1.4.2 <i>Depósitos de Morainas (Qpl-mo)</i>	29
3.1.4.3 <i>Depósitos Aluvionares (Qh-al)</i>	29
3.1.4.4 <i>Depósitos Coluvionares (Qh-co)</i>	29
3.1.4.5 <i>Depósitos Fluviais- (Qh-fl)</i>	29
3.2 <b>ROCHAS ÍGNEAS</b>	29
3.2.1 <i>Plúton Abancay (Ts-P-a)</i>	30
3.2.2 <i>Batólito Abancay</i>	31
3.2.2.1 <i>Unidade Lambrama</i>	32
<i>Plúton Marjune (PN-lam-ma/mgr)</i>	32
<i>Plúton Sanjo (PN-lam-sj/di)</i>	32
3.2.2.2 <i>Unidade Ocobamba</i>	32
<i>Plúton San Antonio (PN-oc-sa/mgr)</i>	32
<i>Plúton Anchaca (PN-oc-an/cdi)</i>	32
<i>Plúton Toncco Bamba (PN-oc-tb/di)</i>	33
3.2.2.3 <i>Unidade Cotabambas</i>	33
<i>Plúton Curahuasi (PN-cot-cu/gb, gd,to)</i>	33
3.2.2.4 <i>Subvulcânico (PN/ap,rp)</i>	33

---

## Capítulo 4

<b>GEOLOGIA DA ÁREA EM ESTUDO</b>	34
4.1 <b>PLÚTON ABANCAY</b>	34
4.1.1 <i>Zona deformada ZD</i>	39
4.1.1.1 <i>Petrografia da zona deformada ZD</i>	42

4.1.1.2	<i>Principais microtexturas da zona deformada ZD</i>	44
4.1.2	<i>Zona pouco deformada ZPD</i>	48
4.1.2.1	<i>Petrografia da zona pouco deformada ZPD</i>	49
4.1.2.2	<i>Principais microtexturas da zona pouco deformada ZPD</i>	51

---

## Capítulo 5

	<b>ANÁLISE ESTRUTURAL E METAMORFISMO</b>	54
5.1	<b>ANÁLISE DESCRITIVA</b>	61
5.1.2	<i>Zona deformada ZD</i>	61
5.1.2.1	<i>Foliações</i>	61
5.1.2.2	<i>Lineações</i>	62
5.1.2.3	<i>Dobras intrafoliais</i>	64
5.1.2.4	<i>Os indicadores cinemáticos</i>	65
5.1.2.5	<i>O padrão de fraturamento</i>	67
5.1.3	<i>Zona pouco deformada ZPD</i>	68
5.1.3.1	<i>Foliações</i>	68
5.1.3.2	<i>Lineações</i>	70
5.1.3.3	<i>Estruturas tardias</i>	71
5.2	<b>ANÁLISE CINEMÁTICA</b>	71
5.2.1	<i>Zona deformada ZD</i>	71
5.2.2	<i>Zona pouco deformada ZPD</i>	72
5.3	<b>CONSIDERAÇÕES GERAIS DA DEFORMAÇÃO</b>	74
5.4	<b>METAMORFISMO</b>	76
5.4.1	<i>Rochas metamórficas da zona deformada ZD</i>	77
5.4.2	<i>Rochas metamórficas da zona pouco deformada ZPD</i>	79

---

## Capítulo 6

	<b>GEOCRONOLOGIA E EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO PLÚTON ABANCAY</b>	81
6.1	<b>MÉTODO URÂNIO-CHUMBO (U-Pb)</b>	82
6.1.1	<i>Monazita e zircão</i>	83
6.1.2	<i>Considerações na preparação das amostras</i>	84

6.1.3	<i>Minerais acessórios na datação U-Pb</i>	84
6.2	MÉTODO SAMÁRIO-NEODÍMIO (Sm-Nd)	84
6.2.1	<i>Idade isocrônica em rocha total</i>	85
6.2.2	<i>Idades isocrônicas em minerais</i>	86
6.2.3	<i>Idades modelos</i>	87
6.2.4	<i>O parâmetro Epsilon Neodímio (<math>\epsilon Nd</math>)</i>	91
6.3	GEOCROLOGIA DO PLÚTON ABANCAY	91
6.3.1	<i>Resultados geocronológicos</i>	95
6.4	EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO PLÚTON ABANCAY	99

---

## **Capítulo 7**

<b>CONCLUSÃO</b>	103
------------------	-----

---

<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	107
-----------------------------------	-----

---

## ÍNDICE DAS FIGURAS

FIGURA 1.1	Mapa de localização do área de estudo	3
FIGURA 2.1	Unidades morfológicas dos Andes	7
FIGURA 2.2	Mapa climático do Perú	9
FIGURA 3.1	Distribuição e idade do Batólito Andahuaylas-Yauri (a) Mostra os corpos principais do Batólito e a localização das idades K/Ar (b) Composição das principais fases de o Batólito Andahuaylas-Yauri no diagrama AQP	13
FIGURA 3.2	Mapa mostrando a localização da Dorsal de Nazca, a distribuição espacial de sismicidade e vulcões ativos	15
FIGURA 3.3	(a) Três paleo-posições da dorsal de Nazca e vetores de deslocamento para os pontos de interseção da dorsal e a fossa. (b) Diagrama na qual a posição da crista da dorsal na linha da fossa e a velocidade de migração da dorsal paralela ao limite da placa são plotados versus tempo	17
FIGURA 3.4a	Mapa geológico regional	18
FIGURA 3.4b	Coluna estratigráfica regional	19
FIGURA 4.1	Mapa geológico da área de estudo, mostrando a localização das amostras analisadas e localização da zona deformada (ZD) e a zona pouco deformada (ZPD) no Plúton Abancay	36
FIGURA 4.2	Coluna estratigráfica da área de estudo	37
FIGURA 4.3	Corte do Plúton Abancay	39
FIGURA 5.1	Magmatismo do Permiano superior e Triássico inferior	55
FIGURA 5.2a	Mapa estrutural da área de estudo	59
FIGURA 5.2b	Legenda do Mapa estrutural da área de estudo	60
FIGURA 5.3	Diagrama de freqüência com as medidas dos planos de foliações no domínio estrutural da zona deformada ZD.	62
FIGURA 5.4	Diagrama de freqüência com a orientação das lineações de estiramento na zona deformada ZD.	64
FIGURA 5.5	Diagrama de freqüência com as medidas de foliação da zona pouco deformada ZPD.	70
FIGURA 5.6	Block diagrama mostrando microestruturas e relação entre zona de cisalhamento (falha Abancay) e a deformação do Plúton Abancay.	72
FIGURA 6.1	Diagrama de evolução isotópica da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em função do tempo. O CHUR corresponde a manto como reservatório uniforme condrítico.	89
FIGURA 6.2	Localização da amostras com determinações geocronológicas no Plúton Abancay.	93
FIGURA 6.3	Diagrama concórdia U-Pb para o ortognaisse quartzo-feldspático (AB-63).	96
FIGURA 6.4	Diagrama concórdia U-Pb para o ortognaisse quartzo-feldspático (AB-3).	97
FIGURA 6.5	Evolução do $\epsilon_{\text{Nd}}$ no manto e na crosta do Plúton Abancay	98
FIGURA 6.6	Esquema idealizado de evolução do Plúton Abancay.	101

## ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

FOTOGRAFIA 3.1 Diques cortando rochas do paleozóico indiferenciado, no rio Lambrama, perto a localidade de choquemary.	21
FOTOGRAFIA 3.2 Sequências de lavas, brechas vulcânicas, conglomerados e Arenitos do Grupo Mitu, na localidade Santo Tomas, margem direita do rio Pachachaca.	22
FOTOGRAFIA 3.3 Contato falhado entre o Grupo Mitu e as camadas vermelhas da Formações Ausangate e Muñani.	26
FOTOGRAFIA 3.4 Afloramentos da Formação Ausangate, perto ao rio Pachachaca.	27
FOTOGRAFIA 3.5 Formações Ausangate, Muñani e Soncco na Serra Cuncuarta ao Oeste da cidade de Abancay.	28
FOTOGRAFIA 3.6 Plúton Abancay e os Grupos Copacabana e Mitu no Nevado Ampay, perto a cidade de Abancay.	31
FOTOGRAFIA 4.1 Localização da zona deformada ZD no Plúton Abancay.	40
FOTOGRAFIA 4.2 Gnaisse com faixas e microdobras da zona deformada.	41
FOTOGRAFIA 4.3 Plúton Abancay deformado e com neoformação de faixas de minerais félsicos e máficos.	41
FOTOGRAFIA 4.4 Rocha da zona pouco deformada mostrando textura ígnea.	41
FOTOGRAFIA 4.5 Afloramento da zona pouco deformada.	41
FOTOGRAFIA 4.6 Faixas intercaladas de anfibólio – clorita - epidoto e feldspatos com alteração para sericita.	41
FOTOGRAFIA 4.7a Amostra Ab-02.	44
FOTOGRAFIA 4.7b Ortognaisse com sericita-quartzo-anfibólio (Amostra Ab-02).	44
FOTOGRAFIA 4.8a Amostra Ab-26.	45
FOTOGRAFIA 4.8b Ortognaisse com sericita-anfibólio-clorita (Amostra Ab-26).	45
FOTOGRAFIA 4.9a Amostra Ab-72.	45
FOTOGRAFIA 4.9b Ortognaisse com anfibólio (Amostra Ab-72).	45
FOTOGRAFIA 4.10a Amostra Ab-10a	46
FOTOGRAFIA 4.10b Ortognaisse com anfibólio (Amostra Ab-10).	46
FOTOGRAFIA 4.11a Amostra Ab-74b	46
FOTOGRAFIA 4.11b Ortognaisse com anfibólio (Amostra Ab-74b).	46
FOTOGRAFIA 4.12a Amostra Ab-52	47
FOTOGRAFIA 4.12b Ortognaisse com anfibólio (Amostra Ab-52).	47
FOTOGRAFIA 4.13a Amostra Ab-46	47
FOTOGRAFIA 4.13b Ortognaisse com anfibólio (Amostra Ab-46).	47
FOTOGRAFIA 4.14a Amostra Ab-39	51
FOTOGRAFIA 4.14b Metagranodiorito (Amostra Ab-39).	51
FOTOGRAFIA 4.15a Amostra Ab-43	52
FOTOGRAFIA 4.15b Metagranodiorito (Amostra Ab-43).	52
FOTOGRAFIA 4.16a Amostra Ab-3a	52
FOTOGRAFIA 4.16b Ortognaisse com plagioclásio-biotita-quartzo (Amostra Ab-3a).	52
FOTOGRAFIA 4.17a Amostra Ab-9a	53
FOTOGRAFIA 4.17b Ortognaisse com plagioclásio-quartzo-epidoto-biotita (Amostra Ab-9a).	53

FOTOGRAFIA 4.18a	Amostra Ab-59	53
FOTOGRAFIA 4.18b	Quartzo-monzoleucogabro (Amostra Ab-59).	53
FOTOGRAFIA 5.1	Ortognaisse bandado na zona deformada do Plúton Abancay.	61
FOTOGRAFIA 5.2	Cristais isorientados de epidoto, anfibólio.	63
FOTOGRAFIA 5.3	Cristais isorientados de anfibólio sendo cortado por um veio.	63
FOTOGRAFIA 5.4	Dobras intrafoliais isoclinais, desenvolvidas em rochas ortognáissicas.	65
FOTOGRAFIA 5.5	Dobras assimétricas de tipo Z, indicando movimento de tipo empurrão ao norte, observadas em rochas ortognáissicas bandadas do Plúton Abancay.	66
FOTOGRAFIA 5.6	Cristal de plagioclásio junto ao quartzo recristalizado rodeando a parte superior do cristal.	66
FOTOGRAFIA 5.7	Estruturas S-C em anfibólio mostrando o sentido de movimento para NNW, paralelo à lineação de estiramento e normal a foliação.	67
FOTOGRAFIA 5.8	Foliação incipiente em uma rocha ortognáissica, mostrando algum alinhamento de minerais máficos (biotita, anfibólio, epidoto) e félsicos alongados (plagioclásio, quartzo).	69
FOTOGRAFIA 5.9	Rocha com foliação magmática da zona pouco deformada ZPD.	69
FOTOGRAFIA 5.10	Textura alotriomórfica equigranular da amostra Ab-43.	73
FOTOGRAFIA 5.11	Textura granular alotriomórfica da amostra Ab-39.	73
FOTOGRAFIA 5.12	Ortognaisses bandados na zona deformada do Plúton Abancay. Fase de deformação D1 e foliação S1.	75
FOTOGRAFIA 5.13	Microdobras no ortognaisse bandado da zona deformada na parte norte do Cerro Carpagio. Fase de deformação D2.	75
FOTOGRAFIA 5.14	Bandamento de minerais félsicos e máficos da Zona deformada ZD.	78
FOTOGRAFIA 5.15	Textura lepidoblástica e porfidoblástica.	79

## ÍNDICE DAS TABELAS

TABELA 4.1	Análise de elementos maiores de rochas do Plúton Abancay.	38
TABELA 4.2	Resumo de estudo petrográfico das amostras da zona deformada.	43
TABELA 4.3	Resumo de estudo petrográfico das amostras da zona deformada.	43
TABELA 4.4	Resumo de estudo petrográfico das amostras da zona pouco Deformada.	50
TABELA 4.5	Resumo de estudo petrográfico das amostras da zona pouco Deformada.	50
TABELA 5.1	Idades e seus correspondentes ciclos orogénicos Paleozóico	

-Precámbriano.	56
TABELA 5.2 Idades e seus correspondentes ciclos orogénicos Mesozóico -Cenozóico.	57
TABELA 6.1 Idades isotópicas citadas no texto.	82
TABELA 6.2 Alguns dos principais minerais formadores de rochas com suas concentrações de Sm e Nd e as razões Sm/Nd	90
TABELA 6.3 Resumo do estudo petrográfico das amostras com análise geocronológico.	94
TABELA 6.4 Amostras para análise isotópica Sm-Nd e idades modelo ( $T_{DM}$ ) das rochas do Plúton Abancay.	96
TABELA 6.5 Resultado analíticos U-Pb dos ortognaisses de Abancay. Amostras Ab-63 e Ab-03.	98



**UNICAMP**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
Pós-Graduação em Metalogênese**

**Análise Estrutural do Plúton Abancay e sua Importância na  
Evolução Tectônica da Porção Sul de Abancay - Perú.**

**RESUMO**

**Tese de Mestrado**

**Víctor Raúl Lipa Salas**

Este trabalho objetiva determinar o comportamento estrutural, assim como as características petrográficas, metamórfica e idade do Plúton Abancay. A área de estudo abrange aproximadamente 280 km<sup>2</sup> e está localizada na parte central da Cordilheira Ocidental dos Andes Peruanos, Província de Abancay, sul do Perú. Geologicamente a área situa-se no extremo sul da zona denominada “Deflexão de Abancay”. Esta deflexão representa uma zona transcorrente que marca o limite norte da zona vulcânica no Perú, o limite de exposição do embasamento Neoproterozóico e a extensão continental da dorsal de Nazca. A região de Abancay é composta por seqüências sedimentares datadas do Carbonífero Inferior ao Quaternário. Rochas plutônicas de composição entre tonalitos, monzonitos, quartzo dioritos e granodioritos do Eoceno a Oligoceno Superior (48 a 32 Ma) são correspondentes ao Batólito de Abancay. Neste batólito tem-se um plúton com feições texturais próprias que foi chamado “Plúton Abancay”.

A análise descritiva e cinemática da deformação definiu para o Plúton Abancay, com base em elementos estruturais, dois domínios estruturais. Um definido como zona deformada (ZD), situado na porção norte do plúton e outro como zona pouco deformada (ZPD), na parte sul do corpo.

A análise petrográfica identificou rochas metamórficas (ortognaisses anfíbolíticos e quartzo-feldspáticos) que foram submetidas a mais de uma fase de deformação, assim como rochas ígneas. Há uma gradação deformacional entre as rochas ígneas e metamórficas. As microtexturas predominantes são granonematoblásticas, nematogranoblásticas e lepidoblásticas nas rochas da zona deformada ZD e da ZPD, apresentam textura alotriomórfica e granular alotriomórfica principalmente.

Datações geocronológicas pelo método U-Pb em zircão e Sm-Nd rocha total no Plúton Abancay forneceram a idade de cristalização do corpo entre 216 ± 1,3 e 224 ± 0,92 Ma. Análise pelo método Sm-Nd apresenta idades modelos em um intervalo de 789; 864-891 e 989-1020 Ma. Determinando uma diferenciação manto-crosta entre o Mesoproterozóico e o Neoproterozóico para o Plúton Abancay. Com os novos dados geocronológicos fez-se um quadro da evolução tectono-magmática do plúton e seu relacionamento com as rochas encaixantes na área de estudo.



**UNICAMP**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
Pós-Graduação em Metalogênese**

**Structural analysis of the Abancay Pluton and its importance in  
the tectonic evolution of the southern Abancay region – Perú.**

**Abstract**

**Tese de Mestrado**

**Víctor Raúl Lipa Salas**

This work aims to determine the structural framework, the petrography, metamorphism and age of the Abancay Pluton. The study area is 280 km<sup>2</sup> approximately and is located at the Central portion of the Occidental Cordillera of the Peruvian Andes, Abancay Province, southern Peru. Geologically this area is located at the southern most of the “Abancay Deflection”. This deflection represents a transcurrent zone highlighting the northern border of the volcanic zone of Peru, the Neoproterozoic basement limit and the Nazca continental dorsal extension. The Abancay region is formed by sedimentary sequences from Lower Carboniferous to Quaternary, plutonic rocks like tonalite, monzonite, quartz diorite and granodiorite are from Eocene to later Oligocene (32-48 My) and correspond to the Abancay Batholith. Inside this batholith we can find a pluton with textural features, which was called “Pluton Abancay”.

The descriptive and kinematics analysis of deformation defined two structural domains to the Abancay pluton: i) the deformed zone (DZ), located at the northern portion of the pluton, and ii) lower deformed zone (LDZ), at the southern portion of the body.

The spectrographic descriptions identify metamorphic rocks (amphibolite and quartz feldspathic orthogneiss) that were submitted to more than one deformation facies. We can find a gradational deformation between the igneous rocks to the metamorphic ones. The predominant microtextures at the DZ are granonematoblastic, nematoblastic, and lepidoblastic and at the LDZ are allotriomorphic to granular allotriomorphic textures.

The U-Pb (zircon) geochronology data and Sm-Nd (whole rock) at the Abancay pluton get a crystallization age between  $216 \pm 1,3$  to  $224 \pm 0,92$  My. The Sm-Nd model age is between 789, 864-891 and 989-1020 My, that means a mantle-crust differentiation between Mesoproterozoic to Neoproterozoic to the Abancay Pluton. With a new geochronologic data we got a tectonomagmatic evolution chart and its relations to hosted rocks at the study area.

---

## 1. INTRODUÇÃO

A idéia básica para a realização desta dissertação de mestrado surgiu durante os trabalhos geológicos na zona de Abancay feitos no ano 2002, pelo Instituto Geológico Minero e Metalúrgico – INGEMMET – PERÚ. Naqueles trabalhos várias interrogações a respeito da evolução estrutural e metamórfica, bem como a época de desenvolvimento das mesmas no Plúton Abancay (Perú), foram abordadas.

No Perú têm-se muitos plútons de idade permo-triássica, alguns são petrológica e texturalmente similares aqueles da Cordilheira Oriental, mas seu conhecimento geocronológico, petrológico e geoquímico é ainda insuficiente (Carlier *et al.*, 1982). A colocação e deformação destes plútons poderia ter acontecido em um ambiente transpressional do rift Mito durante o Triássico tardio (Sempere *et al.*, 2002). O Plúton Abancay, que forma parte destas intrusões permo-triássicas, foi estudada por Marocco (1975), que o classifica, devido às orientações de seus minerais e por seu bandamento aparente, como uma rocha metamórfica de idade pré-cambriana.

Posteriormente, outros estudos efetuados por Marocco (1978) e Carlier *et al.*, (1982) determinaram que o Plúton Abancay é de natureza quartzo-diorítica e corresponde a uma intrusão sin-tectônica do Eoceno, de granulometria média com hornblenda e biotita. Carlier *et al.* (1982), considera esta intrusão posterior à tectônica hercínica (Devoniano superior - Permiano superior) e intensamente deformada “no estado sólido” após sua colocação, transformando-se num ortogneisse. A relação do Plúton Abancay com as rochas encaixantes não está bem clara, pelas seguintes razões: (1) O Plúton Abancay é intrudido por dioritos miocênicos do Batólito Abancay (2) Seus contatos com as rochas sedimentares do Cretáceo são dados por falhas, o que não corroboraria com uma idade eocênica. Carlier *et al.* (1982) e vários outros autores que se seguiram creditam a Lancelot *et al.*, (1978) uma datação do Plúton Abancay, obtida pelo método U-Pb em zircão, a idade de  $222 \pm 7$  Ma, correspondendo, portanto, ao Triássico superior. Entretanto, no artigo de Lancelot e em nenhum outro é apresentada uma idade do Plúton Abancay. Segundo Carlier *et al.*, (1982), o ortogneisse teria sido gerado a partir de um diorito, devido a um tectonismo de idade triássica ou Andina.

A análise estrutural do Plúton Abancay permitiu conhecer o estado de deformação e relacionamento com a falha Abancay, a qual é considerada uma estrutura importante na região de

estudo, já que gera deformação posterior no plúton; também o estudo petrográfico permitiu determinar os tipos de rochas, além de conhecer as características metamórficas principais.

Neste trabalho pretende-se fazer um estudo estrutural, petrográfico e geocronológico com o intuito de definir a relação temporal entre o magmatismo granítico e a deformação tectono-metamórfica deste corpo.

## **1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO**

A área de estudo localiza-se ao sul do Perú no flanco oriental da Cordilheira Ocidental dos Andes Peruanos. Geograficamente está compreendida no departamento de Apurímac, província de Abancay (Figura 1.1), abrangendo 455.92 km<sup>2</sup> e entre as coordenadas UTM:

Vértice NW; 8493000 N e 0714000 E

Vértice NE ; 8493000 N e 0742000 E

Vértice SO ; 8476700 N e 0714000 E

Vértice SE ; 8476700 N e 0742000 E

O acesso principal é pela rodovia Lima-Nazca-Puquio-Abancay e também Lima-Pisco-Ayacucho-Abancay. Existem outros acessos secundários formados por estradas e caminhos não-pavimentados. Geralmente os perfis na área de estudo foram feitos a pé, com jumentos e ainda de automóvel em algumas poucas regiões.



**Figura 1.1** Mapa de localização da área de estudo

## 1.2 OBJETIVO

O objetivo do estudo é contribuir para o conhecimento estrutural, petrográfico, geocronológico e evolução tectônica do Plúton Abancay, que é considerado na atualidade como o mais antigo dos plútons na região de estudo. O interesse de estudar o Plúton Abancay, que

corresponde a um exemplar da intensa atividade magmática acontecida do Permiano inferior ao Triássico inferior na Cordilheira Oriental dos Andes Peruanos (MacLaughlin, 1924), é definir sua particular deformação tectônica e relações cronológicas.

Resumidamente os objetivos são:

- Fazer uma análise estrutural do Plúton Abancay, e estabelecer uma relação da deformação com o evento tectônico atuante nesta parte do território peruano.
- Conhecer a petrografia e características metamórficas do Plúton Abancay.
- Determinar com precisão para o Plúton Abancay sua idade de cristalização (colocação) pelo método U-Pb em zircão e a idade de derivação mantélica (modelo) (TDM) utilizando-se do método Sm-Nd.

### 1.3 MÉTODO DE TRABALHO

O trabalho desenvolveu-se em três etapas:

- ❖ A primeira etapa consistiu no trabalho de gabinete onde se coletou toda a bibliografia da área de estudo. Também foram efetuados alguns tratamentos de imagens de satélite Landsat, escala 1/50.000, ressaltando litologias e algumas estruturas regionais.
- ❖ Na segunda etapa foram feitos os trabalhos de campo, com uma duração de 25 dias aproximadamente entre os meses de agosto e setembro de 2004. Nesta etapa efetuaram-se alguns controles litológicos e coleta de dados estruturais como direção e mergulhos de foliações e lineações. Na ocasião, coletaram-se amostras para o estudo petrográfico e geocronológico U-Pb e Sm-Nd.
- ❖ A terceira etapa de trabalho, de gabinete, deu-se o processamento dos dados estruturais obtidos no campo, preparação das lâminas delgadas das amostras selecionadas, assim como seu estudo microscópico e textural. Prepararam-se também as amostras para análise geocronológica na Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP (preparação mecânica) e Universidade Estadual Paulista – UNESP (abertura das amostras) e na Universidade de Brasília-UNB (leitura no espectômetro de massa). Foram feitas também as correções do mapa geológico na escala 1/50.000, assim como as novas interpretações estruturais do Plúton Abancay.

## 1.4 TRABALHOS ESPECÍFICOS SOBRE A REGIÃO DE ABANCAY

São várias os estudos regionais realizados por diferentes geólogos, mas uma temática específica enfocando a área de estudo, ainda são poucos. Entre estes trabalhos se menciona Marocco (1975, 1977), que fez o mapeamento geológico nas quadrículas de Andahuaylas, Abancay e Cotabambas; trabalhos de geología regional na Deflexão de Abancay e na Cordilheira de Vilcabamba. Lancelot *et al.* (1978), fizeram um estudo geocronológico dos plutões graníticos da Cordilheira Oriental e sua extensão no Permiano. Posteriormente, Carlier *et al.* (1982) realizaram um estudo da evolução magmática da Cordilheira Oriental no Perú, lugar onde se situa parte da área de estudo. Perello *et al.*, (2002) fizeram um estudo sobre a alteração e mineralização do Eoceno médio ao Oligoceno superior na região de Andahuaylas, Yauri e Cuzco, no sul de Peru. Mais recentemente, Valdivia & Borda (2002) efetuaram estudos de mapeamento regional na quadrículas de Abancay, enquanto Lipa *et al.* (2002) realizaram o mapeamento na quadrícula de Andahuaylas que compreende a porção leste da área de estudo. Estes dois últimos estudos foram feitos como parte do programa de atualização geológica do INGEMMET no território peruano.

---

## 2. FISIOGRAFIA E GEOMORFOLOGIA

A região estudada está compreendida na Cordilheira dos Andes Peruanos, abrangendo parte da depressão intramontanhosa das Cordilheiras ocidental e oriental e o extremo leste do altiplano (Figura 2.1). O relevo da área estudada é acidentado, típico da zona da Cordilheira; esta conformada por proeminentes montanhas e vales profundos que apresentam padrões de drenagem dendríticos a sub-paralelos. A máxima elevação é de 4776 m que se localiza a leste da área de estudo (montanha Chaquiorjo). Apresenta escarpas e vales de origem glacial que gradam a vales estreitos do rio Pachachaca que tem uma direção NNW paralela à direção andina e também NE.

De oeste para leste, os grandes domínios estruturais desta porção dos Andes são: Cordilheira da Costa, Cordilheira Ocidental, Altiplano peruano-boliviano e la Puna Argentina, Cordilheira Oriental, Zona Subandina e Antepaís Andino (Figura 2.1) (Gil W., 2002).

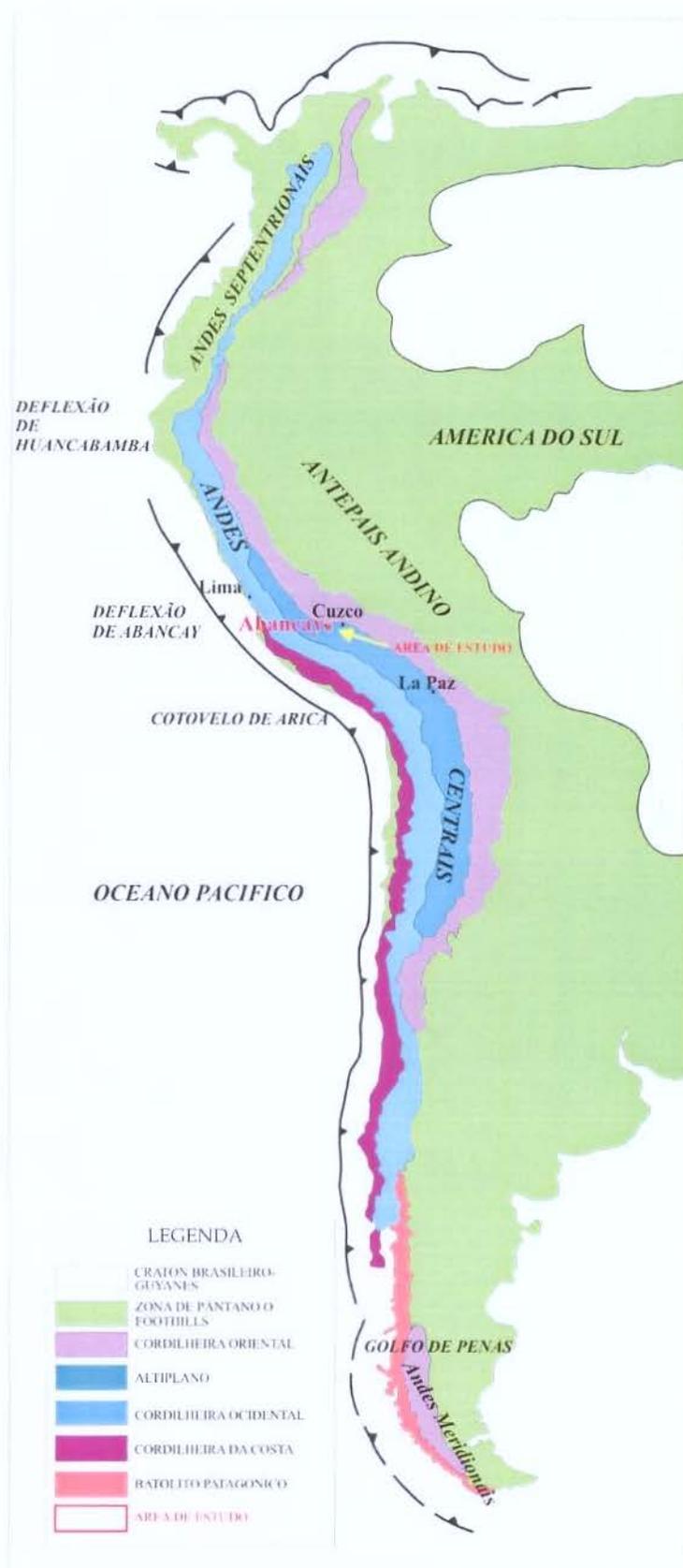


Figura 2.1 Unidades morfológicas dos Andes (tomado de Gil W., 2002)

## 2.1 HIDROGRAFIA E CLIMA

O rio Pachachaca é o principal a atravessar a zona de estudo. Este nasce nas altas cimas de la cordillera Occidental e desemboca no rio Apurímac. É considerado como um dos mais importantes afluentes nesta parte do rio Apurímac.

O Perú apresenta muitas variedades de climas devido ao acidentado relevo da Cordilheira (Figura 2.2). Entre os principais tipos de climas que se destacam na área de estudo, descreve-se abaixo (INEI-IGN-ORSTOM, 1978).

### **Clima Sub-Húmido (*templado*) (De Estepe e Vales Interandinos Baixos).**

Este clima é próprio da região da serra, correspondendo aos vales interandinos baixos e intermediários, situados entre os 1000 e 3000 m de altitude. As temperaturas ultrapassam os 20°C, e a precipitação anual é inferior a 500 mm. Nas partes mais elevadas, úmidas e orientais, pode alcançar e ultrapassar os 1200 mm. Este clima ocorre nos vales dos rios Pachachaca e Matará; assim como em rios tributários.

### **Clima Frio (Dos Vales Mesoandinos).**

Este tipo climático da região da serra atua entre os 3000 e 4000 m de altitude. Caracteriza-se por suas precipitações anuais de 700 mm e temperaturas médias anuais de 12°C. Apresenta verões chuvosos e invernos secos com fortes geladas. Ocorre na maior parte da área de estudo.

### **Clima Gelado (De Tundra).**

Este tipo de clima, conhecido como clima de Puna, corresponde aos setores altos da região andina situada entre os 4000 e 5000 m de altitude. Abrange cerca de 13% do território peruano (170 mil km<sup>2</sup>). Caracteriza-se por apresentar precipitações de 700 mm. anuais e temperatura média anual de 6°C. Compreende as colinas, mesetas e montanhas andinas. Os verões são sempre chuvosos e nublados; e os invernos (junho-agosto), são rigorosos e secos.

### **Clima de Neve (Gélido)**

Este clima corresponde ao de neve permanente do alto de montanha, com temperatura média anual abaixo de 0°C. Distribui-se nos setores que ultrapassam os 5000 m de altitude e estão representados por grandes massas de neve e gelo das altas montanhas dos Andes peruanos. Ocorre ao norte da área de estudo, no Nevado Ampay.

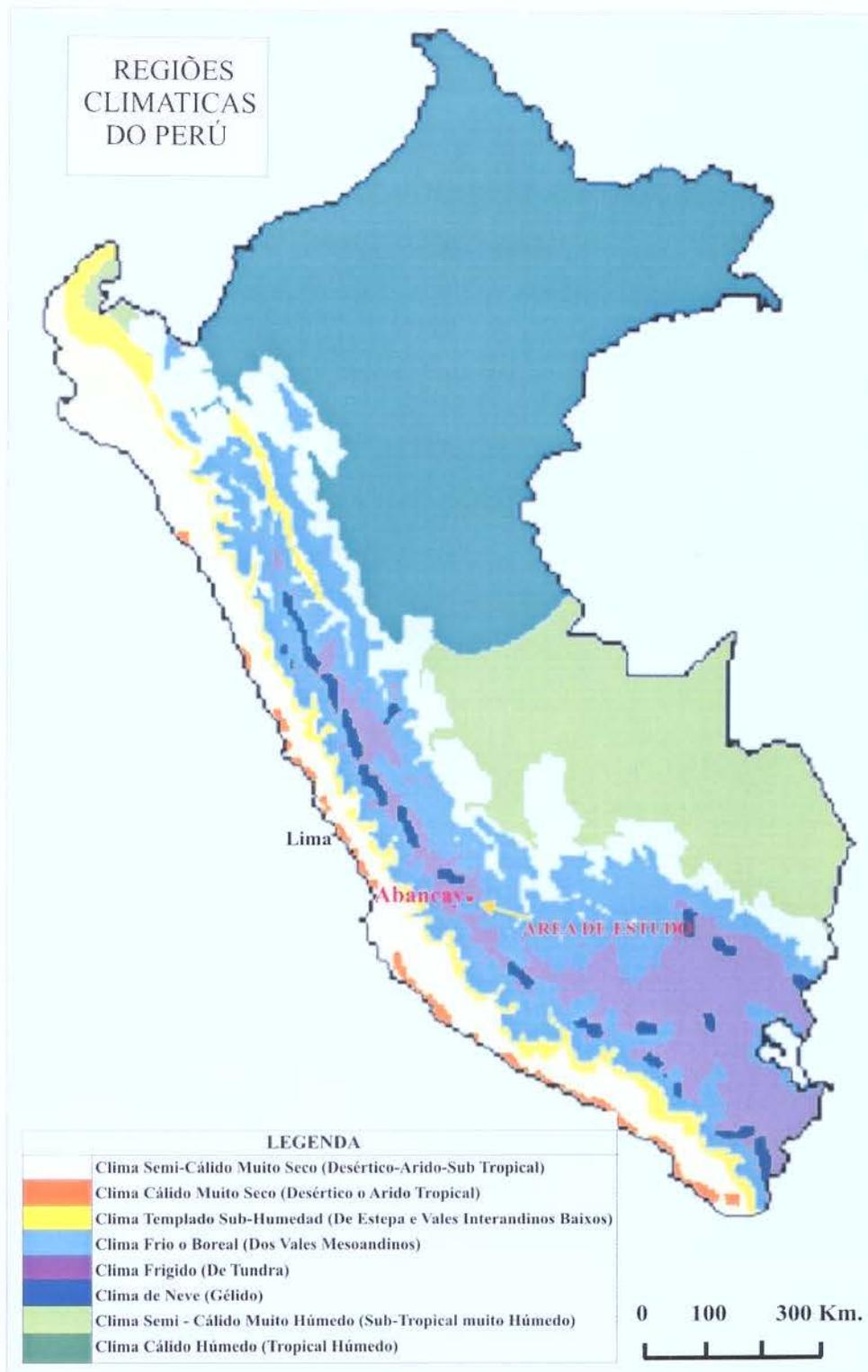


Figura 2.2 Mapa Climático do Perú (segundo INEI - IGN - ORSTOM)

## **2.2 PRINCIPAIS UNIDADES GEOGRÁFICAS**

São diferenciadas três unidades geográficas na zona de estudo:

### **Cordilheira Oriental**

Esta zona é representada pelas bordas ocidentais da Cordilheira oriental. Apresenta uma morfologia muito acidentada, aguda, com altitudes compreendidas entre os 1800 a 5235 m (Nevado Ampay); apresenta-se no extremo NE da zona de estudo, e encontra-se atravessada pelo vale do rio Pachachaca.

### **Cordilheira Ocidental**

Apresenta, da mesma forma que a Cordilheira Oriental, uma topografia acidentada com picos mais ou menos agudos e com altitudes que variam entre os 1800 m até os 4600 m; compreende a maior parte da área de interesse e encontra-se atravessado pelos vales do rio Pachachaca e Matará; assim como numerosos pequenos vales encaixados.

### **Vales**

Os vales encontram-se atravessando as Cordilheiras oriental e ocidental e estão representados pelos vales dos rios Pachachaca e Matará; assim como por outros vales encaixados nos pequenos tributários. Nas partes inferiores do vale do rio Pachachaca seus flancos apresentam depósitos quaternários e mais ao norte apresentam-se estreitos e com forte inclinação, indicadores de fortes desníveis no terreno.

## **2.3 PRINCIPAIS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS**

Na área de estudo são diferenciadas três unidades geomorfológicas importantes:

### **Montanhas elevadas**

Este nome é aplicado ao relevo mais alto da zona de estudo, composto pelos picos mais elevados resistentes à meteorização e erosão; também apresentam diversas lagoas. Nesta unidade ocorre a erosão glacial e as evidências das glaciações são: vales em “U”, depósitos de morainas, etc.

### **Declives pronunciados**

Esta unidade compreende a maior área da zona de interesse e está representada por relevos agudos e superfícies empinadas. As fortes pendentes encontram-se atravessadas pelos rios e numerosos vales estreitos secundários. A meteorização e erosão são fortes e estão sujeitas à resistência dos diferentes tipos de rochas.

### **Vales**

Caracteriza-se por depressões longitudinais e de grande profundidade e quase sempre estreitos. Como exemplo, pode-se mencionar as depressões dos rios Pachachaca e Matará. Estes rios estão atravessados por numerosos vales estreitos menores em toda sua extensão.

---

### 3. GEOLOGIA REGIONAL

O território peruano, situado dentro da Cordilheira dos Andes, é formado por ampla seqüência de rochas sedimentares, vulcânicas e metamórficas, intrudidas por corpos plutônicos. Estas rochas têm idades que vão desde o Pré-Cambriano ao Quaternário. A Cordilheira dos Andes peruanos é uma unidade morfoestrutural importante que segue particular evolução durante a história geológica da margem do Pacífico, dos Andes Centrais (Perú; Bolívia; norte do Chile e norte da Argentina) (Carlier *et al.*, 1982).

A região que engloba a área estudada situa-se entre as Cordilheiras Oriental e Ocidental dos Andes Peruanos, mais precisamente na zona denominada “Deflexão de Abancay”. Esta deflexão tem significativa importância porque representa uma zona transcorrente, que marca o limite norte da zona vulcânica no Peru, o limite de exposição do embasamento neoproterozóico e a extensão continental da dorsal de Nazca (Petford *et al.*, 1995). Acredita-se que seu deslocamento lateral tenha influenciado a tectônica e sedimentação da região (Diaz *et al.* 2000). Nesta zona o *trend* da Cordilheira dos Andes Peruanos varia de NW-SE a E-W por mais de 200 km, e se reconhece a superposição dos ciclos orogênicos Hercíniano e Andino (Marocco, 1977).

As rochas sedimentares localizam-se nas diversas bacias da Cordilheira dos Andes peruanos, tendo sido depositadas em ambientes de fácies marinho e continental. As rochas vulcânicas encontram-se intercaladas com as rochas sedimentares em muitas bacias. As rochas metamórficas são produtos de metamorfismo regional e de contato, as primeiras por efeito do tectonismo compressivo e incremento de temperatura durante a formação da Cordilheira dos Andes, e as segundas, por efeito térmico da atividade magmática durante a colocação dos batólitos e corpos plutônicos (Palacios, 1995).

O magmatismo que ocorreu no território peruano se deu de forma descontínua, como atividade plutônica e/ou vulcânica, em determinadas épocas geológicas desde o Proterozóico até o Holoceno (Sánchez, 1995). Na região de Abancay, o magmatismo traduz-se num volume expressivo de rochas plutônicas que formam um batólito alongado E-W de 150 km, sem interrupção desde o sul de Cuzco até Andahuaylas (Marocco, 1977). Outros estudos realizados por Carlier *et al.*, (1989) e Bonhomme & Carlier, (1990) indicam que na borda NE da Cordilheira ocidental, estão dispostos corpos alongados de rochas intrusivas conhecidas como batólito de

Andahuaylas-Yauri. Perelló *et al.* (2002) determinaram que o batólito é composto de múltiplas intrusões que se apresentam em forma descontínua por 300 km entre as cidades de Andahuaylas a NW e Yauri a SE (Figura 3.1), apresentando idades entre o Eoceno a Oligoceno.

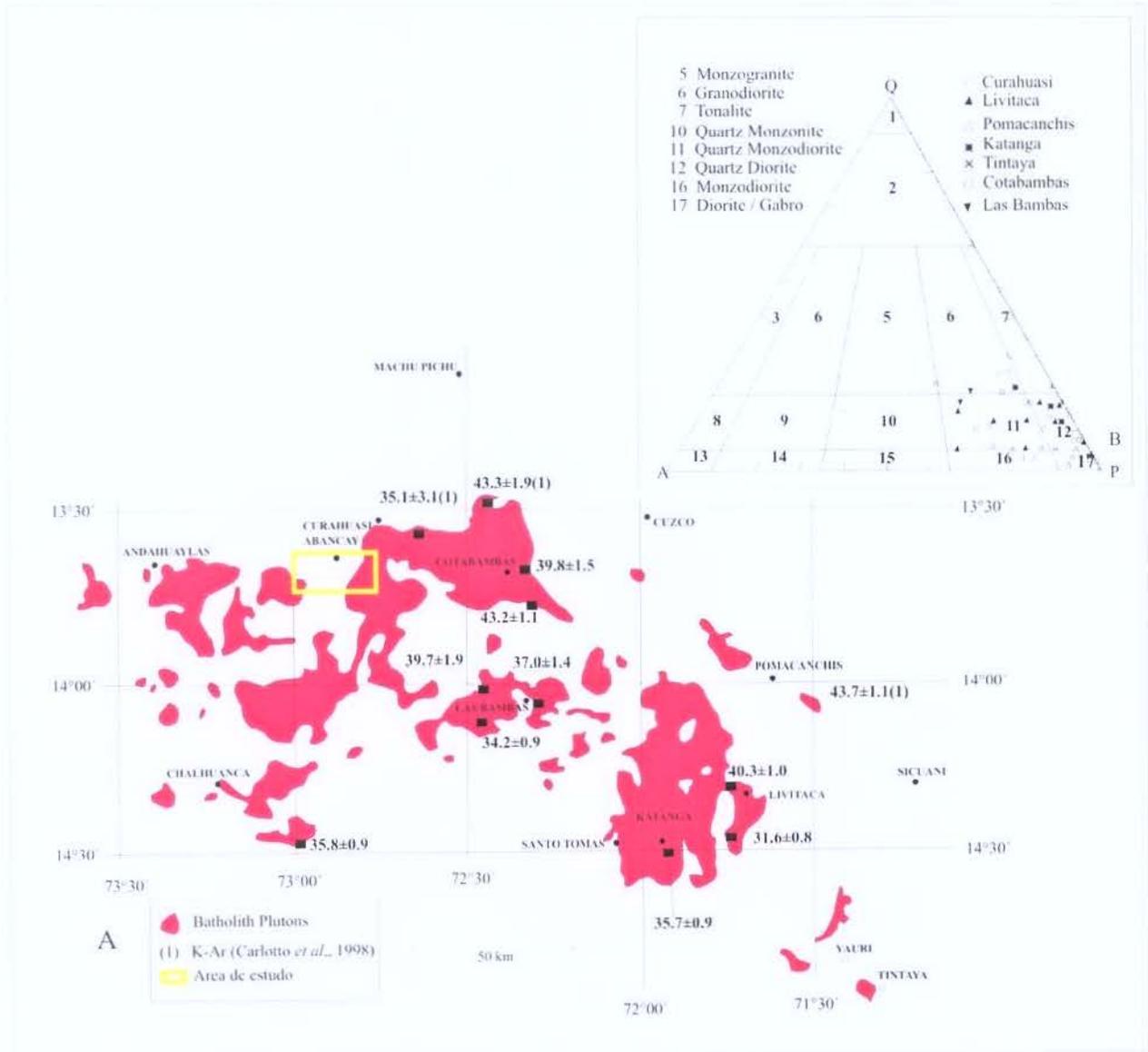


Figura 3.1 Distribuição e idade do batólito Andahuaylas-Yauri (batólito de Andahuaylas). (A).Mostra os corpos principais do batólito e a localização das idades K/Ar. (B). Composição das principais fases do batólito Andahuaylas -Yauri no diagrama AQP (Streckeisen), baseado em trabalhos de Perelló depois Pecho (1981), Carlier *et al* (1989).(adaptado de Perelló *et al*, 2002).

### **Deflexão de Abancay.-**

A deflexão de Abancay é um lineamento estrutural importante nesta parte do Peru, por seu desenvolvimento morfoestrutural, provavelmente contemporâneo com a deriva continental que ocorre até hoje (Ascue, 1997). O *trend* da Cordilheira dos Andes Peruanos nesta zona varia de NW-SE a E-W, estando nessa última direção por mais de 200 km. A deflexão forma-se progressivamente, por movimento crustal diferencial, devido a uma grande estrutura de direção WSW-ENE, que passa por baixo da deflexão de Abancay (Ascue, 1997). A diferença no ângulo de inclinação da zona de Wadatti-Benioff, a partir do paralelo 14° sul evidencia uma anomalia estrutural de separação de placas na direção WSW-ENE. Esta anomalia originaria um impulso diferencial da placa de Nazca na região sul do país com respeito à região central, produzindo um arranjo sinistral com basculamento horizontal (Ascue, 1997).

A deflexão de Abancay (Figura 3.2) que marca o limite da zona de atividade do arco vulcânico e separa segmentos de crosta continental diferenciados em composição geoquímica, estão relacionadas à continuação da Dorsal de Nazca (Petford & Atherton, 1995). Esta dorsal é uma estrutura que tem mais de 1000 km de comprimento e 200 km de largura de dorsal submarina assísmica, e formou-se no centro de separação entre as placas do Pacífico-Farallon/Nazca no Cenozóico Superior (Pilger, 1981; Pilger & Handschumacher, 1981; Woods & Okal, 1994) (Figura 3.2). A crista da dorsal se eleva 1500 m sobre fundo do mar e tem uma orientação N42°E (Hampel, 2002).

Segundo Hampell (2002), as dorsais oceânicas quando entram em zonas de subdução migram lateralmente ao longo de uma margem ativa podendo afetar perceptivelmente a evolução sedimentológica e tectônica do sistema de ante-arco. A passagem da dorsal ao longo da margem ativa Peruana é comprovada por duas evidências: a primeira é dada pelo soergimento dos sedimentos conglomeráticos miocênicos dos rios Rimac-Chillón (12° S) de 500m durante a passagem da Dorsal de Nazca (Le Roux *et al.*, 2000). O segundo é inferido da correlação da Dorsal de Nazca com o segmento associado de baixo ângulo de subdução e o término da atividade do arco magmático. O final do vulcanismo pode ser gradualmente propagado em direção ao sul devido ao movimento lateral da dorsal. Em conclusão a convergência entre a placa de Nazca e Sul-americana gera deformação intraplaca na Cadeia Andina, resultado de uma lenta migração da dorsal (Hampell, 2002).

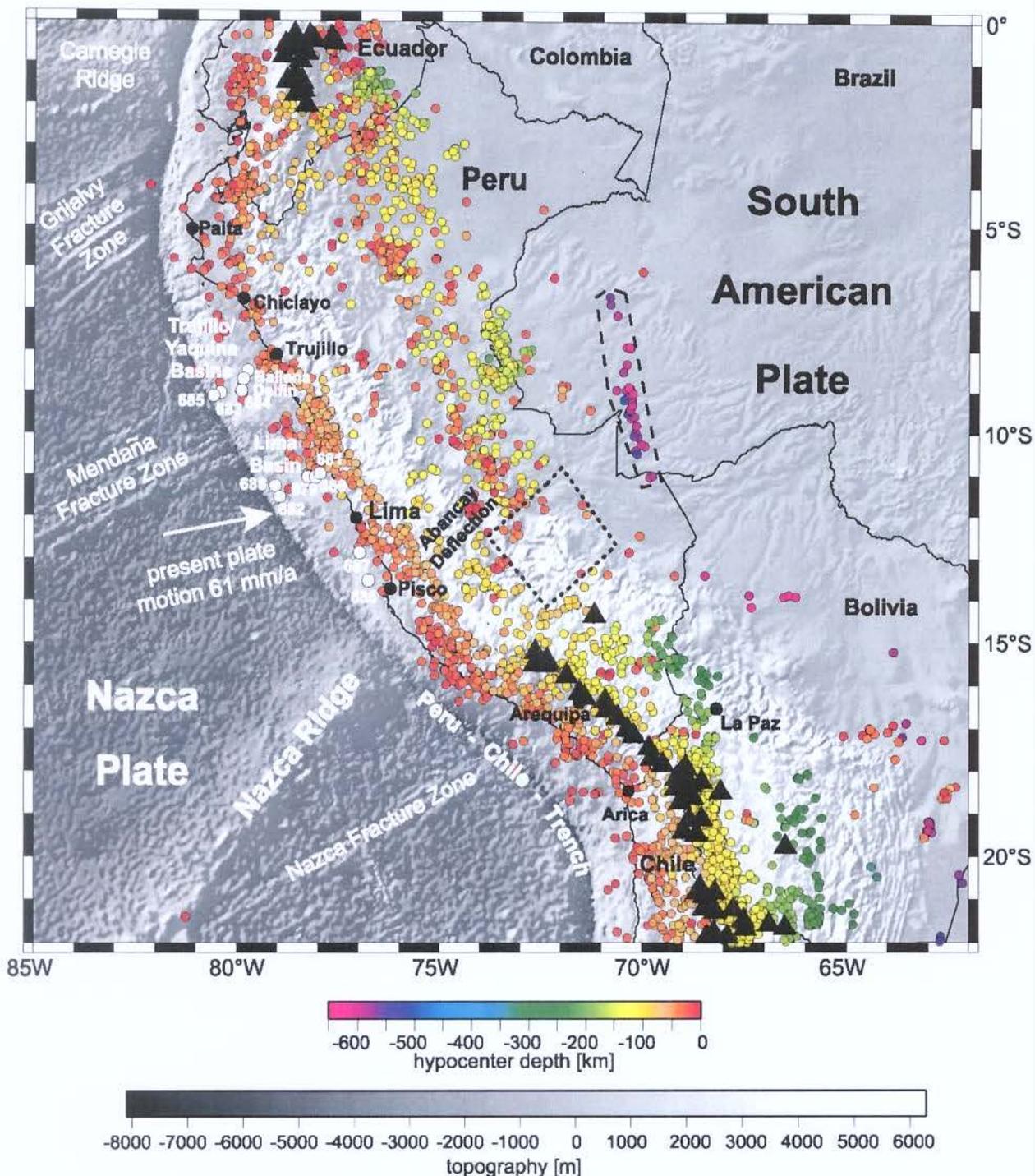


Figura 3.2 Mapa de Smith W. & Sandwell D. (1997), mostrando a localização da Dorsal de Nazca, a distribuição espacial de sismicidade e vulcões ativos (triângulo preto, do programa global smithsonian de vulcanismo). Sítios da parte 112 de ODP e dos poços industriais (Ballena, Delfín) são marcados por círculos brancos. O segmento Peruano de baixo ângulo de subdução está localizado entre 5°S e 14°S. Observe a ausência na sismicidade da profundidade intermediária (70-300 km) (linha pontilhada) e a presença de eventos sísmicos profundos (500-650 km) por baixo do Brasil (linha tracejada). (Dados de terremoto de 1973 a 2002), US Geological Survey-National Earthquake Information Center.) (Segundo Hampel, 2002).

A dorsal de Nazca é um exemplo excepcional de uma forte subdução batimétrica no oceano que migra ao longo de um limite de placa ativa, afetando uma porção da zona andina peruana durante a subdução. Devido à migração ao sul da dorsal, a margem peruana exhibe, de sul para norte, diferentes etapas de sua evolução tectônica durante e depois do movimento lateral de norte para sul da dorsal. Várias características na geologia *offshore* e *onshore* da margem peruana, tal como soerguimento e subsidência das bacias do ante-arco, a erosão tectônica do litoral continental e soerguimento dos terrenos marinhos são atribuídos à subdução da Dorsal (Von Huene et al, 1988; Von Huene & Pecher, 1999; Von Huene et al, 1996; Hsu, 1992; Macharé & Ortlieb, 1992; Le Roux et al, 2000).

A subdução da dorsal de Nazca apresenta uma história de migração ao longo do tempo geológico, determinada a partir do conhecimento da atividade das cadeias submarinas e batimetria submarina relacionados aos antigos movimentos da placa de Nazca (Von Huene *et al.*, 1996; Le Roux, *et al.*, 2000; Pilger, 1981; Von Huene & Lallemand 1990; Cande, 1985), (Figura 3.3).

Segundo o estudo realizado por Hampel (2002), pode-se dizer que atualmente a atividade da Dorsal de Nazca mantém uma tendência de migração para sul, refletindo no abaixamento recente da plataforma marinha no flanco norte da Dorsal subductada. Este flanco teria sido soerguido anteriormente pela Dorsal até a passagem de sua crista, ilustrando seu movimento em direção ao sul (Hsu, 1992; Macharé & Ortlieb, 1992).

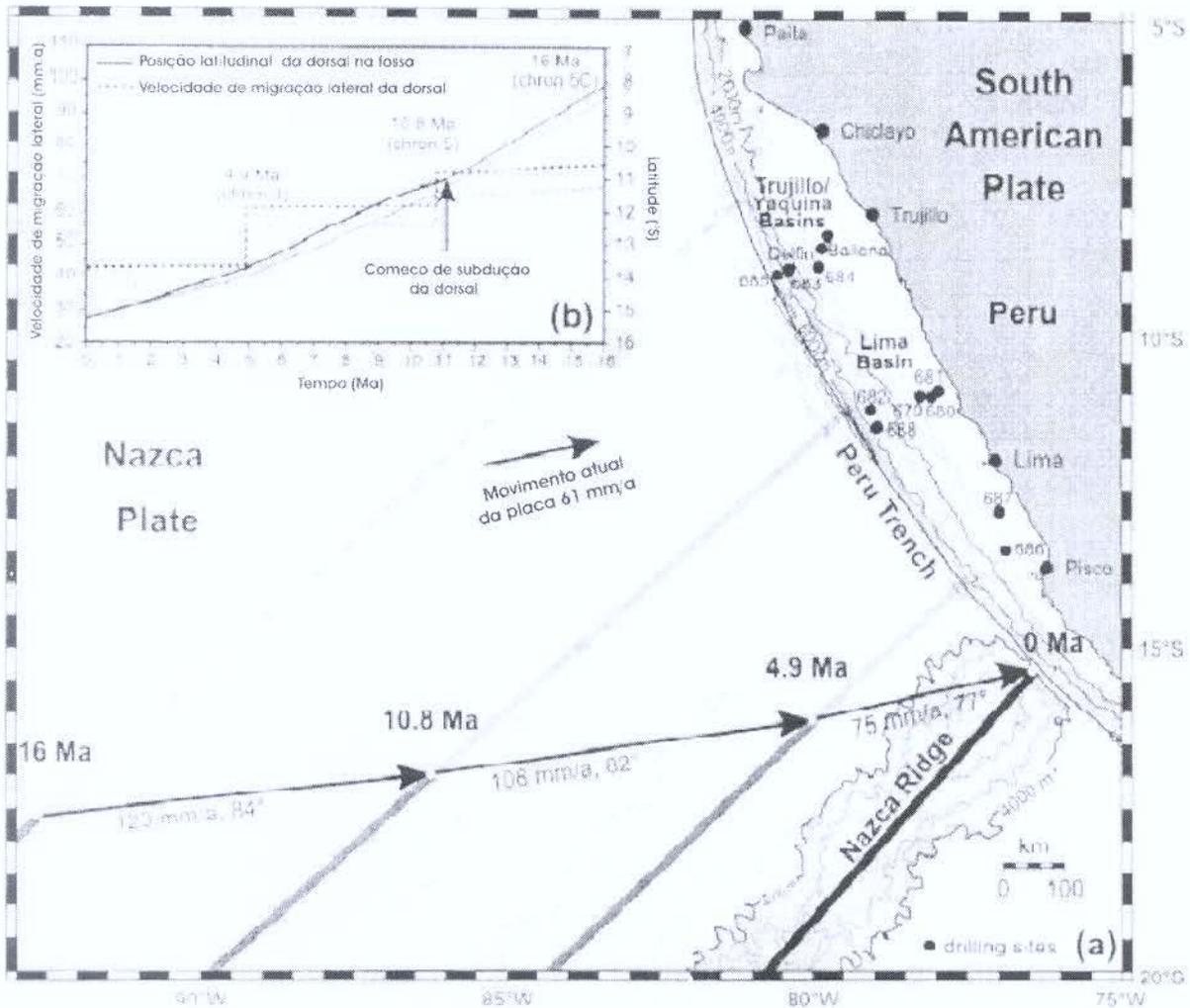


Figura 3.3 (a) Três paleo-posições da Dorsal de Nazca e vetores de movimento para os pontos de interseção da dorsal e a fossa. (b) Diagrama na qual a posição da crista da dorsal na linha da fossa e a velocidade de migração da dorsal paralela ao limite da placa são plotados versus tempo. As duas linhas pretas são derivadas do uso dos dados relativos do movimento da placa como é notado por Somoza (1998). A flecha preta marca o início da subdução da dorsal inferido por esse estudo. As duas linhas cinzentas referem-se ao cenário nas quais uma pequena quantidade de deformação intra-placa (10 mm/a) acomodada no Andes Peruanos é subtraído dos tipos de convergência de Somoza (1998) (Segundo Hampel, 2002).

### 3.1 ESTRATIGRAFIA

De acordo com estudos de mapeamento geológico regional na região efetuados por Marocco (1975), Valdivia & Borda (2002) e Lipa *et al.* (2002), se podem reconhecer regionalmente unidades estratigráficas que vão do Paleozóico superior (Carbonífero) ao Quaternário (Figuras 3.4a, 3.4b).

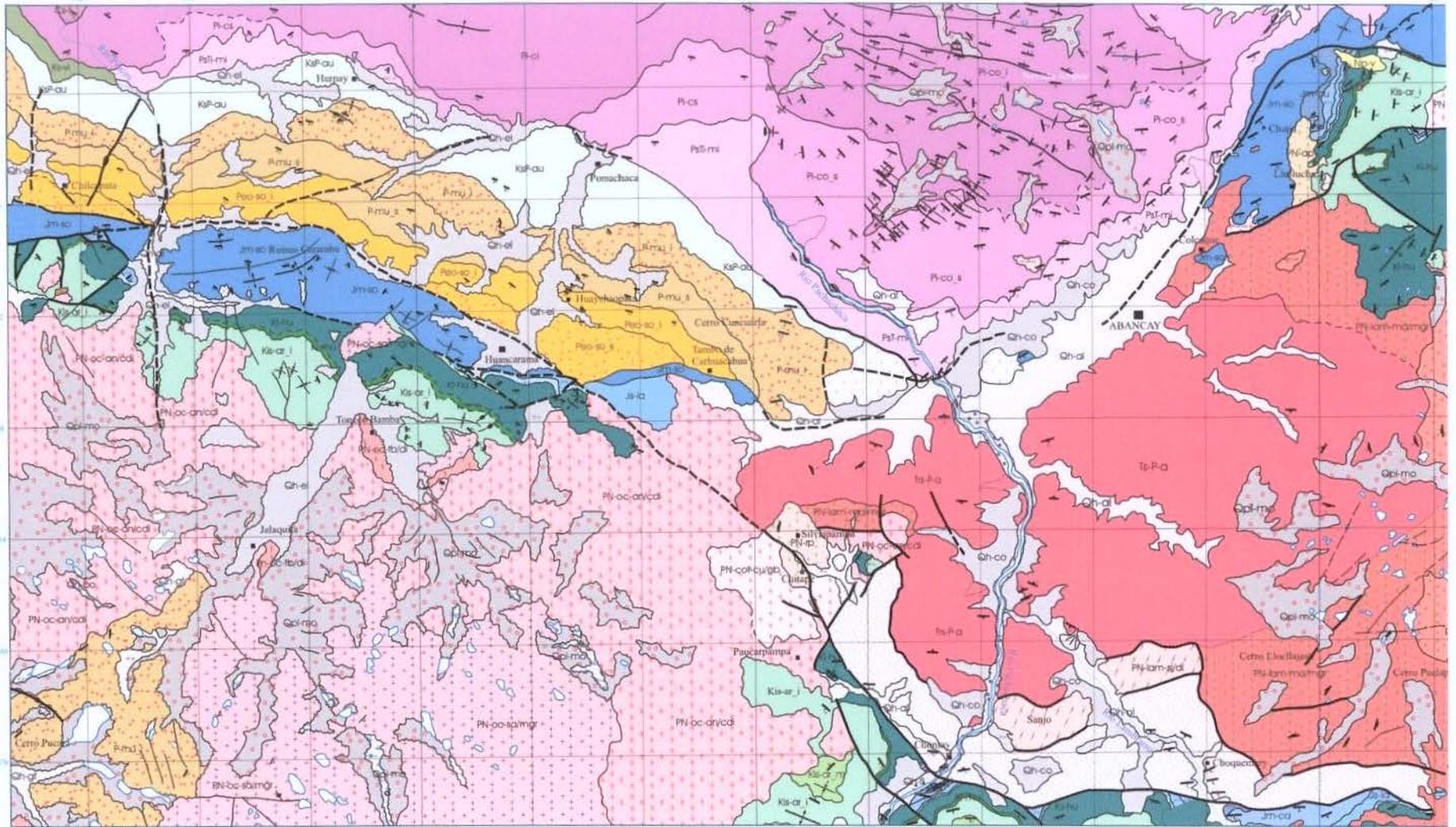
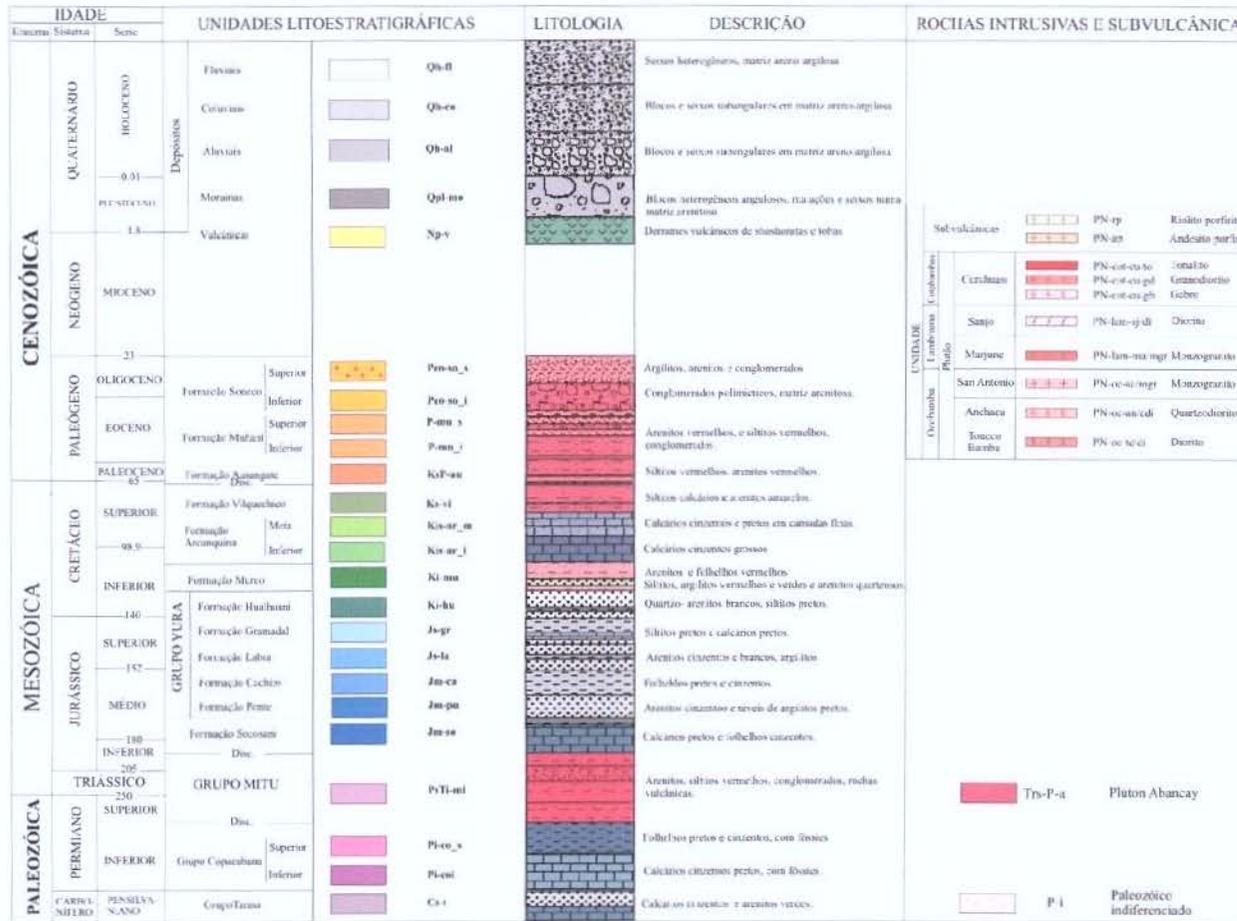


Figura 3.4a Mapa geológico regional da área de estudo (Segundo Valdivia & Borda, 2002; Lipa *et al.*, 2002).



### LEGENDA

- Contato definido
- Contato inferido
- Atitude e foliação (inclinada e vertical)
- Direção e mergulho das camadas
- Direção e mergulho das camadas invertidas
- Fratura inclinada e vertical
- Falha normal
- Falha direcional sinistral
- Falha direcional dextral
- Falha inversa de alto ângulo
- Linhamento (observada e inferida)
- Eixo de sinclinal
- Cone de dejeção
- Gesso
- Zona de alteração
- Riachos ou rio

Figura 3.4b Coluna estratigráfica regional da zona de estudo. (Valdivia & Borda, 2002; Lipa *et al.*, 2002).

### 3.1.1 PALEOZÓICO

O Paleozóico está composto pelos grupos Tarma, Copacabana, Paleozóico indiferenciado e o Grupo Mitu.

#### 3.1.1.1 GRUPO TARMA (Cs-t)

Seus afloramentos estão a norte de Chilcapata e no rio Pincos, consistindo de uma sequência com aproximadamente 300 m de calcários cinzentos, arenitos cinzentos a verdes e folhelhos verdes alternados.

Devido à falta de evidência paleontológica que permita determinar a idade deste Grupo, sua idade é determinada por sua posição estratigráfica ao Pensilvaniano.

#### 3.1.1.2 GRUPO COPACABANA (Pi-co\_i, Pi-co\_s)

O Grupo Copacabana compõe-se de duas unidades: inferior e superior. As rochas atribuídas à unidade inferior são bem reconhecidas ao norte de Pomachaca e NW de Abancay, onde observa-se uma grossa seqüência calcária formando parte de uma estrutura anticlinal.

A unidade superior é composta de folhelhos e calcários reconhecidos ao NW da Abancay, no rio Pachachaca. Também afloram ao norte de Hurpay, ocorrendo nesta zona predominantemente folhelhos.

A evidência fóssil como *compositra subtilita peruviana* CHRONIC, *rhombopora picchuensis* CHRONIC, brachiopoda ind., sugere um ambiente marinho e permite definir uma idade permiana.

#### 3.1.1.3 PALEOZÓICO INDIFERENCIADO (P-i)

Esta unidade aflora ao sul do Plúton Abancay, estando afetada por um metamorfismo de contato sobre várias centenas de metros; este metamorfismo foi já reconhecido por Marocco (1975). Está composto por conglomerados discordantes da “intrusiva tectonizada de Abancay” e alternância de xistos com biotita, muscovita e quartzitos, em camadas de 50 cm a 1 m (Marocco, 1977). Valdivia & Borda (2002) identificou micaxistos, quartzitos, brechas, conglomerados e rochas vulcânicas. Esta unidade Paleozóica indiferenciada encontra-se intrudida pelo Plúton Abancay, Batólito de Abancay e por diques félsicos (Foto 3.1).

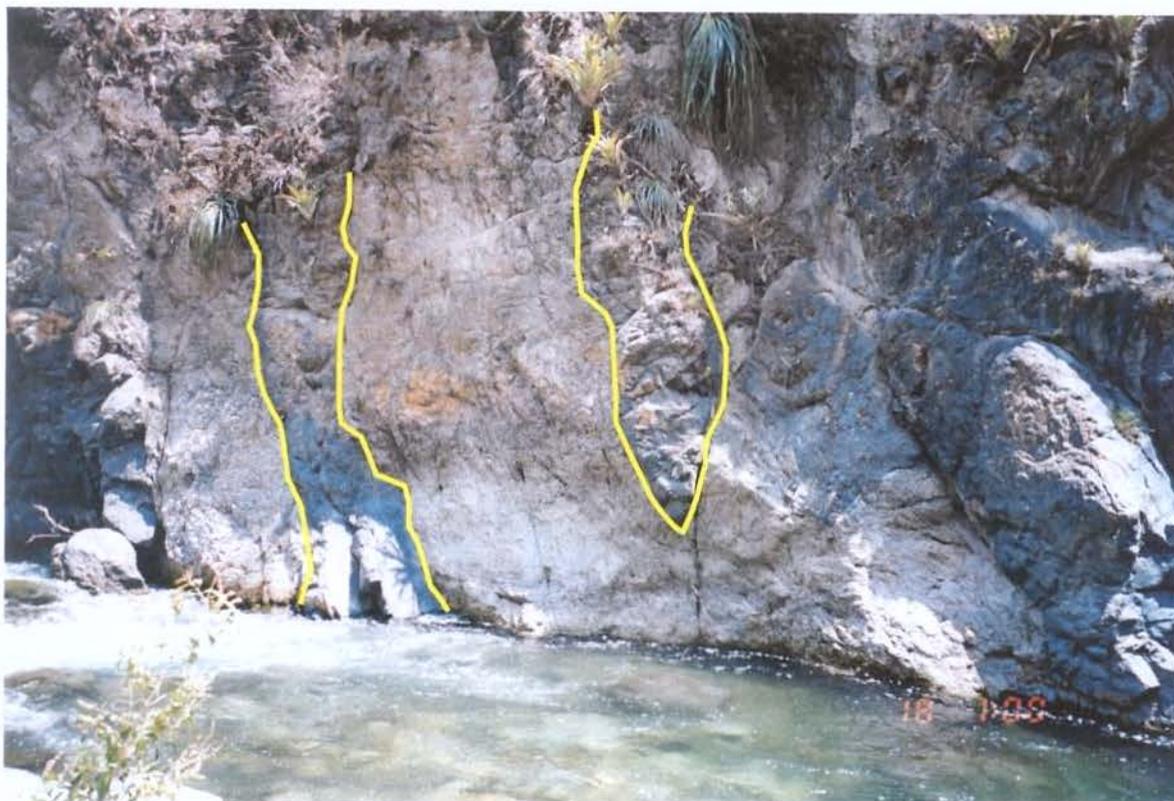


Foto 3.1 Diques félsicos cortando rochas do Paleozóico indiferenciado, no rio Lambrama, perto da localidade de Choquemary.

A controvérsia referente à idade desta unidade poderia ser explicada da seguinte forma: É intrudida pelo Plúton Abancay de  $222 \pm 7$  Ma, que corresponde ao Triássico superior, então faz presumir que esta unidade metamorfizada corresponderia a unidades paleozóicas podendo ser parte do Grupo Mitu ou mais antiga, de acordo com suas características litológicas e relações estratigráficas.

#### 3.1.1.4 GRUPO MITU (PsTi-mi)

O Grupo Mitu aflora a NW da área de estudo, próximo ao Nevado Ampay. Está em ligeira discordância erosional sobre os pelitos do Grupo Copacabana e sotoposto, em discordância, sob os calcários da Formação Socosani. Na borda oeste encontra-se em contato tectônico com a Formação Ausangate do Cretáceo-Paleógeno.

Este Grupo é composto por conglomerados, arenitos de composição feldspática de granulação fina a grossa, pelitos, que em conjunto são de cor vermelho a verde. Os conglomerados apresentam clastos subangulosos de vulcânicas, intrusivas, arenitos e quartzitos, englobados em uma matriz areno-argilosa. Aos anteriores intercalam-se alguns níveis de brechas

vulcânicas e andesitos caracterizados em conjunto por suas cores verdes e vermelhas (Foto 3.2). A espessura na zona é variável e pode alcançar 1.000 m.



Foto 3.2 Seqüências de lavas, brechas vulcânicas, conglomerados e arenitos do Grupo Mitu, na localidade Santo Tomas, margem direita do rio Pachachaca.

Não se tem evidência de fósseis que permitam datar esta unidade, entretanto, Carlotto *et al.* (1998) identificaram um braquiópode do Pensilvaniano-Permiano. Marocco (1975) infere a idade do Grupo considerando as relações estratigráficas, do Permiano Superior, com possibilidades de que chegue até o Triássico. Pela posição estratigráfica e correlações, considera-se de idade permiana superior a triássica inferior.

### 3.1.2 MESOZÓICO

O Mesozóico na zona de estudo está representado pela Formação Socosani, Grupo Yura e as Formações Murco, Arcurquina e Vilquechico.

### 3.1.2.1 Formação Socosani (Jm-so)

Seus afloramentos estão expostos a oeste, norte e noroeste da área de estudo, nos setores de Ruínas Curamba, Chapa, entre outras. É composta de calcários e pelitos com fragmentos de lamelibrânquios, briozoários.

Esta Formação foi reconhecida com diversos nomes na zona de estudo, entre eles como Grupo Pucará de idade Liásica, em base às correlações com outras regiões do Perú (Marocco, 1975). Igualmente na mesma zona (Ligarda, *et al.*, 1991), julga como Grupo Lagunillas de idade Sinemuriano-Bajociano. Entretanto, é possível que a parte inferior da Formação Socosani nesta porção corresponda ao Grupo Pucará, que poderia alcançar uma idade Hettangiana a Sinemuriana que não se descarta definitivamente.

### 3.1.2.2 GRUPO YURA

Regionalmente este Grupo contém aproximadamente 1500 m de folhelhos pretos na parte inferior e de 1000 m de quartzitos na parte superior (Marocco, 1975). De acordo com os estudos feitos por Valdivia & Borda (2002), o Grupo Yura foi diferenciado em cinco formações. Na área de estudo está representado pelas formações Ponte, Cachios, Labra, Gramadal e Hualhuani.

#### Formação Ponte (Jm-pu)

Seus afloramentos são expostos ao sul de Pomachaca, NE de Abancay, ao sul de Choquemary. É composto por arenitos cinzentos, verdes e vermelhos, de granulação fina a média, ocasionalmente grossa e com presença de abundantes fósseis. Intercalam-se com finos níveis de folhelhos pretos e cinzentos, e alguns níveis finos de calcários cinzentos. A espessura desta formação tem aproximadamente 150 m.

Os fósseis encontrados como *Perno mytiloides* LAMARCK y *Camptochloms* cf. *C. intertextus* (ROEMER) indicam uma idade Caloviana-Oxfordiana. Assim mesmo, outros fósseis encontrados são *Gryphaea* sp e *Bositra* cf *ornoti* QUENSTEDT que indicam uma idade Caloviana. De acordo com estes fósseis pode-se definir a idade Caloviana para a Formação Ponte.

### **Formação Cachíos (Jm-ca)**

Afloram ao NE de Abancay e sul de Choquemary. É composta de intercalações de siltitos, argilitos pretos, cinzentos e verdes, em bancos médios e grossos alternados com bancos de arenitos quartzosos cinzentos. A espessura desta formação é aproximadamente 150 m.

Devido à ausência de fósseis, sua idade é definida com base nas datações feitas em outras localidades em função de fósseis como *Bositra buchi* ROEMER, *Reineckia sp.*, *Ammonoideo ind.*, que permitem assinalar uma idade Caloviana.

### **Formação Labra (Js-la)**

Aflora a sul de Pomachaca, NE de Abancay e sul de Choquemary. É composta por arenitos cinzentos e brancos, intercalados com silte-argilitos cinzentos e pretos. A espessura da unidade é variável, podendo alcançar até 300 m.

Em função da sua posição estratigráfica, abaixo da Formação Gramadal, de idade Kimmeridgiana-Berrisiana, a idade para esta Formação é Jurássico superior possivelmente Oxfordiana-Kimmeridgiana, podendo alcançar até o Titoniano.

### **Formação Gramadal (Js-gr)**

Seus afloramentos são expostos ao sul de Pomachaca, NE de Abancay e sul de Choquemary. Está composto de silte-argilitos de cores pretos, cinzentos e verdes, que se intercalam com bancos de calcarenitos e calcários pretos e cinzentos. Os arenitos são quartzosos de cores cinzentos e brancos. Apresenta espessura que pode alcançar até 100 m

Fósseis de *Astrocoenia* reportados por Jenks (1946), indicam uma possível idade Kimmeridgiana-Neocomiana (Benavides, 1962). Na zona de estudo encontrou-se o fóssil *Aulacostephomus?* sp. de idade Kimmeridgiano inferior. Pelos dados já mencionados, pode-se assinalar uma idade Kimmeridgiana superior-Tithoniana, para a Formação Gramadal.

### **Formação Hualhuani (Ki-hu)**

Encontram-se aflorando ao Sul de Huancarama, NE de Abancay, sul de Chontay e Choquemary. Consiste em uma alternância de arenitos quartzíticos brancos e cinzentos de granulação fina a média com estratificação cruzada que formam bancos espessos e medianos, ocasionalmente intercalam-se com níveis delgados de siltitos-argilitos pretos carbonosos. A

espessura aproximada desta formação é de 400 a 500 m. Está concordante sobre a Formação Gramadal e sotopõe-se, da mesma forma, à Formação Murco. Os restos de plantas mal conservadas encontrados dentro dos siltitos-argilitos da Formação Huallhuani não permitem determinar uma idade precisa e confiável, porém, sua posição estratigráfica e relações com outras regiões, as posicionam no Cretáceo inferior, possivelmente no Neocomiano.

### 3.1.2.3 Formação Murco (Ki-mu)

Aflora ao NE da cidade Abancay, sul de Chontay, sul de Pomachaca. A base está composta por intercalações de arenitos, siltitos-argilitos e siltitos. Os arenitos são vermelhos às vezes verdes, de granulometria média a grossa, com laminações oblíquas de baixo ângulo. Os siltitos e siltitos-argilitos são vermelhos e verdes. A Formação Murco pode alcançar até 150 m de espessura. Os arenitos e siltitos-argilitos vermelhos sobrepõem-se concordantemente sobre os arenitos brancos da Formação Huallhuani.

Na zona de estudo não são encontrados fósseis, porém com base nas relações estratigráficas, abaixo da Formação Arcurquina e acima da Formação Huallhuani, pode-se assinalar uma idade compreendida entre o Barremiano-Aptiano, possivelmente chegando ao Albiano.

### 3.1.2.4 Formação Arcurquina. (Kis-ar\_i, Kis-ar\_m).

A Formação Arcurquina encontra-se amplamente distribuída. Aflora a oeste da área de estudo, sul de Chontay e NW da cidade de Abancay.

A Formação Arcurquina diferencia-se em quatro membros. Na área de interesse afloram duas formações: a sequência inferior (Kis-ar\_i), consiste em bancos grossos de calcário tipo *mudstone*, de cores cinzentas e pretas. A segunda sequência (Kis-ar\_m) consiste em calcários pretos e cinzentos, com presença de chert, estratificadas em bancos finos a medianos e intercalados níveis de pelitos pretos. Estão concordantemente acima da Formação Murco. Em alguns lugares estão em contato direto sobre os arenitos da Formação Huallhuani, em aparente concordância. Apresentam uma espessura entre 600-700 m.

Os Fósseis coletados nos calcários foram identificados no departamento de Paleontologia do INGEMMET, entre eles uma série de moluscos, equinodermos e cefalópodos como: *Neithea* (*Neitheops*) *texanus* ROEMER de idade Cenomaniana. Por conseguinte pode-se definir para a

Formação Arcurquina uma idade do Albiano média-Cenomaniano e possivelmente chegue ao Turoniano.

### 3.1.2.5 Formação Vilquechico (Ks-vi)

Seus afloramentos estão ao NW de Colpa. É composto de siltito calcário de cor amarelo, arenito quartozos e arcósios cinzentas claras intercaladas com calcários de cor cinzento e verdes. A espessura aproximado para esta formação é 80 m.

Sua idade é atribuída considerando sua posição estratigráfica ao cretáceo superior.

### 3.1.3 CENOZÓICO

O Cenozóico na zona de estudo está representado por uma série espessa de camadas vermelhas de origem continental. São diferenciadas três unidades estratigráficas: formações Ausangate, Muñani e Sonco. Na zona de estudo os maiores afloramentos das camadas vermelhas encontram-se a noroeste, na serra Cuncacuarta em contato falhado com as camadas vermelhas Permo-Triássicas do Grupo Mitu (Foto 3.3).



Foto 3.3. Contato falhado entre o Grupo Mitu e as camadas vermelhas das Formações Ausangate e Muñani, ao Oeste da Cidade de Abancay.

Com respeito à idade destas três formações, devido à falta de evidência paleontológica, assume-se a partir da posição estratigráfica.

#### 3.1.3.1 Formação Ausangate (KsP-au).

Aflora ao norte de Chilcapata, Pomachaca, serra Cuncuarta. É constituída por intercalações de pelitos, siltitos e arenitos de cor vermelha e parda, em camadas delgadas a médias; os níveis de gessos são menos frequentes. Os arenitos são de granulometria média a fina,

às vezes grossa e de composição quartzo-feldspática (Foto 3.4). A idade assumida para esta formação é Paleocena.

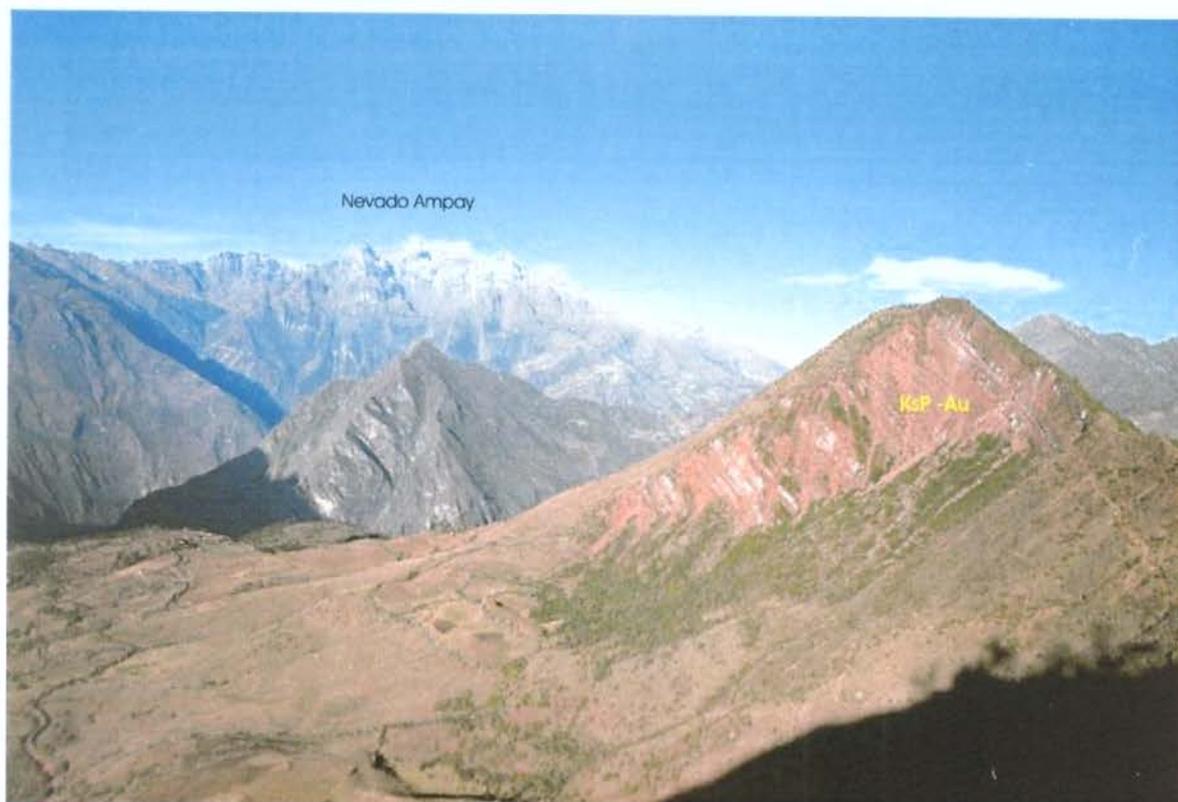


Foto 3.4 Afloramentos da Formação Ausangate, perto ao rio Pachachaca. Ao fundo o Nevado Ampay.

### 3.1.3.2 Formação Muñani (P-mu<sub>i</sub>, P-mu<sub>s</sub>)

Encontra-se aflorando ao norte de Chilcapata, norte de Huaychopata, serra Pucará. De acordo com suas características litoestratigráficas foram separadas em dois membros (Foto 3.5).

O membro inferior (P-mu<sub>i</sub>), composto predominantemente de arenitos vermelhos, predominantemente que alternan-se com folhelos e silte-argilitos vermelhos.

O membro superior (P-mu<sub>s</sub>), composto principalmente por camadas de arenitos vermelhos e pardos de composição feldspática, de granulometria média a grossa, com intercalações de níveis pelíticos e siltitos vermelhos, além de camadas de conglomerados com clastos sub-angulosos a subarredondados de quartzitos, rochas intrusivas, e arenitos vermelhos, envoltos numa matriz arenosa. A idade para esta formação é do Eoceno.

### 3.1.3.3 GRUPO PUNO

#### Formação Sonco (Peo-so\_i, Peo-so\_s)

Aflora ao oeste da zona de estudo, Chilcapata, norte de Huancarama, entre as localidades de Tambo de Carhuacahua, Huaychaopata. A espessura aproximada para esta formação é 900 m. De acordo suas características litológicas, foram separadas em dois membros (Foto 3.5).

O membro inferior (Peo-so\_i) é composto por níveis de camadas de arenitos vermelhos e no topo a sequência é nitidamente conglomerática com clastos subarredondados de quartzitos, arenitos e pelitos.

O membro superior (Peo-so\_s) está composto por conglomerados polimícticos com matriz arenitosa, camadas de arenitos friáveis com clastos alongados de argilas. Por posição estratigráfica é do Eoceno-Oligoceno.



Foto 3.5 Formações Ausangate, Muñani e Soncco na Serra Cuncuarta ao Oeste da cidade de Abancay.

### 3.1.4 QUATERNÁRIO.

Os depósitos quaternários encontram-se nos vales, depressões e planícies. São diferenciados vários tipos.

#### 3.1.4.1 Vulcânicos Recentes (Np-v)

Os depósitos vulcânicos recentes encontram-se ao NE da cidade de Abancay. São formados por derrames de lavas e ignimbritos. Os derrames são shoshoníticos com textura microlítica-fluidal-porfirítica e contêm xenólitos de textura traquítica. Os ignimbritos são brancos às vezes vermelhos com biotitas. A idade, segundo as comparações com rochas de outras localidades na região de Cusco, estima-se em Pleistocênica.

#### **3.1.4.2 Depósitos de Morainas (Qpl-mo)**

Na área de estudo se têm boas exposições deste tipo de depósitos, sobretudo na parte leste onde ocupam grandes extensões nas porções altas dos grandes vales. Estão constituídos por acumulações de blocos de diferentes tamanhos, de composição polimíctica englobados em uma matriz areno-argilosa.

#### **3.1.4.3 Depósitos Aluvionares (Qh-al),**

Correspondem aos depósitos de cones aluviais e alguns terraços, que estão principalmente associados à desembocadura dos vales estreitos principais, adjacentes aos vales dos rios. São formados por grandes blocos de rochas e seixos subangulosos a subarredondados, envoltos por uma matriz arenito-argilosa. Na zona de estudo são identificadas zonas com estes depósitos, que apresentam volumes importantes, como nos vales estreitos do rio Pachachaca, Cachimayo, Matará, Mariño, Sahuinto e outros.

#### **3.1.4.4 Depósitos Coluvionares (Qh-co),**

Encontram-se nos flancos dos vales e correspondem a depósitos compostos por blocos e seixos angulosos de tamanhos variáveis, envoltos em uma matriz areno-argilosa. Na região de estudo, encontram-se nos flancos dos rios Pachachaca e Cachimayo.

#### **3.1.4.5 Depósitos Fluviais (Qh-fl),**

Estes depósitos são reconhecidos no leito dos vales, particularmente do rio Pachachaca e Matará. Estão constituídos, por camadas de blocos heterogêneos, subarredondados a arredondados e areias, formando terraços.

### **3.2 ROCHAS ÍGNEAS**

A atividade magmática plutônica e/ou vulcânica é intensa no território peruano, desde o Proterozóico até a atualidade (Sánchez, 1995). Os estudos petroquímicos e mineralógicos indicam que a série magmática, que caracteriza a parte peruana da Cordilheira dos Andes, é amplamente de tendência cálcio-alcalina, embora existam alguns corpos plutônicos de natureza

alcalina (Sánchez, 1995). As rochas plutônicas estão bem representadas por batólitos que se encontram tanto na Cordilheira ocidental como na oriental (Sánchez, 1995).

A área de estudo regionalmente está ocupada por dois tipos de intrusões, primeiro temos as rochas intrusivas do Plúton Abancay composto por metagranodiorito, metatonalito e ortognaisses do Triássico superior e segundo as rochas intrusivas correspondentes ao batólito de Abancay de idade Eoceno meio a Oligoceno inferior (Perelló *et al.* 2002).

### 3.2.1 Plutão Abancay (Ts-P-a).

Este maciço aflora ao sul da cidade Abancay e tem uma extensão de 192 km<sup>2</sup> de rochas ortognaissicas quartzo-dioríticas (Marocco, 1977). Encontra-se intrudindo os arenitos e conglomerados do Grupo Mitu (Permiano Superior – Triássico inferior) e rochas calcárias do Grupo Copacabana (Permiano Inferior) (Foto 3.6) e é intrudida por rochas plutônicas do batólito Abancay (Paleógeno).

Segundo Carlier *et al.*, (1982) o Plúton Abancay compreende um quartzo-diorito de natureza cálcio-alcalina, granulação média, contendo hornblenda e biotita. É diferente de outros granitóides permianos por seu alto conteúdo de sódio e cálcio. Este corpo anteriormente considerado de idade eocena, foi descrito como uma intrusão sintectônica de composição essencialmente diorítica (Marocco, 1975). Posteriormente foi considerado como pós-tectônico, intensamente deformado “em estado sólido” depois de sua colocação (Carlier *et al.*, 1982).

A idade deste plúton é incerto, embora vários artigos atribuam a Lancelot *et al.*, (1978) a determinação de uma idade de  $222 \pm 7$  Ma, usando o método U/Pb em zircão. Este artigo apresenta idades U-Pb para vários plútons do Perú, mas não do Abancay.

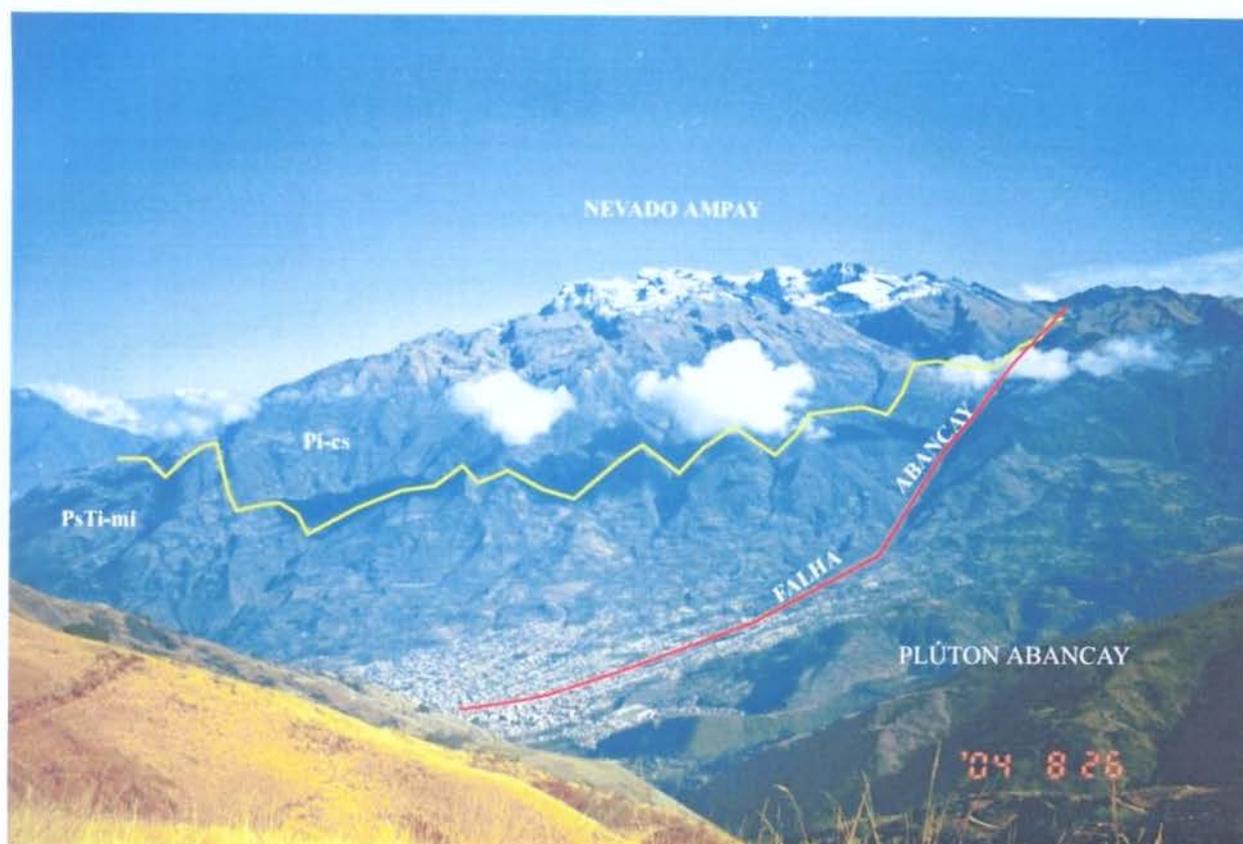


Foto 3.6 Plúton Abancay e os Grupos Copacabana e Mitu no Nevado Ampay, perto à Cidade de Abancay.

### 3.2.2 Batólito de Abancay.

É um corpo plutônico de maior dimensão que o Plúton Abancay e é reconhecido com diferentes nomes por diversos pesquisadores de acordo com sua extensão e localidade onde foi reconhecido. A borda NE da Cordilheira ocidental na zona de estudo contém um conjunto de corpos alongados de rochas intrusivas conhecidas como Batólito de Andahuaylas-Yauri (Carlier *et al.*, 1989; Bonhome & Carlier, 1990; Carlotto *et al.*, 1998). É também conhecido localmente como batólito de Abancay-San Miguel (Marocco, 1977) e batólito de Apurímac (Pecho, 1981; Mendivil & Dávila, 1994). O batólito é composto por várias intrusões descontínuas por 300 km. entre as cidades de Andahuaylas ao NW e Yauri a SE (Figura 3.1 (a)) (Perelló *et al.*, 2002)

Em termos gerais, o batólito de Andahuaylas-Yauri inclui intrusões precoces (gabro, troctolito, olivina gabro, gabro-diorito, e diorito) seguidos por rochas de composição intermediária (monzodiorito, quartzo-diorito, quartzo-monzodiorito, e granodiorito)(Figura 3.1 (b)); (Carlier *et al.*,1989; Bonhomme & Carlier, 1990; Carlotto, 1998).

Trabalhos recentes efetuados por Valdivia (2002) e o Lipa (2002) indicam que os plútons do Batólito de Abancay estão compostos por rochas de diferente natureza magmática: dioritos, gabros, granodioritos, quartzodioritos, monzogranitos. Foram diferenciados em unidades e plutões.

### 3.2.2.1 Unidade Lambrama

**Plúton Marjune (PN-lam-ma/mgr).**- Seus afloramentos são identificados ao NE e SE da área de estudo, nas localidades de Colcaque, serra Paclapata, cerro Lloclajasa, estendendo até a parte SE da área de estudo (Figura 4.1). Outros afloramentos são reconhecidos a oeste da área de estudo, na localidade de Lírio Pampa. Encontra-se intrudindo rochas da Formação Socosani. É constituído essencialmente por monzogranitos.

**Plúton Sanjo (PN-lam-sj/di).**- Afloramentos deste plúton estão ao sul da área de estudo, nas localidades de Sanjo (Figura 4.1). Encontra-se a norte em contato falhado com o Plúton de Abancay e a sul em contato falhado com o complexo de rochas ígneas metamorfizadas. Está composto de dioritos de cor cinzenta preto, às vezes esverdeado, de textura granular, composto principalmente de plagioclásio e piroxênios.

### 3.2.2.2 Unidade Ocobamba

**Plúton San Antonio (PN-oc-sa/mgr).**- Os afloramentos deste plutão são reconhecidas ao sul de Jalaquita e Huancarama. É composto de monzogranito. As amostras obtidas deste plúton mostram altos conteúdos de feldspato potássico superiores a 30%, Plagioclásios 30%, quartzo maior que 20%.

**Plúton Anchaca (PN-oc-an/cdi).**- Seus afloramentos estão presentes a oeste da área de estudo, nas localidades de Paucarpampa, sul de Toncco Bamba (Figuras 3.4a, 4.1). Intrude as formações Hualhuani e Arcurquina. Trata-se de um quartzodiorito composto por plagioclásio 60%, quartzo maior que 5% e feldspato Potássico maior que 5%, também apresentam alterações de cloritização e epidotização.

**Plúton Toncco Bamba (PN-oc-tb/di).**- Seus afloramentos encontram-se nas localidades de Toncco Bamba e Jalaquita. É representado por dioritos. Segundo os estudos microscópicos das amostras recoletadas nas localidades de Jalaquita, tem plagioclásio 77%, anfibólio 14%, biotita 3%, quartzo 2%, entre outros.

### 3.2.2.3 Unidade Cotabambas

**Plúton Curahuasi (PN-cot-cu/ gb, gd, to).**- Os afloramentos deste plúton encontram-se distribuídos ao SE e W da área de estudo, nas serras Chaquiorjo e Condorillo, Cuitape (Figura 4.1). É composto por gabros, granodioritos e tonalitos. Os gabros que são abundantes têm freqüentemente foliação ígnea. Uma classificação modal realizada por Ligarda (1989) mostra litologias diferentes, e caracterizam-se pelos seguintes membros: troctolitos, gabros com olivina e hornblenda gabros. As texturas são intergranulares ou gabróicas, às vezes poiquilíticas (Valdivia & Borda, 2002).

### 3.2.2.4 Subvulcânica (PN/ap,rp)

É reconhecido a oeste da zona de estudo, na localidade de Silviapampa, Cuitape, Llullucha. São observados em forma de corpos e diques de dimensões variáveis que se encontram distribuídos em toda a área de estudo. É composto por rochas sub-vulcânicas de composição andesita e riolítica, ambos com textura porfírica.

---

## 4. GEOLOGIA DA ÁREA EM ESTUDO

Na área de estudo têm-se seqüências sedimentares, metamórficas e corpos plutônicos do Permiano ao Quaternário recente.

Do Paleozóico e Mesozóico têm-se seqüências litoestratigráficas de calcários e arenitos conglomeráticas de idade Permiano inferior e Permiano superior – Triássico respectivamente (Grupos Copacabana e Mitu). Seqüências de calcários, folhelhos e arenitos do Jurássico médio e Cretáceo inferior (Formação Socosani, Grupo Yura e Formação Murco). No topo, têm-se espessos depósitos de calcários e arenitos do Cretáceo inferior e superior (Grupo Arcunquina e Formação Vilquechico).

No Cenozóico têm-se depósitos de arenitos vermelhos e conglomeráticos de idade Paleógeno (Formações Ausangate, Muñani, Soncco). Finalmente temos os depósitos quaternários recentes compostos por depósitos aluviais inconsolidados mistos e arenitos (Figuras 4.1, 4.2).

As rochas plutônicas estão representadas principalmente por metagranodioritos, metatonalitos e ortognaisses de idade Triássico superior pertencentes ao Plúton Abancay. Rochas plutônicas mais novas estão representadas por dioritos, quartzodioritos, granodioritos e monzogranitos do Paleógeno, correspondentes ao Batólito de Abancay (Figuras 4.1, 4.2).

### 4.1 PLÚTON ABANCAY

O Plúton Abancay corresponde a um corpo plutônico com 250 km<sup>2</sup>, que aflora a sul da cidade homônima. A norte está em contato por falha com as unidades do Permiano superior da Cordilheira Oriental e ao sul está recoberto por sedimentos metamorfizados (conglomerados e micaxistos) (Marocco, 1977). A leste e oeste é cortado por granodioritos pós-tectônicos (Marocco, 1975). Outros afloramentos similares ao Plúton Abancay são reconhecidos nas imediações da área de estudo. O Plúton Abancay em seu limite norte com a falha Abancay, apresenta uma faixa deformada e metamorfizada que o diferencia de outros plutões na área de trabalho.

Estudos anteriores efetuados por Marocco (1975), observando a orientação dos minerais e aparente alternância de bandas máficas e félsicas, considera o Plúton Abancay uma rocha metamórfica de idade Pré-cambriana. Posteriormente o mesmo autor, já com trabalhos de campo

mais detalhados e estudos microscópicos determinou que corresponde a dioritos quartzosos relacionados a uma intrusão do Eoceno.

Estudos efetuados por Carlier *et al.*, (1982) determinaram que o Plúton Abancay consiste geralmente de um quartzo-diorito de granulação média a grossa com hornblenda e biotita. Menciona que é uma rocha cálcio-alcálica diferente de outros plutões permianos por seu alto conteúdo de sódio e cálcio (Tabela 4.1). Também menciona que o plúton apresenta-se deformado em todos os níveis de observação: na escala microscópica o quartzo é quebrado e recristalizado enquanto que os minerais ferromagnesianos são orientados e definem uma foliação que é dobrada. Define a intrusão como pós-tectônica intensamente deformada “em estado sólido”. Carlier *et al.*, (1982) estabelece que a relação com as rochas do entorno não está clara: o diorito Abancay (Plúton Abancay) é intrudido por dioritos miocênicos do batólito Abancay, enquanto os contatos com as rochas sedimentares são por falhas. Finalmente menciona que a deformação-metamorfismo que transforma o diorito num ortognaisse é relacionada ao tectonismo mais jovem de idade triássica ou Andina (Carlier *et al.*, 1982).

Estudos feitos na atualidade mostram que o Plúton Abancay está composto por vários tipos de rochas, entre eles metagranodiorito, que é predominante na maior parte do corpo intrusivo, tendo ainda metatonalitos e quartzo-monzoleucogabros. Outros tipos de rochas como ortognaises são reconhecidos na parte norte do Plúton Abancay formando uma faixa deformada (Figuras 4.1, 4.2).

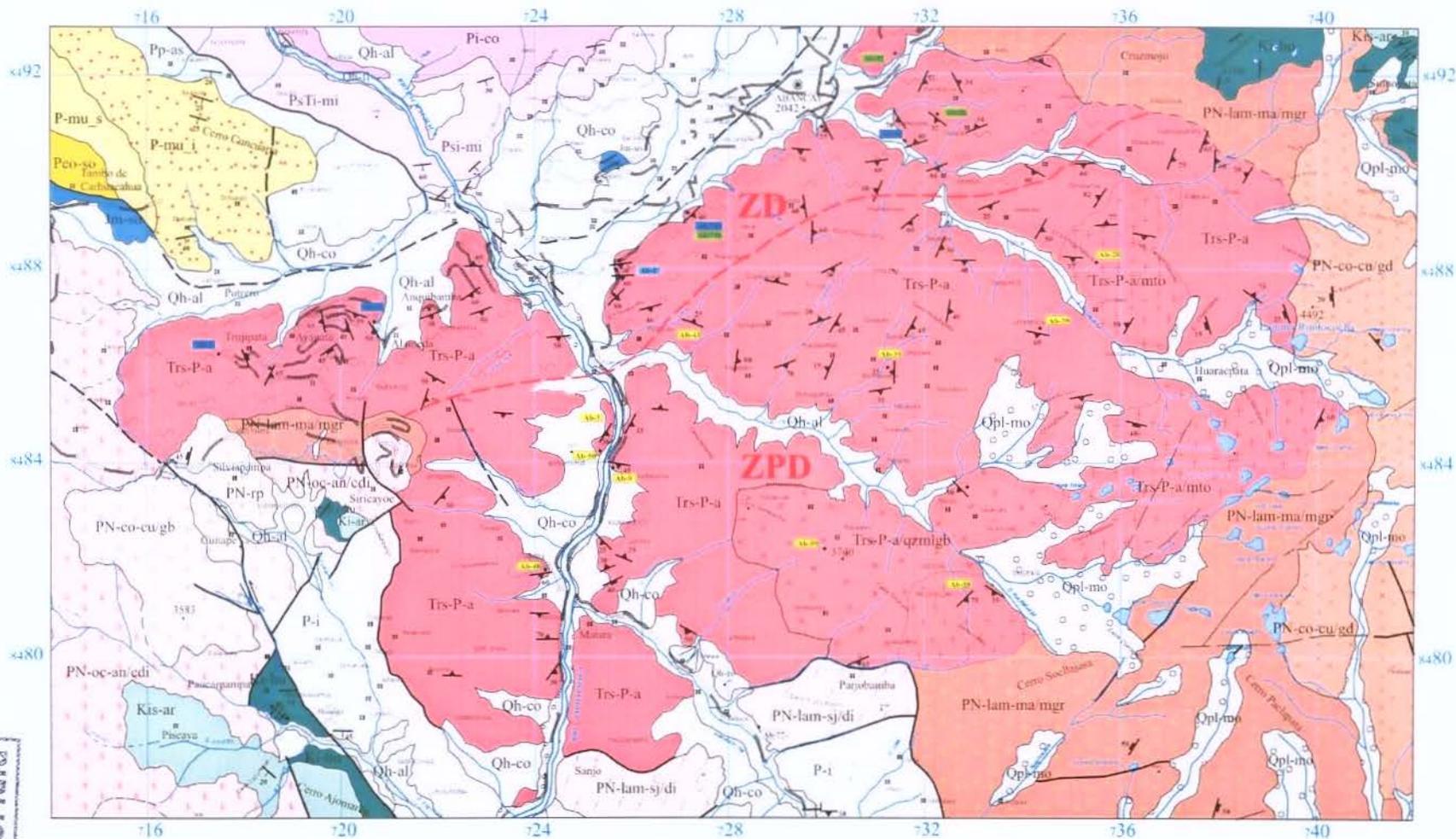


Figura 4.1 Mapa geológico da área de estudo, mostrando as principais unidades litológicas descritas no texto, localização das amostras analisadas e localização da zona deformada (ZD) e a zona pouco deformada (ZPD) no Plúton Abancay.

IDADE			UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	LITOLOGIA	DESCRIÇÃO	ROCHAS INTRUSIVAS E SUBVULCÂNICAS						
Ertema	Sistema	Serie										
<b>CENOZOICA</b>	QUATERNÁRIO	HOLOCENO	Depósitos	Fluviais	Qh-fl	Seixos heterogêneos, matriz areno-argilosa	Subvulcânico: PN-rp (Riolito porfíritico) Curahuasi: PN-co-cu/gd (Granodiorito), PN-co-cu/gb (Gabbro) Sanjo: PN-lam-sj/di (Diorito) Marjune: PN-lam-ma/mgr (Monzogranito) Anchaca: PN-oc-an/cdi (Quartzodiorito)					
				Coluviais	Qh-co	Blocos e seixos subangulares em matriz areno-argilosa						
				Aluviais	Qb-al	Blocos e seixos subangulares em matriz areno-argilosa						
				0.01	Morainas	Qpl-mo		Blocos heterogêneos angulosos, matações e seixos numa matriz areno-limosa				
	1.8	NEOGENO	MIOCENO									
	PALEOGENO							OLIGOCENO	Formação Soncco	Pco-so	Pelitos e siltitos vermelhos, arenitos e conglomerados	
									EOCENO	Formação Muñani Superior	P-mu_s	Arenitos vermelhos, pelitos e siltitos vermelhos, conglomerados.
										Formação Muñani Inferior	P-mu_i	
	PALEOCENO							Formação Ausangate Disc.	KsP-au	Pelitos vermelhos, arenitos vermelhos.		
	<b>MESOZOICA</b>							CRETACIO	SUPERIOR	Formação Arcunquina	Kis-ar	Calcários cinzentos e pretos
INFERIOR		Formação Murco	Ki-mu	Evaporitos, arenitos e folhelhos								
		GRUPO YURA	Formação Hualluani	Ki-hu	Siltos-argilitos vermelhos e verdes, arenitos quartzosos.							
			Quartzo arenitos brancos, siltos-argilitos pretos.									
JURÁSSICO		MEDIO	Formação Socosani	Jm-so	Siltos-argilitos cinzentos, verdes e cinzentos.							
			Quartzo arenitos cinzentos e brancos.									
		INFERIOR	Disc.		Camadas de siltos-argilas pretas.							
			Calcários pretos e arenitos cinzentos.									
TRIÁSSICO		SUPERIOR	GRUPO MITU	PsTi-mi	Arenitos, siltitos vermelhos, conglomerados, rochas vulcânicas.							
					Disc.		Folhelhos pretos e cinzentos, com fósseis					
<b>PALEOZOICA</b>	PERMIANO	INFERIOR	GRUPO COPACABANA	Pi-co	Calcários cinzentos pretos, com fósseis.							

Figura 4.2 Coluna estratigráfica da área.

TABELA 4.1

ANALISES DE ELEMENTOS MAIORES DE ROCHAS DO PLÚTON ABANCAY (Adaptado de Carlier <i>et al</i> , 1982)			
	P 456	P 459	
SiO <sub>2</sub>	59.40	62.45	
TiO <sub>2</sub>	0.66	0.63	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.11	17.21	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.31	4.97	
FeO			
MnO	0.08	0.08	
MgO	2.78	2.16	
CaO	5.17	5.21	
Na <sub>2</sub> O	3.84	4.03	
K <sub>2</sub> O	1.49	1.99	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			
H <sub>2</sub> O			
H <sub>2</sub> O	1.81	0.91	
TOTAL	98.65	99.63	
Quartzo	14.78	16.24	
Ortosa	9.13	11.95	
Albita	33.69	34.66	
Anortita	26.59	23.37	
Diopsídio	2.37		
Hiperstenio	11.44	7.96	
Magnetita	2.26	2.22	
Hematita			
Ilmenita	1.30	1.22	
Coríndon	0.81		

Nas rochas geradas na faixa deformada, no caso do ortognaisse, observam-se cristais comumente de plagioclásio, anfibólio e epidoto orientados em condições de alta temperatura (600°C ou mais). O plagioclásio observa-se mais orientado por fluxo magmático, pelo que faz presumir que a diferenciação magmática inicial do Plúton Abancay, estaria relacionada a deformação. O quartzo encontra-se mobilizado e em geral observa-se recristalizado (formação de subgrãos) apresentando extinção ondulante, este processo seria compatível com o quebraimento dos plagioclásios. O quartzo experimenta deformações plásticas e conseqüentemente alongação mais prontamente que outros minerais em granitóides, sendo um indicador sensível de fluxo de estado-sólido (Vauchez 1980, Marre 1986).

Em uma etapa final já em baixa temperatura (ao redor de 350°C) geram-se incrementos de fluidos, relacionados à forte deformação, formando veios compostos de clorita e epidoto,

geralmente cortando a foliação principal, e associa-se à etapa a sericitização como processo retrometamórfico.

Estruturalmente o plutão foi afetado pela falha Abancay em sua parte norte. A falha apresenta um movimento do tipo empurrão para norte, gerando dobras nas foliações metamórficas já existentes (Figura 4.3). De acordo com a intensidade de deformação e metamorfismo, no Plúton Abancay foi gerado um zoneamento deformacional, onde se podem definir duas zonas: uma deformada (ZD) e outra zona pouco deformada (ZPD).

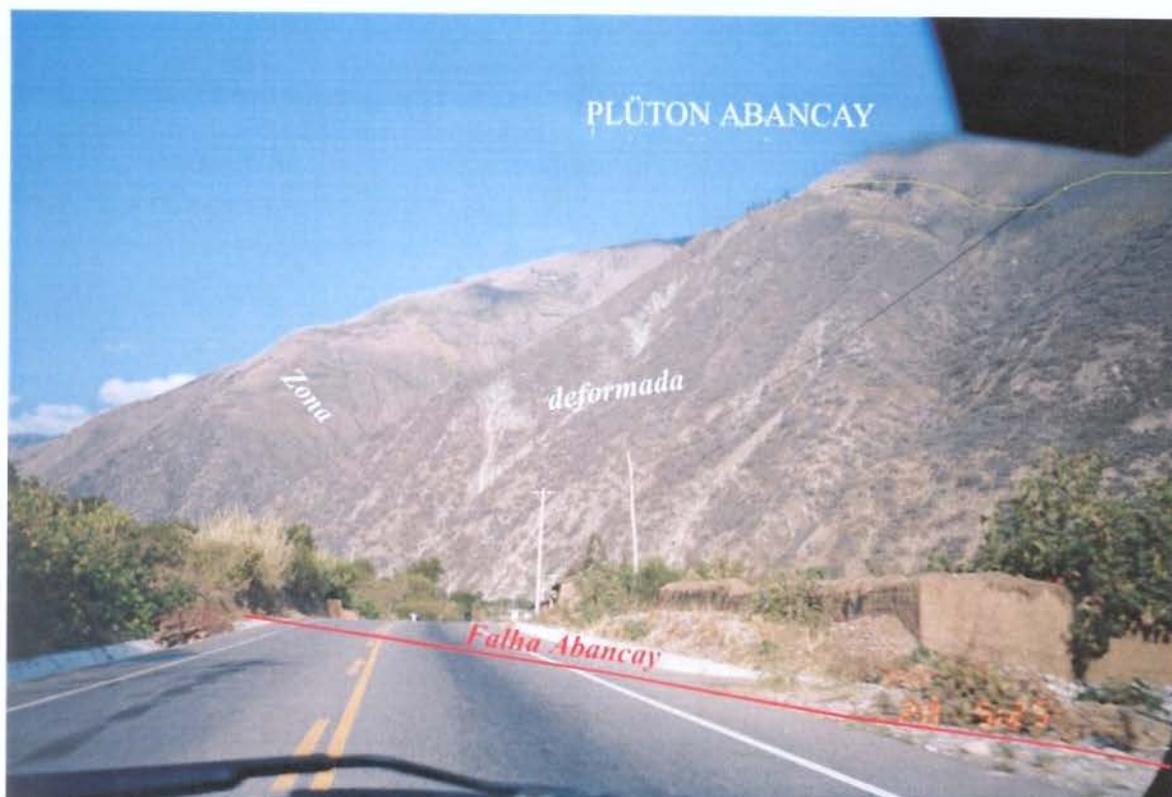


Figura 4.3 Corte do Plúton Abancay (modificado de Marocco, 1975).

#### 4.1.1 Zona deformada ZD

Está situada na borda NW do Plúton Abancay, em contato com a falha Abancay e perto da cidade de Abancay (Figuras 4.1, 4.5). Apresenta mais de 15 km de comprimento e mais de 1 km de largura (Fotografia 4.1).

Esta zona apresenta ortognaisses anfibolíticos e ortognaisses com plagioclásios e quartzo. O protólito destas rochas era de composição diorítica-granodiorítica com anfibólio. O fracionamento magmático associado com a deformação durante o processo de cristalização (processos tectono-metamórficos) originou os ortognaisses anfibolíticos.



Fotografia 4.1 Localização da zona deformada no Plúton Abancay.

O reconhecimento geológico efetuado na ZD mostra que as rochas originadas foram desenvolvidas em condições de pressão e temperaturas distintas do resto do plúton. Nesta área ocorrem mudanças profundas na mineralogia e microtexturas da rocha original. São identificadas feições de uma rocha bem deformada, mas que ainda preserva texturas ígneas (Fotografias 4.2, 4.3, 4.4, 4.5); reconhece-se também que as foliações primárias ígneas são sobrepostas por foliações tectônicas.

Uma característica muito peculiar nestas rochas da ZD é a disposição das faixas de minerais, as quais se assemelham a um acamamento de bandas máficas (ortognaisse anfibolítico) e bandas félsicas (ortognaisse quartzo-feldspático), em camadas de 50 cm ou mais. Apresentam-se com grande quantidade de anfibólio, plagioclásio orientado e o quartzo com recristalização dinâmica. A sericita forma-se a partir da desestabilização dos plagioclásios, ocorrendo junto aos veios de epidoto e clorita formados nos últimos estágios de deformação (Fotografia 4.6).



**Fotografia 4.2** Gnaise com faixas e microdobras da zona deformada ZD. Serra Mesomestana.



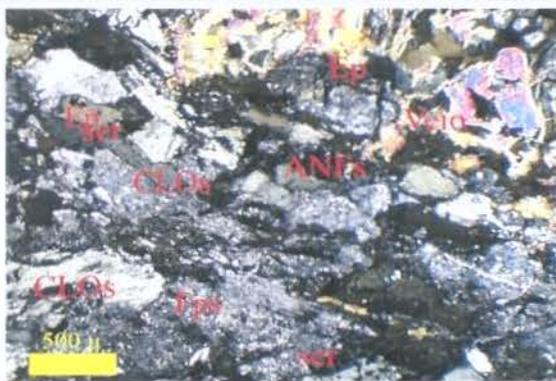
**Fotografia 4.3** Plúton Abancay deformado e com neoformação de faixas de minerais félsicos e máficos.



**Fotografia 4.4** Rocha da zona pouco deformada ZPD, mostrando textura ígnea.



**Fotografia 4.4** Afloramento da zona pouco deformada ZPD.



**Fotografia 4.6** Faixas intercaladas compostas de anfíbólio-clorita-epídoto e feldspatos com alteração para sericita. Fotomicrografia NX (Amostra Ab-7).

#### 4.1.1.1 *Petrografia da zona deformada ZD*

Para fazer o estudo petrográfico foram coletadas 50 amostras do Plúton Abancay, levando-se em conta as mudanças litológicas observadas no plutão. Das amostras obtidas no campo foram escolhidas 8 amostras mais representativas da zona deformada (ZD) (Tabelas 4.2, 4.3).

Para a preparação das lâminas delgadas fez-se um corte perpendicular ao plano de foliação e paralelo à lineação mineral (XZ). Este corte possibilita a identificação dos indicadores cinemáticos que mostram o sentido do fluxo deformacional.

O estudo das amostras constou inicialmente de uma descrição macroscópica seguida do estudo microscópico, enfocando a mineralogia, textura, e classificação composicional da rocha.

Para a determinação das rochas metamorfozadas da zona deformada ZD utilizou-se uma classificação que associa a textura à composição mineralógica. Os resultados do estudo classificam as rochas como ortognaisses anfibolíticos e ortognaisses com plagioclásio-quartzo (Tabelas 4.2, 4.3).

A rocha predominante da zona deformada é o ortognaisse anfibolítico, o qual é formado por uma concentração de minerais máficos em faixas grossas na borda norte do Plúton Abancay. Também encontram-se concentradas bandas finas de minerais félsicos junto com poucas quantidades de minerais máficos orientados, paralelos à foliação principal, que formam os ortognaisses quartzo-feldspáticos.

Abreviaturas: **FPs**:feldspatos, **PGLs**:plagioclásio, **ANFs**:anfibiólio, **CLOs**:clorita, **bt**:biotita, **cz**:quartzo, **ser**:sericita, **efn**: esfena.

**TABELA 4.2 RESUMO DO ESTUDO PETROGRÁFICO DAS AMOSTRAS DA ZONA DEFORMADA**

CÓDIGO	UBICAÇÃO	ESTUDO MICROSCÓPICO	CLASSIFICAÇÃO	OBSERVAÇÕES
			MINERALOGIA	
Ab-2	8488188 N 725828 S Localidade San Gabriel	SI	Ortognaisse com sericita-quartzo-anfibólio	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Textura granonematoblástica marcada pelos FPs, cz e ANFs.</li> <li>- O feldspato apresenta macla tipo polissintética. Apresentam-se alterados moderado a forte por sericita.</li> <li>- O quartzo apresenta borda interdigitada (textura concertal).</li> <li>- O anfibólio apresenta-se alotriomórfico a hidiomórfico.</li> </ul>
Ab-7	8488413 N 717257 S Localidade Irujipata	SI	Ortognaisse com sericita-anfibólio-plagioclásio	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Textura granonematoblástica marcada pela intercalação de faixas de Fps e ANFs.</li> <li>- O feldspato apresentam-se fortemente alterado para sericita.</li> <li>- O anfibólio apresentam-se alargados e associados à clorita, ambas marcando a direção de foliação.</li> </ul>
Ab-10	8490612 N 731509 S Localidade Memesayoc	SI	Ortognaisse com plagioclásio-clorita-anfibólio.	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Textura lepidonematoblástica marcada pelas CLOs e ANFs interescridos com PGLs.</li> <li>- O plagioclásio ocorre alterado a sericita. Às vezes pode-se olhar o plagioclásio ligeiramente microdobrado.</li> <li>- O quartzo não é muito abundante, apresenta extinção ondulante.</li> <li>- Fase : S1 marcado pela clorita e anfibólio.</li> </ul>
Ab-26	8491002 N 732135 S Localidade Memesayoc	SI	Ortognaisse com sericita-anfibólio-clorita.	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Textura granonematoblástica marcada pelos FPs e ANFs.</li> <li>- O feldspato apresenta-se alterado fortemente para sericita, que geralmente dispoem-se paralelo aos planos de clivagem.</li> <li>- O anfibólio apresenta-se hipidiomórfico, geralmente maclado e com seus eixos maiores paralelos à direção de foliação.</li> <li>- A clorita está associada à anfibólio e o epidoto.</li> </ul>
Ab-52	8486837 N 720737 S Localidade Auiquitamba	SI	Ortognaisse com feldspato-anfibólio.	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Textura granoblástica nas zonas brancas marcada pelos FPs e cz, nas zonas pretas a textura é nematogranoblástica, marcada pelos intercrescimentos dos ANFs e Fps.</li> <li>- O feldspatos esta geralmente alterado para sericita. Macla polissintética nos feldspatos e alinhamento de sericita.</li> <li>- O anfibólio apresenta formas lanceoladas.</li> </ul>

**TABELA 4.3 RESUMO DO ESTUDO PETROGRÁFICO DAS AMOSTRAS DA ZONA DEFORMADA**

CÓDIGO	UBICAÇÃO	ESTUDO MICROSCÓPICO	CLASSIFICAÇÃO	OBSERVAÇÕES
			MINERALOGIA	
Ab-72	8492486 N 731427 S Vale Simple	SI	Ortognaisse com anfibólio	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Textura nematogranoblástica marcada pelos ANFs e Fps, alternada em setores com textura lepidoblástica.</li> <li>- O anfibólio alotriomórficos não apresenta uma orientação bem definida.</li> <li>- O feldspato (plagioclásio) apresenta-se sericitizado e argilitizado.</li> </ul>
Ab-74a	8489291 N 726672 S Vale Allzar	SI	Gnaiss com plagioclásio-anfibólio-quartzo.	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Texturas nematoblástica marcada pelos ANFs e FPs e textura lepidoblástica marcada pela biotita.</li> <li>- A plagioclásio esta moderadamente sericitizado.</li> <li>- A biotita encontra-se substituída parcial a totalmente por clontas.</li> <li>- O quartzo apresenta extinção ondulante, ocorrem em lentes microdobradas com textura parecida a concertal.</li> <li>- Fases: aparece duas fases, uma S1 marcada pelos anfibólio e clorita, sendo a outra S2 representados por planos de rompimento (clivagem de fratura) preenchidos por hidróxidos de ferro (limonitas).</li> </ul>
Ab-74b	8489291 N 726672 S Vale Allzar	SI	Ortognaisse com anfibólio	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Textura nematogranoblástica marcada pelos ANFs e PGLs, ambos estão intercalados em faixas.</li> <li>- O anfibólio é hipiomórfico e apresenta-se maclado. Ocorre marcando a direção de foliação junto com o epidoto, clorita.</li> <li>- O plagioclásio apresenta moderada a forte alteração por sericita.</li> <li>- Pequenos grãos alotriomórficos de epidoto dispostos em pequenos grumos e em veios.</li> <li>- Fases: observa-se apenas uma fase S1 Marcada pelo anfibólio e a clorita.</li> <li>- Observação: a presença de veios de epidoto indica que a rocha teve alta concentração de fluidos durante o processo metamórfico.</li> </ul>

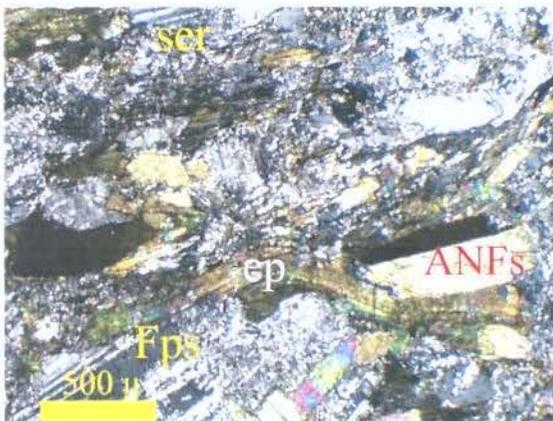
#### 4.1.1.2 Principais microtexturas da zona deformada (ZD)

A descrição microtextural de qualquer tipo de rocha plutônica é definida pelo grau de cristalinidade e granulometria, e também pela disposição dos minerais. Em rochas metamorfizadas, os mesmos critérios podem ser aplicados porém, considerando a “*blastesis*”.

No caso das rochas metamórficas da zona deformada, os minerais desenvolvidos apresentam “*blastesis*”. A textura granonematoblástica é mais comum, entretanto, reconhecem-se também texturas nematogranoblásticas, e secundariamente lepidonematoblásticas, nematoblástica e granoblástica (Fotografias 4.7a - 4.13a e fotografias 4.7b – 4.13b).

As microtexturas observadas refletem forte participação da deformação durante a mudança das rochas, desde o protólito até o ortognaisse anfibolítico e ortognaisse com plagioclásio-quartzo bandados.

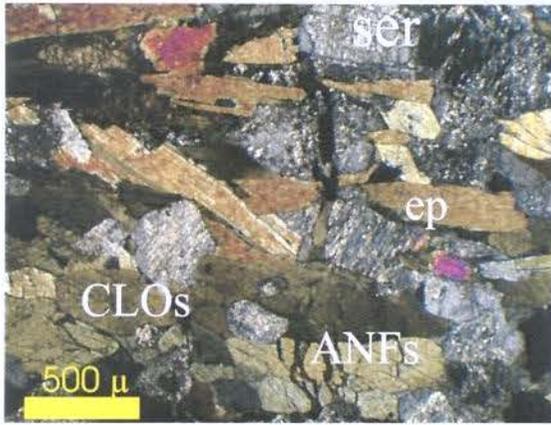
A heterogeneidade e a intensidade da deformação nesta zona do Plúton Abancay gera variações microtexturais (reorientação de minerais), que refletem as condições termodinâmicas atingidas durante a deformação e o metamorfismo.



**Fotografia 4.7a** Textura granonematoblástica. Cristal de epidoto alongado em direção ao eixo maior, debilmente leucoxenizado e flexionado, com um tamanho aproximado de 1800 $\mu$ . Nota-se a foliação marcada pelo epidoto, anfibólio e cloritas intercrescidas com feldspatos alterados para sericita; Apesar da alteração, pode-se observar a germinação polisintética do feldspato. Fotomicrografia NX (Amostra Ab-02).



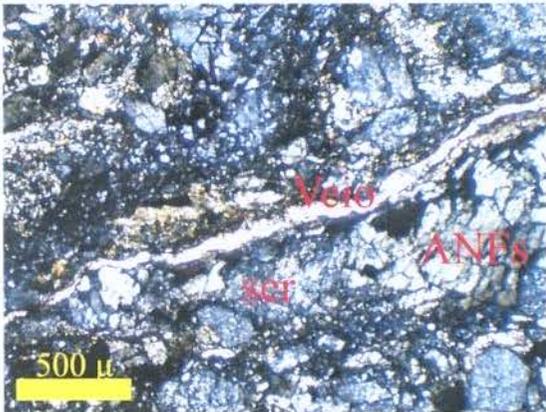
**Fotografia 4.7b** Ortognaisse de sericita-quartzo-anfibólio. Apresenta cor verde, essencialmente fanerítico de grão fino, grãos de feldspatos e quartzo intercrescidos com minerais de anfibólio e epidoto. Na borda o tamanho dos grãos aumenta e a presença dos ferromagnesianos é menor.



**Fotografia 4.8a** Detalhe da textura granonematoblástica composta por feldspatos moderadamente alterados a sericita. Os anfibólios acompanhados de epidoto, cloritas marcam a direção de foliação que é cortada por um veio discontinuo de rutilo-leucoxênio (rt-LCX). Fotomicrografia NX (Amostra Ab-26).



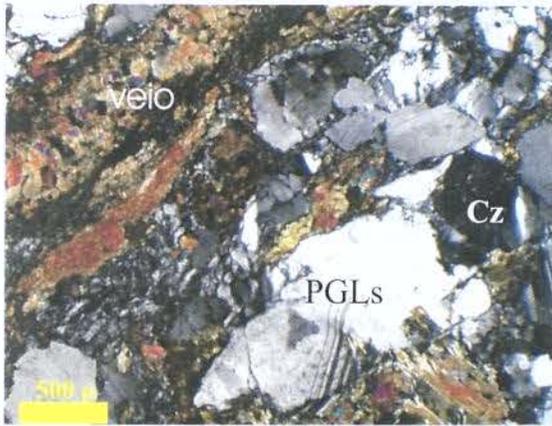
**Fotografia 4.8b** Ortognaisse de sericita-anfibólio-clorita. Rocha de cor verde cinzenta essencialmente fanerítica de grão fino, com grãos de anfibólio (verde escuro) intercrecidos com feldspato (branco). A amostra apresenta um escasso alinhamento de seus grãos. Finas e poucas disseminações de limonitas. Foliação: mau definida.



**Fotografia 4.9a** Textura nematogranoblástica marcada pelo anfibólio intereresido com feldspato alterado para sericita. Fino veio de Cbs cruza a amostra. Fotomicrografia NX (Amostra Ab-72).



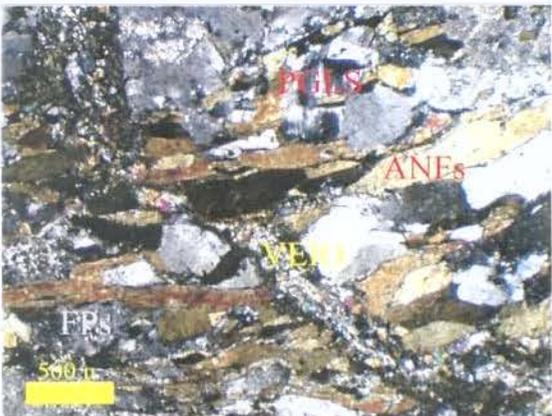
**Fotografia 4.9b** Ortognaisse anfibolítico. Rocha de cor verde escuro. A zona verde escura olha-se o tamanho afanítico dos minerais máficos e em outras zonas mais brancas olha-se minerais de feldspato de grão fino. Finos veios micrométricos verde-amarelados (ep-LCX) de aspecto fluidal incipientemente orientados paralelamente a direção da foliação. Outras cortan diagonalmente a foliação.



**Fotografia 4.10a** Textura lepidonematoblástica. No centro um grão de plagioclásio maclado (PGLs) dobrado incipientemente intercrescida com quartzo (cz). Na borda superior veios de epidoto. Fotomicrografia NX (Amostra Ab-10a).



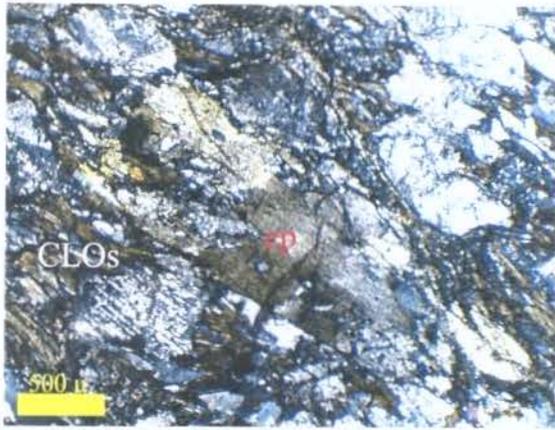
**Fotografia 4.10b** Ortognaisse anfibolítico. Rocha verde cinzenta clara fanerítica de grão fino. Observa-se minerais brancos (FPs-cz), minerais de cor verde escuro (ANFs) e minerais de cor verde claro (CLOs). Finos veios de 2 mm de espessura, cor verde limão (ep) cortando a amostra paralelamente a direção das faixas. Foliação: fraca a moderada.



**Fotografia 4.11a** Visão da textura nematoblástica marcada essencialmente pelo anfibólio alternando com plagioclásio. Esta lineação encontra-se cortada por um veio de epidoto acompanhado de clorita e rutilo-leucóxênio. A amostra apresenta um fraco microdobramento devido aos esforços. Fotomicrografia NX (Amostra Ab-74b).



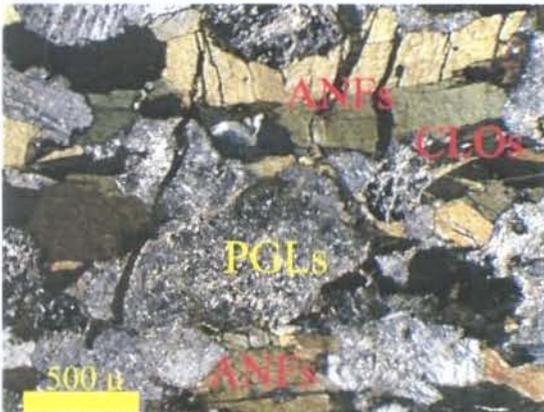
**Fotografia 4.11b** Ortognaisse anfibolítico. Rocha afanítica e fanerítica de cor verde cinzenta, com intercalação de finas faixas brancas. Os minerais ferromagnesianos são abundantes. Veios finos de cor verde atravessam subparalela e subperpendicularmente a direção de foliação. Foliação: mau definida.



**Fotografia 4.12a** Textura granoblástica. No centro um porfiroblasto de epidoto intercrescido com faixas compostas de cloritas com inclusões leucocenizadas. Observar o aspecto fluidal das cloritas e anfibólio marcado pela presença de leucocênio. Fotomicrografia NX (Amostra Ab-52).



**Fotografia 4.12b** Ortognaisse anfibolítico. Rocha afanítica a fanerítica composta por uma intercalação de faixas brancas e pretas. As faixas brancas estão compostas por grãos finos de feldspato e quartzo enquanto que as zonas pretas estão compostas de minerais máficos afaníticas abundantes. Veios finos de cor verde amarelo cruzam a amostra diagonalmente a direção da foliação.



**Fotografia 4.13a** Textura nematogranoblástica, marcada pelo anfibólio e plagioclásio. A clorita contém inclusões de leucocênio e junto com o anfibólio gera aspecto fluidal associadas ao anfibólio. Veios entrecruzados de LCX-efn dispostos subperpendicularmente à foliação. Fotomicrografia NX (Amostra Ab-46).



**Fotografia 4.13b** Ortognaisse anfibolítico. Rocha de cor verde acinzentado, fanerítica de grão fino composta por grãos de anfibólio e feldspatos alinhados. Foliação: mau definida.

As rochas de composição diorito-granodiorítica, durante a passagem gradativa de uma textura ainda magmática para deformação no estado subsólido são marcadas pela orientação dos cristais de plagioclásios, feldspatos, epídotos e formação de subgrãos de quartzo (Fotografias 4.7b, 4.4.8b). A transição dos minerais durante o processo deformacional (mãe para filho) é caracterizada pela redução do tamanho do grão, mudança de forma, rotação e formação dos subgrãos (Dantas, 1992). O quebramento dos fenocristais de feldspatos e plagioclásios (Fotografias 4.7a, 4.7b) é associado a mecanismos de deformação tipo *microcracking e dislocation creep* (Passchier & Trouw, 1995).

Outra evidência na mudança das microtexturas é a redução no tamanho das palhetas de biotita, que indicam um processo metamórfico e que são menores do que aqueles da rocha original. No caso do plagioclásio, encontram-se paralelas ao epídoto e apresentam reorientação que seria produto do fluxo metamórfico (Fotografias 4.7a, 4.8a).

Durante a deformação na zona deformada, há o desenvolvimento de forte estiramento nos minerais e geração de novos grãos de clorita, produtos da alteração de minerais ferromagnesianos, plagioclásios reorientados e sericitizados, maior presença de epídoto alinhado paralelamente à foliação. (Fotografias 4.7a, 4.9a, 4.12a, 4.13a). Neste caso é comum a rocha apresentar uma textura bandada chegando a formar fitas.

#### 4.1.2 Zona pouco deformada (ZPD)

Esta área compreende a maior parte do Plúton Abancay e encontra-se ocupando o S e o SE do corpo intrusivo. Apresenta rochas de tipo metagranodioritos, metatonalitos, quartzo-monzoleucogabros e ortognaisses; a maioria destas rochas ainda preserva as texturas ígneas iniciais do protólito. Nesta zona a deformação e metamorfismo não foram tão forte como na zona deformada, aqui se podem observar geralmente foliações magmáticas e foliações tectônicas.

As rochas ortognáissicas não apresentam o bandamento de minerais que caracterizam a outra zona mas apresentam uma textura granítica geralmente, típica das rochas plutônicas. Nas proximidades com a zona deformada ZD se reconhecem rochas transacionais petrograficamente definidas como ortognaisses com incipiente bandamento. Estas rochas indicam, possivelmente, a passagem de uma zona pouco deformada para uma zona deformada.

As características destas rochas transacionais é que apresentam orientação de plagioclásio, quartzo, epidoto e biotita, que são mais pronunciadas e evidentes na proximidade da zona deformada, em comparação ao resto do corpo plutônico (Fotomicrografias 4.11, 4.12).

As descrições detalhadas da petrografia das rochas desta área foram realizadas em amostras selecionadas em diferentes setores, tratando primeiramente de abarcar toda a extensão do plúton.

#### 4.1.2.1 *Petrografia da zona pouco deformada (ZPD).*

As amostras selecionadas da ZPD do Plúton Abancay são num total de 10 amostras. Semelhante às amostras anteriores o corte se fez no plano XZ do elipsóide de deformação. Para cada amostra foi feita uma descrição macroscópica, com sua respectiva fotografia, e posteriormente fez-se o estudo microscópico, determinando sua mineralogia, textura, e classificação da rocha.

Para a classificação das rochas da ZPD do Plúton Abancay, devido apresentarem sinais de metamorfismo, empregou-se uma classificação mista, com dois tipos de critérios; a primeira considerando o caráter plutônico das amostras, sendo usado o triângulo QAP de Streckeisen e o segundo, considerando também as características metamórficas de sua textura e composição mineralógica. O resultado do estudo classificou-as como metagranodiotitos, metatonalitos e quartzomonzoleucogabros, para as rochas situadas longe da zona deformada ZD e ortognaisses para as mais pertos a zona deformada ZD (Tabelas 4.4, 4.5).

O metagranodiorito é a rocha mais extensamente distribuída nesta zona, depois o metatonalito e o quartzomonzoleucogabro o qual está disposto nas partes más distantes da zona deformada, próximo ao contato com o Batólito Abancay.

Abreviaturas: **FPs**:feldspatos, **PGLs**:plagioclásio, **ANFs**:anfibiólio, **cz**:quartzo, **CLOs**:clorita, **bt**:biotita, **ser**:sericita.

**TABELA 4.4 RESUMO DO ESTUDO PETROGRAFICO DAS AMOSTRAS DA ZONA POUCO DEFORMADA**

CODIGO	UBICAÇÃO	ESTUDO MICROSCOPICO	CLASIFICACAO	OBSERVAÇÕES
			MINERALOGIA	
Ab-3	8484444 N 725486 S Rio Pachachaca	SI	Ortognaisse com plagioclásio-biotita-quartzo.	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Textura granolepidoblástica marcada pelos fgs, cz e bt.</li> <li>- Os plagioclásios apresentam-se alotriomórficos, com maclas polissintético, incipientemente alterados para sericita.</li> <li>- A biotita está cloritizada, epidotizada e ocasionalmente leucocxenizada.</li> <li>- O quartzo apresenta extinção ondulante, bordas interdigitadas.</li> <li>- Fases: A biotita associada ao epidoto representaria S1.</li> </ul>
Ab-9	8483812 N 725588 S Rio Pachachaca	SI	Ortognaisse com plagioclásio-quartzo-epidoto-biotita.	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Textura granolepidoblástica marcada pelo cz e fgs e por fibrolástica marcada por a biotita, muscovita e epidoto.</li> <li>- Observa-se também fénoblastos de epidoto dobrados.</li> <li>- O quartzo apresenta extinção ondulante e bordas saturadas alongada até o eixo maior, seguindo a direção da foliação.</li> <li>- Fases: observa-se apenas uma fase S1, marcada por plagioclásio, anfíbólio e clorita.</li> </ul>
Ab-28	8488108 N 735501 S Cerro Uchuychallaca	SI	Ortognaisse com feldspato-quartzo-sericita.	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Textura cristaloablástica e às vezes poikiloblástica.</li> <li>- O plagioclásio apresenta-se alterado moderadamente para sericita; observa-se também maclas tipo periclina, microclínio, Carlsbad e albita.</li> <li>- O quartzo ocorre intergranular com extinção ondulante.</li> <li>- O epidoto apresenta-se idiomórfico e em microagregado.</li> </ul>
Ab-35	8485826 N 731220 S Localidade de Quisuapata	SI	Metagranodiorito	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Textura predominante lepidoblástica marcada pela biotita; também apresenta textura porfibrolástica, marcada pelos fénoblastos de feldspatos alotriomórficos.</li> <li>- O feldspato (plagioclásio) apresenta maclas tipo polissintética e Carlsbad.</li> <li>- O quartzo apresenta extinção ondulante.</li> </ul>
Ab-39	8486850 N 734343 S Layampata	SI	Metagranodiorito	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Textura granular alotriomórfica.</li> <li>- Os plagioclásios são alotriomórficos e moderadamente alterados para sericita e argilominerais. Apresenta macla polissintética.</li> <li>- A clorita disposta em subgrãos e em finos veios de aspecto fluidal, geralmente com débil leucocxenio.</li> <li>- O quartzo apresenta extinção ondulante e às vezes subgranulado.</li> <li>- Observa-se um metamorfismo débil.</li> </ul>

**TABELA 4.5 RESUMO DO ESTUDO PETROGRAFICO DAS AMOSTRAS DA ZONA POUCO DEFORMADA**

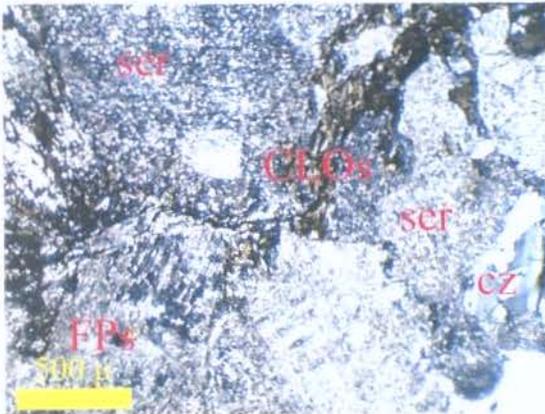
CODIGO	UBICAÇÃO	ESTUDO MICROSCOPICO	CLASIFICACAO	OBSERVAÇÕES
			MINERALOGIA	
Ab-43	8986931 N 727269 S Vale Pacpapatata.	SI	Metagranodiorito	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Textura alotriomórfica equigranular.</li> <li>- O plagioclásio encontra-se incipientemente alterados para sericita. A epidotização é incipiente.</li> <li>- Os cristais de biotita encontram-se incipientemente cloritizados.</li> <li>- O quartzo apresenta extinção ondulante.</li> <li>- Alguns feldspatos potássicos apresentam maclas tipo grade.</li> </ul>
Ab-48	8481754 N 724516 S Rio Pachachaca.	SI	Ortognaisse com feldspato-quartzo-biotita.	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Textura granolepidoblástica marcada pela intercalação de feldspatos lentes de quartzo e faixas de micas.</li> <li>- Os feldspatos apresentam-se alterados para sericita.</li> <li>- O quartzo apresenta uma textura similar a concertal, os cristais são alongados devido a pressão (processo tectónico metamórfico)</li> <li>- A textura lepidoblástica é marcada pela biotita e sericita.</li> <li>- A clorita apresenta-se ligeiramente microdobrada.</li> </ul>
Ab-50	8484563 N 725709 S Rio Pachachaca	NO	Ortognaisse com feldspato-biotita.	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Rocha mesocrática composta por plagioclásio, feldspatos, quartzo e biotita.</li> <li>- É uma rocha muito parecida com a amostra Ab-3; apresenta uma orientação mineral delinida, observada no plagioclásio e biotita.</li> </ul>
Ab-58	8481616 N 732880 S Cerro Yauria	NO	Metatonalito	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Cor cinzento a verde.</li> <li>- Textura porfirítica, composta por cristais de plagioclásio, quartzo, biotitas e cloritas.</li> </ul>
Ab-59	8482314 N 730098 S Localidade de Layampata.	SI	Quartzomonzo-leucogabro	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Textura alotriomórfica e hipiomórfica.</li> <li>- O feldspatos apresentam-se sericitização. Em alguns cristais de feldspatos potássicos aparecem macla do tipo grade.</li> <li>- Quase todas os cristais de plagioclásios apresentam macla polissintética, sericitização e débil epidotização.</li> <li>- O quartzo apresenta extinção ondulante.</li> </ul>

#### 4.1.2.2 Principais microtexturas da zona pouco deformada (ZPD)

A textura desenvolvida nesta ZPD pode-se dividir em dois tipos, de acordo com sua cristalinidade e disposição mineral; a primeira é a textura alotriomórfica que corresponde à maior parte do corpo ígneo, é comum também encontrar a textura granular anhedral (Fotografias 4.14b, 4.17b); O segundo tipo de textura é granolepidoblástica e porfiroblástica que se apresenta em direção à zona deformada ZD, nas rochas transicionais (Fotomicrografias 4.11, 4.12).

Na zona “transicional” de deformação, a textura vai mudando com a proximidade da zona deformada, mostrando quartzo recristalizado (formação de subgrãos), feldspato, biotita, muscovita e epídoto reorientados, evidenciando desta maneira, incrementos na deformação em direção à zona deformada ZD. Nesta zona transicional a microtextura muda notoriamente, sendo a textura granolepidoblástica a mais típica das rochas metamórficas.

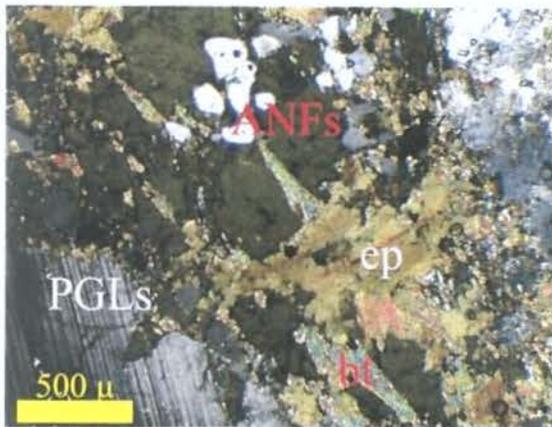
Nas amostras obtidas da ZPD, geralmente evidenciam-se microtexturas da rocha original, melhor conservadas em comparação com a zona deformada. Em termos gerais, nesta zona os minerais e microtexturas da rocha original ainda estão bem preservados.



**Fotografia 4.14a** Textura granular alotriomórfica. Visão de clorita acompanhada por sericita de aspecto fluidal parcialmente leucoxenizada. Em direção ao bordo ficam cristais de feldspatos moderadamente sericitizados e argilizados. O quartzo subgranulado com extinção ondulante. Fotomicrografia NX (Amostra AB-39).



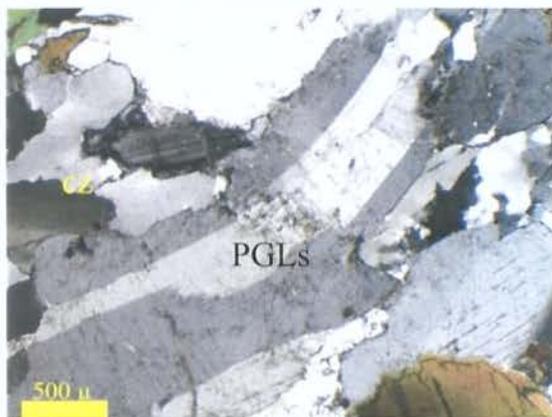
**Fotografia 4.14b** Metagranodiorito. Rocha granular holocristalina, grão médio, os cristais brancos pertencem ao plagioclásio, quartzo e feldspato potássico, os minerais pretos são representados por cloritas e minerais opacos.



**Fotografia 4.15a** Textura alotriomórfica equigranular. Observa-se um cristal alotriomórfico de anfibólio substituído por biotita. Na parte central inferior observa-se um cristal de biotita com inclusão de epidoto. Em direção à borda aprecia-se cristais de plagioclásio incipientemente sericitizados intercrescidos com quartzo. Fotomicrografia NX (Amostra Ab-43).



**Fotografia 4.15b** Metagranodiorito. Rocha holocristalina equigranular de grão média. O material branco é representado por feldspatos e quartzo, os minerais máficos são representados por biotita, anfibólio, cloritas e minerais opacos. Em setores observa-se um ligeiro alinhamento diagonal de alguns minerais máficos. A amostra apresenta um grau de coesão alto e fratura irregular.



**Fotografia 4.16a** Textura granolepidoblástica ao granular hipidiomórfica parcialmente modificada por deformação. No centro cristal de plagioclásio (PGLs) com macla polissintética ligeiramente dobrado, com sua maior alongação paralela à direção de foliação, intercrescido com quartzo. Fotomicrografia NX (Amostra Ab-3a).



**Fotografia 4.16b** Ortognaisse com plagioclásio-biotita-quartzo. Rocha mesocrática cristaloblástica subequigranular, os cristais brancos estão representados essencialmente por plagioclásio, em menor proporção quartzo e feldspato potássico. Os minerais máficos estão representados por biotita e anfibólio. Observa-se uma lineação dos minerais. Foliação: Mau definida.



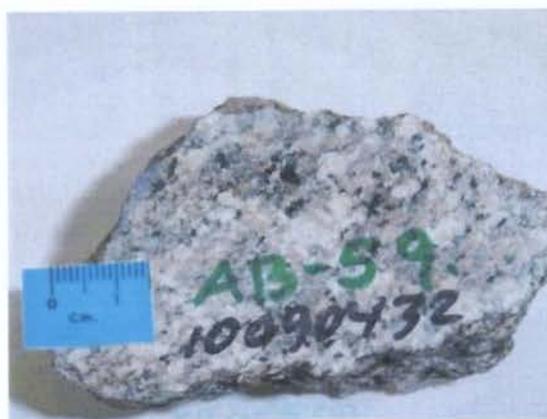
**Fotografia 4.17a** Textura protomilonítica e granolepidoblástica. No centro cristal de plagioclásio maclado (PGLs) com pouca rotação. Na parte superior observa-se quartzo de segregação metamórfica com bordas suturadas, resultado da migração dos limites dos cristais por efeito dos esforços sobre a rocha. Observar a biotita reorientados. Fotomicrografia NX (Amostra Ab-9a).



**Fotografia 4.17b** Ortogneisse com plagioclásio-quartzo-epidoto-biotita. Rocha cor cinza esverdeado, fanerítica, de grão fino a médio, composta por intercalação de faixas descontínuas de cor branca estão compostas por feldspato e quartzo, enquanto que as faixas pretas estão compostas por clorita e epidoto. Foliação: moderada.



**Fotografia 4.18a** Textura granular aliotriomórfica e hipidiomórfica. Na parte central cristal idimórfico de esfeno acompanhado de biotita subgranulada e epidoto subgranulado. Na borda esquerda superior o cristal de feldspato cortado por um veio fino de quartzo (?). Fotomicrografia NX (Amostra Ab-59).



**Fotografia 4.18b** Quartzomonzoleucogabro. Rocha de cor cinza esverdeado fanerítica, de grão fino a médio composta por intercalações de cristais alongados com minerais de cor cinza. As faixas de cor cinza claro são compostas por grãos de feldspato e quartzo, enquanto que os minerais cinzas estão representados por clorita e epidoto. Em setores fenoblastos de feldspatos ligeiramente rotacionados resultado da deformação. Foliação: moderada.

---

## 5. ANÁLISE ESTRUTURAL E METAMORFISMO

O território peruano, geologicamente, é resultado de sucessivos ciclos orogênicos, abrangendo várias etapas de sedimentação, deformação, soergimentos e finalmente, de erosão e peneplanização (Palacios, 1995).

A Cordilheira dos Andes peruanos, onde está compreendida a área de estudo, é conformada por um sistema de montanhas e relevos deprimidos que ocupam boa parte do território peruano.

Os eventos tectônicos acontecidos no território peruano ao longo de sua história geológica são:

Do Pré-Cambriano os ciclos orogênicos são pouco conhecidos, sendo evidenciada a atuação de pelo menos dois, destes o mais evidente é a orogenia Brasileira no Neoproterozóico (Palacios, 1982) e a orogênese Transamazônica, no Paleoproterozóico.

No Paleozóico são reconhecidos dois orogênicos: um no Paleozóico inferior (Cambriano-Devoniano) e outro no Paleozóico superior (Mississipiano-Permiano), culminando cada um com uma fase de deformação. São identificadas as fases Eoherciniana (340 Ma.), a fase Tardiherciniana (280 Ma.), e a fase Finiherciniana (Tabelas 5.1, 5.2).

No Mesozóico e Cenozóico reconhece-se o ciclo Andino caracterizado por várias etapas de sedimentação e várias fases de deformação, sendo as principais, a fase Peruana ocorrida no Cretáceo Superior (80 M.a.), a fase Incaica no Paleógeno (35-30 M.a.), seguida pela Fase Quechua (12-15 M.a.) e outras no Neógeno e início do Quaternário (Tabela 5.2).

Do Permiano superior ao Triássico, a Cordilheira Oriental foi o centro de considerável atividade magmática, gerando rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Mitu (MacLaughlin, 1924). Entretanto, a real extensão do plutonismo Permo-Triássico foi reconhecida por Laubacher, (1978), Marocco, (1978) e Megard, (1978) com base em datações radiométricas (Capdevila *et al.*, 1977; Lancelot *et al.*, 1978). Este magmatismo é considerado pós-tectônico, acontecido após a fase Tardi-Herciniana (Mégard *et al.*, 1971).

A intensa atividade magmática, acontecida no Permiano-Triássico, possivelmente é relacionada a um rifte diacrônico desenvolvido no Permiano tardio – Triássico na Cordilheira Oriental de Perú (Mégard, 1978; Laubacher, 1978; Noble *et al.*, 1978; Dalmayrac *et al.*, 1980;

Kontak et al., 1985; Rosas & Fonboté, 1995; Rosas *et al.*, 1997; Jacay *et al.*, 1999), a qual se estende até a Bolívia. Na zona onde se desenvolve o rifte, ocorreu um adelgaçamento litosférico durante o Permiano tardio-Jurássico médio (Sempere *et al.*, 2002). As intrusões Permiano-triássicas afloram na Cordilheira Oriental entre 9° e 15° S (Figura 5.1).

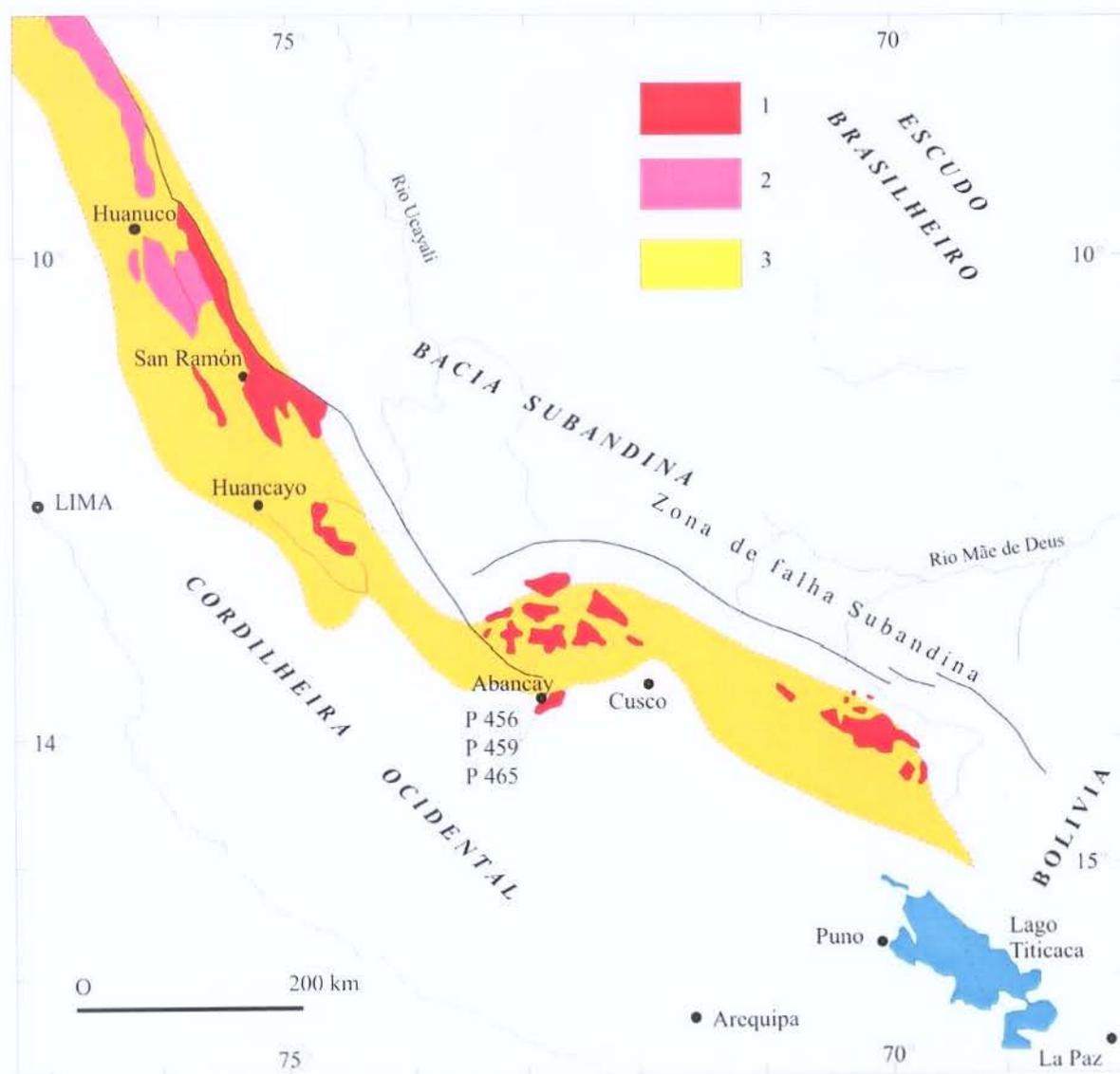


Figura 5.1 Magmatismo do Permiano superior e Triássico inferior. 1. intrusões Permo-triássicas; 2. batólito composto incluindo possível plúton permiano; 3. província vulcânica Permo-Triássico. P465: ortogneisse Abancay. (Tomado de Carlier *et al.*, 1982).

Idade Absoluta	Era	Período / Piso		Ciclo	Fase	
265	PALEOZOÍCO	Permiano	Ochoano	Hercinico	Fase Tardihercinica (Compressiva) movimento epirogenético de levantamento com dobramento no Sul	
290			Guadalupano			
			Leonardiano			
355		Pensilvaniano	Wolframiano			
			Stephaniano			
410		Devoniano	Westphaliano		Hercinico	Fase Eohercinica (Compressiva) Forte dobramento falhamento e metamorfismo epizonal
			Viseano			
			Tournesiano			
			Famenniano			
			Frasniano			
	Givetiano					
438	Siluriano	Eifiliano	Caledonico	Fase Compressiva no NW Movimentos epirogenéticos não apresentam deformação no SE Plutonismo na costa Sul		
		Emisiano				
		Siegeniano				
510	Ordoviciano	Gediniano	Caledonico	Fase Compressiva no NW Movimentos epirogenéticos não apresentam deformação no SE Plutonismo na costa Sul		
		Ludloviano				
		Wenlockiano				
		Llandoveryano				
570	Cambriano	Ashigiliano	Caledonico	Fase Compressiva no NW Movimentos epirogenéticos não apresentam deformação no SE Plutonismo na costa Sul		
		Caradociano				
1000	NEOPROTEROZOÍCO	Llandeiliano	Brasiliana	Fase 1 Compressão gera-se microdobramento Fase 2 Xistosidade metamorfismo epitermal Fase 3 Redobramento da xistosidade II Fase 4 Dobramento em Chevron		
		Lanvirniano				
1600	MESOPROTEROZOÍCO	Arenigiano	Transamazônico ?			
		Tremadociano				
		?				

**TABELA 5.1 IDADES E SEUS CORRESPONDENTES CICLOS OROGÊNICOS PALEOZOÍCO-PRÉCAMBRIANO.**  
(Tomado de Palacios, 1995)

Idade Absoluta	Era	Período / Piso		Ciclo	Fase
1.8	CENOZÓICO	Quaternário	Pleistoceno	ANDINO	Fase Quechua 3 Lev. Dobra. Vulcanismo
		Neógeno	Plioceno		Fase Quechua 2 Lev. Dobra. Vulcanismo
			Mioceno		Fase Quechua 1 (Compressão) Acompanhado de falhamento levantamento e erosão que gera a superfície puna e logo vulcanismo explosivo
		Paleógeno	Oligoceno		
Eoceno					
64	MESOZÓICO		Paleoceno	ANDINO	Fase Peruana (Compressão) gera-se dobras regionais, falhamentos e fraturamentos.
		Cretáceo (Neocomiano)	Daniano		
Mastrichtiano					
Campaniano					
Santoniano					
Coniaciano					
Turoniano					
Cenomaniano					
Albiano					
Aptiano					
Barremiano					
130	MESOZÓICO	(Malm)	Hauteriviano	ANDINO	Movimento Nevadiano Epirogênese Levantamento em blocos geram a separação das bacias no Norte e Centro do Perú.
			Valanginiano		
			Berrasiano		
190	MESOZÓICO	(Dogger) Jurássico	Titoniano	ANDINO	Movimento Nevadiano Epirogênese Levantamento em blocos geram a separação das bacias no Norte e Centro do Perú.
			Kimmeridgiano		
			Oxfordiano		
			Caloviano		
			Batoniano		
250	MESOZÓICO	(Lias) Triássico	Bajociano	ANDINO	Fase Finiherciniana deformação localizada no Perú Central.
			Aaleniano		
			Toarciano		
190	MESOZÓICO	(Lias) Triássico	Pliensbachiano	ANDINO	Fase Finiherciniana deformação localizada no Perú Central.
			Sinemuriano		
			Hattangiano		
			Retiano		
250	MESOZÓICO	Inf. Triássico	Norian	ANDINO	Fase Finiherciniana deformação localizada no Perú Central.
			Carniano		
			Ladiniano		
250	MESOZÓICO	Inf. Triássico	Anisiano	ANDINO	Fase Finiherciniana deformação localizada no Perú Central.
			Scythuano		

**TABELA 5.2 IDADES E SEUS CORRESPONDENTES CICLOS OROGÊNICOS MESOZÓICO-CENOZÓICO.**  
(Tomado de Palácios, 1995)

O plutonismo Permo-Triássico produziu batólitos e stocks de variáveis tamanhos e alguns dos granitóides apresentam-se intensamente deformados e metamorfizados, originando ortognaisses (Carlier *et al*, 1982). O Plutão Abancay, que é diferente de outros granitóides permianos, devido ao seu alto conteúdo de sódio e cálcio, apresenta deformação no estado sólido em todos os níveis de observação (Carlier *et al*, 1982). O comportamento geológico do Plúton Abancay é analisado quanto à sua complexidade petrográfica, características estruturais e metamórficas.

A análise estrutural constará inicialmente de uma descrição detalhada de todas as estruturas presentes na área de trabalho, como foliação, lineação, falhas e dobramentos de pequena escala associados à deformação. Na área de estudo no Plúton Abancay, fez-se uma separação em duas unidades de deformação, com base na penetratividade das estruturas anteriormente descritas, em: a) zona deformada (ZD) e b) zona pouco deformada (ZPD) (Figuras 5.2a, 5.2b).

A análise cinemática do Plúton Abancay abordará os indicadores que possibilitam a caracterização do movimento a que estas rochas foram submetidas. Finalmente faz-se algumas considerações da deformação, onde se abordam os mecanismos de deformação, o elipsóide de deformação e possíveis tensores responsáveis pela deformação.

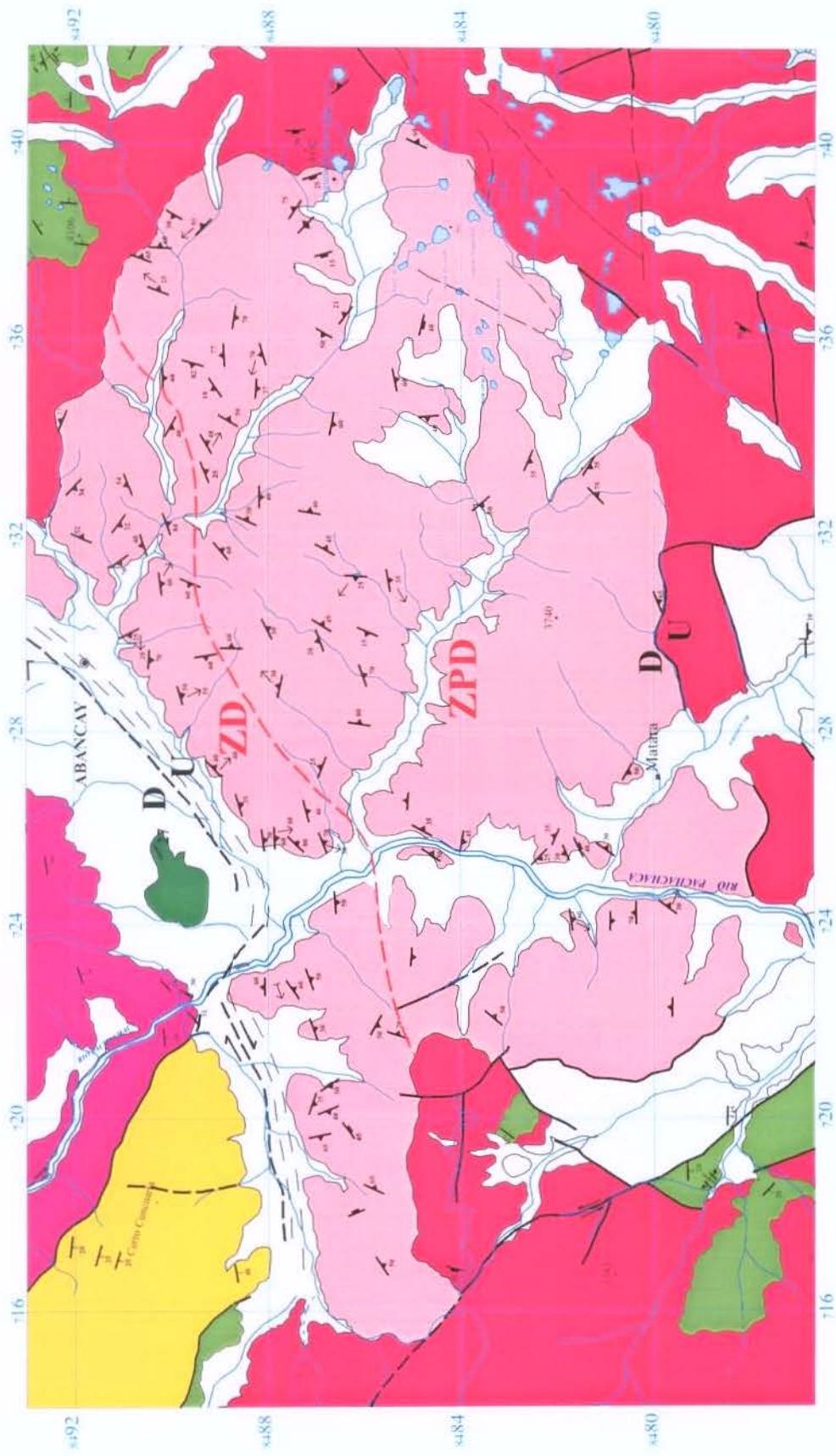


Figura 5.2a Mapa estrutural da área de estudo.

0 4 Km.  
59



## 5.1 *Análise Descritiva*

### 5.1.2 Zona deformada ZD

A zona deformada corresponde a uma faixa com mais de 16 km de comprimento por aproximadamente 2 km de largura. Nesta faixa, a alta deformação produz acentuadas mudanças texturais nas rochas protolíticas (anfíbólito diorítico-granodiorito). A característica marcante dessa zona é a orientação de minerais com hábito planar e a segregação de minerais félsicos definindo proeminentes planos de foliação. Estas segregações, resultantes do fracionamento magmático e deformação, definem o bandamento gnáissico da rocha, numa disposição de bandas alternadas máficas e félsicas.

#### 5.1.2.1 Foliações

A estrutura mais importante encontrada na área estudada é a foliação tectônica bem marcada, definida pela forte orientação planar de sericita, quartzo, feldspato potássico, anfíbólio, epidoto e clorita. Esta foliação, representada por uma xistosidade, é acompanhada pelo bandamento composicional, penetrativo em todas as rochas da zona deformada (Fotografia 5.1).

As foliações são estruturas planares resultantes da deformação (Park, 1989). Estas estruturas foram observadas na parte norte do Plúton Abancay, onde se apresentam mais definidas e evidentes; também são reconhecidas em outras porções da zona pouco deformada ZPD, porém menos definidas.



**Fotografia 5.1** Ortognáisse bandado na zona deformada do Plúton Abancay.

O bandamento mais fino tem uma composição quartzo-feldspática, uma granulometria mais grossa e menor quantidade de minerais ferromagnesianos, os quais se apresentam alinhados.

A banda composta por minerais máficos tem grãos mais finos. A espessura das bandas não é constante, formando porções mais delgadas ou lenticulares isoladas.

A orientação preferencial da foliação principal pode ser observada no mapa estrutural (Figura 4.5a), onde estão representadas ainda alguns dados de lineação e sentido de transporte. O traço geral da foliação na zona deformada ZD é NE-SW, com pequenas variações e com valores de mergulho de médio a forte para SE (Figura 5.3).

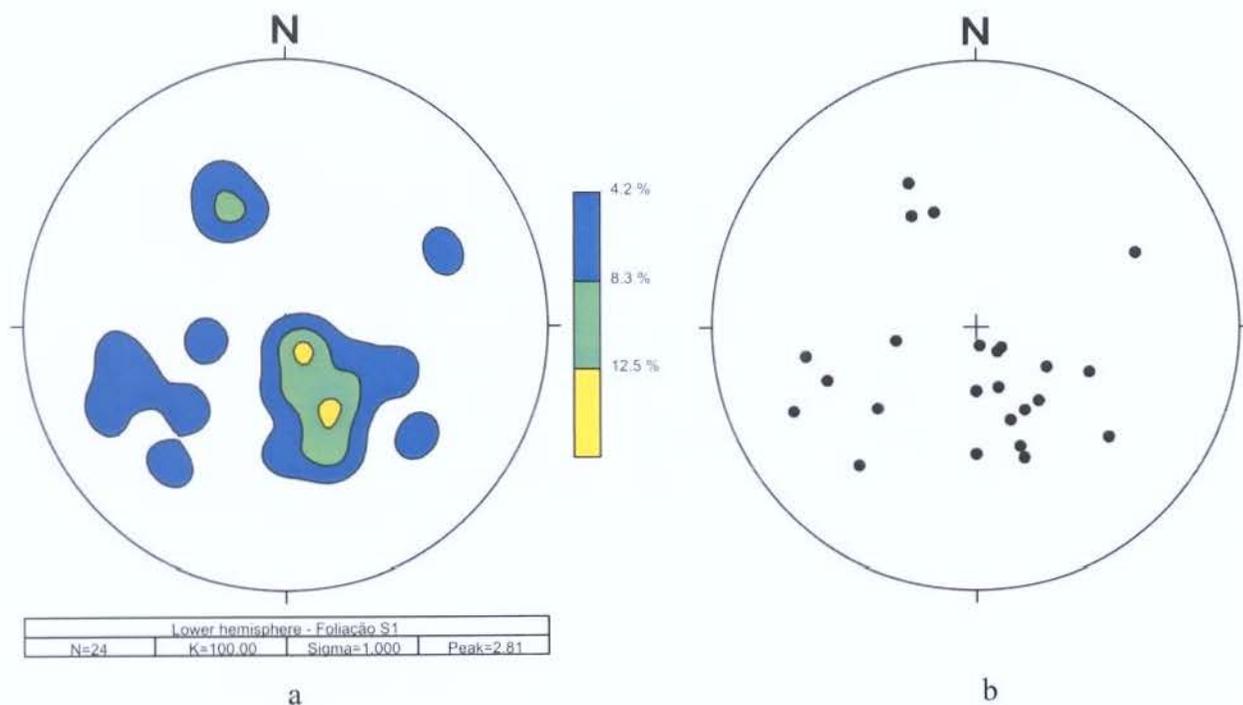


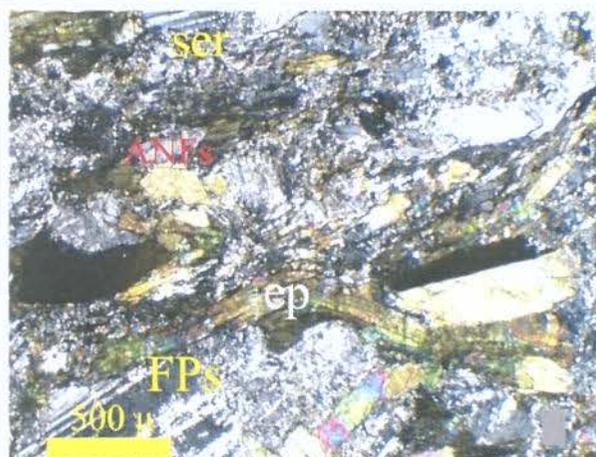
Figura 5.3 (a) Diagrama de freqüência com as medidas do plano de foliação no domínio estrutural da zona deformada ZD. (b) Diagrama com plano do polo de foliação da ZD.

### 5.1.2.2 Lineações

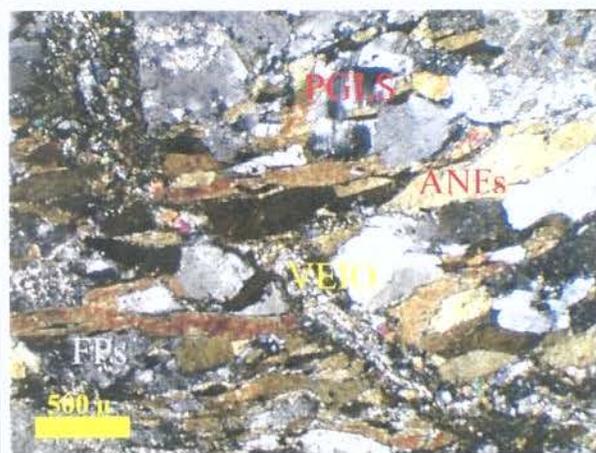
Denomina-se como lineação principal as feições lineares formadas por minerais e agregados alongados, reconhecidas sobre a foliação principal. Para a zona deformada ZD, correspondente à parte norte do Plúton Abancay, as lineações são evidenciadas por:

- *Minerais prismáticos isorientados*, são reconhecidos em gnaisses de granulação média a grossa, com feldspatos e quartzo intercrescidos com anfibólio e epidoto, em bandas e agregados, mas sempre orientados.

- *Cristais inequidimensionais* isorientados, sendo reconhecidos ao microscópio, principalmente em rochas tipo ortognaisses anfibolíticos e ortognaisses quartzo-feldspáticos. Em cortes paralelos à lineação e perpendiculares à foliação (corte XZ), é possível observar a disposição dos cristais de epidoto, anfibólio e clorita, que definem bem a foliação (Fotografias 5.2, 5.3).



**Fotografia 5.2** Cristais isorientados de epidoto, anfibólio marcam a direção de estiramento.



**Fotografia 5.3** Cristais isorientados de anfibólio, sendo cortados por um veio posterior.

- *agregados monominerálicos*, lenticulares, formados por minerais recristalizados, tendo sua forma original representada por linhas daquele mineral. Foram reconhecidos:

- linhas de anfibólio, em anfibolitos de granulção média a fina, onde os minerais apresentam-se com orientação preferencial.
- linhas de feldspatos, isorientadas e alinhadas, em muitos casos desenvolvidos paralelas a outros minerais máficos (Fotografia 5.1).

- *agregados poliminerálicos*, sempre na forma de lentes orientadas fazendo, junto com o quartzo, o destaque das estruturas lineares, representadas por:

- epidoto e clorita que ao microscópio aparecem orientados paralelos à foliação, mas que na escala mesoscópica mostram forte arranjo linear;
- anfibólio e plagioclásio.

A orientação preferencial para a lineação na zona deformada ZD é WNW-ESE, com mergulho de baixo ângulo para SSE, e cuja concentração máxima está em 160/40 (Figura 5.4). Esta disposição da lineação é concordante com a direção de transporte da falha Abancay. Os elementos lineares e as foliações num volume de rochas são importantes em estudos tectônicos porque eles podem prover informações sobre a direção do transporte tectônico (Passchier & Trouw, 1998).

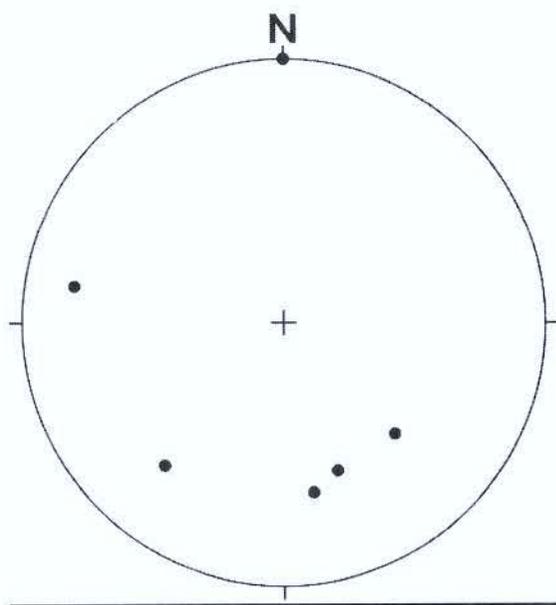


Figura 5.4 Diagrama representando as medidas da lineação de estiramento na zona deformada

### 5.1.2.3 Dobras intrafoliais

Estas estruturas dobradas, presentes na escala mesoscópica, afetam a foliação principal. Foram observadas nas rochas ortognáissicas quartzo-feldspáticas. Quanto ao estilo, apresentam-se como dobras inclinadas, em alguns casos recumbentes e isoclinais. As dobras apresentam

espessamento apical (Fotografias 5.4, 5.5) e em alguns casos, rompimento dos flancos. Geralmente são dobras assimétricas que indicam uma vergência para o N e NNW.



**Fotografia 5.4** Dobras intrafoliais isoclinais, desenvolvidas em rochas ortognaíssicas. Observar o bandamento de minerais máficos e félsicos. Plutão Abancay..

De modo geral, pode-se reconhecer o paralelismo entre os eixos das dobras e a direção da foliação principal. Devido à espessa cobertura quaternária e poucos afloramentos na ZD, as observações de dobras foram feitas somente próximas às localidades de Abancay e Auquibamba, o que não permite uma representatividade significativa das orientações dos elementos principais das mesmas. A orientação geral dos eixos das dobras é preferencialmente NE-SW.

#### **5.1.2.4 Os indicadores cinemáticos**

A disposição geométrica das estruturas originadas na deformação principal permitiu caracterizar os indicadores de sentido de cisalhamento e indicação do transporte de massa ao longo dessa foliação principal. Para determinação do sentido de movimento tectônico, os indicadores cinemáticos foram observados no plano XZ do elipsóide de deformação.

#### ***Indicadores mesoscópicos e microscópicos***

##### ***- Vergência de dobras***

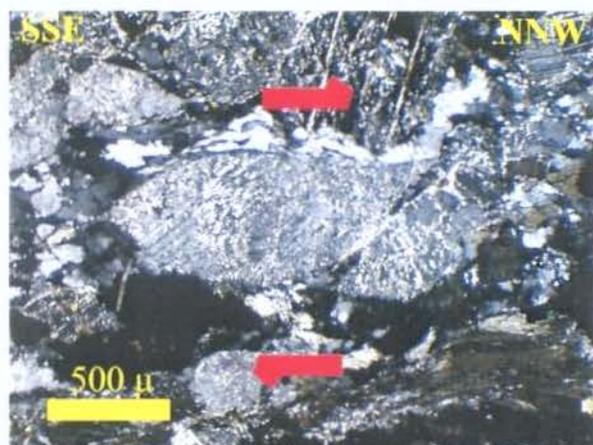
Observam-se dobras assimétricas intrafoliais nos afloramentos gnáissicos. Em apenas dois afloramentos foram encontradas estas estruturas, que mostram assimetrias tipo “z” ou “s” indicando um movimento cisalhante, tipo empurrão, com vergência para NNW, evidenciando um transporte tectônico nessa direção (Fotografia 5.5).



**Fotografia 5.5** Dobras assimétricas de tipo Z, indicando movimento de tipo empurrão ao norte, observada em rochas ortognáissicas bandadas do Plutão Abancay.

*- Porfiroclastos com caudas de recristalização dinâmica*

Este tipo de estrutura foi observado na faixa da zona deformada ZD, onde se tem afloramento de rochas gnáissicas. Os feldspatos geralmente estão bordejados por sombras de recristalização dinâmica, que são as caudas de recristalização. As caudas observadas são assimétricas, e permitem interpretar o sentido de movimento durante o cisalhamento. A cauda em alguns casos está composta do mesmo material do porfiroclasto (Fotografia 5.6).



**Fotografia 5.6** Cristal de plagioclásio, junto ao quartzo recristalizado rodeando a parte superior do cristal. Obverar a forte alongação do quartzo. Seção paralela a linha de estiramento e normal a foliação. Sentido de movimento ao NNW. NX.

*- Estruturas S-C*

Este tipo de estrutura é reconhecido nas rochas ortognáissicas da ZD. A disposição de foliação composta de tipo S-C, com desenvolvimento de planos de cisalhamento oblíquos aos planos da xistosidade constitui indicador cinemático da região. Superfícies C são discontinuidades desenvolvidas durante o fluxo em zonas de deformação cisalhante relativamente intensa e que defletem ou cortam a foliação. O padrão geométrico das duas foliações constitui evidência clara do sentido de cisalhamento. Observações microscópicas da relação angular entre duas superfícies e o aspecto sigmoidal de S permitem deduzir com precisão o sentido de movimento, indicando

um transporte para NNW, como observado na localidade próxima a Auquibamba (Fotografia 5.7).



**Foto 43.** Estrutura S-C em anfibólio mostrando o sentido de movimento para NNW, paralelo à linha de estiramento e normal à foliação. NX.

### ***O quadro geral***

Na figura 5.2a, de acordo com os dados estruturais, são apresentadas setas que indicam o sentido de transporte sobre os planos de foliação e a direção de estiramento dada pela lineação, indicado também por setas.

Levando-se em conta os elementos estruturais como foliação, lineação, sentido de cisalhamento para a faixa da zona deformada ZD, verifica-se que nesta atuou uma deformação cujo sentido de transporte foi para N, NNW. Este movimento está intrinsecamente relacionado com o movimento da falha Abancay, que corresponde a uma falha de tipo empurrão com ligeiro componente oblíquo.

### **5.1.2.5 O padrão de fraturamento**

#### ***- Falhas***

A principal estrutura na área de estudo é a falha Abancay, a qual situa-se na sua porção norte (Figura 5.2a). Trata-se de uma falha com orientação NE-SW e de movimento inverso com vergência para N, NNW. A falha de Abancay coloca em contato o Grupo Mitu (Permiano superior-Triássico inferior) e a Formação Muñani (Paleógeno) com o Plúton Abancay, de idade Triássico inferior.

A falha Abancay regionalmente tem a denominação de falha Abancay-Yauri e Ayaviri-Limatambo, que deduz-se ter sido ativa durante o Mesozóico e ter controlado em grande parte a

forma e extensão do altiplano Cuzco-Puno na região (Carlotto *et al.*, 1998). Entretanto, as estruturas foram reativadas durante a deformação andina (Jaillard y Santander, 1992; Benavides-Cáceres, 1999).

A falha Cuitape localiza-se a SW da área de estudo e apresenta uma direção preferencial NW-SE (Figura 5.2a). É uma falha normal que coloca em contato as rochas metamórficas correspondentes ao Paleozóico indiferenciado com as formações do Grupo Yura (Valdivia, 2002). Esta falha, semelhante à falha Abancay, teria sido ativa durante o Mesozóico, possivelmente sendo reativada durante a deformação andina. Os complexos de rochas metamórficas situados próximos à falha Caype são soerguidos acima das seqüências sedimentares do Grupo Yura (Valdivia, 2003).

A falha Llactabamba localiza-se a NW da área de estudo e oeste da cidade de Abancay. É uma falha normal de direção NW-SE. Na zona de estudo, põe em contato o Grupo Mitu de idade Permiano-Triássico com as capas vermelhas Cretáceo-Paleógenas da Formação Ausangate. A falha Llactabamba, possivelmente durante a deformação andina, soergueu as rochas sedimentares do Grupo Mitu gerando um salto considerável até conseguir colocar em contato as duas seqüências sedimentares vermelhas da Formação Ausangate, ambas de idades distintas (Figura 5.2a).

### **5.1.3 Zona Pouco deformada ZPD**

A zona pouco deformada representa a parte sul da área estudada, e a maior parte da área do Plúton Abancay. É composta geralmente de metagranodioritos, metatonalitos, quartzomonzoleucogabros e rochas ortognáissicas não bandadas. Esta zona caracteriza-se por apresentar uma deformação menos intensa em relação à zona deformada ZD. As estruturas desenvolvidas são representadas por foliações que evidenciam debilmente orientações minerais. Há um discreto paralelismo entre as foliações tectônicas da ZPD com aquelas observadas na ZD. As características estruturais observadas nesta zona, são:

#### **5.1.3.1 Foliações**

A disposição da foliação nesta zona é menos evidente, e está representada pela orientação planar de minerais máficos como biotita e anfibólio e com minerais félsicos como plagioclásio e quartzo (Fotografia 5.8). Estas foliações metamórficas são mais evidentes e

notórias próximos à ZD, na denominada “zona transicional”. À medida que se distancia dessa ZD, as características se fazem menos evidentes, até se observar essencialmente “foliação magmática” com incipiente orientação de minerais prismáticos (Fotografia 5.9).

As foliações formadas por fluxo magmático são definidas pelo deslocamento do fundido, com a rotação de cristais do corpo rígido e com pouca interferência entre os cristais, que possibilitem uma deformação plástica (Paterson *et al.*, 1982).



**Fotografia 5.8** Foliação incipiente em uma rocha ortognáissica, mostrando algum alinhamento de minerais máficos (biotita, anfibólio, epídoto) e félsicos alongados (plagioclásio, quartzo). ZPD.



**Fotografia 5.9** Rocha com foliação magmática da zona pouco deformada ZPD.

A disposição dos minerais da zona pouco deformada ZPD do Plúton Abancay geralmente não apresenta a orientação bem definida dos componentes minerais das rochas, mas em alguns setores apresentam um incipiente paralelismo; estes traços estruturais, que são reconhecidos geralmente na parte central do plúton, são marcados por:

- Orientação paralela de biotita, muscovita e epídoto. A biotita apresenta-se ligeiramente alongada; o epídoto ocorre em pequenas concentrações e como lentes alongadas.

- Orientação de grãos de quartzo e feldspato. O quartzo apresenta-se com extinção ondulante e bordas suturadas alongados com o eixo maior seguindo a direção da foliação.

A orientação da foliação nesta zona pouco deformada ZPD mostra geralmente uma tendência de orientação dos planos da foliação NE-SW e com mergulhos tanto para SE, quanto para NE, com valores de S50E/20, S10E/40 e N15E/15 (Figura 5.5). Nesta ZPD uma orientação preferencial da foliação não é bem definida, podendo variar em curtas distâncias.

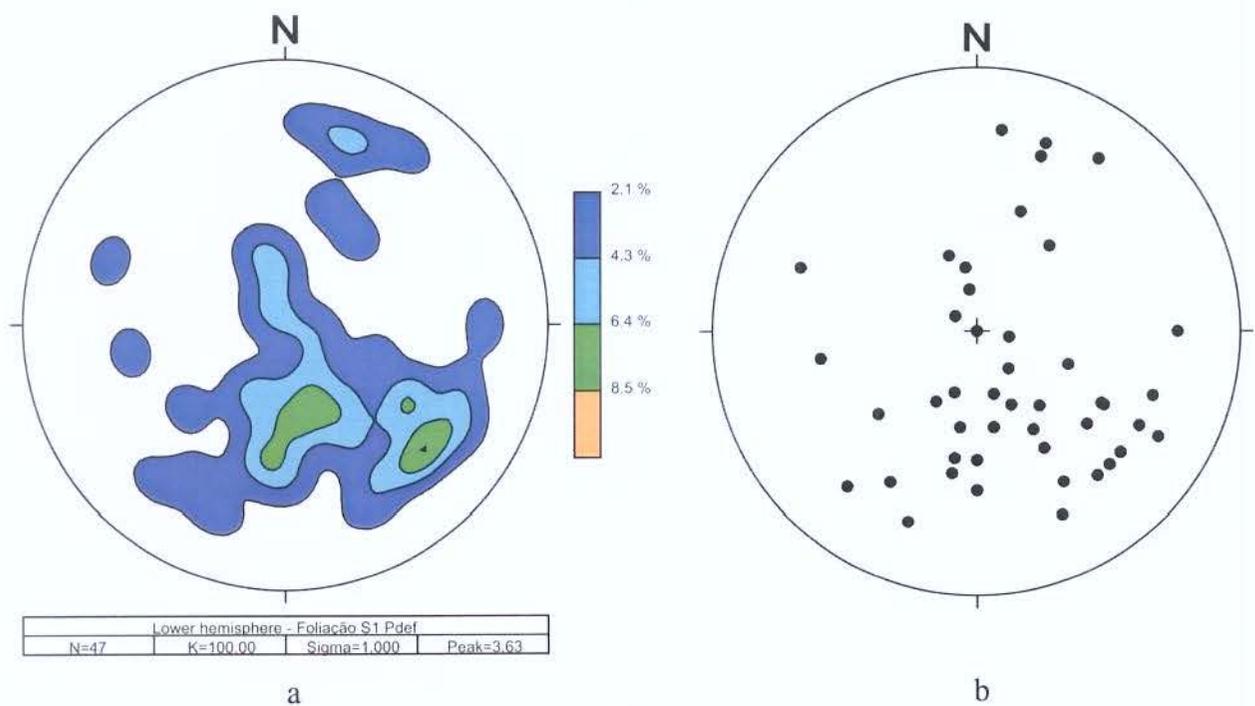


Figura 5.5 (a) Diagrama de freqüência com as medidas de foliação da zona pouco deformada ZPD. (b) Diagrama com polo da foliação da ZPD.

### 5.1.3.2 Lineações

As lineações foram medidas pelo arranjo linear de plagioclásio e biotita. Não é muito característico este elemento estrutural, sendo desenvolvido em porções localizadas. Nesta zona de baixa deformação as lineações são muito variadas em sua orientação podendo ter uma tendência preferencial NW-SE, e secundariamente NE-SW (Figura 5.2a).

### **5.1.3.2 Estruturas tardias**

#### ***Dobras da foliação***

Estas dobras apresentam-se geralmente na zona pouco deformada ZPD; aparentemente mostram-se imperceptíveis devido à sua extensão. As dobras são suaves e abertas, modificando localmente a orientação da foliação principal; estas podem corresponder a uma segunda fase de deformação D2. Os eixos das dobras principais apresentam uma direção WSW-ENE, mostrando um certo paralelismo à direção da foliação principal e também à faixa da zona deformada.

Marocco (1975) afirma que depois de sua colocação e durante seu resfriamento, o plúton tectonizado de Abancay foi afetado por uma segunda fase de deformação que dobrou a primeira xistosidade com dobras abertas. A xistosidade secundária não foi muito evidenciada nas rochas desta zona.

## **5.2 Análise Cinemática**

### **5.2.1 Zona deformada ZD**

Nesta zona de deformação, se tem presença de ortognaisses anfibolíticos e ortognaisses a base de plagioclásios-quartzo, bandados, gerados a partir de rochas de tipo granodiorito por deformação. Posteriormente, a atividade da falha Abancay em uma segunda fase de deformação correspondente a outro evento tectônico possível de idade andina gerou muita deformação nesta parte norte do Plúton Abancay, com formação de dobras menores na foliação principal (Figura 5.6).

Ao sul da zona deformada está o que denominamos como zona transicional, que compreende outra “faixa” irregular paralela à primeira. Nesta zona é possível evidenciar rochas que ainda preservam as texturas iniciais do protolito, entretanto apresentam evidências de metamorfismo e deformação. A deformação aparentemente nesta parte é pouco intensa em comparação à faixa bem deformada. Caracteriza-se por apresentar rochas de tipo ortognaisses não bandados e metagranodioritos. São denominados de ortognaisse devido a forte evidência de deformação e metamorfismo; demonstrada pelos cristais de quartzo, feldspatos e máficos, bem como o desenvolvimento de uma foliação (Fotografias 4.16a, 4.16b).

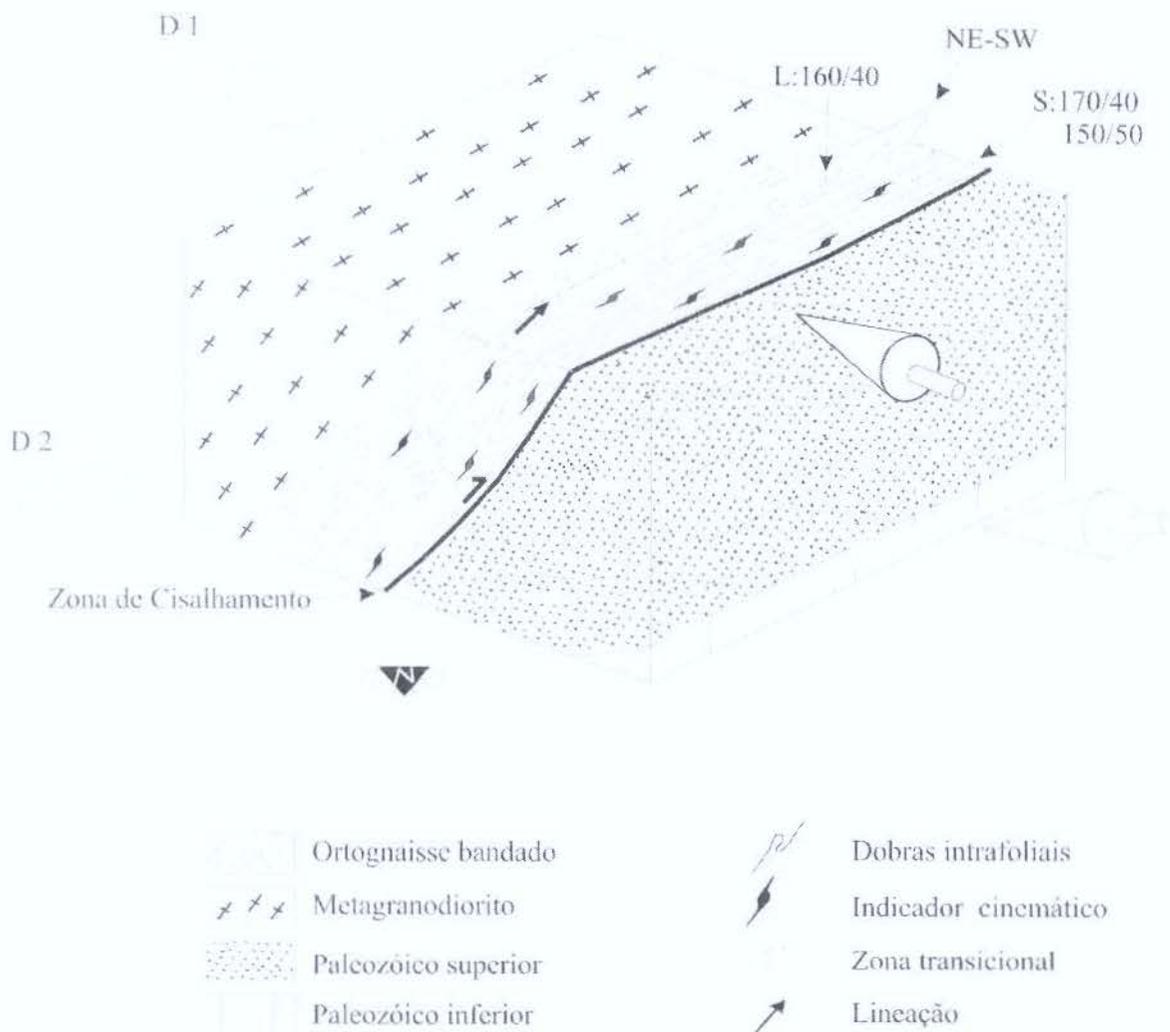


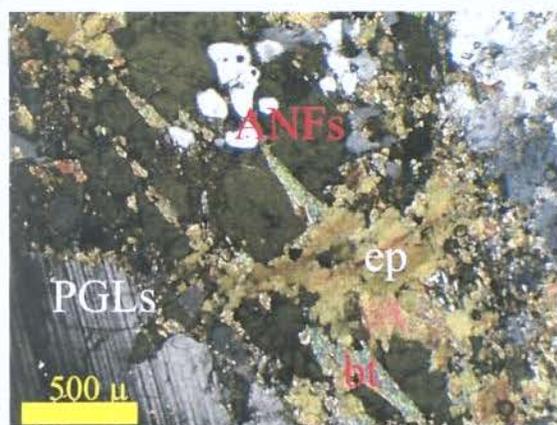
Figura 5.6 Bloco diagrama mostrando microestruturas e relação entre a zona de cisalhamento (falha Abancay) e a deformação do Plúton Abancay.

### 5.2.2 Zona pouco deformada ZPD

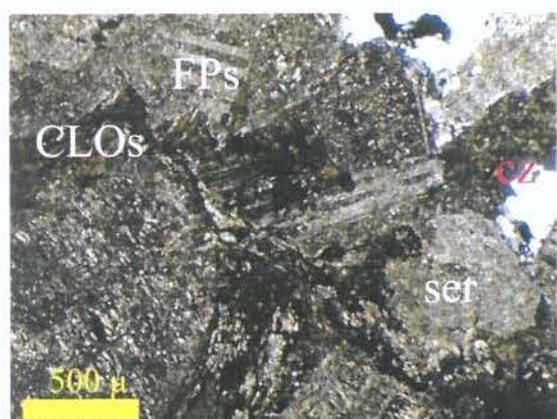
O tamanho desta zona é muito maior que a zona deformada ZD. A diminuição da intensidade da deformação nesta zona é aparentemente menor por ficar longe do limite norte do Plúton Abancay, onde tem-se as maiores deformações associadas à repercussão da falha Abancay. A taxa de deformação desenvolvida nesta zona pouco deformada ZPD é aparentemente muito menor em comparação à faixa deformada. As rochas formadas nesta zona não apresentam bandamento nem outros elementos de deformação típicos da faixa deformada. Petrograficamente tem-se metagranodioritos, metatonalitos, quartzomonzoleucogabros e ortognaises. Os

ortognaisses nesta zona são chamados assim por apresentarem plagioclásios alongados paralelo à foliação, quartzo recristalizado, com extinção ondulante, com bordas interdigitadas e alongados, cujo eixo maior é paralelo à direção da foliação e a suas características texturais (granular alotriomórfica) (Fotografias 5.10, 5.11).

A deformação nesta zona é de mais baixa intensidade em comparação ao observado na zona deformada ZD; está influenciada, além da deformação tectônica, também pela ação térmica do Batólito Abancay. Cinco amostras desta zona, observadas em lâmina, apresentam evidências de metamorfismo reconhecidas pela recristalização do quartzo, reorientação e fraturamento de plagioclásios e feldspatos, os quais encontram-se relativamente mais preservados que na anterior zona de deformação. Como processo final do metamorfismo formou-se veios de epidoto e cloritas, indicando a alta concentração de fluidos (Fotografia 5.10).



**Fotografia 5.10** Textura alotriomórfica equigranular. Notar o cristal alotriomórfico de anfíblio trocado por biotita. Na parte central inferior observa-se um cristal de biotita com inclusão de epidoto. Em direção à borda minerais de plagioclásio incipientemente sericitizados intercrescidos com quartzo. Fotomicrografia NX (Amostra Ab-43).



**Fotografia 5.11** Textura granular alotriomórfica. Observar a clorita acompanhada por sericita de aspecto fluidal parcialmente leucoxenizada. Em direção à borda ficam cristais de feldspatos moderadamente sericitizados e argilizados, também quartzo subgranulado. Fotomicrografia NX (Ab-39).

Mais para sul, onde a deformação não é aparente, têm-se rochas diferentes em composição dos metagranodioritos, metatonalitos e quartzomonzoleucogabros. Estas rochas

formam parte do Plúton Abancay e parecem corresponder a variações magmáticas dentro do corpo principal, de composição granodiorítica essencialmente.

### 5.3 Considerações Gerais da Deformação

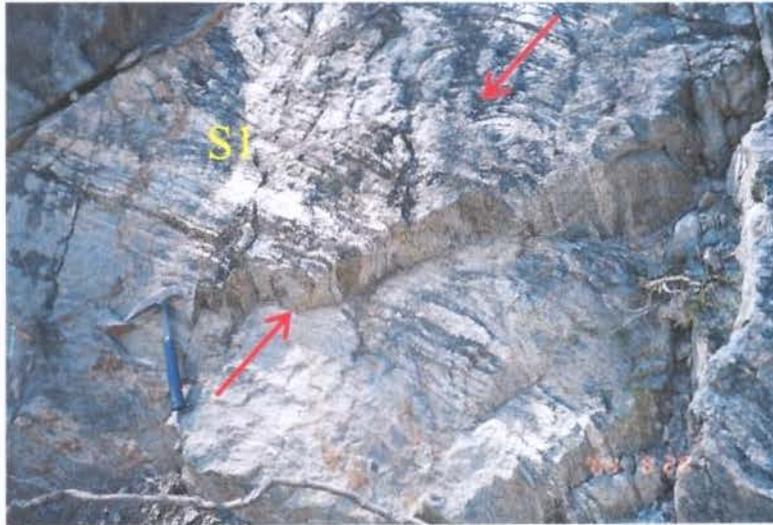
A deformação no estado-sólido no Plúton Abancay possivelmente está relacionada a movimentos tectônicos compressivos acontecidos durante a tectônica andina, o que gerou mudanças nas rochas originais. A região foi afetada severamente por eventos tectônicos, os mais importantes são: do Cretáceo tardio ao Plioceno (Marocco, 1975; Pecho, 1981; Cabrera et al., 1991; Carlotto et al., 1996) do Eoceno ao Oligoceno inferior (fase Incaica) e Oligoceno ao Mioceno (fase Quéchuá) (Perelló *et al.*, 2002). Os eventos tectônicos desses períodos caracterizam-se por sua natureza compressiva (Tabela 5.2). Nesses períodos ocorreram deformações intensas, chegando a formar dobras e falhas regionais, muita atividade ígnea e conseqüentemente, a formação da Cordilheira dos Andes peruanos.

No Plúton Abancay foram reconhecidas duas etapas de deformação D1 e D2, que são relacionadas às etapas de deformação de idade andina. A atividade da falha Abancay trouxe como conseqüência deformação e tensão das rochas da parte norte do Plúton Abancay. Esta falha foi ativada durante o Mesozóico (Carlotto *et al.*, 1998) e reativada durante deformação Andina (Jaillard & Santander, 1992; Benavides & Cáceres, 1999). Na atualidade, de acordo com os novos dados de campo, pode-se determinar que a falha Abancay apresenta um movimento de empurrão, onde verifica-se que as rochas do Plúton Abancay deslocou-se para NNW, gerando dobras assimétricas na foliação, como observa-se nas rochas da zona deformada ZD.

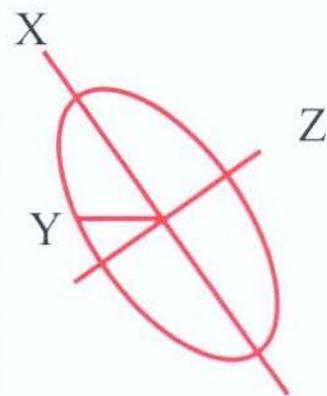
As estruturas desenvolvidas na faixa deformada (foliação e lineação) são conseqüências da fase de deformação D1 (Fotografia 5.6). A primeira fase de deformação D1, gerada devido a esforços compressivos, forma a foliação S1, onde plagioclásio, biotita e quartzo geralmente apresentam-se estirados e dispostos em bandas. A segunda fase de deformação D2 gera dobras assimétricas nas foliações minerais com vergência para norte, devido ao encurtamento transitório no plano de foliação principal (Fotografia 5.7). O eixo da dobra apresenta caimento para SW.

A orientação do elipsóide de deformação, no Plúton Abancay para a primeira fase de deformação D1, é: O eixo maior (x) apresenta uma orientação NW-SE, o qual indica o sentido de

maior estiramento. O eixo intermediário (y) é perpendicular ao eixo X e está contido no plano de foliação principal. Finalmente o eixo de maior encurtamento (z) com uma orientação NW-SE; representando o eixo de maior encurtamento e que guarda relação ao movimento de tipo empurrão da falha Abancay, a qual também apresenta vergência para norte.



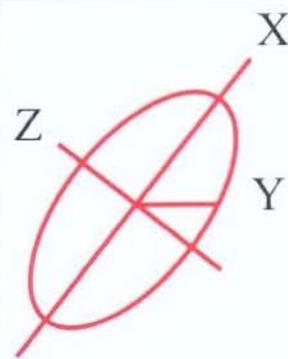
1° Fase D1



Fotografia 5.12 Ortognaisses bandados na zona deformada do Plúton Abancay. Fase de deformação D1 e foliação S1.



2° Fase D2



Fotografia 5.13 Microdobras no ortognaisse bandado da zona deformada na parte norte do Cerro Carpagiao. Fase de deformação D2.

#### 5.4 METAMORFISMO

O Plúton Abancay apresenta deformação muito semelhante ao Plúton Zongo – Zani de idade Triássico superior (225-222 Ma.) estudado por Bard *et al.*, (1974), na Cordilheira Real do oeste boliviano. A colocação deste granito é contemporânea à xistosidade e metamorfismo de baixa pressão, refletindo um alto fluxo de calor. Ambos os plutões estariam dentro do eixo do rifteamento do Permiano tardio – Liássico (Sempere *et al.*, 2002).

No Perú têm-se intrusivas plutônicas correspondentes ao magmatismo Permiano-Triássico, que ocorre na Cordillera Oriental, dentre os quais o Plúton Abancay é um exemplo. A característica dessas intrusivas é que durante sua colocação cortam rochas encaixantes formando uma auréola de metamorfismo de contato caracterizada pela presença de andaluzita-biotita e hornfels de biotita-cordierita (Carlier *et al.*, 1982). Alguns destes plutões Permo-Triássicos são transformados em ortognaisses. No Plúton Abancay não foi possível encontrar esta auréola de metamorfismo de contato, visto que, no limite norte seu emplacamento é controlado pela falha regional Abancay, que esta coberta por uma grossa camada de sedimentos Quaternários; o resto de seus limites está intrudido por um corpo plutônico muito maior conhecido como Batólito de Abancay de idade Eoceno médio a Oligoceno tardio (48-32 Ma)(Perelló *et al.*, 2002).

Na área de estudo, Marocco (1975), reporta um metamorfismo termal nas seqüências Mesozóicas da região devido ao Batólito de Abancay-San Miguel (Batólito Abancay) que afetou também o Plúton Abancay. Segundo Carlier *et al.*, (1982) o Plúton Abancay apresenta-se deformado em todos os níveis de observação: o quartzo está quebrado e recristalizado, enquanto os ferromagnesianos são reorientados e a foliação é dobrada. É considerado como uma intrusão pós-tectônica respeito à tectônica Hercínica (Paleozóico) a qual foi intensamente deformada no estado sólido.

Segundo as observações feitas neste estudo, em especial as características minerais e texturais do Plúton Abancay, verifica-se que o mesmo foi submetido a processos de fracionamento magmático associado a deformação e metamorfismo. Na segregação de minerais em bandas félsicas e máficas, é possível identificar microtexturas ígneas e metamórficas (foliações geradas por fluxo magmático e tectônico), que caracterizam os ortognaisses bandados na zona norte do plúton (zona deformada ZD).

Na zona deformada do Plúton Abancay evidencia-se a transição entre os processos finais de fracionamento magmático ocorridos em altas temperaturas ( $>700^{\circ}\text{C}$ ), e a deformação e metamorfismo em temperaturas mais baixas com mínimos da ordem ( $500^{\circ}\text{C}$ - $550^{\circ}\text{C}$ ). Aspectos microestructurais do quartzo evidenciam temperaturas ainda menores ( $300^{\circ}\text{C}$ - $450^{\circ}\text{C}$ ) o qual é compatível com o rompimento do plagioclásio e formação de albitização e sericitização como processo final de retrometamorfismo.

De acordo com a intensidade do processo tectono-metamórfico acontecido no Plúton Abancay, reconheceram-se duas zonas com diferenças de transformações metamórficas, que concordam com as duas zonas de deformação já mencionadas.

As rochas encaixantes da parte norte do Plúton Abancay afetadas possivelmente por metamorfismo de contato pelo Plúton Abancay encontram-se cobertas por espessos depósitos quaternários, e também afetadas pela falha Abancay. Ao Sul do Plúton Abancay tem-se rochas correspondentes ao Paleozóico indiferenciado, que possivelmente registam os efeitos do metamorfismo de contato. Estas rochas têm aparência de xistos e quartzitos, e também de vulcânicas.

#### **5.4.1 Rochas metamórficas da Zona deformada ZD**

A característica metamórfica que apresenta o Plúton Abancay é muito similar aos plútons reconhecidos em outras zonas na Cordilheira Oriental. Alguns granitóides Permiano-Triássicos apresentam deformações tectônicas e algumas vezes são eventualmente transformados em ortognaisses (Carlier *et al.*, 1982).

Nesta zona de deformação os ortognaisses mostram grande quantidade de bandas quartzo-feldspáticas bem estiradas e bandas de minerais máficos (Fotografias 5.1, 5.14); este bandamento foi formado durante o processo de fracionamento magmático associado à deformação gerando lugares de menor pressão e conseqüente migração do material magmático ainda em processo de cristalização; posteriormente aconteceu o metamorfismo.

A migração de minerais gera orientações em bandas devidas possivelmente a variações da pressão durante a deformação, em função de diferenças de competências e altas temperaturas.



**Fotografia 5.14** Bandamento de minerais félsicos e máficos na faixa da zona deformada ZD.

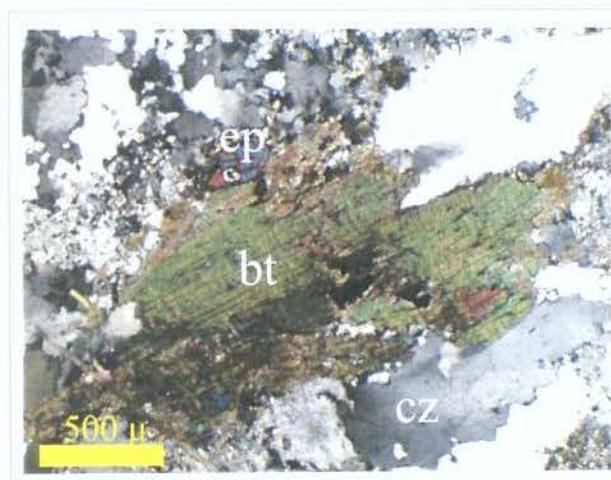
A presença de ortognaisses anfibolíticos e ortognaisses quartzo-feldspáticos, normalmente deveria indicar um metamorfismo regional de alto grau, mas não é o caso, já que nas rochas encaixantes não evidenciam estas condições, fato que leva a interpretar que a temperatura alta mostrada durante a evolução tectono-metamórfica, resulta do próprio corpo intrusivo, evidenciando que a gnaissificação ocorreu logo a seguir a cristalização magmática (durante o resfriamento do corpo intrusivo); então as rochas aqui formadas obedecem a uma diferenciação ou pré-concentração de minerais máficos e félsicos em espessas bandas. Devido a suas características texturais e principalmente minerais, pode-se observar que estas rochas ainda preservam suas texturas ígneas iniciais em algumas bandas, e que mostram reorientação dos minerais dentro de um processo de transição entre magmático e metamórfico. No estudo das lâminas delgadas pode-se verificar uma variação textural a partir de um protólito ígneo, além disso, observam-se também em alguns setores, texturas ígneas preservadas nos cristais de plagioclásio, mesmo os orientados. O Plúton Abancay posteriormente em idades Andinas, foi afetado por um metamorfismo térmico regional gerado pelo Batólito de Abancay de idade Eoceno-Oligoceno.

No processo de evolução tectono-metamórfica, em um estado final de retrometamorfismo formou-se sericita. Nesta etapa ocorrem também abundantes veios de epidoto, às vezes com leucoxênio de aproximadamente 1 mm de espessura, que refletem a alta concentração de fluidos durante o processo de retrometamorfismo. O epidoto também se apresenta em pequenos grãos alotriomórficos e em agregados evidenciando a abertura de espaço por onde passam fluidos mineralizantes.

A clorita encontra-se disposta também em veios, cortando a foliação principal; encontra-se associada ao anfibólio crenulado e pode, estar associada a leucoxênio. A biotita encontra-se substituída por clorita. O quartzo ocorre recristalizado, com formas alongadas no plano da foliação principal e mostrando uma textura concertal.

#### 5.4.2 Rochas metamórficas da zona pouco deformada ZPD

Considerada como a segunda zona de deformação e metamorfismo, a ZPD é caracterizada por metagranodiorito, metatonalito, quartzomonzoleucogabro e ortognaisses. O metagranodiorito caracteriza-se por apresentar principalmente plagioclásio, quartzo e biotita, entre outros. O plagioclásio apresenta-se alotriomórfico a hipidiomórfico e moderadamente alterados para sericita e argilominerais. O quartzo apresenta extinção ondulante e forma agregados, onde os cristais apresentam uma textura parecida a concertal; estas evidências de recristalização, mais a orientação das micas, evidenciam modificações mineralógicas e texturais resultante do efeito térmico, possivelmente, do Batólito de Abancay (Fotografia 5.15).



**Fotografia 5.15** Textura lepidoblástica. Cristal de biotita acompanhado por cristais de epidoto. Na borda o quartzo apresenta uma textura concertal, em alguns pode-se observar a extinção ondulante e subgrãos. Fotomicrografia NX.

O epidoto ocorre em pequenos grãos alotriomórficos dispostos em agregados associados a biotita e anfibólio e em veios associados a carbonatos, quartzo e feldspatos. A clorita apresenta-se ligeiramente dobrada, também disposta em agregados e em finos veios de aspecto fluidal, geralmente com leucoxênio.

A biotita apresenta-se incipientemente cloritizada e leucoxenizada, às vezes poiquilítica com inclusões entrecruzadas de rutilo acicular e zircão idiomórfico.

Algumas vezes pode-se observar cloritas ligeiramente microdobradas e outras vezes dispostas em agregados, e em finos veios de aspecto fluidal, geralmente com débil leucoxênio; estas características das cloritas evidenciam a susceptibilidade deste mineral a ação de temperatura e deformação durante o metamorfismo.

As rochas ortognáissicas na ZPD são consideradas assim devido à composição de plagioclásios, feldspatos potásicos, quartzo e biotita como minerais principais e também à sua textura metamórfica (granolepidoblástica) pouco desenvolvida preservando ainda o aspecto ígneo. Estas rochas ortognáissicas não apresentam o bandamento, o qual é característico nas rochas da zona deformada ZD.

---

## Capítulo 6

### GEOCROLOGIA E EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO PLÚTON ABANCAY.

A geocronologia determina os intervalos de tempo na escala geológica mediante métodos de datação absoluta ou relativa. Os métodos de datação absoluta implicam o emprego de elementos radioativos e o conhecimento de seus períodos de desintegração determina a idade real da rocha.

A finalidade primordial da geocronologia moderna é a obtenção da idade do evento ou formação de um mineral ou rocha, utilizando produtos intermediários ou finais resultantes de um determinado radionuclídeo, de meia-vida compatível com o evento. É possível obter-se ainda valiosas informações sobre a origem e evolução de segmentos da crosta (Almeida, 2003).

A utilização de métodos geocronológicos permitiu a abordagem de amplo espectro de questões no Plúton Abancay. Estas incluem a datação de diferenciação manto-crosta com idade modelo Nd ( $T_{DM}$ ), a idade cristalização com método U-Pb em cristais de zircão, e o relacionamento com o tectonismo acontecido na região.

O propósito principal do presente estudo foi a elaboração de um quadro evolutivo que integrasse os diversos eventos geológicos dentro de um diagrama de evolução isotópico. Este tema interessa ao entendimento da evolução do Plúton Abancay, na medida em que novos dados, bastante precisos, permitem conhecer ainda mais a relação com a natureza dos fenômenos tectônicos associados.

Em anos anteriores, na área de interesse e adjacências, fez-se datações radiométricas, por outros pesquisadores no batólito Abancay e do Plúton Abancay, pelos métodos K-Ar e U-Pb (Tabela 6.1).

Uma idade radiométrica do batólito Abancay deu  $39.8 \pm 1.5$  Ma (K-Ar) (Perelló *et al.*, 2002), que posiciona a idade deste batólito no Eoceno. O Plutão Abancay, como já citado, tem uma datação U-Pb em zircão de  $222 \pm 7$  Ma (Lancelot *et al.*, 1978), correspondendo ao Triássico superior. A grande diferença de idades permite evidenciar que na zona temos dois eventos magmáticos importantes e relacionados a processos tectônicos diferentes.

A região foi afetada por vários eventos tectônicos: Cretáceo tardio a Plioceno (Marocco, 1975; Pecho, 1981; Cabrera, *et al.*, 1991; Carlotto *et al.*, 1996b); do Eoceno ao Oligoceno (fase Incaica) e Oligoceno a Mioceno (fase Quéchua) estão os pulsos mais importantes da orogenesis andina (Perelló *et al.*, 2002) (Tabela 6.1).

Região	Unidade	Método	Idade (Ma.)	Observação	Referências
Sul de Perú: Cordilheira Oriental	Batólito Abancay	K-Ar anfibólio	39.8 ± 1.5 Ma.	COTKART 02	Perelló <i>et al.</i> (2002)
Cordilheira Oriental	Batólito Abancay	K-Ar	35.1 ± 3.1 Ma.		Carlotto (1998)
Cordilheira Oriental- Cordilheira Occidental	Intrusivo tectonizado Abancay	U-Pb zircão	222 ± 7 Ma.	P465	Lancelot <i>et al.</i> (1978)(?)
Bolivia:					
Cordilheira Oriental- Cordilheira Occidental	Plúton Zongo-Yani	U-Pb 2-mica	222.2 ± 7.7/-9.1 Ma	Facies foliadas fortes	Farrar <i>et al.</i> (1990)
Cordilheira Oriental- Cordilheira Occidental	Plúton Zongo-Yani	U-Pb 2 mica	225.1 ± 4.1/-4.4 Ma.	Facies foliadas fracas	Farrar <i>et al.</i> (1990)

TABELA 6.1 IDADES ISOTOPICAS CITADAS NO TEXTO.

## 6.1 MÉTODO URANIO-CHUMBO (U-Pb)

O método geocronológico U-Pb, nos últimos 30 anos, teve um grande avanço. Foram dois motivos os responsáveis para que este desenvolvimento ocorresse: modificações nas técnicas de obtenção química do U e Pb e depois o aumento de laboratórios e técnicas aplicadas à datação U-Pb. Isto possibilitou a datação de novos minerais acessórios, pelos quais se pode estabelecer um número maior de eventos geológicos com maior precisão (Heaman & Parrish, 1991).

O emprego de minerais portadores de U em determinações geocronológicas é definido por vários critérios, primeiro a retentividade para U e Pb, segundo o conteúdo em Pb comum inicial e ocorrência do mineral em diferentes tipos de rochas. O zircão é o mineral mais utilizado, mas há outros como titanita, badeleyita, apatita, monazita, rutilo, uraninita, granada, etc (e.g. Heaman & Parrish 1991). Os minerais já mencionados providenciam informação sobre as condições do evento termal e/ou de seu resfriamento.

As datações pelo método U-Pb em zircões ou em outros minerais, são consideradas como as melhores estimativas da cristalização de rochas meta (ígneas), ou informam duplamente sobre a idade do metamorfismo e a dos protólitos ou do material fonte (Trindade, 2004).

A análise do método U-Pb, mediante o diagrama concórdia, que utiliza  $^{206}\text{Pb}_{\text{Rad}}/^{238}\text{U}$  vs.  $^{207}\text{Pb}_{\text{Rad}}/^{235}\text{U}$ , parte do princípio de que, em sistemas fechados e não perturbados por eventos posteriores, as duas idades devem ser concordantes com os pontos analíticos dispostos ao longo da curva concórdia. Entretanto em muitos casos, principalmente com zircões, os pontos obtidos com várias populações são discordantes, e quando estes pontos ficam abaixo da curva concórdia implica que o sistema foi aberto. Nesse caso o alinhamento destes pontos define uma reta que intercepta a curva concórdia em dois pontos, denominados de intercepto superior, que indica a idade provável de cristalização, e um intercepto inferior que pode significar um evento metamórfico quando a perda de Pb é episódica, ou não ter significado geológico quando a perda de Pb é contínua (Trindade, 2004).

#### 6.1.1 *Monazita e Zircão*

Monazita é um mineral que se encontra amplamente distribuído como acessório em granitos e pegmatitos, assim como em gnaisses e carbonatitos, e concentrado em areias aluviais. Dentro da grande variedade de rochas ígneas em que se encontra, é bem mais comum, ou mesmo característica de granitóide tipo S ou rochas derivadas da fusão parcial de crosta continental. A monazita possui alta susceptibilidade magnética e é comumente ser encontrada como cristais pardos, pardo vermelho a laranja e verde (Almeida, 2003).

Como características isotópicas e químicas da monazita, destacam-se o conteúdo de altos valores de U(282-123.7300ppm), razões U-Th (60.000ppm) extremamente altas e valores de Pb comumente < 1ppm (Almeida, 2003).

O zircão, bem como monazita, é um mineral que ocorre em rochas ígneas (granitos, sienitos e pegmatitos), metamórficas (a exemplo gnaisses e xistos) e concentra-se em arenitos detríticos em rios e praias. O zircão comumente apresenta uma cor castanho claro, mas às vezes é cinza, amarelo ou incolor.

A forte concentração em U no zircão pode danificar a estrutura cristalina do mineral, fenômeno que caracteriza a metamictização, e, então o sistema isotópico poderá ser aberto principalmente pelo metamorfismo.

### 6.1.2 *Considerações na preparação das amostras*

A preparação das amostras para análise isotópica foi feita nos laboratórios do IGE-UNICAMP/Campinas e DPM-UNESP/Rio Claro.

Para os estudos isotópicos, o desenvolvimento das etapas de digestão das amostras foram realizadas no laboratório intermediário de geoquímica isotópica do DPM – IGCE/UNESP e as análises U-Pb e Sm-Nd no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB).

### 6.1.3 *Minerais acessórios na datação U-Pb.*

Os minerais usados em datação de U-Pb incluem zircão, monazita, titanita, badeleyita e rutilo que podem dar informações sobre o tempo do metamorfismo ou tempo da intrusão ígnea e a estimativa da história de resfriamento da orogênese. Neste trabalho foram separados grãos de monazita-granada e zircão para datação U-Pb, com a finalidade de obter, respectivamente, informações sobre a idade do metamorfismo e cristalização do Plúton Abancay. O análise para obter a idade do metamorfismo a partir dos dados da monazita e granada ainda não foi possível no laboratório da UnB feito, devido à alta demanda de análises na UnB. De todo caso, estes dados serão incorporados ao artigo final.

## 6.2 MÉTODO SAMÁRIO-NEODÍMIO (Sm-Nd)

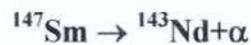
O desenvolvimento do método Sm-Nd em materiais terrestres iniciou-se na década de 70, a partir de estudos de meteoritos e rochas lunares (Lugmair *et al.*, 1975a e b; Nakamura *et al.*, 1976).

Com a melhor compreensão do comportamento dos isótopos de Sm e Nd nos processos geológicos e de suas características geoquímicas no manto superior e na crosta continental, a sistemática Sm-Nd tem se mostrado uma importante ferramenta para os estudos de evolução

crustal, permitindo determinar, além de outras coisas, os grandes períodos de acreção continental (Sato *et al.*, 1995).

O Sm e o Nd são dois elementos terras raras (ETRS) ou lantanídeos, com raios iônicos bastante próximos (0,96 e 1,0 Å), e mesma valência (carga +3), o que os tornam praticamente elementos isoquímicos. Este fato resulta em razões Sm/Nd pouco diferenciadas, variando de 0,1 a 0,37 em rocha total e nos diversos minerais constituintes das rochas.

Segundo Faure (1986) o Sm tem sete isótopos estáveis e naturais. O samário radioativo  $^{147}\text{Sm}$  decai para o isótopo estável de neodímio  $^{143}\text{Nd}$  pela emissão de partículas alfa ( $\alpha$ ), através da reação:



O Nd também tem sete isótopos estáveis. A abundância dos isótopos de Nd nas rochas e minerais muda com o tempo devido à formação do isótopo radiogênico  $^{143}\text{Nd}$ .

O Sm e o Nd são encontrados em quase todas as rochas, em geral substituindo os elementos de íons grandes. Ocorrem principalmente nos clinopiroxênios, anfibólios, granadas, micas e feldspatos, que constituem os principais minerais a serem analisados por este método. Em alguns casos os ETR são concentrados, como constituintes principais de alguns minerais acessórios de rochas graníticas, como por exemplo, allanita, monazita, xenotímio, columbita-tantalita, fluorita, scheelita e cassiterita. Quando o sistema rocha total é enriquecido nestes minerais acessórios pode ocorrer um fracionamento de Sm e Nd com a diferenciação magmática, modificando substancialmente a razão Sm/Nd (Pimentel & Charnley, 1991; Corey e Chatterjee, 1990).

O método Sm-Nd permite obter-se idades através de diagramas isocrônicos em rocha total ou em concentrados de minerais e, também por meio de idades modelos.

### 6.2.1 Idade isocrônica em rocha total.

O princípio das isócronas Sm-Nd é o mesmo daquele utilizado para o Rb-Sr, ou seja, quando o sistema inicia-se em  $T=0$ , todos os minerais da rocha têm a mesma razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e diferentes razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , e com o passar do tempo geológico, à medida que esta última razão decresce, a primeira aumenta (Sato *et al.*, 1995).

Pelo fato do Sm e o Nd possuírem comportamentos geoquímicos semelhantes não é fácil obter-se rochas cogenéticas com diferenças significativas na razão Sm/Nd para se conseguir uma boa distribuição dos pontos analíticos ao longo da isócrona. Entretanto, quando se consegue obter amostras cogenéticas com diferenças composicionais significativas (ácidas, intermediárias e básicas, por exemplo), torna-se possível à obtenção de isócronas, de uma maneira semelhante ao método de datação por Rb-Sr.

O significado geológico das idades isocrônicas Sm-Nd em rocha total é similar ao significado das idades isocrônicas Rb-Sr em rocha total, ou seja, idade de cristalização de rochas ígneas e metamórficas.

A vantagem em se aplicar o método Sm-Nd é que como esses elementos são pouco móveis em escala de rocha total, o sistema Sm-Nd dificilmente é perturbado por eventos geológicos superpostos.

#### 6.2.2 *Idade isocrônica em minerais*

Diferentes minerais de uma mesma rocha permitem a obtenção de isócronas porque suas razões Sm/Nd são distintas. Neste caso é mais fácil de se obedecer a premissa de cogeneticidade das amostras utilizadas no diagrama isocrônico. Em geral são utilizados concentrados de granada, clinopiroxênio, anfibólio, plagioclásio e mica.

A razão Sm-Nd pode se modificar durante a reciclagem crustal, especialmente quando há retenção de minerais que fracionam fortemente o Sm do Nd como é o caso de granada.

A idade obtida deve ser interpretada como a época de cristalização da paragênese mineral datada. No caso das rochas ígneas, a idade será a da cristalização magmática e, no caso de rochas metamórficas, se a paragênese mineral for aquela gerada durante o episódio metamórfico, a idade obtida será relativa a este evento, considerando-se que o Sm e o Nd se redistribuem durante processo de recristalização metamórfica. Portanto, é muito importante analisar minerais gerados dentro de um mesmo evento. No caso das rochas polimetamórficas ou retrometamorfizadas, não se pode utilizar minerais de paragêneses distintas na obtenção de idades com significado geológico.

### 6.2.3 Idades modelos.

A modificação mais significativa da razão Sm/Nd ocorre no evento de diferenciação manto-crosta, e a partir do magma mantélico incorporado na crosta a razão Sm/Nd se modifica apenas por decaimento radioativo, independente dos eventos crustais que este material tenha sofrido durante a sua história geológica (Sato *et al.*, 1995).

A idade modelo ( $T_{DM}$ ) pelo método Sm-Nd é calculada com base no fato de que uma linha de evolução uniforme para a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  pode ser definida tanto para regiões de origem de crosta continental como de crosta oceânica basáltica (De Paolo e Wasserburg, 1976). A variação mais importante da razão Sm/Nd ocorre por processos de fusão parcial e/ou por cristalização fracionada. Pela variação na razão Sm/Nd, é possível conhecer a época em que um magma parental de qualquer rocha se diferenciou do manto superior, independente dos processos geológico que ela tenha sofrido (Sato & Tassinari, 1997).

Dois modelos de evolução isotópica de Nd para o manto superior são usados: (i)  $T_{CHUR}$  que é baseada na relação da razão Sm/Nd da rocha analisada com as de um reservatório comum de condritos (CHUR – *Chondritic Uniform Reservoir*) e (ii)  $T_{DM}$  que é baseado na relação da razão Sm/Nd da rocha analisada com a do manto empobrecido DM (Depleted Mantle). Ambas podem ser calculadas pela regressão da razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  das amostras analisadas para encontrar a época na qual estas idades são iguais ao CHUR ou DM (manto empobrecido) (Trindade, 2004).

A razão Sm/Nd, na escala de rocha total, não varia significativamente durante processos crustais, como fusão parcial, eventos metamórficos de qualquer natureza, diagênese e alterações hidrotermais. O principal evento que poderia modificar a razão Sm/Nd de uma forma importante, exceto em alguns casos, seria o processo de diferenciação manto-crosta. Por tanto quando um magma é extraído do manto superior ocorre uma modificação da razão Sm/Nd, e a partir deste instante, com o magma já incorporado a crosta continental, poderá ocorrer qualquer evento geológico, que esta razão não será modificada de forma importante (Sato *et al.*, 1995).

A diferenciação manto-crosta permite datar, para qualquer rocha, a época em que seu magma progenitor (protólito crustal) diferenciou-se do manto superior, independentemente dos processos que ela tenha sofrido. Por exemplo, a figura 6.1 mostra uma evolução isotópica de Nd para rocha tonalítica que se diferenciou do manto há 3.5 Ga, e há 2.0 Ga sofreu um evento

metamórfico originando um ortognaisses, que há 0,5 Ga sofreu um processo de fusão parcial originando um magma granítico, ao datarmos hoje este granitóide pelo método isocrônico Sm-Nd teremos uma idade de 0,5 Ga., mas se calcularmos a idade modelo teremos uma idade próxima a 3,5 Ga, que representaria a época de diferenciação mantélica do protólito crustal do granitóide.

Segundo Sato e Tassinari (1977) as idades modelos em alguns casos podem não ter significado geológico. Isto acontece quando o magma parental da rocha datada foi extraído de um manto enriquecido ou com alta razão  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ . Também outro fator que pode modificar ou alterar idades modelos Sm-Nd são teores elevados de minerais que tem altas concentrações de elementos terras raras leves como allanita e monazita (Tabela 6.2). Segundo Pimentel & Charnely (1991), os altos teores desses minerais são consequência de um empobrecimento progressivo do magma residual e um consequente aumento na razão Sm/Nd, fornecendo idades modelo fora da realidade. Para rochas granitóides que não sofreram fracionamento, os valores das razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  das amostras tem que ficar entre 0,09 e 0,125. Rochas básicas, normalmente, se foram fracionadas, estes valores são  $> 0,12$  (Trinidade, 2004). Segundo Sato e Tassinari (1997) quando a rocha apresenta fracionamento, é necessário que se recalcule o valor de  $T_{\text{DM}}$  com a equação:

$$T_{\text{DM}2} = 1/\lambda \ln \{ 1 + \{ N_m - (N_c + (RT_1 - RT_2) \cdot (e^{\lambda t} - 1)) / (R_m - RT_1) \} \}$$

Onde,  $\lambda$  é a constante de desintegração do  $^{147}\text{Sm}$  para  $^{144}\text{Nd}$ ,  $N_m$  é o valor de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  atual de DM,  $N_c$  é o valor  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  atual da amostra,  $RT_2$  é o valor  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  da amostra,  $RT_1$  é o valor  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  estimado, geralmente a média crustal que é  $0,11 \pm 0,01$  ou a média das amostras da região que não apresentarem fracionamento e  $R_m$  é o valor  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  de DM atual e  $t$  é a idade de cristalização da rocha obtida pelo método U/Pb.

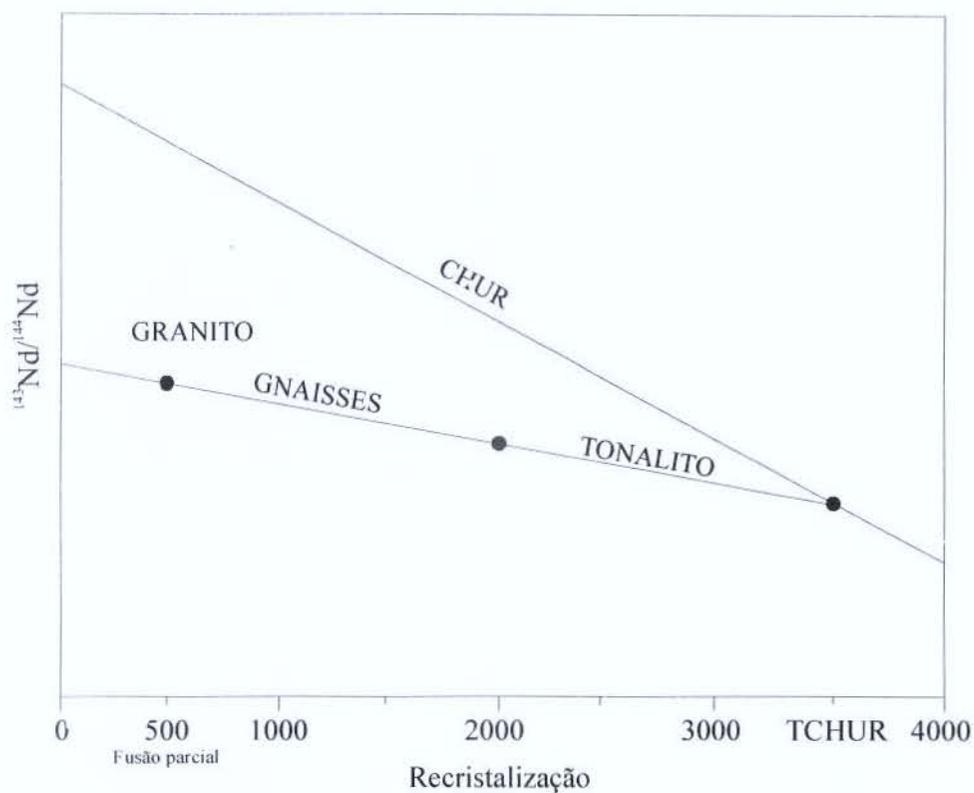


Figura 6.1 Diagrama de evolução isotópica da razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  em função do tempo. O CHUR corresponde a manto como reservatório uniforme condritico. Na interseção da linha de evolução do manto (CHUR) com a linha de evolução de uma amostra crustal (granito) obtém-se a idade modelo TCHUR=3500 Ma. Que corresponde à época da diferenciação do magma do manto para crosta. Este material diferenciado sofreu um processo de recristalização há 2000 Ma. Associado a um evento metamórfico de alto grau e que por sua vez sofreu uma fusão parcial a 500 Ma. (fonte: Sato *et al.*, 1995).

Tabela 6.2 Alguns dos principais minerais formadores de rochas com suas concentrações de Sm e Nd e as razões Sm/Nd (Faure, 1986).

Mineral	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm/Nd
Olivinos	0.07	0.36	0.190
Clinopiroxênios	3.34	9.09	0.367
Anfibólios	6.03	17.30	0.347
Biotitas	37.0	171.5	0.215
Feldspatos potássicos	3.77	26.00	0.14
Plagioclásios	0.541	1.85	0.292
Granada	1.17	2.17	0.539
Apatita	223.00	718.00	0.31
Monazita	15.000.00	83.000.00	0.17

Segundo Sato *et al.*, (1995), os fatores que impossibilitam obter uma idade modelo real são: primeiro quando o manto que produziu o magma parental da rocha estudada é de tipo EMORB (manto enriquecido) ou HIMU (manto com alta razão)  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ . Este tipo de manto possui uma distribuição restrita em relação ao manto empobrecido, e, além disso, para épocas antigas, a diferença composicional entre os dois tipos de manto era muito pequena. Com o passar do tempo geológico esta diferença começou a se acentuar devido ao aumento dos processos de subdução de crosta oceânica. O segundo fator que pode alterar idades Sm-Nd, modelo ocorre ao se datar rochas granitóides fortemente enriquecidos em minerais que concentram seletivamente, os elementos terras raras leves como as alanitas e monazitas. Por tanto não é recomendada a utilização de idades modelos em granitóides enriquecidos em alanita e monazitas (Sato, *et al.*, 1995). O terceiro fator que pode produzir uma idade modelo Sm-Nd que não corresponde ao processo de diferenciação mantélica do protólito crustal da rocha estudada, ocorre quando se trabalha com rochas derivadas de fusão parcial de sedimentos heterogêneos provenientes de diversas fontes. O resultado obtido seria uma idade intermediária entre os diversos episódios de diferenciação manto-crosta que geraram os protólitos das rochas fontes dos sedimentos. A idade obtida seria mais próxima daquele evento que gerou a rocha fonte que teve participação mais significativa no processo de formação da rocha sedimentar estudada.

#### 6.2.4 O parâmetro Epsilon Neodímio ( $\epsilon Nd$ ).

A introdução da notação  $\epsilon Nd$  foi feita por DePaolo (1981) e DePaolo e Wasserburg (1976) para facilitar a interpretação dos dados de  $^{143}Nd/^{144}Nd$  obtidos em rochas vulcânicas basálticas derivadas de fonte mantélica. O parâmetro  $\epsilon Nd$  é uma comparação da razão  $^{143}Nd/^{144}Nd$  da amostra estudada para a época de sua formação ( $\epsilon^1CHUR$ ), ou de seu valor atual ( $\epsilon^0CHUR$ ), com um reservatório condritico uniforme padrão (CHUR) no presente. Esse valor seria representativo da Terra Global nesse tempo.

Se na época de cristalização da rocha seu magma progenitor tiver uma razão  $^{143}Nd/^{144}Nd$  mais elevada que o condrito (CHUR), o valor de  $\epsilon Nd(t)$  é positivo, significando que a fonte deste magma possuía a razão Sm/Nd mais elevada que o condrito, ou seja, a fonte seria o manto superior. Se o magma parental possuía uma razão  $^{143}Nd/^{144}Nd$  menor que a do condrito (CHUR), o valor de  $\epsilon Nd(t)$  é negativo e, portanto, a fonte destas rochas tinha uma razão Sm/Nd menor que o condrito, implicando que o magma é de origem crustal (Sato *et al.*, 1995). Com isso, este parâmetro vem sendo usado como um excelente indicador petrogenético.

Em geral, considera-se que o sistema isotópico Sm-Nd não sofre reequilíbrio por eventos termiais posteriores a sua diferenciação manto-crosta. Segundo Sato & Tassinari (1997) o Sm e o Nd são pouco solúveis em água, fazendo com que sejam resistentes aos processos de lixiviação e a alterações intempéricas. Porém vários estudos demonstram que o sistema Sm-Nd em algumas condições pode ser afetado, principalmente frente a eventos metamórficos com grande participação de fluidos hidrotermais (e.g. Tourpin *et al.*, 1991; McCulloch & Black, 1984; Black & McCulloch 1987, Frost & Frost 1995).

### 6.3 GEOCROLOGIA DO PLÚTON ABANCAY.

O Plúton Abancay é um corpo plutônico composto de ortognaisses, metagranodioritos e metatonalitos de idade Triássico Superior.

Devido às características texturais deste plutão como orientação de seus minerais e alternância de bandas máficas e félsicas, este plutão foi interpretados como formado por rochas metamórficas de idade Pré-Cambriana (Marocco, 1975).

Para o estudo isotópico do Plúton Abancay foram selecionadas 6 amostras distribuídas dispersamente na área de estudo; das amostras selecionadas, 4 representam à zona deformada ZD e as outras 2 à zona pouco deformada ZPD. 5 destas amostras foram submetidas à análise Sm-Nd para determinar a idade TDM e 2 amostras foram analisadas para determinar a idade de cristalização da rocha pelo método U-Pb em zircão (Figura 6.2, tabelas 6.3, 6.4, 6.5).



**TABELA 6.3 RESUMO DO ESTUDO PETROGRÁFICO DAS AMOSTRAS COM ANÁLISE GEOCRONOLÓGICA**

CODIGO	LOCALIZAÇÃO	ESTUDO MICROSCÓPICO	CLASSIFICAÇÃO MINERALÓGICA	OBSERVAÇÕES
Ab-3	8484444 N 725486 S Rio Pachachaca	SI	Ortognaisse com biotita-quartzo-plagioclásio	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Rocha mesocrática cristaloblástica subequigranular de grão médio, os minerais brancos estão representados por plagioclásios, em menor proporção quartzo e feldspato potássico. Os minerais máficos estão compostos por biotita e anfíbolo. Grau de coesão alto. Observa-se lineação dos minerais.</li> <li>- O afloramento desta amostra corresponde à ZPD e encontra-se formando parte das rochas transicionais, perto das rochas ortognáissicas bandadas.</li> </ul>
Ab-63	8490457 N 731725 S Rio Paruchala	NO	Ortognaisse com quartzo-plagioclásio	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Rocha de cor branco acinzentada, fanerítica de grão médio a grosso com grão visível de plagioclásios e quartzo (branco) intercedido com grãos de anfíbolo e biotita (pretos). A amostra apresenta um ligeiro alinhamento dos cristais de plagioclásios. Grau de coesão alto. Foliação mal definida.</li> <li>- O afloramento desta amostra apresenta-se na ZD, onde a maior parte dos afloramentos apresentam finos bandamentos de minerais félsicos e máficos.</li> </ul>
Ab-65	8486258 N 739398 S Fregia Runtococha	SI	Granodiorito	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Rocha leucocrática holocristalina equigranular de grão médio, composta de cristais de feldspato e quartzo. A presença de ferro-magnesianos é quase ausente e é representada por biotita. A fratura é irregular e o grau de coesão alto.</li> <li>- Este afloramento encontra-se no leste do Plutão Abancay e próximo ao contato com as rochas plutônicas do Batólito Abancay.</li> </ul>
Ab-71a	8490690 N 734248 S Localidade Capulloc	SI	Ortognaisse com anfíbolo-plagioclásio	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Rocha de cor cinzenta fanerítica de grão fino, os minerais máficos são compostos por anfíbolo, e biotitas ligeiramente orientadas. Como mineral félsico aparece o plagioclásio, que também apresentase incipientemente orientados segundo a foliação principal.</li> <li>- Esta amostra localiza-se no limite da zona deformada ZD com a zona pouco deformada ZPD.</li> </ul>
Ab-71b	8490690 N 734248 S Localidade Capulloc	SI	Ortognaisse anfíbolo-senitizado	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Rocha fanerítica leucocrática a mesocrática, de cor cinza claro. Os minerais leucocráticos são representados por plagioclásios, quartzo e os minerais mesocráticos estão compostos por anfíbolo, biotitas e cloritas. Fratura irregular e alto grau de coesão.</li> <li>- Esta amostra representa parte da zona deformada e localiza-se no limite com a zona pouco deformada ZPD.</li> </ul>
Ab-72	8492486 N 731427 S Vale Simple	SI	Ortognaisse anfibolítico	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Rocha de cor verde acinzentado, fanero-fanerítica. A amostra apresenta zonas verde escuras, observa-se o tamanho afanítico dos minerais máficos e outras mais claras onde observa-se minerais de feldspato de grão fino. Finos veios cor verde-amarelo (ep-LCX) de aspecto fluidal, alguns paralelos a foliação e outras cruzando a foliação.</li> <li>- O afloramento desta amostra encontra-se na ZD, sendo as rochas predominantemente de composição máfica.</li> </ul>

### 6.3.1 Resultados geocronológicos

Na área de exposição na zona deformada ZD do Plúton Abancay foram coletadas quatro amostras para análise geocronológica Sm-Nd e U-Pb: Ab-63, Ab-71a, Ab-71b e Ab-72 (Tabelas 6.4, 6.5). Nesta zona as amostras apresentam geralmente bandamento de minerais félsicos e máficos muito característicos (Fotografia 5.1). A amostra Ab-72 é do ortognaisse anfibolítico onde tem-se maior presença de minerais máficos. Da zona pouco deformada (ZPD) foram coletadas duas amostras para análise geocronológica Sm-Nd e U-Pb: Ab-3, Ab-65 (Tabelas 6.4, 6.5).

Na zona deformada ZD, o ortognaisse (Ab-63) foi analisado pelo método U-Pb em zircão, tendo-se a idade de cristalização do Plúton Abancay, obtida a partir da análise três frações de zircão. No diagrama concórdia tem-se o alinhamento dos pontos definindo um intercepto superior que determina a idade de cristalização do Plúton Abancay há  $216 \pm 1.3$  Ma com um MSWD = 0,043 (Figura 6.3). As idades modelo ( $T_{DM}$ ) (Ab-71a, Ab-71b, Ab-72) estão entre 789 a 1020 Ma, indicando que o processo de diferenciação manto-crosta do magma parental se deu do Neoproterozóico a Mesoproterozóico (Figura 6.6). A figura 6.5, mostra também parâmetros  $\epsilon_{Nd}$  negativos, indicando que a fonte do magma é crustal ou sofreu contaminação de material crustal.

Na zona pouco deformada ZPD foi coletada a amostra Ab-3 que teve quatro frações de zircão analisadas pelo método U-Pb, e que definiram uma idade de cristalização de  $224 \pm 0,92$  Ma com um MSWD = 0,035 (Figura 6.4). A idade modelo ( $T_{DM}$ ) (Ab-65) com 891 Ma., indica uma diferenciação manto-crosta no Neoproterozoico e também uma origem crustal (Figura 6.5) ou contaminação crustal.

Tabela 6.4 - Amostras para análise isotópica Sm-Nd e idades modelo ( $T_{DM}$ ) das rochas do Plúton Abancay. (\* Recálculo de idades modelos mediante a fórmula).

Amostra	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ( $\pm 1\sigma$ )	$\epsilon(0)$	$T_{DM}$	$T_{DM2}^*$
Ab-3	2,597	13,617	0,1153	0,512486 $\pm$ 9	-2,96	864	
Ab-65	1,496	8,722	0,1037	0,512401 $\pm$ 9	-4,63	891	
Ab-71a	2,704	10,843	0,1507	0,512401 $\pm$ 7	-2,79	1312	989
Ab-71b	4,227	23,740	0,1076	0,512497 $\pm$ 12	-2,75	789	
Ab-72	5,788	23,765	0,1472	0,512465 $\pm$ 7	-3,37	1311	1020

$$*T_{DM2} = 1/\lambda \ln \{ 1 + \{ Nm - (Nc + (RT1 - RT2) \cdot (e^{\lambda t} - 1)) / (Rm - RT1) \} \}$$

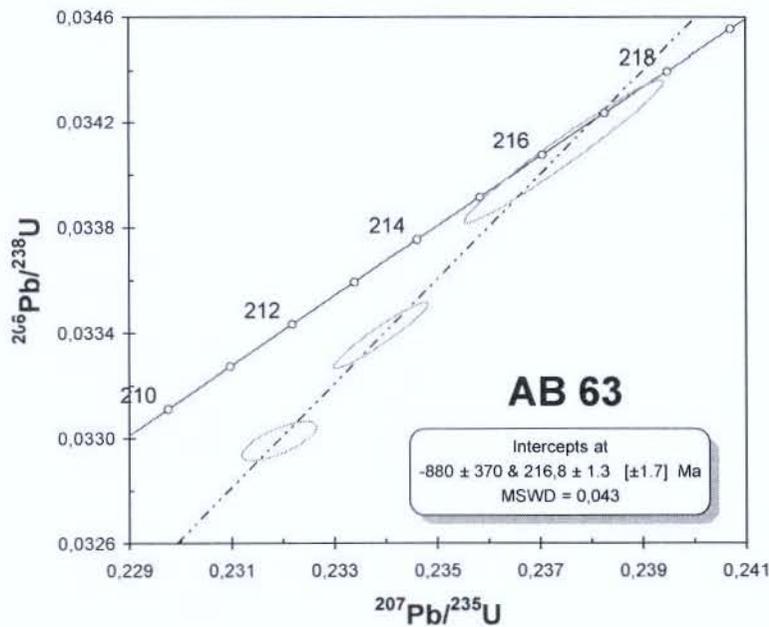


Figura 6.3 – Diagrama concórdia U-Pb para o ortognaisse quartzo-feldspático (AB-63). Três frações de zircões foram analisadas fornecendo uma idade, de cristalização, no intercepto superior de  $216 \pm 1,3$  Ma.

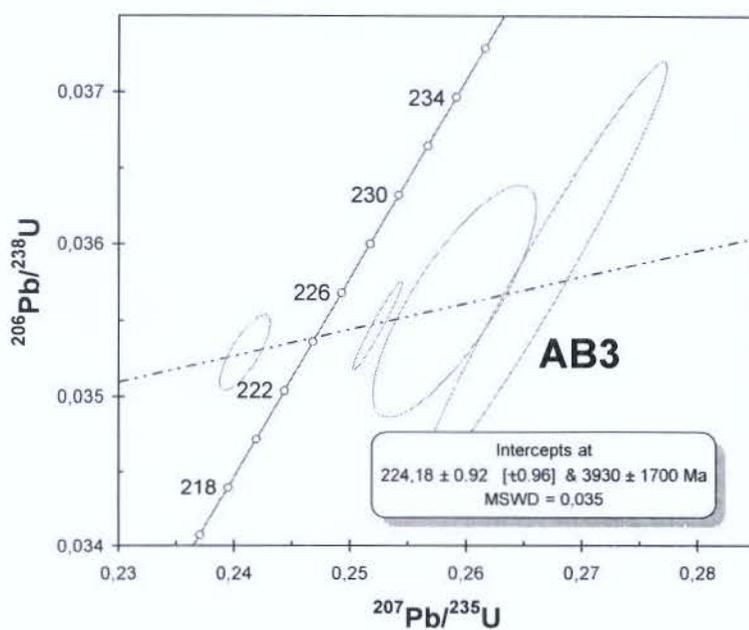


Figura 6.4 – Diagrama concórdia U-Pb para o ortogneisse quartzo-feldspático (AB-3). Quatro frações de zircões foram analisadas fornecendo uma idade no intercepto superior de  $224 \pm 0,92$  Ma.

Nesta numero de hoja seria la numero **98** e aqui va a Tabela 6.5  
**“Resultado analíticos U-Pb dos ortognaisses de Abancay....etc”**

Tabela 6.5 - Resultado analíticos U-Pb dos ortognaisses de Abancay. Amostras Ab-63 e Ab-03

<b>AB 63</b>						Radiogenic Ratios (isoplot Data)											
Sample	Size	U	Pb	Th	U/Th	Pb 206	Pb207*		Pb206*	Correl.	Pb207*		Pb206*	Pb207*	Pb207*		
Fraction	(mg)	ppm	ppm	ppm		Pb204	U235		U238	Coeff.	Pb206*		U238	U235	Pb206*	(Ma)	
						(obs.)		(pct)		(rho)		(pct)	Age	Age	Age		
E2	0,036	1013,6	32,38	30,23	0,02982	4227,201	0,233905	0,322	0,033392	0,308	0,954	0,050804	0,094	211,74	213,42	231,96	2,2
E3	0,047	702,07	21,981	23,15	0,03298	2863,994	0,231921	0,258	0,03299	0,186	0,727	0,050987	0,177	209,23	211,78	240,25	4,1
D15	0,034	790,62	25,153	32,01	0,04048	2020,183	0,237477	0,668	0,034089	0,651	0,9759	0,050525	0,146	216,09	216,35	219,21	3,4
<b>AB 3</b>						Radiogenic Ratios (isoplot Data)											
Sample	Size	U	Pb	Th	U/Th	Pb 206	Pb207*		Pb206*	Correl.	Pb207*		Pb206*	Pb207*	Pb207*		
Fraction	(mg)	ppm	ppm	ppm		Pb204	U235		U238	Coeff.	Pb206*		U238	U235	Pb206*	(Ma)	
						(obs.)		(pct)		(rho)		(pct)	Age	Age	Age		
V	0,037	172,36	6,9186	29,41	0,1706	248,3862	0,266671	3,28	0,035809	3,18	0,9748	0,054011	0,732	226,8	240,03	371,5	16
X	0,043	218,45	7,7021	25,31	0,1158	1363,384	0,240951	0,741	0,035288	0,573	0,7809	0,049522	0,463	223,56	219,2	172,61	11
Y	0,054	192,38	10,456	20,15	0,1047	119,8206	0,259034	2,22	0,035629	1,75	0,807	0,052729	1,31	225,68	233,89	317,17	30
Z	0,059	131,72	4,8977	18,44	0,14	905,7288	0,252397	0,689	0,035465	0,665	0,969	0,051616	0,168	224,66	228,52	268,42	3,9

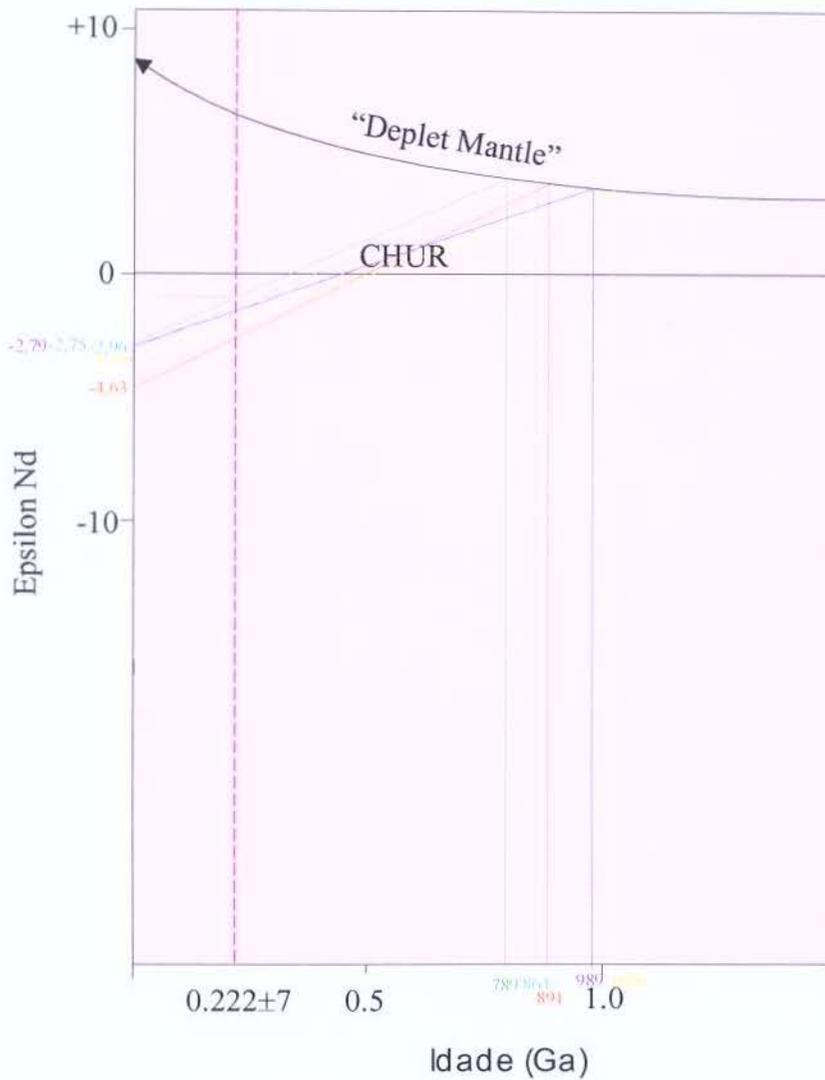


Figura 6.5 Evolução do  $\epsilon_{Nd}$  no manto e na crosta do Plúton Abancay. Apresenta três famílias distintas: 789; 864-891 e 989-1020.

### 6.3 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO PLÚTON ABANCAY

O Plúton Abancay como já foi mencionado, está localizado na parte centro Sul do Perú, e é parte das intrusivas de idade permo-triássicas, distribuídas na Cordilheira Oriental do Perú. O magmatismo nesta cordilheira é pós-tectônico e ocorre depois da fase Hercínica tardia (Megárd *et*

*al.*, 1971) que tem uma idade no final de Permiano tardio (260-265 Ma.); esta fase trouxe uma emersão generalizada do território Peruano (ver tabelas 6 e 7). Outros pesquisadores estabelecem que o intenso magmatismo Permo-Triássico, possivelmente é relacionada a um rifte desenvolvido no Permiano tardio ao Triássico na Cordilheira Oriental, a qual se estendeu até a Bolívia (Mégard, 1978; Laubacher, 1978; Noble *et al.*, 1978; Dalmayrac *et al.*, 1980; Kontak *et al.*, 1985; Rosas & Fonboté, 1995; Rosas *et al.*, 1997; Jacay *et al.*, 1999).

Neste trabalho se faz uma abordagem apenas do Plúton Abancay que constitui uma importante peça para o entendimento geológico e também para os outros plútons de similar idade na Cordilheira Oriental. O Plúton Abancay é constituído por ortognaisse, metagranodiorito, metatonalito e quartzomonzoleucogabro. Na primeira fase de deformação D1, com metamorfismo associado de alta temperatura (facies anfibolito) e baixa pressão, geram-se os ortognaisses bandados da zona deformada ZD. O resto do corpo ígneo foi afetado pela deformação, porém numa intensidade bem menor. Numa segunda fase de deformação D2, gera-se dobras assimétricas, as quais são muito mais evidentes nos ortognaisses bandados da zona deformada ZD. Estas dobras, associadas a feldspatos sigmoidais e superfícies S-C, denotam um transporte tectônico predominantemente para NNW, associado à falha de Abancay. O registro tectono-metamórfico presente nas rochas do Plúton Abancay deve-se a um tectonismo mais jovem de idade andina (fase Quechua). A evolução do Plúton Abancay pode ser dividida nas seguintes etapas (Figura 6.6):

### **1º Etapa:**

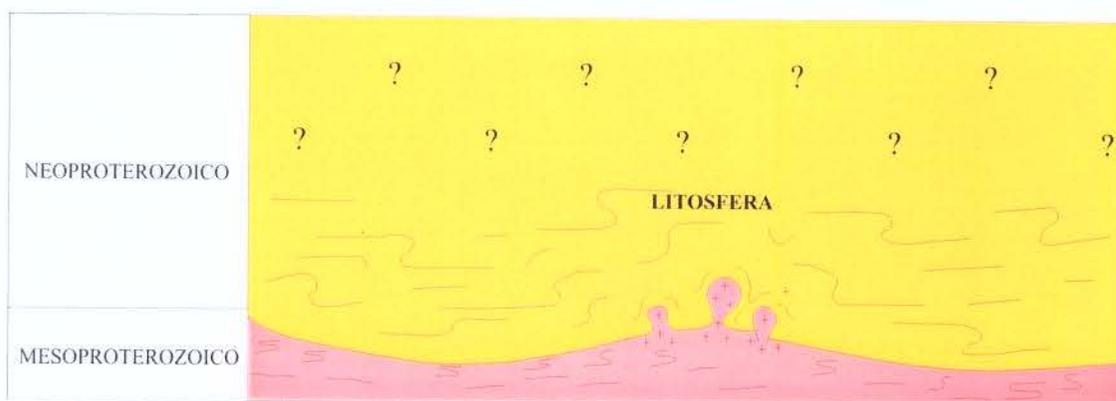
Diferenciação do manto do magma que constituirá, por fusão, o Plúton Abancay e o seu posicionamento na crosta continental pré-existente no Mesoproterozóico, Neoproterozóico. A idade de separação manto-crosta é corroborada com a idade modelo Sm-Nd ( $T_{DM}$ ) 784-1020 Ma..

### **2º Etapa:**

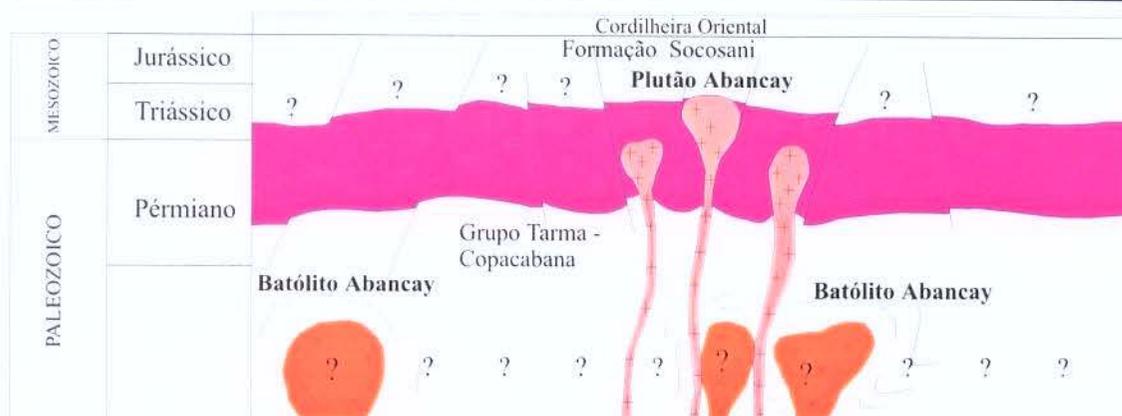
O Plutão Abancay intrude as rochas do Grupo Mítu (Permiano superior-Triássico inferior), ao redor de 216 a 224 M.a. Nesta etapa o plúton em um ambiente de compressão após da tectônica Hercínica gera metamorfismo de contato e deformação nas rochas encaixantes, como foi observada nas seqüências sedimentares do Grupo Mítu e no Paleozóico indiferenciado.

### **3º Etapa:**

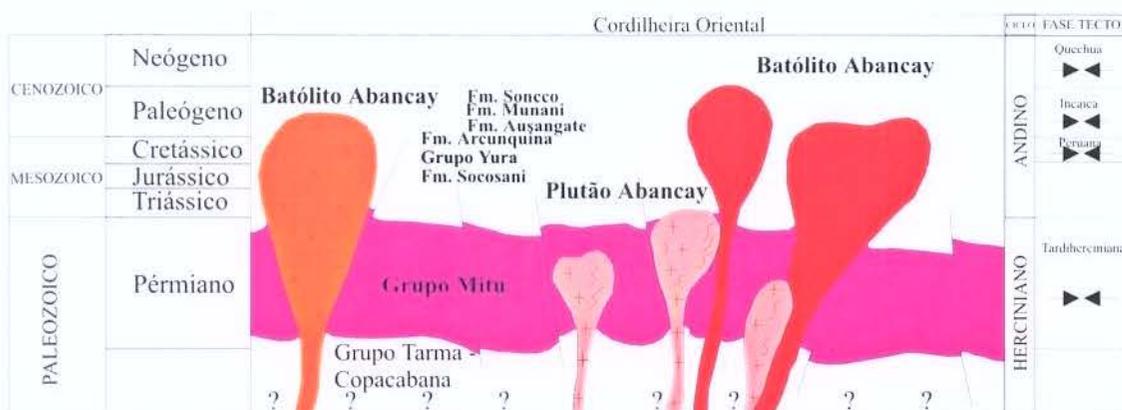
Consiste na deformação atuante nas rochas do Plúton Abancay caracterizados pelos eventos deformacionais  $D_1$  e  $D_2$ , sendo que estes eventos poderiam corresponder a idades Andinas (Mesozóico-Cenozóico). O evento deformacional  $D_1$  é caracterizado pela tectônica compressional de caráter regional, responsável pelo metamorfismo e conseqüente formação do bandamento gnáissico. A segunda deformação ( $D_2$ ) de caráter compressional, é responsável em associação com a falha de Abancay, de empurrão para o NNW para a formação de dobras assimétricas com vergência ao Norte. A reativação no Mesozóico da falha Abancay possivelmente é contemporânea a uma destas duas fases. Entretanto, a deformação  $D_2$  no Plúton Abancay, em geral, associa-se a uma cataclase de grãos, e à presença de fluidos, formação de veios de epidoto e clorita, associada também a cisalhamento.



I Etapa. Diferenciação Manto-Crosta do Plúton Abancay, segundo idade TDM (784-1020 Ma.)



II Etapa. Colocação e cristalização do Plúton Abancay.



III Etapa. Deformação atuante nas rochas do Plúton Abancay, colocação e cristalização do Batólito Abancay durante a tectônica Andina.

Figura 6.6 Esquema idealizado da evolução do Plúton Abancay (Sem escala).

---

## 7. CONCLUSÕES

1. Regionalmente a área de estudo é composta por seqüências estratigráficas do Carbonífero superior ao Quaternário, rochas intrusivas de idade Triássico Superior (Plúton Abancay) e rochas intrusivas do Paleógeno médio e superior (Batólito de Abancay) representados por tonalito, monzonito, quartzo-diorito e granodiorito.

2. O Plúton Abancay é composto por vários tipos de rochas; entre elas metagranodiorito, predominante na maior parte do corpo intrusivo, seguido de metatonalito e quartzomonzoleucogabro. Estas rochas afloram na parte sul do plúton. Na parte norte tem-se ortognaisses anfibolíticos e ortognaisses quartzo-feldspáticos.

3. De acordo com a análise estrutural e características petrográficas determinou-se que o Plúton Abancay é composto por duas zonas de deformação e metamorfismo, que são: zona deformada ZD e zona pouco deformada ZPD. A zona deformada ZD, caracterizada por apresentar-se na forma de uma faixa alongada localizada na parte norte do plúton. Esta faixa tem proeminente foliação e dobras assimétricas nos ortognaisses. Na zona pouco deformada ZPD não é comum uma foliação tectônica e nas rochas predomina texturas ígneas. Esta zona é composta por metagranodiorito, metatonalito, quartzomonzoleucogabro e ortognaisse. O ortognaisse, ao contrário da ZD, evidencia mais texturas ígneas que metamórficas, e não apresenta o bandamento composicional como observado na zona deformada ZD.

4. Em termos de análise descritiva do plúton de Abancay, pode-se afirmar que:

- Na zona deformada ZD, encontraram-se as seguintes características principais:

- ❖ Presença de foliações S1, cuja direção predominante é NE-SW. Esta orientação guarda paralelismo com a orientação da falha Abancay, que apresenta uma similar orientação NE-SW.
- ❖ Presença de lineações, as quais são reconhecidas pela disposição de minerais isorientados sobre a foliação principal. A orientação predominante que apresenta é NNW-SSE.

- ❖ Dobras intrafoliais contidas dentro da foliação principal, apresentando-se em alguns casos recumbentes e isoclinais. A orientação aproximada dos eixos de dobra é NE-SW e uma vergência para NNW.
- ❖ Os indicadores cinemáticos permitiram caracterizar que o cisalhamento é de tipo tangencial (empurrão) e que o transporte tectônico, do corpo ígneo, foi de SSE para NNW.
- ❖ A vergência de dobras assimétricas intrafoliais nos ortognaisses, mostram assimetrias tipo z, indicando um movimento também empurrão, denotando um transporte para NNW.
- ❖ Os porfiroblastos com caudas de recristalização dinâmica, diferenciadas nas rochas ortognaissicas, evidenciam o sentido de movimento da falha Abancay tipo empurrão e um transporte com direção NNW.
- ❖ As estruturas S-C exemplos dos outros indicadores cinemáticos mostram também um movimento de empurrão da falha Abancay para NNW.

- Na zona pouco deformada ZPD, encontraram-se as seguintes características principais:

- ❖ As foliações nesta zona são pouco evidentes e apresentam-se definidas pelo alinhamento dos minerais máficos, como biotitas, anfibólio e minerais félsicos alongados como plagioclásio e quartzo.
- ❖ Nesta zona, as foliações metamórficas mais evidentes ficam nas proximidades da zona deformada ZD, que é chamada "zona transicional". Em geral nesta zona pouco deformada ZPD, as foliações metamórficas são pouco evidentes, sobressaindo a foliação magmática (estrutura de fluxo magmático).
- ❖ As lineações na ZPD não são muito evidenciadas, sendo observado só em alguns setores, onde é definida pelo alinhamento de minerais, como plagioclásio, biotita e epidoto.
- ❖ Nesta zona tem-se a presença de dobras abertas e suaves, conhecidas como estruturas tardias, as quais estão relacionadas à segunda fase de deformação D2.

5. Uma análise dinâmica poderia indicar que os esforços que estiveram presentes na deformação do Plúton Abancay foram distintos em toda sua extensão. No norte, gera-se uma faixa de 16 km de comprimento por 2 km de largura, denominada de zona deformada (ZD), caracterizada por apresentar evidências de alta deformação. Ao Sul do Plúton tem-se a outra zona, pouco

deformada ZPD, onde a taxa de deformação desenvolvida é bem menor que a ZD, o que mostra a importância da falha Abancay no comportamento tectônico da área.

6. As condições gerais da deformação sugerem que o Plúton Abancay foi submetido a duas fases de deformação, a primeira deformação D1, que gerou a foliação S1, corresponde a principal foliação reconhecida, geralmente na zona deformada ZD e de forma incipientemente na zona pouco deformada ZPD. A segunda fase de deformação D2 gera dobras em diferentes escalas no Plúton Abancay, assim na zona deformada ZD, tem-se a presença de dobras isoclinais intrafoliais desenvolvidas sobre a foliação principal. Na zona pouco deformada ZPD, tem-se dobras de amplitude quilométrica, que fazem variar as direções da foliação. A deformação D2 estaria relacionada aos movimentos tectônicos, possivelmente de idade andina.

7. O metamorfismo na zona deformada ZD do Plúton Abancay relaciona-se a baixa pressão e alto fluxo de temperatura. É gerado possivelmente após o fracionamento magmático associado à deformação. Isto deu origem possivelmente à segregação de minerais em bandas máficas e félsicas. Identificam-se também microtexturas ígneas e metamórficas neste plúton, o que evidenciaria a atuação de processos de transição ainda magmáticos a metamórficos em altas temperaturas. O resultado da evolução tectono-metamórfica, gera a gnaissificação.

8. Dados geocronológicos obtidos pelo método U-Pb em zircão no Plúton Abancay, definiram uma idade de cristalização entre  $216 \pm 1,3$  e  $224 \pm 0,92$  Ma (Figuras 6.3, 6.4) o que posiciona no Triássico superior.

9. Estudos geocronológicos feitos no Plúton Abancay mediante o método Sm-Nd mostram idades modelo ( $T_{DM}$ ) ao redor de 789 a 1020 Ma indicando que o processo de diferenciação manto-crosta do magma parental ocorreu a partir de uma mistura de material, possivelmente do Paleoproterozóico com material mais jovem (Figuras 6.5, 6.6). Os parâmetros dos valores negativos obtidos do  $\epsilon Nd$  em relação ao reservatório condrítico uniforme padrão (CHUR), indicam que a fonte do magma é de origem crustal.

11. Resumidamente conclui-se que a evolução do Plúton Abancay foi diferenciado do manto superior no intervalo de 789-1020 Ma, do Mesoproterozóico ao Neoproterozóico. Posteriormente ascendeu e cristalizou em um intervalo de  $216 \pm 1,3$  a  $224 \pm 0,92$  Ma, intrudindo as rochas do Grupo Mitu finalmente.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, A. S. (2003)** Caracterização litoestrutural e geocronológica da região Fósforo-Uranífera de Itataia-CE. Dissertação de Mestrado, UFC, Brasil.
- Ascue, C. (1997)** Posible evolución tectónica de la deflexión de Abancay e implicancias Neotectónicas en la Región sur oriental del Perú. IX Congreso Peruano de Geología. Sociedad Geológica del Perú, Vol. Esp. 1, Lima, p. 245-247.
- Bard, J.P.; Botello, R.; Martinez, C. & Subieta, T. (1974)** Relations entre tectonique, métamorphisme et mise en place d' un granite ÉOhercynien à 2 micas dans la Cordillère real de Bolivia (Massif de Zongo-Yani). Cash ORSTOM, ser Geol., 6 (1).
- Benavides, V. (1962)** Estratigrafía Pre-Terciaria de la Región de Arequipa. S.G.P., Segundo Congreso de Geología. 63 p. Lima-Perú.
- Benavides-Cáceres, V. (1999)** Orogenic evolution of the Peruvian Andes: The Andean cycle, *in* Skinner, B.J. ed., *Geology and Ore Deposits of the Central Andes: Society of Economic Geologists Special Publication 7*, p. 61-107.
- Black, L.P. & McCulloch, M.T. (1987)** Evidence for isotopic equilibration of Sm-Nd whole-rock systems in early Archaean crust of Enderby Land, Antartica. *Earth and Planetary Science Letters*, 82:15-24.
- Bonhomme, M.G., & Carlier, G. (1990)** Relations entre magmatisme et minéralisations dans le batholite d'Andahuaylas-Yauri (sud Pérou): données géochronologiques. 2do. International Symposium on Andean Geodynamics, Grenoble, France, p. 329-331.
- Capdevila, R.; Mégard, F.; Paredes, J.; Vidal, P. (1977)** Le batholite de San Ram[on], Cordillère Orientale du Pérou central. *Geologische Rundschau* 66, 434-446.
- Carlier, G.; Grandin, G.; Laubacher G.; Marocco, R. & Mégard F. (1982)** Present knowledge of the magmatic evolution of the Eastern Cordillera of Peru. *Earth Science Reviews*, 18 253-283.
- Carlier, G., Carlotto, V., Ligarda, R. & Manrique, E. (1989)** Estudio metalogenético de la Subprovincia cuproaurífera Tintaya-Bambas. Convenio de Cooperación Científica UNI-ORSTOM, Informe final 1984-1988, Lima, Perú, p. 143-248.
- Cande, S.C. (1985)** Nazca-South American Plate interactions since 50mybp, in: D.M. Hussong, S.P. Dang, L.D. Kulm, R.W. Couch, T.W.C. Hilde (Eds.), *Peru Continental Margin*, Marine Sciences International, Woods Hole, MA.

**Carlotto, V.; Gil, W.; Cárdenas, J.; & Chávez R. (1996b).** Geología de los cuadrángulos de Urubamba y Calca. Hojas 27r y 27s: Lima, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Carta Geológica Nacional del Perú, Boletín no. 65, serie A, 245 p.

**Carlotto, V.; Cardenas, J.; Romero, D.; Valdivia, W.; Tintaya D. (1998)** Geología de los Cuadrángulos de Quillabamba y Machupicchu. Hojas 26-q-r y 27-q. Bol. 127, Serie A: Carta Geológica Nacional, INGEMMET, 245 p. Lima-Perú.

**Cabrera, J.; Sébrier, M; Mercier, J.L. (1991)** Plio-Quaternary geodynamic evolution of a segment of the Peruvian Andean Cordillera located above the change in the subduction geometry: The Cuzco region: *Tectonophysics*, v. 190, p. 331-362.

**Corey, M. C. & Chatterjee, A. K. (1990)** Characteristic of REE and other trace elements in response to successive and superimposed metasomatism within a portion of the South Mountain Batholith, Nova Scotia, Canada. *Chemical Geology*, 85:265-285.

**Dalmayrac, B.; Laubacher, G.; Marocco R. (1980)** Caracteres généraux de l'évolution géologique des Andes Péruviennes. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, Paris 122, 501 pp.

**Dantas, E. L. (1992)** Evolução tectono-magmática do maciço São Vicente Florania – RN. Rio claro, 272p. Dissertação (mestrado) – Instituto de Geociencias, Universidade Estadual Paulista.

**DePaolo D.J. (1981)** Neodymium isotopes in the Colorado Front Range, and crustal-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*. 291: 193-197. 1981.

**DePaolo, D. J. & Wasserburg, G. J. (1976)** Inferences about magma sources and mantle structure from variations of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : *Geophys. Res. Lett.* 3: 743-746.

**Diaz M.; Carlotto V.; Sempere T.; Cárdenas J. (2000)** Permian basin development in the northern Central Andes: transtension associated with Gondwana break-up. XXXI International Geological Congress: file G0102044; Río de Janeiro.

**Faure, G. (1986)** Principles of isotope geology. 2<sup>nd</sup> edition, Wiley & Sons. New York.

**Frost, C.D. & Frost, B.R. (1995)** Open-system dehydration of amphibolite, Morton Pass, Wyoming: Elemental and Nd and Sr isotopic effects<sup>1</sup>. *The Journal of Geology*, 103:269-284.

**Gaspais, D. & Barbarin, B. (1986)** Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massif, France). *Tectonophysics* 125, 357-370.

**Gil, W. (2002)** Evolución Lateral de la Deformación de un Frente Orogénico: Ejemplo de las cuencas subandinas entre 0° y 16°S. Publicación especial Nro. 4. Sociedad Geológica del Perú.

**Hampel A. (2002)** The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 203, Issue 2, 30 October 2002, Pages 665-679.

**Heaman, L. & Parrish R., (1991)** *U-Pb geochronology of accessory minerals*. Mineral Association Of Canadá, Applications Of Radiogenic Isotope Systems To Problems In Geology. Chapter 3, p. 61-102.

**Hsu J.T. (1992)** Quaternary uplift of the Peruvian coast related to the subduction of the Nazca Ridge: 13.5 to 15.6 degrees south latitude. *Quat. Int.* **15/16**, pp. 87-97.

**INEI-IGN-ORSTOM (1978)** Mapa Climático del Perú.

**Jacay, J.; Sempere, T.; Carlier, G.; Carlotto, V. (1999)** Late Paleozoic – Early Mesozoic plutonism and related refting in the Eastern Cordillera of Peru. IV International Symposium on Andean Geodynamics. Göttingen, pp. 358-363.

**Jaillard, E. & Santander, G. (1992)** La tectónica polifásica en escamas de la zona de Mañazo-Lagunillas (Puno, sur del Perú). Bulletin de l'Institut Francais d'Etudes Andines, Lima 21 (1), 37-58.

**Jenks, W. (1946)** Preliminary note on Geologic Studies of the Pacific Slope in southern Perú. Amer. Journ. Of Science, Vol. 244, pp.

**Kontak, D.J.; Clark, A.H.; Farrar, E.; Strong, D.F., (1985)** The rift associated Permo-Triassic magmatism of the Eastern Cordillera: a precursor to the Andean Orogeny In: Pitcher, W.S.,

**Lancelot J. ; Laubacher G. ; Marocco R. ; Renaud U. (1978)** U Pb radiochronology of two granitic plutons from the Eastern Cordillera (Peru). Extent of permian magmatic activity and consequences. Geol. Rundsch., (1).

**Laubacher, G. (1978)** Geologie de la Cordillere orientale et de l'Atiplane au nord et nord-ouest du Lac Titicaca (Perou). Trav. Doc. ORSTOM, 95: 191 pp.

**Le Roux, J.P.; Tavares, C.; Alayza, F. (2000)** Sedimentology of the Rímac-Chillón alluvial fan at Lima, Peru, as related to Plio-Pleistocene sea level changes, glacial cycles and tectonics. J. South Am. Earth Sci. 13, pp. 499-510.

**Ligarda, R.; Carlotto, V.; Carlier, G. (1991)** Estratigrafía del borde oriental de la cuenca mesozoica surperuana (sector Curahuasi - Departamento de Apurímac). VII Congreso Peruano de Geología - resúmenes extendidos: T. 2, 633-638; Lima.

**Lipa V.; Zuloaga A.; Linares E. (2002)** Memoria Explicativa de la Actualización y Revisión de la Geología del Cuadrángulo de Andahuaylas (28-p), Escala 1:50,000. INGEMMET, Lima-Perú.

**Lugmair, G.W.; Scheirer, N.B.; Marti, K. (1975a)** Sm-Nd age of apollo 17 basalt 75075: evidence for early differentiation of lunar exterior. *Proc. Lunar planet Sci. Conf., 6th*, 1419-1429.

**Lugmair, G.W.; Scheirer, N.B.; Marti, K., (1975b)** Search for extinct  $^{146}\text{Sm}$ : The isotopic abundance of  $^{142}\text{Nd}$  in the Juvinas meteorite. *Earth Planetary Science Letters*, 27: 79-84.

**Macharé, J. & Ortlieb, L. (1992)** Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru. *Tectonophysics* **205**, pp. 97–108.

**MacLaughlin, D.H. (1924)** Geology and physiography of the peruvian Cordillera, departements of Junin and Lirna. Geological Society of America Bulletin 35, 591-632.

**Marocco R., (1975)** Geología de los cuadrángulos de Andahuaylas, Abancay y Cotabambas. INGEMMET, Bol. 27, 51 p., Lima.

**Marocco, R. (1977)** Geologie des Andes Peruviennes. Un Segment E.W. de la Chaîne des Andes Peruviennes: La Deflexion d'Abancay – Etude Geologique de la Cordillere Orientale et des Hauts Plateaux entre Cuzco et San Miguel (Sud du Perou 12° 30'S a 14° 00S). These. Universite des Sciences et Techniques du Languedoc. 141 p.

**Marocco, R. (1978)** Un segment est-ouest de la chaîne des Andes peruviennes: La deflexión d Abancay. Trav. Doc. ORSTOM, 94: 195 pp.

**Marre, J. (1986)** *The Structural Analysis of Granitic Rocks. Elsevier, Amsterdam.*

**Martínez E.; Carlotto V.; Sempere, T.; Cardenas J. (2000)** Permian Basin development in the Northern central Andes: Transtension Associated with Gondwana break-up.

**McCulloch, M. T. & Black, L.P. (1984)** Sm-Nd isotopic systematic of Enderby Land Granulites and evidence for the redistribution of Sm and Nd during metamorphism. Earth Planet. Sci. Let., 71:46-58. 1984.

**Mégard, F. (1978)** Etude geologique des Andes du Perou Central: contribution a letude des Andes, 1. Mem. ORSTOM, 86: 310 pp.

**Mégard, F.; Dalmayrac, B.; Laubacher, G.; Marocco, R.; Martinez, C.; Paredes, J.; Tomasi, P. (1971)** La chaîne hercynienne du Perou et en Bolivie. Premiers resultats. Cashiers ORSTOM. Ser. Geol., 3 (1): 5-44.

**Mendivil S. & Dávila D (1994)** Geología de los Cuadrángulos de Cuzco (28-s) y Livitaca (29-s). Boletín N° 52. INGEMMET, 115 p. Lima-Perú.

**Nakamura, N. & Misawa, K. (1989)** Determination of picogram quantities of rare-Earth Elements in Meteoritic Materials by Direct-Loading Thermal Ionization Mass Spectrometry. *Analytical Chemistry*, 61, No 7, 755-762.

**Nakamura, N.; Tatsumoto, M.; Nunes, P. D.; Unrush, D. M.; Schw, A. P.; Wildeman, T. R. (1976)** 4 by old clast in Boulder 7, Apollo 17: a comprehensive chronological study by U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd methods. *Proc. Lunar Planet Sci., Conf. 7th*, 2: 2309-2333.

**Noble, D.C.; Silberman M.L.; Mégard, F.; Bowman, H.R., (1978)** Comendite (peralkaline rhyolites) in the Mitu Group, central Peru: evidence of Permian – Triassic crustal extension in the Central Andes. U.S. Geological Survey Journal of Research 6. 453-457.

- Palacios, O. (1995)** Geología del Perú, Bol. Nro. 55. Serie A. INGEMMET. Lima-Perú.
- Park, R. (1989)** Foundations of Structural Geology. Glasgow : Blackie ; New York : Chapman and Hall, 148p. : il.
- Passchier, C. ; Trouw R. (1998)** Microtectonics. Berlin : Springer. 289 p. : il.
- Paterson, S.R.; Vernon, R.H.; Tobisch, O. (1989)** A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, Vol. 11, p. 349-363.
- Pecho, V. (1981)** Geología de los Cuadrángulos de Chalhuanca, Antabamba y Santo Tomas. Hojas 29-p, 29-q y 29-r. Bol. 35, Serie A: Carta Geológica Nacional, INGEMMET, 92 p. Lima-Perú.
- Pilger R.H. (1981)** Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 92, pp. 448–456.
- Pilger R.H. & Handschumacher D.W. (1981)** The fixed hotspot hypothesis and origin of the Easter-Salas y Gomez-Nazca trace. *Geol. Soc. Am. Bull.* 92, pp. 437–446.
- Petford N. & Atherton M.P. (1995)** Crustal segmentation and the isotopic significance of the Abancay Deflection: Northern Central Andes (9–20°S). *Rev. Geol. Chile* 22, pp. 235–243.
- Perelló, J.; Carlotto, V.; Zarate, A.; Ramos, P.; Posso, H.; Neyra, C.; Caballero, A.; Fuster, N.; Ricardo Muhr (2002)** Porphyry-Style Alteration and Mineralization of the Middle Eocene to Early Oligocene Andahuaylas-Yauri Belt, Cuzco Region, Peru. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, V 98, N 8, December.
- Pimentel, M. M. & Charnley, N. (1991)** Intracrustal REE fractionation and implication for Sm-Nd model age calculations in late stage granitic rocks. An example from central Brazil. *Chem. Geol.*, 86: 123-138.
- Rosas, S. & Fontboté I. (1995)** Evolución sedimentológica del Grupo Pucará (Triásico superior – Jurásico inferior) en un perfil SW – NE en el centro del Perú. *Sociedad geológica del Perú*, vol. Jubilar A. Benavides, pp. 279 – 309.
- Rosas, S.; Fontboté I.; Morche, W. (1997)** Vulcanismo de tipo intraplaca en los carbonatos del Grupo Pucará (Triásico superior – Jurásico inferior, Perú central) y su relación con el vulcanismo del Grupo Mitu (Pérmico superior – Triásico). IX Congreso Peruano de Geología, 393 – 396.
- Sánchez W. (1995)** Geología del Perú, Bol. Nro. 55. Serie A. INGEMMET. Lima-Perú.
- Sato K.; Tassinari, C.C.G.; Kawashita, K.; Petronilho, P. (1995)** O método geocronológico Sm-Nd no IG-USP e suas aplicacoes. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias*, 67(3): 313-336.

**Sato K. & Tassinari, C.C.G. (1997)** Principais eventos de acreção continental no Cratón Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evolução de estágio único e estágio duplo. *Contribuição a Geologia da Amazonia*, 91-142.

**Sempere T.; Carlier G.; Soler P.; Fornari M.; Carlotto V.; Jacay J.; Arispe O.; Néraudeau D.; Cárdenas J.; Rosas S.; Jiménez N. (2002)** Late Permian-Middle Jurassic lithospheric thinning in Perú and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics. *Tectonophysics* 345. 153-181.

**Smith W. & Sandwell D. (1997)** Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science* 277, 1956-1962.

**Somoza R. (1998).** Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the Central Andean region, *J. South Am. Earth Sci.* 11, 211-215.

**Tourpin, S.; Gruau, G.; Blas, S.; Fourcade, S. (1991)** Resetting of REE, and Nd and Sr isotopes during carbonatization of a komatite flow from Finland. *Chem. Geol.*, 90:15-29. 1991.

**Trindade I. (2004)** Análise do Comportamento dos Isótopos Radiogênicos durante os Processos de Migmatização. Tese de doutoramento, IGCE-UNESP/Rio Claro-SP, 239 p.

**Tullis, J. A. (1983)** Deformation of feldspars. In: *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies. The paterson Volumen* (edited by Hobbs, B.E. and Heard, H.C.). *Am. Geophys. Un Geophys. Monogr.* 36, 161-199.

**Vauchez, A. (1980)** Ribbon texture and deformation mechanisms in quartz in a mylonitized granite of Great Kabylia (Algeria). *Tectonophysics* 67, 1-2.

**Valdivia, W. & Borda, O. (2002)** Memoria Explicativa de la Actualizacion y Revision de la Geología del Cuadrángulo de Abancay (28-q), Escala 1:50,000. INGEMMET, Lima-Perú.

**Vernon, R.H.; Etheridge, M.A.; Wall, V.J. (1988)** Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos* 22, 1-12.

**Voll, G. (1976)** Recrystallization of quartz, biotite, and feldspar from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. *Schweitz. miner. petrog. Mitt.* 56, 641-647.

**Von Huene R. & Lallemand S. (1990)** Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins. *Geol. Soc. Am. Bull.* 102, pp. 704-720.

**Von Huene R. & Pecher I. (1999)** Vertical tectonics and the origins of BSRs along the Peru margin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 166, pp. 47-55

**Von Huene R. & Suess E. (1988)** Leg 112 shipboard scientific party, Ocean Drilling Program Leg 112, Peru continental margin: Part 1, tectonic history, *Geology* 16 934-938.

**Von Huene, R.; Pecher I.; Gutscher M.A. (1996)** Development of the accretionary prism along Peru and material flux after subduction of Nazca Ridge. *Tectonics* 15, pp. 19–33.

**Winkler, H.G.F. (1978)** Petrogenesis de Rocas Metamórficas. Springer – Verlag New York INC. H. Blume Ediciones. Rosario, 17 Madrid. 348p.

**Woods M.T. & Okal E.A. (1994)** The structure of the Nazca Ridge and Sala y Gomez seamount chain from dispersion of Rayleigh waves. *Geophys. J. Int.* 117 (1994), pp. 205–222.