



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

ORIGEN Y AMBIENTE DE FORMACIÓN DE YACIMIENTO DE CAOLÍN EL  
GUINDO, REGIÓN METROPOLITANA, CHILE

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

BENJAMIN ISAAC TOLEDO AQUINO

PROFESORA GUÍA

VALENTINA FLORES AQUEVEQUE

PROFESORA CO-GUÍA

LUISA PINTO LINCOÑIR

COMISIÓN

DANIEL BAEZA CHANDÍA

Este trabajo ha sido financiado por Compañía Minera Polpaico Ltda.

SANTIAGO DE CHILE

2019

## **RESUMEN DE LA MEMORIA**

**PARA OPTAR AL TÍTULO DE:** Geólogo  
**POR:** Benjamín Toledo Aquino  
**FECHA:** 30/07/2019  
**PROFESORA GUÍA:** Valentina Flores Aqueveque

### **ORIGEN Y AMBIENTE DE FORMACIÓN DE YACIMIENTO DE CAOLÍN EL GUINDO, REGIÓN METROPOLITANA, CHILE**

Para la elaboración de hormigón y cementos, se hacen necesarias una serie de materias primas, entre las cuales se encuentran rocas ricas en aluminio. Para su producción, Cementos Polpaico S.A cuenta en la Región Metropolitana con el yacimiento El Guindo, en el cual se explota caolín, que es un mineral que contiene alrededor de un 30% de aluminio. A menos de un kilómetro hacia el sur del yacimiento El Guindo, se encuentran cuatro yacimientos de Minera Lailhacar, que también explotan caolín. Este caolín tiene distintos orígenes, pudiendo tener un origen primario de estilo supérgeno o hidrotermal, o de estilo secundario sedimentario, y si la alteración es muy extrema, convertirse en un depósito de bauxita. Además, se desconoce a qué Formación afectan estos depósitos, pudiendo pertenecer a la Formación Las Chilcas o a la Formación Lo Valle, pues estos yacimientos se encuentran en los límites de dichas Formaciones. En este contexto, el presente trabajo tiene como objetivo determinar el origen y ambiente de formación del yacimiento El Guindo y determinar su relación con los yacimientos de Minera Lailhacar, pues inicialmente se observan muy diferentes entre sí.

Para conseguirlo, se realiza una caracterización de las texturas, mineralogía y composición química de cada una de las facies definidas, en base a imágenes satelitales usadas como discriminador litológico y mapeo geológico de todos los yacimientos, además de análisis de fluorescencia de rayos X, análisis de difracción de rayos X, y análisis en microscopio de barrido de cada una de estas facies.

Se observa que los yacimientos tienen una composición química rica en aluminio, hierro y silicio, con una mineralogía compuesta principalmente de caolinita, hematita y anatasa. Además, la unidad de pisolitos en los yacimientos está compuesta principalmente aluminio y hierro, abarcando el 90% de esta, con minerales de bohemitita y gibbsita.

En base a los resultados obtenidos, es posible asegurar que El Guindo está relacionado con los demás yacimientos, pues todos se desarrollan en la misma roca original perteneciente a la Formación Las Chilcas, además de tener similares facies, con misma mineralogía y similar composición química.

La presencia de pisolitos y la mineralogía corrobora que estos yacimientos se formarían por meteorización intensa, lo que se corresponde con yacimientos de bauxita de baja ley, y se habrían formado en un período entre el Cretácico y Oligoceno.

*Dedicado a mis papás: Hernán y Jeannette, al fin terminé.*

## **AGRADECIMIENTOS**

En primer lugar, quisiera agradecer a mi familia, quienes han sido un pilar fundamental en mi desarrollo profesional y personal. El apoyo incondicional de mi esposa, padres, hermanos, suegros, cuñadas, sobrina y mi abuela que ya no está con nosotros, me han sostenido y ayudado a convertirme en la persona que soy. Gracias papá y mamá por estar siempre conmigo, apoyándome en los momentos críticos y felices por mis logros. Gracias a Dios por este triunfo.

Quisiera agradecer a la comisión, quienes me guiaron y convirtieron este trabajo en una experiencia muy enriquecedora y motivante. A la profesora Valentina, quien durante todo este proceso me guio con mucho entusiasmo y motivación, participando activamente en todo el proceso, gracias por estar siempre atenta para responder todas las dudas que surgían. A la profesora Luisa, que estuvo siempre dispuesta a aportar con sus consejos, brindando todo el apoyo que necesité. A Daniel Baeza, que estuvo aportando su conocimiento para guiarme y ayudarme a lograr un buen producto final. Muchísimas gracias.

Gracias Blanca, por ayudarme tanto en esta etapa, solucionando todas mis inquietudes de gestiones, trámites y demases.

También quisiera agradecer a toda la Compañía Minera Polpaico Ltda, que me dio la oportunidad de realizar esta memoria en unos de sus yacimientos, aportando con el financiamiento y las instalaciones.

A Daniel Astudillo y Loreto Hernández, por su gigantesco aporte en este trabajo y en la vida, enormemente agradecido por todo lo que hicieron por mí. Estoy en una enorme deuda con ustedes. Gracias de corazón.

A Puli, por estar siempre pendiente de mis avances y aportar con su visión, las cosas habrían salido mucho más lentas. Gracias por estar siempre apañando.

A Super, por simplificar los problemas y siempre buscar una solución.

A mis amigos de la U, a Tato, Claudio, Eial, Cami y Jercko, por hacer hecho mis años de U muy buenos. A la Vale, Caro, Jessi, Cristián, por aportar un grano en mi felicidad actual.

Y agradecer a la persona más importante para mí; Myriam, por ser mi compañera de vida, estando tanto en los momentos más duros y difíciles de esta, siempre con palabras de aliento y de motivación; como en los momentos más felices, que han sido muchos y espero que sean muchos más.



## TABLA DE CONTENIDO

TABLA DE CONTENIDO .....	iv
INDICE DE FIGURAS.....	vi
1.- INTRODUCCIÓN .....	1
1.1 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO .....	1
1.2 UBICACIÓN Y ACCESOS.....	3
1.3 HIPÓTESIS.....	4
1.4 OBJETIVOS.....	5
1.1.1 OBJETIVOS GENERALES.....	5
1.1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	5
1.5 METODOLOGÍA DE TRABAJO .....	5
1.5.1 DISCRIMINADOR LITOLÓGICO.....	5
1.5.2 MAPEO GEOLÓGICO.....	6
1.5.3 ANÁLISIS DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA .....	6
1.5.4 ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X.....	7
1.5.5 ANÁLISIS EN MICROSCOPIO SEM .....	7
1.5.6 ANÁLISIS EN MICROSCOPIO ÓPTICO .....	7
2.- MARCO GEOLÓGICO .....	8
2.1 ROCAS ESTRATIFICADAS DEL BASAMENTO .....	9
2.1.1 FORMACIÓN VETA NEGRA (Kvn).....	9
2.1.2 FORMACIÓN LAS CHILCAS (Klc) .....	9
2.1.3 FORMACIÓN LO VALLE (Klv) .....	10
2.1.4 DEPÓSITOS CUATERNARIOS (Qac).....	11
2.2 ROCAS INTRUSIVAS .....	11
2.2.1 INTRUSIVOS HIPABISALES (Oih) .....	11
2.2.2 INTRUSIVOS CRETÁVICOS (Km) .....	12
2.3 ESTRUCTURAS .....	13
2.3.1 DOMINIO COSTERO .....	13
2.3.2 DOMINIO CENTRAL .....	13
2.3.3 DOMINIO CORDILLERANO .....	13
2.3.4 SISTEMA DE FALLAS NSS-NNW .....	14
2.3.5 SISTEMA DE FALLAS NWN-NW.....	14

2.3.6	SISTEMA DE FALLAS NNE- NE .....	14
3.-	MARCO TEÓRICO.....	16
3.1	ESTUDIOS ANTERIORES.....	16
3.2	DISCRIMINADOR LITOLÓGICO .....	19
3.3	MÉTODO DE RIETVELD.....	20
4.-	RESULTADOS .....	22
4.1	ROCA PROTOLITO EN YACIMIENTOS.....	22
4.1.1	ROCA 1: BRECHA VOLCÁNICA.....	26
4.1.2	ROCA 2: ANDESITA VOLCÁNICA .....	27
4.2	YACIMIENTOS MINERA LAILHACAR.....	28
4.2.1	FACIES DE ALTERACIÓN .....	29
4.2.2	ASOCIACIÓN DE FACIES .....	42
4.2.3	CONTACTO CON INTRUSIVOS.....	44
4.2.4	ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS.....	45
4.2.5	COMPOSICIÓN QUÍMICA Y MINERALOGÍA PRINCIPAL.....	47
4.3	YACIMIENTO EL GUINDO .....	50
4.3.1	FACIES DE ALTERACIÓN .....	51
4.3.2	ASOCIACIÓN DE FACIES .....	59
4.3.3	ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS.....	60
4.3.4	COMPOSICIÓN Y MINERALOGÍA PRINCIPAL.....	61
5.-	DISCUSIONES .....	65
5.1	ROCA PROTOLITO .....	65
5.2	RELACIÓN EL GUINDO Y MINERA LAILHACAR.....	66
5.3	AMBIENTE DE FORMACIÓN .....	70
5.4	FLUJOS ALUVIALES Y FLUVIALES .....	72
5.5	GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	73
6.-	CONCLUSIONES.....	78
7.-	BIBLIOGRAFÍA .....	79
	ANEXO .....	I

## INDICE DE TABLAS

Tabla 1: Características de las bandas de Sentinel 2A.....19

Tabla 2: Combinaciones de banda utilizadas en este trabajo para realce de litología y minerales de alteración.....20

## INDICE DE FIGURAS

Figura 1.2.1: Ubicación y accesos a Mina El Guindo y Lailhacar. .... 4

Figura 2.1.1: Mapa de elaboración propia basado en Rivano (1993), Wall (1999) y Boyce (2015). .... 8

Figura 2.1.1: Columna estratigráfica de Formación Las Chilcas (Boyce, 2015). .... 10  
..... 15

Figura 2.3.1: Dominios estructurales alrededor de yacimientos en estudio. .... 15

Figura 4.1.1: Color Natural R: B04; G: B03; B: B02, utilizado por Pérez y Muñoz (2006). .... 22

Figura 4.1.2: Discriminador litológico R: B12; G: B8a; B: B02 utilizado por Pérez y Muñoz (2006). .... 23

Figura 4.1.4: Discriminador litológico R: B04/B03; G: B11/B02; B: B12/B04 utilizado por Mwaniki et al. (2015). .... 24

Figura 4.1.5: Discriminador de alteración R: B11/ B12; G: B04/ B02; B: B11/B8A. 25

Figura 4.1.6: Afloramiento en yacimiento Tricolor de Roca 1. .... 26

Figura 4.1.7: Afloramiento en yacimiento El Guindo de Roca 1. .... 27

Figura 4.1.8: Afloramiento de andesita volcánica. .... 28

Figura 4.2.1: Distribución espacial de los yacimientos de minera Lailhacar. .... 29

Figura 4.2.2: Contacto de Facies 1 con Roca 1 o unidad hospedadora. a) Imagen sin delimitaciones. b) Imagen con límites definidos. .... 30

Figura 4.2.3: a) Imagen de Facies 1. b) Demarcación de Fiammes en Facies 1. .... 31

Figura 4.2.4: En color negro, difractograma de Facies 1, en base a ánodo de Co-K $\alpha$ , en color rojo ajuste según método de Rietveld. .... 32

Figura 4.2.5: Imagen de Facies 2, en a se observa matriz morada con blanco y en b) parte superior matriz rojiza. .... 33

Figura 4.2.6: En color negro, difractograma de Facies 2, con anticátodo de Co-K $\alpha$ , en color rojo ajuste según método de Rietveld. .... 34

Figura 4.2.8: Imagen de pisolito simple al microscopio SEM en corte transparente. .... 35

Figura 4.2.9: Imagen de pisolito al microscopio SEM. .... 36

Figura 4.2.10: Imagen al microscopio óptico de pisolitos con oolitos presentes. .... 37

Figura 4.2.11: Imagen de pisolitos con oolitos en microscopio SEM. .... 38

Figura 4.2.12: En color negro, difractograma de Facies 3, con ánodo de Co-K $\alpha$ , en color rojo ajuste según método de Rietveld.....	38
Figura 4.2.12: Puntos donde se obtuvieron la composición química en muestra de pisolito. ....	39
Figura 4.2.13: Composición química para pisolito de Figura 4.2.12. ....	39
Figura 4.2.14: Afloramiento donde se observa Facies 4 en parte superior. ....	40
Figura 4.2.15: a) y b) distintos afloramientos retrabajados de Facies 5 de Minera Lailhacar. ....	41
Figura 4.2.16: Afloramiento de arenisca en Minera Lailhacar. ....	42
Figura 4.2.17: Columna estratigráfica que muestra la asociación que existe entre las facies nombradas en capítulo anterior.....	43
Figura 4.2.18: Contacto entre Facies 1 y 2. ....	43
Figura 4.2.19: Contacto Facies 2 con Facies 3. ....	44
Figura 4.2.20: Contacto intrusivo con unidad que presenta arcillolita blanca. ....	45
Figura 4.2.21: a) Estructuras geológicas en yacimiento La Paloma Vieja y en b) Estructuras demarcadas.....	46
Figura 4.2.22: a) Falla geológica b) Falla demarcada.....	47
Figura 4.2.23: Gráfico de composición química principal de todas las facies de yacimientos de Minera Lailhacar. ....	47
Figura 4.2.24: Razón de Al/Si de Minera Lailhacar. ....	48
Figura 4.2.25: Composición química principal de la Facies 4 de Minera Lailhacar. ....	48
Figura 4.2.26: Razón Al/Si en Facies de pisolitos. ....	49
Figura 4.3.1: Imagen en planta de Yacimiento El Guindo.....	50
Figura 4.3.2: Disposición espacial de facies de yacimiento El Guindo. ....	51
Figura 4.3.3: Imagen de Facies 1.....	52
Figura 4.3.4: Facies jaspeada morada. ....	53
Figura 4.3.5: En color negro, difractograma de Facies 2, con ánodo de Co-K $\alpha$ , en color rojo ajuste según método de Rietveld.....	53
Figura 4.3.6: Pisolitos oscuros en matriz rojiza.....	54
Figura 4.3.7: Imagen de pisolitos en parte superior y subunidad 2 en parte inferior. ....	55
Figura 4.3.9: Muestra de Facies 4. ....	56
Figura 4.3.10: Afloramiento de facies de flujo, se observa la poca consolidación de roca. ....	57
Figura 4.3.11: Presencia de líneas de flujo en facies 5. ....	58
Figura 4.3.12: Imagen al microscopio óptico de Facies 5. ....	58
Figura 4.3.13: Contacto nítido entre facies 2 y 3, la altura del banco es de 12 m....	59
Facies 4.3.14: Facies 5: Conglomerado arcilloso afecta a Facies Pisolítica. ....	60
Figura 4.3.15: Falla en yacimiento El Guindo.....	61
Figura 4.3.16: Composición química principal de todas las facies de Mina El Guindo. ....	62
Figura 4.3.17: Razón de Al/Si de Mina El Guindo. ....	62
Figura 4.3.18: Composición de Facies de Pisolitos de Minera El Guindo.....	63

Figura 4.3.19: Razón aluminio/sílice en pisolitos de Mina El Guindo.....	63
Figura 5.2.1: Comparación de la composición química principal entre yacimiento El Guindo con yacimientos de Minera Lailhacar. ....	67
Figura 5.2.2: Comparación de composición química de yacimiento El Guindo con yacimientos de Minera Lailhacar (Al/Si > 0,75). ....	67
Figura 5.2.3: Composición química de facies pisolíticas de yacimientos estudiados. ....	68
Figura 5.3.1: Esquema obtenido de Lascelles (2016) donde muestra la posible formación de pisolitos. ....	71
Figura 5.5.1: Distribución espacial de sondajes de exploración.....	74
Figura 5.5.2: Distribución espacial de campaña de retiro de estéril. ....	75
Figura 5.5.3: Volumen de cuerpo mineralizado estimado en yacimiento El Guindo. ....	76
Figura 5.5.4: Forma estimada para cuerpo mineralizado que puede ser extraído. .	77

## 1.- INTRODUCCIÓN

### 1.1 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO

En Chile, durante el año 2018, se produjeron alrededor de 330 mil toneladas mensuales y alrededor de 700.000 m<sup>3</sup> de hormigón mensuales, según la Cámara Chilena de la Construcción<sup>1</sup>. Polpaico S.A es una de las principales empresas que se dedican a la producción y elaboración de estos productos.

Para fabricar los distintos tipos de cemento elaborados por Polpaico S.A, el principal componente utilizado es el clínker, el cual, tras ser mezclado en distintas proporciones con yeso y puzolana, permite lograr distintos tipos de cemento y hormigón.

Este clínker se obtiene al calentar a una temperatura entre 1300°C y 1500°C, una mezcla homogénea finamente molida formada principalmente por carbonatos de calcio (CaCO<sub>3</sub>) y sílice (SiO<sub>2</sub>), y por caolinita o bauxita (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) y hierro (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) en proporciones menores (Johansen, 1977).

Debido a lo anterior se hacen necesarias una serie de materias primas, entre las cuales se encuentra: la caliza, que aporta carbonato de calcio y sílice; las laminillas de hierro; la conchuela, que compensa los niveles de CaCO<sub>3</sub> cuando la caliza no es suficiente; la bauxita y el caolín. Estos dos últimos aportan el óxido de aluminio. El caolín es la materia objetivo de este estudio.

Por una parte, la bauxita es una roca formada por arcillas, principalmente por gibbsita (Al (OH)<sub>3</sub>), o hidróxidos amorfos como bohemita [ $\gamma$ -AlO(OH)], que es menos hidratada que la gibbsita; y diásporo [ $\alpha$ -AlO(OH)] (Putzolu, et al., 2018).

Por otro lado, el caolín es el nombre que recibe el material formado principalmente por caolinita, hematita y anatasa, donde la caolinita es un mineral del grupo de las arcillas cuya composición es Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>5</sub>(OH)<sub>4</sub>, un aluminosilicato hidratado de color blanco que posee una baja dureza. También puede contener alguno de los polimorfos de la caolinita, como por ejemplo nacrita y dickita.

Composicionalmente, el caolín tiene alrededor de 40%wt de aluminio (Bartolomé, 1997) y la bauxita mayor al 50%wt de aluminio, al estar formado principalmente por los minerales de gibbsita y bohemita.

El origen de los minerales de caolín está controlado principalmente por un litología favorable y condiciones de ambiente tales que permitan la transformación de los silicatos en arcillas con un porcentaje mayor en alúmina.

---

<sup>1</sup> <https://www.cchc.cl/centro-de-informacion/indicadores/>

Los depósitos de caolín pueden haberse formado de manera primaria o secundaria. Dentro del origen primario se encuentran los caolines supérgenos, que corresponden a rocas meteorizadas en la superficie terrestre, presentando ésta todos los grados de saprolización, es decir, se ha meteorizado a tal grado que se ha convertido en arcilla, con o sin persistencia de las texturas propias. Además, dentro de los depósitos primarios se encuentran los depósitos hipógenos o hidrotermales, que se producen por la alteración de rocas por circulación de agua a altas temperaturas. Este calentamiento puede deberse a una gran masa intrusiva o puede estar asociado a una cantidad anormal de elementos radiogénicos (Dill, et al., 1997).

Los depósitos secundarios de caolín se observan en suelos o en ambientes sedimentarios, caracterizándose por bajas temperaturas y baja presión (Dill, et al., 1997), como ambientes aluviales o fluviales, deltas progradacionales, lagos o estanques.

Cabe señalar que los depósitos de bauxita son un caso extremo de laterización o meteorización, y difieren del caolín únicamente por la intensidad de las condiciones climáticas controladas eficientemente por la lixiviación y remoción de solutos, principalmente climas tropicales donde abunda las lluvias y las altas temperaturas ambiente (Schellmann, 1994).

Para la obtención de caolín, Polpaico S.A. cuenta con un único yacimiento en la Región Metropolitana llamado El Guindo. Éste se encuentra ubicado 500 m al norte de otros yacimientos, también dedicados a la obtención de caolín, que son propiedad de Minera Lailhacar, llamados: La Paloma Norte, Andacollo, Tricolor y La Paloma Vieja (Fig. 1.2.1). Tanto El yacimiento El Guindo como los yacimientos de Minera Lailhacar constituyen la zona de estudio.

El yacimiento El Guindo no correspondería a un tipo de yacimiento estándar, debido a que observa una disposición espacial y geométrica caótica y presenta evidencia de flujos fluviales y aluviales y en algunas zonas, flujos piroclásticos. También presenta estructuras sedimentarias primarias, como estructuras depositacionales de clastos y estructuras, que condicionan la alteración de arcillas en algunos casos; además, se observa la presencia de pisolitos de manera abundante en ciertas zonas del yacimiento, cosa que no ocurre en un yacimiento de caolín.

Con respecto a la geología de la zona de estudio, se plantean dos formaciones. Por una parte, Thomas (1958) y luego Rivano (1993) plantean que los cinco yacimientos mencionados se encuentran en la Formación Las Chilcas, la cual es una secuencia volcánica y sedimentaria, de aproximadamente 3000 m.

Por otro lado, Wall(1999) plantea que los yacimientos pertenecen a la Formación Lo Valle, la cual se define como secuencia piroclástica de composición andesítica a riolítica, con intercalaciones de lavas y rocas sedimentarias continentales de hasta 1.800 m de espesor.

En este trabajo se busca determinar si la litología del yacimiento El Guindo corresponden a la Formación Las Chilcas, o es más afín con la Formación Lo Valle.

Esto contribuirá a estimar un ambiente depositacional y estimar la edad de cuando se dieron las condiciones ambientales necesarias para la formación posterior de arcillas.

Cabe señalar que, si bien tanto el yacimiento El Guindo como los yacimientos de Minera Lailhacar son depósitos de caolín, la distribución espacial, la geometría, la disposición de las unidades, la composición, las texturas y estructuras sedimentarias, parecen ser diferentes en El Guindo con respecto a los de Minera Lailhacar. Sin embargo, es posible que estén relacionados, ya sea en la evolución, origen o ambiente de formación, pues no se separan en más de 500 m de distancia.

Por todo lo anterior, el presente trabajo busca responder si El Guindo es un yacimiento de caolín o de bauxita, cuál es la relación que éste tiene con los yacimientos de Minera Lailhacar, cuál es su ambiente de formación, cuál sería la vida útil estimada, y por último, si las rocas no alteradas protolitas de dichos yacimientos se ajustan más a las rocas de la Formación Las Chilcas o a la Formación Lo Valle, de tal forma de poder caracterizar el origen, modo de ocurrencia y ambiente de formación del yacimiento El Guindo, para poder modelar de mejor manera los recursos disponibles. Con todo, este estudio busca ser un aporte en generar una mayor cantidad de reservas en base a la caracterización espacial del yacimiento El Guindo y su relación con yacimientos de Minera Lailhacar.

## **1.2 UBICACIÓN Y ACCESOS**

Para la obtención de caolín, Polpaico cuenta con un yacimiento llamado El Guindo que se encuentra a 38 km al noreste de Santiago, dentro de la provincia de Chacabuco, Región Metropolitana, de coordenadas latitud 32,98° S y longitud 70,8° O, al sureste de la localidad de Montenegro (Figura 1.2.1).

Además, muy cerca de El Guindo se encuentran otros yacimientos de Minera Lailhacar, los cuales no son propiedad de Polpaico, y donde también extrae caolín. Los yacimientos de minera Lailhacar son: Paloma Norte, Andacollo, Tricolor y La Paloma Vieja. El yacimiento Paloma Norte se encuentra a menos de 500 m al sur de El Guindo, y entre donde el yacimiento Tricolor es el más lejano con alrededor de 600 m de distancia de La Paloma Vieja.



Tanto a yacimiento El Guindo como a los yacimientos de Minera Lailhacar se puede acceder por ruta Panamericana norte, cerca del km 62, pero el acceso de Minera Lailhacar se encuentra alrededor de dos kilómetros al sur de acceso a yacimiento El Guindo.

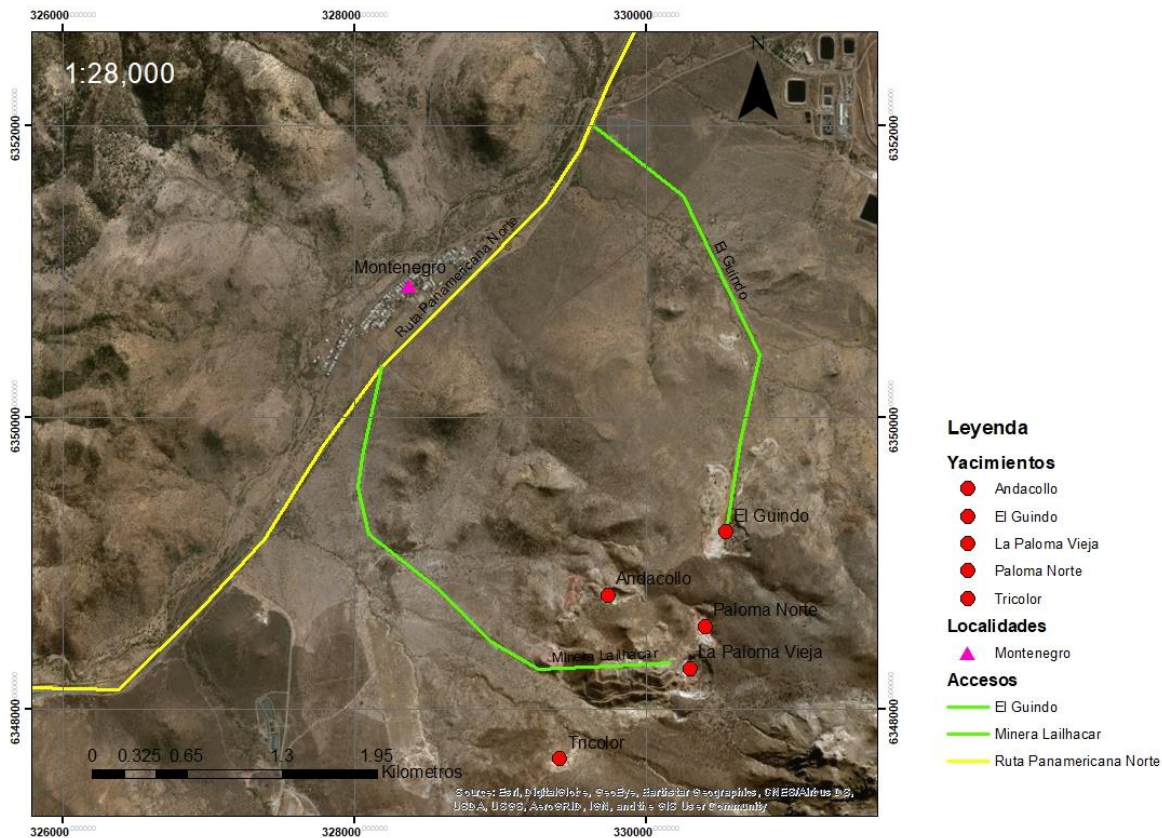


Figura 1.2.1: Ubicación y accesos a Mina El Guindo y Lailhacar.

### 1.3 HIPÓTESIS

Los antecedentes acerca de las características del caolín y bauxita, y de los minerales que las componen, además de las estructuras sedimentarias presentes asociadas con un origen y ambiente de formación, sugieren que el yacimiento El Guindo tiene un origen primario estilo supérgeno de caolín que deriva a un depósito de bauxita, al igual que yacimientos de Minera Lailhacar, en un ambiente depositacional de altas temperaturas y abundantes lluvias, afectando principalmente a rocas atribuidas a la Formación Las Chilcas, posteriormente se vio afectado por remociones en masa, deslizamientos, que le dan la configuración espacial actual.

## **1.4 OBJETIVOS**

### **1.1.1 OBJETIVOS GENERALES**

Determinar el tipo de ocurrencia, origen y ambiente de formación del yacimiento El Guindo de minera Polpaico y su relación con los yacimientos Paloma Norte, Andacollo, Tricolor y La Paloma Vieja de Minera Lailhacar.

### **1.1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

#### **OBJETIVO ESPECÍFICO I**

Determinar las facies presentes en los yacimientos El Guindo y los de la Minera Lailhacar y su disposición espacial, para establecer una comparación entre estas y sus distintas asociaciones.

#### **OBJETIVO ESPECÍFICO II**

Determinar la composición química y mineralógica de cada una de las unidades definidas a fin de correlacionar dichas unidades en yacimiento El Guindo con las de los yacimientos de minera Lailhacar.

#### **OBJETIVO ESPECÍFICO III**

Determinar las facies para poder asociarles un origen y ambiente de formación a dichas facies de los yacimientos estudiados.

## **1.5 METODOLOGÍA DE TRABAJO**

### **1.5.1 DISCRIMINADOR LITOLÓGICO**

La primera aproximación al área de trabajo se realiza a partir del reconocimiento litológico mediante imágenes satelitales. En este ámbito, se utilizarán los programas computacionales *ENVI v. 5.3*, *SNAP v. 6.0* y *Arcgis v. 10.3* para hacer un tratamiento de imágenes satelitales de tipo *SENTINEL 2<sup>a</sup>*, las cuales vienen separadas en bandas espectrales; y combinadas de manera específica en base a las metodologías utilizadas

por Pérez y Muñoz (2006), Knepper (2010) y Mwaniki (2015) resaltan el espectro visible y sirven como discriminador litológico. Serán explicadas en capítulo 3.2 de este trabajo. Todo lo anterior con el fin de alcanzar el Objetivo I.

### 1.5.2 MAPEO GEOLÓGICO

Se realiza mapeo geológico de todo el frente de explotación y de los afloramientos del yacimiento El Guindo para diferenciar y definir facies, en base a parámetros, tales como: textura, composición de minerales, tipo de protolito, color, entre otros.

Además, se realiza un mapeo de los yacimientos de Minera Lailhacar y se definen facies en base a mismos parámetros ocupados para El Guindo, observando la disposición espacial de las facies y las estructuras morfotectónicas presentes. Todo esto para lograr completar el objetivo I.

### 1.5.3 ANÁLISIS DE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA

Se obtendrán entre una y tres muestras de cada unidad definida en objetivo 1, dependiendo del tamaño de la unidad definida, y se les realizarán los análisis que se mencionarán a continuación.

Para lograr el Objetivo II, en una primera instancia se efectúa un análisis de composición a las muestras tanto de yacimiento El Guindo como en los yacimientos de Minera Lailhacar, con el fin de estimar los porcentajes de los elementos mayores en cada una de las unidades definidas en Objetivo 1. Este análisis se hará con fluorescencia de rayos X ocupando Epsilon 4, una máquina que ocupa radiación de He, disponible en laboratorio de empresa Polpaico S.A.

Para poder realizar este análisis, la preparación de la muestra consiste en los siguientes pasos: chancarla cuando la roca tenga algún eje superior a 3 cm de diámetro, luego secarla por aproximadamente tres horas en un horno a 110° C, para luego pulverizarla por 10 segundos en un molino de anillos vibratorio Herlog, obteniendo una muestra de granulometría muy fina. De lo obtenido, 18 gramos se mezclan con 2 gramos de cera, un aglutinante (C<sub>24</sub>H<sub>29</sub>O<sub>5</sub>) para luego repulverizarla en el molino de anillos vibratorio por alrededor de 90 segundos, con el fin de homogeneizar la mezcla resultante, junto con una gota de etilenglicol. Luego se coloca el resultado de la mezcla en un prensador Herzog, que, mediante presión, se obtiene una pastilla, la que será colocada en el lector de elementos.

#### 1.5.4 ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Para determinar los minerales que contienen las unidades definidas anteriormente y así alcanzar el Objetivo II, se realiza análisis de difracción de rayos X, hechos por Laboratorios SAX, Soluciones Analíticas en un difractómetro *Bruker D8 advanced diffractometer*, con un ánodo de Co ( $\lambda = 1,789 \text{ \AA}$ ) sometido a una intensidad de corriente de 30 mA a 40 kV, pasando desde  $2\theta = 0^\circ$  hasta  $80^\circ$ , cuyos resultados son analizados en software de libre acceso llamado MAUD (Lutterotti, et al., 2007) usando difractogramas de minerales obtenidos del COD a partir de publicaciones anteriores de las características de dichos minerales.

Para poder realizar este análisis, la muestra se prepara pasándola por un tamiz de 45  $\mu\text{m}$ , hasta obtener 50 g de muestra tamaño entre 5  $\mu$  a 10  $\mu$ , luego de haberla secado en un horno a  $110^\circ \text{C}$  y pulverizado por 90 segundos en el molino de anillos vibratorio Herzog.

#### 1.5.5 ANÁLISIS EN MICROSCOPIO SEM

También se realiza análisis en microscopio electrónico de barrido (SEM), modelo FEI Quanta 250, el cual permite obtener imágenes electrónicas y microanálisis de alta resolución de muestras conductoras y no conductoras de alto vacío. Disponible en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile<sup>3</sup>.

Este análisis se realiza en algunas muestras de las unidades definidas en yacimiento El Guindo, además de unidades definidas en yacimiento de Minera Lailhacar, con el fin de determinar minerales y texturas presentes en estos. También se estudia con este microscopio a las unidades de pisolitos, con el fin de estudiar las zonaciones que presentan, y de esta manera, entender la evolución mineralógica que han tenido.

Todo lo anterior para lograr el Objetivo III.

#### 1.5.6 ANÁLISIS EN MICROSCOPIO ÓPTICO

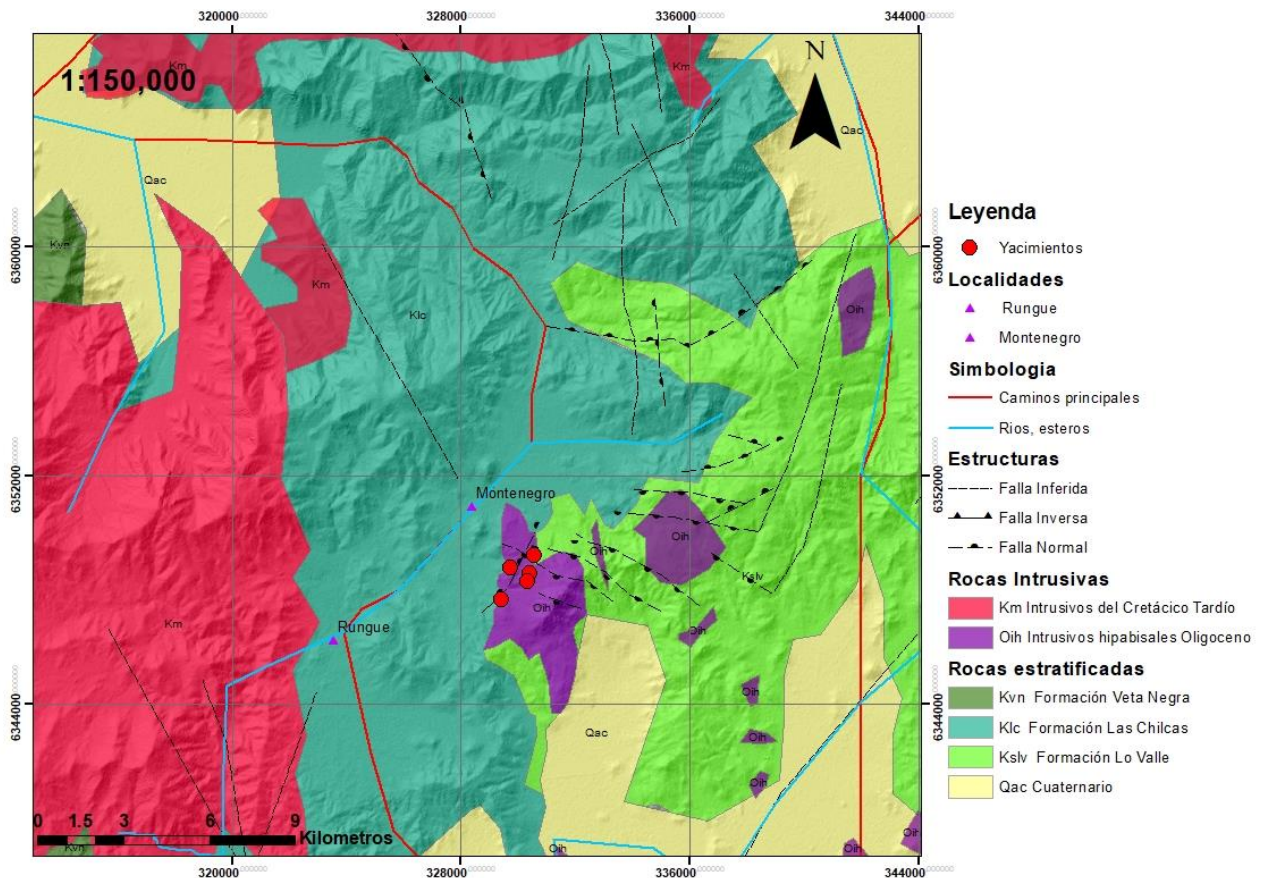
Asimismo, se estudia en microscopio óptico a los pisolitos y las microfacies de cada una de las unidades, con el fin de estudiar las texturas de las microfacies tanto de las unidades como de los pisolitos, para distinguir los procesos que ha sufrido la roca para llegar al estado actual y como se han formado cada una de las capas de dichos pisolitos, esto con el fin de cumplir el Objetivo III.

---

<sup>3</sup><http://geologia.uchile.cl/investigacion/laboratorios-de-investigacion/laboratorio-de-microscopia-electronica-y-microanalisis>

## 2.- MARCO GEOLÓGICO

En los alrededores del yacimiento El Guindo afloran rocas sedimentarias, intrusivas y volcánicas, cuyas edades comprenden desde el Paleozoico al Holoceno (Figura 2.1.1). Estas rocas han sido definidas por Thomas (1958), y descritas por Rivano (1993) en la Hoja Quillota- Portillo y Wall et al. (1999) en su hoja Tiltil. Además, Boyce (2015) hace un estudio acabado de las rocas de la zona de estudio.



*Figura 2.1.1: Mapa de elaboración propia basado en Rivano (1993), Wall (1999) y Boyce (2015).*

## **2.1 ROCAS ESTRATIFICADAS DEL BASAMENTO**

### **2.1.1 FORMACIÓN VETA NEGRA (Kvn)**

La Formación Veta Negra es una unidad volcánica y subvolcánica que incluye andesitas de color gris oscuro- verdoso con grandes fenocristales de plagioclasa (ocoitas) sobre 2 cm de largo, lavas andesíticas porfídicas y afaníticas e intercalaciones sedimentarias.

Aflora en las cumbres mayores de la Cordillera de la Costa. Se dispone, concordantemente, sobre la Formación Lo Prado y subyace en concordancia a la Formación Las Chilcas. Está intruida por granitoides datados entre 91-96 Ma., siendo catalogadas con edades del Barremiano – Aptiano (Thomas, 1958).

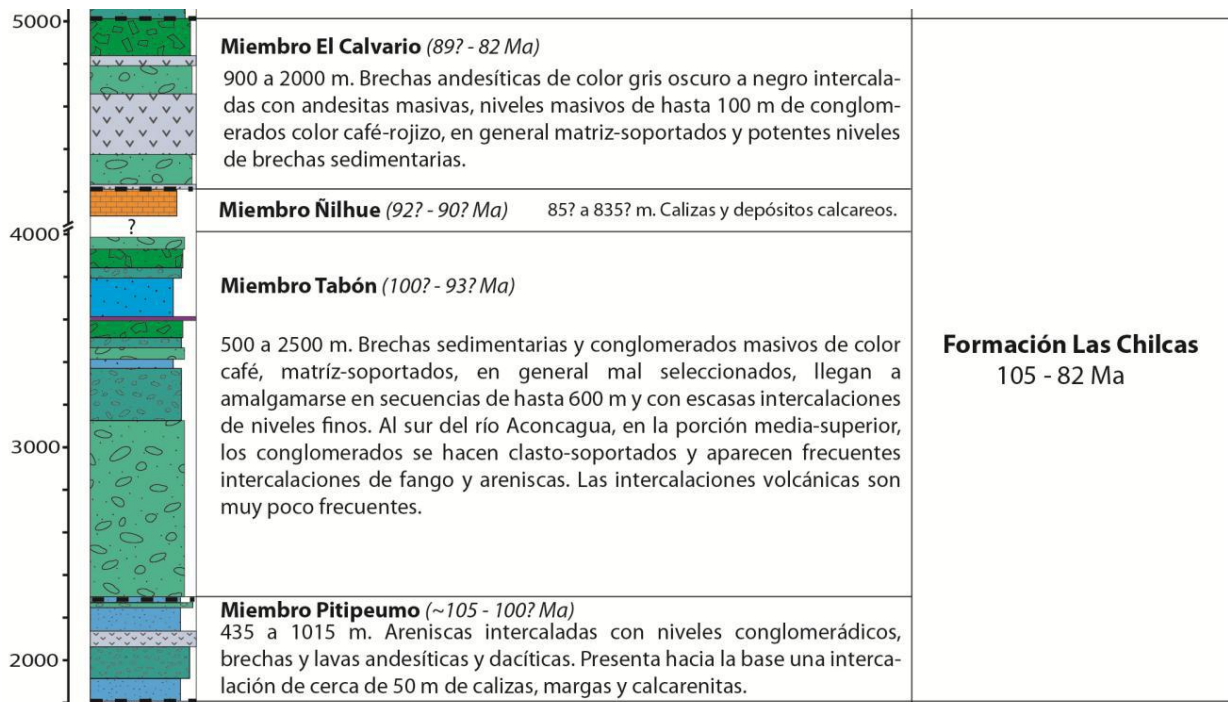
### **2.1.2 FORMACIÓN LAS CHILCAS (Klc)**

La Formación Las Chilcas es una secuencia volcánica y sedimentaria, cuyos niveles basales se componen de rocas piroclásticas dacíticas a riolíticas, con intercalaciones de lavas andesíticas y basálticas, con intercalaciones de areniscas, definida como Miembro Pitipeumo (Boyce, 2015). Hacia arriba gradan a conglomerados y areniscas con restos vegetales, junto con brechas sedimentarias, atribuidos a Miembro Tabón. Sobre estos, se observan facies de abanicos aluviales, a las cuales se asocia un distintivo nivel de calizas marinas y depósitos calcáreos, definido como Miembro Ñilhue. Estas calizas marinas son portadoras de gastrópodos, bivalvos y estromatolitos que indicarían el Albiano Medio. Luego, hacia el techo de la formación, se encuentran lavas basálticas y andesítico -basálticas, definida como Miembro El Calvario (Figura 2.1.1).

Tiene una potencia de aproximadamente 3000 m de espesor, que aflora en la zona oriental de la Cordillera de la Costa, desde donde se extiende hacia el este hasta el portezuelo El Manzano. Se dispone en aparente concordancia sobre la Formación Veta Negra y subyace en discordancia de erosión a la Formación Lo Valle.

Esta formación ha sido datada de edad entre los  $83 \pm 4$  Ma y  $109,6 \pm 0,1$  Ma, con edades Aptiano - Albiano (Thomas, 1958; Piracés y Makshev, 1977; Rivano, et al., 1993).





*Figura 2.1.2: Columna estratigráfica de Formación Las Chilcas (Boyce, 2015).*

### 2.1.3 FORMACIÓN LO VALLE (Kilv)

La Formación Lo Valle es una secuencia piroclástica de composición andesítica a riolítica, con intercalaciones de lavas y rocas sedimentarias continentales de hasta 1.800 m de espesor. Aflora al norte de Huechún, cerros de Colina, este de Baños de Chacabuco y cerro Colorado de Renca. Cubre en discordancia de erosión a la Formación Las Chilcas, y subyace a la Formación Abanico (Thomas, 1958). Esta zona incluye dos niveles estratigráficos:

**(1) Nivel Inferior.** 30-50 m de conglomerados y areniscas, con flora fósil e intercalaciones de tobas. La datación  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en plagioclasa de una toba riolítica indica una edad plateau de 72,4 +1,4 Ma (Gana y Wall, 1997).

**(2) Nivel Superior.** Tobas dacíticas, riodacíticas, cristalinas y brechosas de hasta 860 m de espesor, cubiertas por 900 m de tobas de lapilli y brechas piroclásticas andesíticas. En este nivel se han obtenido edades plateau  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en plagioclasa de 71,4 +1,4 Ma y 71,9 +1,4 Ma, y una edad K-Ar en roca total de 65 +2 Ma (Gana y Wall, 1997). Dataciones K-Ar efectuadas al norte de los 33°S, indican valores de 70,5 +2,5 Ma (plagioclasa) y 64,6 +5 Ma (Wall, et al., 1999).

#### 2.1.4 DEPÓSITOS CUATERNARIOS (Qac)

##### DEPÓSITOS ALUVIALES

Sedimentos no consolidados, que rellenan gran parte de las cuencas de Santiago y valle del estero Chacabuco. Forman parte de extensos abanicos aluviales coalescentes con suave pendiente hacia el oeste, provenientes de las hoyas hidrográficas principales. Hacia sus cabeceras, estos depósitos se interdigitan con depósitos coluviales (Qc) y aluviales de piedemonte (Qap), mientras que, hacia el oeste, gradan a depósitos lacustres (Ql). Están formados por gravas y arenas, con sedimentos finos en menor proporción. Hacia el oeste existe un predominio de sedimentos finos (arenas, limos y arcillas) que alternan con lentes de granulometría gruesa. Antecedentes gravimétricos señalan espesores medios de 400-480 m en el sector norte del valle de Santiago, y de 400-450 m en el sector de Lo Prado-cerro Santa Lucía (Kausel, 1959; Dragicevich, 1982). Se atribuye que se formaron durante el Pleistoceno Medio a Pleistoceno Superior (Rivano, et al., 1993).

##### DEPÓSITOS COLUVIALES

Sedimentos no consolidados, ubicados en las faldas y al pie de los cerros, a la salida de quebradas y en pequeños valles intermontanos. Formados, principalmente, por clastos y bloques, mal seleccionados (escombros de falda). Constituyen mantos adosados a los cerros con pendientes de 4° a más de 10°, y presentan estratificación grosera paralela a las laderas (Rivano, et al., 1993). Se atribuye que se formaron durante el Pleistoceno Medio a Pleistoceno Superior (Rivano, et al., 1993).

## 2.2 ROCAS INTRUSIVAS

### 2.2.1 INTRUSIVOS HIPABISALES (Oih)

Son principalmente ‘Stocks’, filones manto, cuellos volcánicos y diques, cuya composición varía desde gabros a andesitas de piroxeno, forman cuerpos de tamaño inferior a 8 km<sup>2</sup> y afloran, preferentemente, en el sector centro sur de la zona de estudio. Dentro de este grupo se incluyen: (a) gabros y dioritas; y (b) basaltos y andesitas basálticas. Son de edad oligocena superior, se concentran, encajados en las formaciones Las Chilcas y Lo Valle, al oeste de los 70°45'. Parte de estos intrusivos han sido referidos como “Grupo Volcánico del Oligo- Mioceno” (Vergara y Drake, 1979) o Unidad Intrusiva II (Thiele, 1980).

- a. Gabros y microgabros de piroxeno y olivino, dioritas y microdioritas de piroxeno (50 -56% SiO<sub>2</sub>) que afloran entre Huechún y Portezuelo Manzano. Son rocas holocristalinas de grano medio a fino y color gris oscuro. Tres dataciones, K-Ar en roca total, indican valores de 25,5 ±1,3 Ma (Wall, 1997), 23,9 ±0,9 Ma (Gana y Wall, 1997), interpretadas como edades de cristalización



y  $17,4 \pm 1,0$  Ma (Wall, 1997) consideradas mínimas. El conjunto incluye parte del cerro Alto de Huechún, para cuyos flujos de lavas y cuello volcánico se han reportado, al norte de la zona cubierta por el mapa, edades K-Ar entre 31 y 27 Ma (Wall, 1997).

- b.** Basaltos de olivino, andesitas basálticas de piroxeno y olivino y andesitas de piroxeno (51 -54% SiO<sub>2</sub>) que afloran en los cerros El Buitre, Coironal, Polpaico, intruyendo las formaciones Las Chilcas y Lo Valle. Son rocas porfídicas, de color gris oscuro, para las cuales se han obtenido edades K -Ar en roca total de  $24,8 \pm 1,6$  Ma,  $23,4 \pm 1,1$  y  $20,3 \pm 2,1$ Ma y  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  en plagioclasa de  $34,3 \pm 2,2$  Ma (edad plateau),  $23,9 \pm 1,6$  Ma,  $22,9 \pm 1,2$  Ma, y  $24,5 \pm 1,6$  Ma (edades medias ponderadas) (Gana y Wall, 1997; Wall, 1997).

### 2.2.2 INTRUSIVOS CRETÁDICOS (Km)

Los intrusivos cretácicos se distribuyen en franjas norte –sur, presentándose importantes cuerpos de edad cretácica temprana a cretácica media (Albiano - Cenomaniano) en la parte central y la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa, desde el valle del río Illapel por el norte hasta el río Maipo por el sur. Los intrusivos del Cretácico Tardío, en cambio, es posible encontrarlos tanto en la Cordillera de la Costa como en la precordillera, al este de la Depresión Central.

A este período pertenece la Unidad Granodiorítica del Complejo Plutónico Illapel (Morata, et al., 2010), el Plutón Caleu (Molina, 2014) y las unidades San Lorenzo y Fredes (Rivano, et al., 1993)

La Unidad Granodiorítica es el pulso magmático más joven del Complejo Plutónico Illapel y aflora en su borde oriental, al norte de los 32°S, presenta una edad U-Pb de  $86,9 \pm 1,2$  Ma (Morata, et al., 2010) y una edad K-Ar de  $85,9 \pm 2,2$  Ma (Rivano, et al., 1993). El Plutón Caleu presenta edades U -Pb de entre 100 y 90 Ma (Molina, 2014).

La Unidad San Lorenzo aflora de manera continua en la franja proyectada de la depresión central hacia el norte del valle del Aconcagua, desde sector Pedernales por el norte, hasta el sector de Montenegro por el sur. Intruye en general a la Formación Las Chilcas. Está conformada por pequeños cuerpos intrusivos dioríticos, pórfidos andesíticos y andesitas microgranulares. Para esta unidad se obtuvieron edades entre el rango de 86 –63 Ma, es decir, Santoniano a Maastrichtiano (Camus, et al., 1986).

La Unidad Fredes aflora inmediatamente al este de la Unidad San Lorenzo, en la Precordillera al norte del río Aconcagua. Está conformada por stocks de dimensiones entre 20 y 100 km<sup>2</sup> y otros cuerpos menores. La litología varía desde monzogranitos de hornblenda y biotita hasta gabros de anfíbola, pasando por granodioritas, tonalitas y monzodioritas, con un predominio en los términos más básicos. La

textura es fanerítica de grano medio y en algunos tipos con tendencia porfídica. Existen edades K-Ar para esta unidad de entre 67 y 45 Ma (Rivano, et al., 1993).

## **2.3 ESTRUCTURAS**

En Chile, entre los 32,5°S y los 33°S se han definido tres dominios morfológicos estructurales que se separan por criterios morfológicos y geológicos (Rivano, et al., 1993) (Figura 2.3.1).

### **2.3.1 DOMINIO COSTERO**

Está compuesto por terrenos del Mesozoico Inferior-Medio, donde se incluyen las Formaciones Pichidangui, La Ligua, Los Molles, Quebrada del Pobre, Ajial, Cerro Calera y Horqueta, además de rocas intrusivas del Paleozoico Superior (Unidad Cochón). Este dominio coincide bastante bien con Las Planicies Litorales y con la mayor parte de la cordillera de la costa; su límite occidental coincide con la línea de la costa y el límite oriental corresponde al contacto discordante entre las formaciones Horqueta (Jurásico Medio -Superior) y Lo Prado (Neocomiano, marino -volcánico). Presenta un ambiente de deformación compresiva (Rivano, et al., 1993).

### **2.3.2 DOMINIO CENTRAL**

Corresponde al borde oriental de la cordillera de la Costa y a la Mediana Montaña. Geológicamente en este dominio están las formaciones Lo Prado, Veta Negra, Las Chilcas, Lo Valle. Su límite occidental es la discordancia entre la parte superior de la Formación Horqueta y la base de la Formación Lo Prado. El límite oriental es la zona de la Megafalla Pucuro. En general, se trata de una zona de deformación suave y limitada a suaves pliegues que afectan las rocas volcanoclásticas, y favorecen al desarrollo de fallas de extensión (Rivano, et al., 1993).

### **2.3.3 DOMINIO CORDILLERANO**

Este dominio corresponde a todo el flanco occidental de la Cordillera Principal y representa un gran apilamiento tectónico compresivo marcado por un importante fallamiento inverso hacia el este. Está formado por las formaciones Rio damas y Tordillo, San José, Cristo Redentor, Pelambres y Farellones. El límite oriental de este dominio traspasa la frontera chileno-argentina ubicándose con seguridad en el frente oriental de la cordillera principal en el límite con la cordillera Frontal. Las

estructuras principales corresponden, en general a deformación compresiva. En el límite occidental está la Mega Falla Pocuro (Rivano, et al., 1993).

#### 2.3.4 SISTEMA DE FALLAS NSS-NNW

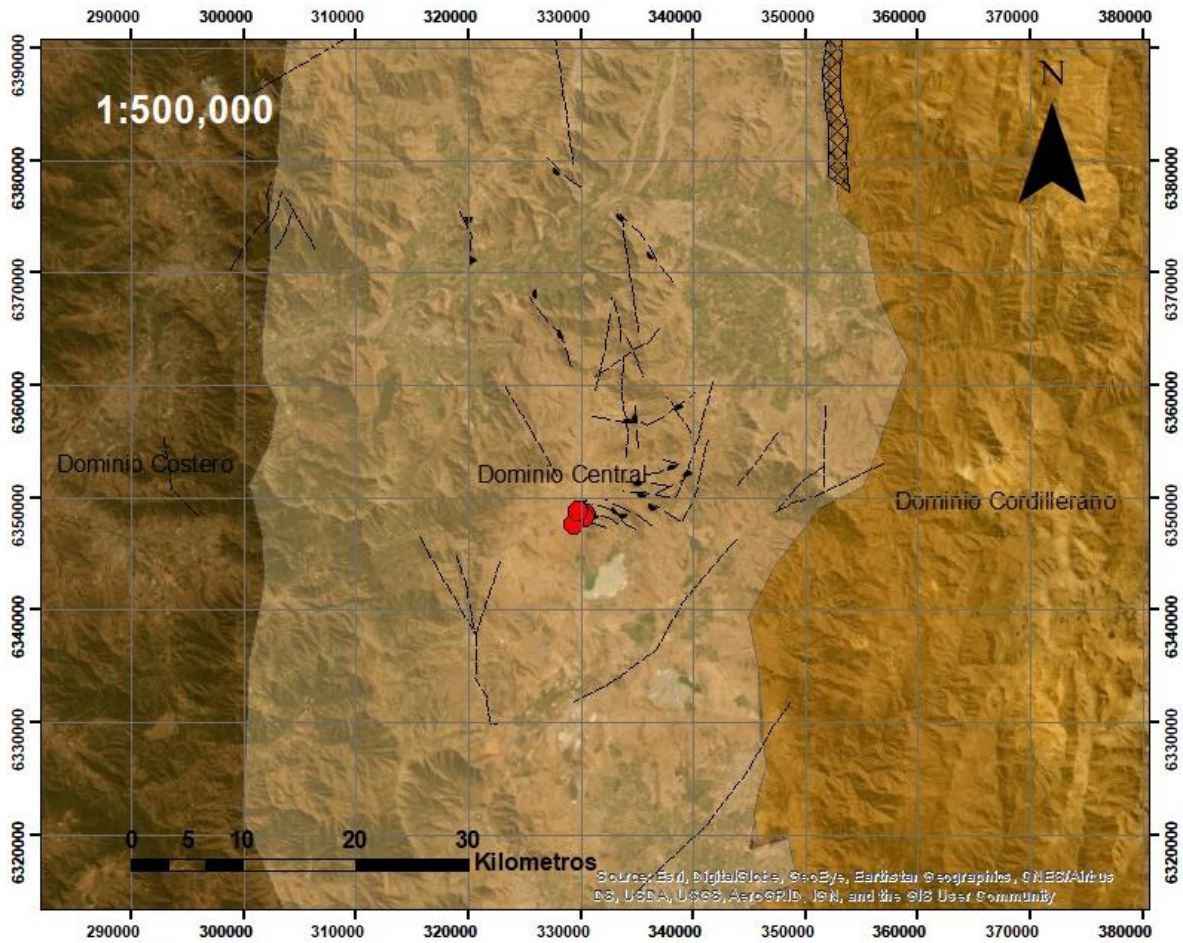
Es el sistema de fallas más importante debido a la orientación que posee y a que abarca toda la región. Aparece bien representado en el Dominio Central y también en el Dominio Cordillerano, sin embargo la principal estructura de este sistema corresponde a la zona de la Megafalla Pocuro que marca el límite entre el Dominio Central y el Dominio Cordillano. La Zona de la Megafalla Pocuro se puede seguir sin dificultad a lo largo de más de 3 grados de latitud ( $31^{\circ}$  - $34^{\circ}$ S), y es posible observar un sector de unos 500 a 2000 m de ancho que corresponde a la zona de la traza principal que se ubica al lado oriental de la zona de influencia de la Megafalla, al oeste hay serie de fallas menores subparalelas que se enraízan en la traza principal, definiendo un ancho cercano a unos 6000 m como máximo para esta zona de influencia (Rivano, et al., 1993).

#### 2.3.5 SISTEMA DE FALLAS NWN-NW

Es un sistema de fallas que se encuentra en la parte norte de los Dominios Costero y Central, evidenciado por fallas normales, subparalelas entre sí y de corto trayecto, las que probablemente también tengan un componente de rumbo siniestral en algunos casos (Rivano, et al., 1993).

#### 2.3.6 SISTEMA DE FALLAS NNE- NE

Es un sistema de fallas que aparece mejor desarrollado en la parte sur del Dominio Cordillerano y también en la parte norte y sur del Dominio Central. Este conjunto de fallas es poco notable y aparece como fallas conjugadas asociadas a los otros dos sistemas (Rivano, et al., 1993).



**Leyenda**

● Yacimientos

**Estructuras**

----- Falla Inferida

▲▲▲ Falla Inversa

- - - Falla Normal

▣ Megafalla Pocuro

□ Dominio Central

□ Dominio Cordillerano

□ Dominio Costero

*Figura 2.3.1: Dominios estructurales alrededor de yacimientos en estudio.*

### 3.- MARCO TEÓRICO

#### 3.1 ESTUDIOS ANTERIORES

Los depósitos de caolín pueden clasificarse como primario o secundario acorde a su génesis, donde los depósitos primarios se originan in situ por alteración, mientras que los depósitos secundarios son de origen sedimentario (Murray, 1988).

Respecto a los depósitos primarios, Murray (1988) define que la formación de caolín puede deberse a partir de una reacción meteórica o supérgena, producto de acumulación de  $Al_2O_3$ , y elementos inmóviles residuales (Al, Ti, HSFE) y la correspondiente movilidad del  $SiO_2$  y  $Fe_2O_3$  (Mamelli, et al., 2007) formando lateritas. También, se puede formar a partir de una reacción hidrotermal durante largos periodos de enfriamiento magmático, denominándose origen hidrotermal, también es posible una mezcla de ambos orígenes.

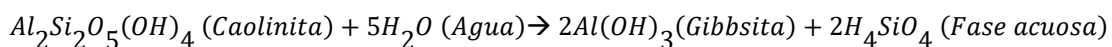
Las lateritas se formaron a partir de rocas ultramáficas o rocas ácidas ricas en aluminosilicatos.

Por su parte, la caolinita se produce a partir de la acumulación residual de constituyentes poco solubles, con una migración hacia abajo de elementos moderadamente móviles, además de una remoción de elementos altamente solubles y por último una erosión de las partes superficiales del manto meteorizado (Schellmann, 1994).

Los depósitos secundarios de caolinita se han formado en ambientes sedimentarios como ambientes aluviales o fluviales, deltas progradacionales, lagos o lagunas, y resulta de la descomposición, retrabajo o alteración de las rocas preexistentes cerca de dichos ambientes. Caracterizándose por un régimen de bajas temperaturas y baja presión (Dill, 2016); siendo posible que se forme caolín dentro de cuencas sedimentarias a partir de procesos diagenéticos (Galán y Farrel, 2013).

Por otro lado, Bárdossy y Aleva (1990) afirma que un yacimiento de bauxita es un caso extremo de laterización o meteorización, y difieren únicamente por la intensidad de las condiciones climáticas controladas eficientemente por la lixiviación y remoción de solutos (Schellmann, 1994).

En este sentido, Prieto (2004) asegura que la reacción química asociada a la transformación de caolinita a bauxita está dada principalmente por la ecuación 1, donde la caolinita reacciona con el agua y se transforma en gibbsita, liberando el Sílice en una fase acuosa.



Las condiciones climáticas ideales para la formación de bauxita son un clima de humedad tropical a subtropical (>70% de humedad), con lluvias que exceden los 1,2 m anuales y temperaturas mayores a 22°C en un gran intervalo de tiempo (Putzolu et al. 2018).

En este mismo sentido, según Patterson et al. (1986), las condiciones favorables para la meteorización y formación de bauxita incluyen la presencia de rocas con minerales fácilmente solubles con residuos ricos en alúmina; porosidad efectiva en la roca, que propicie un fácil acceso y una circulación libre del agua, abundantes lluvias alternadas con periodos de sequía. También vegetación y bacterias que estén distribuidas ventajosamente. Además, es necesario un clima tropical o al menos cálido; relieve topográfico de bajo a moderado, dejando un libre movimiento del agua con un mínimo de erosión y, por último, largos periodos de quietud en la historia de la tierra.

Cabe señalar que los depósitos de bauxita pueden ser clasificados en dos categorías principales, dependiendo de la condición de la roca caja, pudiendo ser depósitos de bauxita en rocas aluminosilicatadas, o depósitos de bauxita en rocas carbonáticas (Mamelli et al. 2007). Los depósitos de bauxitas en aluminosilicatos pueden ser subdivididos en 1) Laterita de bauxita que consiste en depósitos residuales y/o depósitos que experimentaron una redepositación local y 2) tipo Tikhvin, que se caracteriza por depósitos alóctonos sin relación con el perfil residual original (Mamelli et al. 2007).

Taylor y Eggleton (1994) estudian un depósito de bauxita en Weipa, y Andoom, de tal forma que estiman un perfil para dicho depósito; donde en la parte superior está el suelo, luego le siguen 5 m de sedimentos de regolito de color rojo, siguiendo por unos 3 m de cemento bauxítico; para seguir con 12 m de pisolitos, después 5 m de ferricreta, que es una roca rica en hierro, para finalizar con 20 m de caolinita.

Prandel et al. (2017) caracterizan la caolinita en base a distintos análisis como es en difracción de rayos X, microscopio óptico, microscopio electrónico de barrido, microscopio de fuerza atómica, análisis de diferencia termal, infrarrojo, para obtener todos los datos posibles de este mineral.

Ahora bien, la mayoría de los estudios se han enfocado en poder determinar el tipo de origen del caolín, y discriminar si tienen una formación supérgena, hidrotermal o sedimentaria, para lo cual se han planteado diversos análisis. Entre los cuales, se encuentran la composición mineralógica y zonación, donde se plantea que las caolinitas hidrotermales son a menudo asociadas con alteración mineral de altas temperaturas (>40°C) como: pirofilita, diásporo, dicta, nacrita, topacio, o zunidita (Dill et al. 1997, Keller, 1969; Lombardi y Sheppard, 1977; Marumo, 1989; Reyes, 1991).

Otros minerales comunes encontrados en caolines hidrotermales son illita, esmectita, cristobalita, alunita y minerales complejos fosfato- sulfatos. Pero estos minerales también son encontrados en ambientes meteorizados, o en zonas de

oxidación superficial, por lo que no son considerados diagnósticos para un origen hidrotermal (Gilg et al 1999). Por otra parte, la Gibbsita en general no ocurre en caolín hidrotermal, y es típica para caolín de origen supérgeno. Adicionalmente, los caolines hidrotermales tienen una zonación característica con caolinita +alunita +pirofilita En el centro, y en la orilla, illita +esmectita.

Otra forma de discriminar el origen fue estudiar la textura de las arcillas, y Keller (1978) sugiere que los caolines de diferentes orígenes, tiene diferentes características texturales, donde el caolín de origen hidrotermal es típicamente más fino y poco poroso. No obstante, nota que los caolines formados en meteorización in situ pueden tener una textura fina si la roca parental ígnea tiene textura fina, por lo que Gilg et al. (1999) concluyen que las texturas de las arcillas no son un mecanismo fiable para distinguir caolines formados por procesos hidrotermales con respecto a los formados por meteorización.

En el mismo ámbito, Nicolas (1958) consideró a las inclusiones fluidas en cuarzo de granitos caolinizados como un indicador de caolinización hidrotermal. Sin embargo, Konta (1969) encontró similares inclusiones fluidas ensambladas en cuarzo fresco y caolinizado en República Checa, concluyendo que las inclusiones fluidas son previas a la caolinización, de forma que las inclusiones fluida tampoco eran un buen indicador para determinar el origen de las caolinitas.

Prudencio (1995) y Dill (1997) estipulan que los elementos menores y trazas son útiles para interpretar el origen de esta alteración en yacimientos de caolín en los Andes Centrales al noroeste del Perú. Pero el criterio usado por Dill (1997) no puede ser utilizado para descifrar el origen en otros depósitos de caolín (Gilg et al 1999).

Sheppard et al. (1969, y 1996), proponen que al plotear en un gráfico  $\delta H$  versus  $\delta O$  los porcentajes de isotopos estables de las caolinitas que tienen un origen meteórico, esos se agrupan en un sector de una línea divisoria, mientras que si son de origen hidrotermal se plotean al otro lado de dicha recta. Además, plotean los porcentajes de isotopos de la gibbsita pura y se proponen agruparlas todas en un sector del gráfico  $\delta H$  versus  $\delta O$  (Lawrence y Taylor, 1971; Bird, et al., 1994). De esta manera concluyen que el método más fiable para discriminar el origen del caolín es usando los isotopos estables del oxígeno y del hidrogeno.

### 3.2 DISCRIMINADOR LITOLÓGICO

Un primer acercamiento para entender la litología de la zona de estudio es trabajar con imágenes multispectrales del satélite SENTINEL 2A, las cuales tienen una resolución de hasta 10 m; estas son 13 imágenes o bandas espectrales que se obtienen a partir de la radiación electromagnética que refleja la superficie de la Tierra.

Cada una de estas bandas registra diferentes rangos de longitudes de ondas dentro del espectro electromagnético, tal como se observa en la Tabla 1, entre los cuales se encuentra el espectro visible, el borde rojo de la vegetación (VRE), el infrarrojo cercano (NIR), infrarrojo de onda corta (SWIR-1 y SWIR-2), además del reflejo del vapor de agua (WV) y de las nubes (Cirrus).

<b>Características de los sensores</b>			
<b>Sensor</b>	<b>Intervalos de longitud de onda (nm)</b>	<b>Tamaño píxel (m)</b>	<b>Espectro electromagnético de la banda</b>
Banda 1	421-457 nm	60	Aerosol Costero (AC)
Banda 2	439-535 nm	10	Azul
Banda 3	537-582 nm	10	Verde
Banda 4	646-686 nm	10	Rojo
Banda 5	694-714 nm	20	VRE
Banda 6	731-749 nm	20	VRE
Banda 7	768-796 nm	20	VRE
Banda 8	670-908 nm	10	NIR
Banda 8a	848-881 nm	20	NIR
Banda 9	931-958 nm	60	WV
Banda 10	1338-1414 nm	60	Cirrus
Banda 11	1539-1681 nm	20	SWIR-1
Banda 12	2072-2312 nm	20	SWIR-2

*Tabla 2: Características de las bandas de Sentinel 2A.*

Con las bandas anteriormente mencionadas se crea una imagen compuesta por tres o más bandas, tanto en el rojo, verde o azul de la imagen; que permiten resaltar en la imagen cambios de litologías, resaltar la vegetación o asentamientos urbanos, dependiendo de las bandas escogidas, tal como se observa en la Tabla 2, en base a metodologías utilizadas por Pérez y Muñoz (2006), Knepper (2010) y Mwaniki (2015).



<b>Usos</b>	<b>Canal de Banda (RGB)</b>	<b>Referencia</b>
Color Real	R: B4; G: B3; B: B2	Pérez y Muñoz, 2006
Falso color realce vegetación	R: B8a; G: B4; B: B3	Pérez y Muñoz, 2006
Falso color Discriminador Litológico	R: B12; G: B8a; B: B2	Pérez y Muñoz, 2006
Falso color Discriminador Litológico	R: B4/B3; G: B11/B2; B: B12/B4	Mwaniki et al., 2015
Falso color minerales alteración	R:B11/B12; G:B4/B2; B:B11/B8a	Knepper, 2010

*Tabla 2: Combinaciones de banda utilizadas en este trabajo para realce de litología y minerales de alteración.*

### **3.3 MÉTODO DE RIETVELD**

El método Rietveld es una técnica de refinamiento de estructuras cristalinas, diseñado originalmente para analizar patrones de difracción de neutrones, con el tiempo se ha utilizado en patrones de difracción de rayos-X con muy buenos resultados. Este método consiste en ajustar un modelo teórico a un patrón experimental de difracción de rayos-x utilizando el método de mínimos cuadrados, hasta obtener el mejor ajuste entre ambos.

El patrón de difracción calculado se basa en un modelo que incluye aspectos estructurales como grupo espacial, átomos en la unidad asimétrica, factores térmicos, o microestructurales (concentración, tamaño de cristal, microdeformaciones), e instrumentales (anchura a la altura media del pico de difracción causada por el instrumento, anchura de las rejillas utilizadas en la medición, tamaño de la muestra irradiada, penetración del haz de rayos-X en la muestra).

$$S_y = \sum_i W_i (y_{i(obs)} - y_{i(calc)})^2$$

En esta función,  $y_{i(obs)}$  y  $y_{i(calc)}$  son las intensidades experimentales y calculadas en el punto  $i$  del patrón de difracción, respectivamente,  $W_i$  es el peso respectivo dado a estas intensidades mientras que la sumatoria es sobre todos los puntos del patrón de difracción. El valor de  $S_y$  es una función compleja que incluye todos los parámetros que dan lugar al patrón de difracción. El refinamiento consiste en encontrar los valores óptimos de todos estos parámetros de manera que  $S_y$  adopte el valor mínimo posible. La función expresada en la ecuación 1 no es lineal.

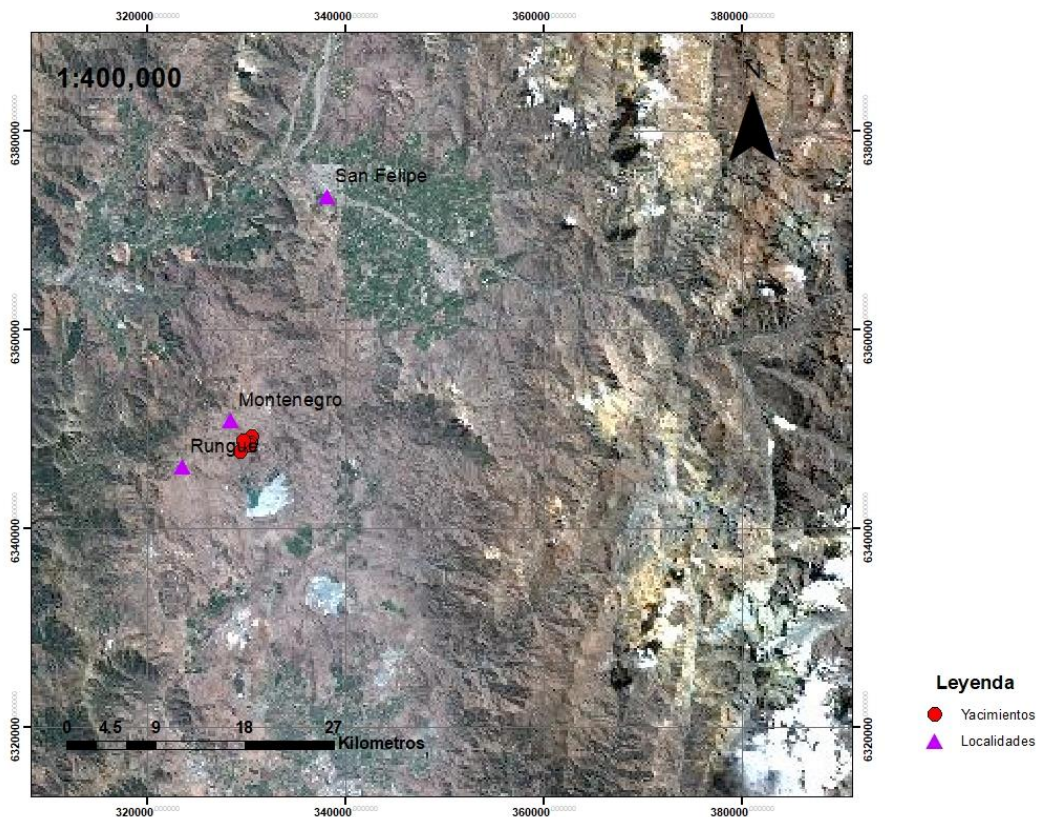
Este método se trabaja en programa MAUD (Lutterotti, et al., 2007) que permite obtener una buena aproximación de qué minerales se encuentran involucrados y que

generan los difractogramas observados, y de esta manera obtener un valor de  $S_y$  lo más cercano a 0.

## 4.- RESULTADOS

### 4.1 ROCA PROTOLITO EN YACIMIENTOS

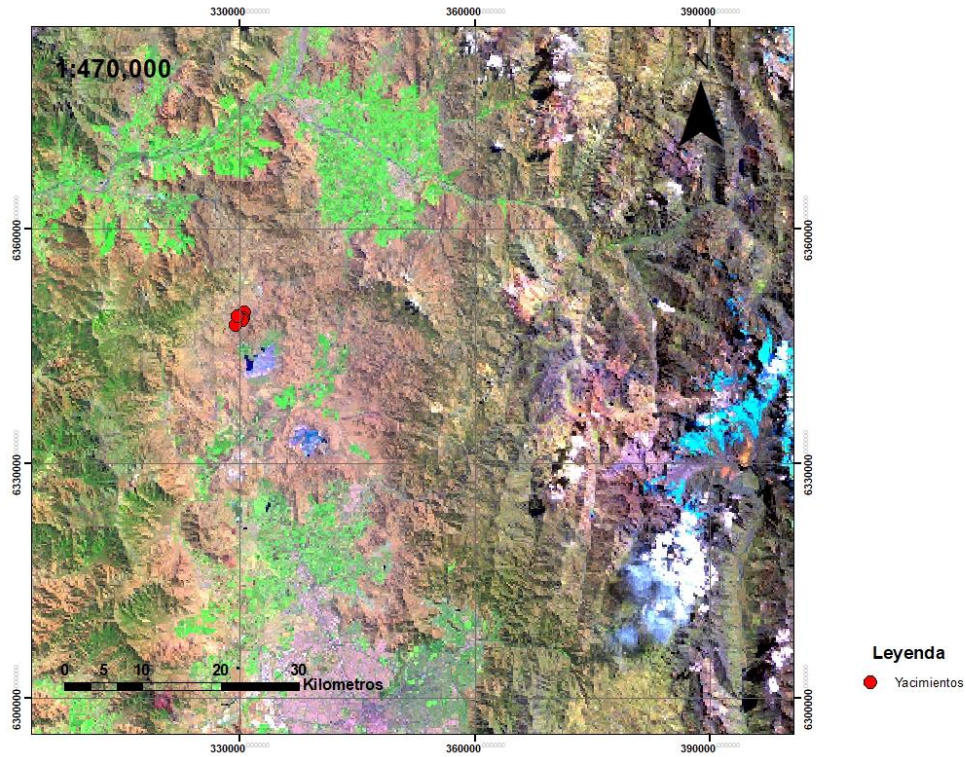
Para poder caracterizar la litología de los yacimientos de zona de estudio, tanto de la roca protolito como de las rocas producto de la alteración, es decir, las rocas de caolín o bauxita y los pisolitos; se realiza una combinación de imágenes multispectrales del satélite SENTINEL 2 a ; donde se mezcla en RGB (Rojo-Verde-Azul), distintas bandas para obtener imágenes ya sea de color natural, donde se ocupa el R: Banda 4, G: Banda 3 y B: Banda 02 (Pérez y Muñoz, 2006) (Figura 4.1.1).



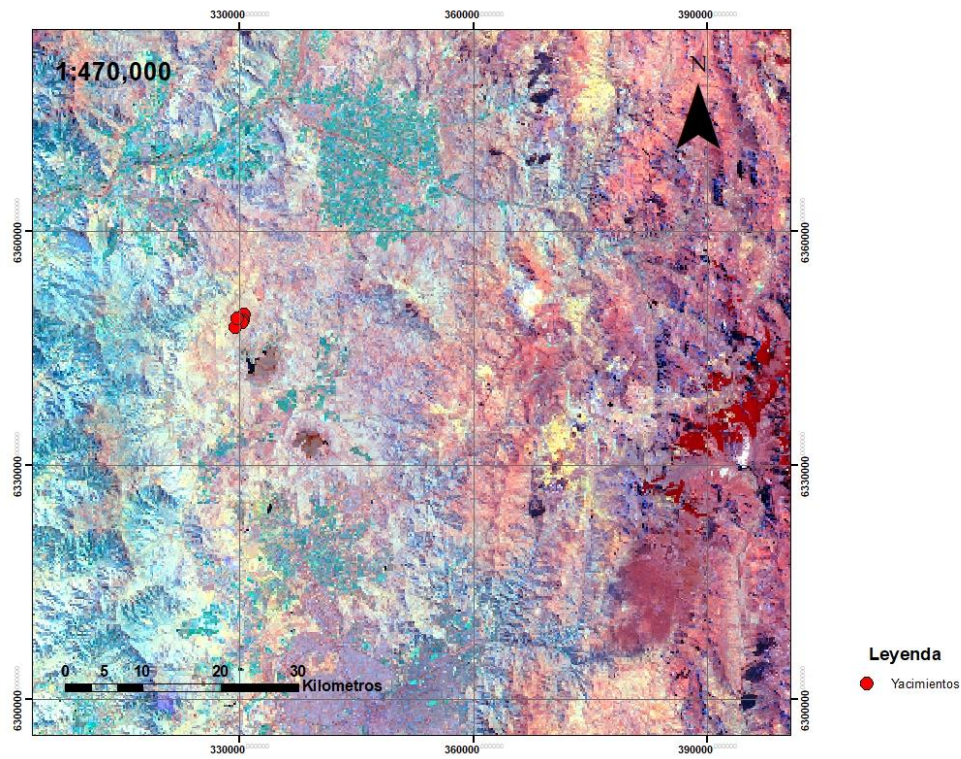
*Figura 4.1.1: Color Natural R: B04; G: B03; B: B02, utilizado por Pérez y Muñoz (2006)*

Por otro lado, también es posible realizar una combinación de las imágenes espectrales de falsos colores que se usa como discriminadores litológicos, ya sea el ocupado por Pérez y Muñoz (2006) con R: Banda 12, G: Banda 8 a y A: Banda 02 (Figura 4.1.2) o el utilizado en la metodología de Mwaniki et al.(2015) cuyas bandas son R: Banda 04/ Banda 03; G: Banda 11/ Banda 02, B: Banda 12/Banda 04 (Figura 4.1.3).



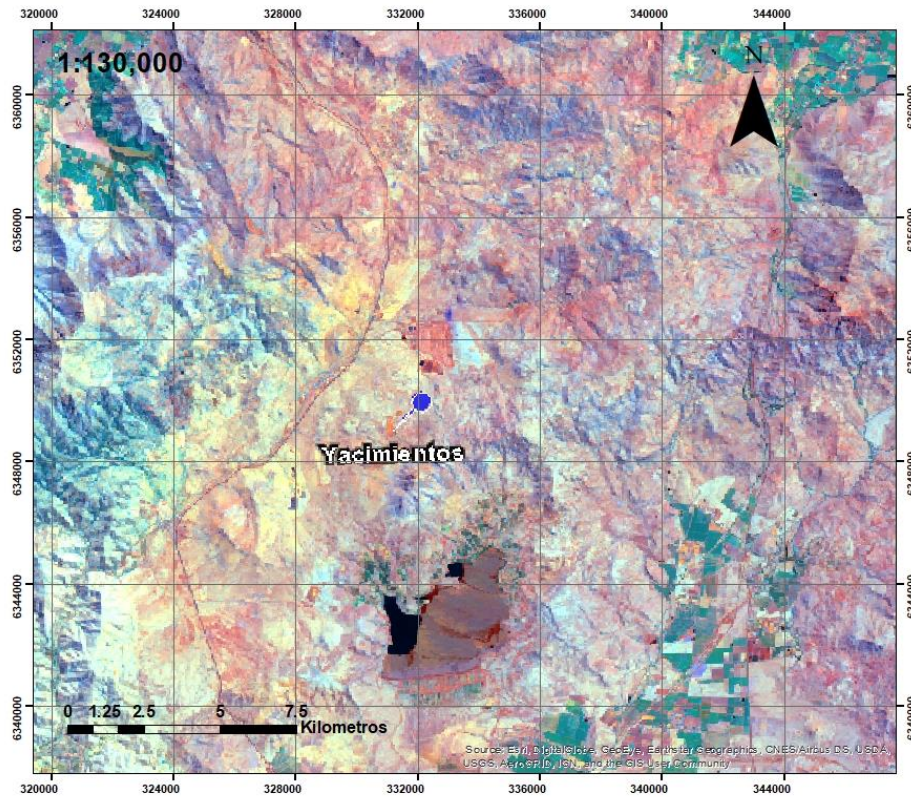


*Figura 4.1.2: Discriminador litológico R: B12; G: B8a; B: B02 utilizado por Pérez y Muñoz (2006).*



*Figura 4.1.3: Discriminador litológico R: B04/B03; G: B11/B02; B: B12/B04 utilizado por Mwaniki et al. (2015).*

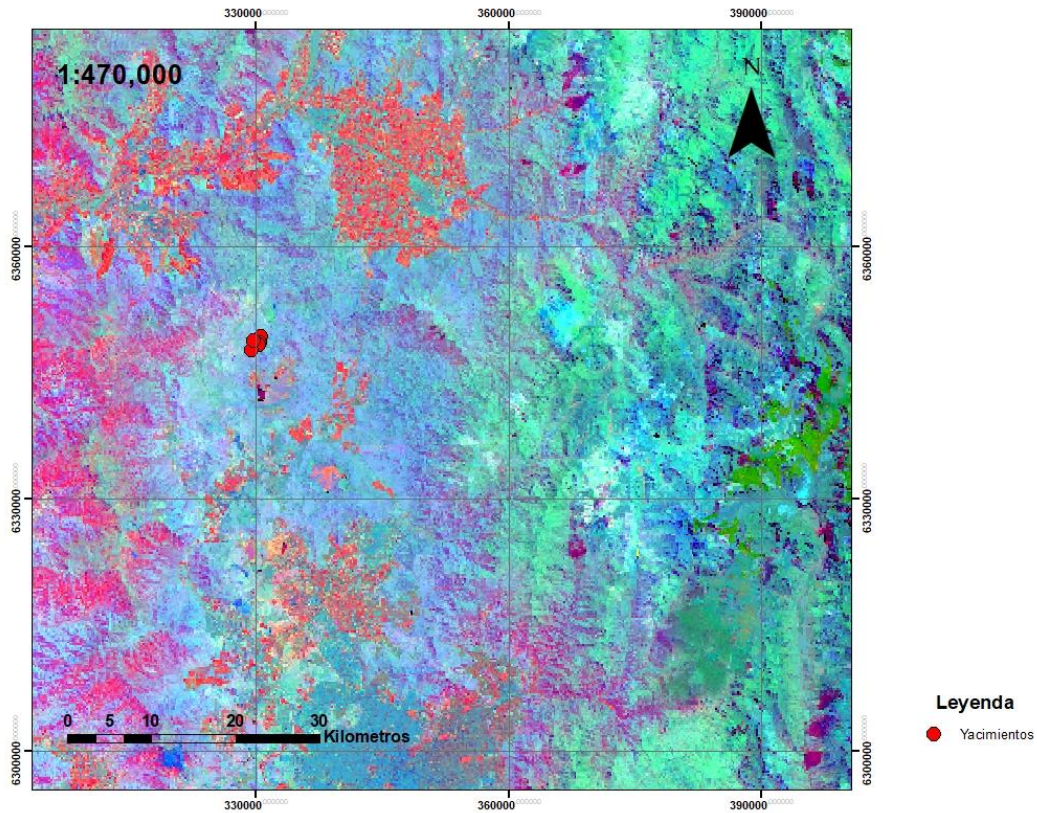
A la Figura 4.1.3 se le realiza un acercamiento para observar con un mayor detalle los colores en las cercanías de los yacimientos estudiados (Figura 4.1.4).



*Figura 4.1.4: Discriminador litológico R: B04/B03; G: B11/B02; B: B12/B04 utilizado por Mwaniki et al. (2015).*

Asimismo, se realiza una combinación de estas imágenes que permite un realce de minerales de alteración, una metodología por Knepper (2010) donde utiliza R: Banda 11/ Banda 12; G: Banda 04/ Banda 02 y B: Banda 11/ Banda 8 a (Figura 4.1.5).





*Figura 4.1.5: Discriminador de alteración R: B11/ B12; G: B04/ B02; B: B11/B8A.*

Lo anterior permite que luego, en terreno, se estudien distintos afloramientos de la zona de estudio, permitiendo de esta manera, diferenciar dos tipos de litologías predominantes. Estas litologías consideran tanto a las rocas sedimentarias como a las rocas intrusivas, pero no consideran a las rocas alteradas y transformadas en arcillas ricas en aluminio, pues estas se verán posteriormente.

#### 4.1.1 ROCA 1: BRECHA VOLCÁNICA

##### A) DESCRIPCIÓN

Brecha volcánica, aflora en el sector de yacimiento Tricolor, que es un yacimiento de Minera Lailhacar, en un afloramiento de tamaño 10 m de ancho por 2 m de alto (Figura 4.1.6), y en el sector este del yacimiento El Guindo, en un afloramiento de más de 200 m de potencia (Figura 4.1.7).



*Figura 4.1.6: Afloramiento en yacimiento Tricolor de Roca 1.*





*Figura 4.1.7: Afloramiento en yacimiento El Guindo de Roca 1.*

Es una roca color gris oscuro, muy dura, con dos familias de clastos de tamaños principales, unos son angulosos, no redondeados. De tamaños que varía entre 1 cm y 20 cm, polimícticos, y el otro tamaño principal es de entre 2 mm y 5 mm, son clastos polimícticos, angulosos y subredondeados; la matriz es de color marrón y de tamaño arcilla. Esta roca es clastosoportada, principalmente de los clastos de tamaño pequeño.

#### B) COMPOSICIÓN QUÍMICA

La composición química de esta facies, obtenidas por fluorescencia de rayos X, es de 48,2% de Si, 13% de Al, 9% de Fe, 5,6% de Ca, presencia de Mg, Na y Ti en alrededor de 1% wt.

#### 4.1.2 ROCA 2: ANDESITA VOLCÁNICA

Andesita volcánica porfírica. Aflora en el sector este de estructura N-S en el yacimiento El Guindo, al oeste y por debajo de Roca 1, en un afloramiento de 3 m de altura, se haya muy meteorizado, y muy fracturada (Figura 4.1.8). Presenta masa



fundamental negra verdosa, muy oscura, con plagioclasas muy blancas, euhedrales, de tamaños que no exceden los 2 mm. Tiene aproximadamente un 50% de masa fundamental.

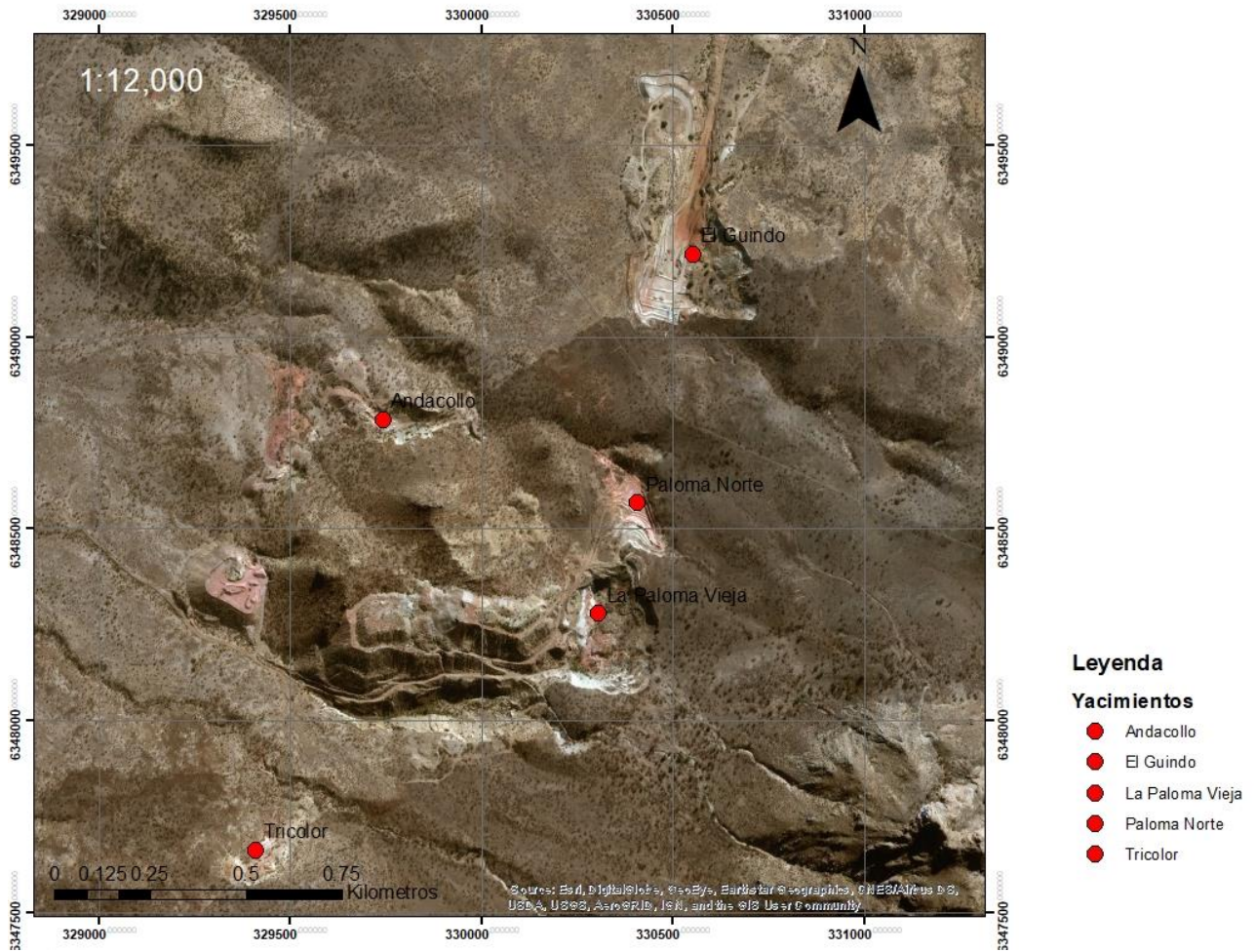


*Figura 4.1.8: Afloramiento de andesita volcánica.*

## **4.2 YACIMIENTOS MINERA LAILHACAR**

Minera Lailhacar se encuentra 500 m al sur de yacimiento El Guindo, y está compuesta por cuatro yacimientos principales: Paloma Norte, La Paloma Vieja, Tricolor y Andacollo (Figura 4.2.1). En estos yacimientos, al igual que en El Guindo, se extrae mineral rico en Aluminio para la fabricación de cemento. Y es posible encontrar distintas facies sedimentarias y de alteración, desde conglomerados a arcillas.





*Figura 4.2.1: Distribución espacial de los yacimientos de minera Lailhacar.*

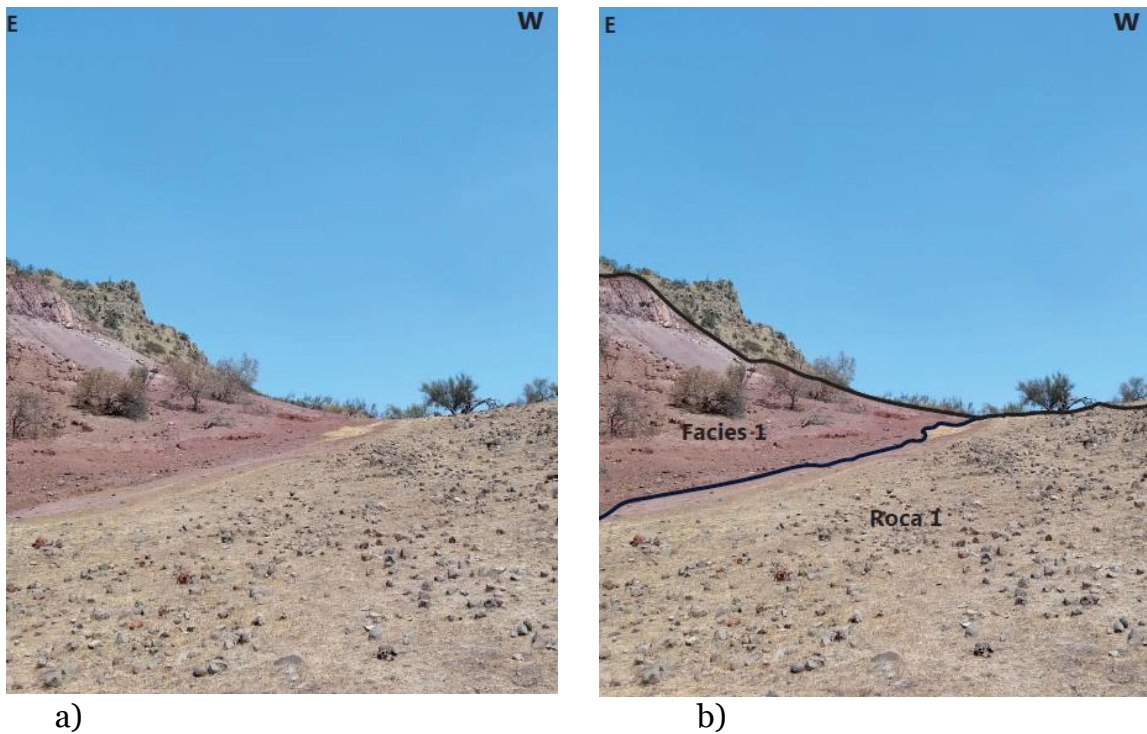
#### 4.2.1 FACIES DE ALTERACIÓN

Después de estudiar toda la zona, se lograron definir seis facies, sin considerar la roca original que no ha sufrido alteración. Estas facies son generalizadas de toda la zona, y a cada una de estas se les realiza una descripción geológica, de composición química y mineralógica.

#### 4.2.1.1 FACIES 1: ARCILLOLITA CON FIAMMES

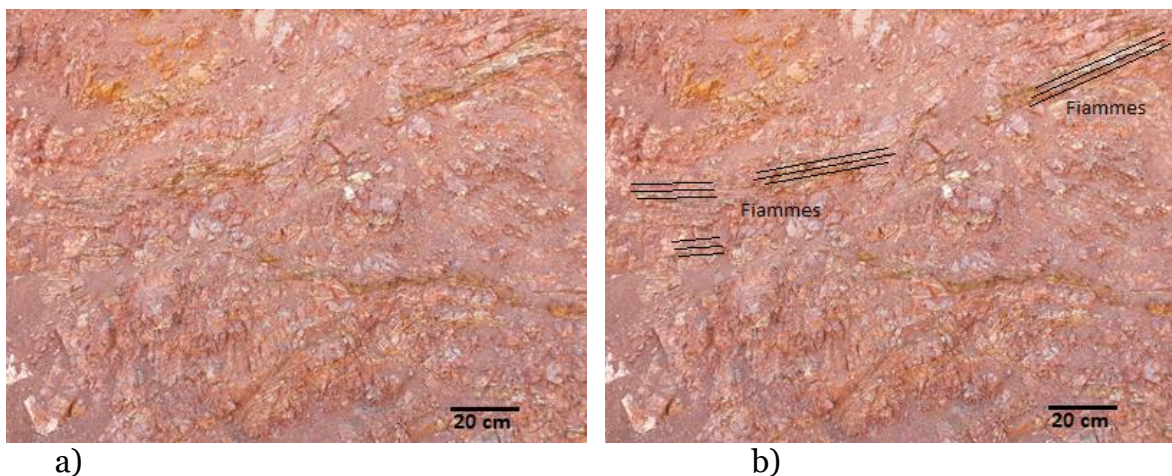
##### A) DESCRIPCIÓN

En un afloramiento de 10 m de ancho por 2 m de alto, existe el contacto de esta Facies está con Roca 1 de las rocas protolito (Figura 4.2.2), aunque no es posible saber qué tipo de contacto es, por estar muy erosionada la zona de contacto.



*Figura 4.2.2: Contacto de Facies 1 con Roca 1 o unidad hospedadora. a) Imagen sin delimitaciones. b) Imagen con limites definidos.*

Es una roca de color rojizo, de matriz rojiza de grano muy fino, con clastos subangulosos de tamaño de 1 a 10 cm, volcánicos, que tienen cristales de plagioclasas de hasta 0,5 cm en un 70% de masa fundamental. En la parte superior de esta unidad se observan fiammes de hasta 10 cm de largo por 0,5 cm (Figura 4.2.3).



*Figura 4.2.3: a) Imagen de Facies 1. b) Demarcación de Fiammes en Facies 1.*

## B) COMPOSICIÓN QUÍMICA Y MINERALÓGICA

Respecto a la composición química de esta unidad se observa que tiene principalmente 37% de Si, 29,7% de Al y un 14,8% de Fe, además de un 1,7% de Ti.

Mineralógicamente esta unidad presenta un 91,5% de Caolinita, un 7,2% de Hematita y 1,2% de Anatasa, esto a partir de un análisis de difracción de rayos X, usando ánodo cobalto y se realizó el método de Rietveld para obtener los porcentajes de cada mineral, esto, a partir de las estructuras cristalinas estudiadas de la Caolinita (Prandel, et al., 2017), Hematita (Pauling y Hendricks, 1925), Anatasa (Weirich, et al., 2000) (Figura 4.2.4).

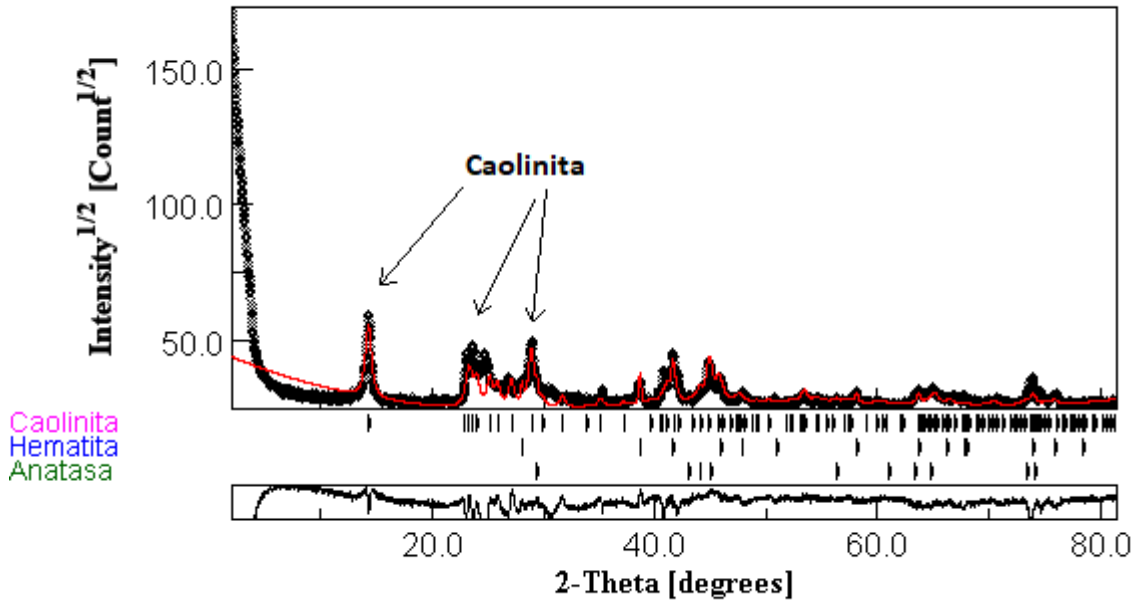


Figura 4.2.4: En color negro, difractograma de Facies 1, en base a ánodo de Co-K $\alpha$ , en color rojo ajuste según método de Rietveld.

#### 4.2.1.2 FACIES 2: ARCILLOLITA JASPEADA MORADA

##### A) DESCRIPCIÓN

En contacto nítido con unidad anterior se observa una facies jaspeada de color morado con blanco en su parte inferior y de color rojo con blanco en su parte superior, de alrededor de 5 m de espesor. Aquí se observan pequeños manchones de color blanco de tamaño hasta 30 cm, alargados, con un espesor de hasta 10 cm, sinuosos, de grano fino, que están orientados en dirección perpendicular al techo de la unidad. La matriz es rojiza en su parte superior y morada hacia la base, y es de tamaño arcilla (Figura 4.2.5).



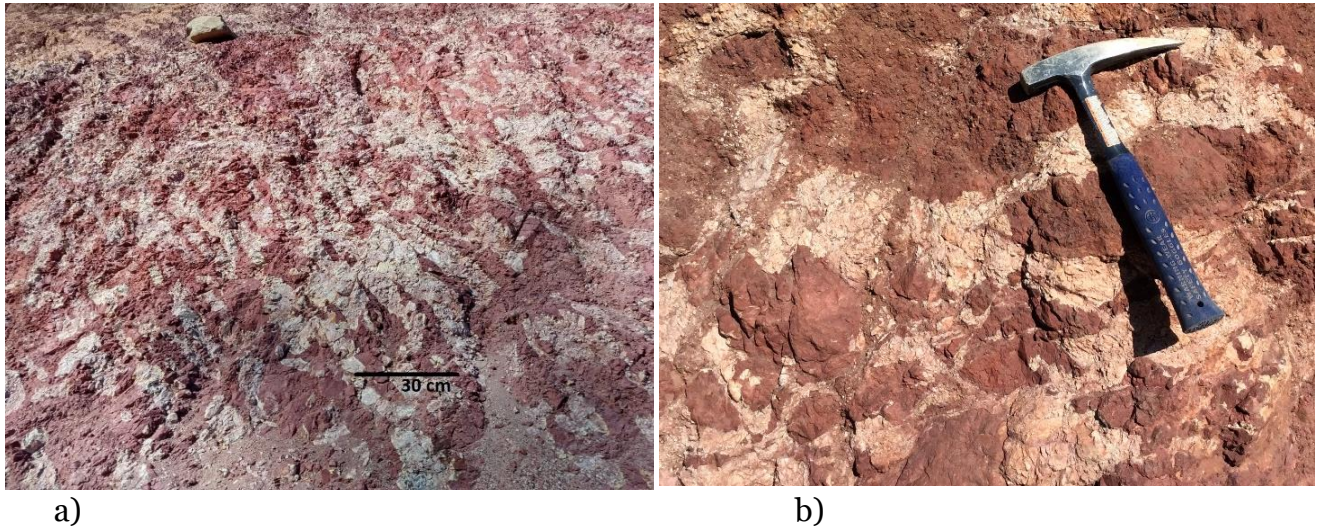
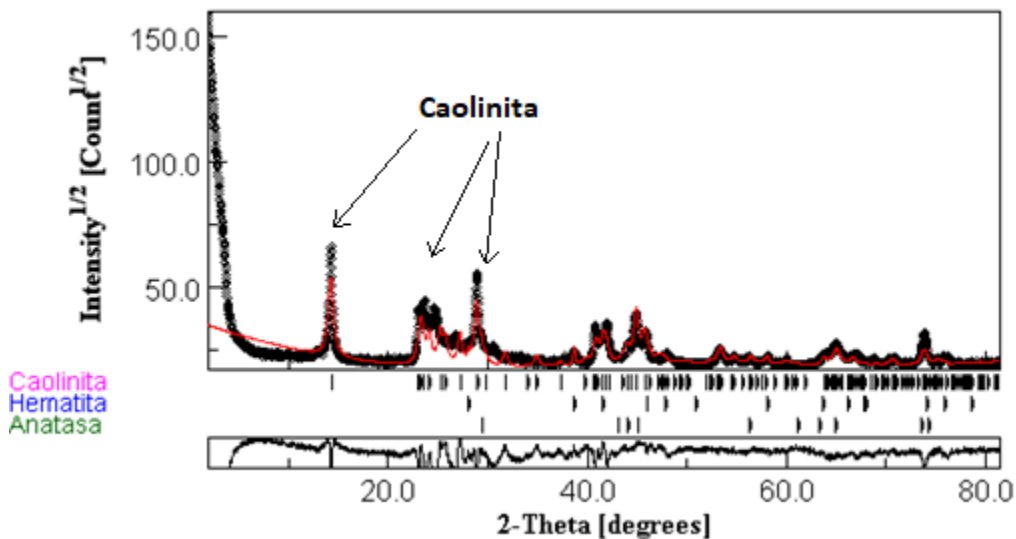


Figura 4.2.5: Imagen de Facies 2, en a se observa matriz morada con blanco y en b) parte superior matriz rojiza.

## B) COMPOSICIÓN QUÍMICA Y MINERALÓGICA

La composición química de esta unidad es principalmente 26,6% de Si, 23% de Al, y 37,1% de Fe, además de 1,2% de Ti. Mineralógicamente esta unidad presenta un 68,7% Caolinita, 30,2% Hematita y 1% Anatasa; cuya difracción de rayos X, mediante cobalto, tuvo un método de regresión de Rietveld (Figura 4.2.6), se condice muy bien con respecto con el difractograma. Esto, a partir de las estructuras cristalinas estudiadas de la Caolinita (Prandel, et al., 2017), Hematita (Pauling y Hendricks, 1925), Anatasa (Weirich, et al., 2000).



*Figura 4.2.6: En color negro, difractograma de Facies 2, con anticátodo de Co-K $\alpha$ , en color rojo ajuste según método de Rietveld.*

#### 4.2.1.3 FACIES 3: ARCILLOLITA PISOLÍTICA

##### A) DESCRIPCIÓN

Unidad de color rojizo predominante con algunas zonas de color blanquecino, tiene un espesor de hasta 3 m en ciertas zonas y se encuentra en contacto inferior con Facies 2. Esta facies presenta concreciones esféricas de hasta 3 cm de diámetro, en su mayoría con bordes color rojizo o morado, muy duras y con resistentes. Esta facies tiene un porcentaje del 75% de pisolitos y 25% de matriz aproximadamente, y dicha la matriz es preferentemente rojiza, aunque en algunos casos se observa blanquecina anaranjada (Figura 4.2.7).

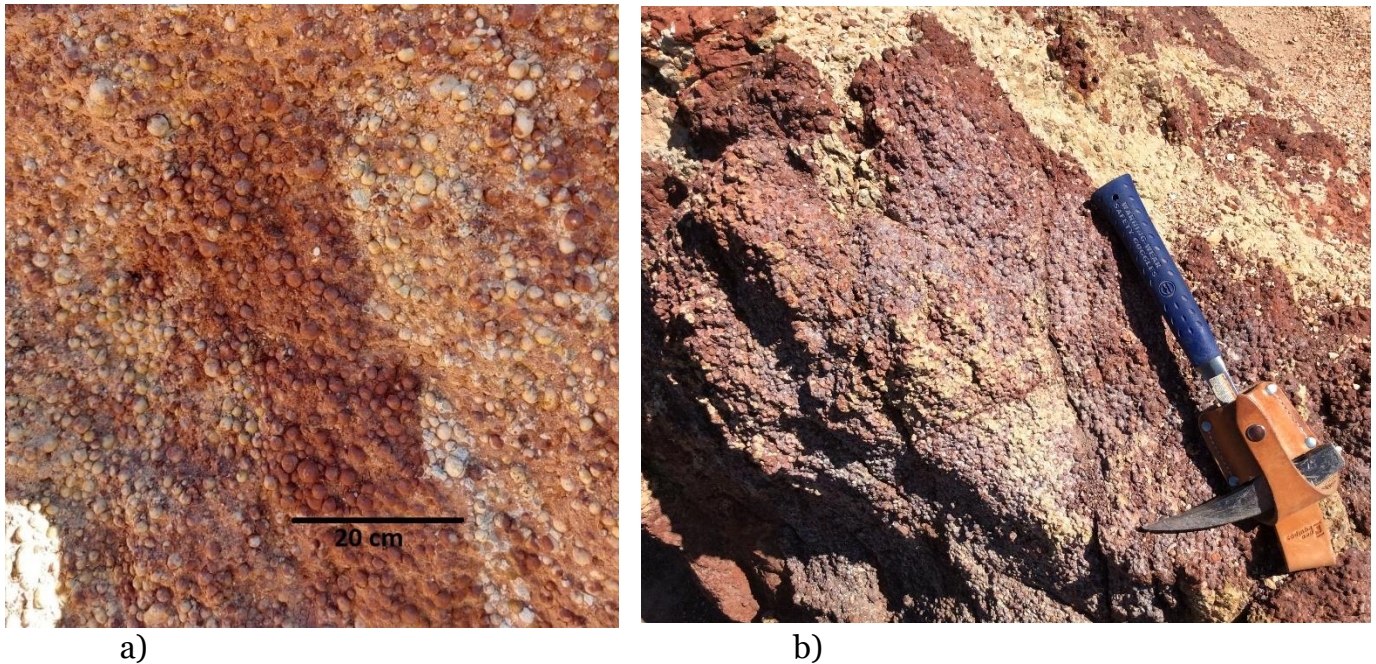


Figura 4.2.7: En a) Se observa pisolitos tanto de color rojizo como blanquecinos y en b) Parte morada.

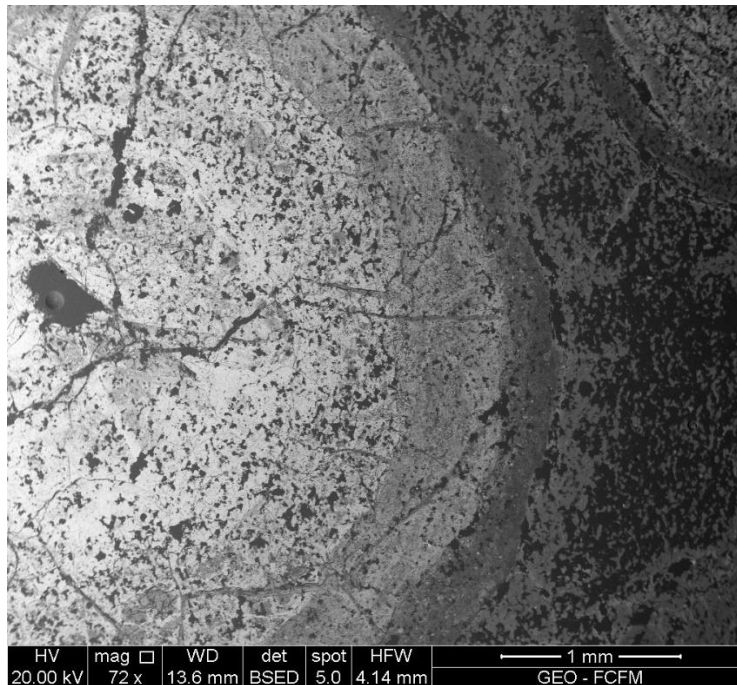
Los pisolitos son subredondeados a redondeados, tienen un núcleo rojizo y borde blanquecino, anaranjado o rojizo (Figura 4.2.7). Presentan mínimo dos capas en su composición, siendo que en general tienen un núcleo rojizo muy oscuro, no tan redondeados, que abarca, en general, mayor a un 60% del diámetro total del pisolito y alrededor de este posee un borde de mínimo una capa. Esta en general es de color blanquecino, con una dureza mayor a la matriz de esta facies. Al observar dichos



pisolitos al microscopio óptico, se observa que estos pueden ser agrupados en tres categorías principales.

## I) PISOLITOS SIMPLES

Esta familia de pisolitos tiene, en general, un núcleo de color rojizo u oscuro, y capas concéntricas a ese núcleo que le van dando volumen a la estructura de las concreciones esféricas. Son sub esféricas y redondeadas, estas capas son de alrededor de 2 a 3 que son diferenciables, de tamaños que varían entre 0,5 mm a 0,7 mm de espesor (4.2.8). El núcleo en la mayoría de los pisolitos es esférico, pero contiene algún mineral que presenta textura anhedral o subhedral que ha sido rellenado a su alrededor quedando con la forma esférica.



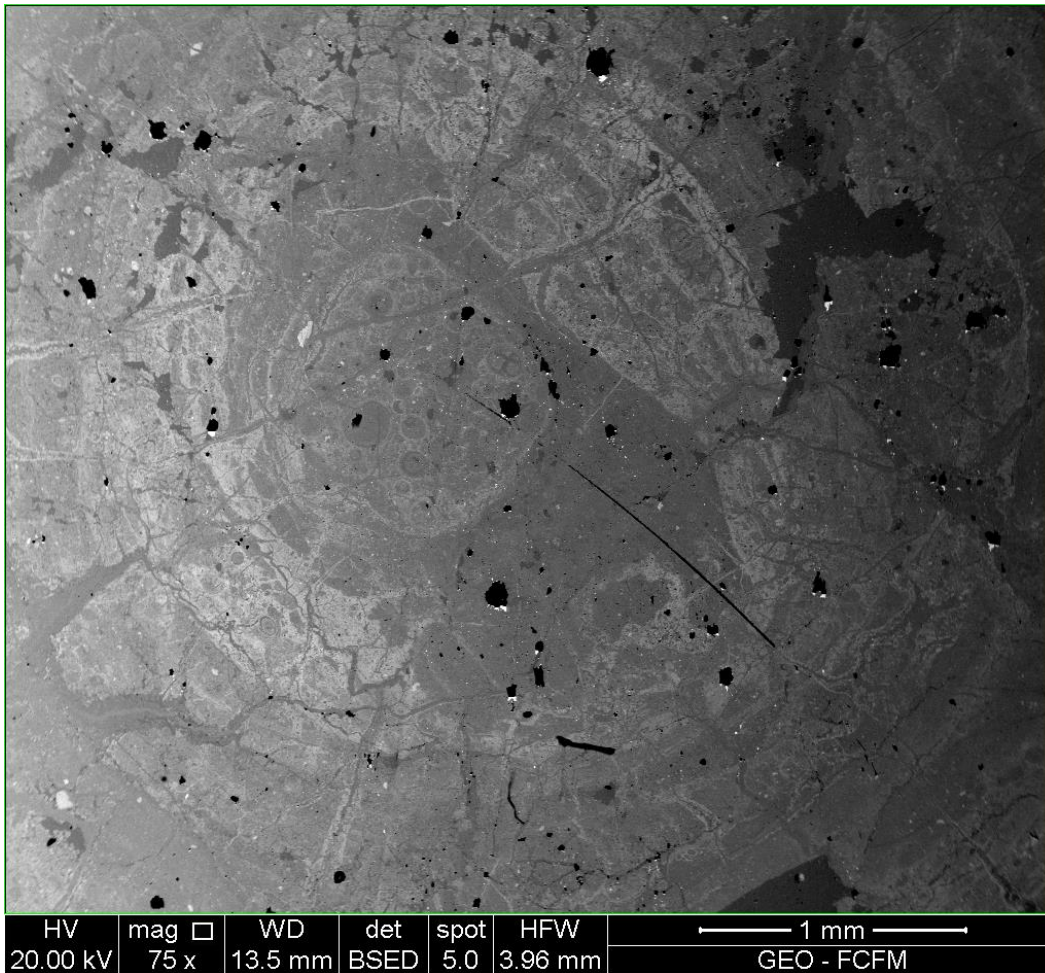
*Figura 4.2.8: Imagen de pisolito simple al microscopio SEM en corte transparente.*

## II) PISOLITOS CON OOLITOS EN NÚCLEO

En este grupo, se observan pisolitos que presentan oolitos de pequeño diámetro en su núcleo, máximo 2 mm. El núcleo en esta familia de pisolitos es, en general, rojizo o marrón oscuro, subredondeados, con capas concéntricas, que son dos o tres generalmente, de espesores que varían entre los 1 y 3 mm. Los oolitos presentes en



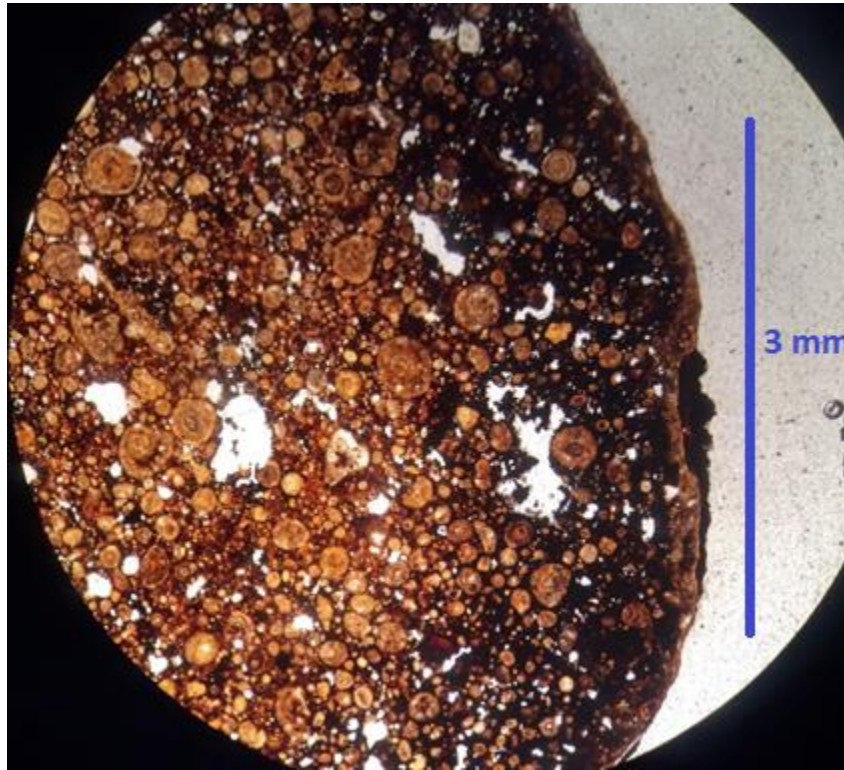
el núcleo de los pisolitos son redondeados y esféricos, que tienen tamaños inferiores a 2 mm de diámetro (Figura 4.2.9).



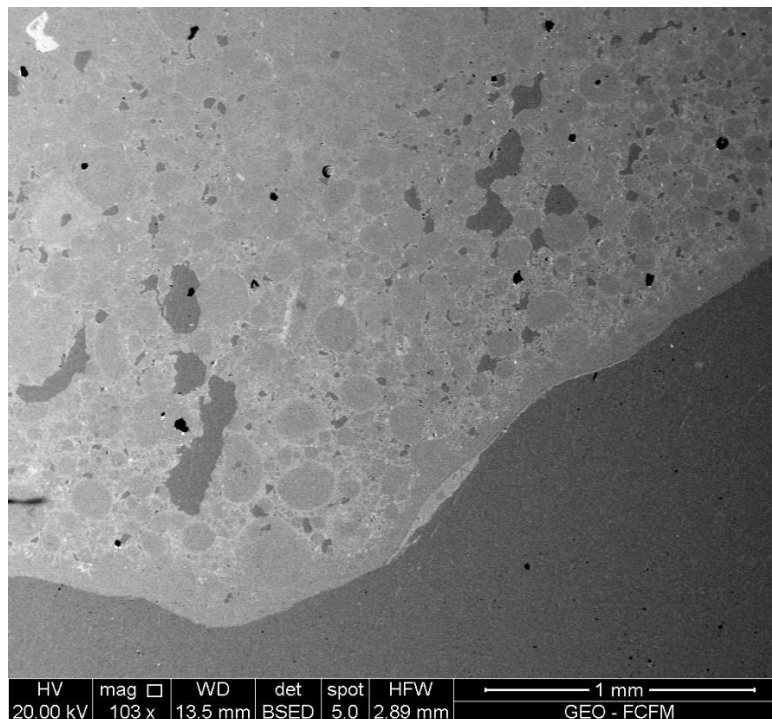
*Figura 4.2.9: Imagen de pisolito al microscopio SEM.*

### III) PISOLITOS CON OOLITOS EN NÚCLEO Y BORDE

En este otro grupo, se observa pisolitos que contienen oolitos tanto en del núcleo como en la corteza (Figura 4.2.10). Estos pisolitos en general presenta tres capas, la más externa es muy delgada de espesor máximo 1 mm de color blanquecino. Los oolitos presentes tienen tres tamaños principales, donde se encuentran la familia de diámetro 2 mm, que son redondeados y tienen hasta 4 capas interiormente, con un porcentaje total del 20% dentro de este tipo de pisolitos. La otra familia presente en estos pisolitos tiene un diámetro promedio de 0,7 mm, también muy redondeados que presentan máximo dos capas interiormente, y tiene un porcentaje es de 30%. Y la última es de un diámetro muy pequeño, alrededor de 0,1 mm y no presentan capas interiores, el porcentaje de esta familia es aproximadamente 20%. Y la matriz de estos pisolitos es alrededor de 30% del total.



*Figura 4.2.10: Imagen al microscopio óptico de pisolitos con oolitos presentes.*

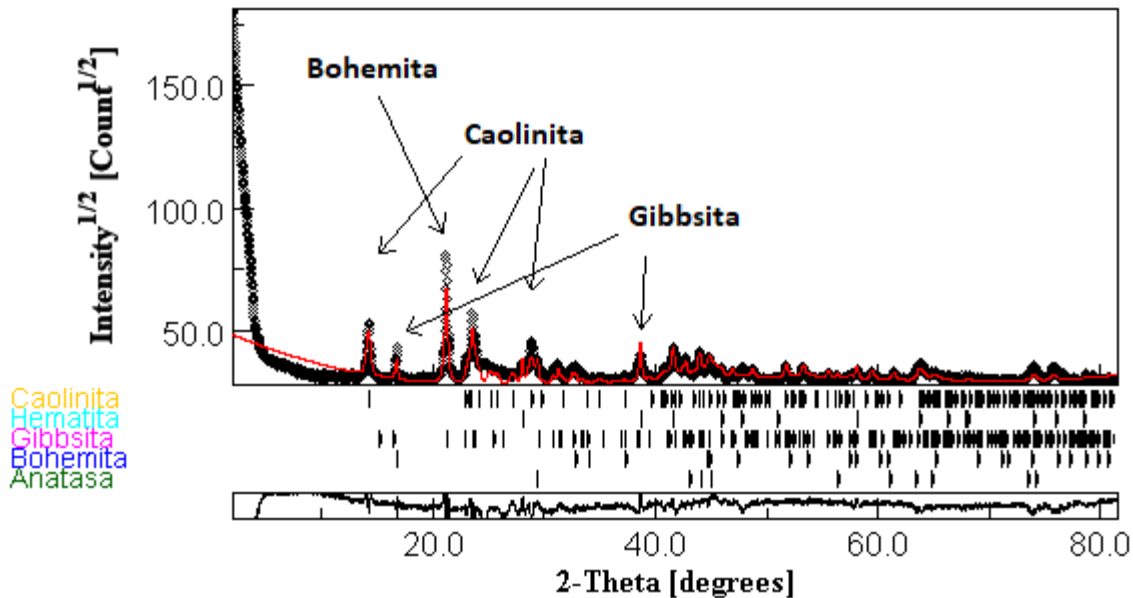


*Figura 4.2.11: Imagen de pisolitos con oolitos en microscopio SEM.*

## B) COMPOSICIÓN QUÍMICA Y MINERALÓGICA

Respecto a esta facies 3, esta tiene una composición química en promedio 19,9% de Si, 40,4% de Al y 19,2% de Fe y 1,9% de Ti, los cuales son los elementos de mayor porcentaje. En esta unidad comienzan a aparecer los minerales de mayor porcentaje en aluminio. Y en base a todos los pisolitos presentes en esta unidad, se observa que hay presencia de minerales de Caolinita (45,7%), Hematita (15,7%) y Anatasa (1,7%), y también Gibbsita (26,7%) y Bohemita (13%) (Figura 4.2.12).

Lo anterior se basa en las estructuras cristalinas estudiadas de la Caolinita (Prandel, et al., 2017), Hematita (Pauling y Hendricks, 1925), Anatasa ( Weirich, et al., 2000), Gibbsita (Saalfeld y Wedde, 1974) y Bohemita (Hill, 1981).



*Figura 4.2.12: En color negro, difractograma de Facies 3, con ánodo de Co-K $\alpha$ , en color rojo ajuste según método de Rietveld.*

Cabe recalcar, que, al estudiar la composición química solo de los pisolitos de esta unidad, sin la matriz; se observa que el Sílice aparece en muy bajas concentraciones, no superando el 4%wt del peso total, a veces inclusive no aparece (Figura 4.2.12 y 4.2.13). Por otro lado, los porcentajes de Aluminio y Hierro compensan la falta de Silicio, aumentando con respecto a las facies Pisolíticas.



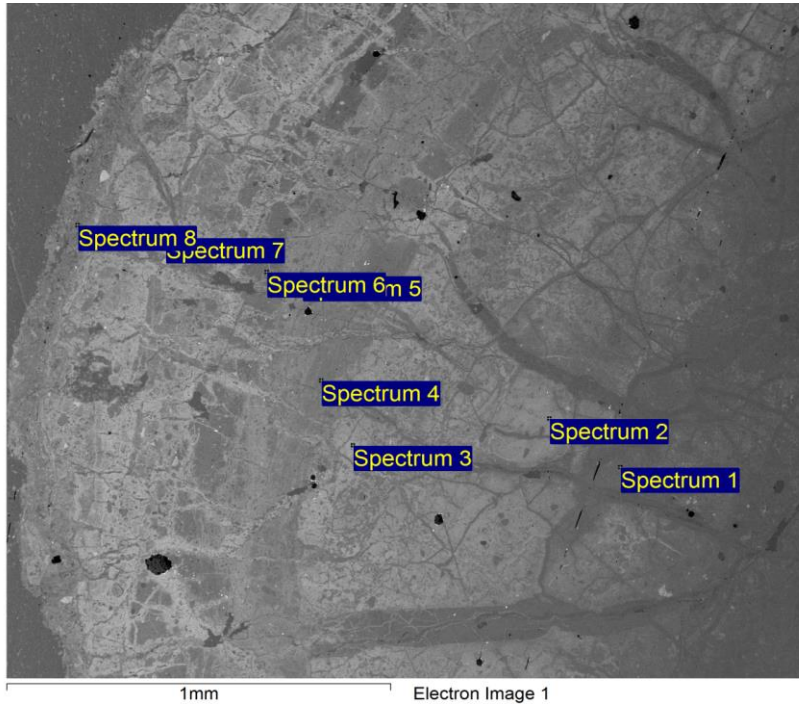


Figura 4.2.12: Puntos donde se obtuvieron la composición química en muestra de pisolito.

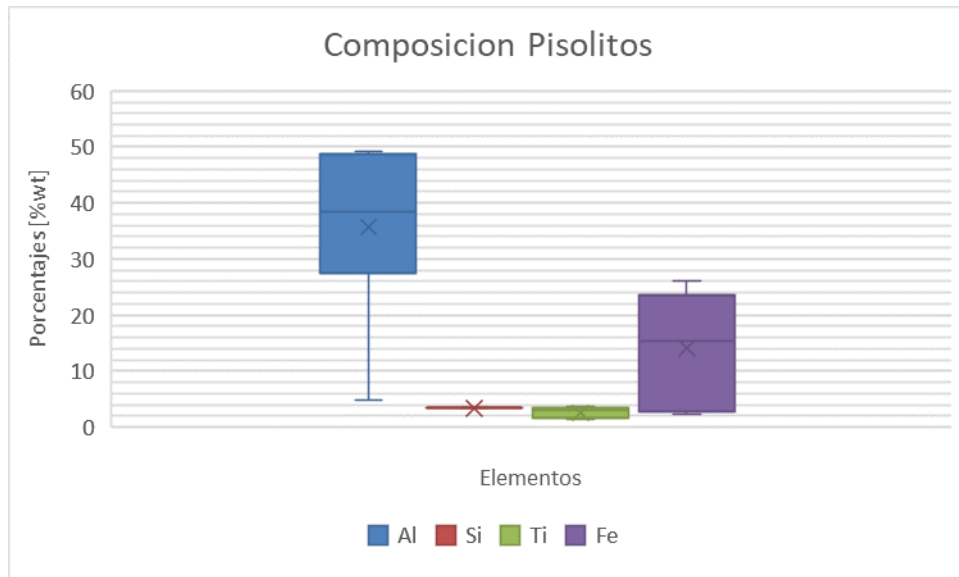


Figura 4.2.13: Composición química para pisolito de Figura 4.2.12.

#### 4.2.1.4 FACIES 4: ARCILLOLITA BLANCA

##### A) DESCRIPCIÓN

Esta unidad se presenta en la parte superior de Facies pisolítica. Y está presente en la parte superior de todos los yacimientos de Minera Lailhacar. Roca arcillosa de color blanco y tiene entre 2 m y 5 m de espesor, esta unidad no se observa de forma tan extensa pues esta unidad ya fue explorada años anteriores para la producción de ladrillos refractarios, se observa en el extremo superior de afloramiento (Figura 4.2.14).



*Figura 4.2.14: Afloramiento donde se observa Facies 4 en parte superior.*

#### 4.2.1.5 FACIES 5: CONGLOMERADO ARCILLOSO

##### A) DESCRIPCIÓN

Esta unidad contiene material retrabajado. Presenta rocas muy fracturadas, presencia de clastos volcánicos de tamaños que varían entre 2 cm y 30 cm, muy fracturados, angulosos y subredondeados (Figura 4.2.15). La matriz es roja de tamaño arcilla y también se presenta fracturadas. Se observan afloramientos de hasta 20 m de espesor.



a)



b)

*Figura 4.2.15: a) y b) distintos afloramientos retrabajados de Facies 5 de Minera Lailhacar.*

#### 4.2.1.6 FACIES 6: CONGLOMERADO ARENOSO

##### A) DESCRIPCIÓN

Se observa afloramiento de 5 m de altura, de color pardo, de grano grueso tamaño arena, presenta clastos polimícticos, subangulosos, subredondeados, de tamaño variable, entre 0,7 cm a 20 cm, en una matriz tamaño arena, color pardo; presenta variación en el tamaño de la matriz, intercalaciones de hasta 10 cm de espesor de matriz tamaño arena gruesa con matriz tamaño arena fina (Figura 4.2.16).

##### B) COMPOSICIÓN QUÍMICA

La composición química de esta facies es de principalmente 47,8% de Si, 14,4% de Al, 9,4% de Fe y 6,3% de Ca y 0,9% de Ti.

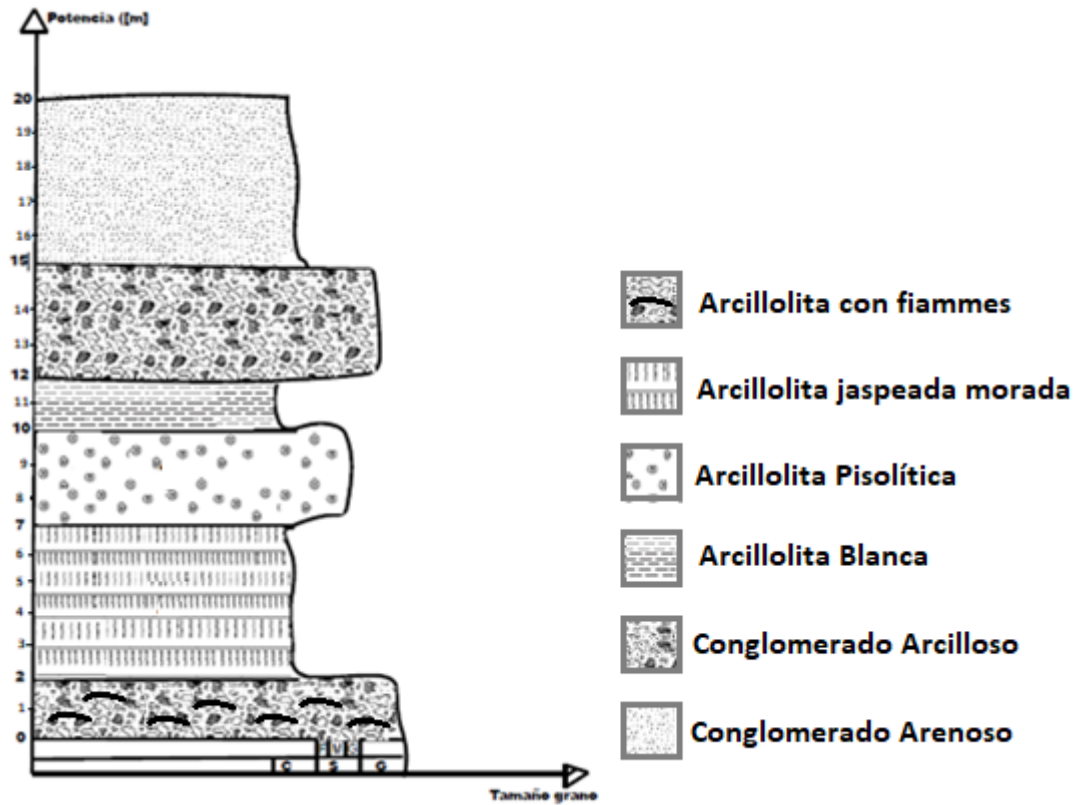




*Figura 4.2.16: Afloramiento de arenisca en Minera Lailhacar.*

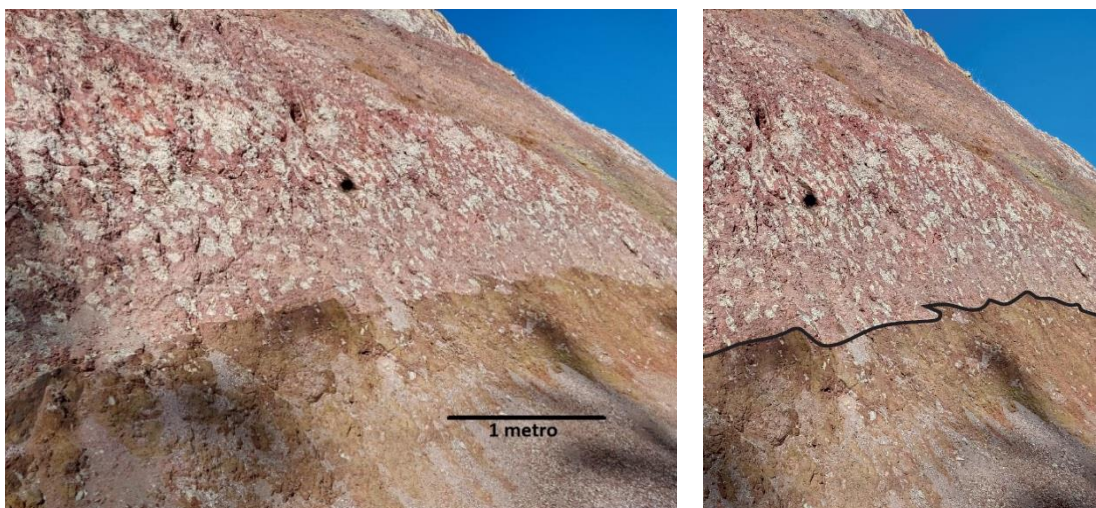
#### 4.2.2 ASOCIACIÓN DE FACIES

Las unidades definidas en capítulo anterior de los yacimientos de Minera Lailhacar están relacionadas estratigráficamente entre sí, siendo posible realizar una columna estratigráfica (Figura 4.2.17), entre las facies se observa que hay un contacto nítido y regular, y que hay una asociación principal, que es la asociación Facies 2- Facies 3, es decir, la asociación moteado rojo con blanco y unidad de pisolitos.



*Figura 4.2.17: Columna estratigráfica que muestra la asociación que existe entre las facies nombradas en capítulo anterior.*

El contacto entre Facies 1 y 2 se observa un contacto nítido regular, que se mantiene perpendicular a la orientación de los manchones blancos de la Facies 2 (Figura 4.2.18).



*Figura 4.2.18: Contacto entre Facies 1 y 2.*



Esta asociación Facies 2- Facies 3, se caracteriza por estar en un contacto regular, donde la Facies 2 está debajo de Facies 3, y la orientación de los manchones blancos, que están orientados perpendicular al techo de la unidad, estarían orientados siguiendo la Facies 3 (Figura 4.2.19).

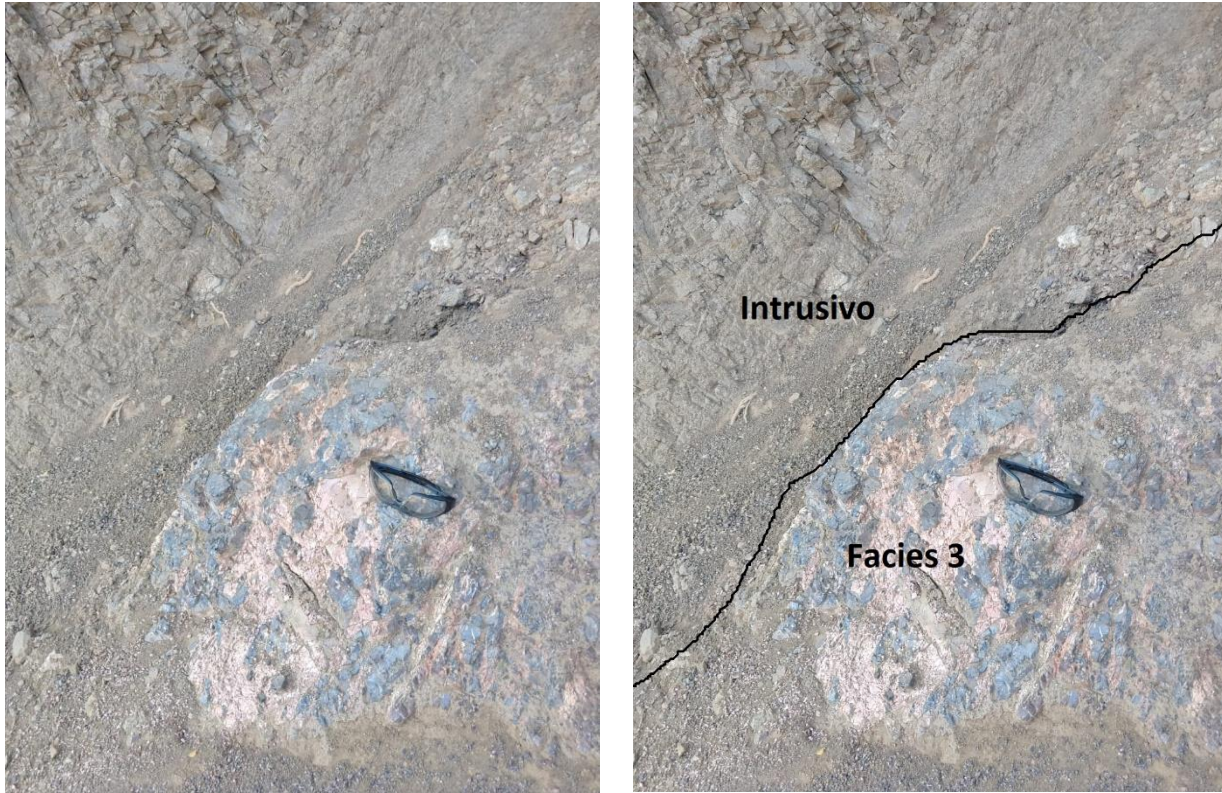


*Figura 4.2.19: Contacto Facies 2 con Facies 3.*

#### 4.2.3 CONTACTO CON INTRUSIVOS

En la zona se observan muchos afloramientos de intrusivos, los cuales han sido datados de una edad oligocena, y están en contacto con todas las facies descritas en los capítulos anteriores. Y se observa que está en contacto intrusivo, por lo tanto, irregular y con un pequeño halo de alteración en las unidades estratigráficas o roca caja de estos intrusivos.

Además, en yacimiento Andacollo, es posible apreciar el contacto entre Facies 2 con el intrusivo, donde se aprecia que afecta tanto a la roca sin alteración como a la misma Facies 2, y la parte moteada blanca se observa alterada a rosada (Figura 4.2.20).



*Figura 4.2.20: Contacto intrusivo con unidad que presenta arcillolita blanca.*

#### 4.2.4 ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS

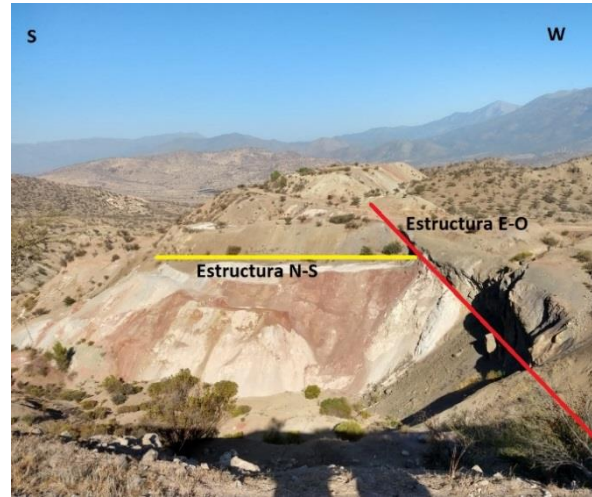
Se observan dos grupos de fallas en los yacimientos estudiados. La primera es en rumbo norte sur, con manteo hacia el oeste. Esta falla se observa en los yacimientos de Andacollo, La Paloma Vieja y otro a Paloma Norte. En todas se observa una estructura rumbo Norte- Sur.

El segundo grupo tiene un rumbo general de E a O y se registra principalmente entre yacimiento La Paloma Vieja y Paloma Norte que corta una falla que tiene dirección Norte – Sur (Figura 4.2.21).





a)



b)

*Figura 4.2.21: a) Estructuras geológicas en yacimiento La Paloma Vieja y en b) Estructuras demarcadas.*

Las fallas de rumbo N-S son tipo normal, esto debido a que hacia el norte de la falla aparecen las cotas de arcillas rojizas 10 m por debajo del nivel al sur de la falla (Figura 4.2.21). La Figura 4.2.22 es la traza de la falla y se observa la presencia de salbanda.



a)



b)

Figura 4.2.22: a) Falla geológica b) Falla demarcada.

#### 4.2.5 COMPOSICIÓN QUÍMICA Y MINERALOGÍA PRINCIPAL

Al estudiar la composición química de todas las facies definidas en los yacimientos de Minera Lailhacar, se observa que existe en promedio un alto porcentaje en elementos no móviles como el Aluminio (29,9%), Hierro (14,9%) y Titanio (1,73%), y un bajo porcentaje de Sílice (33,6%). Además, se observa que en las unidades definidas el Aluminio tiene un rango intercuartil acotado (alrededor de 10%) donde se ubican el mayor porcentaje, el Sílice tiene un rango intercuartil mayor (alrededor de 15%) y el que tiene un mayor rango intercuartil es el Fe, con alrededor de 20% de diferencia (Figura 4.2.23).

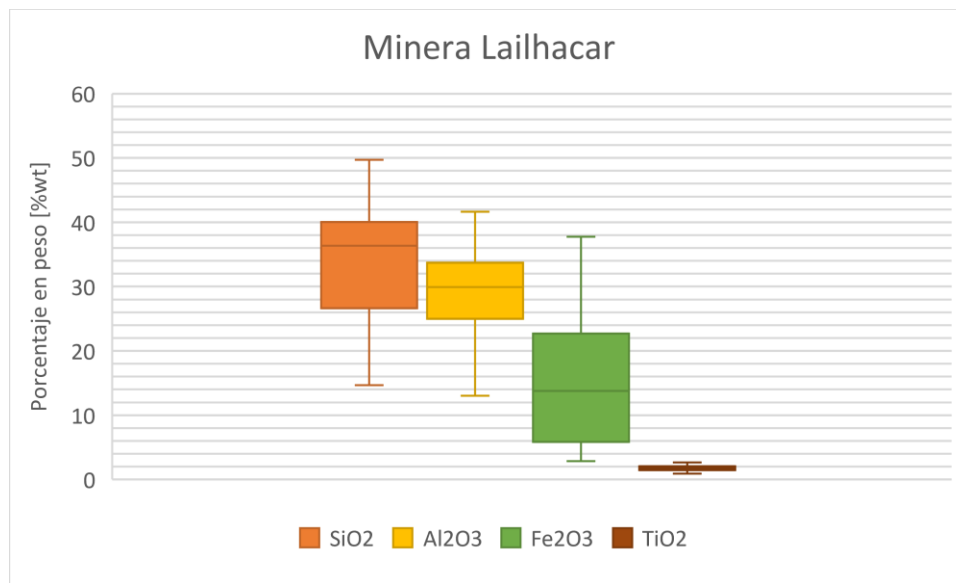
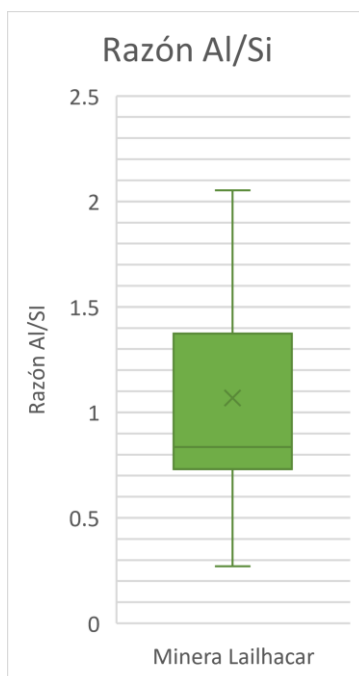


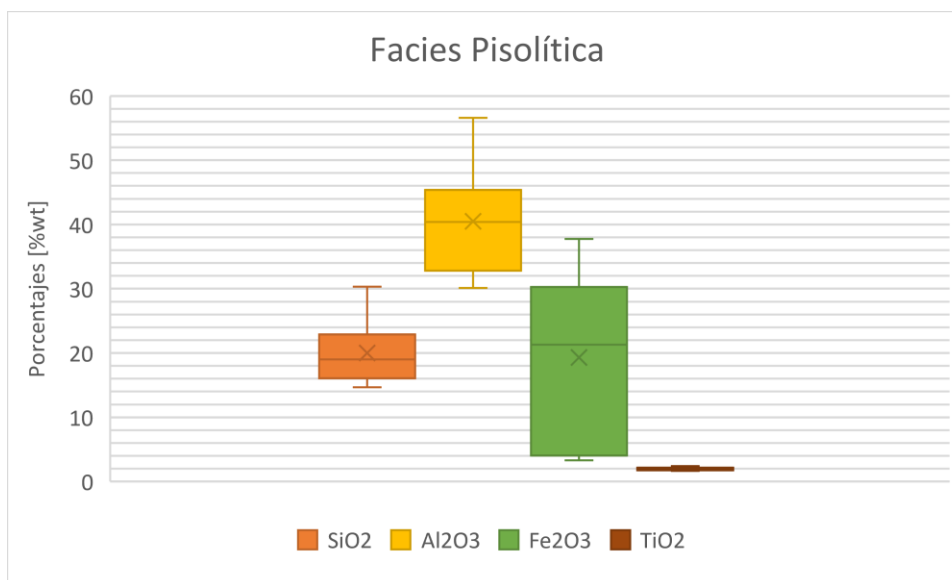
Figura 4.2.23: Gráfico de composición química principal de todas las facies de yacimientos de Minera Lailhacar.

Además, se observa que la razón Al/Si en los yacimientos de Minera Lailhacar es en promedio 1,06, y la distribución estadística se sitúa principalmente entre el 0,7 y el 1,4 (Figura 4.2.24).



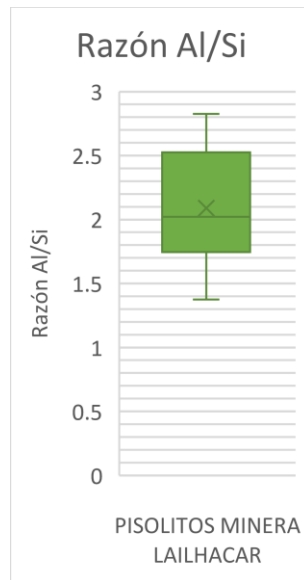
*Figura 4.2.24: Razón de Al/Si de Minera Lailhacar.*

Se puede destacar que en la Facies 3, que es la Facies pisolítica, presenta un mayor porcentaje de Aluminio y Hierro, junto con un bajo porcentaje de Sílice (Figura 4.2.25), donde el promedio es el Sílice es bajo (19,9%), el Aluminio tiene un promedio de 40,4%, y el Fe tiene un promedio de 19,2%, y donde se observa que la distribución de los datos es amplia en el Aluminio (rango intercuartil de 15%) y del Hierro (rango intercuartil de 25%), pero acotada en el Sílice, con un rango intercuartil de 6%.



*Figura 4.2.25: Composición química principal de la Facies 4 de Minera Lailhacar.*

Y al estudiar la razón entre Aluminio y Sílice, se observa que la razón promedio de la Facies 4 también aumenta, esto debido a que el aluminio aumenta y el silicio disminuye, siendo el promedio de 2,09 (Figura 4.2.26).



*Figura 4.2.26: Razón Al/Si en Facies de pisolitos.*

Respecto a la mineralogía, se observa que los minerales predominantes de las Facies 1, 2 y 3 son los minerales de Caolinita, Hematita y Anatasa y en la Facies 4 aparecen nuevos minerales, ricos en aluminio como los minerales de Gibbsita, Bohemita, lo cual se condice con el mayor porcentaje de Aluminio presente en esta Facies, esto además de los minerales de Hematita y Anatasa, con menor grado Caolinita.



### 4.3 YACIMIENTO EL GUINDO

El yacimiento El Guindo es un yacimiento que se extrae rocas ricas en aluminio, los cuales se utilizan en la producción del cemento. Es un yacimiento tipo rajo abierto de un largo aproximado de 350 m, cuyo frente de explotación está orientado hacia el sur de un ancho aproximado de 200 m, con una pequeña inclinación hacia el oeste, y consta de 7 niveles, partiendo del nivel piso de 870 msnm, aumentando 5 m por nivel hasta el nivel 900 (Figura 4.3.1).

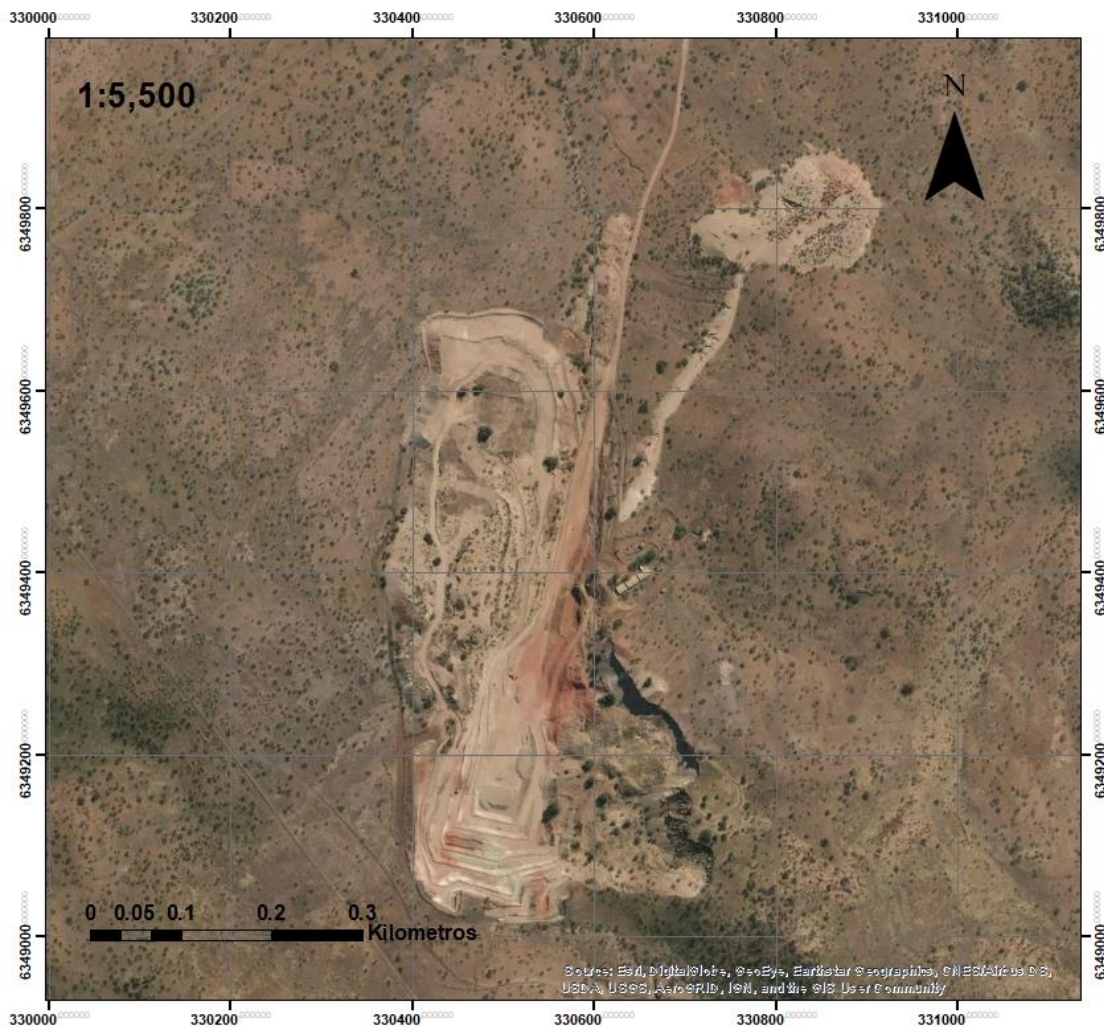


Figura 4.3.1: Imagen en planta de Yacimiento El Guindo.

### 4.3.1 FACIES DE ALTERACIÓN

Después de mapear toda la zona, se lograron definir cinco facies, sin considerar la roca original que no ha sufrido alteración. Se observa su disposición espacial desordenada y caótica en todo el frente del yacimiento (Figura 4.3.2). A cada una de estas facies se les realiza una descripción geológica, de composición química y mineralógica.



*Figura 4.3.2: Disposición espacial de facies de yacimiento El Guindo.*

#### 4.3.1.1 FACIES 1: ARCILLOLITA JASPEADA BLANCA

##### A) DESCRIPCIÓN

Se ubica en los niveles inferiores del yacimiento, presenta una textura moteada de color blanco con rojo. Está en contacto por inconformidad con facies superiores. Presenta estratos de alrededor de 1 m de potencia, con un rumbo y manteo de

N40W/ 50SE. Se observan pequeños manchones color morado de 20 cm de largo y 7 cm de ancho. Estos no presentan una orientación preferencial.



*Figura 4.3.3: Imagen de Facies 1.*

#### 4.3.1.2 FACIES 2: ARCILLOLITA JASPEADA MORADA

##### A) DESCRIPCIÓN

Facies jaspeada, se aprecia una roca con una textura morada moteada con blanco en la base y rojiza moteada con blanco hacia el techo. Aquí se observan pequeños manchones de color blanco de tamaño hasta 30 cm, alargados, con un espesor de hasta 10 cm, sinuosos, de grano fino, que están orientados en dirección perpendicular al techo de la unidad. La matriz de tamaño arcilla, es rojiza en su parte superior y morada hacia la base (Figura 4.3.4).





Figura 4.3.4: Facies jaspeada morada.

## B) COMPOSICIÓN QUÍMICA Y MINERALÓGICA

La composición química de esta facies es de principalmente 47,8% de Si, 14,4% de Al, 9,4% de Fe y 6,3% de Ca y 0,9% de Ti, en base a análisis de fluorescencia de rayos X.

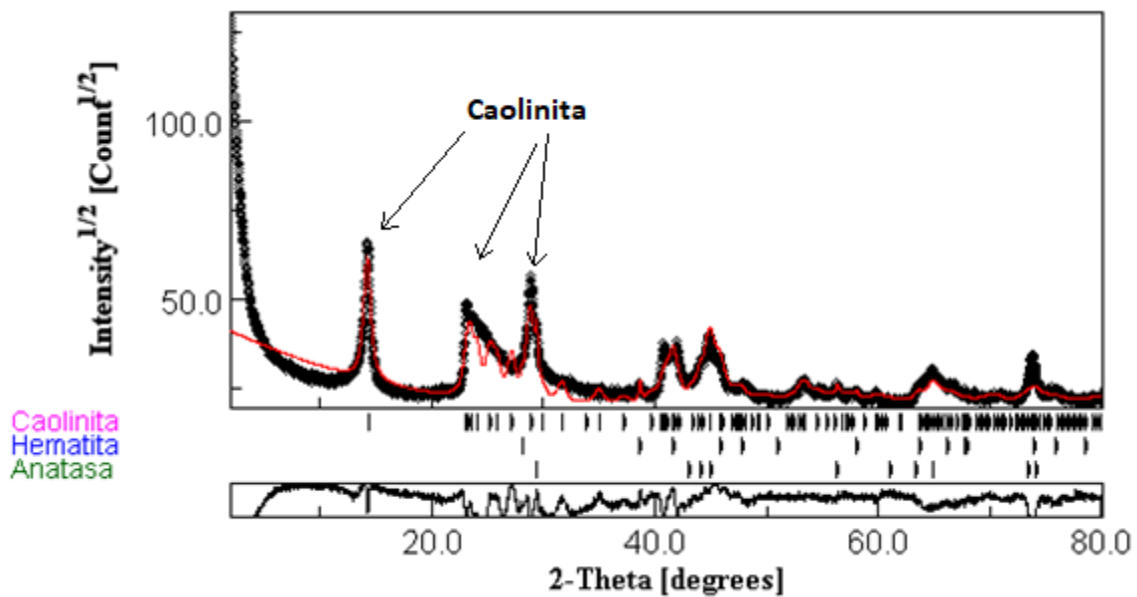


Figura 4.3.5: En color negro, difractograma de Facies 2, con ánodo de Co-K $\alpha$ , en color rojo ajuste según método de Rietveld.



En base al difractograma mostrado (Figura 4.3.5), se observa que en esta facies aparecen minerales tales como Caolinita en un 95,8%, Hematita con un 1,86% y Anatasa (2,23%), en base a las estructuras cristalinas estudiadas de la Caolinita (Richard, 2019), Hematita (Pauling y Hendricks, 1925), Anatasa( (Weirich, et al., 2000).

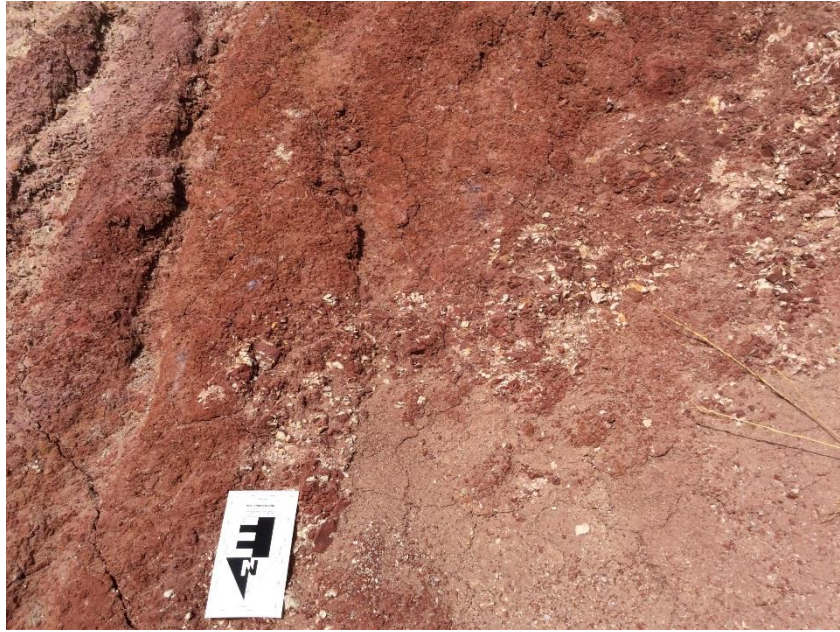
#### 4.3.1.3 FACIES 3: FACIES PISOLÍTICA

##### A) DESCRIPCIÓN

Se ubica en la parte superior de Facies 2, es el extremo oeste de la pared sur y al sur de la pared oeste del yacimiento, está en contacto por inconformidad con Facies 1. Es de color rojizo, con una matriz fina tamaño arcilla de color rojizo, con concreciones principalmente esféricas, es decir, presenta pisolitos, de color rojizo en algunos tramos, blanquecino en otros y también de color azul oscuro en otros lugares. Estas concreciones esféricas, llamadas pisolitos, son de un tamaño que varía entre los 0,5 cm a 3 cm con un núcleo rojizo y borde blanquecino, (Figura 4.3.6 y Figura 4.3.7).



*Figura 4.3.6: Pisolitos oscuros en matriz rojiza.*



*Figura 4.3.7: Imagen de pisolitos en parte superior y subunidad 2 en parte inferior.*

## B) COMPOSICION QUÍMICA Y MINERALÓGICA

La composición química principal de esta unidad viene dada por 23,5% de Si, 40,8% de Al, 17,4% de Fe y 1,6% de Ti.

En base al difractograma (Figura 4.3.8), se observa que en esta facies aparecen minerales tales como Caolinita(45,5%), Hematita (17%), Bohemita (23,8%), Gibbsita (11,35%) y Anatasa (2,24%), en base a las estructuras cristalinas estudiadas de la Caolinita (Richard, 2019), Hematita (Pauling y Hendricks, 1925), Anatasa (Weirich, et al., 2000), Gibbsita y Bohemita (Hill, 1981).

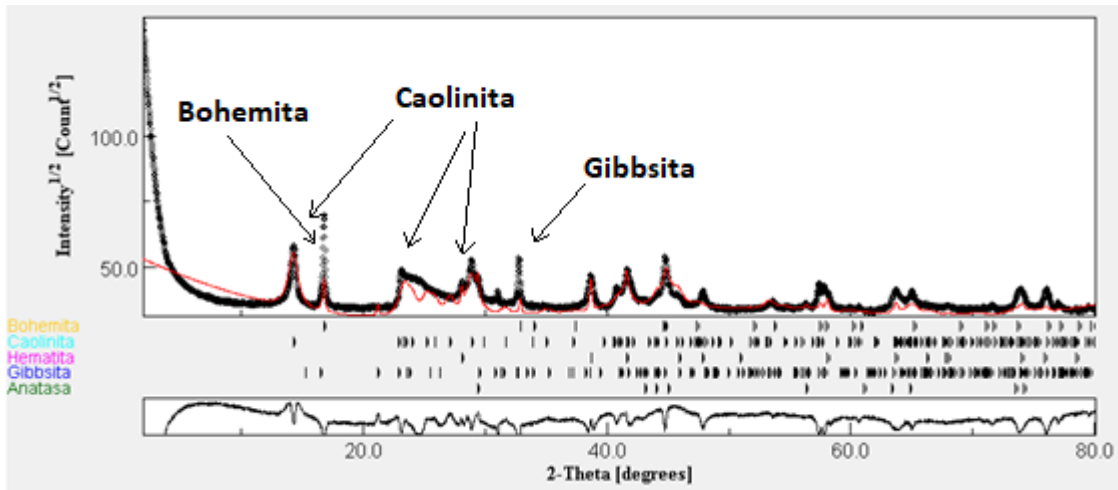


Figura 4.3.8: En color negro, difractograma de Facies 3, con ánodo de Co-K $\alpha$ , en color rojo ajuste según método de Rietveld.

#### 4.3.1.4 FACIES 4: LIMONITA CONGLOMERÁDICA

##### A) DESCRIPCIÓN

Se observa principalmente en la parte este de la pared sur del yacimiento, es de color marrón y pardo, con matriz marrón y pardo (Figura 4.3.9). Está en contacto por inconformidad inferior con Facies 1, y también en contacto lateral con Facies 3. Tiene una matriz poco consolidada, y en algunos casos, no consolidada. Presenta conglomerados subangulosos de tamaño 10 cm, polimícticos.



Figura 4.3.9: Muestra de Facies 4.



## B) COMPOSICIÓN QUÍMICA

La composición química de esta facies es de principalmente 38,9% de Si, 23,1% de Al, 8,7% de Fe y 2,6% de Ca y 1,41% de Ti.

### 4.3.1.5 FACIES 5: CONGLOMERADO ARCILLOSO

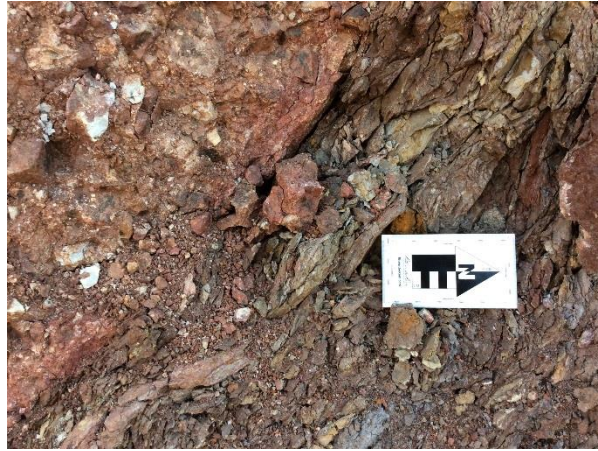
#### A) DESCRIPCIÓN

Se observa principalmente en la pared oeste del yacimiento, es de color marrón con una matriz de tamaño arcilla de color marrón, pardo y grises. Es principalmente matriz soportado con conglomerados polimícticos subangulosos de tamaño entre 1 cm y 5 m, algunos de estos conglomerados corresponden a la de Facies 2 (Figura 4.3.10), teniendo pisolitos en su parte rojiza, estos pisolitos son subsféricos de tamaño entre 1 cm y 2 cm. Se observan conglomerados subredondeados y otros alargados (Figura 4.3.10 y Figura 4.3.11).



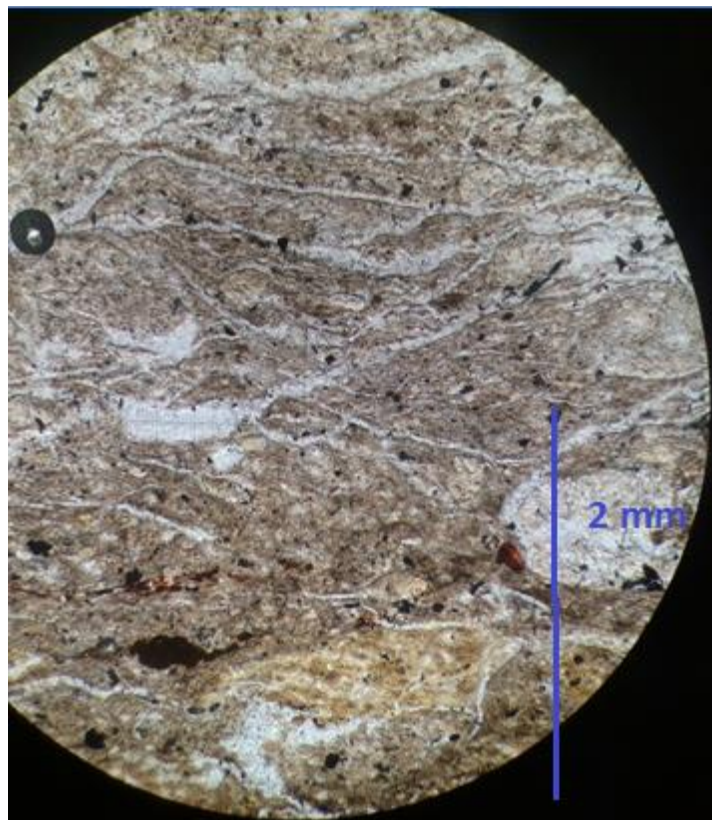
*Figura 4.3.10: Afloramiento de facies de flujo, se observa la poca consolidación de roca.*





*Figura 4.3.11: Presencia de líneas de flujo en facies 5.*

Al estudiar dicha facies al microscopio, se observan texturas de flujo, clastos no elipsoidales cuyo eje principal está orientado en la dirección del flujo (Figura 4.3.12).



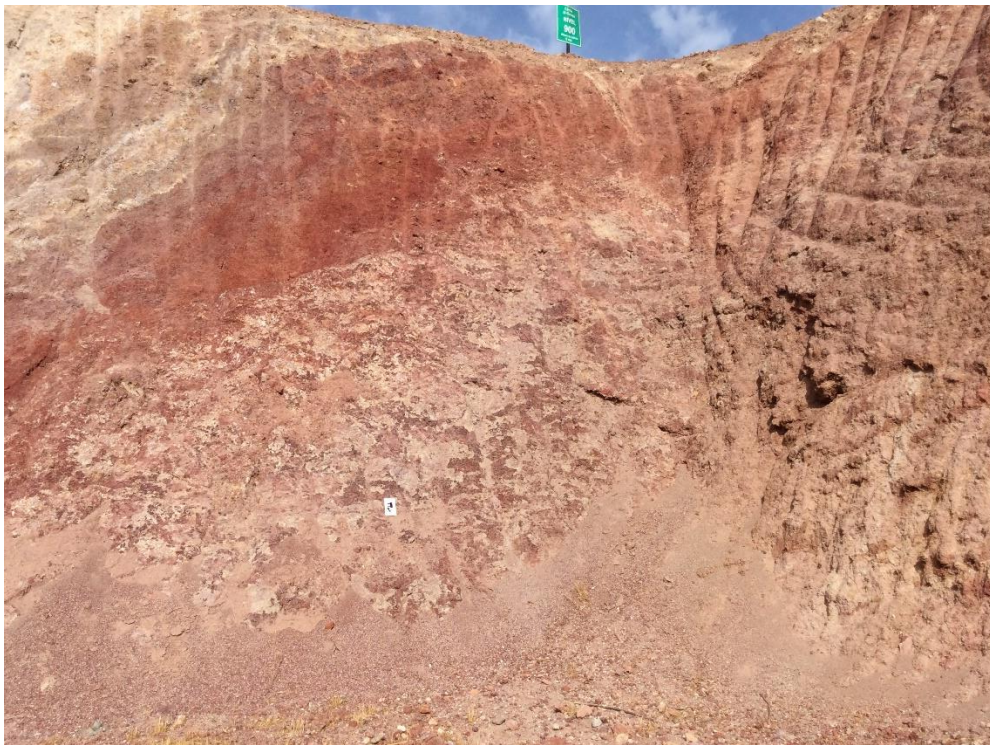
*Figura 4.3.12: Imagen al microscopio óptico de Facies 5.*

## B) COMPOSICIÓN QUÍMICA

La composición química de esta facies es de principalmente 45,4% de Si, 23,1% de Al, 9,2% de Fe y 1,6% de Ca, 1,0% de MgO y 1,4% de Ti.

### 4.3.2 ASOCIACIÓN DE FACIES

La facies jaspeada morada con la Facies Pisolítica siempre están en contacto nítido regular (Figura 4.3.13), se observa que este contacto no es horizontal siempre, sino más bien vertical en algunos casos.



*Figura 4.3.13: Contacto nítido entre facies 2 y 3, la altura del banco es de 12 m.*

La Facies Pisolítica con la facies 5: Conglomerado arcilloso, están en contacto, y se observan estructuras de tipo “paleocanales” (Figura 4.3.14), se observa que la Facies 5 está afectando a Facies 2.





*Facies 4.3.14: Facies 5: Conglomerado arcilloso afecta a Facies Pisolítica.*

### 4.3.3 ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS

El yacimiento El Guindo está afectado por una estructura geológica principal que recorre todo el yacimiento en dirección NS, en el costado Este del yacimiento, que está asociado a un Sistema de Fallas NS presente en toda la zona expuesto por Rivano et al. (1993). Esta estructura principal ha generado una serie de derrumbes, generando que todo el lado este del yacimiento no se pueda extraer material (Figura 4.3.15).

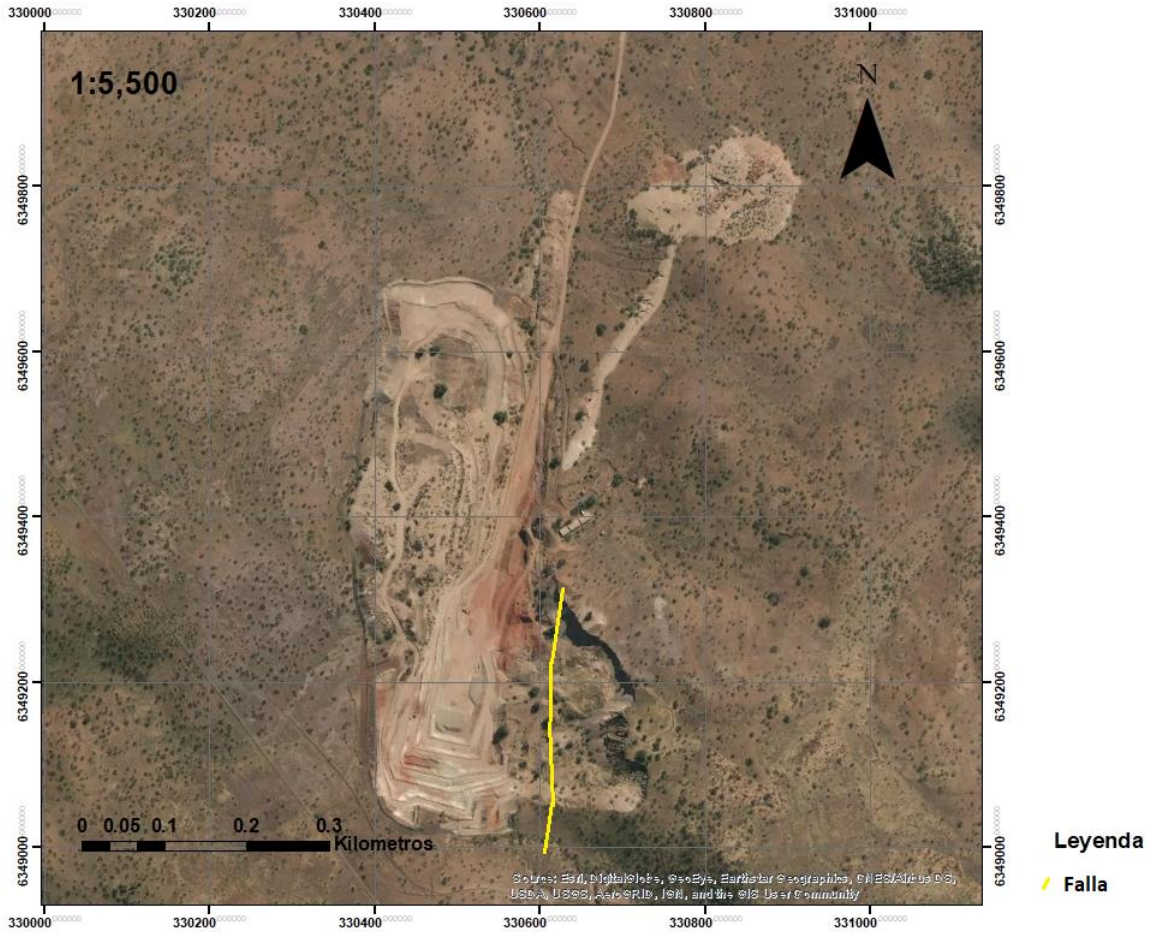


Figura 4.3.15: Falla en yacimiento El Guindo.

#### 4.3.4 COMPOSICIÓN Y MINERALOGÍA PRINCIPAL

Al estudiar la composición química de todas las facies definidas en los yacimientos de Mina El Guindo, se observa que existe en promedio un alto porcentaje en elementos no móviles como el Aluminio (28,8%), Hierro (16,5%) y Titanio (1,4%), y un bajo porcentaje de Sílice (36,1%), en comparación con rocas volcánicas. Además, se observa que, en las unidades definidas de El Guindo, el Aluminio tiene una distribución del valor en los porcentajes acotada (un rango intercuartil de alrededor de 8%), al igual que el Silicio (alrededor de 7%) y es el Hierro el que tiene una mayor dispersión, con alrededor de 12% en su rango intercuartil (Figura 4.3.16).



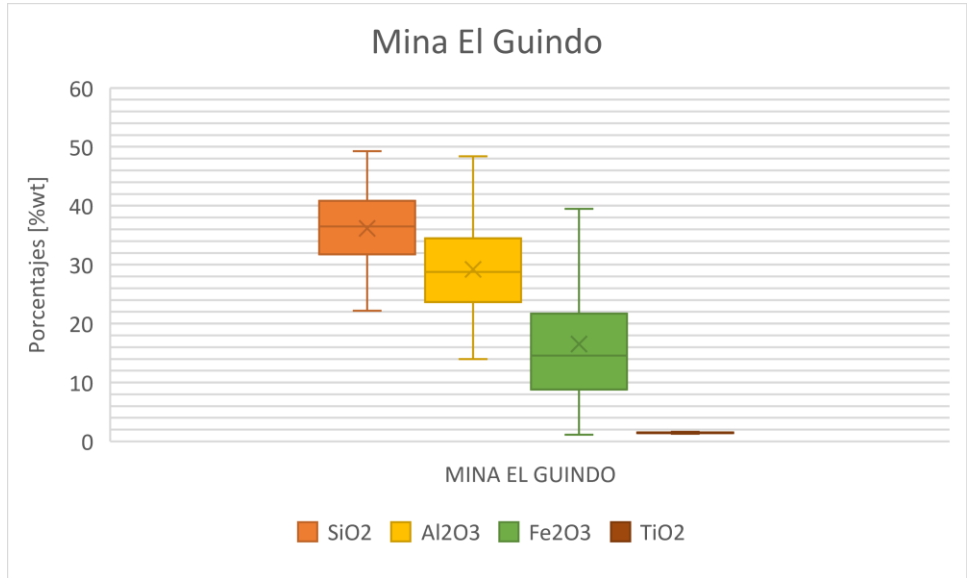


Figura 4.3.16: Composición química principal de todas las facies de Mina El Guindo.

Además, se observa que la razón Al/Si en los yacimientos de Minera Lailhacar es en promedio 0,88, que si no se considera una muestra que tiene una razón Al/Si muy fuera del rango (3,07), quedaría con un promedio de 0,8. por otro lado, la distribución estadística se sitúa principalmente entre el 0,5 y el 0,9 (Figura 4.3.17).

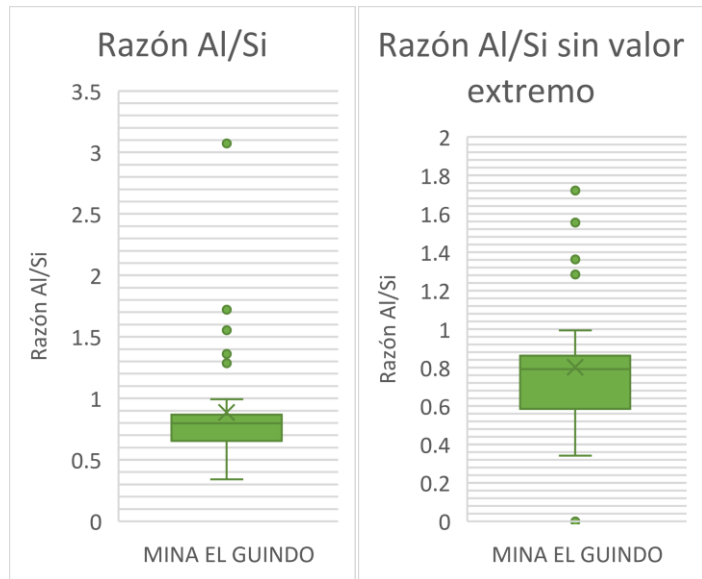


Figura 4.3.17: Razón de Al/Si de Mina El Guindo.

Se puede destacar que en la Facies 3, que es la unidad que contiene pisolitos, presenta un mayor porcentaje de Aluminio y Hierro, junto con un bajo porcentaje de Sílice (Figura 4.3.18), donde el promedio del Sílice es bajo en comparación con el

resto de facies con un 23,5%, El Aluminio tiene un promedio de 40,8%, el Fe tiene un promedio de 17,4%, y el Titanio presenta un promedio de 1,6% y donde se observa que la distribución de los datos es amplia en el Aluminio (rango intercuartil de 15%) y del Hierro (rango intercuartil de 25%), pero acotada en el Sílice, con un rango intercuartil de 6%).

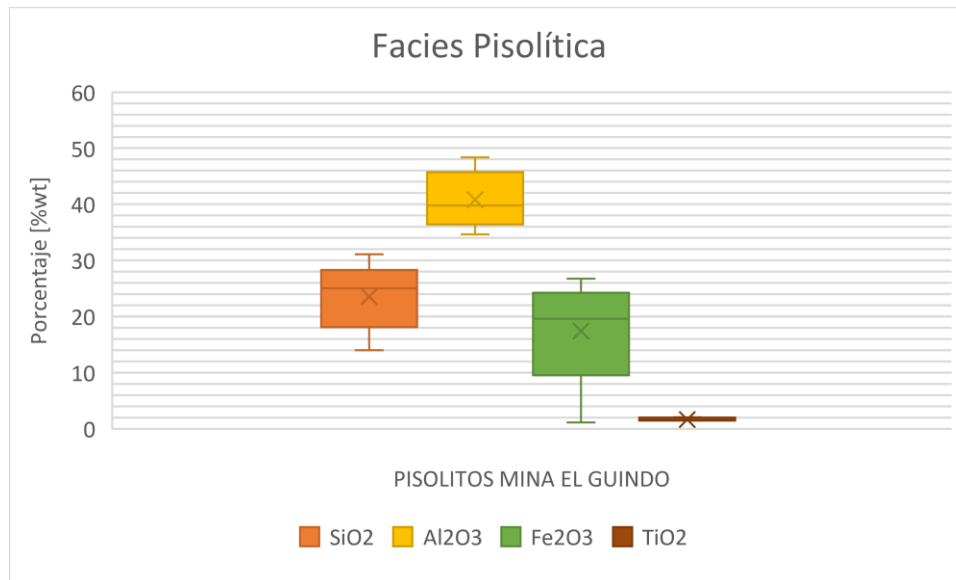


Figura 4.3.18: Composición de Facies de Pisolitos de Minera El Guindo.

Y al estudiar la razón entre Aluminio y Sílice, se observa que la razón promedio de la Facies Pisolítica también aumenta, esto debido a que el aluminio aumenta y el silicio disminuye, siendo el promedio de 1,85 (Figura 4.3.19).

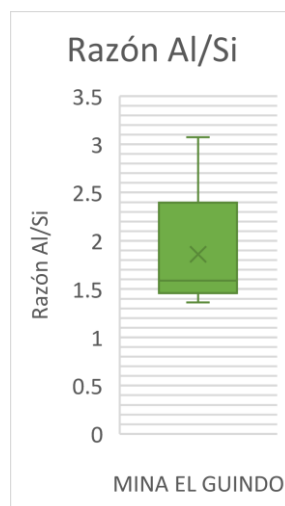


Figura 4.3.19: Razón aluminio/sílice en pisolitos de Mina El Guindo.

Respecto a la mineralogía, se observa que los minerales predominantes de las Facies 1, 2 y 3 son los minerales de Caolinita, Hematita y Anatasa y en la Facies 4 aparecen nuevos minerales, ricos en aluminio como son los minerales de Gibbsita, Bohemita, lo cual se condice con el mayor porcentaje de Aluminio presente en esta Facies, esto además de los minerales de Hematita y Anatasa, con menor grado Caolinita.

## **5.- DISCUSIONES**

En este capítulo se discuten los resultados obtenidos en el capítulo anterior, junto con la recopilación bibliográfica. En un primer apartado se interpreta el mejor acomodo de las rocas protolíticas con alguna de las Formaciones definidas en la zona. En una sección se relacionan los yacimientos estudiados, observando sus similitudes y diferencias. Además, en un tercer apartado se estima un posible ambiente de formación. Por último se analizan los flujos aluviales y fluviales posteriores.

### **5.1 ROCA PROTOLITO**

Al estudiar la roca que ha sufrido poca o nula alteración, se observa que fue posible encontrarla alejándose tanto del yacimiento El Guindo como de los yacimientos de Minera Lailhacar. Esta roca se caracterizó como una brecha volcánica muy dura con alta presencia de conglomerados subangulosos.

Además, se observa que el estudio de imágenes satelitales usados como discriminador litológico, y al analizar dichas imágenes (Figura 4.1.4), donde se realiza un acercamiento a la zona de estudio respecto a Figura 4.1.3, mostrada en el capítulo 3.2 Discriminador litológico (R: B04/B03; G: B11/B02; B: B12/B04), se observa que, para la zona de interés, resaltan dos colores principales. Uno es el color amarillo que bordea toda la zona y correspondería a la roca que no ha sufrido una alteración muy intensa, vale decir, sería la brecha volcánica, y el otro color es el azul suave que correspondería a los intrusivos que se observan en toda la zona de estudio, correspondientes a intrusivos de edad oligocena.

Distintos autores han caracterizado de distinta manera la zona de estudio, por ejemplo, Thomas (1958), Piracés y Maksaev(1977) y Wall et al.(1999) caracterizaron la Formación Las Chilcas, concluyendo que en la parte superior de dicha Formación se encuentran brechas volcánicas, algo conglomerádicas en la parte alta con una potencia de casi 700 m. Por otro lado, Carter y Aliste (1962) y Viteri (1970) asociaron la parte superior de estas brechas a la Formación Lo Valle; y Rivano (1993) estima que la Formación Lo Valle pertenece a la Formación Las Chilcas.

Respecto a la Formación Lo Valle, Thomas (1958), Piracés y Maksaev (1977), Wall et al. (1999) y Boyce (2015) aseguran que presenta principalmente una secuencia de tobas blancas, violáceas y amarillentas.

En este sentido, se observa que la descripción de la Formación Las Chilcas se ajusta de buena manera a la Roca 1 descrita en este trabajo, y en la parte baja de estas



brechas, se encuentran andesitas oscuras de potencia de 180 m, cuya descripción concuerda de buena manera a la Roca 2 de este trabajo.

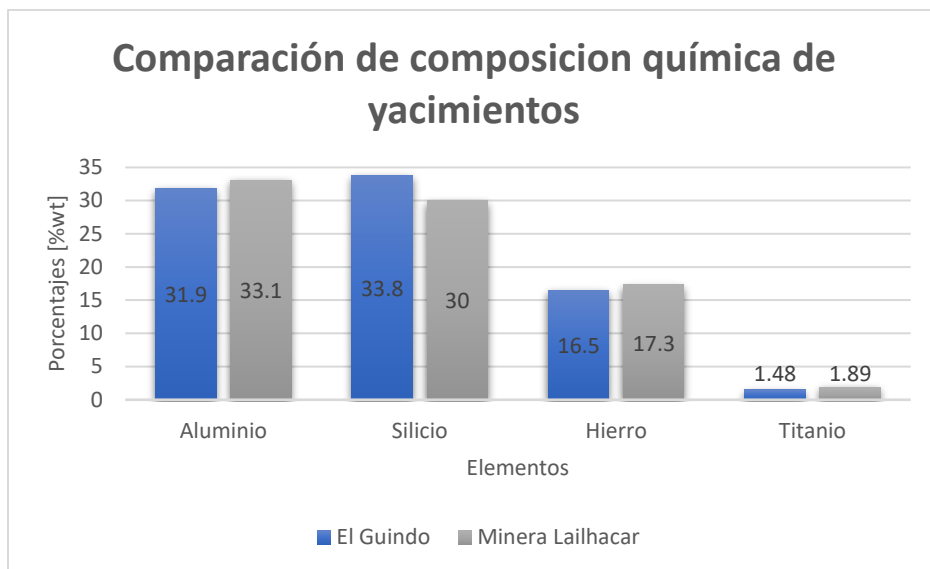
De acuerdo con las características de las Formaciones Las Chilcas y Lo Valle, la roca protolítica es comparable con la Formación Las Chilcas, específicamente el Miembro ubicado en su límite superior, que es el Miembro El Calvario, lo que le otorgaría una edad cretácica superior de entre 89 y 82 Ma (Boyce, 2015) la que posteriormente se altera generando los depósitos ricos en Aluminio.

## **5.2 RELACIÓN EL GUINDO Y MINERA LAILHACAR**

Tanto los yacimientos de Minera Lailhacar como el yacimiento El Guindo son yacimientos de minerales ricos en aluminio usados para la producción de clínker en la industria cementera, y la primera relación importante es su cercanía espacial, pues estos yacimientos están a una distancia máxima de 500 m, que hacia el futuro se acortará más producto del crecimiento del yacimiento el Guindo hacia el sur.

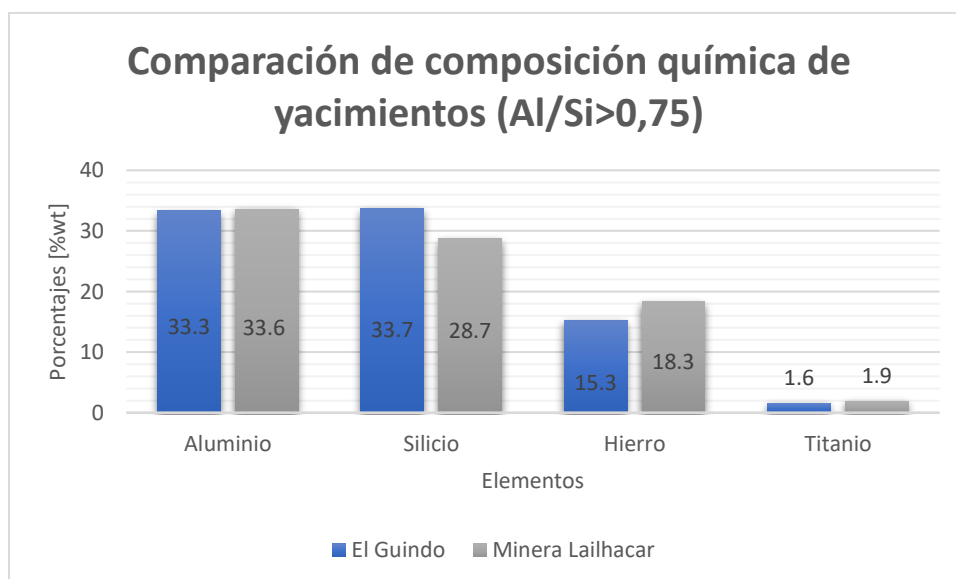
Como se plantea en punto anterior, es posible asociar las imágenes satelitales usadas como discriminador litológico (R: B04/B03; G: B11/B02; B: B12/B04) de toda la zona que abarca a estos yacimientos a un mismo tipo de roca, la Roca 1, la cual se interpreta como correspondiente a la Formación Las Chilcas.

Por otro lado, cuando se compara la composición química general del yacimiento El Guindo con respecto a la composición química general de los yacimientos de Minera Lailhacar, contando solo las unidades que son caolinita o bauxita, se observa importante diferencia, pues El Guindo tiene en promedio un menor porcentaje de Hierro, Aluminio y Titanio, pero una mayor cantidad de Sílice (Figura 5.2.1).



*Figura 5.2.1: Comparación de la composición química principal entre yacimiento El Guindo con yacimientos de Minera Lailhacar.*

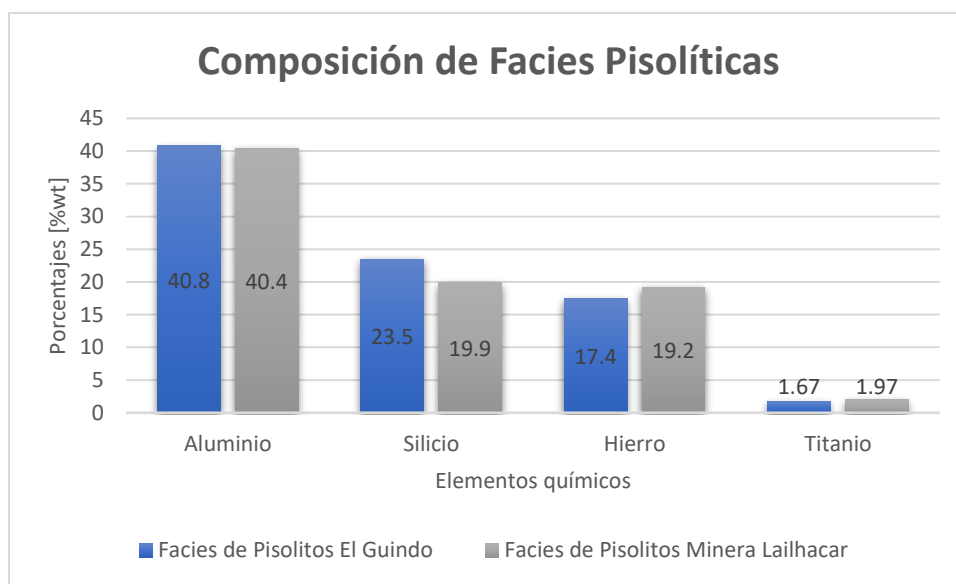
Si se enfoca solo las facies de los yacimientos estudiados que tengan una razón Aluminio/Sílice mayor a 0,75, los resultados muestran que el yacimiento El Guindo tiene muy similar porcentaje de Aluminio con respecto a los yacimientos de Minera Lailhacar, además de presentar un porcentaje mayor de Sílice y un menor porcentaje de Hierro y Titanio (Figura 5.2.2).



*Figura 5.2.2: Comparación de composición química de yacimiento El Guindo con yacimientos de Minera Lailhacar (Al/Si > 0,75).*

Con respecto a esta composición elemental, Mamelli et al. (2007) afirma que cuando existe meteorización de la roca protolita, se produce una acumulación de elementos inmóviles como aluminio y elementos inmóviles residuales (Al, Ti) y la correspondiente movilidad del silicio y hierro, esto considerando que Hawkes y Webb (1962) concluyen que los elementos de Ca, Na, Mg y K son móviles, y donde el silicio es un elemento moderadamente inmóvil y por último, el Fe, Al y Ti son muy inmóviles, por lo que observando los resultados de la composición química de los yacimientos estudiados, ha habido una gran migración de elementos móviles de tal manera que ha aumentado los porcentajes de los elementos mayores más inmóviles como el Si, Fe, Al y Ti.

Además, al estudiar la composición química de las facies pisolíticas de cada yacimiento, y compararlas con las demás facies de estos, se observa que dichas facies pisolíticas presentan una disminución drástica de Sílice, con un aumento de Aluminio, Hierro y Titanio, en relación con las otras facies (Figura 5.2.3).



*Figura 5.2.3: Composición química de facies pisolíticas de yacimientos estudiados.*

Por lo que las Facies Pisolíticas de los yacimientos en estudio tendrían un mayor grado de movilización de sus elementos móviles, a tal punto que presenta porcentajes inferiores a 1% de elementos móviles como K, Mg, Ca, Na, S y una disminución muy considerable de elementos moderadamente inmóviles como es el Silicio, y un aumento considerable de elementos muy inmóviles como son el Fe, Al y Ti.

Ahora bien, al estudiar la mineralogía presente en los yacimientos, se observa que los minerales son principalmente caolinita, hematita y anatasa para todas las facies excepto las Facies Pisolíticas. Porque en estas últimas, a pesar que hay caolinita, hematita y anatasa en bajos porcentajes, aparecen dos nuevos minerales, que son

gibbsita y bohemita. Estos minerales son muy ricos en aluminio, lo que concuerda con la composición química de estas unidades.

Al analizar los resultados de los pisolitos al microscopio SEM, se observa que la composición química de las capas interiores de estos es principalmente aluminio, manteniendo la presencia de hierro y titanio con muy poco porcentaje de silicio (con un porcentaje menor a 3%), lo que correspondería a los minerales bohemita y gibbsita, dejando la caolinita en la matriz de las Facies Pisolíticas, pues es ahí donde existen un aumento en el silicio, pero se mantienen los porcentajes de Hematita y Anatasa tanto para la matriz como para los pisolitos.

En este contexto, se hace posible relacionar la Facies Pisolíticas del yacimiento El Guindo con las Facies Pisolíticas de los yacimientos de Minera Lailhacar, en base a la presencia de pisolitos con características similares morfológicas, así como similares composiciones químicas ricas en aluminio y hierro, siendo muy bajas en silicio, con mineralogía muy parecida correspondiente a gibbsita y bohemita.

También se hace posible relacionar la Facies Jaspeada morada de yacimiento El Guindo con Facies Jaspeada morada de yacimientos de Minera Lailhacar, que son las facies inferiores a las Facies Pisolíticas de dichos yacimientos, la facies jaspeada, pues mantienen estas facies una misma textura moteada, con similar mineralogía rica en Caolinita, Hematita y Anatasa en análogos porcentajes.

Por otro lado, una diferencia el yacimiento El Guindo con los yacimientos de Minera Lailhacar, es la presencia de las Facies de arcillolitas conglomerádicas y Facies de conglomerados arcillosos (Facies que muestran flujos aluviales o fluviales) en yacimiento El Guindo. Estas facies no aparecen en los yacimientos restantes y afectan a la facies pisolíticas, por lo que significaría que solo el yacimiento El Guindo tuvo flujos fluviales y aluviales.

Estos flujos fluviales y aluviales se producirían a causa a alzamientos producto de movimientos tectónicos asociados a la Falla N-S que corta todo el yacimiento El Guindo. Estos serían muy posteriores a la formación de los pisolitos, pues las rocas no presentan una gran consolidación, pudiendo estar asociadas a los depósitos aluviales del Pleistoceno Superior. Estas facies son ricas en silicio, bajas en aluminio y hierro.

Según Patterson et al. (1986) los depósitos de bauxita se pueden generar de dos formas posibles, de forma masiva y en depósitos que contienen pisolitos. Además de que los pisolitos ricos en aluminio y hierro son característicos de un depósito bauxítico, pues en la mayoría de los depósitos de bauxita que existen a nivel global, los pisolitos se encuentran en la mayoría de estos.

La presencia de pisolitos y de minerales ricos en aluminio tales como gibbsita y bohemita en estos, por sobre una facies rica en caolinita, y considerando lo estudiado por Prieto (2004) que estipula como la caolinita se transforma en gibbsita, se propone que el yacimiento El Guindo junto con los yacimientos de Minera Lailhacar, corresponderían a depósitos de bauxita.



Según Bárdossy y Aleva (1990), los depósitos de bauxita corresponden a un caso extremo de un depósito de caolín, y en particular, un caso extremo de meteorización.

Por lo anterior, inicialmente los yacimientos corresponderían a depósitos de caolín que se formaron producto de la meteorización, lo que, según la clasificación de Murray (1988), se definiría como un depósito primario de origen supérgeno, sufriendo in situ la meteorización.

Por su parte, la caolinita se produce a partir de la acumulación residual de constituyentes poco solubles, con una migración hacia debajo de elementos moderadamente móviles, además de una remoción de elementos altamente solubles y por último una erosión de las partes superficiales del manto meteorizado (Schellmann, 1994).

Aunque al observar la poca potencia de estas facies en la columna estratigráfica general, se corrobora que corresponde a una bauxita de baja ley, o una bauxita de baja intensidad, correlacionándose con lo expuesto por Patterson (1986) donde asegura que pequeños depósitos de bauxita ocurren en la provincia de Aconcagua cerca de 40 km al norte- noroeste de Santiago. Y, sin embargo, históricamente se ha descrito a estos yacimientos como depósitos de caolín.

Todo lo anterior, es decir, la cercanía espacial, la similitud en la mineralogía y composición química, además de análogas facies, indica que el yacimiento El Guindo con los yacimientos de Minera Lailhacar estarían relacionados respecto a su origen y ambiente de formación. Además el yacimiento El Guindo presenta facies de flujos más recientes que moldean la forma de este yacimiento.

### **5.3 AMBIENTE DE FORMACIÓN**

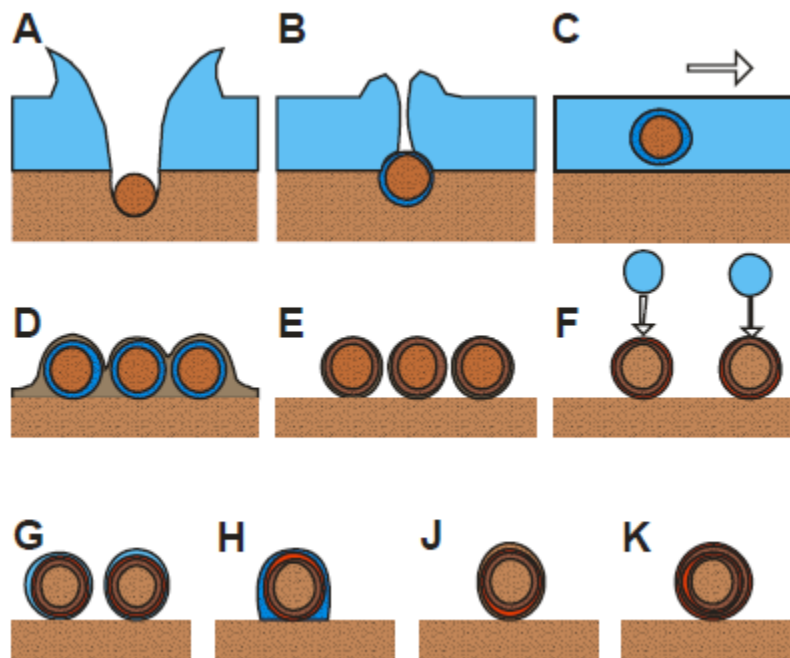
Para poder establecer el ambiente de formación de los yacimientos estudiados, se hace imprescindible estudiar a los pisolitos que se encuentran en la facies pisolítica de todos los yacimientos en estudio, dado que estos se forman en ambientes específicos y son los materiales con el mayor interés económico de los yacimientos.

Esto se da, ya que, en una primera instancia, al estudiar la composición química de estos pisolitos, se observa que está compuesta en su mayoría de aluminio con menores porcentajes de hierro y titanio, indicativo una gran difusión de los elementos móviles y no tan móviles; que, por lo tanto, indican una meteorización extrema.

En este sentido, Lascelles (2016) afirma que el acontecimiento inicial del origen de los pisolitos es la meteorización de la roca protolito ubicada en superficie, donde para lograr dicha meteorización, Putzolu afirma que las condiciones necesarias es un clima de humedad tropical a subtropical, con lluvias que exceden los 1,2 m anuales y temperaturas mayores a 22°C en un gran intervalo de tiempo (Putzolu, et al., 2018).

Además, según Patterson et al. (1986), las condiciones favorables para la meteorización y formación de bauxita incluyen la presencia de rocas con minerales fácilmente solubles con residuos ricos en alúmina; porosidad efectiva en la roca, que propicie un fácil acceso y una circulación libre del agua, abundantes lluvias alternadas con periodos de sequía. También vegetación y bacterias que estén distribuidas ventajosamente. Además, es necesario un clima tropical o al menos cálido; relieve topográfico de bajo a moderado, dejando un libre movimiento del agua con un mínimo de erosión y, por último, baja actividad tectónica en el momento de formación.

Cabe destacar que según Lascelles (2016) y Eggleton y Taylor (2004 y 2012) los pisolitos no se formarían in situ, sino que existiría transporte de estos, desde una fuente cercana bajando por una baja pendiente. En la roca de la fuente se hace necesaria la zona de meteorización intensa, además de la acción de la lluvia en suelo húmedo.



*Figura 5.3.1: Esquema obtenido de Lascelles (2016) donde muestra la posible formación de pisolitos.*

Lascelles (2016) asevera que la formación de pisolitos ocurriría como se observa en Figura 5.3.1, de tal manera que en A) Hay un impacto de fuerte lluvia en suelo meteorizado, bajo una delgada capa de agua forma una gota de suelo. Luego en B) La gota rebota en el agua llevando una capa de suelo húmedo recogiendo una carga en la superficie de la gota, formando un proto pisolito. C) La superficie del pisolito repele el agua, permitiendo la transportación sin disolución. D) La caída del nivel de agua deposita pisolitos en la superficie del pedimento, cubriéndolo con una fina capa de barro. E) La fina capa de barro se disipa en el agua excepto en el pisolito. La

deshidratación y endurecimiento del pisolito forman un pisolito coherente. F) La lluvia impacta en el pisolito formando una capa esferoidal uniforme de agua. G) La tensión superficial absorbe una segunda capa de partículas del suelo. H) y J) La deshidratación de las partículas absorbida dejan una nueva capa en el pisolito. El pisolito es transportado y redepositado como en C y D siguiendo la deshidratación y endurecimiento k) como en E. El ciclo F-K quizá se repita o no muchas veces hasta la depositación final.

La generación de los diferentes tipos de pisolitos podría deberse a pequeñas diferencias en la energía en el ambiente de formación, vale decir, inicialmente en un ambiente de menor energía, pudo generarse pequeños oolitos que, al cambiar a un ambiente de energía mayor, generaría que estos oolitos se unieran y formarían el núcleo de un pisolito más grande, y si se mantiene por más tiempo ese ambiente de mayor energía, formaría un pisolito, que tuviese íntegramente formado por oolitos.

En otro aspecto, al observar el contacto de las unidades ricas en caolín con los intrusivos, datados con una edad Oligocena (Rivano, et al., 1993), las unidades ricas en caolín se encuentran alteradas, no así el intrusivo, que en condiciones similares a las que formaron la bauxita a partir de rocas de la Formación Las Chilcas, se podrían haber alterado de igual forma, pues son rocas tales como gabros, basaltos, andesitas y dioritas (Rivano, et al., 1993; Wall, et al., 1999). Esto podría indicar que los intrusivos oligocenos de la zona serían posterior a la meteorización intensa que generó la formación de los yacimientos.

Al mismo tiempo, Eggleton y Taylor (2004), Taylor y Eggleton (2012) y Lascelles (2016), aseguran que los pisolitos se forman en la superficie terrestre, y considerando que la roca protolito de todos estos yacimientos es roca perteneciente a la Formación Las Chilcas, por lo expuesto en capítulo anterior; se podría asegurar en una primera instancia que estos pisolitos se formaron posteriores a la generación de la Formación Las Chilcas, pero anterior a la aparición de los intrusivos de edades oligocenas.

## **5.4 FLUJOS ALUVIALES Y FLUVIALES**

Tanto las Facies 4 y 5 tienen características como líneas de flujo, pequeñas ondulaciones, conglomerados de facies más antiguas, matriz no consolidada que se asocian a eventos recientes de flujos aluviales y fluviales, y que sería posible estimarle una edad muy joven, pues no tiene una matriz muy consolidada, estimándole una edad Pleistocena.

Además, al observar la presencia de material de la Facies 3 y 2, que son las Facies Pisolítica y Jaspeada, en parte de los conglomerados que tiene la Facies 5, que es Conglomerado arcilloso, se muestra que la Facies 5 arrastró material de la Facies 3 y 2, generando dichos conglomerados de gran tamaño.

Esto pudo provocar un aumento en el porcentaje de sílice debido a que cambió las condiciones que habían generado la formación de pisolitos, ya no existía meteorización, y pequeños fragmentos de las Facies 3 y 2 están insertas en la Facies 5. Estos cambios en las condiciones del entorno podrían explicar la pequeña disminución de la razón Al/Si en algunos afloramientos de la Facies 3 respecto a las Facies pisolíticas de los yacimientos de Minera Lailhacar.

Y al observar la Facies 4: Limonita conglomerádica, se estima que esta se formó de manera más reciente aun, pero no muy alejada del momento de generación de la Facies 5, debido a que tienen niveles de consolidación similares.

## 5.5 GEOLOGÍA ECONÓMICA

Al estudiar los resultados de la composición química de las facies que constituyen el yacimiento El Guindo, se observa que la facies de mayor interés geológico para la producción de cemento es la facies pisolítica, debido a su alto razón Al/Si. Sin olvidar que esta facies se ubica en el extremo oeste de la pared sur del yacimiento, extendiéndose hacia Paloma Norte, un yacimiento de Minera Lailhacar.

Para poder explotar dicha facies, el yacimiento El Guindo ha elaborado un plan de ampliación, para lograr así extender la vida útil de dicho yacimiento. Este plan contó con la realización de una campaña de sondajes a comienzos del año 2019, con el objetivo de tener una aproximación de la distribución espacial de los materiales de interés económico. Esta campaña ubicó los sondajes abarcando el lado suroeste del yacimiento actual hasta los límites de la propiedad minera, donde debería cubrir la facies pisolítica (Figura 5.5.1).



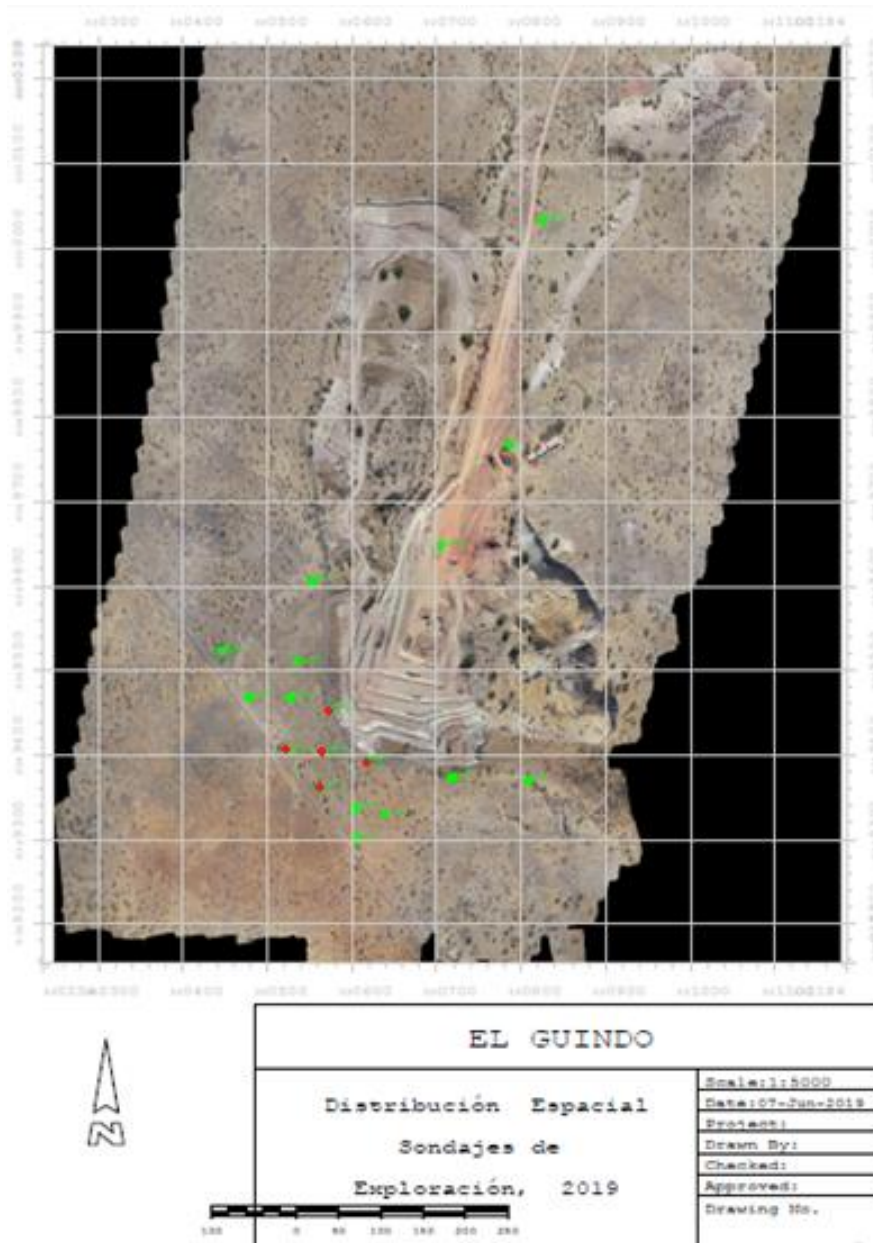
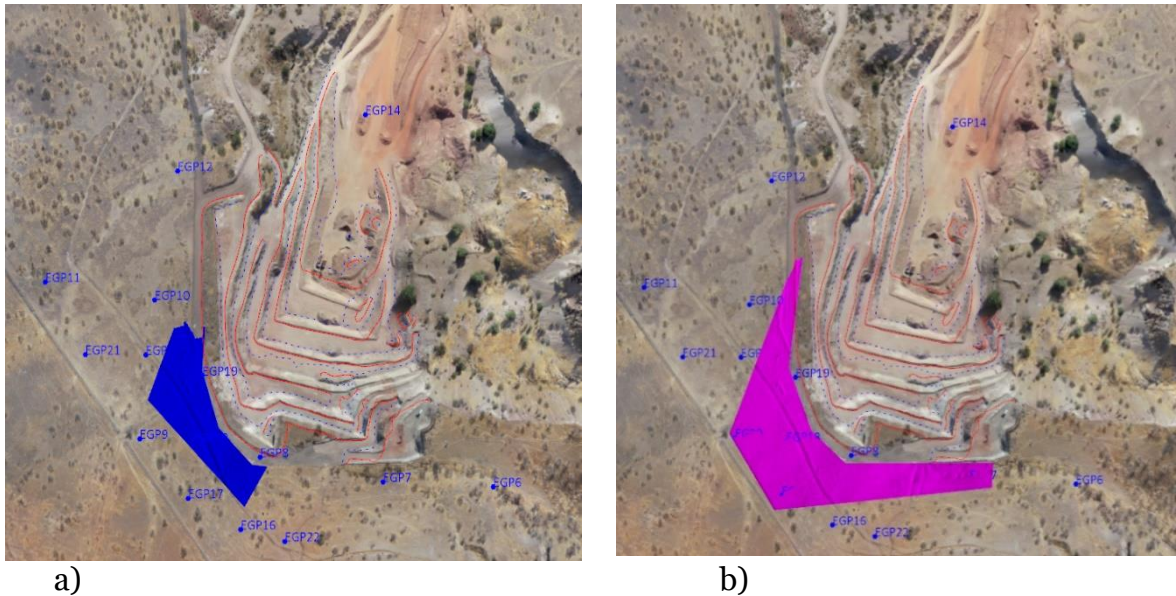


Figura 5.5.1: Distribución espacial de sondajes de exploración

Los resultados de la campaña de sondajes muestran que la facies rica en aluminio se encuentra principalmente en los pozos 8, 9, 13, 17 y 19, que son los ubicados en el extremo suroeste del yacimiento, marcados en rojo (Figura 5.6.1). Esto implicaría que, en una primera instancia, esta facies se prolongaría en dicha dirección, alcanzando profundidades desde 16 m hasta 60 m aproximadamente.

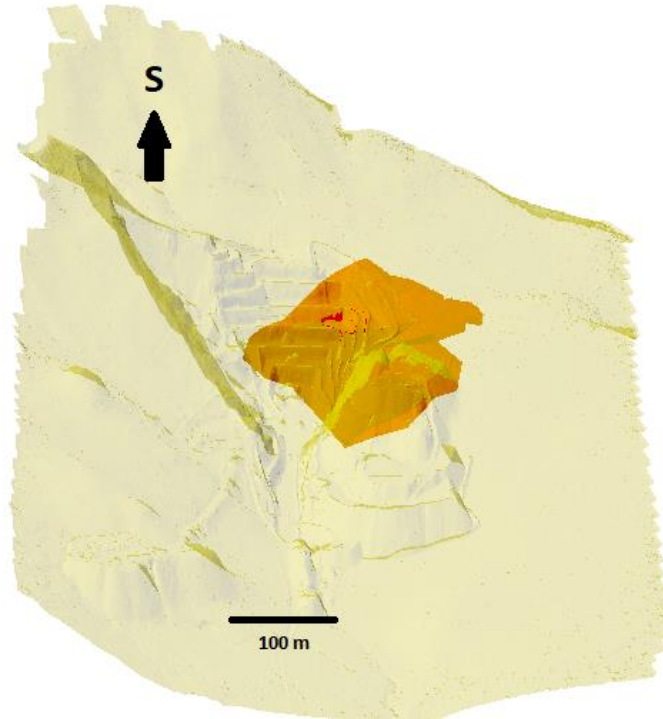
A partir de lo cual se realizará una campaña de retiro de estéril o *prestripping*, para que, de manera posterior, sea posible extraer la facies de interés económico pues estarían a nivel de superficie. Esta fase se separa en dos etapas, la primera retirará

aproximadamente 46,4 miles de toneladas de material estéril, luego en la segunda etapa se retirará aproximadamente 255,6 miles de toneladas de material estéril (Figura 5.5.2a y Figura 5.5.2b).



*Figura 5.5.2: Distribución espacial de campaña de retiro de estéril.*

El cuerpo mineralizado se obtuvo a partir de la simplificación para la razón de Al/Si que tenía cada metro de sondaje (Figura 5.5.3). Solamente se definieron dos tipologías: El estéril, con una razón de Al/Si menor a 0,6; y Mineral, para razones de Al/Si mayores a esta.

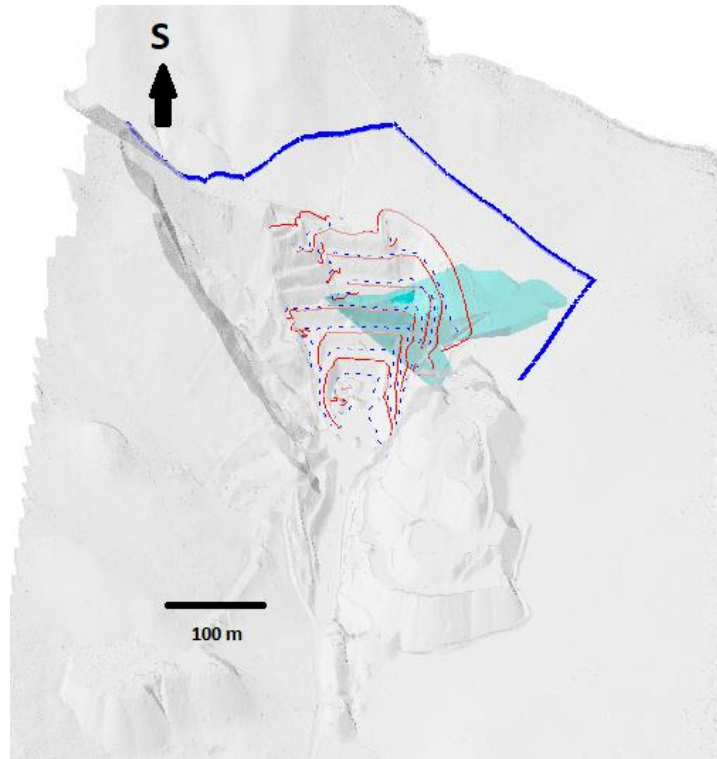


*Figura 5.5.3: Volumen de cuerpo mineralizado estimado en yacimiento El Guindo.*

Con el cálculo del volumen del cuerpo mineralizado, se estima en 2.000.000 toneladas la masa total de este, que a una tasa de extracción de 3.000 ton/mes (producción utilizada durante el año 2019 para la elaboración del Clinker) daría un estimado de 52 años la vida útil del yacimiento.

Sin embargo, hay que tener en consideración que no es posible extraer el volumen total de dicho cuerpo ya que no se ha considerado aun el diseño de explotación del yacimiento, que debe incluir altura de bancos de 5 m y distancia entre pie de banco y orilla de 8 m, esto con el fin de mantener una extracción segura y sin complicaciones de caídas de taludes.

Otra restricción importante es el límite de la propiedad minera, ya que la mayoría del cuerpo mineralizado queda bajo los 20 m ó 30 m de la superficie con un espesor de casi 40 m, y se encuentra al límite de la propiedad, por lo que, con la restricción del borde de la propiedad, junto con la inclinación de los bancos, provoca una disminución considerable del material que puede ser explotado (Figura 5.5.4).



*Figura 5.5.4: Forma estimada para cuerpo mineralizado que puede ser extraído.*

Las restricciones a la extracción provocarían que el volumen total posible de ser extraído del cuerpo mineralizado solo ascendería solo a 255.000 toneladas de mineral, lo que supondría una disminución en la vida útil del yacimiento, siendo de solamente 8 años aproximadamente, a una tasa de 3.000 ton/mes.

Cabe señalar que la estimación es muy elemental, ya que la malla de sondajes está muy espaciada, y no está separado el cuerpo mineralizado en distintos segmentos que muestren la razón Al/Si que contiene, además de no contabilizar la forma de los bancos, pues solo se estima mediante un plano que mantiene la pendiente general que deberían tener estos.

Tampoco se ha tenido en cuenta el mineral que se ubicaría por debajo del yacimiento, ni de los primeros niveles del yacimiento; y podría ser contabilizado, pues al expandirse el yacimiento hacia el suroeste, existe la posibilidad de crear un nivel inferior al nivel de piso actual del yacimiento.

Esto haría que el tonelaje estimado del yacimiento podría aumentar en alrededor de 100.000 toneladas más, generando una producción final de alrededor de 400.000 toneladas, que equivalen a 11 años de vida útil aproximadamente.

Ahora bien, otra posibilidad para aumentar las reservas de este yacimiento es extender los límites de la propiedad minera hacia el suroeste, permitiendo de esta manera que el tonelaje total a ser extraído, supere las 300.000 toneladas que se obtienen con las restricciones actuales.



## **6.- CONCLUSIONES**

El yacimiento El Guindo está fuertemente relacionado con los yacimientos de Minera Lailhacar, pues contiene facies similares con una morfología, mineralogía y composición química similares.

Las rocas de los yacimientos estudiados provienen de una roca similar, que pertenece al techo de la Formación Las Chilcas, específicamente en el Miembro El Calvario, lo que le otorgaría una edad máxima de 89 -82 Ma.

Los intrusivos de edad oligocena son posteriores a la formación de los depósitos estudiados, por lo que le otorgaría una edad mínima de formación entre 32 a 19 Ma.

Debido a la presencia de pisolitos y minerales de gibbsita y bohemitita en estos, se concluye que los yacimientos estudiados corresponderían a depósitos de bauxita de baja ley.

Los depósitos ricos en alúmina se formaron por una meteorización intensa con altas lluvias, lo que concluiría que, entre dichos períodos de tiempo, existió un ambiente más cálido y húmedo que generó dichos depósitos.

Los pisolitos presentes son la unidad de mayor interés económico, llegando a tener una ley muy por encima del promedio de todo el yacimiento.

Dichos pisolitos se habrían formado en las cercanías de los ríos, con baja pendiente pero suficiente agua que permitiera la transportación y formación de las capas de estas concreciones.

La estimación del tonelaje del yacimiento El Guindo es de alrededor 2 millones de toneladas si se extrae todo el cuerpo mineralizado. Pero solo será alrededor de 300.000 toneladas a causa de la factibilidad para extraerlo.

## 7.- BIBLIOGRAFÍA

- Bárdossy, G. & Aleva, G., 1990. Lateritic Bauxites. En: Amsterdam: Elsevier, p. 624.
- Bartolomé, J., 1997. El Caolín: composición, estructura, génesis y aplicaciones. *Bol Soc Esp Ceram Vidrio*, 36(1), pp. 7-19.
- Bird, M. y otros, 1994. Oxygen-isotope fractionation in gibbsite: synthesis experiments versus natural samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(1), pp. 5267-5277.
- Boyce, D., 2015. Modelo de evolución tectónica y paleogeográfica del margen andino en Chile Central durante el Cretácico Medio-Tardío: El registro estructural y sedimentario en la Formación Las Chilcas. *Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias, Mención Geología. Departamento de Geología. Universidad de Chile.*
- Camus, F., Boric, P. & Skewes, M., 1986. El distrito de oro El Bronce y su relación con la caldera Morro Hediondo, Región de Valparaíso, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Volumen 28-29, pp. 95-101.
- Dill, H., 2016. Kaolin: Soli, rock and ore from the mineral to the magmatic, sedimentary and metamorphic environments. *Earth- Science Reviews*, 161(1), pp. 16-129.
- Dill, H., Bosse, H., Henning, K. & Fricke, 1997. Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a mobile fold belt—the Central Andes of northwestern Peru. *Mineral. Deposita*, 32(1), p. 149–163..
- Dragicevich, M., 1982. Nota sobre medidas de gravedad en el sector de la cuenca Santiago. *Tralka*, Volumen 2, pp. 207-221.
- Galán, E. & Farrell, R., 2013. Genesis of clays. En: *Handbook of Clays Science. Developments in Clay Science, Vol 5, cap 3.* s.l.:s.n., pp. 83-126.
- Gana, P. & Wall, R., 1997. Evidencias geocronológicas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y K-Ar de un hiatus Cretácico Superior- Eoceno en Chile Central ( $33^{\circ}$ - $33^{\circ}30'S$ ). *Revista Geológica de Chile*, 24(2), pp. 145-163.
- Gilg, H., Hülmeyer, S., Miller, H. & Sheppard, S., 1999. Supergene origin of the Lastarria kaolin deposit, South-Central Chile, and paleoclimatic implications. *Clays and Clay Minerals*, 47(1), pp. 201-211.
- Hawkes, H. & Webb, J., 1962. *Geochemistry in Mineral Exploration*. Primera ed. USA: Harper and Row.
- Hill, R. J., 1981. Hydrogen atoms in boehmite: A single crystal X-ray diffraction and molecularorbital study. Issue 29, pp. 435-445.

Johansen, V., 1977. Cocción de clinker de cemento portland en hornos rotatorios. 77(166-167), pp. 85-101.

Kausel, E., 1959. Estudios gravimétricos de la Cuenca de Santiago. *Memoria de Título (inédito)*. Universidad de Chile.

Keller, W., 1969. Classification and problems of hydrothermal refractory clay deposits in Mexico. En: I. U. Press, ed. *Proceedings of the International Clay Conference, Volume 1*, L. Tokyo: Heller, ed., pp. 305-312.

Keller, W., 1978. Scan electron micrographs of the kaolinization process including examples from the Bohemian Massif. En: *Schriftenreihe fuer Geologische Wissenschaften*. Berlin: 11 Ed, pp. 89-108.

Konta, J., 1969. Comparison of the proofs of hydrothermal and supergene kaolinization in two areas of Europe. En: I. U. Press, ed. *Proceedings of the International Clay Conference, Volume 1*, L. Tokyo: Heller, ed., pp. 281-290.

Lascelles, D., 2016. The origin of terrestrial pisoliths and pisolitic iron ore deposits: 7 Raindrops and sheetwash in a semi-arid environment. *Sedimentary geology*, Volumen 341, pp. 232-244.

Lawrence, J. & Taylor, H., 1971. Deuterium and oxygen- 18 correlation: Clay minerals and hydroxides in Quaternary soil compared to meteoric waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 35(1), pp. 993-1003.

Lombardi, G. & Sheppard, E., 1977. Petrographic and isotopic studies of the altered acid volcanics of the Tolfa-Cerite area, Italy: The genesis of the clays. *Clay Minerals*, 12(1), pp. 147-162.

Lutterotti, L. y otros, 2007. Rietveld texture analysis from diffraction images. *Kristallogr*, Volumen 26, pp. 125-130.

Mamelli, P., Mongelli, G., Oggianno, G. & Dinelli, E., 2007. Geological, geochemical and mineralogical features of some bauxite deposits from Nurra (Western Sardinia, Italy): Insights on conditions of formation and parental affinity. *Internacional Journal of Earth Sciences*, 96(1), pp. 887-902.

Marumo, K., 1989. Genesis of kaolin minerals and pyrophyllite in Kuroko deposits of Japan: Implications for the origin of the hydrothermal fluids from mineralogical and stable isotope data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(1), pp. 2915-2924.

Molina, P., 2014. Geocronología y condiciones de cristalización de circones del Plutón Caleu : Evidencias de su prolongada evolución tardimagmática. *Tesis de Magister en Ciencias mención Geología*. Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago, Chile.

Morata, D. y otros, 2010. Episodic emplacement of the Illapel plutonic complex (Coastal Cordillera, central Chile): Sr and Nd isotopic, and zircon U–Pb

geochronological constraints. 7 *South American Symposium on Isotope Geology, Brasilia*.

Murray, H., 1988. Kaolin minerals: their genesis and occurrences. Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas). *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, 19(1), p. 67–89.

Nicolas, J., 1958. Sur la genèse des kaolins de Guiscriff (Finistère). *Clay Minerals Bulletin*, 3(1), pp. 244-248.

Patterson, S., Kurtz, H., Olson, J. & C.L, N., 1986. *World bauxite resources*. Primera ed. Washington: Geological Survey professional.

Pauling, L. & Hendricks, S., 1925. Crystal structures of hematite and corundum. *Journal of the American Chemical Society*, Issue 47, pp. 781 - 790.

Piracés, R. & MaksaeV, V., 1977. Geología de la Hoja Quillota, IV y V Región (Inédito). *Instituto de Investigaciones Geológicas*, p. 135 p.

Prandel, L. y otros, 2017. Characterization of kaolinite in the hardsetting clay fraction using atomic force microscopy, X- RAY diffraction, and the Rietveld method. *Journal Soil Sediments*, pp. 122-134.

Prieto, M., 2004. *Océanos, continentes, atmosfera y biosfera: De los procesos a nano-escala a la geoquímica global*. s.l.:C.Romero Aires.

Prudencio, M. & Gouveia, M., 1995. REE distribution in present- day and ancient surface environments of Basaltic Rocks (Central Portugal). *Clay Mineral*, 30(1), p. 239–248.

Putzolu, F., Piccolo, A., Mondillo, N. & Boni, M., 2018. Geochemical Characterization of Bauxite Deposits from the Abruzzi Mining District (Italy). *Minerals*, 8(1), p. 298.

Reyes, A., 1991. Mineralogy, distribution and origin of acid alteration in Philippine geothermal systems. *Geological Survey of Japan, Special Report: Chishitsu Chosasho Tokubetsu Hokoku*, 277(1), pp. 59-66.

Richard, D. R. N., 2019. First principles study of structural properties and electric field gradients in kaolinite. *Applied Clay Science*, Issue 169, pp. 67- 73.

Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R. & Esplrieira, D., 1993. *Hojas Quillota y Portillo*. Carta Geológica de Chile, No. 73. 1:250.000. ed. Santiago: Servicio Nacional de Geología y Minería.

Saalfeld, H. & Wedde, M., 1974. Refinement of the crystal structure of gibbsite, Al(OH)<sub>3</sub>. *Zeitschrift fuer Kristallographie, Kristallgeometrie, Kristallphysik, Kristallchemie*, Issue 139, pp. 129-135.

Schellmann, W., 1994. Geochemical differentiation in laterite and bauxite formation. *Catena*, 21(1), pp. 131-143.



- Sheppard, S. & Gilg, H., 1996. Stable isotope geochemistry of clay minerals. *Clay Minerals*, 31(1), pp. 1-24.
- Sheppard, S., Nielsen, R. & Taylor, H., 1969. Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 64(1), pp. 755-777.
- Taylor, G. & Eggleton, T., 2004. "Little Balls": The Origin of the Weipa Bauxite. *Regolith CRC LEMME*, pp. 350-354.
- Taylor, G. & Eggleton, T., 2012. All pisolithic bauxite deposits are transported-Really?. *Australian Regolith and Clays Conference*.
- Thomas, H., 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. *Inst, Invest. Geolog. Boletín No. 2*, Volumen 2, p. 86.
- Wall, R., 1997. Edades K-Ar de intrusivos hipabisales del Terciario en el borde noroccidental del Valle Central, Chile. *Congreso Geológico Chileno, No. 8*, Volumen 2, pp. 1588-1592.
- Wall, R., Sellés, D. & Gana, P., 1999. Mapas Geológicos Area Tiltit, No. 11, 1 mapa escala 1:100.000, 1 anexo, Santiago. *SERNAGEOMIN*, 11(1).
- Weirich, T. y otros, 2000. Rietveld analysis of electron powder diffraction data from nanocrystalline anatase, TiO<sub>2</sub>. *Ultramicroscopy*, Issue 81, pp. 263-270.

## ANEXO

### D) TABLA DE COMPOSICIÓN QUÍMICA DE YACIMIENTOS DE MINERA LAILHACAR

CÓDIGO	SiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	MgO	SO3	K2O	Na2O	TiO2	Suma	Al/Si
MLALPVA	40,63	33,34	4,12	0,53	0,03	0,06	0,02	0,04	2,17	80,94	0,82
MLALPVB	36,70	24,97	7,07	5,67	0,17	0,69	0,06	0,18	1,54	77,05	0,68
MLALPVC	49,70	20,07	10,67	2,25	1,21	0,05	0,21	0,14	0,98	85,28	0,40
MLALPVD	40,03	19,03	8,56	8,02	1,23	0,59	0,28	1,21	1,02	79,97	0,46
MLATRI8M1	48,27	13,04	9,05	5,67	1,11	0,12	0,6	1,63	1,05	80,54	0,27
MLATRI8M2	18,02	33,7	27,78	0,8	0,25	0,08	0,01	0,07	1,9	82,61	1,87
MLATRI8M3	47,82	14,46	9,46	6,39	2,34	0,11	0,35	1,31	0,93	83,17	0,30
MLATRI8M4	30,31	41,64	4,34	0,29	0,1	0,06	0,02	0,06	1,81	78,63	1,37
MLA3H1	37,04	29,76	14,88	0,85	0,09	0,04	0,04	0,05	1,71	84,46	0,80
MLA3C1	26,65	23,07	37,19	0,25	0,01	0,17	0,09	0,06	1,23	88,72	0,87
MLA3D1	14,68	30,13	37,73	0,33	0,28	0,16	0,07	0,03	1,65	85,06	2,05
MLA3E1	31,84	26,62	22,71	0,40	0,4	0,07	0,01	0,04	2,45	84,54	0,84
MLA3F1	34,92	25,53	17,59	1,58	0,31	0,04	0,08	0,11	1,74	81,9	0,73
MLA3G1	36,37	29,93	14,18	0,17	0,04	0,05	0,02	0,03	1,64	82,43	0,82
MLA3DANI1	20,02	56,59	3,28	0,35	0,17	0,9	0,02	0,01	2,39	83,73	2,83
MLAA2NCA	33,30	28,79	21,1	0,79	0,13	0,09	0,01	0,08	2,06	86,35	0,86
MLAA2NCB	43,36	32,39	2,85	0,73	0,27	0,04	0,03	0,05	1,79	81,51	0,75
MLA1PIS1	20,43	40,7	19,27	0,41	0,14	0,04	0,02	0,06	2,00	83,07	1,99
MLA1PIS2	16,51	40,04	23,35	0,76	0,3	0,08	0,03	0,05	2,09	83,21	2,42
MLA1B5	38,04	30,35	13,77	0,47	0,14	0,06	0,01	0,12	1,45	84,41	0,80
MLA1P5 C.I	39,10	32,70	3,46	0,87	0,05	0,17	0,03	0,12	1,72	78,22	0,84
MLA1B4 B.I	37,84	34,25	5,86	0,37	0,05	0,05	0,01	0,05	2,64	81,12	0,91
MLA1B4 M.I	31,65	27,18	25,61	0,65	0,01	0,05	0,02	0,04	1,97	87,18	0,86

*Tabla I: Tabla de composición química de yacimientos de Minera Lailhacar.*

**II) TABLA DE COMPOSICIÓN QUÍMICA DE FACIES PISOLÍTICAS DE YACIMIENTOS DE MINERA LAILHACAR**

<b>CÓDIGO</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>CaO</b>	<b>MgO</b>	<b>SO<sub>3</sub></b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>Al/Si</b>
MLA1PIS1	20,43	40,7	19,27	0,41	0,14	0,04	0,02	0,06	2,00	83,07	1,99
MLA1PIS2	16,51	40,04	23,35	0,76	0,30	0,08	0,03	0,05	2,09	83,21	2,43
MLA3D1	14,68	30,13	37,73	0,33	0,28	0,16	0,07	0,03	1,65	85,06	2,05
MLA3DANI1	20,02	56,59	3,28	0,35	0,17	0,9	0,02	0,01	2,39	83,73	2,83
MLATRI8M 2	18,02	33,70	27,78	0,80	0,25	0,08	0,01	0,07	1,90	82,61	1,87
MLATRI8M 4	30,31	41,64	4,34	0,29	0,10	0,06	0,02	0,06	1,81	78,63	1,37

*Tabla II: Composición química de facies pisolíticas de los yacimientos de Minera Lailhacar.*

### III) TABLA COMPOSICIÓN QUÍMICA DE YACIMIENTO EL GUINDO

CÓDIGO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	SO <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	TOTAL	Al/Si
A2	45,47	25,75	7,17	1,18	0,32	0,31	0,2	0,1	1,89	82,39	0,57
B2	43,33	24,9	8,83	1,82	0,74	0,36	0,09	0,23	1,56	81,86	0,57
C2	45,14	22,47	11,43	1,62	1,21	0,12	0,68	0,13	1,1	83,9	0,50
D2	48,02	19,32	9,57	1,94	1,83	0,08	0,43	0,45	1,2	82,84	0,40
G2.1	25,44	34,66	21,77	0,47	0,1	0,05	0,01	0,08	1,91	84,49	1,36
G2.2	33,96	29,6	17,40	1,46	0,12	0,08	0,00	0,12	1,62	84,36	0,87
H2	40,87	13,96	8,93	12,31	2,54	0,05	0,46	1,37	0,89	81,38	0,34
F3.1	35,84	29,68	15,06	0,62	0,19	0,13	0,03	0,09	1,21	82,85	0,83
F3.2	38,58	18,29	14,55	7,31	1,93	0,17	0,24	0,27	1,32	82,66	0,47
F3.3	49,28	18,92	10,78	2,33	2,13	0,15	0,2	0,26	1,15	85,20	0,38
F3.4	42,34	19,9	11,68	3,86	1,45	0,11	0,16	0,16	1,21	80,87	0,47
G3.1	40,8	32,53	6,34	0,23	0,04	0,08	0,02	0,11	1,94	82,09	0,80
G3.4	36,11	28,47	16,19	0,80	0,03	0,07	0,02	0,10	1,44	83,23	0,79
G3.5	37,37	30,84	13,83	0,48	0,06	0,05	0,02	0,07	1,46	84,18	0,83
H3.1	35,24	28,74	16,45	0,37	0,04	0,06	0,02	0,09	1,45	82,46	0,82
H3.2	39,38	33,09	8,46	0,25	0,10	0,03	0,01	0,06	1,19	82,57	0,84
H3.3	36,48	30,11	15,26	0,32	0,08	0,05	0,02	0,12	1,45	83,89	0,83
J3.2	39,49	34,33	6,27	0,45	0,01	0,11	0,02	0,09	1,76	82,53	0,87
3M2	35,83	27,76	14,2	0,47	0,11	0,04	0,01	0,10	1,54	80,06	0,77
4M3	35,24	28,74	16,45	0,37	0,04	0,06	0,02	0,09	1,45	82,46	0,86
4M2	38,94	23,19	8,79	2,62	0,52	0,17	0,04	0,04	1,41	75,72	0,60
4M1	22,18	38,17	19,6	0,43	0,16	0,05	0,01	0,06	2,04	82,7	1,72
3M1	29,69	25,76	27,85	0,25	0,03	0,04	0,01	0,07	1,95	85,65	0,88
EG-B1-1	30,73	21,89	42,00	0,34	0,12	1,21	0,02	0,17	1,48	97,96	0,71
EG-B1-2	37,51	26,94	30,49	0,43	0,21	0,02	0,06	0,15	1,48	97,29	0,72
EG-B1-3	30,05	23,41	42,15	0,35	0,15	0,01	0,04	0,21	1,48	97,85	0,78
EG-B1-4	34,58	27,41	21,63	2,17	0,46	0,08	0,01	0,01	1,48	87,83	0,79
EG-B3-1	40,34	29,35	13,03	2,67	0,78	0,09	0,04	0,01	1,48	87,79	0,73
EG-B3-2	42,89	36,18	3,96	2,34	0,37	0,11	0,03	0,09	1,48	87,45	0,84
EG-B3-3	31,13	48,38	1,13	2,15	0,36	0,11	0,01	0,12	1,48	84,87	1,55
EG-B3-4	14,03	43,11	26,77	2,06	0,46	0,1	0,01	0,00	1,48	88,02	3,07
EG-B4-1	25,04	39,77	17,96	2,53	0,6	0,09	0,22	0,34	1,48	88,03	1,59
EG-B5-E1	42,06	35,99	3,16	2,56	0,37	0,1	0,02	0,14	1,48	85,88	0,86
EG-B5-E2	39,45	39,2	1,98	2,34	0,35	0,1	0,01	0,18	1,48	85,09	0,99
EG-C-1	31,86	24,78	38,78	0,59	0,01	0,01	0,02	0,13	1,48	97,66	0,78
EG-C-2	31,66	40,68	23,24	1,04	0,2	0,02	0,01	0,01	1,48	98,34	1,28
EG-C-3	32,26	23,93	39,49	0,45	0,23	0,69	0,02	0,01	1,48	98,56	0,74

Tabla III: Tabla de composición química de yacimiento El Guindo.



**IV) TABLA DE COMPOSICIÓN QUÍMICA DE FACIES  
PISOLÍTICAS DE YACIMIENTO EL GUINDO**

<b>CÓDIGO</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>CaO</b>	<b>MgO</b>	<b>SO<sub>3</sub></b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>Total</b>	<b>Al/Si</b>
G2.1	25,44	34,66	21,77	0,47	0,1	0,05	0,01	0,08	1,91	84,49	1,36
4M1	22,18	38,17	19,60	0,43	0,16	0,05	0,01	0,06	2,04	82,70	1,72
EG-B3-3	31,13	48,38	1,13	2,15	0,36	0,11	0,01	0,12	1,48	84,87	1,55
EG-B3-4	14,03	43,11	26,77	2,06	0,46	0,1	0,01	0,00	1,48	88,02	3,07
EG-B4-1	25,04	39,77	17,96	2,53	0,6	0,09	0,22	0,34	1,48	88,03	1,59

*Tabla IV: Composición química de facies pisolíticas de yacimiento El Guindo.*

## V) COMPOSICIÓN DE SONDAJES DE CAMPAÑA 2019 EN EL GUINDO

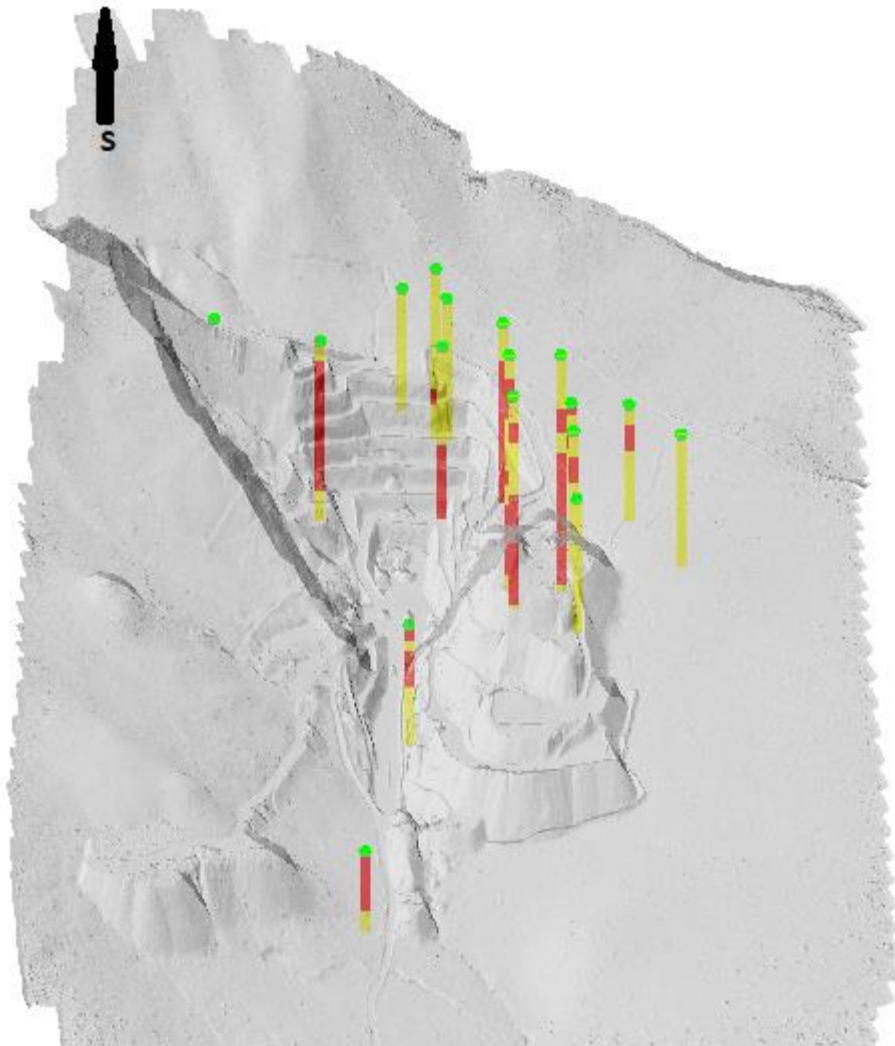


Figura III: Composición de sondajes, en rojo mineral y en amarillo estéril.

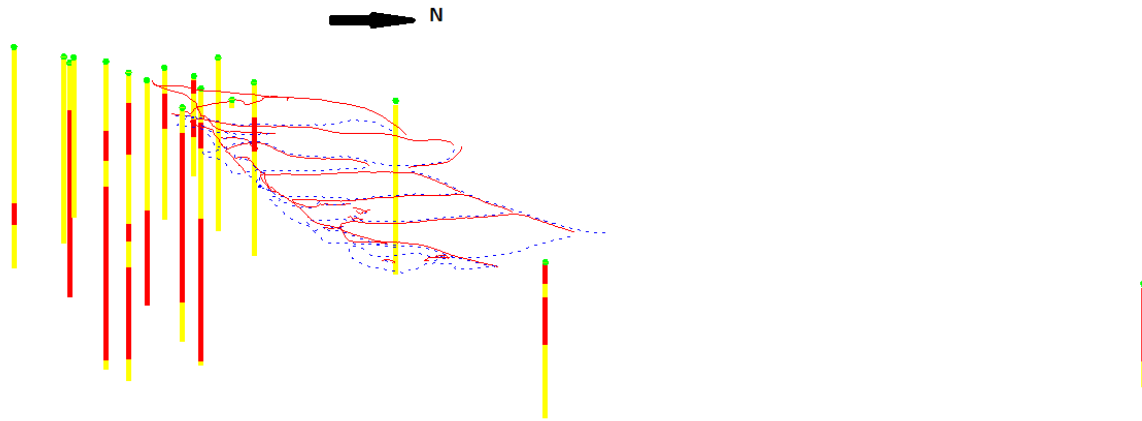


Figura IV: Distribución espacial y composición de sondajes, se muestra de color rojo el mineral y en amarillo el estéril.

## VI) ESTIMACIÓN DE VOLUMEN CUERPO MINERALIZADO

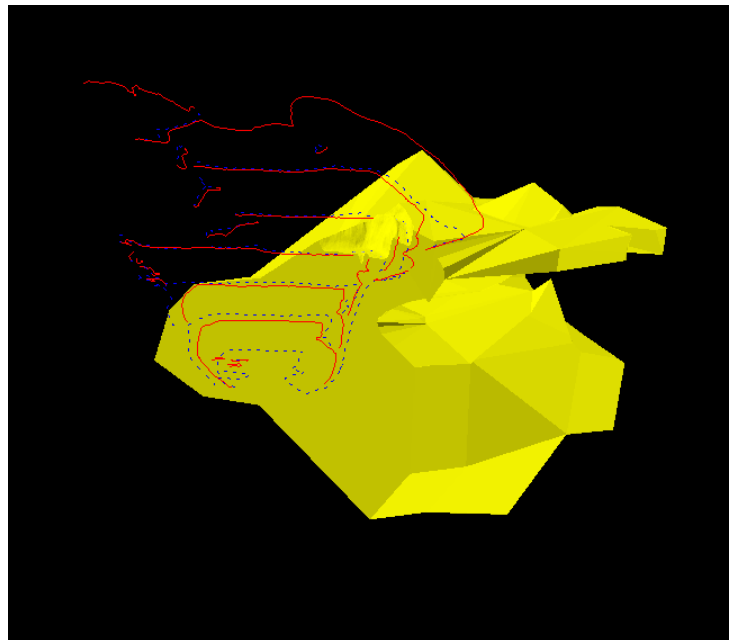


Figura V: Forma cuerpo mineralizado estimado a partir de sondajes para yacimiento El Guindo.