



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica

Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

**Controles metalogenéticos de los depósitos de sulfuros
masivos volcanogénicos (VMS) en la Cuenca Casma,
Subcuenca Cañete, Perú**

TESIS

Para optar el Título Profesional de Ingeniero Geólogo

AUTOR

Rosa Liliana JARA TORRES

ASESOR

Javier JACAY HUARACHE

Lima, Perú

2019



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Jara, R. (2019). *Controles metalogénicos de los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (VMS) en la Cuenca Casma, Subcuenca Cañete, Perú*. Tesis para optar el Título Profesional de Ingeniero Geólogo. Unidad de Posgrado, Facultad de Educación, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú.

HOJA DE METADATOS COMPLEMENTARIOS

Código ORCID del autor (dato opcional):

Código ORCID del asesor o asesores (dato obligatorio):

0000-0003-2716-7479

DNI del autor: 44375583

Grupo de investigación:

Institución que financia parcial o totalmente la investigación:

Ubicación geográfica donde se desarrolló la investigación. Debe incluir localidades y coordenadas geográficas:

Departamentos de Lima e Ica: Latitud: 11° 15' 44" S – 14° 26' 46" S

Longitud: 77° 07' 30" O – 75° 38' 13" O

Año o rango de años que la investigación abarcó: 2017 - 2019



Universidad Nacional Mayor de San Marcos
Universidad del Perú. Decana de América
FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINERA, METALÚRGICA Y GEOGRÁFICA
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

**ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO
PROFESIONAL DE INGENIERO GEÓLOGO**

En el Salón de Grados y Títulos de la Escuela Profesional de Ingeniería Geológica de la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, el día miércoles 25 de setiembre del año 2019, siendo las 18:00 horas, en presencia de los señores docentes designados como miembros del Jurado Calificador:

DR.TOMAS EZEQUIEL GALLARDAY BOCANEGRA	(Presidente de Jurado)
ING.PEDRO MIGUEL GAGLIUFFI ESPINOZA	(Miembro de Jurado)
MG.PEDRO ANTONIO OLIVARES BALLENA	(Miembro de Jurado)

Reunidos para el acto académico público de colación de la Tesis de la Bach. **ROSA LILIANA JARA TORRES**, quien sustentará la Tesis titulada: **“CONTROLES METALOGENÉTICOS DE LOS DEPÓSITOS DE SULFUROS MASIVOS VOLCANOGÉNICOS (VMS) EN LA CUENCA CASMA, SUBCUENCA CAÑETE, PERÚ”**, para la obtención del Título Profesional de Ingeniero Geólogo.

Los miembros del Jurado, escuchada la sustentación respectiva, plantearon al graduando las observaciones pertinentes, que fueron absueltas:

A SATISFACCION DEL JURADO

El Jurado procedió a la calificación, cuyo resultado fue:

APROBADO POR UNANIMIDAD CON NOTA DE DIECISEIS (16)

Habiendo sido aprobada la Sustentación de Tesis por el Jurado Calificador, el Presidente recomienda que la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, proponga se le otorgue el **TÍTULO PROFESIONAL DE INGENIERO GEÓLOGO** a la Bach. **ROSA LILIANA JARA TORRES** Siendo las 19:00 horas se dio por concluido el acto académico, expidiéndose dos (02) Actas Originales de la Sustentación de la Tesis.

Ciudad Universitaria, 25 de setiembre del 2019


DR. TOMAS EZEQUIEL GALLARDAY BOCANEGRA
PRESIDENTE DE JURADO


ING.PEDRO MIGUEL GAGLIUFFI ESPINOZA
MIEMBRO DE JURADO


ING.PEDRO ANTONIO OLIVARES BALLENA
MIEMBRO DE JURADO

Esta investigación esta dedica a mi madre Liliana Torres.

Por haber sido mi apoyo y fortaleza en todo momento.

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mis agradecimientos en primer lugar a mis padres, Liliana y Daniel, por su apoyo constante e incondicional.

De igual manera, a Enrique Fernández por su asesoramiento durante el desarrollo de esta investigación y su contribución en mi desarrollo profesional.

A mi asesor académico de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Javier Jacay, por sus sugerencias y revisión en la presente investigación.

A la Universidad Nacional Mayor de San Marcos y en particular a la Escuela Profesional de Ingeniería Geológica por haberme brindado las bases de mi desarrollo profesional.

Y también a FA Ingenieros S.A.C. por su colaboración en los análisis de microscopía.

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
CAPÍTULO I: ASPECTOS GENERALES	3
1.1 INTRODUCCIÓN.....	3
1.2 UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD	4
1.3 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	5
1.4 OBJETIVOS	6
1.5 HIPÓTESIS	7
1.6 VARIABLES.....	10
1.7 METODOLOGÍA DE TRABAJO	10
1.8 ANTECEDENTES	12
CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO	15
2.1 GENERALIDADES	15
2.2 CONTEXTO TECTÓNICO.....	17
2.3 CONTEXTO GEOLÓGICO - ESTRUCTURAL	18
2.4 MINERALIZACIÓN	20
2.5 ALTERACIÓN HIDROTHERMAL.....	20
2.6 GLOSARIO.....	21
CAPÍTULO III: MARCO GEOLÓGICO REGIONAL DE LA CUENCA CASMA Y SUBCUENCA CAÑETE	26
3.1 GENERALIDADES	26
3.2 CONTEXTO TECTÓNICO.....	27
3.3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	29

3.4	ESTRATIGRAFÍA.....	30
3.5	ROCAS INTRUSIVAS	38
CAPÍTULO IV: DEPÓSITOS MINERALES Y PROSPECTOS.....		44
4.1	CERRO LINDO.....	44
4.2	PERUBAR	45
4.3	PALMA	47
4.4	OTROS DEPOSITOS TIPO VMS.....	48
CAPÍTULO V: PETROQUIMÍA DE ROCAS VOLCÁNICAS ASOCIADAS A LOS DEPÓSITOS VMS DE LA SUB-CUENCA CAÑETE		50
5.1	GENERALIDADES	50
5.2	CLASIFICACIONES	54
5.3	PETROQUÍMICA DE ROCAS MÁFICAS	60
5.4	ESPEJOR CORTICAL	70
CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES		73
6.1	CONTEXTO TECTÓNICO.....	73
6.2	CONTROLES ESTRUCTURALES	74
6.3	CONTROLES VOLCANOLÓGICOS	75
6.4	DISCUSIÓN.....	75
6.5	RECOMENDACIONES	76
CAPÍTULO VII: REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....		78

LISTADO DE MAPAS

- Mapa 1.1.** A) Ubicación de las cuencas y secuencias volcánico-sedimentarias submarinas cretácicas en el Perú. B) Ubicación de la sub-cuenca Cañete (área de estudio). Fuente: elaborado por el autor. 9
- Mapa 3.1.** Mapa geológico-estructural de la sub-cuenca Cañete mostrando las secuencias volcánico-sedimentarias correspondientes al Grupo Casma. Fuente: Modificado de la carta geológica nacional 1:100,000 de INGEMMET. 43
- Mapa 5.1.** Mapa geológico-estructural de la sub-cuenca Cañete mostrando las secuencias volcánico-sedimentarias submarinas y continentales. Fuente: elaborado por el autor. 71
- Mapa 5.2.** Mapa de la sub-cuenca Cañete diferenciando los tipos de arco volcánico e indicando que los depósitos VMS se formaron en un contexto de arco oceánico a transicional. Fuente: elaborado por el autor. 72

LISTADO DE DIAGRAMAS

Diagrama 5.1. Pérdida por calcinación (Lost on ignition - LOI) versus SiO ₂ de las muestras de rocas volcánicas en la sub-cuenca Cañete. Fuente: elaborado por el autor.....	51
Diagrama 5.2. Álcalis total versus sílice (TAS) para clasificación de rocas volcánicas de Le Maitre et al., (1989). Fuente: elaborado por el autor.	55
Diagrama 5.3. Clasificación de rocas volcánicas de Pearce (1996) en base a elementos traza inmóviles. Fuente: elaborado por el autor.	56
Diagrama 5.4. AFM (Álcalis: Na ₂ O + K ₂ O; FeO; MgO) de Irvine y Baragar (1971) para subdivisión de rocas sub-alcalinas. Fuente: elaborado por el autor.	58
Diagrama 5.5. Índice de saturación de alúmina de Barton and Young (2002). Fuente: elaborado por el autor.....	59
Diagrama 5.6. Th, Zr/117, Nb/16 de Wood (1980) para rocas máficas e intermedias. VAB: Basaltos de arco volcánico, CAB: Basaltos calco-alcalinos, IAT: Toleítas de Arcos de Islas, WPB: Dentro de toleítas de placas, MORB: Basaltos de dorsales oceánicas. Fuente: elaborado por el autor.	62
Diagrama 5.7. La/10, Y/15, Nb/8 de Cabanis y Lecolle (1989). Fuente: elaborado por el autor.....	63
Diagrama 5.8. Th/Yb versus Nb/Yb de Pearce (2014). Fuente: elaborado por el autor.....	64
Diagrama 5.9. Diagrama tipo <i>spider</i> de Pearce (2010) para rocas máficas con muestras relacionadas a los depósitos VMS. Fuente: elaborado por el autor.	67
Diagrama 5.10. Diagrama tipo <i>spider</i> de Pearce (2010) para rocas máficas de las muestras distribuidas en diferentes zonas de la sub-cuenca Cañete. Fuente: elaborado por el autor.....	68
Diagrama 5.11. Diagrama tipo <i>spider</i> de Pearce (2010) para rocas máficas mostrando los dos tipos de firmas dentro de la sub-cuenca Cañete. Fuente: elaborado por el autor.....	69
Diagrama 5.12. Ce/Y de Mantle y Collins (2008) versus SiO ₂ . Fuente: elaborado por el autor.....	70

LISTADO DE FIGURAS

Fig. 2.1. Principales contextos tectónicos donde se forman depósitos VMS (Galley et al., 2007). Los depósitos bimodales félsicos se forman en márgenes convergentes tanto en zonas de rift de arco como en el tras-arco.	18
Fig. 2.2. Figura esquemática del régimen de descarga de fluidos cerca de una falla sin-volcánica extensional (Franklin et al., 2005).....	19
Fig. 2.3. Modelo geológico, alteración y mineralización de un depósito VMS bimodal félsico (Galley et al., 2007).....	21
Fig. 3.1. Columna estratigráfica de la sub-cuenca Cañete. Fuente: elaborado por el autor.....	42

LISTADO DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía 3.1. Afloramiento de lavas de composición andesítica basáltica de la Formación Pucusana, que sobreyacen a intercalaciones de areniscas y lutitas de la Formación Marcavilca, se evidencia también la presencia de fallas inversas. Fuente: fotografía tomada por el autor.	31
Fotografía 3.2. Muestra de lava dacítica (TRJ018) de la zona de Pisco Este. Fuente: fotografía tomada por el autor.....	35
Fotografía 3.3. Afloramientos de andesitas – andesitas basálticas en los alrededores de Ica. Fuente: fotografía tomada por el autor.	35
Fotografía 3.4. Aglomerado volcánico de composición andesítica en los alrededores de Perubar (Carretera central). Fuente: fotografía tomada por el autor.....	36
Fotografía 3.5. Intercalación de niveles calcáreos con lavas andesíticas en los alrededores de Cerro Lindo. Fuente: fotografía tomada por el autor.	36
Fotografía 3.6. Intrusivo monzogranítico en los alrededores de Cerro Lindo. Fuente: fotografía tomada por el autor.....	40

LISTADO DE MICROFOTOGRAFÍAS

- Microfotografía 3.1.** Lava andesítica, compuesta por fenocristales de plagioclasas (PLGs I) en matriz de grano medio compuesta por plagioclasas II, cuarzo y minerales ferromagnesianos, moderadamente reemplazadas por cloritas y epidota. Muestra TRJ-007 de la zona de Perubar. LT: Luz transmitida. Fuente: microfotografía tomada por el autor..... 37
- Microfotografía 3.2.** Lava andesítica, compuesta por fenocristales de plagioclasas, feldespato potásico y minerales ferromagnesianos reemplazados por cloritas, epidota y biotita secundaria, en una matriz de cuarzo II. Muestra TRJ-015 de los alrededores de Cerro Lindo. LT: Luz transmitida. Fuente: microfotografía tomada por el autor..... 37

LISTADO DE TABLAS

Tabla 2.1. Clasificación de depósitos VMS de acuerdo a Sawkins (1976) y Franklin et al., (2005).....	16
Tabla 2.2. Medias geométricas del contenido metal de los cinco tipos de depósitos VMS (Franklin et al., 2005).....	16
Tabla 2.3. Tabla de recursos de los depósitos VMS en la sub-cuenca Cañete.	17
Tabla 5.1. Tabla de resultados de elementos mayores. Fuente: elaborado por el autor.....	52
Tabla 5.2. Tabla de resultados de elementos trazas. Fuente: elaborado por el autor.....	53
Tabla 5.3. Comparación de la clasificación de rocas volcánicas en base a los diagramas discriminantes de Le Maitre et al., (1989) y Pearce (1996). Fuente: elaborado por el autor.....	57

RESUMEN

La presente investigación se enfocó en estudiar cuáles fueron los controles metalogenéticos de los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (VMS) de la sub-cuenca Cañete (Cuenca Casma) en la costa sur de Perú; ya que hospeda importantes depósitos como Cerro Lindo, Perubar y Palma.

Se consideraron tres aspectos geológicos fundamentales: contexto tectónico, controles estructurales y características vulcanológicas-sedimentarias; las cuales se estudiaron mediante petroquímica, cartografiado y microscopía.

El contexto tectónico corresponde a un arco volcánico submarino poco profundo, donde se depositaron las secuencias volcánico-sedimentarias del Grupo Casma asociadas a los depósitos VMS, caracterizadas por una signatura calco-alcalina, enriquecimiento de elementos de tierras raras ligeras (LREE) y anomalías negativas en Nb y Ti; además de acuerdo a la razón Ce/Y estas secuencias se depositaron en una corteza de ~20-30 km de espesor.

Los controles estructurales estuvieron relacionados a la convergencia oblicua entre la placa oceánica Farallón y la placa continental Sudamericana durante el cretácico, lo que generó esfuerzos extensivos oblicuos a lo largo del sistema de fallas Ocros-Conchao-Cocachacra, y permitió la formación de cuencas locales.

Las rocas volcánicas están caracterizadas por una composición bimodal y metaluminosa. A escala distrital, la mineralización se asocia a niveles félsicos, por lo que estos depósitos corresponden al tipo bimodal-félsico, y esta clasificación es congruente con el contexto tectónico de arco submarino.

De acuerdo a la presente investigación, podemos realizar estudios de petroquímica, análisis estructural de cuencas locales y la identificación de niveles félsicos como guías de exploración en la sub-cuenca Cañete.

ABSTRACT

The present research aims to define the metallogenetic controls on the genesis of the volcanogenic massive sulphide deposits (VMS) of the Cañete sub-basin (Casma basin) in the southern coast of Peru; which host the Cerro Lindo, Perubar and Palma mineral deposits.

Three main geological aspects were considered: tectonic context, structural controls and volcanological - sedimentological characteristics; that were studied by lithogeochemistry, geological-structural mapping and microscopy techniques. Tectonic context during the formation of the VMS deposits correspond to a shallow submarine volcanic arc where volcano-sedimentary sequences of the Casma group associated with these deposits were formed, characterized by calc-alkaline signature with light rare earth elements (LREE) enrichment, as well as Nb and Ti depletion; furthermore, these sequences were deposited above a crust of ~20-30 km of thickness.

Structural controls were associated to the oblique convergence of the oceanic Farallon plate with the continental South American plate during the Upper Cretaceous, which generated an oblique extensive context along the Ocos-Conchao-Cocachacra fault system, and allowed the formation of local basins.

Volcanic rocks are characterized by bimodal and metaluminous composition. At districtal scale mineralization is related to felsic levels, therefore, these deposits correspond to the bimodal-felsic type and this classification is compatible with the submarine arc tectonic context.

According to this research, we could use the lithogeochemical tools, structural analysis of pull-apart basins and the identification of felsic levels as exploration guidelines to identify new exploration targets within the Cañete sub-basin.

CAPÍTULO I: ASPECTOS GENERALES

1.1 INTRODUCCIÓN

Los depósitos de Sulfuros Masivos Volcanogénicos (VMS) son importantes *targets* de exploración a nivel mundial por su contenido de diversos metales como zinc (Zn), plomo (Pb), cobre (Cu), plata (Ag) y oro (Au); en el mundo más del 50% de la producción de Zn y Pb ha provenido de estos depósitos, además del 18% de la producción de Ag, 7% de la producción de Cu y cantidades significativas de Au (Hannington, 2014). En Sudamérica, el Perú concentra la mayor cantidad de depósitos tipo VMS, existiendo depósitos ricos en metales base como Cerro Lindo (Zn-Cu-Pb-Ag), así como depósitos ricos en metales preciosos como Tambo Grande (Au). Estos depósitos VMS se formaron en las cuencas volcánico-sedimentarias submarinas cretácicas de la costa centro y norte de Perú (Cuenca Casma y Cuenca Lancones respectivamente); y es en la cuenca Casma, particularmente en la sub-cuenca Cañete, donde se encuentran la mayor cantidad de depósitos y ocurrencias del tipo VMS del país, que incluye a Cerro Lindo, actual mina subterránea más grande de Perú.

Lo anterior evidencia que existe un importante potencial exploratorio por este tipo de depósito, y su explotación tendría un impacto positivo en la economía del Perú, que es un país principalmente minero. Por ello, es importante entender cuáles son los controles metalogénicos de los principales depósitos en la sub-cuenca Cañete, para así usarlos como

guías de exploración, generar nuevos *targets* e incrementar las oportunidades de éxito.

En esta investigación se consideraron los depósitos VMS con mayor contenido de recursos minerales en la sub-cuenca Cañete, que son Cerro Lindo, Perubar y Palma, y el estudio se enfocó en tres aspectos geológicos fundamentales que son importantes para su formación: contexto tectónico, controles estructurales y características vulcanológicas-sedimentarias, los cuales se estudiaron mediante análisis petroquímicos, cartografiado y microscopía.

Los resultados de este trabajo logran diferenciar diversos contextos tectónicos previamente propuestos por otros autores, y propone el uso de análisis petroquímicos complementados con estudios estructurales de cuencas locales y estudios vulcanológicos, para ser usados como guías de exploración.

1.2 UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD

El área de estudio se encuentra en la zona costera central de Perú y comprende principalmente el departamento de Lima, y parte de los departamentos de Ica y Huancavelica (Fig. 1.1), entre las siguientes coordenadas geográficas:

Latitud: 11° 15' 44" S – 14° 26' 46" S

Longitud: 77° 7' 30" O – 75° 38' 13" O

El acceso se realizó mediante la vía Panamericana Sur, la cual atraviesa toda el área de estudio desde el kilómetro 0 (Lima) hasta el kilómetro 350 (Ica).

1.3 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

1.3.1 Situación del problema

En el Perú se encuentra la mayor concentración de depósitos VMS de Sudamérica, de los cuales los principales se ubican en la sub-cuenca de Cañete dentro la cuenca Cretácica Casma. Existen varios trabajos de investigación que abordan el contexto tectónico bajo el cual se formó la cuenca Casma; sin embargo, estos trabajos proponen distintas interpretaciones que tienen implicancias diferentes para la exploración; por otro lado, también existen trabajos que describen las características geológicas de varios de los depósitos VMS ubicados en esta cuenca solamente a escala local.

Lo anterior evidencia que a escala regional de la sub-cuenca Cañete, no existen trabajos enfocados en entender los controles metalogenéticos que favorecieron la formación de este tipo de depósitos minerales, lo cual involucra tres aspectos principales: el contexto tectónico, los controles estructurales y las características vulcanológicas y sedimentarias.

Esta problemática, representa una debilidad en los procesos de exploración y como consecuencia tiene un impacto negativo en la tasa de descubrimientos de este tipo de depósitos, para el cual existe un alto potencial exploratorio en el País.

1.3.2 Formulación del problema

¿Cuáles son los controles metalogenéticos que han permitido la formación de los depósitos VMS en la sub-cuenca Cañete?

1.3.3 Justificación de la investigación

- Justificación teórica: Esta investigación se realiza con el objetivo de aportar conocimiento sobre los controles metalogénéticos que permitieron la formación de los depósitos VMS en la sub-cuenca Cañete, lo cual contribuye en el entendimiento de los depósitos VMS en el Perú.
- Justificación práctica: El éxito de las exploraciones depende del entendimiento geológico de los modelos de depósitos minerales; por lo tanto, en el caso de los depósitos VMS en el Perú y en particular de los depósitos ubicados en la sub-cuenca Cañete, entender los controles que conllevan a la formación y ubicación de estos depósitos representa una herramienta clave para las exploraciones y descubrimientos futuros.

1.4 OBJETIVOS

1.4.1 Objetivo general

Identificar los controles metalogénéticos de los depósitos de Sulfuros Masivos Volcanogénicos de la sub-cuenca Cañete, cuenca Casma.

1.4.2 Objetivos específicos

- Entender el contexto tectónico en el cual se formaron los depósitos VMS en la sub-cuenca Cañete.

- Identificar los controles estructurales que han favorecido la formación y ubicación de los depósitos VMS en la sub-cuenca Cañete.
- Identificar las características vulcanológicas y sedimentarias ligadas a la mineralización de los depósitos VMS en la sub-cuenca Cañete.

1.5 HIPÓTESIS

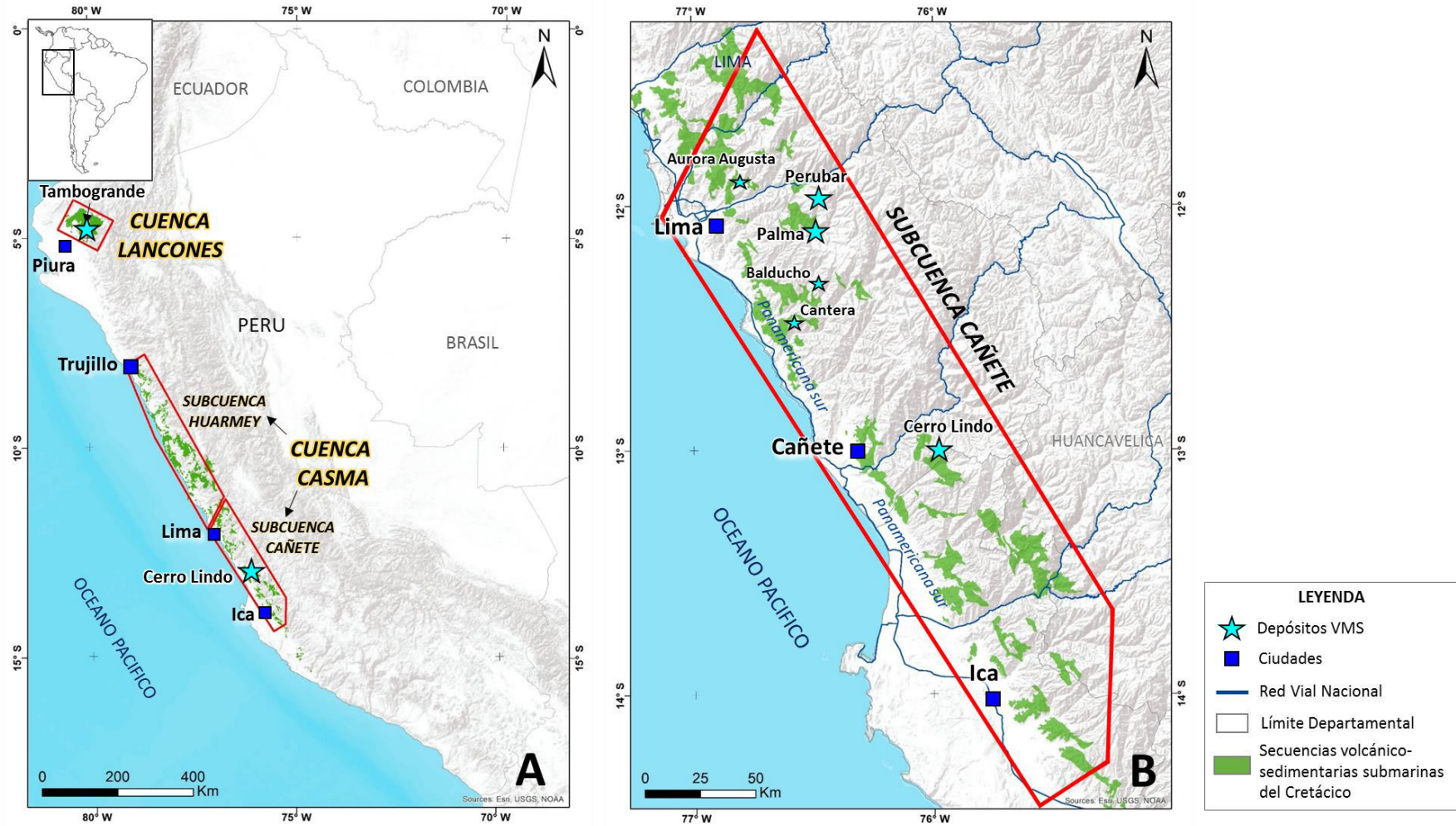
1.5.1 Hipótesis general

Los controles metalogenéticos para los depósitos VMS en la sub-cuenca Cañete fueron un contexto tectónico de arco volcánico, controlado por estructuras regionales y sucesiones litoestratigráficas volcánico-sedimentarias específicas.

1.5.2 Hipótesis específicas

- Los depósitos VMS en la sub-cuenca Cañete han sido formados en un contexto tectónico extensional de arco volcánico.
- Los controles estructurales de los depósitos VMS en la sub-cuenca Cañete fueron fallas regionales normales sin-volcánicas.

- Las características vulcanológicas y sedimentarias ligadas a la mineralización de los depósitos VMS en la sub-cuenca Cañete estuvieron caracterizadas por vulcanismo bimodal félsico y cambios de facies en las secuencias volcánico-sedimentarias.



Mapa 1.1. A) Ubicación de las cuencas y secuencias volcánico-sedimentarias submarinas cretácicas en el Perú. B) Ubicación de la sub-cuenca Cañete (área de estudio). Fuente: elaborado por el autor.

1.6 VARIABLES

1.6.1 Variables independientes

Controles metalogenéticos (contexto tectónico, estructuras y características volcánico-sedimentarias).

1.6.2 Variables dependientes

Depósitos VMS en la sub-cuenca Cañete.

1.7 METODOLOGÍA DE TRABAJO

El desarrollo de la presente investigación se realizó tres etapas:

1.7.1 Etapa de gabinete

Corresponde a la etapa de inicial de recopilación bibliográfica y diseño del programa de trabajo de campo, donde se realizaron las siguientes actividades:

- Recopilación de información bibliográfica (artículos científicos, tesis, presentaciones, etc.) con relación a la génesis de los depósitos de Sulfuros Masivos Volcanogénicos (VMS), evolución tectónica de Sudamérica durante el Cretácico y Paleoceno, geología regional de la cuenca Casma y sub-cuenca Cañete, y de la geología de los depósitos minerales tipo VMS en el Mundo y en Perú.
- Clasificación de información.
- Recopilación de información cartográfica: geología a escala 1:100,000 (INGEMMET) y topografía a escala 1: 50,000 (IGN).

- Recopilación e interpretación de imágenes satelitales (ASTER DEM y Google earth).
- Diseño del programa de trabajo de campo, donde se definió 6 secciones separadas cada 50 km a lo largo de toda el área de estudio para el cartografiado geológico-estructural sistemático; además, en esta etapa se seleccionaron los depósitos VMS para la toma de muestras de roca, priorizando los depósitos con mayor contenido de recursos minerales dentro de la zona de estudio (depósitos de Cerro Lindo, Perubar y Palma).

1.7.2 Etapa de trabajo de campo

Esta etapa involucro las siguientes actividades:

- Cartografiado geológico-estructural sistemático a escala 1:50,000 en 6 secciones separadas cada 50 km a lo largo del área de estudio.
- Recolección de muestras de roca para análisis petroquímico, enfocadas en rocas volcánicas e intrusivas asociadas a los depósitos VMS.
- Recolección de muestras de roca para estudios de microscopia (secciones delgadas).

1.7.3 Etapa analítica

Corresponde a la etapa de procesamiento e interpretación de datos obtenidos de los análisis de laboratorio, así como de los datos recopilados durante cartografiado geológico-estructural, donde se realizaron las siguientes actividades:

- Análisis e interpretación de resultados petroquímicos utilizando el software ioGas.
- Elaboración de mapas utilizando el software ArcGis.
- Interpretación de los controles metalogenéticos de los depósitos VMS en base al cartografiado geológico-estructural y resultados de estudios petroquímicos.

1.8 ANTECEDENTES

Existe una extensa cantidad de trabajos bibliográficos en la zona de estudio descritos a continuación:

1.8.1. Estudios de geología regional de la cuenca Casma

Los estudios relacionados a las secuencias volcánico-sedimentarias submarinas del Cretácico conocidas como Grupo Casma que corresponden al relleno de la cuenca del mismo nombre, incluyen descripciones y correlaciones estratigráficas por Trottereau y Ortiz (1963), Myers (1974, 1980), Offler et al., (1980), Guevara (1980), Cobbing et al., (1981), Soler & Bonhomme (1990) y Jacay (2005), y la sub-división de la cuenca Casma en dos sub-cuencas (Huarmey y Cañete) es estudiado y propuesto por Atherton et al., (1985).

La edad del Grupo Casma, en base a trabajos paleontológicos de Ortiz (1966) y Myers (1974), es considerada como Albiano-Cenomaniano; sin embargo, posteriores dataciones radiométricas de Noble et al. (2005), Polliand et al. (2005) y Romero (2007), validan la edad Albiano-Cenomaniano solamente para las secuencias inferiores del Grupo Casma,

y evidencian una nueva edad Maastrichtiano-Daniano para las secuencias consideradas como Grupo Casma superior.

En cuanto a la información geoquímica encontramos trabajos de Atherton et al., (1985) y Soler (1991) y Cueva et al., (2010), quienes muestran que las secuencias del Albiano-Cenomaniano tienen signatura calcoalcalina a toleítica con bajo contenido de K; y las secuencias del Maastrichtiano-Daniano tienen signatura calcoalcalina con alto contenido de K.

1.8.2. Estudios de tectónica relacionados a la cuenca Casma

Los estudios sobre el contexto tectónico en el que se desarrolla la cuenca Casma incluyen a varios autores y diferentes interpretaciones:

- Atherton & Webb (1989) y Aguirre et al; (1989): interpretan un contexto de cuenca marginal de tras-arco sin creación de corteza continental con fuerte adelgazamiento cortical.
- Soler (1991): Propone que la formación de la Cuenca Casma ocurre en un contexto tectónico de arco volcánico extensivo.
- Polliand et al. (2005): Interpreta un contexto de cuencas *pull-apart* de intra-arco en base estudios de reconstrucción de placas, interpretación de imágenes satelitales, cartografiado estructural, geocronología e isotopos de Hf en el depósito de Perubar.
- Romero (2007): En base a estudios estratigráficos y dataciones U/Pb en el depósito de María Teresa propone que las secuencias del Albiano-Cenomaniano (108-93 Ma), las cuales corresponden al Grupo Casma deben ser separadas de las secuencias del Maastrichtiano-Daniano (70-60 Ma) las cuales se depositaron en

una cuenca independiente llamada Cretácico superior-Paleoceno, y esta última sería del tipo marginal de tras-arco.

- Cueva et al., (2010): Interpretan que existen 2 contextos tectónicos para la formación de la cuenca Casma, asociados a las dos secuencias volcánico-sedimentarias propuestas por Romero (2007): las secuencias del Albiano-Cenomaniano (108-93 Ma) en un contexto de arco volcánico extensivo y secuencias del Maastrichtiano-Daniano (70-60 Ma) en un contexto de tras-arco.

1.8.3. Estudios relacionados a los depósitos VMS en la cuenca Casma

Los trabajos relacionados específicamente a los depósitos de Sulfuros Masivos Volcanogénicos en la cuenca Casma incluyen a Vidal (1987) y más recientemente Romero (2007).

CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO

2.1 GENERALIDADES

Los depósitos de sulfuros masivos Volcanogénicos (VMS), son depósitos estratiformes de sulfuros que se forman sobre o cerca de la superficie marina (Hannington, 2015), en asociación espacial, temporal y genética con vulcanismo submarino (Franklin et al., 2005), a partir de fluidos hidrotermales derivados en su mayoría de agua marina, mezclados con fluidos magmáticos-hidrotermales. Estos depósitos son fuente principalmente de elementos como Zn, Cu, Pb, Ag y Au.

Existen en la bibliografía varias clasificaciones (Sawkins, 1976; Cox y Singer, 1986; Barrie y Hannington, 1999; Franklin et al., 2005; Mosier et al., 2009), siendo la clasificación de Franklin et al. (2005), basada en sucesiones litoestratigráficas, la que provee una mejor base para establecer criterios de exploración, debido al nexo que existe entre el tipo de depósito y su asociación litoestratigráfica (Hannington, 2015); esta clasificación de Franklin et al. (2005) (Tabla 2.1) divide los depósitos VMS en cinco tipos: 1) Máfico, 2) Bimodal máfico, 3) Pelítico máfico, 4) Bimodal félsico y 5) Siliciclástico.

En el mundo, los depósitos tipo bimodal máfico son los más abundantes y junto con los depósitos siliciclásticos y pelíticos máficos son los más grandes en tonelaje (Galley et al., 2007); sin embargo, los depósitos con vulcanismo félsico contienen las leyes más altas de Ag y Pb (Tabla 2.2) como Skellefe en Suiza (Galley et al., 2007).

Sawkins (1976)	Franklin et al. (2005)	Descripción
Kuroko	Bimodal félsico	Depósitos asociados a rocas volcánicas félsicas (35%-70%) con menor cantidad de rocas volcánicas máficas y rocas sedimentarias
	Bimodal máfico	Depósitos asociados a rocas volcánicas máficas, con hasta 25% de rocas félsicas
	Siliciclástico	Depósitos asociados con ambientes dominados por rocas sedimentarias siliciclasticas (~80%), rocas félsicas (~25%) y rocas máficas (~10%)
Besshi	Pelítico-máfico	Depósitos asociados a rocas basálticas y pelíticas. Rocas félsicas <5%
Chipre	Máfico	Ambiente dominado por rocas máficas. Escasas rocas félsicas y sedimentos químicos

Tabla 2.1. Clasificación de depósitos VMS de acuerdo a Sawkins (1976) y Franklin et al., (2005).

Media geométrica	Bimodal Máfico	Máfico	Pelítico Máfico	Bimodal félsico	Silicoclástico
Cu (%)	1.24	1.82	1.23	1.04	0.62
Pb (%)	0.3	0.02	0.68	1.14	1.09
Zn (%)	2.32	0.84	1.58	4.36	2.7
Au (g/t)	0.81	1.4	0.75	1.06	0.59
Ag (g/t)	21.14	10.62	19.29	56.35	38.54
Total sulfuros (t)	3,421,075	2,699,466	4,721,093	3,420,784	7,139,305
Total de metal (t)	128,515	63,035	132,968	198,461	324,748
N	291	76	90	241	106

Tabla 2.2. Medias geométricas del contenido metal de los cinco tipos de depósitos VMS (Franklin et al., 2005).

Los depósitos VMS en Perú formados en la sub-cuenca Cañete han sido clasificados anteriormente de acuerdo a la clasificación de Sawkins (1976) como tipo kuroko (Vidal, 1987; Cueva et al, 2010); sin embargo, de acuerdo a las características litoestratigráficas de las unidades que hospedan estos depósitos, las cuales tienen un importante componente félsico de lavas dacíticas y riodacíticas, estos depósitos corresponderían al tipo bimodal félsico, según la clasificación de Franklin et al. (2005).

Deposito	Mt	Cu (%)	Zn (%)	Pb (%)	Ag (oz/t)	Fuente
Cerro Lindo	83.9	0.78	2.45	0.26	0.78	Milpo, 2013
Perubar	6.5		11.8	1.4		Polliand et al., 2005
Palma	5.2		7.19	1.48	1.45	Volcan, 2017

Tabla 2.3. Tabla de recursos de los depósitos VMS en la sub-cuenca Cañete.

2.2 CONTEXTO TECTÓNICO

Todos los depósitos VMS se forman en contextos tectónico extensionales, tanto en ambientes geodinámicos convergentes como divergentes (Huston et al., 2010), caracterizados por sucesiones volcánicas bimodales toleíticas a transicional toleítica-calcoalcalina.

Los depósitos VMS con componente félsico se forman en ambientes geodinámicos convergentes en arcos continentales, en sus relacionadas cuencas de tras-arco (Franklin et al. 2005) (Fig. 2.1) y en cuencas *pull-apart* (Ej. Franja Pirítica Ibérica). La extensión en ambientes geodinámicos convergentes de arco y tras-arco es causada por el proceso de *slab rollback*, y en el caso de cuencas *pull-apart* los esfuerzos extensivos son producidos por trans-presión y rotación de placas debido a convergencia oblicua. Ambos procesos proveen del contexto térmico y extensional estructural (Franklin et al., 2005) necesario para la formación de depósitos VMS.

Además, bajo ambientes geodinámicos convergentes se han formado los distritos de VMS económicamente más importantes en el mundo (Galley et al., 2007), pudiendo formar depósitos VMS de Cu, Cu-Zn, and Zn-Cu- (Pb) VMS con cantidades variables de Ag y Au.

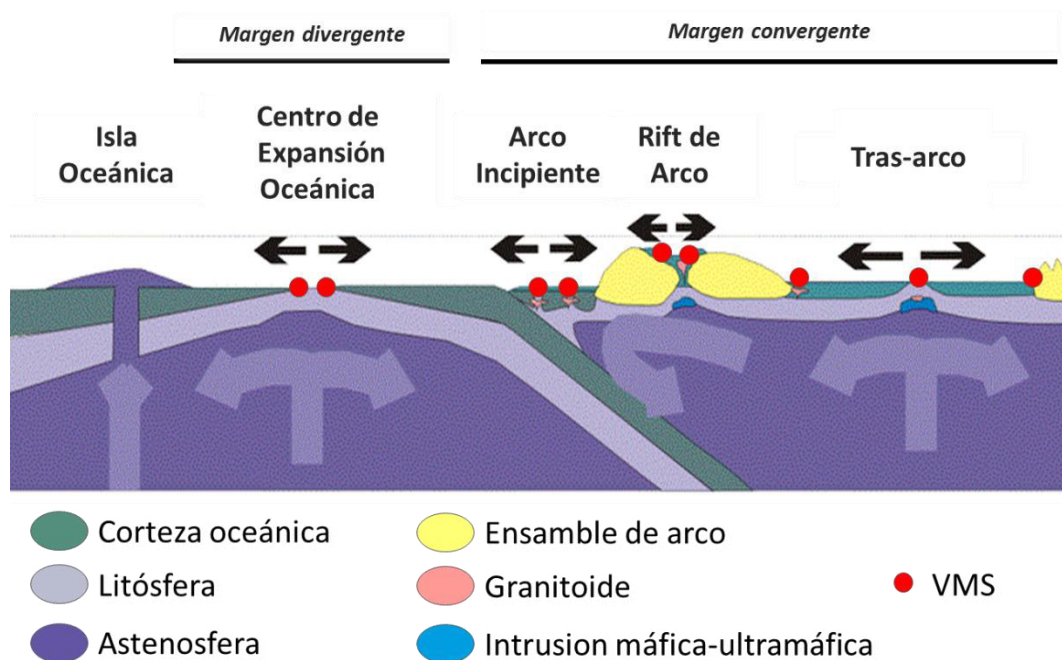


Fig. 2.1. Principales contextos tectónicos donde se forman depósitos VMS (Galley et al., 2007). Los depósitos bimodales félsicos se forman en márgenes convergentes tanto en zonas de rift de arco como en el tras-arco.

2.3 CONTEXTO GEOLÓGICO - ESTRUCTURAL

Los depósitos VMS bimodales-félsicos ocurren en sucesiones litoestratigráficas volcánicas submarinas caracterizadas por contener entre 35% a 70% de rocas volcánicas félsicas, acompañados por intrusiones sub-volcánicas máficas y félsicas.

A escala distrital los depósitos bimodales-félsicos ocurren en *clusters* controlados por estructuras regionales de primer orden, en general restringidos a *rifts* o calderas, ambos generados por adelgazamiento cortical regional (Galley et al., 2007); en zonas de margen continental contienen también sedimentos volcanoclásticos. La mayoría de distritos

presentan intrusiones sub-volcánicas félsicas, y dentro de las sucesiones volcánicas, el nivel más prospectivo para la mineralización comúnmente está marcado por horizontes ferruginosos de exhalitas de 1-5 m de espesor que pueden cubrir áreas de decenas de metros (Spry et al., 2000; Peter, 2003) y consisten de una combinación de materiales volcanoclásticos, chert y carbonatos.

A escala local, los depósitos VMS tienen un importante control estructural, mostrando una alineación preferente y proximidad a los centros volcánicos; este control es generado por fallas sin-volcánicas extensionales que pueden ser evidenciadas por discontinuidades locales en la estratigrafía del piso de falla, bloques de *talus* o *debris flows*, enjambres de diques, domos particularmente los que terminan en criptodomos, horizontes sedimentarios en la secuencia volcánica y flujos félsicos locales.

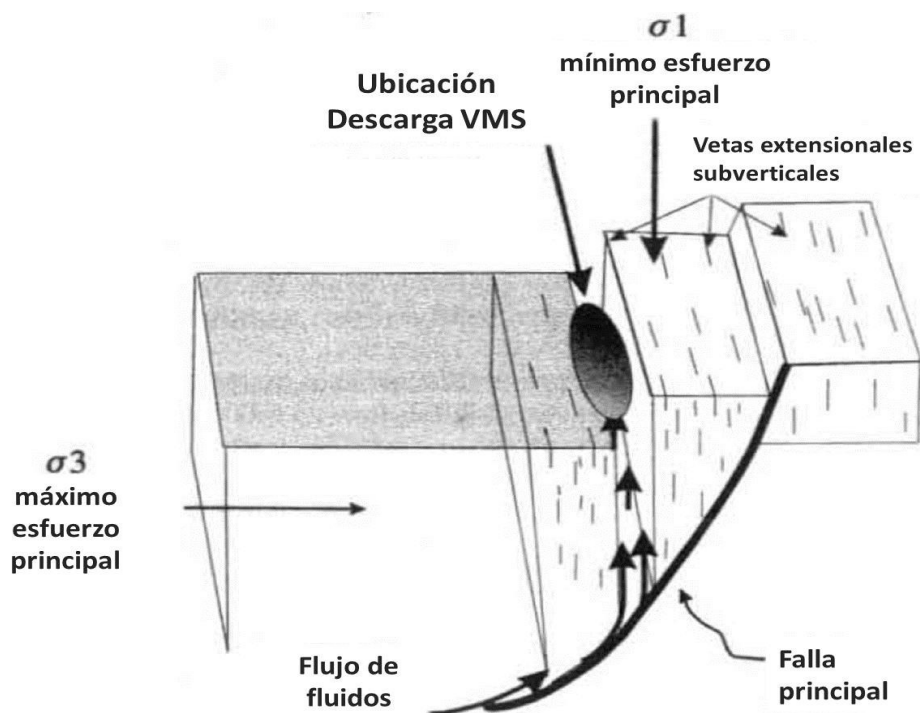


Fig. 2.2. Figura esquemática del régimen de descarga de fluidos cerca de una falla sin-volcánica extensional (Franklin et al., 2005).

2.4 MINERALIZACIÓN

Los depósitos bimodales-félsicos están caracterizados por tener una mineralización polimetálica de Zn-Cu-Pb (Au-Ag), ésta ocurre como cuerpos lenticulares de sulfuros sobre zonas de *stockworks*; típicamente hospedada en los niveles de félsicos y volcanoclásticos, cercanos a la interfase con rocas básicas (basaltos andesíticos o andesitas) o rocas sedimentarias clásticas (Ej.: Eskay Creek - Canadá).

La mineralogía consiste principalmente de un núcleo de calcopirita-pirrotita y una zona periférica con esfalerita-pirita-galena, con ensambles de fases menores como bornita, tenantita, sulfosales, arsenopirita y telurios. Los minerales ganga en el centro del sistema son cuarzo, en los márgenes baritina y/o anhidrita, y los carbonatos tienden estar ampliamente distribuidos (siderita, ankerita y dolomita) (Fig. 2.3).

2.5 ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

En los depósitos del tipo bimodal-félsico la alteración hidrotermal está caracterizada por cuarzo-clorita en el centro del sistema variando a clorita-sericita hacia los bordes del sistema (Fig. 2.3). La amplitud de la alteración suele ser de escala distrital dada la interacción de grandes volúmenes de estratos volcánicos con agua marina. Además, a escala regional también puede haber presencia de epidotización, silicificación y espilitización.

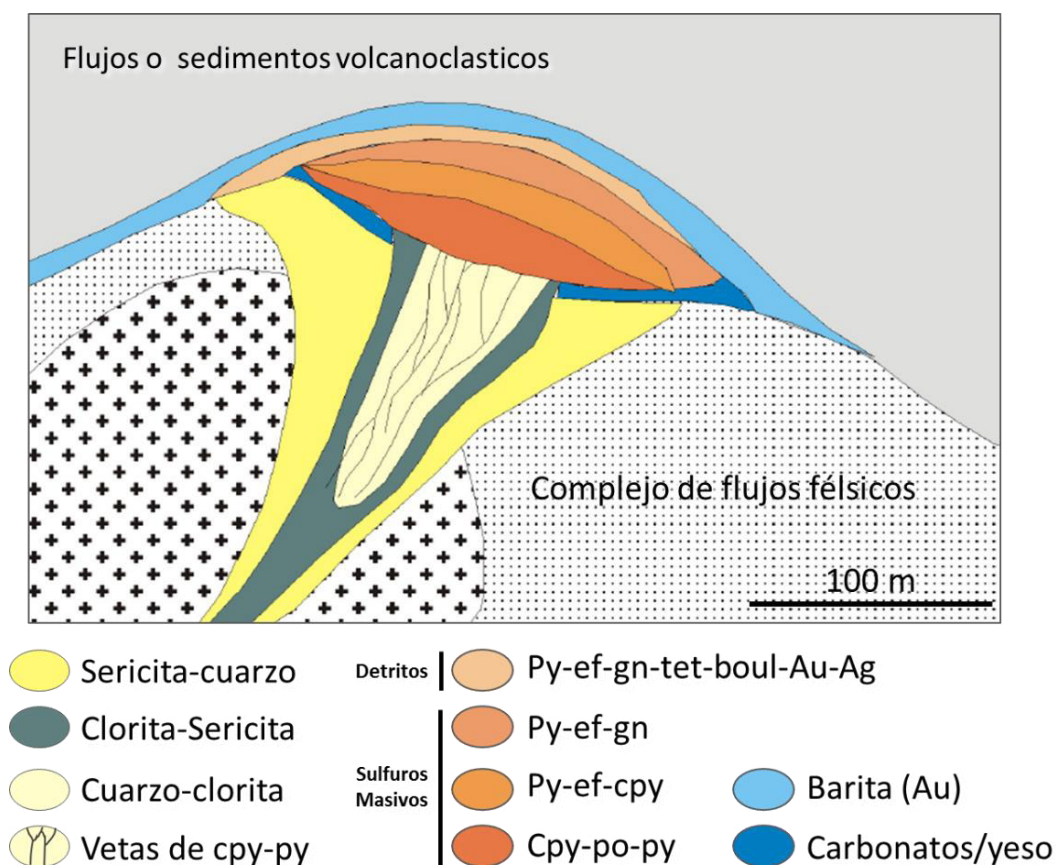


Fig. 2.3. Modelo geológico, alteración y mineralización de un depósito VMS bimodal félsico (Galley et al., 2007).

2.6 GLOSARIO

- **Arco magmático:** Faja de generación de magma situada sobre una zona de subducción.
- **Arco volcánico:** Cadena de volcanes formados a lo largo del límite de placas tectónicas convergentes, donde el magma se origina por el proceso de subducción.
- **Calco-alkalino:** Subdivisión de las rocas sub-alkalinas, donde el subtipo calco-alkalino es rico en elementos alcalinos ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). Las rocas con esta signatura se forman típicamente por procesos

de fusión parcial de la corteza oceánica subducida a gran profundidad (100-150 Km.)

- **Cluster:** Conjunto de ocurrencias o depósitos minerales que ocurren en un área cercana.
- **Convergencia de placas:** Proceso en el cual dos placas tectónicas generan un proceso de subducción, donde una placa se hunde debajo de la otra.
- **Cuenca de tras-arco:** Tipo de cuenca marginal submarina que se forma detrás de un arco de islas. Estas cuencas se encuentran cerca de convergencia de dos placas tectónicas.
- **Cuenca marginal:** Pequeñas cuencas oceánicas, usualmente adyacentes al continente, que están separadas de grandes océanos por un arco de islas.
- **Cuenca pull-apart:** Cuenca estructural limitada por dos fallas de rumbo, donde en el centro se genera una subsidencia, que usualmente tienen forma sigmoidea o de rombo, y que se forma a causa de esfuerzos extensivos (paralelos a los planos de fallas) o por esfuerzos transtensivos (esfuerzos de extensión y desplazamiento de rumbo oblicuos y divergentes a los planos de falla).
- **Cuenca volcánico-sedimentaria:** Zona deprimida de la corteza terrestre de origen tectónico donde se acumulan productos volcánicos y sedimentos.
- **Exhalita:** Roca sedimentaria de origen químico, usualmente contiene óxidos, carbonatos, sulfuros, hierro, manganeso y oro

derivados de los fluidos volcánicos formados en los fondos marinos por los procesos de exhalación.

- **Félsico:** Se refiere a rocas con un alto contenido en sílice (entre un 60 y 77%) y feldespato.
- **Máfico:** Se refiere a rocas pobres en contenido de sílice (menos del 50%) y que contienen principalmente minerales ferromagnesianos.
- **Metalogenético:** Término que se refiere a condiciones que pueden formar depósitos minerales.
- **Metaluminoso:** Se refiere a las rocas con contenido de alúmina (Al_2O_3) que excede el contenido de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) pero es menor que la suma de álcalis y cal (CaO).
- **Peraluminoso:** Se refiere a las rocas con contenido de alúmina (Al_2O_3) que excede la suma de álcalis y cal ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$). Estas rocas suelen ser ricas en muscovita, biotita, corindón, topacio, granate y turmalina.
- **Placa oceánica:** Parte de la litosfera que se encuentra debajo del océano y sus límites con otras placas son divergentes, convergentes o transformantes.
- **Rift:** Valle estructural formado por esfuerzos extensivos. Si la extensión es suficiente puede romper la corteza y permitir la inyección de magma basáltico y eventualmente puede formar una nueva placa oceánica. Los *rift* se pueden formar en corteza oceánica o continental.

- **Slab Rollback:** Proceso donde una corteza oceánica densa (*slab*), en un régimen de subducción de un ángulo alto, colapsa en la astenósfera debido a su densidad y retrocede (*rollback*) hacia el manto. Este retroceso jala la placa subductada debilitándola y causando un estiramiento en ella, lo que puede resultar en una extensión de tras-arco.
- **Stockwork:** Sistema de vetillas de estructura compleja o con orientación aleatoria.
- **Subducción:** Proceso por el que una placa litosférica oceánica se hunde bajo otra placa, ya sea oceánica o continental.
- **Sulfuros Masivos Volcanogénicos (VMS):** Tipo de depósito mineral que se caracteriza por mineralización estratiforme de sulfuros y que se forma sobre o cerca de la superficie marina, en asociación espacial, temporal y genética con vulcanismo submarino.
- **Tectónica:** Estudio de las principales características estructurales de la corteza de la Tierra o placas tectónicas, producidas por deformación de la corteza terrestre.
- **Tierras raras o rare earth elements (REE):** Grupo de 17 elementos químicos que incluye a los 15 elementos lantánidos (lantano, cerio, praseodimio, neodimio, prometio, samario, europio, gadolinio, terbio, disprosio, holmio, erbio, tulio, iterbio, lutecio), además el Itrio y Escandio son considerados por tener similitudes en sus propiedades químicas y físicas con los lantánidos.
- **Tierras raras ligeras o light rare earth elements (LREE):** Son los elementos de tierras raras que corresponden a metales de

transición. Incluye a los lantánidos de menor peso atómico (lantano, cerio, praseodimio, neodimio, prometio, samario, europio y gadolinio).

- **Tierras raras pesadas o *heavy rare earth elements (HREE)*:** Subdivisión de los elementos de tierras raras que incluye a los lantánidos de mayor peso atómico (terbio, disprosio, holmio, erbio, tulio, iterbio y lutecio), y también al Itrio por su similitud química.
- **Toleítico:** Subdivisión de las rocas sub-alcalinas, donde su composición es rica en FeO y pobre en elementos alcalinos ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$).
- **Vulcanismo bimodal:** Actividad volcánica de composición máfica y félsica.

CAPÍTULO III: MARCO GEOLÓGICO REGIONAL DE LA CUENCA CASMA Y SUBCUENCA CAÑETE.

3.1 GENERALIDADES

La cuenca Casma que se extiende por ~1000 km a lo largo de la costa del Perú central, desde la ciudad de Ica hasta Trujillo, ha sido dividida en dos sub-cuencas principales por Atherton et al. (1985), denominadas Huarmey y Cañete, encontrándose en la sub-cuenca Cañete la mayoría de los depósitos VMS en Perú, incluyendo Cerro Lindo, Perubar, Palma, Aurora Augusta, Balducho y Cantera (Vidal, 1987; Steinmüller et al., 2000).

La edad de formación de la cuenca Casma ha sido considerada como Cretácico, o más precisamente Albiano–Cenomaniano (~108-93 Ma.) en base a fósiles reportados por Ortiz (1966) y Myers (1974), los cuales fueron encontrados dentro de las secuencias volcánico-sedimentarias inferiores del Grupo Casma; sin embargo, trabajos posteriores de Polliand et al. (2005) y Romero (2007) basados en dataciones radiométricas U-Pb en los depósitos VMS de Perubar y Aurora Augusta, muestran que las secuencias volcánico-sedimentarias consideradas como las unidades superiores del Grupo Casma son de edad Cretácico Superior – Paleoceno o más precisamente Maastrichtiano–Daniano (~70-60 Ma.), por lo que Romero (2007) propone una unidad diferente al Grupo Casma.

En este trabajo consideraremos a las secuencias propuestas como Maastrichtiano–Daniano (~70-60 Ma.) simplemente como secuencias del Grupo Casma superior, ya que no existe un trabajo con dataciones a escala

regional que cubra toda la sub-cuenca Cañete. Son estas secuencias Grupo Casma superior, las que hospedan los depósitos VMS de Aurora Augusta, Perubar y Palma; las secuencias que hospedan el depósito de Cerro Lindo no cuentan con dataciones públicas por lo que no es posible ubicar a que edad se formó este depósito.

3.2 CONTEXTO TECTÓNICO

Durante el Cretácico, el contexto tectónico de la costa peruana estuvo caracterizado por una alta tasa de convergencia con un importante componente oblicuo (Jaillard et al. 2000; Larson 1991; Soler and Bonhomme 1990) entre la placa oceánica Farallón y la placa Sudamericana; y consecuentemente por la formación de cuencas volcánico-sedimentarias con altas razones de subsidencia (Polliand, 2005) que en conjunto forman la cuenca Casma y donde se depositaron secuencias volcánico-sedimentarias submarinas que son llamadas Grupo Casma. La formación de estas cuencas estuvo acompañado y seguido por numerosas intrusiones que forman el Batolito de la Costa (105 – 60 Ma.). Varios autores (Atherton and Aguirre 1992; Atherton 1990; Atherton and Webb 1989; Atherton et al. 1985) consideran que la cuenca Casma representa una cuenca marginal de tras-arco caracterizada por un fuerte adelgazamiento cortical y donde no hubo creación de corteza oceánica, o que la cuenca Casma se formó bajo el contexto de arco volcánico extensivo según Soler (1991); y Polliand et al., (2005) interpretan que las secuencias superiores del Grupo Casma, la cual hospeda los depósitos tipo VMS, se formaron dentro de cuencas *pull-apart* de intra-arco, relacionadas a

movimientos de rumbo dextrales en un contexto de convergencia oblicua (Ej. Perubar).

Las observaciones e interpretación de Polliand et al., (2005), guardan relación con los estudios sobre la dinámica de convergencia oblicua durante el cretácico (ej. Jaillard et al. 2000); sin embargo, solo han sido observadas en las secuencias superiores del Grupo Casma del depósito de Perubar. Por otro lado, existen varios trabajos (ej. Jara et al., 2012) donde se muestran evidencias de un mayor carácter extensivo para las secuencias inferiores del Grupo Casma.

En cuanto a la signatura geoquímica de las rocas de la cuenca Casma, de acuerdo a Cueva et al. (2010), quien usa sub-división de facies propuesta por Romero (2007), muestra que las lavas basálticas y andesíticas del Albiano-Cenomaniano corresponde a las series toleíticas y calcoalcalinas, mientras que las lavas andesíticas y dacíticas del Maastrichtiano-Daniano tienden a caer en el campo de la serie calcoalcalina. Además, según la relación Ce/Y de Mantle & Collins (2008), Cueva et al. (2010) muestra que las lavas del Albiano-Cenomaniano se formaron en una corteza con un espesor que varía entre ~8 hasta 25 km y las lavas del Maastrichtiano-Daniano en una corteza con espesores que varían entre ~20 y 35 km.

Teniendo en cuenta todo lo anterior, existen diferencias entre las secuencias del Grupo Casma inferior y superior que podrían ser causadas por cambios tectónicos durante el desarrollo de la cuenca Casma.

Es parte del objetivo de esta investigación identificar cual fue el contexto tectónico regional bajo el cual se formaron los depósitos VMS dentro de la sub-cuenca Cañete.

3.3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En el área de estudio dominan 3 sistemas estructurales a escala regional:

- **Sistema NO-SE:** Estructuras principales en la sub-cuenca Cañete y está representado por el sistema de fallas regionales Ocos-Conchao-Cocachacra, las cuales son fallas inversas con buzamiento al SO y que controlan los afloramientos del Batolito de la Costa. Estas fallas inversas serían las responsables de controlar el alzamiento de las secuencias volcánico-sedimentarias Jurásicas y Cretácicas, así como del Batolito de la Costa, por lo que además controlan la dirección de los pliegues en las rocas del Grupo Casma. Este sistema de fallas habría actuado previamente como fallas normales durante la sedimentación del Cretácico, evidenciado por los cambios de espesor, presencia de megabloques próximos a la falla y *slumps*. Además, este sistema de fallas podría representar estructuras corticales formadas en los eventos de *rifting* del Permo-Triásico (Polliand, 2005)
- **Sistema NE-SO:** Este sistema representa fallas de rumbo dextrales y a veces inversas que corresponderían a fallas secundarias. Afectan principalmente a las secuencias inferiores del Grupo Casma.
- **Sistema NOO-SEE:** En la parte sur de la sub-cuenca Cañete se encuentran estructuras con esta orientación y que representarían la extensión del sistema de fallas regionales Andahuaylas-Abancay-Toros.

3.4 ESTRATIGRAFÍA

Estratigráficamente en la zona de estudio afloran rocas sedimentarias y volcánico-sedimentarias de origen marino de edad Jurásico superior (Grupo Puente Piedra) y Cretácico inferior (Grupo Morro Solar, Formación Pucusana, Grupo Lima), estas infrayacen en discordancia angular a rocas volcánico-sedimentarias de edad Cretácico superior (Grupo Casma); toda esta secuencia está cubierta en el extremo este de la zona de estudio por rocas volcánicas principalmente piroclásticas de origen sub-aéreo de edad Cenozoico.

Grupo Puente Piedra: El Grupo Puente Piedra (Rivera, 1951; Fernández-Concha, 1966) consiste de secuencias volcánico-sedimentarias de origen marino formadas en ambientes poco profundos (Aleman et al., 2006). Tienen un espesor total de 2200 m y han sido dividido en 3 Formaciones:

- Formación Tambo Inga: Intercalación de estratos gruesos y masivos de lavas andesíticas basálticas con tobas y brechas.
- Formación Puente Inga: Consiste de lutitas intercaladas con tobas y esporádicos estratos de brechas piroclásticas.
- Formación Ventanilla: Intercalación de lavas andesíticas a andesitas basálticas, con tobas, brechas, lutitas y calizas.

Grupo Morro Solar: El Grupo Morro Solar (Fernández-Concha, 1958) consiste de secuencias principalmente sedimentarias y localmente volcánicas, tiene un espesor total de ~600m y está dividido en 3 Formaciones:

- Formación Salto del Fraile: Conformada por areniscas cuarzosas gris intercaladas con lutitas grises y abigarradas.
- Formación La Herradura: Conformada por lutitas grises a negras con abundantes nódulos calcáreos, y al tope intercalación de areniscas, lutitas y calizas.
- Formación Marcavilca: Consiste de areniscas compactas con algunos niveles de lutitas (Fotografía 01).

Formación Pucusana: La Formación Pucusana (Bosc, 1963), consiste de lavas basálticas a andesitas basáltica (Fotografía 3.1) intercaladas con estratos delgados de lutitas, calizas y areniscas. En total tienen un espesor de 800m.



Fotografía 3.1. Afloramiento de lavas de composición andesítica basáltica de la Formación Pucusana, que sobreyacen a intercalaciones de areniscas y lutitas de la Formación Marcavilca, se evidencia también la presencia de fallas inversas. Fuente: fotografía tomada por el autor.

Grupo Lima: El Grupo Lima consiste de secuencias sedimentarias de origen marino y tienen un espesor total de 1400m, divididas en 3 Formaciones:

- Formación Lurín: Consiste de calizas intercaladas con lutitas.
- Formación Pamplona: Consiste de lutitas marrones finamente laminadas, con laminaciones de yeso y esporádicas capas de calizas.
- Formación Atocongo: Consiste de bancos gruesos de calizas.

Grupo Casma: Las secuencias volcánico-sedimentarias submarinas del Grupo Casma según Myers (1974), Offler et al., (1980), Cobbing et al., (1981), y Soler & Bonhomme (1990) tienen un espesor de 9,000 m y están conformadas principalmente por rocas volcánicas que varían en composición de máficas a félsicas.

En la sub-cuenca Cañete afloran Formaciones identificadas como Formación Chilca y Formación Quilmaná que corresponden al Grupo Casma, además de existir otras Formaciones como la Formación Huaranguillo en la zona de Cerro Lindo.

Para el desarrollo de esta investigación consideraremos una sub-división del Grupo Casma como Secuencias Inferiores y Secuencias Superiores; ya que existen diferencias composicionales, propuestas de diferencias geocronológicas y propuestas de diferentes contextos tectónicos.

- Secuencias Inferiores: Las secuencias inferiores del Grupo. Casma afloran al oeste del Batolito de la Costa y están conformadas por lavas, brechas y lavas almohadilladas bien desarrolladas de

composición basáltica y andesítica, hialoclastitas e intercalaciones esporádicas sedimentarias que incluyen areniscas volcanoclásticas, lutitas tobáceas y areniscas calcáreas. Además, esta secuencia contiene estructuras de deslizamientos sin-sedimentario (*slumps*).

Dentro de esta secuencia inferior el Grupo Casma, Ortiz (1966) reportó ammonites del género *Lyelliceras* que son de edad Albiano medio-Cenomaniano.

- Secuencias Superiores: Secuencia volcánico-sedimentaria que yace en discordancia angular sobre las secuencias inferiores del Grupo Casma. Romero (2005) propone una nueva unidad de edad Maastrichtiano–Daniano (70 – 60 Ma.) para estas facies, en base a dataciones existentes en lavas félsicas en Perubar por U-Pb en zircones con edades entre 68 y 69 Ma. (Polliand et al., 2005), y dataciones Ar/Ar en roca total de Noble et al. (2005) con edad de 67.6 Ma. Sin embargo, nosotros consideramos a esas secuencias solamente como Grupo Casma Superior, ya que no existen una población representativa de dataciones distribuidas a lo largo de la zona de estudio para esta unidad.

Estas secuencias afloran principalmente en el eje central y este de la zona de estudio, predominando al este del Batolito de la Costa. Están conformadas principalmente por lavas dacíticas (Fotografía 3.2), lavas andesíticas a basálticas (Fotografía 3.3), brechas volcánicas (Fotografía 3.4), tobas volcánicas e intercalaciones de arenas volcanoclásticas con lentes calcáreas oscuro (Fotografía

3.5), lutitas y limolitas impuras. Estas secuencias son la roca huésped para los depósitos de tipo VMS Perubar, Palma y Aurora Augusta.

Con respecto a las secuencias que hospedan al depósito de Cerro Lindo, no cuentan con dataciones radiométricas públicas, pudiendo corresponder a la secuencia inferior o superior.



Fotografía 3.2. Muestra de lava dacítica (TRJ018) de la zona de Pisco Este. Fuente: fotografía tomada por el autor.



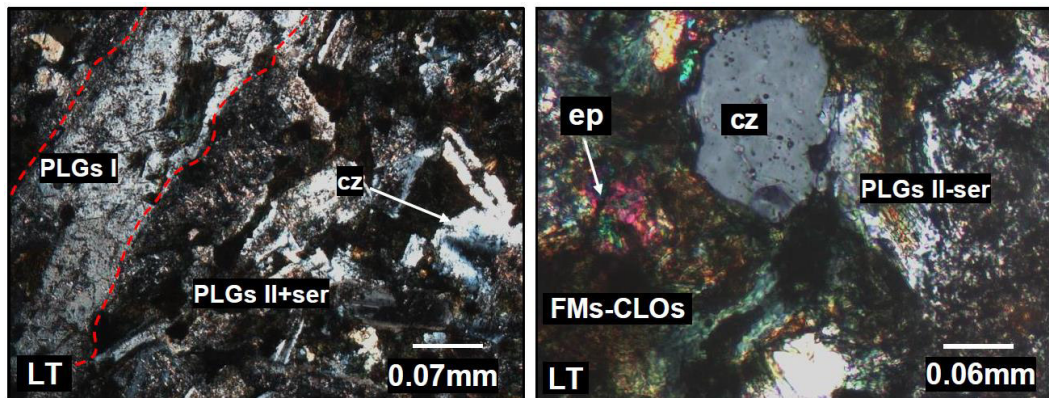
Fotografía 3.3. Afloramientos de andesitas – andesitas basálticas en los alrededores de Ica. Fuente: fotografía tomada por el autor.



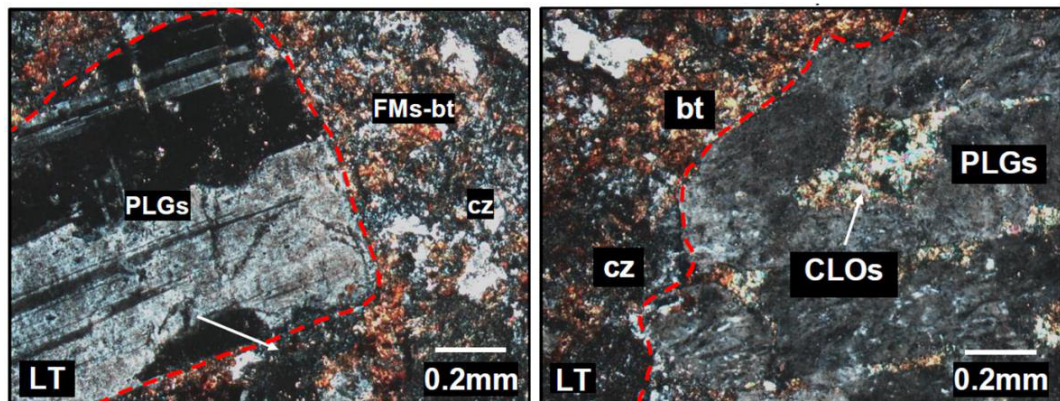
Fotografía 3.4. Aglomerado volcánico de composición andesítica en los alrededores de Perubar (Carretera central). Fuente: fotografía tomada por el autor.



Fotografía 3.5. Intercalación de niveles calcáreos con lavas andesíticas en los alrededores de Cerro Lindo. Fuente: fotografía tomada por el autor.



Microfotografía 3.1. Lava andesítica, compuesta por fenocristales de plagioclasas (PLGs I) en matriz de grano medio compuesta por plagioclasas II, cuarzo y minerales ferromagnesianos, moderadamente reemplazadas por cloritas y epidota. Muestra TRJ-007 de la zona de Perubar. LT: Luz transmitida. Fuente: microfotografía tomada por el autor.



Microfotografía 3.2. Lava andesítica, compuesta por fenocristales de plagioclasas, feldespato potásico y minerales ferromagnesianos reemplazados por cloritas, epidota y biotita secundaria, en una matriz de cuarzo II. Muestra TRJ-015 de los alrededores de Cerro Lindo. LT: Luz transmitida. Fuente: microfotografía tomada por el autor.

Volcánicos Paleógeno-Neógeno: Las secuencias volcánico-sedimentarias continentales del Cenozoicos sobreyacen en discordancia angular sobre las facies volcánico-sedimentarias submarinas del Maastrichtiano–Daniano o Grupo Casma superior, consisten de rocas piroclásticas, lavas y brechas volcánicas intercaladas con algunos niveles de conglomerados, areniscas y limonitas.

3.5 ROCAS INTRUSIVAS

Las rocas intrusivas en la sub-cuenca Cañete corresponden principalmente a rocas del Batolito de la Costa (105-60 Ma.), y a intrusiones post-batolito de edad paleógeno-neógeno.

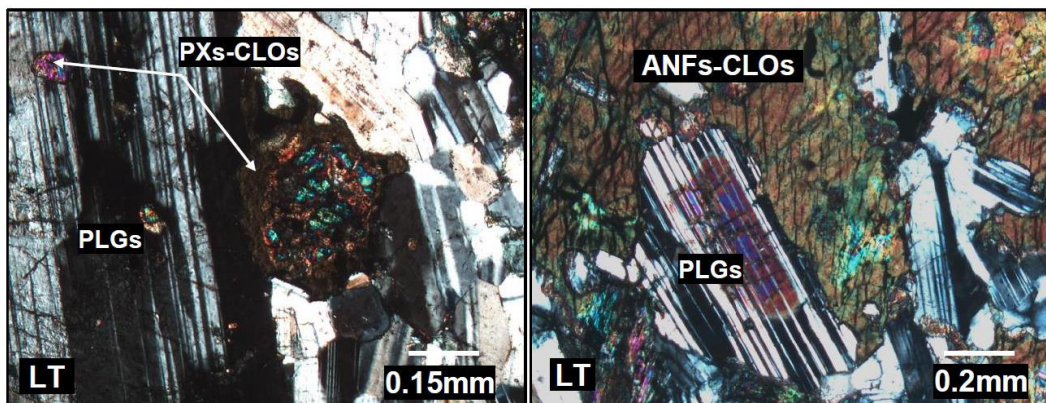
3.5.1 Intrusiones del Batolito de la Costa

El Batolito de la Costa es un complejo de intrusiones granitoides de tipo-I con contenido medio a alto de K (Wipf, 2006) que se extiende por ~1600 km a lo largo de la costa paralelo al *trend* andino y a la fosa peruana (Pfiffner & Gonzalez, 2013). Existen diferentes criterios de sub-división del Batolito de la Costa, como el de Pitcher et al. (1985) quien propuso una subdivisión en varias súper-unidades que forman segmentos individuales teniendo en cuenta la composición y un claro contacto entre ellas; sin embargo, esta sub-división no considera los diferentes episodios de actividad magmática, por lo que Soler (1991) realiza una reinterpretación proponiendo una subdivisión de episodios magmáticos en base a edades radiométricas y relaciones estratigráficas, siendo divididos en tres etapas (Romero, 2005):

- **Primera etapa (105-90 Ma.):** Corresponden a los plutones que se ubican al extremo oeste del Batolito de la Costa, que incluyen gabros, tonalitas, granodioritas y monzogranitos; y corresponden a las súper unidades, de Santa Rosa (facies Huaricanga y Corralillo), Patap, Jecuan y Tiabaya (Pitcher et al., 1985). Estas intruyen a rocas del Cretácico inferior (Grupo Morro Solar, Formaciones Pamplona-Atocongo- Pucusana y a las facies del Aptiano-Albiano–Cenomaniano).
- **Segunda etapa (90-70 Ma.):** Corresponden a los plutones ubicados en la parte centro-oeste de los afloramientos del Batolito de la Costa, las composiciones de estos intrusivos varían de gabros, dioritas, tonalitas, granodioritas a monzogranitos; y comprende las súper unidades de Patap, Santa Rosa (facies Huaricanga y Corralillo) y Humaya (Pitcher et al., 1985). Intruyen a rocas del Cretácico inferior (Grupo Morro Solar, Formaciones Pamplona-Atocongo-Pucusana y a las facies del Aptiano-Albiano–Cenomaniano).
- **Tercera etapa (70-60 Ma.):** Corresponden a los plutones ubicados en la parte oriental del Batolito de la Costa y está limitado al este por la falla Conchao-Cocachacra. Representan el mayor volumen de plutones de composición gabros, tonalitas, granodioritas hasta monzogranitos; comprenden las súper unidades de Patap, Paccho, Santa Rosa (facies Huaricanga y Corralillo), San Jerónimo, Puscao, Sayan y Humaya (Pitcher et al., 1985). Estos intrusivos estarían relacionados al vulcanismo del Cretácico superior-Paleoceno.



Fotografía 3.6. Intrusivo monzogranítico en los alrededores de Cerro Lindo. Fuente: fotografía tomada por el autor.



Microfotografía 3.3. Intrusivo diorítico correspondiente al Batolito de la Costa, compuesto por agregados tabulares de plagioclasas intercrecida con piroxenos y anfíboles. Alteración débil de clorita y trazas de epidota reemplazando piroxenos y anfíboles. Muestra TRJ-007 correspondiente a los alrededores de Aurora Augusta. LT: Luz transmitida. Fuente: Microfotografía tomada por el autor.

3.5.2 Intrusiones Post-Batolito de la Costa

Las intrusiones posteriores al Batolito de la Costa son principalmente de composición monzogranítica y son de edad Paleógeno-Neógeno. Las dataciones U/Pb en zircones indican una edad de 36.1 Ma. (Mukasa & Tilton, 1996) y dataciones Rb/Sr en roca total indican una edad de 37 Ma (Beckinsale et al., 1996). Estas intrusiones corresponderían a la Súper Unidad Pativilca (Pitcher et al., 1985), la cual corresponde a uno de los intrusivos más occidentales de este periodo magmático.

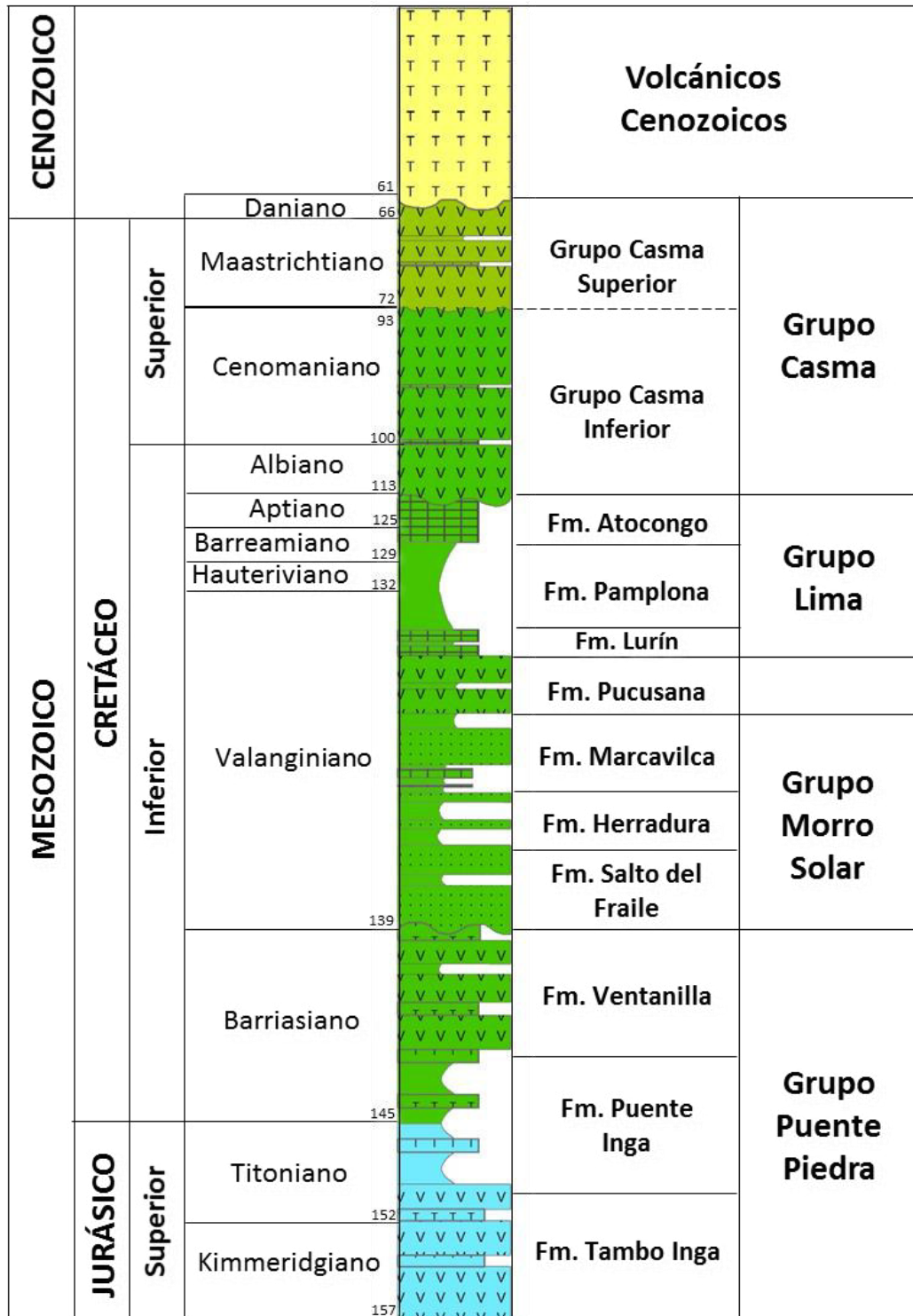
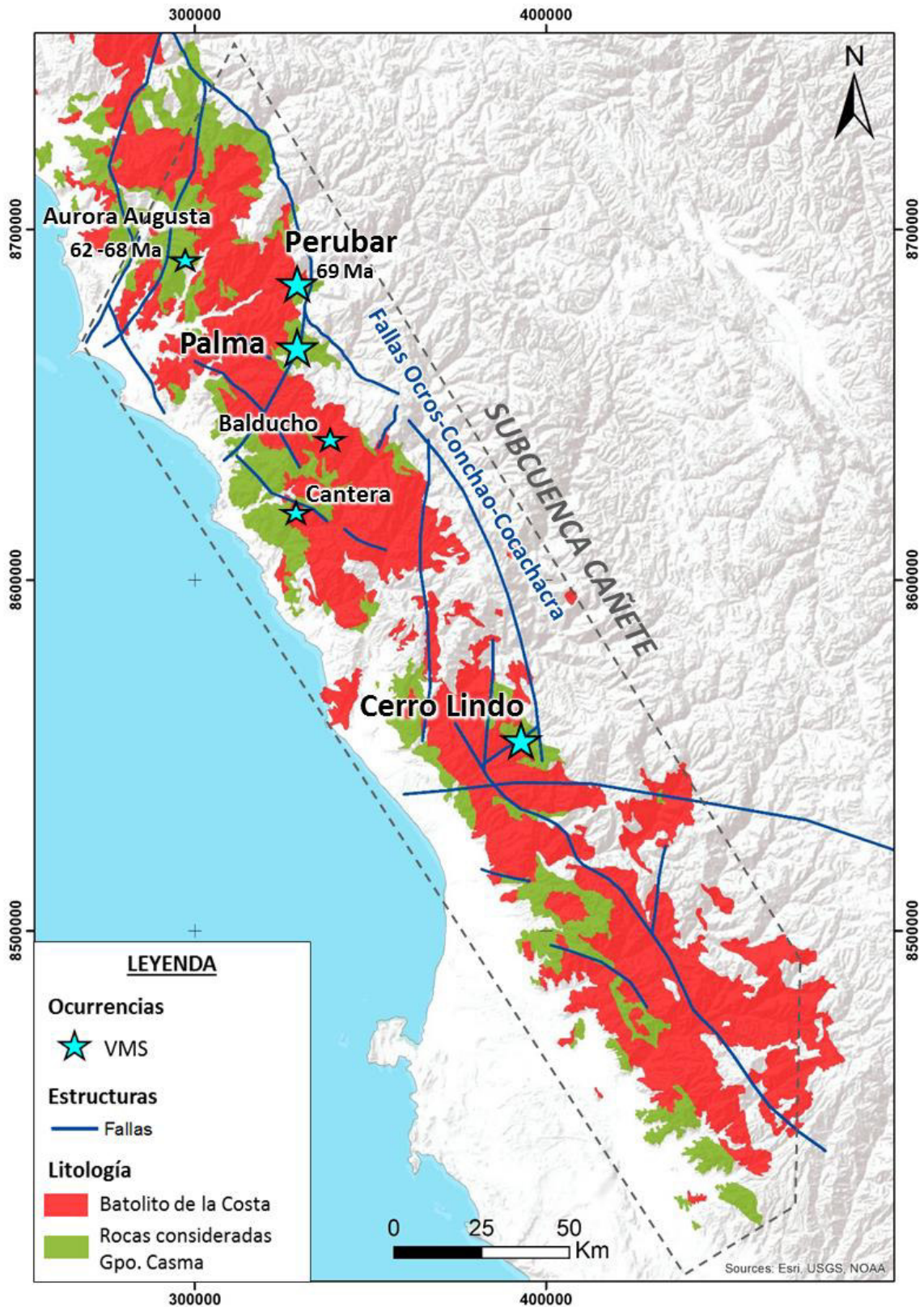


Fig. 3.1. Columna estratigráfica de la sub-cuenca Cañete.
Fuente: elaborado por el autor.



Mapa 3.1. Mapa geológico-estructural de la sub-cuenca Cañete mostrando las secuencias volcánico-sedimentarias correspondientes al Grupo Casma.
Fuente: Modificado de la carta geológica nacional 1:100,000 de INGEMMET.

CAPÍTULO IV: DEPÓSITOS MINERALES Y PROSPECTOS

4.1 CERRO LINDO

El depósito de Cerro Lindo es el depósito VMS más importante de Perú y contiene 83.9 Mt @ 0.78% Cu, 2.45% Zn y 0.26% Pb y 0.78 g/t Ag como recursos (Medina, 2013).

4.1.1. Contexto geológico-estructural

El depósito se encuentra hospedado en las secuencias volcánico-sedimentarias del Grupo Casma de las cuales no se cuentan con dataciones radiométricas públicas. Las secuencias volcánico-sedimentarias en Cerro Lindo son bimodales y están conformadas por intercalaciones de basaltos, andesitas y dacitas-riolitas, además de intercalaciones con calizas y lutitas al tope de la secuencia. Estas secuencias a lo largo de 8 km se encuentran muy deformadas por fallas y plegamientos (Ly, 2000). La mineralización está asociada a niveles dacíticos-riolíticos que incluyen riolitas masivas, riolitas volcanoclásticas y lavas dacíticas. Las rocas intrusivas constituyen principalmente al Batolito de la Costa y diques andesíticos post minerales. Existen tres sistemas estructurales, el sistema estructural principal tiene orientación NO y es el que controla la orientación de la mineralización; el sistema NE principalmente controla el emplazamiento de diques y desplazamiento de bloques (Ly, 2000); el sistema NS post-mineral de fallas inversas.

4.1.2. Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal relacionada a las zonas con mineralización es sericita con presencia también de clorita, y asociado a los niveles sedimentarios se tiene presencia de *hornfels*. Las zonas distales presentan alteración clorita-epidota.

4.1.3. Mineralización

Existen dos tipos de mineralización en Cerro Lindo:

- 1) Mineralización de Zn-Cu-Ag en cuerpos de sulfuros masivos tabulares y estratiformes conformada principalmente por pirita, esfalerita, calcopirita, galena y baritina con textura bandeada y algunos minerales de enriquecimiento supérgeno como covelita, calcosita y bornita (Acosta & Santisteban, 2007).
- 2) Mineralización en vetillas irregulares de Pb-Ag-Cu-Zn asociadas a pegmatitas (Romero, 2005) con macrocristales de muscovita y cuarzo lechoso (Ly, 2000).

4.2 PERUBAR

El depósito de Perubar está conformado por varios cuerpos mineralizados (Leonila Graciela, Juanita, Santa Cecilia y Elenita), que suman en total de 6.5 Mt @ 11.8% Zn, 1.4% Pb de recursos (Polliand et al, 2005).

4.2.1. Contexto geológico-estructural

El depósito de Perubar está hospedado en secuencias de volcánico-sedimentarias del Grupo Casma superior, conformada por sedimentos volcanoclásticos, lavas basalto-andesíticas, dacíticas y riolíticas con algunos niveles de limolitas y calizas; la mineralización se encuentra asociada a los niveles volcánicos de complejos de domos de composición que varía de andesítica a riolíticas. Los niveles de riolitas que sobreyacen a la mineralización han sido datados por U-Pb en 69.71 ± 0.18 Ma. y 68.92 ± 0.16 Ma. (Polliand et al., 2005). Las rocas intrusivas corresponden a rocas del Batolito de la Costa de composiciones tonalíticas pre-mineral de edades entre 86 a 82 Ma. según Mukasa (1986), Vidal (1987) y Polliand et al. (2005), estos intrusivos pre-mineral están cubiertos por las secuencias volcánico-sedimentarias; además de rocas intrusivas que cortan las secuencias volcánico-sedimentarias como monzogranitos de edad K/Ar en hornblenda de 66.7 ± 2 Ma. (Vidal, 1987) y pórfidos monzodioríticos de edad U-Pb en zircones de 67.89 ± 0.18 Ma. (Polliand et al., 2005). Los sistemas estructurales más importantes son NE y NO, el sistema NO representa fallas sin-sedimentarias que definen estructuras tipo rombo sugiriendo un origen tipo *pull-apart*, además a escala regional Perubar se ubica entre dos lineamientos NO (Polliand et al., 2005).

4.2.2. Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal en Perubar varía de clorita-sericita proximal a cuarzo-sericita periférica, además de pérdida de Na y enriquecimiento de Ba y K (Polliand & Fontboté, 2000).

4.2.3. Mineralización

La mineralización está conformada principalmente por cuerpos bandeados de pirita, esfalerita, y baritina, acompañado por calcopirita, galena, pirrotita y magnetita (Romero, 2005).

4.3 PALMA

El deposito VMS Palma se ubica a 15 km al SO del depósito de Perubar y tiene un recurso actual de 5.2 Mt @ 7.19% Zn, 1.48% Pb y 1.45 oz/t Ag (Volcan, 2017).

4.3.1. Contexto geológico-estructural

La secuencia volcánico-sedimentaria que correspondería a las secuencias del Grupo Casma superior, está conformada por lavas basálticas y andesíticas, rocas volcanoclásticas intercaladas con lutitas y calizas, estas secuencias se habrían depositado en una estructura tipo graben llamada Cuenca Palma (Injoque, 2000). La mineralización está relacionada a los niveles andesíticos intercalados con calizas y lodolitas y presencia de subvolcánicos riódacíticos. Las rocas intrusivas corresponden a plutones dioríticos y tonalíticos del Batolito de la Costa y a numerosos diques andesíticos y microdioríticos (Injoque, 2000). El sistema estructural principal es NE, el cual controla la depositación de sedimentos en la cuenca Palma.

4.3.2. Alteración hidrotermal

La alteración en las rocas volcánicas es del tipo propilítica, y marmolización en las calizas.

4.3.3. Mineralización

La mineralización consiste de cuerpos de sulfuros masivos compuestos por pirita, esfalerita, galena, calcopirita y baritina. Los mantos tienen orientación NE.

4.4 OTROS DEPOSITOS TIPO VMS

Dentro de la sub-cuenca Cañete existen otros depósitos comúnmente señalados en la bibliografía como tipo VMS:

4.4.1. Aurora Augusta

Este depósito se hospeda en rocas volcánicas y volcanoclásticas conformadas por andesitas volcanoclásticas intercaladas con lavas y esporádicamente con lutitas calcáreas (Vidal, 1987). La alteración está representada por sericita-clorita, cuarzo-sericita y con algunas zonas con silicificación. La mineralización se encuentra en cuerpos tabulares principalmente de baritina concordantes a la estratificación acompañado de sulfuros, principalmente pirita, esfalerita y menor calcopirita.

Dataciones K/Ar en sericitas de Vidal (1987) dan edades que varían entre $62,8 \pm 1,8$ Ma. y $68 \pm 1,9$ Ma.

4.4.2. Balducho

Este depósito se encuentra hospedado por lutitas, cortadas por intrusivos del Batolito de la Costa. La alteración en las lutitas corresponde a *hornfels*. La mineralización está conformada por cuerpos estratiformes de sulfuros (pirita, esfalerita) y baritina, además de zonas de *stockworks* silíceos con calcopirita (Vidal, 1987).

4.4.3. Cantera

La mineralización se encuentra hospedada en secuencias volcánico-sedimentarias de lutitas, areniscas y lavas. La alteración corresponde a silicificación débil. La mineralización corresponde a un cuerpo de pirita masiva con baritina y calcita (Vidal, 1987).

CAPÍTULO V: PETROQUIMICA DE ROCAS VOLCÁNICAS ASOCIADAS A LOS DEPÓSITOS VMS DE LA SUB-CUENCA CAÑETE

5.1 GENERALIDADES

Se realizaron análisis de roca total y elementos traza a 14 muestras de rocas volcánicas dentro de la sub-cuenca Cañete correspondientes a las secuencias del Grupo Casma, 10 de estas muestras están asociadas a los depósitos VMS que incluyen los depósitos de Cerro Lindo, Perubar y Palma; y 5 muestras de las rocas volcánicas distribuidas principalmente en la parte oeste y sur de la cuenca.

Para la toma de muestras en terreno se tuvo en cuenta que la composición de las rocas sea básica o intermedia con la finalidad de realizar las interpretaciones petroquímicas en base a una serie de gráficos específicos para rocas de esta composición que nos permiten definir el contexto tectónico, además se evitaron muestras de rocas con alteración hidrotermal, la presencia de vetillas y cualquier otro mineral secundario.

El análisis de muestras se realizó en el laboratorio de ALS (Lima), donde se utilizó para el análisis de elementos mayores ICP-AES y para el análisis de elementos traza, la técnica de fusión de borato de litio antes de la disolución ácida y análisis ICP-MS; integrando ambos análisis pudimos obtener una caracterización completa de la roca.

Para la interpretación de resultados no se excluyeron datos debido a pérdida por calcinación (*Lost On Ignition* – LOI) ya que solo 2 muestras

presentan LOI > 4% (1 muestra de Perubar con LOI de 5.53%, 1 muestra en el área de Ica con LOI de 4.65%) (Fig. 5.1); sin embargo, estas muestras fueron tratadas con cuidado. Los demás resultados tuvieron LOI < 4% mostrando que las rocas seleccionadas para los análisis no tuvieron alteración.

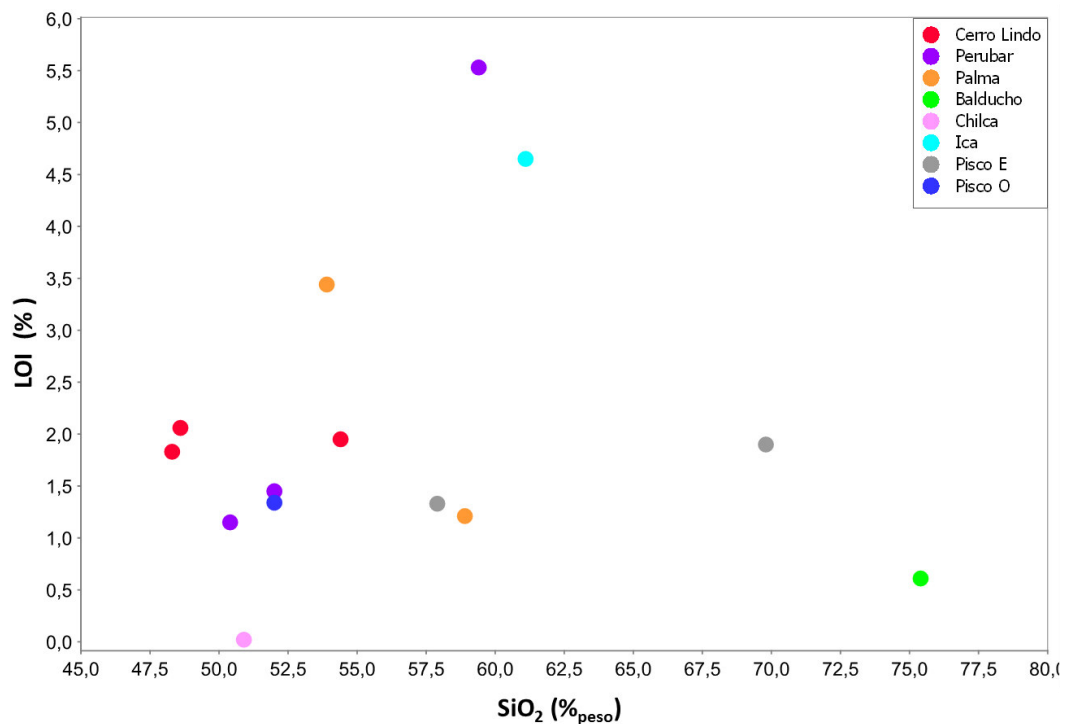


Diagrama 5.1. Pérdida por calcinación (Lost on ignition - LOI) versus SiO₂ de las muestras de rocas volcánicas en la sub-cuenca Cañete.
Fuente: elaborado por el autor.

Muestra	Ubicación	SiO2 pct	Al2O3 pct	Fe2O3 pct	CaO pct	MgO pct	Na2O pct	K2O pct	Cr2O3 pct	TiO2 pct	MnO pct	P2O5 pct	SrO pct	BaO pct	LOI pct
TRJ001	Cerro Lindo	59.4	15.85	5.49	4.32	1.65	3.17	2.99	0.004	0.59	0.08	0.12	0.02	0.05	5.53
TRJ002	Perubar	52	15.15	15	2.69	7.54	3.59	0.23	0.003	1.01	0.34	0.15	0.01	0.15	1.45
TRJ005	Perubar	50.4	16.35	9.88	9.65	4.63	3.82	1	0.003	0.93	0.22	0.18	0.05	0.04	1.15
TRJ013	Cerro Lindo	48.3	13.25	11.75	19	4.01	1.22	0.44	0.006	0.67	0.38	0.2	0.1	0.03	1.83
TRJ014	Cerro Lindo	48.6	17.7	10.8	10.3	4.99	3.26	0.39	0.003	1.22	0.26	0.22	0.04	0.01	2.06
TRJ015	Cerro Lindo	54.4	17.3	7.96	6.03	4	5.22	2.13	0.009	0.81	0.15	0.21	0.04	0.43	1.95
TRJ016	Ica	61.1	15.9	4.03	3.4	4.29	7.37	0.06	0.003	0.6	0.05	0.23	0.005	0.01	4.65
TRJ017	Pisco Este	57.9	17.5	6.74	6.76	3.52	3.72	1.68	0.022	0.65	0.11	0.2	0.07	0.09	1.33
TRJ018	Pisco Este	69.8	14.15	4.81	1.51	0.66	5.66	2.17	0.005	0.39	0.11	0.08	0.005	0.15	1.9
TRJ019	Pisco Oeste	52	17.5	9.28	5.97	5.18	3.7	4.12	0.021	1.14	0.18	0.45	0.09	0.22	1.34
TRJ020	Balducho	75.4	14.35	1.37	0.63	0.18	6.13	2.13	0.009	0.06	0.02	0.09	0.01	0.15	0.61
TRJ021	Chilca	50.9	19.8	10.15	9.52	4.74	3.14	0.42	0.004	0.83	0.19	0.1	0.05	0.04	0.02
TRJ022	Palma	58.9	17.95	5.88	4.17	3.03	6.01	1.47	0.005	0.82	0.05	0.26	0.01	0.02	1.21
TRJ023	Palma	53.9	18.95	9.23	7.05	2.93	3.34	1.59	0.002	0.76	0.17	0.28	0.05	0.06	3.44

Tabla 5.1. Tabla de resultados de elementos mayores. Fuente: elaborado por el autor.

Muestra	Ubicación	Ce ppm	Cr ppm	Cs ppm	Dy ppm	Er ppm	Eu ppm	Ga ppm	Gd ppm	Hf ppm	Ho ppm	La ppm	Lu ppm	Nb ppm	Nd ppm	Pr ppm	Rb ppm	Sm ppm	Sr ppm	Ta ppm	Tb ppm	Th ppm	Tm ppm	U ppm	V ppm	Y ppm	Yb ppm	Zr ppm
TRJ001	Cerro Lindo	55.9	30	15.65	3.6	2.08	0.91	15.9	4.29	4.6	0.73	26.8	0.33	6.9	23.3	6.69	160.5	5.05	264	0.8	0.73	16.35	0.31	4.19	116	21	2.09	170
TRJ002	Perubar	11.5	20	3.54	1.86	1.48	0.69	18.7	1.89	2.8	0.43	4.6	0.31	2.4	7	1.57	10.5	1.72	238	0.3	0.35	2.88	0.3	1.26	317	11.5	1.94	94
TRJ005	Perubar	22.9	30	2.62	3.35	2.03	0.87	14.4	3.45	2	0.75	10.9	0.3	2.8	12.9	3.19	41.9	3.49	574	0.2	0.62	3.52	0.3	1.25	331	19.2	1.99	62
TRJ013	Cerro Lindo	42.9	50	14.55	3.93	2.61	1.35	27	4.27	3.8	0.78	20.3	0.38	3.1	21.6	5.56	27.3	5.19	945	0.1	0.66	7.44	0.37	2.28	142	23.2	2.29	123
TRJ014	Cerro Lindo	37.2	30	1.65	4.09	2.5	1.46	21.9	4.51	2.4	0.82	17	0.37	2.9	20.9	4.99	13.2	4.85	475	0.1	0.67	1.58	0.38	0.69	423	24.7	2.38	81
TRJ015	Cerro Lindo	46.9	100	3.43	4.48	2.78	0.94	19.2	4.55	4.1	0.9	22.5	0.4	3.4	23.7	5.98	70.3	5.59	437	0.1	0.72	7.9	0.45	2.65	216	25.8	2.78	130
TRJ016	Ica	37.3	30	0.22	3.62	2.45	0.91	18	3.88	5.1	0.78	17.1	0.38	5	17.2	4.52	0.8	3.81	111.5	0.2	0.56	5.85	0.4	1.72	123	22.5	2.47	182
TRJ017	Pisco Este	39	140	0.93	1.96	0.97	0.91	20.4	2.66	2.7	0.35	21	0.12	3.5	17.8	4.67	37.3	3.28	718	0.1	0.38	5.88	0.16	1.43	147	10.2	0.89	91
TRJ018	Pisco Este	53.1	50	0.1	7.53	5.21	1.62	18.7	7.65	6	1.78	24.5	0.91	4.1	29.1	6.87	44	6.51	145	0.3	1.2	8.43	0.76	2.93	12	51.1	5.3	213
TRJ019	Pisco Oeste	100	150	3	4.9	2.69	1.68	18.6	6.96	5.1	0.9	46.6	0.35	12.6	47.3	12.55	99.4	9.47	920	0.9	0.98	16.55	0.4	3.83	248	25.3	2.42	207
TRJ020	Balducho	35.4	60	0.37	0.5	0.21	0.2	12.1	1.11	2.1	0.1	17.8	0.03	4.7	12.8	3.88	43.2	2.28	176.5	0.6	0.12	6.43	0.05	2.14	10	3.2	0.28	76
TRJ021	Chilca	14.1	40	0.26	2.35	1.5	0.93	16.9	2.64	0.8	0.48	6.2	0.23	0.8	7.9	1.93	4.4	2.25	563	0.2	0.37	0.44	0.21	0.19	320	13.7	1.69	26
TRJ022	Palma	64.1	50	1.12	3.67	2.62	1.07	17.6	4.41	4	0.84	33.2	0.4	12.8	29.1	7.53	63.5	5.88	216	1	0.71	4.89	0.38	1.45	152	21.8	2.36	153
TRJ023	Palma	36.7	10	3.67	3.51	2.47	1.21	15.2	4.17	2.4	0.7	16.5	0.33	3.8	20.5	4.82	53.7	5.03	576	0.4	0.7	2.85	0.33	0.85	135	20.7	2.08	88

Tabla 5.2. Tabla de resultados de elementos trazas. Fuente: elaborado por el autor.

5.2 CLASIFICACIONES

Para la discriminación del tipo de roca se usó el diagrama de clasificación para rocas volcánicas con elementos mayores en el sistema álcalis total versus sílice (TAS) de Le Maitre et al. (1989) (Fig. 5.2) y este fue comparado con el diagrama de elementos traza Zr/Ti versus Nb/Y para clasificación de rocas volcánicas de Pearce (1996), con el fin de validar la clasificación petrológica en base a elementos inmóviles (Fig. 5.3); ya que los elementos inmóviles, que incluyen elementos de alto potencial iónico (HFSE: *high field strength elements*) y Tierras Raras (REE: *rare earth elements*) sufren una menor movilización durante procesos hidrotermales o supérgenos. Además, se verificó la clasificación en base al contenido de Cr en rocas intermedias para evitar errores en la clasificación influenciados por el alto contenido de Cr de algunas muestras.

La comparación de ambas clasificaciones no presento diferencias significativas (Tabla 5.1) teniendo la mayoría de las muestras la misma clasificación o su equivalente respectivo.

En general las rocas a lo largo de la sub-cuenca Cañete tienen una composición bimodal que varía de rocas máficas a félsicas, que incluyen basaltos, andesitas, andesitas-basáltica, traquitas a dacitas y riolitas.

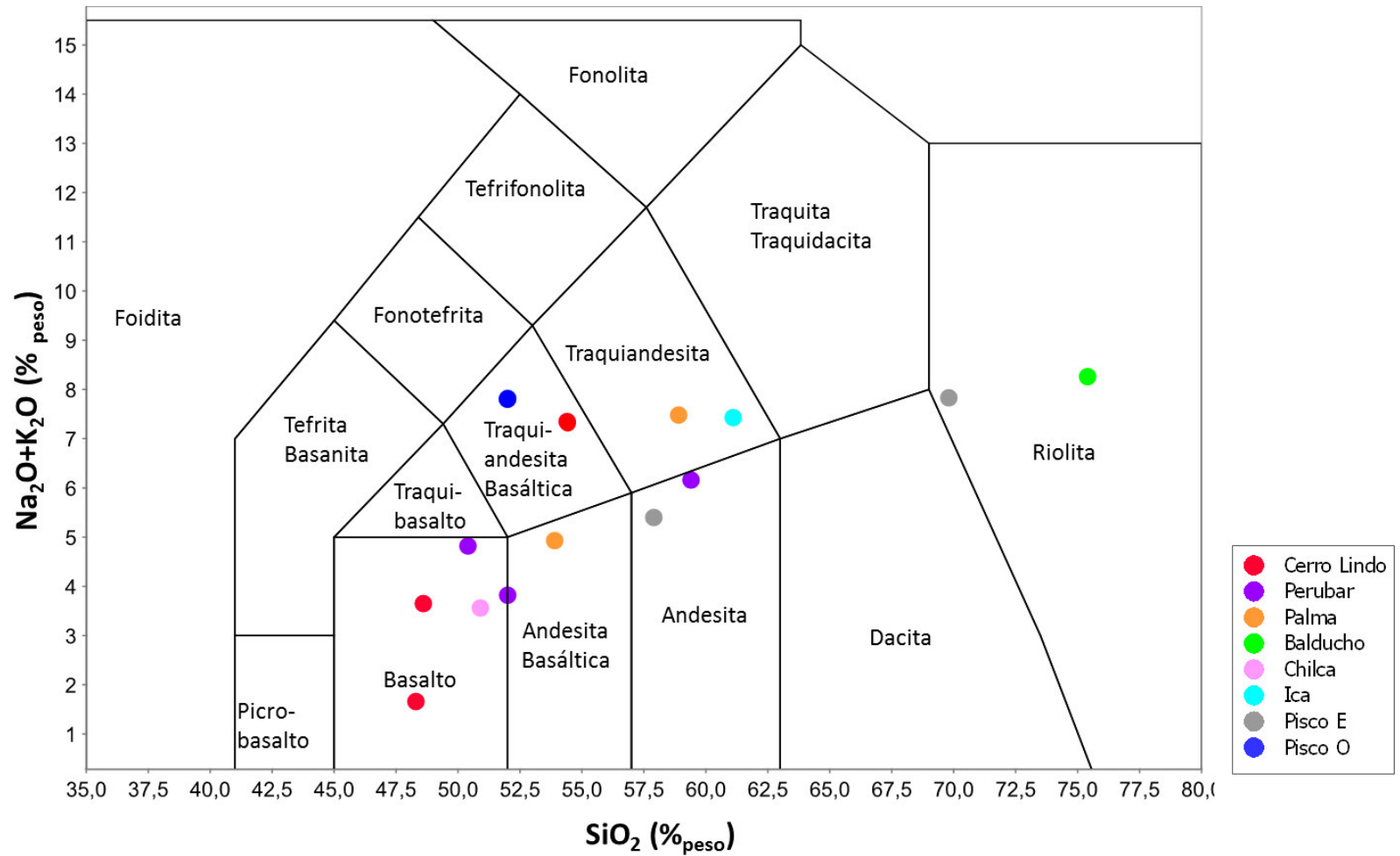


Diagrama 5.2. Álcalis total versus sílice (TAS) para clasificación de rocas volcánicas de Le Maitre et al., (1989). Fuente: elaborado por el autor.

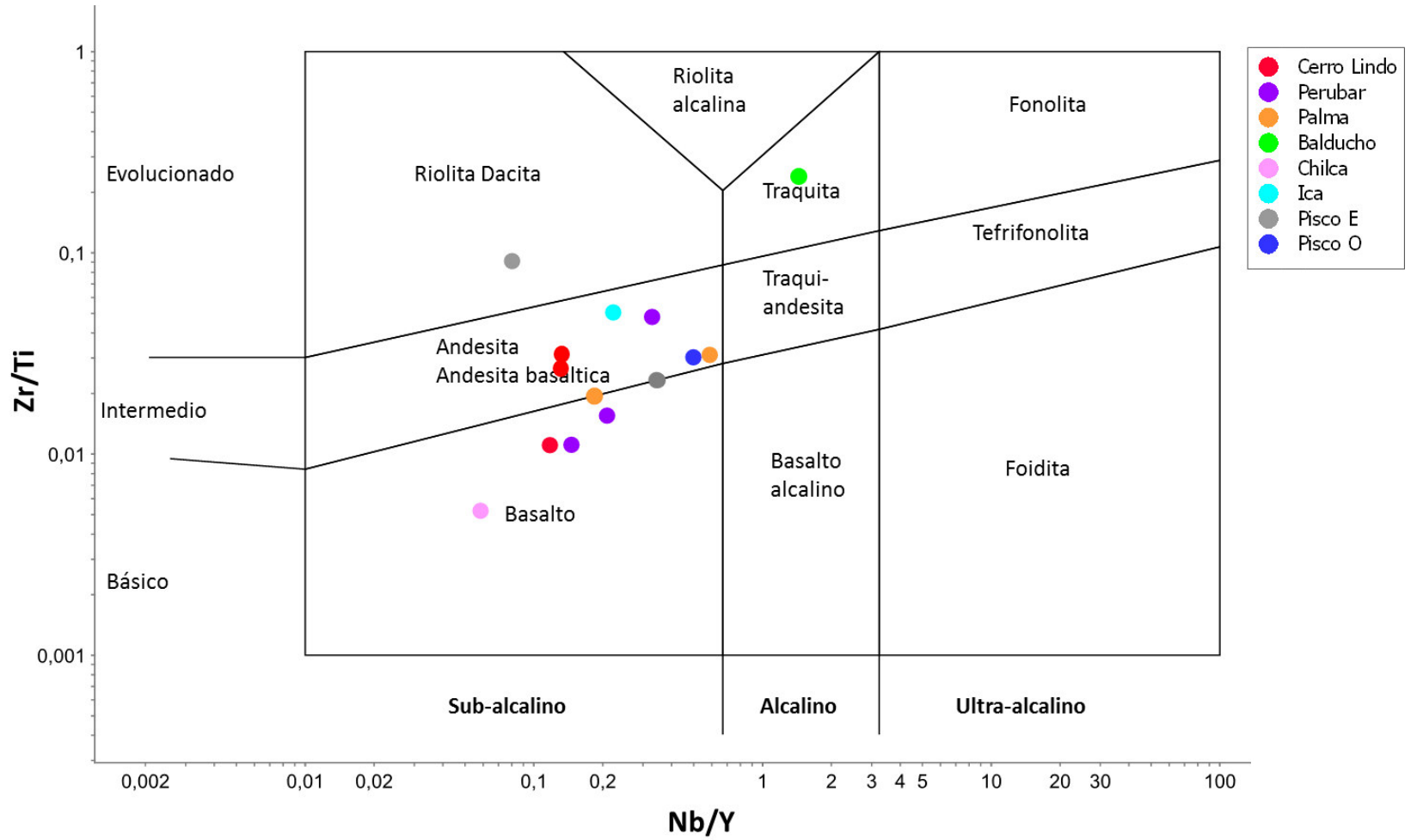


Diagrama 5.3. Clasificación de rocas volcánicas de Pearce (1996) en base a elementos traza inmóviles. Fuente: elaborado por el autor.

Muestra	Ubicación	SiO ₂ _pct	Le Maitre et al., (1989)	Pearce (1996)
TRJ001	Perubar	59.4	Andesita	Andesita - Andesita basáltica
TRJ002	Perubar	52	Andesita basáltica	Basalto
TRJ005	Perubar	50.4	Basalto	Basalto
TRJ013	Cerro Lindo	48.3	Basalto	Andesita - Andesita basáltica
TRJ014	Cerro Lindo	48.6	Basalto	Basalto
TRJ015	Cerro Lindo	54.4	Traquiandesita basáltica	Andesita - Andesita basáltica
TRJ016	Ica	61.1	Traquiandesita	Andesita - Andesita basáltica
TRJ017	Pisco Este	57.9	Andesita	Andesita - Andesita basáltica
TRJ018	Pisco Este	69.8	Riolita	Riolita Dacita
TRJ019	Pisco Oeste	52	Traquiandesita basáltica	Andesita - Andesita basáltica
TRJ020	Balducho	75.4	Riolita	Traquita
TRJ021	Chilca	50.9	Basalto	Basalto
TRJ022	Palma	58.9	Traquiandesita	Andesita - Andesita basáltica
TRJ023	Palma	53.9	Andesita basáltica	Andesita - Andesita basáltica

Tabla 5.3. Comparación de la clasificación de rocas volcánicas en base a los diagramas discriminantes de Le Maitre et al., (1989) y Pearce (1996). Fuente: elaborado por el autor.

La clasificación de alcalinidad se hizo mediante el diagrama de elementos traza Zr/Ti versus Nb/Y para clasificación de rocas volcánicas de Pearce (1996) (Fig. 5.3), ya que el objetivo de esta tesis es entender los procesos primarios relacionados a la formación de depósitos VMS, por lo cual es más confiable utilizar elementos inmóviles, asumiendo que siempre las rocas tienen algún grado de alteración.

La división de rocas sub-alcalinas se realizó mediante el diagrama AFM (Álcalis: Na₂O + K₂O; FeO; MgO) de Irvine y Baragar (1971) (Fig. 5.4). Este gráfico muestra la tendencia principalmente calco-alcalina de las rocas volcánicas en esta cuenca, con presencia de algunas rocas con signatura toleíticas.

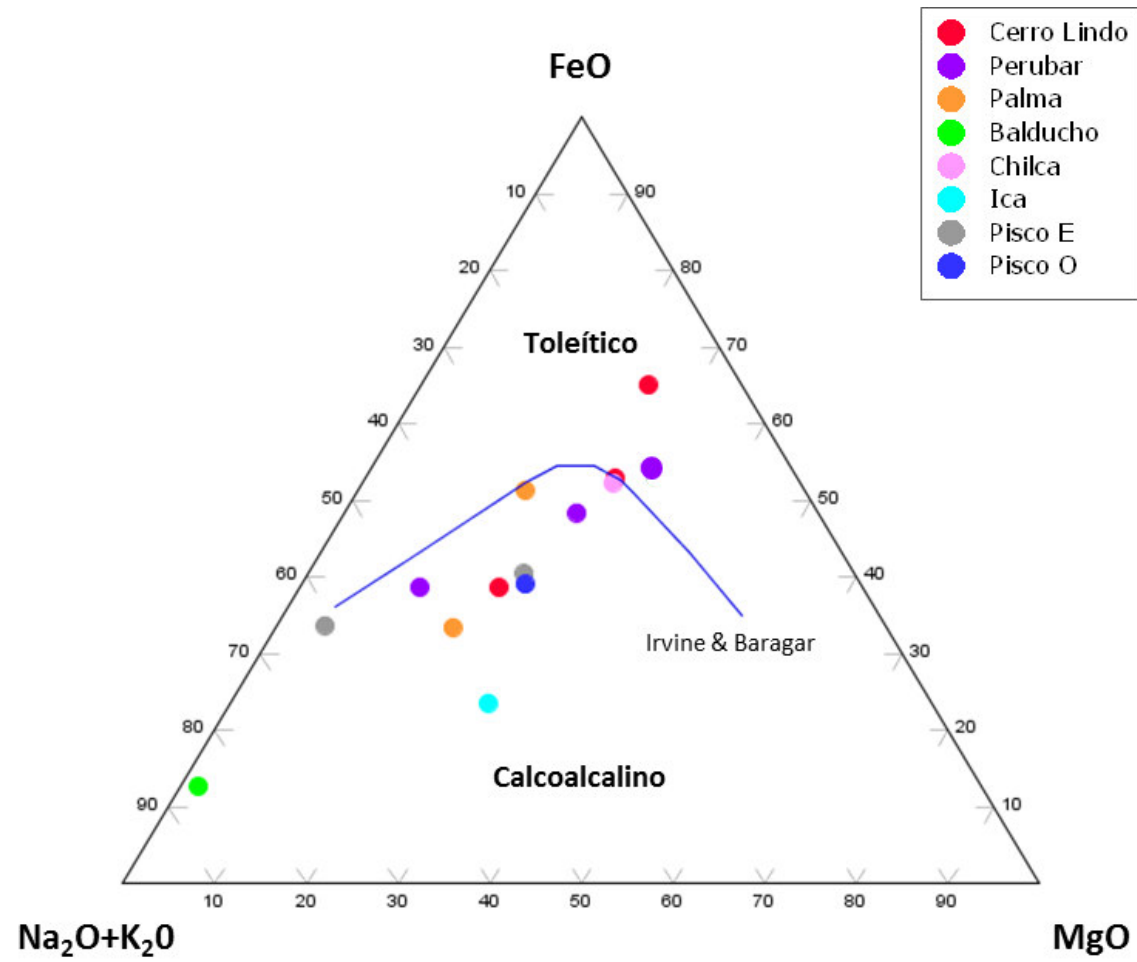


Diagrama 5.4. AFM (Álcalis: Na₂O + K₂O; FeO; MgO) de Irvine y Baragar (1971) para subdivisión de rocas sub-alcálinas.
Fuente: elaborado por el autor.

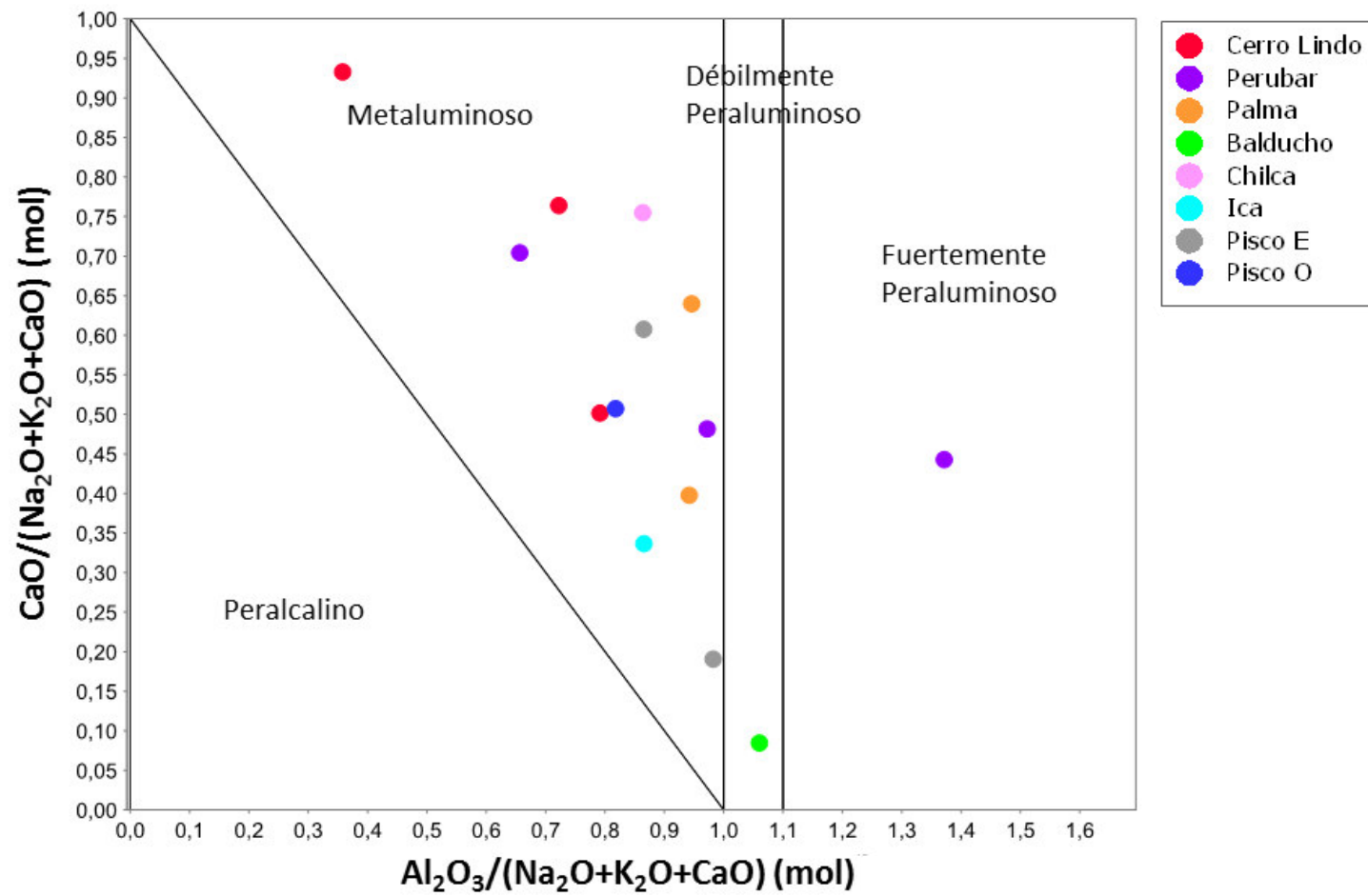


Diagrama 5.5. Índice de saturación de alúmina de Barton and Young (2002). Fuente: elaborado por el autor.

El índice de saturación de aluminio para rocas ígneas ha sido calculado mediante el diagrama de Barton and Young (2002) (Fig. 5.5). En general las rocas de la sub-cuenca Cañete tienen una signatura metaluminosa.

5.3 PETROQUÍMICA DE ROCAS MÁFICAS

Debido a la presencia de rocas máficas en la sub-cuenca Cañete se utilizó varios tipos de diagramas para este tipo de rocas, específicamente con el objetivo de reconocer el contexto tectónico asociado a la formación de la sub-cuenca Cañete y a los depósitos VMS que esta cuenca hospeda.

Se utilizaron diagramas ternarios de elementos inmóviles con elementos trazas de rocas máficas e intermedias para la discriminación del contexto tectónico en el cual se depositaron las secuencias volcánicas de la sub-cuenca Cañete, ya que las rocas volcánicas submarinas en el registro geológico tienen algún grado de alteración, la utilización de elementos inmóviles ha sido utilizada con éxito ya que estos son insensibles a procesos secundarios.

El diagrama Th, Zr/117, Nb/16 de Wood (1980) (Fig. 5.6) muestra que todas las rocas de la sub-cuenca Cañete corresponden a ambiente de arco volcánico. Seguidamente, según el diagrama Y, La y Nb de Cabanis y Lecolle (1989) (Fig. 5.7), las muestras caen principalmente dentro del campo de arco calco-alcalino y algunas muestras dentro del campo de arco transicional toleítico a calco-alcalino; esta clasificación difiere, en el caso de algunas muestras, con la división de rocas sub-alcalinas que se realizó mediante el diagrama AFM (Álcalis: Na₂O + K₂O; FeO; MgO) de Irvine y

Baragar (1971), por lo que para nuestra interpretación predominará la clasificación en base a elementos inmóviles, ya que pudo haber algún tipo de alteración en la roca, sobre todo considerando que éstas se formaron en ambiente submarino.

Adicionalmente se hizo la diferenciación del tipo de arco volcánico según el diagrama Th/Yb versus Nb/Yb de Pearce (2014), mostrando que las rocas de la sub-cuenca Cañete se formaron en la transición desde un arco oceánico a un arco continental. Además, existiendo algunas muestras que han sido mapeadas como parte del Grupo Casma, que corresponde a rocas de origen continental sub-aéreo.

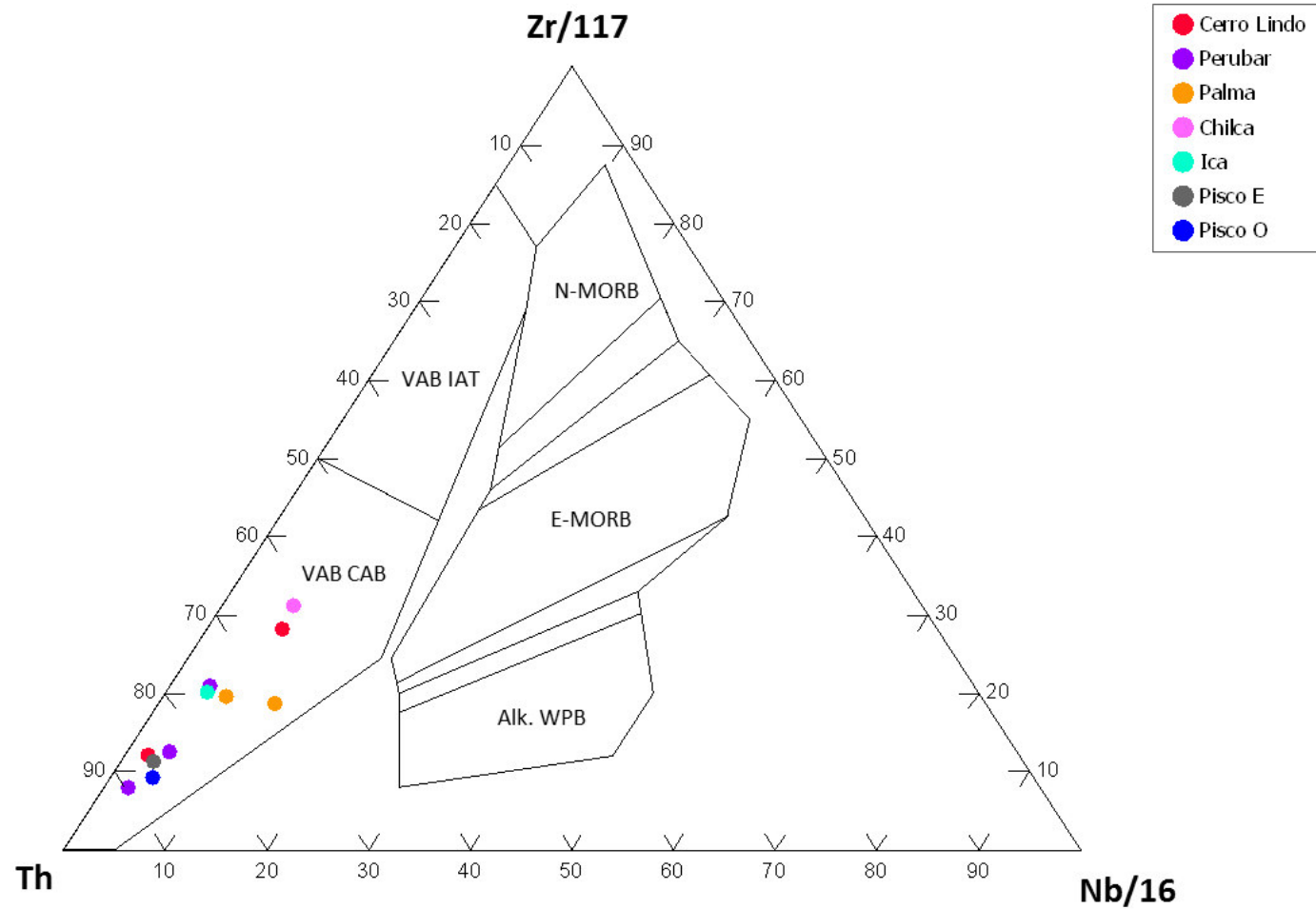


Diagrama 5.6. Th, Zr/117, Nb/16 de Wood (1980) para rocas máficas e intermedias. VAB: Basaltos de arco volcánico, CAB: Basaltos calco-alcálinos, IAT: Toleítas de Arcos de Islas, WPB: Dentro de toleítas de placas, MORB: Basaltos de dorsales oceánicas. Fuente: elaborado por el autor.

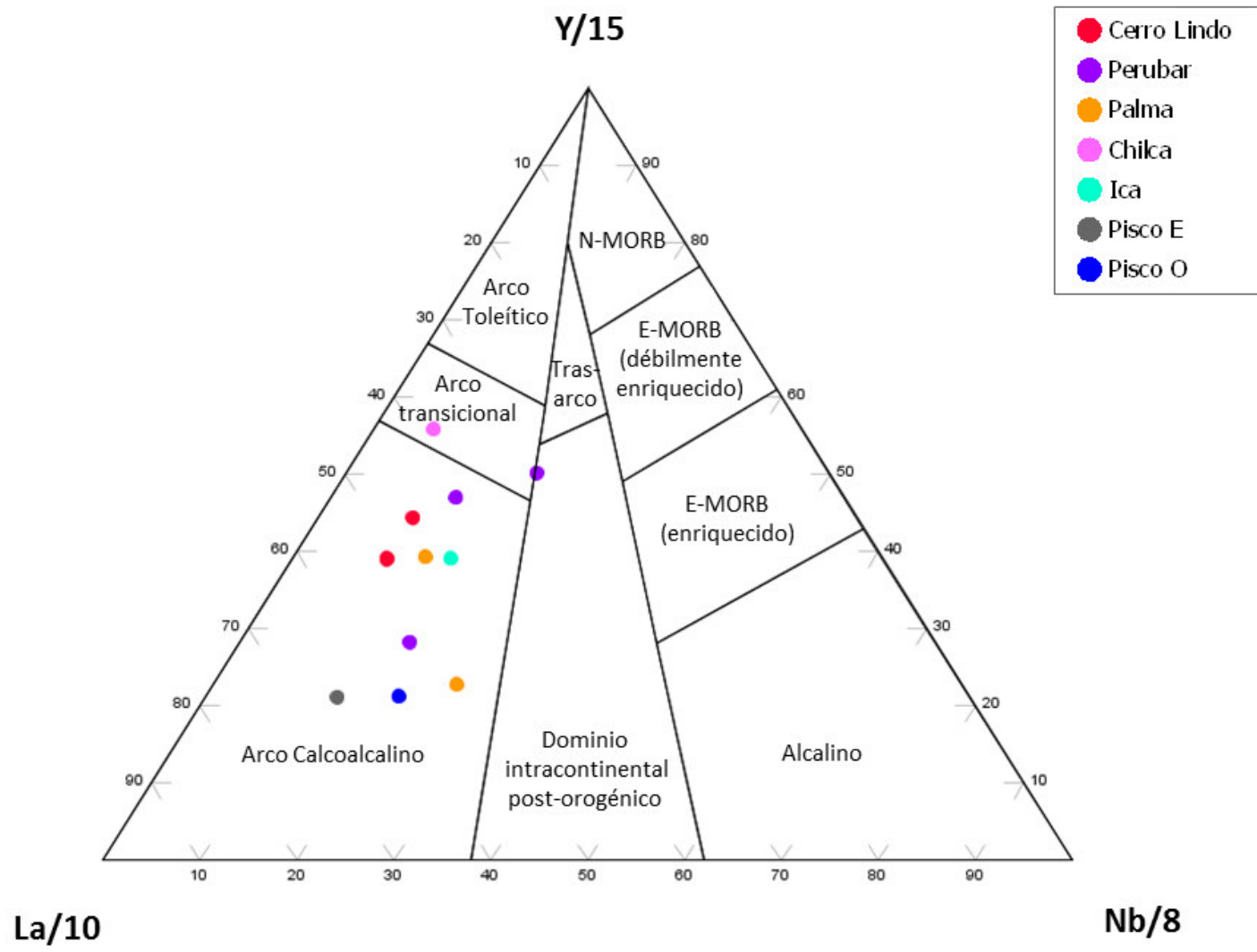


Diagrama 5.7. La/10, Y/15, Nb/8 de Cabanis y Lecolle (1989). Fuente: elaborado por el autor.

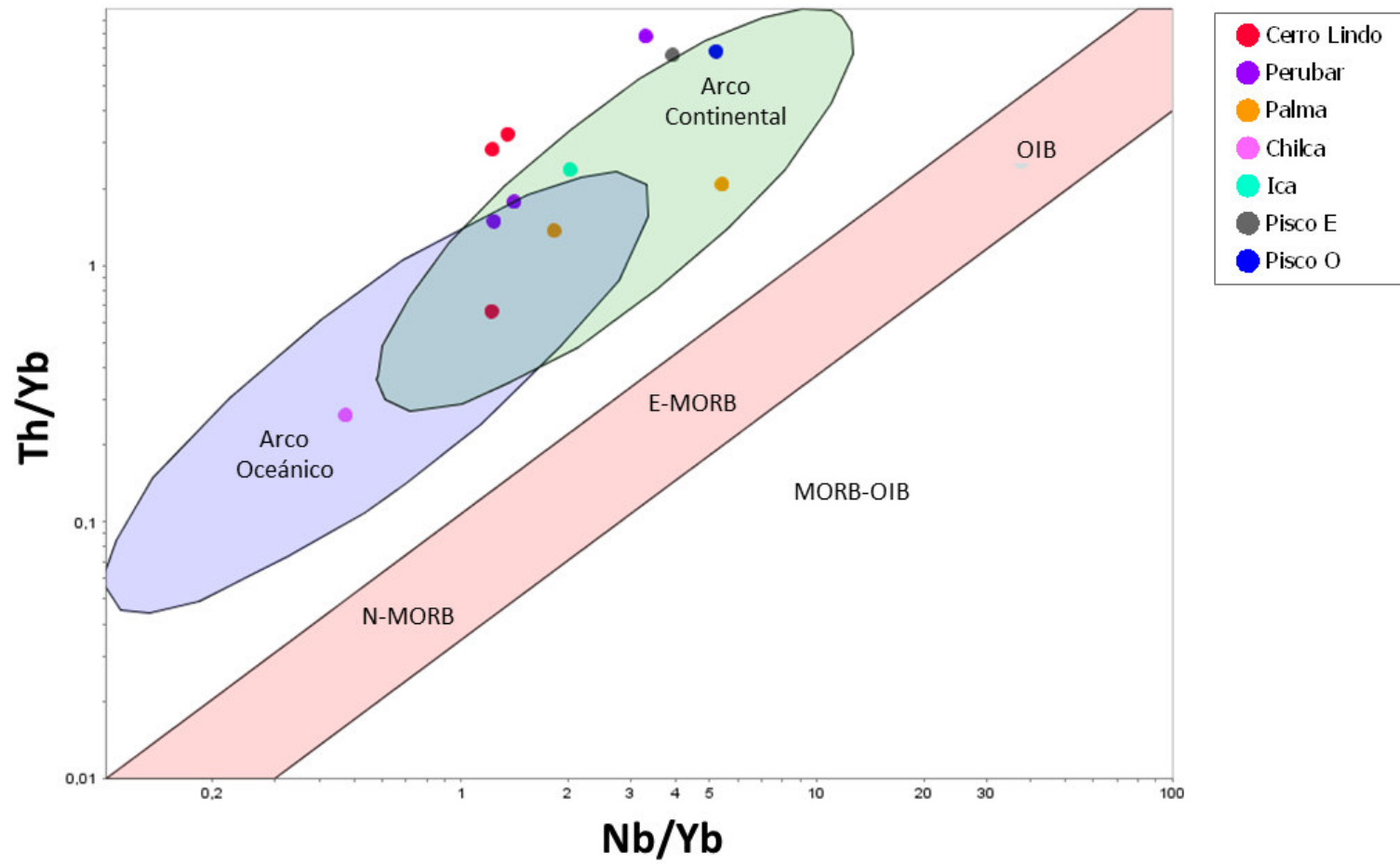


Diagrama 5.8. Th/Yb versus Nb/Yb de Pearce (2014). Fuente: elaborado por el autor.

Diagramas tipo spider:

Se construyeron diagramas tipo *spider* de tierras raras y multi-elementales de Pearce (2010), en el cual se normalizan dichos elementos con respecto al manto primitivo de McDonough et al., (1992), tanto para las rocas asociadas a los depósitos VMS (Fig. 5.8), así como para las demás muestras dentro de la sub-cuenca Cañete (Fig. 5.9).

En estos diagramas predomina enriquecimiento de elementos de tierras raras ligeras (LREE: La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu) con respecto a elementos de tierras raras pesadas (HREE: Gd, Tb, Dy, Er, Tm, Yb, Lu, Y); acompañado de alta razón de Th con respecto a Nb, esta signatura es consistente con zonas de arcos calco-alcalinos (Fig. 5.10a), lo cual coincide con la clasificación de contexto tectónica hecha en base al diagrama de La/10, Y/15, Nb/8 de Cabanis y Lecolle (1989) (Fig. 5.7), la razón alta de Th/Nb es causada porque el Th es un elemento móvil durante procesos de subducción a diferencia del Nb que es un elemento inmóvil en la mayoría de ambientes de arco, por lo tanto, las rocas formadas sobre las zonas de subducciones tienen alta en razón Th/Nb; además, ya que la corteza continental, deriva en parte de procesos de subducción, es alta en razón Th/Nb (Pearce, 2014). Adicionalmente, se observa un empobrecimiento de Ti indicando también un ambiente de subducción y fusión parcial, ya que el Ti es un elemento incompatible y su empobrecimiento aumenta con el aumento de grado de fusión parcial (Pearce, 2014).

Excepcionalmente solo 1 muestra presenta una relación plana entre elementos de tierras raras ligeras (LREE: La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu) con

respecto a elementos de tierras raras pesadas (HREE: Gd, Tb, Dy, Er, Tm, Yb, Lu, Y) (Fig. 5.10b); acompañado de una razón moderada de Th con respecto a Nb, lo cual representa también un ambiente de subducción, sin embargo, con respecto a la signatura anterior podría representar una etapa más temprana del desarrollo del arco. Empobrecimiento de Zr y Hf representa una signatura típica de arcos oceánicos, lo cual concuerda con la clasificación previa del Diagrama Th/Yb versus Nb/Yb de Pearce (2014). En ambos tipos de signaturas, se observa empobrecimiento de Nb, lo que es causado en arcos volcánicos por el fraccionamiento de Nb con respecto de otros elementos como Th y Ce durante la deshidratación y fusión parcial (Pearce, 1996). El Nb es preferentemente retenido en los anfíboles y otras fases menores como titanita y rutilo en la placa subducida y en el manto litosférico (Pearce, 1996).

Para poder discriminar entre rocas de arco y rocas de tras-arco debemos tener en cuenta que las rocas de ambiente de tras-arco no presentan depresión de Nb con respecto de Th como podemos observar en los diagramas tipo *spider* normalizados al manto primitivo (Fig. 5.8, 5.9 y 5.10), ya que el Th es un elemento altamente incompatible durante los procesos de cristalización fraccionada, por lo que su enriquecimiento ocurre en magmas más evolucionados.

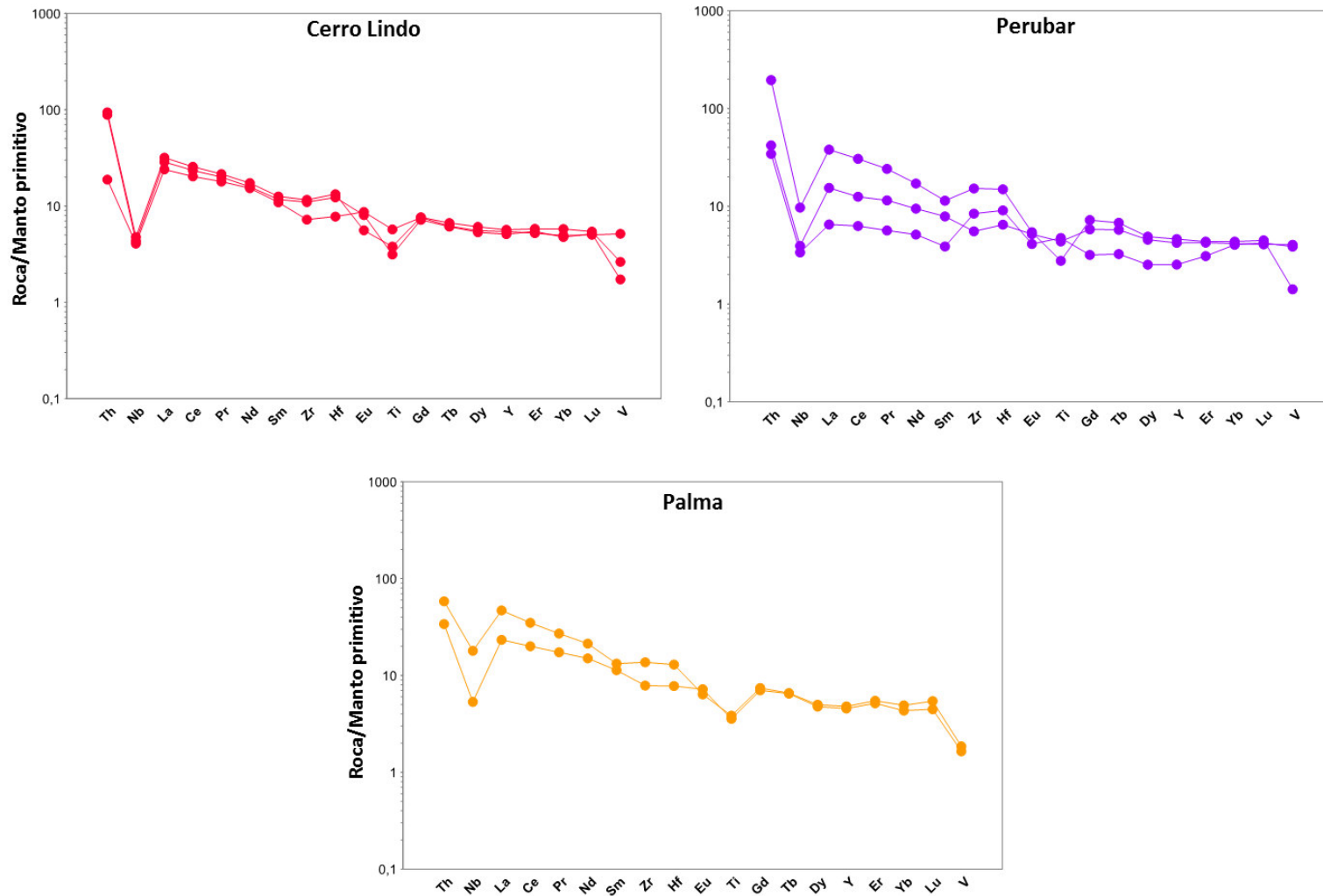


Diagrama 5.9. Diagrama tipo *spider* de Pearce (2010) para rocas máficas con muestras relacionadas a los depósitos VMS.
Fuente: elaborado por el autor.

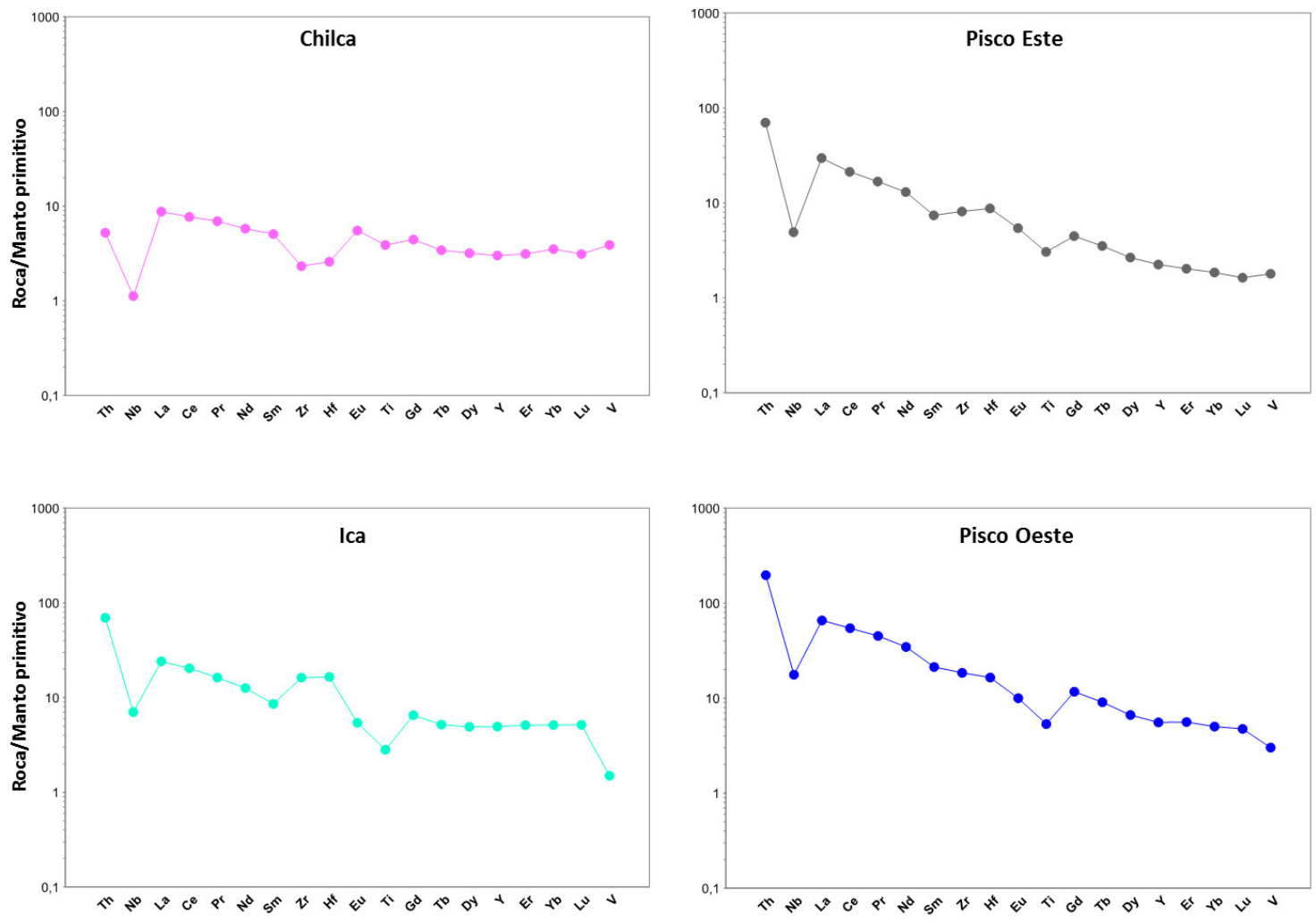


Diagrama 5.10. Diagrama tipo *spider* de Pearce (2010) para rocas máficas de las muestras distribuidas en diferentes zonas de la sub-cuenca Cañete. Fuente: elaborado por el autor.

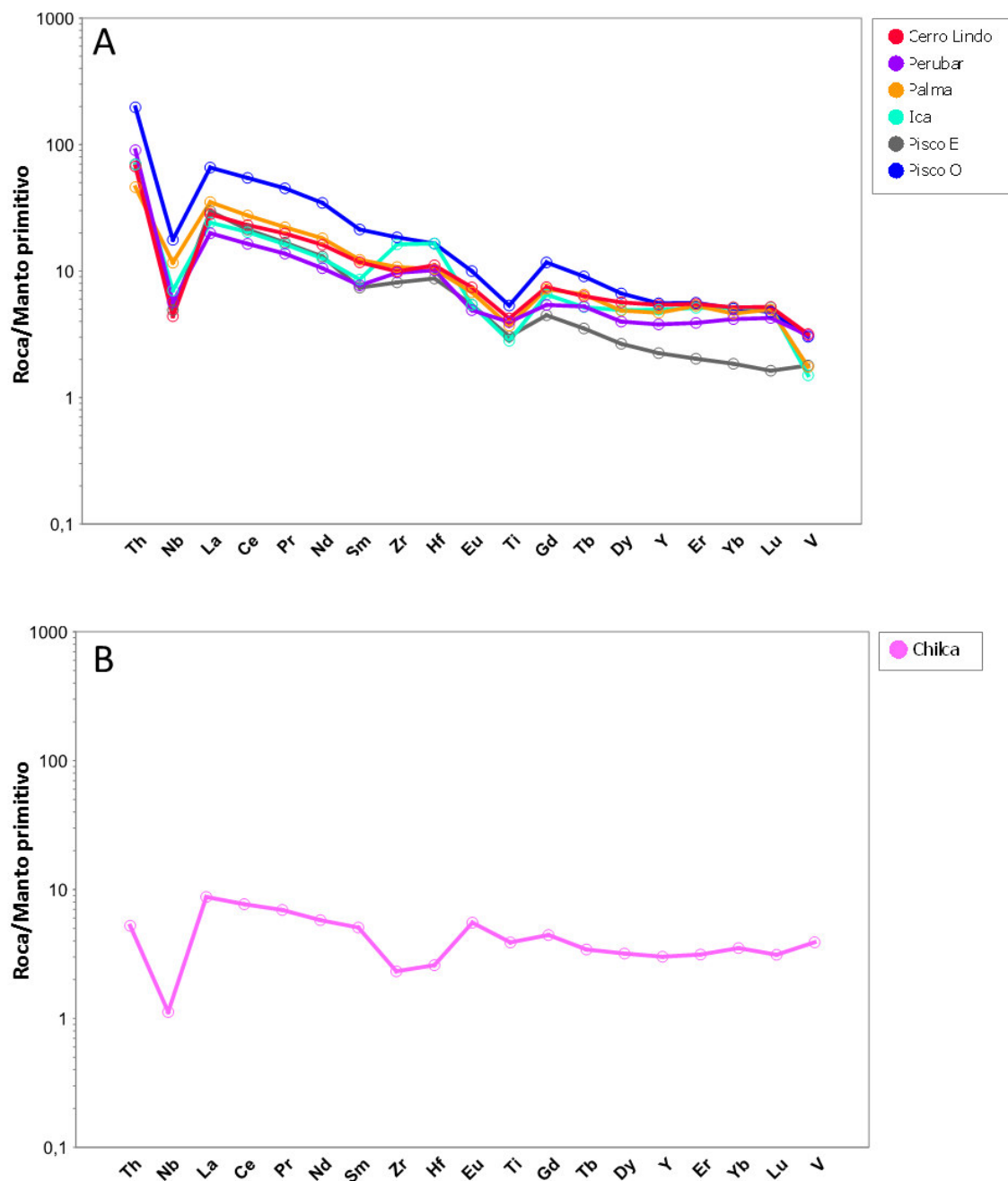


Diagrama 5.11. Diagrama tipo *spider* de Pearce (2010) para rocas máficas mostrando los dos tipos de firmas dentro de la sub-cuenca Cañete.
Fuente: elaborado por el autor.

5.4 ESPESOR CORTICAL

De acuerdo a la relación Ce/Y de Mantle & Collins (2008) para rocas de composición máfica, en la sub-cuenca Cañete las rocas volcánicas correspondientes al Grupo Casma se habrían depositado sobre una corteza desde ~20 km hasta ~30 km de espesor principalmente, estas rocas están asociadas a un contexto de arco oceánico a transicional. Además, las secuencias del extremo sur de la cuenca se habrían depositado en una corteza de hasta ~45km, estas secuencias corresponden a un contexto de arco continental.

Los depósitos VMS dentro de esta cuenca se habrían formados en una corteza de entre 20 – 30 km de espesor (Fig. 5.11)

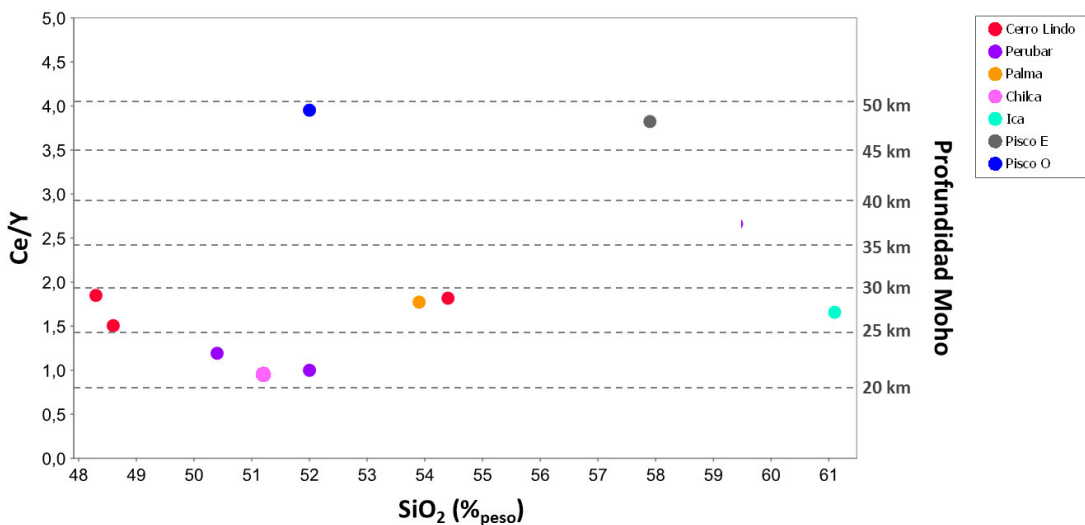
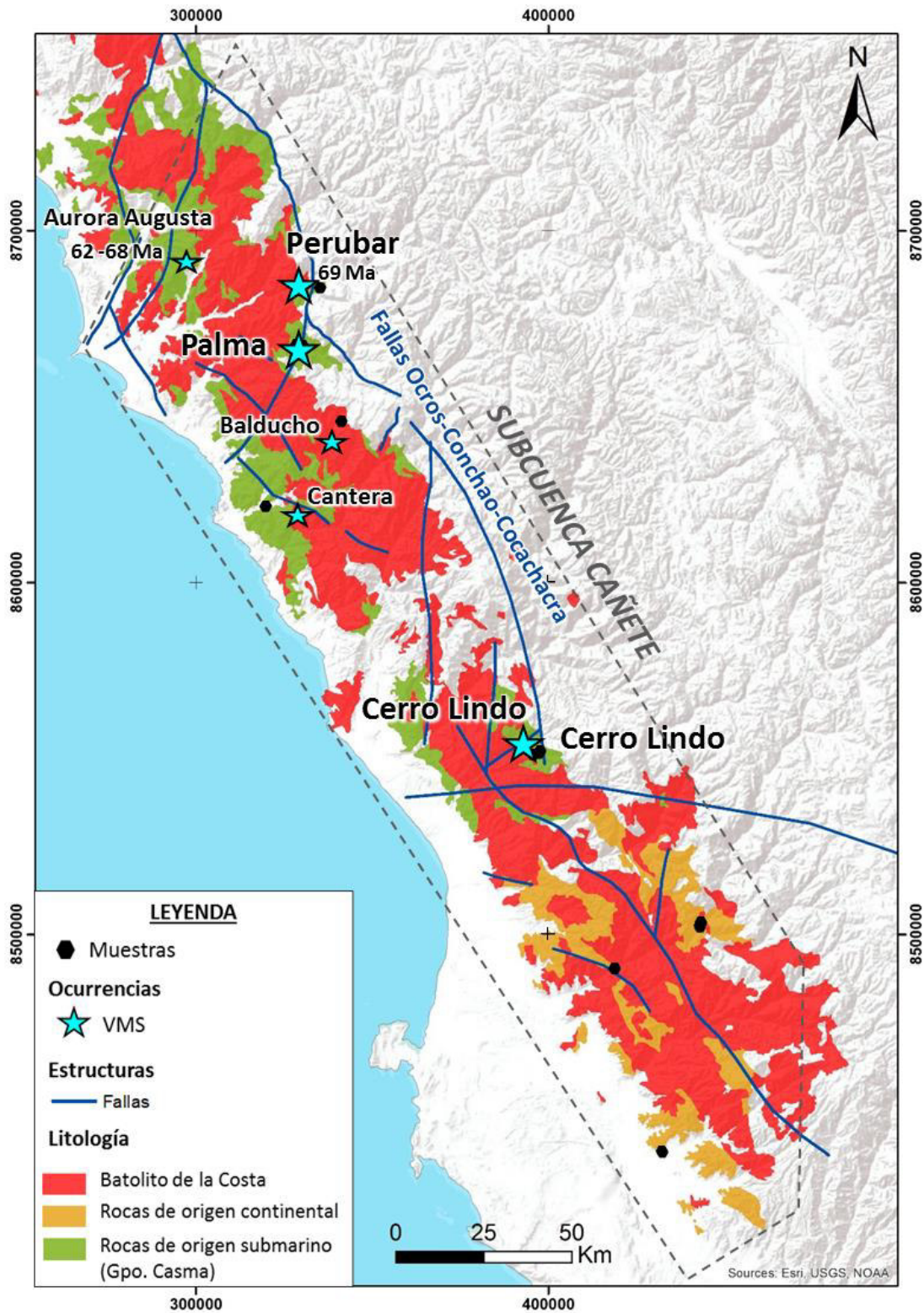
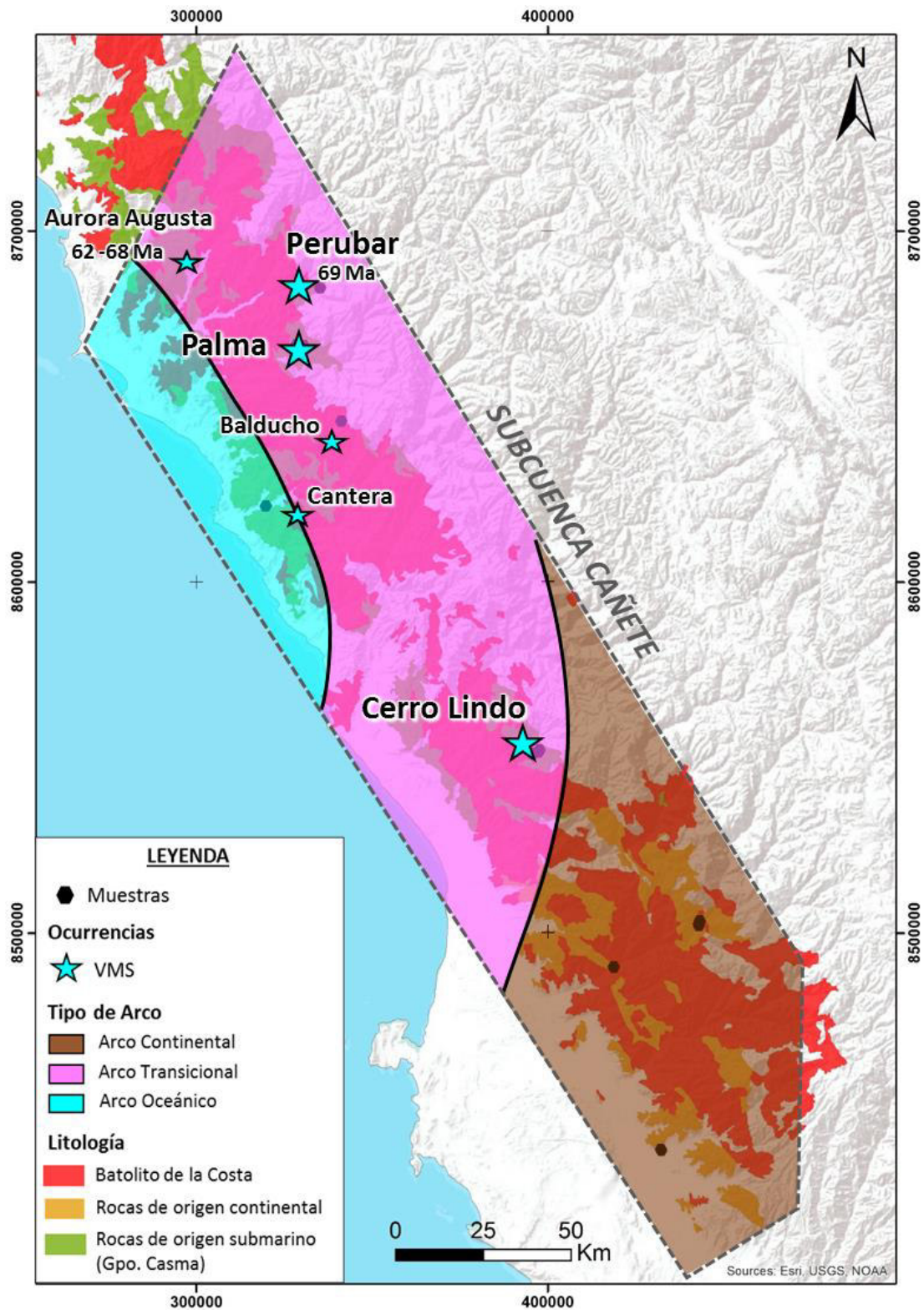


Diagrama 5.12. Ce/Y de Mantle y Collins (2008) versus SiO₂.
Fuente: elaborado por el autor.



Mapa 5.1. Mapa geológico-estructural de la sub-cuenca Cañete mostrando las secuencias volcánico-sedimentarias submarinas y continentales. Fuente: elaborado por el autor.



Mapa 5.2. Mapa de la sub-cuenca Cañete diferenciando los tipos de arco volcánico e indicando que los depósitos VMS se formaron en un contexto de arco oceánico a transicional. Fuente: elaborado por el autor.

CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES

Según los objetivos planteados para el desarrollo de esta tesis de identificar los controles metalogénéticos que condicionaron la formación de los depósitos VMS en la sub-cuenca Cañete, se describen a continuación las conclusiones divididas en 3 principales aspectos, los cuales validan las hipótesis y que son clave para la identificación de nuevos *targets* de exploración:

6.1 CONTEXTO TECTÓNICO

De acuerdo a los resultados petroquímicos de esta investigación, las rocas que han sido identificadas como Grupo Casma en la sub-cuenca Cañete se formaron en un contexto tectónico de arco volcánico oceánico en el extremo NO, variando a un arco transicional oceánico-continental o arco oceánico somero en la parte central (contexto dominante en la cuenca), y en el extremo sur en un contexto de arco volcánico continental.

La existencia de rocas de origen continental en el extremo SE de la sub-cuenca Cañete, implica que estas rocas no corresponden al Grupo Casma, por lo tanto, el límite de la cuenca submarina Casma se encuentra al sur del depósito de Cerro Lindo.

La signatura geoquímica varía de transicional toleítica – calco-alcalina a netamente calco-alcalina, siendo de característica transicional las rocas ubicadas al extremo NO de la cuenca y encontrándose en niveles estratigráficos inferiores, variando hacia el este y hacia niveles estratigráficos

superiores a una signatura calco-alkalina; esta variación está acompañada con un enriquecimiento de elementos de tierras raras ligeras (LREE). La presencia de anomalías negativas en Nb y Ti indicaría la formación de rocas en ambiente de subducción.

Con respecto al espesor cortical, las rocas correspondientes al Grupo Casma y que se formaron en un ambiente de arco oceánico, se depositaron sobre una corteza que varía de ~20-30 km y en el extremo sur las rocas con signatura de arco continental se formaron con espesor cortical >45 km.

Los depósitos VMS en la sub-cuenca Cañete se formaron en un contexto de arco volcánico transicional oceánico-continental, que puede ser interpretado como un arco oceánico somero o poco profundo, asociados a una signatura calco-alkalina y con un espesor cortical que varía entre 20 - 30 km.

6.2 CONTROLES ESTRUCTURALES

El contexto tectónico durante el Cretácico superior tuvo un régimen de convergencia oblicua, lo que produjo los movimientos dominantes del sistema de fallas regionales Ocos-Conchao-Cocachacra, a lo largo del cual se ubican los depósitos VMS de la sub-cuenca Cañete, este sistema de fallas tiene orientación NO con buzamiento al SO y representan fallas inversas-dextrales, y son responsables del alzamiento del Batolito de la Costa, así como de las secuencias volcánico-sedimentarias del Jurásico y Cretácico. Durante la formación de los depósitos VMS, estas fallas actuaron de forma extensiva producida por los esfuerzos oblicuos formando cuencas locales tipo *pull-apart*,

como es el caso del depósito de Perubar donde se han identificado la apertura de cuencas de *pull-apart* según Polliand et al. (2005). Este tipo de esfuerzos han sido previamente sugeridos en los trabajos de Jaillard et al. (2000), Larson (1991) y Soler & Bonhomme (1990) que interpretaron que la cuenca Casma se formó en un contexto con altas tasas de convergencia con un importante componente oblicuo.

6.3 CONTROLES VOLCANOLÓGICOS

Las rocas volcánicas del Grupo Casma en la sub-cuenca Cañete que están asociadas a los depósitos VMS son de característica calco-alcalina y metaluminosa, con una composición bimodal que varía desde basaltos, andesitas, traquiandesitas hasta dacitas y ocasionalmente riolitas.

A escala distrital, los depósitos VMS están asociados a niveles félsicos, por lo que, de acuerdo a la Franklin et al., 2005 estos depósitos corresponderían al tipo bimodal-félsico. Esta clasificación es coherente con el contexto tectónico de arco oceánico a transicional identificado en esta investigación.

6.4 DISCUSIÓN

Ha sido ampliamente descrito en la literatura que las secuencias volcánico-sedimentarias del Grupo Casma fueron formadas en un ambiente de tras-arco durante el Albiano-Cenomaniano (Atherton & Webb, 1989 y Aguirre et al; 1989). Posteriormente el trabajo de Romero (2007) y Cueva et al., (2010),

consideran que existen 2 contextos tectónicos para las rocas llamadas Grupo Casma, la primera durante el Albiano-Cenomaniano en un contexto de arco volcánico extensivo, y otra durante el Maastrichtiano-Daniano en un contexto de tras-arco, asociando los depósitos VMS a un ambiente de tras-arco. Por otro lado, el trabajo de Polliand et al. (2005) en el depósito de Perubar interpreta que este depósito VMS se formó en cuencas *pull-apart* desarrolladas en un ambiente de intra-arco.

Los resultados de esta investigación logran diferenciar un ambiente de tras-arco de ambiente de arco volcánico, usando petroquímica de rocas máficas con elementos inmóviles a procesos de alteración y metamorfismo (ej. Nb y Th) y muestran que las rocas volcánicas asociadas a los depósitos VMS, que corresponderían a las secuencias del Grupo Casma en la sub-cuenca Cañete, se formaron en un contexto de arco transicional oceánico-continental o arco volcánico oceánico somero, coincidiendo con la propuesta de Polliand et al. (2005) aplicada al depósito de Perubar y logrando contextualizar el ambiente de formación para todos los depósitos VMS conocidos dentro de la sub-cuenca Cañete.

6.5 RECOMENDACIONES

Se proponen las siguientes recomendaciones que pueden reforzar las conclusiones planteadas en esta investigación:

- Realizar dataciones radiométricas a las secuencias volcánicas y a las alteraciones hidrotermales asociadas a los depósitos VMS a lo largo de la sub-cuenca Cañete para poder tener una mejor delimitación de las secuencias volcánico-sedimentarias.
- Para futuros trabajos de petroquímica en rocas volcánicas máficas e intermedias se recomienda utilizar los diagramas de elementos inmóviles con el fin de hacer una evaluación evitando procesos de alteración y metamorfismo.

CAPÍTULO VII: REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acosta, J. & Santisteban, A. (2007). Control estructural de la cuenca Cretácica Casma y su relación con el emplazamiento del Batolito de la Costa y los yacimientos metálicos entre Mala y Trujillo. INGEMMET. 32p.
- Aguirre, L. & Offlet, R. (1985). Burial metamorphism in the western Peruvian trough: Its relation to Andean magmatism and tectonics. In Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J., and Beckinsale, R. D., eds., *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*: Glasgow, Blackie and Son., Ltd., pp. 59-71.
- Aguirre, L., Levi, B. & Nystrom, J. (1989). The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. In Daly, J. S., Cliff, R. A. and Yardley, B. W. D. eds., *Evolution of Metamorphic Belts*, Geological Society. Special Publication. No.43, pp. 223-232.
- Aleman, A., Benavides, V. & León, W. (2006). Estratigrafía, Sedimentología y evolución tectónica del área de Lima. Guía de campo N°11 (Segunda Edición), p: 40-41.
- Atherton, M. P. (1990). The Coastal Batholith of Peru; the product of rapid recycling of "new" crust formed within rifted continental margin. *Geol J* 25, pp. 337–349.
- Atherton, M.P. & Aguirre, L. (1992). Thermal and geotectonic setting of Cretaceous volcanic rocks near Ica, Peru, in relation to Andean crustal thinning. *J S Am Earth Sci.* 5, pp. 47–69.
- Atherton, M. P., Warden, V. & Sanderson, L. M. (1985). The Mesozoic marginal basin of central Peru: A geochemical study of within-plate-edge volcanism. In Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J., and Beckinsale, R. D., eds., *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*: Glasgow, Blackie and Son., Ltd., pp. 47-58.
- Atherton, M. P. & Webb, S. (1989). Volcanic facies, structure, and geochemistry of the marginal basin rocks of central Peru. *J. South Am. Earth Sci.* 2, pp. 241–261.
- Barrie, C. & Hannington, M. (1999). Classification of volcanic associated massive sulphide deposits based on host-rock composition. In Barrie C., & Hannington M. *Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings. Reviews in Economic Geology* 8, pp 1–11.

- Barton, M. & Young, S. (2002). Non-pegmatitic deposits of beryllium; mineralogy, geology, phase equilibria and origin: Beryllium; mineralogy, petrology, and geochemistry. Edited by E.S. Grew. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 50, pp. 591-691.
- Beckinsale, R., Sánchez, A., Brook, M., Cobbing, J., Raylor, W. & Moore, N. (1996). Rb-Sr whole rock isochron and K-Ar determinations for the coastal batholith of Peru. In Pitcher WS, Atherton MP, Cobbing EJ, Beckinsale RL eds., *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*. Blackie, Glasgow London New York, pp 177–202.
- Benavides, V. (1999). Orogenic evolution of the Peruvian Andes: The Andean cycle. In Skinner, B.J., eds., *Geology and ore deposits of the Central Andes*. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Special Publication 7, pp. 61-107.
- Bosc, E. (1963): *Geología de la Región comprendida entre la Quebrada Parcca (Chilca) y el Valle de Mala*. Tesis de Bachiller. Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú, 84 p.
- Cabanis, B. & Lecolle, M. (1989). The La/10-Y/15-Nb/8: diagram: a tool for discriminating volcanic series and evidencing continental crust magmatic mixtures and/or contamination. *Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II*. 309, pp. 2023-2029.
- Cherlock, R. & Logan, A. (2000). *VMS Deposits of Latin America*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division - Association géologique du Canada, Division des gîtes minéraux. Canada. 648 p.
- Cobbing, E.J., Pitcher, W.S., Wilson, J., Baldock, J., McCourt, W. & Snelling, N.J. (1981). Estudio geológico de la Cordillera Occidental del norte del Perú. *Boletín INGEMMET*, D-10, 252p.
- Cox, D.P. & Singer, D.A. (1986). Mineral deposit models. *U.S. Geological Survey Bulletin* 1693, 379 p.
- Cueva, E., Mamani, M. & Rodríguez, R. (2010). Magmatismo y Geoquímica del Vulcanismo Albiano-Cenomaniano (Grupo Casma) y Maastrichtiano-Daniano entre Pucusana y Chimbote; XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. *Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. N° 9* (2010), Cusco pp. 921-925.

- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wolley, A.R., & Zanettin, B. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Dubé, B., Gosselin, P., Mercier-Langevin, P., Hannington, M., & Galley, A. (2007). Gold-rich volcanogenic massive sulphide deposits, in Goodfellow, W.D., eds., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, pp. 75-94.
- Fernández, J. (1966). Geología de la Región Márquez y Ventanillas. Tesis de Bachiller. Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú.
- Fernández, M. (1993). Geología de los cuadrángulos de Pisco, Guadalupe, Punta Grande, Ica y Córdova. INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, n. 47, 62 p.
- Fernández-Concha, J. (1958). Geología del Morro Solar. Bol. Soc. Geol. del Perú. Tomo 33, pp. 3-50.
- Franklin, J., Gibson, H., Galley, A. & Jonasson, I. (2005). Volcanogenic Massive Sulfide Deposits. In Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J., and Richards, J. P., eds., Economic Geology 100th Anniversary Volume: Littleton, CO, Society of Economic Geologists, p. 523-560.
- Galley, A.G., Hannington, M. & Jonasson, I. (2007). Volcanogenic massive sulphide deposits. Mineral deposits division. Geol Assoc Can Spec Publ 5:141–161.
- Gibson, H., Allen, R.; Riverin, G. & Lane, T. (2007). The VMS Model: Advances and Application to Exploration Targeting. In "Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration" edited by B. Milkereit, 2007, p. 713-730.
- Guevara, C. (1980). El Grupo Casma del Perú Central Entre Trujillo y Mala. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 67: 73-83.
- Hannington, M.D. (2014). Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, in Scott, S.D., eds., Chapter 18, The Geochemistry of Ore Deposits, Vol. 13. Treatise on Geochemistry (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), Elsevier-Pergamon, Oxford, p. 463-488.

- Huston, D., Pehrsson, S., Eglington, B. & Zaw, K. (2010). The Geology and Metallogeny of Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits: Variations through Geologic Time and with Tectonic Setting. *Economic Geology*, v. 105, pp. 571–591.
- Huston, D. (2000). Gold in volcanic-hosted massive sulfide deposits; distribution, genesis, and exploration, in Hagemann, S.G. eds., *Gold in 2000: Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 401-426.
- INGEMMET (1995). Geología del Perú. Boletín N° 55. Serie A - Carta geológica nacional. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Perú. 177 P.
- Injoque, J. (2000). Distribución de los yacimientos de sulfuros masivos (VMS) y de cobre tipo manto (CuTM) en el arco volcánico Cretácico de los Andes peruanos y sudamericanos. *Bol. SGP V. 90* (2000). P.19-34. Injoque J. & Aranda A. 2005. Metalogenia de la costa - Visión actualizada. Volumen Especial No.6 Alberto Giesecke Matto. SGP. 2005. Pp. 149-166.
- Irvine, T. & Baragar, W. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 8, pp. 523-548.
- Jacay, J. (2005). Análisis de la sedimentación del sistema cretáceo de los andes del Perú central. *Revista del Instituto de Investigación FIGMMG*, Vol. 8, N°15, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Perú, pp. 49-59.
- Jaillard, E., Hérail, G., Monfret, T., Diaz-Martínez, E., Baby, P., Lavenu, A. & Dumon, J.F. (2000). Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. In Cordani UG, Milani EJ, Thomaz Fihlo A, Campos DA eds., *Tectonic evolution of South America*. In: 31st international geological congress, Rio de Janeiro, pp 481–559.
- Jaimes, F., Santos, A., Navarro, J., Carlotto, V., Bellido, F. and Rodríguez, I. (2010). Nueva metodología en la exploración de yacimientos tipo VMS basados en datos geológicos, geoquímicos, magneto métricos y radiométricos: Ejemplo de la Cuenca Lancones. *XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos*. Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. N° 9 (2010), Cusco pp. 551-554.
- Jara, R., Jacay, J. & Jesús, I. (2012). Volcánicos Almohadillados y epiclásticos de Punta Atahuanca (Huacho, Norte de Lima). *XVI Congreso Peruano de Geología & SEG 2012*, Lima-Perú.
- Larson, R.L. (1991). Latest pulse of Earth; evidence for a Mid-Cretaceous super plume. *Geology* 19 pp. 547–550.

- Ly, P. (2000). Yacimiento Cerro Lindo. Primer volumen de monografías de yacimientos minerales peruanos, ProExplo 1999, p. 349-358. Ministerio de Energía y Minas (2000) Atlas de Minería y Energía del Perú. Minas y Petróleo (2001), 266, p. 42.
- Mantle, G. & Collins, W. (2008). Quantifying crustal thickness variations in evolving orogens: Correlation between arc basalt composition and Moho depth. *Geological Society of America Bulletin*, v. 36, pp. 87–90.
- McDonough, W.F., Sun, S.-S., Ringwood, A.E., Jagoutz, E. & Hofmann, A.W. (1992). Potassium, Rubidium and Cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, pp. 1001-1012.
- Medina, E. (2013). Minado masivo para una producción de 15k tpd en Unidad Minera Cerro Lindo – Milpo S.A.A. PERUMIN 31 Convención Minera.
- Mégard, F. (1984). The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journal of the Geological Society London*, 141 (5), pp. 893-900.
- Mégard, F. (1987). Structure and evolution of the Peruvian Andes. In Schaer, J.P. & Rodgers, J., eds., *The anatomy of mountain ranges*. Princeton, NJ: Princeton University Press, pp. 179-210.
- Mercier-Langevin, P., Dubé, B. & Bécu, V. (2011). The gold content of volcanogenic massive sulfide deposits. *Mineralium Deposita*. Volume 46, Issue 5-6, pp. 509-539.
- Mosier, D.L., Berger, V.I., & Singer, D.A. (2009). Volcanogenic massive sulfide deposits of the world - database and grade and tonnage models: U.S. Geological Survey Open-File Report 2009-1034, 50p.
- Mukasa, S. & Tilton, G. (1985). Zircon U-Pb ages of super-units in the coastal batholith, Perú. *Magmatism at a plate edge, the Peruvian Andes*. New York: John Wiley & Sons, 1985, pp. 203-207.
- Myers, J. (1980). Geología de los Cuadrángulos de Huarmey y Huayllapampa. Boletín N° 33 (Serie A. Carta Geológica Nacional) Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. 153p.
- Myers, John S (1974), Cretaceous stratigraphy and structure, Western Andes of Peru between latitudes 10°- 10°30'. *A.A.P.G. Bulletin* pp. 474-487.

- Noble, D., Rios, A., Vidal, C., Spell, T., Zanetti, K., Angeles, C., Ochoa, J. & Cruz, S. (2005): Late Cretaceous basalt in the rio Mala valley, central Peru: Evidence for extension and mafic magmatism prior to Latest Cretaceous-Paleocene plutonism and silicic volcanism. *Sociedad Geológica del Perú*, volumen Jubilar Alberto Giesecke Matto, pp. 141-148.
- Offler, R., Aguirre, L., Levi, B. Y Child, S. (1980). Burial metamorphism in rocks of the Western Andes of Peru. *Lithos*, n. 13, pp. 31-42.
- Ortiz, G. (1966). *Geología de Chancay y sus alrededores*. Tesis Universitaria. Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú.
- Palacios, O.; Caldas, J. & Vela, C. (1992). *Geología de los cuadrángulos de Lima, Lurín, Chancay y Chosica*. INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, n. 43, 163 p.
- Pearce, J. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. In *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks; Applications for Massive Sulphide Exploration*. Short Course Notes, Geological Association of Canada, Volume 12, pp. 79-113.
- Pearce, J. (2010). An overview of petrochemistry in the regional exploration for volcanogenic massive sulphide (VMS) deposits. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*. V 10; pp. 119-136.
- Pearce, J. (2014). Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites. *Elements* 10, pp. 101-108.
- Peter, J. (2003). Ancient iron formations: Their genesis and use in the exploration for stratiform base metal sulphide deposits, with examples from the Bathurst mining camp. In Lentz, D.R., eds., *Geochemistry of sediments and sedimentary rocks - Evolutionary considerations to mineral deposit-forming environments: Geological Association of Canada GEOTEXT 4*, pp. 145–176.
- Pfiffner, O. & Gonzalez, L. (2013). Mesozoic–Cenozoic Evolution of the Western Margin of South America: Case Study of the Peruvian Andes. *Geosciences* 2013, 3, pp. 262-310.
- Pitcher, W., Atherton, M., Cobbing, E. & Beckinsale, R. (1985). *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*. 328 p. John Wiley and Sons New York.
- Polliand M. & Fontboté, L. (2000) The Perubar Ba-Pb-Zn VHMS deposit, Central Peru. In Sherlock RL, Logan MAV eds., *VMS deposits of Latin America*.

Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Paper, Vancouver 2, pp. 439–446.

Polliand, M., Schaltegger, U., Frank, M. & Fontboté, L. (2005): Formation of Intra-arc volcanosedimentary basins in the western flank of the central Peruvian Andes during Late Cretaceous oblique subduction: field evidence and constraints from U-Pb ages and Hf isotopes. *Int. J. Herat Sci. (Geol. Rundsch)* 94: 231 – 242 p.

Ríos, A. (2004). Estudios del metalotecto Lancones y su potencial por yacimientos de sulfuros masivos volcanogénicos (VMS) - (Piura – Perú). Descripción, interpretación y potencial. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, España, 364 p.

Rivera, R. (1951): La Fauna de los estratos Puente Inga. *Bol. Soc. Geol. del Perú*. Vol. 22, pp. 5-53.

Romero, D., (2007). La Cuenca Cretácico Superior-Paleoceno del Perú Central: Un Metalotecto para la exploración de SMV, Ejemplo Mina María Teresa, Tesis de Maestría, Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco, Cusco, p, 100.

Salazar, H. & Landa, C. (1993). Geología de los cuadrángulos de Mala, Lunahuaná, Tupe, Conayca, Chincha, Tantara y Castrovirreyna. INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, vol. 44, 96 p.

Shanks III, P. & Thurston, R. (2012). Volcanogenic Massive Sulfide Occurrence Model. USGS Scientific Investigations Report 2010–5070–C. 363 p.

Sawkins, F.J. (1976). Massive sulfide deposits in relation to geotectonics: Geological Association of Canada, Special Paper 14, pp. 222-240.

Soler, P. & Bonhomme, M.G. (1990). Relation of magmatic activity to plate dynamics in Central Peru from Late Cretaceous to present. In Kay, S.M. & Rapela, C.W., eds., *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Boulder, CO: Geological Society of America, Special Paper 241, pp. 173-192.

Soler, P. (1991). El Vulcanismo Casma del Perú Central: Cuenca Marginal Abortada o Simple Arco Volcánico?. Volumen de Resúmenes del VII Congreso Peruano de Geología. p: 659- 663.

Spy, P.; Peter, J. & Slack, J. (2000). Meta-exhalites as exploration guides to ore. In Spry, P. et al., eds., *Metamorphic and metamorphogenic ore deposits: Reviews in Economic Geology*, v. 11 pp. 163-201.

- Steinmüller, K.; Chacón, N. & Grant, B. (2000). Volcanogenic massive sulphide deposits in Peru. In Sherlock, R.L. & Logan, M.A.V. eds., Volcanogenic massive sulfide deposits of Latin America. Newfoundland: Geological Association of Canada Mineral Deposits Division, Special Publication, 2, pp. 423-437.
- Steinmüller, K. (1999). Depósitos metálicos en el Perú: su metalogenia, sus modelos, su exploración y el medio ambiente. Lima. 171 p.
- Tegart, P., Allen, G. & Carstensen, A. (2000). Regional setting, stratigraphy, alteration and mineralization of the Tambogrande VMS district, Piura departament, Northern Peru. The Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division Special Publication N° 2, pp. 375-405.
- Tornos, F. (2012). Yacimientos volcanosedimentarios de Cu-Zn-Pb: La aplicación de modelos geológicos para su exploración en el Perú. XXXI Curso Latinoamericano de Metalogenia. UNESCO-SEG-SGA. Perú.
- Trottereau, G. & Ortiz, G. (1963). Geología de los cuadrángulos de Chimbote y Casma. Comisión Carta Geológica Nacional (inérito).
- Vidal, C. (1987). Kuroko-type deposits in the Middle-Cretaceous marginal basin of central Peru. *Economic Geology*, v. 82, pp. 1409-1430.
- Winter, L.S. (2008). The genesis of 'giant' copper-zinc-gold-silver volcanogenic massive sulphide deposits at Tambogrande, Peru: age, tectonic setting, paleomorphology, lithogeochemistry and radiogenic isotopes. PhD Thesis, University of British Columbia, Vancouver, 274 p.
- Wipf, M. (2006). Evolution of the Western Cordillera and coastal margin of Peru: evidence from low-temperature thermochronology and geomorphology. PhD Thesis. Swiss Federal Institute of Technology Zürich, Switzerland, 164 p.
- Wood, D. (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 50, pp. 11-30.