

# **UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA**

**FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINERA Y METALÚRGICA**



## **TRABAJO DE SUFICIENCIA PROFESIONAL**

**“ANÁLISIS LITOGEOQUÍMICO DE ROCAS MAGMÁTICAS PARA DETERMINAR SU RELACIÓN CON LOS DEPÓSITOS IRON OXIDE COPPER GOLD (IOCG)”**

**PARA OBTENER EL TÍTULO PROFESIONAL DE  
INGENIERO GEÓLOGO**

**ELABORADO POR**

**PAUL JHON TORRES CABRERA**

**ASESOR**

**M. Sc. Ing. ESTEBAN DIONICIO MANRIQUE ZUÑIGA**

**LIMA-PERÚ**

**2022**

## **DEDICATORIA**

*Dedico este trabajo a mi Papá Teodosio ya en el cielo. A mi mamá Elsa y mis hermanas Ana y Nancy. En especial dedico este trabajo a mis hijos Mateo y Leonardo que son mi alegría y a mi linda esposa y compañera Patricia.*

## **AGRADECIMIENTO**

*Agradezco a nuestro padre celestial por brindarme vida, una familia y una profesión. Muy agradecido a los docentes de la Escuela de Geología y en general a los docentes de la FIGMM. También agradezco a Cesar Vidal, Víctor Carlotto, Andrés Quiroz, Angel Sabastizagal, Javier Veliz y Rolando Ligarda por sus enseñanzas y ejemplo en Geología Económica en el ámbito profesional.*

*Agradezco en especial a mis asesores Esteban Manrique y Manuel Ego Aguirre por su apoyo y consejo, gracias.*

## RESUMEN

Rocas magmáticas Silúrico-Devónicas del Batolito de San Nicolás, Jurásico medio de la Formación Río Grande, Cretácico inferior-medio del Grupo Casma y Batolito de la Costa, se exponen en el área en estudio ubicado en la costa sur peruana entre Ica y Acarí en las franjas metalogenéticas IOCG jurásicas-cretácicas que albergan depósitos de clase mundial como Marcona (Fe ± Cu), Pampa de Pongo (Fe ± Cu) y Mina Justa (Cu ± Au, Ag), así como abundantes depósitos filonianos (Fe-Cu-Au) de pequeño tonelaje. Se midió una sección completa de la Formación Río Grande (Aaleniano - Titoniano) con un espesor de 2.8 km dividido en parte inferior y superior. La parte inferior es de 2 km predominantemente volcánica andesita basáltica con niveles restringidos de calizas y la parte superior comprende 800 m de una secuencia predominantemente carbonatada y silicoclástica con niveles de lava andesita.

Se realizó estudios de petrografía y petromineralogía con difracción de rayos x, para complementar el estudio de la litogeoquímica llevado a cabo en las rocas magmáticas del Batolito de San Nicolás (granitoides), Formación Río Grande (andesitas basálticas), Grupo Casma (andesitas basálticas) y Batolito de la Costa (granitoides). La litogeoquímica de los magmatismos estudiados indican magmas calcoalcalinos, medio-alto K, metalumínicos predominantes, del tipo transicional arco de isla (San Nicolás, Río Grande y Casma) hacia arco continental (Batolito de la Costa) en un marco tectónico de subducción.

Utilizando Sr/Y se halló que el espesor promedio de la corteza para el jurásico-cretácico (Río Grande-Casma) es de 31 Km debido a una importante extensión

cortical con cuencas tipo rift que acompañaba la subducción en el inicio del ciclo andino. Así mismo, el origen de fuentes magmáticos, indica que los Batolitos de San Nicolas y de la Costa provienen de fundidos con alto K, mientras que el magmatismo de Río Grande y Casma proviene de rocas máficas de bajo y alto K y con un escaso origen de metasedimentos.

Se registraron 23 anomalías tipo IOCG (presentan asociaciones entre Fe, Cu, Au, Ag, Mo, V, Co, U o REE) que se relacionan al magmatismo de Río Grande y Casma, los cuales son afines a Fe-Cu-Au y Cu-Au principalmente, mientras que los Batolitos de San Nicolas y de la Costa no presentan filiación a metales. Sin embargo, el Batolito de la Costa ha contribuido a la mineralización ya sea como un motor térmico para circular fluidos en las rocas hospedantes o como fluido formador directo de minerales fuente.

**Palabras Claves:** IOCG, jurásico, cretácico, Río Grande, Casma, litogeoquímica.

## ABSTRACT

Silurian-Devonian magmatic rocks of the San Nicolás Batholith, middle Jurassic of the Río Grande Formation, lower-middle Cretaceous of the Casma Group and Batholith of the Coast, are exposed in the study area located on the southern Peruvian coast between Ica and Acarí in the Jurassic-Cretaceous IOCG metallogenetic belts that host world-class deposits such as Marcona (Fe ± Cu), Pampa de Pongo (Fe ± Cu) and Mina Justa (Cu ± Au, Ag), as well as abundant Filonian deposits (Fe-Cu- Au) of small tonnage. A complete section of the Río Grande Formation (Aalenian - Tithonian) with a thickness of 2.8 km divided into upper and lower parts was measured. The lower part is 2 km predominantly volcanic andesite basaltic with restricted levels of limestone and the upper part comprises 800 m of a predominantly carbonate and silicoclastic sequence with andesite lava levels.

Petrographic and petromineralogical studies with x-ray diffraction were carried out to complement the lithogeochemical study carried out in the magmatic rocks of the San Nicolás Batholith (granitoids), Río Grande Formation (basaltic andesites), Casma Group (basaltic andesites) and Coastal Batholith (granitoids). The lithogeochemistry of the studied magmatisms indicate calcoalkaline magmas, medium-high K, predominantly metalluminic, of the transitional island arc type (San Nicolas, Rio Grande and Casma) towards a continental arc (Coastal Batholith) in a subduction tectonic framework.

Using Sr/Y it was found that the average thickness of the crust for the Jurassic-Cretaceous (Rio Grande-Casma) is 31 km due to an important crustal extension with rift-type basins that accompanied the subduction at the beginning of the Andean cycle. Likewise, the origin of magmatic sources indicates that the Batholiths of San Nicolas

and of the Coast come from melts with high K, while the magmatism of Río Grande and Casma come from mafic rocks of low and high K and with little origin. of metasediments.

23 IOCG type anomalies were recorded (they present associations between Fe, Cu, Au, Ag, Mo, V, Co, U or REE) that are related to the magmatism of Río Grande and Casma, which are related to Fe-Cu-Au and Cu-Au mainly, while the Batholiths of San Nicolas and of the Coast do not show affiliation to metals. However, the Coastal Batholith has contributed to mineralization either as a heat engine to circulate fluids in the host rocks or as a direct source mineral-forming fluid.

**Keywords:** IOCG, Jurassic, Cretaceous, Río Grande, Casma, lithogeochemistry.

## ÍNDICE

DEDICATORIA	
AGRADECIMIENTO	
RESUMEN.....	iii
ABSTRACT .....	v
ÍNDICE.....	vii
LISTA DE FIGURAS .....	x
LISTA DE TABLAS.....	xiv
PRÓLOGO .....	1
CAPÍTULO I.....	2
INTRUDUCCIÓN.....	2
1.1    GENERALIDADES.....	2
1.2    DESCRIPCIÓN DEL PROBLEMA DE INVESTIGACIÓN .....	6
1.3.    OBJETIVO DEL ESTUDIO .....	9
1.3.1. Objetivo General .....	9
1.4.    ANTECEDENTES INVESTIGATIVOS.....	9
1.4.1. Investigaciones Internacionales .....	9
1.4.2. Investigaciones Nacionales .....	11
CAPÍTULO II.....	15
HIPÓTESIS Y OPERACIONALIZACIÓN DE VARIABLES .....	15
2.1    HIPÓTESIS .....	15
2.2    OPERACIONALIZACIÓN DE VARIABLES .....	15
2.2.1 Variable Independiente (Vi) .....	15
2.2.2 Variable Dependiente (Vd) .....	15
2.2.3 Indicadores.....	15
CAPÍTULO III.....	16
MARCOS TEÓRICO Y CONCEPTUAL.....	16
3.1    MARCO TEÓRICO.....	16
3.1.1 Características de Yacimientos Tipo IOCG .....	16
3.1.2 Génesis Fluidos de los Depósitos IOCG .....	19
3.1.3 Etapas de Mineralización IOCG en sur del Perú .....	21



3.1.4 Geoquímica de los Análisis de Roca Total .....	22
3.1.5 Diagrama de Presentación Gráfica del Quimismo .....	27
3.1.6 Marco Conceptual .....	28
CAPÍTULO IV .....	30
METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN .....	30
4.1 TIPO Y DISEÑO DE LA INVESTIGACIÓN .....	30
4.1.1 Diseño de Investigación .....	30
4.2 UNIDAD DE ANÁLISIS .....	31
4.2.1 Etapas de la Investigación .....	33
4.3 MATRIZ DE CONSISTENCIA .....	35
CAPÍTULO V .....	36
DESARROLLO DE LA INVESTIGACIÓN .....	36
5.1 GEOLOGÍA REGIONAL .....	36
5.1.1 Complejo Basal de la Costa o Macizo de Arequipa .....	38
5.1.2 Formación Chiquerío .....	40
5.1.3 Formación San Juan .....	42
5.1.4 Formación Marcona .....	44
MAGMATISMO PALEOZOICO .....	45
5.1.5 Batolito de San Nicolás .....	45
MAGMATISMO JURÁSICO .....	47
5.1.6 Formación Río Grande .....	47
5.1.7 Formación Hualhuani (Fm. Yauca) .....	56
MAGMATISMO CRETÁCICO .....	58
5.1.8 Grupo Casma .....	58
5.1.9 Batolito de la Costa .....	62
5.1.10 Andesita Tunga .....	64
5.1.11 El Cenozoico .....	66
5.1.12 El Cuaternario .....	67
5.2 ESTUDIO PETROGRÁFICO Y MINERALÓGICO .....	67
5.2.1 Petrografía del Magmatismo del Batolito de San Nicolás .....	67
5.2.2 Petrografía del Magmatismo de la Formación Río Grande .....	72
5.2.3 Petrografía del Magmatismo del Grupo Casma .....	79
5.2.4 Petrografía del Magmatismo del Batolito de la Costa .....	83
5.2.5 Caracterización en la Petrografía, Resumen .....	88
5.3 LITOGEOQUÍMICA DEL MAGMATISMO .....	89

5.3.1 Cálculos y Diagramas Geoquímicos de Elementos Mayores....	90
5.3.2 Diagramas Sílice vs. Álcalis Total – TAS .....	91
5.3.3 Diagrama AFM Serie Calcoalcalina.....	93
5.3.4 Diagrama Zr/TiO <sub>2</sub> vs Nb/Y de Clasificación Petrográfica.....	94
5.3.5 Saturación de Alúmina.....	95
5.3.6 Determinación del Contenido de Feo Total.....	97
5.3.7 Correlaciones De Pearson.....	100
5.3.8 Diagramas de Harker.....	103
5.3.9 Clasificación del Ambiente y Series Magmáticas.....	108
5.3.10 Elementos Trazas .....	110
5.3.11 Geoquímica de Elementos de Tierras Raras (REE) .....	112
5.3.12 Ambiente Magmático .....	115
5.3.13 Fuente de Origen de los Magmas .....	116
5.4 MINERALIZACIÓN IOCG Y ASOCIADOS.....	117
5.4.1 Estructuras de Control de Mineralización.....	117
5.4.2 Geocronología.....	121
5.4.3 Engrosamiento de la Corteza .....	124
5.4.4 Ejemplo IOCG: Sistema de Vetas Argentina .....	126
5.4.5 Mineralización en Área de Trabajo: Cu, Au, Ag, REE, Co, Zn, U, V.....	130
5.4.6 Mapas de Muestras con Rangos Geoquímicos .....	134
CAPÍTULO VI.....	141
ANÁLISIS DE RESULTADOS .....	141
6.1 ANOMALÍAS IOCG HALLADAS.....	141
6.2 RELACIÓN DEL MAGMATISMO CON LAS ANOMALÍAS IOCG ...	148
6.2.1 Diagrama de Oxidación vs el Contenido de agua Eu/Eu* Vs Feo Total.....	148
6.3 FUENTE DE MINERALIZACIÓN ANÓMALA IOCG .....	149
CONCLUSIONES .....	152
RECOMENDACIONES .....	158
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	159
ANEXOS	

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 Magmatismo del área en estudio. ....	4
Figura 1.2 Distribución geográfica mundial de las provincias de IOCG. ....	5
Figura 1.3 Mapa de yacimientos IOCG en la zona costera. ....	6
Figura 3.1 Depósitos IOCG en la cuenca Cañete. ....	17
Figura 3.2 Esquema de estilos de depósitos IOCG en la Costa Cordillera de los Andes centrales (A). ....	18
Figura 3.3 Modelo de zonamiento de la alteración IOCG, con depósitos tipo. ....	19
Figura 3.4 Génesis para sistemas IOCG ilustrando fuentes de fluidos. ....	20
Figura 3.5 Evolución tectonomagmática de las subprovincias metalogénicas del Mesozoico en los Andes Centrales (A). ....	22
Figura 4.1 Mapa esquemático de ubicación de la zona en estudio. ....	32
Figura 5.1 Plano de geología del área en estudio. ....	37
Figura 5.2 Sección esquemática geológica AB del área en estudio. ....	38
Figura 5.3 Afloramientos Precámbricos en la costa sur del Perú. ....	39
Figura 5.4 Gneis en la costa de Marcona del Macizo de Arequipa ..... en Marcona. ....	39
Figura 5.5 Tillitas de la Formación Chiquerío, en San Juan de Marcona. ....	40
Figura 5.6 Sección estratigráfica de la Formación Chiquerío. ....	41
Figura 5.7 Sección estratigráfica de la Formación San Juan. ....	43
Figura 5.8 Principales intrusivos del Paleozoico en el Perú. ....	46
Figura 5.9 Adamelita del Batolito de San Nicolás (cuarzo monzonita). ....	47
Figura 5.10 Esquema de la evolución tectónica del margen de los andes, en tiempos del Jurásico. ....	48
Figura 5.11 Sección Cerrillos de la Fm. Río Grande, al SE de Marcona-Mina Justa, donde se expone el Jurásico Medio-Superior. ....	51
Figura 5.12 Sección Santiago-Ica de la Formación Río Grande. ....	52
Figura 5.13 Sección estratigráfica Titoniana de la Formación Río Grande (Jahuay) en Cerrillos. ....	53
Figura 5.14 Secciones estratigráficas de la Formación Río Grande (Aaleniano-Titoniano) en el área en estudio de norte a sur. ....	54
Figura 5.15 Niveles sedimentarios en la Formación Río Grande. ....	55

Figura 5.16 Afloramientos volcánicos de la Formación Río Grande. ....	55
Figura 5.17 Formación Hualhuani en las cercanías a Cabildo, en Río Grande. Fm. Guanero=Fm. Río Grande.....	58
Figura 5.18 Mapa esquemático de eventos volcánicos Cretácicos en Perú entre el Aptiano tardío-Cenomaniano.....	60
Figura 5.19 Afloramientos de los volcánicos del Grupo Casma (A, B).....	61
Figura 5.20 Los segmentos del Batolito de la Costa de Perú.....	62
Figura 5.21 Relación del Batolito de la Costa con sus diferentes unidades plutónica y el vulcanismo cretácico del Grupo Casma y Terciario del Grupo Calipuy en el norte de Perú. ....	63
Figura 5.22 Cadena del Batolito de la Costa y detalle en las cercanías de Acarí. ....	64
Figura 5.23 Muestra de andesita Tunga (ocoita) en Cerrillos. ....	65
Figura 5.24 Muestra PT-011.....	68
Figura 5.25 Fotomicrografías 01 a 06.....	70
Figura 5.26 Muestra PT-016.....	71
Figura 5.27 Difractograma de la Muestra PT-016 mostrando los minerales identificados.....	71
Figura 5.28 Muestra PT-008.....	72
Figura 5.29 Fotomicrografía 01 y 02.....	73
Figura 5.30 Fotomicrografías 01 a 06.....	74
Figura 5.31 Difractograma de la Muestra PT-008 mostrando los minerales identificados.....	75
Figura 5.32 Muestra PT-012.....	77
Figura 5.33 Fotomicrografía 01 a 02.....	77
Figura 5.34 Fotomicrografías 01 a 06.....	78
Figura 5.35 Muestra PT-009.....	79
Figura 5.36 Fotomicrografía 01 y 02.....	80
Figura 5.37 Fotomicrografías 01 a 04.....	81
Figura 5.38 Difractograma de la Muestra PT-009 mostrando los minerales identificados.....	82
Figura 5.39 Muestra PT-014.....	84
Figura 5.40 Fotomicrografías 01 a 06.....	85
Figura 5.41. Difractograma de la Muestra PT-014 mostrando los minerales identificados.....	87
Figura 5.42 Mapa de muestras para elementos mayores y tierras raras utilizadas para roca total en este estudio. ....	90
Figura 5.43 Variación del diagrama TAS para rocas plutónicas.....	92

Figura 5.44 Variación del diagrama TAS para rocas volcánicas de la Formación Río Grande y el Grupo Casma. ....	92
Figura 5.45 Diagrama ternario de elementos mayores AFM ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ , $\text{MgO}$ ) de todas las rocas magmáticas.....	93
Figura 5.46 Diagrama $\text{Zr}/\text{TiO}_2$ vs $\text{Nb}/\text{Y}$ para las rocas de la Formación Río Grande y el Grupo Casma. ....	94
Figura 5.47 Clases de saturación de alúmina. ....	96
Figura 5.48 Diagrama de composiciones peralkalina, metalumínico y peralumínico. ....	96
Figura 5.49 Diagrama de $\text{SiO}_2$ vs $\text{Fe}(\text{total})$ , donde se muestra el grado de oxidación. ....	98
Figura 5.50 Diagrama de $\text{TiO}_2$ vs $\text{FeO}_t$ , donde se muestra el grado de oxidación. ....	99
Figura 5.51 Diagramas de barra con los contenidos promedio de elementos mayores.....	104
Figura 5.52 Diagrama $\text{SiO}_2$ vs $\text{TiO}_2$ .....	106
Figura 5.53 Diagrama $\text{SiO}_2$ vs $\text{K}_2\text{O}$ para distinguir rocas de series toleíticas, calco-alkalina y shoshoníticas. ....	109
Figura 5.54 Diagramas de Elementos Traza vs $\text{SiO}_2$ .....	111
Figura 5.55 Diagramas de Tierras raras normalizadas al Condrito para las cuatro unidades magmáticas. ....	114
Figura 5.56 Diagrama discriminante tectono-magmático $\text{La}-\text{Hf}^*10-\text{TiO}_2/100$ entre arco continental y arco de islas. ....	115
Figura 5.57 Fuente de origen de los magmas.....	116
Figura 5.58 Principales estructuras y los depósitos minerales asociados..	118
Figura 5.59 Geocronología del área en estudio. ....	124
Figura 5.60 Las estimaciones del grosor de la corteza del.....	125
área en estudio.....	125
Figura 5.61 Disposición de un sector de las vetas Argentina. ....	127
Figura 5.62 Sección esquemática transversal CD mirando al N, del.....	128
sistema de vetas Argentina.....	128
Figura 5.63. Fotomicrografías 1 a 6.....	129
Figura 5.64 Mapa de muestras de roca y vetas utilizadas en este estudio.	131
Figura 5.65 Histograma del LnREE para las muestras analizadas. ....	133
Figura 5.66 Gráfico de probabilidad normal para el LnREE. ....	133
Figura 5.67 A. Mapa de Au. B. Mapa de Ag.....	135
Figura 5.68 A. Mapa de Cu. B. Mapa de Mo. ....	136
Figura 5.69 A. Mapa de Pb. B. Mapa de Zn. ....	137

Figura 5.70 A. Mapa de V. B. Mapa de U.....	138
Figura 5.71 A. Mapa de REE. B. Mapa de Ba.....	139
Figura 5.72 Mapa de Co. ....	140
Figura 6.1 Mapa de anomalías tipo IOCG.....	143
Figura 6.2 Relaciones a gran escala entre yacimientos de ..... magnetita y pórfido de dacita en el distrito Marcona.....	145
Figura 6.3 Diagrama FeOt vs Eu/Eu*.....	149

## LISTA DE TABLAS

Tabla 4.1 Coordenadas del polígono área de estudio. ....	33
Tabla 4.2. Matriz de consistencia. ....	35
Tabla 5.3 Lista de minerales por DRX de la muestra PT-016.....	72
Tabla 5.4 Lista de minerales por DRX de la muestra PT-008.....	76
Tabla 5.5 Lista de minerales por DRX de la muestra PT-009.....	83
Tabla 5.6 Lista de minerales por DRX de la muestra PT-014.....	88
Tabla 5.7 Resumen de la mineralogía y características de las plagioclasas. .....	88
Tabla 5.8 Comparación entre diagrama de Middlemost (1994) y Winchester y Floyd (1977). ....	95
Tabla 5.9 Rango de valores de coeficiente de correlación de Pearson. ....	100
Tabla 5.10 Matriz de Correlaciones del Batolito de San Nicolas.....	100
Tabla 5.11 Matriz de Correlaciones de la Formación Río Grande.....	101
Tabla 5.12 Matriz de Correlaciones del Grupo Casma. ....	102
Tabla 5.13 Matriz de Correlaciones del Batolito de la Costa. ....	102
Tabla 5.14 Valores promedio en porcentaje de las unidades magmáticas del área en estudio.....	105
Tabla 5.15 Descripción y abundancia de REE en la corteza.....	112
Tabla 5.16 Elementos de Tierras Raras del área en estudio.....	113
Tabla 5.17 Treshold y el Background .....	132
Tabla 6.18 Relación de anomalías IOCG con respecto a las unidades magmáticas. ....	144

## PRÓLOGO

El objetivo de la investigación en curso fue desarrollar un análisis litogeoquímico de rocas magmáticas para determinar su relación con los depósitos IOCG.

El contenido se ha estructurado en seis capítulos, descritos a continuación:

En el capítulo I, se describen las generalidades, la problemática a partir del cual se describe el objeto de estudio y los antecedentes investigativos.

En el capítulo II, se establece la hipótesis del presente trabajo de investigación y la respectiva identificación de las variables de estudio.

En el capítulo III, se presenta las bases teóricas y el marco conceptual, describiendo los trabajos realizados en la zona de estudio.

En el capítulo IV, se describe la metodología de investigación que es empleada en el presente trabajo de suficiencia, detallando el tipo de investigación, la unidad de análisis y la matriz de consistencia.

En el capítulo V, se explica el desarrollo del trabajo que abarca desde la recopilación de la información, procesamiento y el posterior análisis de ésta.

En el capítulo VI, se describe y analiza los resultados de las 23 anomalías IOCG halladas. Se relaciona las anomalías con las estructuras y magmatismo para determinar el control de la mineralización. Se analiza la posible fuente de mineralización y se valida la hipótesis planteada. Finalmente se enuncian las conclusiones y recomendaciones del presente trabajo de suficiencia.



## **CAPÍTULO I**

### **INTRUDUCCIÓN**

#### **1.1 GENERALIDADES**

Los Andes centrales de Perú, se encuentran en el borde occidental de la placa Sudamericana (Jaillard et al., 2000). Son considerados como un cinturón orogénico asociado a la subducción de la placa oceánica debajo del margen continental el cual produce un magmatismo principalmente de afinidad calco-alcalina (Soler y Bonhomme, 1990), además del establecimiento de un arco volcánico continental marginal (James, 1971; Pitcher, 1978).

Los arcos magmáticos en el Perú han estado activos desde hace ~550 Ma (Cawood, 2005; Boekhout et al., 2012). Sin embargo, la cadena andina actual se formó principalmente durante el Terciario en la margen continental por subducción (Jaillard, 1994).

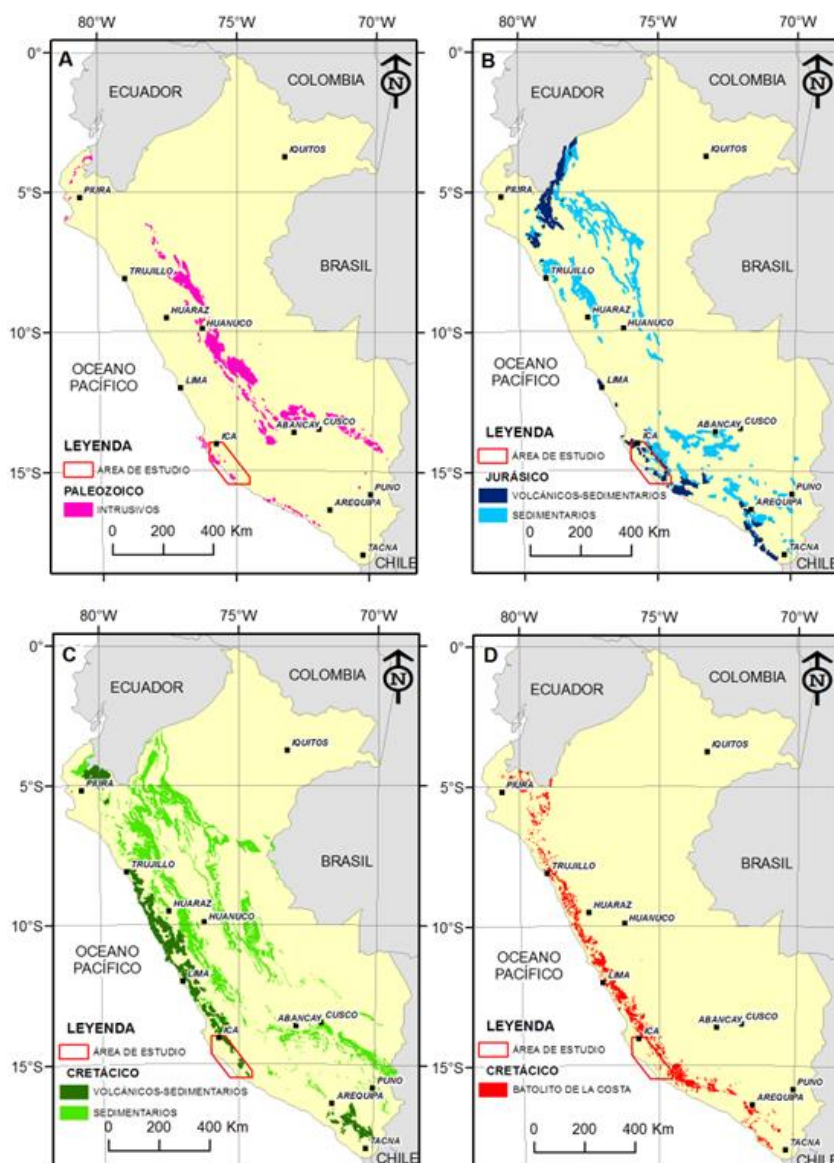
Gran parte del margen de Sudamérica fue afectado por una tectónica de extensión durante el jurásico tardío y cretácico temprano, y como resultado de ello, se generaron rocas ígneas de naturaleza poco evolucionadas en un marco de intra-arco (Ramos et al., 2012).

El área de estudio se ubica entre los poblados Ica, Marcona y Acarí. morfoestructuralmente comprende la margen de la zona costera, Cordillera de la Costa y el inicio del flanco oeste de la Cordillera Occidental, enmarcado espacialmente en la cuenca de antearco miocénica de Pisco, la cual es paralela a la dirección de los andes peruanos.

Los afloramientos representativos del magmatismo, consisten en rocas plutónicas del Batolito Paleozoico de San Nicolás, rocas volcánicas sedimentarias jurásicas de la formación Rio Grande, rocas volcánicas sedimentarias cretácicas del Grupo Casma y rocas plutónicas cretácicas del Batolito de la Costa (Figura 1.1), formando una franja de orientación noroeste a sureste.

Así mismo la distribución de las unidades litológicas muestra una polaridad, con las rocas más antiguas ubicadas hacia el oeste y las más jóvenes hacia el este. Los depósitos tipo Iron Oxide Copper Gold (IOCG) inicialmente definido por Hitzman et al., (1992) y que comúnmente presenta abundantes óxidos de hierro mayor al 10% de magnetita o hematita, tienen contenidos de Cu (Au) con leyes económicas (Williams et al., 2005), afloran en el área en estudio.

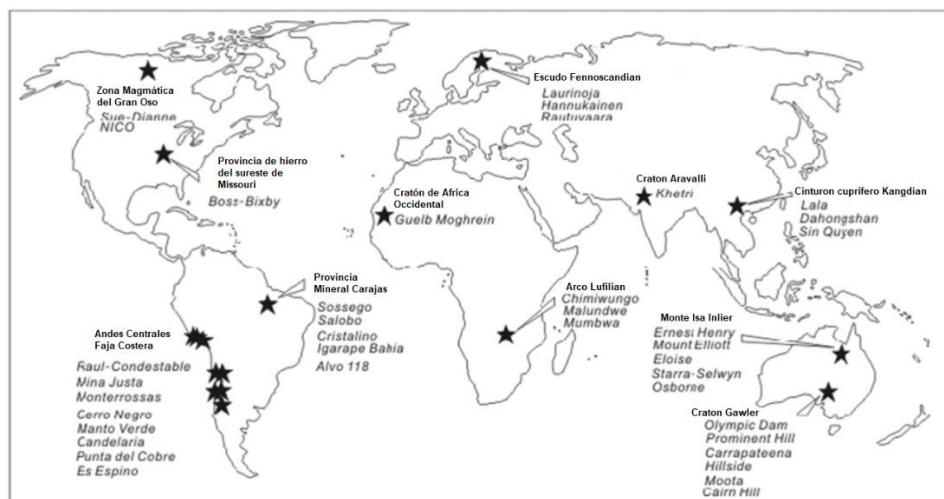
Estos depósitos se encuentran ampliamente distribuidos a través del espacio y tiempo geológico que se expone desde el Arcaico hasta el Fanerozoico y presentan ocurrencias en todos los continentes (Figura 1.2) excepto en la Antártida (Barton, 2014), habiendo surgido como uno de los principales blancos de exploración minera en los Andes Centrales en las últimas dos décadas (Chen et al., 2013).



**Figura 1.1** Magmatismo del área en estudio. A. Magmatismo Paleozoico. B. Afloramientos del Jurásico. C. Afloramientos del Cretácico. D. Magmatismo del Batolito de la Costa.

**Fuente:** Datos tomados de GEOCATMIN (2022).

Estos depósitos son de interés económico debido a sus cantidades variables de Cu, Au, Ag, Mo, REE, P, U, Co, V entre otros (Chiaradia et al., 2006; Barton 2014).



**Figura 1.2** Distribución geográfica mundial de las provincias de IOCG. Algunos depósitos seleccionados en todo el mundo, enfocado en el Cu económico.

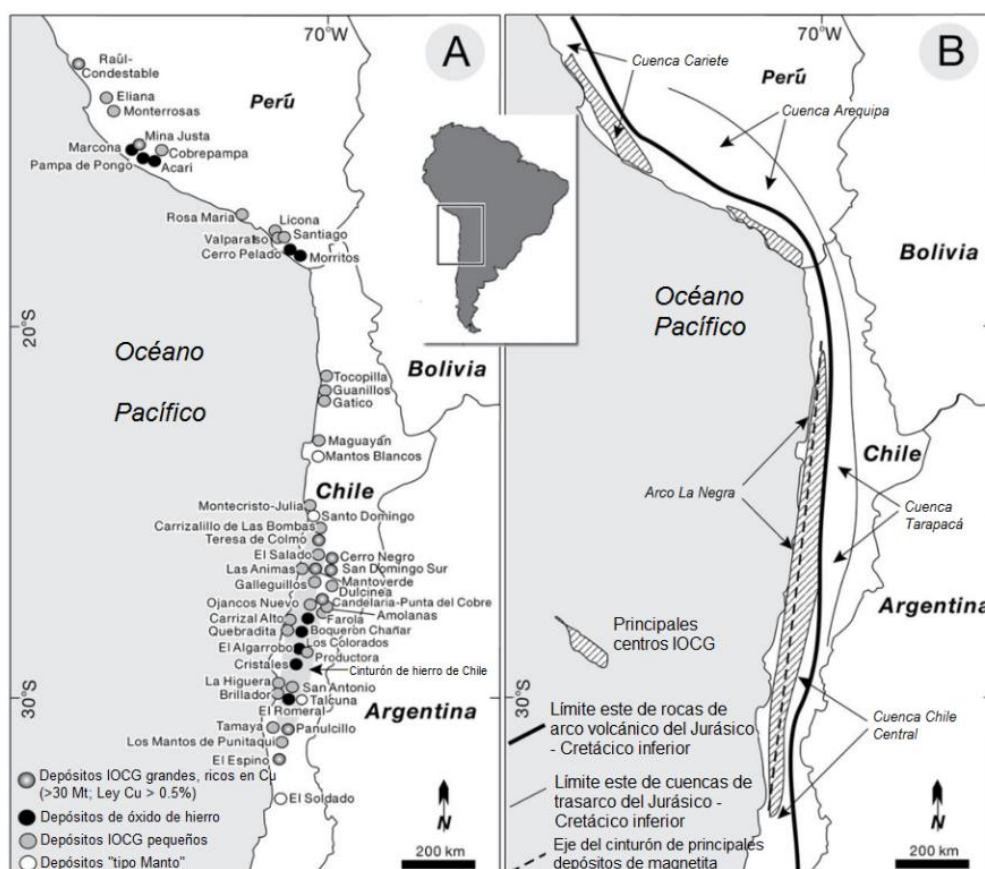
**Fuente:** Zhu (2016). "Gold in iron oxide copper–gold deposits".

Existen yacimientos metálicos de clase mundial en la zona en estudio, cuyas edades son mesozoicas, como la mina Marcona del jurásico medio con 1.9 Gt @ 55.4% Fe y 0.12% Cu, Mina Justa del cretácico medio 346.6 Mt @ 0.71% Cu, 15 g/t Ag y 0.12 g/t Au (Chen et al., 2010) y Pampa de Pongo del cretácico superior >3 Gt @ 40% Fe, 0.1% Cu y 0.1 g/t Au (Calvo et al., 2013). Así como yacimientos vetiformes de menores tamaños de Au y Cu con contenidos de Fe relacionados al magmatismo cretácico (Figura 1.3. A).

La investigación está enfocada principalmente en el magmatismo entre el límite jurásico-cretácico y sus implicancias en la mineralización económica, caracterización del magmatismo regional y generación de guías de exploración geológica, que aporten en el descubrimiento de nuevos yacimientos minerales.

Los procesos hidrotermales y magmáticos tardíos, que finalmente son una parte importante que controlan la formación de depósitos mineralizados, no son considerados en este estudio. Las herramientas base para el presente estudio, son

la síntesis y análisis bibliográfico, la petromineralogía, data geoquímica compilada y nueva, geología estructural, la estratigrafía registrada en terreno y el análisis de la información mediante mapas y diagramas esquemáticos interpretativos.



**Figura 1.3** Mapa de yacimientos IOCG en la zona costera. A. Ubicación de los yacimientos IOCG en Chile y Perú en sus respectivas franjas metalogénicas. B. Cuencas que abarcan los depósitos IOCG.

**Fuente:** Chen et al., (2013). "Mesozoic Iron Oxide Copper-Gold Mineralization in the Central Andes and the Gondwana Supercontinent Breakup".

## 1.2 DESCRIPCIÓN DEL PROBLEMA DE INVESTIGACIÓN

El Perú presenta evidencias importantes de características geológicas favorables a lo largo de todo su territorio, el cual concentra diversos tipos de yacimientos minerales, sin embargo, según Mucho (2019), solo se ha explorado

alrededor del 20% del potencial geológico a nivel nacional, por eso está pendiente arduo trabajo en ese aspecto.

Los depósitos llamados Iron Oxide Copper Gold (IOCG), coexisten con minerales de Cu, Fe, Au y se forman debido a sistemas magmáticos y/o hidrotermales con un fuerte control estructural, que ocurren de formas muy diversas: vetas, brechas hidrotermales, mantos, skarn o una combinación de ellos (Sillitoe, 2003).

Esta génesis de los depósitos IOCG antes descrita cumplen los requisitos para formarse en gran cantidad en el Perú especialmente en la costa peruana, sin embargo, los depósitos IOCG en el país son escasos y no están desarrollados como por ejemplo en Chile (Figura 1.3. A, B) y otras partes del mundo (Figura 1.2).

Los depósitos IOCG corresponde a un amplio grupo de depósitos minerales caracterizados principalmente por una abundante presencia de magnetita y/o hematita (especularita) y están reconocidos en la Cordillera de la Costa del norte de Chile y sur del Perú.

Según Tornos (2014), es uno de los estilos de mineralización más desconocidos y controvertidos, a pesar de que la asociación de óxidos de hierro con sulfuros de cobre y oro se corresponden a muchos estilos de mineralización.

Los depósitos asociados a Fe-Cu-Au son escasos en Perú, la mina Marcona era la única mina en producción empezó hace más de 20 años, cuyo metal principal de beneficio es el Fe, aunque con contenidos de cobre no económico. Últimamente en 2021 empezó a operar Mina Justa cuyo metal principal de beneficio es el Cu, cuyo nivel de producción corresponde a la mediana minería (Energiminas, 2021).

Tener una sola mina tipo IOCG que produzca cobre no es suficiente para cubrir la creciente demanda exterior por este metal, y es conocido que Perú presenta

un gran potencial en minería a nivel mundial sobre todo en la costa peruana que esta sub explorada en referencia a los depósitos IOCG. Es por este motivo que es necesario aumentar los conocimientos geológicos enfocados en la exploración minera para encontrar nuevos depósitos de Cu-Fe-Au y así cubrir la intensa demanda de la industria minera.

La composición química de la mineralización define poblaciones de IOCG, los cuales son de interés económico debido a sus cantidades variables de Cu, REE, P, U, Ag, Co entre otros (Barton 2014), justamente estos elementos complementarios no se han explorado masivamente solo puntualmente en el territorio peruano, teniendo la costa sur del país las condiciones por ejemplo para explorar por tierras raras, cobalto o uranio, como en otras áreas del planeta con zonas de subducción, debido a que los elementos mencionados se exponen como accesorios en los depósitos IOCG en el mundo, sin embargo, no se observa exploración enfocada en el país a la fecha.

El estudio de los depósitos IOCG a nivel mundial ha permitido conocer mejor la geología que presentan estos yacimientos, las asociaciones de minerales de alteración, la presencia de elementos múltiples y un marcado control estructural (Barton y Johnson, 2004). Sin embargo, aún no se conoce bien cuál es el origen y cuáles son los procesos de deformación regional y distrital que ocurren durante la formación de este tipo de yacimientos. Castellón (2017).

En general hay escasez de información de depósitos IOCG en el país, y a nivel mundial recién están siendo difundido los nuevos conocimientos de estos yacimientos, por lo que una caracterización geoquímica de las rocas magmáticas ayudaría a una mejor comprensión de estos tipos de depósitos en la zona de trabajo.

Por lo tanto, la Formulación del Problema, de la presente investigación es:  
¿En qué medida el actual limitado potencial geológico explorado es debido a la inadecuada relación de la litogeoquímica de rocas magmáticas con los depósitos minerales tipo IOCG?

### **1.3. OBJETIVO DEL ESTUDIO**

#### **1.3.1. Objetivo General**

Desarrollar un análisis litogeoquímico de rocas magmáticas para determinar su relación con los depósitos IOCG.

### **1.4. ANTECEDENTES INVESTIGATIVOS**

A continuación, se describen los antecedentes relacionados al tema de investigación, realizados en los ámbitos internacionales, nacionales y locales.

#### **1.4.1. Investigaciones Internacionales**

Rodriguez-Mustafa, M. et al., (2022), "The Mina Justa Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) Deposit, Perú: Constraints on Metal and Ore Fluid Sources", indican que los depósitos de óxido de hierro cobre-oro (IOCG) son fuentes importantes de Cu con abundantes óxidos de Fe y logran contener Au, Ag, Co, elementos de tierras raras (REE), U y otros metales como subproductos económicamente importantes en algunos depósitos.

La investigación geoquímica de la magnetita en el depósito IOCG Mina Justa en Perú, las composiciones de elementos trazas, las texturas de la magnetita, estimaciones de temperatura para la cristalización de la magnetita, en conjunto con los datos isotópicos estables identifican una fuente magmático-hidrotermal para los



fluidos minerales que transportan el Fe y el Cu en Mina Justa y excluyen una entrada significativa de agua meteórica y salmueras de cuenca.

Li, R. & Wang, L. (2022), "External fluid incursion during Cu-mineralization stage of Mina Justa iron oxide copper-gold (IOCG) deposit: Evidence from triple sulfur isotope geochemistry of chalcopyrite", indican que los fluidos formadores de minerales IOCG son muy debatidos particularmente, si el fluido externo estuvo involucrado o no durante la etapa de mineralización de Cu es de gran interés e intenso debate.

Utilizando la geoquímica de isótopos de azufre en el depósito de Mina Justa, analizando el reemplazo de la calcopirita por pirita temprana, indicó orígenes magmáticos, sin embargo, el análisis de calcopirita sola o con reemplazo mínimo de pirita coexistente indicó una fuente no magmática, en la cual hay fluido externo presente en la etapa de mineralización de Cu.

Li et al., (2017), "Ore fluid evolution in the giant Marcona Fe-(Cu) deposit, Perú: Evidence from in-situ sulfur isotope and trace element geochemistry of sulfides", determinaron que el depósito de magnetita IOCG Marcona, es un importante yacimiento de Fe con mineralización sub económica de Cu y Zn. Identificaron tres generaciones de sulfuros en las etapas de alteración/mineralización de Marcona. Magnetita, pirrotita, pirita y calcopirita menor, comenzaron a formarse en la primera etapa. Los sulfuros en la segunda etapa están dominados por la calcopirita y la pirita, mientras que solo la pirita estuvo presente en la tercera etapa.

Los autores realizaron análisis de isótopos de azufre y de elementos traza en los sulfuros de estas etapas. Los sulfuros de la primera etapa indica un origen predominantemente magmático y el sistema de formación de minerales estaba

abierto. La pirita de la segunda etapa es rica en Mn, Cu, Ag, Sb, Te, Pb, Bi y con una incursión de agua de mar durante su formación.

El enriquecimiento en la tercera etapa de Mn, Se, Sb, Te, Tl y Pb, sugiere que la pirita se ha formado por reducción de sulfato asociada con materiales orgánicos. Los autores en mención proponen que los fluidos formadores de minerales de la primera etapa son inicialmente magmáticos con participación externa (por ejemplo, agua de mar) al final, donde los fluidos de la segunda etapa sean principalmente exóticos.

Los fluidos externos, junto con la materia orgánica, logran haber contribuido a los fluidos formadores de minerales de la tercera etapa, lo que indica un fluido complejo.

#### **1.4.2. Investigaciones Nacionales**

Valencia et al., (2020), "Magmatismo Jurásico - Cretáceo y su relación con los yacimientos tipo IOCG y pórfidos entre Ica y Tacna. Bloque norte", determinaron en el sector de Cobrepampa, una diferenciación por fraccionamiento sin contaminación, mientras que, en el sector de Hierro Acarí, magmas marcadamente más primitivos, que provienen de rocas más básicas, en una corteza delgada.

El análisis de los elementos traza de los intrusivos indican, subducción en un arco primitivo y de contaminación cortical, con diferenciación por cristalización fraccionada, en especial para los intrusivos y volcánicos hospedantes de depósitos de IOCG.

Para los intrusivos relacionados a vetas, se observa una tendencia más diferenciada, con fraccionamiento de plagioclasas, indicando una evolución del magmatismo en reservorios de la corteza superior. Los intrusivos con

fraccionamiento marcado están en Marcona y son más pobres como en Hierro Acarí. Además, hay intrusivos que muestran influencia de metasomatismo de la cuña mantélica, como en Hierro Acarí.

Es así que, el metasomatismo de la cuña y la hidratación del magmatismo son los factores más importantes en los procesos de enriquecimiento de estas fuentes de elementos, todo en una corteza más delgada. La evolución del magmatismo es controlada por fusión de anfíbol y cristalización fraccionada, lo cual es acorde a una corteza que evoluciona en el tiempo, de un espesor delgado a una moderado.

Valencia et al., (2018), "Cobrepampa: características metalogenéticas de un yacimiento mineral IOCG", determinaron que el yacimiento Cobrepampa ubicado en Acarí, es un importante depósito IOCG con alto contenido de Cu y Fe secundario en vetas con sobreimposición hidrotermal. El yacimiento se emplaza en rocas plutónicas relacionado al evento magmático super unidad Linga, que presenta una fuerte mineralización en Cu y alteración ligada a propilitización y débil feldespatización potásica en venillas milimétricas.

La mineralización está contenida en óxidos crisocola, malaquita, hematita y cuprita, con mixtos bornita, calcosita, covelita, calcopirita y sulfuros hipógenos calcopirita y pirita. El intrusivo que alberga a los depósitos IOCG Cobrepampa es de carácter predominantemente calcoalcalino con alto K y corresponde al de subducción de arco con magmatismo primitivo, con fraccionamiento de feldespatos en corteza superior con un ascenso mediante sistemas de fallas corticales.

Contreras et al., (2014), "Geoquímica y petrografía del magmatismo del distrito minero de Marcona y su relación con la mineralización de los depósitos de

tipo IOCG–skarn”, determinaron con escasas muestras de roca extraídas en superficie que los elementos mayores de las rocas del Batolito de San Nicolás corresponden a la serie calco-alcalina con alto contenido de K. Las riolitas Río Grande y las andesitas Tunga corresponden a la serie shoshonítica con alto contenido de K. Los sills microdioríticos son calco-alcalinas con un contenido medio de K.

Las rocas del Batolito de la Costa representarían tres eventos magmáticos de diorita: serie calco-alcalina con alto K, serie calcoalcalina con un contenido medio de K y una serie toleítica, con bajo contenido de K. El contexto geodinámico indica que todas las muestras corresponden al campo de rocas formadas en un arco magmático de subducción, lo que implica que los granitoides asociados son de tipo I.

Las muestras de cuarzo monzodiorita correspondientes al Batolito de la Costa se asocian a Fe-Cu-Au, lo que indicaría que están asociadas a la mineralización de Pampa de Pongo. Las muestras de cuarzo monzodiorita se asocian a Cu-Au, lo que indicaría que están asociadas a la mineralización de Cu de Mina Justa. Y las muestras correspondientes a dioritas se ubican fuera del campo de asociaciones metálicas.

Ccallo et al., (2013), “Petrogénesis de las rocas intrusivas del Grupo Casma (145-105 Ma) en el segmento Acarí–San Juan de Marcona”, determinaron que los depósitos tipo IOCG están relacionados a diferentes facies de dioritas. Estas dioritas se formaron durante la actividad del arco magmático Casma.

Las dioritas Acarí y Huaricangana son calcoalcalinas y con alto contenido de Fe. El análisis de las tierras raras se observa una pendiente suave y empobrecimiento de Eu, sin embargo, para las dioritas Huaricangana se observa una pendiente

pronunciada, debido a las bajas concentraciones de tierras raras pesadas. Esto indicaría que las dioritas derivan de fuentes de magma diferentes, además que la diorita Acarí posee más contenido de agua. Las dioritas confirman la relación genética entre estos intrusivos y los depósitos de IOCG.

La abundancia de los minerales opacos (óxidos de Fe) está más relacionada a cúmulos de clinopiroxenos y ortopiroxenos y se da principalmente en los intrusivos de Huaricangana. Las dioritas del Grupo Casma (Acarí, Huaricangana, y Pampa de Pongo) están relacionadas genéticamente a los yacimientos de tipo IOCG.

## **CAPÍTULO II**

### **HIPÓTESIS Y OPERACIONALIZACIÓN DE VARIABLES**

#### **2.1 HIPÓTESIS**

Un adecuado análisis litogeoquímico de rocas magmáticas permitirá determinar su relación con los depósitos Ion Oxide Copper Gold (IOCG).

#### **2.2 OPERACIONALIZACIÓN DE VARIABLES**

##### **2.2.1 Variable Independiente (Vi)**

Análisis litogeoquímico de rocas magmáticas.

##### **2.2.2 Variable Dependiente (Vd)**

Relación con los depósitos Iron Oxide Copper Gold (IOCG).

##### **2.2.3 Indicadores**

Valores geoquímicos de rocas magmáticas.

## **CAPÍTULO III**

### **MARCOS TEÓRICO Y CONCEPTUAL**

#### **3.1 MARCO TEÓRICO**

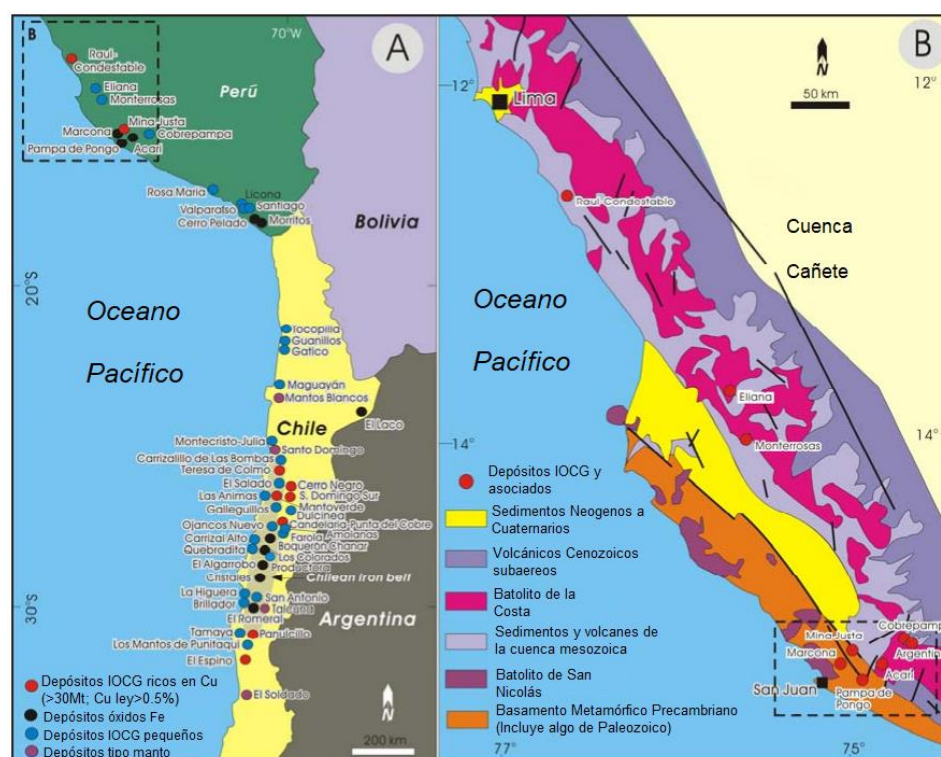
##### **3.1.1 Características de Yacimientos Tipo IOCG**

Sillitoe (2003) en su trabajo de investigación “Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view”, define los yacimientos Iron Oxide Copper Gold (IOCG) que se ubican entre el sur de Perú y el norte de Chile (Figura 3.1. A), en el cual coexisten minerales de Cu, Fe y Au y se forman debido a sistemas magmáticos y/o hidrotermales con un fuerte control estructural (Figura 3.1. B).

Los depósitos grandes son mixtos, en el sentido de incluir varios estilos de mineralización estrechamente espaciados, y están ubicados en áreas de alta permeabilidad estructural y litológica.

Brechas tipo vetas y mantos tienden a ocurrir a paleo profundidades relativamente poco profundas y, por lo tanto, están típicamente confinados a paredes de rocas volcánicas. El sistema IOCG presenta una extensa zona de cobertura con alteración feldespática pervasiva con pirita.

Estos yacimientos ocurren de formas muy diversas: vetas, brechas hidrotermales, mantos, skarn o una combinación de ellos. Las vetas tienden a ocurrir alojadas en rocas plutónicas dioríticas (Figura 3.2. A).



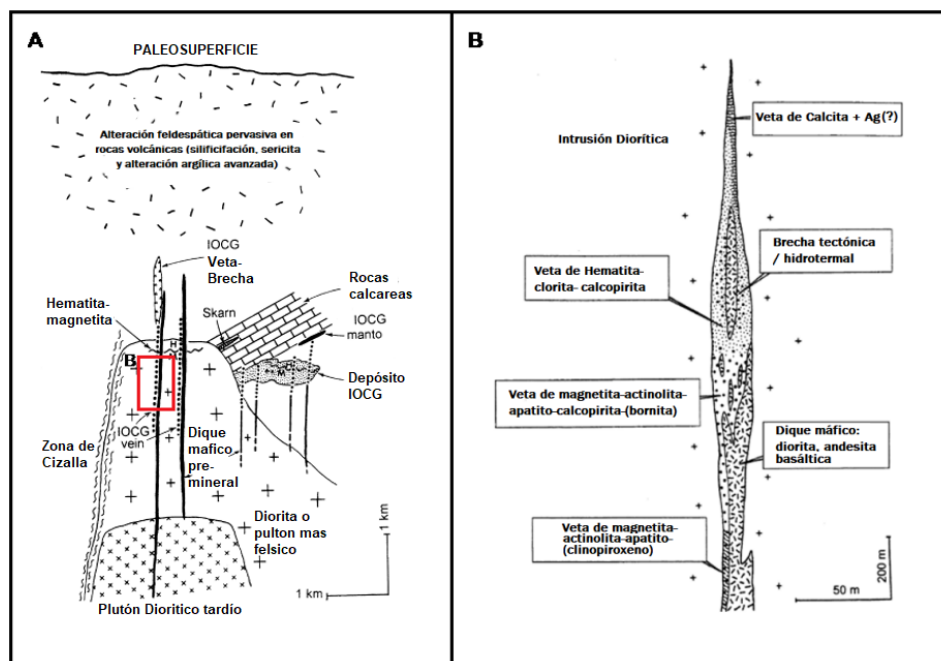
**Figura 3.1** Depósitos IOCG en la cuenca Cañete. A. Ubicaciones de depósitos IOCG ricos en Cu, Principales depósitos de hierro y depósitos de Cu-Ag tipo manto en Perú y Chile. B. Mapa geológico simplificado del cinturón de mineralización IOCG del centro-sur de Perú.

**Fuente:** Chen et al., (2010). Evolution of the Giant Marcona-Mina Justa Iron Oxide-Copper-Gold District, South-Central Peru.

La mineralización de los IOCG consiste en general de magnetita, hematita, calcopirita, pirita y bornita, con una zonación de calcopirita - magnetita en las zonas más profundas y bornita - hematita en las más superficiales; además también la uraninita, niquelina, arsenopirita, pirrotina, cobaltita y molibdenita como minerales subordinados a este tipo de depósito.



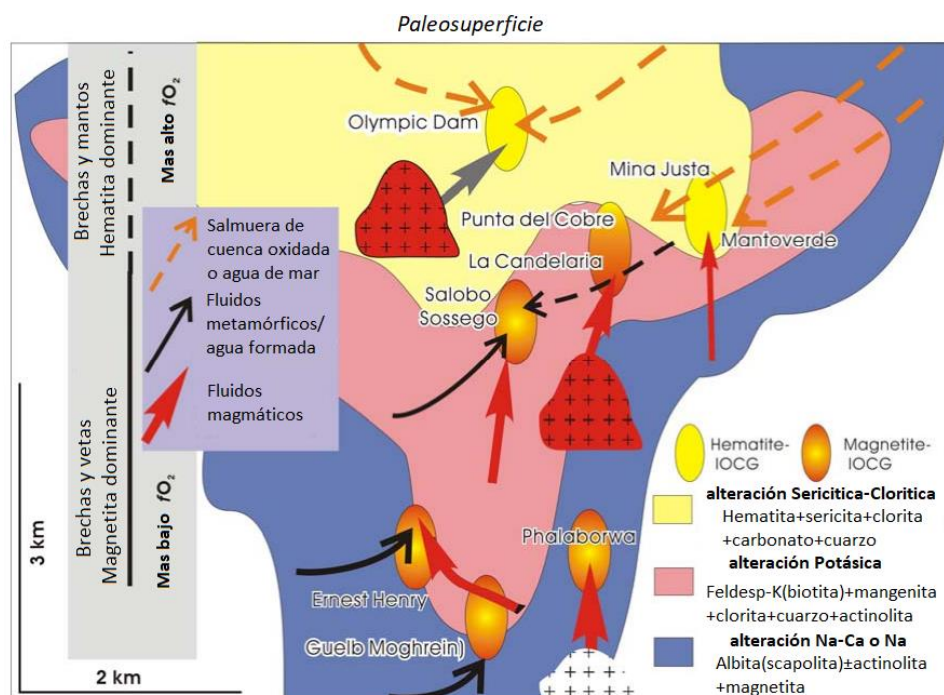
Acerca de las asociaciones minerales de alteración, los IOCG presentan alteración sódico cálcica (actinolita, albita, magnetita); sericítica (sericita, clorita, hematita); potásica (feldespato potásico, biotita) y silíceo, además de minerales como cuarzo, calcita, apatito y con menor frecuencia granate y piroxeno (Figura 3.2. B).



**Figura 3.2** Esquema de estilos de depósitos IOCG en la Costa Cordillera de los Andes centrales (A). Esquema idealizado de una veta IOCG en la Cordillera de la Costa mostrando zonación ascendente prevaleciendo magnetita a hematita, y la posibilidad de calcita gruesa ( $\pm$  mineralización de plata) en su partes superiores y magnetita masiva pobre en cobre en profundidad. La zona de hematites muestra brecha hidrotermal/tectónica (B).

**Fuente:** Sillitoe, R. (2003). "Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view".

Las asociaciones minerales de alteración comúnmente siguen la distribución espacial muestra una zonación superficial de calcita, seguida de magnetita a hematita; finalmente magnetita asociada con actinolita, apatito y mineralización de sulfuros de cobre (también existe pirita); y en profundidad, magnetita pobre en minerales de cobre.



**Figura 3.3** Modelo de zonamiento de la alteración IOCG, con depósitos tipo.

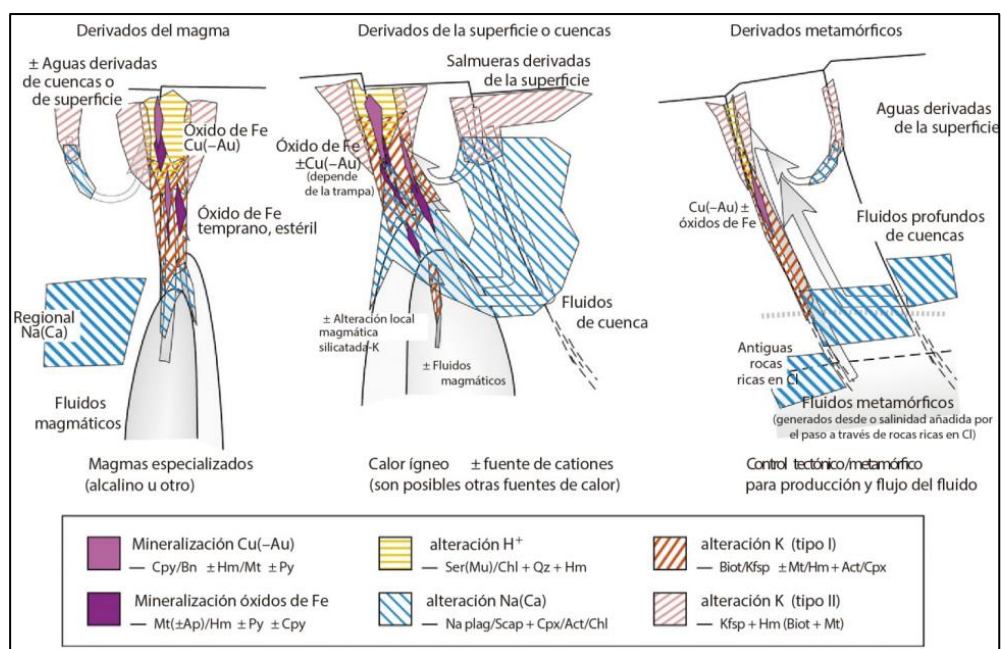
**Fuente:** Chen (2008). "The Marcona - Mina Justa district, south-central Perú: implications for the genesis and definition of the iron oxide-copper (-gold) ore deposit clan".

La alteración regional Na-Ca o Na comúnmente precede a la mineralización, mientras que la alteración potásica y la alteración hidrolítica (sericita-clorita) suelen ser relacionados con la mineralización (Figura 3.3).

### 3.1.2 Génesis Fluidos de los Depósitos IOCG

Barton, M. (2014) en su trabajo de investigación "Iron Oxide(-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) Systems", indica que la fuente de calor generalmente lo proporcionan los cuerpos ígneos y se requiere de fluidos altamente salinos, pobres en azufre y relativamente oxidados para formar un depósito económico. La diversidad geológica en contraste con la similitud geoquímica de los sistemas IOCG ha contribuido a postular modelos genéticos (Figura 3.4) para los fluidos IOCG:

- 1) Interacción magmático-hidrotermal donde los fluidos acuosos clave son de origen magmático.
- 2) El hidrotermalismo en el cual los fluidos clave son las salmueras no magmáticas superficiales o de cuenca que circulan por el calor ígneo o de la corteza.
- 3) Los fluidos hidrotermales metamórficos se derivan de fuentes distintivas de la corteza por desvolatilización metamórfica y la interacción agua-roca en profundidad.
- 4) Fundamentalmente magmático por el cual, el fluido formador de mineral clave, es una inmisible fusión de óxido de hierro con volátiles.



**Figura 3.4** Génesis para sistemas IOCG ilustrando fuentes de fluidos. Recorridos del flujo hidrotermal, y distribución de alteraciones y menas.

**Fuente:** Barton, M. (2014). "Iron Oxide(-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) Systems".

Otra posibilidad, es que algunas ocurrencias representan la superposición fortuita de mineralización Cu-Au más antiguo, en rocas con alto contenido de hierro genéticamente no relacionadas.

En los modelos hidrotermales, la participación de un segundo fluido (cerca de la superficie) llegue a mezclarse con un fluido de origen más profundo o de una sobreimpresión posterior; en muchos casos, este segundo líquido es necesario para suministrar azufre para la formación de minerales y también introducir algunos metales.

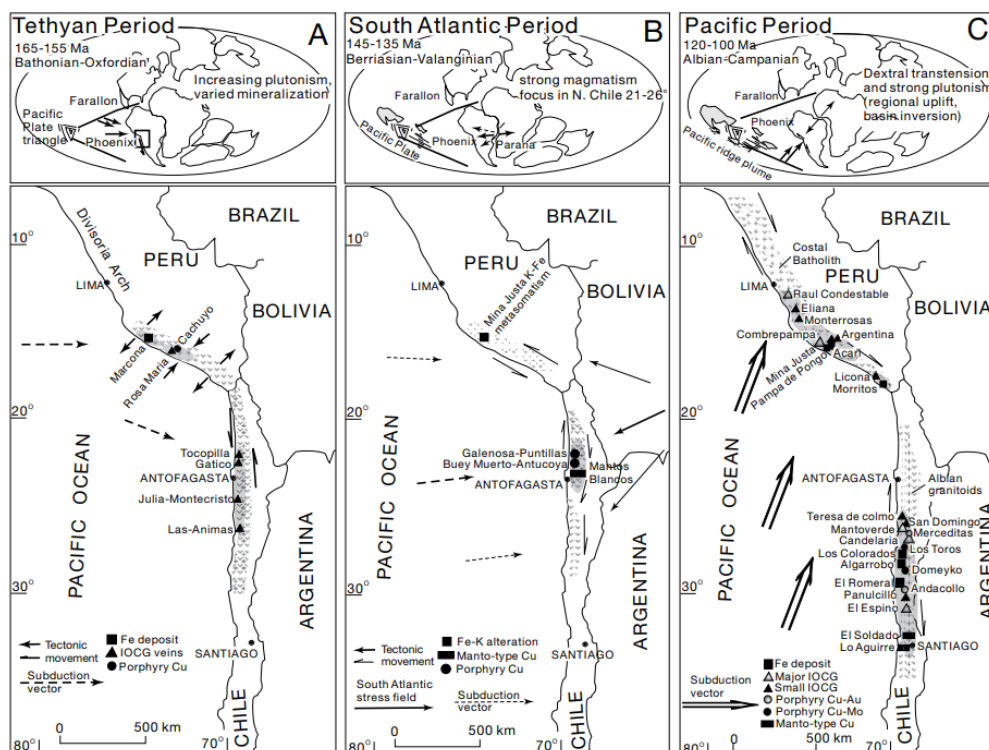
### **3.1.3 Etapas de Mineralización IOCG en sur del Perú**

Chen et al., (2013) en su trabajo de investigación “Mesozoic Iron Oxide Copper-Gold Mineralization in the Central Andes and the Gondwana Supercontinent Breakup” indican que los depósitos mesozoicos en el cinturón IOCG costero del sur de Perú y el norte de Chile se formaron principalmente durante Jurásico Medio-Tardío y Cretácico Inferior encontrándose en cuencas de rift del margen continental que registran una fase importante de extensión que acompaña a la subducción a lo largo del margen occidental de Gondwana.

Es así que, la evolución tectónica mesozoica de los Andes centrales desde la fase inicial de la mineralización IOCG se divide en lo siguiente: el período Tethyan (165 –155 Ma) (Figura 3.5 A); el período del Atlántico Sur (145–135 Ma) (Figura 3.5 B) y el Período del Pacífico (120–100 Ma) (Figura 3.5 C).

La mineralización del IOCG de los Andes centrales se inició en el Jurásico Medio (165–155 Ma), asociado con la subducción de alto ángulo de la placa Phoenix y coetáneo con la etapa temprana de la ruptura de Gondwana.

Luego de una etapa tectonomagmática relativamente débil (135–120 Ma), el pico en los depósitos IOCG del Mesozoico ocurrió durante la inversión de las cuencas extensionales (120–100 Ma), correspondientes a la separación definitiva de las placas tectónicas africana y sudamericana.



**Figura 3.5** Evolución tectonomagmática de las subprovincias metalogénicas del Mesozoico en los Andes Centrales (A). El período Tetiano (165–155 Ma); B. El período del Atlántico Sur (145–135 Ma); C. El período del Pacífico (120–100 Ma).

**Fuente:** Chen et al., (2013). “Mesozoic Iron Oxide Copper-Gold Mineralization in the Central Andes and the Gondwana Supercontinent Breakup”.

### 3.1.4 Geoquímica de los Análisis de Roca Total

Rollinson, H. (1993) en su libro “Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation”, describe que la petrología es la síntesis de la composición de la corteza terrestre y el manto superior reflejada en sus rocas, por lo que el estudio de los minerales petrográficos formadores de rocas es indispensable y punto de partida para lograr el razonamiento petrogenético.

Estos conceptos son complementados con la petrología sintetizada en el concepto de diferenciación y asimilación magmática, para definir los sistemas de cristalización.

Se toma como herramienta a la geoquímica, con la utilización de conceptos fundamentales en diagramas de variación y gráficos que desembocan en el concepto y clasificación de series magmáticas a través de su composición química y su significado y la relación de los cuerpos ígneos y magmas relacionados con la tectónica global. Por conveniencia los elementos son separados en mayores, menores y traza. Los límites entre los grupos son arbitrarios, pero los más aceptados son:

- ✓ Elementos mayores = > 1.0% peso
- ✓ Elementos menores = 0.1 – 1.0% peso
- ✓ Elementos traza = < 0.1% peso

- **Elementos mayores**

Se les denominan elementos mayores porque están presentes en altas concentraciones y controlan en gran medida la cristalización de los minerales petrogenéticos en las rocas a partir de fundidos. Son los elementos químicos que predominan en cualquier análisis de rocas, estos son: Si, Al, Fe, Mn, Ca, Na, K, P, Ti y sus concentraciones están expresadas como óxidos en porcentaje de peso (%).

Las determinaciones de los elementos mayores están hechas sólo para cationes y se asume que ellos están acompañados por una apreciable cantidad de oxígeno. Así la suma de los óxidos de los elementos mayores totalizará cerca del 100%. Los volátiles tales como el H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, S están normalmente incluidas en los análisis de los elementos mayores asimismo las pérdidas por ignición.

El hierro es determinado como FeO y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, pero algunas veces se le expresa como «hierro total» o como FeO total y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> total para ello se efectúa una conversión mediante un coeficiente 1,1113. Para que los datos de los elementos

mayores se puedan graficar, es necesario recalcular dichos datos sin tener en cuenta los fluidos y volátiles, hay que descontar los valores de H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> y pérdidas por ignición.

- **Elementos menores**

Comúnmente se presentan en concentraciones de 0.1% a 1.0% peso y sustituyen a algunos elementos en los minerales principales, por ejemplo, el Mn sustituye al Fe o al Mg en los minerales máficos. Si están en concentraciones suficientemente altas se formará minerales independientes, que se denominan petrológicamente como minerales accesorios. Si hay suficiente Zr se forma zircón o si hay suficiente P se forma apatito y si hay suficiente Ti se formará rutilo o titanita o si hubiera suficientes óxidos de Ti y Fe se formará ilmenita.

- **Los Elementos Trazas**

Los elementos trazas son aquellos que se encuentran en concentraciones muy bajas en las rocas comunes (normalmente < 0,1 % en peso). Por lo tanto, sus concentraciones se expresan comúnmente en partes por millón (ppm). A diferencia de los elementos principales, los elementos trazas tienden a concentrarse en menos minerales y, por lo tanto, son más útiles para formular modelos para la diferenciación magmática y, en algunos casos, para predecir la fuente de un magma en particular.

Los elementos trazas más utilizados para la interpretación de la petrogénesis de las rocas ígneas incluyen: Ni, Cr, Sc, V, Rb, Ba, Sr, Zr, Y, Nb y los elementos de tierras raras (La a Lu). Tenga en cuenta que la concentración de elementos traza variará según el tipo de roca; mientras que Ni y Cr muestran concentraciones más altas en rocas máficas y ultramáficas, Zr y Rb están más concentrados en rocas ácidas.

La incorporación de un elemento traza en la estructura cristalina de uno o más minerales depende en gran medida de su carga y radio, pero también de la electronegatividad de este elemento y de los efectos del campo cristalino. En consecuencia, un elemento traza sustituirá a un elemento principal en la estructura de un mineral en cristalización o permanecerá en el líquido.

#### - **Tipos de Elementos Traza**

Además de la clasificación de elementos traza, compatibles e incompatibles, también se clasifican mejor sobre la base de sus características geoquímicas, que naturalmente influirán en si el elemento se vuelve compatible o incompatible.

1. Elementos litófilos de iones grandes (LILE): estos elementos se caracterizan por radios iónicos grandes y cargas bajas y, por lo tanto, se concentrarán preferentemente en el líquido hasta que comience a cristalizar una fase particular con sitios lo suficientemente grandes para acomodarlos. Por lo tanto, estos elementos serán en gran parte "incompatibles", particularmente con respecto a las fases del manto (Ol, Opx, Cpx, Gt, etc.). Los ejemplos incluyen: K, Rb, Sr y Ba.
2. Elementos de alta intensidad de campo (HFSE): Estos son elementos presentan grandes cationes, pero también grandes cargas, y también están excluidos de las fases del manto y más concentrados en líquidos residuales (serán más incompatibles). Estos elementos se concentran en fases accesorias como esfena, circón y apatito. Los ejemplos incluyen Zr, Hf, Nb, Ta, Th y U.
3. Elementos de transición: Los elementos traza que también son elementos de transición se caracterizan por radios iónicos relativamente pequeños y son bivalentes o trivalentes. Estos elementos están fuertemente repartidos en las fases sólidas que cristalizan durante las primeras etapas de la evolución



magmática y, por lo tanto, son "compatibles" con las fases del manto. Los ejemplos incluyen Ni, Co, Cr y Sc.

4. Elementos de tierras raras (REE): Este es un grupo de elementos con números atómicos entre 57 (La) y 72 (Lu) caracterizados por radios iónicos relativamente grandes y valencias de +2 o +3. Han demostrado ser muy importantes para las interpretaciones petrogenéticas.

Las denominadas "tierras raras" (o REE, por Rare Earth Elements) son un grupo de 17 elementos químicos indispensables para la tecnología moderna. Se los emplea en campos tan dispares como la elaboración de imanes para los discos duros, en las lámparas halógenas o en la construcción de equipos de diagnóstico por resonancia magnética nuclear. A pesar de lo que su nombre indica, no son más escasos que el plomo o el oro, pero a menudo resultan difíciles de separar de los minerales que los acompañan.

La denominación "tierra" proviene de la antigua denominación que se daba a los óxidos, y en cuanto a lo de "raras", no se refiere a la poca o mucha cantidad que existe de ellos, sino a lo complicado que resulta en algunos casos separar el elemento de los minerales que lo acompañan.

Las Tierras Raras generalmente son divididos en dos grupos, las Tierras Raras Livianas o "Light Rare Earth Elements" (Lantano, Cerio, Praseodimio, Neodimio, Prometio y Samario) y las Tierras Raras Pesadas "Heavy Rare Earth Oxides" (Europio, Gadolinio, Terbio, Disprosio, Holmio, Erblio, Tulio, Iterbio y Lutecio).

Las Tierras Raras que son incompatibles, tienden a concentrarse en la fase fundida que resulta de la fusión parcial del manto, permaneciendo durante la cristalización fraccionada de un magma.

### 3.1.5 Diagrama de Presentación Gráfica del Quimismo

Fernández, S. & Hernández, A. (1991). "Cálculos y diagramas geoquímicos".

Describen los diagramas en los que se presentan de un modo gráfico el quimismo de una serie de rocas, constituyentes químicos y su variación con el proceso de cristalización o evolución de las series.

Las principales condiciones que deben cumplir los diagramas de variación son:

- Deben ser implés.
- Deben mostrar claramente las relaciones del quimismo.
- Deben rápidamente relacionarse los datos químicos originales y los puntos de diagrama.
- Deben ser aplicables a la gran parte de las rocas y no ser demasiado específicos.

Para decidir si una serie de rocas corresponde o no a una familia petrográfica representada en un diagrama bivariados hay varios criterios:

- **Criterio especial.** - Las rocas correspondientes a una misma provincia suelen estar agrupadas geográficamente, a veces a lo largo de grandes fallas o alineaciones tectónicas.

- **Criterio Temporal.** - las rocas de haberse originado con una cierta continuidad tectónica.

- **Criterio composicional.** - las rocas presentan una serie de caracteres composicionales comunes, tanto texturales como mineralógicos y químicos, de modo que el cambio de unas rocas u otras se efectúa no bruscamente sino a través de variaciones graduales.

- **Diagramas de elementos mayores:**

Clasificaciones utilizando diagramas de óxidos-óxidos

- Diagramas Harker
- Diagrama de Alkalís Totales vs Sílice (TAS)
- Discriminación utilizando diagramas
- Diagrama K<sub>2</sub>O vs sílice
- Índice de Saturación de Alúmina de Shand
- Clasificaciones utilizando cationes
- **Diagramas de elementos traza:**
  - Relaciones carga/radio
  - Comportamiento de los elementos traza en magmas
  - Diagramas de Tierras Raras
  - Diagramas Spider
  - Cocientes y diagramas bivariantes de elementos traza

### **3.1.6 Marco Conceptual**

- **Franja**

Es un área que agrupa depósitos minerales de acuerdo a la génesis similar, pueden ser metálicos o no-metálicos, con énfasis en sus relaciones espaciales y temporales espacio-tiempo, con los rasgos geológicos regionales como tectónicos, petromineralógicos, etc.

- **Distrito**

Área de terreno generalmente designada con un nombre, coexisten minerales que son extraídos según las reglas y regulaciones establecidas por los mineros locales. Para la definición de un distrito minero, no existe límite de su extensión territorial y sus linderos se cambian siempre y cuando no se interfieran otros derechos.

- **Yacimiento**

Parte de la corteza terrestre, en la cual, debido a procesos geológicos, presenta una acumulación de materia prima mineral, la cual por sus características de cantidad, calidad y condiciones de depósito es redituable su explotación. Las materias primas minerales son sustancias que se extraen de la corteza terrestre para aprovechar sus propiedades físicas o químicas. Esta definición comprende todos los minerales y rocas utilizados por el hombre y los elementos y compuestos que se extraen de ellos.

- **Veta**

Es un cuerpo tabular, o en forma de lámina, compuesto por minerales que se han introducido en las rocas mediante diaclasas o fallas. La mayoría de las vetas o filones son principalmente de origen ígneo, aunque en ciertas circunstancias las fisuras llegan a rellenarse como consecuencia de procesos sedimentarios o metamórficos; por ejemplo, vetas de calcita rellenando fisuras en una caliza o en un esquisto.

- **Paragénesis**

Es la secuencia de formación de minerales expresada en función de un eje temporal; por ejemplo, si varían las condiciones progresivamente a través del tiempo aparecerá un mineral determinado como derivado de un mineral anterior. El término a veces se emplea con el sentido específico del orden de cristalización de los minerales que componen una roca, y se utiliza también en el sentido amplio para significar el modo de origen de una roca o de un mineral.

## **CAPÍTULO IV**

### **METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN**

#### **4.1 TIPO Y DISEÑO DE LA INVESTIGACIÓN**

El tipo de la presente investigación con respecto al enfoque es cuantitativo considerando que seis de las siete características epistemológicas son de naturaleza cuantitativa (percepción de la realidad es objetiva, el razonamiento contrasta la hipótesis, orientada al resultado, principio de verdad es centrada en similitudes, perspectiva del investigador está al margen de los datos, causalidad es debido a los antecedentes) y una es de naturaleza cualitativa (finalidad es exploración).

El tipo de la presente investigación con respecto al alcance es explicativo porque está dirigido a determinar las características de las múltiples intrusiones magmáticas, relacionar el magmatismo con la mineralización IOCG de la zona en estudio, utilizando los resultados de la litogeoquímica.

##### **4.1.1 Diseño de Investigación**

El tipo de la presente investigación con respecto al diseño de investigación es experimental y en cuanto a su finalidad es aplicada.

La investigación es transversal y se dividió en un diseño de investigación de campo en base a la obtención de muestras de roca y de veta en superficie geológicas. para efectuar el análisis multielemental en laboratorio comercial, recopilación de planos, secciones geológicas y posterior análisis.

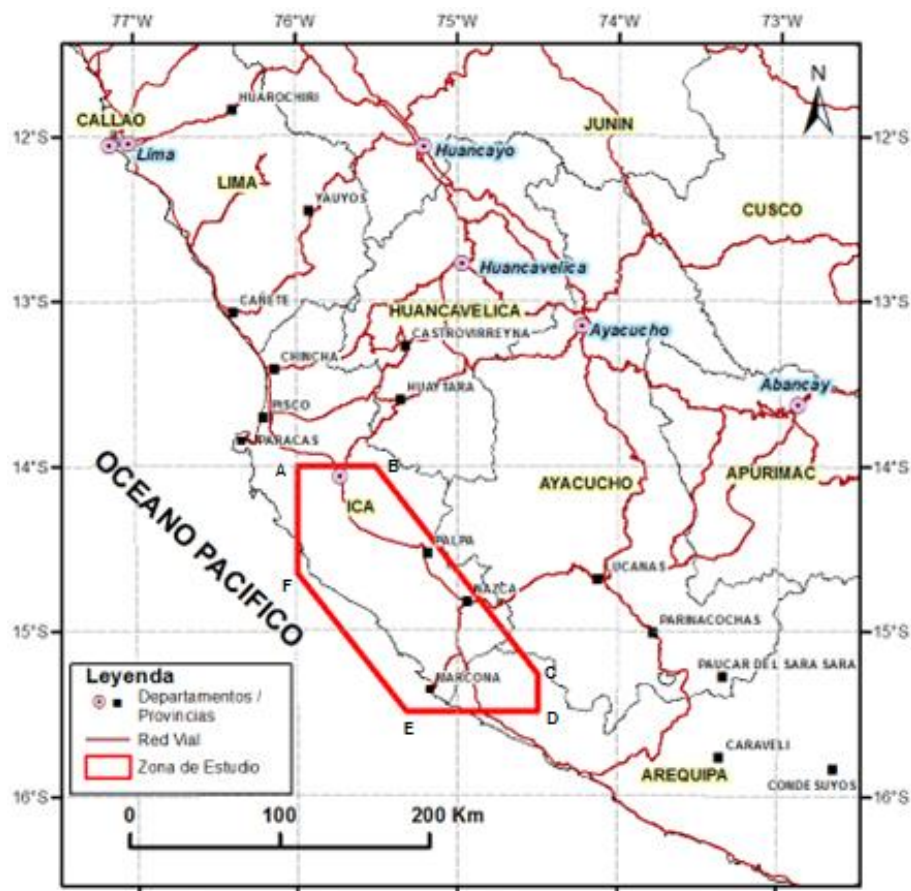
#### **4.2 UNIDAD DE ANÁLISIS**

La unidad de análisis de la presente investigación se ubica en la costa sur del Perú, entre los poblados Ica, Palpa, Nazca y Marcona. Políticamente gran parte del área corresponde al departamento de Ica y un pequeño sector al departamento de Arequipa.

Geográficamente se ubica al sur del departamento de Lima, bajo los paralelos 14° 00' y 15° 30' de Latitud Sur y 74° 30' y 76° 00' de Longitud (Figura 4.1). Comprende la margen y zona costera, Cordillera de la Costa y el inicio del flanco oeste de la Cordillera Occidental.

Geológicamente el área de estudio se ubica en la franja metalogenética de depósitos IOCG con contenidos de Fe-Cu-Au, del Jurásico-Cretácico de la costa sur del Perú, destaca el distrito minero de Marcona.

Comprenden los depósitos de Marcona (1.9 Gt @ 55.4 % Fe), Mina Justa (346.6 Mt @ 0.71 % Cu), Pampa de Pongo (con más de 3 Gt @ 40 % Fe, y valores de Cu), la mina paralizada Hierro Acarí (con ~40Mt @ 66 % Fe), las pequeñas minas artesanales menores ubicadas en Cobrepampa (~5 Mt @ 2-5 % Cu) y entre Nasca e Ica.



**Figura 4.1** Mapa esquemático de ubicación de la zona en estudio.  
**Fuente:** Datos tomados de GEOCATMIN (2022).

El presente trabajo desarrolla la caracterización petrográfica y litogeoquímica de los cuerpos magmáticos a nivel regional, representando cada uno de ellos a distintos arcos magmáticos del Silúrico-Devónico, Jurásico y Cretácico. Así como también se investiga la relación de la mineralización IOCG con mineralización de Fe-Cu-Au contenidas en vetas, mantos o skarn.

Las coordenadas UTM (Tabla 4.1), WGS 84 zona 18, que delimitan la zona de estudio son las siguientes:

**Tabla 4.1** Coordenadas del polígono área de estudio.

Vértice	Este	Norte
A	392399	8451581
B	444806	8451581
C	553316	8312649
D	553316	8286592
E	465767	8286592
F	392400	8380584

**Fuente:** Elaboración propia.

#### 4.2.1 Etapas de la Investigación

La recolección de datos se dividió en tres etapas correspondiente: antes de salir al campo, en campo y post campo o gabinete.

En la etapa antes de salir al campo, se elaboró de recopilación bibliográfica, así como la síntesis de la estratigrafía, magmatismo, control estructural de la zona a nivel regional a partir de los trabajos previos. Se tomó la base de datos litogeoquímica pública del INGEMMET disponible vía la web del GEOCATMIN para desarrollar el trabajo de investigación.

Analizando la geología se seleccionó las zonas estratégicamente que permitió extraer las muestras complementarias en terreno, correspondientes a las unidades magmáticas regionales que son objeto de la presente investigación.

En la etapa de campo se reconocieron las cuatro unidades magmáticas: Batolito de San Nicolás, Formación Río Grande, Grupo Casma y Batolito de la Costa. Se extrajeron muestras de roca de cada unidad magmática, para fines de estudios petrográfico y litogeoquímico, se reconocieron las fallas principales a escala local y se cartografió puntualmente para amarrar los datos con la geología regional.

En la etapa post campo, las muestras correctamente codificadas, extraídas en la etapa de campo se envió al laboratorio ALS Minerals para su análisis. Una vez



obtenidos los resultados, se adaptó los resultados de las muestras extraídas en campo a la base de datos litogeoquímica pública del INGEMMET, construida en la etapa de antes de salir al campo y se procedió a efectuar los estudios de análisis de la información utilizando el software libre GCDKit versión 6.1 para realizar los diagramas geoquímicos, Arcgis para expresar los mapas y Excel para trabajar la base de datos.

Se procedió a enviar a preparar las secciones delgadas de las muestras de mano analizadas para su estudio posterior petrográfico. Para reforzar el estudio petrográfico, se efectuó un análisis mineralógico por difracción de rayos x de algunas muestras con alto interés, en el laboratorio de FA ingenieros.

Se confeccionó mapas utilizando el Arcgis destacando las unidades magmáticas visitadas en el periodo de campo, remarcando las principales estructuras geológicas, principalmente las fallas que controlaron el magmatismo, así como el emplazamiento de los depósitos minerales. Se procesó la litogeoquímica de las rocas magmáticas, así como también de las ocurrencias minerales para su posterior comparación de resultados (Capítulo V) y análisis (Capítulo VI), generando para este concepto multiplicidad de gráficos diagramas geoquímicos.

### 4.3 MATRIZ DE CONSISTENCIA

**Título:** Análisis litogeoquímico de rocas magmáticas para determinar su relación con los depósitos Iron Oxide Copper Gold (IOCG).

**Tabla 4.2** Matriz de consistencia.

PROBLEMA	OBJETIVO	HIPOTESIS	VARIABLES		INDICADORES	TECNICAS E INSTRUMENTOS DE RECOLECCION DE DATOS
			DEPENDIENTE	INDEPENDIENTE		
¿En qué medida el actual limitado potencial geológico explorado es debido a la inadecuada relación de la litogeoquímica de rocas magmáticas con los depósitos minerales tipo IOCG?	Desarrollar un análisis litogeoquímico de rocas magmáticas para determinar su relación con los depósitos IOCG	Un adecuado análisis litogeoquímico de rocas magmáticas permitirá determinar su relación con los depósitos IOCG	Relación con los depósitos Iron Oxide Copper Gold (IOCG)	Análisis litogeoquímico de rocas magmáticas	Valores geoquímicos de rocas magmáticas	<ul style="list-style-type: none"> <li>* Cartografía geológica.</li> <li>* Muestreo de rocas.</li> <li>* Análisis en laboratorio de elementos traza, elementos mayores y tierras raras.</li> <li>* Petrografía de secciones delgadas.</li> <li>* Mineralogía por difracción de rayos X.</li> </ul>

**Fuente:** Elaboración propia.

## **CAPÍTULO V**

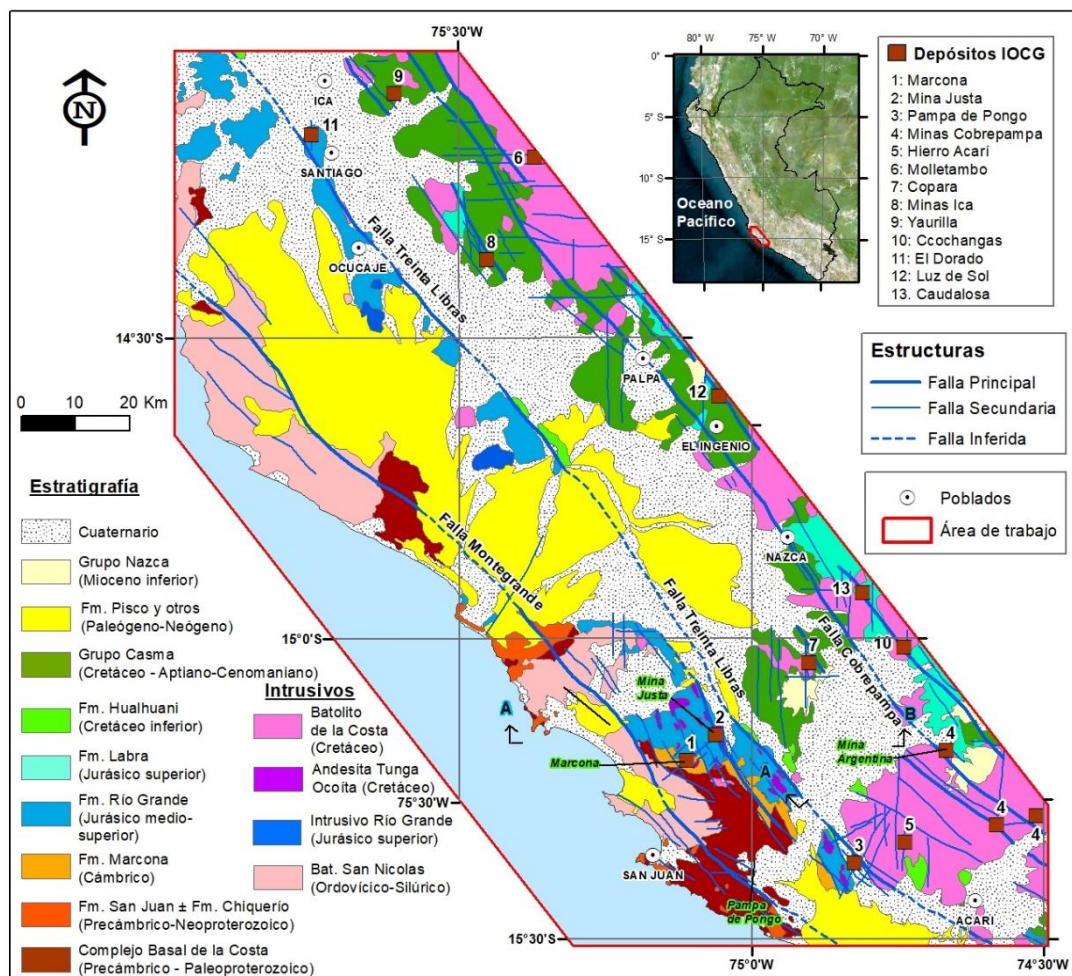
### **DESARROLLO DE LA INVESTIGACIÓN**

#### **5.1 GEOLOGÍA REGIONAL**

Se describe la geología regional del área en estudio (Figura 5.1), la cual consiste de rocas precambrianas como basamento denominadas Macizo de Arequipa, que es sobreyacida en discordancia por una secuencia glacial y carbonatada precambriana del neoproterozoico denominada Formación Chiquerío y San Juan.

Sobreyaciendo en discordancia esta la secuencia carbonatada pre ordovícica denominada Formación Marcona (metalotecto del depósito Marcona y Pampa de Pongo) que se encuentra intruida por el Batolito de San Nicolás del Silúrico-Devónico, además, la Formación Marcona infrayace en discordancia a la secuencia volcánica sedimentaria jurásico medio-superior denominado Formación Río Grande (Metalotecto del depósito Mina Justa). Cubriendo a la secuencia anterior sobreyace en discordancia la secuencia silicoclástica del cretácico inferior denominada Formación Hualhuani (Fm. Yauca).

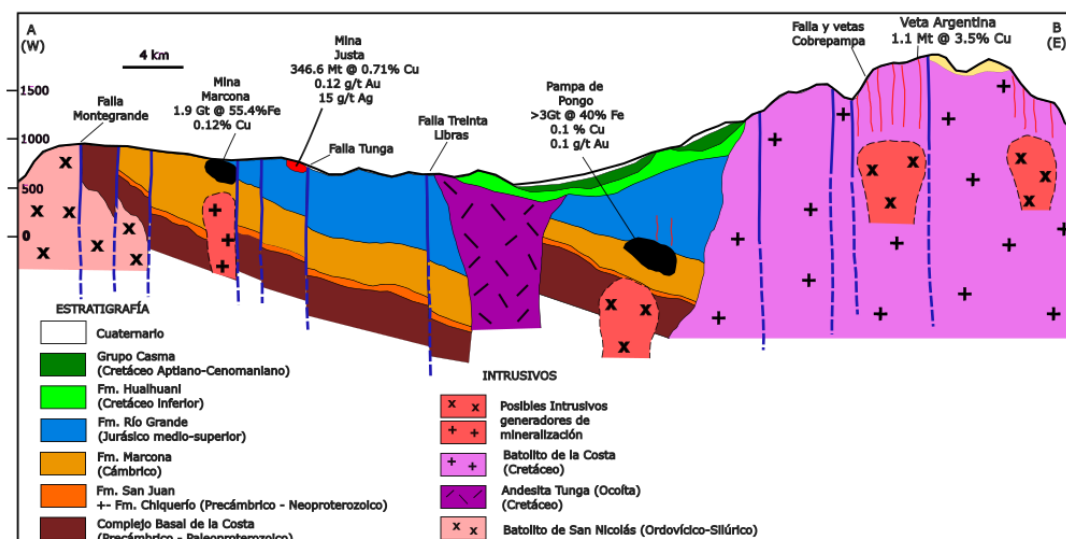
Finalmente, se sobreimpone el Grupo Casma volcánico sedimentario que es intruido y coetáneo al Batolito de la Costa (metalotecto de los depósitos filonianos).



**Figura 5.1** Plano de geología del área en estudio.

**Fuente:** Datos tomados de GEOCATMIN (2022).

Se puede observar la geología del área en estudio en la sección AB mirando al N (Figura 5.1 y 5.2). En la sección se tomó los datos de mineralización para Marcona y Mina Justa de Chen et al., (2010) y para Pampa de Pongo de Calvo et al., (2013), esta última está proyectado perpendicular a la sección AB.



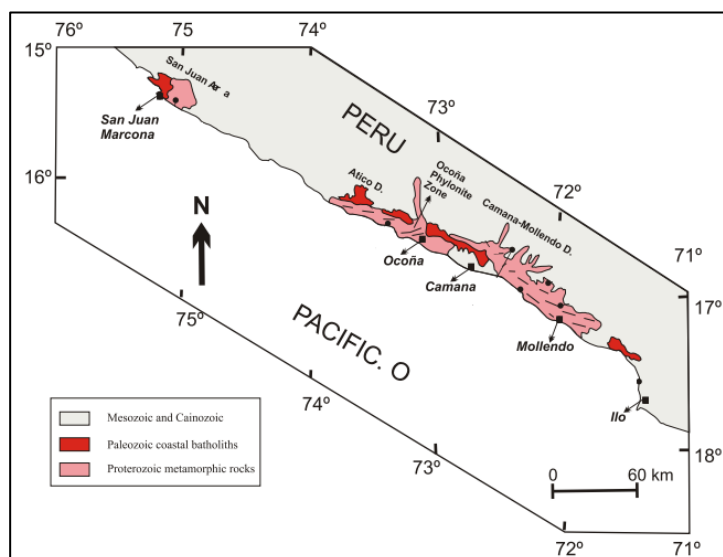
**Figura 5.2** Sección esquemática geológica AB del área en estudio.

**Fuente:** Elaboración propia.

### 5.1.1 Complejo Basal de la Costa o Macizo de Arequipa

El basamento premesozoico en la zona de estudio, está compuesto por diferentes unidades litológicas a lo largo de la costa sur del Perú (Figura 5.3), y con edades Precámbricas y Paleozoicas. El basamento principal denominado Complejo Basal de la Costa (Bellido & Narvaez, 1960) o Macizo de Arequipa (Cobbing et al., 1977; Shackleton et al., 1979), está compuesto por rocas metamórficas (Figura 5.4. A, B) principalmente gneises, migmatitas y esquistos de edades Precámbricas.

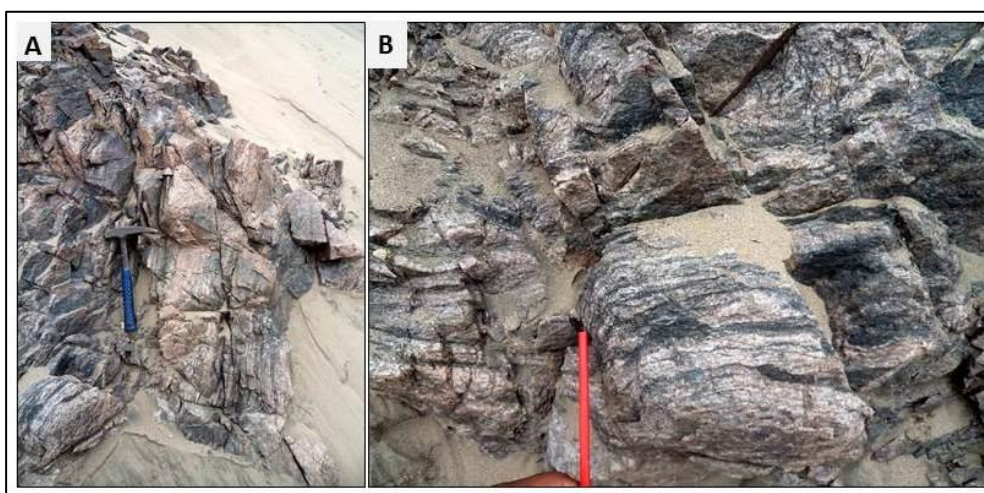
Los gneises se encuentran cortados por diques máficos foliados, asimilados y deformados juntos con el gneis granítico, donde los leucosomas están compuestos de ortosa, biotita y cuarzo. En otros, ortosa, muscovita y cuarzo (Figura 5.4). Las migmatitas se ubican en sectores transicionales entre gneises a granitos gneisoides (Torres, 2008).



**Figura 5.3** Afloramientos Precámbricos en la costa sur del Perú.

**Fuente:** Casquet et al., (2010). "The Arequipa Massif of Peru: New SHRIMP and isotope constraints on a Paleoproterozoic inlier in the Grenvillian orogen".

Sobreyaciendo discordantemente al basamento Precámbrico, afloran rocas sedimentarias del Neoproterozoico-Paleozoico y más ampliamente rocas volcánicas y sedimentarias del Mesozoico.



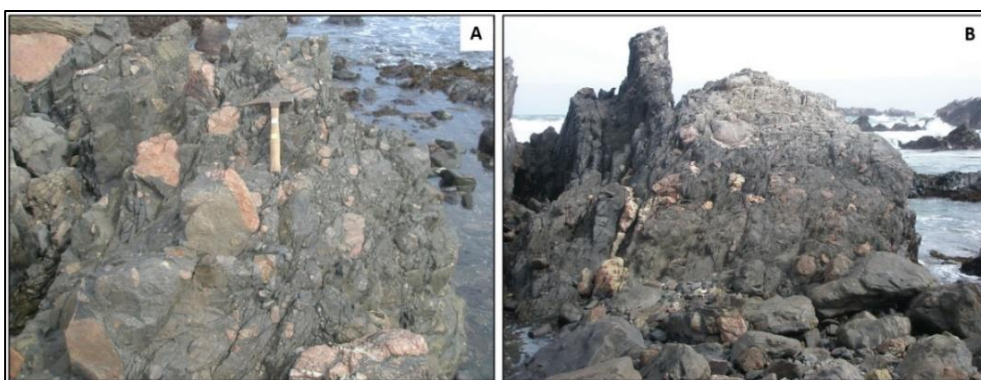
**Figura 5.4** Gneis en la costa de Marcona del Macizo de Arequipa en Marcona. (A, B).

**Fuente:** Elaboración propia.

### 5.1.2 Formación Chiquerío

La Formación Chiquerío sobryace discordantemente sobre gneises del Complejo Basal de la Costa o Macizo de Arequipa y consta de cerca de 400 m de diamictita, arenisca, lutita y carbonato, con una unidad delgada de dolomita y dolomicrita finamente laminada en la parte superior de la formación.

Consiste de una secuencia clástica de origen glacial (Figura 5.5) que aflora entre Punta Chiquerío y alrededores de San Juan de Marcona. El ambiente depositacional de la Fm. Chiquerío es de origen marino profundo, basado en las litofacies y la falta de alta energía se observa en la escasez de estructuras sedimentarias (Chew & Kirkland, 2011). Estas laminaciones constituyen en la matriz de un conglomerado hornfésico y engloba litoclastos subredondeados (de gneises y granitos del basamento), presentando los rasgos de tillita (Caldas, 1978).

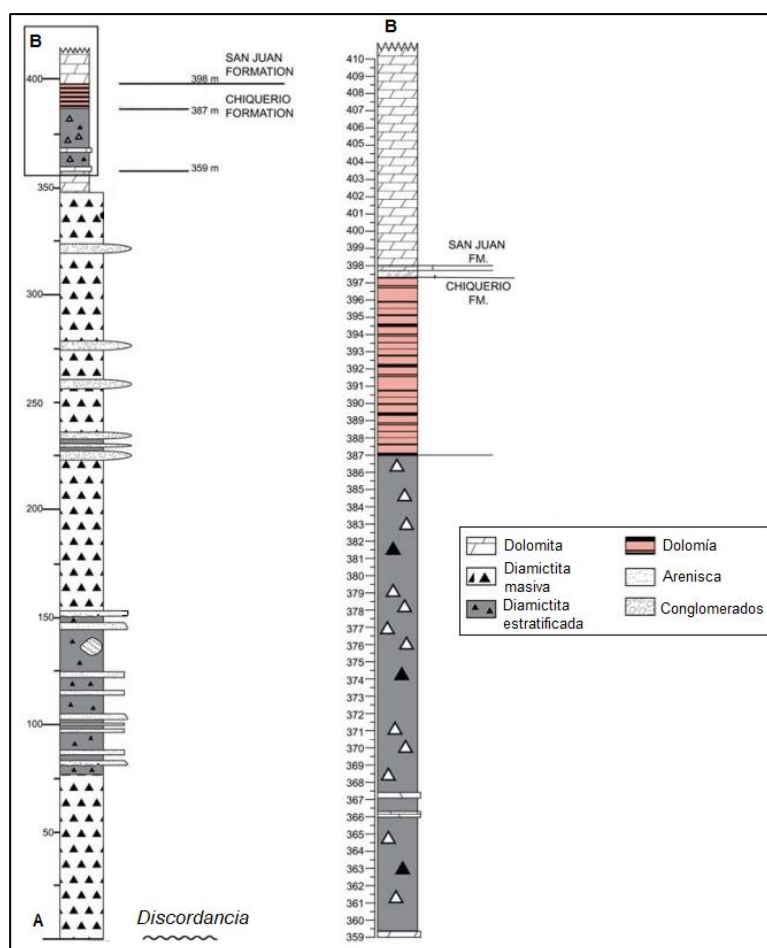


**Figura 5.5** Tillitas de la Formación Chiquerío, en San Juan de Marcona. (A, B).

**Fuente:** Elaboración propia.

Estos materiales se depositaron en un mar próximo a casquetes glaciares (Chew et al., 2007), presentando una estratificación gradada vertical, con arcillas que engloban bloques con el eje mayor transversalmente a las capas y deforman con su peso a la estratificación.

Su contacto con la formación San Juan (Figura 5.6) suprayacente no aparece en forma continua debido al fallamiento regional, pero se deduce que los litoclastos y lentes de dolomía de la secuencia superior de la Formación Chiquerío existían como consecuencia de la acumulación calcárea, continuando la deposición en mayor magnitud al retiro de los casquetes glaciares (lo que se aprecia en la secuencia inferior de la Formación San Juan, compuesta por mármoles dolomíticos).



**Figura 5.6** Sección estratigráfica de la Formación Chiquerío.

**Fuente:** Chew & Kirkland (2011). "The Chiquerío Formation, southern Peru".

Esta formación no es correlacionable con otra secuencia y presentaría una edad del precámbrico superior (Caldas, 1978), mientras que Chew y Kirkland (2011) en función al estudio relacional de poblaciones de circones datados vía U-Pb e



isotopos de C infiere una edad de deposición próxima a 635 Ma para la Formación Chiquerío.

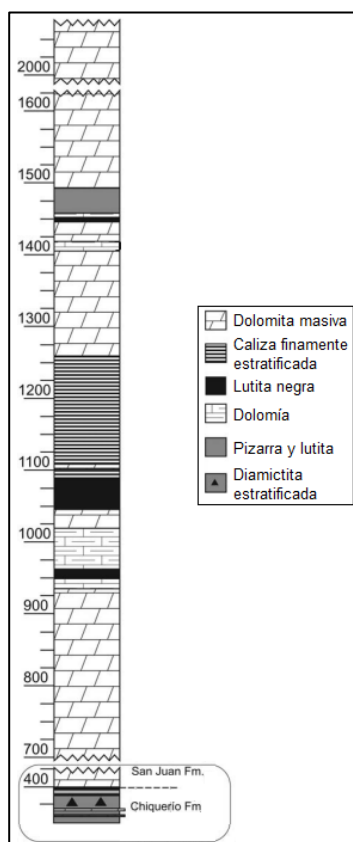
### **5.1.3 Formación San Juan**

La Formación San Juan consta de varios cientos de metros de dolomita beige masiva, con caliza subordinada de capas delgadas, lutita negra, clasificada dolomía y filita (Chew & Kirkland, 2011) y sobreyace concordantemente a la Formación Chiquerío (Figura 5.7) y en muchas localidades, sobreyace directamente discordante sobre el basamento gneis del Macizo de Arequipa e infrayacen a la Formación Marcona (Caldas 1978).

Chew et al., (2007) miden una sección en la localidad San Juan de Marcona, donde describen que la parte superior de la Formación Chiquerío y la parte inferior de la Formación San Juan son predominantemente carbonatadas.

Las porciones basales de la formación consisten en varios cientos metros de dolomita beige predominantemente masiva. Esto está cubierto por una litológicamente variada unidad de lutita negra, dolomita masiva y capa graduada delgada dolomía pedregosa (950 -1093 m).

La unidad suprayacente es 170 m de espesor, y consiste en calizas finamente estratificadas y oscuras micríticas. Por encima de esta unidad, hay una gruesa (casi 1 km) secuencia de dolomía masiva que sólo es brevemente interrumpida por la deposición de un paquete delgado de dolomía pedregosa gradada y lutita (1395 - 1487 m), luego continua la dolomía masiva.



**Figura 5.7** Sección estratigráfica de la Formación San Juan.

**Fuente:** Chew et al., (2007). "Neoproterozoic glaciation in the Proto-Andes: Tectonic implications and global correlation".

Caldas (1978) menciona que la Formación San Juan es una secuencia calcárea recristalizada por metamorfismo térmico y que su potencia es superior a los 3000 m, además postula una edad del Precámbrico superior al infrayacer a la Formación Marcona y en la cual esta última es intruida por el Batolito de San Nicolás cuya edad más antigua es del Ordovícico.

Injoque y Romero (1986) la ubicaron en el Precámbrico Superior, al encontrar en ella un horizonte de mármoles dolomíticos con estructuras algales del tipo Estromatolitos: *Collenia* y *Archaeozon*, las cuales son típicas de Neoproterozoico

Superior, y constituyen la primera evidencia de estructura fósil hallada en el Perú, debajo del Cambriano.

Así también, Chew et al., (2007) en base a estudios de poblaciones de circones e isotopos de C, asocia la Formación San Juan con la glaciación Gaskiers, luego propone una edad deposicional de aproximadamente 635–580 Ma del Neoproterozoico tardío.

#### **5.1.4 Formación Marcona**

Es una secuencia calcárea premesozoica la cual es uno de los metalotectos más importante del área que hospeda a los depósitos de hierro de Marcona y Pampa de Pongo. Según Caldas (1978), a la base está el conglomerado basal con clastos redondeados de mármoles dolomíticos en una proporción predominante y considerados provenientes de la Formación San Juan, que esta sobreyaciendo a esta última de forma discordante.

La Formación Marcona, cubierto por calizas silicificada marrones, se propagan en forma continua hasta los depósitos de hierro de Marcona, cuya estratificación en la mayoría de los casos es poco distinguible debido al metamorfismo, que ha ocasionado un endurecimiento y le ha dado un aspecto masivo salvo por la presencia de hilillos de chert que han resistido este metamorfismo.

Hacia las porciones intermedias, hay notables interposiciones de cuarcitas gris oscuras y delgadas capas de esquistos cloritosos parcialmente limonitizados. Se desconocen las secciones superiores de la formación debido a la intensa erosión, sin embargo, en los alrededores de la Mina Justa, sobre las calizas marmolizadas, se destaca una secuencia areno-limosa recristalizada a hornfels, en las partes inferiores

con argilitas gris marrones de capas delgadas, cruzadas por una esquistosidad de fractura (Caldas,1978).

Estas unidades terminan hacia arriba truncadas por un fallamiento de desplazamiento de rumbo que las ubica en contacto con la Formación Río Grande. El espesor de la Formación Marcona se estima en 1,500 m y está cortado por el Batolito de San Nicolás, en la cual, su edad más antigua es del Ordovícico (Wilson en Ries, 1976; Caldas, 1978,1979) por lo que debería ser del Cámbrico o Precámbrico superior.

## **MAGMATISMO PALEOZOICO**

### **5.1.5 Batolito de San Nicolás**

El magmatismo Paleozoico, es representado por el Batolito de San Nicolás (Atchley, 1956), aflora en la Cordillera de la Costa del sur de Perú (Figura 5.8) intruyendo a rocas Precámbricas del macizo de Arequipa como a rocas del basamento Paleozoico.

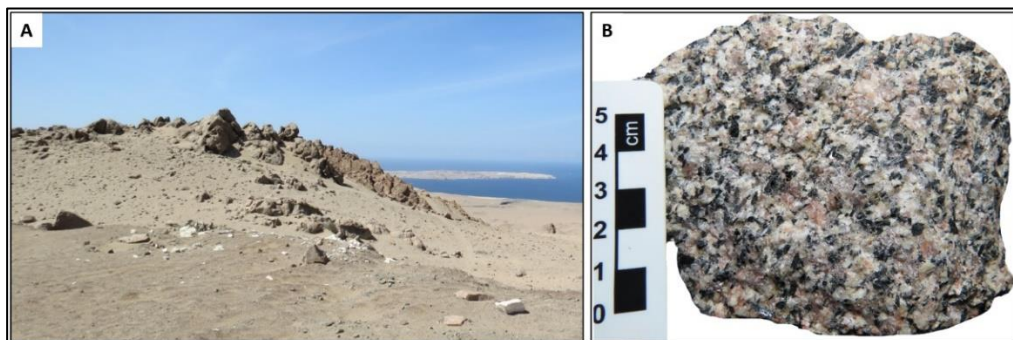
Consiste de plutones aislados de gabro a monzograníto (Pitcher, 1974), en el cual la granodiorita y monzogranito son dominantes y evidentemente ha adquirido material de las rocas del basamento Precámbrico a través de las cuales se elevaron para sus niveles de emplazamiento mediante sus intrusiones y se clasifican mejor como tardías o intrusiones calco-alcálicas posteriores a la colisión (Mukasa & Henry,1990).



**Figura 5.8** Principales intrusivos del Paleozoico en el Perú.  
**Fuente:** Datos tomados de GEOCATMIN (2022).

Durante la fase principal de emplazamiento se desarrolló tres tipos de rocas predominantes, distribuidas en forma más o menos concéntrica: un núcleo de adamelita (Figura 5.9), una parte intermedia de granodiorita y una parte marginal de diorita-gabro. Así también, se encuentra aislado del Batolito de la Costa por una amplia franja de fallamiento, siendo el factor de control de sus emplazamientos y cuya expresión morfo-tectónica es la depresión pre andina (Caldas,1978).

El Batolito de San Nicolas se interpreta como un arco remanente en el oeste margen de Gondwana subparalelo a la tendencia andina moderna, el cual fue datado por primera vez por Wilson (1975) a 21 km al sur de Marcona reportando edades silúricas K-Ar, entre 421-442 Ma.



**Figura 5.9** Adamelita del Batolito de San Nicolás (cuarzo monzonita).

**Fuente:** Elaboración propia.

Posteriormente Mukasa y Henry (1990) realiza un muestreo del batolito entre Pisco y Marcona obteniendo edades silúricas-devónicas U-Pb en zircones en dos eventos 425 Ma y 388-394 Ma. Finalmente Loewy et al., (2004) reporta edades Ordovícicas U-Pb en zircones entre 440-468 Ma.

## MAGMATISMO JURÁSICO

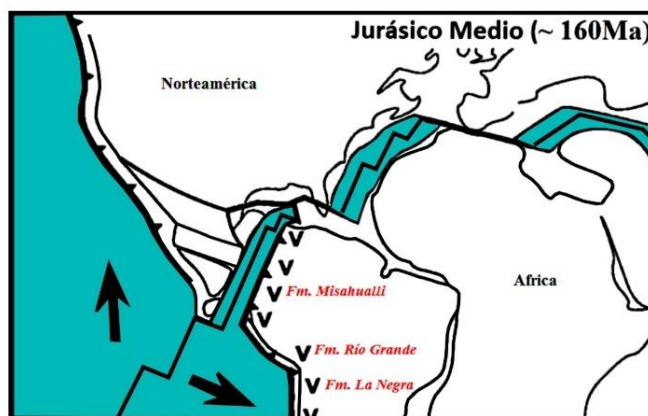
### 5.1.6 Formación Río Grande

El arco jurásico ha sido documentado a lo largo de casi todo el margen occidental de Sudamérica (Figura 5.10), generando magmatismo relacionado a subducción. El magmatismo jurásico en los andes del norte, generaron vulcanismo asociado con la Formación Misahualli en Colombia y Ecuador (Litherland et al., 1994; Jaillard, 2000; Villagómez et al., 2011; Boekhout et al., 2012).

En los andes centrales el magmatismo jurásico está asociado a vulcanismo representado por la Formación Chocolate (Triásico superior tardío a Jurásico inferior) y la Formación Río Grande (Jurásico medio a superior) siendo este último, uno de los principales metalotectos de la mineralización IOCG en el área en estudio.

En los andes del sur el magmatismo jurásico está relacionado con el vulcanismo en el norte de Chile (Figura 5.10), representado por la Formación La Negra (Oliveros et al., 2006).

El arco Jurásico continental ha sido documentado a lo largo de casi toda la longitud de la región occidental de América del Sur, que formaron durante la mayor subducción magmatismo relacionados (Figura 5.10).



**Figura 5.10** Esquema de la evolución tectónica del margen de los andes, en tiempos del Jurásico. El magmatismo Jurásico en la zona de estudio está representado por la formación Río Grande.

**Fuente:** Modificado de Jaillard et al., (2000). "Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and Northernmost Chile".

Durante el jurásico medio (batoniano-bajociano) la subducción en los andes centrales fue restringida debido a que fue controlado por fallas transformantes, mientras que al final de jurásico una importante reorganización del movimiento de la placa tuvo lugar el emplazamiento de subducción calco-alcalina relacionados con el vulcanismo en los Andes centrales del Perú (Jaillard et al., 1990; Romeuf et al., 1995).

Rocas jurásicas volcánicas sedimentarias han sido reconocidas en varios lugares de la región costera del sur del Perú. Sedimentos marinos del Aaleniano a

Titoniano están asociados a material volcánico (Ruegg, 1956; Romeuf, 1994), representando el jurásico medio a superior en la zona de estudio.

La Formación Río grande fue asignada una edad jurásica media por Ruegg (1956, 1961) basado en una fauna de fósiles y flora representativo del intervalo Aaleniano y Bajociano, mientras que Caldas (1978) basado en fósiles representativos le asigna una edad entre el intervalo Caloviano y Oxfordiano.

Entre las formaciones Marcona y Río Grande existe un hiato estratigráfico en el área en estudio, ya que han desaparecido todas las unidades del Paleozoico superior y parte del inferior que, si se observan, aunque en forma incompleta, en diferentes sectores de la costa sur del Perú. Asimismo, faltan las unidades del Jurásico inferior que se depositaron a lo largo del margen continental (Caldas, 1978).

En el mapa geológico del área en estudio (Caldas, 1978; Fernández, 1993; Montoya, 1994), se observa que la Formación Río Grande (Rüegg, 1956; Caldas, 1978) sobreyace en discordancia a veces sobre el basamento Precámbrico, o sobre los sedimentos calcáreos de la Formación Marcona.

En su localidad tipo una sección esquemática levantada por Aguirre y Offler (1985), presenta dos unidades separadas por una ligera discordancia angular. La parte inferior con 500 m de espesor volcánica sedimentaria con niveles carbonatados fosilíferos, mientras que la parte superior comprende 2000 m de espesor netamente volcánica andesita calcoalcalina (Aguirre, 1988).

En la zona de estudio existe una diversidad de nomenclaturas utilizadas para las rocas jurásicas, las cuales han sido cartografiadas como formaciones con nombres diferentes: Formación Río Grande (Ruegg 1956), Formación Chocolate

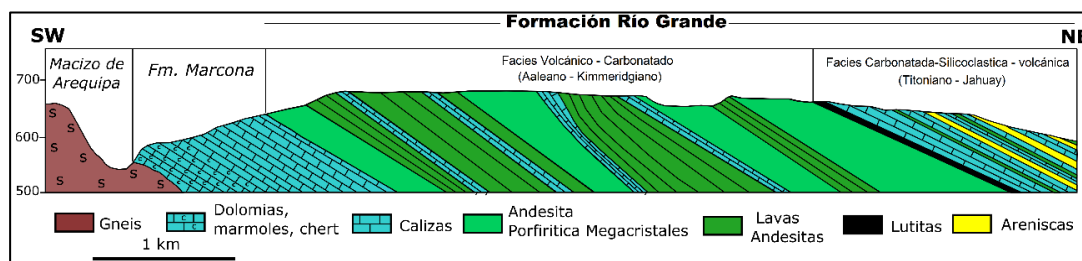


(Fernández, 1993), Formación Monte Grande (Montoya, 1994) y Formación Guaneros (Fernández, 1993; León et al., 2008).

En este trabajo se ha juntado la Formación Río Grande (Ruegg, 1956) que inicia en el Aaleniano con la Formación Jahuay (Ruegg, 1961) que es predominantemente Titoniano, y le llamamos Formación Río Grande, debido a que las dos formaciones antes comentadas manifiestan un continuo magmatismo en forma de lavas andesitas basalto – andesitas y comparten las facies silicoclásticas y carbonatadas, con ello restringimos el magmatismo al Jurásico medio-superior, para luego infrayacer discordantemente con la Formación silicoclástica de Hualhuani (Fm. Yauca de Caldas, 1978).

Se realizó una sección de dirección NE en la pampa de Cerrillos (Figura 5.11) a 17 km al SE de Mina Justa, cortando perpendicular a los estratos, donde se observó al basamento gneis del macizo de Arequipa infrayaciendo en discordancia erosional a la Formación Marcona con un espesor de 700 m constituido de mármoles y calizas con niveles de limolitas esquistosos. Luego en discordancia erosional se registró un espesor de 2.8 km en total de la Formación Río Grande que se dividen en dos partes inferior y superior.

La parte inferior registra 2 km de espesor con predominancia de lavas andesitas basálticas el cual es emplazado en varios niveles por lavas de andesitas con megacristales de plagioclasa tipo ocoita, a este paquete volcánicos hay niveles restringidos de calizas. En la parte superior se registra un espesor de 800 m iniciando con lutitas abigarradas, luego sobreyace concordante calizas fosilíferas con niveles de lavas andesitas como intercalaciones con niveles de arenisca cuarzosa de grano medio para finalizar infrayaciendo en la Formación Hualhuani.



**Figura 5.11** Sección Cerrillos de la Fm. Río Grande, al SE de Marcona-Mina Justa, donde se expone el Jurásico Medio-Superior.

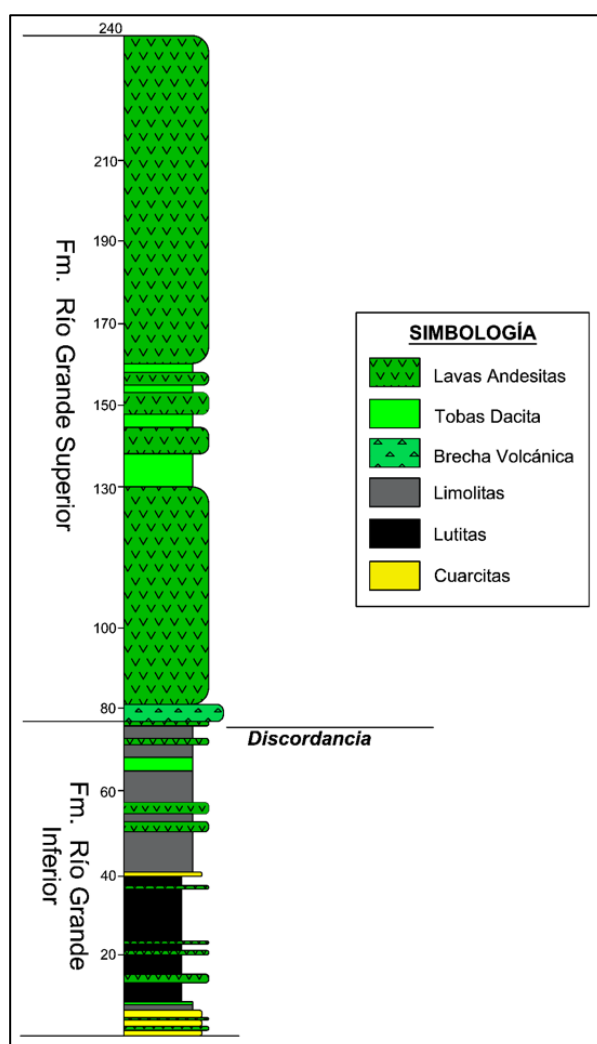
**Fuente:** Elaboración propia.

La Formación Río Grande se correlaciona con sus similares de Nazca e Ica, con los miembros Puente y Cachíos del Grupo Yura y con la Formación Guaneros de Arequipa y Moquegua (Caldas, 1978).

Se realizó una sección estratigráfica en la localidad de Santiago (Figura 5.12) a 10 km al Sur de Ica, en la cual, se registró un espesor de 240 m de la Formación Río Grande, se subdividió en dos secuencias inferior y superior. La secuencia inferior es predominantemente sedimentaria empezando con cuarcitas a la base, luego lutitas negras y limolitas grises con intercalaciones de lavas andesitas basálticas.

La secuencia superior es predominantemente volcánica, empezando con una discordancia erosional y brechas volcánicas, luego lavas andesitas principalmente con escasas intercalaciones de tobas de cristales y líticos finos laminadas andesíticas.

Se realizó una sección estratigráfica en la parte superior de la Formación Río Grande en la Pampa de Cerrillos (Figura 5.13) a 19 km al SE de Mina Justa, registrando un espesor de 306 m que representa a la Formación Jahuay del Titoniano de Ruegg (1961), en el presente estudio lo ubicamos como parte superior de la Formación Río Grande.

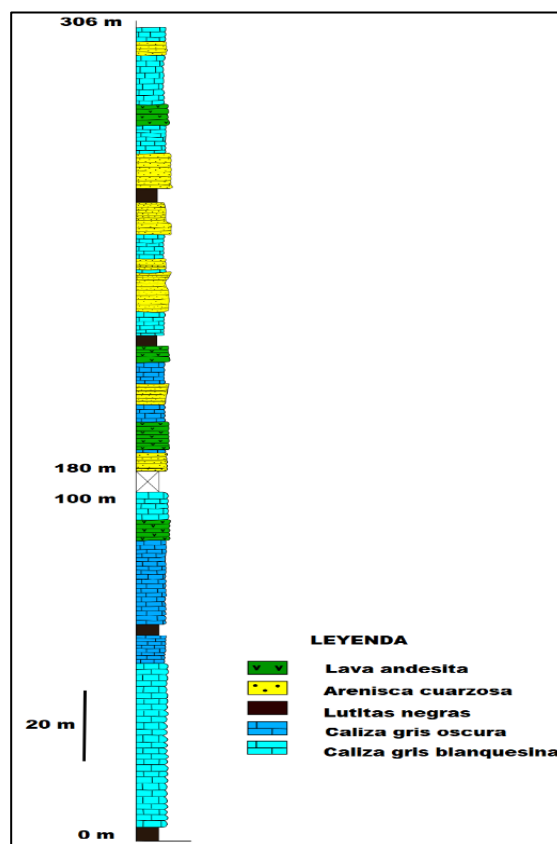


**Figura 5.12** Sección Santiago-Ica de la Formación Río Grande.

**Fuente:** Elaboración propia.

A la base aflora unas lutitas abigarradas concordantes con las lavas andesitas y luego predomina sedimentos carbonatados con calizas fosilíferas intercalados con lavas andesitas y lutitas grises, así como de areniscas cuarzosas.

Observamos continuidad deposicional de los sedimentos silico clásticos y carbonatados con las fases finales del magmatismo de la Formación Río Grande.



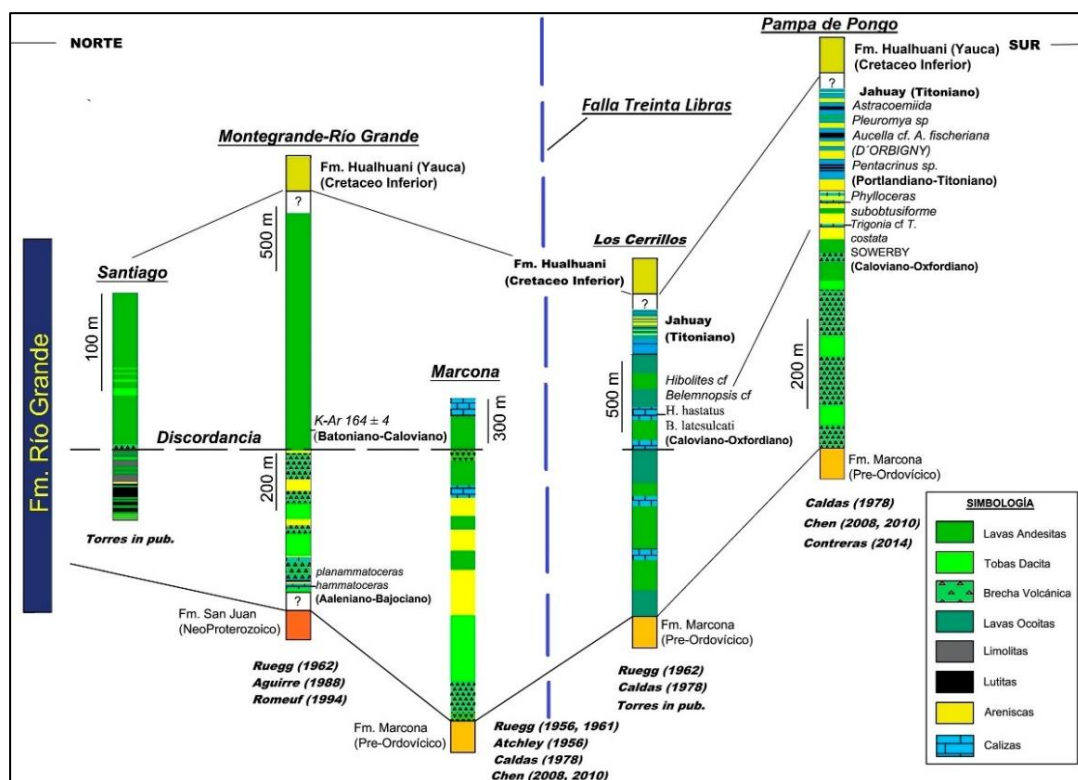
**Figura 5.13** Sección estratigráfica Titoniana de la Formación Río Grande (Jahuay) en Cerrillos.

**Fuente:** Elaboración propia.

Se realizó una síntesis de las secciones estratigráficas antes publicadas de la Formación Río Grande: Ruegg (1956, 1961), Atchley (1956), Caldas (1978), Aguirre (1988), Romeuf (1994), Chen (2008, 2010), Contreras (2014), así como también se añadieron los datos tomados en terreno en este trabajo para diseñar una base de datos de la Formación Río Grande, debido a su importancia como uno de los metalotectos de los depósitos IOCG.

Con la data compilada se planteó cinco secciones estratigráficas (Figura 5.14) desde el extremo norte en la localidad de Santiago hasta el extremo sur en las

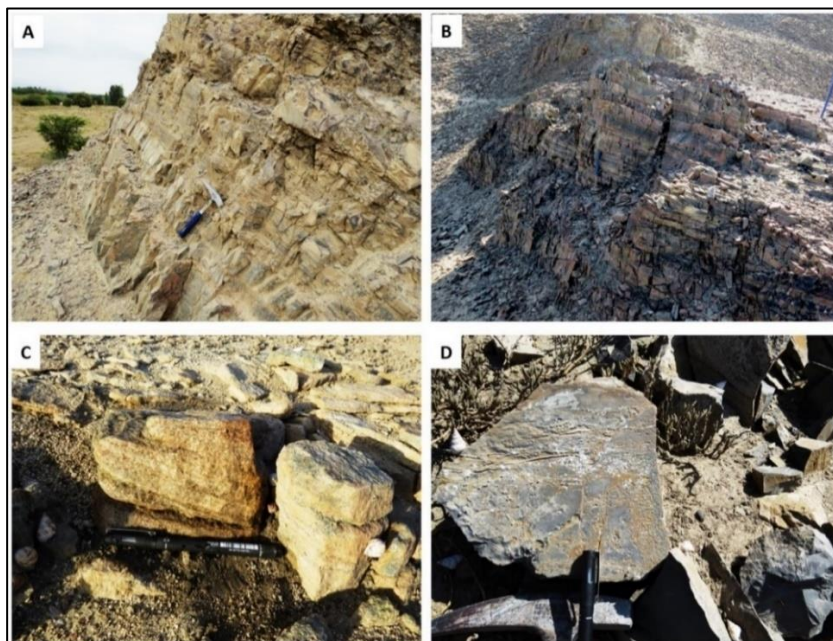
inmediaciones de Pampa de Pongo, separadas la parte norte y sur por el sistema de fallas Treinta Libras que ha controlado estratigrafía mesozoica.



**Figura 5.14** Secciones estratigráficas de la Formación Río Grande (Aaleniano-Titoniano) en el área en estudio de norte a sur.

**Fuente:** Datos tomados de Ruegg (1956, 1961, 1962), Atchley (1956), Caldas (1978), Aguirre (1988), Romeuf (1994), Chen (2008, 2010), Contreras (2014) y datos inéditos de Torres in pub.

En la parte norte desde Santiago a Marcona la Formación Río Grande se dividen dos secuencias inferiores sedimentaria-volcánica (Figura 5.15 A, B) y una superior predominantemente volcánica (Figura 5.16. A, B) con escasos niveles sedimentarios.



**Figura 5.15** Niveles sedimentarios en la Formación Río Grande. A. B. Niveles de calizas, lavas andesitas y lutitas en localidad Santiago. C y D. Niveles de areniscas cuarzosas y calizas en la localidad Cerrillos.

**Fuente:** Elaboración propia.



**Figura 5.16** Afloramientos volcánicos de la Formación Río Grande. A. Parte superior en la sección Santiago. B. Parte de la sección en Montegrande-Río Grande.

**Fuente:** Elaboración propia.

En la parte sur desde Cerrillos a Pampa de Pongo se divide en dos secuencias en general inferior predominantemente volcánica y una superior principalmente sedimentaria (Figura 5.15 C, D) con niveles escasos y finales de lavas andesitas finalizando el magmatismo de la Formación Río Grande.

### **5.1.7 Formación Hualhuani (Fm. Yauca)**

Se denomina así a una secuencia de rocas sedimentarias abigarradas, consiste en alternancias de lutitas y limolitas en capas delgadas con colores rojos, violáceos y a veces verde-azulados, así como, areniscas sacaroides de grano medio con tonalidades blanco-rosadas en partes rojizas debido a oxidación de ambientes playeros, expuestas en las cercanías de las pampas de Yauca.

Esta unidad está localizada en una franja de dirección NO-SE, sobreyace a la Formación Río Grande del Aaleniano-Titoniano, lo cual significa el cese de una deposición volcánica sedimentaria con niveles desarrollados calcáreos para pasar a una acumulación de facies areno-arcillosa post-Titoniano, debido a un levantamiento de la cuenca y posiblemente a cambios climáticos en las áreas positivas. El espesor de la formación es estimado en 1,500 m (Caldas, 1978).

En el corte del Río Grande se manifiesta nuevamente la parte inferior de la secuencia compuesta mayormente por areniscas de estratificación cruzada y conglomerados intercalados, lo que sugiere la proximidad de condiciones playeras hacia el occidente en el final de la cuenca.

En Sahuancarí se ha obtenido una flora bien conservada que consiste en *Alethopteris* cf., *A. branneri*, *Equisetites* sp. cf. *E. fortilis* y *Weichselia* cf. *W. peruviana*, en el Perú la *Weichselia peruviana* es abundante en el Neocomiano posiblemente

del Valanginiano, por lo que se le asigna esa edad. La Formación Yauca se correlaciona con la Formación Hualhuani del Grupo Yura (Caldas, 1978).

La sedimentación Cretácica comenzó por la extensión renovada, caracterizada por el colapso y sumergimiento del arco Jurásico, el levantamiento del basamento Proterozoico y las tasas de subsidencia relativamente lentas de la cuenca.

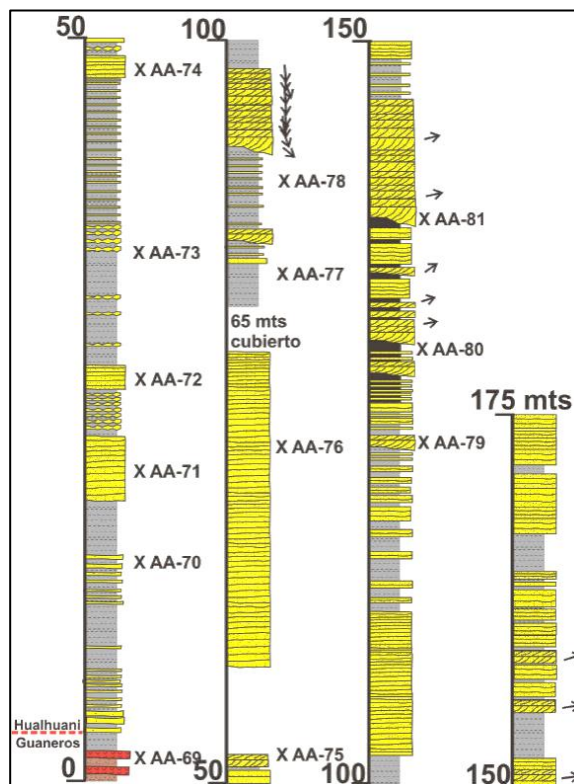
Los cambios abruptos de petrofacies de sedimentos derivados de arco magmático a sedimentos derivados del basamento en el límite de Jurásico-Cretáceo se interpretan como asociados a este nuevo episodio de extensión.

Además, el cese súbito del volcanismo de arco Jurásico de los flujos de lava porfirítica, brechas y tobas de la Formación Guaneros (Fm. Río Grande) son reemplazados por las areniscas ricas en cuarzo de la Formación Huallhuani (León et al., 2008).

León et al., (2008) mide una sección estratigráfica en el paraje de Cabildo en Río Grande, de la Formación Huallhuani (Figura 5.17), que consiste en su parte inferior de lutitas finamente laminadas rojo púrpura y verde azulado, limolitas grises intercaladas con areniscas sacaroideas de grano fino, rosadas a blancas; las cuales cubren transicionalmente a la Formación Guaneros (Formación Río Grande en este estudio).

La parte superior consiste de areniscas cuarzosas blancas y rosadas en estratos gruesos, intercaladas con lutitas y limolitas similares a la parte inferior.





**Figura 5.17** Formación Hualhuani en las cercanías a Cabildo, en Río Grande. Fm. Guanero=Fm. Río Grande

**Fuente:** León et al., (2008). "Magmatismo Jurásico - Cretáceo y su relación con los yacimientos tipo IOCG y pórfidos entre Ica y Tacna. Bloque Norte".

## MAGMATISMO CRETÁCICO

### 5.1.8 Grupo Casma

La primera parte del ciclo Andino Mesozoico, fue marcado por la mayor fase de extensión en el borde de la corteza continental (Dalziel, 1981; Levi y Aguirre, 1981; Aguirre, 1987; Pitcher, 1978, Atherton y Aguirre, 1992). Así el sistema extensional, desarrollo una serie de cuencas durante el Albiano interconectadas y separadas por altos o horts (Cobbing, 1978; Atherton y Aguirre, 1992).

El desarrollo de las cuencas mesozoicas marginales fue acompañado y seguido por la intrusión de numerosos plutones que forman el actual Batolito de la

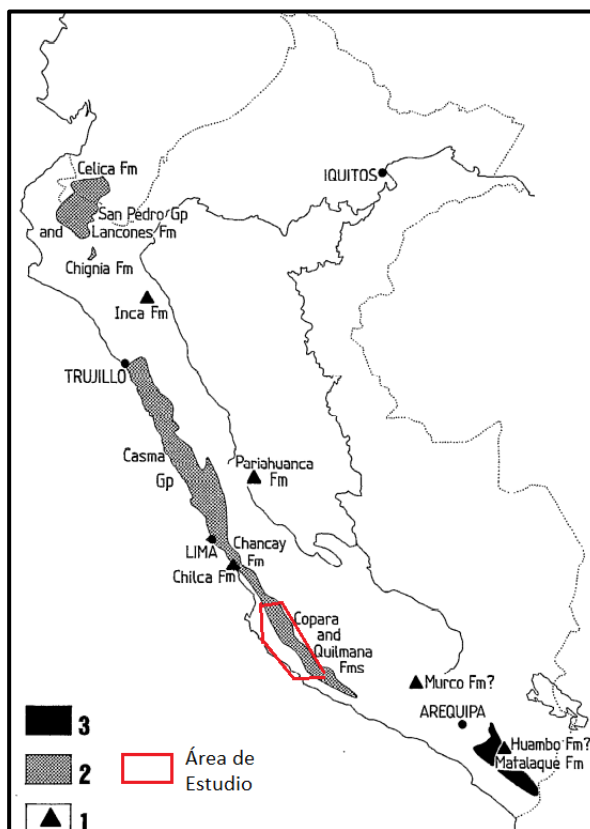
Costa del Perú, mayormente emplazados entre 100 Ma y 30 Ma (Soler & Bonhomme, 1990; Mukasa 1986; Polliand et al., 2005).

En la margen costera del Perú, entre Trujillo y Ica y alrededores, afloran rocas submarinas volcánicas y sedimentarias denominadas Grupo Casma (Figura 5.18), de edad Albiano-Cenomaniano en base a fósiles cuya abundancia relativa se encuentra en gran parte de sus secuencias (Myers, 1974; Guevara, 1980; Cobbing et al., 1981; Soler, 1990), que se depositaron en las Cuencas Huarmey y Cañete (Atherton y Aguirre, 1992; Cobbing et al., 1981).

A lo largo de la costa norte del Perú, en la cuenca Huarmey, gruesos flujos volcánicos y depósitos volcanoclástico de afinidades tholeíticas (Soler, 1990), son interbandeados con lutitas marinas, calizas y chert de edad Albiano temprano-medio denominados Grupo Casma (Myers, 1974; Guevara, 1980; Jaillard, 1994).

Al norte de la cuenca Huarmey, un relleno de hasta 9000 metros, está compuesto por lavas basálticas y andesitas (ocasionalmente almohadilladas), hialoclastitas y volcanoclástico, indican un volcanismo que fue compatible con un entorno de aguas profundas (Atherton y Aguirre 1992). Así también la abundancia de turbiditas de grano grueso y slumpings indican cercanía de un activo arco volcánico en un régimen inestable tectónico (Atherton y Webb, 1989; Jaillard, 1994).

A lo largo de la costa sur de Perú en la cuenca Cañete, entre Lima y Nazca, gruesas acumulaciones de basaltos y andesitas basaltos con espesores 1000-2000 m son denominados Formaciones Copara y Quilmaná, que son equivalentes al Grupo Casma (Jaillard, 1994). Presentan intercalación con sedimentos marinos bituminosos, y sobreyace discordantemente con areniscas del Aptiano (Caldas 1978, Jaillard, 1994).



**Figura 5.18** Mapa esquemático de eventos volcánicos Cretácicos en Perú entre el Aptiano tardío-Cenomaniano. 1: Flujos volcánicos Aptiano-Albiano temprano. 2: Secuencias delgadas volcánicas, marinas de edad Albiano-Cenomaniano. 3: Secuencias delgadas volcánicas, continentales de edad Albiano-Cenomaniano.

**Fuente:** Jaillard (1994). "Kimmeridgian to Paleocene Tectonic and Geodynamic Evolution of the Peruvian (and Ecuadorian) Margin".

El material volcánico presenta una clara afinidad calcoalcalina, y es interpretado de procedencia de un arco volcánico (Injoque, 1985; Soler, 1989; Jaillard, 1994).

El Albiano (112.2 a 98.9 Ma) con 13 Ma es un periodo del Cretáceo; en los andes del Perú central y está caracterizado por un evento anóxico de extensión mundial representado por la Formación Pariatambo en las altiplanicies del Perú central, o por los volcánicos del Grupo Casma que afloran en la parte occidental (región de la costa) de los andes peruanos (Jacay et al., 2002).

En la actualización de la carta geológica nacional en el área en estudio, se considera al Grupo Casma como una secuencia lávica (Formación Quilmaná) y volcanoclástica (Formación Copara) con niveles sedimentarios, resaltando una facies calcárea (similares a las calizas Pariatambo), con esta denominación se mapeo gran parte de los cuadrángulos que componen a la cuenca Pisco (León et al., 2008; De la Cruz, 2001; De la Cruz y Jaimes, 2001).



**Figura 5.19** Afloramientos de los volcánicos del Grupo Casma (A, B).

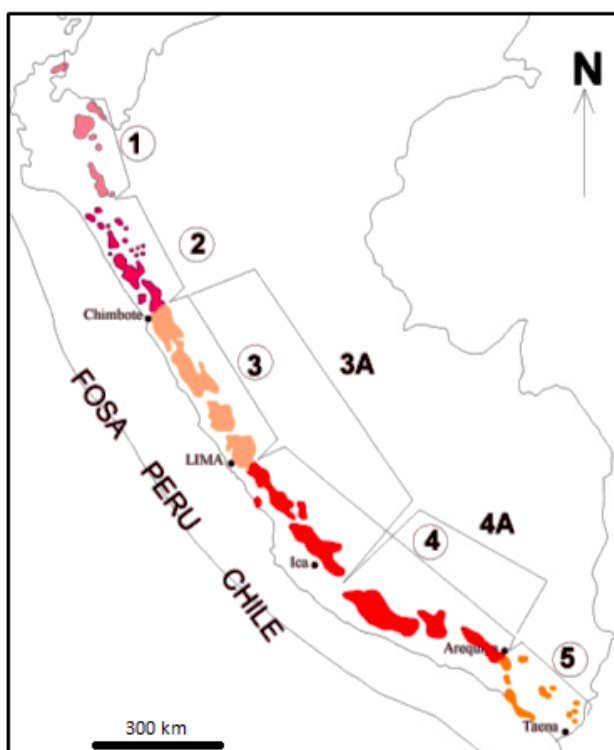
**Fuente:** Elaboración propia.

La litología del Grupo Casma está mejor representada en los 5,300 m de sección medida en los cerros Santa Cruz – Huayurí (Palpa). La sección consiste de flujos masivos de lavas porfirícas y afaníticas (Figura 5.19, A, B); brechas piroclásticas gris verdosas a gris rojizo, con capas medianas de cenizas y tobas de lapilli; brechas hialoclásticas y calizas bituminosas gris oscuras.

En varias capas del cerro Huayuri, los volcániclasticos albergan granos de cuarzo; presencia que se interpreta por el levantamiento de rocas ricas en cuarzo de edad más antigua que el Albiano (Montoya et al.,1994).

### 5.1.9 Batolito de la Costa

El magmatismo cretácico inició con el emplazamiento de extensos plutones del Batolito de la Costa en la cuenca mesozoica en el Albiano (Jaillard, 1994), la cual generó el levantamiento de bloques proterozoicos y paleozoicos, generando grabens y horts en un ambiente de facies marinas, seguido empieza a producir vulcanismo y sedimentación conformado por el Grupo Casma.

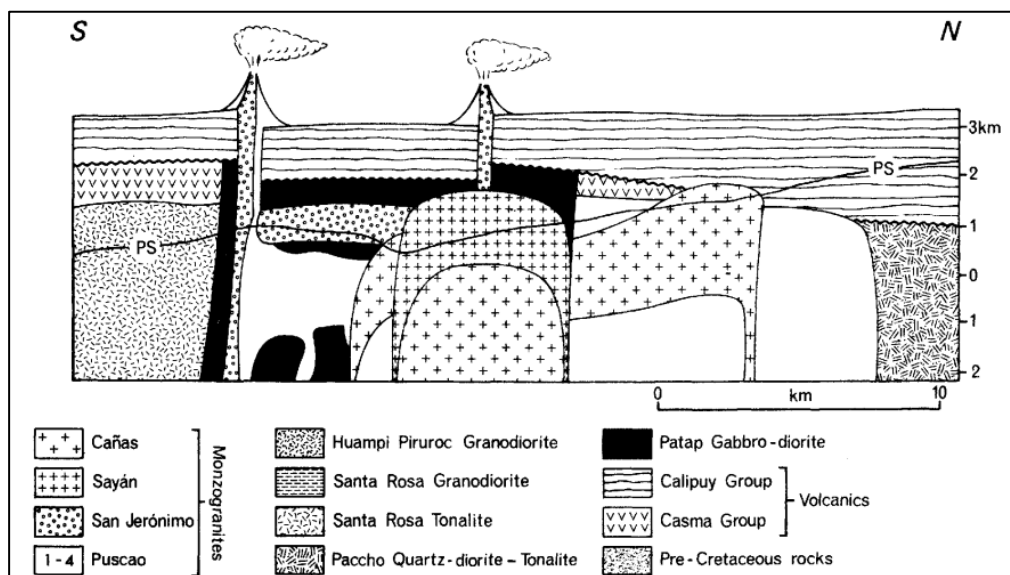


**Figura 5.20** Los segmentos del Batolito de la Costa de Perú. 1: Segmento Piura; 2: Segmento Trujillo; 3: Segmento Lima; 4: Segmento Arequipa; 5: Segmento Toquepala. 3A: Segmento Lima; 4A: Segmento Arequipa

**Fuente:** Soler & Bonhomme (1990). "Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to present".

Los afloramientos del Batolito de la Costa en la presente investigación corresponden al segmento Arequipa, la cual se extiende desde Lima hasta Arequipa (Figura 5.20) a lo largo de 800 km. (Cobbing, 1978). La diferente composición litológica del segmento Arequipa, refleja la vinculación entre la fuente principal de generación del magma (Figura 5.21) con las variaciones de geometría de la placa subducida y el grado de contaminación cortical (Pitcher, 1985; León et al., 2008).

Las rocas volcánicas del Grupo Casma afloran en forma de una cadena montañosa discontinua; asociado con los plutones del Batolito de la Costa (Figura 5.22 A, B).



**Figura 5.21** Relación del Batolito de la Costa con sus diferentes unidades plutónica y el vulcanismo cretácico del Grupo Casma y Terciario del Grupo Calipuy en el norte de Perú.

**Fuente:** Pitcher (1978). "The anatomy of a batholith".



**Figura 5.22** Cadena del Batolito de la Costa y detalle en las cercanías de Acarí. (A, B).

**Fuente:** Elaboración propia.

#### 5.1.10 Andesita Tunga

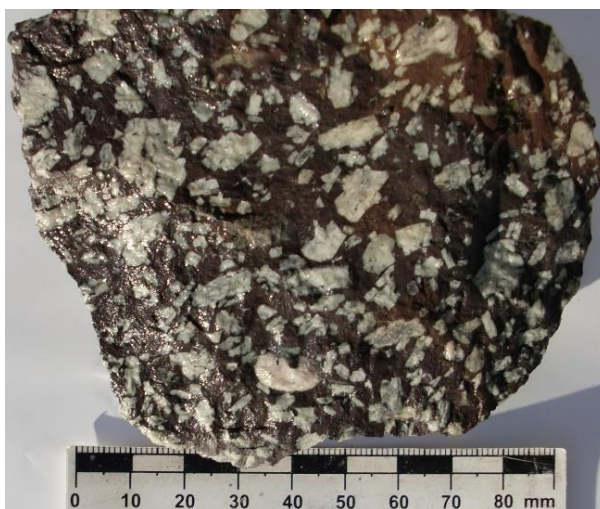
Es una roca subvolcánica de composición andesítica con grandes cristales de plagioclasas (Figura 5.23) que se expone a lo largo de una franja NO-SE entre Río Grande, Marcona y Pampa de Pongo, el cual ha emplazado como relleno de fracturas y fallas de desplazamiento de rumbo. La ascensión del magma Tunga post mineral respecto a Marcona, debió producirse durante una fase tardía de relajamiento, cuando los esfuerzos compresivos que produjeron dicho tipo de fallamiento NO-SE, dejaron de actuar, de modo que se ha desarrollado un sistema de diques NO-SE y sills entre los estratos Titonianos (Caldas, 1978); habrían aprovechado el sistema de fallas Treinta Libras para su emplazamiento.

Petrográficamente se trata de una andesita porfirítica marrón o gris-verdosa, con cristales grandes de plagioclasa de bordes corroídos, y en partes zonadas de diámetros de 1.5 cm. La matriz es microporfirítica con piroxenos como fenocristales. La composición mineralógica es 65-70% de plagioclasa, (generalmente labradorita) y 10-12% de ortosa, los minerales accesorios son 5% de clinopiroxeno y 2% de

minerales opacos, y los minerales secundarios son hematita, tremolita y serpentina. (Caldas, 1978).

Caldas (1978) asume una edad para estas rocas del Cretácico Superior, pero Injoque (1985) con dataciones de rocas similares en el área de la mina Marcona obtuvo edades de  $137.4 \pm 3$  Ma y  $136.4 \pm 3$  Ma, por lo que postuló que pertenecería al Cretáceo Inferior (Valanginiano - Aptiano). Vidal, et al., (1990) reportó edades por el método de K-Ar para los diques Tunga: obteniendo edades  $118 \pm 3$  Ma,  $136 \pm 3$  Ma y  $137 \pm 3$  Ma.

Según estas dataciones Salazar (2003) indica que el Complejo Tunga fue formado en varios estadios: su etapa inicial fue contemporánea a Jahuay (pre-Yauca o Hualhuani), con un episodio post-Yauca, lo que indica que su actividad volcánica comenzó desde el Titoniano (Jurásico Superior) y abarco hasta el Neocomiano (sin y post-Yauca o Hualhuani).



**Figura 5.23** Muestra de andesita Tunga (ocoita) en Cerrillos.

**Fuente:** Elaboración propia.



### 5.1.11 El Cenozoico

La sedimentación Cenozoica estuvo controlada por la tectónica regional de tipo transtensional que dio lugar a la formación de semigrábenes y grábenes completos que fueron rellenadas por rocas clásticas de edades diferentes (León et al., 2008).

La sedimentación temprana en los grábenes está representada por las areniscas fluviales de la Formación Caballas del Eoceno Medio, que solo aflora en Puerto Caballas y en Maijo – Montegrande. Las facies fluviales están cubiertas por las areniscas bioturbadas de la Formación Los Choros, que representan el inicio de la primera transgresión marina. Subiendo en la columna estratigráfica se encuentran las lodolitas biogénicas de la Formación Yumaque del Eoceno Superior – Oligoceno, que son el resultado de la subsidencia de los grábenes en forma horizontal y uniforme.

La depositación de las areniscas fosilíferas bioturbadas de la Formación Chilcatay del Oligoceno Tardío, evidencian un segundo episodio de extensión. El período contemporáneo entre la extensión y la subsidencia está registrado con la acumulación de sedimentos ricos en diatomeas pertenecientes a la Formación Pisco del Mioceno Inferior – Plioceno.

La depositación de sedimentos silicoclásticos gruesos del Mioceno Medio, confirma la presencia de un importante evento extensional intra-Pisco, que separa a la formación en Pisco Inferior y Pisco Superior (León et al., 2008).

Todas estas formaciones Cenozoicas lo representamos en el mapa geológico como una sola agrupación y lo mencionamos como Formación Pisco ± otros.

El Grupo Nasca fue utilizado por Noble et al., (1979), para referirse a una secuencia de rocas volcánico-sedimentarias que afloran extensamente sobre la altiplanicie al este de Nasca y corresponden al Mioceno inferior.

#### **5.1.12 El Cuaternario**

En el área en estudio afloran depósitos de terrazas marinas, depósitos fluvio-marinos, depósitos aluviales y de pie de monte, depósitos clásticos recientes, dunas y cubiertas eólicas recientes.

### **5.2 ESTUDIO PETROGRÁFICO Y MINERALÓGICO**

Se han recolectado un total de 06 muestras exclusivamente para realizar estudio al microscopio óptico para estudios petrográficos y 04 muestras para análisis mineralógico por Difracción de Rayos X que han sido escogidas para ser preparadas, estudiadas y analizadas en el laboratorio FA Ingenieros, teniendo en cuenta la litología observada según se trabajó en las zonas visitadas en terreno.

En el estudio Petrográfico se identifican los minerales no metálicos presentes, tamaños, porcentajes de cada uno de ellos, texturas, clasificación de la roca y alteraciones. Con este estudio se observa una caracterización general petromineralógica de las unidades magmáticas del área en estudio.

#### **5.2.1 Petrografía del Magmatismo del Batolito de San Nicolás**

##### **Muestra PT-011**

Descripción Macroscópica:

La muestra es una Roca granítica de grano medio, compuesta principalmente por dos tipos de feldespato potásico (ortosa), uno de color blanco y rosado claro;

cuarzo granular; abundante hornblenda idiomórfica; biotita idiomórfica con alteración formando flogopita; plagioclasas en menor proporción y óxidos de hierro por la alteración de los Ferromagnesianos (Figura 5.24).



**Figura 5.24** Muestra PT-011.

**Fuente:** Elaboración propia.

#### Descripción Microscópica:

Clasificación. - Granito (Monzogranito) compuesta principalmente por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasas, anfíboles y biotita. Presencia de sericita reemplazando a plagioclasas y cloritas a los minerales Ferromagnesianos. Textura Pertítica de feldespatos potásicos con plagioclasas y cuarzo intercrecida con plagioclasas en escasa textura Mirmequítica. Las plagioclasas (17%) se halla con fenocristales tabulares macladas y zonados de tamaños menores a 5mm, ocurren alteradas por pirofilita. Forma textura pertítica con feldespatos potásicos. El feldespato potásico (48%) se presenta de forma irregular con tamaños menores a 5mm y distribuido de forma homogénea. Presenta textura pertítica con plagioclasas.

Los anfíboles (5%) se observan con hábitos tabulares y cortes basales hexagonales de tamaños menores a 5mm. Se encuentra débilmente reemplazada

por cloritas. Presenta inclusiones de minerales opacos y zircón. La biotita (2%) se desarrolla con hábitos tabulares con presenta tamaños menores a 3mm y se muestra alterada por cloritas y débilmente por óxidos de hierro.

El cuarzo (18%) se muestra de forma irregular con tamaños menores a 5mm y distribuido de forma homogénea. Algunos granos forman textura Mirmequítica con plagioclasas. El zircón (Trazas) se halla como cristales subhedrales y tamaños menores a 0.1mm; presentes como inclusiones en la biotita, cuarzo y feldespatos potásico (Figura 5.25).

La sericita-Pirofilita (6%) se encuentra como cristales microescamosos de tamaños menores a 0.1mm y se presenta reemplazando a las plagioclasas. Las cloritas (1%) se exhiben como agregados microfibrosos radiados con tamaños menores a 0.1mm; se muestran alterando a la biotita.

La epidota (Trazas) ocurre con formas irregulares de tamaños menores a 0.2mm y se observa reemplazando débilmente a los feldespatos. Los minerales opacos (pirita) (0.5%) se muestran con formas irregulares de tamaños menores a 0.5mm y se encuentran como inclusiones por toda la muestra.

Los óxidos de hierro (Limonita) (traza) se muestran como agregados terrosos reemplazan débilmente a los anfíboles y opacos. La textura es del tipo granular Hipidiomórfica, Pertítica, Mirmequítica, Poikilítica y de reemplazamiento. La alteración es débil tipo Sericitización-Pirofilita y cloritización.



**Figura 5.25** Fotomicrografías 01 a 06.- 01 y 02) Textura Mirmequítica entre cuarzo (cz) y plagioclasas (PLGs); 03) anfíbol (ANF) maclada acompañada por feldespato potásico (FPKs) en textura Pertítica con plagioclasas (PLGs); 04) Anfíboles (ANF) euhedrales con corte basal de 6 lados y con macla simple acompañado a cuarzo (cz), plagioclasas (PLGs) y feldespatos potásicos (FPKs) alterándose a sericita (ser); 05) cuarzo (cz) acompañado a biotita (bt) siendo reemplazada por feldespato potásico (FPKs) y este último alterándose a sericita (ser) acompañado a la plagioclasas (PLGs); 06) anfíbol (ANF) y cuarzo (cz) en feldespato potásico (FPKs), acompañado a plagioclasas (PLGs) que es alterada a sericita (ser). LR: Luz Reflejada.

**Fuente:** Reporte interno, FA Ingenieros (2016). Estudios petrográficos y análisis mineralógico por difracción de rayos x (drx) de siete muestras.

### Muestra PT-016

#### Descripción Macroscópica:

La muestra es una roca ígnea plutónica granítica de textura fanerítica; compuesta principalmente por feldespato potásico blanco y rosado, plagioclasas,

cuarzo y Ferromagnesianos como biotita y anfíboles; estos Ferromagnesianos se encuentran ligeramente alterados por cloritas y cloritas (Figura 5.26).

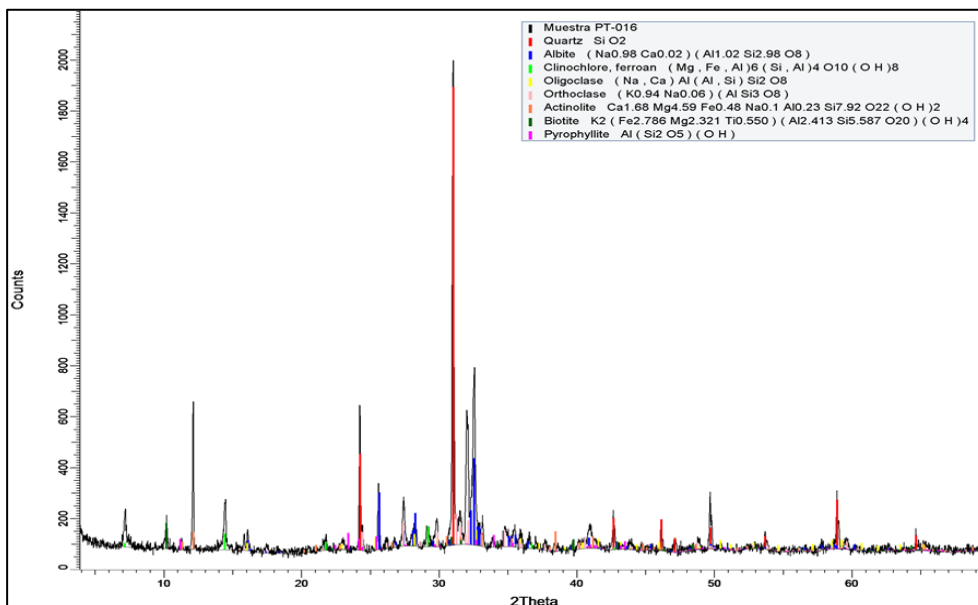


**Figura 5.26** Muestra PT-016.

**Fuente:** Elaboración propia.

### Análisis Mineralógico por Difracción de Rayos X

Se tomaron muestras para análisis mineralógico con difracción de rayos x (Condiciones de operación y análisis: Anexo 01).



**Figura 5.27** Difractograma de la Muestra PT-016 mostrando los minerales identificados.

**Fuente:** Reporte interno, FA Ingenieros (2016). "Estudios petrográficos y análisis mineralógico por difracción de rayos x (drx) de siete muestras".

**Tabla 5.3** Lista de minerales por DRX de la muestra PT-016.

Nombre del mineral	Fórmula general	Resultado Aproximado (%)
Cuarzo	SiO <sub>2</sub>	29
Plagioclasas (Oligoclasa)	(Na,Ca)(Si,Al) <sub>4</sub> O <sub>8</sub>	20
Feldespato potásico (Ortoclasa)	KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	17
Plagioclasas (Albita)	NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	12
Anfíbol (Actinolita)	Ca <sub>2</sub> (Mg,Fe <sup>2+</sup> ) <sub>5</sub> Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub>	7
Clorita (Clinocloro)	(Mg,Fe <sup>2+</sup> ,Al) <sub>6</sub> (Si, Al) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>8</sub>	6
Pirofilita	Al <sub>2</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	5
Mica (Biotita)	K(Mg,Fe) <sub>3</sub> [AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH,F) <sub>2</sub>	3

**Fuente:** Reporte interno, FA Ingenieros (2016). "Estudios petrográficos y análisis mineralógico por difracción de rayos x (drx) de siete muestras".

## 5.2.2 Petrografía del Magmatismo de la Formación Río Grande

### Muestra PT-008

Descripción Macroscópica:

La muestra es una Roca de textura Porfirítica, compuesta por fenocristales de feldespatos en una matriz afanítica de color oscura con pigmentación verdusca, la muestra presenta una Cloritización moderada tanto la matriz como los fenocristales, cuarzo no observable y Ferromagnesianos en poca cantidad (Figura 5.28).



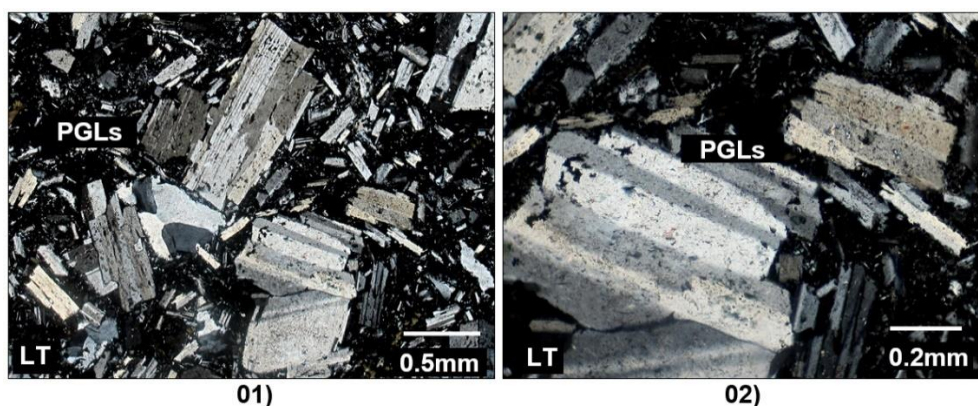
**Figura 5.28** Muestra PT-008.

**Fuente:** Elaboración propia.

#### Descripción Microscópica:

Clasificación. - Andesita Porfírica (Hawaiita Alcalina), compuesta por fenocristales de plagioclasas y anfíboles en una matriz compuesta principalmente por microlitos de plagioclasas; además la muestra presenta alteración formando cloritas, carbonatos, sericita, cuarzo y óxidos de hierro.

Las plagioclasas (55%) se encuentran como fenocristales tabulares con macla polisintética de tamaños menores a 3mm y se muestran alteradas por sericita y carbonatos. Se observan en la matriz y como fenocristales por toda la muestra (Figura 5.29).

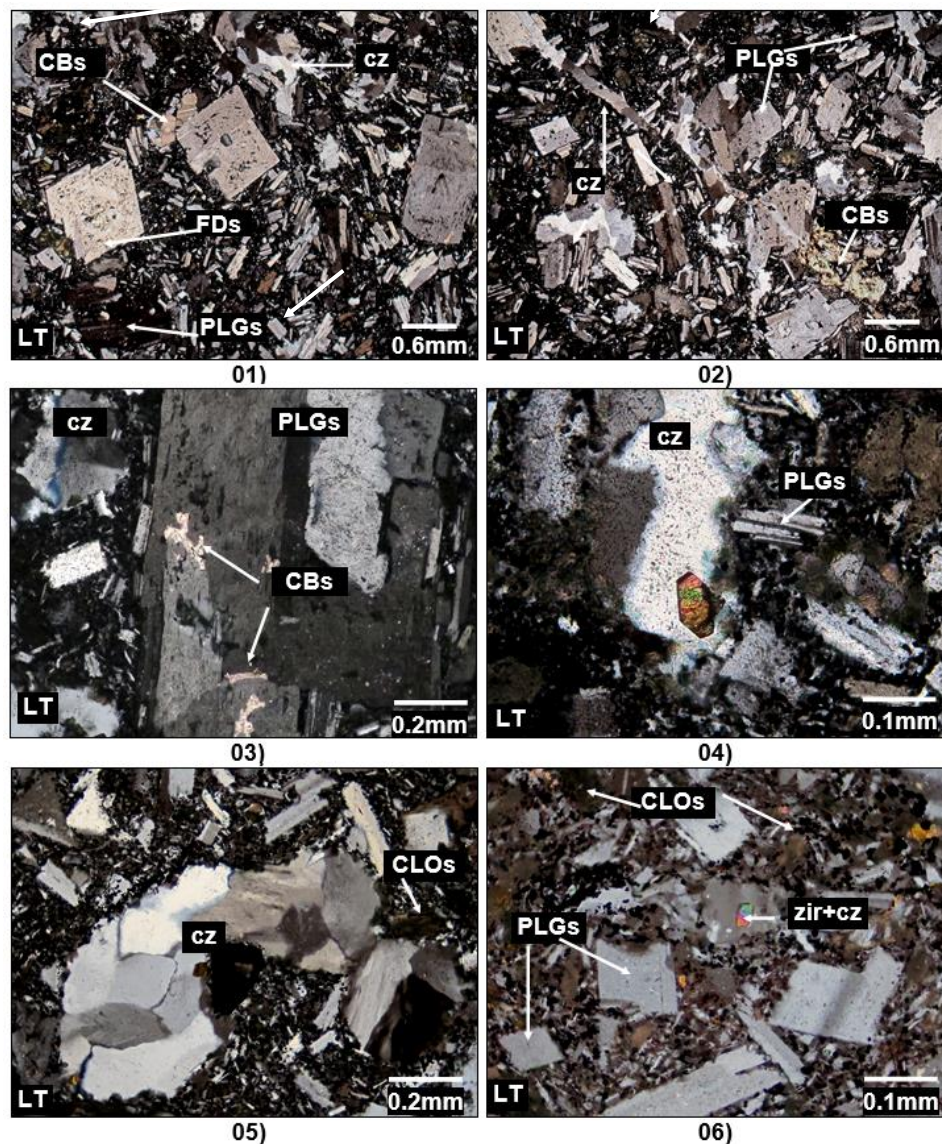


**Figura 5.29** Fotomicrografía 01 y 02. Presencia de microlitos y Fenocristales de plagioclasas (albita) con macla polisintéticas con tamaños entre 0.2 y 3.6mm.

**Fuente:** Reporte interno, FA Ingenieros (2016). “Estudios petrográficos y análisis mineralógico por difracción de rayos x (drx) de siete muestras”.

El zircón (Trazas) se halla como cristales anhedrales con formas prismáticas de tamaños menores a 0.1mm; presentes como inclusiones en el cuarzo secundario y en la matriz. Los Ferromagnesianos (anfíboles) (trazas) ocurren como moldes de fenocristales pseudo hexagonales con tamaños menores a 0.1mm, fracturados y alterados por cloritas y óxidos de hierro (Figura 5.30).





**Figura 5.30** Fotomicrografías 01 a 06.- 01) y 02) Fenocristales y microlitos de plagioclasas (PLGs) acompañado por carbonatos (CBs) y cloritas (CLOs). Cuarzo (cz) relleno de cavidades y venillas por toda la muestra; 03) Fenocristal de Plagioclase (PLGs) con débil reemplazamiento por carbonatos (CBs); 04) Sericita (ser), cloritas (CLOs) y carbonatos (CBs) reemplazando a las plagioclasas (PLGs) y el cuarzo (cz) como relleno acompañando a las plagioclasas (PLGs); 05) y 06) Cuarzo (cz) relleno de cavidades acompañado por cloritas (CLOs) y fenocristales de plagioclasas (PLGs), zircón (zir) como inclusión. LT: Luz Transmitida.

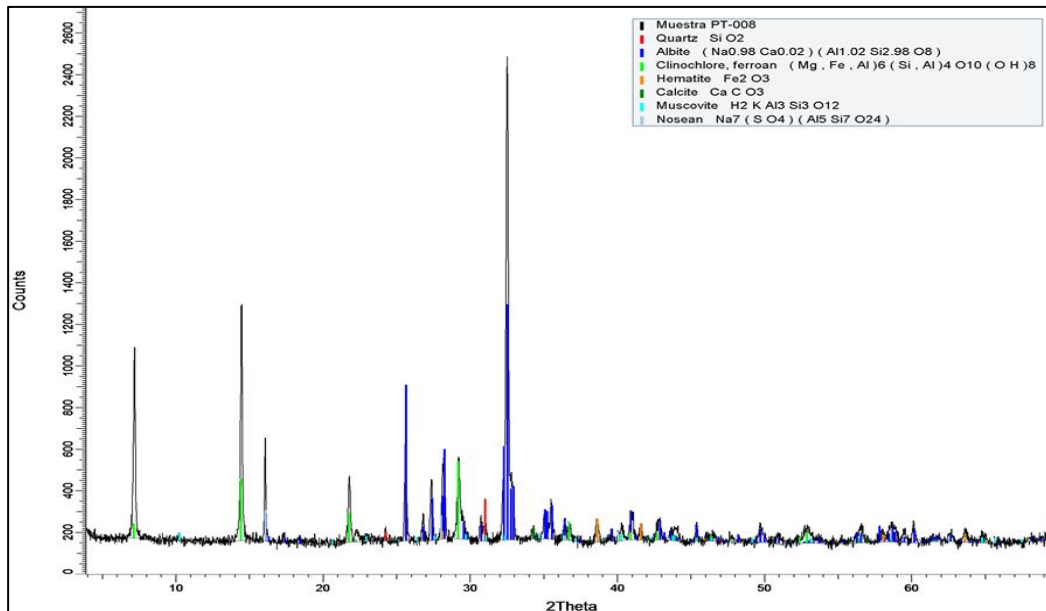
**Fuente:** Reporte interno, FA Ingenieros (2016). "Estudios petrográficos y análisis mineralógico por difracción de rayos x (drx) de siete muestras".

Presencia de feldespatoideos (Trazas) con hábitos tabulares con tamaños menores a 2mm. Se muestra formando parte como fenocristales y como microlitos

en la matriz. El cuarzo secundario (5%) se muestra de formas irregulares y de tamaños menores a 0.5mm como venillas acompañado al carbonato y reemplazando a la matriz. La sericita (traza) se aprecia como cristales microescamosos de tamaños menores a 0.1mm y ocurre reemplazando a las plagioclasas. Ocurre acompañado por cloritas y carbonatos.

Las cloritas (15%) se exhiben como agregados microfibrosos y escamosos de tamaños menores a 0.1mm y se muestran rellenando cavidades y reemplazando intensamente a Ferromagnesianos.

Los carbonatos (2%) se desarrollan con formas irregulares de tamaños menores a 0.2mm y se presentan alterando a las plagioclasas y anfíboles. Adicionalmente, rellena venillas acompañado por cuarzo.



**Figura 5.31** Difractograma de la Muestra PT-008 mostrando los minerales identificados.

**Fuente:** Reporte interno, FA Ingenieros (2016). "Estudios petrográficos y análisis mineralógico por difracción de rayos x (drx) de siete muestras".

Los óxidos de hierro (hematita-limonita) (traza) se muestran de formas irregulares de tamaños menores a 0.1mm alterando a los anfíboles y opacos. La textura es porfirítica y de relleno, mientras que la alteración es débil tipo sericitización, cloritización y carbonatación incipiente.

**Tabla 5.4** Lista de minerales por DRX de la muestra PT-008.

Nombre del mineral	Fórmula general	Resultado Aproximado (%)
Plagioclasas (Albita)	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	66
Clorita (Clinocloro)	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Al})_6(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$	19
Hematita	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	4
Moscovita (Sericita)	$\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2$	4
Carbonatos (Calcita)	$\text{CaCO}_3$	2
Cuarzo	$\text{SiO}_2$	2
Feldespatoideos (Noseana)	$\text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{SO}_4)$	2

**Fuente:** Reporte interno, FA Ingenieros (2016). "Estudios petrográficos y análisis mineralógico por difracción de rayos x (drx) de siete muestras".

### Muestra PT-012

Descripción Macroscópica:

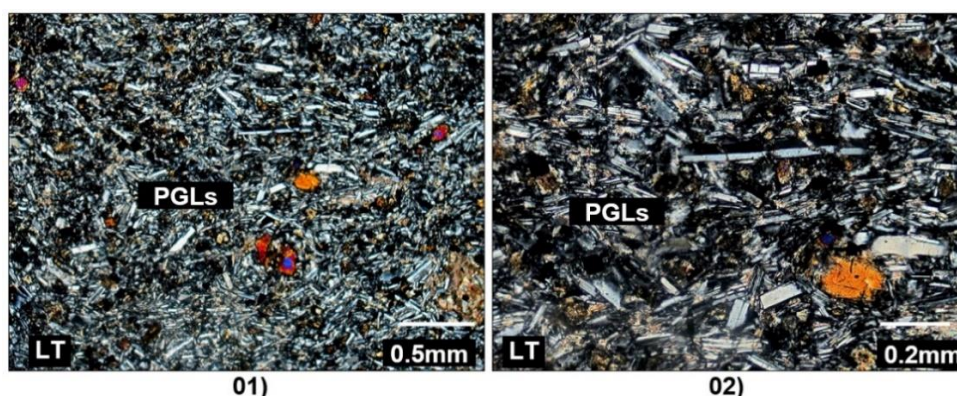
La muestra es una roca de textura Porfirítica, compuesta principalmente por una matriz afanítica de coloración verde oscura y unos fenocristales de Ferromagnesianos asociados a pirita distribuida de forma aleatoria, la roca presenta una ligera carbonatación presentando una ligera efervescencia frente al ácido clorhídrico; además presenta moderada magnetización (Figura 5.32).



**Figura 5.32** Muestra PT-012.  
**Fuente:** Elaboración propia.

Descripción Microscópica:

Clasificación. - Andesita con textura Fluidal, compuesta principalmente por microlitos de plagioclasas (Figura 5.33) y feldespatos potásicos y fenocristales de Ferromagnesianos (olivino-piroxenos). La muestra presenta alteración formando carbonatos, sericita y óxidos de hierro. Las plagioclasas (60%) se encuentran como microlitos tabulares macladas de tamaños menores a 0.3mm y se muestran alteradas por sericita y carbonatos; se observan en la matriz formando una textura Fluidal. Están acompañados por feldespatos potásicos.

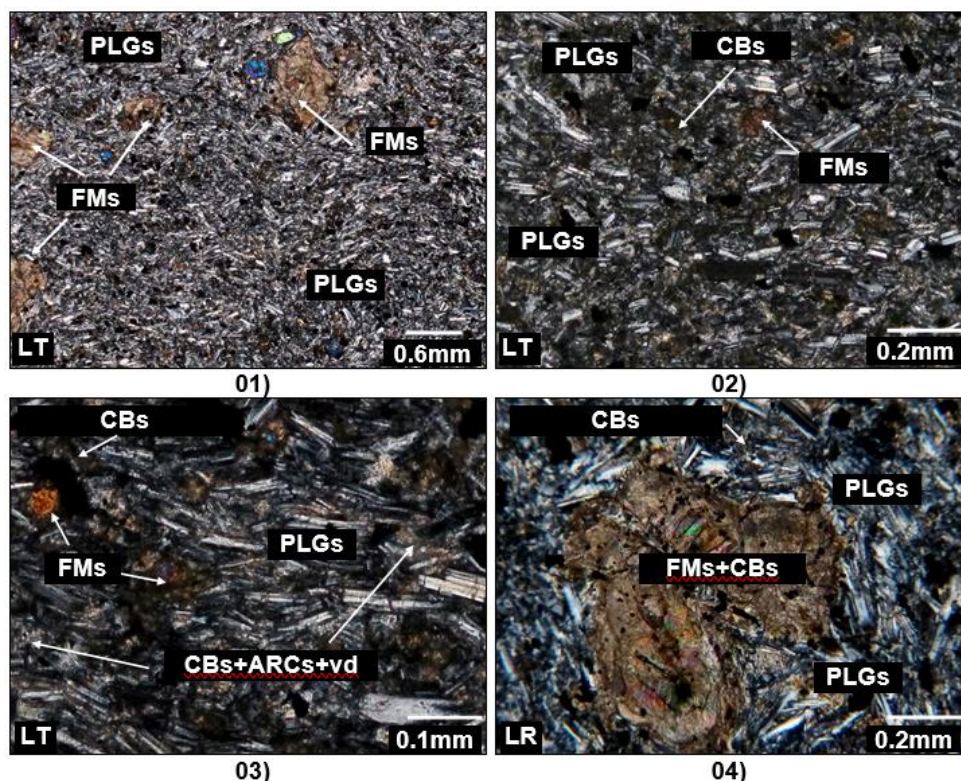


**Figura 5.33** Fotomicrografía 01 a 02. Presencia de microlitos de plagioclasas con tamaños menores a 0.3mm con textura fluidal en la matriz.

**Fuente:** Reporte interno, FA Ingenieros (2016). "Estudios petrográficos y análisis mineralógico por difracción de rayos x (drx) de siete muestras".

Los Ferromagnesianos (olivino-piroxenos) (8%) se muestran como fenocristales de formas irregulares con bordes corroídos que le dan un aspecto redondeado relícticos con tamaños menores a 3mm y están alterados intensamente por carbonatos y óxidos de hierro.

El feldespato potásico (5%) se halla con hábitos tabulares microlíticos alterándose a sericita. Forman textura Fluidal acompañado por plagioclasas. La sericita (traza) se manifiesta como cristales microescamosos de tamaños menores a 0.1mm y se presenta reemplazando a las plagioclasas y Ferromagnesianos (Figura 5.34).



**Figura 5.34** Fotomicrografías 01 a 06. 01 y 02) plagioclasas (PLGs) de textura fluidal envolviendo a Ferromagnesianos (FMs) en una matriz o pasta compuesta por microlitos de plagioclasas (PLGs), carbonatos (CBs); 03) y 04) plagioclasas (PLGs) euhedrales envolviendo a los Ferromagnesianos (FMs), ambos están alterándose a carbonatos (CBs). LT: Luz Transmitida.

**Fuente:** Reporte interno, FA Ingenieros (2016). “Estudios petrográficos y análisis mineralógico por difracción de rayos x (drx) de siete muestras”.

El zircón (Trazas) se exhiben como cristales anhedrales con formas subredondeadas y tamaños menores a 0.1mm; presentes como inclusiones. Los óxidos de hierro (hematita-limonitas) (3%) se muestran de formas irregulares de tamaños menores a 0.1mm alterando a los Ferromagnesianos.

La textura es porfírica relíctica, fluidal y de reemplazamiento, mientras que la alteración es débil a incipiente de tipo carbonatación y oxidación.

### 5.2.3 Petrografía del Magmatismo del Grupo Casma

#### Muestra PT-009

Descripción Macroscópica:

La muestra es una Roca de textura Porfírica, compuesta por fenocristales de plagioclasas y Ferromagnesianos en una matriz afanítica de color oscura marrón, la muestra presenta un moderado magnetismo y pirita finamente diseminada de forma aleatoria en la roca, no se observa cuarzo (Figura 5.35).

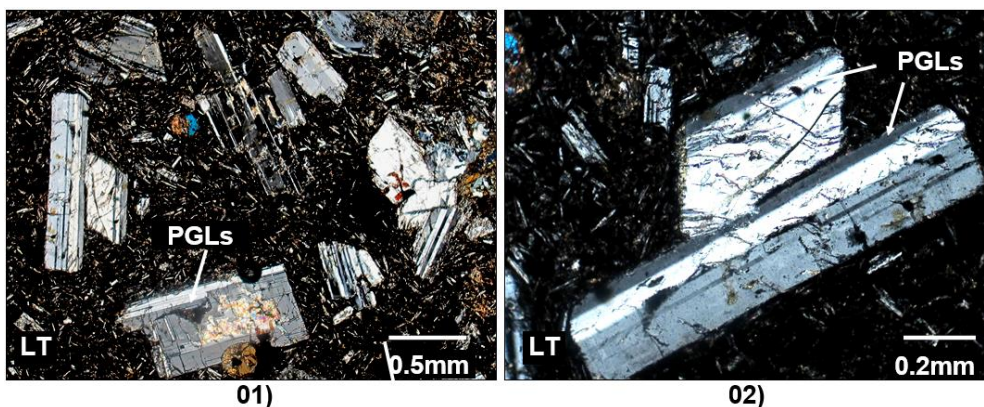


**Figura 5.35** Muestra PT-009.  
**Fuente:** Elaboración propia.

#### Descripción Microscópica:

Clasificación. - Andesita Porfírica (Mugearita Alcalina) compuesta principalmente por fenocristales de plagioclasas, feldespatos potásicos, piroxenos, olivino, feldespatoides y cuarzo. Matriz formada por microlitos compuesta por plagioclasas, feldespatos potásicos, feldespatoides, cloritas, carbonatos y óxidos de hierro. La muestra presenta alteración formando cloritas, carbonatos, sericita, sílice amorfa y óxidos de hierro.

Las plagioclasas (60%) se encuentran como fenocristales tabulares con bordes corroídos y tamaños menores a 3mm, ocurren con macla polisintética y se muestran alteradas por sericita, cloritas y carbonatos; se observan en la matriz o pasta y como fenocristales. Presentan alteración formando sericita, cloritas, carbonatos y minerales de arcilla (Figura 5.36).

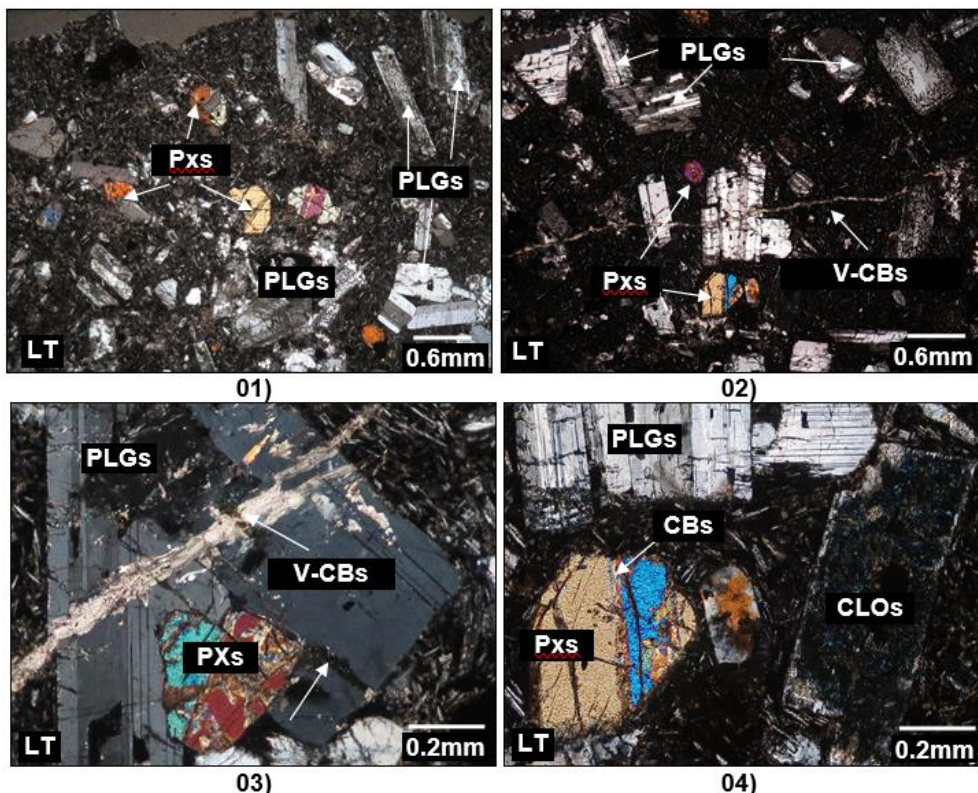


**Figura 5.36** Fotomicrografía 01 y 02. Presencia de fenocristales de plagioclasas (labradorita, anortita) maclas de polisintéticas con tamaños menores a 2.8mm. Matriz compuesta por microlitos de feldespatos potásicos.

**Fuente:** Reporte interno, FA Ingenieros (2016). “Estudios petrográficos y análisis mineralógico por difracción de rayos x (drx) de siete muestras”.

Los piroxenos (4%) se muestran como fenocristales de formas irregulares y redondeado maclas con tamaños menores a 0,1mm y se altera formando carbonatos

y cloritas. Adicionalmente, se muestra olivino (trazas) con formas redondeadas reemplazada por iddingsita. Los feldespatos potásicos (14%) ocurren con hábitos tabulares de tamaños entre 0.1 y 0.8mm. Se muestran como fenocristales y formando parte de la matriz (Figura 5.37).



**Figura 5.37** Fotomicrografías 01 a 04. 01) Fenocristales de plagioclasas (PLGs) y piroxenos (Pxs) en matriz afanítica; 02) venilla de carbonatos cortando fenocristales de plagioclasas y alterándolos acompañado a los piroxenos; 03) Piroxenos como inclusión en plagioclasas y estas cortadas y alteradas por una venilla de carbonatos; 04) plagioclasas (PLGs) con diseminaciones de cloritas (CLOs) y piroxenos reemplazados por carbonatos. LT: Luz Transmitida.

**Fuente:** Reporte interno, FA Ingenieros (2016). “Estudios petrográficos y análisis mineralógico por difracción de rayos x (drx) de siete muestras”.

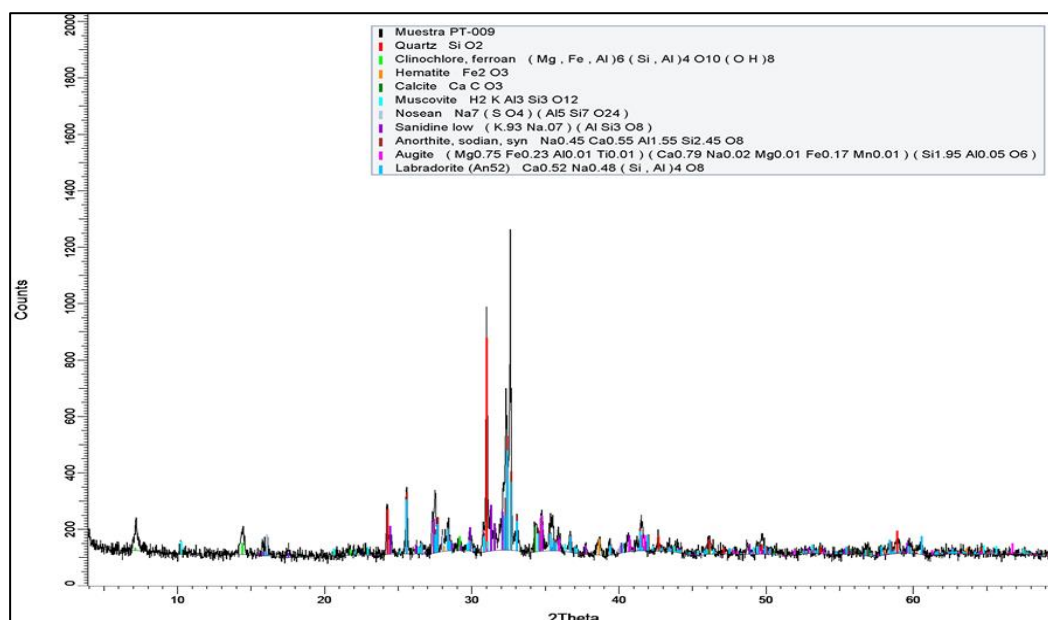
Los feldespatoides (0.5%) se aprecian con hábitos tabulares cortos de tamaños menores a 0.7mm. Se muestra formando parte como fenocristales y como microlitos en la matriz. El cuarzo (8%) se muestra como fenocristales



subredondeadas y corroídos de tamaños menores a 0.1mm. Ocurre recristalizada y reemplazada por sílice amorfa (0.5%).

La sericita (1%) se aprecia como cristales microescamosos de tamaños menores a 0.1mm y se presenta reemplazando a las plagioclasas y piroxenos. Los minerales arcillosos (0.5%) se presentan como agregados criptocristalinos en los bordes e intersticios de los fenocristales; así como en la matriz o pasta producto de la alteración de las plagioclasas y piroxenos.

Los carbonatos (2%) se desarrollan con formas irregulares reemplazando a los fenocristales de las plagioclasas y piroxenos; así como en la matriz o pasta. Se presenta también como venillas cortando y alterando la roca. Las cloritas (5%) se exhiben como agregados microescamosos reemplazando a los fenocristales de las plagioclasas y piroxenos; así como en la matriz.



**Figura 5.38** Difractograma de la Muestra PT-009 mostrando los minerales identificados.

**Fuente:** Reporte interno, FA Ingenieros (2016). "Estudios petrográficos y análisis mineralógico por difracción de rayos x (drx) de siete muestras".

El zircón (Trazas) se halla como cristales anhedrales con formas subredondeadas y tamaños menores a 0.1mm; presentes como inclusiones en las plagioclasas. Los óxidos de hierro (hematita-limonitas, iddingsita) (3%) se presenta con formas irregulares de tamaños menores a 0.1mm alterando a los piroxenos, olivino y opacos.

La textura es porfirítica, de relleno y reemplazamiento, mientras que la alteración es débil a incipiente silicificación y argilización, sericitización, cloritización y carbonatación.

**Tabla 5.5** Lista de minerales por DRX de la muestra PT-009.

Nombre del mineral	Fórmula general	Resultado Aproximado (%)
Plagioclasas (Labradorita)	$\text{Na}_{0.4}\text{Ca}_{0.6}\text{Al}_{1.6}\text{Si}_{2.4}\text{O}_8$	41
Feldespato K (Sanidina)	$(\text{K},\text{Na})(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_8$	15
Plagioclasas (Anortita)	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	12
Cuarzo	$\text{SiO}_2$	10
Clorita (Clinocloro)	$(\text{Mg},\text{Fe}^{+2},\text{Al})_6(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{CH})_8$	7
Clinopiroxeno (Augita)	$(\text{Ca},\text{Na})(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al},\text{Ti})(\text{Si},\text{Al})_2\text{O}_6$	6
Carbonatos (Calcita)	$\text{CaCO}_3$	3
Moscovita (Sericita)	$\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$	2
Hematita	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2
Feldespatoideos (Noseana)	$\text{Na}_8\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{SO}_4)$	1

**Fuente:** Reporte interno, FA Ingenieros (2016). "Estudios petrográficos y análisis mineralógico por difracción de rayos x (drx) de siete muestras".

#### 5.2.4 Petrografía del Magmatismo del Batolito de la Costa

##### Muestra PT-014

Descripción Macroscópica:

La muestra es una roca ígnea plutónica, compuesta principalmente por plagioclasas y Ferromagnesianos de grano medio (anfíboles y biotita), escasos feldespatos potásicos y cuarzo; presenta una ligera alteración formando epidota a partir de las plagioclasas generando ligeras pigmentaciones verdosas en la roca; además una ligera oxidación de los Ferromagnesianos formando óxidos de hierro (Figura 5.39).



**Figura 5.39** Muestra PT-014.  
**Fuente:** Elaboración propia.

Descripción Microscópica:

Clasificación. - Cuarzo Monzodiorita. Se observa principalmente cristales de plagioclasas ligeramente alteradas por sericita, epidota y arcillas seguida por cuarzo; feldespatos potásicos, anfíboles y biotita ligeramente alterados por cloritas. Minerales opacos a manera de inclusiones en plagioclasas, anfíboles y biotita. Presencia de escasa Textura Mirmequítica entre cuarzo y plagioclasas.

Las plagioclasas (61%) se presentan como cristales subhedrales y euhedrales, con formas tabulares con macla polisintética y zonación de tamaños menores a 5mm y se encuentran ligeramente alteradas por sericita, epidota y

minerales arcillosos. En ocasiones con inclusiones de pequeños cristales de anfíboles, biotita, apatito y minerales opacos (Figura 5.40). Se aprecian cristales de cuarzo, feldespatos potásicos, anfíboles y biotita en sus intersticios.



**Figura 5.40** Fotomicrografías 01 a 06. 01) Textura Mirmequítica entre plagioclasas (PGLs) y cuarzo (cz) acompañado por feldespatos potásicos (FPKs); 02) Plagioclasas (PGLs) con cristales de biotita (bt), anfíboles (ANFs) y cuarzo (cz) intersticiales; 03) Feldespatos potásicos (FPKs), anfíboles (ANFs), biotita (bt) y cuarzo (cz) presentes en los intersticios de las plagioclasas (PGLs); 04) Plagioclasas (PGLs) con cristales de cuarzo (cz), anfíboles (ANFs) y biotita (bt) en sus intersticios; 05) Plagioclasas (PGLs) con cristales de anfíboles (ANFs) y biotita (bt) en sus intersticios; 06) Plagioclasas (PGLs) con inclusiones de apatito (ap), biotita (bt) y minerales opacos (OPs); feldespatos potásicos ligeramente alterados por minerales arcillosos (FPKs-ARCs); anfíboles (ANFs). LT: Luz Transmitida.

**Fuente:** Reporte interno, FA Ingenieros (2016). “Estudios petrográficos y análisis mineralógico por difracción de rayos x (drx) de siete muestras”.

Los feldespatos potásicos (5%) se encuentran como cristales anhedrales con formas irregulares y tamaños menores a 2mm; se muestran en intersticios de los cristales de plagioclasas; ocurren alterados ligeramente por minerales arcillosos; con pequeñas inclusiones de apatito. El cuarzo (10%) se observa con formas irregulares de tamaños menores a 2mm y ocurre intercrecida con las plagioclasas y acompañados por feldespatos potásicos, anfíboles y biotita. Algunos granos se muestran formando textura Mirmequítica con plagioclasas.

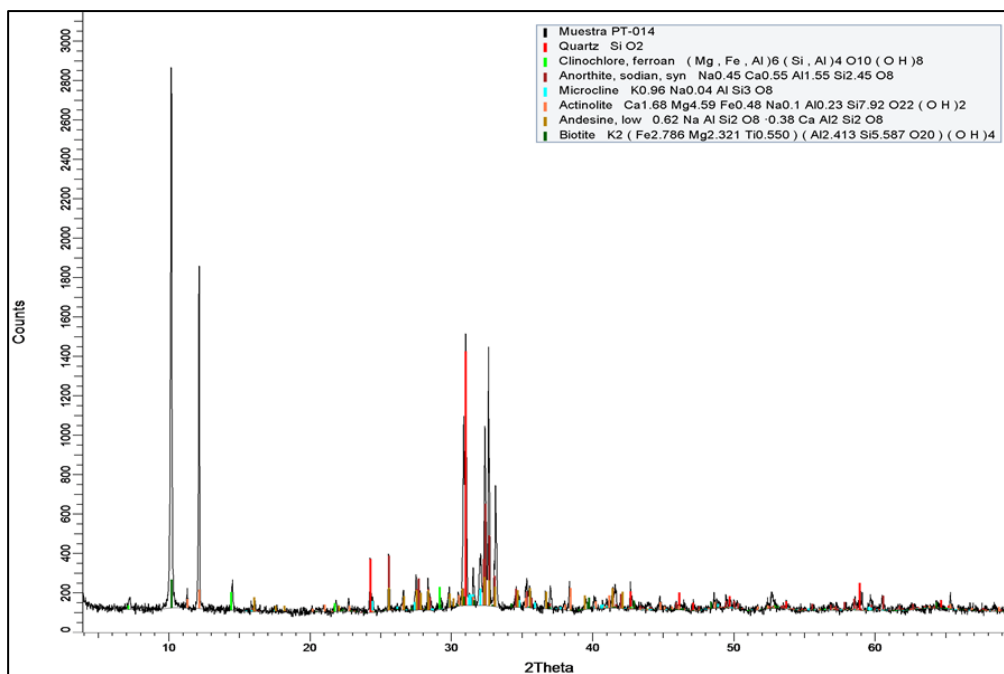
Los anfíboles (11%) se aprecian como cristales anhedrales y subhedrales, con formas irregulares y hexagonales, con tamaños menores a 3mm; se muestran en intersticios de los cristales de plagioclasas; ocurren débilmente alterados por cloritas y ligeras impregnaciones de óxidos de hierro; con inclusiones de minerales opacos. Se observan algunos pequeños cristales a manera de inclusiones en las plagioclasas.

La biotita (6%) se halla como cristales subhedrales con formas irregulares y tamaños menores a 3mm; se encuentran en intersticios de los cristales de plagioclasas; se aprecian ligeramente alterados por cloritas y débiles impregnaciones de óxidos de hierro; se muestran inclusiones de pequeños minerales opacos. Algunos pequeños cristales ocurren a manera de inclusiones en las plagioclasas.

Las cloritas (1%) se manifiesta como agregados criptocristalinos y microfibrosos con tamaños menores a 0.3mm; ocurren alterando ligeramente a los cristales de plagioclasas, anfíboles y biotita desde sus bordes y microfracturas. La epidota (Trazas) se exhiben con formas irregulares de tamaños menores a 0.5mm y se encuentran alterando ligeramente a los cristales de plagioclasas.

La sericita (1%) se desarrolla como pequeños cristales microescamosos con tamaños menores a 0.1mm; se encuentran como agregados alterando ligeramente los cristales de plagioclasas.

El apatito (Trazas) se halla como pequeños cristales subhedrales con formas prismáticas y tamaños menores a 0.1mm; ocurren a manera de inclusiones en cristales de plagioclasas y feldespatos potásicos. Los minerales arcillosos (Trazas) se muestran como agregados criptocristalinos que ocurren alterando ligeramente a los cristales de plagioclasas.



**Figura 5.41.** Difractograma de la Muestra PT-014 mostrando los minerales identificados.

**Fuente:** Reporte interno, FA Ingenieros (2016). “Estudios petrográficos y análisis mineralógico por difracción de rayos x (drx) de siete muestras”.

Los minerales opacos (1%) se observan como cristales anhedrales con formas irregulares y tamaños menores a 0.5mm; se encuentran a manera de inclusiones en los cristales de plagioclasas, anfíboles y biotita. Los óxidos de hierro

(Trazas) se presentan como agregados pulverulentos que impregnan ligeramente a los cristales de anfíboles y biotita. La textura es granular hipidiomórfico y mirmequítica, mientras que la alteración es incipiente tipo sericitización, cloritización, argilización y oxidación.

**Tabla 5.6** Lista de minerales por DRX de la muestra PT-014.

Nombre del mineral	Fórmula general	Resultado Aproximado (%)
Plagioclasas (Andesina)	$(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_4\text{O}_8$	34
Plagioclasas (Bytownita)	$(\text{Ca,Na})(\text{Si,Al})_4\text{O}_8$	21
Anfíbol (Actinolita)	$\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe}^{2+})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	14
Cuarzo	$\text{SiO}_2$	13
Feldespato Potásico (Microclina)	$\text{KAlSi}_3\text{O}_8$	11
Mica (Biotita)	$\text{K}(\text{Mg,Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH,F})_2]$	3
Clorita (Clinocloro)	$(\text{Mg,Fe}^{2+},\text{Al})_6(\text{Si, Al})_4\text{O}_{10}(\text{CH})_8$	3

**Fuente:** Reporte interno, FA Ingenieros (2016). "Estudios petrográficos y análisis mineralógico por difracción de rayos x (drx) de siete muestras".

### 5.2.5 Caracterización en la Petrografía, Resumen

**Tabla 5.7** Resumen de la mineralogía y características de las plagioclasas.

Magmatismo	Muestra	Nombre de Plagioclasas	%	Hábitos	Tamaños	Minerales acompañantes primarios
Batolito de San Nicolás	PT-011	Plagioclasas	17	Tabular zonadas	5 mm	Feldespatos-K
	PT-016	Oligoclasa	20	Tabular con maclas polisintéticas	<4 mm	Feldespatos-K
Albita		12				
Formación Río Grande	PT-008	Albita	66	Tabular con maclas polisintéticas	< 3 mm	Feldespatoides
	PT-012	Plagioclasas	60	Tabular con maclas polisintéticas	< 0.3 mm	Feldespatos-K
Grupo Casma	PT-009	Labradorita	41	Tabulares	< 0.3 mm	Feldespatoides, Feldespatos-K
		Anortita	12			
Batolito de la Costa	PT-014	Andesina	34	Tabular con maclas polisintéticas y zonadas	< 5 mm	Actinolita, biotita
		Bytownita	21			

**Fuente:** Elaboración propia.

### 5.3 LITOGEOQUÍMICA DEL MAGMATISMO

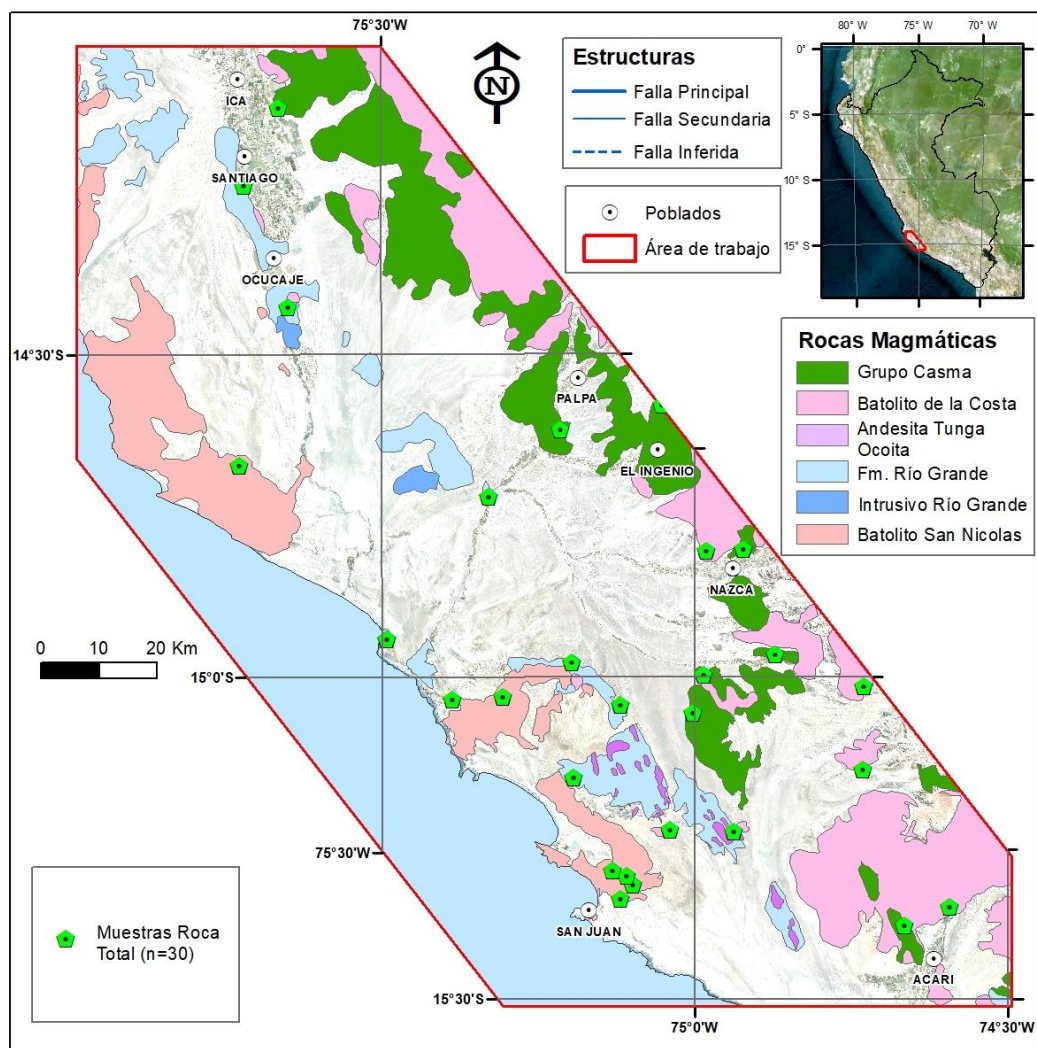
El término Litogeoquímica, geoquímica de rocas o petroquímica, es utilizada para estudiar la evolución de las rocas con base a las relaciones relativas entre elementos químicos a partir de relaciones de contenidos de elementos graficados como diagramas TAS, AFM, SPIDER, etc., que permiten conocer la evolución mineralógica de la corteza, sus procesos y mezclas de componentes mantélicos o litosféricos.

El ambiente geotectónico del Sur del Perú es bastante complejo porque interactúan elementos tectónicos globales como las distorsiones de la corteza y su ensanchamiento cortical, así como, la influencia de la zona de subducción de la placa Pacífico y la Sudamericana que controlan un tipo de magmatismo volcánico e intrusivo en la cadena orogénica de los Andes.

El presente trabajo investigó el comportamiento cuantitativo de los elementos mayores, trazas y tierras raras, realizando el análisis de roca total cuyos contenidos en muestras de rocas intrusivas pertenecen al Batolito de San Nicolás y al Batolito de la Costa. Así también, las rocas volcánicas analizadas pertenecen a la Formación Río Grande y al Grupo Casma. El análisis del comportamiento geoquímico de dichos elementos pretende caracterizar las principales unidades ígneas regionales del área en estudio.

El análisis litogeoquímico se realizó en base a 30 muestras (Figura 5.42) de roca en superficie, de las cuales 14 muestras se recolectaron en terreno para el presente estudio y adicionalmente se añadieron 16 muestras de la base de datos litogeoquímica del Perú publicada por el Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET), que se encuentran disponibles en el portal en línea GEOCATMIN.





**Figura 5.42** Mapa de muestras para elementos mayores y tierras raras utilizadas para roca total en este estudio.

**Fuente:** Datos tomados de GEOCATMIN (2022).

### 5.3.1 Cálculos y Diagramas Geoquímicos de Elementos Mayores

Para el desarrollo de la presente investigación, se analizaron los datos provenientes del análisis de roca total de cada una de las muestras con valores de LOI variables de 0.5% a 3%, con selección de rocas sin alteración o alteración mínima débil, previamente analizados, por lo que es imprescindible normalizarlo, procesando

en nueva data sin H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, LOI (pérdida por ignición) y otros volátiles, recalculando los valores analíticos al 100%.

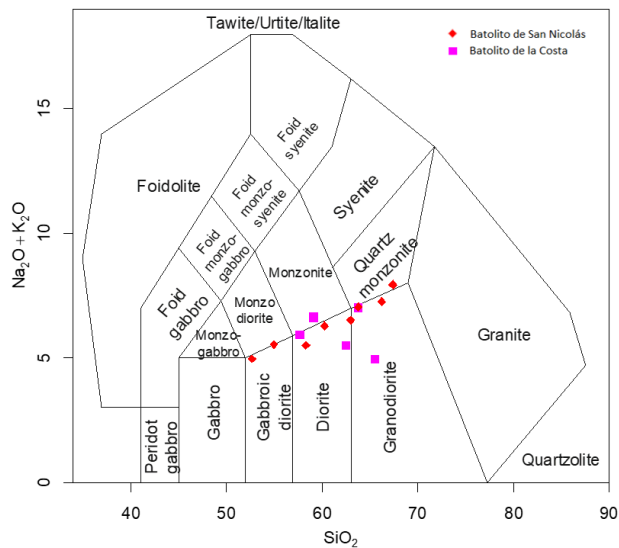
Obteniendo una tabla recalculada sobre la base anhidra de los datos se utilizó Microsoft Excel para la preparación de la base de datos y para graficar todos los resultados geoquímicos el programa de software libre GCDkit versión 6.1. Los nombres de las muestras que inician con código PT-001, PT-002, etc., fueron tomadas por el autor del presente trabajo de investigación en terreno, mientras que las demás muestras se utilizan los mismos códigos que fueron asignados por geólogos de INGEMMET de la base de datos pública del Geocatmin.

### **5.3.2 Diagramas Sílice vs. Alcalis Total – TAS**

Diagrama en el sistema Sílice-Alcalis Total o TAS (SiO<sub>2</sub> vs. Na<sub>2</sub>O+ K<sub>2</sub>O), es uno de los esquemas más utilizados para clasificar las rocas volcánicas y plutónicas. De acuerdo al contenido de sílice se clasifican en rocas Ultramáficas SiO<sub>2</sub> (< 45 %), Máficas SiO<sub>2</sub> (45 – 52 %), Intermedias SiO<sub>2</sub> (52 – 63 %), Ácidas SiO<sub>2</sub> (63 – 75 %), también sirve para la discriminación del ambiente magmático ya sea toleítico, calcoalcalino, alcalino (serie shoshonítica).

Para la clasificación litológica de las rocas plutónicas se utiliza el diagrama binario TAS (Total Alcalis versus Sílice) de Middlemost (1994) que comprenden las rocas del Batolito de San Nicolás y el Batolito de la Costa. (Anexo 02).

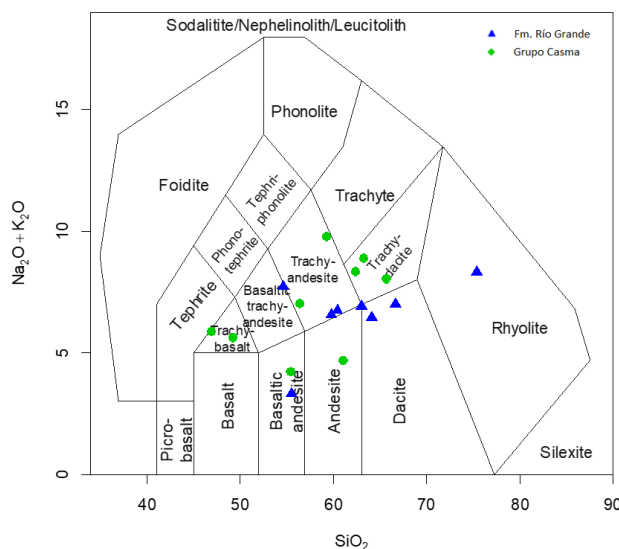
Las rocas plutónicas Silúrico-Devónicas del Batolito de San Nicolás presentan una variación desde gabrodioritas, dioritas, granodioritas y cuarzo monzonita. Mientras que las rocas plutónicas cretácicas del Batolito de la Costa presentan una variación desde gabrodiorita, diorita, granodiorita y granito (Figura 5.43).



**Figura 5.43** Variación del diagrama TAS para rocas plutónicas.

**Fuente:** Modificado de Middlemost (1994).

Las rocas volcánicas jurásicas de la Formación Río Grande presentan una variación andesita basáltico, traquiandesita basáltico, traquiandesita, andesita, dacita y riolita. Mientras que las rocas volcánicas cretácicas del Grupo Casma varían desde basalto, traquibasalto, traquiandesita basáltica, traquiandesita, andesita y dacita (Figura 5.44). (Anexo 03).



**Figura 5.44** Variación del diagrama TAS para rocas volcánicas de la Formación Río Grande y el Grupo Casma.

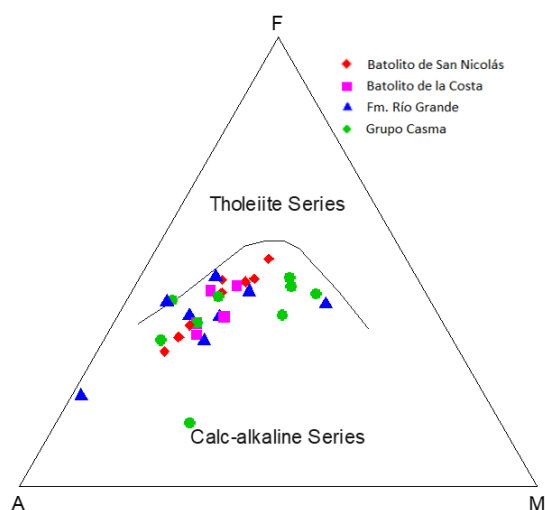
**Fuente:** Modificado de Middlemost (1994).

### 5.3.3 Diagrama AFM Serie Calcoalcalina

Mediante el contenido de álcalis total A ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ), F ( $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ ) y M ( $\text{MgO}$ ) se evidencia tendencias de diferenciación magmática toleítica y calco-alcalina con el diagrama AFM Diagrama de Irving & Baragar (1971). (Figura 5.45).

La división de las rocas ígneas en conjuntos toleíticos y calcoalcalinos se presenta en un contexto de tectónica de placas. Las rocas toleíticas se encuentran en las dorsales oceánicas, donde la fusión por descompresión del manto superior produce magmas primitivos sin contaminación de la corteza.

Las rocas calcoalcalinas se encuentran en las zonas de subducción, donde la deshidratación de la losa descendente interactúa con la cuña del manto y la placa superior, lo que da como resultado una mezcla de diferentes fuentes de magma, lo que brinda una amplia oportunidad para la introducción de especies químicas oxidadas en el sistema. (Kelley y Cottrell, 2009).



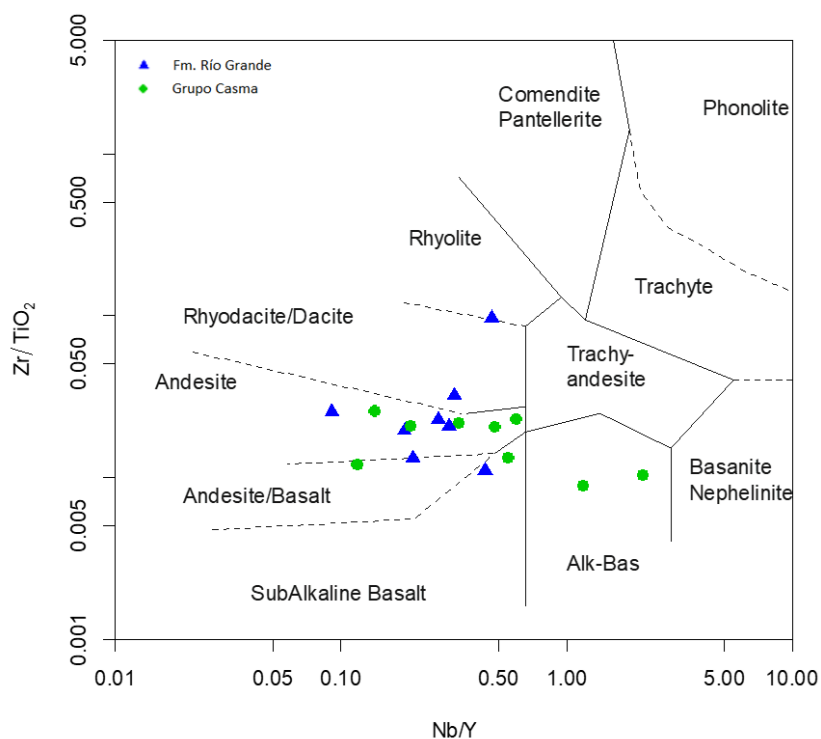
**Figura 5.45** Diagrama ternario de elementos mayores AFM ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ) de todas las rocas magmáticas.

**Fuente:** Modificado de Irving & Baragar (1971).

Las rocas del Batolito de San Nicolás, Formación Río Grande, Grupo Casma y el Batolito de la Costa son calcoalcalinas siguiendo la serie de Bowen de diferenciación magmática.

### 5.3.4 Diagrama Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y de Clasificación Petrográfica

Winchester y Floyd (1977) utilizan la discriminación geoquímica de diferentes series de magma y su producto de diferenciación utilizando elementos inmóviles, que es de gran ayuda para evitar y minimizar los efectos de alteración hidrotermal o intemperismo.



**Figura 5.46** Diagrama Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y para las rocas de la Formación Río Grande y el Grupo Casma.

**Fuente:** Modificado de Winchester y Floyd (1977).

Analizamos las rocas de la Formación Río Grande y Grupo Casma mediante el diagrama de Winchester y Floyd (1977) con elementos inmóviles cuyo resultado

para la Formación Río Grande son andesita basalto, andesita, riocacita y riolita. Mientras que el Grupo Casma varía desde basalto alcalino, basalto subalcalino, andesita basalto y andesita (Figura 5.46).

Realizando la comparación de las rocas cuyo magmatismo está asociado a la mineralización tipo IOCG en el área en estudio (Fm. Río Grande y Grupo Casma) entre el diagrama TAS de Middlemost (1994) y de elementos inmóviles de Winchester y Floyd (1977) no se observa diferencia relevante entre los dos tipos de diagramas, por consiguiente, son muy aceptables la data geoquímica (Tabla 5.8).

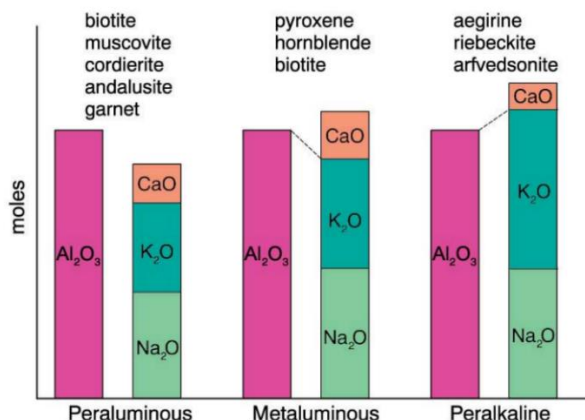
**Tabla 5.8** Comparación entre diagrama de Middlemost (1994) y Winchester y Floyd (1977).

Unidad Magmática	TAS Middlemost (1994)	Inmóviles Winchester y Floyd (1977)
Formación Río Grande	andesita basáltica,	
	traquiandesita basáltico,	andesita basalto, andesita,
	traquiandesita, andesita,	riocacita y riolita
	dacita y riolita	
Grupo Casma	basalto, traquibasalto,	
	traquiandesita basáltica,	basalto alcalino, basalto subalcalino
	traquiandesita, andesita,	andesita basalto y andesita
	y dacita	

**Fuente:** Elaboración propia.

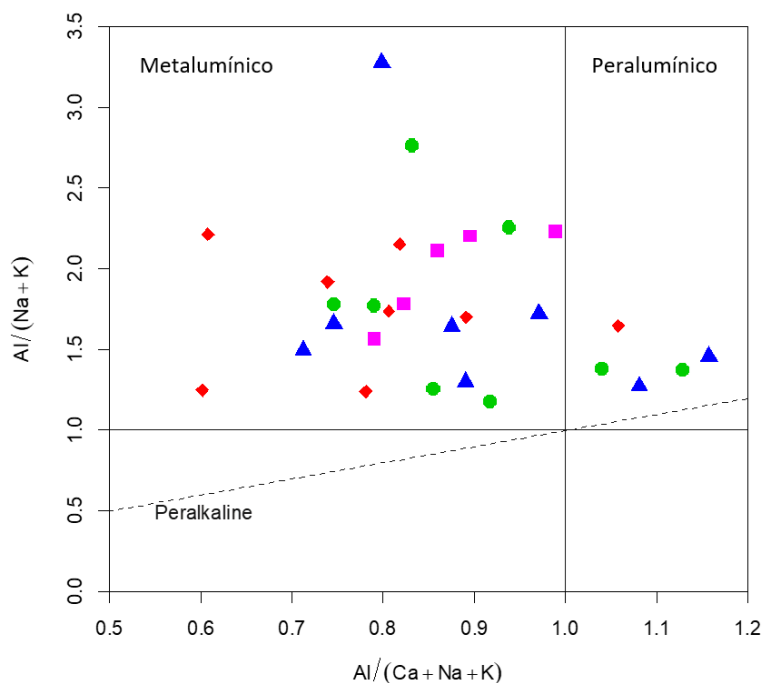
### 5.3.5 Saturación de Alúmina

En el diagrama propuesto por Shand (1943), el carácter metaluminoso o peraluminoso de las rocas, los parámetros de clasificación se basan en los óxidos mayoritarios de  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $K_2O$  y  $Na_2O$ , normalizados en concentraciones molares. Las rocas intrusivas y volcánicas, se clasifican en: - Peraluminosa:  $Al_2O_3 > CaO + Na_2O + K_2O$  - Metaluminoso:  $Na_2O + K_2O < Al_2O_3 < CaO + Na_2O + K_2O$  - Peralcalina:  $CaO + Na_2O + K_2O > Al_2O_3 < Na_2O + K_2O$  (Figura 5.47).



**Figura 5.47** Clases de saturación de alúmina. Basadas en las proporciones molares de  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$  (“A/CNK”) después Shand (1943). Se incluyen minerales comunes para cada tipo

**Fuente:** Clarke (1992).



**Figura 5.48** Diagrama de composiciones peralkalina, metalumínico y peralumínico.

**Fuente:** Modificado de Shand (1943).

Los parámetros de clasificación se basan en los óxidos mayores de  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $K_2O$  y  $Na_2O$  recalculados en concentraciones molares. La totalidad de muestras del Batolito de la costa y casi todas las muestras salvo una del Batolito de

San Nicolas son metalumínicos lo que nos indica que están subsaturadas en alúmina al contener piroxenos, biotita y hornblenda. En la Formación Río Grande el 27% son Peralumínico, mientras que el 73% son metalumínico. Así mismo el Grupo Casma, el 30% son peralumínico y el 70% son metalumínico (Figura 5.48).

El carácter peraluminoso mostrado en algunas de las rocas de la Formación Río Grande y del Grupo Casma, es debido a una afectación alteración hidrotermal o interperismo que genero la seritización de las plagioclasas o feldespatos como también por la inclusión de fragmentos líticos de estas rocas. Si las rocas analizadas tendrían una sobresaturación en alúmina por contener más minerales ricos el aluminio como cordierita, silimanita, andalucita, corindón, pertenecerían a las rocas del basamento Precámbrico del Complejo Basal de Costa, que se caracteriza por ser en algunas partes peralumínico.

### **5.3.6 Determinación del Contenido de Feo Total**

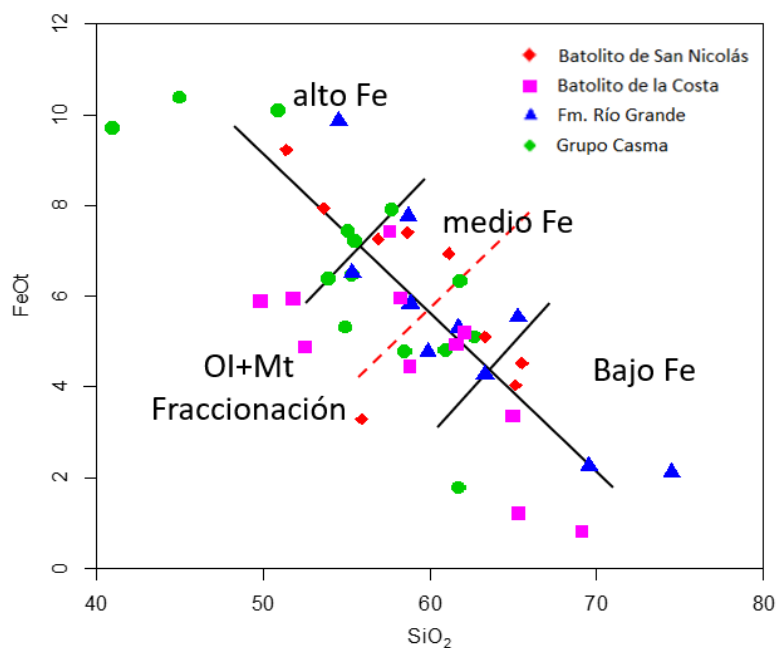
Las condiciones oxidantes en un magma original promueven la cristalización de magnetita con hierro férrico, que elimina el Fe de manera más eficiente, produciendo la tendencia calco-alcalina (Vermeesch y Pease, 2021).

En los estudios de caracterización de la geoquímica magmática interesa conocer en Hierro total de las rocas, expresado algunas veces como FeO y otras como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, esto con la intención de conocer el grado de Oxidación. El resultado de las transformaciones del Fe<sup>+3</sup> y Fe<sup>+2</sup> arrojan un notorio incremento del Fe (total).

Para realizar la transformación de uno u otro óxido nos basamos en el hecho de que los equivalentes son números proporcionales al número de cationes de cada óxido, se considera como el valor molecular de un óxido que solamente tuviera un átomo metálico (Cotrina, 2019). El cálculo de conversión:



- Obtención del factor de conversión: 1 mol  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 159.70\text{g}$  de  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow 111.70 = \text{Fe}$
- 1 mol  $\text{FeO} = 71.85\text{g}$  de  $\text{FeO} \rightarrow 55.85 = \text{Fe}$
- Si con 55.85g de Fe  $\rightarrow 71.85\text{g FeO}$  111.70 Fe  $\rightarrow 143.70\text{g FeO}$
- Si con 111.70g de Fe  $\rightarrow 159.70\text{g Fe}_2\text{O}_3$  y 143.70g de FeO
- $159.70\text{g} \times \text{Fe}_2\text{O}_3 = 143.70\text{g} \times \text{FeO}$   $1\text{g Fe}_2\text{O}_3 = 0.8998\text{g} \times \text{FeO} \rightarrow$   
 **$\text{FeOt} = (0.8998) \times \text{Fe}_2\text{O}_3$**

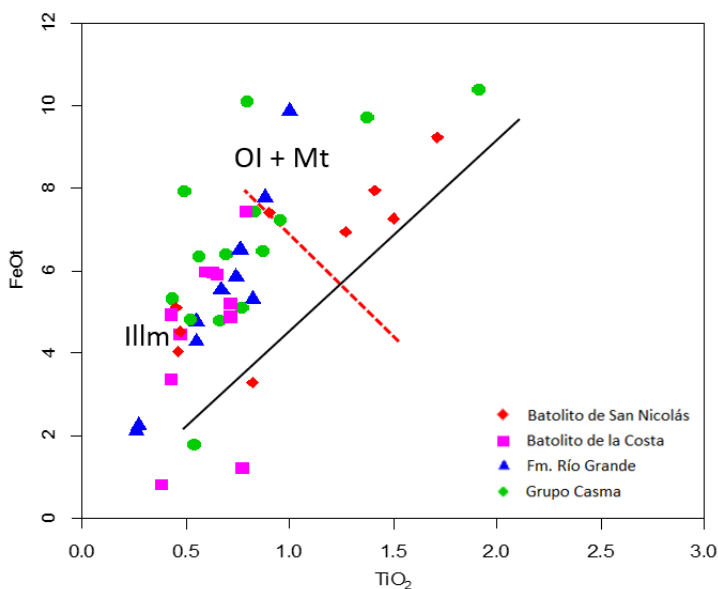


**Figura 5.49** Diagrama de  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Fe}(\text{total})$ , donde se muestra el grado de oxidación.

**Fuente:** Elaboración propia.

El contenido de  $\text{FeOt}$  es mayor a medida que el magma es más profundo, en tanto que al mayor contenido de  $\text{SiO}_2$  nos va indicar el grado de diferenciación y menor profundidad, mientras que el mayor contenido de  $\text{TiO}_2$  indica la fraccionación de olivino y magnetita. Para determinar que magma es más profundo con respecto a otro, se utilizan los diagramas de correlación binaria de  $\text{FeO tot}$  vs  $\text{SiO}_2$  (wt%) y  $\text{FeOt}$  vs  $\text{TiO}_2$  (wt%). (Anexo 04).

En el diagrama binario  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{FeOt}$  se observa a primera instancia que el contenido de Fe para el Batolito de la Costa y la Formación Río Grande es medio a bajo salvo una muestra que es alto Fe. El Grupo Casma presenta medio a alto Fe lo que sugiere la fraccionación de olivino y magnetita, mientras que el Batolito de San Nicolás se observa contenido bajo, medio y alto de Fe total (Figura 5.49).



**Figura 5.50** Diagrama de  $\text{TiO}_2$  vs  $\text{FeOt}$ , donde se muestra el grado de oxidación.

**Fuente:** Elaboración propia.

En el diagrama binario  $\text{TiO}_2$  vs  $\text{FeOt}$  se observa a primera instancia que las rocas del Batolito de la Costa presentan medio a bajos contenidos de  $\text{TiO}_2$  y medio a bajo contenido de Fe total, de igual manera la Formación Río Grande es medio a bajo contenido de Fe total salvo una muestra que es alto Fe total, lo que sugiere fraccionación de ilmenita para ambas unidades litológicas (Figura 5.50).

Con los resultados de los diagramas de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$  vs  $\text{FeOt}$  se infiere que el Grupo Casma y el Batolito de San Nicolás se observa enriquecimiento alto a medio en FeO total y es de mayor profundidad a somero. Mientras que las rocas más

someras que albergan contenidos medios a bajos de FeO total son el Batolito de la Costa y la Formación Río Grande.

### 5.3.7 Correlaciones De Pearson

La matriz de correlación utilizando el coeficiente de Pearson nos sirve para trabajar con los diagramas multivariados, haciendo posible la asociación de todos los elementos mayores o de otra índole, que permitirá efectuar los diagramas y posteriores interpretaciones.

**Tabla 5.9** Rango de valores de coeficiente de correlación de Pearson.

Coefficiente Correlación de Pearson	Criterio
1	Correlación positiva perfecta
0.8 - 1	Correlación positiva muy alta
0.6 - 0.8	Correlación positiva alta
0.4 - 0.6	Correlación positiva moderada
0.2 - 0.4	Correlación positiva baja
0 - 0.2	Correlación positiva muy baja
0	Correlación nula
(-0.2) - 0	Correlación negativa muy baja
(-0.4) - (-0.2)	Correlación negativa baja
(-0.6) - (-0.4)	Correlación negativa moderada
(-0.8) - (-0.6)	Correlación negativa alta
(-1) - (-0.8)	Correlación negativa muy alta
-1	Correlación negativa perfecta

**Fuente:** Elaboración propia.

**Tabla 5.10** Matriz de Correlaciones del Batolito de San Nicolas.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
SiO <sub>2</sub>	1									
TiO <sub>2</sub>	-0.84	1								
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.35	0.01	1							
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.66	0.84	0.09	1						
MnO	-0.53	0.79	0.14	0.71	1					
MgO	-0.97	0.83	0.29	0.55	0.52	1				
CaO	-0.96	0.81	0.20	0.57	0.39	0.96	1			
Na <sub>2</sub> O	0.13	-0.14	-0.60	-0.48	-0.15	-0.02	-0.07	1		
K <sub>2</sub> O	0.73	-0.63	0.13	-0.21	-0.37	-0.81	-0.75	-0.54	1	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-0.18	0.39	-0.002	0.44	0.75	0.13	-0.04	0.12	-0.24	1

**Fuente:** Elaboración propia.

Para el Batolito de San Nicolás analizamos las correlaciones de Pearson muy altas y altas entre los elementos mayores. Corresponde a una correlación negativa muy alta entre SiO<sub>2</sub> y el TiO<sub>2</sub>, MgO, CaO. La correlación negativa es alta entre el SiO<sub>2</sub> y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, en términos generales la correlación es negativa con respecto al SiO<sub>2</sub>, salvo la correlación positiva alta entre el SiO<sub>2</sub> y el K<sub>2</sub>O. Se correlacionan positivamente de forma muy alta entre el TiO<sub>2</sub> y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO. El MgO se correlaciona de forma muy alta positivamente con el CaO y negativamente con el K<sub>2</sub>O. Así también la correlación positiva alta es entre el Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MnO y MnO-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. La correlación negativa alta ocurre entre el TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O, CaO-K<sub>2</sub>O y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Na<sub>2</sub>O. El CaO se correlaciona negativamente alta con el K<sub>2</sub>O.

**Tabla 5.11** Matriz de Correlaciones de la Formación Río Grande.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
SiO <sub>2</sub>	1									
TiO <sub>2</sub>	-0.87	1								
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.88	0.76	1							
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.87	0.95	0.82	1						
MnO	-0.40	0.59	0.34	0.59	1					
MgO	-0.89	0.69	0.90	0.74	0.19	1				
CaO	-0.64	0.44	0.43	0.28	0.12	0.63	1			
Na <sub>2</sub> O	-0.49	0.66	0.61	0.70	0.72	0.31	-0.15	1		
K <sub>2</sub> O	0.79	-0.73	-0.83	-0.73	-0.72	-0.68	-0.45	-0.76	1	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-0.49	0.67	0.31	0.55	0.41	0.20	0.40	0.26	-0.31	1

**Fuente:** Elaboración propia.

Para la Formación Río Grande analizamos las correlaciones de Pearson muy altas y altas entre los elementos mayores. Corresponde una correlación negativa muy alta entre SiO<sub>2</sub> y TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, mientras que también se correlaciona negativamente, pero alta entre SiO<sub>2</sub> y CaO y positivamente alta entre SiO<sub>2</sub> y K<sub>2</sub>O.

La correlación es positiva muy alta entre el Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, así como la correlación positiva muy alta ocurre entre Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y MgO. El Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> presenta una correlación positiva alta con el MgO y Na<sub>2</sub>O, mientras que una correlación alta

negativa con el K<sub>2</sub>O. El TiO<sub>2</sub> presenta una correlación positiva alta con Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, Na<sub>2</sub>O y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, mientras que es negativa alta con K<sub>2</sub>O.

El MnO presenta una correlación alta positiva con el Na<sub>2</sub>O y alta negativa con el K<sub>2</sub>O. Así también, el MgO presenta una correlación positiva alta con el CaO y negativa alta con el K<sub>2</sub>O. El Na<sub>2</sub>O presenta una correlación alta negativa con el K<sub>2</sub>O.

**Tabla 5.12** Matriz de Correlaciones del Grupo Casma.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
SiO <sub>2</sub>	1									
TiO <sub>2</sub>	-0.70	1								
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.64	-0.56	1							
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.78	0.42	-0.26	1						
MnO	-0.52	0.38	-0.06	0.36	1					
MgO	-0.85	0.68	-0.61	0.70	0.33	1				
CaO	-0.59	0.49	-0.44	0.13	0.41	0.39	1			
Na <sub>2</sub> O	0.66	-0.28	0.28	-0.60	-0.44	-0.56	-0.48	1		
K <sub>2</sub> O	-0.10	0.06	0.25	0.26	0.23	-0.21	-0.16	-0.31	1	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-0.37	0.86	-0.37	0.15	0.25	0.42	0.22	-0.1	0.15	1

**Fuente:** Elaboración propia.

Para el Grupo Casma analizamos las correlaciones de Pearson muy altas y altas entre los elementos mayores.

**Tabla 5.13** Matriz de Correlaciones del Batolito de la Costa.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
SiO <sub>2</sub>	1									
TiO <sub>2</sub>	-0.43	1								
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.23	-0.15	1							
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.75	0.39	0.22	1						
MnO	-0.44	0.28	0.08	0.84	1					
MgO	-0.55	0.24	0.32	0.70	0.39	1				
CaO	-0.37	0.04	0.35	0.39	0.02	0.88	1			
Na <sub>2</sub> O	0.52	0.04	-0.13	-0.86	-0.86	-0.61	-0.35	1		
K <sub>2</sub> O	-0.30	0.40	-0.19	0.64	0.88	0.22	-0.19	-0.67	1	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-0.49	0.20	-0.21	0.67	0.76	0.34	0.19	-0.79	0.72	1

**Fuente:** Elaboración propia.

Corresponde una correlación negativa muy alta entre el SiO<sub>2</sub> y el MgO, así como también una correlación negativa alta entre el SiO<sub>2</sub> y TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Mientras que la correlación positiva alta es de SiO<sub>2</sub> con Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

El Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se correlaciona positivamente alta con el MgO y negativamente alta con Na<sub>2</sub>O. El TiO<sub>2</sub> se correlaciona positivamente muy alta con el P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y alta con el MgO. El Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se correlaciona negativamente alta con el MgO.

Para el Grupo Casma analizamos las correlaciones de Pearson muy altas y altas entre los elementos mayores. La correlación del SiO<sub>2</sub> negativa a positiva débil a moderado con los demás óxidos, destacando la correlación negativa alta con el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

El Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se correlaciona muy alta positivamente con el MnO y negativamente con el Na<sub>2</sub>O, además se el Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se correlaciona positivamente alta con el MgO, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. El MnO se correlaciona muy alta negativamente con Na<sub>2</sub>O y positivamente con K<sub>2</sub>O, mientras que MnO se correlaciona positivamente alta con el P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. El MgO se correlaciona positivamente muy alta con el CaO y negativamente alta con el Na<sub>2</sub>O. El Na<sub>2</sub>O se correlaciona negativamente alta con K<sub>2</sub>O y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, así también la correlación entre K<sub>2</sub>O y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> es positiva alta.

De las rocas magmáticas antes descritas resalta la Formación Río Grande que presenta mayor cantidad de correlaciones muy altas y altas negativas y positivas entre sus elementos mayores, seguido por el Batolito de San Nicolás.

### **5.3.8 Diagramas de Harker**

Los diagramas con eje X de SiO<sub>2</sub> y eje Y con un elemento mayor como el Na<sub>2</sub>O, CaO, K<sub>2</sub>O, FeO, MgO etc. Generalmente existen correlaciones positivas o

negativas en muestras del mismo sistema, pero con diferentes estados de diferenciación y permiten una comparación de análisis de diferentes muestras entre su contenido en SiO<sub>2</sub> versus otro. Para algunos elementos químicos, sí las muestras provienen del mismo sistema magmático deberían mostrar una correlación negativa o positiva. Sí no hay correlación visible es debido a que no provienen del mismo sistema.



**Figura 5.51** Diagramas de barra con los contenidos promedio de elementos mayores. En el Batolito de San Nicolás, Formación Río Grande, Grupo Casma y el Batolito de la Costa.

**Fuente:** Elaboración propia.

El análisis de los elementos mayores en los diagramas tipo Harker, es útil para determinar la correlación de rocas magmáticas y el fraccionamiento de los minerales de diferentes composiciones, se ve que en los diagramas de variación de tipo Harker las muestras ploteadas presentan tendencias lineales y en algunos casos con cierta curvatura.

El contenido de SiO<sub>2</sub> en el Batolito de San Nicolás varía entre 51 y 65% en peso, los valores de SiO<sub>2</sub> en la Formación Río Grande varía entre 55 y 74% en peso, los valores de SiO<sub>2</sub> en el Grupo Casma varía entre 41 y 62 % en peso. Mientras que los valores de SiO<sub>2</sub> en el Batolito de la Costa varía entre 50 y 69 % en peso (Figura 5.51).

**Tabla 5.14** Valores promedio en porcentaje de las unidades magmáticas del área en estudio.

Elementos Mayores	Batolito de San Nicolás	Formación Río Grande	Grupo Casma	Batolito de la Costa
SiO <sub>2</sub>	59.04	62.14	54.76	59.23
TiO <sub>2</sub>	1.00	0.65	0.80	0.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.77	15.26	15.67	15.49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.89	6.03	8.05	5.06
MnO	0.17	0.15	0.12	0.11
MgO	2.94	2.59	4.17	2.23
CaO	5.93	4.17	4.68	5.62
Na <sub>2</sub> O	3.64	4.26	4.29	3.98
K <sub>2</sub> O	2.48	2.23	1.95	1.75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.21	0.18	0.16

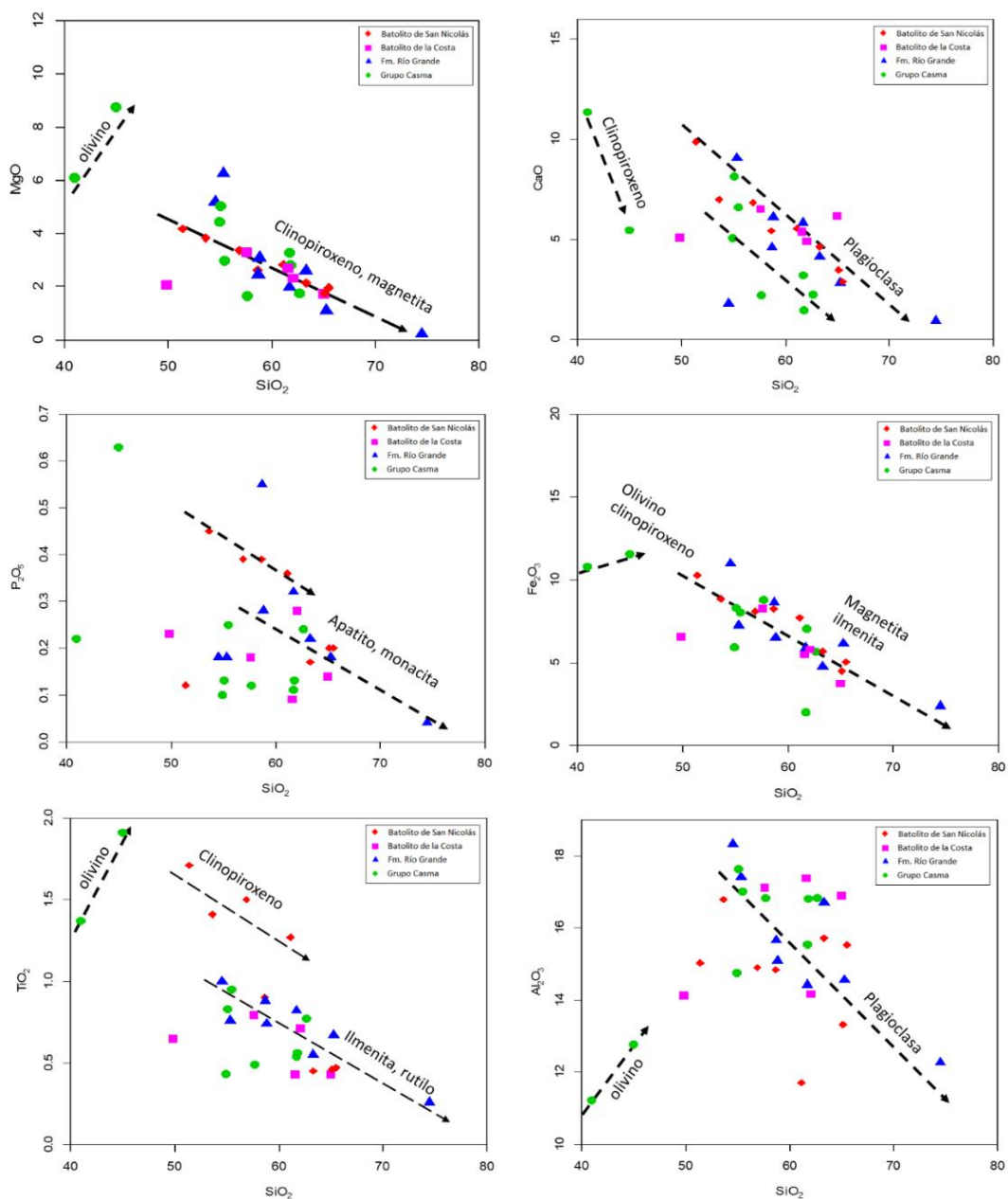
**Fuente:** Elaboración propia.

El predominio en promedio de SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> corresponde respectivamente a la Formación Río Grande, Batolito de San Nicolás, Grupo Casma, Grupo Casma, Batolito de San Nicolás, Grupo Casma, Batolito de San Nicolás, Grupo Casma, Batolito de San Nicolás y Batolito de San Nicolás.

El diagrama MgO vs SiO<sub>2</sub> (Figura 5.52) presenta una correlación negativa en las cuatro unidades magmáticas, disminuye el TiO<sub>2</sub> con el aumento de SiO<sub>2</sub>, con el aumento de la diferenciación magmática, el magnesio junto con el hierro ferroso, es el catión más importante que se incorpora a los minerales máficos durante el estadio principal de la cristalización. El MgO llega a formar parte de los minerales máficos tales como el olivino y el piroxeno en las primeras etapas de la cristalización



fraccionada, en tanto que en la fase final de fraccionación está la plagioclasa. Resalta el alto contenido de MgO en el Grupo Casma que en promedio es 4.17 wt% e indica una asimilación profunda de este componente y una asimilación somera para las demás unidades magmáticas, no tan profundas.



**Figura 5.52** Diagrama de Harker.

**Fuente:** Elaboración propia.

El diagrama CaO vs SiO<sub>2</sub> presenta una correlación negativa presente en las cuatro unidades magmáticas, el CaO disminuye con el aumento de SiO<sub>2</sub>. La disminución progresiva de CaO se da porque se incorpora a la estructura mineralógica en el proceso de fraccionación, así como en los clinopiroxenos y plagioclasa cálcica, esto sucede en las primeras etapas de cristalización. El Batolito de San Nicolás presenta los mayores valores de CaO en comparación a las demás unidades magmáticas.

En general todas las unidades magmáticas se encuentran en las primeras etapas de fraccionación del clinopiroxeno, para luego pasar con la fraccionación de clinopiroxeno y plagioclasa, llegando a formar parte de la estructura mineralógica.

El diagrama P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> vs SiO<sub>2</sub> presenta una correlación negativa presente en las cuatro unidades magmáticas, el P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> disminuye con el aumento de SiO<sub>2</sub>. La disminución progresiva de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> se da porque se incorpora a la estructura mineralógica del apatito o monacita, el P en el proceso de Fraccionación. El Batolito de San Nicolás presenta mayor valor de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, seguido de las tres unidades magmáticas restantes.

El diagrama Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs SiO<sub>2</sub> presenta una correlación negativa presente en las cuatro unidades magmáticas, el Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> disminuye con el aumento de SiO<sub>2</sub>. La disminución progresiva de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se da porque se incorpora a la estructura mineralógica de magnetita, ilmenita, etc, en el proceso de Fraccionación inicial el Grupo Casma afecta al olivino y el clinopiroxeno. El Grupo Casma presenta mayor valor de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, seguido de las tres unidades magmáticas restantes.

El diagrama TiO<sub>2</sub> vs SiO<sub>2</sub> presenta una correlación negativa presente en las cuatro unidades magmáticas, disminuye el TiO<sub>2</sub> con el aumento de SiO<sub>2</sub>, con el

aumento de la diferenciación magmática, debido a que Ti es introducido en la estructura de minerales como el piroxeno, esfena, ilmenita.

Las rocas máficas están enriquecidas en  $TiO_2$  y las rocas intermedias a ácidas estarían empobrecidas en este componente ya que son las más diferenciadas. Los mayores valores de  $TiO_2$  se aprecian en el Batolito de San Nicolás y en la Formación Río Grande.

El diagrama  $Al_2O_3$  vs  $SiO_2$  presenta una correlación negativa presente en la Formación Río Grande y una correlación positiva con el Grupo Casma. Para la Formación Río Grande se ubica con la Plagioclasa que entra en proceso de mezcla de esa forma este mineral es incluido en su estructura mineralógica. En las primeras etapas de cristalización el  $Al_2O_3$  no es considerado en los primeros minerales que se forman.

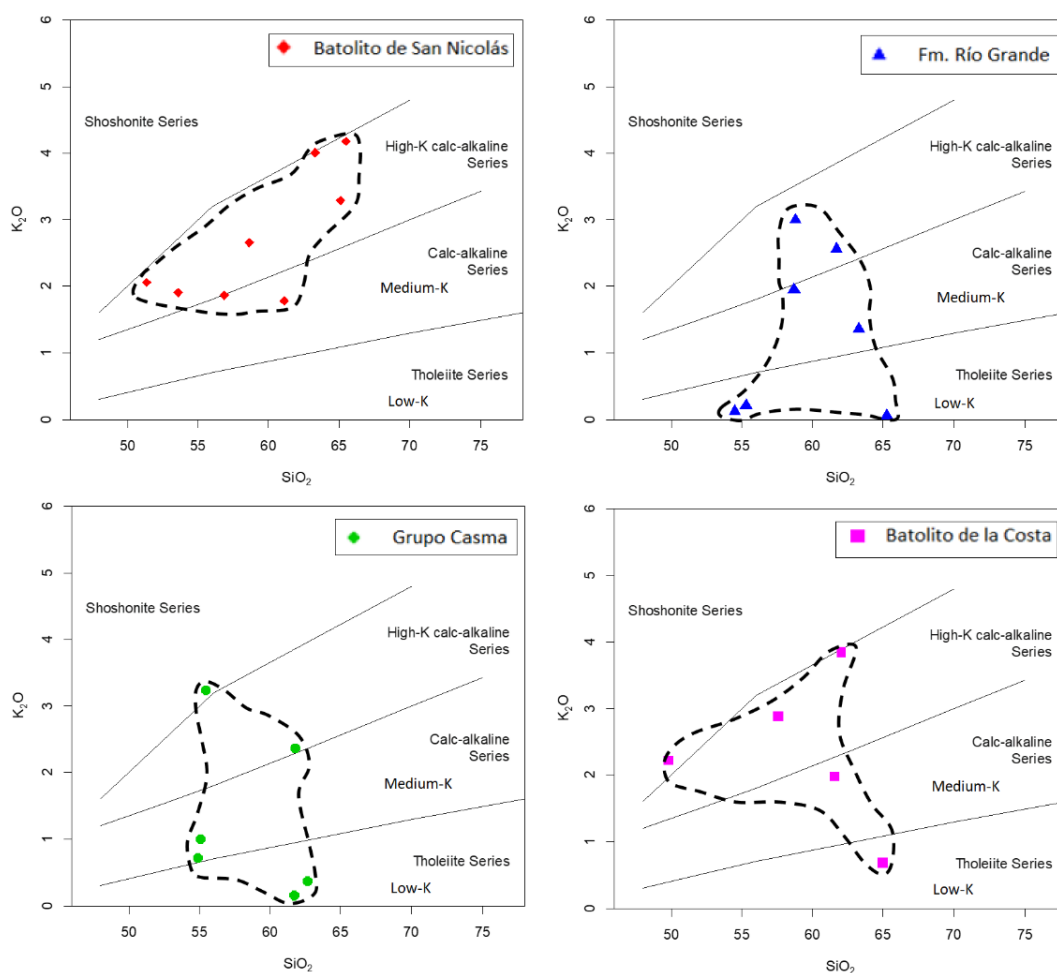
La correlación positiva para el Grupo Casma indica que ocurre el proceso de fraccionación del clinopiroxeno y plagioclasa. No hay buena correlación para el Batolito de San Nicolás y de la Costa. El Grupo Casma presenta el mayor valor promedio de  $Al_2O_3$  en comparación a las demás unidades magmáticas.

### **5.3.9 Clasificación del Ambiente y Series Magmáticas**

Se utiliza el diagrama propuesto por Peccerillo & Taylor (1976) para distinguir varias series de rocas magmáticas toleíticas, calcoalcalinas y shoshoníticas, según el contenido de  $SiO_2$  y  $K_2O$  (Figura 5.53).

El incremento de  $K_2O$  respecto a la  $SiO_2$  indica el fraccionamiento de plagioclasa y la formación de feldespato potásico en las diferentes unidades volcánicas.

Las rocas pertenecientes al Batolito de San Nicolás se caracterizan por pertenecer a la serie calco alcalina de alto K. La formación Río Grande predomina la serie calco alcalina medio-alto K, y restringidamente una serie toleítica de bajo K. El Grupo Casma predomina la serie calco alcalina medio-alto K, y restringidamente una serie toleítica de bajo K.



**Figura 5.53** Diagrama SiO<sub>2</sub> vs K<sub>2</sub>O para distinguir rocas de series toleíticas, calco-alcalina y shoshoníticas.

**Fuente:** Modificado de Peccerillo & Taylor (1976).

El Batolito de la Costa predomina la serie calco alcalina medio-alto K, y restringidamente una serie toleítica de bajo K. Todas las muestras presentan como

características habituales ser de la serie calco-alkalina con contenidos medio a altos en K.

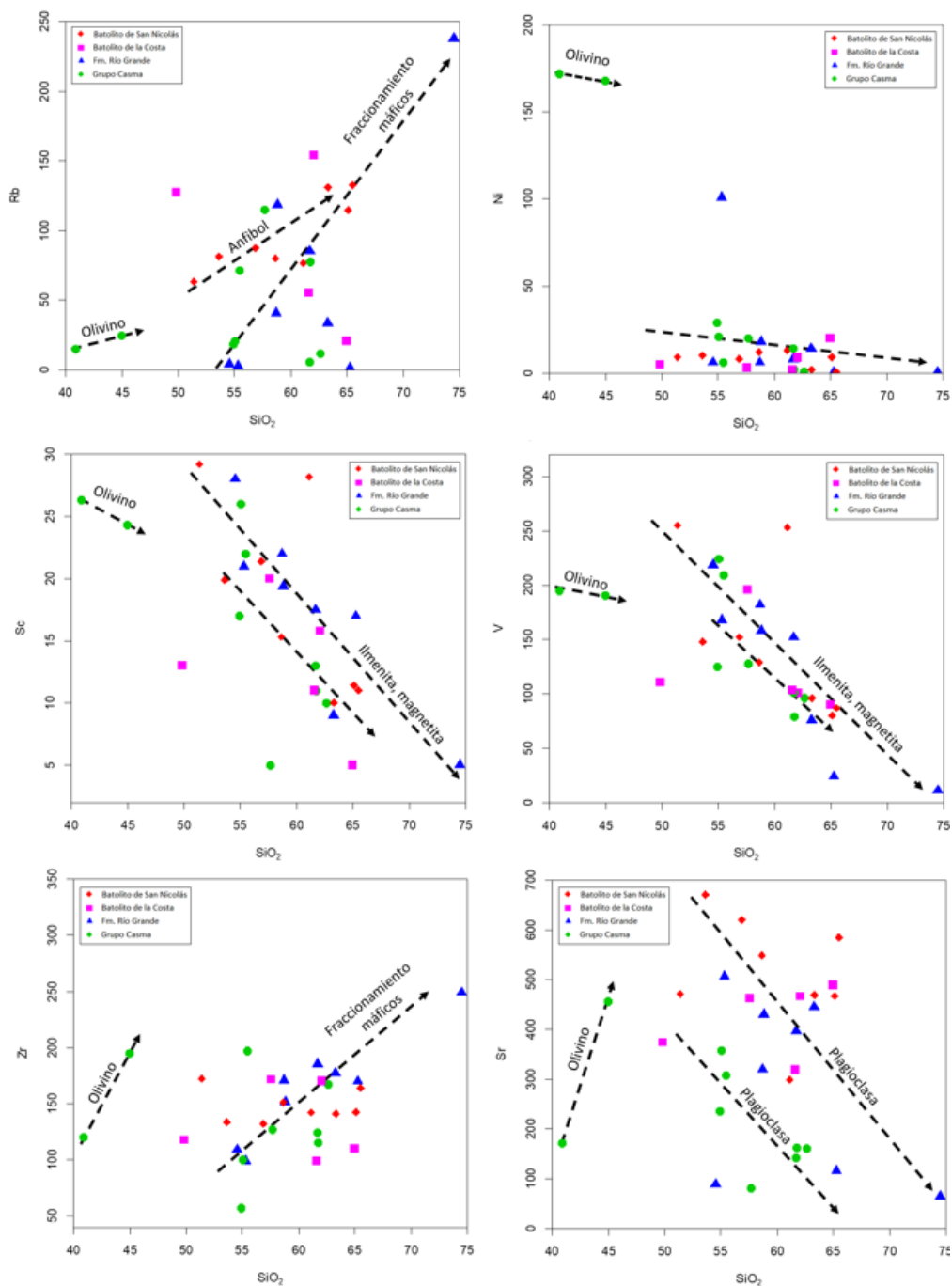
### 5.3.10 Elementos Trazas

Los elementos trazas son aquellos que se encuentran en concentraciones muy bajas en las rocas comunes (normalmente  $< 0,1$  % en peso). A diferencia de los elementos mayores, los elementos trazas tienden a concentrarse en menos minerales y, por lo tanto, son más útiles para formular modelos para la diferenciación magmática y, en algunos casos, para predecir la fuente de un magma en particular.

Los elementos considerados trazas son: Rb, Ba, Pb, Sr, La-Lu, Th, U, Y, Zr, Hf, Ta, Cu, Co, Ni, Sc, V y Cr. Las Tierras Raras (REE) son considerados en los elementos traza y son: La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. Es así que, la concentración de los elementos traza variará según el tipo de roca; mientras que Ni y Cr muestran concentraciones más altas en rocas máficas y ultramáficas, Zr y Rb están más concentrados en rocas ácidas respectivamente.

La mayoría de los elementos traza formaron tendencias bien definidas en diagramas de variación, consistentes con las principales variaciones de los elementos. El Rb, como elemento traza incompatible, aumentó con el aumento  $\text{SiO}_2$  (Figura 5.54).

Por el contrario, el Ni, Sc y V disminuyeron bruscamente para las rocas basálticas, pero mostraron poca disminución en las rocas intermedias a félsicas y similares, disminuyeron linealmente del intermedio a las rocas félsicas con el aumento de  $\text{SiO}_2$ . El Sr aumentó en el rango basáltico, y luego disminuyó de las composiciones intermedias a félsicas.



**Figura 5.54** Diagramas de Elementos Trazas vs SiO<sub>2</sub>.

**Fuente:** Elaboración propia.

El Zr muestra diferente variación que los otros elementos traza. El Rb y el Sr se correlacionó positivamente con SiO<sub>2</sub> para la mayoría de las muestras que inician desde composiciones basálticas a félsicas.

### 5.3.11 Geoquímica de Elementos de Tierras Raras (REE)

Según la Unión Internacional de Química Pura y Aplicada (IUPAC) REE son un grupo de 17 elementos con un comportamiento geoquímico similar que comprenden los lantánidos, el itrio (Y) y el escandio (Sc). La mayoría de los científicos de la tierra, sin embargo, tradicionalmente excluyen Sc e Y, y agrupan REE en LREE (La-Eu) y HREE (Gd-Lu), cabe indicar que el Pm no se encuentra en la naturaleza.

La abundancia de REE en la corteza superior resulta sumando los valores de cada elemento LREE + HREE, con lo cual da un valor de 148.34 ppm, que es un valor referencial que se utilizó para el área en estudio, en el cual no incluimos el Y y Sc.

**Tabla 5.15** Descripción y abundancia de REE en la corteza.

Rare Earth Element	Symbol	Oxide	Abundance in the upper crust (ppm)
Lanthanum	La	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31
Cerium	Ce	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	63
Praseodymium	Pr	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.1
Neodymium	Nd	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27
Promethium	Pm	*	*
Samarium	Sm	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.7
Europium	Eu	Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.0
Gadolinium	Gd	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.0
Terbium	Tb	Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.7
Dysprosium	Dy	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.9
Holmium	Ho	Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.83
Erbium	Er	Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.3
Thulium	Tm	Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.30
Ytterbium	Yb	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.2
Lutetium	Lu	Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.31

**Fuente:** McLemore, V. (2012).

Las tierras raras se presentan en diagramas normalizados al condrito, ayudan a identificar la participación de determinadas fases minerales durante el fraccionamiento de los magmas. Los valores normalizados se ordenan por orden creciente de números atómicos.

Esto equivale a una ordenación por grado decreciente de incompatibilidad para los fundidos generados en el manto (los elementos más incompatibles se encuentran del lado izquierdo y los menos incompatibles del lado derecho). Los datos procesados para los siguientes diagramas han sido normalizados al Condrito de Nakamura (1974).

**Tabla 5.16** Elementos de Tierras Raras del área en estudio.

Código	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	REM_(ppm)
PT-001	21.40	42.10	4.62	18.60	3.55	1.03	3.13	0.58	3.27	0.59	1.85	0.27	1.63	0.24	102.86
PT-002	10.50	23.80	2.96	13.20	3.17	1.08	3.51	0.65	3.72	0.73	2.31	0.34	2.01	0.32	68.30
PT-003	49.30	99.40	10.10	37.80	6.46	1.12	5.54	0.99	5.26	1.00	3.12	0.50	3.04	0.49	224.12
PT-004	12.00	28.10	2.91	12.40	2.55	0.76	2.22	0.34	2.03	0.33	0.96	0.13	0.96	0.14	65.83
PT-006	9.70	21.50	2.91	14.30	3.87	0.91	5.02	0.99	6.48	1.47	4.60	0.73	4.54	0.78	77.80
PT-007	26.50	55.80	6.22	25.10	5.54	1.28	5.23	0.93	5.19	1.02	3.01	0.41	2.77	0.40	139.40
PT-008	8.70	18.60	2.31	10.70	2.90	0.85	3.88	0.70	4.36	0.89	2.79	0.42	2.72	0.44	60.26
PT-009	29.20	60.80	7.20	30.10	6.51	1.49	6.01	0.93	5.52	1.05	3.20	0.48	2.90	0.46	155.85
PT-011	33.70	62.30	6.40	22.90	4.22	0.98	3.57	0.62	3.35	0.66	2.15	0.29	1.96	0.29	143.39
PT-012	12.30	26.40	3.15	13.80	3.03	0.92	3.12	0.49	3.03	0.63	1.81	0.27	1.56	0.24	70.75
PT-013	9.20	20.80	2.71	12.70	3.01	0.98	3.57	0.67	4.20	0.83	2.47	0.32	2.15	0.35	63.96
PT-014	36.60	77.70	8.87	32.80	6.26	1.04	4.91	0.72	4.47	0.88	2.61	0.41	2.74	0.43	180.44
PT-015	10.70	20.10	2.31	9.30	1.86	0.66	2.29	0.36	2.33	0.45	1.30	0.21	1.39	0.25	53.51
PT-016	49.60	94.20	9.86	36.30	6.61	1.48	5.10	0.77	4.29	0.84	2.63	0.41	2.47	0.35	214.91
30n-RMT-004	12.85	26.60	3.25	12.45	2.42	1.01	2.65	0.44	2.62	0.56	1.48	0.28	1.85	0.24	68.70
31n-RMT-026	42.00	63.90	6.51	22.90	3.58	1.46	3.43	0.52	3.35	0.72	1.86	0.26	2.36	0.28	153.13
GR1-12-165	6.81	17.87	1.94	7.91	1.72	0.54	1.55	0.26	1.64	0.33	0.99	0.13	0.96	0.15	42.80
GR1-12-23	28.44	58.04	6.98	29.12	6.00	0.90	4.99	0.20	4.22	0.37	2.21	0.25	2.10	0.19	144.01
GR1-12-78	16.75	33.17	4.00	15.72	3.26	0.99	3.43	0.57	3.27	0.60	1.81	0.30	1.60	0.33	85.80
GR18-13-01	23.40	50.50	6.33	25.50	5.30	1.52	5.13	0.73	4.14	0.81	2.59	0.39	2.40	0.39	129.13
GR18-13-130	24.70	53.90	6.83	27.70	5.70	1.54	5.75	0.83	5.01	0.96	2.98	0.47	2.90	0.45	139.72
GR18-13-151	20.80	48.90	6.61	30.10	6.40	2.34	6.65	0.90	5.04	0.94	2.70	0.38	2.40	0.36	134.52
GR18-13-151D	20.90	49.10	6.63	30.40	6.40	2.41	6.57	0.89	5.12	0.95	2.72	0.40	2.30	0.37	135.16
GR18-13-163	30.90	64.90	7.53	29.70	5.80	2.33	5.45	0.75	4.32	0.81	2.44	0.35	2.30	0.35	157.93
GR18-13-183	31.50	60.70	6.39	23.00	4.20	1.54	3.95	0.53	3.08	0.60	1.92	0.29	1.90	0.29	139.89
GR18-13-77	16.20	36.60	4.77	21.30	4.40	1.87	4.57	0.57	3.06	0.58	1.68	0.21	1.40	0.22	97.43
GR18-13-89	26.30	55.30	6.59	26.70	5.10	1.69	4.74	0.64	3.69	0.66	2.11	0.30	1.80	0.31	135.93
GR18-13-98	14.60	34.50	4.78	22.00	5.40	1.43	5.75	0.87	5.31	1.10	3.27	0.49	3.20	0.50	103.20
GR6-0945	25.70	50.30	6.30	31.30	5.20	1.48	4.60	0.70	3.35	0.63	1.57	0.20	1.30	0.19	132.82
GR6-0946	11.10	25.80	3.37	15.50	3.10	0.96	3.47	0.54	2.94	0.60	1.39	0.21	1.20	0.18	70.36

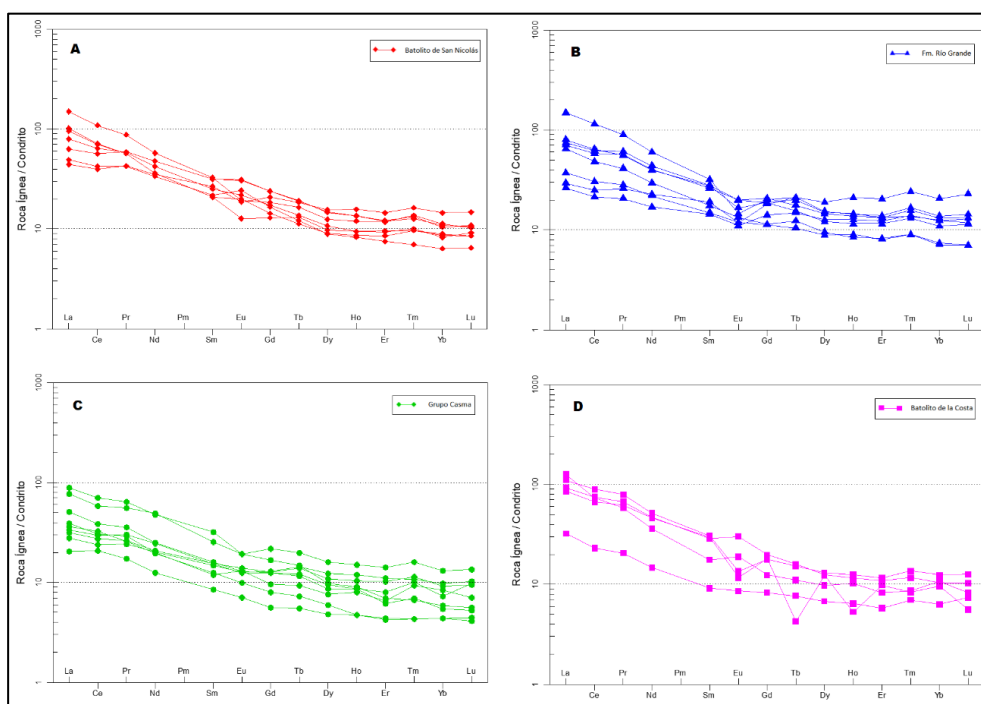
**Fuente:** Datos tomados de GEOCATMIN (2022).

La presencia de fluidos magmáticos-hidrotermales empobrecen la presencia de minerales con REE, donde las rocas alteradas presentan menores concentraciones de tierras raras que la roca caja (Schneider,1988). Las tierras raras del Grupo Casma presentan las menores concentraciones con respecto a las otras unidades magmática.

La anomalía de un elemento de tierras raras en geoquímica, es el fenómeno por el cual la concentración de un elemento se agota o se enriquece en una roca en



relación con los otros elementos de tierras raras (REE). Se dice que una anomalía es negativa si el elemento analizado se agota en relación con las otras REE y se dice que es positiva si se enriquece en relación con las otras REE.



**Figura 5.55** Diagramas de Tierras raras normalizadas al Condrito para las cuatro unidades magmáticas.

**Fuente:** Modificado de Nakamura 1974.

En la Formación Río Grande y Grupo Casma presentan una ligera y constante anomalía negativa en Eu, la cual se interpreta como la relación con la evolución de los fundidos magmáticos, donde hay nucleación previa de plagioclasa, que por cristalización fraccionada dieron lugar a las variedades composicionales de las lavas andesitas (Figura 5.55).

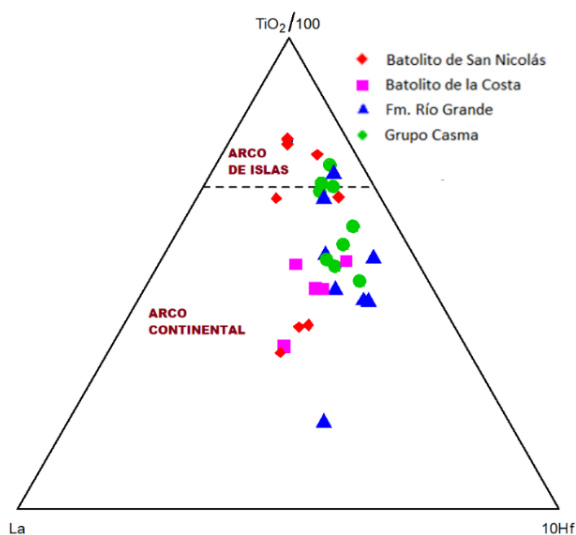
En el Batolito de la Costa presenta una anomalía negativa parcial en algunas rocas en Eu, Tb y Ho a causa de alteración asociado a hidrotermalismo de baja temperatura y débil. El Batolito de San Nicolás presenta una puntual anomalía negativa de Eu asociado a lo anterior comentado en este párrafo.

Se utilizaron 14 elementos de Tierras Raras para realizar los diagramas normalizados al condrito presentan líneas de concentración son casi paralelas y mantienen la misma signatura, es así que, la suma por muestras de los REE están en el rango 42.8 a 224.1 ppm.

### 5.3.12 Ambiente Magmático

Es necesario establecer el carácter evolutivo del arco jurásico (arco de islas o arco continental) en el contexto regional y, para ello, se ha empleado el diagrama discriminante tectono-magmático de Müller y Grooves (1997):

Se observa una transición entre arco de islas hacia arco continental principalmente en el Batolito de San Nicolás, Formación Río Grande y el Grupo Casma. Mientras que el Batolito de la Costa es predominantemente continental (Figura 5.56).



**Figura 5.56** Diagrama discriminante tectono-magmático La-Hf\*10-TiO<sub>2</sub>/100 entre arco continental y arco de islas.

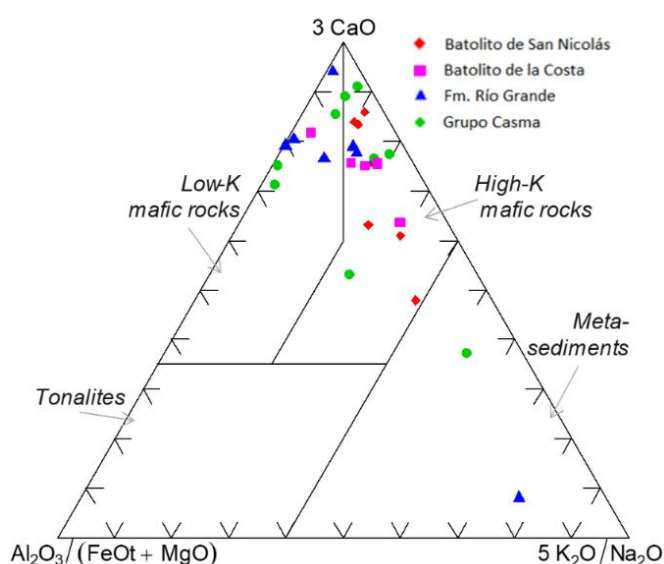
**Fuente:** Modificado de Muller y Grooves (1997).

Según Muenow et al. (1990) las lavas de arco oceánico tardío son comúnmente más enriquecidas en volátiles respecto a otros basaltos, lo cual es favorable para la mineralización. Estos resultados abogan por una tectónica de subducción de placas.

### 5.3.13 Fuente de Origen de los Magmas

Los diferentes campos representan las composiciones de las fusiones derivadas de una variedad de fuentes potenciales (tonalitas, metasedimentos y rocas máficas de bajo y alto K), determinadas por las composiciones de elementos principales de fusiones parciales en estudios experimentales.

En el caso del Batolito de San Nicolás provienen de fundidos predominantemente de alto K, de igual manera el Batolito de la Costa. Mientras que el magmatismo de la Formación Río Grande y el Grupo Casma provienen de rocas máficas de bajo y alto K. Solo una muestra de ambas unidades magmáticas últimas corresponde a un origen de metasedimentos (Figura 5.57).



**Figura 5.57** Fuente de origen de los magmas.  
**Fuente:** Modificado de Laurent et al. (2014).

## **5.4 MINERALIZACIÓN IOCG Y ASOCIADOS**

La mineralización en el área en estudio se presenta en varios épocas y pulsos magmáticos hidrotermales que generan alteración y deposición de la carga metálica de Fe, Cu, Au, Mo, REE, V, Co, U, etc., que aprovecha las fallas principales para su deposición. Es preciso tener claridad en la geocronología del magmatismo como de la mineralización que, si bien ocurre en un punto geográfico en específico, esto se correlaciona con otras áreas favorables con características geológicas del tipo IOCG.

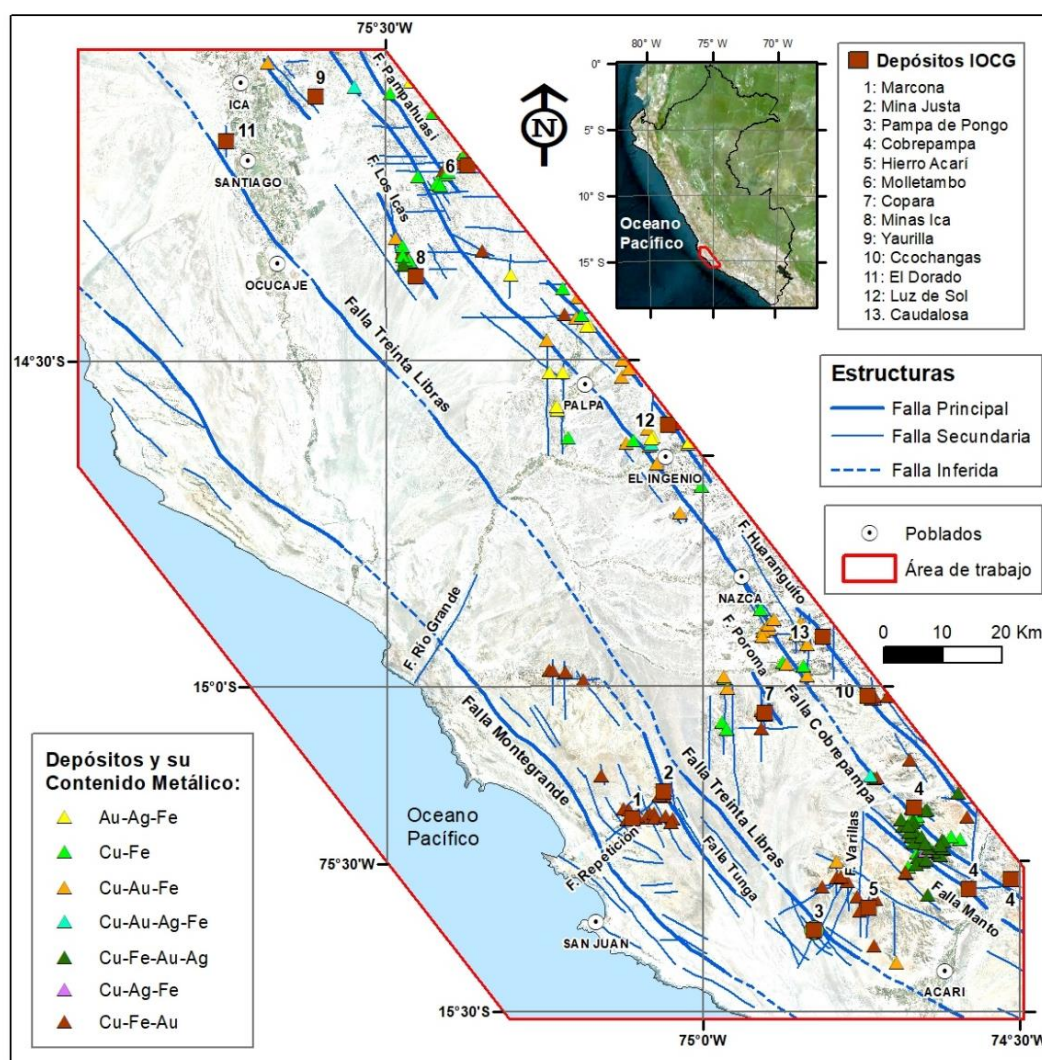
Así también es importante conocer la geología del magmatismo, tener identificado las fallas principales y secundarias de tal forma de hallar una relación con los depósitos minerales tipo minas o proyectos. Para lograr este cometido se hallaron asociaciones anómalas representado con polígonos y se superpuso con las fallas y el tipo de magmatismo, este ejercicio sugiere implícitamente zonas favorables para la exploración minera.

### **5.4.1 Estructuras de Control de Mineralización**

Las principales estructuras a este nivel de trabajo regional son las fallas principales y secundarias que controlan la mineralización en el área en estudio. La metodología a seguido con la compilación de las diversas fallas en boletines del INGEMMET a escala 1:100 000 y 1: 50:000, publicaciones científicas, tesis, así como mediciones de campo a pequeña escala. La modelización de las fallas ha sido completada con el análisis de imágenes satelitales Landsat del tipo Anaglifo y Aster en banda 3.

La falla Treinta Libras (Caldas, 1978) es la falla principal en la región (Figura 5.58), su actividad ha sido pre jurásico y presenta al menos dos pulsos conocidos: un transcurrente dextral temprano movimiento seguido de un desplazamiento normal

posterior, en la cual la falla a controlado la actividad intrusiva y volcánica en el área durante el Jurásico inferior al Cretácico y su actividad fue evidenciada como un ríft el cual marca la rotura de la corteza continental (Injoque, 2002).



**Figura 5.58** Principales estructuras y los depósitos minerales asociados.  
**Fuente:** Datos de las muestras tomados de GEOCATMIN (2022).

Continuando esta falla al sur, delimita la mineralización en Pampa de Pongo, mediante graben y horts que localmente en Calvo et al., (2013) le llaman falla Este y Oeste. Esta falla está delimitando el magmatismo en su borde oriental que se emplazó desde el Jurásico medio a superior entre el Aaleniano al Titiánico.

El sistema de fallas Repetición de dirección NE coetáneas y anterior a la deposición de los cuerpos de magnetitas de múltiples etapas controlan la mineralización del distrito de Marcona, esta falla tendría relación con la falla Treinta Libras habiendo estado activa en el Jurásico Medio, así también este sistema NE controla la mineralización en Mina Justa (Chen, 2010).

La falla Tunga que se expone bien en el distrito de Marcona presenta características de falla normal, es paralela a la falla Treinta Libras y del tipo dextral. Se extiende por el noreste hasta las cercanías de Pisco, limitando la depresión preandina de la Cordillera de la Costa, donde la depresión se ha hundido a manera de un graben y la cordillera se comportó como un horst activo entre el Mioceno Superior al Plioceno Inferior (Caldas, 1978). Es posible que haya estado activa en el Cretácico delimitando la mineralización de Mina Justa a manera de bloque levantado como Horts.

La falla Montegrande es una falla paralela a la falla Treinta Libras de dirección NO-SE ha controlado el emplazamiento del Batolito de San Nicolás, al sur toma el nombre de Lechuza y es normal sinistral. Recientemente a controlado la sedimentación de la Formación Pisco, se expone cercano al litoral en la zona en estudio, estando activa controlando la sedimentación de la Formación Pisco y asociados.

La falla Río Grande es una falla sinextral del tipo normal se ubica en la quebrada donde discurre el río Grande. La falla es de rumbo NE-SO, que corto a todas las estructuras andinas y desplazo el Mesozoico al Oeste en el Bloque Norte de la región (Salazar, 2003).

La falla Cobrepampa es una falla cortical muy importante de dirección NO-SE normal del tipo dextral, de alto ángulo a variable que controla la mineralización de Fe-Cu-Au coetánea y posterior a la mineralización del cretáceo inferior a superior, especialmente en el Albiano, principalmente vetiforme en el margen occidental de los andes.

En la localidad de Acarí, en la zona de Cobrepampa se emplaza en el Batolito de la Costa en monzogranitos, próximo al sur de Nazca se emplaza en granodioritas del Batolito de la Costa y en lavas andesitas del Grupo Casma, en la localidad de Palpa afecto principalmente al Grupo Casma, mientras que en la cercanía oriental de Ica controla el emplazamiento del Batolito de la Costa en concordancia al grupo Casma. Esta falla a estado activa desde el Aptiano lo cual favoreció el magmatismo regional del Grupo Casma y emplazamiento del Batolito de la Costa.

La falla Varillas es una falla NS de alto ángulo que controla la mineralización en las cercanías de Hierro Acarí (Dunin, 1970), que se ha formado entre la falla Treinta Libras y la falla Manto ambas de dirección NO-SE que en sus movimientos generaron aperturas NS que luego fueron rellenadas por vetas de magnetitas en una caja de gabrodioritas a dioritas las cuales son las fases tempranas del Batolito de la Costa.

La falla Los Icas en una falla importante NO-SE que controla la mineralización vetiforme tipo IOCG, siendo posible que sea la continuidad de la Falla Poroma y Manto. Este último sistema está delimitando el magmatismo del Grupo Casma en su límite occidental, lo que ha permitido que se cree un supergraben que ha sido rellenado por los sedimentos de la Formación Pisco y el Cuaternario reciente.

Las cuencas frontales y de intra-arco, limitadas por fallas del Mesozoico, fueron rellenadas por gruesas secuencias volcanoclásticas en la cual, la subsidencia de la plataforma del arco relativamente empinada, fue controlada por un fallamiento activo paralelo al arco y la proximidad al conducto proximal de las rocas volcánicas; es así que el levantamiento en el arco está asociado con el engrosamiento cortical y los efectos termales y físicos de la ascensión del magma (León et al., 2008).

Estas fallas del Mesozoico han sido descritas líneas arriba en forma general y enfocadas en el magmatismo, debido a que no es objetivo principal el detalle tectónico en este estudio, sin embargo, si es importante delimitar los conductos principales y secundarios de transportan la carga metálica para generar depósitos IOCG en el área en estudio. Debido a que ya se cuenta con la arquitectura estructural se relacionó con la mineralización para sus respectivas interpretaciones.

Se han reunido 202 depósitos (descargados de la web del GEOCATMIN) con contenido metálico de Cu (Au, Ag) y Fe en magnetita o hematita y se relacionó espacialmente con las fallas en el área en estudio (Figura 5.58).

#### **5.4 2 Geocronología**

Se tomo los datos de dataciones radiométricas de los siguientes autores Wilson (1975), Aguirre (1988), Vidal et al. (1990), Chara (2000), Chen (2008), CGS & INGEMMET (2014) y CGS & INGEMMET (2018), enfocándose en las unidades magmáticas presentes en el área en estudio, Batolito de San Nicolás, Formación Río Grande, Grupo Casma y el Batolito de la Costa (Anexo 05).

Los materiales utilizados para las dataciones son minerales primarios de roca por ejemplo plagioclasa, biotita, zircón, etc., como también el método de roca total, con el fin de tener una edad de la roca analizada en un punto geográfico. Así también



se utilizaron como materiales a los minerales de alteración como actinolita, flogopita, cummingtonita, etc., coetáneos o comagmáticos de la mineralización de magnetita que se concentró los depósitos de Marcona y de Mina Justa, motivo por el cual denominamos alteración Marcona y Mina Justa. Estos minerales de alteración estarían brindando edades aproximadas estimadas de la mineralización en dichos depósitos, esto en función a la secuencia paragenética.

El magmatismo Paleozoico, es representado por el Batolito de San Nicolas (Atchley, 1956), el cual fue datado por primera vez por Wilson (1975) a 21 km al sur de Marcona reportando edades silúricas K-Ar, entre 421-442 Ma. Posteriormente Mukasa y Henry (1990) realiza un muestreo del batolito entre Pisco y Marcona obteniendo edades silúricas-devónicas U-Pb en zircones en dos eventos 425 Ma y 388-394 Ma.

Aunque Loewy (2004) en el muestreo de zircones vía U-Pb de un granito de grano fino sin deformar con abundante feldespato parcialmente reabsorbido y xenocristales de cuarzo en San Juan el cual corta a los gneises del Complejo Basal de la Costa y las tillitas de la Formación Chiquerío, arroja un rango de edad entre 440 a 468, por lo que representaría una edad del Ordovícico para el Batolito de San Nicolas.

Similarmente dataciones radiométricas por K-Ar y Rb/Sr del Batolito de San Nicolás brindan una edad promedio de 430 Ma (Wilson en Ries, 1976; Caldas, 1979). Este batolito está compuesto principalmente por granitos, monzogranitos y granodioritas, intruye al macizo de Arequipa (Mukasa y Henry, 1990) y a la Formación Marcona (Caldas, 1978, Loewy et al. 2004) desarrollando metasomatismo de contacto (Caldas, 1978).

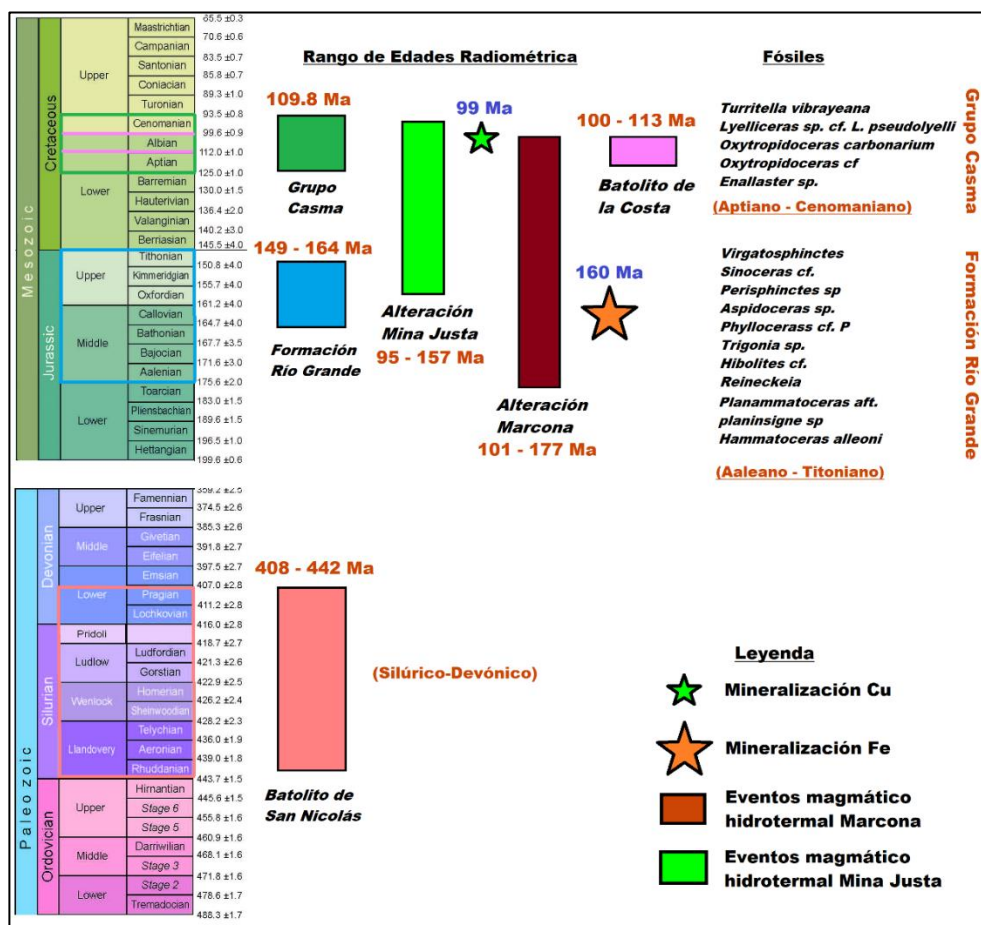
El estudio geocronológico en el distrito minero de Marcona muestra que los ensambles de alteración y mineralización datados en minerales de alteración revelan una historia de procesos magmáticos e hidrotermales se extienden entre 177 a 95 Ma donde los eventos de mineralización rica en metales fueron precedidos y separados por episodios con alteración y mineralización estéril (Chen et al., 2010).

Los rangos de actividad magmático hidrotermal en la Mina Marcona esta entre 101 a 177 Ma del Toarciano al Albiano, mientras que para Mina Justa entre 95 a 157 Ma, del Oxfordiano al Cenomaniano. En ambos rangos de edades existieron varios pulsos de mineralización asociados al magmatismo del Río Grande y de Casma.

El rango de edades en función a los fósiles tomados por Ruegg (1956), Caldas (1978), Fernández (1993), fue asignado para la Formación Río Grande entre el Aaleniano al Titoniano, del Jurásico medio al superior. Mientras que, para el Grupo Casma entre el Aptiano al Cenomaniano, del Cretácico inferior a la transición del Cretácico superior.

En función a los datos presentados se indica que el rango de edad posible para el Batolito de San Nicolás es Silúrico-Devónico (408-442 Ma) siendo posible el Ordovícico. El rango de edad para la Formación Río Grande es del Aaleniano-Titoniano (145.4-175.6 Ma).

El Grupo Casma es Aptiano-Cenomaniano (93.5-125 Ma) y las edades halladas del Batolito de la Costa es Aptiano-Albiano (100-113 Ma). El rango de edades de la formación de minerales de alteración en los múltiples pulsos magmático-hidrotermal para Marcona es 101-177 Ma y para Mina Justa es 95-157 Ma (Figura 5.59).



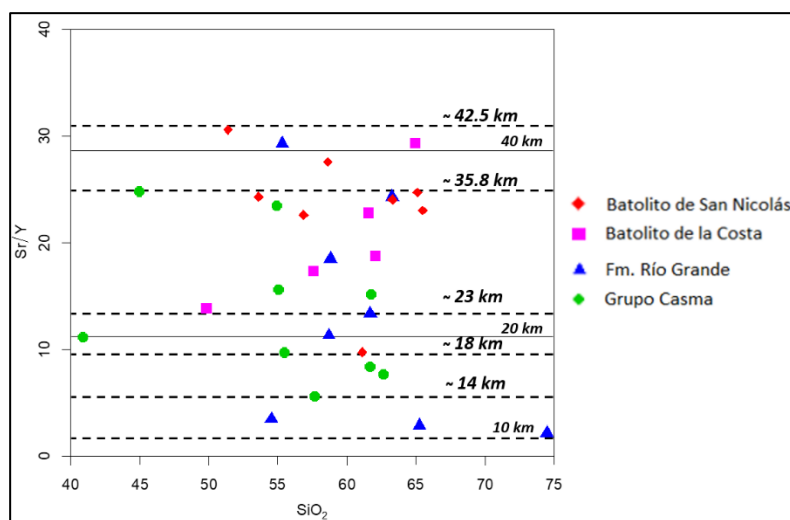
**Figura 5.59** Geocronología del área en estudio.

**Fuente:** Datos tomados de Ruegg (1956), Caldas (1978) y Cohen et al., (2013).

### 5.4.3 Engrosamiento de la Corteza

En el diagrama Chapman et al., (2015) se investigó variaciones temporales en espesor de la corteza utilizando Sr/Y de magmas de arco continental. El emplazamiento del Batolito de San Nicolás si tomamos el rango de edades radiométricas de 408 - 442 Ma, correspondería un engrosamiento de la corteza basado en el diagrama de Chapman (2015) de 18 - 42.5 km. El magmatismo de Río Grande presenta un rango de edades radiométricas de 149 – 164 Ma, si tomamos el rango de edad de toda la Formación, basado en fósiles, esto correspondería desde

el Caloviano - Titoniano, 145 – 164 Ma y correspondería un engrosamiento de la corteza 10 - 41 Km.



**Figura 5.60** Las estimaciones del grosor de la corteza del área en estudio.

**Fuente:** Modificado de Chapman et al. (2015).

El magmatismo del Grupo Casma en función al rango de los fósiles indica Aptiano – Cenomaniano 93 – 125 Ma, correspondería un engrosamiento de la corteza 14 – 35.8 km. Finalmente el para el Batolito de la Costa el rango de edades radiométricas 100 – 113 Ma, correspondería un engrosamiento de corteza según Chapman (2015) de 23 - 41.5 km.

El engrosamiento de la corteza para el magmatismo de Río Grande y Casma es similar de 31 km, mientras que el magmatismo del Batolito de San Nicolás es de 24.5 Km y el del Batolito de la Costa es de 18.5 Km. Es posible que la abundancia de mineralización vetiforme en el Batolito de la Costa al menos en este segmento del área en estudio sea debido a un menor grosor de la corteza (Figura 5.60).

Estos espesores hallados para el magmatismo (entre 18 a 31 Km) mesozoicos distan mucho del espesor de la corteza actual debajo de los Andes Centrales que es mayor a 65 km (Tassara et al., 2006), debido a que en un ambiente

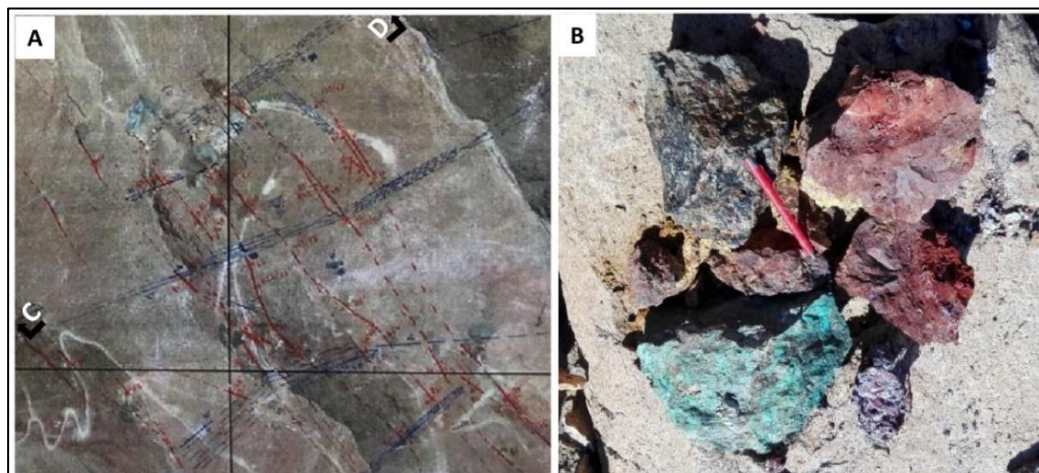
compresivo se produce un acortamiento tectónico y genera un engrosamiento cortical, produciendo un levantamiento, y posterior erosión, (Kay et al., 1999), sin embargo en el magmatismo jurásico-cretácico en la zona en estudio había cuencas de rift de margen continental que registran una fase importante de extensión que acompañaba a la subducción (Chen et al., 2013), motivo por el cual se entiende el espesor promedio hallado.

#### **5.4.4 Ejemplo IOCG: Sistema de Vetas Argentina**

Se toma como ejemplo el sistema de vetas Argentina de la tesis de León, D. (2019) y se hace un resumen, debido a que en el área del presente trabajo abundan este tipo de depósitos “filonianos en Batolito” (nombre común en el ambiente minero) y en los cuales más adelante analizaremos la geoquímica.

Este sistema de vetas se ubica en el distrito minero cuprífero filoniano de Cobrepampa en las cercanías de Bella Unión a 28 km al NE del depósito de clase mundial de Fe de Pampa de Pongo.

Consiste de un sistema de 9 vetas de dirección NO-SE con longitudes aproximadas a 5 km (Figura 5.61 A) de las cuales sólo son explotadas la veta Argentina y Perricholi cuya roca encajonante es el cuarzo monzonita con niveles pórfido dioríticos de grano fino. Solo la veta Argentina cuenta con un recurso de 1.1 Mt @ 3.5 % Cu evaluados en cuatro clavos mineralizados. Las vetas son desplazadas por un sistema de fallas NE-SW.



**Figura 5.61** Disposición de un sector de las vetas Argentina. A. Vetas Argentina NO-SE. B. Mineralización de Fe-Cu-Au de las vetas Argentina.

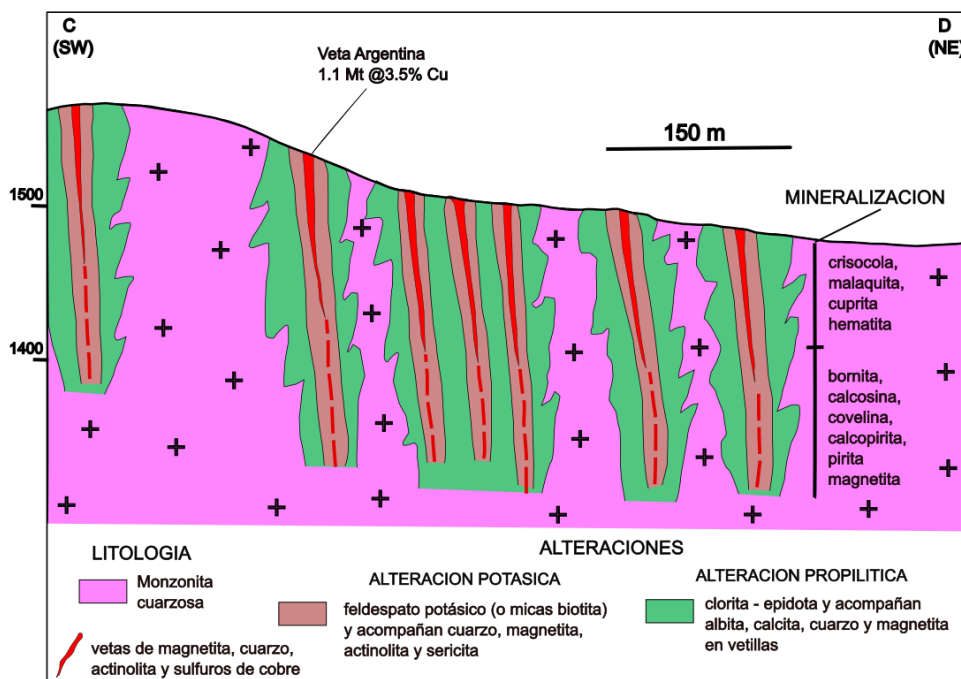
**Fuente:** León, D. (2019). "Evaluación geológica del sistema de vetas cupríferas en el proyecto alexander 9k Caravelí -Arequipa".

La alteración central es la potásica de forma selectiva en vetillas caracterizada por feldespatos potásicos (o micas biotita) como accesorios acompañan el cuarzo, magnetita, actinolita y sericita (Figura 5.62).

El halo de esta formado por una alteración propilítica con ensamble de clorita - epidota y acompañan albita, calcita, cuarzo y magnetita en vetillas.

La mineralogía está controlada por la presencia en mayor cantidad de sulfuros y óxidos de Cobre. En la zona de oxidación se observa crisocola, malaquita, hematita y cuprita (Figura 5.61 B).

La zona de sulfuros secundarios constituida por bornita, calcosina, covelina y calcopirita; una zona hipógena con calcopirita y pirita que se puede visualizar mejor en la sección CD de dirección NE transversal al sistema de vetas Argentina y en las fotomicrografías (Figura 5.62 y 5.63).



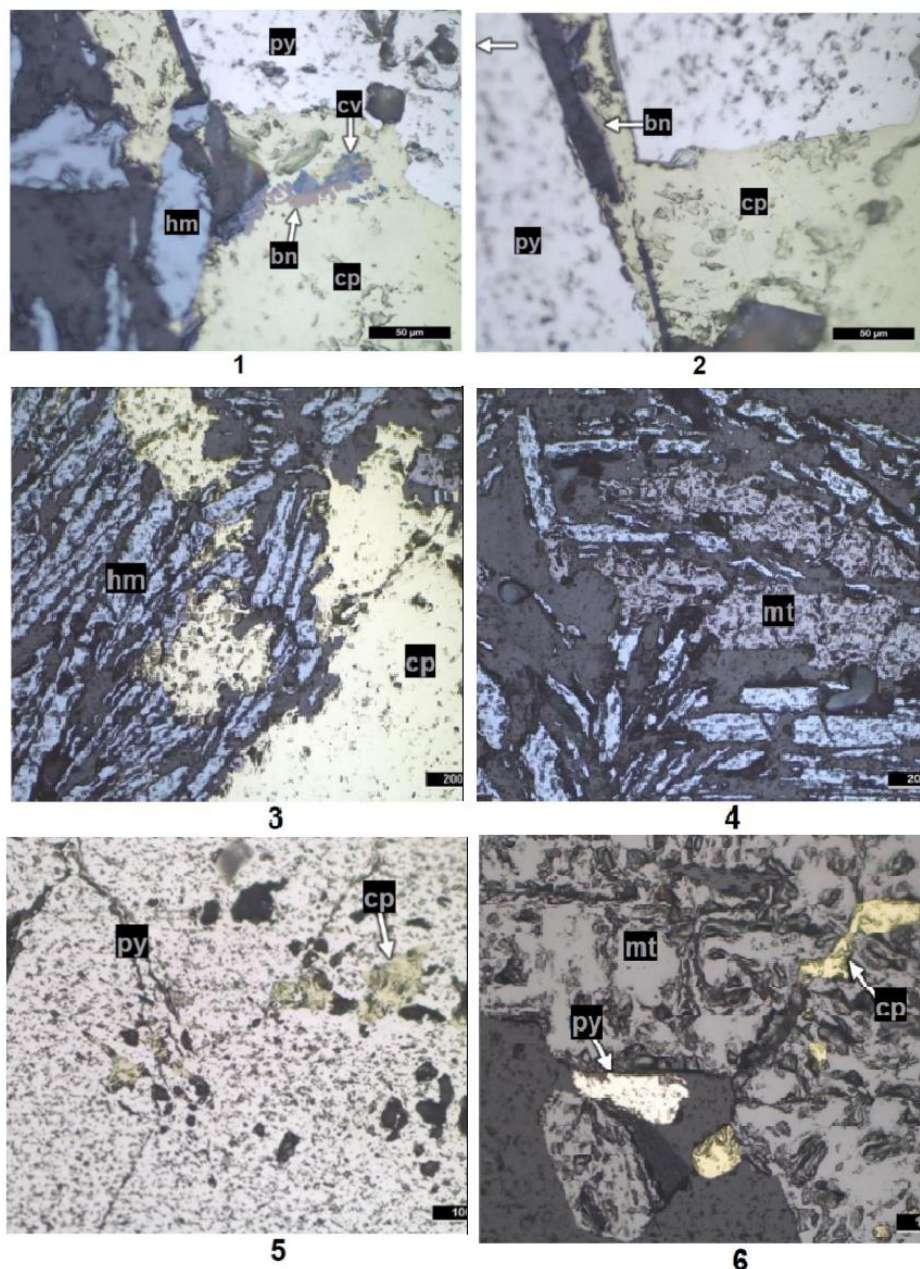
**Figura 5.62** Sección esquemática transversal CD mirando al N, del sistema de vetas Argentina.

**Fuente:** Elaboración propia.

En ciertas zonas se aprecia brechamiento asociado a óxidos de hierro, con venillas de calcita y cristales de turmalina.

Las cajas de las estructuras presentan una alteración selectiva en vetillas de cuarzo-sericita con pirita diseminada sobre imponiéndose a la alteración esta la hematita como specularita cristalizada o terrosa micácea con calcita y actinolita que traen minerales accesorios de fluorita, siderita, magnetita y cuarzo, donde destacan las anomalías de F, Cu, U, Au, Ag, etc.

La mineralogía de las menas (Fe-Cu-Au) y las alteraciones asociadas corresponden para este sistema de vetas Argentina a un depósito tipo IOCG, que en sus descripciones frecuentes en el ambiente minero en general lo denominan como “vetas en Batolito de la franja Nasca Ocoña”, porque es posible que las abundantes vetas en el área en estudio correspondan a este tipo de depósitos IOCG.



**Figura 5.63.** Fotomicrografías 1 a 6. 1. Calcopirita: cp en fractura de pirita: py, alterada a bornita: bn y covelita: cv. 2. Cristal de pirita: py con espacios intersticiales ocupados por calcopirita: cp, la cual se encuentra alterada por los bordes a bornita: bn. 3. Detalle de la relación entre hematita: hm y calcopirita: cp, observándose que la última es cortante y rellena espacios de la primera. 4. Relictos de magnetita: mt con cristales laminares de hematita: hm (especularita). 5. Cristales de calcopirita incluidos en pirita: py, infiltrados a través de las microfisuras que se observan en la parte superior de la imagen. 6. Cristal de pirita: py y cristales de calcopirita: cp en espacios intersticiales de magnetita: mt. Todas las microfotografías han sido tomadas en luz reflejada con nicols paralelos.

**Fuente:** León, D. (2019). "Evaluación geológica del sistema de vetas cupríferas en el proyecto alexander 9k Caravelí -Arequipa".



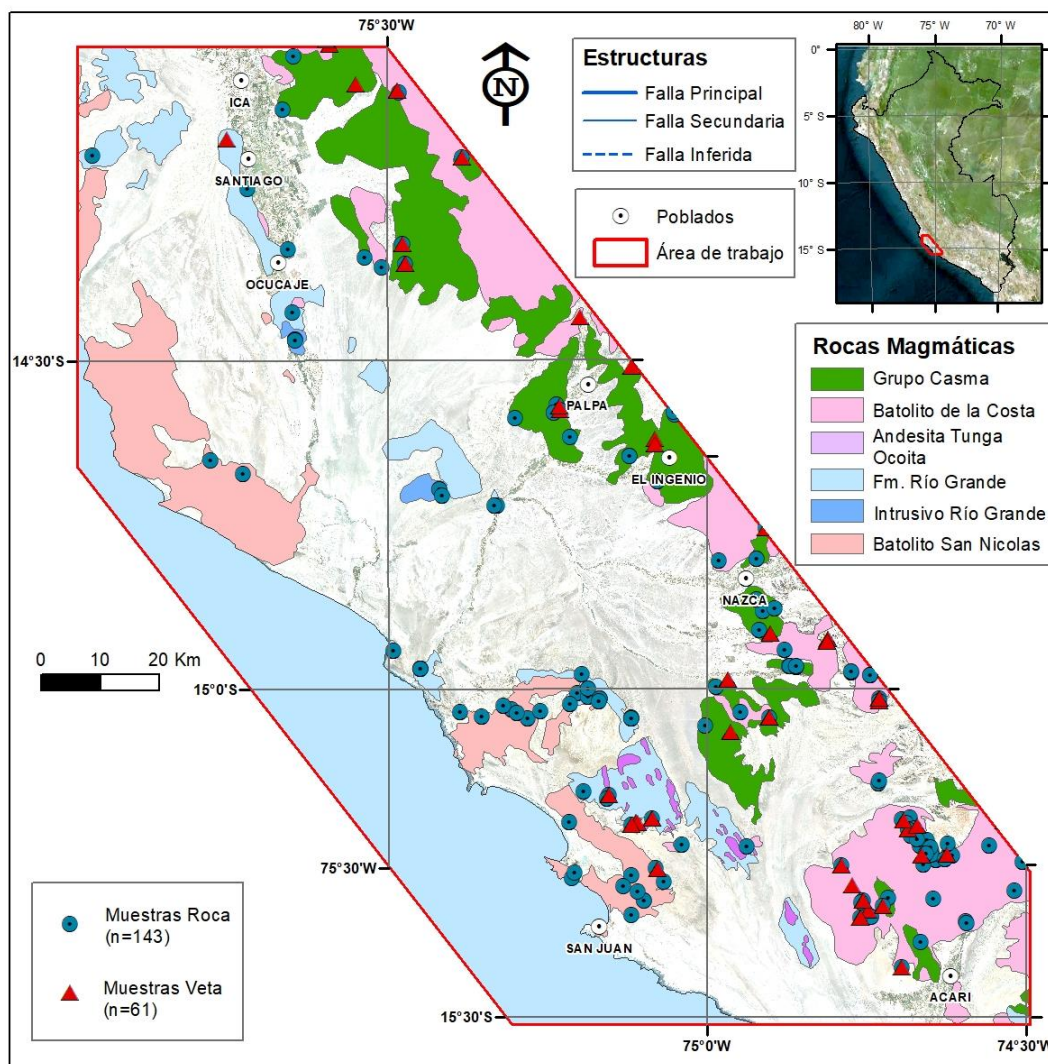
#### **5.4.5 Mineralización en Área de Trabajo: Cu, Au, Ag, REE, Co, Zn, U, V**

En referencia a los depósitos IOCG, Sillitoe (2003) menciona que estos tipos de depósitos comprenden varios estilos de mineralización que, como su nombre lo indica, se agrupan principalmente porque presenta magnetita hidrotermal y/o la hematita especular como acompañante principal de la calcopirita  $\pm$  bornita, así también como el cobre y el oro derivado, los yacimientos también logran tener cantidades apreciables de Co, U, REE, Mo, Zn, Ag y otros elementos son muy comunes como el V, por ejemplo.

En el presente estudio tratamos de hallar la relación entre el magmatismo y los depósitos tipo IOCG en el área de trabajo, para lograr ese cometido, primero se realizó la caracterización litogeoquímica de las rocas magmáticas donde se analizaron 30 muestras obteniendo diagramas relacionado a los elementos mayores, trazas y tierras raras, este análisis nos permite ver químicamente los tipos de rocas, la variabilidad de los elementos en los minerales primarios de las rocas, así como también su marco tectónico de formación.

En esta parte de la investigación analizaremos 143 muestras de roca (Anexo 06) distribuida en la zona en estudio. El método de extracción fue de rock chip principalmente de las cajas sin alteración visible de las rocas magmáticas. Se utilizaron los siguientes elementos para analizar a Cu, Mo, Pb, Zn, REE, U, Ba y V.

Así también, se analizó 61 muestras de estructura tipo veta (Anexo 07) (Figura 5.64) extraída por el método de muestreo de canal de los diversos depósitos minerales en el área expuesta cuyos elementos analizados son Cu, Mo, Au, Ag, Pb, Zn, REE, U, Ba, V y Co.



**Figura 5.64** Mapa de muestras de roca y vetas utilizadas en este estudio.  
**Fuente:** Datos tomados de GEOCATMIN (2022).

Se escogieron estos elementos debido a su relación con los depósitos tipo IOCG, así como también a la disponibilidad que se encontró al descargar la información del GEOCATMIN, donde se encuentran los datos a disposición del público en general. Todas estas muestras se trabajaron en WGS84 zona 18S, se compilaron en una base de datos para su tratamiento estadístico.

Para cada elemento, se realizó un estudio estadístico para determinar qué valor de concentración corresponde a una concentración anómala. Primero se

analizó la normalidad de los datos, teniendo que aplicar el logaritmo neperiano a los valores de las muestras y se apreció un comportamiento lognormal, así como pasar la prueba de normalidad.

A modo de ejemplo presentaremos el análisis exploratorio de REE (Tierras Raras), aquí se presenta los descriptivos, los percentiles del LnREE (Tabla 5.17), el histograma y el grafico de probabilidad normal (Figura 5.65 y 66), lo que nos brinda bases para el tratamiento estadístico de las muestras y obtención de los rangos anómalos mostrados en los mapas de anomalías geoquímicas.

**Tabla 5.17** Treshold y el Background.

		Percentiles											
		5	10	25	50	75	90	95	Background	Threshold	2T	3T	4T
Promedio ponderado	LnREE	1.60	2.27	2.95	3.79	4.49	5.37	5.97	44	392	784	1175	1567

**Fuente:** Elaboración propia.

Para esto se definieron tres tipos de anomalía: débil, moderada y fuerte. Así mismo se dividieron los valores en cinco rangos:

- 1) Valor por debajo del valor normal de la concentración del elemento en la corteza terrestre (Yaroshevsky, 2006).
- 2) Rango normal de la concentración del elemento en la corteza terrestre.
- 3) Anomalía débil.
- 4) Anomalía moderada.
- 5) Anomalía fuerte.

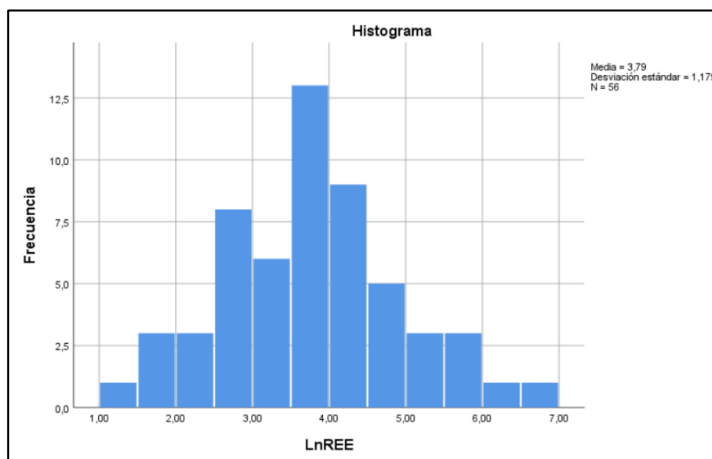


Figura 5.65 Histograma del LnREE para las muestras analizadas.

**Fuente:** Elaboración propia.

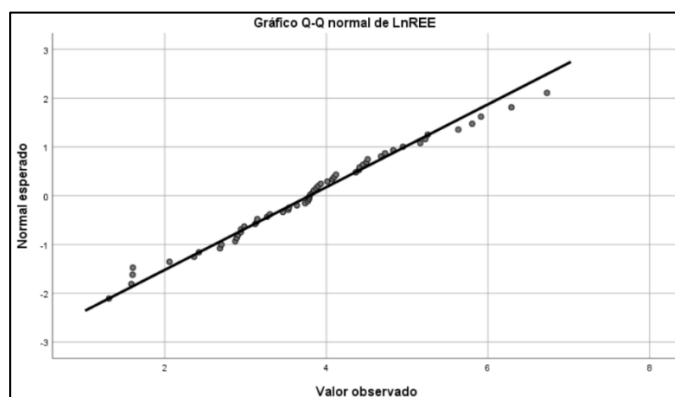


Figura 5.66 Gráfico de probabilidad normal para el LnREE.

**Fuente:** Elaboración propia.

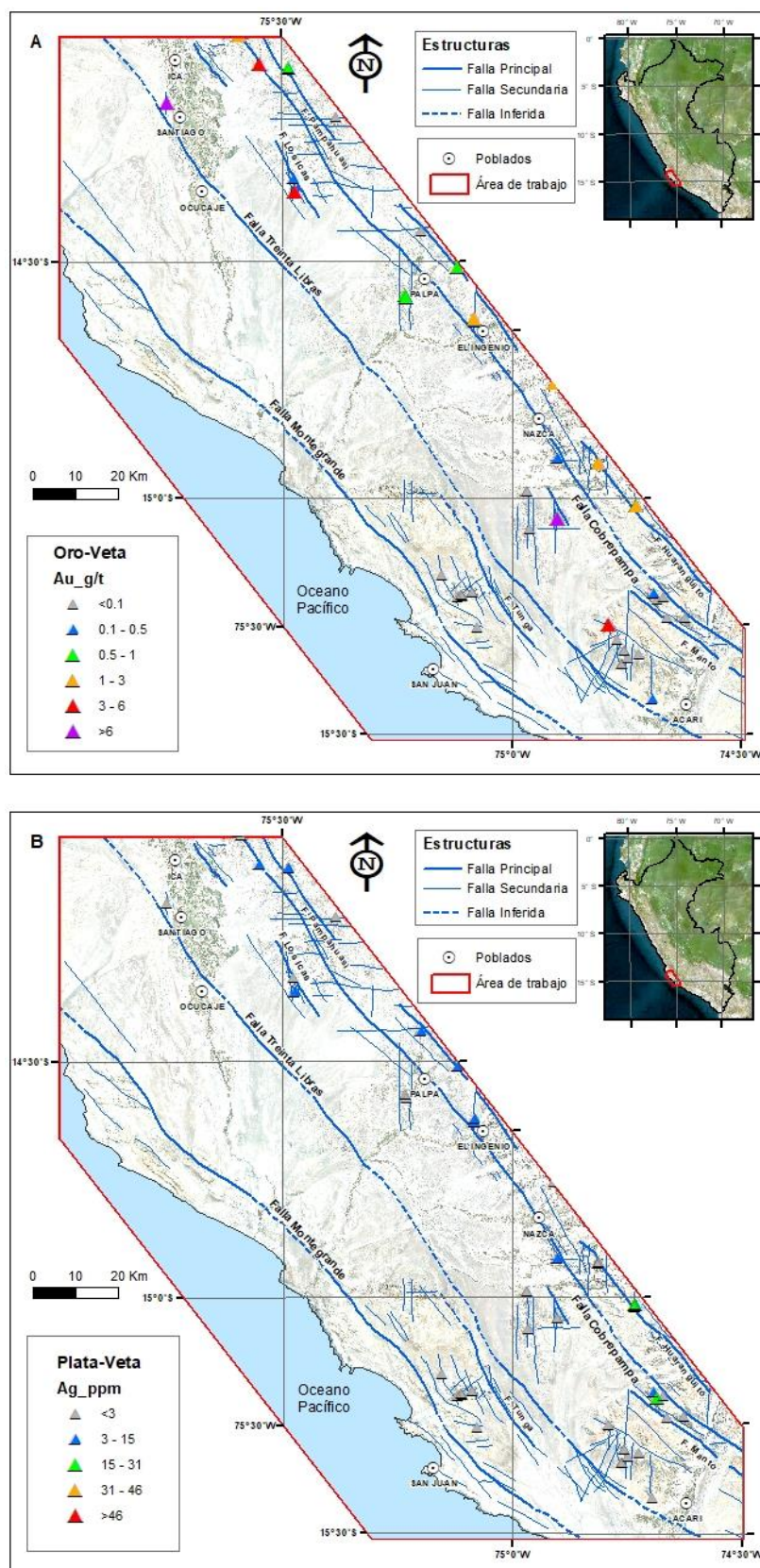
Luego se seleccionaron los elementos que poseen zonaciones de concentraciones anómalas en la zona de estudio para relacionar estas anomalías con las unidades magmáticas.

Yaroshevsky 2006 en su trabajo “Abundances of Chemical Elements in the Earth’s Crust”, Brinda valores de elementos de la corteza de interés para el análisis en el área de estudio: Ba: 650 ppm, Pb: 16 ppm, Mo: 1.1 ppm, V: 90 ppm, Co: 18 ppm, U:2.5 ppm, Ag: 0.07 ppm, Au: 0.0043 ppm, Zn: 83 ppm, Cu: 47 ppm. Las tierras raras (REE): La: 29, Ce: 70, Pr:9, Nd:37, Sm: 8, Eu:1.3, Gd:8, Tb: 4.3, Dy: 5, Ho:1.7, Er:3.3, Tm:0.27, Yb:3.3, Lu:0.08, REE: 180.25 ppm (sumatoria de las tierras raras).

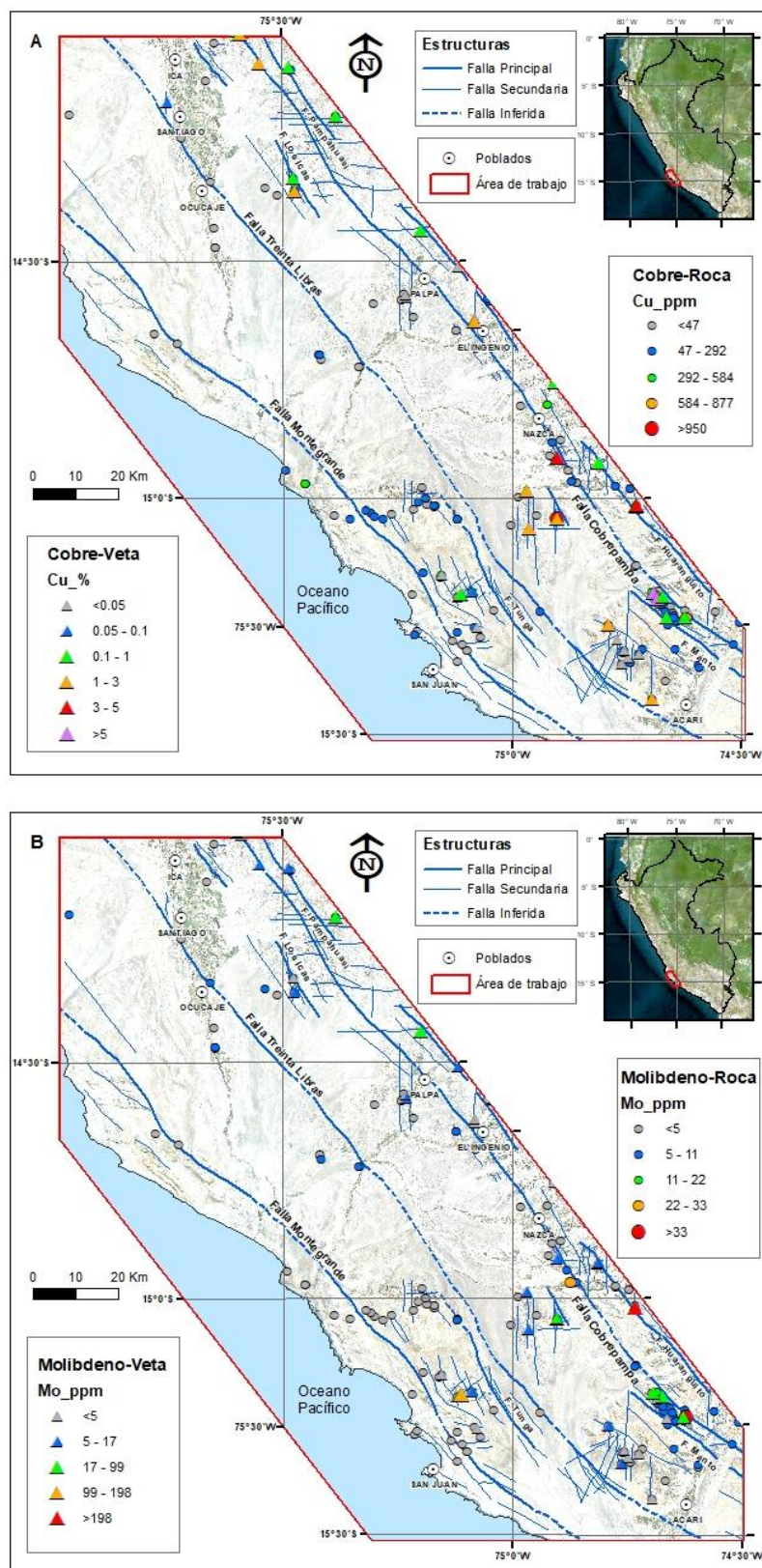
#### **5.4.6 Mapas de Muestras con Rangos Geoquímicos**

Se presentan mapas con los valores de elementos ya clasificados en rangos para roca como para veta, en WGS84, 18S, acompañan las fallas analizadas y definidas anteriormente.

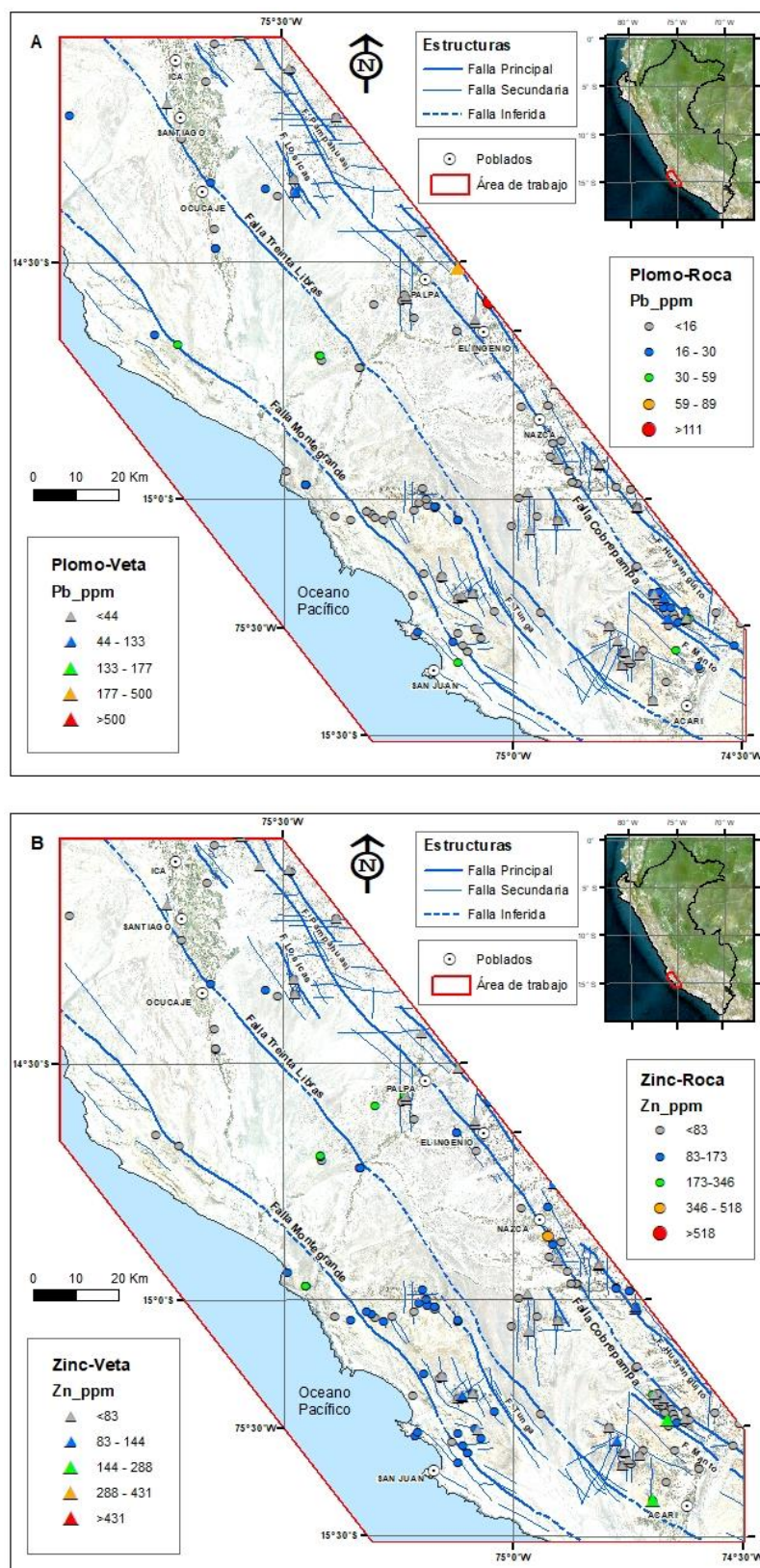
- Mapa de Au y Ag (Figura 5.67)
- Mapa de Cu y Mo (Figura 5.68)
- Mapa de Pb y Zn (Figura 5.69)
- Mapa de V y U (Figura 5.70)
- Mapa de REE y Ba (Figura 5.71)
- Mapa de Co (Figura 5.72)



**Figura 5.67** A. Mapa de Au. B. Mapa de Ag.  
**Fuente:** Datos tomados de GEOCATMIN (2022).

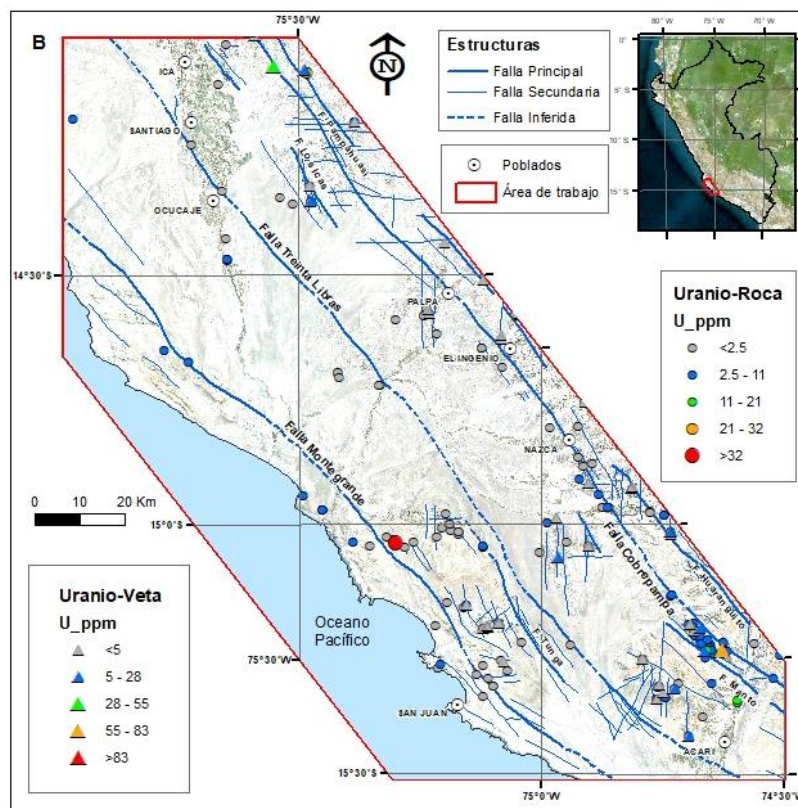
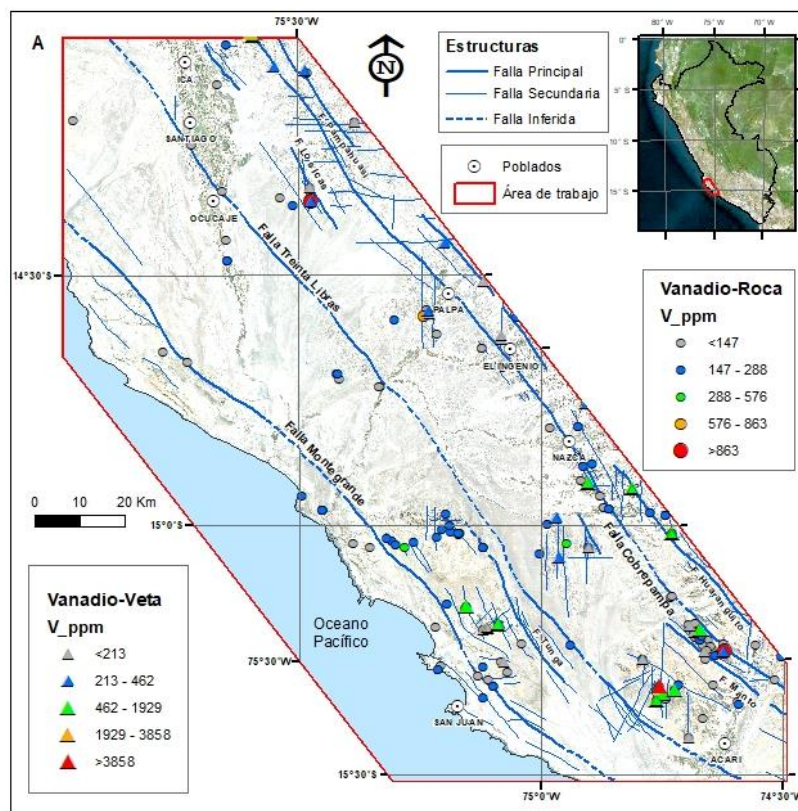


**Figura 5.68** A. Mapa de Cu. B. Mapa de Mo.  
**Fuente:** Datos tomados de GEOCATMIN (2022).

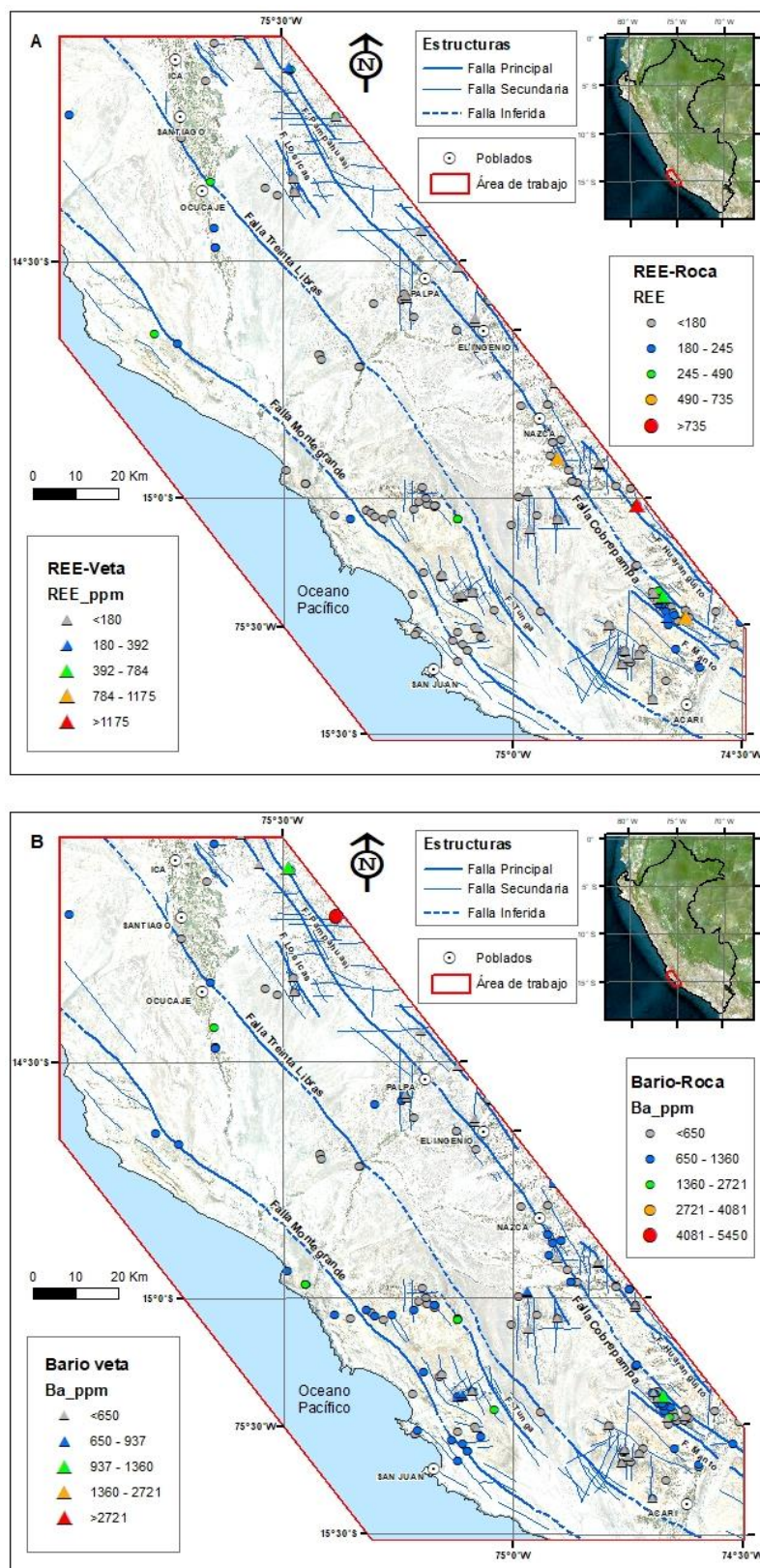


**Figura 5.69** A. Mapa de Pb. B. Mapa de Zn.  
**Fuente:** Datos tomados de GEOCATMIN (2022).

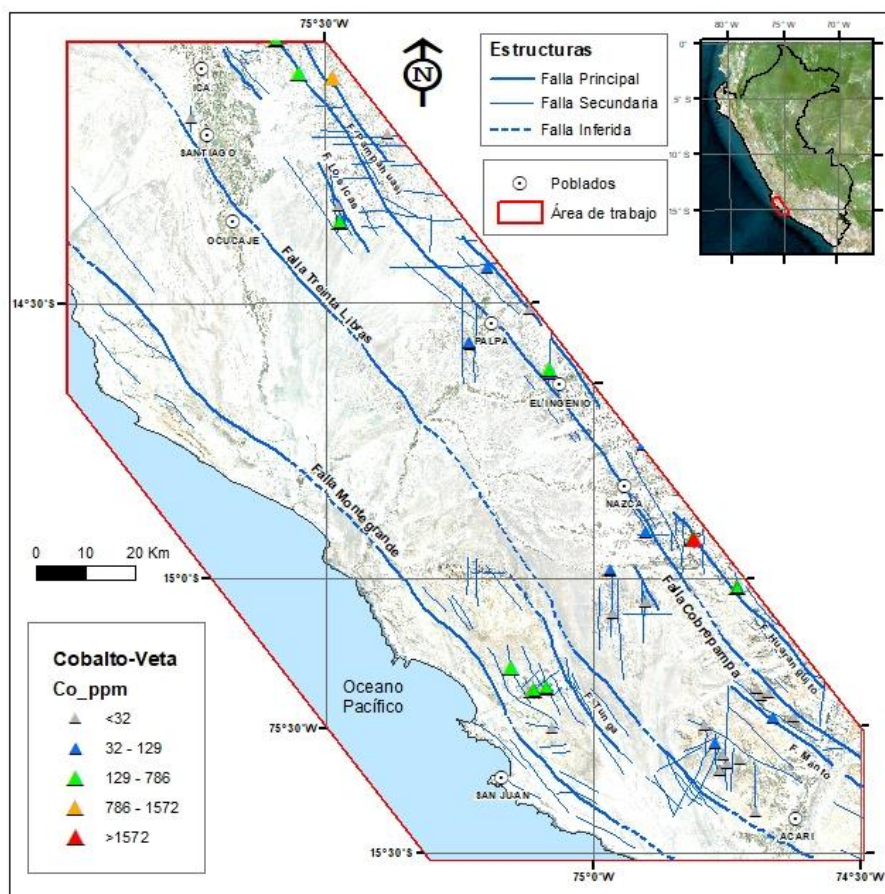




**Figura 5.70** A. Mapa de V. B. Mapa de U.  
**Fuente:** Datos tomados de GEOCATMIN (2022).



**Figura 5.71** A. Mapa de REE. B. Mapa de Ba.  
**Fuente:** Datos tomados de GEOCATMIN (2022).



**Figura 5.72** Mapa de Co.  
**Fuente:** Datos tomados de GEOCATMIN (2022).

## **CAPÍTULO VI**

### **ANÁLISIS DE RESULTADOS**

#### **6.1 ANOMALÍAS IOCG HALLADAS**

Las muestras de mineral que pertenecen principalmente a vetas presentan magnetita o hematita como mineral persistente y presente en el área en estudio, así como también logran presentar cuarzo en las estructuras o en otras ocasiones están asociados a una falla con relleno de material roca triturado. Casi todas las estructuras presentan cobre visible como malaquita o crisocola predominante, lo cual brinda la coloración verde.

El oro en muchas ocasiones es visible y en otras no visibles, en ambos casos asociado al cuarzo hialino a lechoso y la pirita. Los demás elementos no son visibles y están a nivel de trazas cuyas anomalías son débiles.

En el caso de Marcona los ensambles de sulfuro de Cu-Zn (Pb) débiles fueron superpuestos y se emplazaron durante la etapa terminal del desarrollo del arco Jurásico (Chen, 2010).

Con respecto a las muestras de roca con anomalías geoquímicas relacionado a los IOCG que no presentan alteración visible o débil y que están asociados a las rocas magmáticas, se indica que, están influenciados directamente o indirectamente por las intrusiones magmáticas, así como las fallas principales y secundarias que, si

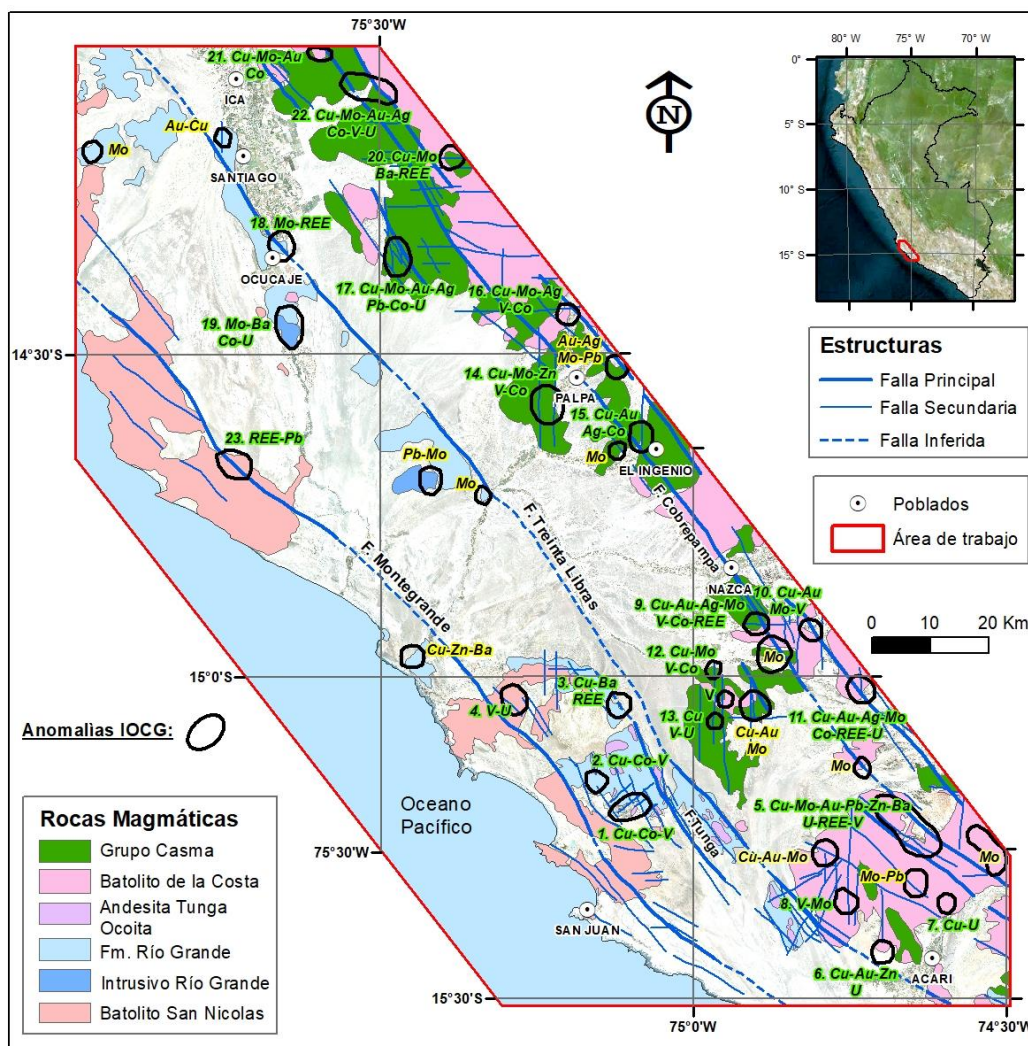
bien son selectivas con respecto a la mineralización, también afectan a las rocas aledañas, mostrando anomalías a nivel de traza débiles.

La metodología para hallar las anomalías es juntar tanto las muestras de rocas con las muestras de vetas con sus valores mínimos anómalos en sus rangos de rocas como de vetas hallados con el tratamiento estadístico anteriormente utilizado. De tal manera de tener una población de muestras que sean anómalas y persistentes en su elemento analizado, así mismo permitirá acopiar los elementos anómalos y presentarlo como asociación por población de muestras mediante un polígono que resulta de contornear la población (Figura 6.1).

Estas asociaciones anómalas solo representan un conjunto de muestras asociadas espacialmente, no presentan continuidad de valores en el polígono anómalo, por lo que debe utilizarse solo como indicativo de un sector anómalo (sin dimensión de área) asociado a mineralización del tipo IOCG, debido a que cumplen con tener óxidos de Fe como magnetita o hematita, cobre y oro, pero además presentan Mo, REE, Co, V, U, etc.

Se hallaron en total 37 asociaciones anómalas de las cuales 23 corresponden a las asociaciones tipo IOCG (Tabla 6.18) antes indicado, motivo por el cual se considera estas 23 anomalías para relacionarla con el magmatismo.

Las anomalías en el magmatismo del Batolito de San Nicolas son la anomalía 4. V-U y 23. REE-Pb, ambas anomalías son débiles, la anomalía 4 y 23 están afectados por la falla principal Montegrando, la cual suponemos que remobiliza concentra y dispersa las asociaciones anómalas.



**Figura 6.1** Mapa de anomalías tipo IOCG.

**Fuente:** Geología e Imagen Satelital tomados de GEOCATMIN (2022).

Las anomalías en el magmatismo en la Formación Río grande se expresan en las lavas andesitas y andesitas basálticas, son la anomalía 1 y 2. Cu-Co-V, 3. Cu-Ba-REE.

Según Chen (2010) el depósito de Marcona se originó debido a la cristalización de fundidos o magmas dominados por óxido de Fe, esto evidenciado por ejemplo por la intercalación coetánea entre los cuerpos de magnetita y dacita porfídica como evidencia de la mezcla de fundidos de óxido y silicato producto de

inyección en estado fundido, a pesar de la extensa alteración hidrotermal asociada a los yacimientos de magnetita.

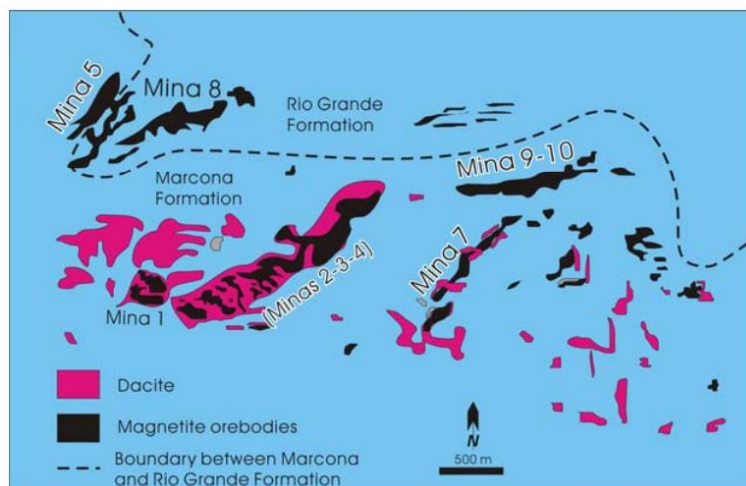
**Tabla 6.18** Relación de anomalías IOCG con respecto a las unidades magmáticas.

Anomalías IOCG	Unidad Magmática
1. Cu-Co-V	Formación Río Grande
2. Cu-Co-V	Formación Río Grande
3. Mo-Ba-REE	Formación Río Grande
4. V-U	Batolito San Nicolás
5. Cu-Mo-Au-V-Pb-U-REE-Zn-Ba	Batolito de la Costa
6. Cu-Au-Zn-U	Batolito de la Costa
7. Cu-U	Batolito de la Costa
8. V-Mo	Batolito de la Costa
9. Cu-Au-Ag-V-Mo-Co-REE	Grupo Casma-Batolito de la Costa
10. Cu-Au-Mo-V	Batolito de la Costa
11. Cu-Au-Ag-Mo-Co-REE-U	Batolito de la Costa
12. Cu-Mo-V-Co	Grupo Casma
13. Cu-V-U	Grupo Casma
14. Au-Mo-Co-V-Zn	Grupo Casma
15. Cu-Au-Ag-Co	Grupo Casma
16. Cu-Mo-Ag-V-Co	Batolito de la Costa
17. Cu-Au-Ag-Mo-Pb-Co-U	Grupo Casma
18. Mo-REE	Formación Río Grande
19. Mo-Ba-Co-U	Intrusivo Río Grande
20. Cu-Mo-REE-Ba	Grupo Casma-Batolito de la Costa
21. Cu-Au-Mo-Co	Grupo Casma-Batolito de la Costa
22. Cu-Au-Ag-Mo-Co-V-U	Grupo Casma-Batolito de la Costa
23. REE-Pb	Batolito San Nicolás

**Fuente:** Elaboración propia.

Según lo antes comentado el origen de los depósitos IOCG al menos en la franja Jurásica son de inyección magmática con alto contenido de Fe y con aporte hidrotermal.

La anomalía 1 se ubica en los tajos de la Mina Marcona cuyas muestras en general está compuesto por magnetita calcopirita pirita cuarzo y especularita, y nos brinda valores anómalos aparte del Cu que es producto de la calcopirita, de Co y V (no había análisis por Au y Ag), lo que añade a la firma geoquímica de un tipo IOCG.



**Figura 6.2** Relaciones a gran escala entre yacimientos de magnetita y pórfido de dacita en el distrito Marcona.

**Fuente:** Chen (2008). "The Marcona - Mina Justa district, south-central Perú: implications for the genesis and definition of the iron oxide-copper (-gold) ore deposit clan".

La anomalía 3. Cu-Ba-REE se ubica a 13 km del depósito IOCG Mina Justa, emplazado sobre la falla Tunga y sobre la proyección de los cuerpos postmineral andesita Tunga - Ocoita.

La anomalía 5. Cu-Mo-Au-Pb-Zn-Ba-U-REE-V es la anomalía con mayor extensión y ocurre entre el sistema de fallas de Cobrepampa cuya orientación es NW-SE, donde afloran varias vetas de cuarzo con magnetita, calcopirita como minerales primarios de mineralización, en una caja monzodiorítica del Batolito de la Costa.

La anomalía 6. Cu-Au-Zn-U está asociada al sistema de fallas secundario de orientación NS emplazado en el Batolito de la Costa en las cercanías a Hierro Acarí.

La anomalía 7. Cu-U está asociado a la falla Manto de dirección NW-SE donde hay vetas menores a vetillas de cuarzo emplazado en el Batolito de la Costa.



La anomalía 8. V-Mo está asociada a la falla Varillas de dirección NS de Hierro Acarí, donde predomina las vetas de magnetita en diorita a gabrodioritas de fases iniciales del Batolito de la Costa (Injoque, 2002).

La anomalía 9. Cu-Au-Ag-Mo-V-Co-REE está emplazada en la falla Cobrepampa de dirección NW-SE, así como fallas secundarias de dirección E-W, en el contacto entre los volcánicos del Grupo Casma y los granitoides del Batolito de la Costa.

La anomalía 10. Cu-Au-Mo-V está emplazada en la falla Huaranguito de dirección NW-SE, así también entre dos fallas secundarias de dirección NS, en granodiorita del Batolito de la Costa.

La anomalía 11. Cu-Au-Ag-Mo-Co-REE-U está emplazada en la falla Huaranguito de dirección NW-SE, así también la intercepta una falla secundaria NS en los granitoides del Batolito de la Costa.

La anomalía 12. Cu-Mo-V-Co está emplazada en las cercanías de falla Poroma de dirección NW-SE y está controlada por una falla secundaria NS, en el contacto entre los volcánicos del Grupo Casma y los granitoides del Batolito de la Costa.

La anomalía 13. Cu-V-U está emplazada en las cercanías de falla Poroma de dirección NW-SE y está controlada por una falla secundaria NS, en los volcánicos del Grupo Casma.

La anomalía 14. Cu-Mo-Zn-V-Co se encuentran ubicadas en la cercanía de la falla Cobrepampa y emplazada en dos fallas secundarias NS que afectan a los volcánicos del Grupo Casma.

La anomalía 15. Cu-Au-Ag-Co se encuentra emplazada en la intersección de las fallas Cobrepampa y una falla secundaria NS, de dirección NW-SE y NS respectivamente, en los volcánicos del Grupo Casma.

La anomalía 16. Cu-Mo-Ag-V-Co está emplazada en la intersección de las fallas Huaranguito de dirección NW-SE y una falla EW secundaria en los granitoides del Batolito de la Costa.

La anomalía 17. Cu-Mo-Au-Ag-Pb-Co-U se encuentra emplazada en la falla Los Icas de dirección NW-SE que controla la mineralización de las vetas, además de la intersección con una falla secundaria NS en los volcánicos del Grupo Casma.

La anomalía 18. Mo-REE está emplazado en la continuación de la traza norte de la falla Treinta Libras de orientación NW-SE y afecta a los volcánicos de la Formación Río Grande.

La anomalía 19. Mo-Ba-Co-U se encuentra alojado en el contacto entre el intrusivo diorítico que pertenece al magmatismo Jurásico medio y emplaza a la Formación Río Grande.

La anomalía 20. Cu-Mo-Ba-REE se encuentra en la cercanía de la falla Pampahuasi de dirección NW-SE y está emplazado en la falla secundaria EW en el contacto entre la monzodiorita del Batolito de la Costa y los volcánicos del grupo Casma.

La anomalía 21. Cu-Mo-Au-Co se emplaza en la continuidad de la falla Cobrepampa y en el contacto del Batolito de la Costa con el Grupo Casma.

La anomalía 22. Cu-Mo-Au-Ag-Co-V-U se emplaza entre dos fallas importantes NW-SE, la falla Cobrepampa y la falla Pampahuasi predominando el Grupo Casma e intruyendo en parte el Batolito de la Costa.

La anomalía 23. REE-Pb se aloja sobre la falla Montegrande de dirección NW-SE, sobre los granitos rojos del Batolito de San Nicolás.

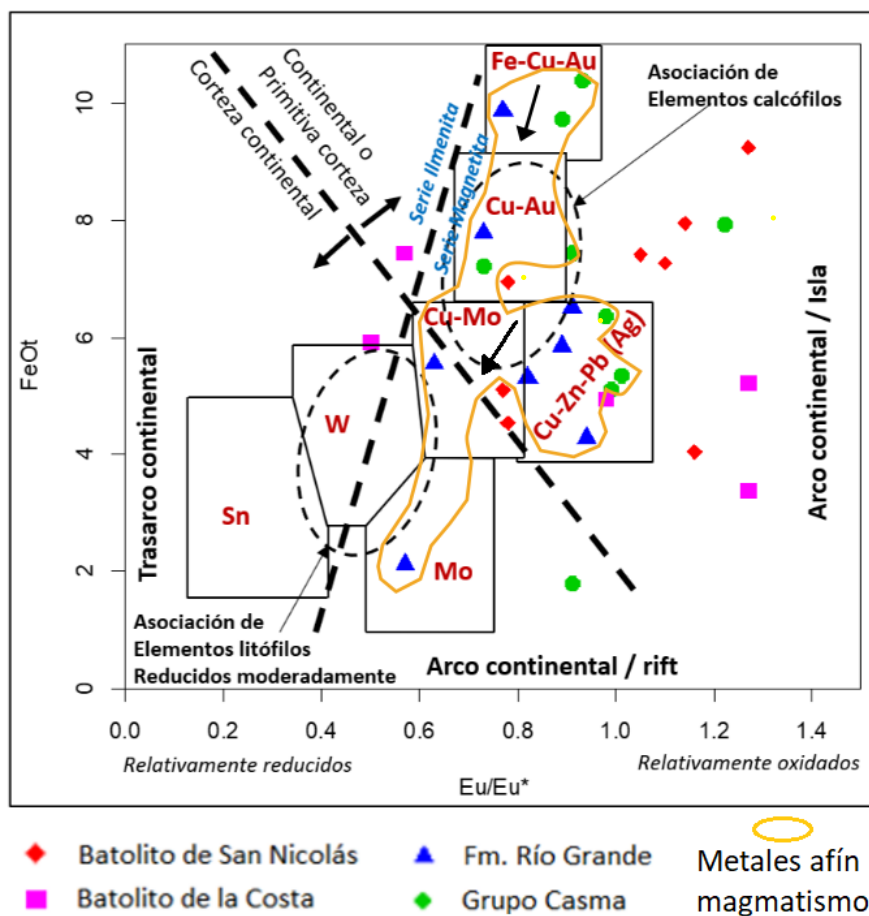
## **6.2 RELACIÓN DEL MAGMATISMO CON LAS ANOMALÍAS IOCG**

### **6.2.1 Diagrama de Oxidación vs el Contenido de agua Eu/Eu\* Vs Feo Total**

Utilizando el diagrama modificado de Lang y Baker (2001), el cual nos muestra el diagrama de estado de oxidación y el contenido de agua que a su vez permite el transporte de iones metálicos asociados a determinados tipos de mineralización (Quispe & Rivera, 2013).

Se indica que las muestras del magmatismo de Río Grande y Casma presentan una variación en función a su contenido de óxido de hierro total, iniciando con contenidos altos de Fe se asocian con afinidades de Fe-Cu-Au y Cu-Au, luego con contenidos medios de Fe se asocian a Cu-Mo y Cu-Zn-Pb (Ag), mientras que con cantidades bajas de Fe a Mo (Figura 6.3).

Con respecto a las muestras del Batolito de San Nicolás y del Batolito de la Costa, no hay la variación y afinidad a metales antes descrito, salvo secundariamente el Batolito de San Nicolás que es afín parcialmente al Cu-Mo, mientras que el Batolito de la Costa secundariamente es más afín a Cu-Zn-Pb (Ag).



**Figura 6.3** Diagrama FeOt vs Eu/Eu\*.

**Fuente:** Modificado de Lang y Baker (2001).

Por lo tanto, se asume que hay una relación directa entre el magmatismo Jurásico-Cretácico del Río Grande y Casma con la mineralización de Fe-Cu-Au y asociados.

### 6.3 FUENTE DE MINERALIZACIÓN ANÓMALA IOCG

La magnetita y la hematita de los depósitos de IOCG ha demostrado estar caracterizada por diferentes elementos trazas, la magnetita se caracteriza por concentraciones más altas de Sn y Mn y más bajas de V, Ti, Mg, Si, Cr y Zn, mientras

que la hematita se caracteriza por concentraciones más altas de As, Ga, Sb, y concentraciones de W (Carew 2004; Hu, 2020).

Así también, la pirita de la mina Marcona ( $\text{Fe} \pm \text{Cu}$ ) es predominantemente magmática con incursión menor de agua de mar en su formación reductora de sulfato asociado con materia orgánica y la cual contiene trazas de Mn, Se, Cu, Ag, Sb, Te, Tl, Bi y Pb (Li et al., 2017). Esta asociación mineralógica magnetita/hematita + pirita están contenidos también en las abundantes vetas cuyas cajas son andesitas del Grupo Casma o de los granitoides del Batolito de la Costa.

En ese sentido, los óxidos de hierro, sean en forma de magnetita o hematita, se encuentran presentes en casi todos los depósitos tipo vetas analizados en el área en estudio y que presentan anomalías secundarias de V, Co, U o REE, las cuales es posible que provienen de las magnetitas que posteriormente se llegan a convertir en hematitas en el zonamiento vertical, así como a la superposición con los fluidos hidrotermales residuales del magmatismo que afectan también a las piritas, logrando dispersar estos elementos anómalos tanto en la estructura como en la roca hospedante.

Por otro lado, en el análisis de la filiación de las anomalías geoquímicas en superficie registradas en este trabajo, se observó que están asociadas principalmente al magmatismo jurásico - cretácico (Rio Grande-Casma), sin embargo, el magmatismo del Batolito de la Costa tendría un rol fundamental primigenio en la mineralización ya que, según Chen et al., (2013) ha contribuido a la mineralización ya sea como un motor térmico para circular fluidos en las rocas hospedantes o como fluido formador directo de minerales fuente.

Con respecto a la fuente de mineralización IOCG en el área estudiada en la costa sur de Perú, en base a la cartografía magmática y geoquímica analizada, coincidimos con Barra et al. (2017), quien menciona que la mineralización de los IOCG en Chile (Mantoverde y Candelaria) resultaron de diferentes eventos de emplazamiento plutónico, en el cual los metales son derivados de diversas fuentes como la lixiviación de rocas hospedantes o el basamento enmarcados en un sistema de aporte magmático-hidrotermal, donde las salmueras tuvieron solo un papel menor en la formación de los depósitos IOCG, como lo reportaron Rodríguez-Mustafa, M. et al., (2022) para Mina Justa en la cual identificaron una fuente magmático-hidrotermal para los fluidos minerales que transportan el Fe y el Cu excluyendo una entrada significativa de agua meteórica y salmueras de cuenca.

Por lo tanto, en base a la litogeoquímica que caracteriza el magmatismo y a las 23 anomalías tipo IOCG reportadas, se concluye que la hipótesis de la investigación planteada "Un adecuado análisis litogeoquímico de rocas magmáticas permitirá determinar su relación con los depósitos IOCG" es positiva.

## CONCLUSIONES

- Una sección realizada en la pampa de Cerrillos registró desde el basamento al gneis Precámbrico del macizo de Arequipa, la Formación Marcona con un espesor carbonatado de 700 m y a la Formación Río Grande con un espesor estimado de 2.8 km, dividiéndose en inferior y superior. La parte inferior registra 2 km de espesor con predominancia de lavas andesitas basálticas el cual es emplazado en varios niveles por lavas de andesitas con megacristales de plagioclasa tipo ocoita, a este paquete volcánicos hay niveles restringidos de calizas. En la parte superior se registra un espesor de 800 m iniciando con lutitas abigarradas, luego sobreyace concordante calizas fosilíferas con niveles de lavas andesitas como intercalaciones con niveles de arenisca cuarzosa de grano medio para finalizar infrayaciendo en la Formación Hualhuani.
- A lo largo del área en estudio la Formación Río Grande se dividió en dos sectores norte y sur, separados por la falla Treinta Libras. En la parte norte desde Santiago a Marcona se dividen dos secuencias, la inferior es sedimentaria-volcánica y una superior predominantemente volcánica con escasos niveles sedimentarios. En la parte sur desde Cerrillos a Pampa de Pongo se divide en dos secuencias, la inferior es predominantemente volcánica y una superior principalmente sedimentaria con niveles escasos y finales de lavas andesitas finalizando el magmatismo de la Formación Río Grande.

- Con el estudio de la pretromineralogía primaria en las muestras para el Batolito de San Nicolás son: feldespato potásico (ortoclasa), cuarzo, plagioclasas (oligoclasa), anfíbol (actinolita), biotita y trazas de zircón. Para las lavas de la Formación Río Grande son: plagioclasas (albita), feldespato potásico, piroxenos (augita), anfíbol, trazas de olivino, feldespatooides y zircón. La hematita alterando anfíboles y plagioclasas. Para las lavas del Grupo Casma son Plagioclasa (sanidina, anortita, labradorita), feldespato potásico, piroxeno, trazas de olivino y feldespatooides, óxido de hierro alterando las plagioclasas. Para el Batolito de la Costa son: plagioclasas (anortosita, andesina), cuarzo, feldespato potásico (Microclina), anfíbol (Actinolita), biotita, trazas apatito, óxido de hierro alterando las plagioclasas. La alteración en general es muy débil y supergena para las muestras analizadas.
- Con el diagrama TAS se indica que las rocas plutónicas Silúrico-Devónico del Batolito de San Nicolás presentan una variación desde gabrodioritas, dioritas, granodioritas y cuarzo monzonita. Mientras que las rocas plutónicas cretácicas del Batolito de la Costa presentan una variación desde gabrodiorita, diorita, granodiorita y granito. Con el diagrama  $Zr/TiO_2$  vs  $Nb/Y$  se indica que las rocas volcánicas jurásicas de la Formación Río Grande presentan una variación de andesita basalto, andesita, riolita y riodacita. Mientras que el Grupo Casma varía desde basalto alcalino, basalto subalcalino, andesita basalto y andesita.



- Con el diagrama AFM se indica que las rocas del Batolito de San Nicolás, Formación Río Grande, Grupo Casma y el Batolito de la Costa son calcoalcalinas siguiendo la serie de Bowen de diferenciación magmática.
- Utilizando el diagrama de saturación de alumina  $Al/(Ca+Na+K)$  vs  $Al/(Na+K)$  se indica que las muestras del Batolito de la costa y del Batolito de San Nicolás son metaluminicos lo que nos indica que están subsaturadas en alúmina al contener piroxenos, biotita y hornblenda. En la Formación Río Grande el 27% son peraluminico, mientras que el 73% son metaluminico. Así mismo En el Grupo Casma el 30% son peraluminico y el 70% son metaluminico.
- Las rocas pertenecientes al Batolito de San Nicolás se caracterizan por pertenecer a la serie calco alcalina de alto K. La formación Río Grande predomina la serie calco alcalina medio-alto K, y restringidamente una serie toleitica de bajo K. El Grupo Casma predomina la serie calco alcalina medio-alto K, y restringidamente una serie toleitica de bajo K. El Batolito de la Costa predomina la serie calco alcalina medio-alto K, y restringidamente una serie toleitica de bajo K. Todas las muestras presentan como características habituales ser de la serie calco-alcalina con contenidos medio a altos en K.
- Según el diagrama de  $FeO_{tot}$  vs  $Eu/Eu^*$  Se presenta una transición entre arco de islas hacia arco continental principalmente en el Batolito de San Nicolás, Formación Río Grande y el Grupo Casma. Mientras que el Batolito

de la Costa es predominantemente continental, este marco aboga por una tectónica de subducción de placas.

- Utilizando el diagrama ternario  $3\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO})-5\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , denominado origen de fuentes de magmas, indica en el caso del Batolito de San Nicolás que proviene de fundidos predominantemente de alto K, de igual manera el Batolito de la Costa. Mientras que el magmatismo de la Formación Río Grande y el Grupo Casma provienen de rocas máficas de bajo y alto K y con un escaso origen de metasedimentos.
- El análisis de las edades vía edades radiométrica y fósiles indican para el Batolito de San Nicolás es Silúrico-Devónico (408-442 Ma) siendo posible el Ordovícico. El rango de edad para la Formación Río Grande es del Aaleniano-Titoniano (145.4-175.6 Ma). El Grupo Casma es Aptiano-Cenomaniano (93.5-125 Ma) y las edades halladas del Batolito de la Costa es Aptiano-Albiano (100-113 Ma). El rango de edades de la formación de minerales de alteración en los múltiples pulsos magmático-hidrotermal para Marcona es 101-177 Ma y para Mina Justa es 95-157 Ma.
- Utilizando el diagrama Sr/Y de magmas de arco continental, se halló que el espesor promedio de la corteza para el jurásico-cretácico (Río Grande-Casma) es de 31 Km debido a en esa época se registró una importante extensión cortical con cuencas tipo rift que acompañaba la subducción en el inicio del ciclo andino.

- Se hallaron en total 37 asociaciones anómalas de las cuales 23 corresponden a las asociaciones tipo IOCG, motivo por el cual se considera estas 23 anomalías para relacionarla con el magmatismo.
- Utilizando el diagrama FeOt vs Eu/Eu\* se indica que las muestras del magmatismo de Río Grande y Casma presentan una variación en función a su contenido de óxido de hierro total, iniciando con contenidos altos de Fe se asocian con afinidades de Fe-Cu-Au y Cu-Au, luego con contenidos medios de Fe se asocian a Cu-Mo y Cu-Zn-Pb (Ag), mientras que con cantidades bajas de Fe a Mo. Mientras que los Batolitos de San Nicolas y de la Costa no presentan filiación a metales. Sin embargo, el Batolito de la Costa ha contribuido a la mineralización ya sea como un motor térmico para circular fluidos en las rocas hospedantes o como fluido formador directo de minerales fuente.
- Los óxidos de hierro, sean en forma de magnetita o hematita, se encuentran presentes en casi todos los depósitos tipo vetas analizados en el presente estudio presentan anomalías en V, Co, U o REE, las cuales es posible provengan de las magnetitas que posteriormente se llegan a convertir en hematitas en el zonamiento vertical, así como a la superposición con los fluidos hidrotermales residuales del magmatismo que afectan a las piritas que también son ricos en elementos trazas, logrando dispersar estos elementos anómalos tanto en la estructura como en la roca hospedante.
- La fuente de mineralización IOCG en el área estudiada, en base a la cartografía magmática y geoquímica analizada, resultaron de diferentes

eventos de emplazamiento plutónico, en el cual los metales son derivados de diversas fuentes como la lixiviación de rocas hospedantes o el basamento enmarcados en un sistema de aporte magmático-hidrotermal, donde las salmueras tuvieron solo un papel menor en la formación de los depósitos IOCG, similar a lo ocurrido para Mina Justa.

## RECOMENDACIONES

- Estudiar detalladamente la geología de la Formación Marcona por ser un metalotecto importante de los depósitos de Fe de clase mundial Marcona y Pampa de Pongo.
- Explorar la franja IOCG pegado a la falla Treinta Libras y a sus fallas secundarias NS, NE o EW para depósitos de mediana a gran minería.
- Debido a la cobertura se debe efectuar magnetometría moderna de preferencia con drones y cubrir las áreas previamente analizadas con geología de terreno.
- Explorar con herramientas de litogeoquímica en la confluencia del Grupo Casma y el Batolito de la Costa para depósitos de pequeña a mediana minería, aprovechando los niveles carbonatados “facies Pariatambo” del Grupo Casma, siguiendo la falla Cobrepampa en sus extensiones y fallas secundarias asociadas.
- Realizar un estudio regional a distrital geoquímico de las magnetitas de los diversos depósitos expuestos en este trabajo, para calibrar fuentes, vectores de elementos trazas, temperaturas de formación, etc.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguirre, L. & Offler, 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., p. 59-71.
- Atchley, F. (1956). *Geology of the Marcona iron deposits, Peru*: Unpublished Ph.D. thesis, California, Stanford University, 150 p.
- Aguirre, L. (1988). Chemical mobility during low-grade metamorphism of a Jurassic lava flow: Río Grande Formation, Perú: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 1, p. 343–361.
- Atherton, M., & Aguirre, L. (1992). Thermal and geotectonic setting of Cretaceous volcanic rocks near Ica, Peru, in relation to Andean crustal thinning. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1), 47–69.
- Atherton, M.P., and Webb, S. (1989): Volcanic facies, structure and geochemistry of the marginal basin rocks of Central Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 2, 241-261.
- Barra, F., Reich, M., Selby, D., Rojas, P., Simon, A., Salazar, E., & Palma, G. (2017). Unraveling the origin of the Andean IOCG clan: A Re-Os isotope approach. *Ore Geology Reviews*, 81, 62–78.
- Boekhout, F., Spikings, R., Sempere, T., Chiaradia, M., Ulianov, A., & Schaltegger, U. (2012). Mesozoic arc magmatism along the southern Peruvian margin during Gondwana breakup and dispersal. *Lithos*, 146-147, 48–64.
- Barton, M. (2014). Iron Oxide (-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) Systems. In *Treatise of Geochemistry* eds. H. Holland and K. Turekian) vol. 13, pp. 515-536.
- Barton, M. and Johnson, D. (2004). Footprints of Fe-oxide (Cu–Au) Systems: SEG 2004 Predictive Mineral Discovery Under Cover. Centre for Global Metallogeny, University of Western Australia, Special Publication 33: pp. 112–116.
- Bellido, E. & Narváez, S. (1960) - *Geología del cuadrángulo de Atico*. Comisión Carta Geológica Nacional, 2, 59p.
- Caldas, J., 1978, *Geología de los cuadrángulos de San Juan, Acari y Yauca*: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú, Lima, Perú, Boletín 30, 78 p.

- Calvo, G., Rodríguez, O., Serrano, M., Tornos, M., Rodríguez, R., Velasco, F., Contreras, M., Ochoa, J., Urbina, M., Sapacayo, M. (2013). El skarn magnésico de Pampa del Pongo: Un megayacimiento de hierro en la Cordillera de la Costa del sur del Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 107, p. 099-103(2013)
- Carew, M.J. (2004) Controls on Cu-Au mineralization and Fe oxide metasomatism in the Eastern Fold Belt, N.W. Queensland, Australia. Ph.D thesis, James Cook University, Queensland
- Casquet, C., Fanning, C., Galindo, C., Pankhurst, R., Rapela, C., & Torres, P. (2010). The Arequipa Massif of Peru: New SHRIMP and isotope constraints on a Paleoproterozoic inlier in the Grenvillian orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), 128–142.
- Castellón, R. (2017). Geología del yacimiento Panulcillo, características geoquímicas y control estructural de cuerpos mineralizados. Pontificia Universidad Católica de Chile, Escuela de Ingeniería. Tesis para obtener el grado de magister en ciencias de la ingeniería, 190 p.
- Cawood, P. (2005). Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Reviews* 69, 249–279.
- Ccallo, W., Mamani, M., Acosta, H., Rodríguez, J., Cutipa, M. (2013). Petrogénesis de las rocas intrusivas del Grupo Casma (145-105 Ma) en el segmento Acarí–San Juan de Marcona. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 107, p. 022-026.
- Chapman, J. B., Ducea, M. N., De Celles, P. G., & Profeta, L. (2015). Tracking changes in crustal thickness during orogenic evolution with Sr/Y: An example from the North American Cordillera. *Geology*, 43(10), 919–922.
- Chara. (2000). Petrografía, geocronología y exploración minera en el cuadrángulo de Ica. Lima: Congreso Peruano de Geología, Sociedad Geológica del Perú, p, 410-424.
- Chew, D., Kirkland, C., Schaltegger, U., and Goodhue, R. (2007), Neoproterozoic glaciation in the Proto-Andes: Tectonic implications and global correlation: *Geology*, v. 35, p. 1095–1098.
- Chew, D., & Kirkland, C. (2011). Chapter 44 The Chiquerío Formation, southern Peru. *Geological Society, London, Memoirs*, 36(1), 481–486.
- Chiaradia M, Banks D, Cliff R, Marschik R, and de Haller A (2006). Origin of fluids in iron oxide–copper–gold deposits: Constraints from  $\delta^{37}\text{Cl}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , and  $\text{Cl}/\text{Br}$ . *Mineralium Deposita* 41: 565–573.

- Chen, H., Clarck, A., Kyser, K., Ullrich, T., Baxter, R., Chen, Y., Moody, T. (2010). Evolution of the Giant Marcona-Mina Justa Iron Oxide-Copper-Gold District, South-Central Peru. *Society of Economic Geologists*, v. 105, pp. 155–185.
- Chen, H., Cooke, D.R., Baker, M.J. (2013). Mesozoic Iron Oxide Copper-Gold Mineralization in the Central Andes and the Gondwana Supercontinent Breakup. *Economic Geology*, v. 108, pp. 37-44.
- Clarke, D.B. (1992) The Mineralogy of Peraluminous Granites: A Review. *Canadian Mineralogist*, 19, 3-17.
- Cobbing, E., Ozard, J., Snelling, N. (1977). Reconnaissance geochronology of the basement rocks of the Coastal Cordillera of southern Perú. *Geological Society of American Bulletin*, v.88, p. 241-246.
- Cobbing, E. J. (1978). The Andean geosyncline in Peru, and its distinction from Alpine geosynclines. *Journal of the Geological Society of London* 135, 207-218.
- Cobbing, E., et al. (1981). The geology of the Western Cordillera of northern Peru. London: Institute of Geological Sciences, Overseas Memoir 5, 143 p.
- Cohen, K., Finney, S., Gibbard, P., Fan, J. (2013). The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36: 199-204. <https://stratigraphy.org/chart>
- Contreras, M., Ayte, M., Sánchez, D., Moreno, C., y Ronald Risco, R. (2014). Geoquímica y petrografía del magmatismo del distrito minero de Marcona y su relación con la mineralización de los depósitos de tipo IOCG–skarn. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 109, p. 110-115.
- Cotrina, G. (2019). Caracterización de la geoquímica magmática y su relación a la mineralización de Cu – Au (10°38´ – 10 °48´ Latitud Sur), Cerro de Pasco. Tesis para optar el título de Ingeniero. Universidad Nacional Daniel Alcides Carrión.
- Dalziel, I. (1981). back-arc extension in the Southern Andes: A review and critical reappraisal. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* A300, 310-335.
- De la Cruz, N. & Jaimes, F. (2001). Mapa geológico actualizado del cuadrángulo de Córdova (29-m), escala 1: 50 000, Carta Geológica del Perú. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
- De la Cruz, J. & De la Cruz, O. (2001). Mapa geológico actualizado del cuadrángulo de Nasca (30-n), escala 1: 50 000, Carta Geológica del Perú. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
- Energiminas (2021). Mina Justa alcanzará su máxima capacidad de producción, a más tardar, en primer trimestre de 2022. <https://energiminas.com/mina->



justa-alcanzara-su-maxima-capacidad-de-produccion-a-mas-tardar-en-primer-trimestre-de-2022/

- FA Ingenieros (2016). Estudios petrográficos y análisis mineralógico por difracción de rayos x (drx) de siete muestras. Reporte interno.
- Fernández, S & Hernández, A. (1991). Cálculos y diagramas geoquímicos. Universidad Complutense de Madrid. Madrid.
- Fernández, M. (1993). Geología de cuadrángulos de Pisco, Guadalupe, Punta Grande, Ica y Córdova. Lima, Perú. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Boletín 47, Serie A, Carta Geológica Nacional.
- Guevara, C. (1980). El grupo Casma del Perú central entre Trujillo y Mala: Boletín de la Sociedad Geológica del Perú. v. 67, p. 73-83.
- Hitzman, M., Oreskes, N., and Einaudi, M. (1992). Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits: Precambrian Research, v. 58, p. 241–288.
- Hu, X., Chen, H., Beaudoin, G., and Zhang, Y. (2020). Textural and compositional evolution of iron oxides at Mina Justa (Peru): implications for mushketovite and formation of IOCG deposits. American Mineralogist, Volume 105, pages 397–408, 2020.
- Injoque, J. & Romero, L. 1986. Estromatolitos (?) en la formación San Juan, San Juan de Marcona. Evidencia de estructuras fósiles precámbricas en el Perú. De Remetallica de la minería y los metales: Revista del Instituto Geológico Metalúrgico, 11, 4 –5.
- Injoque, J. (1985): Geochemistry of the Cu-Fe amphibole skam deposits of the Peruvian central coast. Ph.D. Thesis, University of Nottingham, 392 pp.
- Injoque, J. (2002). Fe oxide-Cu-Au deposits in Peru: An integrated view, in Porter, T.M., ed., Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective: Adelaide, Porter Geoscience Consultancy Publishing, v. 2, p. 97–113.
- Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. (1971). A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8(5), 523–548.
- Jaillard, E., Herail, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E., Baby, P., Lavenu, A., Dumon, J. (2000). Tectonic Evolution of the Andes of Ecuador, Peri, Bolivia and Northernmost Chile. Cordani, U.G./ Milani, E.J./Thomaz flinho, A./Campos, D. Tectonic Evolution of South America. p. 481-559/Rio de Janeiro, 2000.
- Jaillard, E. (1994). Kimmeridgian to Paleocene tectonic and geodynamic evolution of the Peruvian (and Ecuadorian) margin In; J.A. Salfity (ed.). Cretaceous

- tectonics in the Andes, pp.101-167. Earth Evolution Sciences, Fried. Vieweg and Sohn, Braunschweig/Wiesbaden.
- James, D. (1971). Andean crustal and upper mantle structure. *Journal of Geophysical Research*, 76,3246-3271.
- Jacay, J., Castillo, J., Reategui, T., Pari, H. (2002). Características sedimentológicas, del Albiano (Grupo Casma) -valle del río Chillón. *Revista del Instituto de investigación de la Facultad de Geología, Minas, Metalurgia y Ciencias Geográficas*. Vol.5-9, Lima-Perú 2002.
- Kay, R., Mpodozis, C., Coira, B. (1999). Neogene Magmatism, Tectonic and Mineral Deposits of the Central Andes (22° to 33°S Latitude). *Special Publication N° 7, Society of Economic Geologist*, Chap. 2, pp. 27-59.
- Kelley, K. A., & Cottrell, E. (2009). Water and the Oxidation State of Subduction Zone Magmas. *Science*, 325(5940), 605–607.
- Lago San José, M., & Arranz Yangüe, E. (2005). Evolución geoquímica, petrogenética y de condiciones geodinámicas de los magmatismos Pérmicos en los Sectores central y Occidental del Pirineo. Madrid: Ciencias de la Tierra.
- León, D. (2019). Evaluación geológica del sistema de vetas cupríferas en el proyecto alexander 9k Caravelí -Arequipa. Tesis para optar el título de ingeniero. 118p.
- León W., Aleman A., Torres V., Rosell W. & De La Cruz O. (2008). Estratigrafía, Sedimentología y Evolución Tectónica de la Cuenca Pisco Oriental. *Boletín INGEMMET, Serie D, N° 27*, 144p., 1 mapa escala 1:250 000.
- Levi, B., and Aguirre, L. (1981). Enialic spreading-subsidence in the Mesozoic and Palaeogene Andes of central Chile. *Journal of the Geological Society of London* 138, 75-81.
- Li, R., Chen, H., Xia, X., Yang, Q., Li, L., Xu, J., Huang, Ch. (2017). "Ore fluid evolution in the giant Marcona Fe-(Cu) deposit, Perú: Evidence from in-situ sulfur isotope and trace element geochemistry of sulfides". *Journal Ore Geology Reviews* Volume 86, June 2017, p. 624-638.
- Li, R. & Wang, L. (2022). External fluid incursion during Cu-mineralization stage of Mina Justa iron oxide copper-gold (IOCG) deposit: Evidence from triple sulfur isotope geochemistry of chalcopyrite. *Ore Geology Reviews*. Volume 149, October 2022, 105102.
- Litherland, M., Aspden, J., Jemielitam, R. (1994). The metamorphic belts of Ecuador. *British Geological Survey Overseas Memoir*, 11. 147 pp.

- Loewy, S., Connelly, J., Dalziel, I. (2004). An orphaned block: the Arequipa–Antofalla basement of the Central Andean margin of South America. *Geological Society of America Bulletin* 116, 171–187.
- McLemore, V. (2012). Rare Earth Elements Deposits in New Mexico. Arizona Geological Survey Special Paper 9. Chapter 3. 48th Annual Forum on the Geology of Industrial Minerals Scottsdale, Arizona | April 30 - May 4, 2012.
- Mucho, R. (2019). Solo hemos explorado el 20% del potencial geológico del Perú. Revista digital Energiminas. <https://energiminas.com/solo-hemos-explorado-el-20-del-potencial-geologico-del-peru-romulo-mucho/>
- Montoya, M., García, W. y Caldas J. (1994). Geología de los cuadrángulos de Lomitas, Palpa, Nasca y Puquio. Lima, Perú. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Boletín 53, Serie A, Carta Geológica Nacional.
- Mukasa, S., & Henry, D. (1990). The San Nicolás batholith of coastal Peru: early Palaeozoic continental arc or continental rift magmatism? *Journal of the Geological Society*, 147(1), 27–39.
- Mukasa, S. (1986). Zircon U-Pb ages of super-units in the Coastal batholith, Peru: Implications for magmatic and tectonic processes. *Geological Society of America Bulletin*, 97(2): 241-254.
- Myers, J. S., 1974, Cretaceous stratigraphy and structure, western Andes of Peru between latitudes 10'-10'30'S *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 58, p. 474-487.
- Middlemost, E. A. K. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3-4), 215–224.
- Mueller, A.G. and Groves, D.I., 1997: The classification of Western Australian greenstone-hosted gold deposits according to wallrock - alteration mineral assemblages. *Ore Geol. Rev.*, v. 6, p. 291-331.
- Muenow, D., Garciat, M., Aggrey, K., Bednarz, U., Schmincke, H. (1990). Volatiles in submarine glasses as a discriminant of tectonic origin: application to the Troodos ophiolite. *Nature* 343, 159–161.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in Carbonaceous and Ordinary Chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757-775.
- Noble, D., Farrar, E., & Cobbing, J. (1979). The Nazca Group of south-central Peru: Age, source, and regional volcanic and tectonic significance. *Earth and Planetary Science Letters*, 45(1), 80–86.
- Oliveros, V., Féraud, G., Aguirre, L., Fornari, M., Morata, D. (2006). The Early Andean Magmatic Province (EAMP): 40Ar/39Ar dating on Mesozoic volcanic and

- plutonic rocks from the Coastal Cordillera, northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157, 311–330.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R. (1976) Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
- Pitcher, W. (1978). The anatomy of a Batholith. *Journal of the Geological Society of London, US*, 157-182.
- Pitcher, S. (1974). The Mesozoic and Cenozoic batholiths of Peru. *Pacific. Geology*, 8, 51-62.
- Pitcher, W. (1985). A multiple and composite batholith: En: Pitcher, W.S., et al., eds. *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*. New York: John Wiley, p. 93-101
- 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. *International Journal of Earth Sciences* 94, 231–242.
- Quispe, M & Rivera, H. (2013). *Correlación Geoquímica de Eventos Ígneos en el Proyecto Esperanza Distrito Bolognesi Departamento Ancash*. Instituto de Investigación de la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica Vol. 15, n°32. Lima. 13 p.
- Ramos, V., Valencia, K. y Romero, D. (2012). The Paracas Terrane (central-northern Perú): A Grenville age sialic basement accreted to the western Gondwana margin during the Famatinian orogeny. *13ª Congreso Geológico Chileno, Actas 1(T2): 141-143, Antofagasta*.
- Ries, A. (1976). Rb/Sr ages from the Arequipa Massif, southern Peru. *Instituto de estudios africanos, Boletín de la Universidad de Leeds*.
- Rodriguez-Mustafa, M., Simon, A., Bilenker, L., Binderman, I., Mathur, R. Machado, E. (2022). The Mina Justa Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) Deposit, Peru: Constraints on Metal and Ore Fluid Sources. *Journal of the Economic Geology*, Volume 117, Issue 3, p 645 - 666.
- Romeuf, N., Aguirre, L., Soler, P., Féraud, G., Jaillard, E., Ruffet, G. (1995). Middle Jurassic volcanism in the Northern and Central Andes. *Revista Geologica de Chile* 22, 245–259.
- Romeuf, N. (1994). – Volcanisme jurassique et métamorphisme en Équateur et au Pérou: caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques -

implications géodynamiques. Thèse Docteur, Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille, Aix en Provence, 487 p.

- Rollinson, H.R. (1993). Using Geochemical Data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Geochemistry Series, Routledge, New York, 384 p.
- Ruegg, W. (1962). Rasgos morfológicos-geológicos intramarinos y sus contrapartes en el suelo continental peruano Bol. Soc. Geol. del Perú. T. 38, Lim
- Rüegg, W. (1961). Hallazgo y posición estratigráfico-tectónica del Titoniano en la Costa Sur del Perú. Boletín Sociedad Geológica del Perú, (36): 203-208.
- Rüegg, W. (1956). Geologie zwischen Cafiete-San Juan 13°00'- 15°24' Sud peru: Geologische Rundschau. v. 45, p. 775–858.
- Salazar, C. (2003). Caracterización mineralógica y petrográfica en zonas de producción (minas 3-5-6-7) del yacimiento de hierro de Marcona (Ica - Perú). Tesis para optar el título de ingeniero Geólogo. Escuela Profesional de Ingeniería Geológica. Universidad Nacional de Ingeniería.158p.
- Shand, S. (1943) Eruptive Rocks. Their Genesis Composition. Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. John Wiley & Sons, New York.
- Shackleton, R., Ries, A., Coward, M., and Cobbold, P. (1979). Structure, metamorphism and geochronology of the Arequipa massif of coastal Peru: Journal of the Geological Society, London, v. 136, p. 195–214.
- Sillitoe, R. (2003). Iron oxide – copper – gold deposits: an Andean view. Mineralium Deposita, 38: 787 – 812.
- Schneider, H. (1988). Truncated and Censored Samples from Normal Populations. Marcel Dekker, New York.
- Soler, P., Bonhomme, M. (1990). Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to present. Geological Society of America, Special Paper 241, 1990.
- Soler, P. (1990). Cronología y distribución espacial del magmatismo en el Perú central durante el Cretácico superior y el Cenozoico-relaciones con modalidades de la subducción de la placa de Nazca (Farallón) debajo del continente sudamericano. Sociedad Geológica del Perú. Boletín. Lima. pp 81-86.
- Soler, P. (1989): Petrography and geochemistry of lower Cretaceous alkali basalts from the High Plateaus of central Peru and their tectonic significance. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, 1989,1053-1064.

- Tassara, A., Götze, H.J., Schmidt, S., & Hackney, R. (2006). Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin, *J. Geophys. Res.*, 111, B09404.
- Tornos, F., Carriedo, J., Velasco, F., Tomé, C. (2014). La génesis de los depósitos de tipo IOCG: Geología y geoquímica de mineralizaciones en los Andes e Iberia. <https://app.INGEMMET.gob.pe/biblioteca/pdf/CPG14-005.pdf>
- Torres, P. (2008). Dominios Litológicos del Macizo de Arequipa, sur del Perú. Congreso Peruano de Geología, 14, Congreso Latinoamericano de Geología, 13, Lima, PE, 29 setiembre - 3 octubre 2008, Resúmenes.
- Valencia, M., Marchena, A., Lozada, V., Martínez, W (2018). Cobrepampa: características metalogenéticas de un yacimiento mineral IOCG. XIX Congreso Peruano de Geología, 4 p.
- Williams, P., Barton, M., Johnson, D., Fontboté, L., Halter, A., Mark, G., Oliver, N., and Marschik, R. (2005). Iron-oxide copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin, *ECONOMIC GEOLOGY 100TH ANNIVERSARY VOLUME*, p. 371–405.
- Wilson, P. (1975). K-Ar age studies in Peru with special reference to the emplacement of the Coastal Batholith. PhD Thesis, Univ. of Liverpool.
- Valencia, M.; Lozada V.; León, W.; Martínez, W. & Marchena, A. (2020) - Magmatismo Jurásico - Cretáceo y su relación con los yacimientos tipo IOCG y pórfidos entre Ica y Tacna. Bloque norte. INGEMMET, Boletín, Serie B: Geología Económica, Geo 66, 231 p., 28 mapas.
- Vermeesch, P; Pease, V; (2021) A genetic classification of the tholeiitic and calc-alkaline magma series. *Geochemical Perspectives Letters*, 19 pp. 1-6.
- Vidal, C. E., Injoque, J.; Sidder, G. B., Mukasa, S. B. (1990) Amphibolitic Cu-Fe skarn deposit in the Central Coast of Peru, *Econ. Geol.*, Vol. 85, pp. 1447-1461.
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., Beltran, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos* 125, 875–896.
- Yaroshevsky, A. A. (2006). Abundances of chemical elements in the Earth's crust. *Geochemistry International*, 44(1), 48–55.
- Winchester, J. A., & Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325–343.
- Zhu, Z. (2016). Gold in iron oxide copper–gold deposits. *Ore Geology Reviews*, 72, 37–42.

## ANEXOS

### Anexo N° 1. Condiciones de operación y análisis:

Equipo: Difractómetro D8 Advance

Tubo Co (38kV, 25mA): KAlfa1: 6930.48eV

KAlfa2: 1.7891 Å

Filtro: Kbeta: Ni

Detector: LynxEye

Rango de medida desde  $2\theta = 4^\circ$  hasta  $2\theta = 70^\circ$

Identificación: Base de datos del Centro Internacional de Datos para Difracción (ICDD).

Cuantificación: Método Refinamiento Rietveld (TOPAS Structure Database y Fiz Karlsruhe ICSD).

### Anexo N° 2. Tabla de Elementos mayores expresados en porcentajes del batolito de San Nicolás y del Batolito de la Costa.

Código	Unidad Magmática	Al2O3	CaO	Fe2O3	K2O	MgO	MnO	Na2O	P2O5	SiO2	TiO2
31n-RMT-026	Batolito de la Costa	16.91	6.17	3.74	0.68	1.74	0.07	4.22	0.14	64.95	0.43
GR18-13-98	Batolito de San Nicolás	11.70	5.54	7.71	1.78	2.82	0.19	4.53	0.36	61.11	1.27
GR1-11-112	Batolito de la Costa	14.88	2.59	1.33	0.88	0.42	0.03	6.99	0.01	65.28	0.77
GR18-13-163	Batolito de la Costa	14.17	4.89	5.79	3.85	2.31	0.19	2.97	0.28	62.02	0.71
GR1-12-23	Batolito de la Costa	14.12	5.08	6.56	2.22	2.07	0.13	3.36	0.23	49.81	0.65
GR18-13-151	Batolito de San Nicolás	14.90	6.82	8.08	1.87	3.36	0.24	3.49	0.39	56.86	1.50
GR18-13-151D	Batolito de San Nicolás	16.79	6.99	8.84	1.91	3.83	0.24	3.49	0.45	53.60	1.41
GR18-13-89	Batolito de San Nicolás	14.84	5.42	8.24	2.66	2.62	0.15	3.45	0.39	58.63	0.90
GR1-12-163	Batolito de la Costa	13.62	4.77	6.61	2.24	1.96	0.13	3.44	0.22	51.75	0.63
GR18-13-183	Batolito de San Nicolás	13.32	3.46	4.49	3.29	1.76	0.12	4.38	0.20	65.10	0.46
GR1-11-19	Batolito de la Costa	18.09	6.70	6.64	1.32	2.62	0.14	3.47	0.19	58.21	0.59
GR1-11-25	Batolito de la Costa	14.71	5.23	0.91	0.64	1.27	0.02	5.31	0.11	69.10	0.38
GR1-11-163	Batolito de la Costa	14.26	4.80	4.96	1.81	1.99	0.14	3.27	0.14	58.76	0.47
GR1-12-35	Batolito de San Nicolás	15.08	7.81	3.66	0.60	3.78	0.12	4.72	0.17	55.91	0.82
GR1-11-110A	Batolito de la Costa	15.14	9.73	5.43	0.73	4.21	0.06	4.30	0.13	52.48	0.71
GR18-13-77	Batolito de San Nicolás	15.03	9.87	10.27	2.06	4.17	0.17	2.77	0.12	51.38	1.71
PT-011	Batolito de San Nicolás	15.72	4.62	5.67	4.01	2.14	0.13	2.98	0.17	63.29	0.45
PT-014	Batolito de la Costa	17.13	6.50	8.27	2.88	3.29	0.16	3.04	0.18	57.57	0.79
PT-015	Batolito de la Costa	17.38	5.37	5.48	1.98	2.70	0.12	3.44	0.09	61.56	0.43
PT-016	Batolito de San Nicolás	15.53	2.88	5.03	4.18	1.95	0.13	2.99	0.20	65.48	0.47

**Anexo N° 3.** Tabla de elementos mayores expresados en porcentajes de la Formación Río Grande y del Grupo Casma.

Código	Unidad Magmática	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>
GR6-0946	Grupo Casma	11.22	11.36	10.81	1.75	6.08	0.18	3.39	0.22	40.91	1.37
GR18-13-130	Fm. Río Grande	14.43	5.83	5.90	2.56	1.97	0.13	4.19	0.32	61.69	0.82
PT-001	Fm. Río Grande	16.71	4.13	4.76	1.36	2.59	0.09	5.00	0.22	63.28	0.55
PT-002	Grupo Casma	16.84	2.23	5.68	0.37	1.75	0.04	8.46	0.24	62.63	0.77
30n-RMT-004	Grupo Casma	16.83	2.22	8.81	6.21	1.66	0.04	3.30	0.12	57.63	0.49
GR1-11-112A	Grupo Casma	16.85	7.54	7.10	1.39	4.03	0.13	3.26	0.15	53.86	0.69
GR18-13-01	Fm. Río Grande	15.09	6.12	6.50	3.00	3.08	0.12	3.56	0.28	58.81	0.74
PT-003	Fm. Río Grande	12.26	0.93	2.36	6.94	0.21	0.03	1.30	0.04	74.48	0.26
GR1-11-157	Fm. Río Grande	15.24	4.89	5.31	1.52	2.64	0.13	3.57	0.12	59.86	0.55
GR1-12-165	Grupo Casma	14.75	5.06	5.94	0.72	4.44	0.10	3.50	0.10	54.89	0.43
GR1-11-17	Grupo Casma	17.55	3.08	11.21	4.12	4.41	0.28	4.13	0.22	50.84	0.79
GR6-0945	Grupo Casma	12.77	5.47	11.55	2.33	8.74	0.14	2.83	0.63	44.94	1.91
GR1-11-198	Grupo Casma	14.73	5.54	5.31	1.30	3.34	0.14	2.96	0.18	58.46	0.66
PT-004	Grupo Casma	16.82	1.46	7.06	2.37	2.82	0.07	5.89	0.13	61.75	0.56
PT-006	Fm. Río Grande	14.56	2.82	6.15	0.05	1.09	0.35	6.79	0.18	65.26	0.67
GR1-11-196	Fm. Río Grande	12.92	1.55	2.50	4.62	0.38	0.05	3.04	0.05	69.53	0.27
PT-007	Fm. Río Grande	15.66	4.60	8.64	1.95	2.46	0.23	4.51	0.55	58.69	0.88
PT-008	Fm. Río Grande	18.33	1.78	10.97	0.12	5.17	0.19	7.58	0.18	54.52	1.00
PT-009	Grupo Casma	17.01	6.59	8.03	3.24	2.96	0.16	3.69	0.25	55.43	0.95
GR1-11-37	Grupo Casma	14.73	2.65	16.50	0.67	7.64	0.09	2.52	0.01	47.06	0.66
GR1-11-15	Grupo Casma	16.48	3.23	7.19	2.35	3.72	0.15	4.61	0.12	55.31	0.87
GR1-11-16	Grupo Casma	15.31	2.45	5.36	1.28	2.63	0.14	5.15	0.14	60.93	0.52
PT-012	Fm. Río Grande	17.41	9.07	7.24	0.21	6.26	0.15	3.09	0.18	55.31	0.76
GR1-12-78	Grupo Casma	15.55	3.21	1.99	0.16	3.28	0.04	7.41	0.11	61.68	0.54
PT-013	Grupo Casma	17.63	8.15	8.28	1.00	5.02	0.14	3.22	0.13	55.05	0.83



**Anexo N° 4.** Tabla de elementos mayores normalizados en base anhidra de SiO<sub>2</sub> y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, con el FeO<sub>t</sub>.

Código	Unidad	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>t</sub>
31n-RMT-026	Batolito de la Costa	64.95	3.74	3.37
GR6-0946	Grupo Casma	40.91	10.81	9.73
GR18-13-130	Fm. Río Grande	61.69	5.90	5.31
PT-001	Fm. Río Grande	63.28	4.76	4.28
GR18-13-98	Batolito de San Nicolás	61.11	7.71	6.94
PT-002	Grupo Casma	62.63	5.68	5.11
30n-RMT-004	Grupo Casma	57.63	8.81	7.93
GR1-11-112A	Grupo Casma	53.86	7.10	6.39
GR18-13-01	Fm. Río Grande	58.81	6.50	5.85
PT-003	Fm. Río Grande	74.48	2.36	2.12
GR1-11-157	Fm. Río Grande	59.86	5.31	4.78
GR1-11-112	Batolito de la Costa	65.28	1.33	1.20
GR1-12-165	Grupo Casma	54.89	5.94	5.34
GR18-13-163	Batolito de la Costa	62.02	5.79	5.21
GR1-12-23	Batolito de la Costa	49.81	6.56	5.90
GR1-11-17	Grupo Casma	50.84	11.21	10.09
GR6-0945	Grupo Casma	44.94	11.55	10.39
GR18-13-151	Batolito de San Nicolás	56.86	8.08	7.27
GR18-13-151D	Batolito de San Nicolás	53.60	8.84	7.95
GR1-11-198	Grupo Casma	58.46	5.31	4.78
PT-004	Grupo Casma	61.75	7.06	6.35
GR18-13-89	Batolito de San Nicolás	58.63	8.24	7.41
GR1-12-163	Batolito de la Costa	51.75	6.61	5.95
PT-006	Fm. Río Grande	65.26	6.15	5.54
GR1-11-196	Fm. Río Grande	69.53	2.50	2.25
GR18-13-183	Batolito de San Nicolás	65.10	4.49	4.04
GR1-11-19	Batolito de la Costa	58.21	6.64	5.97
GR1-11-25	Batolito de la Costa	69.10	0.91	0.82
PT-007	Fm. Río Grande	58.69	8.64	7.78
PT-008	Fm. Río Grande	54.52	10.97	9.87
GR1-11-163	Batolito de la Costa	58.76	4.96	4.46
GR1-12-35	Batolito de San Nicolás	55.91	3.66	3.29
PT-009	Grupo Casma	55.43	8.03	7.23
GR1-11-37	Grupo Casma	47.06	16.50	14.85
GR1-11-110A	Batolito de la Costa	52.48	5.43	4.89
GR18-13-77	Batolito de San Nicolás	51.38	10.27	9.24
PT-011	Batolito de San Nicolás	63.29	5.67	5.10
GR1-11-15	Grupo Casma	55.31	7.19	6.47
GR1-11-16	Grupo Casma	60.93	5.36	4.82
PT-012	Fm. Río Grande	55.31	7.24	6.51
GR1-12-78	Grupo Casma	61.68	1.99	1.79
PT-013	Grupo Casma	55.05	8.28	7.45
PT-014	Batolito de la Costa	57.57	8.27	7.44
PT-015	Batolito de la Costa	61.56	5.48	4.93
PT-016	Batolito de San Nicolás	65.48	5.03	4.53

**Anexo N° 5.** Tabla de dataciones radiométricas de rocas y alteración en el área en estudio, con coordenadas en WGS 84, zona 18S y código de muestras originales tomadas por los autores. Fuente: Datos tomados de GEOCATMIN (2022). "Portal web del INGEMMET".

Código	Este	Norte	Edad	Método	Material	Magmatismo	Descripción	Autores
N8	487600	8308324	442.5 ± 10.4	K-Ar	biotita	Batolito San Nicolás	Intrusivo granodiorita	Wilson (1975)
N8	487600	8308324	438 ± 9.4	K-Ar	hornblenda	Batolito San Nicolás	Intrusivo granodiorita	Wilson (1975)
N9	474442	8313091	427 ± 12.2	K-Ar	biotita	Batolito San Nicolás	Intrusivo granodiorita	Wilson (1975)
N9	474442	8313091	421 ± 10.9	K-Ar	hornblenda	Batolito San Nicolás	Intrusivo granodiorita	Wilson (1975)
TW1685-0-3	487117	8308489	417.5 ± 5	U-Pb	zircon	Batolito San Nicolás	intrusivo granodiorita	CGS & INGEMMET (2018)
12424_	425485	8404747	408 ± 11	K-Ar	anfíbol	Batolito San Nicolás	Intrusivo Granito	Chara (2000)
MA5-9A	486675	8320671	177 ± 1.5	Ar-Ar	cummingtonita	Alteración-Marcona	Magnetita de grano fino aintersticial en cummingtonita y biotita	Chen (2008)
MA5-9A	486675	8320671	175.2 ± 2.3	Ar-Ar	cummingtonita	Alteración-Marcona	Magnetita de grano fino aintersticial en cummingtonita y biotita	Chen (2008)
MA5-2	486239	8320381	171.5 ± 1.1	Ar-Ar	flogopita	Alteración-Marcona	Magnetita de grano fino con sulfatos	Chen (2008)
Flow 51	453327	8344512	164 ± 4	K-Ar	roca total	Formación Río Grande	Lava Lava andesita	Aguirre (1988)
12465_	430733	8407295	164 ± 3	K-Ar	biotita	Formación Río Grande	Intrusivo monzodiorita	Chara (2000)
MA5-9B	486763	8320546	161.4 ± 0.9	Ar-Ar	biotita	Alteración-Marcona	Magnetita de grano fino intersticial en cummingtonita y biotita	Chen (2008)
24748_	488206	8320450	160 ± 4	K-Ar	flogopita	Alteración-Marcona	Muestra con alteracion hidrotermal	Vidal et al. (1990)
MA3-19	487766	8318551	159.7 ± 0.8	Ar-Ar	flogopita	Alteración-Marcona	Magnetita de grano grueso-sulfatos y flogopita	Chen (2008)
Flow 51	453323	8344508	159 ± 7	K-Ar	roca total	Formación Río Grande	Lava Lava andesita	Aguirre (1988)
DDM3-3-8	488096	8318981	158.5 ± 1.9	Ar-Ar	tremolita	Alteración-Marcona	Agregados de sulfato de tremolita reemplazando magnetita masiva	Chen (2008)
12417_	430637	8399454	158 ± 4	K-Ar	plagioclasa	Intrusivo Río Grande	Intrusivo granito porfirítico	Chara (2000)
MA45-2	492624	8323376	157.3 ± 3.5	Ar-Ar	actinolita	Alteración-Mina Justa	Lava andesita alterada	Chen (2008)
MA91-2	491375	8319803	157.3 ± 3.2	Ar-Ar	tremolita	Alteración-Marcona	Magnetita de grano fino intersticial en tremolita y sulfatos	Chen (2008)
DDM5-4-2	486327	8320440	156.6 ± 4.2	Ar-Ar	actinolita	Alteración-Marcona	Vetas de actinolita-sulfatos cortando magnetita	Chen (2008)
DDM3-3-1	488420	8319174	156.2 ± 2.4	Ar-Ar	tremolita	Alteración-Marcona	Tremolita cementando a clastos de magnetita-sulfatos-actinolita	Chen (2008)
MA45-2	492624	8323376	154.3 ± 5	Ar-Ar	actinolita	Alteración-Mina Justa	Lava andesita alterada	Chen (2008)
24804_	488250	8320421	154 ± 4	K-Ar	sericita	Alteración-Marcona	Muestra con alteracion hidrotermal	Vidal et al. (1990)
12439_	453384	8375663	153 ± 3	K-Ar	biotita	Intrusivo Río Grande	Intrusivo diorita hornblendica	Chara (2000)
Flow 51	453324	8344509	149 ± 6	K-Ar	roca total	Formación Río Grande	Lava andesita	Aguirre (1988)
MJ-6	492689	8323369	142.4 ± 6.7	Ar-Ar	feldespato microclina	Alteración-Mina Justa	Veta de hematita-calcopirita-epidota-albita	Chen (2008)
21721_	490001	8320511	137 ± 3	K-Ar	roca total	Dique Tunga	Dique	Vidal et al. (1990)
24740_	491306	8319761	136 ± 3	K-Ar	roca total	Dique Tunga	Dique	Vidal et al. (1990)
24687_	491326	8319790	118 ± 3	K-Ar	roca total	Dique Tunga	Dique	Vidal et al. (1990)
12442_	479100	8341750	113 ± 2	K-Ar	feldespato potasico	Batolito de la Costa	Intrusivo diorita cuarzosa	Chara (2000)
12420_	447134	8382175	113 ± 2	K-Ar	hornblenda	Batolito de la Costa	Intrusivo diorita	Chara (2000)
12457_	419189	8434222	112 ± 2	K-Ar	biotita	Batolito de la Costa	Intrusivo cuarzo diorita_tonalita	Chara (2000)
12405_	429910	8416190	111 ± 2	K-Ar	biotita	Batolito de la Costa	Intrusivo granodiorita	Chara (2000)
MA64-3	492689	8323369	110.9 ± 0.7	Ar-Ar	actinolita	Alteración-Mina Justa	Actinolita de grano grueso brechando a una Lava andesita K-Fe metasomatizada	Chen (2008)
MA64-3	492689	8323369	109.9 ± 1	Ar-Ar	actinolita	Alteración-Mina Justa	Actinolita de grano grueso brechando a una Lava andesita K-Fe metasomatizada	Chen (2008)
TW1676-0-3	436332	8433392	109.8 ± 2.7	U-Pb	zircon	Grupo Casma	Lava Lava andesita	CGS & INGEMMET (2018)
MA3-30	488243	8318847	109.2 ± 0.6	Ar-Ar	feldespato microclina	Alteración-Marcona	Microclina alterada en dacita	Chen (2008)
21306_	526099	8306239	109 ± 4	K-Ar	roca total	Batolito de la Costa	Pórfido dacita	Vidal et al. (1990)
12413_	424450	8420800	105 ± 2	K-Ar	biotita	Batolito de la Costa	Intrusivo granodiorita	Chara (2000)
MA17-7	492708	8323360	103.7 ± 0.6	Ar-Ar	feldespato microclina	Alteración-Mina Justa	Veta de pirita-magnetita-microclina	Chen (2008)
GR17B-15-18	523096	8307564	101.7 ± 1.4	U-Pb	zircon	Batolito de la Costa	Intrusivo Diorite	CGS & INGEMMET (2014)
MA14-3	492697	8323359	101.5 ± 0.7	Ar-Ar	feldespato microclina	Alteración-Mina Justa	Agregados de magnetita-pirita -microclina en Lava andesita alterada	Chen (2008)
MA3-24	487726	8318560	101 ± 0.6	Ar-Ar	feldespato microclina	Alteración-Marcona	Veta de microclina que corta a una dacita albitizada	Chen (2008)
SP14-21	543697	8302193	100 ± 0.5	U-Pb	zircon	Batolito de la Costa	Intrusivo Monzodiorite	CGS & INGEMMET (2014)
MA45-6	492624	8323376	99.1 ± 0.9	Ar-Ar	feldespato microclina	Alteración-Mina Justa	Veta de calcita-calopirita	Chen (2008)
Flow 51	453336	8344540	95 ± 3	K-Ar	roca total	Alteración	Lava andesita	Aguirre (1988)
MA17-9	492708	8323360	95 ± 0.6	Ar-Ar	feldespato microclina	Alteración-Mina Justa	Veta de actinolita cortada por vetas de calcita-pirita y microclina	Chen (2008)

**Anexo N° 6. Tabla de Muestras de roca. WGS84, zona 18S. Fuente: Datos tomados de GEOCATMIN (2022). "Portal web del INGEMMET".**

N°	codigo	Roca	Este	Norte	Cu_ppm	Mo_ppm	Pb_ppm	Zn_ppm	REE	U_ppm	Ba_ppm	V_ppm
1	31n-RMT-001	lava andesita	510472	8336760	950	2	3	5	68.4	1.6	22	229
2	GE-31-R-012	Intrusivo	540701	8313674	803	203	31	29	118.5	8.64	12	1276
3	61026	lava andesita	451614	8344943	508	-	20	107	115.5	3	959	148
4	61027	lava andesita	451614	8344943	506	-	15	88	111.5	2	584	139
5	61024	lava andesita	451614	8344943	457	-	18	140	121.3	4	704	187
6	31n-RMT-011	batolito de la costa	532770	8319596	410	1	29.8	180	104.8	6.1	953	89
7	29m-RMT-004	lava andesita	449112	8413183	370	2	1.5	0	56.7	1.4	13	876
8	31n-RMT-026	batolito de la costa	528925	8339967	360	1	5	20	153.1	2	385	90
9	61025	lava andesita	451614	8344943	350	-	18	118	116.8	3	1219	183
10	GR6-0946	lava basalto	508300	8363459	333	-	-	60	70.4	0.62	128.1	195
11	31m-RMT-002	dique andesita	483370	8323678	320	4	1.9	30	96.2	2.8	26	448
12	31m-RMT-003	dique andesita	490648	8319815	320	3	16.6	120	155.3	2	778	258
13	61023	lava andesita	451614	8344943	281	-	17	165	119.1	4	855	171
14	61022	lava andesita	451614	8344943	265	-	18	185	129.7	1	1393	232
15	GR18-13-03	intrusivo diorita	491267	8311360	234	3	11	101	125.0	0.75	501	131
16	GR1-11-109	intrusivo tonalita	543568	8302522	233	6	19	82	244.2	13.53	658	109
17	GR18-13-130	lava andesita	479189	8324241	206	5	7	97	139.7	2.39	717	152
18	30n-MMT-013	batolito de la costa	527468	8343827	190	2	8.5	90	71.5	2.7	966	245
19	PT-007	lava andesita	447160	8348036	177	0.5	7	97	139.4	2.86	1250	182
20	GR18-13-174	dique diorita	469688	8336638	177	4	12	128	91.8	1.08	297	295
21	GR18-13-98	dique monzogranito	466944	8338149	156	3	12	111	103.2	0.96	468	253
22	31n-RMT-007	batolito de la costa	533838	8317897	150	3	13.6	120	147.4	4.7	593	256
23	29m-RMT-008	monzodiorita	458726	8430983	150	11	7.9	50	420.5	9.1	5450	16
24	PT-014	diorita	543686	8302106	142	0.5	7	79	180.4	14.2	459	196
25	AC03	gabro	527561	8303227	136	1	10	40	86.7	2.37	320.8	104
26	30n-RMT-004	andesita subvolcanico	513825	8345444	130	2	2.7	5	68.7	1.5	1360	128
27	30n-RMT-005	andesita subvolcanico	513845	8345440	120	26	1.5	5	12.5	1.2	12	118
28	GR1-11-32	intrusivo diorita	454855	8375150	110	5	5	85	51.0	0.03	371	243
29	GR1-11-112A	lava basalto	530406	8306357	104	5	6	76	98.1	1.37	554	205
30	GR18-13-102	subvolcanico dacita	481879	8339972	103	3	6	97	102.6	1.38	652	161
31	GR18-13-91	dique gabrodiorita	477242	8309815	103	2	8	108	95.2	0.2	473	216
32	31n-RMT-019	batolito de la costa	529563	8305080	100	1	1	10	52.9	1.1	8	219
33	GE-31-R-059	batolito de la costa	553082	8312531	99	8	15	34	217.5	4.17	542	158
34	GR18-13-97	dique andesita	465701	8338733	94	2	7	93	162.2	0.64	703	226
35	GE-31-R-020	batolito de la costa	535701	8315154	93	11	2.5	16	200.5	5.03	1304	55
36	GR18-13-02B	dique diorita	487247	8336675	88	2	5	106	60.8	0.5	224	153
37	GR1-11-05B	intrusivo tonalita	494512	8387810	87	5	111	172	20.0	0.03	86	188
38	GR1-11-159	lava basalto andesita	467882	8337468	86	5	5	82	87.4	48.5	656	218
39	GE-31-R-004	batolito de la costa	537697	8314244	85	9	14	54	189.3	3.63	98	36
40	GR18-13-180	dique diorita	478120	8340844	78	3	7	95	91.8	1.1	357	219
41	29m-RNM-150	monzonita rojiza	448091	8441901	76	3	2.5	72	275.2	24.9	550	145
42	GR1-11-110	intrusivo tonalita	538555	8312845	72	8	20	102	148.4	4.56	547	210
43	GR18-13-125	dique basalto	487221	8310229	72	3	6	127	109.1	0.31	404	234
44	GE-31-R-011	batolito de la costa	541269	8313580	71	14	9	14	29.9	4.98	151	296
45	31n-RMT-017	batolito de la costa	532783	8294660	70	1	6.1	250	52.6	1.2	930	100
46	GR1-11-206	intrusivo monzodiorita	509402	8354646	67	5	11	110	62.2	1.79	959	221
47	AC04	gabro	527561	8303227	65	2	15	46	65.1	3.74	82.2	58
48	GR18-13-169	dique diorita	462004	8336892	64	3	7	92	207.9	0.85	597	144
49	GR1-11-31	intrusivo monzodiorita	454885	8375244	62	5	31	180	62.5	0.03	197	212
50	GE-31-R-025	batolito de la costa	534954	8316968	61	9	16	28	223.5	8.31	860	84
51	31n-RMT-022	andesita coherente	526170	8305918	60	1	6.1	20	74.0	1.6	170	205
52	GR18-13-02A	dique diorita	487247	8336675	60	6	30	65	273.0	1.71	1252	17
53	GR1-11-4	lava andesita	494332	8388257	59	4	5	75	37.5	0.03	119	133
54	GE-31-R-101	batolito de la costa	551707	8307579	58	11	19	76	141.2	3.18	753	119
55	GR18-13-01	lava andesita	487225	8336722	58	3	16	84	129.1	2.61	840	158
56	GE-31-R-017	batolito de la costa	537813	8313635	56	11	2.5	17	155.7	2.8	34	42
57	PT-012	lava andesita	506587	8314985	51	0.5	4	71	70.8	0.52	161.5	168
58	29m-RMT-011	lava andesita	448695	8416539	50	7	2.6	40	26.6	1.5	51	121
59	GR1-11-20	lava basalto andesita	524229	8344361	50	5	5	140	105.3	0.3	498	282
60	GR1-11-157	lava andesita	479892	8341580	49	3	5	117	64.3	0.03	472	143
61	GE-31-R-107	batolito de la costa	538030	8306271	48	10	36	41	180.5	2.78	1042	117
62	GR1-11-112	intrusivo monzodiorita	536391	8312022	48	7	6	25	186.1	8.78	263	32
63	GR1-12-165	lava andesita	494332	8388257	48	5	5	67	42.8	0.37	85	125
64	GE-31-R-031	batolito de la costa	534029	8319862	47	12	18	40	467.3	10.6	32	89
65	GE-31-R-061	batolito de la costa	540522	8315471	46	11	20	62	83.5	4.85	112	105
66	GR18-13-108	intrusivo tonalita	479941	8340266	45	3	16	108	121.3	1.55	556	167
67	GR18-13-92	intrusivo diorita	476662	8319122	45	3	6	79	59.3	0.25	231	102
68	GE-31-R-014	batolito de la costa	540093	8312996	44	9	25	55	171.8	7.99	591	73
69	GE-31-R-027	batolito de la costa	534269	8316868	44	8	14	73	183.3	7.67	1285	147
70	GR1-11-205	lava basalto andesita	511345	8355143	44	4	6	24	80.9	0.85	770	153
71	GR18-13-163	intrusivo diorita	495650	8315432	43	3	16	99	157.9	1.58	1414	101
72	GR1-12-23	intrusivo diorita	528764	8325708	42	6	12	82	144.0	3.02	789	111
73	GR1-11-33	intrusivo diorita	455381	8374119	41	6	14	39	23.7	0.03	93	70
74	30n-RMT-014	batolito de la costa	527468	8343827	40	2	6.3	50	87.8	1.9	816	102

N°	codigo	Roca	Este	Norte	Cu_ppm	Mo_ppm	Pb_ppm	Zn_ppm	REE	U_ppm	Ba_ppm	V_ppm
75	31n-RMT-028	Grupo Casma	522540	8311870	40	1	2	20	117.7	1.8	169	208
76	30m-RMT-007	dique andesita	474644	8389472	40	1	3	240	89.6	1.3	799	23
77	GR18-13-185	dique diorita	471846	8337845	40	2	5	76	85.8	0.58	691	162
78	GR1-11-17	lava andesita	508258	8356581	40	5	5	456	88.3	0.38	1199	201
79	GR1-11-51	lava basalto	430512	8400313	40	4	5	37	116.5	0.03	314	227
80	GR6-0945	lava basalto	508300	8363459	40	4	0	109	132.8	1	142.5	191
81	GR18-13-151	Intrusivo granodiorita	489355	8305896	39	4	11	142	134.5	0.45	754	152
82	GR18-13-151D	Intrusivo granodiorita	489355	8305896	39	3	11	141	135.2	0.43	844	148
83	GE-31-R-026	batolito de la costa	535509	8317000	37	8	18	62	167.6	6.72	1170	148
84	GR18-13-02AD	dique diorita	487247	8336675	37	7	29	23	277.3	1.69	1409	22
85	GE-31-R-029	batolito de la costa	533503	8319065	36	8	23	44	173.6	9.81	1130	128
86	GR1-11-54	lava basalto	429387	8415526	35	7	22	159	245.2	1.1	1005	50
87	GR1-11-198	lava andesita	442227	8414166	35	6	18	136	77.3	0.8	370	126
88	GE-31-R-024	batolito de la costa	534867	8318054	34	10	14	45	214.6	12.8	1008	77
89	GR1-11-18	intrusivo monzodiorita	508713	8351538	34	5	6	67	142.6	3.4	865	133
90	PT-006	toba andesita	464504	8372370	33	0.5	12	123	77.8	1.18	176	24
91	GE-31-R-033	batolito de la costa	537001	8316139	33	11	17	77	173.6	4.85	1217	63
92	GE-31-R-034	batolito de la costa	537597	8314920	31	8	7	24	65.0	10.5	44	35
93	GR18-13-86	intrusivo diorita	492652	8309108	31	2	13	134	136.8	0.52	726	96
94	GR18-13-89	Intrusivo granodiorita	488219	8307517	31	4	12	86	135.9	1.76	856	129
95	30n-RMT-025	lava andesita	509853	8368671	30	1	3.7	130	107.7	1.1	1040	343
96	GE-31-R-002	batolito de la costa	536812	8313897	30	9	16	40	176.5	14.6	1362	26
97	GR1-12-163	intrusivo diorita	528989	8326071	30	7	11	74	134.3	2.94	762	106
98	PT-011	granito rojo	485895	8308417	29	0.5	21	80	143.4	2.07	919	96
99	GR1-11-36	lava basalto andesita	467661	8387156	29	5	8	209	91.6	1.09	856	155
100	GR1-11-196	lava basalto	396378	8431371	28	6	25	50	227.3	3.18	1209	11
101	GR18-13-183	Intrusivo granodiorita	458368	8337618	26	5	14	74	139.9	2.75	1001	80
102	GR18-13-103	dique andesita (ocoita)	481903	8339988	25	5	13	67	58.5	0.75	577	77
103	GR1-11-19	intrusivo granodiorita	524280	8344433	24	5	5	71	100.2	1.28	644	113
104	GR1-11-25	intrusivo monzodiorita	512981	8348220	24	8	13	24	81.9	2.82	239	46
105	GR1-12-33	intrusivo gabrodiorita	505609	8337734	24	4	6	34	68.0	1.42	211	314
106	GR18-13-102D	subvolcanico dacita	481879	8339972	23	5	18	62	46.6	0.67	540	77
107	PT-009	lava andesita	501425	8341962	22	0.5	3	36	155.9	3.75	611	209
108	GR1-11-26	lava basalto andesita	514936	8345300	22	3	10	19	67.0	2.71	575	172
109	PT-016	granito rojo	421784	8377750	21	0.5	32	72	214.9	2.95	1135	87
110	GR1-11-163	intrusivo granodiorita	528946	8339545	21	5	7	51	77.2	2.22	768	83
111	GR1-12-35	intrusivo sienogranito	481704	8339472	21	4	9	56	101.7	2.25	130	205
112	GR1-11-52	intrusivo monzonita	430520	8400321	21	6	26	14	90.7	8.44	102	4
113	31m-RMT-007	dique andesita	487190	8318627	20	1	2.7	50	111.1	1.9	1280	48
114	30m-RMT-006	andesita coherente	475161	8388580	20	1	2.9	30	60.0	0.7	299	188
115	30i-RNM-143	monzonitarojiza	416344	8380077	20	1	18	80	260.2	4.8	1000	114
116	PT-013	lava andesita	499672	8335391	18	0.5	1	63	64.0	0.63	230	224
117	AC10B	andesita	525717	8302998	18	1	6	42	97.5	2.55	150.4	90
118	GR1-11-156	lava basalto andesita	479895	8341612	17	3	5	96	40.2	0.24	66	151
119	GR1-11-53	intrusivo monzogranito	430574	8400280	17	5	19	20	215.5	2.11	807	26
120	GR1-11-38	intrusivo monzodiorita	474194	8388010	17	4	15	58	86.5	1.17	969	38
121	GR18-13-69	intrusivo tonalita	477682	8310616	16	2	27	93	167.9	5.31	1254	30
122	GR1-11-37	lava basalto andesita	474194	8388010	16	4	10	36	52.5	0.03	179	590
123	GR1-11-110A	intrusivo diorita	525945	8305573	15	3	11	27	101.8	1.32	213	160
124	GR18-13-182	intrusivo monzodiorita	476940	8338984	15	5	5	31	79.9	1.59	1030	154
125	GE-31-R-001	batolito de la costa	535324	8316241	14	6	18	52	152.0	7.16	878	182
126	GE-31-R-008	batolito de la costa	547419	8315163	14	8	8	55	83.5	2.28	634	66
127	GR18-13-77	Intrusivo diorita	487131	8303589	13	2	39	130	97.4	0.47	685	255
128	GR1-11-34	lava basalto	464077	8372426	13	7	6	5	1.3	0.03	10	2
129	GE-31-R-028	batolito de la costa	533829	8317953	12	10	17	36	164.2	13.8	1088	74
130	GR1-11-197	intrusivo monzogabro	445127	8412576	12	5	5	30	66.4	0.87	228	171
131	GR1-11-27	intrusivo monzogranito	515037	8345380	12	6	5	29	112.0	2.41	197	199
132	PT-015	monzodiorita	501945	8363160	11	0.5	1	51	53.5	1.09	476	104
133	GR1-11-15	lava andesita con cuarzo	486873	8380741	10	6	5	97	115.1	0.58	591	125
134	GR1-11-16	lava andesita basaltica	491559	8376528	9	4	5	65	68.2	0.81	422	64
135	GR18-13-113	dique andesita basalto	483040	8323153	8	2	7	54	54.7	1.32	427	202
136	PT-017	lava andesita	430267	8448058	6	0.5	1	50	66.4	0.61	937	261
137	GR1-12-78	lava andesita	535955	8298888	6	3	5	13	85.8	1.06	37	101
138	GR1-11-14	lava andesita	486873	8380741	6	3	5	39	70.0	0.35	302	97
139	PT-001	lava andesita	422489	8425799	5	0.5	11	55	102.9	1.43	351	76
140	PT-003	lava andesita	430173	8404903	2	0.5	4	13	224.1	2.35	1610	11
141	PT-008	lava andesita	478890	8344047	2	0.5	1	87	60.3	1.05	22.6	219
142	PT-002	lava andesita	428380	8439154	1	0.5	1	10	68.3	1.79	62.6	96
143	PT-004	andesita coherente	476831	8383917	1	0.5	1	31	65.8	1.01	231	79

