

UNIVERSIDAD NACIONAL SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA
FACULTAD DE GEOLOGIA, GEOFISICA Y MINAS
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERIA GEOLÓGICA



***“MAGMATISMO MESO-CENOZOICO DE LA CORDILLERA DE LA COSTA
Y BORDE OESTE DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL DEL SUR DE PERU”***

Presentado por el Bachiller:

JUAN PABLO RODRIGUEZ
MANRIQUE

Para optar el Título Profesional de:

INGENIERO GEÓLOGO

Asesor académico:

Mg. GUIDO SALAS

Asesor institucional:

Dr. MIRIAN MAMANI HUISA

Ing. HARMUT ACOSTA PEREIRA

AREQUIPA – PERÚ - 2011

A mis queridos padres Lucio y Sayda por su amor, motivación e invaluable apoyo. A mi hermano Fernando por regalarme su alegría.

AGRADECIMIENTOS

La preparación del presente trabajo de tesis se ha realizado con el auspicio del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET) en la Dirección de Geología Regional como parte de los proyectos de cartografiado geológico e investigación que realiza el proyecto GR1. Agradezco al Director, Dr. Victor Carlotto Caillaux quien permitió las facilidades para el desarrollo del estudio, así como sus observaciones y sugerencias en la ejecución del mismo.

Agradezco a los asesores institucionales Dra. Mirian Mamani Huisa e Ing. Harmuth Acosta Pereira por sus conocimientos impartidos, críticas y confianza depositada en las jornadas de campo y gabinete durante todo el proceso de trabajo.

Al asesor académico por parte de la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa Ing. Guido Salas, por su tiempo, transmitir sus conocimientos geológicos y sugerencias que permitieron llevar a buen término la presente tesis. A mis jurados el Ing. Miguel Manrique y Antenor Chávez por sus enseñanzas y sugerencias.

A Dana Gutierrez por su cariño y apoyo incondicional en la ejecución del presente trabajo.

A mis colegas y amigos Rigoberto Aguilar, Edwin Giraldo y Alan Santos por sus discusiones geológicas, comentarios y sugerencias a lo largo del presente estudio.

A Moisés Cutipa, Richard Osorio, Walter Ccallo y Milton Tacuche por su apoyo en la realización del presente trabajo.

Al Ing. Pedro Ly y Elfer Bravo por sus enseñanzas en campo y transmitir amablemente sus conocimientos.

A mis compañeros y ahora colegas Alfredo Jauregui, Dermý Alfaro y Carlos Uchuquicaña por motivar y compartir el conocimiento geológico en aquellas jornadas de campo en la Universidad y prácticas pre-profesionales.

A todas aquellas personas que de una u otra forma contribuyeron a la realización de este proyecto.

Índice

AGRADECIMIENTOS	I
ÍNDICE	II
INDICE DE FIGURAS	V
INDICE DE FOTOS	VII
INDICE DE TABLAS	IX
RESUMEN	X
ABSTRACT	XII
CAPITULO 1	1
GENERALIDADES	1
1.1. INTRODUCCIÓN	1
1.2. UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD	2
1.3. PLANTEAMIENTO DE LA PROBLEMÁTICA	4
1.4. HIPÓTESIS	4
1.5. OBJETIVOS	4
1.5.1. Objetivo general	4
1.5.2. Objetivos específicos	4
1.6. JUSTIFICACIÓN	5
1.7. METODOLOGÍA DE TRABAJO	5
1.8. ANTECEDENTES	5
1.9. GEOMORFOLOGÍA	6
1.9.1. Cordillera de la Costa:	6
1.9.2. Planicie Costanera:	6
1.9.3. Borde oeste de la Cordillera Occidental:	7
1.9.4. Cordillera Occidental:	7
1.9.5. Valles:	7
1.10. CLIMA Y VEGETACIÓN	10
CAPITULO 2	11
NOCIONES TEORICAS	11
2.1. GÉNESIS DE LOS MAGMAS	11
2.2. PROCESOS EN LA EVOLUCIÓN MAGMÁTICA	11
2.2.1. Contaminación Cortical	11
2.2.2. Manto Litosférico enriquecido Sub-continental	13
2.2.3. Erosión Tectónica	14
2.3. METODOS DE ANÁLISIS QUÍMICOS	14
2.3.1. Método XRF	14
2.3.2. Método ICP	15
2.4. METODOS DE DATACIÓN RADIOMÉTRICA	16
2.4.1. Método K/Ar	16
CAPITULO 3	18
GEOLOGIA REGIONAL	18
3.1. INTRODUCCIÓN	18
3.2. PROTEROZOICO	18
3.2.1. Basamento Metamórfico (~2000-542 Ma)	18
3.3. PALEOZOICO	20
3.3.1. Batolito Atico Camana Mollendo (~542-360 Ma)	20
3.3.2. Grupo Ambo (~360-318 Ma)	21
3.4. MESOZOICO:	22
3.4.1. Formación Chocolate (~205-170 Ma)	22
3.4.2. Formación Socosani (~170-165 Ma)	25

3.4.3. Grupo Yura (~165-140 Ma)	26
3.4.4. Formación Murco (~140-112 Ma)	30
3.4.5 Formación Arcurquina (~112-85 Ma)	30
3.4.6. Grupo Toquepala (~75-55 Ma)	33
3.5. CENOZOICO:	36
3.5.1. Cuenca Moquegua (~45-24 Ma):	36
3.5.2. Formación Huaylillas (~24-10 Ma):	39
3.5.3. Formación Millo (~10-3 Ma)	42
3.5.4. Grupo Barroso (~10-1 Ma)	43
2.5.6. Arco Frontal (<1 Ma)	44
CAPITULO 4	47
GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA	47
4.1. INTRODUCCIÓN	47
4.2. SISTEMA DE FALLAS NO-SE	49
4.2.1. Sistema de fallas Incapuquio	49
4.2.2. Sistema de fallas Islay-Ilo	50
4.3. LINEAMIENTOS NE-SO	51
4.3.1. Lineamiento Clemesi	51
4.3.2. Lineamiento Pan de Azucar	51
4.3.3. Lineamiento Chuquibamba	52
CAPITULO 5	53
MAGMATISMO Y PETROGRAFÍA	53
5.1. INTRODUCCIÓN	53
5.2. BASE DE DATOS	57
5.3. MAGMATISMO DEL TRIÁSICO SUPERIOR AL EOCENO	57
5.4. ARCOS MAGMÁTICOS	61
5.4.1. Arco Chocolate (205-170 Ma)	61
5.4.2. Arco Río Grande (170-130 Ma)	63
5.4.3. Arco Ilo (105-90 Ma)	67
5.4.4. Arco Incahuasi (90-75 Ma)	71
5.4.5. Arco Toquepala (75-55 Ma)	73
5.4.6. Arco Challaviento	84
CAPITULO 6	88
GEOQUÍMICA	88
6.1. INTRODUCCIÓN:	88
6.2. BASE DE DATOS DE GEOQUÍMICA	88
6.2.1. Campos importantes de la data	89
6.3. GEOQUÍMICA DE LAS LAVAS DE LA FORMACIÓN CHOCOLATE Y ROCAS INTRUSIVAS DE LA SUPER UNIDAD PUNTA COLES, SUPER UNIDAD TORCONTA, MACIZO OCOÑA Y SUPER UNIDAD ILO	90
6.3.1. Elementos mayores	90
6.3.2. Razones de elementos traza y elementos de tierras raras	91
6.3.3. Perfiles de elementos de traza y elementos de tierras raras	94
6.4. GEOQUÍMICA DE LA SUPER UNIDAD INCAHUASI, TOQUEPALA LAVAS, TOQUEPALA IGNIMBRITAS, STOCKS TOQUEPALA, SUPER UNIDAD TIABAYA, SUPER UNIDAD YARABAMBA Y SUPER UNIDAD CHALLAVIENTO	96
6.4.1. Elementos mayores	96
6.4.2. Razones de elementos traza y elementos de tierras raras	98
6.4.3. Perfiles de elementos de traza y elementos de tierras raras	101

CAPITULO 7:	104
GEOLÓGÍA ECONÓMICA	104
7.1. PÓRFIDO DE TOQUEPALA (CU-MO)	104
7.1.1. Geología del Yacimiento	104
7.1.2. Geología y control estructural	104
7.1.3. Alteración y mineralización hipógena	105
7.1.4. Alteración y mineralización supérgena	105
7.1.5. Edad de mineralización	105
7.2. PÓRFIDO DE QUELLAVECO (CU-MO)	106
7.2.1. Geología del Yacimiento	106
7.2.2. Geología y control estructural	106
7.2.3. Alteración y mineralización hipógena	106
7.2.4. Alteración y mineralización supérgena	107
7.2.5. Edad de mineralización	107
7.3. PORFIDO DE CUAJONE (CU-MO-AU)	108
7.3.1. Geología del Yacimiento	108
7.3.2. Geología y control estructural	108
7.3.3. Alteración y mineralización hipógena	108
7.3.4. Alteración y mineralización supérgena	108
7.3.5. Edad de mineralización	109
7.4. PORFIDO DE CERRO VERDE (CU-MO) Y SANTA ROSA (CU-MO)	109
7.4.1. Geología del Yacimiento	109
7.4.2. Geología y control estructural	110
7.4.3. Brechas y fenómenos relacionados	110
7.4.4. Alteración y mineralización hipógena	110
7.4.5. Alteración y mineralización supérgena	110
7.4.6. Edad de mineralización	111
CONCLUSIONES	112
RECOMENDACIONES	113
REFERENCIAS	114
ANEXOS	120
ANEXO 1: BASE DE DATOS DE GEOCRONOLOGÍA	121
ANEXO 2: BASE DE DATOS DE ESTUDIOS PETROGRÁFICOS	122

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación y principales accesos terrestres a la zona de estudio.....	3
Figura 2. Mapa geomorfológico del área de estudio	9
Figura 3. Modelo de deshidratación de materiales subductados (Stern, 2002). Deshidratación de peridotita subductada y corteza oceánica que ocurre a 150-200 km. de la fosa. Conceptualmente el agua es aportada al contacto con la cuña mantélica	12
Figura 4. Representación conceptual de magmas basálticos derivados del manto y ascenso como fundido desde zonas calientes a reservorios estacionarios. (Annen et al., 2006)	13
Figura 5. Representación conceptual de la configuración de un arco magmático y procesos de evolución magmática. (Stern, 2002).....	14
Figura 6. Equipo de análisis por inducción de plasma acoplado.....	16
Figura 7. Mapa del Basamento Arequipa-Antofalla dividido en 3 dominios: norte, centro y sur (Loewy et al., 2004).....	19
Figura 8. Afloramientos del Basamento metamórfico de Arequipa y el Batolito Atico Camana Mollendo.....	20
Figura 9. Columna estratigráfica del Grupo Ambo en la quebrada Ancosontine (Acosta et al., 2011).....	22
Figura 10. Mapa geológico del cerro Yanacoto (Acosta et al., 2009).....	23
Figura 11. Sección estructural del cerro Yanacoto (Acosta et al., 2009).....	24
Figura 12. Columna estratigráfica de la Formación Chocolate y Formación Socosani levantada en el cerro Yanacoto (Acosta et al., 2009)	26
Figura 13. Cuadro de estudios realizados para definir la nomenclatura estratigráfica en la cuenca Arequipa, desde el Triásico superior al Jurásico superior (Alván, 2010).....	31
Figura 14. Columna estratigráfica generalizada del Grupo Yura levantada en su sección tipo, Yura - Arequipa (Alván, 2010; Acosta, en prensa)	32
Figura 15. Columna estratigráfica del Grupo Toquepala levantada en el río Otorá - Moquegua (Martínez & Zuloaga, 2002)	35
Figura 16. Estratigrafía y cronología de la Formación Moquegua. 1. Depósito marino 2. Depósito continental 3. Depósito volcano-sedimentario 4. Volcánico explosivo (flujo pirocástico) y 5. Volcánico efusivo (flujo de lava). (Marocco, 1984).....	38
Figura 17. Representación esquemática de los episodios sedimentarios en la cuenca Moquegua. Sector oeste de Pachía. (Marocco, 1984; Acosta et al., 2011).....	39
Figura 18. Columna estratigráfica de la Formación Moquegua superior y la Formación Huaylillas (Flores, en prensa; Acosta et al., 2011).....	41
Figura 19. Cuadro de evolución sedimentaria, tectónica y magmática de la costa sur del Perú. (Modificado de Martínez & Cervantes, 2003; Mamani et al., 2011).....	46
Figura 20. Principales sistemas de fallas de la costa sur del Perú. SFCLLI: Sistemas de fallas Cincha-Lluta-Incapuquio; SFII: Sistemas de fallas Islay-Ilo (Mamani et al., 2011).....	48
Figura 21. Sección estructural en el sector de Palca (36x-III), mostrando la actividad tectónica del Sistema de fallas Incapuquio (Acosta et al., 2011)	49
Figura 22. Sección estructural en el sector de Moquegua (35u-I), mostrando la actividad tectónica del Sistema de fallas Incapuquio	50
Figura 23. Mapa de segmentos del Batolito de la Costa (Cobbing et al., 1977)	55
Figura 24. Mapa de Super Unidades del Batolito de la Costa de la zona de estudio (Pitcher et al., 1985).....	56
Figura 25. Mapa de distribución espacial del arco magmático de Chocolate (205-170 Ma), el arco magmático Río Grande (170-130 Ma.), el arco magmático Ilo-Lancones	

(105-90 Ma.), el arco magmático Incahuasi-Paltashaco (90-75 Ma.), el arco magmático Toquepala-Tantar y el arco magmático Challaviento (55-42 Ma.). La distribución espacial de los arcos magmáticos esta en base a los datos de geología y edades radiométricas del Perú (Mamani et al., 2010c).....	58
Figura 26. Mapa de rocas ígneas con muestras de estudios petrográficos y análisis químicos	59
Figura 27. Mapa de rocas ígneas con dataciones radiométricas del área de estudio	60
Figura 28. Mapa de rocas ígneas del Triásico superior al Cretácico inferior.....	70
Figura 29. Mapa de rocas ígneas del Cretácico al Paleógeno	86
Figura 30. Diagramas binarios para distinguir el tipo de roca ígnea, serie magmática y contenido de FeO total y MgO. Los contenidos de óxidos están recalculados al 100% y libre de bases volátiles y con todo el Fe como FeO _{total} . F) Diagrama para la determinación de la saturación de alúmina	91
Figura 31. Diagramas de Sr/Y, La/Sm, Sm/Yb, Dy/Yb, Ce/Y y Eu/Eu* para las rocas de las unidades Chocolate (205-190 Ma), Super Unidad Punta Coles (160 Ma), Super Unidad Torconta (136 Ma), Super Unidad Ilo (100 Ma).....	93
Figura 32. Perfiles de las concentraciones de los elementos traza para las rocas volcánicas de Chocolate (205-190 Ma), Super Unidad Punta Coles (160 Ma), Super Unidad Ilo (100 Ma). Los concentraciones están normalizadas a los valores al manto primitivo según McDonough & Sun (1995)	95
Figura 33. A) Diagrama para distinguir adakitas en base a las razones de Sr/Y versus concentración de Y (Defant & Drummond, 1990). B) Diagrama para distinguir la fusión de cortezas con composición anfibolita y/o eclogita en base a las razones de Ce/Y versus Ce. C) Diagrama para distinguir la tendencia de la fraccionación de plagioclasa en base a las razones de La/Yb versus Sm/Yb. En los diagramas B y C se distingue también el campo de magmas juveniles. D) Diagrama mostrando el estado de oxidación versus anomalías de Eu/Eu*. Los campos de distribución de las ocurrencias metálicas fueron elaborados en base a Lang & Baker (2001)	96
Figura 34. Diagramas binarios para distinguir el tipo de roca ígnea, serie magmática y contenido de FeO total y MgO. Los contenidos de óxidos están recalculados al 100% y libre de bases volátiles y con todo el Fe como FeO _{total} . F) Diagrama para la determinación de la saturación de alúmina	98
Figura 35. Diagramas de Sr/Y, La/Sm, Sm/Yb, Dy/Yb, Ce/Y y Eu/Eu* para las rocas de la Super Unidad Incahuasi (82-77 Ma), Toquepala lavas (74 Ma), Toquepala stocks (72 Ma), Super Unidad Tiabaya (66-64 Ma), Super Unidad Yarabamba (62 Ma), Toquepala ignimbritas (60-55 Ma), Super Unidad Challaviento (45-42 Ma).....	100
Figura 36. Perfiles de las concentraciones de los elementos traza para las rocas ígneas de la Super Unidad Incahuasi (82-77 Ma), Toquepala lavas (74 Ma), Toquepala stocks (72 Ma), Super Unidad Tiabaya (66-64 Ma), Súper Unidad Yarabamba (62 Ma), Toquepala ignimbritas (60-55 Ma), Super Unidad Challaviento (42-42 Ma). Los concentraciones están normalizadas a los valores al manto primitivo según McDonough & Sun (1995).....	102
Figura 37. A) Diagrama para distinguir adakitas en base a las razones de Sr/Y versus concentración de Y (Defant & Drummond, 1990). B) Diagrama para distinguir la fusión de cortezas con composición anfibolita y/o eclogita en base a las razones de Ce/Y versus Ce. C) Diagrama para distinguir la tendencia de la fraccionación de plagioclasa en base a las razones de La/Yb versus Sm/Yb. En los diagramas B y C se distingue también el campo de magmas juveniles. D) Diagrama mostrando el estado de oxidación versus anomalías de Eu/Eu*. Los campos de distribución de las ocurrencias metálicas fueron elaborados en base a Lang & Baker (2001)	103

INDICE DE FOTOS

Foto 1. Vista Panorámica mirando al SO, mostrando las unidades geomorfológicas del Borde oeste de la Cordillera Occidental, la planicie costanera y el valle del río Moquegua.....	8
Foto 2. Vegetación característica, Schinus Molle	10
Foto 3. Vista mirando al NE donde se observa el contacto erosivo entre la Formación Chocolate y Formación Socosani en el área del cerro Yanacoto	24
Foto 4. Vista mirando al SO de las areniscas cuarzo-feldespáticos intercalados con delgados niveles de lutitas de la Formación Puente, el afloramiento es cortado por el cono del volcán monogenético Nicholson en el sector de Yura.....	27
Foto 5. Corte de la carretera en Yura, se observan las lutitas negras, areniscas calcáreas y arcósicas de la Formación Cachios	28
Foto 6. Areniscas cuarzosas de la Formación Labra con estructuras sedimentarias A. Laminación oblicua curva de canal y B. Ripples u honduritas	29
Foto 7. Restos de troncos fósiles de la Formación Hualhuani en el cerro Labra, Yura..	30
Foto 8. Vista panorámica mirando al N donde se aprecia el Grupo Yura	31
Foto 9. Flujo piroclástico con fragmentos líticos de ignimbritas que corresponden a la Formación Huaracane, en el cerro Huaracane, Moquegua	33
Foto 10. Vista mirando al SO donde se encuentra la hacienda Inogoya, localidad tipo de la Formación Inogoya	34
Foto 11. Riolita de textura porfirítica de la Formación Quellaveco	35
Foto 12. Formación Moquegua inferior y superior en el cerro Alto Torreones, situado en la quebrada Guaneros, Moquegua	37
Foto 13. Deslizamiento en el valle de Siguas donde se observa la Formación Moquegua superior en discordancia erosiva con los conglomerados de la Formación Millo.....	42
Foto 14. Vista mirando al SE del nevado del Barroso, se aprecia el nevado Chuquiapiña y el volcán Tacora en el frontera con Chile, tomado de Acosta et al. (2011).....	44
Foto 15. Vista mirando al NE mostrando los volcanes Chachani, Misti y Pichu Pichu en la ciudad de Arequipa	45
Foto 16. Vista tomada al NE de la falla el Toro de tipo inversa que afecta rocas del complejo basal de la costa en la Quebrada del río Camana	51
Foto 17. A. Flujos de lava de basalto andesita alteradas en la quebrada Cosos, Aplao. B y C. Muestra de mano de basalto andesita. D y E. Microfotografía de sección delgada en Nicles Cruzados y Nicles Paralelos respectivamente de muestra Pb-I-03-03.....	62
Foto 18. A. Dique de diorita de facie fina cortando a granodioritas hornblendicas en el sector de Cocachacra, Tambo. B y C. Muestra de mano de diorita de facie fina y granodiorita hornblendica de la foto A. D y E. Muestra de mano de diorita Ilo/I-11-04 de la playa Pozo de Lizas, Ilo.....	64
Foto 19. A. Mezcla de magmas, granodioritas asimilan xenolitos máficos en el cerro Torconta, Arequipa. B y C. Muestra de mano de granodiorita. D y E. Microfotografía de sección delgada en Nicles Cruzados de la muestra Ap/I-01-05 de la quebrada Huacán, Aplao.....	66
Foto 20. A. Dique de basalto andesita cortando a dioritas hornblendicas, carretera a Ilo. B y C. Muestra de mano de granodiorita hornblendica, cerca al aeropuerto de Ilo. D y E. Microfotografía de sección delgada en Nicles Cruzados y Nicles Paralelos respectivamente de diorita hornblendica, muestra Ilo-II-01-05	68
Foto 21. A. Contacto entre gabros y dioritas de la Super Unidad Incahuasi (color gris) con tonalitas y granodioritas de la Super Unidad Torconta (color crema) en el valle de Vitor, Arequipa. B y C. Muestra de mano de diorita. D y E. Microfotografía de sección	

delgada en Nicoles Cruzados de muestra Ar-I-07-05 mostrando anfíboles con alteración incipiente a clorita.....	72
Foto 22. A. Contacto entre gabros y dioritas de la Super Unidad Incahuasi (color gris) con granodioritas de la Super Unidad Tiabaya (color crema) cerca al puente de Congata, Arequipa. B y C. Muestra de mano de granodiorita con xenolitos máficos. D y E. Microfotografía de sección delgada en Nicoles Cruzados y Nicoles Paralelos respectivamente de muestra Lj-I-01-05 mostrando un cristal subhedral de hornblenda	74
Foto 23. A. Afloramiento de monzodiorita de la Super Unidad Yarabamba al sur de Socabaya, Arequipa. B y C. Muestra de mano de monzodiorita. D y E. Microfotografía de sección delgada en Nicoles Cruzados y Nicoles Paralelos respectivamente de muestra Lj-I-02-05 donde se observa cristales anhedrales de plagioclasa alterados por arcillas.	77
Foto 24. Foto 24. A. Flujos de lava compuestos de dacita correspondientes al Grupo Toquepala en la quebrada Guaneros, Moquegua. B y C. Muestra de mano de dacita. D y E. Microfotografía de sección delgada en Nicoles Cruzados y Nicoles Paralelos respectivamente de muestra Cle-13-02 donde se observa cristales de cuarzo y plagioclasa.....	80
Foto 25. A. Contacto en discordancia angular entre flujos piroclásticos del Grupo Toquepala y sedimentos de la cuenca Moquegua, en el valle de Moquegua. B y C. Muestra de mano de ignimbrita. D y E. Microfotografía de sección delgada en Nicoles Cruzados de muestra Cle-I-02-05 donde se observa fenocristales anhedrales de plagioclasa y feldespato que han perdido su textura.....	82
Foto 26. Vista panorámica del tajo abierto del yacimiento de Toquepala (Cu-Mo)	106
Foto 27. Vista panorámica del pórfido de Quellaveco (Cu-Mo).....	107
Foto 28. Vista panorámica del pórfido de Cuajone, donde se muestra la ubicación de la falla Quellaveco y el lineamiento Principal. A) Foto de la alteración potásica con vetillas del tipo A.....	109
Foto 29. Imagen de Google earth de la mina Cerro Verde, Santa Rosa y el prospecto Cerro Negro. Se observa las fallas Cenicienta y Cincha Lluta Incapuquio y los lineamientos de La Joya.....	111

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Rutas y distancias hacia la zona de estudio	2
Tabla 2. Geocronología del Arco magmático Río Grande - Super Unidad Punta Coles	65
Tabla 3. Geocronología del Arco magmático Río Grande - Super Unidad Torconta	67
Tabla 4. Geocronología del Arco magmático Ilo - Super Unidad Ilo.....	69
Tabla 5. Geocronología del Arco magmático Incahuasi - Super Unidad Incahuasi.....	73
Tabla 6. Geocronología del Arco magmático Toquepala - Super Unidad Tiabaya	75
Tabla 7. Geocronología del Arco magmático Toquepala - Super Unidad Yarabamba..	78
Tabla 8. Geocronología del Arco magmático Toquepala - Grupo Toquepala (ignimbritas)	83
Tabla 9. Geocronología del Arco magmático Toquepala - Toquepala Stocks.....	84
Tabla 10. Geocronología del Arco magmático Challaviento - Super Unidad Challaviento.....	85
Tabla 11. Cuadro de edades y composición del Batolito de la Costa (Pitcher et al., 1985).....	87

RESUMEN

El basamento metamórfico de Arequipa está conformado por gneis, esquistos y filitas, cuya edad más antigua corresponde Paleoproterozoico (Loewy et al., 2004). Sobreyaciendo en contacto erosivo se encuentra una secuencia de conglomerados con clastos de rocas metamórficas seguidas de areniscas, lutitas y calizas del Carbonífero inferior que conforman el Grupo Ambo.

Desde el Triásico superior al Jurásico inferior afloran rocas ígneas del arco magmático Chocolate (205-170 Ma) estas rocas están conformadas por basaltos y andesitas de la Formación Chocolate inferior (Acosta et al., 2011) y los intrusivos de la Super Unidad Punta Coles que afloran principalmente en la Cordillera de la Costa. Estas unidades se emplazan en un ambiente tectónico distensivo evidenciado por el carácter fisural y de amplia extensión de los flujos lávicos. Coetáneamente se depositan secuencias volcano-sedimentarias y sedimentarias que corresponden a la cuenca Arequipa (Acosta et al., 2011) y esta conformada por la Formación Chocolate superior cuyos afloramientos se extienden hacia el borde oeste de la Cordillera Occidental en el sector de Yura-Arequipa. Sobreyaciendo en discordancia erosiva, se observan niveles calcáreos de la Formación Socosani del Jurásico medio.

El magmatismo del Jurásico medio a superior se presenta en el arco magmático Río Grande (170-130 Ma) y está compuesto por rocas intrusivas de la Super Unidad Torconta (tonalitas y dioritas) del Jurásico medio a superior. La sedimentación continúa con la deposición de areniscas arcóscas, lutitas, areniscas cuarzosas, calizas y cuarcitas del Grupo Yura.

Sobreyaciendo en concordancia están los niveles de lutitas, calizas y delgados niveles de areniscas y yesos que corresponden a la Formación Murco, Arcurquina y Chilcane del Cretácico inferior. Esta potente secuencia sedimentaria depositada desde el Jurásico inferior al Cretácico inferior conforma la cuenca Arequipa (Acosta et al., 2011) que en general muestran episodios transgresivos y regresivos ligados a un tectonismo distensivo; esta cuenca se extiende desde el sur de Ecuador hasta el norte de Chile (Alván, 2010).

En el Cretácico inferior a superior se emplazan las rocas intrusivas de la Super Unidad Ilo que pertenecen al arco magmático Ilo (105-90 Ma), y está conformada por dioritas que estructuralmente se emplazan en un ambiente distensivo evidenciado por la extensión y amplitud de los cuerpos intrusivos.

En el Cretácico superior al Paleoceno se emplazan las rocas ígneas del arco magmático Toquepala (75-55 Ma); está conformado por rocas volcánicas del Grupo Toquepala y las rocas intrusivas de la Super Unidad Tiabaya y la Super Unidad Yarabamba. La secuencia volcano-sedimentaria del Grupo Toquepala está conformado por andesitas, dacitas, riolitas, grauwacas, aglomerados, conglomerados e ignimbritas.

Las rocas intrusivas de la Super Unidad Tiabaya y Yarabamba están compuestas por dioritas, monzonitas y granodioritas cuyo emplazamiento está asociado a la tectónica compresiva del sistema de fallas Incapuquio.

En el Eoceno el emplazamiento de las rocas intrusivas del arco magmático Challaviento (55-42 Ma), compuesto por granodioritas y granitos de la Super Unidad Challaviento que aflora en el sector de Pachia y Palca en Tacna. También se depositan las secuencias sedimentarias continentales de la Formación Moquegua en el Eoceno.

En el Mioceno se depositan las secuencias volcano-sedimentarias de la Formación Huaylillas que representan ignimbritas del arco magmático Huaylillas (24-10 Ma) y los conglomerados de naturaleza polimíctica e inconsolidados de la Formación Millo. Desde el mioceno superior al Plioceno se depositan las lavas e ignimbritas del Grupo Barroso. Seguido de depósitos cuaternarios y el arco volcánico actual.

Para comprender la importancia de las zonas de subducción en la generación y evolución de la corteza continental mediante la adición de magma juvenil a partir del manto, se elaboró una base de datos de geoquímica (541 muestras), geocronología (111 muestras) y petrografía (22 muestras representativas de cada arco magmático) para los arcos magmáticos del sur del Perú describiendo la evolución de los magmas a través del tiempo.

Mediante observaciones de campo y un análisis espacial de la base de datos (Arc Gis), se contrasta los polígonos de rocas ígneas con la base de datos geocronológicos, para definir los arcos magmáticos con sus respectivas unidades volcánicas e intrusivas, asignándoles rangos de edades para cada arco. Luego se realizó la actualización, análisis e interpretación de la base de datos geoquímicos y petrográficos; Los cuales se presentan en el presente trabajo.

ABSTRACT

The Arequipa's metamorphic basement is made up of gneisses, schists and phyllites, which oldest age is Paleoproterozoic. The sequence of conglomerates with metamorphic rock's clasts is overlying erosive contacts; followed by sandstones, shales and Lower Carboniferous limestones, that is part of Ambo Group.

Since upper Triassic until lower Jurassic, outcrops igneous rocks from Chocolate magmatic arc (205-170 Ma) these rocks are made of basalts and andesites from lower Chocolate Formation and intrusive from Punta Coles super unit; those rocks outcrops in Cordillera de la Costa. This unit is emplazated in an extensional tectonic environment evidenced by a fissure character and high extension of lava flows. Sequences deposited coeval volcano-sedimentary and sedimentary basin corresponding to Arequipa (Acosta et al., 2011) and is made up of top Chocolate Formation outcrops which extend into the western edge of the Cordillera Occidental in the area of Yura, Arequipa, unconformably overlying erosive calcareous levels are observed Socosani Formation Middle Jurassic.

The magmatism of middle to upper Jurassic occurs in the Rio Grande magmatic arc (170-130 Ma) intrusive rocks comprising the Super Unit Torconta (tonalites and diorites) of Middle to Late Jurassic. The continuous sedimentation with deposition arkosic sandstone, shale, quartz sandstone, limestone and quartzite the Yura Group.

Overlying levels are consistent shale, limestone and thin sandstone and gypsum levels that correspond to the Murco Formation, and Chilcane Arcurquina of Lower Cretaceous. This powerful sedimentary sequence deposited from the Early Jurassic to Early Cretaceous basin formed Arequipa (Acosta et al., 2011) which generally show episodes of transgressions and regressions extensional tectonism linked to the basin and extends from southern Ecuador to northern Chile (Alvan, 2010).

In the upper Cretaceous to the intrusive rocks are located in the Super Unit belonging to Ilo magmatic arc (105-90 Ma) and is formed by diorites that structurally are located in extensional environment evidenced by the length and breadth of intrusive bodies.

In the Late Cretaceous to Paleocene igneous rocks are emplaced magmatic arc Toquepala (75-55 Ma) is formed by the rocks Volcano Toquepala Group and intrusive rocks of the Super and Super Drive Unit Tiabaya Yarabamba. The volcano-sedimentary sequence is conformed Toquepala Group of andesites, dacites, rhyolites, grauwacas, agglomerates and ignimbrites.

The intrusive rocks of the Super Unit Yarabamba Tiabaya and are composed of diorite, monzonite and granodiorite whose location is associated with compressive tectonics Incapuquio fault system.

In the Eocene the location of the magmatic arc intrusive rocks Challaviento (55-42 Ma) consists of granodiorites and granites of the Super Unit Challaviento that arise in the field and Palca Pachia in Tacna. Also in the Eocene continental sedimentary sequences deposited in the Moquegua Formation.

Deposited in the Miocene volcano-sedimentary sequences of Formation ignimbrites Huaylillas representing Huaylillas magmatic arc (24-10 Ma) and polymictic conglomerates and unconsolidated nature of the training Millo. From the Upper

Miocene to Pliocene lavas and ignimbrites deposited Barroso Group. Followed by Quaternary deposits and the volcanic arc current.

To comprehend the importance of subduction zones in the generation and evolution of continental crust by addition of juvenile magma from the mantle. In that sense has developed a database of geochemistry (541 samples), geochronology (111 samples) and petrography (22 samples representative of each magmatic arc) for the magmatic arc of southern Peru describing the evolution of magmas through time.

This work was carried out by field observations and a spatial analysis of the database (Arc Gis) which contrasts the polygons of the igneous rocks with geochronology database. Under this parameter are defined magmatic arcs with their volcanic and intrusive units assigning age ranges for each arc. Then you upgraded analysis and interpretation of geochemical data base and petrography therefore takes place a summary of the most important characteristics of geochronology, petrology and geochemistry of volcanic units and intrusive units.

CAPITULO 1

GENERALIDADES

1.1. INTRODUCCIÓN

La presente tesis es parte del marco de investigación del Proyecto GR1: "Geología de la costa y vertiente oeste de la Cordillera Occidental del sur del Perú", de la Dirección de Geología Regional del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET).

Para la elaboración de este trabajo de investigación se realizó la actualización de la base de datos de geoquímica, geocronología y petrografía de las rocas ígneas del Jurásico al Paleógeno que afloran entre las unidades geomorfológicas de la Cordillera de la Costa y el borde oeste de la Cordillera Occidental del sur de Perú. Las rocas intrusivas comprenden la Super Unidad Punta Coles, Ilo, Incahuasi, Tiabaya, Yarabamba y Challaviento; las rocas volcánicas son asignadas a la Formación Chocolate y Grupo Toquepala.

La base de datos de geoquímica contiene análisis de elementos mayores, menores y traza, tomados de publicaciones científicas y trabajos internos de INGENMET, donde se ha compilado 688 muestras con análisis de elementos mayores, menores y traza. La base de datos de geocronología comprende dataciones radiométricas por los métodos U/Pb, Ar/Ar, K/Ar y Rb/Sr con un total de 416 muestras. Se ha compilado una base de datos con 105 muestras que cuentan con estudio petrográficos realizados por el INGENMET en el periodo 2003-2006, de las cuales se seleccionaron y estudiaron 24 muestras representativas de las unidades geológicas.

Con el análisis de la base de datos de geoquímica se pretende evidenciar las variaciones geoquímicas de los magmas en el Mesozoico y Cenozoico, viendo sus similitudes y diferencias, que nos permitan caracterizar la composición de los magmas para un determinado tiempo y espacio.

1.2. UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD

El área de estudio se encuentra en la costa suroeste del territorio peruano, políticamente comprende parte de los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna (Fig. 1). Las unidades morfoestructurales de la Cordillera de la costa y el borde oeste de la Cordillera Occidental.

Los límites en el sistema de coordenadas geográficas son los meridianos 69°30' a 72°30' de longitud oeste de Greenwich y los paralelos 16°00' y 18°00' de latitud sur, las cotas varían desde el nivel del mar hasta los 3000msnm. En el Sistema de coordenadas UTM, Datum PSAD 56 y Zona 19K del hemisferio sur, los vértices del área de estudio son:

879950E – 8207580N; E1061160 – 8056400N
999530E – 7983710N; 816750E – 8133310N

Entre las vías de acceso, se encuentra la carretera panamericana sur que une la ciudad de Lima con Arequipa, Moquegua y Tacna (Tabla 1). La vía aérea se puede realizar con vuelos diarios entre los aeropuertos de Lima-Arequipa y Lima-Tacna, a continuación se detalla las rutas y tiempo hacia el área de estudio:

Tabla 1. Rutas y distancias hacia la zona de estudio.

Ruta	Vía	Distancia (Km.)	Tiempo(h)
Lima-Arequipa	terrestre	1000	15
Lima-Moquegua	terrestre	1215	18
Lima-Tacna	terrestre	1370	20
Lima-Arequipa	aérea	1000	1.3
Lima-Tacna	aérea	1370	1.5

MAGMATISMO MESO-CENOZOICO DE LA CORDILLERA DE LA COSTA Y BORDE OESTE DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL DEL SUR DE PERU

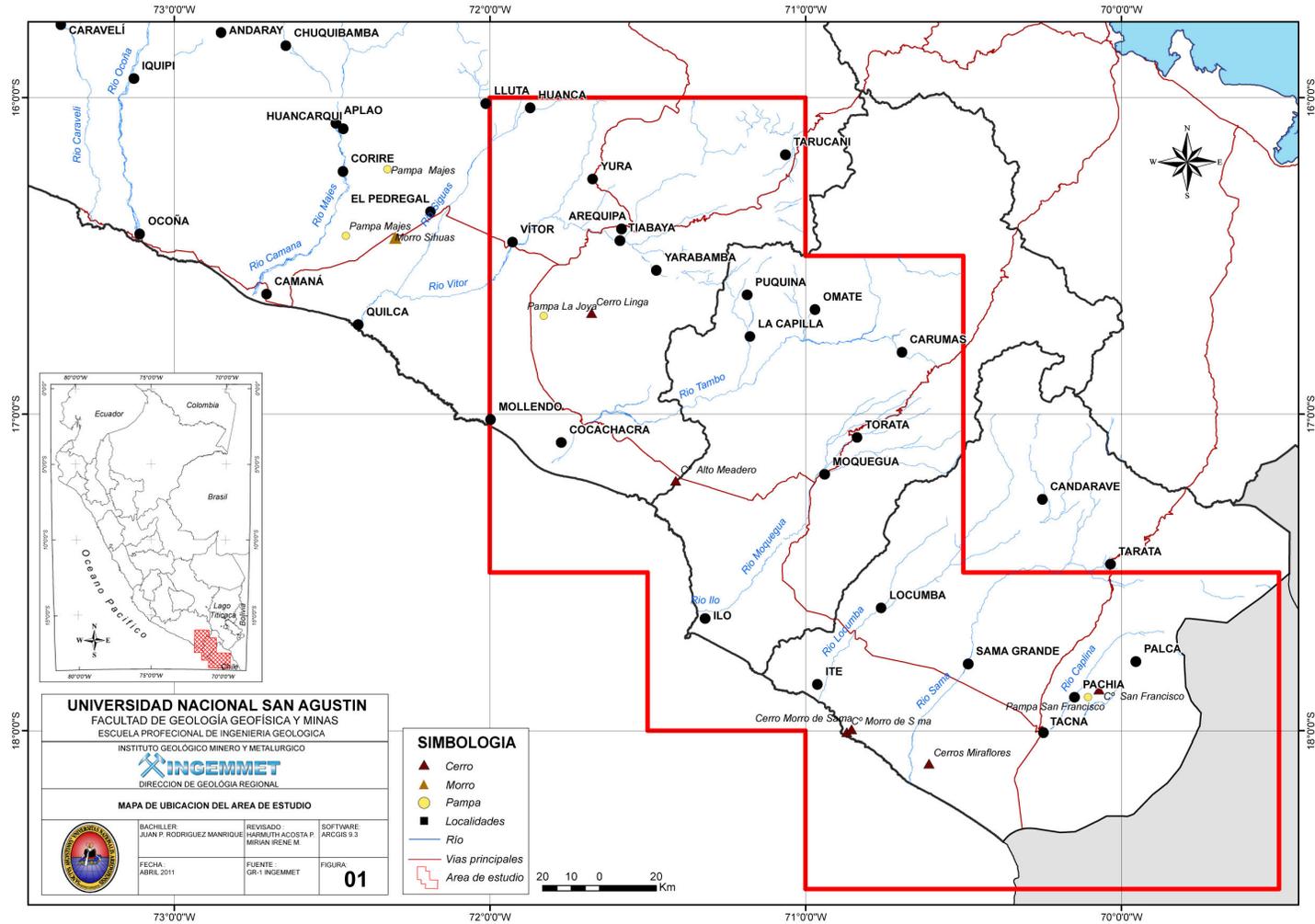


Figura 1. Ubicación y principales accesos terrestres a la zona de estudio.

1.3. PLANTEAMIENTO DE LA PROBLEMÁTICA

En el Jurásico la corteza continental era delgada y formaba parte del basamento de Arequipa, en el Cretácico empieza un espesamiento cortical incipiente (Rodríguez et al., 2010). Para conocer la evolución espacial y temporal del arco Jurásico y Cretácico es necesario hacer estudios geoquímicos de los magmas para caracterizar la extensión y la edad de este arco magmático, ya que hay discrepancias al respecto con la Formación Chocolate en la zona de Arequipa, y la Formación Guaneros en Moquegua y Formación Junerata en Tacna.

Además, los yacimientos minerales del Jurásico al Paleoceno, están asociados a rocas ígneas de este periodo de tiempo, por lo tanto es necesario realizar un estudio detallado sobre los controles del magmatismo y tectónica para establecer su relación con la formación de yacimientos minerales.

1.4. HIPÓTESIS

Los modelos planteados donde se discute la mayor fuente en la composición de los magmas en los Andes centrales 1) contaminación cortical, 2) Erosión tectónica, 3) Influencia del manto litosférico antiguo. Se plantea realizar un Balance de Masas de la química y así discutir cual de todas estas fuentes tiene mayor influencia para la variación geoquímica de las rocas del Jurásico y Cretácico. Quizás esto ayude a determinar las variables magmáticas y su relación con la formación de los yacimientos minerales en algunas zonas de emplazamiento de estas rocas.

1.5. OBJETIVOS

1.5.1. Objetivo general

- Caracterizar la composición geoquímica de los magmas desde el Jurásico al Paleógeno y la relación del magmatismo con la formación de yacimientos minerales y sus ensambles metálicos de Cu-Mo y Cu-Au (Franjas X, XIII del mapa metalogenético 2009).

1.5.2. Objetivos específicos

- Diferenciar el plutonismo del Batolito de la Costa para cada Super Unidad intrusiva usando la geocronología, petrografía y geoquímica de elementos mayores menores y traza.
- En base geoquímica de los magmas, estimar el espesor de la corteza cuando se formaron los arcos magmáticos del Chocolate y Toquepala.
- Relacionar los ensambles metálicos con yacimientos tipo Pórfidos y Epitermales.

1.6. JUSTIFICACIÓN

Durante décadas se ha estudiado el magmatismo en la Cordillera de la Costa y el borde oeste de la Cordillera Occidental, para los distintos afloramientos en el sur del Perú. En este sentido aun no se ha reportado un estudio compilando toda la información existente como por ejemplo: geología integrada, estructuras geológicas regionales, geoquímica, dataciones de rocas y su relación con la formación de yacimientos minerales.

Es aquí donde se pretende ampliar el conocimiento, mediante el mapeo detallado de los sistemas de fallas regionales y locales, elaboración de una base de datos de geoquímica actualizada y diagramas de razones de elementos de tierras raras pesadas que nos permitan identificar los residuos mineralógicos de los magmas. Los elementos de tierras raras pesadas no varían su contenido con los procesos de cristalización fraccionada y diferenciación magmática. Es por esta razón se puede determinar la presión a la cual los magmas se asimilaron, indirectamente esta presión calculada nos indicara profundidades y por lo tanto estimar espesores de la corteza.

La carencia de estudios magmáticos para el Jurásico-Cretácico a dificultado la interpretación de la evolución magmática y la formación de yacimientos para este tiempo, razón por la cual es necesario entender el magmatismo a comienzos del “Ciclo Andino”.

1.7. METODOLOGÍA DE TRABAJO

- Síntesis bibliográfica, donde se revisarán tesis, boletines y publicaciones científicas del área de estudio.
- Mapeo geológico de los principales sistemas de fallas regionales y locales.
- Elaboración de una base de datos de geoquímica (elementos mayores, menores y traza) y dataciones radiométricas a partir de las publicaciones científicas de la zona de estudio.
- Procesamiento matemático de la data geoquímica. Realizar diagramas de elementos mayores, elementos traza e isótopos de las rocas según su emplazamiento y edad.
- Descripción petrográfica y mineralógica de las unidades volcánicas e intrusivas.
- Interpretación y análisis de las variaciones geoquímicas.

1.8. ANTECEDENTES

Las rocas Proterozoicas afloran en la margen continental del sur de Perú, denominadas como Complejo Basal de la Costa (Bellido & Narváez, 1960), estudios posteriores de Cobbing & Pitcher (1972) describen rocas metamórficas compuestas por gneis y esquistos asociados con dioritas y granitos antiguos. Loewy et al., (2004) describió al basamento de Arequipa, como un bloque alóctono que colisionó a la margen oeste de Gondwana hace 1,050 Ma, realiza dataciones radiométricas por el método U/Pb estas edades varían entre 2000 a 1500 Ma.

En el Jurásico el volcanismo esta evidenciado por la Formación Chocolate (Jenks, 1948) y le asigna una potencia de 900m para la sección expuesta en el cerro Yanacoto situado a

la margen izquierda del río Yura. Estudios posteriores de Vargas (1970), Benavides (1962), Alván et al. (2008) y Acosta et al. (2009) registran amonites del género *Amioceras sp.* En areniscas calcáreas y limolitas de la parte superior de la Formación Chocolate, el registro fósil permite asignarle una edad geológica del Sinemuriano inferior.

Las rocas intrusivas en el Perú son estudiadas por Pitcher et al. (1985) donde dan a conocer detalladamente las Unidades, Super Unidades y Segmentos para el plutonismo del Batolito de la Costa. Cobbing & Pitcher (1983) comparan los Segmentos, Super Unidades y Unidades dividiéndolos según su composición y tectónica. Los estudios de geoquímica fueron hechos por Atherton (1985), Mukasa (1986) y Boily et al. (1989). La geocronología mediante isótopos de Pb son estudiados por Beckinsale et al. (1985), Le Bel et al. (1985); dataciones radiométricas realizadas por Clark et al. (1990), Sánchez (1983a y 1983b) utilizando los métodos Ar/Ar y K/Ar para rocas intrusivas de la Super Unidad Yarabamba e Ilo respectivamente. Durante el 2003 al 2006 el INGEMMET mando a analizar muestras por el método ICP-MS, en tal sentido Martínez & Cervantes (2003) publican nuevos datos geoquímicos, geocronológicos y estructurales en el sur del Perú, luego Mamani et al. (2010a) estudia la evolución y variaciones geoquímicas de los magmas del Cenozoico en los Andes Centrales.

1.9. GEOMORFOLOGÍA

En el área de estudio se diferencian 5 unidades geomorfológicas, siendo la Cordillera de la Costa, la Planicie Costanera, el Borde oeste de la Cordillera Occidental, la Cordillera Occidental y valles (Fig. 2).

1.9.1. Cordillera de la Costa:

Constituida por una cadena de cerros que evidencian procesos magmáticos, tectónicos y de metamorfismo regional durante el Proterozoico y Paleozoico, la Cordillera de la Costa esta compuesto por un complejo de rocas metamórficas (gneis, esquistos y migmatitas).

Los afloramientos a manera de bloques levantados y limitados por fallas se encuentran a lo largo del litoral (Bellido & Narváez, 1960) y forman parte del complejo Basal de la Costa. En el sector de Camaná y Mollendo aflora un cuerpo intrusivo alargado de dirección NO-SE compuesto de rocas intrusivas graníticas del Ordovícico. La cadena costanera alcanza altitudes de hasta 900m y es cortada por los ríos Ocoña, Majes y Vitor que dieron lugar a valles jóvenes y encañonados.

1.9.2. Planicie Costanera:

La Planicie Costanera también conocida como Faja Parandina o Plataforma Costanera presenta una topografía llana a subhorizontal y de amplia superficie, formando una serie de plataformas levantadas con cotas que varían de 400 a 600 msnm como son la pampa de Majes, pampa Colorada, pampa La Joya, pampa Clemesí, separadas por la disección de los ríos de la vertiente occidental de los Andes.

Estas plataformas a manera de terrazas han sido levantadas por procesos epirogénicos, vinculados al levantamiento general de los Andes todavía activo en el cuaternario, habiendo sido estructurado sobre fallas de direcciones NO-SE y E-O.

El levantamiento de la planicie costanera favoreció la formación de las cuencas de antearco como son la cuenca Moquegua y la cuenca de la Formación Camaná, emplazadas entre la el basamento metamórfico de la Cordillera de la Costa y las rocas intrusivas del Batolito de la Costa.

1.9.3. Borde oeste de la Cordillera Occidental:

El borde oeste de la Cordillera Occidental esta conformado mayormente por rocas intrusivas del Batolito de la Costa, se extiende en dirección Noroeste a Sureste llegando a más de 3500m de altitud y de composición variable.

Esta unidad presenta quebradas y valles profundos con una topografía agreste debido a la diferente composición y resistencia a la erosión de sus unidades litológicas. Los límites del borde oeste de la Cordillera Occidental por el SO es la Planicie Costanera y por el NE a las Altiplanicies de la cordillera occidental de los Andes.

El borde oeste de la Cordillera Occidental muestra una fuerte disección, mayormente en rocas Mesozoicas y Cenozoicas generando un relieve accidentado que contrasta fuertemente con la planicie costanera. El drenaje es de tipo dendrítico a subdendrítico, formando valles jóvenes en “V” como los que forman los ríos Osmore, Tambo, Vitor y Siguas.

1.9.4. Cordillera Occidental:

La Cordillera Occidental esta conformado mayormente por rocas volcánicas del Mioceno-Plioceno, que forman parte del Grupo Barroso y estratovolcanes del arco actual como son el Sabancaya, Misti, Ubinas Ticsani cuyas cumbres superan los 5000 msnm.

Esta unidad esta fuertemente erosionada y sus depósitos forman estructuras circulares y producto de la acción glaciaria se originan circos glaciares y valles en U. La Cordillera Occidental consiste de una cadena de aparatos volcánicos originados en el Neógeno superior al Pleistoceno, estos aparatos volcánicos forman parte de la Zona Volcánica Central (ZVC).

1.9.5. Valles:

Los valles que forman los ríos Camana, Vitor, Tambo, Moquegua (Foto 1), Locumba, Sama y Caplina son los más importantes en el área de estudio. Los valles se originan en la Cordillera Occidental y cortan el borde oeste de la Cordillera Occidental, planicie costanera y Cordillera de la Costa.

Estos valles presentan laderas en «V», fuerte pendiente hacia el límite con la planicie costanera, siendo en estos sectores donde la amplitud del valles es mayor creando zonas

propicias para la actividad agrícola y ganadera como son Majes, Siguan, Punta Bombón, Moquegua y Tacna. Además la actividad humana se desarrolla en las planicies costaneras como es la pampa de Majes, Siguan, Vitor y La Yarada.



Foto 1. Vista Panorámica mirando al SO, mostrando las unidades geomorfológicas del Borde Oeste de la Cordillera Occidental, Planicie costanera y el valle del río Moquegua.

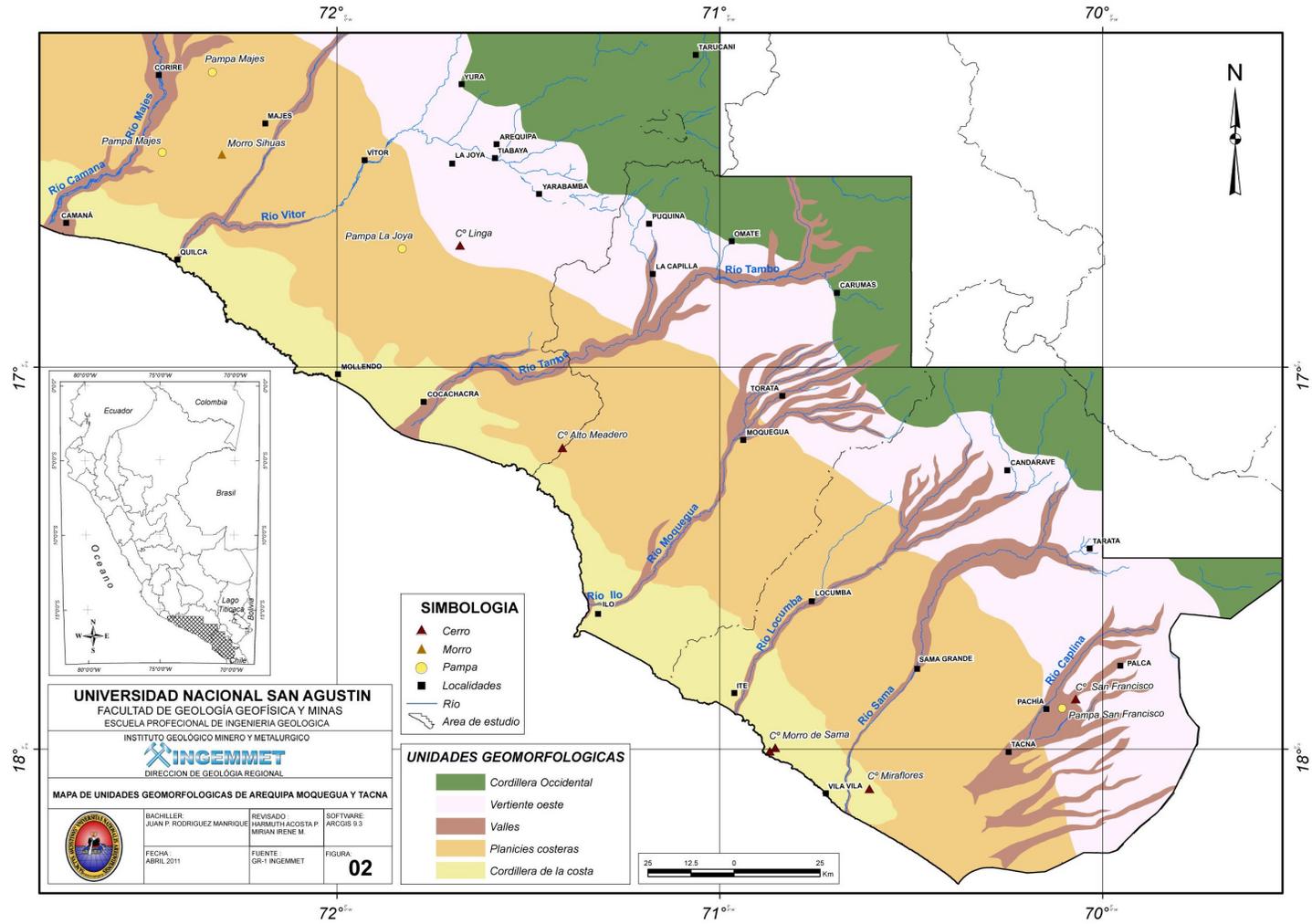


Figura 2. Mapa geomorfológico del área de estudio.

1.10. CLIMA Y VEGETACIÓN

En la Cordillera de la Costa y Planicie Costanera el clima es templado a calido-seco, con precipitaciones estacionales en los meses de Enero a Marzo y una media anual de 12mm, en los Valles de Locumba, Moquegua, Tambo, Majes y Sigwas una temperatura media anual de 19 °C.

Los registros de la estación metereológica de las pampas de Majes (Guizado, 1968) muestran medias anuales como: Temperatura a la sombra: 17,97 °C (registros de 1949-1959), precipitaciones: 0.80mm (registros de 1949-1953), evaporación: 9,36mm (registros 1949-1953), horas de sol: 10h. 11´ 41” en los meses de Abril a Junio.

La vegetación se desarrolla principalmente en los valles de los ríos Locumba, Moquegua, Tambo y Sigwas, con vegetación hidrófila de monte ribereño, Schinus Molle (Foto 2), cactáceas y eucaliptos. La agricultura basada en la ganadería, alfalfares y árboles frutales como la caña de azúcar, vid, manzanos, higueras, paltos entre otros. Hacia el borde oeste de la Cordillera Occidental la vegetación esta compuesta por el Ichu, la yareta, gramíneas y hiervas; la fauna esta restringida con zorrillos, vizcachas y conejos salvajes.



Foto 2. Vegetación característica, Schinus Molle.

CAPITULO 2

NOCIONES TEORICAS

2.1. GÉNESIS DE LOS MAGMAS

El magmatismo andino es diverso y complejo, en la búsqueda de la mayor fuente de los diversos procesos que intervienen en la generación de magmas, por tal motivo es necesario realizar una introducción en las características de los procesos vinculados al magmatismo en los andes centrales.

La diferenciación magmática es el proceso por el cual se forman magmas parciales de distintas composiciones, el fraccionamiento se entiende por la separación de minerales cristalizados del magma residual. Durante este proceso coexisten partes sólidas (cristales formados) y líquidas (magma residual) con una composición química diferente, es a partir de la sumatoria de estas fases que se obtiene la composición inicial del magma.

2.2. PROCESOS EN LA EVOLUCIÓN MAGMÁTICA

La evolución magmática se describe a partir de 3 modelos, relacionando el mayor aporte en la composición de los magmas para cada caso.

2.2.1. Contaminación Cortical

Davidson et al. (1991) señalan que la mayoría de magmas primitivos con alto contenido de Mg y Ni son los magmas considerados a ser diferenciados de los magmas derivados del manto (Fig. 3). Basado en una “línea base” estos magmas son generados a profundidad en la corteza, en la zona denominada MASH (por su siglas en ingles: mezcla, asimilación y homogenización del fundido) donde se generan fluidos y volátiles necesarios para la generación de magmas.

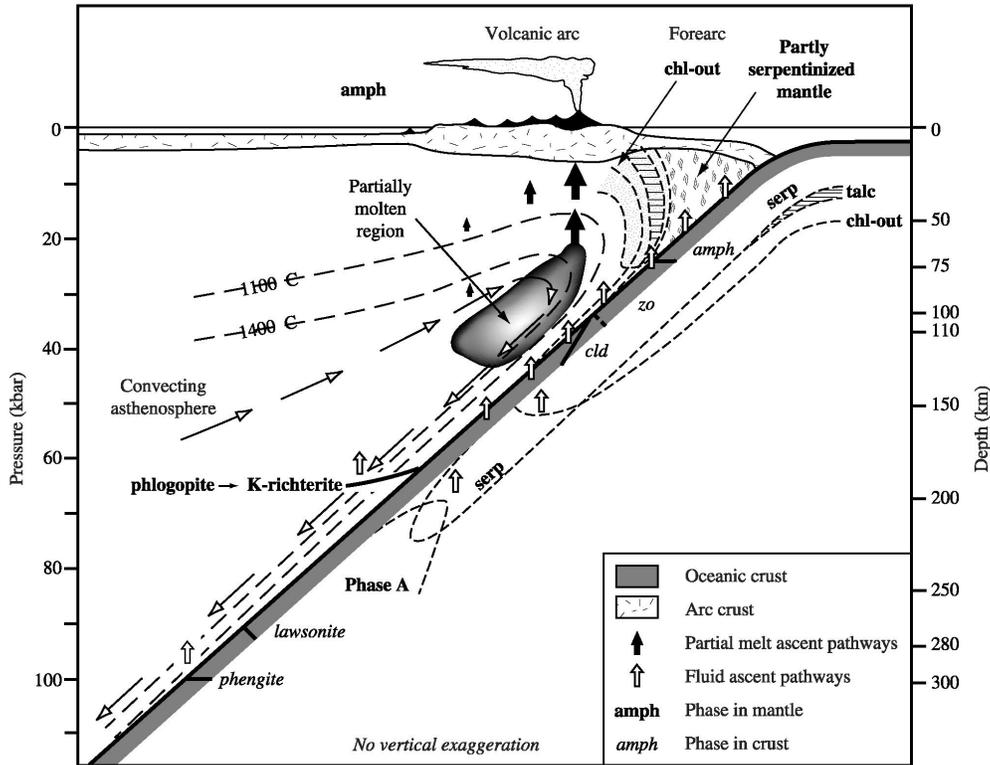


Figura 3. Modelo de deshidratación de materiales subductados (Stern, 2002). Deshidratación de peridotita subductada y corteza oceánica que ocurre a 150-200 km. de la fosa. Conceptualmente el agua es aportada al contacto con la cuña mantélica.

Durante el ascenso del magma (Fig. 4), se pueden producir dos procesos en la evolución del magma, siendo reconocido: (1) un sistema cerrado, donde no hay inyección de magma al sistema y tiende a ser caracterizado por composición de basaltos a dacitas y (2) un sistema abierto, donde hay apertura del sistema e inyección de magma que tiende a ser caracterizada por un alto grado de diferenciación e incremento de ratios $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ y 18O (Mamani, 2006).

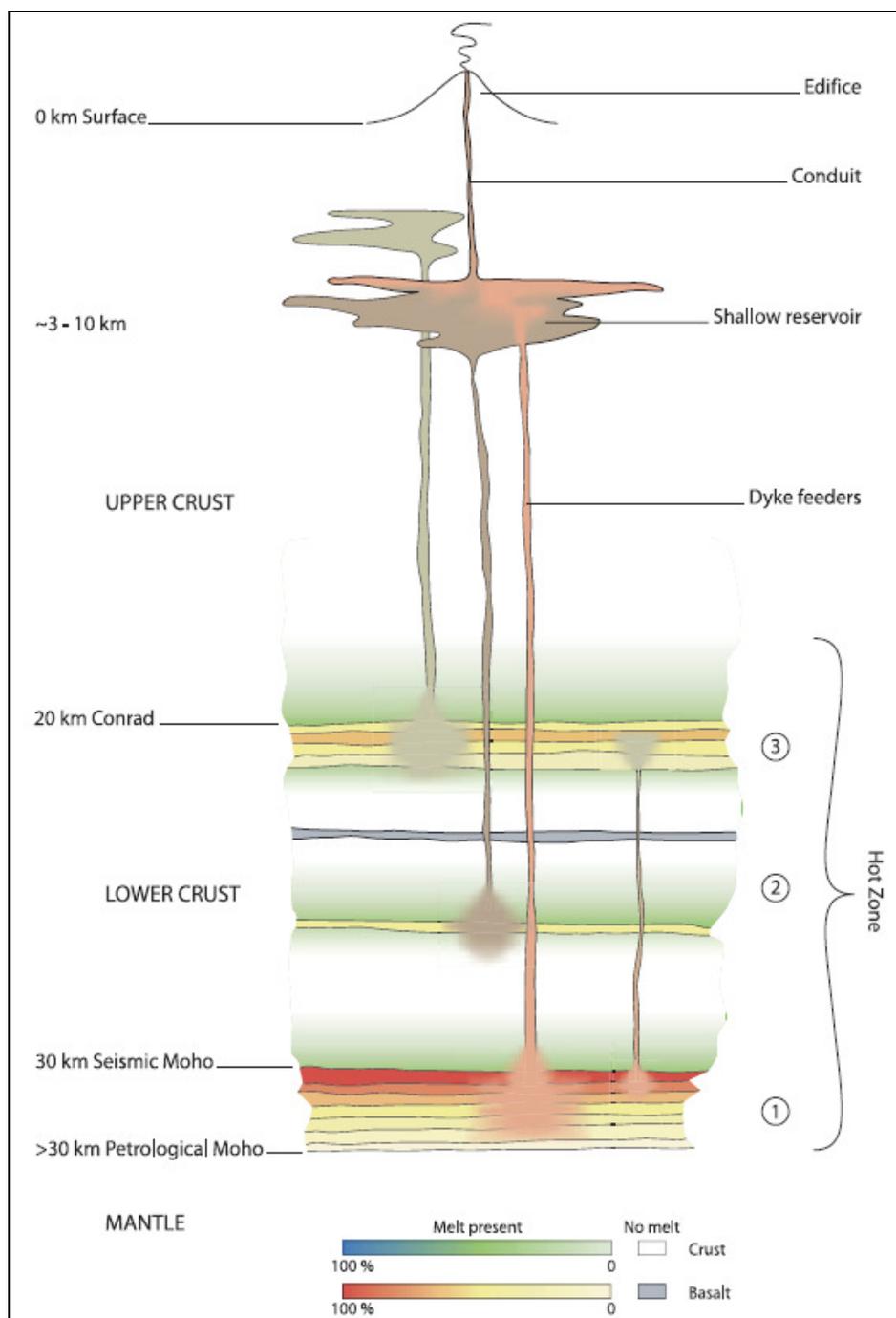


Figura 7. Representación conceptual de magmas basálticos derivados del manto y ascenso como fundido desde zonas calientes a reservorios estacionarios (Annen et al., 2006).

2.2.2. Manto Litosférico enriquecido Sub-continental

La plagioclasa se establece en niveles corticales someros (<70Km de espesor de corteza) y el Sr se comportará incompatible. La plagioclasa no está en una fase de fraccionamiento

en líquidos máficos, o es esta una fase residual de corteza anatética fusionándose a alta presión. (Davidson et al., 1991)

2.2.3. Erosión Tectónica

Stern (2002) explica el rol de la incorporación de sedimentos carbonatados y material de corteza erosionada tectónicamente dentro de la región de la fuente por subducción como fuente principal en las elevadas características geoquímicas (Fig. 5).

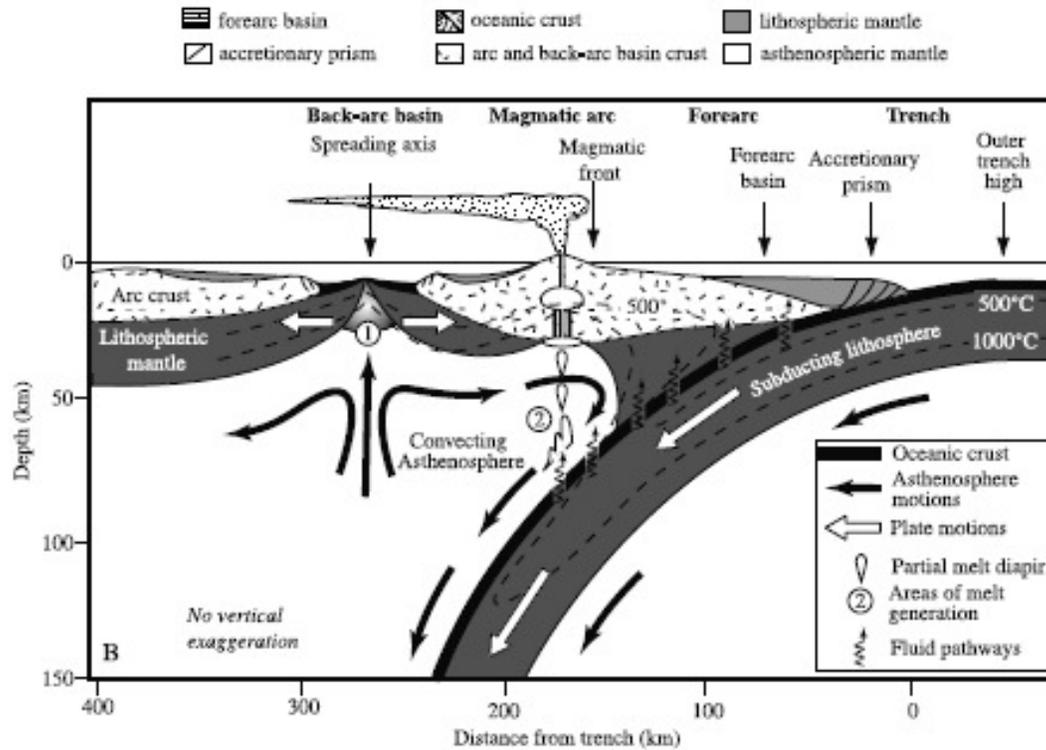


Figura 8. Representación conceptual de la configuración de un arco magmático y procesos de evolución magmática. (Stern, 2002).

2.3. METODOS DE ANÁLISIS QUÍMICOS

2.3.1. Método XRF

La fluorescencia de rayos X por energía dispersiva (EDXRF) es una técnica de muestreo versátil, rápida y no destructiva, esta técnica reconoce un gran número de elementos químicos (no compuestos químicos) y presenta los resultados en tiempo real. Los límites de detección son de hasta 0.002% (20 ppm.).

El método EDXRF utiliza la emisión secundaria o fluorescente de radiación X que se genera al excitar una muestra con una fuente emisora de rayos X. La radiación X incidente o primaria expulsa electrones de capas interiores del átomo. Entonces, los

electrones de capas más externas ocupan los lugares vacantes, y el exceso energético resultante de esta transición se disipa en forma de fotones: la llamada radiación X fluorescente o secundaria. Esta radiación de fluorescencia es característica para cada elemento químico. Por lo tanto, es posible identificar un elemento dentro del espectro de la muestra si se conoce la energía entre los orbitales atómicos implicados. La concentración de cada elemento se detecta midiendo la intensidad de la energía asociada a cada transición de electrones. Es decir, la salida de un análisis EDXRF es un espectro que muestra la intensidad de radiación en función de la energía.

2.3.2. Método ICP

El método de análisis por Inducción de Plasma Acoplada es una forma de espectrometría por emisión (Fig. 6). La atomización e ionización de la muestra se realiza por la transformación del aerosol de muestra hacia un plasma, este plasma se genera por calentamiento inductivo de un gas que puede ser argón o nitrógeno. El calentamiento inductivo lo produce la bobina de un generador de alta frecuencia.

El equipo del ICP está diseñado para generar plasma, el cual es un gas en el que hay átomos presentes en estado ionizado. La alineación básica del ICP consiste en 3 tubos concéntricos, hechos de sílica y forman lo que es la antorcha del ICP. La antorcha está situada entre una bobina enfriada a agua con un generador de frecuencias de radio. A medida que los gases son introducidos en la antorcha, su campo de ondas de radio se activa y el gas en la región del embobinado se hace eléctricamente conductor. La secuencia de dichos eventos forma la "Plasma".

Son tres los gases que fluyen en este sistema, el exterior, interior y el carrier. El exterior es frecuentemente Argón o Nitrógeno. Este sirve para varias cosas pero en especial para dar mantenimiento al plasma, para estabilizar su posición y para separar térmicamente a esta, del tubo exterior. El argón se utiliza como el gas intermedio y como el gas carrier.

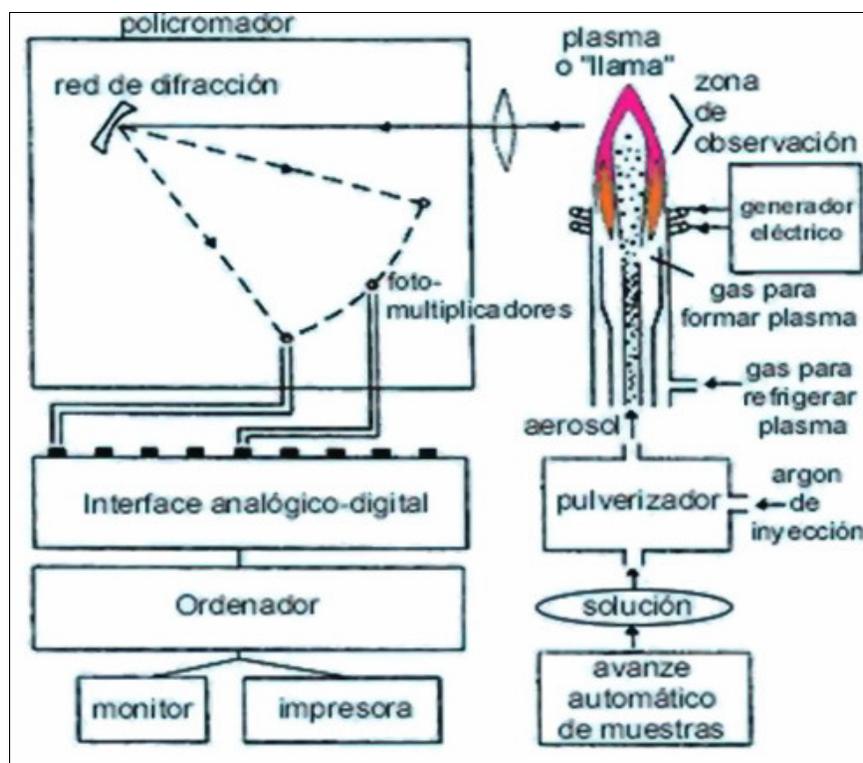


Figura 9. Equipo de análisis por inducción de plasma acoplado.

2.4. METODOS DE DATACIÓN RADIOMÉTRICA

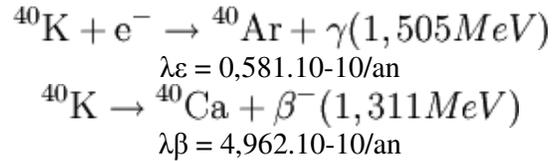
2.4.1. Método K/Ar

La datación potasio-argón o $40\text{K}/40\text{Ar}$ es un método de datación radiométrica, surgido en la década de 1960, utilizado en geología y arqueología para datar rocas o cenizas volcánicas de no menos de 100.000 años. Se basa en el principio de la desintegración radioactiva, en el cual el isótopo radioactivo potasio-40 (40K) presente en las rocas volcánicas se desintegra a un ritmo conocido en el gas inerte argón-40 (40Ar), que se va concentrando en la roca.

Al enfriarse un fluido magmático y cristalizando para formar la roca, el argón comienza a formarse y con el paso del tiempo, aumentará su proporción en la misma. La cantidad de argón que contiene la roca dependerá de la concentración inicial de potasio y del tiempo transcurrido desde la solidificación.

Pues bien estudiando éste ritmo de descomposición del 40K , y la cantidad de 40Ar contenido en la muestra de roca, en un proceso de enfriado suficiente como para que el argón radiogénico no se disperse fuera de los cristales, podemos crear un cálculo de la data de formación de la roca y una cuantificación en la espectrometría de masas. Se necesitan 10 gramos de muestra de roca volcánica para una medición fiable.

Para el cálculo de la edad de la roca el potasio-40 es un isótopo radioactivo que se desintegra siguiendo los modos de desintegración siguientes:



La edad de la muestra se obtiene en promedio de la fórmula siguiente:

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln\left(1 + \frac{\lambda}{\lambda_{\epsilon} + \lambda_{\beta}} \cdot \frac{{}^{40}\text{Ar}_t}{{}^{40}\text{K}_t}\right)$$

Como la relación de concentraciones de argón 40 y de potasio 40 es suficientemente fiable, la fórmula se simplifica en:

$$t = \frac{1}{0,1048 \times \lambda} \cdot \frac{{}^{40}\text{Ar}_t}{{}^{40}\text{K}_t}$$

t: siendo la edad de la muestra, ${}^{40}\text{K}_t$ ${}^{40}\text{Ar}_t$ las cantidades medidas de isótopos padre e hijos.

Las limitaciones del método potasio-argón solo podemos datar yacimientos sepultados por erupciones volcánicas, con lo que resulta imposible conseguir una precisión mayor a $\pm 10\%$. Generalmente, con este margen de error, las edades obtenidas son menores que la edad verdadera.

Por otra parte, un problema a la hora de datar el K-Ar es que si en la muestra se presenta cierta heterogeneidad, en las partes proporcionales con concentraciones de ${}^{40}\text{K}$ puede haber diversos K/Ar, y esto puede llevar otra vez a una fecha inexacta.

En este método también se debe tener en cuenta los diferentes grados de retención de los minerales. Por una parte, cuando la edad perteneciente a la muestra es menor que la verdadera se ha producido pérdida de Ar. Esto se debe a los llamados fenómenos de recristalización, alteración o calentamiento. En éste último caso si la pérdida es total la datación obtenida corresponde a la edad de ese suceso térmico, lo que permite datar procesos metamórficos. Por otra parte, ciertas rocas y minerales pueden contener argón heredado. En este caso, entonces, las edades serán mayores a las reales.

CAPITULO 3

GEOLOGIA REGIONAL

3.1. INTRODUCCIÓN

En el presente capítulo se realiza una descripción en orden cronoestratigráfico de las unidades de rocas sedimentarias, metamórficas y volcano-clásticas que comprenden la zona de estudio. La descripción de las rocas ígneas se realiza en el Capítulo 5 de Magmatismo y Petrografía.

3.2. PROTEROZOICO

3.2.1. Basamento Metamórfico (~2000-542 Ma)

Denominado como Complejo basal de la Costa (Bellido & Narvaez, 1960), son rocas metamórficas compuestas de gneis y esquistos asociados con dioritas y granitos antiguos (Cobbing & Pitcher, 1972). Estas rocas conforman los cerros de la cadena costanera y constituyen el basamento sobre el cual yacen las rocas de edades más jóvenes, sus afloramientos se observan a lo largo del río Ocoña, Majes y las localidades de Camaná, Quilca, Mollendo y Mejía. El basamento de Arequipa se extiende desde Chala situado al norte de Arequipa hasta la quebrada Belén en el norte de Chile. (Fig. 7). El basamento metamórfico de Arequipa-Antofalla, es considerado un bloque Alóctono de la margen Oeste de Gondwana, cuya colisión ocurrió hace 1.050 Ma durante la Orogenia de Sunsas (Loewy et al., 2004; Ramos, 2010).



Figura 7. Mapa del Basamento Arequipa-Antofalla dividido en 3 dominios: norte, centro y sur (Loewy et al., 2004).

Dataciones realizadas por los métodos de K/Ar y Rb/Sr, obtienen edades entre 1800 a 1900 Ma en facies de rocas metamórficas como granulitas y anfibolitas. (Cobbing et al., 1977), recientes dataciones por el método de U/Pb en los gneis del cerro Uyarani en la localidad de Mollendo muestran un alto grado de metamorfismo entre 1000 a 1200 Ma (Wasteneys et al., 1995; Mamani, 2006) que evidenciaría las altas condiciones de presión y temperatura que produjo la orogénia de Sunsas. Loewy (2004) realiza dataciones en el Basamento de Arequipa, donde registra edades de hasta 2000 Ma en el sector de Quilca y Mollendo. Este magmatismo fue dominado por rocas juveniles de composición principalmente máfica y las edades abarcan desde el Paleoproterozoico al Paleozoico inferior.

3.3. PALEOZOICO

3.3.1. Batolito Atico Camana Mollendo (~542-360 Ma)

Descritas por Bellido & Narvaez (1960), como granitos con abundante feldespato potásico que intruyen a gneis y dioritas en forma de diques y pequeños cuerpos situado a ambos márgenes de la boca de la quebrada Atico. Estos magmas graníticos se inyectaron en los planos de foliación del gneis en forma originando gneises migmatíticos. Pecho & Morales (1969), lo describen como granito rojo y constituye la intrusión más joven dentro del Complejo Basal de la Costa y aflora en las partes altas de la Cordillera de la Costa, (Fig. 8). Martinez & Cervantes (2003), denominan a estos granitos como Batolito Atico Camana y lo relacionan a arcos magmáticos relacionados a intrusiones tardías, rigido por un magmatismo calco-alcalino de post-colisión.

El granito rojo es descrito en sección delgada por Garcia (1968), tiene una textura granular xenomórfica de grano mediano a grueso, los minerales principales son microclina, ortosa y cuarzo; como minerales accesorios presenta biotita, muscovita y plagioclasas y como secundarios, magnetita, clorita, limonita y sericita.

La edad del granito y granodioritas del Batolito Atico Camana Mollendo es amplia de acuerdo con las observaciones de Bellido & Narváz (1960), Mendivil & Castillo (1960), Bellido & Guevara (1963), que señalan su emplazamiento entre el Cámbrico y el Devónico. Dataciones radiométricas realizadas en el granito rojo, por el método Rb-Sr obtienen edades entre 539 ± 90 a 339 ± 5 Ma (Cobbing et al., 1977). Estas edades corresponden desde el Cámbrico al Carbonífero inferior.

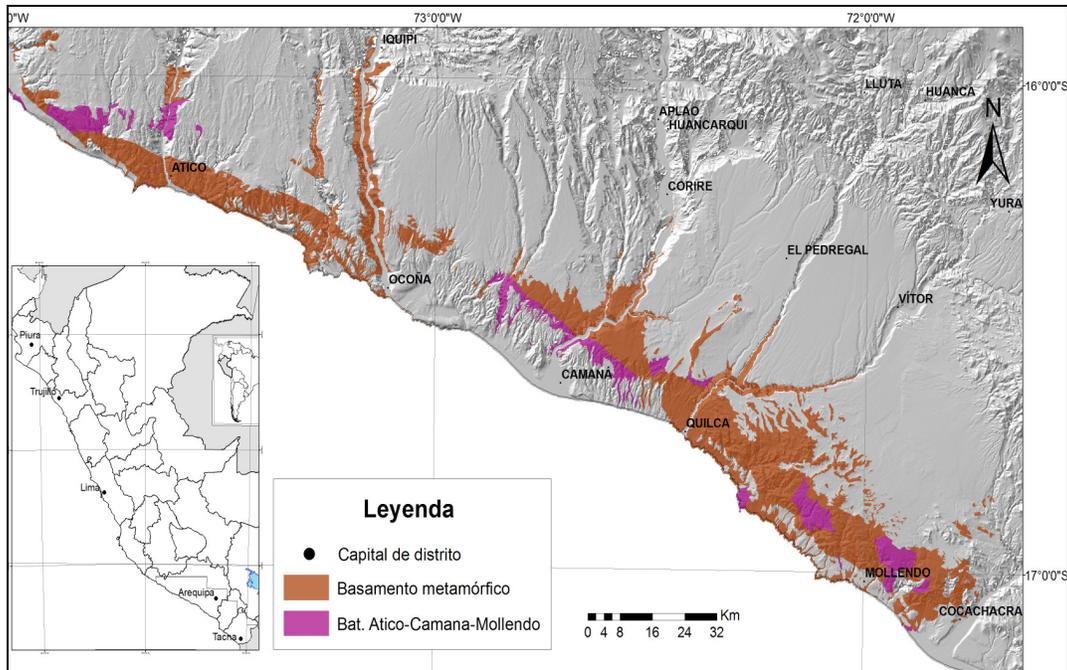


Figura 8. Afloramientos del Basamento metamórfico de Arequipa y el Batolito Atico Camana Mollendo.

3.3.2. Grupo Ambo (~360-318 Ma)

Estas rocas han sido definidas en la localidad de Ambo por Megard (1978), los estudios realizados por Wilson & García (1962) en los cuadrángulos de Pachia y Palca le asignan una edad Triásico superior debido a restos fósiles de bivalvos asignados al Triásico. Posteriormente Monge & Cervantes (2000) nombran a esta unidad como Grupo Cabanillas en los alrededores del cerro Machani. Pino et al. (2002) reporta restos de plantas fósiles del Devónico en los afloramientos de los cerros Ancocalani y Chinchillane asignándolo al Grupo Ambo.

En el cuadrángulo de Ilo, en las quebradas de Guaneros y Osmore unos 2 Km. antes de su confluencia para formar el río Ilo, este afloramiento se extiende en las laderas de ambas quebradas hasta por 3 Km. de longitud. Asimismo al NE de la ciudad de Ilo, entre la planta de Southern Perú y El Carrizal se hallan pequeños afloramientos de cuarcitas y conglomerados atribuidos a esta edad. En la zona de Cocachacra ubicada en el cuadrángulo de Punta de Bombón (35-s), en la parte sur y sureste del poblado de Chucarapi, (ex hacienda Chucarapi), entre los cerros Loma Chucarapi, cerro Laguna, cerro Yamayo donde Bellido & Guevara (1963) lo describe por primera vez como Grupo Yamayo y le asignan una edad de Triásico superior a Jurásico inferior; posteriormente en trabajos realizados en el 2000 por INGEMMET hallan fauna del Devónico asignándole por lo tanto al Grupo Cabanillas. En el sector de Camaná hasta las inmediaciones de Chala los afloramientos de este grupo están limitados a la vertiente oeste de la Cordillera de la Costa, tal como sucede en los afloramientos del sector de Cocachacra (Fig. 9).

Acosta et al., (2011) describe en los cuadrángulos de Pachia y Palca al Grupo Ambo como la unidad sedimentaria más antigua. Su base se halla en la quebrada Ancosontine, y empieza con una discordancia erosional sobre el Basamento metamórfico Malpaso. En los cerros Chare y Ancocalani se encuentra en evidente contacto discordante y además fallado. En el sector de Ilo, Camana, Ocoña, Atico y Chala se hallan en contacto discordante sobre el basamento metamórfico. Su relación superior en la zona de Tacna es en evidente contacto discordante con las rocas volcánicas del Grupo Toquepala; mientras que en la zona de Cocachacra y Camaná el contacto con la Formación Chocolate es discordante. La gran parte de afloramientos del Grupo Ambo entre Camana y Chala están cubiertos por los sedimentos del Grupo Moquegua, Formación Camana y las ignimbritas correspondientes a la Formación Huaylillas.

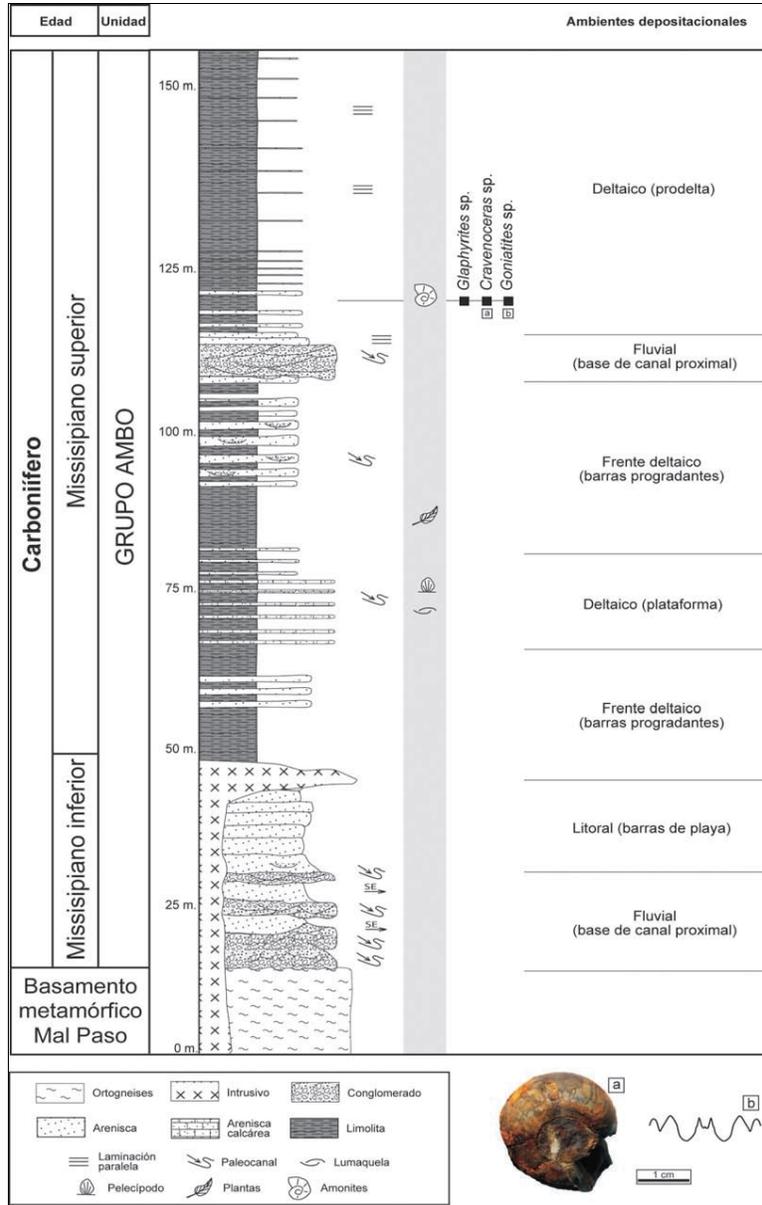


Figura 9. Columna estratigráfica del Grupo Ambo en la quebrada Ancosontine (Acosta et al., 2011).

3.4. MESOZOICO:

3.4.1. Formación Chocolate (~205-170 Ma)

Denominación asignada por Jenks (1948) a los afloramientos situados en la cantera Chocolate y cerro Yanacoto en la localidad de Yura, Arequipa (Fig. 10). Recientes estudios regionales basados en estratigrafía y bioestratigrafía demuestran la continuidad de estas capas vulcano-sedimentarias a lo largo de la cuenca Arequipa que se considera como la parte norte de la cuenca Mesozoica de Arequipa-Tarapacá. Acosta et al. (2011) divide a la en 02 unidades; Formación Chocolate inferior conformada por sucesiones

volcánicas con ocasionales niveles sedimentarios y la Formación Chocolate superior conformada por rocas sedimentarias.

En la cantera Chocolate donde Jenks (1948), describe aglomerados, brechas y tufos gris violáceos hacia la parte inferior seguido de aglomerados verdes y hacia la parte superior basaltos, andesitas, aglomerados verdes y cuarcitas, asignándole una potencia de 900m. Wells (1953) basado en registros fósiles de corales de los géneros *Oppelismilia sp.* y *Artrocoenia sp.*, provenientes de arrecifes calcáreos en la cantera Chocolate, le asigna una edad Jurásico inferior. Posteriormente Vargas (1970) describe el afloramiento de la cantera chocolate, con una potencia de 40m, donde los 6m superiores están integrados de calizas grises y marrones con abundantes corales. En el cerro Yanacoto Acosta et al. (2009) levanta una columna y realiza una sección estructural en el cerro Yanacoto mostrando una serie de pliegues y fallas inversas con buzamientos al NE. (Fig. 11).

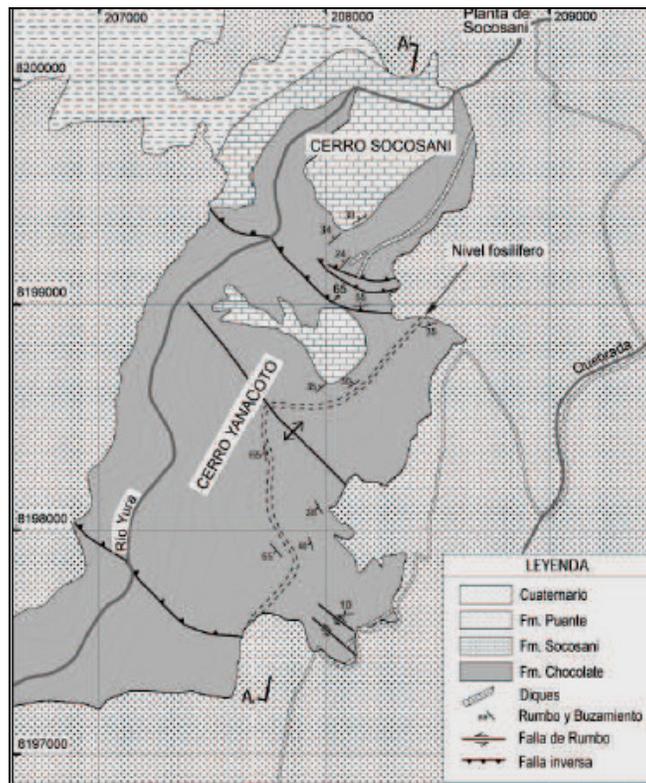


Figura 10. Mapa geológico del cerro Yanacoto (Acosta et al., 2009).

En el Cerro Yanacoto y la Quebrada El Burro Acosta et al. (2008) mide una potencia de 300m, compuesto de conglomerados y areniscas evidenciadas en tres unidades de facies retrogradantes, que son el resultado de relieves y el aumento del nivel del mar, marcando la trasgresión marina del Sinemuriano, el registro de ammonites del genero *Arnioceras sp.* en limolitas calcáreas de la parte superior de la Formación Chocolate indican la presencia del Sinemuriano Inferior (Vargas, 1970; Alván et al., 2008 y Acosta et al., 2009). El contacto entre la Formación Chocolate y la Formación Socosani es en discordancia erosiva (Foto 3), marcado por conglomerados con clastos de rocas volcánicas alteradas de color verde, areniscas y calizas en una matriz arcillosa calcárea.

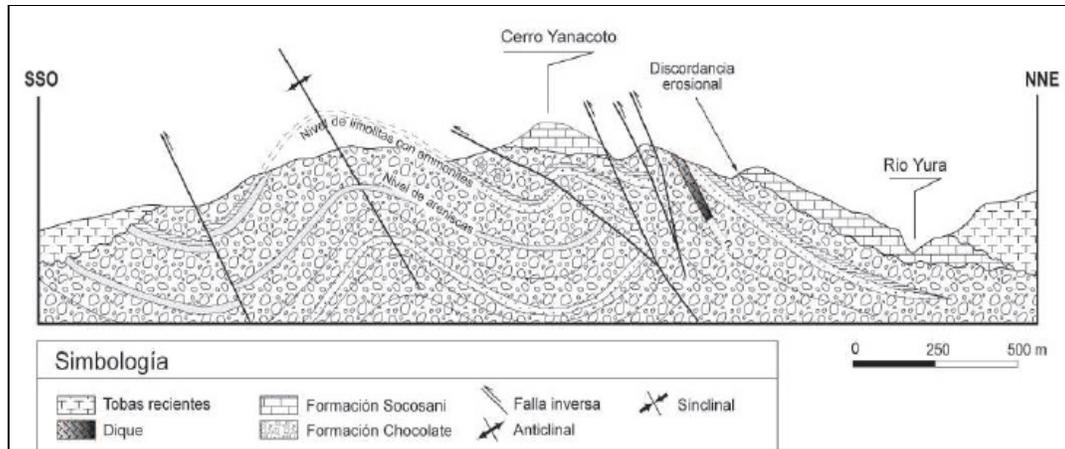


Figura 11. Sección estructural del cerro Yanacoto (Acosta et al., 2009).



Foto 3. Vista mirando al NE donde se observa el contacto erosivo entre la Formación Chocolate y Formación Socosani en el área del cerro Yanacoto.

En el sector de Pachia y Palca, Wilson & García (1962) describen una estratigrafía similar a la descrita en el sector de Arequipa, conformada hacia la base por una secuencia volcánica de flujos basalto andesíticos de color gris verdoso, denominado Formación Junerata. Sobreyaciendo esta secuencia se encuentran conglomerados, areniscas y hacia el tope calizas denominadas como Formación Pelado (Wilson & García, 1962), la evidencia fósil (*Arnioceras sp.*, *Arietoceras sp.*, *Peronoceras sp.* y *Phymatoceras*) permite asignarlo desde el Sinemuriano inferior al Toarciense superior (Vicente, 1981; Alván et al., 2008). La Formación Pelado se correlaciona con la parte superior de la Formación Chocolate y la parte inferior de la Formación Socosani (Vicente, 1981; Acosta et al., 2008).

En la columna de Alto Meadero en Moquegua, Acosta & Alván (2008) describen secuencias volcánicas de andesitas y basaltos seguido de un paquete de 30m de areniscas feldespáticas gris verdosas de grano medio, con un delgado nivel de calizas grises con corales y pelecípodos que indican el Pliensbachiano. Las series volcánicas de la Formación Guaneros consideradas de Jurásico medio (Bellido & Guevara, 1963) corresponderían a la Formación Chocolate (Acosta & Alván 2008), definida a partir de una zona de fallas y cabalgamientos con escamas sedimentarias del grupo Yura, cuyos fósiles remiten edades del Bajociano-Caloviano (Carlotto et al., 2009).

3.4.2. Formación Socosani (~170-165 Ma)

Descrita por Jenks (1948) en su localidad tipo situado a 500m aguas abajo de los baños termales de Socosani en el río Yura, cuyo contacto inferior con la Formación Chocolate corresponde a una discordancia erosional (Fig. 12) a través de un conglomerado de base transgresiva (Jenks, 1948; Vargas, 1970; Vicente, 1981, Carlotto, 2009).

Benavides (1962) le asigna una edad del Toarciano superior al Bajociano medio, por la presencia de *Dactylioceras sp.*, *Phymatoceras sp.*, *Belemnopsis sp.* con un espesor de 230m para la sección expuesta en el río Yura. Litológicamente esta compuesto de calizas y areniscas calcáreas de plataforma cuya batimetría evoluciona a medios relativamente profundos a medios carbonatados someros y grietas de desecación (Acosta et al., 2009). En el sector de Pachia y Palca estudiada por Wilson & García (1962) se correlaciona con la parte superior de la Formación Pelado y las lutitas y areniscas calcáreas de la Formación San Francisco, del Toarciano superior a Bajociano medio. Megard en (1968) describe sedimentos coetáneos a la Formación Socosani, como son las formaciones Chunumayo del Bajociano medio, Cercapuquio del Bajociano inferior al Aleniano inferior (Vargas, 1970) y la Formación Condorsinga del Pliensbachiano al Toarciano.

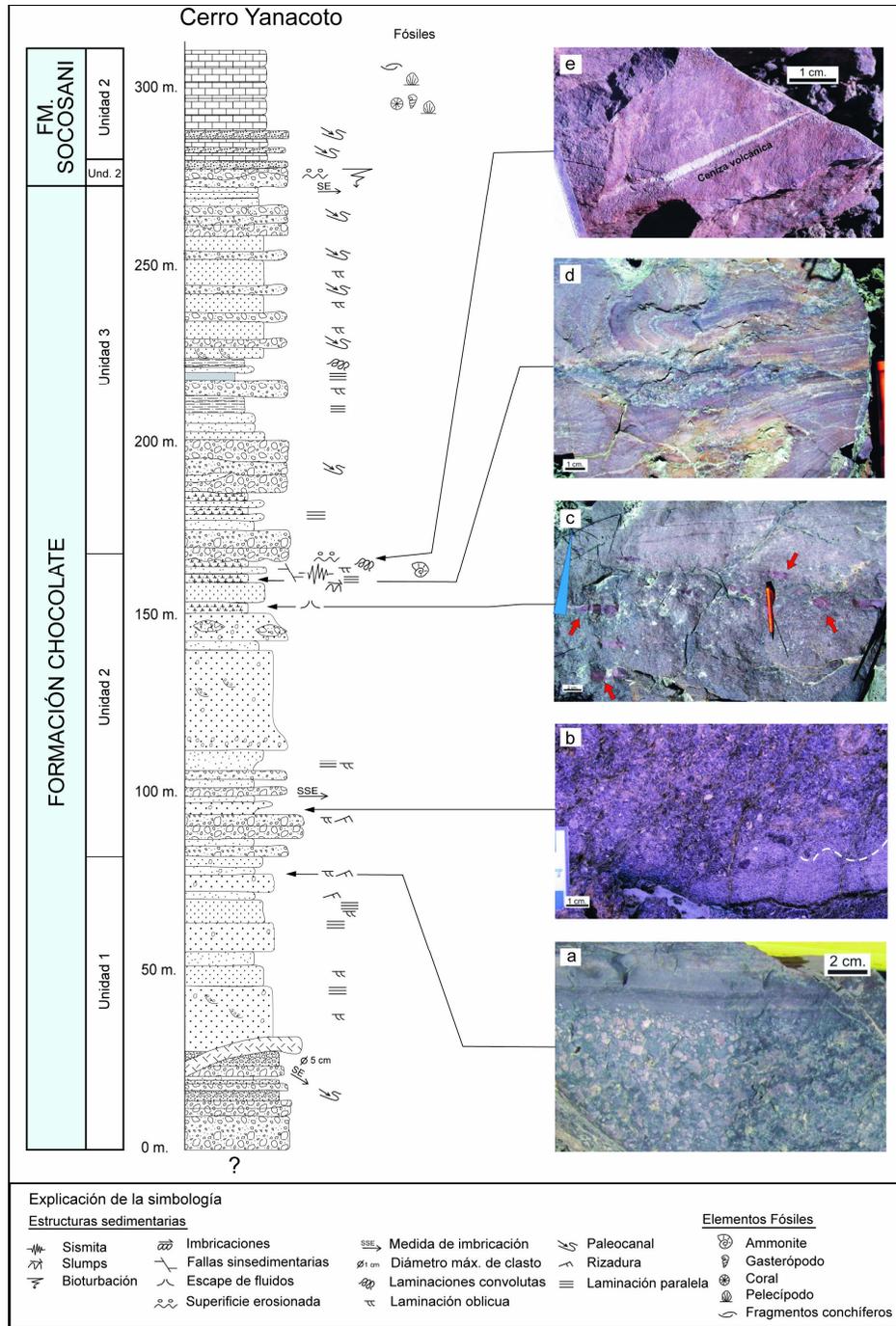


Figura 12. Columna estratigráfica de la Formación Chocolate y Formación Socosani levantada en el cerro Yanacoto (Acosta et al., 2009).

3.4.3. Grupo Yura (~165-140 Ma)

Descrita como Formación Yura por Jenks (1948), dándole el nombre del balneario de Yura, en la sección tipo le estima un espesor de 3500m. Benavides (1962) divide en 5 miembros: Puente, Cachios, Labra, Gramadal y Hualhuani de la base al tope, midiendo en la sección típica 2142m.

La edad del Grupo Yura es Caloviana (Benavides, 1962), sin precisar la parte superior que se considera Neocomiano (Cretácico inferior). Vicente et al. (1979) da el rango de Formación a los 5 miembros del Grupo Yura debido a su extensión regional. Aflora en el sector del balneario de Yura, en el tramo de Chapi a La Capilla, Omate a Carumas y Pachia a Palca (Fig. 13). Acosta (en prensa), levanta una columna del Grupo Yura en su sección tipo, Yura - Arequipa (Fig. 14).

A. Formación Puente:

Considerada la localidad tipo para la Formación Puente el área que discurre a lo largo del río Yura, frente a las termas de Socosani. Benavides (1962) se caracteriza por presentar estratos de areniscas cuarzo-feldespáticas de grano fino, formando bancos de 60 y 80 cm. de espesor, que se hallan intercalados con lutitas de poco espesor de color negro verdoso (Foto 4).

La evidencia fósil de la Formación Puente es *Epistrenoceras*, sp. indica el Batoniano superior (Westermann et al., 1980; Vicente, 1989); además amonites del Caloviano inferior, como *Macrocephalites*, *Reineckeia* y bivalvos *Posidonia escuttiana* (Jenks, 1951; Benavides, 1962; Westermann et al., 1980; Vicente, 1981), cuya edad sería del Batoniano superior al Caloviano inferior.



Foto 4. Vista mirando al SO de las areniscas cuarzo-feldespáticas intercalados con delgados niveles de lutitas de la Formación Puente, el afloramiento es cortado por el cono del volcan monogenético Nicholson en el sector de Yura.

B. Formación Cachios

La Formación Cachios descrita por Vargas (1970), la constituyen lutitas negras carbonáceas y en algunos casos pizarrosas conformando estratos delgados alternados con

areniscas calcáreas y arcósicas (Foto 5). Sobreyace a la Formación Puente en contacto gradacional.



Foto 5. Corte de la carretera en Yura, se observan las lutitas negras, areniscas calcáreas y arcósicas de la Formación Cachios.

La evidencia fósil en Yura de *Aulacostephanus* y *Taramelliceras* permite asignarla al Caloviano por Vicente (1989). Debido a la falta de evidencias paleontológicas precisas se le asigna la edad del Caloviano al Oxfordiano del Jurásico superior (Benavides, 1962; Carlotto et al., 2009).

C. Formación Labra

Su localidad típica se encuentra en el cerro Labra, con una potencia de 807m descrita por Benavides (1962). Se le encuentra como parte de los estratos homoclinales del Grupo Yura. Está constituido por areniscas cuarzosas (Foto 6) bastante potentes de grano fino a medio. Esta unidad por la naturaleza dura de sus componentes, sobresale nítidamente respecto a las unidades que se hallan a su alrededor. El contacto litológico muy marcado define su relación con la Formación Gramadal (Vargas, 1970).

La edad se establece por relaciones estratigráficas, sobreyace a la Formación Cachios del Caloviano e infrayace a la Formación Gramadal, del Titoniano. Siendo su edad Oxfordiano al Kimmeridgiano (Batty & Jaillard, 1989; Carlotto et al., 2009). Vicente (1981) la correlaciona con la Formación Zuñamarca del sector de Majes y Formación Chachacumane del sector de Pachia y Palca.

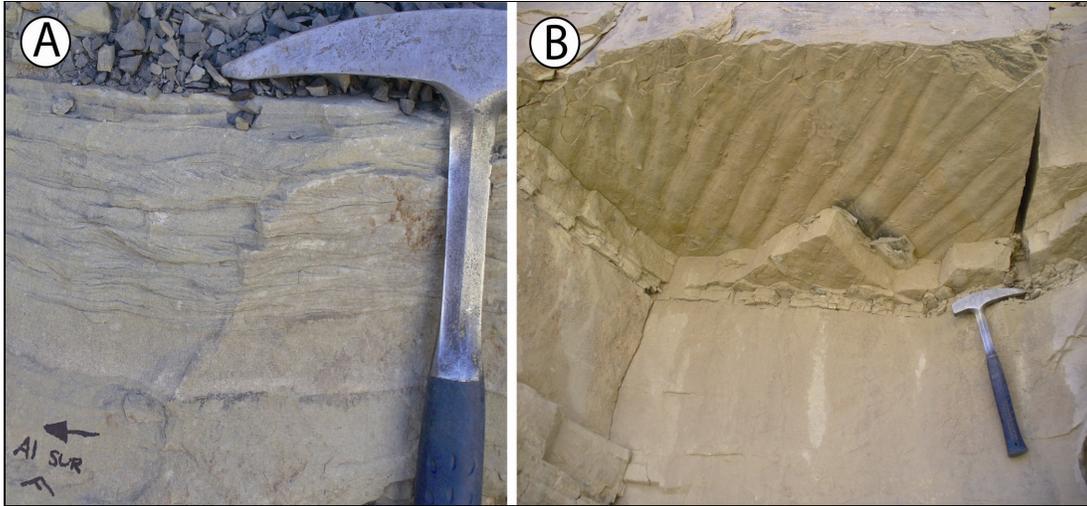


Foto 6. Areniscas cuarzosas de la Formación Labra con estructuras sedimentarias A. Laminación oblicua curva de canal y B. Ripples u ondulitas.

D. Formación Gramadal

Benavides (1962) denomina los afloramientos en los cerros Hualhuani y Labra como Calizas Gramadal, en el sector de Yura, donde le asigna una potencia de 82m.

Esta constituido por calizas arrecifales de color marrón a gris oscuro (Vargas, 1970), donde describe bancos gruesos de areniscas cuarzosas de color blanquecino intercalada con limolitas y calizas de barrera y lagoon (Batty & Jaillard, 1989). Chávez (1982) precisa su edad Titoniano inferior dada por el espécimen *Virgatosphinctes sp.*

E. Formación Hualhuani

Denominado por Jenks (1948) como Cuarzitas Hualhuani, sobreyacen a la Formación Gramadal mediante un contacto litológico visible.

Conformado por cuarcitas y areniscas cuarzosas muy duras contiene restos de plantas fósiles (Foto 7), (Benavides, 1962) destaca en la topografía a manera de crestas o escarpas (Foto 8), posee una potencia de 60m. Debido a la carencia de fósiles y según las relaciones estratigráficas sobreyace a la Formación Gramadal del Titoniano, se le asigna una edad Berriasiano a Valangiano (Batty & Jaillard, 1989).



Foto 7. Restos de troncos fósiles de la Formación Hualhuani en el cerro Labra, Yura.

3.4.4. Formación Murco (~140-112 Ma)

Descrito por Jenks (1948), en el pueblo de Murco, aguas debajo de Huanca, luego Benavides (1962) establece la sección tipo en el paraje denominado Pachay Santa Rosa en el valle de Sigwas, donde le asigna una potencia de 300 m.

Benavides (1962), divide la Formación Murco en 3 miembros; el inferior esta compuesto de lutitas gris claro a púrpuras, intercaladas con cuarcitas blancas a amarillentas; el miembro medio lo constituyen areniscas cuarzosas de grano medio a grueso en capas macizas con estratificación cruzada y la parte superior contiene lutitas de color gris verde que gradan a capas calcáreas hacia el tope. Los medios sedimentarios de la Formación Murco son de origen marino, representando depósitos transgresivos en un ambiente de oxidación tipo lagoon.

El contacto inferior con la Formación Hualhuani y superior con la Formación Arcurquina son gradacionales (Vargas, 1970), no hay evidencias fósiles dentro de la Formación Murco, pero junto con la Formación Hualhuani se le considera Valangiano-Aptiano (Batty y Jaillard, 1989).

3.4.5 Formación Arcurquina (~112-85 Ma)

Jenks (1948) describe los afloramientos situados a 10km al SE del pueblo de Huanca donde le asigna una potencia de 640m. Benavides (1962) mide la sección tipo en la Quebrada Queñahuayo que es afluente de la Quebrada Chilcane, con un espesor de 668m. Los afloramientos situados al NO de Huambo, estan compuestos a la base de facies de lutitas calcáreas grises, biomicritas y chert de estratificación gruesa con Pelecípodos, Braquiópodos y Equinodermos y hacia el techo micritas laminadas gris oscuras en paquetes medianos a delgados (Vicente, 1981). La Formación Arcurquina es de origen

marino de plataforma carbonatada, con abundante vida bentónica, aguas bien oxigenadas de ambiente nerítico (Benavides, 1962; Vargas, 1970), marca la trasgresión Albiano-Turoniano de la cuenca de Arequipa, sobre los sedimentos clásticos de la Formación Murco (Carlotto et al., 2009).

La edad esta determinada por registro fósiles como *Exogyra minus* del Albiano medio y *Hemiaster cf. Texanum* del Coniaciano (Benavides, 1962) debido a su extensión temporal es correlacionable con la Formación Chulec, Pariatambo y parte del Jumasha en el Perú central y con las calizas Ayabacas del Grupo Moho en el Lago Titicaca (Vargas, 1970).



Foto 8. Vista panorámica mirando al N donde se aprecia el Grupo Yura.

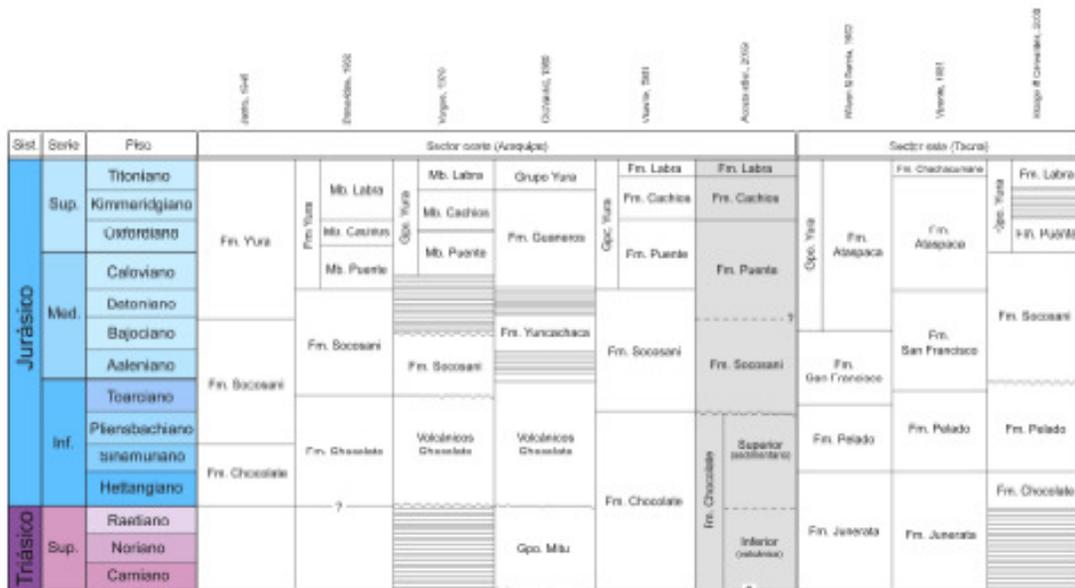


Figura 13. Cuadro de estudios realizados para definir la nomenclatura estratigráfica en la cuenca Arequipa, desde el Triásico superior al Jurásico superior (Alvén, 2010).

MAGMATISMO MESO-CENOZOICO DE LA CORDILLERA DE LA COSTA Y BORDE OESTE DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL DEL SUR DE PERU

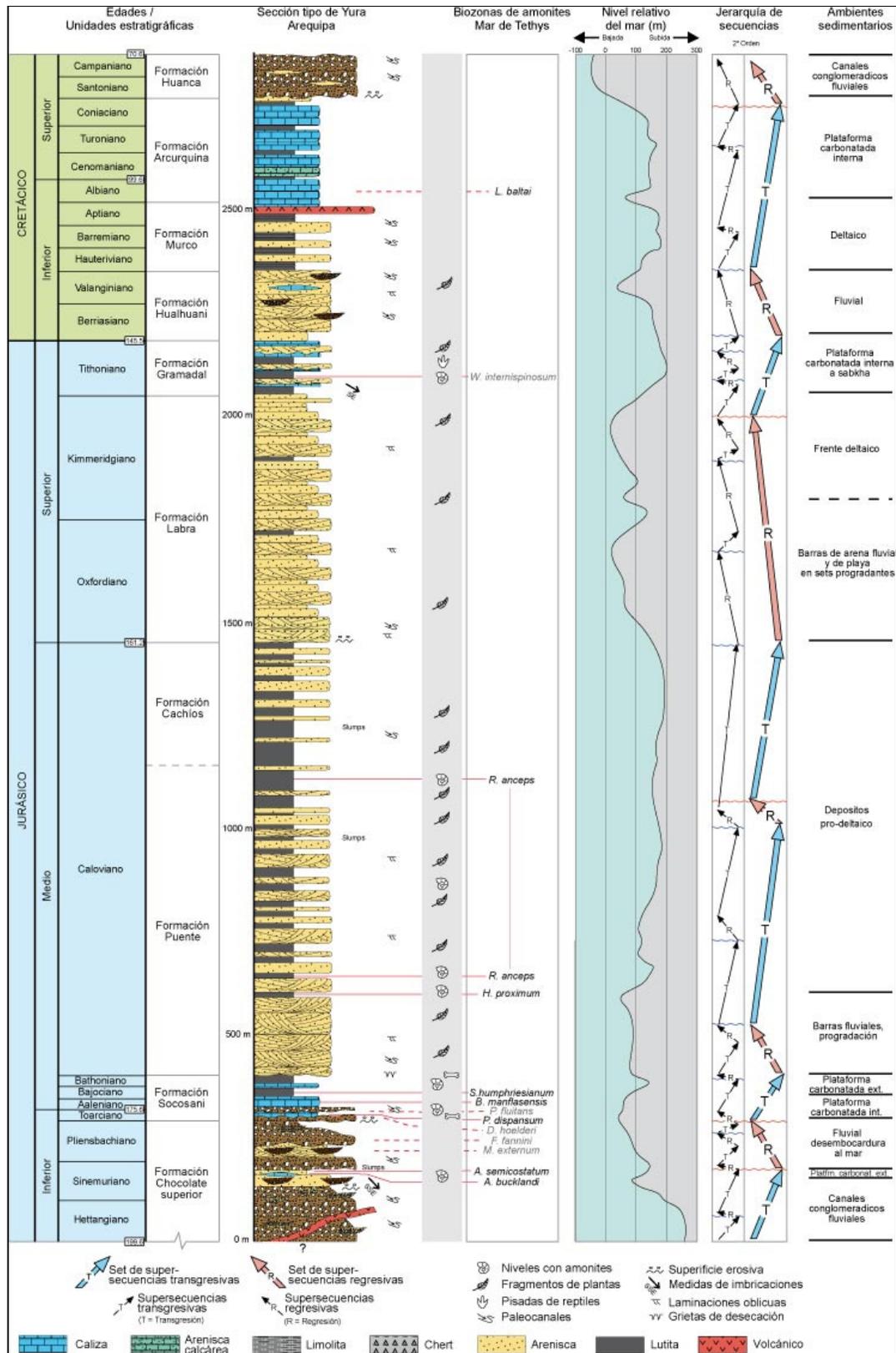


Figura 14. Columna estratigráfica generalizada del Grupo Yura levantada en su sección tipo, Yura - Arequipa (Alván, 2010; Acosta, en prensa).

3.4.6. Grupo Toquepala (~75-55 Ma)

La secuencia la componen flujos de lava andesítica, flujos piroclásticos riolíticos, lahares y conglomerados. Martínez & Zuloaga, (2002) lo dividen en cuatro formaciones: Huaracane, Inogoya, Paralake y Quellaveco en el sector de Moquegua (Fig. 15). La edad del Grupo Toquepala comprende el intervalo entre el Cretácico superior al Paleógeno; para las secuencias basales del cerro Los Ángeles (Moquegua), se obtuvo una edad de 72.4 ± 0.7 Ma (Martínez & Cervantes 2003), las secuencias superiores obtenidas en el sector de Quellaveco dieron edades entre 53 a 55 Ma (Zimmermann & Kihien, 1983).

A. Formación Huaracane 1300m

Denominada Formación Toquepala (Bellido & Landa, 1965), actualmente dividido en siete unidades volcanoclásticas, estudiadas a lo largo del curso inferior del río Torata, entre el cerro Los Angeles (Foto 9) y el poblado de Otorá (Martínez & Zuloaga, 2000). Dataciones realizadas en la carretera Moquegua-Torata-Otorá, en el cerro Los Angeles obtienen edades entre 71 a 72.4 Ma, las muestras corresponden a ignimbritas soldadas, cristalolíticas con cuarzo libre y pocos líticos. Una edad de 75 Ma obtenida en el sector de Chinchare, Omate parece ser la base de la Formación Huaracane. (Martínez & Cervantes, 2003).



Foto 9. Flujo piroclástico con fragmentos líticos de ignimbritas que corresponden a la Formación Huaracane, en el cerro Huaracane, Moquegua.

B. Formación Inogoya 210-430m

Definido por Bellido & Landa (1965) a una secuencia sedimentaria compuesta de conglomerados, areniscas, gravas consolidadas, bien estratificadas de coloración gris a tonalidades claras, están diferenciadas en varias litofacies que van desde conglomerados

gruesos en el sector oriental situado en el cerro Vizcachane a sistemas de areniscas y limolitas claras en la Hacienda Inogoya, intercalado con flujos piroclásticos porfiríticos grises de poca potencia (0.10 m), en el cerro Alegoma. Sobreyace a la Formación Huaracane (miembros 04, 06 y 07), e infrayace disconforme a tobas soldadas macizas de la Formación Paralaque. Su localidad tipo se encuentra en las inmediaciones de la Hacienda. Inogoya (Foto 10).



Foto 10. Vista mirando al SO donde se encuentra la hacienda Inogoya, localidad tipo de la Formación Inogoya.

C. Formación Paralaque 800m

Secuencia de tobas (Bellido & Landa, 1965), bien soldadas, de textura porfirítica, contiene como minerales esenciales al vidrio, plagioclasa y cuarzo, como accesorios, biotita, fragmentos líticos y opacos, color gris rojizo, conforman farallones abruptos y extensas plataformas como en Otorá, y el tramo de carretera Torata-Cuajone. En el sector de Otorá afloran secuencias sedimentarias compuestas por lodolitas y areniscas finas rojizas a grises bien estratificadas que se definen como un miembro para esta Formación. Sobreyace disconforme sobre la Formación Inogoya e infrayace en igual relación a la Formación Quellaveco, esta asignado al Cretácico superior.

D. Formación Quellaveco

Secuencia volcánica dividida en cinco miembros: Asana, Carpanito, Yarito, Tinajones y Samanape. (Martínez & Cervantes, 2003).

El Miembro Asana también llamado Pórfido Quellaveco (Foto 11), tiene un espesor de 300m, es una secuencia de dacitas y riolitas gris claras, de textura porfirítica, contiene feldspatos mayormente alterados, con cuarzo hialino y una matriz afanítica. Estratotipo cerca al poblado de Asana y Villa Toquepala.



Foto 11. Riolita de textura porfirítica de la Formación Quellaveco.

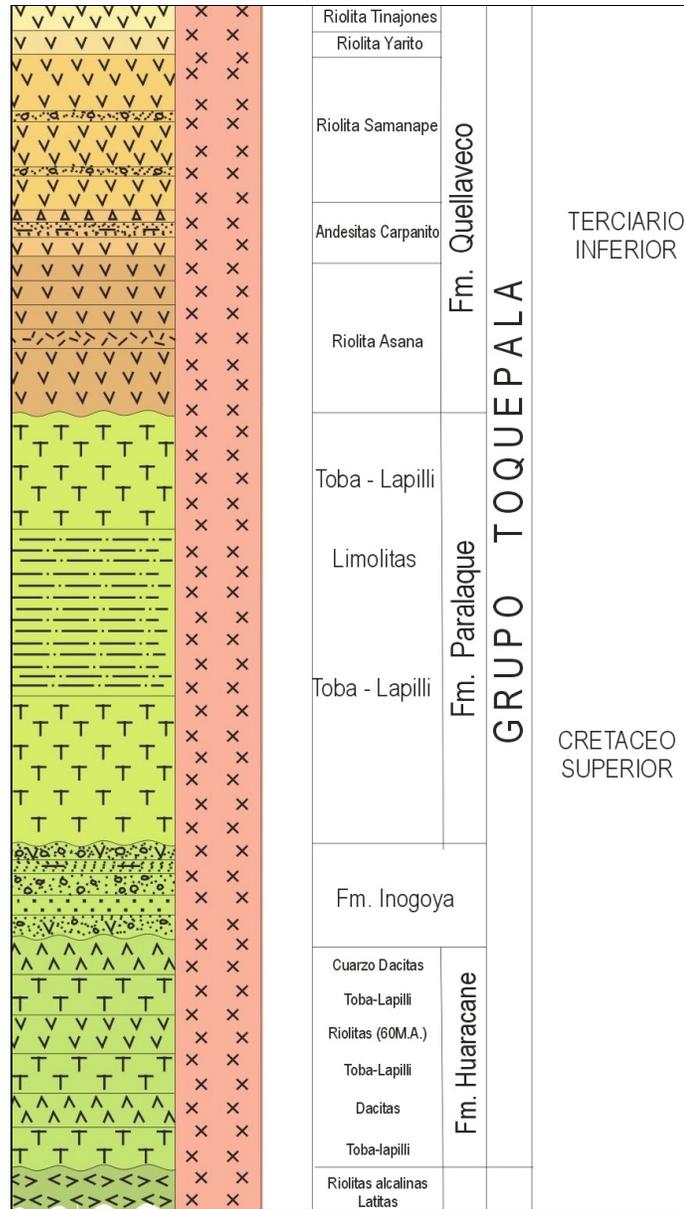


Figura 15. Columna estratigráfica del Grupo Toquepala levantada en el río Otorá - Moquegua (Martínez & Zuloaga, 2002).

3.5. CENOZOICO:

3.5.1. Cuenca Moquegua (~45-24 Ma):

Inicialmente es descrita por Adams (1906), como Formación Moquegua en su localidad tipo en el Valle de Moquegua (Foto 12), Estudios posteriores de Steinmann (1930) la dividen en 2 miembros, Moquegua inferior y Moquegua superior, debido a su extensión regional es elevada a categoría de grupo. La cuenca Moquegua se encuentra ubicada entre el Complejo Basal de la Costa y el Batolito de la Costa, es una cuenca rellena

por sedimentos molásicos y forma elongada que se extiende por más de 650 Km. y un ancho promedio de 60 Km. desde el río Chaparra por el Norte, hasta el Sur de Tacna, pasando a territorio Chileno donde lleva el nombre de Formación Azana.



Foto 12. Formación Moquegua inferior y superior en el cerro Alto Torreones, situado en la quebrada Guaneros, Moquegua.

La cuenca Moquegua descrita por Marroco (1984) en el valle de Moquegua, esta conformada por sedimentos de origen continental, compuestos de arcillas, areniscas, conglomerados y limolitas de color rojizo a blanco amarillento (Fig. 16) depositada desde el Eoceno hasta el Oligoceno superior. Sempere et al. (2002) define el Grupo Moquegua, dividiéndola en 4 Unidades, siendo la Formación Moquegua inferior, en 2 Unidades: Moquegua A y Moquegua B y la Formación Moquegua superior, en 2 Unidades: Moquegua C y Moquegua D.

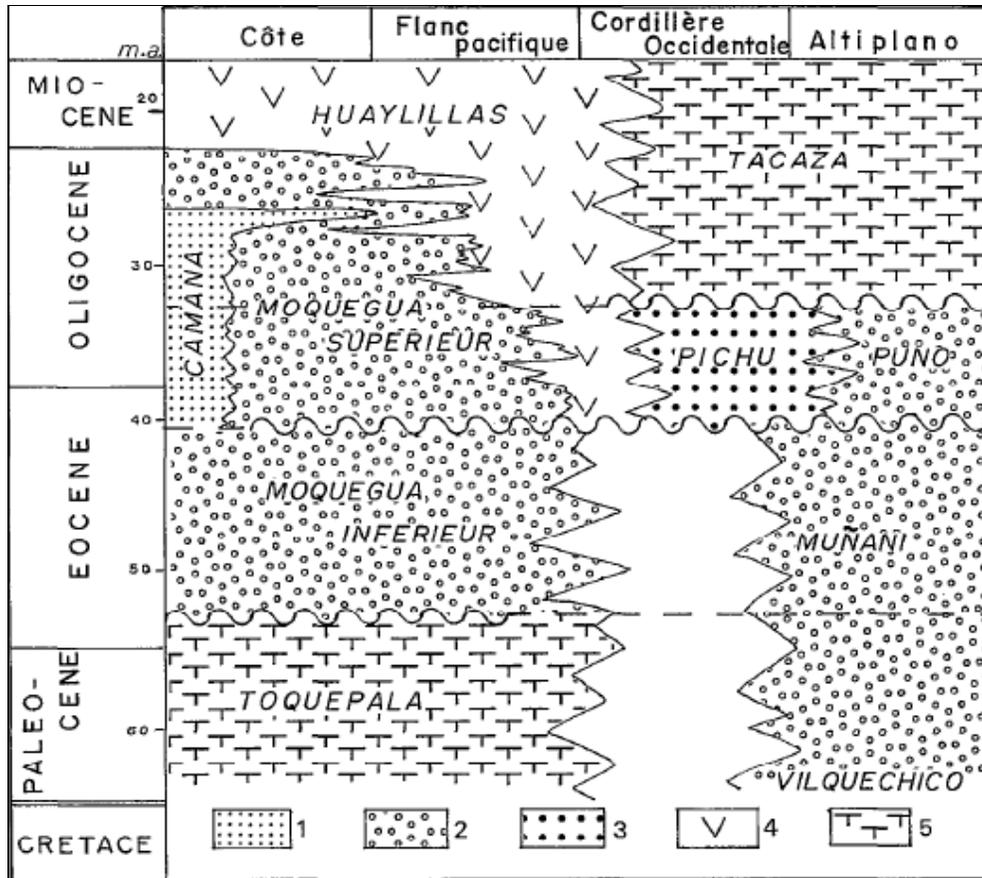


Figura 16. Estratigrafía y cronología de la Formación Moquegua. 1. Depósito marino 2. Depósito continental 3. Depósito volcano-sedimentario 4. Volcánico explosivo (flujo piroclástico) y 5. Volcánico efusivo (flujo de lava). (Marocco, 1984).

A. Formación Moquegua inferior (~45-30 Ma):

En el sector del valle de Majes la Formación Moquegua inferior sobreyace en discordancia angular al Grupo Yura y a la altura del poblado de Torán sobreyace en forma discordante sobre el Basamento metamórfico (Guizado, 1968). Sus afloramientos más potentes se hallan en los distritos de Uraca con (360 m) y en Huancarqui (500 m), presenta una notable homogeneidad en su textura.

La litología consiste de areniscas arcósicas de grano medio hasta conglomerados, se presentan en bancos de 0.5 a 1.5 m. Las arcillas rojas se intercalan también con láminas de yeso, seguido de secuencias de conglomerados con potencias variables hasta de 15m de espesor. Abundante presencia de evaporitas, grietas de desecación y formación de suelos que indican un medio de depositación tranquilo y de origen continental. Por sus relaciones con la Fase Incaica sobre la cual descansa, se asume una edad del Eoceno inferior a Oligoceno inferior. (Flores, en prensa; Acosta et al., 2011).

B. Formación Moquegua superior (~30-24 Ma):

Aflora a la margen izquierda del río Majes, desde el sector de Huancarqui hasta la quebrada Sicera, Guizado (1968), describe que sobreyace con suave discordancia erosional sobre el Moquegua inferior por lo general sus capas tienen posición horizontal y en algunos casos muestran una ligera inclinación al SO. Presenta tonalidades claras que contrastan con las rojizas del Moquegua inferior. La potencia de sus afloramientos es variable entre 100m a 300m aproximadamente, constituida por gruesos bancos de areniscas blanco grisáceas de grano medio a fino, seguido de capas de arcilla y conglomerado de cantos chicos, siltitas arenosas de colores grises a pardos, argilitas en bancos gruesos con colores que varían desde el marrón rojizo a verdosas.

La Formación Moquegua superior contiene sucesivos ambientes de depositación, descritos por Acosta et al. (2011), Estos depósitos de pendiente de borde de cuenca, y cuenca se depositaron con sedimentos conformados por ríos entrenzados distales con amplias llanuras de inundación intercalado con delgados niveles de ignimbritas (Fig. 17), para el sector noreste a suroeste del cuadrángulo de Pachia. En la localidad de Moquegua a la misma Formación se le asigna una edad de $25,3 \pm 0,8$ Ma (Tosdal et al. 1981) y por sus relaciones de campo se considera de edad Oligoceno inferior a Oligoceno superior.

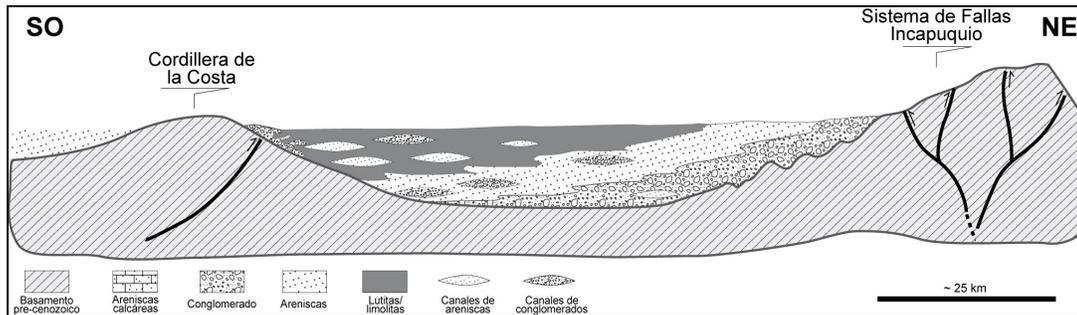


Figura 17. Representación esquemática de los episodios sedimentarios en la cuenca Moquegua. Sector oeste de Pachia (Marocco, 1984; Acosta et al., 2011).

3.5.2. Formación Huaylillas (~24-10 Ma):

Denominada como Formación Huaylillas por Wilson & García (1962), debido a los extensa cobertura de ignimbritas de la parte sur del territorio peruano y el norte de Chile, donde se correlaciona con la Formación Azapa y la Formación El Diablo. Aflora ampliamente en los cuadrángulos de Tacna 37v y Huaylillas 37x, cuyos espesores varían desde algunos metros hasta 250 m. Jacay et al. (2004) manifiesta que la cuenca Moquegua hacia la parte superior muestra una transición con los primeros eventos volcánicos de la Formación Huaylillas. Así mismo Acosta et al. (2011) señala que al este del cuadrángulo de Palca la Formación Huaylillas se halla interestratificada con la parte basal del Grupo Maure y se observa en los cerros Cotañane y Culiculine que corresponden a la Cordillera Occidental.

Flores (En prensa) levanta una columna estratigráfica en el cerro Chuschuco en la hoja de Pachia 36v (Fig. 18), donde distingue dos miembros de la Formación Huaylillas. De acuerdo a los trabajos de Wilson & García (1962) y Acosta et al. (2011), se divide a las ignimbritas de la Formación Huaylillas en 3 unidades, esto en el sector de Tacna donde fue denominada inicialmente. La primera unidad se halla sobre los sedimentos de la

Formación Moquegua superior; la segunda unidad esta constituida por una sucesión potente de flujos piroclasticos y la tercera unidad aflora en las partes bajas de las Pampas Costaneras. Esta división se realiza en base a sus relaciones con la cuenca Moquegua, volúmenes de material piroclástico y cronología del vulcanismo.

El miembro inferior sobreyace en discordancia a la Formación Moquegua superior y aflora en a las partes bajas de los cerros Tembladera, Ancocollo, Precipicio, El Mal Paso, La Toma y Chuschuco situados al SE de la hoja de Pachia 36v y SO de la hoja de Palca 36x. Está compuesto de niveles delgados de ignimbritas rosáceas con abundantes fragmentos de pómez y líticos, intercalados con conglomerados que contienen clastos subredondeados de rocas sedimentarias y volcánicas en una matriz compuesta de areniscas cuarzo-feldespática de color gris verdusco.

El miembro medio aflora ampliamente en las Planicies Costaneras de los cuadrángulos de Pachia y Palca, sobreyace en discordancia paralela a la Formación Moquegua superior. Compuesto de ignimbritas de composición riolíticas y riodacíticas, de color rosáceo ricos en de pómez y líticos, intercalados con delgados niveles de areniscas masivas de color verde (Acosta et al., 2011).

El miembro superior se observa en el cerro Magollo y Alto de la Alianza al SO del cuadrángulo de Pachia 36v, siendo más potente hacia el SO de la ciudad de Tacna. Flores & Sempere et al. (2002) y Flores et al. (2004) describen esta unidad como Formación Magollo, constituida por conglomerados y areniscas de color gris oscuro, con clastos mayormente andesíticos y delgados niveles evaporíticos mayormente constituidos por yeso. Acosta et al. (2011) y este trabajo consideran estos afloramientos como parte del miembro superior de la Formación Huaylillas.

Dataciones realizadas por Bellón & Lefèvre (1976), aplicando el método de K/Ar en $22,0 \pm 1,20$ Ma y $19,5 \pm 0,40$ Ma para las ignimbritas del Poblado de Estique Pampa. Además obtienen una datación de $18,35 \pm 0,5$ Ma para las ignimbritas del Alto de la Alianza. La parte superior de la Formación Huaylillas es datado por Martinez & Cervantes (2003) con una edad de 11.20 ± 0.5 Ma. Estas dataciones colocan a la Formación Huaylillas entre el Oligoceno superior a Mioceno superior (Mamani et al., 2010; Acosta et al., 2011).

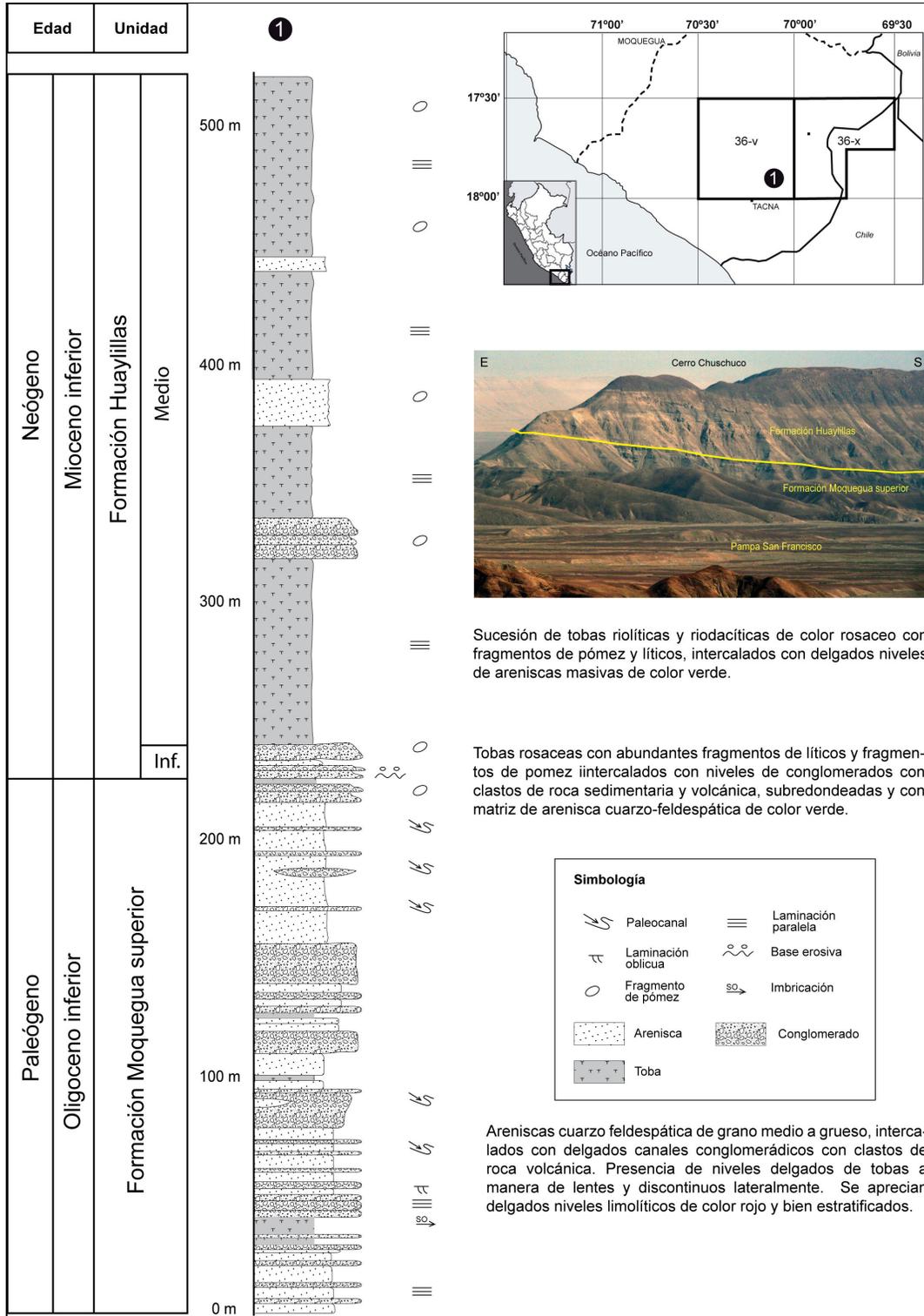


Figura 18. Columna estratigráfica de la Formación Moquegua superior y la Formación Huaylillas (Flores, en prensa; Acosta et al., 2011).

3.5.3. Formación Millo (~10-3 Ma)

La Formación Millo denominado por Vargas (1970), consiste de conglomerados y areniscas tobáceas que afloran en el valle del río Vitor y quebrada Millo situados al SO de la hoja de Arequipa 33s. Inicialmente Guizado (1968), describe esta unidad como conglomerado aluvial Pleistocénico y aflora en la parte superior del valle de Sigvas y Majes. Martínez & Zuloaga (2000), describen conglomerados intercalado con delgados niveles de tobas-lapilli de composición riolítica que cubren las pampas Jaguay y Purgatorio al SO la hoja de Moquegua 35u. Acosta et al. (2011), considera a los “Conglomerados Calientes” descritos por Flores & Sempere et al. (2002) y a la unidad Moquegua D de Sempere et al. (2004) como la parte superior de la Formación Millo. Recientes estudios sugieren que los conglomerados y depósitos aluviales de la Formación Millo registran un fuerte levantamiento de la Cordillera Occidental (Acosta et al., 2011) y afloran a escala regional en las Planicies Costaneras que forman las pampas de Majes, Sigvas, Vitor, Clemesi, Jaguay y Caplina.

La litología de la Formación Millo es descrita por Guizado (1968), para los afloramientos del valle de Sihuas (Foto 13), donde le estima un espesor de 150 m en el corte de la Carretera Panamericana, esta compuesto por conglomerados con clastos mayormente redondeados de diferente textura que corresponden a gneis, granito, granodiorita, riolita, traquita, andesita y cuarcita con intercalaciones lenticulares de arcillas grises y cenizas de color blanco. En la localidad de Calientes (Acosta et al., 2011) está compuesto por sucesiones de conglomerados polimícticos, con clastos subredondeados de rocas volcánicas cuyo tamaño disminuye hacia el SO y aumenta la potencia de los estratos de hasta 100 m. En las pampas de La Yarada está compuesta por intercalaciones de areniscas y limolitas, con algunos lentes conglomerádicos, estas facies conglomeraditas y las barras arenosas registran la dinámica fluvial de los ríos de la región.

Dataciones efectuadas en ignimbritas del poblado de Pachia obtienen $2,78 \pm 0,06$ Ma en sanidina por el método Ar-Ar (Wörner et al., 2000), dataciones efectuadas al NO de Mollendo por Martínez y Cervantes (2003), en secuencias de ignimbritas intercalas con niveles de conglomerados y utilizando como material biotitas obtienen $3,80 \pm 0,10$ Ma por el método de Ar-Ar. Tomando en cuenta los estudios de Acosta et al. (2011) se considera la edad desde el Mioceno superior al Plioceno superior para la Formación Millo en toda la región.



Foto 13. Deslizamiento en el valle de Sigvas donde se observa la Formación Moquegua superior en discordancia erosiva con los conglomerados de la Formación Millo.

3.5.4. Grupo Barroso (~10-1 Ma)

Wilson & García (1962) denominan Formación Barroso a los afloramientos del río Estique al NE del cuadrángulo de Pachia y en la cadena de nevados Barroso al NO del cuadrángulo de Palca que se extienden hasta los nevados Chupiquiña y Huancune en la hoja de Río Mauri 35x donde es asignado a rango de Grupo Barroso por Mendívil & Castillo (1960). En la hoja de Arequipa 33s (Vargas, 1970) reconoce las unidades del Volcánico Chila y Volcánico Barroso. Siguiendo la clasificación de Mamani et al. (2010a) y Acosta et al. (2011) se propone rangos de edades para el Arco Barroso inferior (~10 a 3 Ma) y el Arco Barroso superior (~3 a 1 Ma), esta unidad contiene niveles de ignimbritas descritas por Flores et al. (2004) como tobas Pachia que se correlaciona con la Formación Sencca y Formación Lauca del norte de Chile. Estas unidades en los trabajos de Acosta et al. (2011) y el presente trabajo se consideran equivalentes al Arco del Barroso superior.

A. Arco volcánico Barroso inferior (~10-3 Ma)

Wilson & García (1962), reconocen estrato-volcanes y centros volcánicos en la Cordillera del Barroso que forman una cadena de montañas alineadas. Monge & Cervantes (2000), denominan esta cadena volcánica como Complejo Fisural Barroso. La Formación Barroso inferior en los cuadrángulos de Pachia 36v y Palca 36x es dividido en dos segmentos, siendo el nevado Barroso y el nevado El Fraile, (Acosta et al., 2011). La Formación Barroso inferior se correlaciona con la parte superior del Volcánico Chila que comprende la tercera etapa del Complejo Chachani (Vargas, 1970).

En el sector de Tacna esta compuesto por niveles de tufos y lavas de composición traquítica y andesita con fenocristales de sanidina y cristales microscópicos de biotita (Wilson & García, 1962) y calculan un espesor máximo de aproximadamente 1500 m. Al NE del cuadrángulo de Moquegua, en el estrato volcán Chuquiananta Martínez & Zuloaga (2000), describen aglomerados monomícticos con clastos de composición andesítica seguido de flujos piroclásticos de textura porfírica y fenocristales de feldespato potásico que comprenden la Formación Barroso inferior.

Las dataciones radiométricas realizadas en el estrato volcán Chuquiananta arrojan $5,1 \pm 0,20$ Ma en pómez por el método de K-Ar. En Tacna, específicamente en las localidades de Conchachiri y Ancomarca, se obtiene dataciones de $8,4 \pm 0,4$ Ma, en dacitas y $6,7 \pm 0,30$ Ma, y $5,5 \pm 0,3$ Ma, en andesitas por el método K-Ar OLADE (1980). Dataciones efectuadas en los cerros Chilahuanani, Chinchilane y del estratovolcán Queñuta por Martínez & Cervantes (2003), obtienen $3,5 \pm 0,1$ Ma en andesita, $3,3 \pm 0,3$ Ma en ignimbrita y $3,1 \pm 0,2$ Ma en andesita respectivamente, situado en los cuadrángulos de Pachia 36v y Palca 36x. Estas edades sugieren que la Formación Barroso inferior comprende el Mioceno superior al Plioceno superior.

B. Arco volcánico Barroso superior (~3-1 Ma)

La Formación Barroso superior esta conformada por los estrato volcanes situados en la Cordillera Occidental, representada por estrato conos, complejos volcánicos y escudos de lava activos entre el Plioceno al Pleistoceno (Mamani et al., 2011). Al NE del

cuadrángulo de Pachia 36v se aprecian flujos de lava que rellenan el cauce del río Estique que provienen de los estratos volcanes de la Cordillera del Barroso. Flores et al. (2002) describe las ignimbritas Pachia situado al S de la hoja de Pachia, Vargas (1970), describe al Volcánico Barroso en los alrededores del aeropuerto de Arequipa, donde Paquereau et al. (2006), la denomina ignimbrita Aeropuerto de Arequipa. En este trabajo se considera a las tobas Pachia, Volcánico Barroso e ignimbrita Aeropuerto como parte de la Formación Barroso superior (Foto 14).

Litológicamente en Pachia consiste de ignimbritas de color rosado rico en pómez y líticos en una matriz compuesta de cristales de cuarzo y biotita con un espesor de 40 m, y disminuyen hacia el SO. Las ignimbritas que afloran en el aeropuerto de Arequipa consisten de flujos piroclásticos con abundantes pómez y líticos diferenciadas por una unidad de color blanco hacia la base y una unidad rosada hacia la parte superior (Paquereau et al., 2006).

Las dataciones efectuadas por Martínez & Cervantes (2003) reportan edades de $2,7 \pm 0,1$ Ma y $2,6 \pm 0,1$ Ma para los basalto andesitas situado al NE de la hoja de Palca, en el estrato volcán Condorpico que se correlacionan con las Tobas Lauca del norte de Chile, y las Toba Pérez en Bolivia, datadas por Wörner et al. (2000). Las dataciones efectuadas por Paquereau et al. (2006) en el sector del aeropuerto de Arequipa obtiene edades de $2,42 \pm 0,11$ Ma en obsidiana y $1,64 \pm 0,07$ Ma en biotita para la ignimbrita de color blanco y la ignimbrita rosada respectivamente. Estas edades permiten asignar a la Formación Barroso superior desde el Plioceno superior al Pleistoceno inferior.



Foto 14. Vista mirando al SE del nevado del Barroso, se aprecia el nevado Chuquiapiña y el volcán Tacora en el frontera con Chile, tomado de Acosta et al. (2011).

2.5.6. Arco Frontal (<1 Ma)

El Arco Frontal es parte de la Cordillera Occidental y constituye el frente volcánico activo desde el último millón de años (Foto 15), la mayor parte de los estratos volcanes sobrepasan los 5000 msnm. y se encuentran aproximadamente a 230 km de la fosa. Consiste de estratos volcanes jóvenes de composición dacítica, cúpulas y en la mayoría

de los casos un cráter central. Muchos pequeños conos asociados al vulcanismo monogenético afloran en el valle de Adagua.

Compuesto de flujos de lava de color gris claro que consisten de andesitas porfíricas, traquiandesitas, dacitas compuestos con fases principales de fenocristales de hornblenda, biotita, plagioclasa y cuarzo según Mamani et al. (2010). Los flujos de lava se depositan rellenando valles y presentan en algunos sectores disyunción columnar, como se observa en el valle de Vitor y Ocoña. Los flujos piroclásticos son de color gris claro a beige y presentan farallones con disyunción columnar. Al NE de Palca, las tobas cristalolíticas forman una planicie suave y ondulada que constituye la pampa Calachata (Monge & Cervantes, 2000).

Dataciones realizadas en el volcán Chuquiamanta por Martínez & Cervantes (2003) obtienen una edad de $0,9 \pm 0,9$ Ma al NO de la hoja de Tarata. OLADE (1980) realiza dataciones en monogenéticos del valle de Andagua, donde obtiene una edad de $0,4 \pm 0,1$ Ma en andesitas por el método K-Ar. Al NE del cuadrángulo de Pachia Vatin-Perignon et al. (1996) obtienen una edad en andesitas de $0,36 \pm 0,01$ Ma, por el método de K-Ar. Estas edades permiten asignar al Arco frontal entre el Pleistoceno superior al Holoceno.



Foto 15. Vista mirando al NE mostrando los volcanes Chachani, Misti y Pichu Pichu en la ciudad de Arequipa.

MAGMATISMO MESO-CENOZOICO DE LA CORDILLERA DE LA COSTA Y BORDE OESTE DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL DEL SUR DE PERU

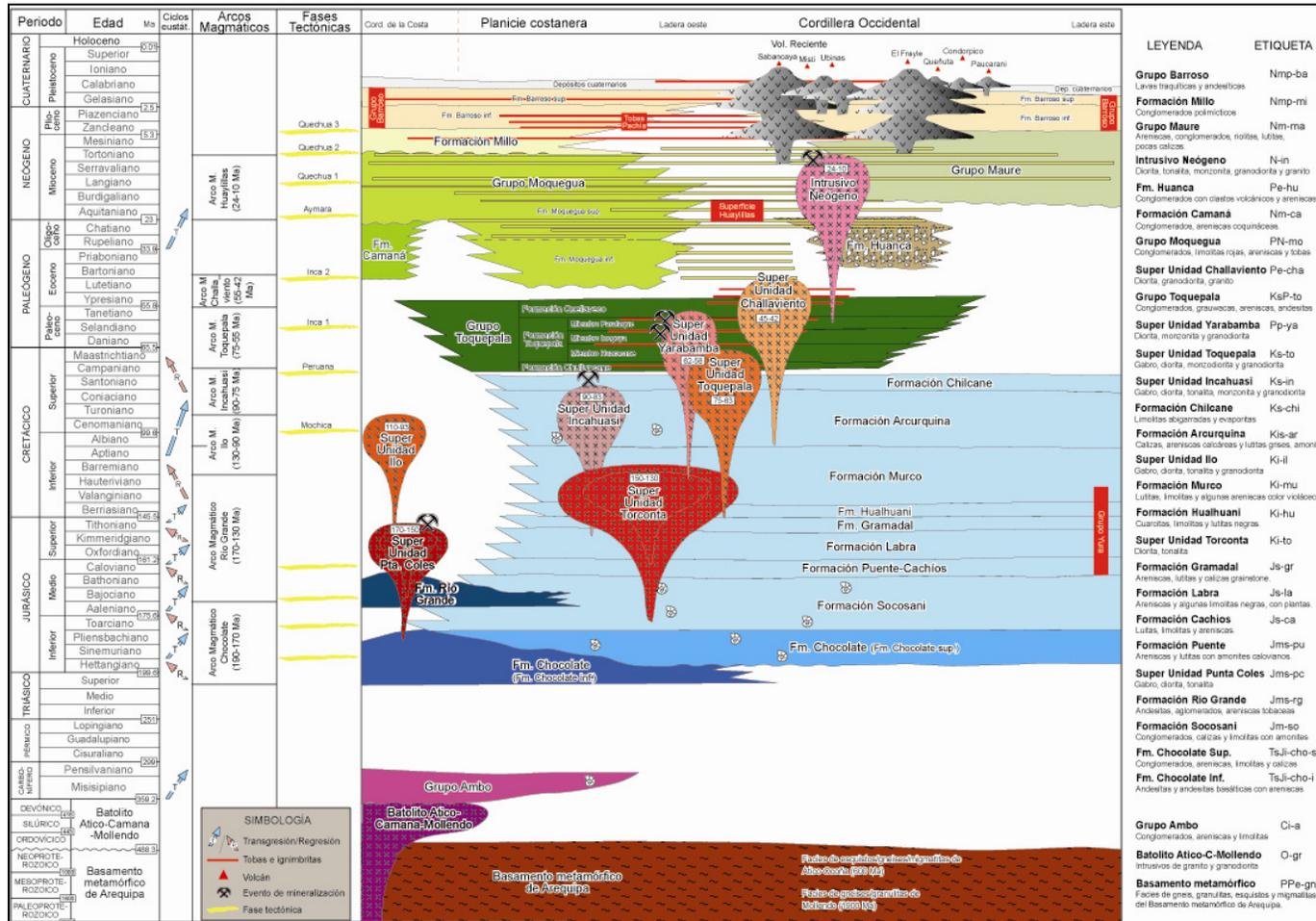


Figura 19. Cuadro de evolución sedimentaria, tectónica y magmática de la costa sur del Perú (Modificado de Martínez & Cervantes, 2003; Mamani et al., 2011).

CAPITULO 4

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

4.1. INTRODUCCIÓN

En el presente capítulo se describe las estructuras de extensión regional y lineamientos a partir de su dirección y comportamiento desde el Jurásico al Paleógeno. La información de la geología estructural existente donde se describe dirección y tipo de movimiento es escasa, solo en algunos sectores se detalla esta información. En tal sentido se ha realizado salidas de campo para tomar estaciones estructurales y describir el tipo, movimiento, época de actividad y rocas que afecta.

Debido a la complejidad estructural del área de estudio se divide la descripción de los principales sistemas de fallas en: Sistema de fallas NO-SE y los lineamientos NE-SO. El sistema de fallas NO-SE comprende 2 corredores estructurales denominados sistema de fallas Incapuquio-Cincha-Lluta (Fig. 20) y sistema de fallas Islay-Ilo (Martínez & Cervantes, 2006) que ha actuado desde el Jurasico medio (Acosta et al, 2011) y comprende estructuras heredadas y profundas que han condicionado el emplazamiento de las rocas ígneas y formación de cuencas en el Mesozoico y Cenozoico.

Los lineamientos NE-SO, estas fallas son transversales a los andes y están conformados por grandes lineamientos que corresponden al cauce de los ríos que forman los valles de Camana, Siguas, Tambo, Ilo y Locumba.

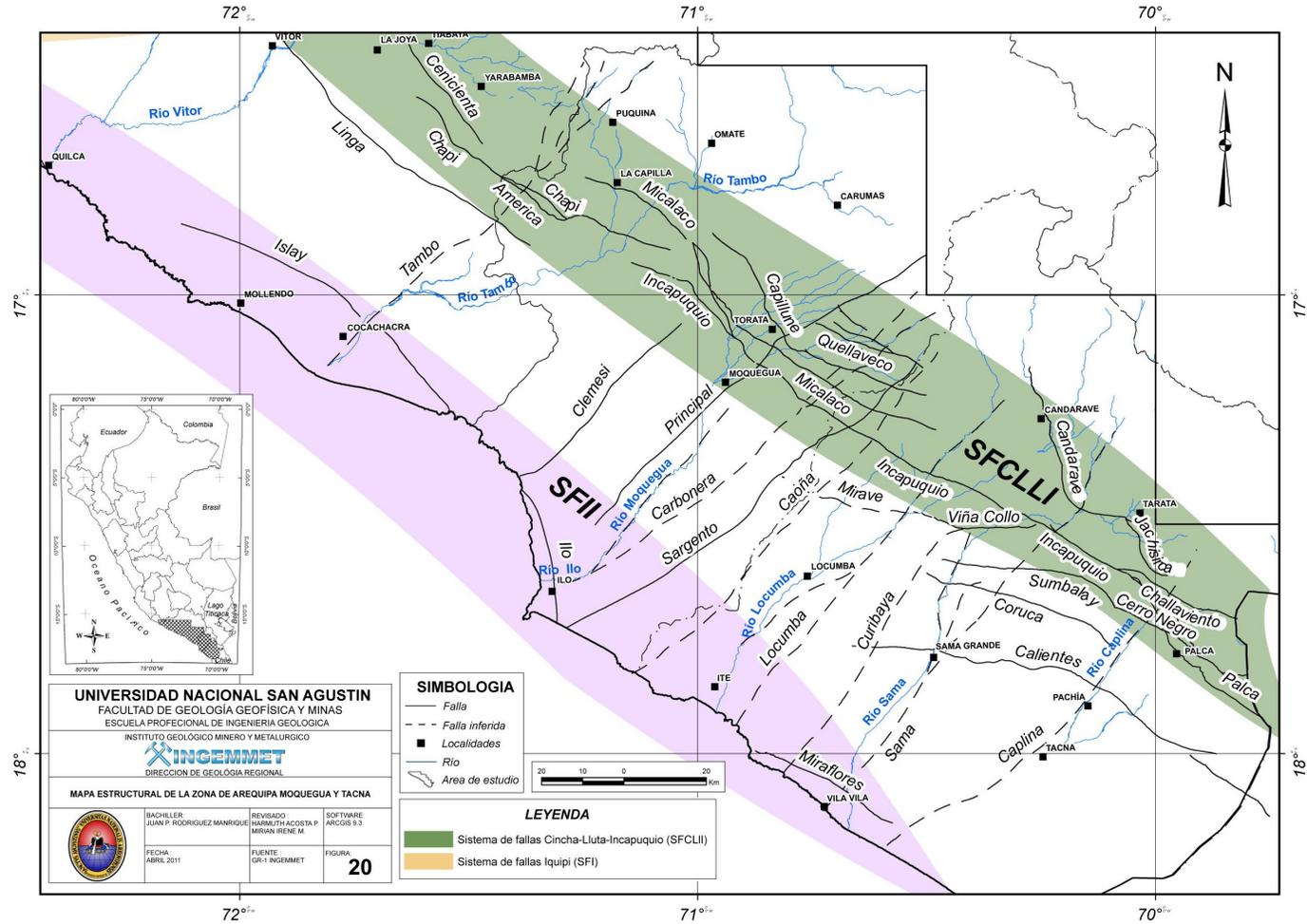


Figura 20. Principales sistemas de fallas de la costa sur del Perú. SFCLLI: Sistemas de fallas Cincha-Lluta-Incapuquio; SFII: Sistemas de fallas Islay-Ilo (Mamani et al., 2011).

4.2. SISTEMA DE FALLAS NO-SE

4.2.1. Sistema de fallas Incapuquio

El sistema de fallas incapuquio es descrita inicialmente en los alrededores de la mina Toquepala Barua (1961) luego Wilson & García (1962) lo describen como el “Sistema de Fallas de Incapuquio”, al NE y NO de los cuadrángulos de Pachia y Palca. Las fallas importantes reconocidas en Tacna, pertenecientes a este sistema son las fallas de Incapuquio (Fig. 21), Challaviento y Calientes cuyo rumbo general es de N 120° a 130°.

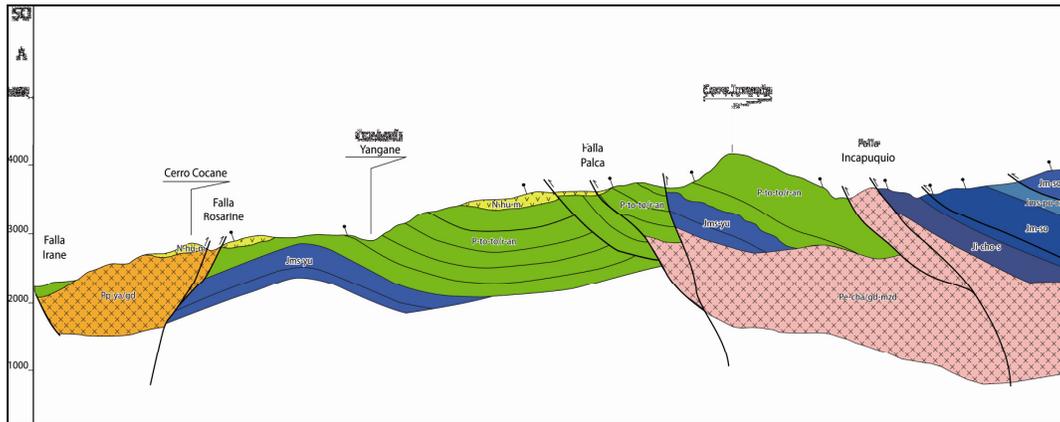


Figura 21. Sección estructural en el sector de Palca (36x-III), mostrando la actividad tectónica del Sistema de fallas Incapuquio (Acosta et al., 2011).

Wilson & García, (1962) indican que el primer y principal movimiento de la falla Incapuquio, tuvo lugar en la etapa comprendida entre la posterior deposición del Grupo Toquepala y antes de deposición de la cuenca Moquegua. Estos autores señalan la relación entre las fallas y el emplazamiento de cuerpos ígneos ácidos en forma de diques. Jaén, (1965) describe a la Falla Incapuquio como una falla regional reconocida y mapeada desde la frontera con Chile, donde ingresa al cuadrángulo de Tarata por el borde sur a inmediaciones de la hacienda Putina, continúa con rumbo N 130° por la esquina suroccidental de la hoja hasta la localidad de Chejaya. Su traza en todo este tramo de cerca de 31 Km. de longitud es bien conspicua; entre el borde occidental de la hoja y alto de Las Cuchillas constituye un alineamiento definido a lo largo del cual se encuentra la quebrada Chintari, desde el cerro Las Cuchillas hasta el extremo meridional, la traza no es claramente visible por estar cubierta por material detrítico procedente de las laderas. Según Jaén, (1965) la falla Incapuquio afecta principalmente a los volcánicos Toquepala y sólo en un pequeño sector del extremo Suroriental, disloca a la Formación Ataspaca, poniéndola en contacto con la Formación Toquepala. En la apacheta de Mogotito el tufo Huaylillas se halla cubriendo la taza de la falla, sin ser afectada. La Falla Incapuquio sugiere un plano de fracturamiento de alto ángulo; y zonas de intensa alteración que existen en ciertos tramos de su traza, donde las rocas presentan un fuerte fracturamiento.

Vicente et al. (1979), describen un sobreescorrimiento denominado Cincha Lluta, el cual presenta un alcance de cerca de 25 km, un destacado cizallamiento horizontal de la unidad invertida de Lluta y la existencia de ejemplares ventanas tectónicas por medio del macizo de Arequipa, que presenta todas las características de un manto de corrimiento de regular envergadura. Además Vicente et al. (1979), menciona un probable frente de cerca de 300 km de desarrollo, lo convierte en un elemento estructural mayor de la arquitectura de la cordillera occidental del sur peruano, correspondiendo a la fase peruana. Martínez & Cervantes, (2006) describen al Sistema de Fallas Incapuquio-Cincha-Lluta (SFICLL) como un sistema importante a nivel del Suroeste Peruano (Fig. 22) y también el más conocido. Afirma que se trata de todo un gran sistema de fallas de rumbo sinistral, con componente en transpresión y con dirección NO-SE, que se extiende desde la frontera con Chile, pasando por los sectores de Pachia, Palca, Toquepala, Moquegua, Arequipa y proyectándose hacia el Norte.

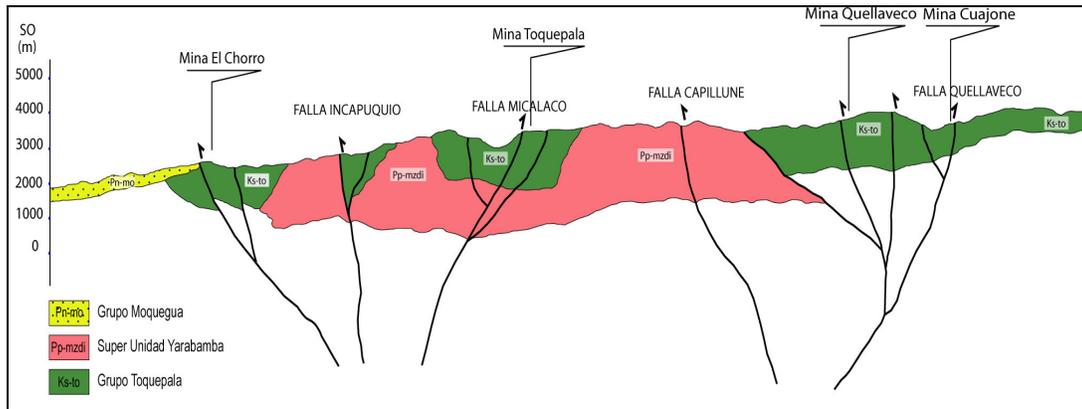


Figura 22. Sección estructural en el sector de Moquegua (35u-I), mostrando la actividad tectónica del Sistema de fallas Incapuquio.

4.2.2. Sistema de fallas Islay-Ilo

Tectónicamente la zona de Chucarapi-Cocachacra está fuertemente afectado por fallas de naturaleza inversa con dirección promedio NE-SO (Foto 16) y buzamientos de 60 a 50° con direcciones hacia el NO y SE. Estas fallas presentan vergencias totalmente opuestas, siendo las que tienen vergencia hacia el este anteriores a las que tienen la vergencia hacia el oeste. En conjunto estas fallas forman cabalgamientos repetitivos que en algunos sitios las rocas subvolcánicas afectadas, parecen poseer cierta estratificación.



Foto 16. Vista tomada al NE de la falla el Toro de tipo inversa que afecta rocas del complejo basal de la costa en la Quebrada del río Camana.

4.3. LINEAMIENTOS NE-SO

4.3.1. Lineamiento Clemesi

Es descrita por Bellido & Guevara (1963) en la parte media del desierto de Clemesi; indicando que su ubicación está determinada por una escarpa prominente de aproximadamente 100 m de altura, de rumbo NE-SO y buzamiento NO, que corre por el lado oeste del cerro Arenal (1530 msnm), con una longitud de mas de 10 km, en el bloque oriental que relativamente parece ser el que se ha levantado, se encuentra el cerro Arenal que es el más alto de la región, mientras que el bloque opuesto, al hundirse, ha formado una especie de fosa que ha sido rellenada por depósitos cuaternarios.

4.3.2. Lineamiento Pan de Azucar

Se la observo en el sector SE del cuadrángulo de Cháparra, con una dirección E-O y tiene un ancho promedio de 7 km. y una longitud de 30 km. Las fallas que lo delimitan son verticales y subparalelas.

Olchanski & Dávila (1994), describen en los cuadrángulos de Chuquibamba y Cotahuasi, una serie de fallas importantes, que según su teoría estas generaron fallamiento en bloques, que se observa en los movimientos relativos de las fallas con dirección NO y E-O que se encuentran en la pendiente oeste del la Cordillera Occidental en el cuadrángulo de Chuquibamba y que hacia la Costa, fuera de su área de estudio ha determinado las cubetas, zonas donde se ha acumulado los depósitos volcánicos – sedimentarios del Grupo Moquegua, Formación Camaná, entre otros.

Olchauski & Dávila (1994), indican que tres grandes fallas sub-parallelas con dirección NO-SE, afectan el área del cuadrángulo de Chuquibamba, denominándola como falla de Pampacolca, que pasa por el pueblo del mismo nombre; presenta un desplazamiento vertical bastante considerable, en donde el bloque sur, ha subido colocando en contacto rocas metamórficas del complejo basal de la costa con las formaciones Murco y Arcurquina de edad Cretácica. Esta falla se prolonga hacia los cuadrángulos de Huambo y Cotahuasi.

4.3.3. Lineamiento Chuquibamba

Que recorre toda la quebrada de Chuquibamba, afecta rocas ígneas y metamórficas. Es una falla antigua que ha tenido reactivación en el Cuaternario. El bloque situado al Norte es el que ha bajado. La otra falla estrechamente relacionada con las dos primeras es la de Acoypampa, la cual se observa que afecta a los volcánicos del Cenozoico (Olchauski & Dávila., 1994).

En la quebrada de Cotahuasi (Olchauski & Dávila., 1994), se observan fallas con dirección NO-SE, pero con longitudes menores que van de 3 a 20 km., están afectando a rocas mesozoicas y al Grupo Tacaza. Olchauski & Dávila. (1994), hacen mención de la existencia de Fallas con dirección E-O, además dice que estas fallas son cortadas por las fallas de dirección NO-SE, su rumbo va variando de E-O a NE-SO, están afectando a las rocas del batolito, miden decenas de kilómetros y atraviesan los cuadrángulos de Chuquibamba y Caravelí.

CAPITULO 5

MAGMATISMO Y PETROGRAFÍA

5.1. INTRODUCCIÓN

El magmatismo volcánico-plutónico en el sur del Perú, es producto de una margen continental activa desde hace ~205 Ma. (Acosta et al., 2011). Siendo las zonas de subducción importantes en la creación y evolución de corteza continental, mediante la adición de magma juvenil a partir del manto superior (Stern, 2002). Desde el Triásico hasta la actualidad la posición del arco magmático ha variado, aproximadamente 200 Km. al este, este movimiento está relacionado al cambio del ángulo de subducción (Pitcher, 1985; Boily et al., 1989; Clark et al., 1990; Mamani et al., 2010a).

En el trabajo de Cobbing et al. (1977) dan a conocer una nueva clasificación del Batolito de la Costa del Perú, dividiéndolo en segmentos, Super Unidades y Unidades (Fig. 23). Posteriormente en el trabajo de Cobbing & Pitcher (1983), describen el plutonismo andino y su relación con el vulcanismo y la metalogénia.

En el libro “magmatism at the plate edge” editado por Pitcher et al. (1985), comprende un compendio de trabajos donde Pitcher, Cobbing, Beckinsale, Atherton entre otros definen las Unidades y Super Unidades de rocas intrusivas del Batolito de la Costa. Las primeras dataciones radiométricas por el método de U-Pb en el segmento Lima y Arequipa son efectuadas por Mukasa & Tilton, (1985).

En base al mapeo geológico, estudios petrográficos macroscópicos y microscópicos, compilación de información bibliográfica para la elaboración de una base de datos de geocronología (Cobbing & Pitcher., 1972; Sánchez., 1983a; Pitcher, 1985; Boily et al., 1989; Clark et al., 1990; Martínez & Cervantes, 2003) se han detallado los arcos magmáticos con sus respectivas Super Unidades y/o Unidades Volcánicas. El trabajo de Mamani et al. (2010c) describe la ubicación, geología y geoquímica de los arcos y

trasarcos magmáticos del Meso-Cenozoico en el Perú. Rodríguez et al. (2010) relaciona las variaciones geoquímicas con las ocurrencias metálicas de los arco magmáticos del Jurásico al Paleógeno en el sur del Perú.

Utilizando la geológica existente y la actualización del cartografiado geológico a escala 1/50 000, redefinimos la distribución espacial de las unidades magmáticas, ofreciendo para las unidades magmáticas de mayor extensión y volumen de emplazamiento una descripción petrográfica detallada. Además se adjunta los últimos estudios de elementos traza y tierras raras. Finalmente discutimos las edades de formación de las unidades magmáticas, diferenciando los grupos de rocas volcánicas y Super Unidades de rocas intrusivas (Fig. 24).

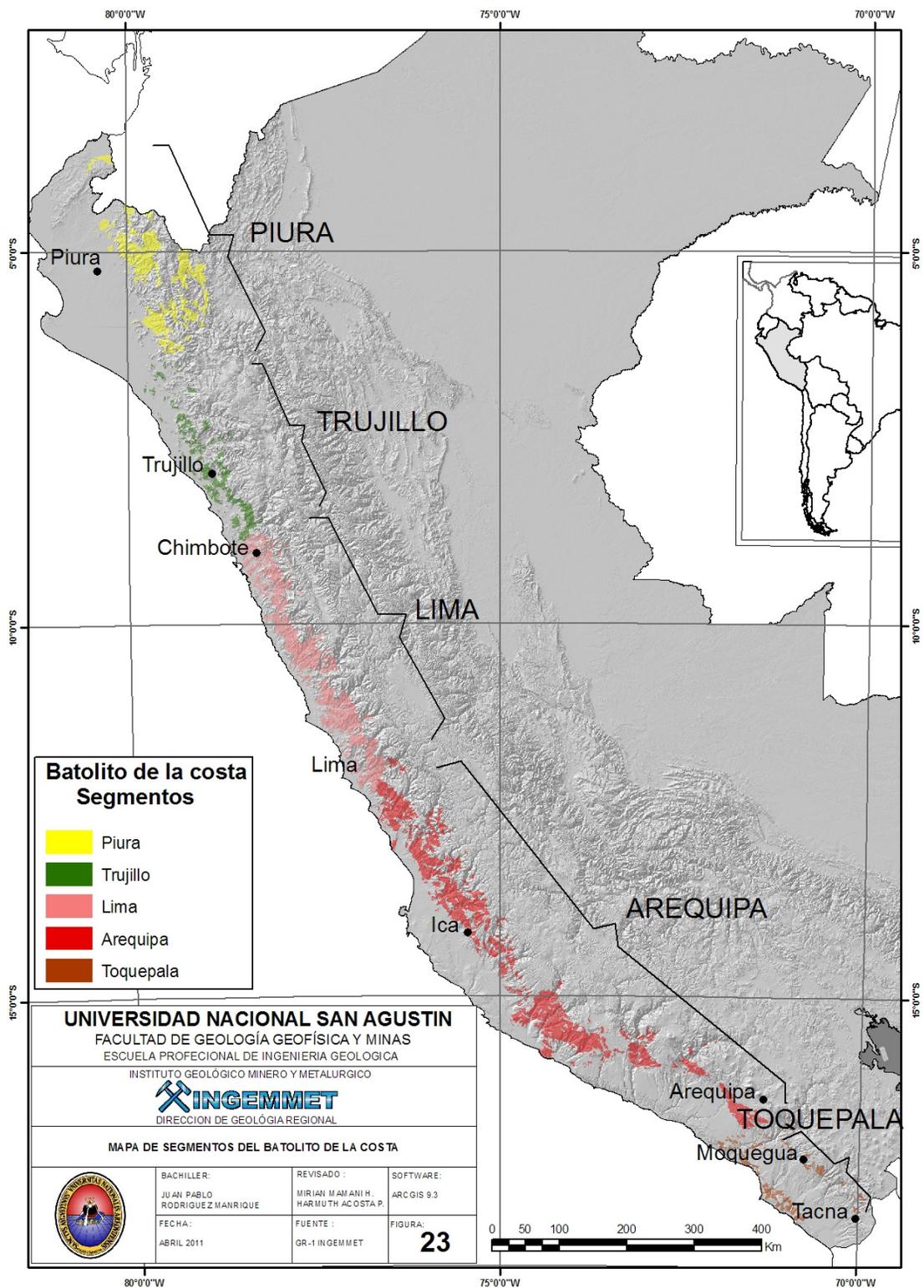


Figura 23. Mapa de segmentos del Batolito de la Costa (Cobbing et al., 1977).

MAGMATISMO MESO-CENOZOICO DE LA CORDILLERA DE LA COSTA Y BORDE OESTE DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL DEL SUR DE PERU

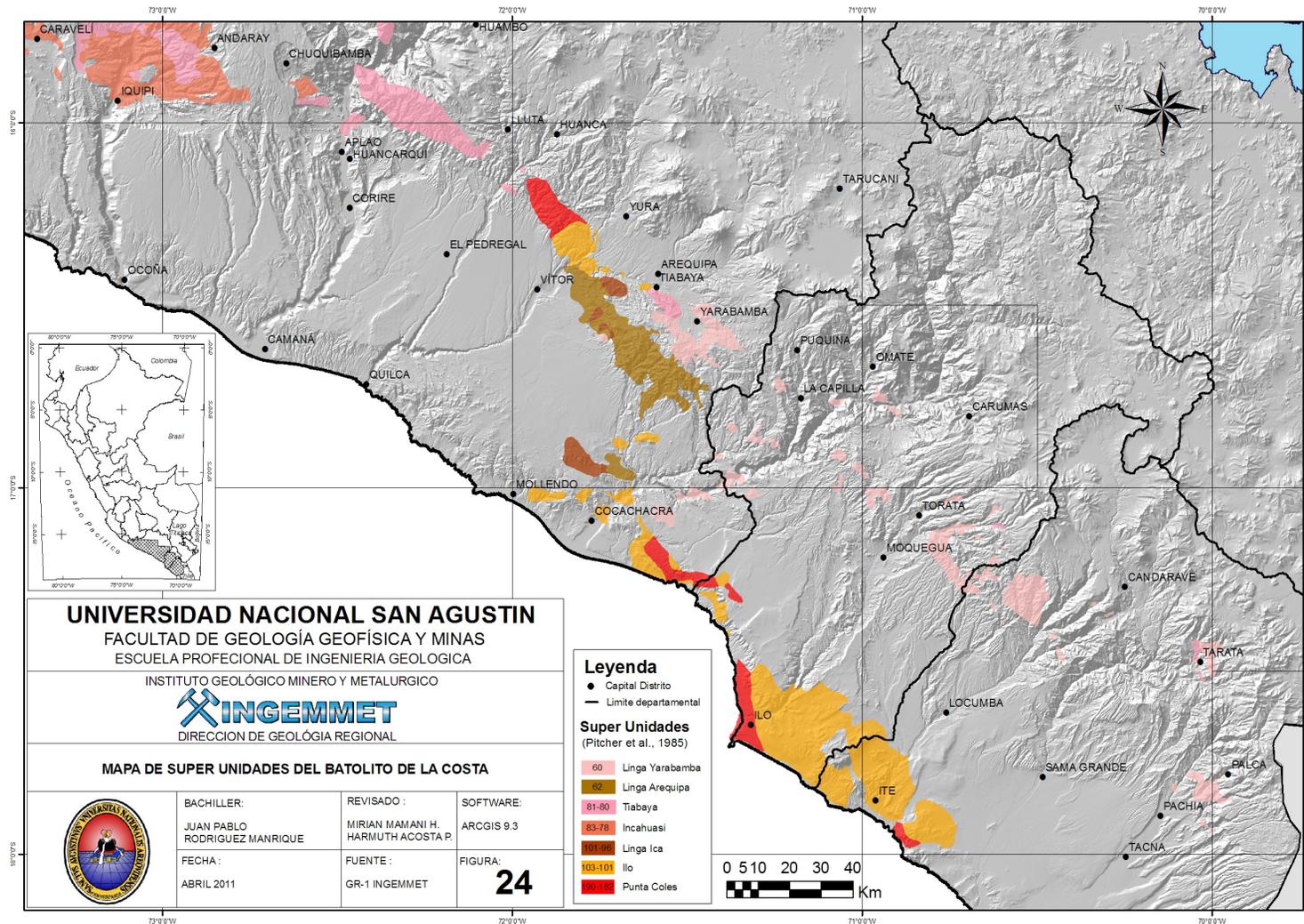


Figura 24. Mapa de Super Unidades del Batolito de la Costa de la zona de estudio (Pitcher et al., 1985).

5.2. BASE DE DATOS

Para definir los polígonos de las Super Unidades y Unidades Volcánicas se ha tomado como referencia los mapas geológicos de los trabajos de Pitcher et al. (1985), mapas geológicos actualizados de INGEMMET a escala 1/100 000, 1/50 000 y el mapeo geológico de campo de la zona de estudio realizados para la elaboración del presente boletín.

Se ha elaborado una base de datos de petrología de rocas ígneas. (Adjuntar anexos 1, petrología) realizados por el INGEMMET en el periodo 2003 al 2011. Se cuenta con 398 muestras de mano, 97 muestras tienen sección delgada y 186 muestras poseen estudio petrográfico. Mediante el microscopio de polarización de luz transmitida se estudiaron recientemente 22 muestras representativas para cada unidad volcánica e intrusiva; adjuntando en los anexos el total de estudios petrográficos.

Para la geocronología se ha elaborado una base de datos de rocas ígneas, compilando 111 dataciones radiométricas por los métodos de Rb/Sr, K/Ar, Ar/Ar y U/Pb para los arcos magmáticos del Mesozoico y Cenozoico (Fig. 25).

A partir del mapeo geológico de campo y las dataciones radiométricas se agrupó las rocas ígneas de acuerdo a la posición estratigráfica. Las unidades volcánicas pertenecen al arco magmático de Chocolate (205-170 Ma.), Río Grande (170-130 Ma.) y Toquepala-Tantarà (75-55 Ma.); las rocas de unidades intrusivas pertenecen al arco magmático de Ilo-Lancones (105-90 Ma.), Incahuasi-Paltashaco (90-75 Ma.), Toquepala-Tantarà (75-55 Ma.) y Challaviento (55-42 Ma.) descrito en Mamani et al. (2010c) y Rodríguez et al. (2010).

Utilizando el software de Arc Gis se ha efectuado un análisis espacial donde se interceptaron los polígonos de las unidades geológicas con la base de datos de geocronología, petrografía y geoquímica. Este análisis espacial permitió agrupar y definir a mayor detalle las súper unidades de rocas intrusivas y las rocas volcánicas según a la unidad a la que pertenecen. Estos análisis son corroborados con el análisis de la base de datos de geoquímica e interpretación mediante diagramas de discriminación de elementos mayores y traza. Esta información tratada contribuyó a la caracterización de la composición de las rocas intrusivas y volcánicas (Fig. 26).

5.3. MAGMATISMO DEL TRIÁSICO SUPERIOR AL EOCENO

El magmatismo entre el Triásico superior al Cretácico medio en el sur de Perú fue un lugar de mayor adición de magma juvenil del manto a la corteza continental. El efecto combinado de esfuerzos de extensión y una posición casi estacionaria de los arcos Chocolate (205-170 Ma), Río Grande (170-130 Ma), Casma (130-105 Ma), Ilo (105-90 Ma) favoreció el emplazamiento de rocas magmáticas juveniles en una larga escala vertical y horizontal (Fig. 27). Estos magmas parecen estar asociados espacialmente, temporalmente y posiblemente genéticamente a depósitos del tipo IOCG, y relacionados a ocurrencias de Cu-Fe-Au (Tía María y Rosa María). Por otro lado, el magmatismo entre el Cretácico superior al Eoceno aportó a la corteza continental magmas ligeramente contaminados. El efecto combinado del inicio de los esfuerzos compresivos

y la migración hacia el este de los arcos magmáticos Incahuasi (90-75 Ma.), Toquepala (75-55 Ma.) y Challaviento (55-42 Ma.) favoreció el emplazamiento de rocas magmáticas más diferenciadas en una pequeña escala vertical y horizontal. Estos magmas estarían asociados espacial, temporal y posiblemente genéticamente a depósitos del tipo Pórfido, y relacionados a ocurrencias de Cu-Mo-Au (Zafranal, Toquepala, Quellaveco, Cuajone, Cerro Verde). Durante el proceso de transición entre la posición estacionaria y la migración del arco se formaron las rocas magmáticas del arco de Incahuasi (90-75 Ma.).

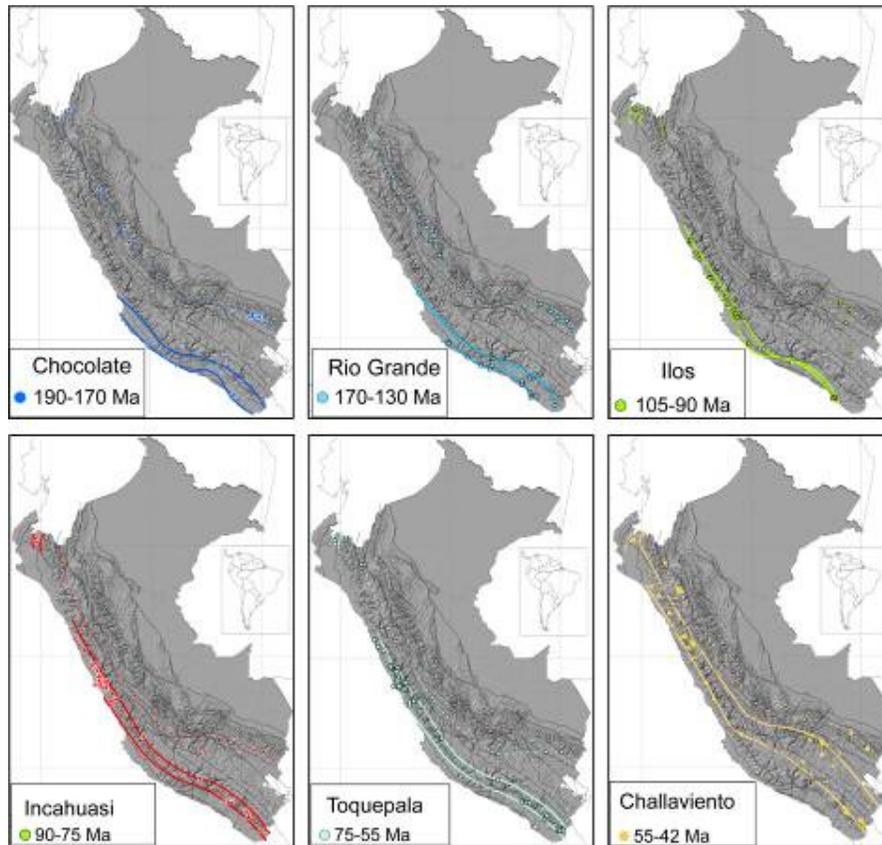


Figura 25. Mapa de distribución espacial del arco magmático de Chocolate (205-170 Ma), el arco magmático Río Grande (170-130 Ma.), el arco magmático Ilo-Lancones (105-90 Ma.), el arco magmático Incahuasi-Paltashaco (90-75 Ma.), el arco magmático Toquepala-Tantarà y el arco magmático Challaviento (55-42 Ma.). La distribución espacial de los arcos magmáticos esta en base a los datos de geología y edades radiométricas del Perú. (Mamani et al., 2010c).

MAGMATISMO MESO-CENOZOICO DE LA CORDILLERA DE LA COSTA Y BORDE OESTE DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL DEL SUR DE PERU

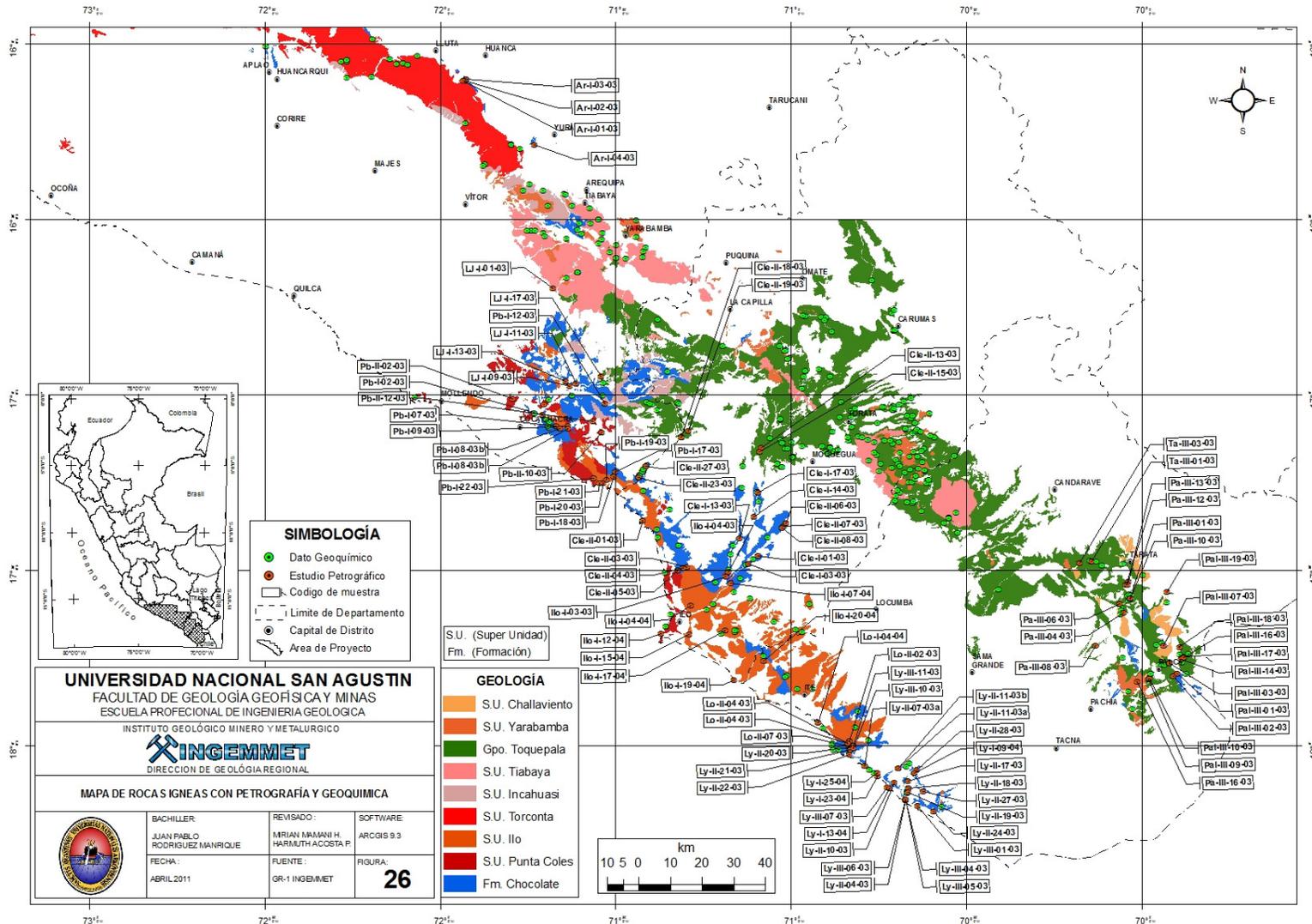


Figura 26. Mapa de rocas ígneas con muestras de estudios petrográficos y análisis químicos.

MAGMATISMO MESO-CENOZOICO DE LA CORDILLERA DE LA COSTA Y BORDE OESTE DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL DEL SUR DE PERU

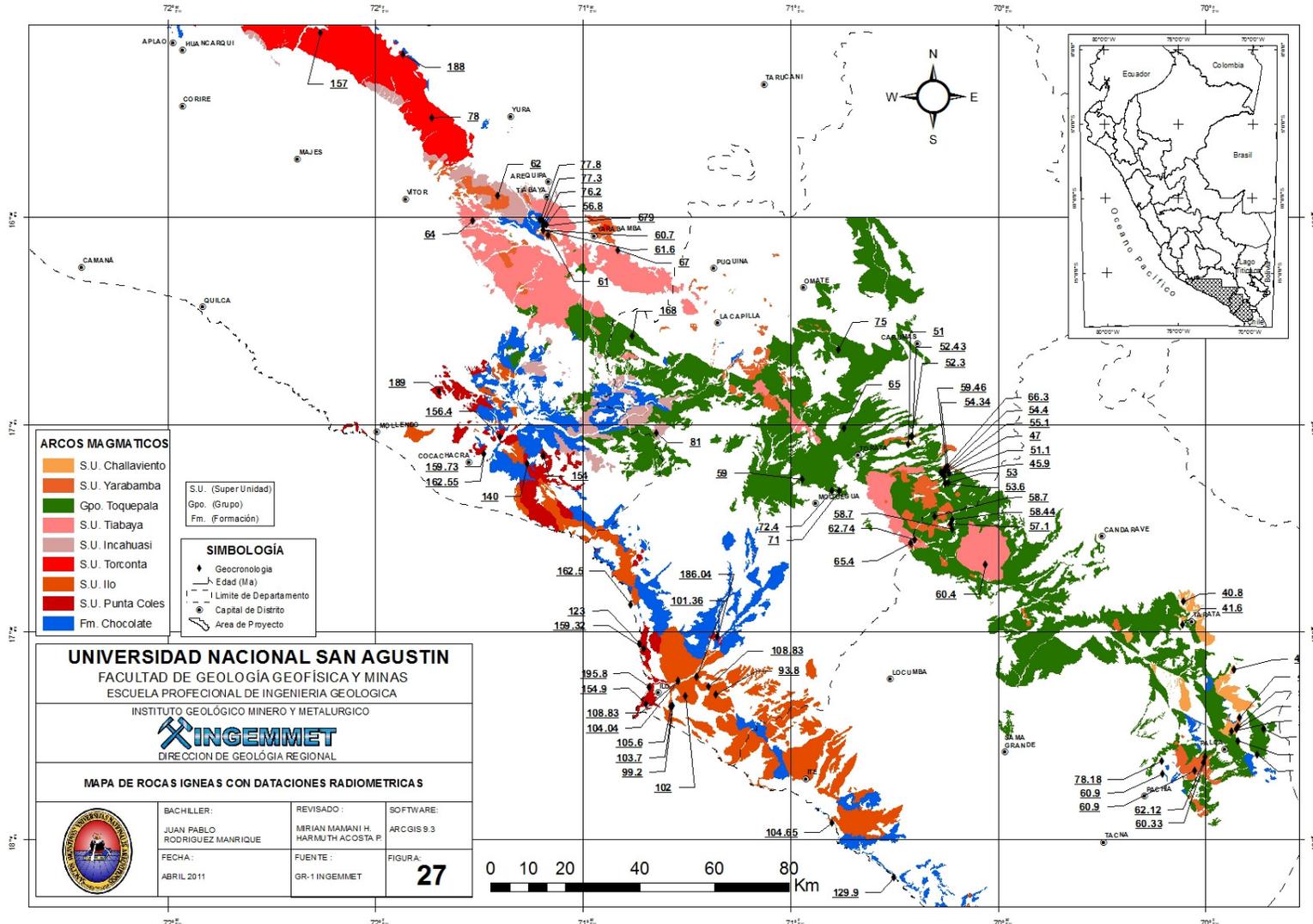


Figura 27. Mapa de rocas ígneas con dataciones radiométricas del área de estudio.

5.4. ARCOS MAGMÁTICOS

5.4.1. Arco Chocolate (205-170 Ma)

El arco magmático Chocolate aflora desde el norte de Chile con la Formación La Negra hasta el centro del Perú. En el área de estudio el arco magmático Chocolate esta representado por: A. Formación Chocolate inferior constituida por secuencias volcánicas con ocasionales niveles sedimentarios (Acosta et al, 2011) y aflora entre la Cordillera de la Costa y el borde oeste de la Cordillera Occidental (Fig. 28), Esta unidad representa el magmatismo efusivo para este período de tiempo. La Formación Chocolate superior esta conformada por rocas sedimentarias y ha sido descrita en el capítulo 3 de Geología Regional.

A. Formación Chocolate inferior

La Formación Chocolate inicialmente fue definida por Jenks (1948), denominando como tal a los afloramientos en la cantera chocolate y cerro Yanacoto, situado a 20 km. al NO de la ciudad de Arequipa. Estos afloramientos corresponden a una serie de rocas de origen volcánico. Estudios recientes demuestran que las rocas volcánicas de la Formación Chocolate inferior están restringidas únicamente hacia la Cordillera de la Costa y en el límite oeste de la Cordillera Occidental (Acosta et al., 2011). Las mejores exposiciones de estas rocas se encuentran en la playa Vila Vila, Alto del Meadero, al suroeste de la Mina Cerro Verde, su espesor oscila entre 200 a 400 metros. Estas rocas volcánicas se hallan infrayaciendo a las rocas sedimentarias del Grupo Yura. Litológicamente consisten de niveles masivos de flujos de lava máfica que generalmente se encuentran alteradas (Foto 17). A veces se hallan intercalas con delgados niveles de areniscas de grano grueso. Las rocas sedimentarias de la Formación Chocolate superior se acomodan a la incipiente cuenca Arequipa.

Petrografía

Basalto: Pb/I-03-03: Ubicada al NE de Cocachacra-Punta de Bombón (Foto 17). Roca volcánica de textura porfirítica hipocristalina, se observan fenocristales subhedrales y anhedrales de piroxenos (30%) esencialmente clinopiroxenos, el tamaño de los fenocristales es <0.5mm, estos minerales se encuentran alterados. Se aprecian fenocristales subhedrales de plagioclasa (25%) de tamaño <6mm, presentan macla polisintética (albita); algunos fenocristales de plagioclasa están alterados por arcillas desde el centro hacia afuera del fenocristal. La matriz (45%) es microgranular y consiste principalmente de piroxenos, vidrio intersiticial y microlitos de plagioclasa.

Geocronología

La única edad de correspondiente a este período es de 168 ± 5 Ma realizada por el método K-Ar por Martínez & Cervantes, (2003). El material analizado es una andesita (roca total), ubicada en la quebrada Suchuña al E de la mina Chapi. Estas rocas fueron asignadas por los autores a la Formación Matalaque. Según los últimos estudios

realizados en la zona de la mina de Chapi, además que esta muestra fue tomada al sur de la falla América (Chapi) y teniendo en cuenta el método de datación, se sugiere que la edad de esta muestra puede no ser precisa, probablemente debido a una sobre impresión térmica por efecto tectónico. Además las observaciones de campo muestran a rocas volcánicas se emplazan en estructuras, como la falla América. Esta falla afecta a rocas sedimentarias del Jurásico superior (Formación Labra y Gramadal); por lo tanto, las rocas volcánicas presentes en el área de Chapi corresponden a volcanismos mucho mas jóvenes que posiblemente correspondan al arco volcánico Incahuasi.

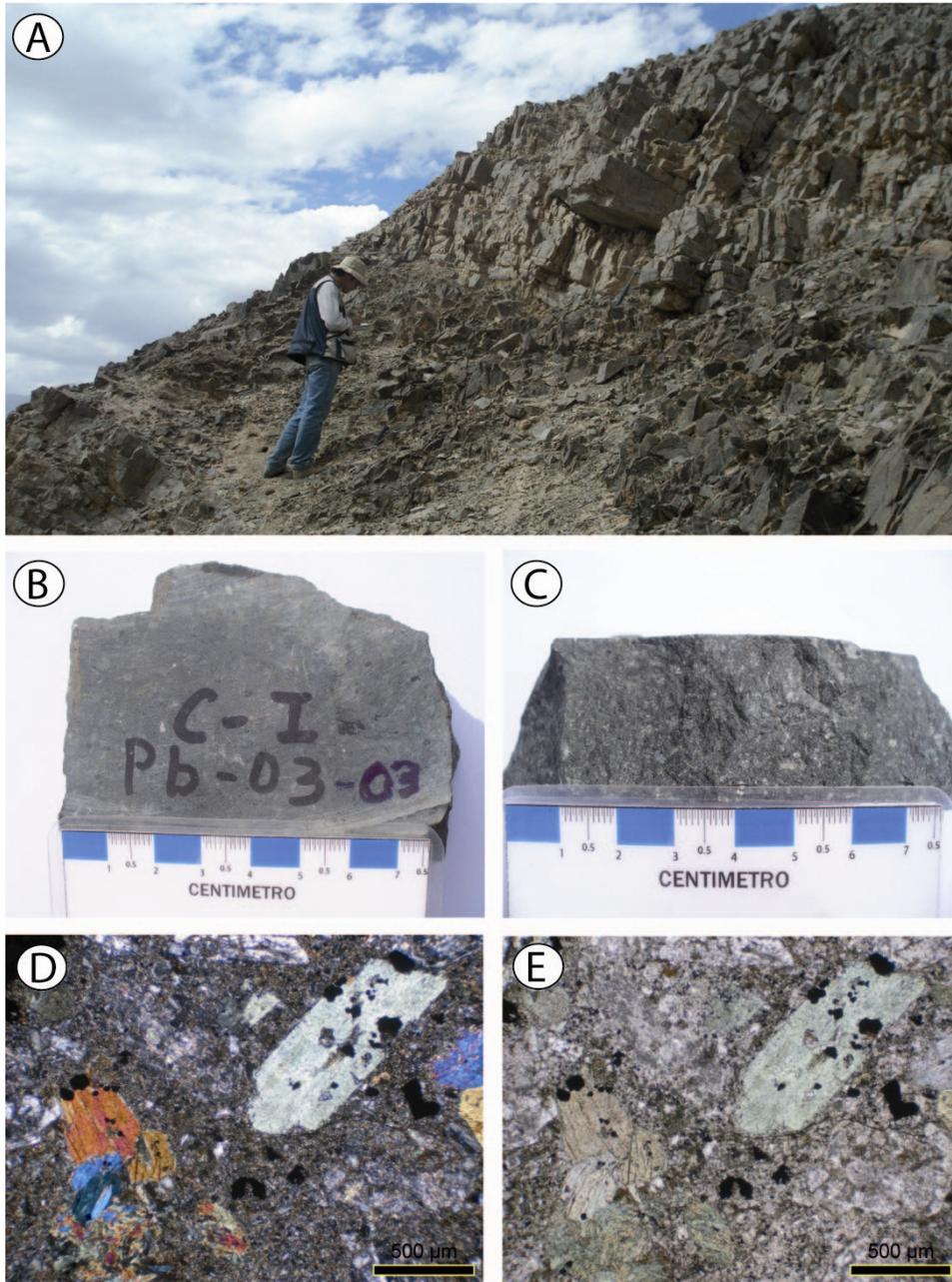


Foto 17. A. Flujos de lava de basalto andesita alteradas en la quebrada Cosos, Aplao. B y C. Muestra de mano de basalto andesita. D y E. Microfotografía de sección delgada en Nicos Cruzados y Nicos Paralelos respectivamente de muestra Pb-I-03-03.

5.4.2. Arco Río Grande (170-130 Ma)

El arco magmático Río Grande tiene una amplia distribución espacial, aflora desde la región de Chile hasta el norte del Perú. En el área de estudio el arco magmático Río Grande ha sido dividido en: A. Super Unidad Punta Coles que aflora en la Cordillera de la costa; B. Super Unidad Torconta ubicada en la vertiente oeste de la Cordillera Occidental.

A. Super Unidad Punta Coles

Denominado por Pitcher et al (1985), como Super Unidad Punta Coles, aflora entre las localidades de Ilo y Cocachacra, formando cuerpos alargados en dirección NO al SE. Litológicamente esta compuesto de rocas máficas, entre gabros y dioritas que afloran a lo largo del cinturón de la costa. En el sector de Ilo las dioritas cortan a los volcánicos Chocolate del Jurásico inferior (Beckinsale et al., 1985).

Esta Super Unidad intrusiva se localiza en la Cordillera de la Costa entre el río Tambo y la ciudad de Ilo. Uno de los principales afloramientos de esta Super Unidad esta formando el basamento de la ciudad de Ilo, y ocupa un área de 900 km². Intruye a las rocas volcánicas de la Formación Chocolate (Fig. 28). Estas intrusiones afloran a manera de cuerpos alargados controlados por los sistemas de fallas Islay-Ilo y tienen una dirección NO-SE. Son intrusivos máficos y generalmente están alterados (Foto 18).

Petrografía

Diorita: Ilo/I-11-04: Playa Pozo de Lizas-Ilo. (Foto 18).

Roca plutónica de textura granular, holocristalina, se aprecian cristales subhedrales de plagioclasa (35%) con presenta macla polisintética (Albita). Se observa escaso feldespatos potásico (5%) y cuarzo (5%) ambos como relleno intersticial. La hornblenda (30%) se presenta en cristales anhedrales y parcialmente alterados a epidota. Los piroxenos (15%) están alterados a cloritas y diseminados en la roca.

Diorita: Ilo/I-01-04: Sección Peña Blanca-Ilo.

Roca plutónica de textura granular, holocristalina, se observan cristales subhedrales a anhedrales de plagioclasa (35%) parcialmente alterados a sericitas y arcillas, esta alteración es mas intensa desde la parte central de los granos hacia los bordes. Los minerales máficos como hornblendas (35%) y piroxenos (10%) se encuentran débilmente alterados a cloritas. Los minerales opacos se presentan diseminados en la roca. El cuarzo es escaso y ocurre como relleno intersticial.

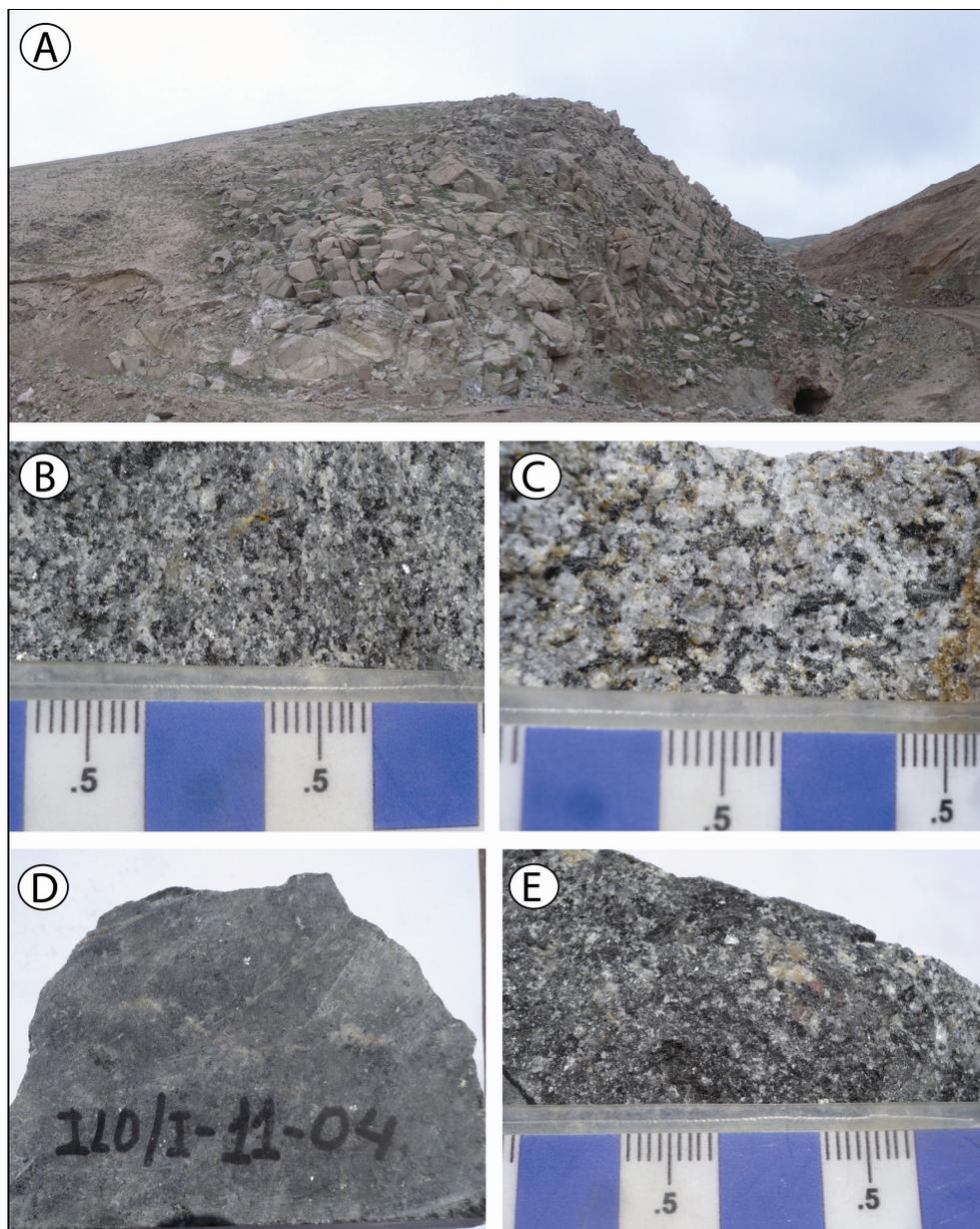


Foto 18. A. Dique de diorita de facie fina cortando a granodioritas hornblendicas en el sector de Cocachacra, Tambo. B y C. Muestra de mano de diorita de facie fina y granodiorita hornblendica de la foto A. D y E. Muestra de mano de diorita Ilo/I-11-04 de la playa Pozo de Lizas, Ilo.

Geocronología

Dataciones radiométricas realizadas por el método de Ar-Ar arrojan edades promedio de ~ 156 Ma (Clark et al., 1990; Roperch & Carlier, 1992) para cuerpos plutónicos de edad Punta Coles (Tabla 2). Asociados a las dioritas de la Super Unidad Punta Coles se observan diques máficos de composición andesítica cuyas edades son de 140 ± 7 Ma y 154 ± 9 Ma al E de Cocachacra y una edad de 162.5 ± 0.3 Ma al N de Ilo. Estos diques

afloran cerca a los contactos con la Formación Chocolate y lineamientos estructurales de dirección N-NO a S-SE. Podría tratarse de etapas tardías y subvolcánicas del vulcanismo de la Formación Chocolate.

Dataciones radiométricas realizadas por el método de K-Ar (Sánchez, 1983a; Cordani et al., 1985 y Clark et al., 1990) obtienen edades base con 195.8 ± 4.2 Ma, 189 ± 13 Ma y 186.0 ± 8.8 Ma respectivamente, situadas al N y NE de Ilo. Estas edades base están ubicadas en la intersección del Sistema de fallas Islay-Ilo y el lineamiento Carbonera.

Tabla 1. Rutas y distancias hacia la zona de estudio.

N°	Edad	Error	Metodo	Material	Tipo de roca	Muestra	X	Y	Referencia
1	140.0	7.0	K-Ar	hornblenda	dique basico	AQ-32B	-71.633	-17.093	Cordani et al. (1985)
2	144.7	1.0	Ar-Ar	ortoclasa	monzonita	SPAM-82G	-71.733	-17.068	Clark et al. (1990)
3	154.0	9.0	K-Ar	biotita	adamelita	AQ-33	-71.595	-17.073	Cordani et al. (1985)
4	154.9	4.8	K-Ar	biotita-hornblenda	diorita	M1	-71.349	-17.674	Mc Bride (1977)
5	156.4	4.6	K-Ar	biotita	granodiorita	SP 149	-71.699	-17.029	Clark et al. (1990)
6	157.6	4.7	K-Ar	biotita	diorita	SP-120	-71.357	-17.572	Clark et al. (1990)
7	158.4	4.9	K-Ar	hornblenda	diorita	SP-120	-71.357	-17.572	Clark et al. (1990)
8	159.3	4.8	Ar-Ar	hornblenda	diorita	SPAM-118	-71.353	-17.539	Clark et al. (1990)
9	159.7	1.8	Ar-Ar	biotita	granodiorita	SPAM-82	-71.739	-17.069	Clark et al. (1990)
10	162.5	0.3	Ar-Ar	roca total	andesita	PE32	-71.385	-17.433	Roperch & Carlier (1992)
11	162.6	6.6	Ar-Ar	hornblenda	granodiorita	SPAM-82	-71.739	-17.069	Clark et al. (1990)
12	170.0	4.0	K-Ar	roca total	monzogranito	JT000656	-71.751	-16.930	Martínez & Cervantes (2003)
13	182.0	4.1	K-Ar	hornblenda	gabro	17.80	-71.349	-17.565	Sanchez (1983a)
14	186.0	8.8	Ar-Ar	hornblenda	granodiorita	SPAM-123	-71.176	-17.511	Clark et al. (1990)
15	189.0	13.0	K-Ar	biotita	cuarzo monzonita	AQ-28	-71.846	-16.920	Cordani et al. (1985)
16	195.8	4.2	K-Ar	hornblenda	diorita	16.80	-71.339	-17.633	Sanchez (1983a)

B. Super Unidad Torconta

Localizado en el Frente Oeste de la Cordillera Occidental entre la ciudad de Arequipa y Aplao, tiene un área de 1300 km² (Fig. 27). Son cuerpos alargados y su emplazamiento esta controlado por el sistema de fallas Cincha Lluta Incapuquio y el sistema de fallas La Joya. Estas rocas intruyen rocas de la Formación Chocolate y del Grupo Yura. Las rocas tienen cristales de tamaño promedio de ½ cm y son máficos (hornblenda y biotita alterada) y félsicos (cuarzo, plagioclasa) que pueden ser reconocidos macroscópicamente en el campo. Los granitos cerca a la intersección de los sistemas de fallas Iquipi y Cincha Lluta Incapuquio se encuentran metamorfizados, donde se llegan a observar rocas bandeadas como milonitas, gneis y esquistos. Estos grandes cuerpos albergan muchas vetas de Au (Foto 19).

Petrografía

Granodiorita: Ap/I-01-05, Quebrada Huacán, al NE de Aplao. (Foto 19).

Roca intrusiva de textura granular, se pueden apreciar cristales de plagioclasa (25%), con formas subhedralas a anhedral, alterándose débilmente por arcillas. Los cristales de feldespato potásico (30%) presenta formas subhedralas, alterándose a sericita. Los minerales máficos, en su mayoría anfíboles (15%), se observa a estos con alteración a cloritas y reemplazando a piroxenos (5%) y biotitas (5%) intercrecidos en estas. El cuarzo (20%) presenta una extinción ondulante, aparentemente por recristalización y se observa rellenando intersticios junto a los feldespatos potásicos.

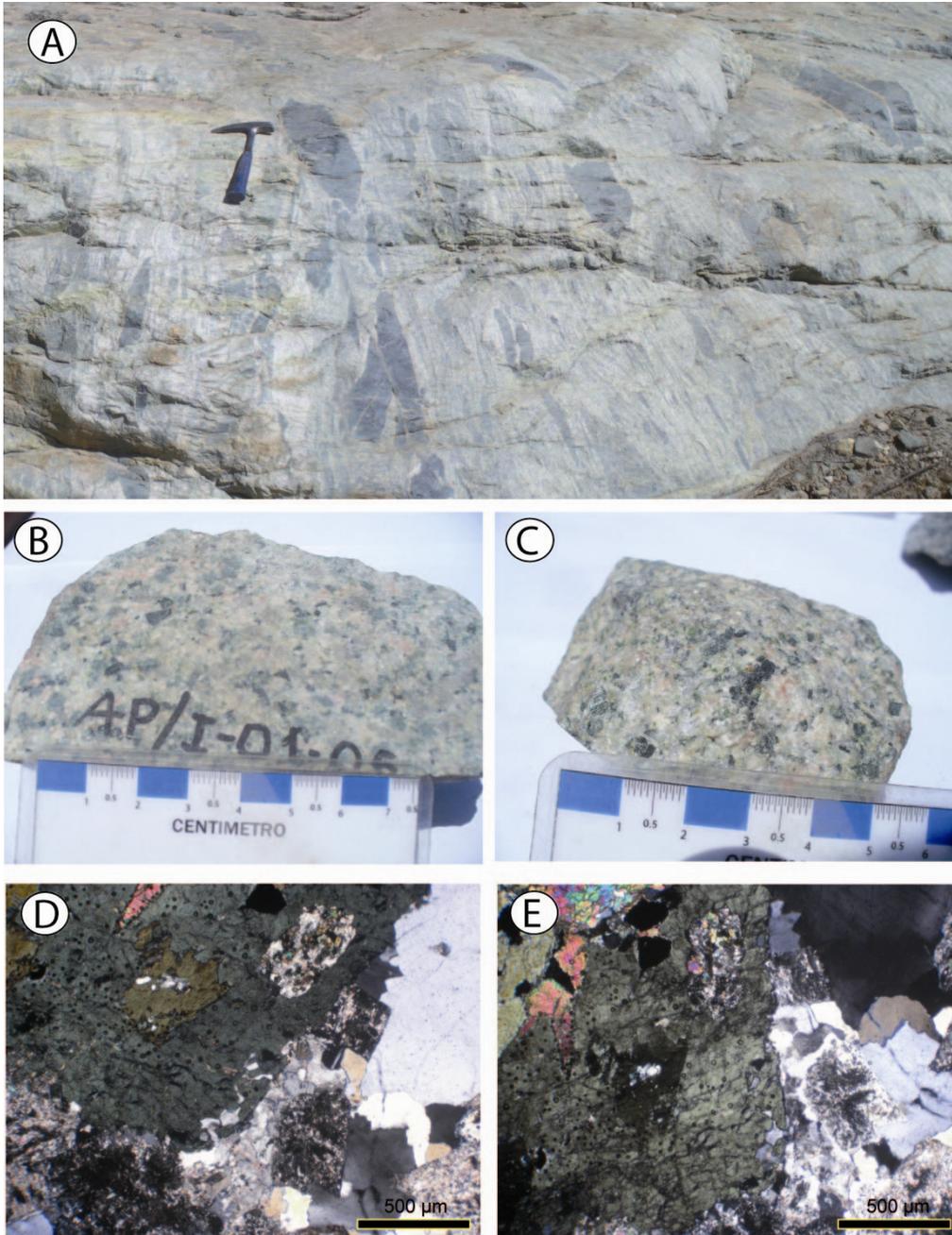


Foto 19. A. Mezcla de magmas, granodioritas asimilan xenolitos máficos en el cerro Torconta, Arequipa. B y C. Muestra de mano de granodiorita. D y E. Microfotografía de sección delgada en Nicols Cruzados de la muestra Ap/I-01-05 de la quebrada Huacán, Aplao.

Geocronología

Dataciones radiométricas realizadas por el método Ar-Ar en granodioritas (Schildgen et al., 2009) obtiene edades de 136.0 ± 1.7 Ma y 137.0 ± 1.8 Ma en los alrededores de Iquipi confirman la edad del Cretácico inferior en este sector. (Tabla 3). Anteriores dataciones realizadas por el método K-Ar (Stewart et al., 1974 y Cordani et al., 1985) obtienen edades de 188 ± 6 Ma, 157 ± 14 Ma y 189 ± 11 Ma respectivamente. Las 2 edades mas antiguas corresponden a muestras que se tomaron cerca a contactos con los sedimentos del Grupo Yura y con la muestra JZ-13 (Cordani et al., 1985) obtienen una edad de 157 Ma, esta muestra es tomada en el Sistema de fallas Cincha-Lluta.

Una muestra tomada en el Cerro Torconta y analizada por el método Rb-Sr (Beckinsale et al., 1985) arroja una edad de 78 ± 1 Ma muestra utilizando como materia roca total. Debido a la antigüedad del método y la falta de información como tipo de roca y modo de emplazamiento, podría tratarse de un dique posterior al emplazamiento de la Unidad Torconta, por tal motivo descartamos dicha muestra.

Tabla 3. Geocronología del Arco magmático Río Grande - Super Unidad Torconta.

N°	Edad	Error	Metodo	Material	Tipo de roca	Muestra	X	Y	Referencia
1	136.0	1.7	Ar-Ar	biotita	granodiorita	04TS13	-73.118	-15.933	Schildgen et al. (2009b)
2	137.0	1.8	Ar-Ar	biotita	granodiorita	04TS12	-73.054	-15.910	Schildgen et al. (2009b)
3	157.0	14.0	K-Ar	biotita	granito	JZ-13	-72.132	-16.056	Cordani et al. (1985)
4	188.0	6.0	K-Ar	muscovita	granito	42	-71.933	-16.108	Stewart et al. (1974)
5	189.0	11.0	K-Ar	hornblenda	granito	VP-121	-72.435	-15.850	Cordani et al. (1985)

5.4.3. Arco Ilo (105-90 Ma)

El arco magmático Ilo aflora desde Tacna al sur del Perú hasta Lancones al norte del Perú. En la zona de estudio el arco magmático Ilo comprende: A. Super Unidad Ilo que aflora al borde oeste de la Cordillera de la Costa, esta unidad representa el magmatismo intrusivo y subvolcánico (diques) para este periodo de tiempo.

A. Super Unidad Ilo

Denominado por Pitcher et al. (1985) como Super Unidad Ilo, aflora en los alrededores de Ilo paralelo a la línea de costa, formando cuerpos relativamente alargados en comparación con los afloramientos de la Super Unidad Punta Coles (Fig. 28). La composición es variada entre gabrodioritas, dioritas y granodioritas.

Aflora en la Cordillera de la Costa y esta ubicado entre el poblado de Sama y Cocachacra, tiene un área de 1300 km². Los afloramientos están ligeramente alargados y su emplazamiento esta controlado por el sistema de fallas Islay Ilo. Las rocas intrusivas de la Super Unidad Ilo intruyen a la Formación Chocolate y la Super Unidad Punta Coles. Macroscópicamente son rocas máficas compuestas esencialmente de dioritas y granodioritas con cristales desarrollados de hornblenda. (Foto 20).

Petrografía

Diorita hornblendica: Ilo/II-01-05, Punta Chorrillos, al SE de Ilo. (Foto 20).

Roca intrusiva de textura granular, holocristalina y facies de cristales finos. Se aprecian cristales subhedrales de plagioclasas (30%) incipientemente alterados a arcillas. Los minerales máficos presentes son cristales desarrollados de hornblenda (35%) de forma subhedrales, cristales de piroxenos (15%) y biotita (5%). El cuarzo (10%) ocurre rellenando intersticios entre las plagioclasas y piroxenos.

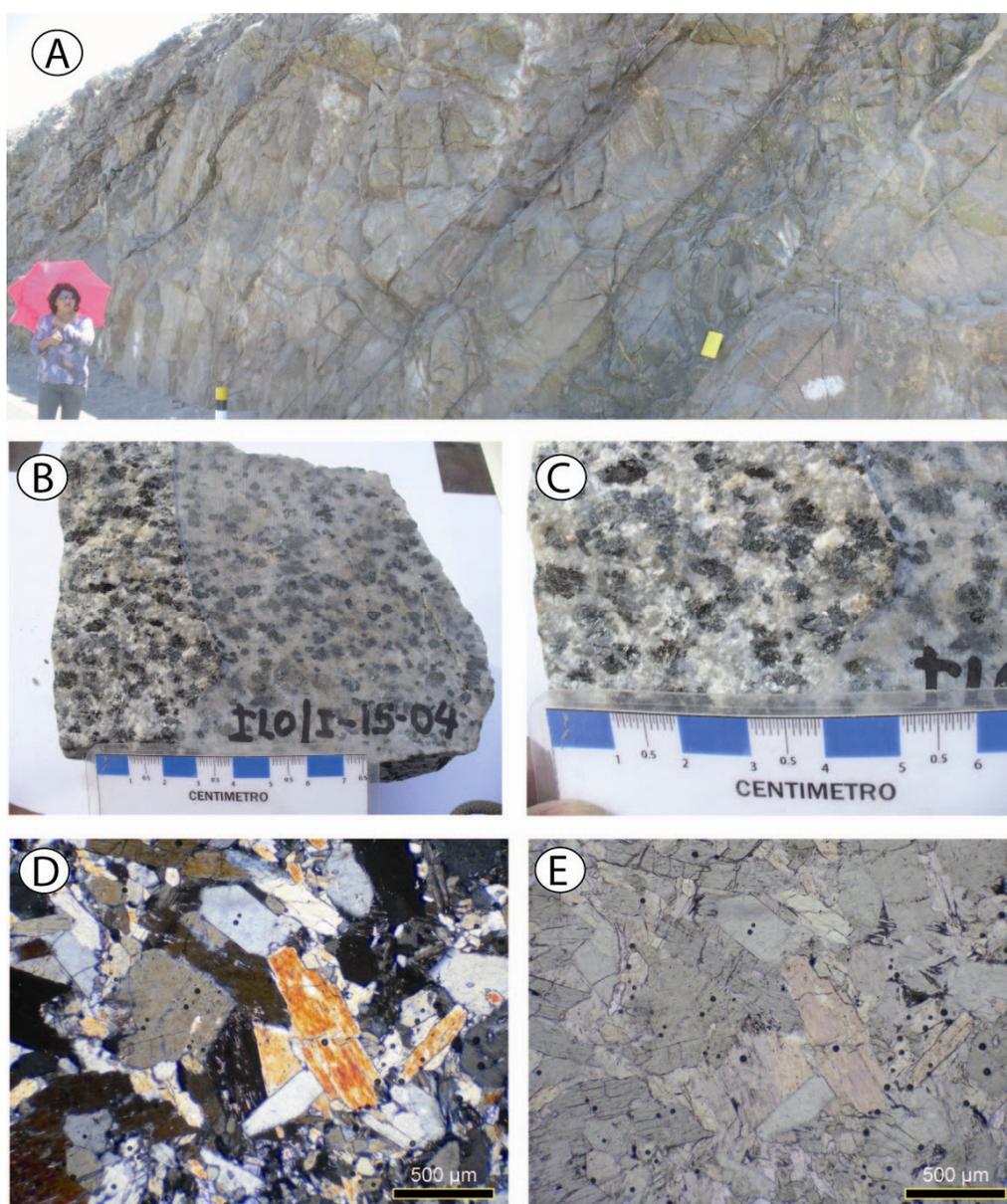


Foto 20. A. Dique de basalto andesita cortando a dioritas hornblendicas, carretera a Ilo. B y C. Muestra de mano de granodiorita hornblendica, cerca al aeropuerto de Ilo. D y E. Microfotografía de sección delgada en Nicules Cruzados y Nicules Paralelos respectivamente de diorita hornblendica, muestra Ilo-II-01-05.

Geocronología

Dataciones radiométricas realizadas por los métodos de K-Ar y Ar-Ar (Mc Bride, 1977; Sánchez, 1983a; Clark et al., 1990 y Roperch & Carlier, 1992) obtienen edades promedio de ~100 Ma en los alrededores de Ilo (Tabla 4). Dataciones radiométricas realizadas en diques de andesita y dacita (Sánchez, 1983a; Roperch & Carlier, 1992) donde obtienen edades de 99.4 ± 2.2 Ma, 103.0 ± 2.3 Ma y 129.9 ± 0.3 en el sector de El Algarrobal (Ilo) y La Yarada (Tacna) respectivamente.

Un grupo de edades no asignadas a la Super Unidad Ilo, han sido datados por los métodos Ar-Ar y K-Ar y arrojan edades de 123 ± 1.3 Ma y 151.3 ± 4.9 (Roperch & Carlier, 1992; Clark et al., 1990) estas muestras corresponden a dioritas y granodioritas respectivamente. Estas muestras se tomaron cerca a los contactos de los cuerpos intrusivos con rocas metamórficas del Basamento de Arequipa, rocas volcánicas de la Formación Chocolate y estructuras regionales que afloran al N de Ilo y al E de El Algarrobal.

Tabla 4. Geocronología del Arco magmático Ilo - Super Unidad Ilo.

Nº	Edad	Error	Metodo	Material	Tipo de roca	Muestra	X	Y	Referencia
1	93.8	2.9	K-Ar	biotita-hornblenda	granodiorita	M3	-71.180	-17.650	Mc Bride (1977)
2	96.1	2.9	K-Ar	biotita	granodiorita-tonalita	SP-114	-71.183	-17.622	Clark et al. (1990)
3	96.1	2.9	K-Ar	biotita	diorite	PE-165	-71.165	-17.612	Clark et al. (1990)
4	97.0	2.3	K-Ar	biotita	tonalita	18.80	-71.259	-17.616	Sanchez (1983a)
5	97.4	9.9	Ar-Ar	hornblenda	granodiorita-tonalita	SPAM-88	-71.225	-17.608	Clark et al. (1990)
6	99.2	2.2	K-Ar	hornblenda	tonalita	15.80	-71.284	-17.677	Sanchez (1983a)
7	99.4	2.2	K-Ar	biotita	dique	13.80	-71.199	-17.617	Sanchez (1983a)
8	99.9	2.2	K-Ar	biotita	tonalita	11.80	-71.140	-17.592	Sanchez (1983a)
9	100.5	2.3	K-Ar	hornblenda	tonalita	18.80	-71.259	-17.616	Sanchez (1983a)
10	101.4	2.2	Ar-Ar	biotita	granodiorita-tonalita	SPAM-88	-71.225	-17.608	Clark et al. (1990)
11	102.0	3.1	K-Ar	biotita-hornblenda	granodiorita	M2	-71.252	-17.653	Mc Bride (1977)
12	103.0	2.3	K-Ar	biotita	dique	12.80	-71.192	-17.624	Sanchez (1983a)
13	103.0	2.3	K-Ar	biotita	granodiorita	PE-166	-71.182	-17.622	Clark et al. (1990)
14	103.6	3.0	K-Ar	biotita	granodiorita-tonalita	SP-116	-71.289	-17.679	Clark et al. (1990)
15	103.7	2.3	K-Ar	biotita	tonalita	15.80	-71.284	-17.677	Sanchez (1983a)
16	104.0	4.7	Ar-Ar	biotita	granodiorita	SPAM-125	-71.271	-17.617	Clark et al. (1990)
17	104.7	1.1	Ar-Ar	biotita	diorita	SPAM-45	-70.899	-17.960	Clark et al. (1990)
18	105.6	3.2	K-Ar	hornblenda	granodiorita-tonalita	SP-116	-71.289	-17.679	Clark et al. (1990)
19	105.6	2.3	K-Ar	biotita	tonalita	10.80	-71.142	-17.591	Sanchez (1983a)
20	108.8	6.9	Ar-Ar	hornblenda	granodiorita	SPAM-125	-71.271	-17.617	Clark et al. (1990)
21	108.8	6.9	K-Ar	biotita	granodiorita	PE-167	-71.197	-17.630	Clark et al. (1990)
22	109.4	2.4	K-Ar	biotita	tonalita	14.80	-71.279	-17.677	Sanchez (1983a)
23	113.0	2.5	K-Ar	hornblenda	tonalita	14.80	-71.279	-17.677	Sanchez (1983a)
24	123.0	1.3	Ar-Ar	roca total	diorita	PE34	-71.363	-17.527	Roperch & Carlier (1992)
25	129.9	0.3	Ar-Ar	roca total	dacita	PE44	-70.751	-18.091	Roperch & Carlier (1992)
26	151.3	4.9	K-Ar	hornblenda	granodiorita	SP 112	-71.116	-17.576	Clark et al. (1990)

MAGMATISMO MESO-CENOZOICO DE LA CORDILLERA DE LA COSTA Y BORDE OESTE DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL DEL SUR DE PERU

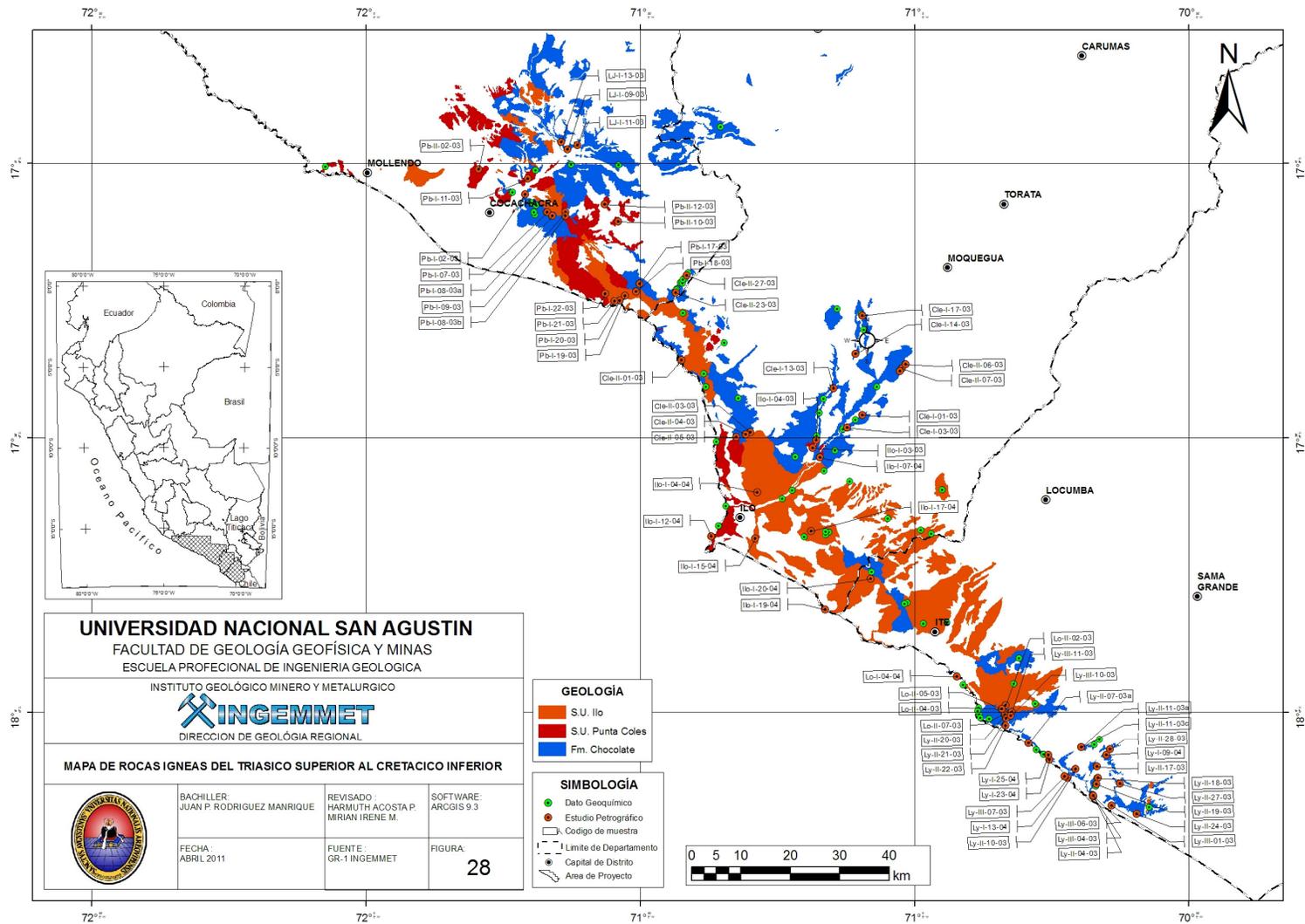


Figura 28. Mapa de rocas ígneas del Triásico superior al Cretácico inferior.

5.4.4. Arco Incahuasi (90-75 Ma)

El arco magmático Incahuasi aflora extensamente en el sur, centro y norte del Perú. En el área de estudio el arco magmático Incahuasi comprende: A. Super Unidad Incahuasi se ubica al borde oeste de la Cordillera Occidental.

A. Super Unidad Incahuasi (82-75 Ma)

Denominado por Cobbing et al. (1977) como Super Unidad Tiabaya, aflora en el valle del río Chaparra, San Juan y Mala se extiende hasta el sur de la ciudad de Arequipa formando un plutón alargado de paredes escarpadas (Beckinsale et al., 1985). Forma parte del segmento de Arequipa. Compuesta de granodioritas con menor variación a tonalitas y monzogranitos.

Estudiado inicialmente en el área de Arequipa por Jenks & Harris (1953), denominándolo granodiorita Tiabaya, reconociendo 2 sectores, en el poblado de Tiabaya y al sur de Uchumayo, siendo en la zona de estudio los mayores afloramientos. En este sector las rocas están compuestas de gabros, gabrodioritas, dioritas y tonalitas, denominado por Pitcher et al. (1985) como gabros tempranos. Para el presente estudio estas rocas las denominamos como Super Unidad Incahuasi.

Esta Super Unidad se caracteriza porque sus cuerpos tienen áreas pequeñas (aproximadamente 10 km²) (Fig. 29), e intruyen rocas ígneas de la Super Unidad Torconta (136 Ma) y están asociadas a la intersección de fallas y lineamientos. Debido a esto los cuerpos identificados se emplazan en cuerpos ígneos preexistentes. En las imágenes de satélite se muestran con tonalidades oscuras y forma circular como en el caso de Zafranal, Chapi y Alto Quemado, quizás la coloración se debe a que estos cuerpos están alterados y su composición máfica.

Petrografía

Diorita: Ar/I-07-05, al este de Uchumayo, Arequipa. (Foto 21).

Roca intrusiva de textura granular, holocristalina, se observan cristales de plagioclasa (30%) de forma subhedral y maclados, presentan alteración argílica. Los minerales máficos presentes son hornblenda (30%) y biotita (10%) parcialmente alterados a clorita. El cuarzo (10%) se encuentra rellenando intersticios, con una extinción concéntrica.

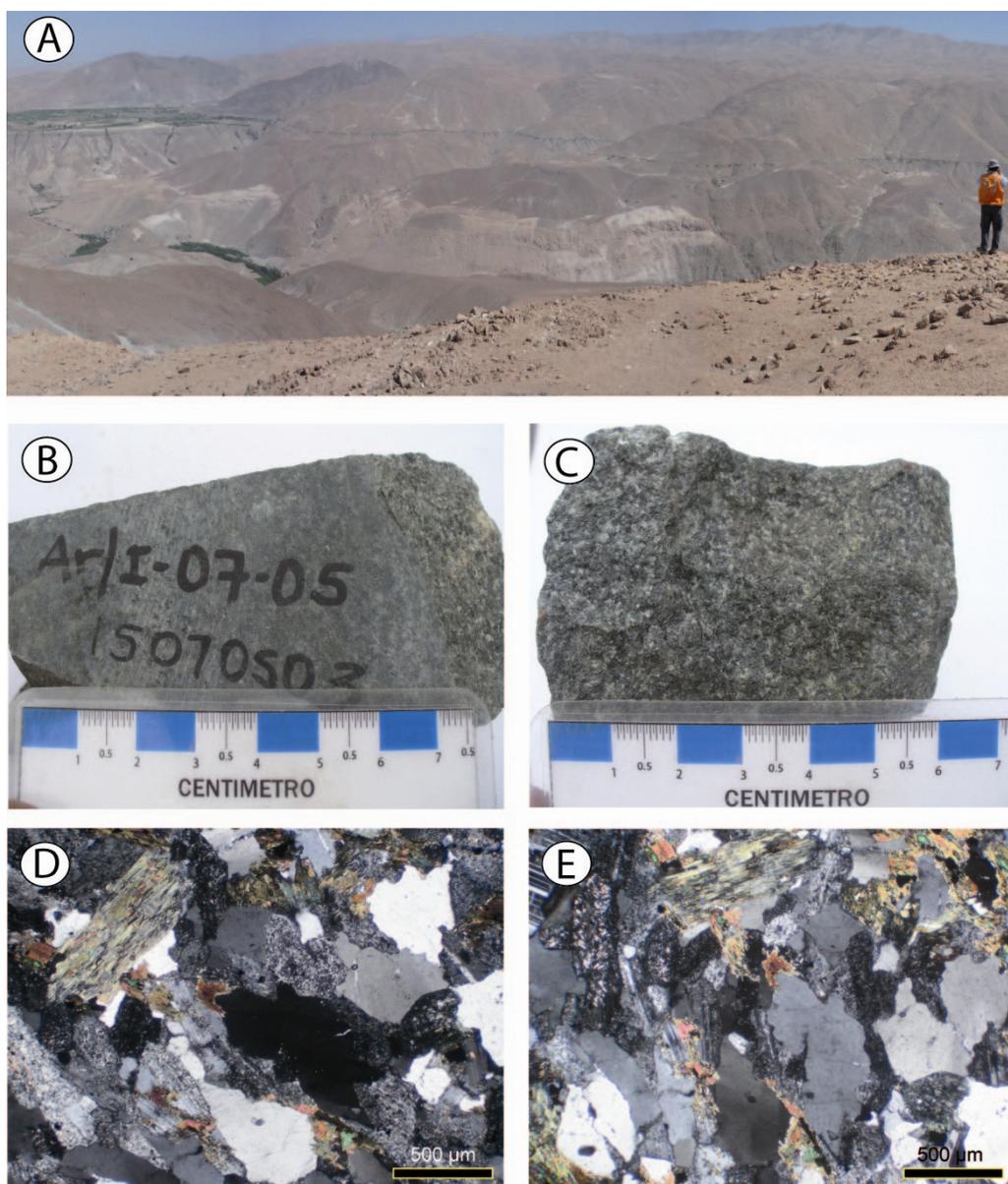


Foto 21. A. Contacto entre gabros y dioritas de la Super Unidad Incahuasi (color gris) con tonalitas y granodioritas de la Super Unidad Torconta (color crema) en el valle de Vitor, Arequipa. B y C. Muestra de mano de diorita. D y E. Microfotografía de sección delgada en Nícoles Cruzados de muestra Ar-I-07-05 mostrando anfíboles con alteración incipiente a clorita.

Geocronología

Dataciones radiométricas realizadas en granodioritas y monzogranitos analizados por el método de K-Ar (Stewart et al., 1974; Martínez & Cervantes, 2003) obtienen edades promedio de ~77 Ma en los alrededores de la mina Cerro Verde (Tabla 5) y ~82 Ma en el cerro Botija y quebrada Tunaquea situado al SE de la hoja de La Joya 34s.

Tabla 5. Geocronología del Arco magmático Incahuasi - Super Unidad Incahuasi.

1	76.2	3.3	K-Ar	biotita	lamprofido	54	-71.596	-16.511	Stewart et al. (1974)
2	77.3	2.5	K-Ar	biotita		53	-71.598	-16.508	Stewart et al. (1974)
3	77.8	2.5	K-Ar	biotita		52	-71.602	-16.506	Stewart et al. (1974)
4	78.0	2.4	K-Ar	biotita	brecha	51	-71.591	-16.503	Stewart et al. (1974)
5	81.0	0.2	K-Ar	roca total	granodiorita	CL78	-71.323	-17.020	Martinez & Cervantes (2003)
6	84.0	2.0	K-Ar	roca total	monzogranito	JT000620	-71.548	-16.868	Martinez & Cervantes (2003)

5.4.5. Arco Toquepala (75-55 Ma)

El arco magmático Toquepala aflora en el sur y centro del Perú. En el área de estudio el arco magmático Toquepala aflora extensamente en Moquegua y Tacna, esta dividido en: A. Super Unidad Tiabaya, B. Super Unidad Yarabamba, C. Grupo Toquepala (lavas) D. Grupo Toquepala (ignimbritas) y E. Toquepala Stocks, estas unidades afloran entre la Cordillera de la Costa y el borde oeste de la Cordillera Occidental.

A. Super Unidad Tiabaya (75-63 Ma)

Forma parte del borde oeste de la Cordillera Occidental y abarca un área de 2600 km². Intruyen a rocas sedimentarias de la cuenca Arequipa y rocas volcánicas del Grupo Toquepala (Fig. 29). Son cuerpos alargados y están asociados al sistema de fallas Cincha Lluta Incapuquio. Estos cuerpos son de composición félsica a intermedia y generalmente tienen xenolitos de rocas máficas. Estos xenolitos posiblemente sean de la Super Unidad Incahuasi ya que en ciertos sectores los afloramientos están superpuestos (sur de Arequipa, carretera Panamericana desvió de Arequipa y Tacna). Posterior a su formación se emplazan las rocas intrusivas de la Super Unidad Yarabamba (Fig. 29).

Petrografía

Granodiorita: Lj/I-01-05, al este de la mina Cerro Verde -Arequipa, (Foto 22).

Roca intrusiva con textura granular, holocristalina, se observan cristales de plagioclasa (20%) idiomórfica, con maclas polisintéticas de forma subhedral, presentan alteración débil a arcillas. El feldespatos potásico (15%) alterados a sericita. Los minerales máficos como piroxenos (15%) y biotitas (10%), presentan formas subhedrales con alteración incipiente a clorita.

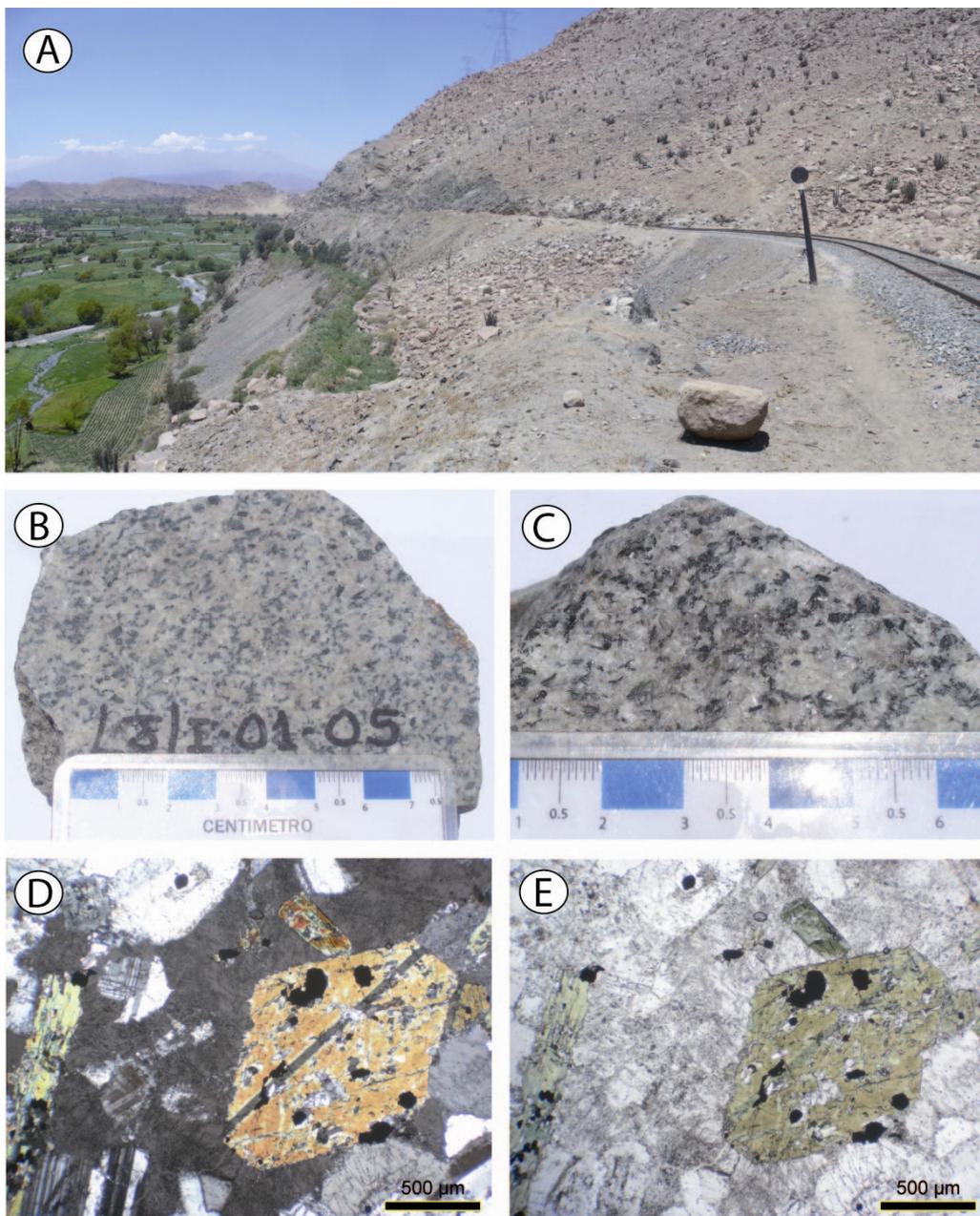


Foto 22. A. Contacto entre gabros y dioritas de la Super Unidad Incahuasi (color gris) con granodioritas de la Super Unidad Tiabaya (color crema) cerca al puente de Congata, Arequipa. B y C. Muestra de mano de granodiorita con xenolitos máficos. D y E. Microfotografía de sección delgada en Nícoles Cruzados y Nícoles Paralelos respectivamente de muestra Lj-I-01-05 mostrando un cristal subhedral de hornblenda.

Geocronología

Dataciones radiométricas efectuadas por el método de Rb-Sr y Ar-Ar (Beckinsale et al., 1985; Clark et al., 1990) obtienen edades de 64 ± 3 Ma en el sector SE de La Joya y 65.4 ± 1.7 Ma en el sector SO de la mina Toquepala (Tabla 6). Estas muestras corresponden a gabros y granodioritas, estas rocas afloran en cuerpos masivos y se encuentran situados entre las principales estructuras del Sistema de Fallas Incapuquio.

Tabla 6. Geocronología del Arco magmático Toquepala - Super Unidad Tiabaya.

Nº	Edad	Error	Metodo	Material	Tipo de roca	Muestra	X	Y	Referencia
1	64.0	3.0	Rb-Sr	roca total	gabro	6-9 B21	-71.765	-16.507	Beckinsale et al. (1985)
2	65.4	1.7	Ar-Ar	biotita	granodiorita	SPAM-108	-70.711	-17.284	Clark et al. (1990)

B. Super Unidad Yarabamba (62-58 Ma)

Descrita inicialmente como Super Unidad Linga en los alrededores de la Joya (Cobbing et al., 1977, Cobbing & Pitcher, 1983) describen a rocas compuestas de monzogabros a monzonitas cuarzosas, afloran a lo largo de 800 Km desde el oeste de Arequipa hasta el norte de Cañete. Los primeros estudios de reconocimiento y descripción son realizados por Jenks & Harris (1953), identifica el complejo diorítico de Tingo, la tonalita Huasamayo y los intrusitos de la Caldera en los alrededores de Arequipa.

La denominación Linga proviene de la quebrada Linga (Steward, 1968), quien realiza una sección y describe a estas rocas intrusivas como "productos híbridos por la asimilación de rocas básicas tempranas en magmas graníticos jóvenes". Debido a su extensión regional y amplios datos geocronológicos Pitcher et al. (1985), lo denomina super la Super Unidad Linga a los afloramientos situados en el sector de Ica y Arequipa con edades de 101 y 62 Ma respectivamente, mencionando que esta similitud de nombres puede causar confusión, en tal sentido Beckinsale et al (1985), propone reasignar parte del Batolito originalmente mapeado como perteneciente a la Super Unidad Linga en el área de Cerro Verde y la quebrada Linga y denominarlo como Super Unidad Linga Arequipa, restringiendo la Super Unidad Linga Ica al valle de Ica y Pisco situados hacia el norte.

La Super Unidad Yarabamba (Cobbing & Pitcher, 1983; Pitcher et al., 1985) compuesto de granodioritas a monzogranitos, aflora a lo largo de 200 km entre las localidades de Pachia, Torata, Omate, Puquina, Yarabamba y Vitor formando cuerpos tabulares y elongados en dirección predominante al NO-SE (Fig. 29). Estudios iniciales realizados por Stewart (1968) en la quebrada Yarabamba lugar donde proviene su nombre, describe rocas intrusivas compuestas de tonalitas a granodioritas con alto contenido de xenolitos máficos, alterados a sericita y arcillas inducida por stocks ácidos. Martínez & Cervantes (2003) realiza dataciones en aplitas que cortan al mayor cuerpo diorítico en la mina Tojenes ubicada al SE de la mina Toquepala, obtuvieron una edad de 60.4 ± 0.7 Ma por el método de Ar-Ar.

De acuerdo a los estudios anteriores de Beckinsale et al (1985) y a la confusión que suele causar la denominación de Super Unidad Linga en 2 grupos Linga Arequipa y

Linga Ica, basado en argumentos geocronológicos, geoquímicos y por denominación de origen (Beckinsale et al., 1985; Le Bel et al., 1985; Rodriguez et al., 2010) se propone describir como Super Unidad Arequipa y Super Unidad Ica respectivamente. Debido a similitudes litológicas, geoquímicas y geocronológicas evidenciadas por Beckinsale et al. (1985), Le Bel (1985) y Rodriguez et al. (2010), se describe conjuntamente la Super Yarabamba-Arequipa.

Esta Super Unidad se caracteriza por ser la roca caja y estar asociado a los principales pórfidos de cobre, aproximadamente tienen una área 10 km² (Fig. 29) e intruyen a rocas sedimentarias del grupo Yura, a rocas volcánicas del arco magmático de Toquepala, y a rocas intrusivas de la Super Unidad Tiabaya (74-63 Ma), y están asociadas al sistemas de fallas Cincha Lluta Incaquiquio y a los lineamientos NE-SO. El modo de emplazamiento es como diques casi siempre asociado a las fallas importantes.

Petrografía

Monzodiorita: Lj-I-02-05, al sureste de Cerro Verde, La Joya. (Foto 23).

Roca intrusiva de textura granular, holocristalina y fanerítica media, contiene cristales subhedrales de plagioclasa (25%) que presentan macla polisintética (Albita). Algunos de los cristales de feldespato potásico (25%) presentan macla de karlsbad y están alterados débilmente a sericita. Los minerales máficos presentes son hornblenda (15%), piroxenos (15%) y biotita (10%). El cuarzo (15%) se encuentra rellenando intersticios.

Granodiorita: Pa/IV-04-05, al este de Pachia, Tacna.

Roca intrusiva de textura granular, contiene cristales de plagioclasa (30%) de forma subhedral, con un zoneamiento normal. El feldespato potásico (25%) se encuentra como relleno intersticial alterándose débilmente a sericita hacia la parte central. Los minerales máficos presentan epidotización débil en los cristales de hornblenda (15%) y biotita (10%). El cuarzo (20%) se encuentra rellenando intersticios.

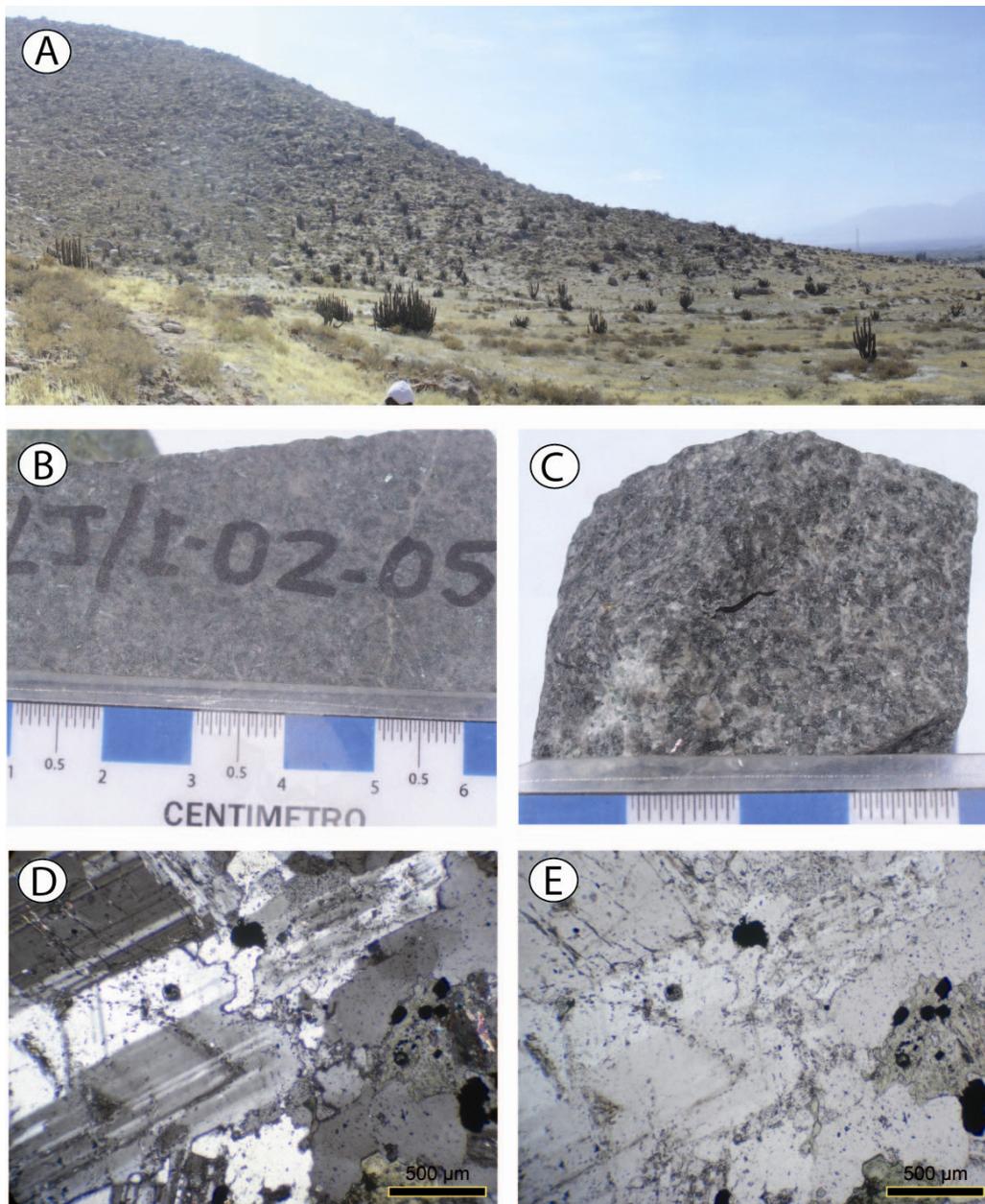


Foto 23. A. Afloramiento de monzodiorita de la Super Unidad Yarabamba al sur de Socabaya, Arequipa. B y C. Muestra de mano de monzodiorita. D y E. Microfotografía de sección delgada en Nícoles Cruzados y Nícoles Paralelos respectivamente de muestra Lj-I-02-05 donde se observa cristales anhedral de plagioclasa alterados por arcillas.

Geocronología

Dataciones radiométricas realizadas por los métodos de U-Pb y Ar-Ar (Mukasa & Tilton, 1985 y Quang et al., 2003) obtienen edades de 60.7 Ma, 61.6 Ma (zircones) y 61.0 ± 1.2 Ma (muscovita) (Tabla 7). Estas muestras fueron tomadas en los alrededores de la mina Cerro Verde, Litológicamente corresponden a granodioritas y monzonitas que se emplazan a manera de diques y están asociados a estructuras regionales y zonas mineralizadas.

Dataciones radiométricas realizadas por el método de K-Ar y Rb-Sr (Stewart et al., 1974; Beckinsale et al., 1985) obtienen edades promedio de ~58 y ~62 Ma respectivamente, estas muestras fueron tomadas en los contornos de los yacimientos de Cerro Verde y Cerro Negro, Litológicamente corresponden a granodioritas y dioritas.

Dataciones radiométricas realizadas por los métodos de K-Ar y Ar-Ar en los alrededores de los yacimientos de Cuajone, Toquepala y Quellaveco (Stewart et al., 1974; Zweng & Clark, 1995; Clark et al., 1990; Martínez & Cervantes, 2003) obtienen edades promedio de ~58 Ma (mina Toquepala) y están asociados a stocks porfiríticos de monzodiorita. Hacia el sector de la mina Tojenes y O de la mina El Chorro se realizan dataciones por el método de Ar-Ar (Clark et al., 1990; Martínez & Cervantes, 2003) cuyas edades son 62.7 ± 0.4 Ma y 60.4 ± 0.7 Ma respectivamente. Estas rocas se emplazan a manera de diques de monzonita y aplita próximos al sistema de fallas regionales Cincha Lluta Inca puquio.

Dataciones radiométricas realizadas por los métodos de Ar-Ar y K-Ar en la zona de Pachia y Palca (Clark et al., 1990) obtiene edades promedio de ~61 Ma en monzodioritas y monzonitas.

Tabla 7. Geocronología del Arco magmático Toquepala - Super Unidad Yarabamba.

Nº	Edad	Error	Metodo	Material	Tipo de roca	Muestra	X	Y	Referencia
1	55.1	4.0	K-Ar	roca total	granodiorita	DD 21-20m	-70.631	-17.117	Zimmermann & Kihien (1983)
2	56.8	2.0	K-Ar	biotita	granodiorita	56	-71.588	-16.517	Stewart et al. (1974)
3	57.2	1.9	K-Ar	biotita	granodiorita	SP-137	-70.613	-17.232	Estrada (1978)
4	58.1	3.3	K-Ar	roca total	granodiorita	CH-2	-70.616	-17.092	Zimmermann & Kihien (1983)
5	58.4	0.4	K-Ar	roca total	monzodiorita cuarzosa		-70.610	-17.228	Zweng & Clark (1995)
6	58.7	1.8	K-Ar	biotita	diorita	58	-70.611	-17.251	Stewart et al. (1974)
7	58.7	1.9	K-Ar	biotita	monzodiorita cuarzosa	SP-137	-70.652	-17.221	Clark et al. (1990)
8	58.9	2.0	K-Ar	biotita	granodiorita	55	-71.573	-16.533	Stewart et al. (1974)
9	60.3	1.3	K-Ar	biotita	monzodiorita	SPATA 2	-70.005	-17.813	Clark et al. (1990)
10	60.3	1.3	K-Ar	biotita	monzodiorita	SPATA 2	-70.005	-17.813	Clark et al. (1990)
11	60.4	0.7	Ar-Ar	roca total	aplita	98AP074/515	-70.531	-17.336	Martinez & Cervantes (2003)
12	60.7		U-Pb	zircon	granodiorita	CV-9 FNM	-71.595	-16.530	Mukasa & Tilton (1985a)
13	60.9	1.8	K-Ar	biotita	monzodiorita Qza	SPIT-1	-70.104	-17.841	Clark et al. (1990)
14	60.9	1.8	K-Ar	biotita	monzonita	PE-151	-70.027	-17.833	Clark et al. (1990)
15	61.0	1.2	Ar-Ar	muscovita	granodiorita	SURF-119	-71.584	-16.542	Quang et al. (2003)
16	61.0	4.0	Rb-Sr	roca total	granodiorita	265 285 291	-70.704	-17.019	Beckinsale et al. (1985)
17	61.6		U-Pb	zircon	monzonita	CV-9 CNM	-71.595	-16.530	Mukasa & Tilton (1985a)
18	62.0		Rb-Sr	roca total		1-5	-71.706	-16.448	Beckinsale et al. (1985)
19	62.0	2.0	Rb-Sr	roca total	diorita	40-48	-71.429	-16.545	Beckinsale et al. (1985)
20	62.1	1.9	Ar-Ar	biotita	monzodiorita	SPAM-144	-70.002	-17.800	Clark et al. (1990)
21	62.7	0.4	Ar-Ar	feldespato	monzonita	SPAM-113	-70.700	-17.276	Clark et al. (1990)
22	66.3	7.5	K-Ar	roca total	granodiorita	X 5-49m	-70.637	-17.115	Zimmermann & Kihien (1983)

C. Grupo Toquepala-Lavas (~74 Ma)

Afloran en el borde oeste de la Cordillera Occidental desde el límite con Chile hasta el sector de Chapi. La mejor exposición de estas lavas se encuentra entre la cuenca Jahuay y el río Tambo, la depositación de este flujo de lavas alcanza un espesor de hasta 500 m. Hacia la base de la secuencia lávica se tiene una intercalación de grauwacas flujos piroclásticos y depósitos volcano-sedimentarios. Estas lavas son rocas de composiciones máfica que van desde basaltos hasta dacitas, son masivas y parcialmente alteradas (Fig. 29).

Petrografía

Basalto andesita: Mo/III-18-05, al norte de la mina Toquepala, Moquegua. (Foto 24).

Roca volcánica de textura porfirítica, hipocristalina y de textura afanítica, contiene fenocristales subhedrales de plagioclasa (60%) están parcialmente alterados por clorita. Los piroxenos (30%) han perdido su textura original y son anhedrales y con bordes corroídos, algunos los piroxenos están parcialmente reemplazados por anfíboles (5%).

Basalto andesita: Pu/II-11-05, Qda. Guaneros Putina.

Roca volcánica de textura porfirítica, merocristalina, se observan fenocristales subhedrales de plagioclasa (15%) con macla de Karlsbad. Los piroxenos (15%) son anhedrales y están alterados a minerales opacos (magnetita). La matriz (60%) con microlitos de plagioclasa.

Basalto andesita: PA-04-02, sur de Estique Pampa-Tacna.

Roca volcánica con textura porfirítica, merocristalina, se observan fenocristales anhedrales de plagioclasa (30%) con macla karslbard y zonación. La hornblenda (5%) se presenta en fragmentos. Los piroxenos (20%) son de forma subhedral a anhedral y están alterados débilmente a clorita. La Matriz esta compuesto de microlitos de plagioclasa y minerales ferromagnesianos.

Dacita: Cle-13-02, Formación Huaracane en la quebrada Guaneros-Moquegua (Foto 24)

Roca volcánica con textura porfirítica, hipocristalina y textura fanerítica media, contiene fenocristales subhedrales de plagioclasa (25%) que están levemente alterados por arcillas, sanidina (30%) y cuarzo (30%). Los minerales máficos como hornblenda (10%) están débilmente alterados por epidota.

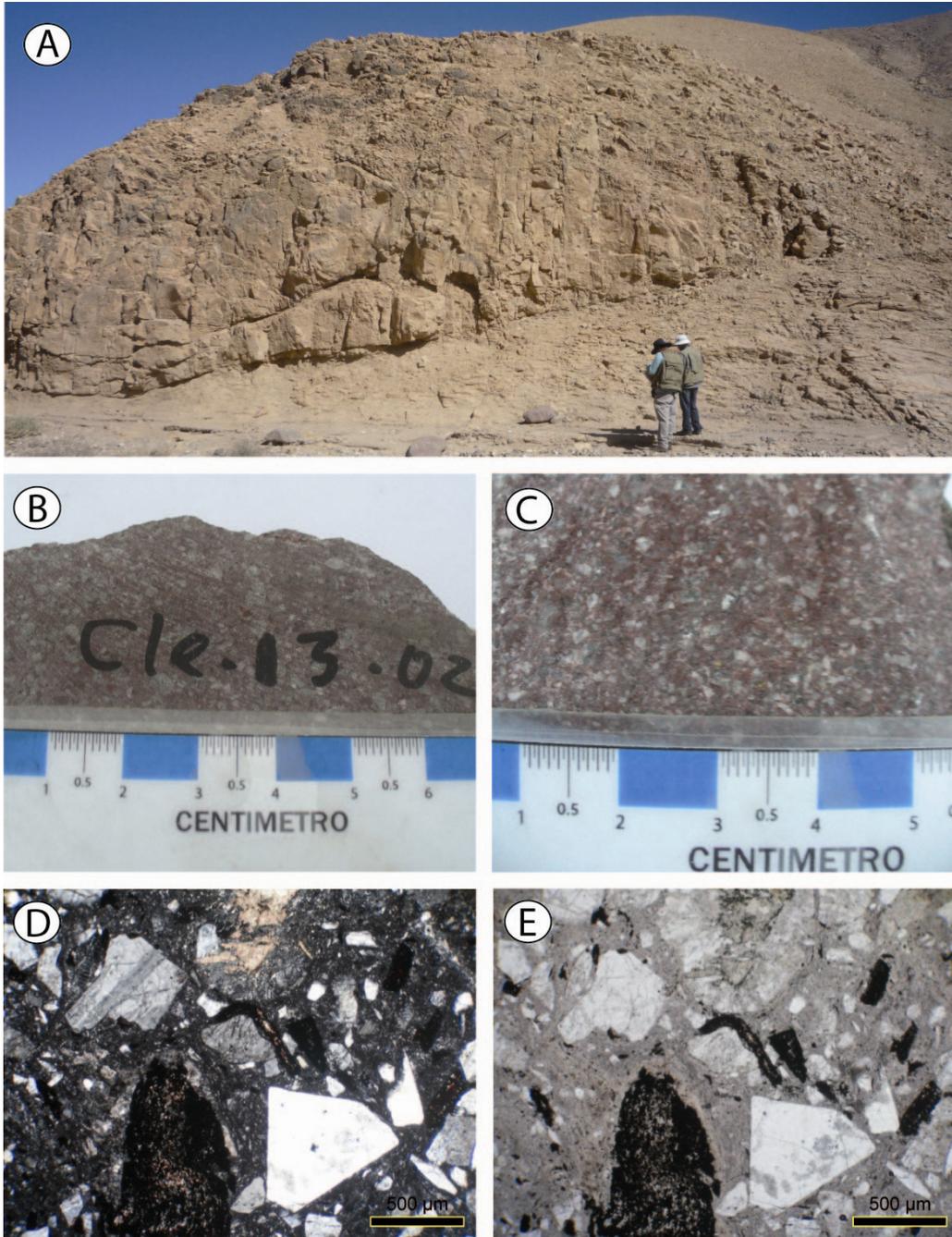


Foto 24. A. Flujos de lava compuestos de dacita correspondientes al Grupo Toquepala en la quebrada Guaneros, Moquegua. B y C. Muestra de mano de dacita. D y E. Microfotografía de sección delgada en Nicols Cruzados y Nicols Paralelos respectivamente de muestra Cle-13-02 donde se observa cristales de cuarzo y plagioclasa.

Geocronología

No cuenta con dataciones radiométricas.

D. Grupo Toquepala-Ignimbritas (~55 Ma)

Generalmente se encuentra al tope de la secuencia de flujos de lavas del Toquepala. Los afloramientos de ignimbritas cubren un área de 3400 km². El flujo de las ignimbritas toquepala se hallan incluso en la Cordillera de la Costa. En las planicies costaneras se observan afloramientos de las ignimbritas Toquepala rellenando paleovalles como son Caplina, Sama, Moquegua y Tambo. Estratigráficamente en muchas áreas forman parte del basamento de la cuenca Moquegua (Moquegua, Sama, Caplina). Estas ignimbritas son vítreas y tienen abundante fragmentos de pómez y líticos (Fig. 29).

Petrografía

Dacita: Cle/I-02-05, Formación Huaracane, quebrada Guaneros-Moquegua (Foto 25)

Roca volcánica con textura piroclástica, hipocristalina con textura fanerítica media, contiene fragmentos de cristales anhedrales de plagioclasa (20%) y sanidina (40%) que han perdido su forma original y están incipientemente alterados por arcillas, se aprecian algunos fragmentos de cristales de cuarzo (20%). La matriz es una pasta compuesta de cenizas y fragmentos de cristales angulosos.

Riolita: To/I-03-05, Formación Huaracane, cerro Los Angeles-Moquegua

Roca volcánica con textura tufítica, merocristalina, se observan fragmentos de cristales de cuarzo (10%), feldespatos potásicos (15%) parcialmente alterados a sericita y biotitas (5%) alteradas débilmente a óxidos. La matriz (60%) es vítrea y se observan microlitos de feldespatos.

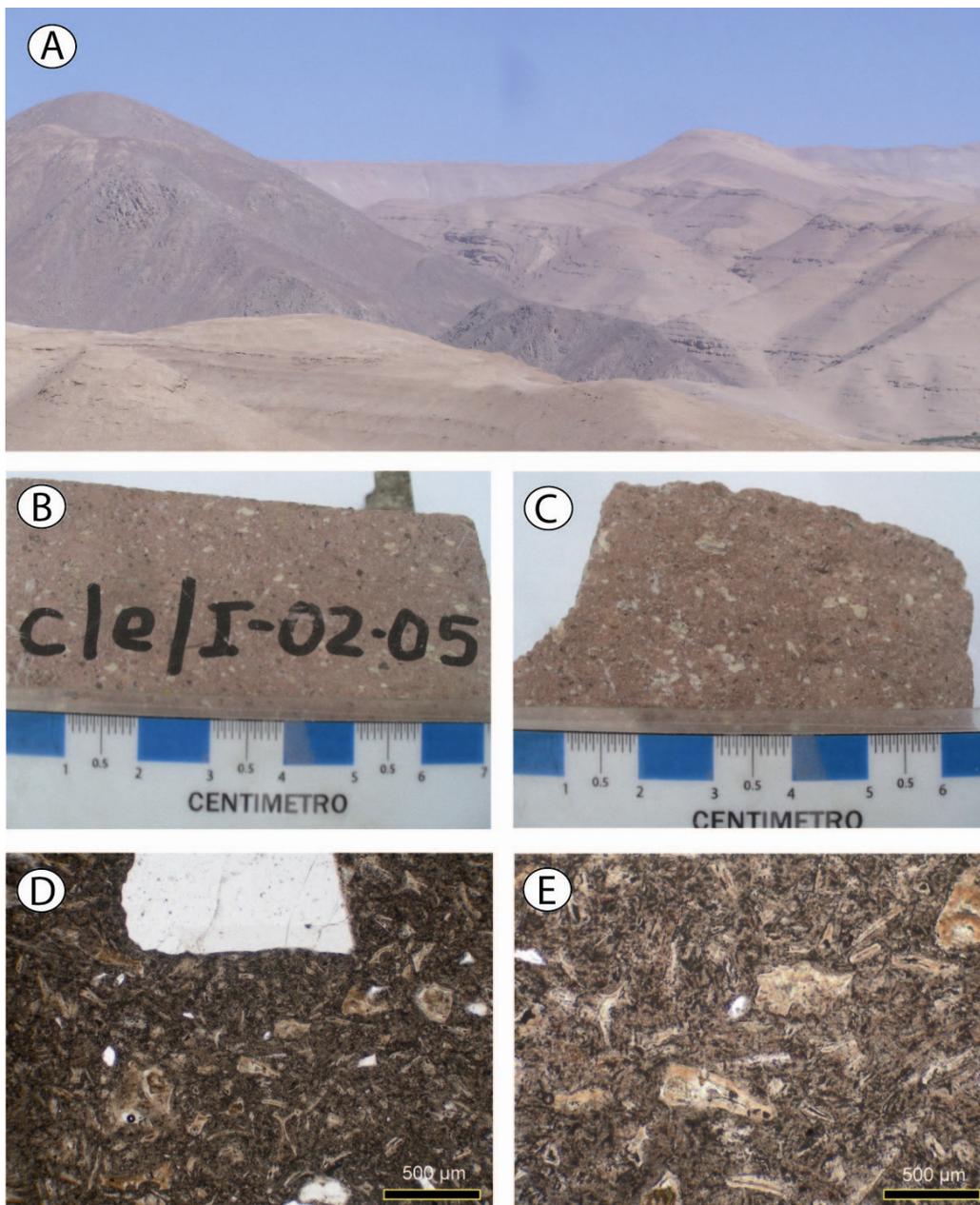


Foto 25. A. Contacto en discordancia angular entre flujos piroclasticos del Grupo Toquepala y sedimentos de la cuenca Moquegua, en el valle de Moquegua. B y C. Muestra de mano de ignimbrita. D y E. Microfotografía de sección delgada en Nícoles Cruzados de muestra Cle-I-02-05 donde se observa fenocristales anhedrales de plagioclasa y feldespato que han perdido su textura.

Geocronología

Dataciones radiométricas realizadas por el método de Ar-Ar (Martínez & Cervantes, 2003) en el cerro Los Angeles en Moquegua obtienen edades promedio ~71 Ma en muestras de ignimbrita (Tabla 8). Dataciones radiométricas realizadas por el método de K-Ar (Martínez & Cervantes, 2003) en el cerro Quilinquiline (al NE de Moquegua) y quebrada Pachas (al S de Quinistaquillas) con edades de 71 ± 2 Ma y 75 ± 2 Ma respectivamente y conforman la base de tobas de la Formación Huaracane (Grupo Toquepala).

Dataciones radiométricas realizadas por el método de K-Ar (Martínez & Cervantes, 2003) en el sector de Otorá obtiene una edad de 65 ± 2 Ma para las tobas de la Formación Paralaque (Grupo Toquepala). Cabe resaltar que una datación radiométrica por el método K-Ar de una muestra tomada en el cerro Huaracane (Martínez & Cervantes, 2003) obtiene una edad 59 ± 3 Ma y ha sido asignada como Formación Huaracane por el mismo autor, cuando las edades para esta unidad es de 75 a 70 Ma.

Tabla 8. Geocronología del Arco magmático Toquepala - Grupo Toquepala (ignimbritas).

N°	Edad	Error	Metodo	Material	Tipo de roca	Muestra	X	Y	Referencia
1	59.0	3.0	K-Ar	roca total		126	-70.971	-17.131	Bellon & Lefevre (1976)
2	65.0	2.0	K-Ar	roca total	toba	OT03	-70.870	-17.009	Martínez & Cervantes (2003)
3	71.0	2.0	K-Ar	roca total	toba	MO20000403	-70.882	-17.159	Martínez & Cervantes (2003)
4	71.4	0.8	Ar-Ar	roca total	toba	MO20000402	-70.891	-17.153	Martínez & Cervantes (2003)
5	71.6	0.7	Ar-Ar	roca total	toba	PER1	-70.888	-17.146	Martínez & Cervantes (2003)
6	72.4	0.7	Ar-Ar	roca total	toba	MO20000401	-70.899	-17.160	Martínez & Cervantes (2003)
7	75.0	2.0	K-Ar	roca total	toba	OMT14	-70.885	-16.819	Martínez & Cervantes (2003)

E. Toquepala stocks (~70 Ma)

Denominación asignada por Acosta et al. (2011), corresponden a pequeños stocks de rocas intrusivas que afloran en los cuadrángulos de Pachia y Palca. Estos cuerpos pueden estar relacionadas con los primeros pulsos del Arco magmático Toquepala para el sector de Tacna. Estos stocks intruyen a rocas del Grupo Toquepala (Fig. 29) y están compuestos de granodiorita con fenocristales de plagioclasa con un alto contenido de hornblenda.

Petrografía

No cuenta con estudios petrográficos.

Geocronología

Dataciones radiométricas efectuadas por el método Ar-Ar y K-Ar (Clark et al., 1990; Martínez & Cervantes, 2003) en los alrededores de Pachia y Palca obtienen edades de 70.1 ± 0.9 Ma, 74 ± 2 Ma y 78.2 ± 4.8 Ma, (Tabla 9) pertenecen a cuerpos pequeños de granodioritas que intruyen secuencias sedimentarias del Grupo Yura y

volcanosedimentarias del Grupo Toquepala. A partir de las dataciones radiométricas se les asigna una edad Cretácico superior

Tabla 9. Geocronología del Arco magmático Toquepala - Toquepala Stocks.

Nº	Edad	Error	Metodo	Material	Tipo de roca	Muestra	X	Y	Referencia
1	70.1	0.9	Ar-Ar	roca total	granodiorita	PA360600	-69.860	-17.734	Martínez & Cervantes (2003)
2	74.0	2.0	K-Ar	roca total	granodiorita	PA520600	-69.875	-17.794	Martínez & Cervantes (2003)
3	78.2	4.8	Ar-Ar	hornblenda	granodiorita	SPAM-132	-70.105	-17.811	Clark et al. (1990)

5.4.6. Arco Challaviento

Se denomina arco magmático Challaviento a las rocas ígneas del Eoceno que afloran desde Tacna por el sur hasta Piura en el norte del Perú. En el área de estudio el arco magmático Challaviento aflora en Tacna y esta conformada por: A. Super Unidad Challaviento que aflora en el Borde Oeste de la Cordillera Occidental.

A. Super Unidad Challaviento (45-42 Ma)

Descrito por Sánchez (1983b), como plutón de Tarata y Ataspaca, aflora al NE de Tacna, a lo largo del sistema de fallas Challaviento con dirección NO-SE, Martínez & Cervantes (2003) lo denominan Batolito Challaviento y efectúan dataciones en tonalitas y granodioritas en las localidades de Tarata y Palca. Esta compuesto de granodioritas gris clara y de textura hipidiomórfica. Los trabajos de Wilson & García (1962), sugieren por relaciones estratigráficas una edad Terciario inferior para el plutón de Ataspaca. Martínez & Cervantes (2003), lo describen como batolito Challaviento, realiza dataciones en tonalitas y granodioritas en las localidades de Tarata y Palca por el método de K/Ar y Ar/Ar. Clark et al. (1990), describe 16 minas pequeñas de Cu y 2 proyectos de Pb-Ag en el sector de Ataspaca.

De acuerdo a los estudios de Wilson & García (1962), Sánchez (1983b), Clark et al. (1990), Martínez & Cervantes (2003), Acosta et al. (2011), basado en argumentos geocronológicos, geoquímicos y por ubicación y extensión se propone describir como Super Unidad Challaviento al complejo intrusivo Challaviento.

Se ubica en el borde oeste de la Cordillera Occidental y Cordillera Occidental, abarcan un área de 100 km². Intruyen rocas del Grupo Ambo, Grupo Yura, y a rocas volcánicas del arco de Toquepala. El mejor afloramiento se halla en el poblado de Challaviento al norte de Palca, los cuerpos tienen forma rómbica y están relacionados al sistema de falla Cincha Lluta Incaquiquio y alineamiento Caplina. Las rocas son de composición félsica y generalmente se le distingue por el tamaño de los cristales (entre 7 y 5 mm.).

Geocronología

Dataciones radiométricas efectuadas por el método de K-Ar y Ar-Ar (Sánchez, 1983b; Clark et al., 1990) en monzodioritas y granodioritas del plutón de Ataspaca obtienen edades promedio de ~41 Ma en monzodioritas y granodioritas (Tabla 10). Además dataciones radiométricas realizadas por el método de K-Ar (Martínez & Cervantes,

2003) en la quebrada Chalpapalca y Pachaza (Palca) donde obtienen edades de 43.7 ± 1.2 Ma y 46.6 ± 1.3 Ma respectivamente en muestras de granodioritas.

Dataciones radiométricas realizadas por el método de K-Ar y Ar-Ar (Sánchez, 1983b; Clark et al., 1990; Martínez & Cervantes, 2003) en el plutón de Tarata obtienen edades promedio de ~42 Ma en muestras de granodioritas y tonalitas. Aquellas edades <40 Ma asignadas a la Super Unidad Challaviento, han sido tomadas próximas a fallas y/o están alteradas, estas muestras corresponden a monzodioritas del plutón de Ataspaca.

Tabla 10. Geocronología del Arco magmático Challaviento - Super Unidad Challaviento.

N°	Edad	Error	Metodo	Material	Tipo de roca	Muestra	X	Y	Referencia
1	39.2	0.9	K-Ar	biotita	monzodiorita cuarzosa	SPATA-4	-69.917	-17.707	Clark et al. (1990)
2	39.4	4.2	Ar-Ar	biotita	granodiorita	SPAM-161	-70.058	-17.429	Clark et al. (1990)
3	39.9	1.0	K-Ar	biotita	granodiorita	B-37	-69.936	-17.740	Sánchez (1983b)
4	40.2	0.7	Ar-Ar	biotita	monzodiorita cuarzosa	SPAM-138	-69.926	-17.733	Clark et al. (1990)
5	40.7	0.9	K-Ar	biotita		SPATA-6	-69.917	-17.707	Clark et al. (1990)
6	40.8	1.5	K-Ar	hornblenda	granodiorita	B-31	-70.052	-17.425	Sanchez (1983b)
7	41.6	1.0	K-Ar	roca total	tonalita	TA700600	-70.055	-17.481	Martinez & Cervantes (2003)
8	42.6	1.0	K-Ar	biotita	monzodiorita cuarzosa	SPATA-3	-69.921	-17.727	Clark et al. (1990)
9	43.7	1.2	K-Ar	roca total	granodiorita	PA430600	-69.921	-17.762	Martinez & Cervantes (2003)
9	44.8	4.3	Ar-Ar	hornblenda	granodiorita	SPAM-161	-70.058	-17.429	Clark et al. (1990)
10	44.8	4.3	K-Ar	biotita	granodiorita	PE-127	-70.023	-17.442	Clark et al. (1990)
11	46.6	1.3	K-Ar	roca total	granodiorita	PA570600	-69.931	-17.591	Martinez & Cervantes (2003)

MAGMATISMO MESO-CENOZOICO DE LA CORDILLERA DE LA COSTA Y BORDE OESTE DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL DEL SUR DE PERU

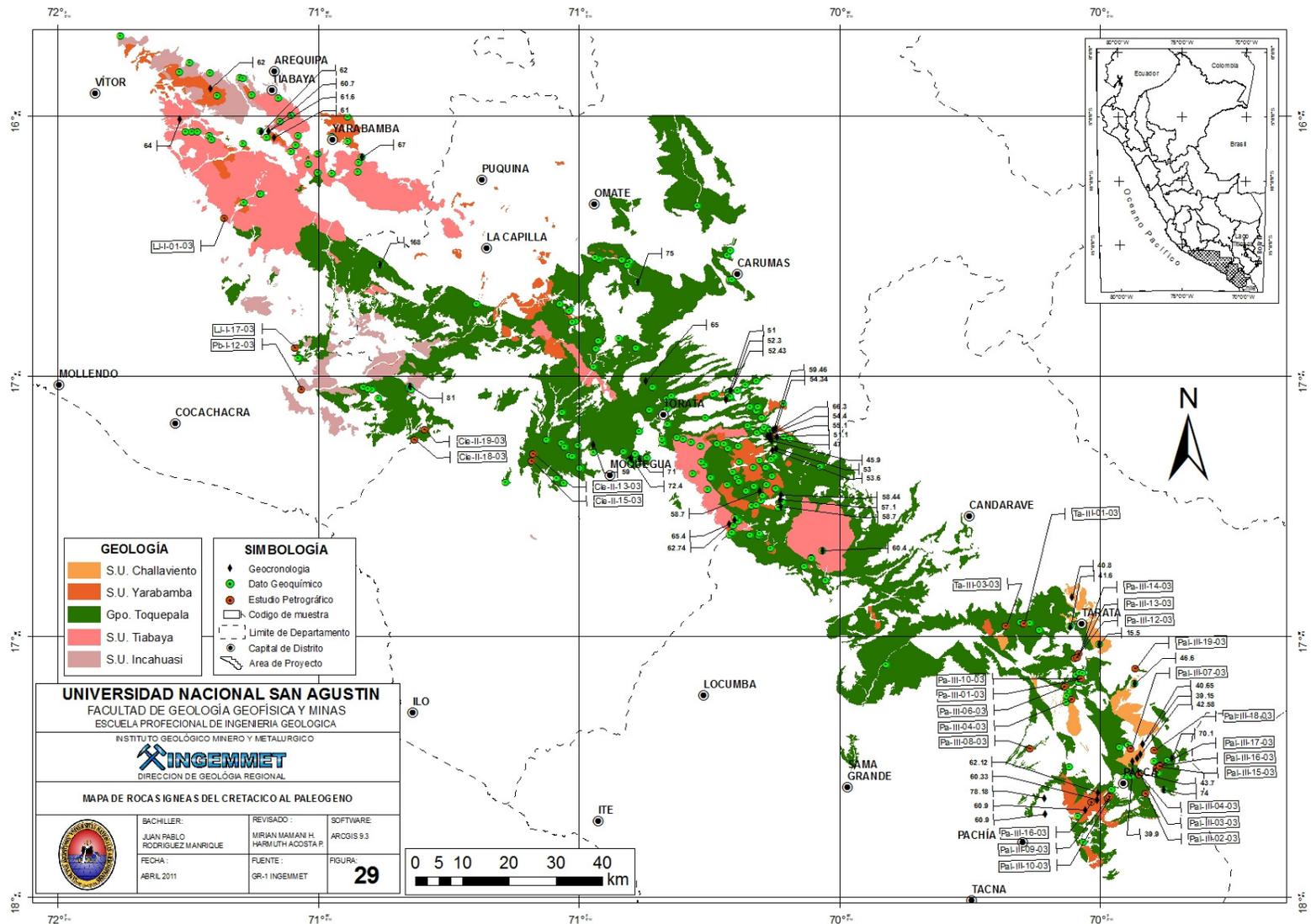


Figura 29. Mapa de rocas ígneas del Cretácico al Paleógeno.

Tabla 11. Cuadro de edades y composición del Batolito de la Costa (Pitcher et al., 1985).

Segmento	Unidad	Tipo De Intrusión	Edad (M.A.)	Tipo De Roca	Textura	Característica Especial	Mineralización Asociada	
Segmento de Arequipa	Serie Santa Rosa	Humaya	73 Ma	Grd Bt (Hb) con usual predominio de Bt	Textura débil	---	Ninguno	
		Santa Rosa	Plutón enorme, varios pulsos, alargado, lenticular y de paredes escarpadas	76-89 Ma	El complejo Huaura esta zonedado hacia adentro desde una Di-Qz hasta Mzgr, mucho mas separado esta de una Grdi-To	Textura débil	Una situación compleja resultado de la interjuego de intrusiones de varios pulsos de al menos dos conjuntos de magma original, con diferenciación durante el emplazamiento IN SITU y complicado por la fluctuación local	Ninguno
				91-96 Ma	En los complejos Casma y la Fortaleza hay una marca predominando dentro hacia fuera , facies con zonaciones crudas			
	47-50 Ma							
	Oz-Di Oriental	Paccho	Intrusión múltiple (varios pulsos) de similar tipo de roca, formando a veces un solo plutón largo y elongado	60-63 Ma	Mzdi Bt Qz variando a Grdi, ocasionalmente Mzgr	Textura débil	Alteración Regional, clorita y epidota,	Ninguno
	Granito Temprano	Jecuan (Atocongo)	Plutón discreto (Relativamente pequeño) de forma lineal a igual, con paredes escarpadas	101-102 Ma	Considerable variación en la litología, Gr hb y Mzgr en la composición central de la roca variando el tamaño de grano	Textura no discernible	Posiblemente mucho más unidades envueltas. El plutón de Atocongo es la roca mas típica regionalmente	Ubicamos alteraciones en cobre diseminado
	Tiabaya	Plutón largo de paredes escarpadas, muy alargado con techo llano	80-81 Ma	Grdi Hb Bt, menor variación a To y Mzgr	Textura débil muy bien desarrollada en la zona de contactos	Asociado a diques de Micro-grdi en Hb Bt y Pg	Sistema de venas hidrotermales Cu-Pb-Zn-Au	
	Incahuasi	Plutón de techo llano, paredes escarpadas, largo y alargado	78-83 Ma	Grdi Hb Bt, y litologías principalmente Mzgr-Qz pero extensos rangos que van desde una di-Qz a Mzgr	Textura moderadamente desarrollada	Asociados a enjambres menores de diques An	Sistema de venas hidrotermales Cu-Pb-Zn-Au	
		Pampahuasi	Plutón de paredes escarpadas, alargado, con 2 unidades de pulsaciones en tiempos diferentes	94 Ma	Unidades cercanas To Hb Bt a Di-Qz, unidades lejanas de To leucocrática Hb Bt	Textura muy bien desarrollada cercana a las unidades	---	Ninguno
	La Monzonita	Linga (Ica)	Plutón de varias pulsaciones de techo llano, paredes escarpadas	96-101 Ma	Rangos considerables en la litología de la Mz	Textura débil localizada solamente en las zonas de contacto	Asociado a laminas de apilitas y tapones tufaceos con diques	Diseminados de Cu-Fe-Mo
S. de Trujillo	Señal Blanca	Plutón arqueado e intruido, stocks aislados, Cuatro unidades de tiempo separado		Rangos de series muy bien definidas desde Di pasando por Grdi-To, Mzgr hasta un Sigr	Textura no discernible	---	Ninguno	
S. de Toquepala	Monzodiorita, Monzogranito	Linga-Yarabamba (Arequipa)		Mzga Linga hasta un Mzdi, todos caracterizados por un Vd. K rosado. Grdi Yarabamba hasta una Mzgr	Sin foliamento	Litología y textura de Linga esta muy variada a escala local. Principales características principales en común con Yarabamba	Diseminados de Cu Depósitos porfiríticos de Cobre	
	Tonalitas	Ilo	Stocks discreto y Plutones complejos de laminas largas con techos escarpados	103 Ma	Principalmente To a Grdi	Con foliamento	---	Ninguno
	Diorita	Punta de coles (Ilo)	Plutones remanentes irregulares cortados por la Tonalita Ilo	90 Ma	Di a Ga	Con Foliamiento	Intensamente fracturados y cloritizados	Ninguno

CAPITULO 6

GEOQUÍMICA

6.1. INTRODUCCIÓN:

Se ha elaborado e interpretado una base de datos con 541 muestras, las cuales han sido compiladas a partir de trabajos del INGEMMET y publicaciones científicas. Estas muestras han sido analizadas por XRF, ICP-MS y TIMS en los laboratorios del INGEMMET, SGS y la Universidad de Goettingen.

Utilizando el software de Arc Gis se ha efectuado un análisis espacial donde se ha intersectado los polígonos de las unidades geológicas en estudio con la base de datos de geocronología, petrografía y geoquímica. Este análisis espacial permitió agrupar y definir a que Super Unidades de rocas intrusivas y Formación de rocas volcánicas a las unidades geológicas que pertenecen. Estos análisis son corroborados con la base de datos de geoquímica e interpretación mediante diagramas de discriminación elementos mayores y traza. Esta información tratada contribuyó a la caracterización de la composición de las rocas intrusivas y volcánicas.

6.2. BASE DE DATOS DE GEOQUÍMICA

Para la elaboración de la base de datos de geoquímica se ha completado los campos a partir del modelo propuesto por Mamani et al. (2010b). En la base de datos nacional de geoquímica de rocas ígneas del Perú. Esta información tratada contribuyó a la caracterización de la composición de las rocas intrusivas y volcánicas.

Utilizando el programa Microsoft Excel se ha completado los campos necesarios para su procesamiento, siendo importantes el código de muestra, ubicación, tipo de roca, emplazamiento, unidad geológica, edad y arco magmático. Se ha elaborado 2 tablas, en la

tabla llamada “data” contiene toda la base de datos de geoquímica compilada y en la tabla llamada “referencias” contiene la lista de las referencias mencionadas en la tabla data.

6.2.1. Campos importantes de la data

Para la elaboración de la base de datos se ha completado los campos presentados y descritos consideradas los más importantes concernientes a la geología, petrología y metalogénia del magmatismo en el Perú. La proyección está dada en Coordenadas Geográficas XY, datum: WGS84, zona: 18 sur.

A. Elementos Mayores

Los elementos mayores son aquellos que abundan $>0.1\%$ y su contenido es expresado en porcentaje, siendo el SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 y H_2 (Rollinson, 1993). Los análisis químicos son ICP-MS y XRF. Los trabajos relacionados a geoquímica de rocas ígneas reportan los análisis de los elementos mayores y volátiles en roca total, esta base de datos es publicada en diferentes formatos. Para el manejo geológico de la data de elementos mayores, se ha tomado en cuenta, que muchas de las rocas han podido sufrir alteraciones hidrotermales. Este proceso afecta la concentración de volátiles y ocasiona un incremento en sus contenidos. Por lo tanto, para conocer la abundancia de los principales óxidos de las rocas, se ha recalculado los análisis químicos de los óxidos al 100% sin volátiles (H), además muchos casos estos valores no representen el valor magmático, debido a que las rocas han podido sufrir alteración. Por lo tanto, el contenido de hierro total fue recalculado como óxido ferroso y denotado como FeO_{tot} . (2O, LOI). Los datos resultantes están en el segundo grupo de elementos mayores. Todos estos datos están reportados como peso total. Para facilitar la comparación de los elementos mayores y elementos traza de las rocas ígneas desde el Ordovícico según el arco magmático o trasarco magmático Mamani et al. (2010b) recomienda usar los diferentes diagramas binarios de geoquímica, así: 1) para determinar el tipo de magmatismo los diagramas de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 , K_2O vs. SiO_2 , SiO_2 vs. $\text{Fe}^*\text{O}/\text{MgO}$. 2) para determinar la cristalización fraccionada o mezcla de los magmas usar los diagramas de SiO_2 vs los óxidos de los análisis de elementos mayores. 3) para determinar el índice de alcalinidad usar los diagramas de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ vs. SiO_2 .

B. Elementos Traza

Los elementos traza o elementos de tierras raras son aquellos que abundan $<0.1\%$ y su contenido es expresado en ppm o ppb, siendo los elementos Li, Sc, V, Co, Ni, Cr, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Nb, Zr, Mo, Cs, Cd, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Pb, Th, U, Au, Sn, In, Ag, Ge, As, Bi, Tl, Be, Ga, S, Sb, B. Los elementos Li, Sc, V, Co, Ni, Cr, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Nb, Zr, Mo, Cs, Cd, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Pb, Th, U son los que más datos tienen y también están considerados los más importantes para responder a las preguntas de petrología, tectónica y metalogénia. Los diagramas para la discriminación tectónica usando los elementos traza son el diagrama “spidor” o perfil de la concentración de los elementos traza según el orden de compatibilidad, también se

puede usar los diagramas Zr/TiO_4 para el índice de saturación de aluminio usar las razones moleculares de $Al/(Na+K)$ vs. $Al/(Ca+Na+K)^2$ vs. Nb/Y , Ta vs. Y . (Mamani et al., 2010b)

6.3. GEOQUÍMICA DE LAS LAVAS DE LA FORMACIÓN CHOCOLATE Y ROCAS INTRUSIVAS DE LA SUPER UNIDAD PUNTA COLES, SUPER UNIDAD TORCONTA, MACIZO OCOÑA Y SUPER UNIDAD ILO

6.3.1. Elementos mayores

En los diagramas binarios de discriminación de elementos mayores (Fig. 30), las rocas volcánicas de la Formación Chocolate abarcan las composiciones de basalto, basalto-andesita, andesita, traquiandesita, traquita, dacita y riódacita. Estas lavas corresponden predominantemente a la serie magmática calcoalcalina (Fig. 30A), con contenido bajo a medio de K_2O (Fig. 30C). En el diagrama Nb/Y versus Zr/TiO_2 la mayoría de las lavas de la Formación Chocolate abarcan los campos de basalto y basalto-andesita que pertenecen a la serie magmática calcoalcalina (Fig. 30B). Las rocas intrusivas de las Super Unidades Punta Coles e Ilo abarcan rocas que pertenecen a gabro, gabrodiorita, diorita, granodiorita y escaso granito. Estas rocas plutónicas pertenecen a la serie magmática Toleítica y Calcoalcalina también denominados magmas bimodales (Fig. 30A) con contenido bajo a medio de K_2O (Fig. 30C).

En los diagramas binarios de Harker de acuerdo al contenido de FeO total versus SiO_2 (Fig. 30D) las rocas con medio a alto contenido de Fe son las lavas basálticas y basalto-andesíticas de la Formación Chocolate a diferencia de las rocas con bajo a medio contenido de Fe que pertenecen a las rocas intrusivas de la Super Unidad Torconta. Las rocas intrusivas de la Super Unidad Punta Coles e Ilo poseen un amplio rango de contenido de Fe . A partir del contenido de MgO versus SiO_2 (Fig. 30E) las rocas con alto contenido de Mg son las lavas basálticas y basalto-andesíticas de la Formación Chocolate en contraste con el bajo a medio contenido de Mg de la Super Unidad Torconta. (Fig. 30E). En los diagramas geoquímicos de tipo Harker (Fig. 30D, 30E) se observa una correlación negativa de FeO total y MgO y con la diferenciación de los magmas. Debido a la predominancia de minerales ricos en $Fe-Mg$, como clinopiroxenos y ortopiroxenos que dominan la fuente mineralógica y periodos tempranos de fraccionación mineral de los magmas de la Formación Chocolate. En contraste para las rocas intrusivas de la Super Unidad Torconta se aprecia una correlación media-positiva para K_2O , Na_2O+K_2O y con la diferenciación (Fig. 30A, 30C). Esto se debe a la dominancia de minerales ricos en K_2O y Na_2O en la fuente mineralógica y periodos tardíos de la fraccionación mineral de los magmas de dicha Super Unidad.

A partir del contenido de alúmina (Fig. 30F) se aprecia que las rocas ígneas de la Formación Chocolate y Super Unidades Punta Coles e Ilo tienen valores de $Al/Ca+Na+K$ entre 0.5 y 1.5 y $Al/(Na+K) > 1$ por lo tanto son de carácter metalumínico a peralumínico. Las rocas intrusivas de la Super Unidad Torconta tienen valores de $Al/Ca+Na+K$ entre 0.5 y 1.1 y $Al/(Na+K) > 1$ por consecuencia pertenecen al carácter metalumínico.

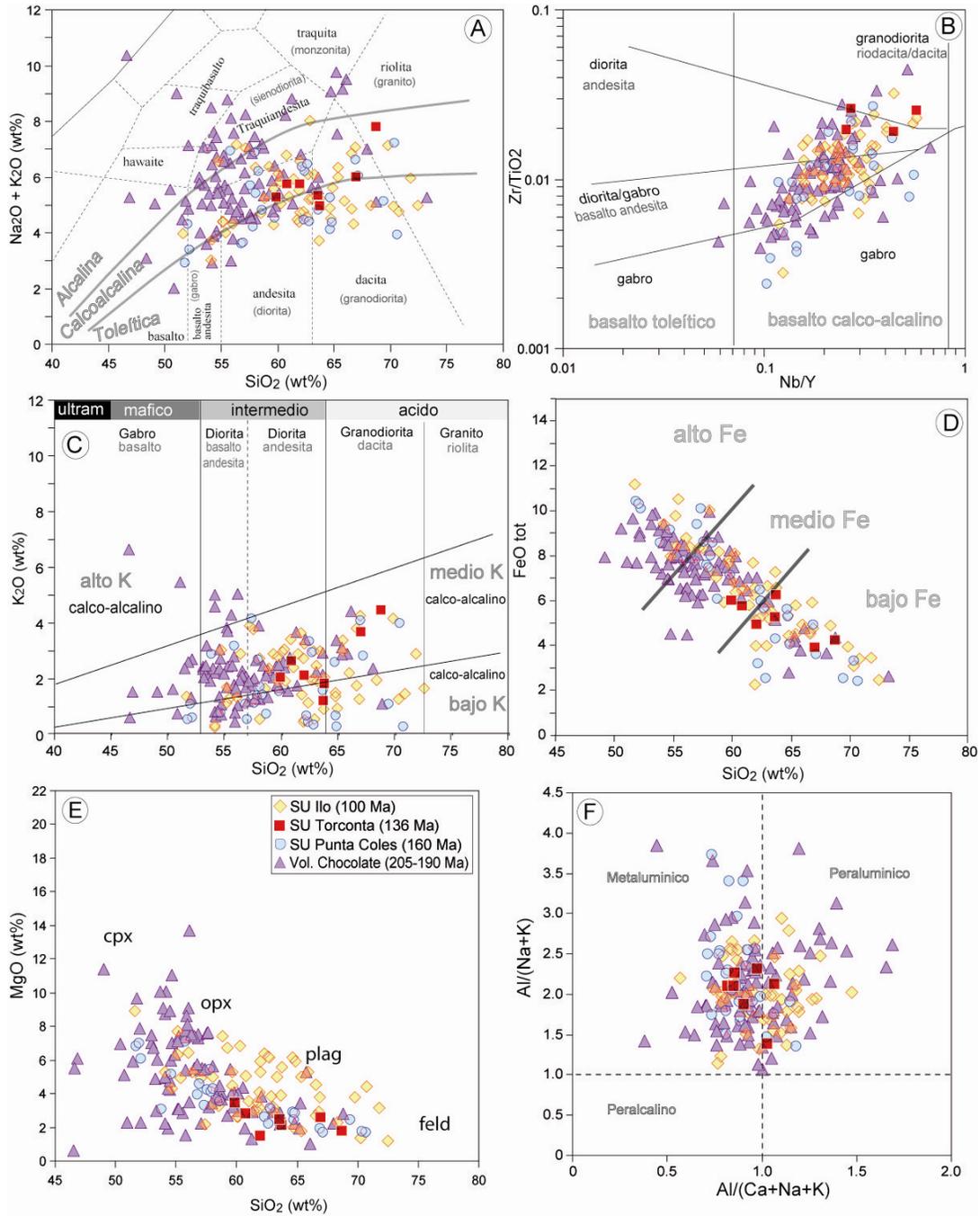


Figura 30. Diagramas binarios para distinguir el tipo de roca ígnea, serie magmática y contenido de FeO total y MgO. Los contenidos de óxidos están recalculados al 100% y libre de bases volátiles y con todo el Fe como $\text{FeO}_{\text{total}}$. F) Diagrama para la determinación de la saturación de alúmina.

6.3.2. Razones de elementos traza y elementos de tierras raras

Las concentraciones de los elementos menores sirven para elaborar diagramas específicos para la petrogenética. Entre ellos las razones de elementos de tierras raras como Sr/Y , La/Sm son utilizados para identificar la fraccionación de la plagioclasa. Los

diagramas de las razones de elementos de tierras raras como Sm/Yb, Dy/Yb son menos afectados por los procesos magmáticos, estos nos indican magmas residuales como clinopiroxenos, anfíboles y granates sugiriendo incrementos de presión para un determinado tiempo y espacio de un arco magmático. Para estimar la profundidad a la que los magmas se generaron se utiliza el diagrama con las razones de elementos de tierras raras de Ce/Y versus el contenido de SiO₂. Se realiza una representación esquemática del estado de oxidación de los magmas a partir del cálculo de la anomalía de $Eu/Eu^* = Eu / \sqrt{[(Sm).(Gd)]}$ donde para valores <1 como magmas húmedos (relativamente reducidos por incremento de la fugacidad de oxígeno) y para valores >1 como magmas secos (relativamente oxidados por disminución de la fugacidad de oxígeno) (Fig.31).

Los diagramas de elementos de tierras raras (Fig. 31A, B, C, D, E) muestran predominantemente razones bajas en La/Sm (1 a 7), Sm/Yb (1 a 3), Dy/Yb (1.25 a 2.25), Ce/Y (1 a 2). Estas razones sugieren fraccionación y/o cristalización de clinopiroxenos y anfíboles para los magmas de las rocas volcánicas de la Formación Chocolate y las rocas intrusivas de la Super Unidad Punta Coles. En el diagrama de Dy/Yb versus SiO₂ (Fig. 31D) muestra razones medias en Dy/Yb (1.5 a 3.0) que sugieren fraccionación y/o cristalización de anfíboles para los magmas de las rocas intrusivas de la Super Unidad Ilo. En los diagramas de elementos de tierras raras (Fig. 31A, B, C, D, E) muestran predominantemente razones altas en Sr/Y (20 a 40) La/Sm (4 a 8), Sm/Yb (2 a 4), Dy/Yb (2.25 a 3.25), Ce/Y (1.5 a 2.5). Estas razones sugieren fraccionación y/o cristalización de anfíboles y granate para los magmas de la Super Unidad Torconta.

Utilizamos el diagrama Ce/Y versus SiO₂ (Fig. 31E) propuesto por Mantle & Collins (2008). En este diagrama se observa que las rocas ígneas tienen razones de Ce/Y (1 a 2) esto sugiere que estas rocas se formaron en una columna cortical con espesores entre 20 a 30 km.

En el diagrama Eu/Eu* versus SiO₂ (Fig. 31F) según Lang & Baker (2001) se aprecian anomalías de Eu/Eu* (0.5 a 1.5) para las rocas volcánicas de la Formación Chocolate, anomalías de Eu/Eu* (0.5 a 1.25) para la Super Unidad Punta Coles e Ilo que indican magmas húmedos y magmas secos. En cambio se observan anomalías negativas de Eu/Eu* (<1) para las rocas intrusivas de la Super Unidad Torconta, esto sugiere magmas húmedos (relativamente reducidos por incremento de la fugacidad de oxígeno) y con magmas donde la fuente mineralógica cristalizan plagioclasas.

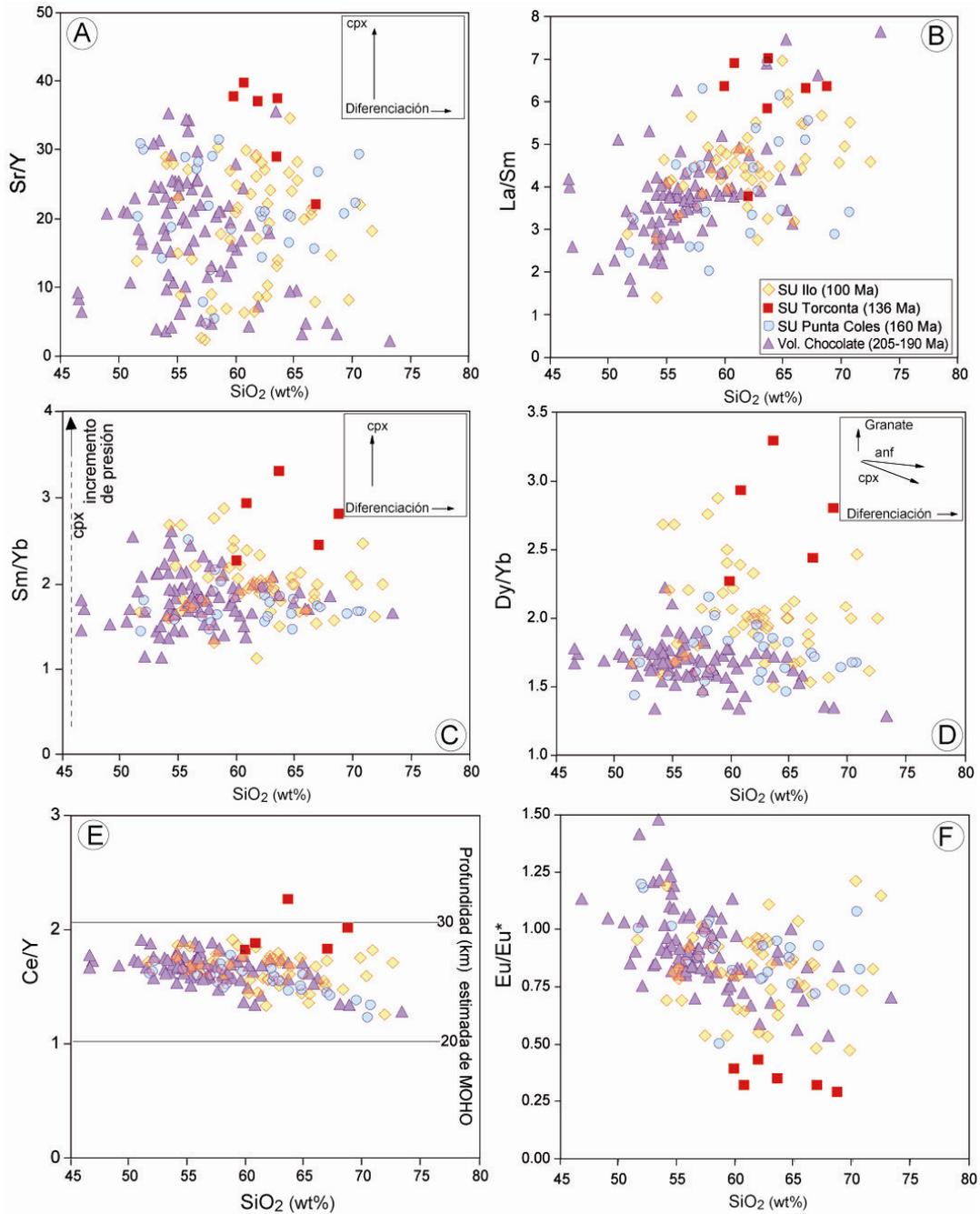


Figura 31. Diagramas de Sr/Y, La/Sm, Sm/Yb, Dy/Yb, Ce/Y y Eu/Eu* para las rocas de las unidades Chocolate (205-190 Ma), Super Unidad Punta Coles (160 Ma), Super Unidad Torcontá (136 Ma), Super Unidad Ilo (100 Ma).

6.3.3. Perfiles de elementos de traza y elementos de tierras raras

Las configuraciones de los perfiles de concentración de los elementos traza y los elementos de tierras raras en rocas ígneas son ampliamente usados para identificar procesos petrogenéticos específicos, los cuales se pueden inferir del enriquecimiento o empobrecimiento de algunos elementos (normalizados a los valores del manto primitivo en este trabajo), desde la fraccionación preferencial de los elementos de tierras raras ligeras y tierras raras pesadas, así como también, de la presencia o ausencia de las anomalías de Eu.

En el diagrama (Fig. 32) se muestra las concentraciones de elementos traza y elementos de tierras raras para el arco magmático del Chocolate, Río Grande e Ilo. Se observa un empobrecimiento de las concentraciones de Nb, Sr, Hf, Zr y enriquecidas en las concentraciones de Rb y K para los magmas de la Formación Chocolate inferior. Los magmas de la Super Unidad Punta Coles muestran un empobrecimiento de las concentraciones de Nb, K (a diferencia de los magmas de la Formación Chocolate inferior), Hf, Zr y enriquecidas en Sr (a diferencia de la Formación Chocolate inferior) del arco magmático Chocolate.

Los magmas del arco magmático Ilo muestran un empobrecimiento de las concentraciones Nb, Hf y están enriquecidas en las concentraciones de U por tanto el perfil de la Super Unidad Ilo menor pendiente. Las rocas del arco magmático Chocolate se formaron en un contexto tectónico extensional (Acosta et al., 2011). Estas concentraciones de las rocas volcánicas de la Formación Chocolate y rocas intrusivas de la Super Unidad Ilo configuran un perfil de bajo ángulo.

En conjunto las concentraciones para las rocas ígneas de la Formación Chocolate, Super Unidad Punta Coles e Ilo están empobrecidas en Nb y enriquecidas en elementos de tierras raras pesadas donde se observa en el perfil que forman líneas paralelas

En el diagrama (Fig. 33A) las concentraciones de Sr de la Super Unidad Torconta indican la presencia de granate residual en la fuente de los magmas del arco magmático Río Grande. Estas concentraciones de Sr (Fig.3A) en los magmas de la Formación Chocolate inferior, Super Unidad Punta Coles e Ilo son de amplio rango y en conjunto muestran poca presencia de granate residual en la fuente de los magmas.

En el diagrama (Fig. 33B), en conjunto muestran un amplio rango en las razones de Ce/Y (3 a 5) y Ce (5 a 80) de los magmas de la Formación Chocolate inferior, Super Unidad Punta Coles e Ilo, siendo estas últimas las más diferenciadas por procesos de cristalización fraccionada debido a las altas concentraciones de Ce (hasta 80). Las razones que muestran los magmas de la Super Unidad Torconta son de Ce/Y (3 a 5) y Ce (40 a 80) indican una tendencia a la fusión parcial de la anfíbolita y la estabilidad residual del anfíbol. Esto se relaciona con el alto contenido de hornblenda en las tonalitas de la Super Unidad Torconta.

En el diagrama (Fig. 33C) se muestra las razones de Sm/Yb vs La/Yb donde se observa que en conjunto los datos caen en el campo de magmas juveniles, esto indica que inicialmente estos magmas derivan del manto.

Se trata de hacer una correlación con las ocurrencias metálicas de aquellas rocas fértiles de cada unidad magmática, (Fig. 33D) donde se hace en base al cálculo de la anomalía de europio, (Taylor & McLennan, 1985), donde $Eu/Eu^* = Eu/P[(Sm).(Gd)]$ versus el contenido de hierro total (FeO^*), que ha sido recalculado: $FeO^* = (Fe_2O_3) \cdot (0.8998) + FeO$. Donde se aprecia anomalías de Eu/Eu^* (0.5 a 1.25) y amplio rango de FeO tot para los magmas relativamente oxidados de la Formación Chocolate, Super Unidad Punta Coles y Super Unidad Ilo y están asociados a elementos calcófilos, parcialmente caen en el campo de ocurrencias metálicas de Cu y Au. Las anomalías negativas de Eu/Eu^* (0.25 a 0.5) y contenido de FeO tot para los magmas relativamente secos.

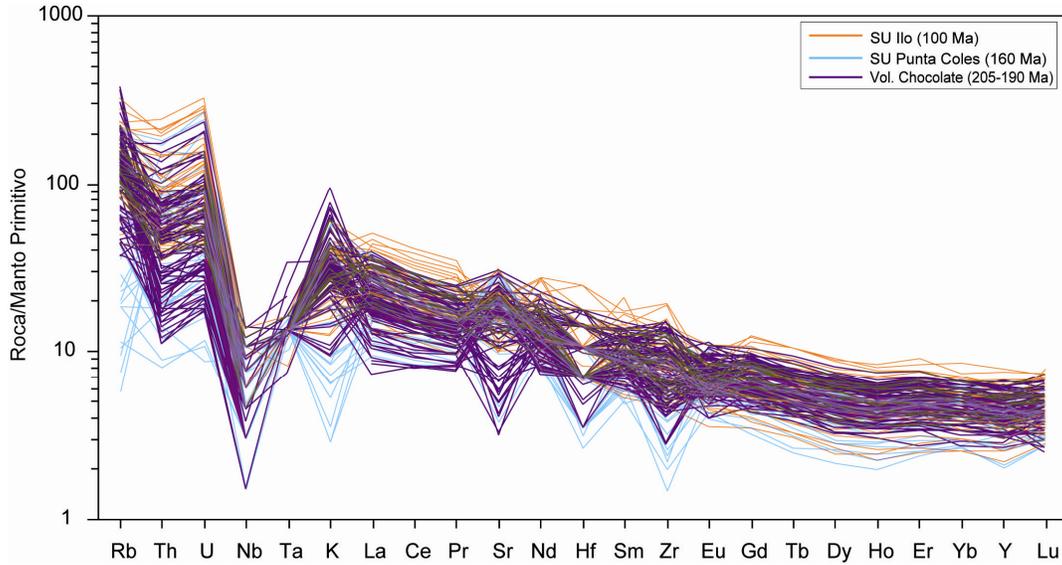


Figura 32. Perfiles de las concentraciones de los elementos traza para las rocas volcánicas de Chocolate (205-190 Ma), Super Unidad Punta Coles (160 Ma), Super Unidad Ilo (100 Ma). Los concentraciones están normalizadas a los valores al manto primitivo según McDonought & Sun (1995).

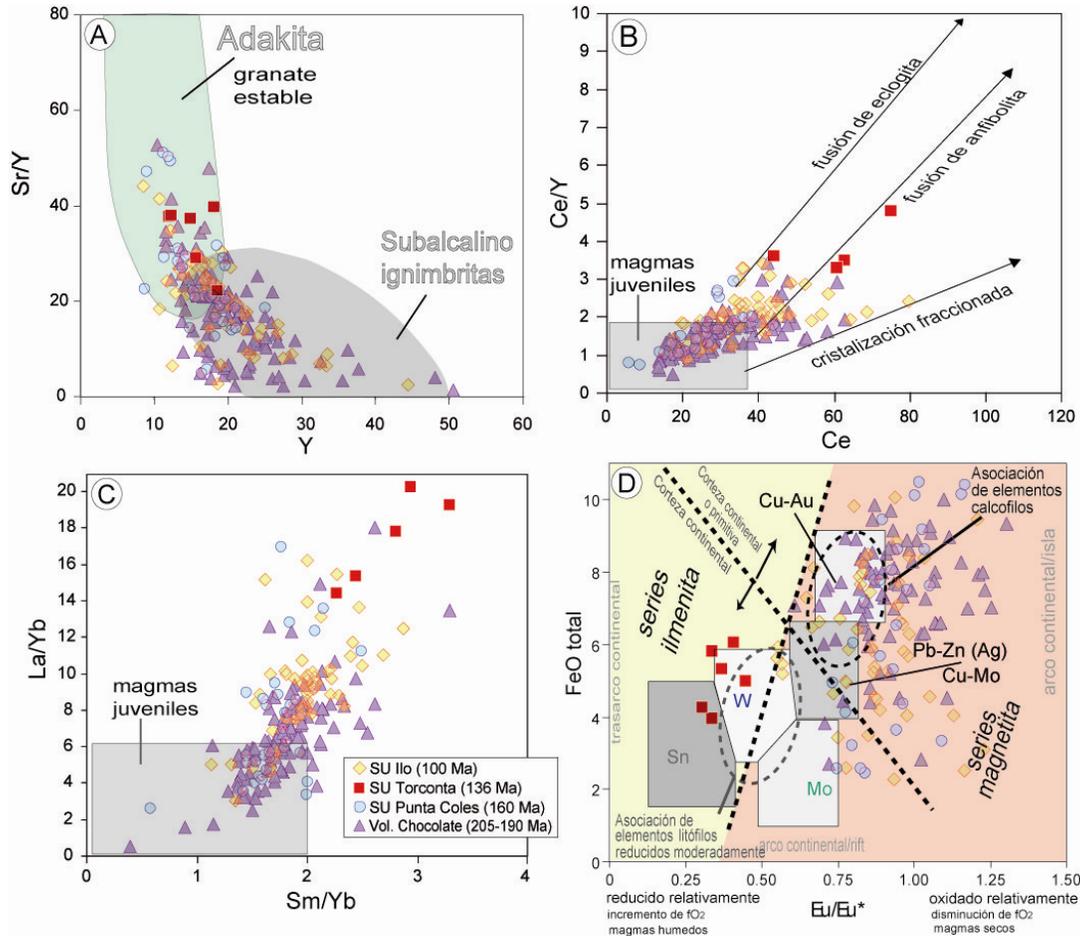


Figura 33. A) Diagrama para distinguir adakitas en base a las razones de Sr/Y versus concentración de Y (Defant & Drummond, 1990). B) Diagrama para distinguir la fusión de cortezas con composición anfibolita y/o eclogita en base a las razones de Ce/Y versus Ce. C) Diagrama para distinguir la tendencia de la fraccionación de plagioclasa en base a las razones de La/Yb versus Sm/Yb. En los diagramas B y C se distingue también el campo de magmas juveniles. D) Diagrama mostrando el estado de oxidación versus anomalías de Eu/Eu*. Los campos de distribución de las ocurrencias metálicas fueron elaborados en base a Lang & Baker (2001).

6.4. GEOQUÍMICA DE LA SUPER UNIDAD INCAHUASI, TOQUEPALA LAVAS, TOQUEPALA IGNIMBRITAS, STOCKS TOQUEPALA, SUPER UNIDAD TIABAYA, SUPER UNIDAD YARABAMBA Y SUPER UNIDAD CHALLAVIENTO

6.4.1. Elementos mayores

En los diagramas binarios de discriminación de elementos mayores (Fig. 34), las lavas del Grupo Toquepala abarcan composiciones de basalto, basalto-andesita, andesita, traquiandesita y dacita. Las ignimbritas del Grupo Toquepala son dacitas, riódacitas y

riolitas. Estas rocas volcánicas pertenecen predominantemente a la serie magmática calcoalcalina (Fig. 34A), con contenido principalmente medio de K_2O (Fig. 34C). En el diagrama de Nb/Y versus Zr/TiO_2 la mayoría de las lavas del Grupo Toquepala abarcan los campos de basalto-andesita a andesitas y las ignimbritas abarcan los campos de riocitas a dacitas. Estas rocas pertenecen a la serie magmática calcoalcalina (Fig. 34B). Las rocas intrusivas de las Super Unidades Incahuasi, Toquepala Stocks, Toquepala, Yarabamba y Challaviento abarcan composiciones de gabro, gabrodiorita, diorita, granodiorita y granito. Estas rocas plutónicas pertenecen a la serie magmática calcoalcalina (Fig. 34A) con contenido medio de K_2O (Fig. 34C).

Los diagramas binarios de Harker de acuerdo al contenido de FeO total versus SiO_2 (Fig. 34D) las rocas con medio a alto contenido de Fe son las lavas del Grupo Toquepala y las rocas intrusivas de la Super Unidad Incahuasi y Toquepala. En contraste las rocas con bajo contenido de Fe son las ignimbritas del Grupo Toquepala. Las rocas intrusivas de la Super Unidad Yarabamba, Challaviento y stocks Toquepala poseen un amplio rango de contenido de Fe. Mediante el diagrama binario de MgO versus SiO_2 (Fig. 34E) las rocas con medio a alto contenido de Mg son las lavas del Grupo Toquepala y los intrusivos de la Super Unidad Toquepala a diferencia del bajo contenido de MgO de las ignimbritas del Grupo Toquepala y los intrusivos de la Super Unidad Incahuasi, Yarabamba y Challaviento.

En los diagramas geoquímicos de tipo Harker (Fig. 34D, 34E) se aprecia una leve correlación negativa de FeO total y MgO con la diferenciación de los magmas para las lavas del Grupo Toquepala y rocas intrusivas de la Super Unidad Toquepala. Para las rocas intrusivas de la Super Unidad Yarabamba, Challaviento, Stock Toquepala y rocas volcánicas del Grupo Toquepala se aprecia una correlación positiva en K_2O , Na_2O+K_2O y con la diferenciación (Fig. 34A, 34C). Esto se debe a la dominancia de minerales ricos en K_2O y Na_2O en la fuente mineralógica y periodos tardíos de la fraccionación mineral de los magmas de las Super Unidades jóvenes.

Para la determinación de saturación de alúmina (Fig. 34F) se observa las rocas ígneas del Grupo Toquepala y Super Unidad Yarabamba y Challaviento tienen valores de $Al/Ca+Na+K$ entre 0.5 y 1.5 y $Al/(Na+K) > 1$ por lo tanto son de carácter metalumínico a peralumínico. Las rocas intrusivas de la Super Unidad Incahuasi tienen valores de $Al/Ca+Na+K$ entre 0.8 y 1.0 y $Al/(Na+K) > 1$ por lo tanto son de carácter metalumínico. A diferencia de las rocas intrusivas de la Super Unidad Toquepala tienen valores de $Al/Ca+Na+K$ entre 1.0 y 1.4 y $Al/(Na+K) > 1$ por lo tanto son de carácter peralumínico.

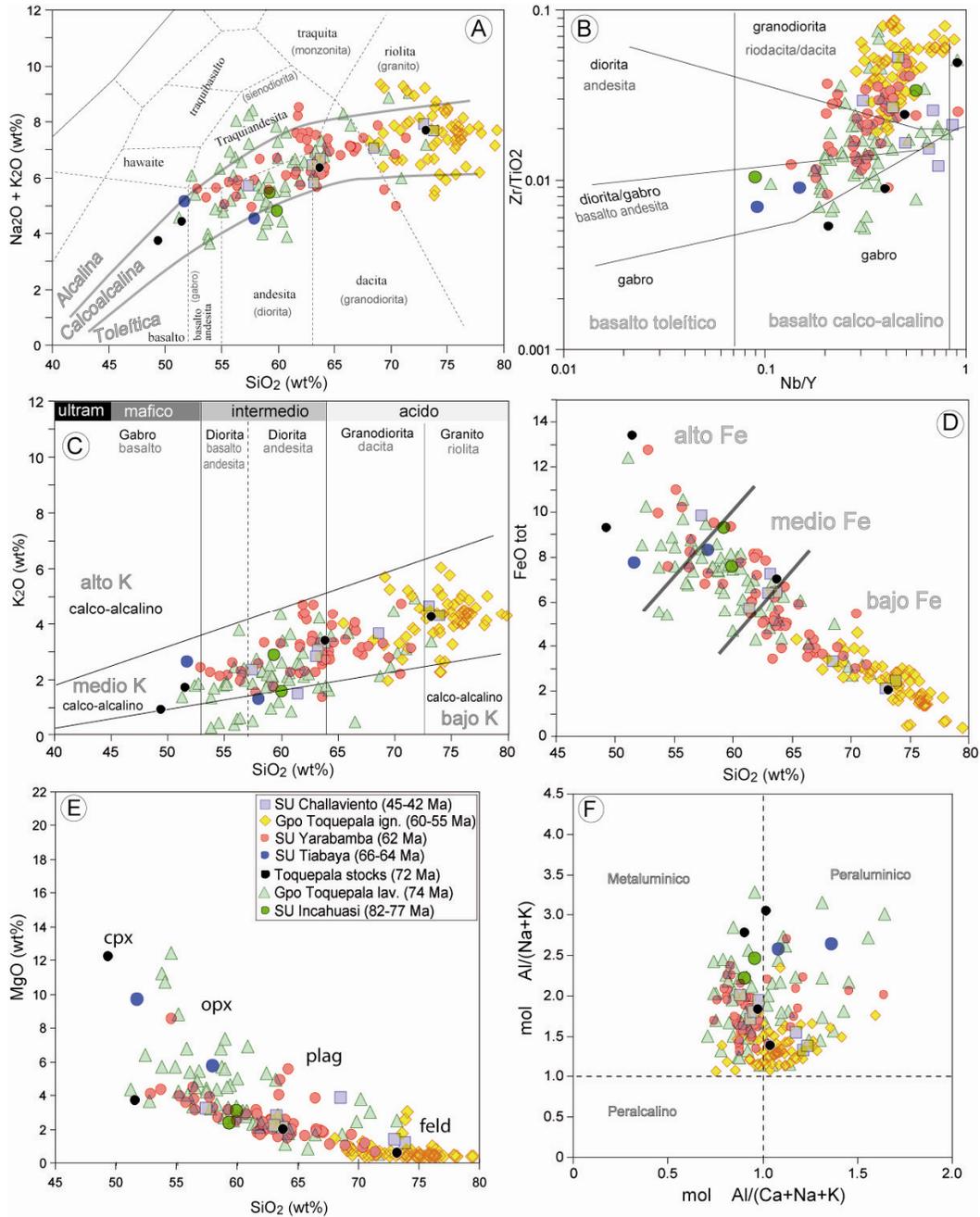


Figura 34. Diagramas binarios para distinguir el tipo de roca ígnea, serie magmática y contenido de FeO total y MgO. Los contenidos de óxidos están recalculados al 100% y libre de bases volátiles y con todo el Fe como FeO_{total}. F) Diagrama para la determinación de la saturación de alúmina.

6.4.2. Razones de elementos traza y elementos de tierras raras

Los diagramas de elementos de tierras raras (Fig. 35A, B) muestran razones de amplio rango en Sr/Y (5 a 70) y La/Sm (2 a 8), en los magmas del arco magmático Toquepala y Challaviento que pertenecen las lavas del Grupo Toquepala e intrusivos de la Super

Unidad Incahuasi, Tiabaya, Yarabamba y Challaviento, que sugiere una tendencia a presentar magmas residuales como clinopiroxenos. El contenido de las razones de Sr/Y (5 a 30) y La/Sm (4 a 14), en los magmas de las ignimbritas del Grupo Toquepala muestran una tendencia positiva para la fraccionación de la plagioclasa.

En el diagrama de elementos de tierras raras (Fig. 35C, D) muestra un contenido de las razones de Sm/Yb (1 a 4), Dy/Yb (1.5 a 2.5) para los magmas de las lavas del Grupo Toquepala e intrusivos de la Super Unidad Incahuasi, Tiabaya y Yarabamba sugieren una presión moderada, a diferencia de las razones de Sm/Yb (2 a 4), Dy/Yb (1.5 a 2.5) de los magmas que corresponden a las rocas intrusivas de la Super Unidad Challaviento, este ligero incremento en las razones de estos magmas sugieren un incremento de presión para la generación de magmas residuales de la Super Unidad Challaviento.

En los diagramas de elementos de tierras raras (Fig. 35E) el contenido de las razones de Ce/Y vs SiO₂ (1 a 5) son de amplio rango para los magmas de las rocas del Grupo Toquepala y las rocas intrusivas de la Super Unidad Yarabamba en cambio las bajas razones (1 a 3) de la Super Unidad Incahuasi y Tiabaya sugiere que estas rocas se formaron en una corteza de 20 a 40 km de espesor, y las altas razones (2 a 5) de la Super Unidad Challaviento se generaron en una corteza de 25 a 60 km de espesor.

Mediante el diagrama Eu/Eu* versus SiO₂ (Fig. 35F) según Lang & Baker (2001) se observan anomalías mayormente negativas de Eu/Eu* (0.25 a 1.25) para los magmas de las rocas volcánicas del Grupo Toquepala y las rocas intrusivas de la Super Unidad Incahuasi y Yarabamba muestran magmas húmedos o relativamente reducidos por el incremento de la fugacidad de oxígeno, en este campo se observan las ignimbritas del Grupo Toquepala y los magmas donde en la fuente mineralógica cristalizan plagioclasas. En cambio las anomalías de Eu/Eu* (0.75 a 1.50) para las rocas intrusivas de la Super Unidad Tiabaya muestra una asociación de magmas secos o relativamente oxidados.

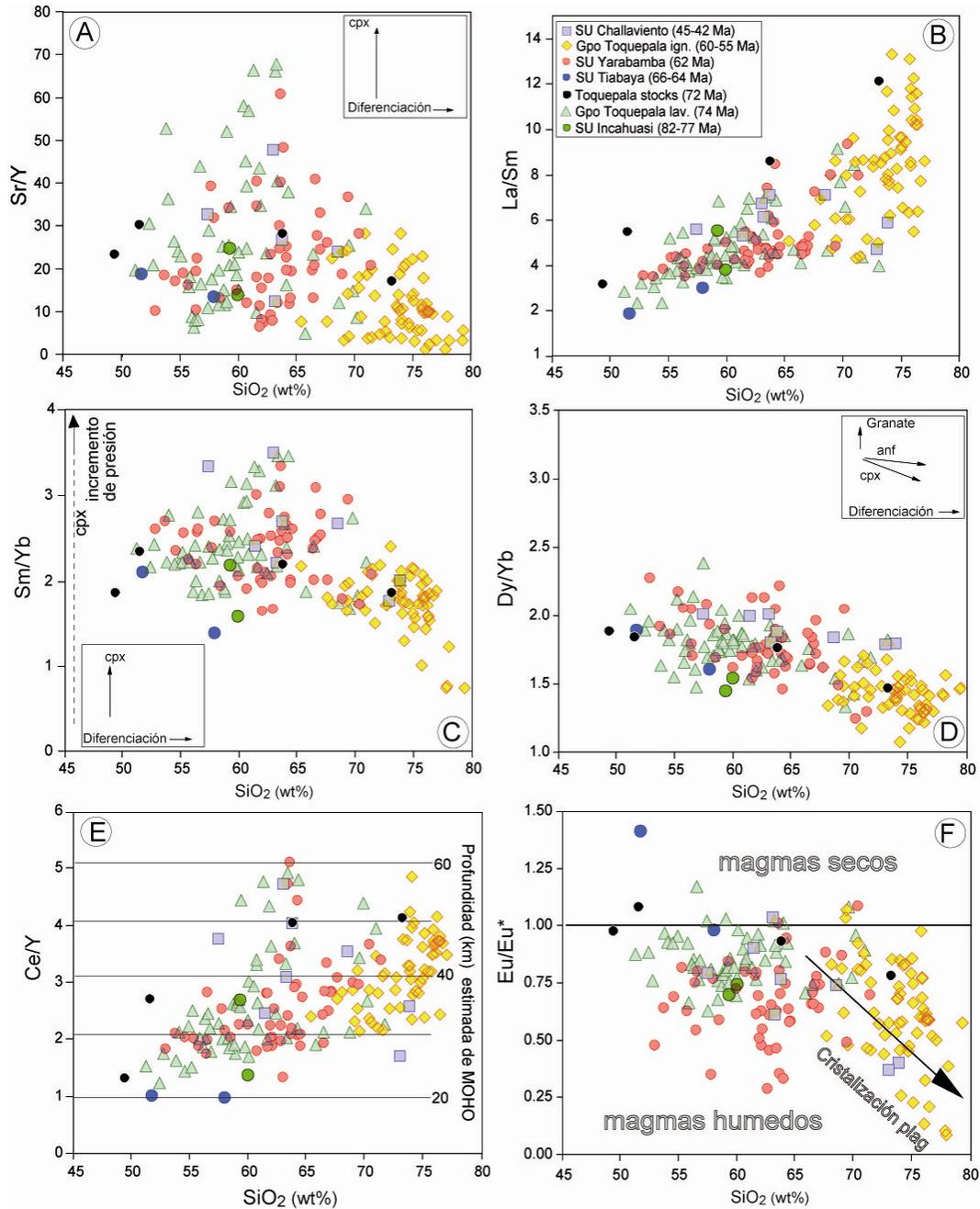


Figura 35. Diagramas de Sr/Y, La/Sm, Sm/Yb, Dy/Yb, Ce/Y y Eu/Eu* para las rocas de la Super Unidad Incahuasi (82-77 Ma), Toquepala lavas (74 Ma), Toquepala stocks (72 Ma), Super Unidad Tiabaya (66-64 Ma), Super Unidad Yarabamba (62 Ma), Toquepala ignimbritas (60-55 Ma), Super Unidad Challaviento (45-42 Ma).

6.4.3. Perfiles de elementos de traza y elementos de tierras raras

Las configuraciones de los perfiles de concentración de los elementos traza y los elementos de tierras raras en rocas ígneas son ampliamente usados para identificar procesos petrogenéticos específicos, los cuales se pueden inferir del enriquecimiento o empobrecimiento de algunos elementos que están normalizados a los valores del manto primitivo según McDonough & Sun, (1995), desde la fraccionación preferencial de los elementos de tierras raras ligeras y tierras raras pesadas, así como también, de la presencia o ausencia de las anomalías de Eu.

En el diagrama (Fig. 36) se muestra los perfiles de las concentraciones de los elementos traza y elementos de tierras raras para las rocas del arco magmático de Toquepala y Challaviento. Las lavas del Grupo Toquepala revelan un empobrecimiento en Nb, K, Hf y Sr, están enriquecidas en Sr, como se observa el perfil de las ignimbritas del Grupo Toquepala. Las ignimbritas del Grupo Toquepala muestran un empobrecimiento en Sr, Sm, Eu y están enriquecidas en Ta, K, Hf y Zr. Estas características son típicas de fraccionación de la plagioclasa.

Los perfiles de las concentraciones de rocas intrusivas de la Super Unidad Tiabaya muestran un empobrecimiento en Nb y ligeramente enriquecidas en Sr. Además las concentraciones de la Super Unidad Incahuasi muestran un empobrecimiento en las concentraciones de Nb y Sr, ligeramente un enriquecimiento de las concentraciones de Zr. Las concentraciones de la Super Unidad Challaviento muestran un empobrecimiento en Nb, Eu y un enriquecimiento en las concentraciones de U, Ta, Zr lo que indica una fraccionación de las plagioclasa y la presencia de granate residual en la fuente de los magmas parentales, esto sugiere una corteza engrosada.

En el diagrama (Fig. 37A) se observan las bajas razones de Sr/Y (1 a 30) de las ignimbritas del Grupo Toquepala y rocas intrusivas de la Super Unidad Incahuasi y Tiabaya. Las razones (5 a 50) de las lavas del Grupo Toquepala y rocas intrusivas de las Super Unidad Yarabamba y Challaviento muestran una tendencia de medio a alta, esto sugiere una evolución de los magmas hacia la estabilidad del granate.

En el diagrama (Fig. 37B) muestran razones bajas de Ce/Y (1 a 3) para los magmas de las rocas intrusivas de la Super Unidad Incahuasi y Tiabaya indican la presencia de magmas juveniles que derivan del manto. Las razones que muestran los magmas de las lavas del Grupo Toquepala muestran una tendencia a la fusión de la anfíbolita como a la fraccionación o cristalización de anfíboles.

En el diagrama (Fig. 37C) se muestra las razones de Sm/Yb vs La/Yb donde los magmas de las rocas volcánicas del Grupo Toquepala y las rocas intrusivas de la Super Unidad Incahuasi y Yarabamba presentan un amplio rango en las razones de La/Yb (4 a 24) mostrando una tendencia alta. Las ignimbritas del Grupo Toquepala poseen razones de La/Yb (8 a 24) este contenido indica la cristalización de la plagioclasa.

A partir de la correlación con las ocurrencias metálicas de aquellas rocas fértiles de cada unidad magmática, (Fig. 37D) Donde se aprecia anomalías de Eu/Eu* (0.25 a 1.25) y amplio rango de FeO tot (2 a 10) para los magmas del Grupo Toquepala, Super Unidad Yarabamba, estas características muestran asociados a elementos calcófilos presente en

arcos continentales. La mayor cantidad de muestras de la Super Unidad Yarabamba corresponden a ocurrencias de Cu-Au y Cu-Mo y las muestras de la Super Unidad Incahuasi se muestran asociados solo a ocurrencias de Cu-Au presentando los magmas una tendencia a oxidarse siendo magmas secos.

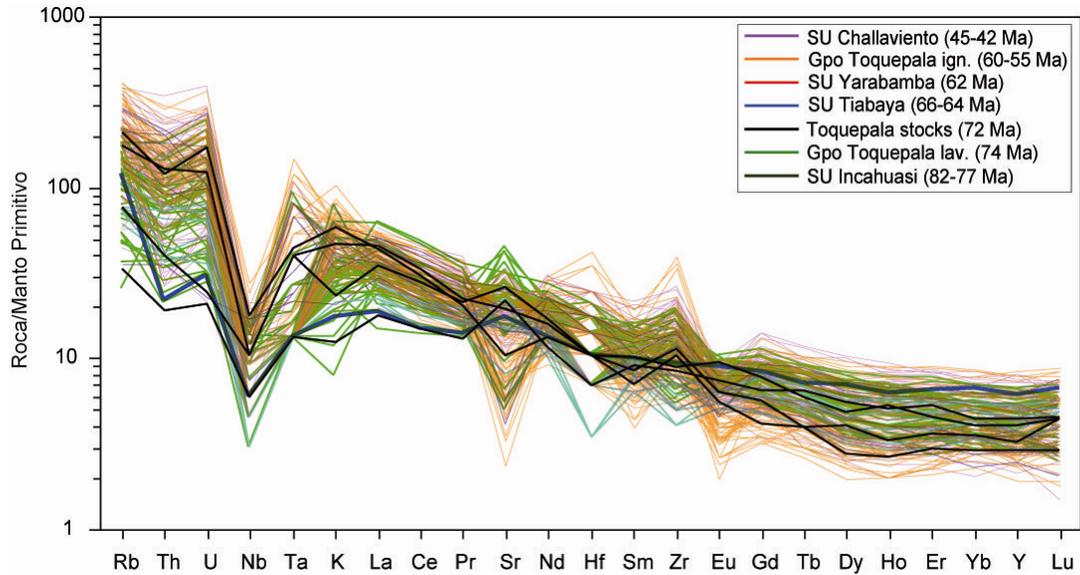


Figura 36. Perfiles de las concentraciones de los elementos traza para las rocas ígneas de la Super Unidad Incahuasi (82-77 Ma), Toquepala lavas (74 Ma), Toquepala stocks (72 Ma), Super Unidad Tiabaya (66-64 Ma), Súper Unidad Yarabamba (62 Ma), Toquepala ignimbritas (60-55 Ma), Super Unidad Challaviento (42-42 Ma). Los concentraciones están normalizadas a los valores al manto primitivo según McDonought & Sun (1995).

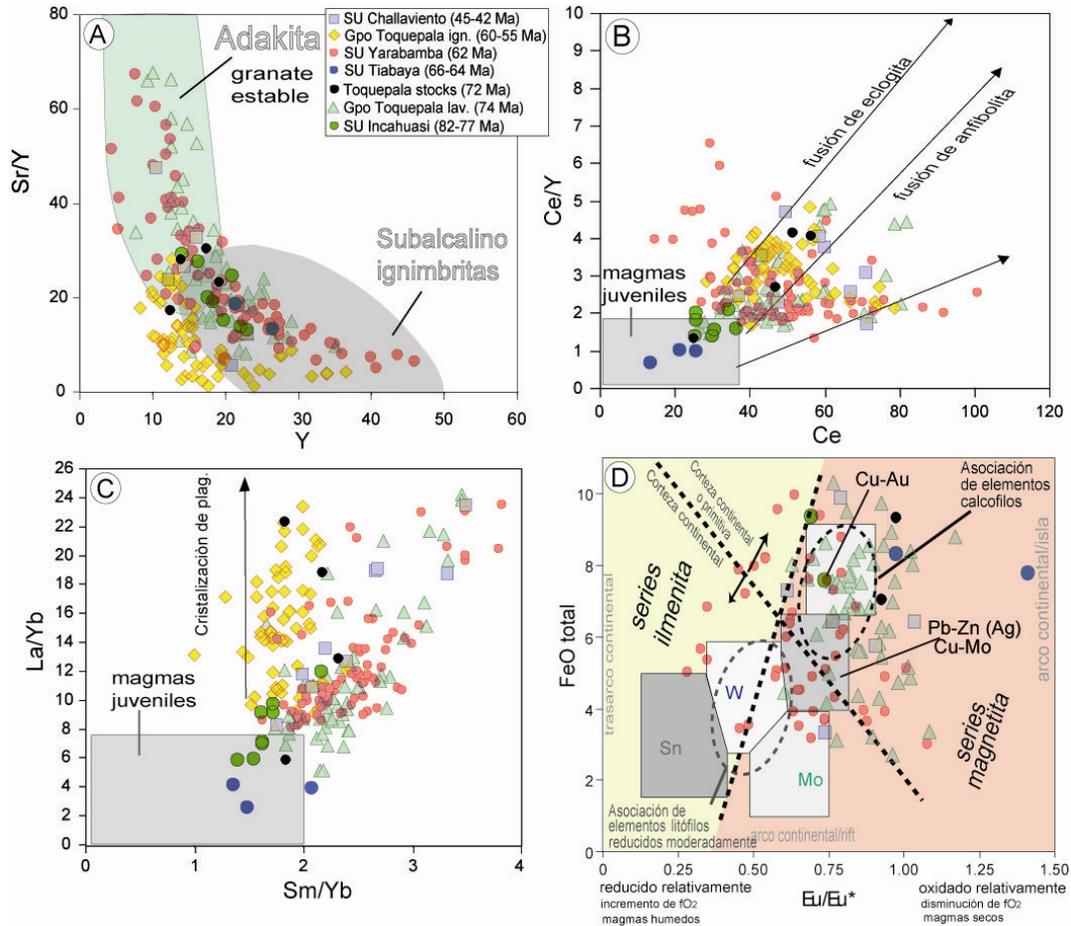


Figura 37. A) Diagrama para distinguir adakitas en base a las razones de Sr/Y versus concentración de Y (Defant & Drummond, 1990). B) Diagrama para distinguir la fusión de cortezas con composición anfibolita y/o eclogita en base a las razones de Ce/Y versus Ce. C) Diagrama para distinguir la tendencia de la fraccionación de plagioclasa en base a las razones de La/Yb versus Sm/Yb. En los diagramas B y C se distingue también el campo de magmas juveniles. D) Diagrama mostrando el estado de oxidación versus anomalías de Eu/Eu*. Los campos de distribución de las ocurrencias metálicas fueron elaborados en base a Lang & Baker (2001).

CAPITULO 7:

GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. PÓRFIDO DE TOQUEPALA (Cu-Mo)

7.1.1. Geología del Yacimiento

En el depósito de Toquepala afloran lavas y flujos riolíticos subhorizontales, y estos son intruidos por dioritas y granodioritas del Grupo Toquepala. Estas rocas ígneas corresponden al arco magmático de Toquepala (75-55 Ma). Finalmente las rocas del Grupo Toquepala son intruidos por los diferentes pulsos de pórfidos dacíticos, en el orden: Pórfido T, más joven relacionado con las primeras etapas de alteración y mineralización. Pórfido principal, fenocristales de cuarzo en matriz aplítica, datado en 56.71 Ma. Roca estéril, se emplazó después del pórfido T. Pórfido L/M, sin fenocristales de cuarzo, emplazado antes del final del proceso de mineralización. Pórfido dacítico tardío, emplazado antes y después de la formación de brechas hidrotermales de turmalina. Pórfido latita, intrusivos más tardíos formados por diques de plagioclasa, biotita y cuarzo. Cortan todas las rocas. Aglomerado de dacita, Composición félsica, similar en composición y textura al pórfido dacítico.

7.1.2. Geología y control estructural

El pórfido de Toquepala se ha emplazado en la intersección de dos estructuras: (Foto 1) 1) La falla Micalaco con dirección NO-SE (N 125°) asociado a un movimiento inverso. La falla Micalaco pertenece al sistema de fallas Incapuquio. 2) El lineamiento Sargento con dirección NE-SO (N 70°). Los sulfuros primarios están distribuidos a lo largo del lineamiento Sargento.

7.1.3. Alteración y mineralización hipógena

Se desarrollaron cuatro etapas de alteración hidrotermal y mineralización:

A. Etapa temprana

Asociada al pórfido T. Observada en clastos del complejo de brechas hidrotermales. Varias generaciones de vetillas de cuarzo, feldespatos K, albita, biotita, anhidrita y bornita con halos de alteración. Vetillas sinuosas e irregulares de 1 a 8 mm del tipo A. Hacia las márgenes: alteración propilítica poco desarrollada con clorita.

B. Etapa turmalina

Relacionada con procesos de formación de brechas del depósito. No hay mineralización de sulfuros asociados a esta etapa. Se reconocen dos tipos de alteración, la primera en clastos con reemplazo casi total de sericita y cuarzo y en la segunda la matriz es alterada por turmalina y cuarzo.

C. Etapa principal

Introducción de mineralización de Cu y Mo. Presencia de vetillas de cuarzo con molibdenita-calcopirita, brechas de molibdenita y en menor porcentaje vetillas de magnetita. La pirita es muy rara y corresponden a vetillas tipo B. Las brechas de Mo y vetillas de cuarzo-calcopirita y molibdenita tienen la mayor parte del Mo en Toquepala. El Mo aumenta con la profundidad y las vetillas de calcopirita-pirita disminuyen.

D. Etapa tardía

Fase hidrolítica del depósito donde se introducen las vetillas y vetas de cuarzo-sericita y pirita con halos de sericita y menores porcentajes de anhidrita. También existen vetillas de cuarzo-sericita-andalucita-pirita con halos de sericita. Localmente hay una alteración pervasiva que afecta al pórfido.

7.1.4. Alteración y mineralización supérgena

A. Recubrimiento lixiviado

De 150-170 m de espesor con 30% de jarosita, 60% de hematita y 10% de goetita diseminados y en fracturas.

B. Zona de enriquecimiento secundario

Infrayace al recubrimiento lixiviado. Es una capa inmadura subhorizontal con potencia de hasta de 170 m. Presenta 90% calcosina, 10% digenita y escasa covelina que reemplaza parcialmente a los sulfuros primarios.

7.1.5. Edad de mineralización

La Mineralización y alteración han sido datados en 55 Ma y 55.5 Ma (Zweng & Clark, 1995).

Ley: 0.62% Cu, 0.05% Mo, 0.039 gr/tn.

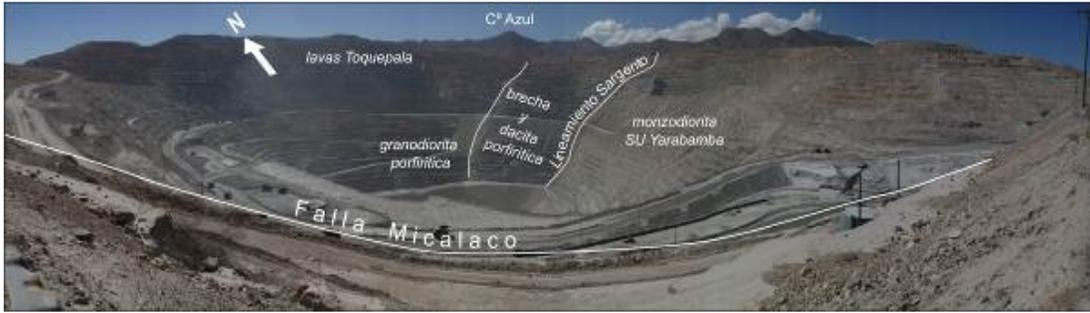


Foto 26. Vista panorámica del tajo abierto del yacimiento de Toquepala (Cu-Mo).

7.2. PÓRFIDO DE QUELLAVECO (Cu-Mo)

7.2.1. Geología del Yacimiento

Afloran secuencias volcánicas (riolitas y andesititas) datadas en 55 Ma e intrusivos de composición diorita datado en 59.49 ± 0.24 Ma (U/Pb: Sillitoe & Mortensen, 2010). Estas rocas ígneas corresponden al arco magmático de Toquepala (75-55 Ma). Las ignimbritas Huaylillas datadas en 13 Ma por el método de Ar/Ar (Quang et al., 2005) afloran al N y SE del intrusivo diorítico.

7.2.2. Geología y control estructural

El intrusivo diorítico de Quellaveco se ha emplazado a lo largo del sistema de fallas Asana (Foto 2). Este sistema de fallas tiene dirección ONO-ESE ($N 105-110^\circ$) y esta asociado a múltiples movimientos temporales, por lo tanto, sería una estructura antigua que se ha reactivado varias veces.

7.2.3. Alteración y mineralización hipógena

Se han reconocido las siguientes alteraciones hidrotermales:

A. Alteración potásica

Se localiza en la parte central. Presenta feldespato potásico perfitico, biotita secundaria y menor porcentaje de anhidrita. El feldespato K ocurren en vetillas de cuarzo tipo A con calcopirita, bornita, pirita y molibdenita asociadas. La magnetita ocurre en menor porcentaje.

B. Alteración propilítica

Consiste de clorita, calcita, epídota y pirita. No se conoce su límite externo por la cubierta de rocas post mineral.

C. Alteración fílica

Está superpuesta a la alteración potásica y consiste de sericita-cuarzo y piritita. Se presenta en forma pervasiva o en vetillas de cuarzo.

7.2.4. Alteración y mineralización supérgena

Los procesos supérgenos alcanzan profundidades de hasta 300 m.

A. Recubrimiento lixiviado

Tiene una profundidad de 80 m, con promedio de 40-50 m. Su mineralogía consiste de caolinita, sericita, hematita, goetita y jarosita, con menor porcentaje de crisocola, malaquita turquesa y brocantita.

B. Zona de enriquecimiento secundario

Es una capa inmadura subhorizontal paralela a la superficie con dimensiones 1900 m de largo, 900 de ancho y 50-60 m de espesor. Su mineralogía consiste de calcosina, covelina y digenita.

7.2.5. Edad de mineralización

La sericita asociada a mineralización de sulfuros en la dacita porfírica fue datada en 58.41 ± 0.53 Ma, el pórfido intermineral tiene una edad de 55.90 ± 0.31 Ma y el mineral porfírico tardío fue datado en 54.34 ± 0.63 Ma (U-Pb, zircón: Sillitoe & Mortensen (2010)).

Estos resultados indican que transcurrieron 1.08 ± 0.58 Ma entre el intrusivo productor y la iniciación del emplazamiento de los stocks, el sistema porfírico estuvo activo durante 3.25 Ma y por lo menos la tres cuartas partes del Cu fue depositado en un máximo de 3.12 Ma.

Ley: 0.94% Cu, 0.014% Mo.



Foto 27. Vista panorámica del pórfido de Quellaveco (Cu-Mo).

7.3. PORFIDO DE CUAJONE (Cu-Mo-Au)

7.3.1. Geología del Yacimiento

Rocas preminerales del Grupo Toquepala: andesita basáltica y riolita porfirítica con fenocristales de cuarzo. Intrusión: stock latita porfirítica con orientación NO-SE con cuarzo y plagioclasa. Tres pulsos intrusivos de igual composición. En el primero, en el extremo SE, se emplaza la mineralización de Cu. Los demás hacia el NO y son estériles (Concha & Valle, 1999). Complejo intrusivo cortado por dos cuerpos intrusivos de andesita en el NO y SE del stock de latita.

7.3.2. Geología y control estructural

Primer sistema NO-SE, de importancia regional: Fallas Viña Blanca y Botiflaca. (Foto 3) Formación de un corredor NO que controla la morfología de la mena y tal vez su emplazamiento, brechas, diques e intrusivos. Segundo sistema, postmineral, donde se emplazaron diques estériles de latita (Concha & Valle, 1999).

7.3.3. Alteración y mineralización hipógena

A. Alteración potásica

Presenta biotita, magnetita, feldespato potásico, cuarzo en venillas tipo A y ocasionalmente anhidrita. La mineralización presenta calcopirita, bornita, escalerita, galena y enargita. Lateralmente grada a alteración propilítica.

B. Alteración propilítica

Presenta clorita, epidota, calcita y pirita. Lateralmente grada a alteración propilítica con clorita, epidota, calcosina y pirita.

La zona potásica está superpuesta por alteración hidrotermal de sericita y cuarzo que afecta fuertemente al primer pulso intrusivo de latita (Concha & Valle, 1999).

7.3.4. Alteración y mineralización supérgena

A. Alteración supérgena

Coexiste con el recubrimiento lixiviado y con las zonas de óxidos y sulfuros enriquecidos. Corresponde a la alteración argílica (caolinita, montmorillonita, illita y dickita.)

B. Zona de lixiviación

Presenta hematita, goetita y en menor grado jarosita y óxidos de Mn (Concha & Valle, 1999). Puesto que ya fue explotada, esta zona tenía 15 m de espesor y consistía de

crisocola, malaquita calcantita, brocantita, cuprita, Cu nativo y tenorita en rellenos de fracturas. (Concha & Valle, 1999).

C. Zona de enriquecimiento secundario

También fue explotada. Su espesor medio fue de 20-80 m. Contenía calcosina, digenita y covelita. Debajo esta capa se encontraba otra zona mixta caracterizada por el reemplazo parcial de sulfuros primarios por calcosina. Bajo la zona mixta se dispone el área del yacimiento.

7.3.5. Edad de mineralización

Latita porfírica asociada a la alteración y mineralización 52.4 Ma; Clark et al. (1990).



Foto 28. Vista panorámica del pórvido de Cuajone, donde se muestra la ubicación de la falla Quellaveco y el lineamiento Principal. A) Foto de la alteración potásica con vetillas del tipo A.

7.4. PORFIDO DE CERRO VERDE (Cu-Mo) Y SANTA ROSA (Cu-Mo)

7.4.1. Geología del Yacimiento

El depósito de Santa Rosa está hospedado en las monzodioritas del Paleógeno, y el depósito de Cerro Verde se emplaza en el contacto entre las monzonitas del Paleógeno y las lavas de la Formación Chocolate. Estos depósitos están asociados con rocas hipoabisales de cuarzo y feldespato, tradicionalmente denominado como “pórvido monzónico dacítico” o “pórvido monzonita conteniendo cuarzo”, pero con contenidos modales de cuarzo, feldespato alcalino, y plagioclasa indicando una composición dacítica datada en 61 ± 1 Ma en minerales de Zircón, por el método de U/Pb (Mukasa, 1986).

7.4.2. Geología y control estructural

La orientación preferencial de los intrusivos tiene una dirección NO-SE y están relacionados al sistema de Fallas Incapuquio (Foto 4). Los pórfidos dacíticos tienen una orientación promedio N30.

7.4.3. Brechas y fenómenos relacionados

Las brechas de turmalina cementadas están ampliamente distribuidas solo en los depósitos de Cerro Verde y Cerro Negro, pero pequeños volúmenes de turmalina ocurren en los tres depósitos.

La brecha de bonanza en Santa Rosa comprende fragmentos angulosos con intensa sericita, alteración de cuarzo y calcopirita diseminada en una matriz dominada por calcopirita masiva y en menor proporción pirita, magnetita y ferberita (Quang et al., 2003).

7.4.4. Alteración y mineralización hipógena

La alteración hidrotermal tiene un área de 5 por 1.5 km en el distrito de Cerro Verde y Santa Rosa.

A. Alteración potásica

Se preserva a profundidad, pero persiste a niveles someros en Cerro Verde. Esta alteración esta representado por dos subfacies: 1) ortoclasa con poca biotita y magnetita en la granodiorita Yarabamba y en el pórfido dacítico. 2) biotita-magnetita esta mejor desarrollado en las andesitas del Chocolate.

B. Alteración filica

Consiste de cuarzo, sericita, pirita. Esta alteración bordea las zonas potasitas.

7.4.5. Alteración y mineralización supérgena

Los procesos supergenos alcanzan profundidades hasta de 300 m entre el cuerpo principal y la brecha turmalina. El perfil supérgeno es más delgado en Santa Rosa.

La capa de calcosina en Cerro Verde y Santa Rosa infrayace a una subzona de brocantita que corresponde a la zona de óxidos, en el cual se tiene ocurrencias menores de crisocola en forma de vetillas cortando el stockwork de brocantita. Como menores constituyentes se tiene calcedonia, antlerita y malaquita. El alto grado de óxidos de Cu ocurre en la matriz de las brechas hidrotermales.

La menas de brocantita infrayacen a la subzona de Cu, en donde los óxidos de Cu-Fe-Mn predominan. La distribución de las menas de óxidos están espacialmente asociadas con zonas calcosina-caolinita o zonas de hematina. Hematina, Goetita, y algo de Jarosita

son abundantes en la zona de brecha. Jarosita es localmente abundante en las márgenes de la pirita.

7.4.6. Edad de mineralización

La edad de la actividad hidrotermal fue datada en 62 ± 1.1 para Cerro Verde y 62.2 ± 2.9 para Santa Rosa por el método Ar/Ar en minerales de alteración y sericita (Quang et al., 2003).

Ley: 0.52% Cu. Mena: Calcopirita, Pirita



Foto 29. Imagen de Google earth de la mina Cerro Verde, Santa Rosa y el prospecto Cerro Negro. Se observa las fallas Cenicienta y Cincha Lluta Incahuico y los lineamientos de La Joya.

CONCLUSIONES

- Magmatismo Jurásico inferior (205-170 Ma): las bajas razones de elementos de tierras raras (REE), indican minerales residuales como clinopiroxenos y anfíboles. En un Magmatismo esencialmente de tipo calco-alkalino, desarrollados en una corteza delgada ~25 km.
- Magmatismo Cretácico inferior (105-90 Ma): las razones de REE indican la presencia de anfíbol como mineral residual, En un Magmatismo de tipo calco-alkalino. Indicando un moderado espesor cortical.
- Magmatismo Cretácico superior (90-75 Ma): las razones de REE indican un incremento en la fraccionación de plagioclasa, caracterizando magmas de tipo calco-alkalino. Se observa una migración del arco ~30 km al este y un incipiente espesor cortical.
- Magmatismo Cretácico superior-Paleoceno (75-55 Ma): las razones de REE señalan una amplia diferenciación, con minerales residuales como anfíboles y granates, caracterizando magmas de tipo calco-alkalino y un elevado espesor cortical.
- Magmatismo Eoceno (55-42 Ma): las razones de REE señalan un mínimo incremento de presión, marcado por el granate como mineral residual. Características de magmas tipo calco-alkalino, desarrollado en una corteza con un espesor ~40 km.
- Los elementos mayores de las rocas productoras (asociadas a mineralización), contienen mayormente SiO₂ (64 a 68 wt%) y contenido medio a alto de K₂O (2 a 4 wt%). Las variaciones en el contenido de Eu/Eu* vs FeO* indican magmas mayormente asociados a ocurrencias de Cu-Mo, como son las rocas de Toquepala y Cuajone.

RECOMENDACIONES

- Las bajas razones elementos de tierras raras (REE) para el Magmatismo Jurásico inferior (205-170 Ma) sugieren una corteza delgada, se sugiere para estudios posteriores clasificar en dos sectores este magmatismo volcánico situado en los afloramientos de la Cordillera de la Costa (Formación Chocolate inferior) y en el borde oeste de la Cordillera Occidental (Formación Chocolate superior).
- El Magmatismo del Jurásico medio al Cretácico inferior (117-90 Ma) ha sido poco estudiado, evidenciado por los afloramientos de rocas intrusivas de la Super Unidad Torconta y diques de basalto-andesitas en el sector de Ilo, se recomienda profundizar los estudios de estas rocas de manera individual.
- El Magmatismo Cretácico superior (90-75 Ma) en los alrededores de Arequipa, evidenciado por los afloramientos de rocas ígneas como basaltos, gabros y gabrodioritas, sugieren una actividad tectónica importante para este periodo de tiempo, siendo necesario profundizar en este campo.

REFERENCIAS

- Acosta, H. & Alván, A. (2008). Revisión de la Formación Guaneros en la localidad tipo: Implicancias en la evolución estratigráfica de la costa sur del Perú. XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología; 6 p.
- Acosta, H., Alván, A., Torres, P. & Cornejo, T. (2008). La Formación Chocolate en su localidad tipo: Cantera Chocolate y el cerro Yanacoto (Arequipa). XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología; 6 p.
- Acosta, H., Alván, A., Hillebrandt, A. v., Riegraf, W. & Oviedo, M. (2009). Nuevos aportes en la sedimentología y paleontología de las Formaciones Chocolate y Socosani (Jurásico inferior a medio) en el Distrito de Yura, Arequipa (sur de Perú). Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Vol. Especial N° 7 Víctor Benavides Cáceres; p. 43-62.
- Acosta, H., Mamani, M., Alván, A., Oviedo, M. & Rodríguez, J. (2010a). Actividad del Sistema de Fallas Incapuquio durante la formación de la cuenca Arequipa en el Jurásico. XV Congreso Peruano de Geología, Resúmenes extendidos, 4 p.
- Acosta, H., Mamani, M., Alván, A., Oviedo, M. & Rodríguez, J. (2010b). Análisis estructural y geoquímica en la solución de problemas cartográficos de rocas volcánicas – ejemplo de la Formación Junerata en el cerro Junerata. Palca-Tacna. XV Congreso Peruano de Geología, Resúmenes extendidos, 4 p.
- Acosta, H., Alván, A., Mamani, M., Oviedo, M. & Rodríguez, J. (2011). Geología de los cuadrángulos de Pachia (36-v) y Palca (36-x). Boletín INGEMMET N° 139, Serie A: Carta Geológica Nacional, 98 p.
- Acosta, H., Alván, A., Mamani, M., Oviedo, M. & Rodríguez, J. (En prensa). Estratigrafía, tectónica y magmatismo de la costa sur del Perú y su relación con los yacimientos minerales. Boletín Serie D, Estudios Regionales INGEMMET.
- Adams, J. (1906). Caudal, procedencia y distribución de aguas de los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna. Boletín del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú, Vol. 45.
- Alván, A., Acosta, H. & Aldana, M. (2008). Nuevas evidencias de ammonites en el contexto sedimentario de la Formación Chocolate (Yura, Arequipa). XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología; 6 p.
- Alván, A. (2010). Relación de las facies sedimentarias y de los ammonites del Jurásico inferior a medio entre Yura (Arequipa) y Palquilla (Tacna). Tesis de Bachiller, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, 122 p.
- Annen, C., Blundy, J. & Sparks, R. (2006). The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *J. Petrol.* 47 (3), 505–539.
- Atherton, M. & Sanderson, L. (1985). The chemical variation and evolution of the super units of the segmented coastal batholith, In *Magmatism at a plate edge. The peruvian Andes.* Edited by W. Pitcher, M. Atherton, E. Cobbing, R. Beckinsale. John Wiley and Sons Inc. New York. p. 208-227.
- Barúa, V. (1961). Reconocimiento geológico, zona de Tacna-Moquegua. Boletín N° 36, Sociedad Geológica del Perú, p. 36-59.
- Batty, M. & Jaillard, E. (1989). La sedimentación neocomiana (Jurásico Terminal-Aptiano) en el Sur del Perú. In: Spalletti, L.A. ed. *Contribuciones de los simposios sobre el Cretácico de América latina*, Buenos Aires, A75-A88.
- Beckinsale, R., Sanchez, A., Brook, M., Cobbing, E., Taylor, W. & Moore, N. (1985). Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determinations for the Coastal Batholith of Perú. In *Magmatism at a plate edge. The peruvian Andes.* Edited by W. Pitcher, M. Atherton, E. Cobbing, R. Beckinsale. John Wiley and Sons Inc. New York. p 177-202.
- Bellido, E. & Narvaez, S. (1960). Geología del cuadrángulo de Atico. Comisión Carta Geológica Nacional. Boletín 2, p. 33-47.
- Bellido, E. & Guevara, C. (1963). Geología de los cuadrángulos de Punta de Bombón y Cledesí, Comisión Carta Geológica Nacional. Boletín, n. 5, 92 p., 1963.
- Bellido & Landa (1965). Actividades de la Comisión de la Carta Geológica Nacional. Sociedad Geográfica de Lima. Boletín, tomo 84.

- Bellido, E. (1979). Geología del cuadrángulo de Moquegua, hoja 35-u. Boletín N° 15, Serie A: Carta Geológica Nacional, 78 p.
- Bellon, H. & Lefèvre, R. (1976). Données géocronométriques sur le volcanisme Andin dans le sud du Pérou. Implications volcanotectonique. Comptes rendís del'Académie des Sciences de Paris, Serie D, Vol. 283, p. 1-4.
- Benavides, V. (1962).- Estratigrafía pre-Terciaria de la región de Arequipa. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Tomo 38, p. 5-63.
- Boily, M., Brooks, C. & Ludden, J. (1989). Chemical and Isotopic Evolution of the Coastal Batholith of Southern Peru: Journal of Geophysical Research, v. 94, p. 483-498.
- Carlotto, V., Quispe, J., Acosta, H., Rodríguez, R., Romero, D., Cerpa, L., Mamani, M., Diaz-Martínez, E., Navarro, P., Jaimes, F., Velarde, T., Lu, S. & Cueva, E. (2009). Dominios geotectónicos y metalogénesis del Perú. Bol. Sociedad Geológica del Perú N° 103; p. 1-89.
- Carlotto V., Rodríguez R., Acosta H., Cárdenas J., Jaillard E., (2009). "Alto estructural Totoparás (Ayacucho): límite Paleogeográfico en la evolución mesozoica de las cuencas Pucará (Triásico Superior-Liásico) y Arequipa (Jurásico-Cretácico)". Lima: Sociedad Geológica del Perú, 2009, pp. 1-46 Sociedad Geológica del Perú. Volumen Especial, N° 7
- Chávez, A. (1982). Estratigrafía y tectónica del sector de Chapi. Tesis Universidad Nacional San Agustín, Arequipa, 101 p.
- Clark, A., Farrar, E., Kontak, D., Langridge, R., Arenas, M., France, L., McBride, S., Woodman, P., Wasteneys, H., Sandeman, H. & Archibald, D. (1990). Geologic and geochronologic constrains on the metalogénico evolution of the Andes of South-eastern Peru. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, Vol. 85; p. 1520-1583.
- Cobbing, E. & Pitcher, W. (1972). Plate tectonics and the Peruvian Andes, Nature 246, pp. 51-53.
- Cobbing, E., Ozard, J. & Snelling, N. (1977). Reconnaissance geochronology of the crystalline basement rocks of the coastal cordillera of Southern Peru. Geological Society of America Bulletin, vol. 88, n. 2, pp. 241-246.
- Cobbing, E. & Pitcher, W. (1983). Andean plutonism in Peru and its relationship to volcanism and metallogenesis at a segmented plate edge. En: Roddick, J., ed. Circum-pacific plutonic terranes. Boulder, CO: Geological Society of America, memoir 159, p. 277-291.
- Concha, O. & Valle, J. (1999). Prospección, exploración y desarrollo del yacimiento de Cuajone. En Primer volumen de monografías de yacimientos minerales peruanos. Historia, exploración y geología. Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores, ProExplo'99, No. 1, p. 117-143.
- Cordani, U., Kawashita, K., Siegl, G. & Vicente, J. (1985). Geochronological results from the southeastern part of the Arequipa massif. Comunicaciones, 35, 45-51.
- Davidson, J., Harmon, R. & Wörner, G. (1991). The source of the Central Andes magmas: some considerations: Geol. Soc. Am. Andean magmatism and its tectonic setting, v. 265, p. 233-244.
- Defant, M. & Drummond, M. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere: Nature, v. 347.
- Flores, A. & Sempere, T. (2002). Avances sobre la historia geológica del valle de Tacna. XI Congreso Peruano de Geología, Resúmenes extendidos, Tomo 1, p. 177-187.
- Flores, A., Jacay, J., Roperch, P. & Sempere, T. (2002). Un evento volcánico de edad Plioceno superior (?) en la región de Tacna: la Ignimbrita de Pachia. XI Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, p. 199.
- Flores, A., Sempere, T. & Fornari, M. (2004). Síntesis actualizada de la estratigrafía del Cenozoico en el extremo sur del Perú. XII Congreso Peruano de Geología. Resúmenes extendidos, Sociedad Geológica del Perú, p. 444-447.
- Flores, A. (En prensa). Evolución cenozoica del Área de Tacna: Geomorfología, estratigrafía, sedimentología y tectónica. Tesis de Grado, Universidad Nacional Jorge Basadre.
- García, W. (1968). Geología de los cuadrángulos de Mollendo y La Joya. Servicio de geología y minería, boletín 19, 99 p.

- Guizado, J. (1968). Geología del cuadrángulo de Aplao. (hoja 33-r) Serv. Geol. Min. Boletín N° 20, 50 p.
- Jacay, J., Flores, A., Sempere, T. & Fornari, M. (2004). Características depositacionales del Volcánico Huaylillas. XII Congreso Peruano de Geología. Resúmenes extendidos. Sociedad Geológica del Perú, p. 463-465.
- Jaén, H. (1965). Geología del cuadrángulo de Tarata (hoja 35-v). INGEMMET. Boletín N° 11. Serie A: Carta Geológica Nacional, n. 11, 91 p.
- Jenks, W. (1948). La geología de la región Arequipa y sus alrededores. Informaciones y Memorias de la Sociedad de Ingenieros del Perú, Vol. 46, N° 9, 104 p.
- Jenks, W. (1951). Triassic to Tertiary stratigraphy near Cerro de Pasco, Peru. Geol. Soc. Am. Bull., 62, 203-220.
- Jenks, W. & Harris, E. (1953). Plutonics near Arequipa as a petrologic sample of the Coastal batholith in Perú Sociedad Geológica del Perú. Boletín, n. 26, pp. 79-94.
- Lang, J. & Baker, T. (2001). Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. Mineralium Deposita, vol. 36, n. 6, pp. 477-489.
- Le Bel, L.; Cocherie, A., Baubron, J-C., Fouillac, A. & Hawkesworth, C. (1985). A high-K, mantle derived plutonic suite from "Linga", near Arequipa (Peru). Journal of Petrology, vol. 26, n. 1, pp. 124-148.
- Loewy, S., Connelly, J. & Dalziel, I. (2004). An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla basement of the Central Andean margin of South America. Geological Society of America Bulletin, Vol. 116, p. 171-187.
- Mamani, M. (2006). Variations in magma composition in time and space along the Central Andes (13°S-28°S). Universität Zu Göttingen Georg August, p. 125.
- Mamani, N., Wörner, G. & Sempere, T. (2010a). Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13° S to 18° S): Tracing crustal Thickening and magma generation through time and space: Geol. Soc. American Bulletin, v. 122; p. 162-182.
- Mamani, M., Carlotto, V., Santos, A., Rodríguez, J., Cueva, E., Chavez, L., Cereceda, C., Rodríguez, R., Cacya, L. & Choquehuanca, S. (2010b). Base de datos nacional de geoquímica para rocas ígneas del Perú. XV Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, 930-933. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.
- Mamani, M., Navarro, P., Carlotto, V., Acosta, H., Rodríguez, J., Jaimes, F., Santos A., Rodríguez, R., Chavez, L., Cueva, E. & Cereceda, C. (2010c). Arcos magmáticos meso-cenozoicos del Perú y su relación con ocurrencias metálicas. XV Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, 563-566. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.
- Mamani, M., Acosta, H., Rodríguez, J., Cutipa, M. & Cacya, L. (2011). Dominios geotectónicos basado en la tectónica, geología, magmatismo, geoquímica, depósitos de minerales (Fe-Cu-Au-Mo) y geofísica. 30 Convención Minera. PERUMIN.
- Marocco, R. (1984). Dynamique du remplissage d'un bassin intramontagneux cénozoïque andin, le bassin Moquegua (sud du Pérou). Cahiers ORSTOM, Paris, série Géologie, 14, Vol. 2, p. 117-140.
- Martínez, W & Zuloaga, A. (2000). Memoria explicativa de la geología del cuadrángulo de Moquegua (35-u), Escala 1:50 00. Lima. INGEMMET, 2000.
- Martínez W., & Zuloaga, A. (2002). Nuevas contribuciones a la caracterización geoquímica del Grupo Toquepala: sector Moquegua - Sur del Perú, XI Congreso Peruano de Geología, Trabajos científicos. Lima: Soc. Geol. Perú, tomo 1, p. 219-232.
- Martínez, W. & Cervantes, J. (2003). Rocas ígneas en el sur del Perú: Nuevos datos Geocronométricos, Geoquímicos y Estructurales entre los paralelos 16° y 18°30' Latitud Sur. Boletín 26, Serie D, Estudios Regionales INGEMMET; 146 p.
- Martínez, W. & Cervantes J. (2006). El arco magmático Cretácico-Paleógeno, nuevas contribuciones estratigráficas y geoquímicas, Arequipa-Tacna sur del Perú. Informe Técnico del Proyecto GR-1, INGEMMET; p. 238. Código A6150
- McBride, S. (1977). A study of the Cordillera Real Bolivia and its regional setting. PhD. Tesis, Queens University Kingston Ontario, Canada.
- McDonough, W. & Sun, S. (1995). The composition of the Earth: Chem. Geol, v. 120, p. 223-253.

- Mégard F. (1978). "Étude géologique des Andes du Pérou Central, contribution a l'étude géologique des Andes". Paris: Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, 310 p.
- Mendivil, S. & Castillo, W. (1960). Geología del cuadrángulo de Ocoña. (Hoja 33-p). INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, vol. 3, 52 p.
- Monge, R. & Cervantes, J. (2000). Memoria explicativa de la Geología del Cuadrángulo de Pachia (36-v) y Palca (36-x) y mapa geológico actualizado. Escala 1:50 000. INGEMMET, Dirección de Geología Regional, 11 p.
- Mukasa, S. & Tilton, G. (1985). Zircon U-Pb ages of super-units in the Coastal Batholith of Peru In "Magmatism at a Plate Edge" The Peruvian Andes (eds) Pitcher W, Atherton M, Cobbing E & Beckinsale R. Blackie Halsted Press, pp 328.
- Mukasa, S. (1986). Zircon U-Pb ages of super-unit in the Coastal batholith Peru: Implication for magmatic and tectonic processes Geol. Soc. América Bull., v. 97, p. 241-254.
- OLADE (1980). (Organismo Latinoamericano de Desarrollo), Resultados de Dataciones Absolutas (K-Ar): Proyecto de Investigación Geotérmica de la República del Perú
- Olchanski, E. & Dávila, D. (1994). Geología de los cuadrángulos de Chuquibamba y Cotahuasi. INGEMMET, Boletín, Serie A: carta geológica nacional, 50, 52 p.
- Paquereau-Lebti P, Thouret JC, Wörner G, Fornari M (2006) Neogene and Quaternary ignimbrites in the area of Arequipa, Southern Peru: Stratigraphical and petrological correlations. J Volcano Geotherm Res 154:251–275. DOI 10.1016/j.jvolgeores.2006.02.014
- Pecho, V. & Morales, L. (1969). Geología de los cuadrángulos de Camana (hoja 34-q) y La Yesera. (Hoja 33-q). INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, vol. 21, 72 p.
- Pino, A., Sempere, T., Jacay, J. & Iannuzzi, R. (2002). Nuevos aportes geológicos de la evolución geodinámica de la cordillera de los andes en el sur del Perú. Área Mal Paso-Palca (Tacna). XI Congreso Peruano de Geología. Resúmenes extendidos. Soc. Geol. Perú, 14 p.
- Pitcher, W. (1985). A multiple and composite batholith. In Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes. Edited by W. Pitcher, M. Atherton, E. Cobbing, R. Beckinsale. John Wiley and Sons Inc. New York. Pp 243-249.
- Quang, C., Clark, A. & Lee, J. (2003). 40Ar-39Ar ages of hypogene and supergene mineralization in the Cerro Verde-Santa Rosa porphyry Cu-Mo cluster, Economic Geology, vol. 98, n. 8, pp. 1683-1696.
- Quang, C., Clark, A., Lee, J. & Hawkes, N. (2005). Response of supergene processes to episodic Cenozoic uplift, pediment erosion, and ignimbrite eruption in the Porphyry Copper Province of southern Peru. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, Vol. 100, p. 87-114.
- Ramos, V. (2010). The Grenville-age basement of the Andes. Journal of South American Earth Sciences, p. 77-91.
- Rodriguez, J., Mamani, M., Acosta, H., Alván, A. & Oviedo, M. (2010). Variaciones geoquímicas y ocurrencias metálicas de las unidades magmáticas del Jurásico al Paleógeno en el sur de Perú. XV Congreso Peruano de Geología, Resúmenes extendidos, 967-970. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.
- Rollinson, H. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex, Longman scientific & technical. Collection Longman Geochemistry Series, p 352.
- Roperch, P. & Carlier, G. (1992). Paleomagnetism of Mesozoic rocks from the Central Andes of Southern Peru: Importance of rotations in the development of the Bolivian orocline. Journal of Geophysical Research, 97, B12, 17.233-17.249.
- Sánchez, A. (1983a). Edades K-Ar en rocas intrusivas del área de Ilo, Dpto. de Moquegua. Soc. Geol. Perú Bol., N° 71, p. 183-192.
- Sanchez, A. (1983b). Nuevos datos K-Ar en algunas rocas del Perú: Soc. Geol. Perú Bol. N° 71, p. 193-202.
- Schildgen, T., Ehlers, T., Whipp, D., C-Van Soest, Jr., Whipple, K. & Hodges, K. (2009). Quantifying canyon incision and Andean Plateau surface uplift, southwest Peru. A thermochronometer and numerical modeling approach, J. Geophys. Res., 114, F04014, doi: 10.1029/2009JF001305.

- Sempere, T., Jacay, J., Fornari, M., Roperch, P., Acosta, H., Bedoya, C., Cerpa, L., Flores, A., Husson, L., Ibarra, I., Latorre, O., Mamani, M., Meza, P., Odonne, F., Orós, F., Pino, A. & Rodríguez, R. (2002). Lithospheric scale transcurrent fault system in Andean southern Peru. International Symposium on Andean Geodynamics, N° 5, Toulouse. Géodynamique andine: Résumés étendus; p. 601-604.
- Sempere, T., Fornari, M., Acosta, J., Flores, A., Jacay, J., Peña, D., Roperch, P. & Taípe, E. (2004). Estratigrafía, geocronología, paleogeografía y paleotectónica de los depósitos de antearco del sur del Perú. XII Congreso Peruano de Geología. Resúmenes extendidos. Sociedad Geológica del Perú, p. 533-436.
- Sillitoe, R. & Mortensen, J. (2010). Longevity of porphyry copper Formation at Quellaveco, Perú. *Economic Geology*, v. 105, p. 1157-1162.
- Steinmann, G., Stappenbeck, R., Sieberg, F. & Lisson, C. (1930). Geología del Perú. Con contribuciones de R. Stappenbeck sobre yacimientos de minerales útiles; de F. Sieberg sobre los terremotos en el Perú y de C. Lisson en el Mapa Geológico. Heidelberg: Carl Winters Universitäts buchhandlung, 448 p.
- Stern, R. (2002). Subduction zones, *Rev. Geophys. Union, Reviews of Geophysics*. 40(4), 1012, doi: 10.1029/2001RG000108.
- Stewart, J. (1968). Rocas intrusivas del cuadrángulo de la Joya: Servicio de Geología y Minería del Perú Boletín, N° 19, p. 43-78.
- Stewart, J., Evernden, J. & Snelling, N. (1974). Age determinations from Andean Peru: a reconnaissance survey. *Geological Society of America Bulletin*, 85: 1107-1116.
- Torres, P., Alván, A. & Acosta, H. (2008). "The Proterozoic basement of the Arequipa massif, southern Peru: Lithologic domains and tectonics". 7th International Symposium on Andean Geodynamics ISAG, Niza, Extend Abstracts: p. 549-552.
- Tosdal, R., Farrar, E. & Clarck, A. (1981). K-Ar geochronology of the Late Cenozoic volcanic Rocks of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *Journal of Volcanology and Geothermal research*, Vol. 10, p. 157-173.
- Vargas, L. (1970) Geología del cuadrángulo de Arequipa. *Inst. Geol. Min. Metal. Lima, Bol. N° 24 Serie A*, 64 pp.
- Vicente J., Sequeiros F., Valdivia M. & Zavala J. (1979). El sobre-escurrimiento de Cinchalluta: elemento del mayor accidente andino al NO de Arequipa. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 61, pp. 67-99.
- Vicente, J. (1981). Elementos de la Estratigrafía Mesozoica Sur-peruana. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico: Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur. Vol. 1, Cap. 6; p. 319-351.
- Vicente, J. (1989). Early late Cretaceous overthrusting in the Western Cordillera of Southern Perú. En Ericksen, G., Cañas Pinochet, M. & Reinemund, J. (Eds.): *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Huston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Sciences Series, Vol. 11, p. 91-117.
- Wasteneys, H., Clark, A., Farrar, E. & Langridge, R. (1995). Grenvillian granulite-facies metamorphism in the Arequipa Massif, Peru: A Laurentia-Gondwana link: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 132, p. 63-73.
- Wells, J. (1953). Mesozoic Invertebrate Faunas of Peru Part 3. Lower Jurassic Corals from the Arequipa Region. *American Museum Novitates*, N° 1631, p. 1-14.
- Westermann, G., Riccardi, A., Palacios, O. & Rangel, C. (1980). Jurásico medio en el Perú. *Boletín N° 9*, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 63 p.
- Wilson, J. & García, W. (1962). Geología de los cuadrángulos de Pachia y Palca. *Bol. N° 4*, Comisión Carta Geológica Nacional, 82 p.
- Zimmermann, J. & Kihien, A. (1983). Détermination par la méthode K/Ar de l'age des intrusions et des minéralisations associées dans le porphyre cuprifere de Quellaveco (Sud Ouest du Pérou): *Mineralium Deposita*, Vol. 18, N°. 2A ; p. 207-213.
- Zweng, P. & Clark A. (1995). Hipógene evolution of the Toquepala porphyry copper-molybdenum deposit, Moquegua, southeastern Perú. In *Porphyry copper deposits of the American Cordillera* (Pierce, F.W., Bolm, J.C.; Editors). *Arizona Geological Survey Digest*, Vol 20, p. 566-612.

PUBLICACIONES:

Autor:

Rodriguez, J., Mamani, M., Acosta, H., Alván, A. & Oviedo, M. (2010). Variaciones geoquímicas y ocurrencias metálicas de las unidades magmáticas del Jurásico al Paleógeno en el sur de Perú. XV Congreso Peruano de Geología, Resúmenes extendidos, 967-970. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.

Coautor:

Acosta, H., Mamani, M., Alván, A., Oviedo, M. & Rodriguez, J. (2010a). Actividad tectónica del sistema de fallas Cincha-Lluta Incapuquio durante la formación de la cuenca Arequipa en el Jurásico. XV Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, 742-745. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.

Acosta, H., Mamani, M., Alván, A., Oviedo, M. & Rodriguez, J. (2010b). Análisis estructural y geoquímica en la solución de problemas cartográficos de rocas volcánicas del Jurásico - Ejemplo de la Formación Junerata en el Cerro Junerata Palca-Tacna. XV Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, 746-749. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.

Mamani, M., Carlotto, V., Santos, A., Acosta, H., Martiarena, R., Rodriguez, J., Navarro, J., Cacya, L., Alván, A., Cornejo, T., Peña, D. & Aguilar, R. (2009b). Resultados de la interpolación regional de las anomalías de Bouguer y su correlación con los dominios geotectónicos del Perú. Bol. Soc. Geol. Perú, 103, 255-263

Mamani, M., Carlotto, V., Rodriguez, J., Giraldo, E., Santos, A., Cueva, E., Aguilar, R., Peña, D., Rodríguez, F., Chavez, L., Cereceda, C., Flores, R. & Choquehuanca, S. (2010b). Base de datos nacional de geocronología del Perú. XV Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, 934-937. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.

Mamani, M., Carlotto, V., Santos, A., Acosta, H., Rodriguez, R., Jaimes, F., Martiarena, R., Rodriguez, J., Navarro, J., Cacya, L., Alván, A., Cornejo, T., Peña, D. & Aguilar, R. (2010c). Base de datos nacional de anomalías bouguer y su correlación con los dominios geotectónicos del Perú. XV Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, 788-791. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.

Mamani, M., Carlotto, V., Santos, A., Rodriguez, J., Cueva, E., Chavez, L., Cereceda, C., Rodríguez, R., Cacya, L. & Choquehuanca, S. (2010d). Base de datos nacional de geoquímica para rocas ígneas del Perú. XV Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, 930-933. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.

Mamani, M., Navarro, P., Carlotto, V., Acosta, H., Rodriguez, J., Jaimes, F., Santos A., Rodríguez, R., Chavez, L., Cueva, E. & Cereceda, C. (2010e). Arcos magmáticos meso-cenozoicos del Perú y su relación con ocurrencias metálicas. XV Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, 563-566. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.

Mamani, M., Acosta, H., Rodriguez, J., Cutipa, M. & Cacya, L. (2011). Dominios geotectónicos basado en la tectónica, geología, magmatismo, geoquímica, depósitos de minerales (Fe-Cu-Au-Mo) y geofísica.. 30 Convención Minera. PERUMIN.

ANEXOS

Anexo 1: Base de datos de Geocronología.

Anexo 2: Base de datos de Estudios Petrográficos.

ANEXO 1: BASE DE DATOS DE GEOCROLOGÍA

ANEXO 2: BASE DE DATOS DE ESTUDIOS PETROGRÁFICOS