



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

**GEOLOGÍA Y ESTRUCTURA DEL DISTRITO MINERO “EL ESPINO”,
COMUNA DE ILLAPEL, CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

IRENE DEL REAL CONTRERAS

**PROFESOR GUÍA:
CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA**

**MIEMBROS DE LA COMISION
VICTOR MAKSAEV JURCHUC
REINALDO CHARRIER GONZÁLEZ**

**SANTIAGO DE CHILE
AGOSTO 2011**

UNIVERSIDAD DE CHILE

Resumen

Los Andes Centrales se caracterizan por el desarrollo de una serie de cuencas extensionales durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Durante este intervalo de tiempo se formaron importantes depósitos del tipo IOCG (Iron Oxide Copper Gold ore deposits). En Chile central, el Distrito El Espino se enmarca en este contexto, siendo caracterizado por la presencia de una sucesión sedimentaria marina (Miembro El Espino), y por el prospecto IOCG homónimo.

El presente estudio tiene por objeto caracterizar y analizar la geología, estructura y origen de la secuencia sedimentaria marina del Miembro El Espino encontrado en el distrito del mismo nombre, y las relaciones genéticas con un énfasis en los controles estructurales que permitieron la mineralización en el prospecto El Espino.

El mapeo geológico de superficie con énfasis estructural permitió la elaboración de secciones estructurales y la construcción de un modelo estructural. El modelo muestra que la acumulación de la sucesión marina del Miembro El Espino se asocia con una sub cuenca extensional de geometría hemigraben, con fallas principales de orientación NNW y sistemas secundarios de orientación NE.

Entre el Cretácico Superior-Paleógeno, esta cuenca fue parcialmente invertida. Esta deformación se caracteriza por estilos estructurales clásicos de inversión tectónica como fallas normales reactivadas a inversas y formación de sistemas compresivos durante la inversión.

Se concluye que la mineralización del distrito fue facilitada por una serie de fallas secundarias “en echelon” de orientación NE, cuya fuente mineralizadora sería una Unidad Diorítica al este del prospecto. Se propone que mineralización e inversión ocurren posterior a ~100-94 Ma. De acuerdo con el presente estudio, se podrían definir al menos dos tipos de depósitos IOCG, uno formado en regímenes regionales extensionales o de transtensión y otro relacionado a la inversión, tipo El Espino.

Agradecimientos

En primerísimo lugar quiero agradecer a mis padres que ciegamente (aunque parezca una locura), confiaron en que era capaz de hacer cualquier cosa, y además soportaron estoicamente todas mis pataletas y quejas ayudándome a madurar (algo por lo menos) a través de su cariño incondicional. Junto a ellos agradecer a toda mi familia (hermanos, tías, primos, etc) que siempre me brindaron buenos momentos cuando lo necesitaba.

A mi profesor guía César Arriagada, por todo el apoyo y conocimiento brindado, y que junto a todos los demás que trabajamos con él nos hace sentir siempre que somos una gran familia. Obviamente agradecer a todo el equipo de Tectónica y Paleomagnetismo (Pana, Atax, Juanito, Pájaro) y en especial a la Susi, quien siempre estuvo dispuesta a ayudarme con mis achaques y dudas filosóficas. A los profesores de mi comisión (Reinaldo Charrier y Victor Maksaev) y a todos los profesores que tuve durante la carrera y que influenciaron mi vida estudiantil, en especial a Marcelo Farías quien me ayudó mucho durante el transcurso de la memoria. Y por supuesto a María Rosa! Mi madre universitaria y todos los funcionarios de Geología.

A mis amigas de Carrera (Javieras, Alida, Pauli, Vivi, Caro, Chasqui) con quienes viví miles de momentos memorables e históricos (de todo tipo). Mis compañeros de curso de Geología por todo lo estudiado, compartido y carreteado en clases y en terreno, y todos los buenos amigos que me he hecho en Geología (Nachete, Pame, Tapia, Búho, Chala, Rodolfo, Javier, Pájara, Mexicans, Pelao y tantos más que si no los menciono porfa no me odien!!!).

Mis maravillosos amigos de la vida y plan común (Montse, Rai, Gonzi, Migue, Lupi, Cata, Mona, Anores, Ángeles, Anto, Cota, Cristóbal, Aude), a quienes les agradezco infinitos ataques de risa, bulling, buenas conversaciones, carretes y las mejores vacaciones de invierno en Villa Molco. Los chiquillos del colegio (Gabi, Ale, Cata, Boogie, Nico, Temu) y a mi profesora Lorena Moya, que mas que mis amigos son mis hermanos, que siempre guardarán un lugar muy especial en mi corazón.

A Tony Amberg de Cartográfica Limitada, quién fue el creador de todo este trabajo y a su esposa Judith Gallardo. Al equipo de Pucobre, con quién compartí todo el verano en Illapel, en especial a Hugo Garcia y Lars Martinson, y por supuesto al abnegado Mirto que estuvo 30 días soportando el calor infernal del Espino y mi presencia.

Quien sabe a cuantos me estoy saltando...pero en fin, los quiero mucho a todos!!!

Índice

I. Introducción	9
1.1 Antecedentes del Proyecto El Espino	9
1.2 Iniciativa del Trabajo	11
1.3 Formulación del Problema	11
1.4 Hipótesis de Trabajo	16
1.5 Objetivos	16
1.6 Metodología	17
1.7 Ubicación y Accesos	18
II. Marco Geológico	20
2.1 Marco Geotectónico	20
2.2 Unidades Morfoestructurales a los 31° S	21
2.3 Marco Geológico Regional	22
2.3.1 Unidades Estratificadas	23
2.3.2 Unidades Intrusivas	28
III. Geología del distrito El Espino	31
3.1 Columnas Estratigráficas	31
3.2 Estratigrafía	34
3.2.1 Formación Arqueros	34
3.2.2 Formación Quebrada Marquesa	39
3.2.2.1 Miembro El Espino	40
3.2.2.2 Miembro Quelén	50
3.2.3 Depósitos Cuaternarios no Consolidados	54
3.3 Rocas Intrusivas	55
3.3.1 Superunidad Illapel-Unidad Chaliga	56
3.3.2 Unidad Diorítica-Unidad San Lorenzo	58
3.3.3 Sill andesítico	60
3.4 Estructuras	61
3.4.1 El Concepto de la Inversión Estructural	63
3.4.2 Dominios Estructurales	66
3.4.2.1 Dominio Oeste	67
a. Estructuras de Primer Orden	68
b. Estructuras de Segundo Orden	74
c. Estructuras de Tercer Orden	76
3.4.2.2 Dominio Este	82
IV. Modelo Estructural	83
4.1 Geometría en profundidad de las fallas de primer orden	83

4.2	Cronología de la Deformación	84
4.3	El Rol de la Inversión Tectónica	86
4.4	Conclusiones del Modelo Estructural	87
V.	Secciones Estructurales	89
5.1	Metodología	89
5.2	Interpretación en Profundidad	90
5.3	Presentación de Secciones Estructurales	92
5.3.1	Perfil A-A´	94
5.3.2	Perfil B-B´	95
5.3.3	Perfil C-C´	96
5.3.4	Perfile D-D´	97
5.3.5	Perfil E-E´	98
5.3.6	Perfil F-F´	99
5.3.7	Observaciones	101
VI.	Alteraciones Hidrotermales en el Proyecto Minero El Espino	102
7.1	Observaciones	103
VII.	Discusiones	105
7.1	Estratigrafía del Miembro El Espino y su Relación con el Modelo Estructural Propuesto para el Área e Estudio	105
7.2	Paleogeografía del área de estudio	106
7.3	Alteraciones Hidrotermales del proyecto El Espino y el Rol de la Unidad Diorítica para este Proceso	107
7.4	Edad y Contexto Tectónico para el Emplazamiento de la Unidad Diorítica	108
7.5	Estrucuturas Secundarias y su Posible Rol con la Mineralización del Distrito	112
7.6	Comparación de la Mineralización del Proyecto El Espino con el Modelo IOCG Clásico y el Rol de la Inversión Tectónica	113
VIII.	Conclusiones	119
IX.	Sugerencias a Futuro o Recomendaciones	120
X.	Referencias	121

Índice de Figuras

Figura 1.....	15
Figura 2.....	19
Figura 3.....	22
Figura 4.....	23
Figura 5.....	26
Figura 6.....	29
Figura 7.....	32
Figura 8.....	33
Figura 9.....	35
Figura 10.....	37
Figura 11.....	37
Figura 12.....	37
Figura 13.....	37
Figura 14.....	40
Figura 15.....	42
Figura 16.....	42
Figura 17.....	43
Figura 18.....	43
Figura 19.....	44
Figura 20.....	44
Figura 21.....	45
Figura 22.....	46
Figura 23.....	46
Figura 24.....	48

Figura 25.....	48
Figura 26.....	49
Figura 27.....	52
Figura 28.....	53
Figura 30.....	56
Figura 31.....	57
Figura 32.....	59
Figura 33.....	60
Figura 34.....	62
Figura 35.....	64
Figura 36.....	64
Figura 37.....	67
Figura 38.....	70
Figura 39.....	71
Figura 40.....	72
Figura 41.....	73
Figura 42.....	76
Figura 43.....	77
Figura 44.....	79
Figura 45.....	80
Figura 46.....	81
Figura 47.....	84
Figura 48.....	85
Figura 49.....	87
Figura 50.....	88
Figura 51.....	91

Figura 52.....	92
Figura 53.....	93
Figura 54.....	95
Figura 55.....	96
Figura 56.....	97
Figura 57.....	98
Figura 58.....	99
Figura 59.....	100
Figura 60.....	104
Figura 61.....	106
Figura 62.....	108
Figura 63.....	110
Figura 64.....	111
Figura 65.....	113
Figura 66.....	114
Figura 67.....	117

I. Introducción

El área de estudio denominado “Distrito El Espino”, se ubica entre los 31° 20’S y 71° 09’W y los 31° 29’ S y 71° 01’W, en las provincias de Limarí y Choapa, cubriendo un sector de las comunas de Combarbalá, Canela e Illapel. Cubriendo gran parte de la hoja cartográfica de escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Militar (IGM) número 09, denominada El Espino.

Al NNW del área de estudio se encuentra el Proyecto Minero El Espino, propiedad de Explorador SMC. Las propiedades abarcan un área de aproximadamente 9 Km² ubicada entre los 31°23’ S y 71° 5’W y los 31°20’S y 71°6’W.

Actualmente, la empresa minera Pucobre es propietaria del prospecto que se encuentra en una etapa de exploración donde existen recursos estimados de 607.000 ton de Cu fino y 668.000 onzas de Au al año. La vida útil estimada para la mina es de 13.5 años, con una producción anual de 45.000 ton de Cu y 51.000 de Au, y entraría a operar durante el año 2013.

El área abarcada por el Proyecto Minero El Espino, es una zona que ha sido explotada a pequeña escala históricamente por su mineralización aurífera, tanto en depósitos vetiformes como en placeres. Las labores históricas más importantes son Ravanales, Chonchón, Los Portugueses, La Rachel, La Viuda y Pichanilla, todas ellas ubicadas dentro del proyecto.

1.1 Antecedentes del Proyecto El Espino

Los primeros antecedentes de estudios que se tienen del sector provienen de trabajos realizados por Naciones Unidas en la década del ’70, de los cuales no se disponen de datos precisos ni reportes. Posteriormente en los años ’80 la empresa minera Goldfield mapeó labores y vetas antiguas del área, y a finales de la década la compañía minera Anaconda realizó una campaña de sondajes en el sector de Ravanales. En el año 1994, la Compañía Minera Doña Isabel (Rayrock) realizó un programa de prospección que incluyó un mapeo geológico a escala 1:2000 y la perforación de 22 pozos de aire reverso.

En 1998, Inversiones North (Chile) Limitada exploró el área y realizó estudios geofísicos conduciendo a un programa de sondajes de diamantina, llegando a completar 1.976 m en 9 pozos. El año 2000 Río Tinto Mining Exploration Ltd., Chile, completó un mapeo geológico detallado y 2.979 m de sondaje en 12 pozos. El año 2002 Teck Cominco Chile Limitada comenzó una revisión de las propiedades de El Espino, y se convirtió en el propietario de la zona el año 2003. Finalmente el año 2006 Explorator SCM pasó a ser dueño de la propiedad completando más de 150.000 m de sondajes entre los años 2006 – 2010. El año 2011 la empresa minera Pucobre compró un 100% de las acciones pasando a ser el actual propietario del prospecto y de Explorator SCM.

La tesis de magister realizada por Arturo Correa el año 2003 en conjunto con Río Tinto Mining Exploration Ltd. en el área del Proyecto El Espino concluyó que la mineralización, definida en parte como mantiforme, del Proyecto El Espino, tiene características que son comunes en los sistemas de óxidos de Fe-Cu (Au), de acuerdo al modelo establecido por Hitzman et al. (1992). Estas características incluyen un elevado contenido de hematita especular y magnetita asociada con calcopirita y pirita, la presencia de unidades volcánicas y sedimentarias en la zona (que se explicarán a lo largo del trabajo) que serían favorables para hospedar la mineralización, extensas zonas de alteración hidrotermal con asociaciones mineralógicas que reflejan un metasomatismo sódico y cálcico, presencia de intrusivos de composición intermedia que estarían relacionados con la mineralización y estructuras de alto ángulo que sirvieron de conductos para el ascenso de los fluidos hidrotermales. Con esto se habría concluido que el depósito El Espino es un sistema de óxidos de Fe-Cu (Au) y que forma parte de la Provincia Metalogénica de la Cordillera de la Costa que alberga depósitos de similares características.

Desde el punto de vista genético, el depósito de óxidos de Fe-Cu (Au) El Espino, puede ser clasificado como un sistema hidrotermal magmático formado a partir de fluidos derivados de segregaciones ricas en volátiles (Fe-Cu). Este sistema hidrotermal estaría asociado, temporal y espacialmente, al emplazamiento de un intrusivo derivado de un cuerpo batolítico (Superunidad Illapel). Las soluciones hidrotermales se habrían canalizado a

través de fallas de alto ángulo, que permitieron el ascenso hacia zonas más someras. La depositación y concentración de las soluciones hidrotermales habría estado controlada y favorecida por la presencia de unidades sedimentarias clásticas y rocas volcánicas andesíticas, que infrayacen a unidades carbonatadas y clásticas finas. Estas últimas tuvieron un importante rol como trampa o “sello” físico-químico, favoreciendo la depositación y acumulación de los fluidos hidrotermales bajo ellas.

1.2 Iniciativa del Trabajo

Esta investigación nació por la solicitud de Explorator SMC (Explorator Chile) a Cartográfica Limitada de un estudio sobre la geología del Distrito El Espino y una evaluación de los controles estructurales de la estratigrafía y mineralización del Proyecto El Espino.

En base a eso Cartográfica Limitada en asociación con UNTEC (Universidad y Tecnología) de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile, elaboraron un completo informe de la zona.

El trabajo fue realizado entre Enero a Junio del 2011, donde se efectuaron trabajos en terreno y de gabinete para el procesamiento de datos, elaboración de un mapa geológico del distrito y presentación de los resultados mostrados a continuación.

1.3 Formulación del Problema

El margen sur occidental de Sudamérica estuvo bajo un régimen extensional mayor entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior (Ramos, 2009), formando una gran y larga estructura de cuencas extensionales, que se extienden desde Colombia hasta la Antártica (Dalziel et al., 1987; Aguirre et al., 1989; Stern et al., 1991; Atherton y Aguirre, 1992).

Este evento puede evidenciarse en Chile a través de una franja, casi continua de rumbo N-S, de sucesiones estratificadas del Cretácico Inferior, cuyo largo llega a ser de aproximadamente 1200 km, con un ancho entre 100-150 km (Morata, 2003), extendiéndose desde Taltal (25°30' S) hasta Talca (35°30' S) (figura 1a).

La litología de estas sucesiones consiste primero, en una predominantemente volcánica, que aflora en el límite oeste de la franja (margen costero), y rocas sedimentarias y volcánicas aflorando al este (margen andino) (Aguirre, 1985; Vergara et al., 1995; Vergara y Nyström, 1996). Estas unidades han sido denominadas de distintas formas dependiendo de su latitud (Aguirre, 1985; Charrier et al., 2007).

Las rocas del Cretácico Inferior tienden además a hospedar un variado conjunto de tipos de depósitos metalíferos a lo largo de la Cordillera de la Costa. Entre los 26° a 31°S existen una serie de yacimientos de Fe (magnetita-apatito) hospedados en rocas volcánicas dentro del segmento meridional del Sistema de Falla de Atacama, descrita como una falla de rumbo de movimiento sinistral activa entre los 195 – 125 Ma (Scheuber, 1999). Existen indicios menores de mineralización de cobre y oro ligados al mismo contexto, particularmente en la periferia de los cuerpos ferríferos o en la zona del Sistema de Falla de Atacama. Esta mineralización está representada por los yacimientos de Cu-Au- óxido de Fe (o denominados Iron Oxide Copper Gold (IOCG)) como Candelaria y Manto Verde (Ryan et al., 1995; Vila et al., 1996) y otros menores del distrito Punta de Cobre (Marschik y Fontboté, 1996) (figura 1b). Los controles tectónicos de la formación de los yacimientos IOCG no son claros, aunque la mayoría de los depósitos se habrían generado durante regímenes regionales extensionales o de transtensión y localizadas en fallas frágiles o dúctiles de rumbo variado (Maksaev, 2001).

Más al sur, en la zona de Chile central, se reconocen sucesiones volcano sedimentarias de similar edad donde también han sido reconocidas manifestaciones hidrotermales clasificados como depósitos IOCG, entre ellos, el prospecto El Espino (Sillitoe, 2003; Correa, 2003), ubicado a 30 km noreste de la ciudad de Illapel.

Las rocas volcánicas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior ubicadas en el margen costero, corresponden a: la Formación Arqueros (Hauteriviano-Barremiano; Aguirre y Egert, 1965), que consiste en una sucesión de andesitas porfíricas, aglomerados, brechas volcánicas con algunas intercalaciones de calizas marinas (Rivano y Sepúlveda, 1991). Concordantemente sobre esta sucesión volcano sedimentaria de manera se encuentra la Formación Quebrada

Marquesa (Barremiano Superior- Albiano; Aguirre y Egert, 1965), que en la Hoja de Illapel se dividió en dos miembros; uno basal denominado El Espino, compuesto por una sucesión marina calcárea y un miembro superior que se denomina Miembro Quelén, formado por rocas principalmente continentales, lavas andesíticas, tobas y brechas. Sobre la Formación Quebrada Marquesa, de manera discordante, se encuentra una sucesión clástica continental, lavas y brechas correspondientes a la Formación Salamanca (ex Viñita) de edad Cretácica Superior (Rivano y Sepúlveda, 1991). Todas estas formaciones están levemente plegadas, falladas y localmente intruidas por granitoides calco-alcalinos (e.g. granitoides Santa Gracia con edades en biotita K-Ar entre 86-98 Ma; Aguirre et al., 1974).

El prospecto El Espino, se encuentra en el contacto entre miembro sedimentario marino El Espino y las rocas volcánicas de la Formación Arqueros, y representaría el límite sur de la franja IOCG de los Andes (figura 1b). La ocurrencia de este depósito se ha relacionado con bloques controlados por fallas de rumbo (López et al., 2006; Cembrano et al., 2009; Marquardt et al., 2009), en que las fallas subsidiarias controlarían la mineralización en la zona.

En general, para el Jurásico Superior-Cretácico Inferior de la zona de Illapel, no existe un consenso sobre un modelo estructural y tectónico que asocie las unidades litológicas encontradas. Estas sucesiones litológicas pueden verse representadas en el distrito El Espino, donde se pueden reconocer afloramientos de casi todas las unidades.

Las unidades mencionadas están descritas actualmente como parte del Cretácico Inferior, donde específicamente se encuentran sucesiones sedimentarias marinas, de los cuales no existe actualmente un conocimiento sobre la arquitectura interna de las ssucesiones, los sistemas de fallas mayores que controlan la acumulación de los depocentros, y el estilo estructural de la deformación ha sido escasamente documentado. De acuerdo a su edad, estas unidades pudieran estar correlacionadas con las sucesiones syn-rift de los eventos extensionales del Cretácico Inferior, pero no existe evidencia directa en la zona de estudio que permitan indicar que estas series se hallan depositado en un ambiente controlado tectónicamente por fallas normales y tampoco existen evidencias de que las series sean

del Cretácico Inferior, no existen dataciones recientes o lo suficientemente cercanas, lo que implicaría que podrían tener un edad Jurásica Superior.

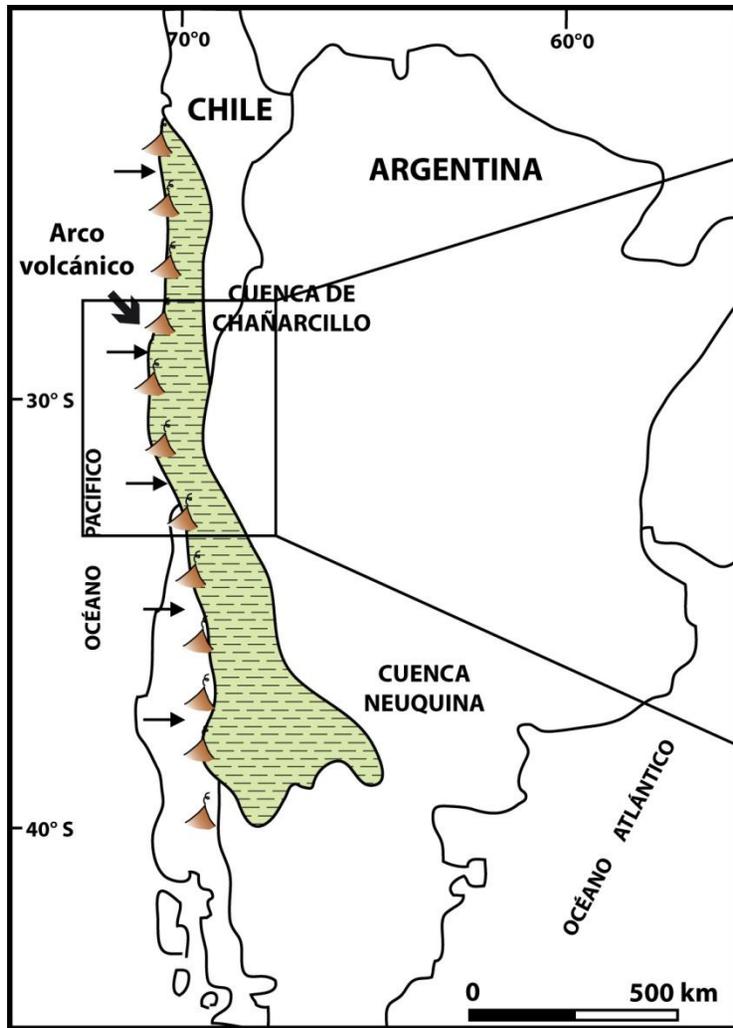
Junto a esto, no hay conocimiento en la región de estudio respecto del régimen compresivo que afectó al margen continental de Sudamérica hasta el día de hoy (Rutland, 1970; Ziegler et al., 1981; Stern, 1991; Mpodozis y Allmendinger, 1992; Ramos, 2009), lo que habría implicado y la arquitectura estructural actual de estas sucesiones marinas.

Dado que Correa (2003) habría concluido que el origen del prospecto IOCG El Espino, es magmático-hidrotermal (y no por soluciones salinas de cuenca (Barton y Johnson, 1996)), la caracterización de las estructuras en el distrito puede ser esencial para comprender la formación y circulación de fluidos magmáticos hidrotermales.

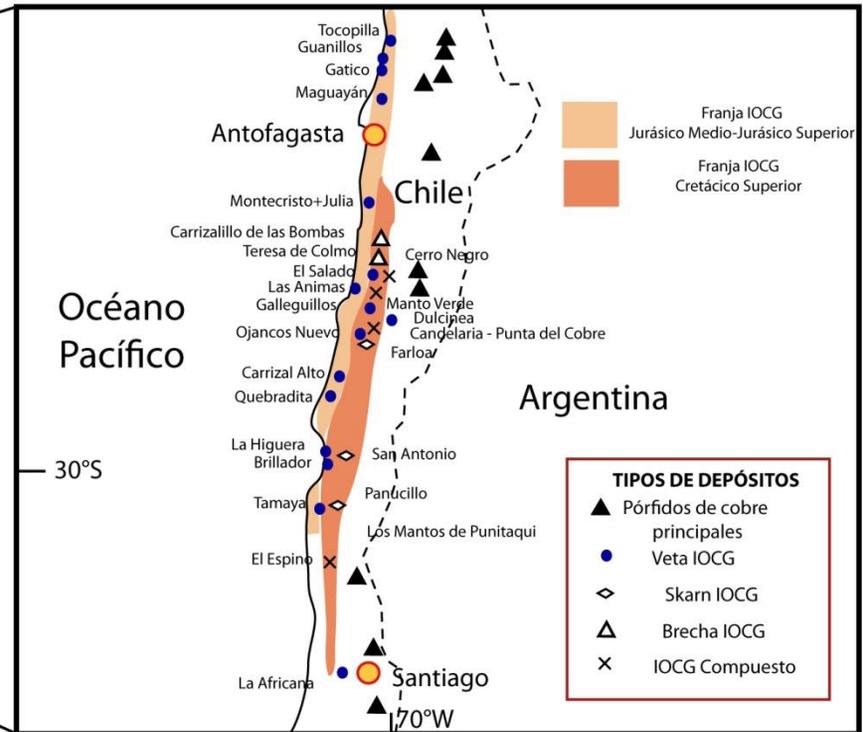
Los estudios previos de la zona se acotan a la Hoja Geológica de Illapel (Rivano y Sepúlveda, 1991), y junto a este, el mapa geológico de la hoja de escala 1:250.000. Además existen mapeos en superficie del proyecto minero El Espino, pero a una escala de detalle (escala 1:5.000, 1:2.000).

En consideración a lo anterior, el distrito El Espino corresponde a un lugar del cual no existe un conocimiento actual sobre el estilo estructural de las sucesiones sedimentarias marinas y la deformación de la zona. Es por eso que este trabajo tiene por objeto un estudio regional-estructural de la geología del distrito, con el fin de actualizar y refinar la geología en superficie, y junto a esto caracterizar su marco estructural y tectónico.

Aunque existen estudios previos (Correa, 2003; Lewis, 2008) sobre la proveniencia de la mineralización del prospecto El Espino, este trabajo intentará relacionar los resultados encontrados a la formación de éste, verificando o modificando lo propuesto por otros autores.



(a)



(b)

Figura 1: (a) Ubicación geográfica de cuencas extensionales del Cretácico Inferior, modificado de Aguirre-Urreta et al., (2008); (b) Franja de yacimientos IOCG de Chile Central, modificado de Sillitoe (2003).

1.4 Hipótesis de Trabajo

Durante el Jurásico Inferior-Cretácico Inferior a lo largo del margen occidental de los Andes se desarrollaron una serie de cuencas bajo un régimen extensivo. Aunque en la literatura no existen evidencias directas, de acuerdo a su edad, las sucesiones volcano-sedimentarias asignadas a las formaciones Arqueros y Quebrada Marquesa representan este evento tectónico en la región de Illapel. La acumulación de sedimentos marinos de la Formación Quebrada Marquesa refleja una historia, tectónicamente controlada, que dio lugar al “Miembro El Espino”. La arquitectura interna y la depositación de este miembro estarían relacionados con un régimen extensivo del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, que habría permitido la sedimentación a través de estructuras normales de tipo hemigraben, cuya falla mayor de borde en encontraría en el límite este de la sucesión marina.

Esta historia tectónica estaría relacionada con la formación de estructuras que habrían facilitado la circulación de fluidos hidrotermales, que habrían dado paso posteriormente a la formación del prospecto tipo IOCG “El Espino” encontrado en el miembro del mismo nombre, donde la mineralización pareciera depender de las estructuras encontradas.

1.5 Objetivos

El objetivo principal de este estudio consiste en comprender la geología y la geometría de la sucesión sedimentaria marina del Miembro El Espino, y junto a esto el rol de su estructura interna y distrital.

En conjunto a lo anterior, caracterizar los dominios estructurales, identificando las variaciones de estilo superficial y sub superficial, establecer una cronología, al menos relativa de la deformación y por último determinar los rasgos estructurales que puedan tener una posible relación con la mineralización del prospecto El Espino.

1.6 Metodología

El trabajo presentado se realizó en 3 etapas principales; un trabajo en gabinete pre-campañas de terreno, el trabajo a través de campañas de terreno y el trabajo de gabinete posterior. Todo esto entre los meses de Enero y Mayo 2011.

El trabajo de gabinete anterior a las campañas de terreno consistió en una recopilación del material bibliográfico de la zona, estudio de elementos morfológicos, accesos y ubicación de puntos de interés, todo esto a través del análisis de imágenes LANDSAT, Quickbird y el mapa geológico de escala 1:250.000 de la Carta de Illapel (Rivano y Sepúlveda, 1991). Con esto se confeccionaron imágenes de la zona en escalas 1:25.000 y 1:50.000 modificadas a través de Adobe Photoshop y georeferenciadas con ArcGIS, para poder trabajar en las campañas de terreno.

El trabajo en terreno se realizó a través de 4 campañas visitando el área de estudio, completando 34 días efectivos de terreno entre Enero y Marzo 2011. Con esto se reconocieron las distintas unidades litológicas y estructuras para la confección de un mapa geológico de la zona

Terminados los trabajos en terreno se pasó a una etapa de trabajo de gabinete entre los meses de Marzo y Junio 2011. En esta etapa se digitalizó el mapa geológico confeccionado en terreno a través de los softwares ArcGIS e Adobe Illustrator. Se confeccionaron 6 secciones estructurales de orientación SW-NE y WSW-ENE, integrando los datos obtenidos en terreno con un modelo estructural determinado para la zona. Estos perfiles fueron restaurados a través del software 2D-MOVE de Midland Valley, los perfiles cercanos al proyecto minero El Espino pudieron ser corroborados con el estudio de sondajes hechos en la zona. En paralelo a esto se elaboraron columnas estratigráficas con el objetivo de correlacionarlas y poder determinar variaciones de espesor en las unidades presentes.

Toda esta información se integró en este trabajo que incluye una parte de discusiones y conclusiones sobre la geodinámica de la zona y su relación con otras formaciones en el resto del país que presentaran una correlación cronolitoestratigráfica.

1.7 Ubicación y Accesos

El área de estudio se encuentra a 20 km al NNE de la ciudad de Illapel, Provincia del Choapa, Región de Coquimbo y a 230 km al norte de la ciudad de Santiago. Se ubica entre los 31°20'S y 71°09'S y entre los 31°30' W y 71°01' W, abarcando de esta forma un área de 13 X 18 km (figura 2).

Su acceso es a través de la ciudad de Illapel, a través del camino interior D-705 que conduce a Combarbalá pasando por la cuesta El Espino. Otro acceso es tomando el desvío a Farellón Sánchez a través de la ruta D-793, para luego tomar la ruta D-797, pasando por el sector de Romerales, la Yesera para llegar por último al proyecto minero El Espino. El recorrido total, desde Illapel al distrito es de 25km, de los cuales los primeros 15 están asfaltados y el resto en buenas condiciones. Se pueden usar los accesos todo el año sin problemas por cambios de clima.

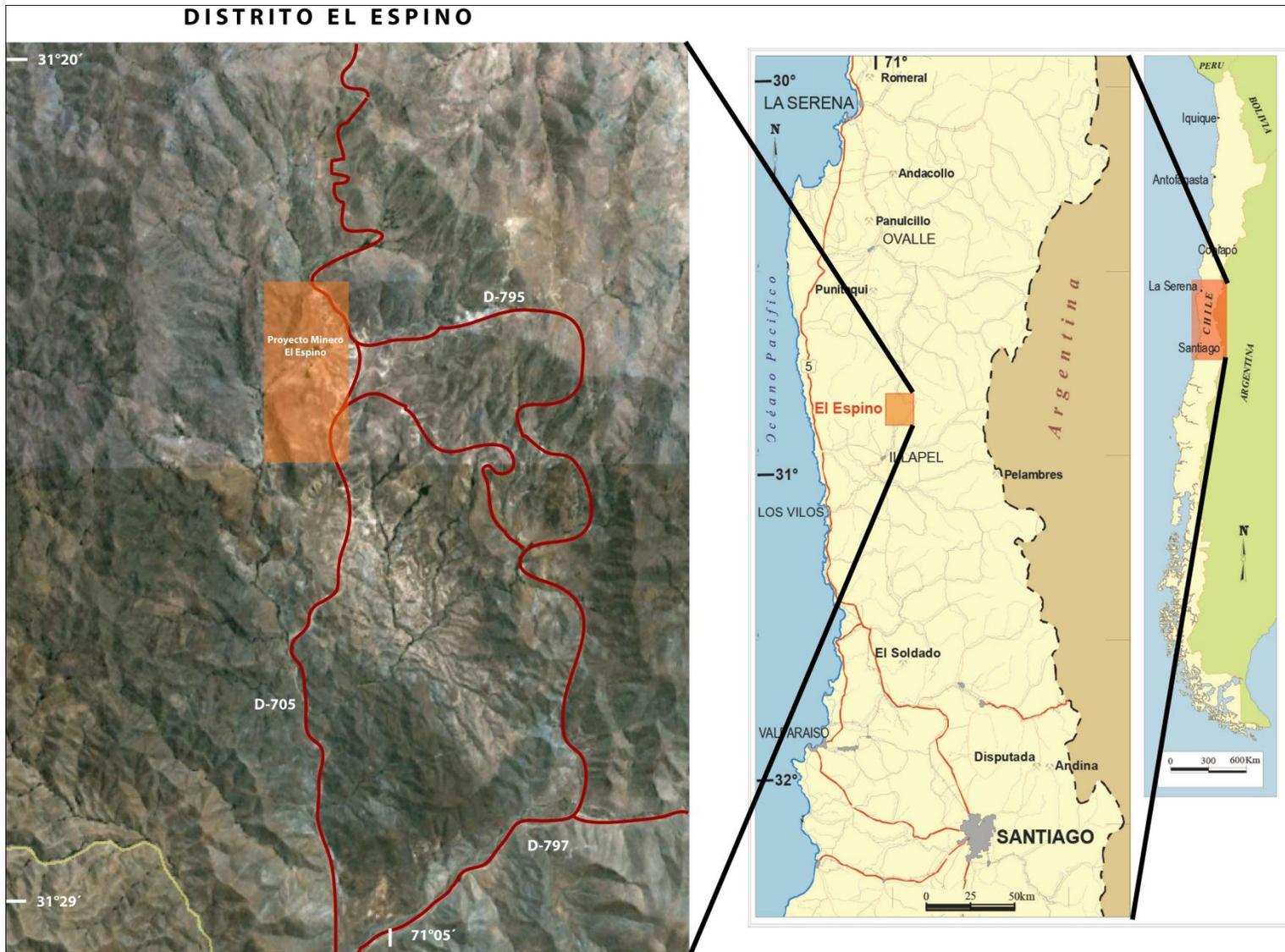


Figura 2: Mapa de ubicación del distrito el Espino y sus principales accesos, dentro del distrito se marca el área abarcada por el proyecto minero homónimo.

II. Marco Geológico

2.1 Marco Geotectónico

La evolución de los Andes Centrales y meridionales está caracterizada en sus inicios, por la subducción de una corteza oceánica del proto-pacífico, acompañado de la acreción de diversos terrenos exóticos (Ramos et al., 1986). Después de la amalgamación final de Gondwana -Pangea durante el Pérmico-Triásico (Veevers, 1989), la subducción se detuvo en una gran parte del margen de Sudamérica, acompañado de una fusión de la corteza continental debido a una extensión y “rifting”. Estas condiciones duraron hasta el Triásico-Jurásico Inferior (Charrier, 1979; Kay et al., 1989; Jaillard, 1990; Charrier et al., 2007; Ramos, 2009).

La subducción recomienza en el margen andino durante el Jurásico Inferior, al mismo tiempo en que comienza la ruptura de Pangea-Gondwana (Dalziel y Brown, 1987; Ramos, 2009) a los 180 Ma y la apertura del Océano Atlántico. Durante el Jurásico y el Cretácico Inferior, la subducción provocó el desarrollo de un arco magmático, acompañado de una extensión debido a un retroceso negativo de la trinchera oceánica (*negative trench roll-back*), el cual sería responsable de la subducción asociada a extensión (Mpodosis y Ramos, 2008; Ramos, 2009), este régimen se materializó con la creación de una serie de cuencas de intra-arco o de tras-arco, todas a lo largo del margen, habiendo algunas que incluso llegaron a tener substrato oceánico. Esto derivó a una paleogeografía comparable con la del Pacífico occidental actual (Chotin, 1981).

La extensión se acentúa en el Cretácico “medio”, época en la que se formaron las cuencas marginales “abortadas”, sin la creación de corteza oceánica, donde se acumularon series de rocas volcánicas andesíticas a basálticas (Aberg et al., 1984; Levi y Aguirre, 1981). Entre ellas las cuencas marginales “abortadas” de Chile Central, que se extienden por más de 1200 km entre los 25°-36° S. En estas se llegaron a depositar miles de metros de sedimentos marinos y continentales, y también sucesiones volcánicas y volcanoclásticas

(Vergara et al., 1994).

A partir del Cretácico Superior se produjo una profunda reorganización paleogeográfica debido al cierre de las cuencas de tras-arco a lo largo del margen andino, debido al desprendimiento de Sudamérica de África producto a la apertura del Océano Sur Atlántico (Charrier et al., 2007; Ramos 2009). Junto a esto la placa Sudamericana paró de rotar en sentido horario y empezó una deriva al oeste, hacia la placa de Nazca. Esta deriva habría ocurrido con tasas de convergencia altas, produciendo un cambio en la cinemática de las placas, pasando de un retroceso de la trinchera oceánica negativa a una positiva, que estableció un régimen compresivo (Royden, 1993; Scheuber et al., 1994; Amilibia, 2008; Ramos, 2009). Durante el Cenozoico, las cuencas sedimentarias se desarrollaron en la zona de retro-arco, como cuencas de antepaís (Mpodozis y Allmendiger, 1992). Junto a esto ocurrió una migración del arco magmático hacia el este, ligado a la erosión tectónica del margen (Rutland, 1970; Ziegler et al., 1981; Stern, 1991).

2.2 Unidades Morfo Estructurales a los 31° S

El área de Illapel se encuentra en el segmento “flat slab” de Chile Central (Barazangi e Isacks, 1976; Jordan, 1983; Gutsher, 2002), que ocurriría como consecuencia de un alzamiento mayor causado por la subducción de la Dorsal de Juan Fernández (Charrier et al., 2007; Ramos, 2001). Este segmento intermedio de los Andes, se extiende entre los 27°-33° S (Jordan, 1983). En esta zona no se desarrolla la Depresión Central y aparecen los valles transversales, la actividad volcánica está ausente a lo largo del eje de la cordillera, y la Cordillera Frontal y las Sierras Pampeanas se desarrollan al este del antepaís Andino, en territorio Argentino en vez de las fajas plegadas y corridas de piel fina desarrolladas al norte y al sur de este segmento (Charrier et al., 2007).

En superficie este escenario se ve representado a través de distintas estructuras paralelas al margen, siendo estas de este a oeste; Planicies litorales, la Cordillera de la Costa, Mediana Montaña y Cordillera Frontal (Rivano y Sepúlveda, 1991) (figura 3)

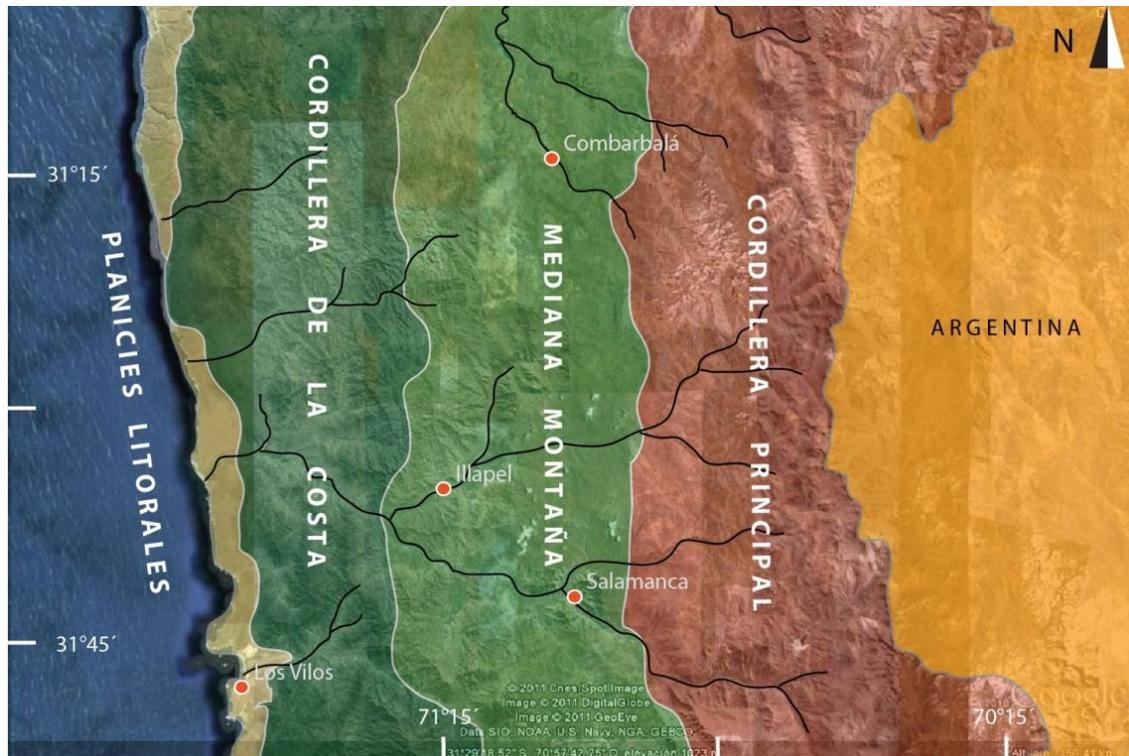


Figura 3: Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los 31° S y los 32° S

La Cordillera de la Costa está integrada por terrenos paleozoicos y mesozoicos y por un complejo granítico de edad jurásica. La Mediana Montaña está constituida principalmente por rocas mesozoicas volcánicas, sedimentarias y plutónicas. La Cordillera Principal constituye el principal elemento morfológico y está constituida esencialmente por terrenos mesozoicos y cenozoicos e intrusivos cenozoicos.

2.3 Marco Geológico Regional

Las rocas mesozoicas volcánicas que constituyen la Mediana Montaña habrían derivado del arco magmático del Jurásico-Cretácico Temprano. Estas rocas corresponden a una edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior, constituidas por aproximadamente 4.000 m de volcanitas y sedimentitas y un ambiente marino predominante hacia el oriente, el área de estudio se ubica en este dominio (figura 4).

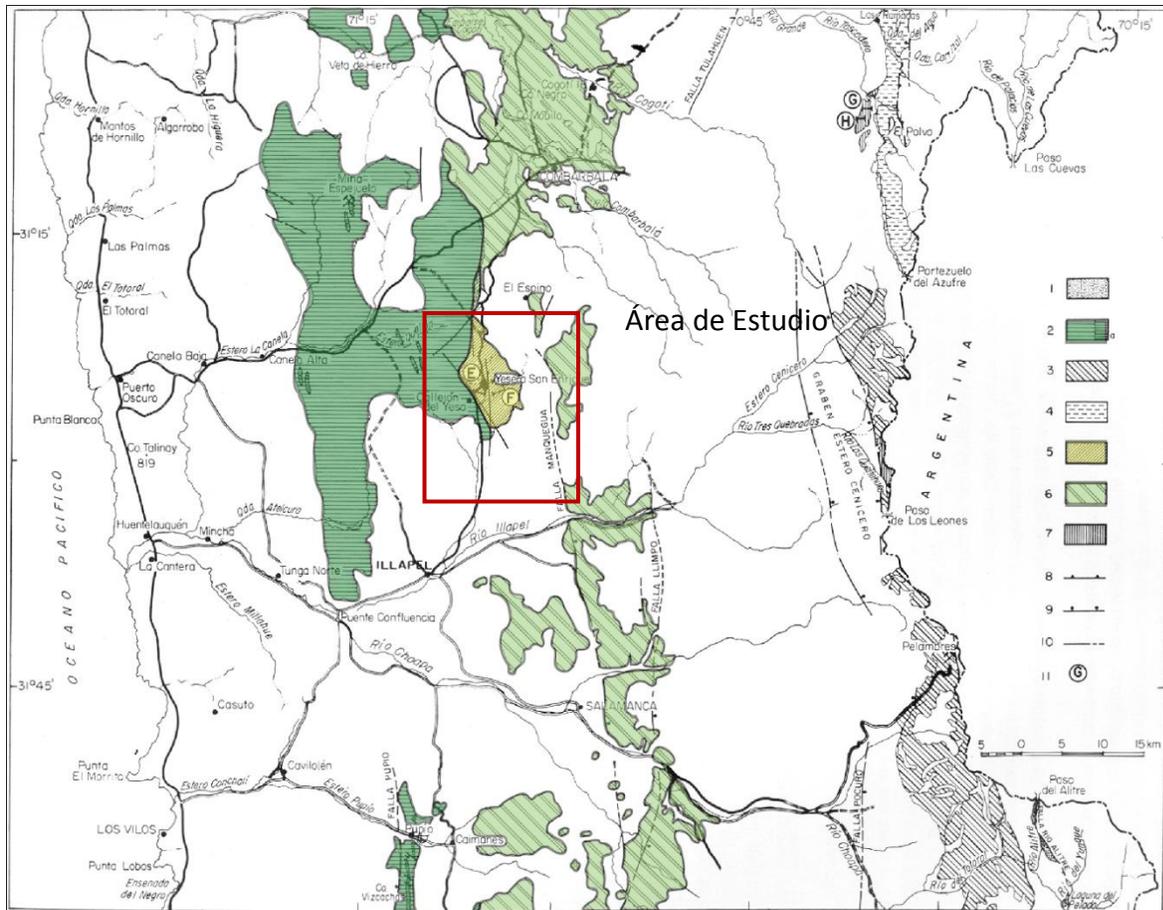


Figura 4: Distribución de las unidades sedimentarias y volcánicas del Cretácico Inferior en la zona de Illapel. 1. Estratos Río Alitre (Neocomiano); 2. Formación Arqueros, a. Calizas (Neocomiano); 3. Formación Pelambres; 4. Formación Río Tascadero (Berriasiano-Hauteriviano); Formación Quebrada Marquesa; 5. Miembro El Espino; 6. Miembro Quelén (Berremiano-Albiano); 7. Formación Pucalume; 8. Falla Inversa; 10. Falla Probable y/o lineamiento; 11. Ubicación del perfil. Modificado de Rivano y Sepúlveda (1991)

2.3.1 Unidades Estratificadas

Formación Arqueros: Definida originalmente por Aguirre y Egert (1962; 1965), su techo la constituye la Formación Quebrada Marquesa con el que presenta un contacto concordante, tanto con el Miembro El Espino en el sector del mismo nombre, como con el Miembro Quelén al sur de la localidad de Combarbalá (figura 4). Su base la constituyen sucesiones triásicas (Formación El Quereo), sobre las que se dispone, en discordancia de erosión y angular entre el puente Confluencia y el Estero Canela (figura 4) (Rivano y Sepúlveda, 1991).

La Formación Arqueros se distribuye, principalmente, entre el puente Confluencia, por el sur, y el Embalse Cogotí (figura 4), por el norte, y está rodeada por el este, en gran parte, por la Superunidad Illapel.

Aguirre y Egert (1965) dividieron esta formación en 5 miembros, de los cuales tres son volcánicos (Ka_1 , Ka_3 , Ka_5), en que el miembro basal correspondería a brechas volcánicas de una potencia variable entre 200-300 m y los demás miembros a volcanitas con una potencia de hasta 1000 m, separados por dos miembros sedimentarios (Ka_2 , Ka_4), que corresponderían a las intercalaciones sedimentáreas calcáreas que corresponderían a coquinas, calcirruditas y/o calcarenitas rudíticas.

Las condiciones de depositación son de un ambiente volcánico, sin embargo, las intercalaciones sedimentarias demuestran la existencia de episodios de sedimentación en aguas someras, de ambiente infralitoral de alta energía (Rivano y Sepúlveda, 1991).

Esta formación se correlaciona con las formaciones Lo Prado y Veta Negra (Thomas, 1958; Piracés y Maksaeve, 1977), ambas de una edad, esencialmente, Cretácica Inferior. El hecho de que esté intruido por la Superunidad Illapel (edades presentadas más adelante, limita su edad máxima al Neocomiano (Rivano y Sepúlveda, 1991).

Formación Quebrada Marquesa: Definida por Aguirre y Egert (1962), sobreyace de manera concordante a la Formación Arqueros y se encuentra cubierta en discordancia angular por la Formación Salamanca, específicamente por el Miembro Santa Virginia (ex Formación Viñita), (Rivano y Sepúlveda, 1991).

Aguirre y Egert (1965) definieron la Formación Quebrada Marquesa en su localidad tipo a través de 4 miembros de base a techo:

- Miembro 1 (700-1200 m): Brechas, lavas, areniscas, tobas, conglomerados y lutitas continentales.
- Miembro 2 (40-100 m): Areniscas calcáreas, calcilutitas, calizas, lentes de yeso, lavas andesíticas y riolíticas.

- Miembro 3 (50-250 m): Conglomerados, brechas, tobas, areniscas, lutitas, calizas y chert.
- Miembro 4 (35-300 m): lavas andesíticas o basálticas

Los miembros descritos por Aguirre y Egert (1965), son casi completamente continentales, y la única fauna fósil encontrada, fue en una intercalación del Miembro 1 de unos 50 m de potencia, evidenciado por la presencia de Trigonias y algunos pelecípodos sin valor cronoestratigráfico, que fueron asignados al Neocomiano.

Lejos de su localidad tipo, Rivano y Sepúlveda (1991) en la Hoja de Illapel separaron la Formación Quebrada Marquesa en dos miembros:

- Un miembro inferior sedimentario compuesto por margas, calizas y areniscas con niveles locales de yeso estratificado denominado El Espino.
- Un miembro superior de color rojos-parduzco volcánico sedimentario compuesto por niveles de conglomerados, areniscas, brechas y lavas denominado Miembro Quelén.

El miembro inferior está limitado, en el sector El Espino (figura 4), al sur y norte, por contactos intrusivos y al este, por el contacto discordante con la Formación Salamanca; sin embargo, hacia el norte, en la cuesta El Espino, el miembro inferior se acuña hasta desaparecer.

Miembro El Espino

Consiste en una sucesión sedimentaria marina transicional, afloran areniscas, conglomerados, margas, lutitas, calizas estromatolíticas y yeso estratificado. La sucesión correspondería a una depositación en un ambiente transicional continental en régimen regresivo, con variaciones eustáticas, bajo un clima subtropical árido (Rivano y Sepúlveda, 1991). La presencia de intercalaciones margoso-calcáreas con formaminíferos indicaría influencias de mar abierto (Rivano y Sepúlveda, 1991).

Miembro Quelén

Corresponde al 95% de los afloramientos asignados a la Formación Quebrada Marquesa (Figura 4). Se extiende, todo a lo largo del área de Illapel, formando una franja de posición central en ella. Está formado por una alternancia de andesitas, brechas piroclástica, volcarenitas y conglomerados, de color rojo, con niveles blanquecino en las que se aprecia una buena estratificación (Rivano y Sepúlveda) (figura 5).

Las características litológicas del Miembro Quelén, revelan condiciones de depositación en un ambiente continental, dominado por una intensa actividad volcánica.

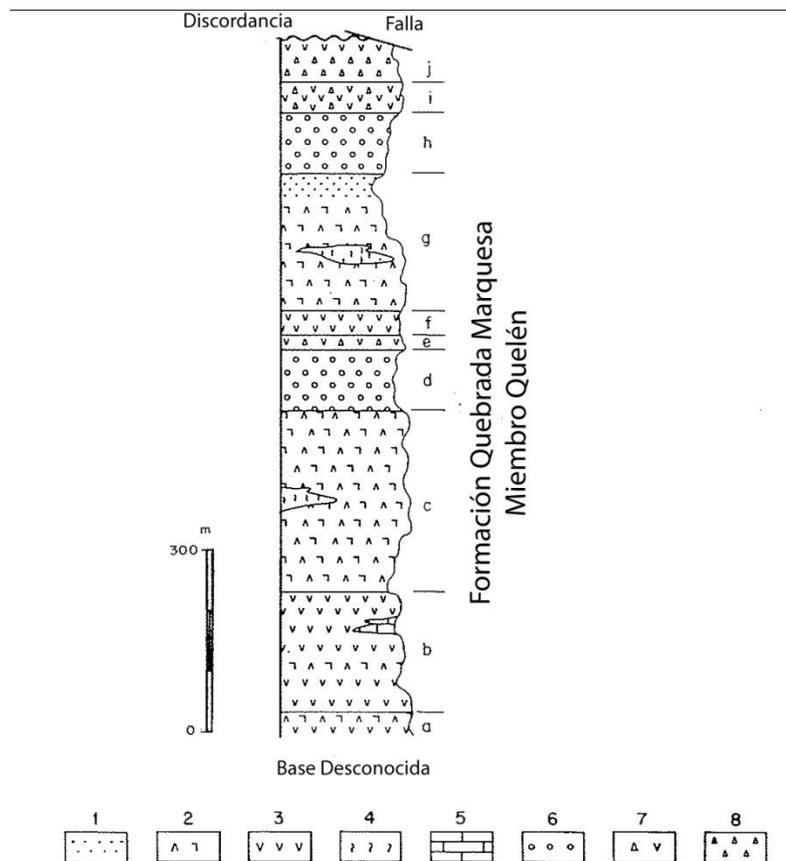


Figura 5: Columna litoestratigráfica generalizada del Miembro Quelén (Formación Quebrada Marquesa) en la parte norte del área de Illapel. 1. Areniscas; 2. Tobas brechosas; 3. Andesitas; 4. Chert; 5. Calcilitas; 6. Conglomerados; 7. Tobas rojas; 8. Brecha volcánica.

(Modificado de Rosales, 1988; Modificado de Rivano y Sepúlveda, 1991)

En su localidad tipo, a la Formación Quebrada Marquesa, Aguirre y Thomas (1964) y Aguirre y Egert (1965) le atribuyeron una edad que comprendería desde el Neocomiano superior (¿Barremiano superior?) hasta el Albiano Superior, sobre la base de fauna fósil recolectada en la parte basal de la unidad y su contacto discordante con la Formación Viñita. Rivano y Sepúlveda acotaron la edad de esta formación a las relaciones estratigráficas que presenta y los valores radiométricos de cuerpos que la intruyen. Estos presentan valores que varían entre los 85 y los 134 Ma (K-Ar), asignándole a esta unidad una edad Neocomiano Superior hasta Albiano Superior. Estudios más recientes realizados por Emparán y Pineda (2006) entregaron una edad U-Pb en zircon de 107 Ma en el techo del miembro en el Valle de Quebrada Marquesa. Es difícil extrapolar esta edad a la zona de estudio debido a la lejanía entre ambos lugares, por lo que la Formación Quebrada Marquesa que afloraría en el área de estudio podría tener una mayor edad, llegando a ser hasta del Jurásico Superior.

La Formación Quebrada Marquesa constituye la prolongación natural de la Formación Las Chilcas (Thomas, 1958; Piracés y Maksaev, 1977; Rivano, 1996) hacia el norte, con la que se encuentra en continuidad de afloramientos (Rivano, 1996). Pero datos de Wall et al. (1999) y Sellés y Gana (2001) indicarían edades U-Pb para la porción inferior de la Formación Las Chilcas de 116 ± 0.3 Ma a 106.5 ± 0.4 Ma y edades de K-Ar de 101 ± 3 y 100 ± 3 Ma (roca total) y 95 ± 3 Ma (plagioclasa) para la parte superior, lo que indicaría que solo su parte inferior es Aptiana, pudiendo correlacionarse con la Formación Quebrada Marquesa si a esta se le asigna una edad hasta el Albiano Superior.

En la zona de trabajo ambas sucesiones estratigráficas están intruidas por cuerpos plutónicos pertenecientes a la Superunidad Illapel y la Unidad San Lorenzo (Rivano et al., 1985) del Cretácico Superior-Paleógeno.

2.3.2 Unidades Intrusivas

Superunidad Illapel: Definida por Rivano et al. (1985), es un rasgo distintivo de la geología de la zona de Illapel, extendiéndose más al sur, llegando a los 32°30' S (figura 6). Abarca un área mayor a 3.200 km², se encuentra emplazada principalmente en rocas intrusivas y volcánicas del Jurásico, y en rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico Inferior.

Estudios de Rivano et al. (1985) y Parada et al. (1999) dividen los afloramientos del Superunidad Illapel en dos unidades: Chalinga (95% del total de afloramientos) y Limahuida (5% del total de afloramientos).

La unidad Chalinga se dispone como una gran franja que atraviesa toda la zona de Illapel. Su litología va desde dioritas de anfíbola y piroxeno hasta sienogranitos de anfíbola y hornblenda, pasando por tonalitas, granodioritas y monzodioritas.

La Unidad Limahuida aflora formando una franja continua, al norte y sur de Illapel desde las nacientes del Estero El Espino hasta la localidad de Caimanes, dentro de la Unidad Chalinga. Está formada por granodioritas hololeucocráticas; la textura es hipidiomórfica equigranular de grano medio, en la que predominan el cuarzo y el feldespato. Los ferromagnesianos son muy escasos y siempre alterados a clorita y epidota, las que aparecen en vetillas y guías.

Dataciones hechas por Rivano et al., (1985) entregaron edades K-Ar en biotita que dieron una rango de edad entre 113 a 96 Ma. Nuevos estudios litológicos y geocronológicos U-Pb en la Superunidad Illapel, han permitido distinguir 4 pulsos magmáticos, con edades de 117 Ma, 110 Ma, 100 Ma y 90 Ma (Morata, 2006). Las litologías van variando junto a las de edades en franjas de oeste a este, variando de unidades máficas a granodioríticas (figura 6).

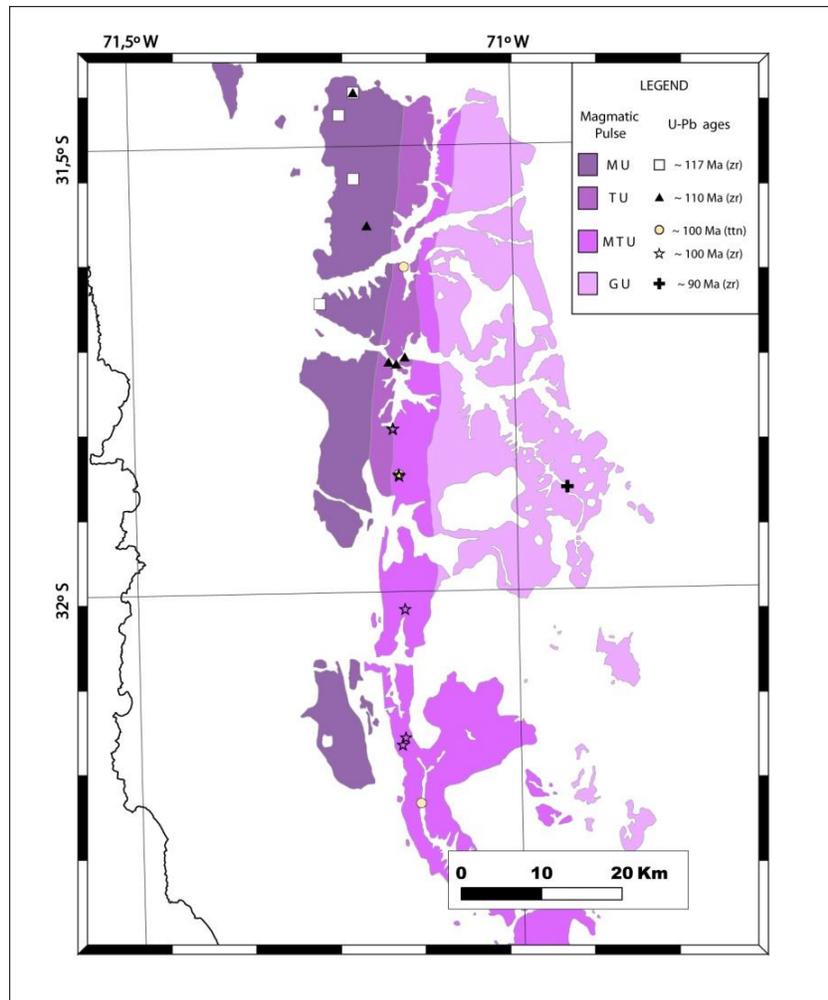


Figura 6: Extensión y edades para la Superunidad Illapel; MU=Unidad máfica, TU = unidad trondjemítica, MTU = unidad tonalítica principal, GU = Unidad granodiorítica (Morata, 2006). Figura modificada de Ferrando 2011 (Tesis de Magister en preparación).

Unidad San Lorenzo: Definida por Rivano et al. (1985), corresponde a un conjunto de cuerpos dioríticos y andesíticos porfídicos y/o microgranulares con dimensiones variadas (200-300 m² hasta 80 Km²) compuesta por varios plutones alineados con una orientación norte-sur (Rivano y Sepúlveda, 1991); Plutón Cogotí (80 km²), Plutón El Sauce, Plutón Loma Blanca, Plutón El Aletón y los Plutones Cuesta El Espino y Farellón Sánchez, que afloran en el área de estudio.

La única edad para esta unidad es una datación K-Ar en roca total, de 65.3±3.1 Ma (Rosales, 1988) efectuada en el Plutón Cogotí, situándose en el intervalo Cretácico Superior – Paleógeno, pero dado que esta edad fue tomada en muestras bastante más al

norte de la zona de estudio, puede no corresponder a las edades de los plutones que aflorarían en el distrito, pudiendo ser estos parte de la Superunidad Illapel, y corresponder al mismo rango de edad que se le asigna a esta última.

III. Geología del Distrito El Espino

Los primeros estudios de la zona vienen ya desde la época de Charles Darwin, que durante 1835 describió la zona de estudio, recalcando la presencia de troncos fósiles y estratos de litología calcárea. Años después Aguirre y Egert entre 1962 a 1965 definieron las unidades presentes en el área de estudio al norte del río Elqui y en 1967 Thomas la habría incluido a la Hoja Ovalle del Instituto de Investigaciones Geológicas. Finalmente en 1991 Rivano y Sepúlveda habrían correlacionado estas unidades con otras mapeadas más al sur, adjuntándolas en la Hoja de Illapel de escala 1:250.000 del Servicio Nacional de Geología y Minería, donde se encontraría el distrito El Espino.

Durante este trabajo se confeccionó un mapa geológico a escala 1:25.000 (Figura 7, Anexo 1) que incluye las unidades previamente definidas por Rivano y Sepúlveda (1991), pero en que se agregaron datos recopilados en terreno que permitieron refinar y modificar la estratigrafía del área y las relaciones de contacto entre las distintas unidades del área de estudio.

3.1 Columnas Estratigráficas

Se confeccionaron 4 columnas estratigráficas del sur, centro, norte y noreste del área de estudio (figura 8). En esta se tomó el espesor del Miembro el Espino y sus sub miembros vistos en superficie. La potencia de la Formación Arqueros se deja sin base ya que se encuentra fuera del área de estudio, y el techo del miembro Quelén tampoco se ve representado por la misma razón.

MAPA GEOLÓGICO 1:25.000 DEL DISTRITO "EL ESPINO", COMUNA DE ILLAPEL, CHILE

LEYENDA

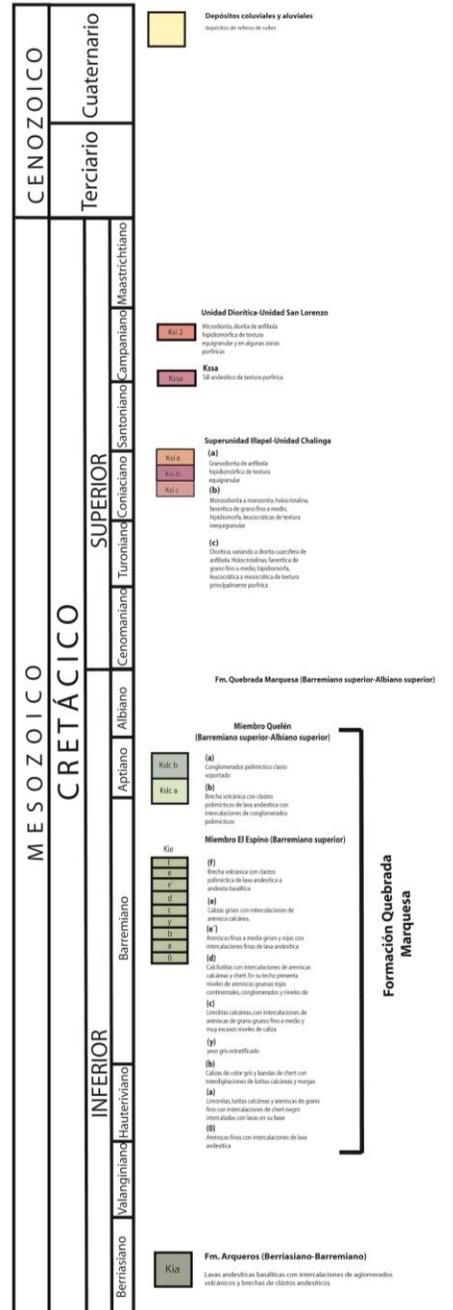
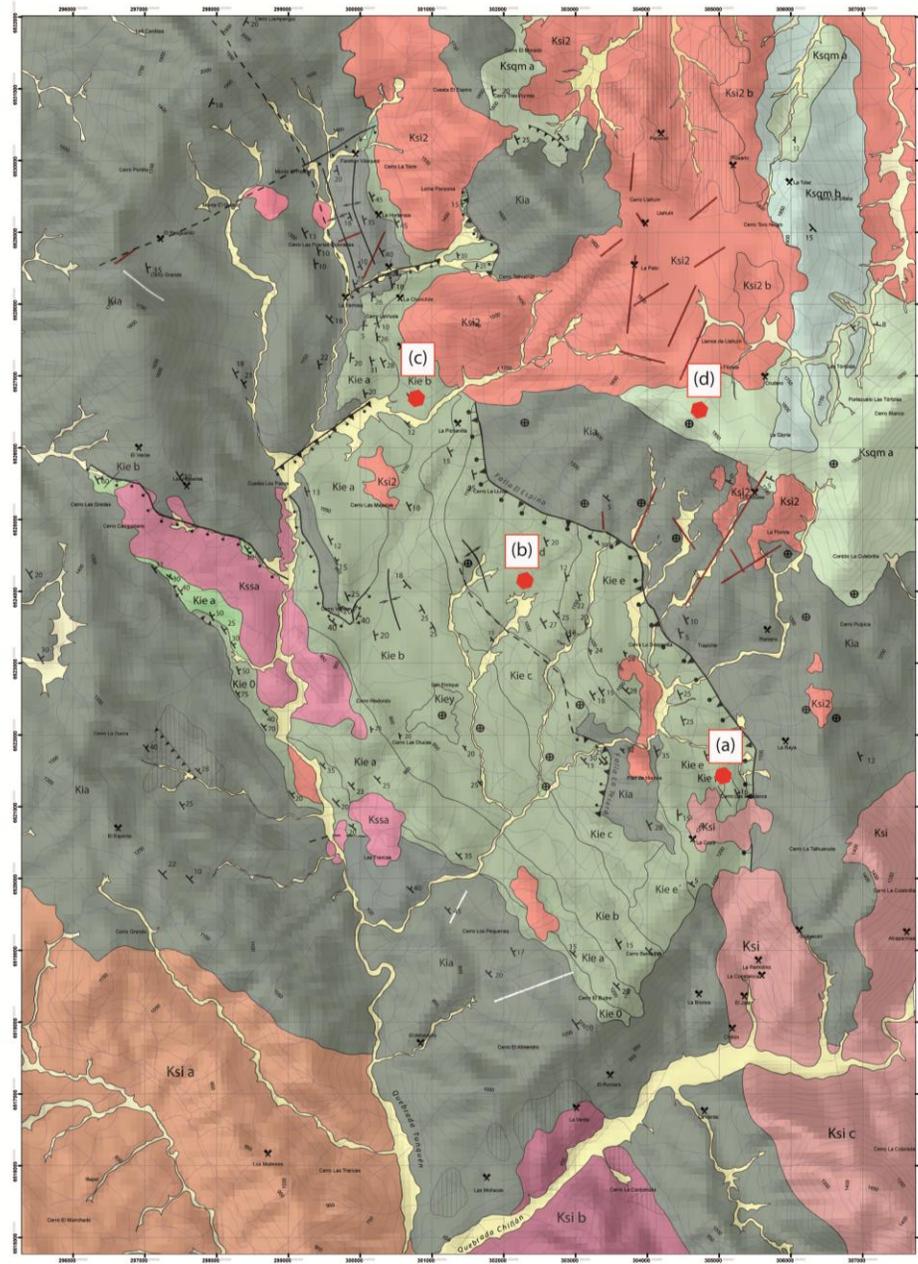


Figura 7: Mapa geológico de la zona de estudio, las letras indican la ubicación de las columnas estratigráficas construidas para la zona

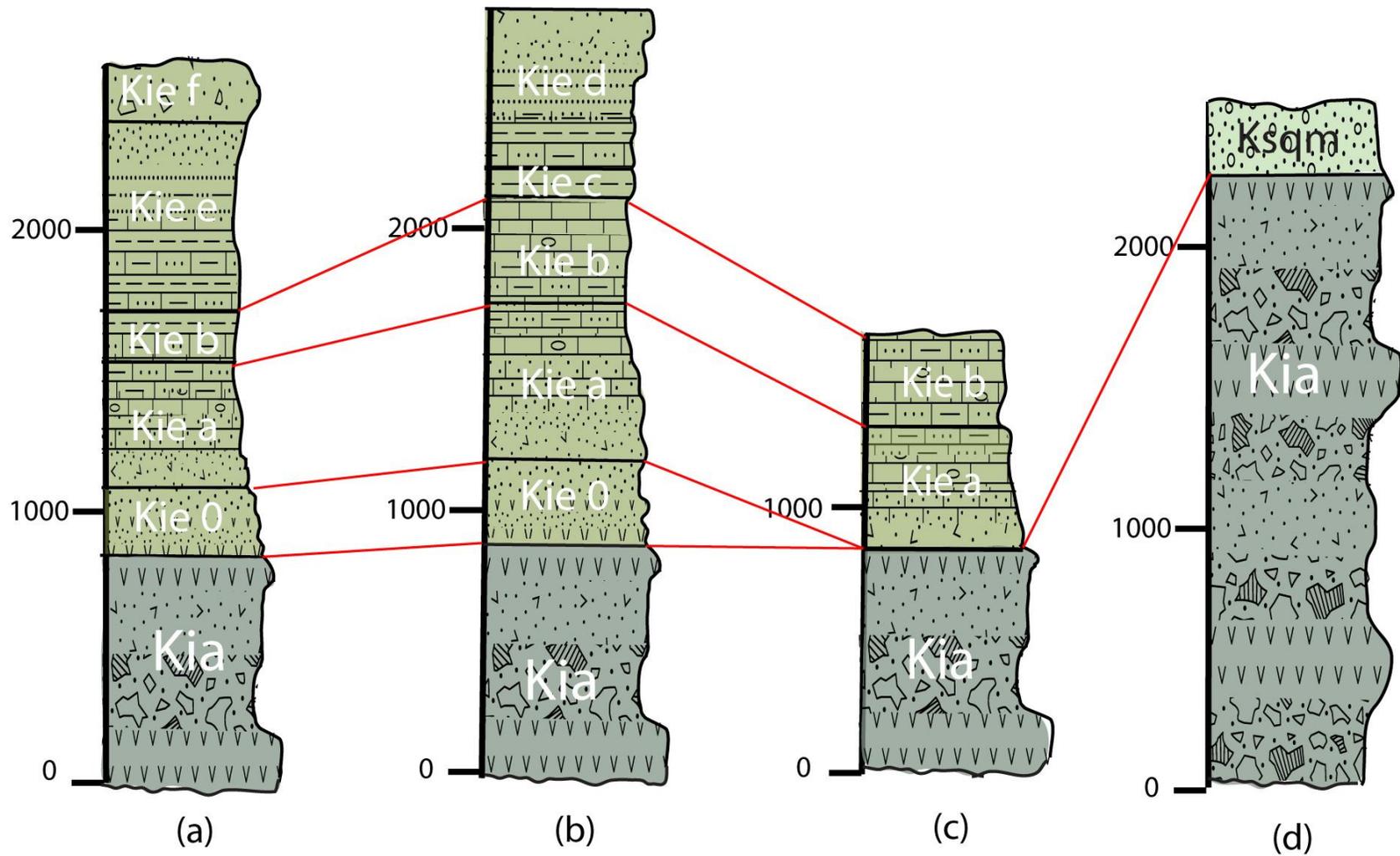


Figura 8: Columnas estratigráficas elaboradas para el área de estudio; Kia = Formación Arqueros; Kie 0 = Sub miembro 0 del Miembro El Espino; Kie a = Sub miembro a del Miembro El Espino; Kie b = Sub miembro b del Miembro El Espino; Kie c = Sub miembro c del Miembro El Espino; Kie d = Sub miembro d del Miembro El Espino; Kie e = Sub miembro e del Miembro El Espino; Kie f = Sub Miembro f del Miembro El Espino; Ksqm = Miembro Quelén. La base de la Formación Arqueros y el techo del Miembro Quelén no están expuestos. La ubicación de estas columnas se indica en la figura 7.

3.2 Estratigrafía

La estratigrafía del área de estudio está ampliamente representada por rocas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, que incluyen potentes espesores de rocas volcánicas y sedimentarias, de las formaciones Arqueros y Quebrada Marquesa. El mapa generado para la zona permitió, en base a la Hoja de Illapel (Rivano y Sepúlveda, 1991), reconocer las unidades previamente definidas. Debido a la escala del mapeo realizado en este trabajo (1:25.000) se pudo refinar y detallar la estratigrafía interna del miembro El Espino y fue posible dividirlo en 7 sub miembros en base a su litología y ambiente de depositación. Por otro lado, el Miembro Quelén, se pudo dividir en 2 sub miembros a través del mismo criterio utilizado para el Miembro El Espino. El mapeo litológico y estructural permitió re interpretar el mapeo de la Formación Salamanca (ex Viñita) como la Formación Arqueros cambiando la estratigrafía mapeada en trabajos anteriores (Rivano y Sepúlveda, 1991).

3.2.1 Formación Arqueros (Kia)

Las unidades más antiguas que afloran en el área de estudio corresponden a rocas volcánicas atribuidas a la Formación Arqueros, definida originalmente por Aguirre y Egert (1962; 1965) y luego descrita por Rivano y Sepúlveda en la Hoja de Illapel (1991). Con el trabajo realizado en terreno se pudieron hacer nuevos aportes de estructuras y nuevos datos de rumbo y manteo que ayudaron a un entendimiento global de la unidad y la zona, este trabajo podría ser complementado con trabajos petrológicos hechos a futuro.

Distribución y relaciones estratigráficas

Esta unidad se reconoce principalmente en la zona oeste, norte y sur del área de estudio (figura 9). Más al este, también se pueden reconocer rocas similares que Rivano atribuyó a la Formación Salamanca (ex Viñita). Sin embargo, en el presente estudio, basado en observaciones estructurales (ver capítulo Estructuras) y litológicas, se propone que esta sucesión volcánica correspondería a la Formación Arqueros. La base de la formación no está expuesta en el área de estudio, pero trabajos anteriores (Rivano y Sepúlveda 1991)

indican que sobreyace de manera discordante a la Formación El Quereo de edad Triásica. Por otro lado la unidad se encuentra intruida por la Superunidad Illapel al sur del distrito y la Unidad San Lorenzo al NE.

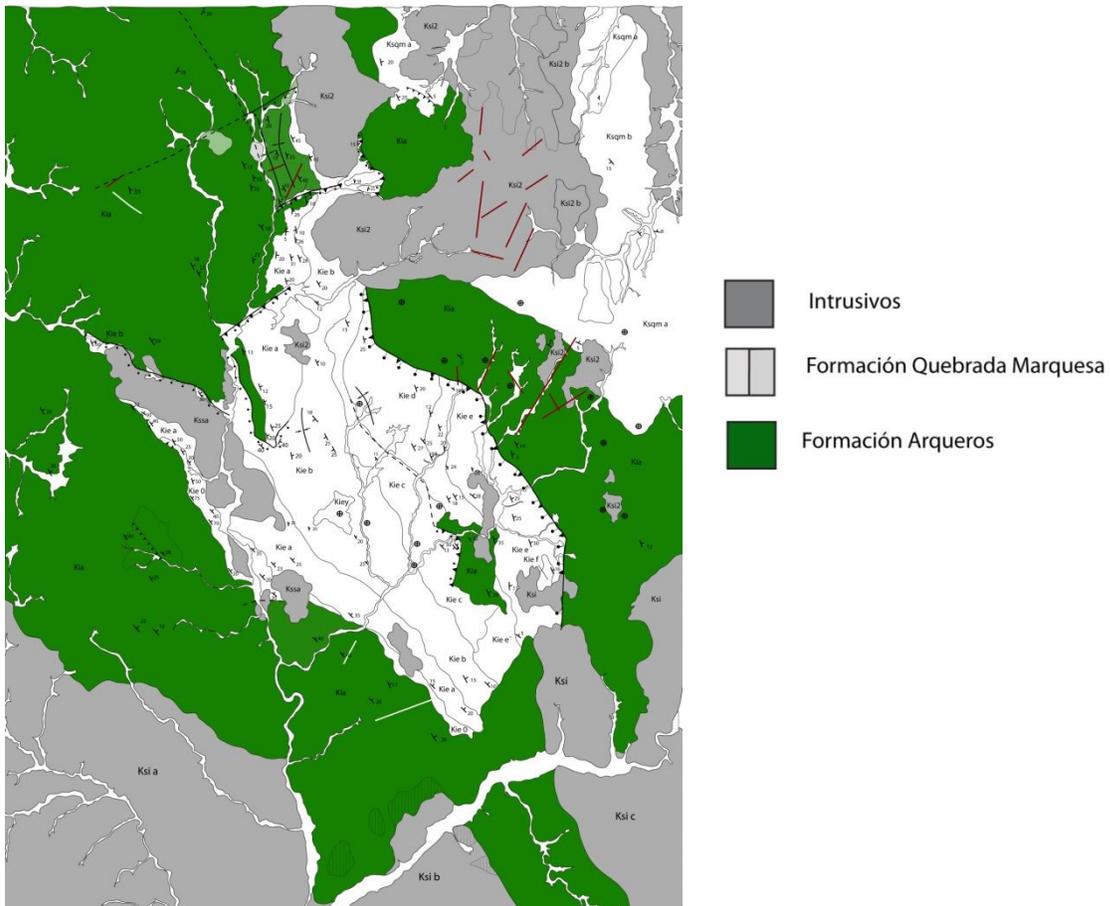


Figura 9: Distribución espacial de la Formación Arqueros en el área de estudio.

La sucesión volcánica en el lado oeste del área de estudio se presenta en franjas de disposición NNE -NNW con un manteo regional hacia el E-NE-SE. Mientras que en el lado este se dispone en una franja NS con un manteo subhorizontal en la zona de estudio y hacia el este, al este del distrito.

Litología

En el área de estudio, la Formación Arqueros se presenta como una sucesión volcánica, constituida por intercalaciones de capas de:

- Lavas andesíticas a andesíticas basálticas grises homogéneas con textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y hornblenda en una masa fundamental afanítica de colores pardos a grises azulados (figura 10). Al oeste del área de estudio se presentan pequeñas intercalaciones métricas de andesitas de textura porfírica, con grandes fenocristales tabulares (mayores que 2 cm), definidas como lavas “ocoíticas” (etimológicamente este término deriva del pueblo de Ocoa, donde Thomas (1958) definió el miembro Ocoa de la Formación Veta Negra) (figura 11). Cerca del contacto con la sucesión sedimentaria se observa la roca, con una matriz azulosa y con una fuerte alteración propilítica. La potencia de estas capas varía entre metros y decenas de metros.
- Aglomerados volcánicos con clastos de andesita y matriz andesítica (figura 12). Los clastos varían entre 2 cm y 30 cm de tamaño, se presentan angulosos en algunas capas y en otras más redondeadas. la potencia de estas capas varía entre metros y decenas de metros.
- Brechas volcánicas con clastos andesíticos a andesíticos basálticos de tamaño variable entre 3 mm y 10 cm, la matriz es de color rojizo (figura 13). Presenta alteración propilítica a albítica cerca de la sucesión sedimentaria. La potencia de estas capas varía entre metros y decenas de metros.



Figura 10: Andesitas basálticas grises microcristalinas



Figura 11: Andesitas con textura ocoítica al oeste del área de estudio



Figura 12: Aglomerados volcánicos



Figura 13: Brechas volcánicas con clastos de lavas andesíticas y matriz roja

Ambiente de Deposición

El ambiente de deposición para la Formación Arqueros en el área de estudio, sería netamente volcánico. No se observan intercalaciones marinas o sedimentarias que puedan dar alguna noción de estar cercanas al mar o al continente, aunque fuera del área de estudio se encuentran algunas intercalaciones calcáreas (Rivano y Sepúlveda, 1991).

Sobre las distintas litologías en la sucesión volcánica, parecieran haber varios eventos seguidos, caracterizados por una composición intermedia a básica, que habrían consistido principalmente en flujos de lava intercalados con episodios extrusivos.

Correlaciones

Dataciones realizadas por Morata et al. (2008) obtuvieron edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (calentamiento por pasos en horno y mediante láser) en plagioclasas de $114,1 \pm 0.5$ Ma y $111,3 \pm 0.9$ Ma en el miembro Ka₃ de la Formación Arqueros a la latitud de La Serena (29°S). Estas edades esencialmente Aptianas son difíciles de extrapolar, debido a la distancia entre la locación donde se tomaron las muestras y la zona de estudio, representando de esta forma edades mínimas para la sucesión volcano sedimentaria, implicando que en la zona de estudio las edades pueden llegar a ser hasta del Jurásico Superior.

Debido a lo anterior, la Formación Arqueros representaría en la zona el arco magmático del Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Correlacionándose con la Formación Punta del Cobre (Segerstrom y Ruiz, 1962; Marscik y Fontboté, 2001), que constituye el arco magmático del Jurásico-Cretácico Inferior a entre los 29°-26° S, con edades entre 195-125 Ma (Taylor et al., 2007).

Entre los 33°-32° S se encuentra la Formación Horqueta (Thomas, 1958; Piracés, 1976), formada por una alternancia de lavas andesíticas basálticas y niveles de brechas volcánicas y tobas riódacíticas con intercalaciones de rocas sedimentarias detríticas (Rivano, 1996). La edad de esta formación solo puede ser establecida por su posición estratigráfica, sobre la Formación Cerro Calera (Bajociano Superior) y por infrayacer a la Formación Lo Prado,

otorgándosele una edad entre el Jurásico Medio y Cretácico Inferior, representando de esta forma el arco magmático de ese período y siendo correlacionable tanto con la Formación Arqueros como a la Formación Punta del Cobre.

3.2.2 Formación Quebrada Marquesa

Sobre la sucesión volcánica correspondiente a la Formación Arqueros se reconoció al centro y noreste del área de estudio una sucesión volcano sedimentaria con un miembro inferior marino y otro miembro superior continental que Rivano y Sepúlveda (1991) correlacionó con la Formación Quebrada Marquesa definida por Aguirre y Egert (1962).

El miembro inferior marino se definió por Rivano y Sepúlveda (1991) como el miembro El Espino, que en este estudio se dividió en 7 sub miembros. El miembro superior continental fue definido por Rivano y Sepúlveda (1991) como el miembro Quelén, que en este estudio se dividió en 2 submiembros.

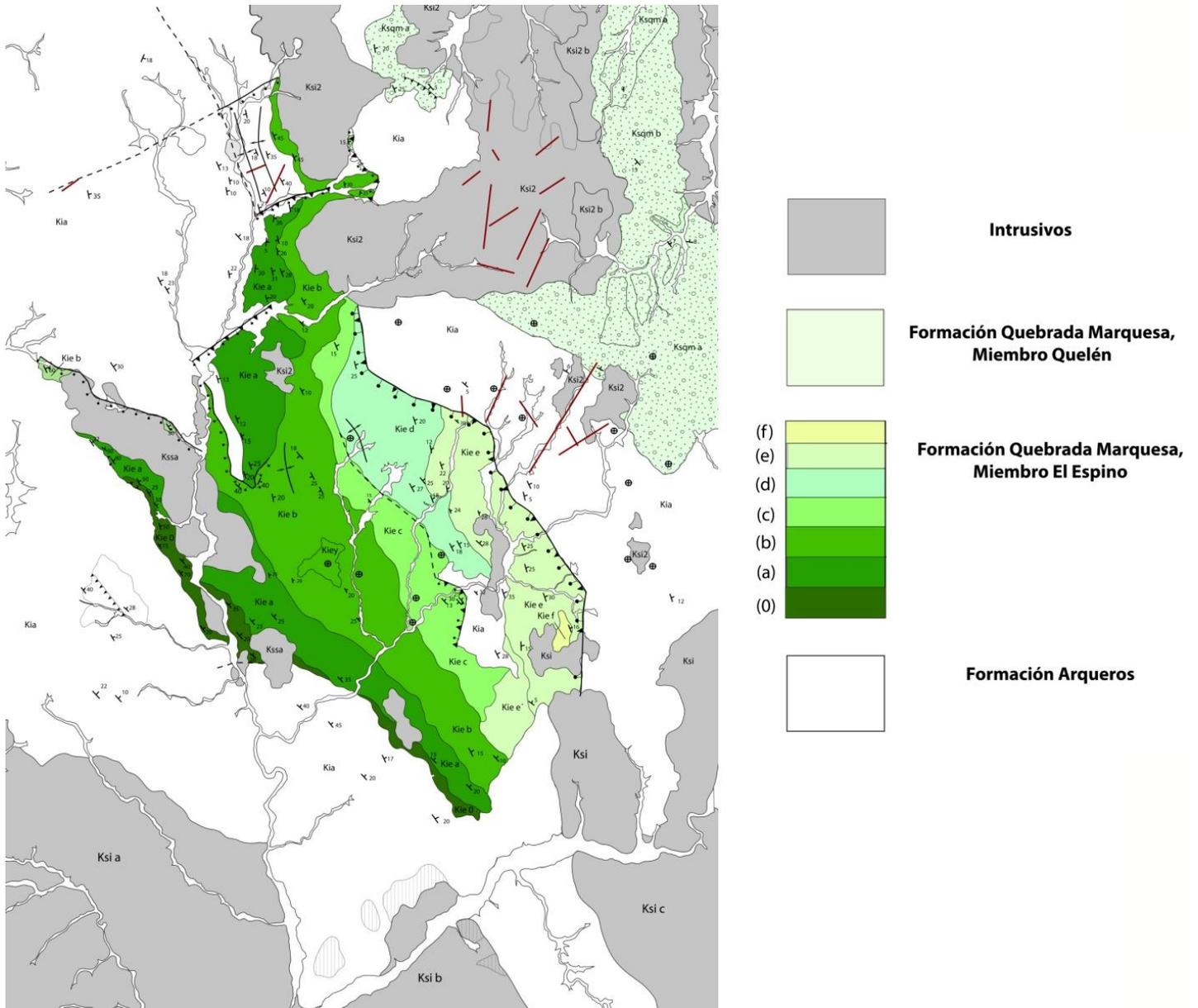


Figura 14: Distribución espacial de la Formación Quebrada Marquesa en el área de estudio

3.2.2.1 Miembro El Espino (Kie)

Miembro inferior de la Formación Quebrada Marquesa, correspondería a una sucesión sedimentaria marina Cretácico Inferior que habría sido descrita ya en el siglo XIX (Darwin, 1835). En el mapa geológico generado en este estudio se pudo separar este miembro en 7 sub miembros, diferenciados por cambios de litología y espesores. La sucesión de sub

miembros parece seguir la sucesión litológica de una cuenca marina (a la escala del área de estudio), donde se pudo además interpretar la geometría de esta a través de los cambios de ambiente vistos para cada sub miembro.

Distribución y relaciones estratigráficas

Se dispone al centro de la zona de estudio extendiéndose de norte a sur. Su base es concordante con la Formación Arqueros (esta relación se observa en el lado oeste del área de estudio) y hacia el este se dispone a través de un contacto por falla con la Formación Arqueros (observado en el cerro La Lluvia, La Despensa y Peladeros) (figura 8; Anexo 1). Los estratos se disponen con una orientación NNW y un manteo regional hacia el E, con algunas variaciones locales. La potencia para el Miembro El Espino varía de norte a sur llegando a ser de 1000 metros en su depocentro localizado al centro del área de estudio (figura 8).

Los sub miembros de la sucesión sedimentaria marina se disponen en franjas de orientación NNW, todas ellas en contacto concordante, acuñaándose hacia el N y en algunos casos hacia el NE

Litología

A continuación se describirán los 7 sub miembros en los que fue separado el Miembro el Espino, presentándose de base a techo.

Sub Miembro 0 (Kie 0)

Sub miembro basal de la sucesión, se dispone con una orientación NW a desde el Cerro Las Gredas hasta el Cerro El Buitre, y no se registra en la zona norte de la sucesión sedimentaria. Su litología está compuesta de areniscas finas a medias bien estratificadas, con algunas capas de conglomerados de tamaño medio e (figura 15) intercalaciones de lava andesítica-andesítica basáltica en la porción basal (figura 16). Hacia el techo desaparecen las intercalaciones de lava y se encuentran intercalaciones de calizas grises y areniscas calcáreas. En los afloramientos al norte de la sucesión, en el cerro Las Gredas es

posible encontrar restos fósiles de ramas y troncos a un nivel muy local (afloramiento de unos 10 m). La potencia para este sub miembro en el sur del área de estudio es de 100 m; hacia el norte llega a los 250 m de espesor.

Interpretación: La parte basal es interpretado como un engrane leve de lavas de la Formación Arqueros con las capas de areniscas y conglomerados. Los fósiles de troncos son encontrados en la zona NW de del sub miembro de manera aislada, éstas pueden representar un ambiente fluvio deltaico a una escala local. Las capas de areniscas puede representar el paso a ambientes distales de planicie aluvial costera, tipo llanura de inundación, las intercalaciones de calizas pueden indicar un ambiente de tipo estuario representando el inicio de una transgresión marina, siendo esto representado por las capas de calizas y areniscas calcáreas encontradas.



Figura 15: Areniscas finas bien estratificadas



Figura 16: Niveles de lavas andesíticas

Sub Miembro a (Kie a)

Se dispone en la zona sur con una orientación NW desde el Cerro Las Gredas hasta el Cerro El Buitre, desplazándose a NS hacia el norte desde el Cerro Varillan hasta Ravanales. Su

litología está compuesta en su base por areniscas de grano fino a grueso con intercalaciones de conglomerados en la base (figura 17). Hacia su techo se encuentran intercalaciones de capas de calizas grises bien laminadas con nódulos de chert (figura 18). La potencia para este sub miembro varía de 100 metros en la zona más al sur hasta 500 metros en su depocentro para luego acunarse hacia el norte.

Interpretación: Esta sub unidad es bastante similar a la descrita anteriormente, las areniscas con capas de conglomerados habrían sido depositadas durante el inicio de la subida del nivel del mar. La sub unidad partiría en un ambiente de estuario y comenzaría a ser rellenado en retrogradación por sistemas canalizados fluviales con influencia de marea, para finalmente llegar a las capas de lutitas calcáreas que representarían el máximo de transgresión marina y profundización de la cuenca.

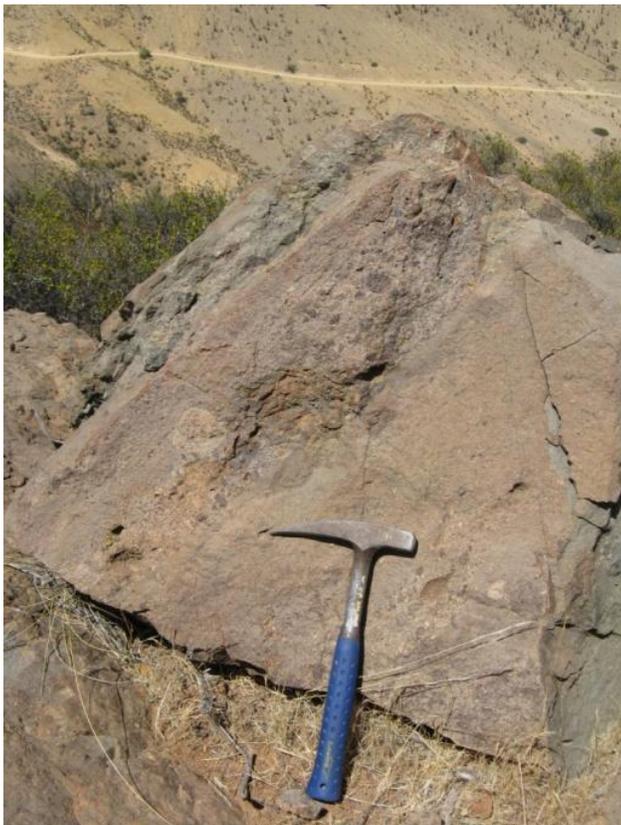


Figura 17: areniscas finas a gruesas con intercalaciones de conglomerados



Figura 18: Calizas grises bien laminadas

Sub Miembro b (Kie b)

Se dispone a lo largo de la toda la sucesión sedimentaria variando su orientación de NNW desde el Cerro Bandurrias hasta la Cuesta Los Pavos y una orientación NS hacia el norte, desde el cerro Varillán hasta Farellón Vásquez. Su litología está representada por un paquete de margas (figura 20) con interdigitaciones de areniscas calcáreas e intercalaciones de calizas grises laminadas (figura 20) en su base. Este sub miembro se presenta muy frágil y aparece bastante deformado y fallado. Hacia el centro de la sucesión sedimentaria se encuentra un paquete de yeso estratificado de color gris (Kie y). La potencia en esta zona varía entre 100 metros en su extremo sur y 400 metros en su depocentro para luego acuñarse hacia el norte.

Interpretación: La sucesión depositacional de este sub miembro representarían el inicio y término de la regresión marina a lo largo de la cuenca. Las calizas grises laminadas serían representativas de una plataforma carbonatada y las margas estarían representando un alto aporte clástico. El paquete de yeso encontrado en el sub miembro podría representar la colmatación de la cuenca en la zona del depocentro, o un ambiente anóxico por una circulación restringida.



Figura 19: Sucesión de margas



Figura 20: calizas grises laminadas

Sub Miembro c (Kie c)

Areniscas de grano grueso a fino laminadas de color gris (figura 21) en la base que se empiezan a interdigitar con limolitas y lutitas calcáreas fétidas hacia su techo y muy escasos niveles de caliza gris bien laminada. Este paquete se dispone con una orientación NNW acuñándose hacia el norte y hacia el sur pasando a ser otro sub miembro continental y dejando al techo de la sucesión con un contacto discordante con la Formación Arqueros. La potencia para este paquete varía entre 70 y 150 metros en su depocentro.

Interpretación: El paso de areniscas de grano fino a grueso a limolitas y lutitas calcáreas fétidas representaría una nueva transgresión del ciclo marino, pasando a litologías más profundas. Las limolitas y lutitas calcáreas fétidas representaría un ambiente anóxico, que podría indicar una profundización de la cuenca o la disminución o cese de nuevos aportes de agua.



Figura 21: areniscas finas a gruesas laminadas

Sub Miembro d (Kie d)

Este sub miembro presenta fuertes variaciones litológicas de norte a sur, pasando de una sucesión de calcilitas fétidas laminadas (figura 22) con intercalaciones de areniscas calcáreas e intercalaciones de caliza gris fina laminada a una sucesión volcano-sedimentaria continental, de areniscas gruesas grises hacia la base pasando a areniscas de color rojo y conglomerados con intercalaciones de lava andesítica. Los últimos presentarían una fuerte alteración propilítica, donde es posible observar una matriz epidotizada (figura 23).



Figura 22: Sucesión de calcilitas laminadas con nódulos de chert.



Figura 23: Conglomerados con alteración propilítica presentando una matriz epidotizada.

La potencia para este paquete varía entre 100 y 200 metros en su depocentro para luego acunarse hacia el norte, se dispone con una orientación NNW y un contacto por falla al noreste con la Formación Arqueros (observable cerca del Cerro La Lluvia). Hacia al sur, entre el Cerro La Despensa y Plan de Hornos sobreyace de forma concordante a la

Formación Arqueros.

Interpretación: Las calcilutitas fétidas laminadas con intercalaciones de areniscas calcáreas hacia el techo representarían el inicio de una regresión marina, donde se pasa de una litología de gran muy fino a una de grano fino a medio. Las intercalaciones de calizas en las areniscas calcáreas disminuyen hacia el techo de esta sub unidad, esto podría indicar un ambiente de tipo estuario, donde el aporte marino es menor, representando una transición de facies. La transición en la zona NE de esta unidad a areniscas grises a rojas y conglomerados representarían el término de la regresión y el paso a un ambiente continental.

Sub Miembro e-e' (Kie e-Kie e')

Se subdivide en una sucesión sedimentaria marina constituida en su base por calcilutitas con intercalaciones de areniscas calcáreas de grano fino (figura 24) y por calizas finas grises con algunas intercalaciones de margas hacia su techo (Kie e), y una sucesión continental de areniscas finas a media de color gris (figura 25) y rojo con intercalaciones finas de lava andesítica (Kie e') encontradas exclusivamente al sur de la sucesión marina.



Figura 24: calcilutitas con intercalaciones de areniscas calcáreas de grano fino



Figura 25: areniscas de tamaño medio color gris

La sucesión marina se dispone con una orientación NNW en contacto discordante con la Formación Arqueros hacia el este del área. La sucesión volcano sedimentaria sigue la misma orientación, pero con su base en contacto de engranaje con el sub miembro Kie c y en un contacto en forma de “onlap” con la Formación Arqueros en el afloramiento encontrado al centro de la sucesión marina al SE. Hacia el este, cerca del Cerro la Despensa, se encuentra un contacto por falla entre el sub miembro y la Formación Arqueros. La potencia para este sub miembro varía entre 100 y 300 metros en su depocentro.

Interpretación: El paso de calcilutitas a calizas laminadas con intercalaciones de margas hacia su techo se encuentra en el SW del sub miembro, y podría representar el inicio de una regresión marina y colmatación de la cuenca, pasando de una litología profunda a una

más somera y de aporte clástico (las margas). La litología de grano más grueso encontrado al sur de la cuenca (Kie e') podría estar representando un acuífero de esta, donde las areniscas rojas representarían un ambiente continental.

Sub Miembro f (Kie f)

Sucesión volcánica extrusiva representada por brechas volcánicas polimíctica clasto soportada (figura 26). La matriz es una lava afanítica de color gris verdoso y los clastos son de lava andesítica-adesítica basáltica. Su afloramiento se reduce a una pequeña zona al sur de la sucesión sedimentaria y representa el techo de ésta. Su potencia es de 50 metros.



Figura 26: brecha volcánica polimíctica clasto soportada

Interpretación: Esta sucesión volcánica indicaría el término del ambiente marino y el inicio del volcanismo, si se relaciona además con la sucesión de areniscas rojas que lo subyace se podría inferir un ambiente volcánico continental.

Ambiente Depositional y Ciclo Sedimentario

El ambiente deposicional del Miembro El Espino correspondería a un régimen marino en

regresión. Las interpretaciones hechas para cada sub miembro indicarían dos posibilidades dentro del ciclo sedimentario: El primero sería que existen dos depocentros representados por los sub miembros a y el techo de c, donde estratigráficamente uno se encuentra sobre el otro. Otra posibilidad es la existencia de dos ciclos marinos, donde se tuvo un primer ciclo de transgresión regresión representados por las sub unidades 0, a y b, y un segundo ciclo representado por c, d y e.

Los restos vegetales, los niveles de estromatolitos (Rivano y Sepúlveda, 1991) y de yeso, indicarían un clima de tipo sub tropical, un ambiente costero húmedo y cálido con alta evaporación.

Correlaciones

Al Miembro El Espino se le atribuye una edad mínima del Neocomiano Superior, basado en dataciones K-Ar hechas a intrusivos dioríticos asignadas a una edad entre 85 y 134 Ma (Rivano y Sepúlveda 1991) que intruyen el Miembro Quelén de la Formación Quebrada Marquesa. Por lo tanto, el Miembro El Espino correspondería a una cuenca marina de edad Jurásico Superior-Cretácica Inferior. Si la sucesión marina fuera de edad Cretácica Inferior se correlacionaría con la cuenca del Grupo Chañarcillo (Segerstrom y Parker., 1959; Segerstrom 1960; Segerstom y Ruiz., 1962) de la región de Copiapó y la Formación Lo Prado (Thomas, 1958) ubicada en Chile Central, ambas de la misma edad y representativas de un evento de un ambiente de extensión cortical.

3.2.2.2 Miembro Quelén (Ksqm)

Al este del área de estudio, sobre la sucesión volcánica correspondiente a la Formación Arqueros se reconoce una sucesión sedimentaria continental que Rivano y Sepúlveda (1991) definió como el Miembro Quelén, que sería el miembro superior de la Formación Quebrada Marquesa. En este estudio se dividió este miembro en 2 sub miembros; uno esencialmente sedimentario, y otro volcano sedimentario.

Distribución y relaciones estratigráficas

El Miembro Quelén se distribuye en una franja de orientación esencialmente NS en el NE del área de estudio. Su base es concordante con la Formación Arqueros y su techo en el área de estudio no está expuesto, los sub miembros de este miembro se disponen a través de un contacto paraconcordante y una disposición subhorizontal. La potencia estimada para este miembro no es estimable debido a la ausencia de su techo en el área de estudio, pero podría superar los 500 m.

Litología

Las rocas del Miembro Quelén en el área de estudio son esencialmente volcano sedimentarias, dividiéndose en dos miembros, descritos a continuación de base a techo.

Sub Miembro a (Ksqm a)

Consiste en un paquete de conglomerados polimícticos clasto soportado de hasta 20 cm (figura 27). La matriz es de arenisca fina y los clastos presentan redondeamiento. La litología de estos últimos consiste en lavas andesíticas-andesíticas basálticas, intrusivos granodioríticos y clastos de cuarzo de proveniencia sedimentaria. Se presentan intercalaciones de areniscas de grano medio a fino con laminación. La potencia de este sub miembro en el área de estudio llegaría a los 100 metros.

Interpretación: Los conglomerados serían representativos de un ambiente netamente continental, de acuerdo a la madurez textural y madurez composicional media, esta unidad indica un retrabajo alto pero con bajo transporte debido a su baja a media selección. El tamaño de los clastos indica un ambiente de deposición de alta energía, con facies de menor energía evidenciadas por las intercalaciones de areniscas. El ambiente deposicional inferido es netamente continental específicamente aluvial con aportes fluviales y probablemente en parte lacustres debido a la presencia de areniscas finas laminadas.



Figura 27: Conglomerado polimítico clasto soportados

Sub Miembro b (Ksqm b)

Consiste en un paquete volcano sedimentario compuesto de los mismos conglomerados descritos anteriormente con intercalaciones entre 5 y 50 metros de una brecha volcánica con clastos de andesita entre 2 y 20 cm con una matriz afanítica de color gris verdoso (figura 28). La potencia para esta sucesión superaría los 100 metros pero es imposible precisar más, ya que su techo se encuentra fuera del área de estudio.



Figura 28: Brecha volcánica con clastos de andesita

Interpretación: El ambiente deposicional de este sub miembro sería bastante similar a la del primer sub miembro, diferenciándose por la aparición de capas de brechas volcánicas que implicaría un retorno o reactivación del volcanismo a la zona. Estas brechas podrían correlacionarse con las encontradas en el sub miembro f del Miembro El Espino, implicando que la vuelta del volcanismo puede haber ocurrido en ambas partes al mismo tiempo, o que las condiciones continentales permitieron a estos tipos de sedimentos o depósitos llegar a ese lugar.

Ambiente deposicional

Como se puede observar para ambos sub miembros, el ambiente de depositación sería netamente continental, representando un ambiente aluvial, con aportes fluviales y posiblemente lacustres, con episodios volcánicos esporádicos representados por las

intercalaciones de brechas.

Correlaciones

La edad para el Miembro Quelén es esencialmente Cretácico Inferior, con dataciones en cuerpos intrusivos de K-Ar entre 85 y 134 Ma (Rivano y Sepúlveda 1991). Entre los 29°-26° S esta unidad, netamente continental, se puede correlacionar con parte del miembro inferior de la Formación Cerrillos (Segerstrom y Ruiz, 1962; Jensen y Vicente, 1976; Arévalo 1995; Marschik y Fontboté, 2001), constituida por conglomerados con intercalaciones de volcanismo subareal. La edad de esta formación en su miembro inferior varía entre los 110,7 y los 9,7 Ma y en su parte superior llega hasta los 69,5 Ma (Maksaev et al., 2009). Ambas formaciones estarían representando el abrupto cambio de la sedimentación marina carbonatada de cuenca de tras arco, a un ambiente netamente continental durante fines del Cretácico Inferior (Segerstrom y Parker, 1959; Zentilli, 1974; Jurgan, 1977; Pérez et al., 1990; Arévalo, 2005).

Entre los 32°-33°S el cambio de ambiente, de sedimentación marina a continental se vería representado por la unidad conglomerádica correspondiente a la Formación Las Chilcas (Thomas, 1958; Piracés y Maksaev, 1977; Rivano 1996), cuya litología es descrita como una variación lateral y vertical entre conglomerados, aglomerados, calcilutitas hasta llegar a tener coladas andesíticas. Como se mencionaba en el marco geológico, el Miembro Quelén se podría correlacionar con la porción inferior de esta formación.

3.2.3 Depósitos Cuaternarios No Consolidados

Corresponden a depósitos fluvio-aluviales del tipo grava y arenas con mala o media selección. Se encuentran rellenando quebradas y en algunos sectores se encuentran cortados por depósitos aluviales menores.

3.3 Rocas Intrusivas

Las series estratigráficas presentadas en el capítulo anterior se encuentran intruidas por cuerpos intrusivos o plutones que pueden ser observadas en el área de estudio, las edades de estos cuerpos intrusivos variarían entre el Cretácico Superior hasta posiblemente el Paleógeno, pero no existen dataciones lo suficientemente cerca para determinar con seguridad la edad exacta de estas unidades.

Se distinguen al menos 5 unidades, de una litología que varía entre granodiorita a diorita (figura 30), que aflorarían en:

Zona Norte: Unidad intrusiva dividida en dos miembros; el primero se encuentra en el centro y es de composición granodiorítica (Ksi2 b), el segundo se encuentra alrededor de este presentando una composición diorítica (Ksi2). Los afloramientos de esta unidad varían de un tamaño métrico a kilométrico. Esta unidad, por literatura, se correlaciona con la Unidad San Lorenzo pero no existen dataciones lo suficientemente cercanas como para aseverar esto, y por las rocas que intruye, podría ser parte también de la Superunidad Illapel.

Zona Centro: Sill andesítico de textura porfírica, con afloramientos de tamaño métrico a kilométrico (Kssa).

Zona sur: Debido a problemas de acceso, se identificó solo una unidad indiferenciada, por lo que se recopilaron trabajos de mapeo anteriores (Geología de Campo II, semestre otoño, 2002) donde esta unidad fue diferenciada en 3 cuerpos intrusivos de litología distinta (Ksi a, Ksi b, Ksi c). Estas unidades intrusivas serían parte de la Superunidad Illapel, específicamente a la Unidad Chalinga.

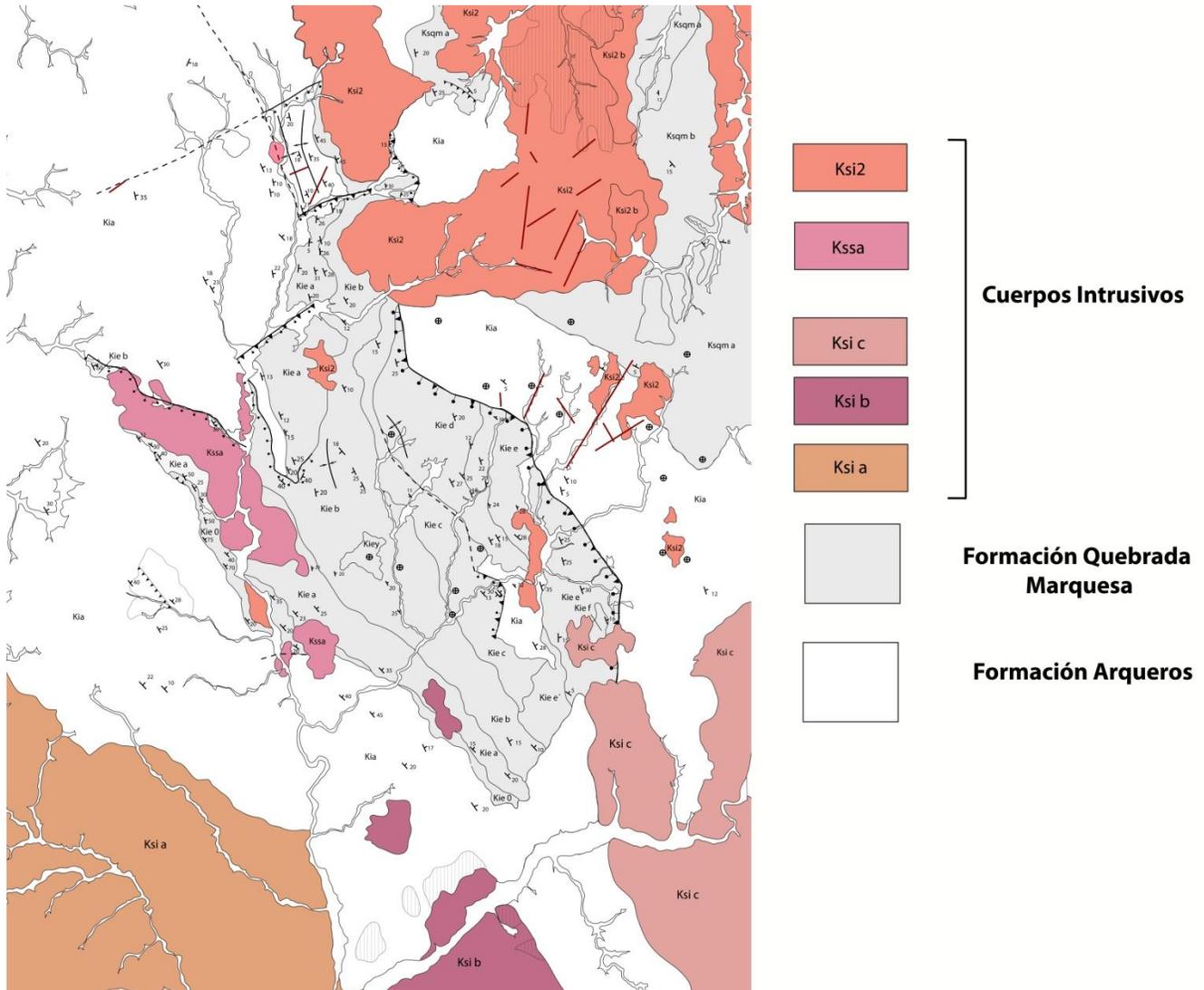


Figura 30: Distribución espacial de los intrusivos en el área de estudio

3.3.1 Superunidad Illapel - Unidad Chalinga (Ksi)

Distribución y relaciones de contacto

La unidad aflora principalmente en la zona sur del área de estudio, alrededor del camino nuevo a Combarbalá y el camino a Farellón Sánchez. Abarca aproximadamente 32 km² y se pudo diferenciar en 3 unidades intrusivas distintas.

Ksi a: Esta unidad se dispone al SE del área de estudio intruyendo a la Formación Arqueros, al oeste de la Quebrada Tunquén y al sur del Cerro Grande, su extensión es de aproximadamente 20 km². Corresponde principalmente a una roca granodiorítica de anfíbola con textura fanerítica, holocristalina, inequigranular y leucocrática, con cristales subhedrales de 1mm a 1 cm (Figura 31).



Figura 31: Granodiorita de anfíbola perteneciente a Superunidad Illapel en el SW del área de estudio

Ksi b: Esta unidad se dispone al SSE del área de estudio, alrededor de la Quebrada Chillán y al este de la Quebrada Tunquén intruyendo a la Formación Arqueros, su límite este lo constituye las labores menores de El Romero y su límite norte las labores menores de La Verde. Su composición es predominantemente monzodiorítica a monzonítica, holocristalinas, faneríticas de grano fino a medio, hipidiomorfas, leucocráticas de textura inequigranular. En los bordes del cuerpo se observan diques graníticos, alteración hidrotermal y una aureola de contacto de 30 a 50 m.

Ksi c: Se dispone al SW del área de estudio, alrededor de la Quebrada Chillán donde se

encuentra intruyendo a la Formación Arqueros y parte del Miembro El Espino, su límite norte lo constituye el Cerro Talhueruda. Su composición es predominantemente diorítica, variando de dioritas a dioritas cuarcíferas de anfíbola. Son holocristalinas, faneríticas de grano fino a medio, hipidiomorfas, leucocráticas a mesocráticas de texturas principalmente porfírica y masa fundamental de textura felsosídica.

3.3.2 Unidad Diorítica - Unidad San Lorenzo (Ksi2)

Distribución y relaciones de contacto

La unidad aflora al NE del área de estudio, al este de la cuesta El Espino y del proyecto minero del mismo nombre. Abarca aproximadamente 16 km², se encuentra en contacto intrusivo con la Formación Arqueros y Quebrada Marquesa (con sus dos miembros). Como se mencionaba anteriormente, no existen dataciones recientes o cercanas a los afloramientos de esta unidad en el área de estudio, por lo que podría perfectamente constituir parte de la Superunidad Illapel, ya que presenta una litología similar a la vista en afloramientos de esta última en la zona de estudio, por lo mismo a lo largo de este estudio se hablará de esta como la Unidad Diorítica.

Litología

Corresponde a un cuerpo intrusivo cuyo primer miembro (a) constituye aproximadamente el 80% de la unidad formada por un conjunto de cuerpos dioríticos porfídicos y microgranulares (Ksi2) con un segundo miembro (b) que aflora en el medio, de composición granodiorítica (Ksi b).

Miembro a

Diorita de textura fanerítica, holocristalina, hipidiomórfica e inequigranular de grano fino (0.5-1mm). Los minerales félsicos representan un 30% de la roca y corresponden a plagioclasa (80%), feldespato potásico (15%) y cuarzo (5%), los minerales máficos presentes corresponden a anfíbola (80%) y piroxeno (20%), por lo tanto correspondería a una diorita de anfíbola. Hacia sus extremos la textura cambia a afanítica pasando a ser una

microdiorita (Figura 32).



Figura 32: Granodiorita de anfíbola perteneciente a miembro b de la Unidad San Lorenzo ubicado al NE del área de estudio

Esta unidad en el extremo norte del área de estudio, al norte del Plano de Llahuín y al este del Cerro El Morado presenta una zona completamente argilizada de aproximadamente 3 km², en que la roca presenta un color café y con su protolito casi irreconocible. Se encuentran una serie de vetas de óxidos y sulfuros de Cu en este lugar.

Sub miembro b

Granodiorita de textura fanerítica, holocristalina e inequigranular. Los minerales félsicos representan el 60% de la roca total y corresponden a cuarzo (30%), plagioclasa (50%) y feldespato potásico (20%), los minerales máficos presentes corresponden a anfíbolos; por lo tanto la roca correspondería a una granodiorita de anfíbola (Figura 33).



Figura 33: Intrusivo microdiorítico correspondiente al borde occidental de la Unidad San Lorenzo ubicado en el NE del área de estudio

3.3.3 Sill andesítico (Kssa)

Distribución y relaciones de contacto

Esta unidad aflora en el límite oeste del Miembro El Espino entre el Cerro Las gredas y el Cerro Redondo con una elongación NW-NNW. Se encuentra en contacto intrusivo con la Formación Arqueros en su extremo norte y con El Miembro El Espino en el resto de su extensión.

Litología

Corresponde a un filón de una potencia aproximada de 500 m de composición andesítica y textura porfírica, con una matriz afanítica color gris azulado y con fenocristales de plagioclasa (0.5 cm) y anfíbola (0.2 cm). Hacia sus bordes los fenocristales disminuyen de tamaño hasta llegar a 1 mm.

3.4 Estructuras

Este estudio fue realizado con un énfasis estructural, por lo que parte importante del mapeo realizado en terreno consistió en la recopilación in situ de datos de basculamientos, pliegues y fallas a distintas escalas, etc. Se recolectaron más de 150 medidas de rumbo y manteo (figura 34) con el fin de poder refinar y tener una mejor interpretación de las estructuras en la zona, cualquiera sea su orden.

Una revisión detallada en planta muestra que la distribución de las series marinas está limitada hacia el este por lineamientos formando un contacto por falla con la Formación Arqueros. Siguiendo esta idea se podría pensar en la existencia de una cuenca pull apart, como lo propuesto por Marquardt et al. (2009) o la de una cuenca de tipo hemigraben.

La zona de estudio se puede dividir en dos dominios estructurales principales (figura 34); uno constituido por la mitad oeste del área (Dominio oeste), que se caracteriza por un manteo regional al este, presentando estructuras (fallas y pliegues) locales de menor escala, y estructuras de mayor escala (extensión del orden kilométrico), y otro, al este del área de estudio (Dominio este), caracterizado por manteos subhorizontales y la ausencia de deformación en el área de estudio.

A la escala de la zona de estudio se hablará de fallas de primer orden como fallas maestras de una extensión del orden de hasta 10 km, y una serie de fallas subsidiarias denominadas como fallas de segundo orden que tendrían una extensión de hasta 2 km. Las estructuras encontradas a escala de afloramiento (metros y decenas de metros) serán denominadas de tercer orden.

Las fallas de primer, segundo y tercer orden tienden a mostrar rasgos compresivos posteriores que muestran que existiría algún nivel de herencia estructural de las estructuras. Este patrón se acoplaría al concepto de “inversión estructural”, por lo que se hace necesario una explicación simple del concepto con el fin de utilizarlo más adelante.

3.4.1 El Concepto de Inversión Estructural

La inversión estructural es un concepto que ha sido desarrollado en base a los avances de estudios de líneas sísmicas hechas para la industria petrolera y se han reconocido casos de cuencas invertidas hace mucho tiempo.

Este proceso ocurriría cuando en una cuenca controlada inicialmente por fallas extensionales, se reactivan estas últimas con un movimiento inverso producto de una compresión tectónica posterior. De esta manera se puede hablar también del concepto de una inversión estructural “negativa”, la cual ocurriría cuando el acortamiento litosférico es reactivado en extensión, siendo este último caso poco frecuente (Cooper y Williams, 1989).

Estudios sísmicos muestran que muchas de las cuencas extensionales se relacionan con hemigrábenes asimétricos, compuestos por una serie de fallas antitéticas a la falla principal (fallas en dominó), con cambios periódicos en el manto de la falla, formando lo que se denomina “fallas lítricas” (explicado en el capítulo a continuación).

Es por eso que Bally (1984), modeló la inversión estructural usando una simple geometría de un hemigraben sobre una falla lítrica. De esta manera se define una *inversión parcial*, cuando hay reactivación de parte de la falla normal a inversa y las capas pre-rift en el basamento están en clara extensión, mientras que las capas post-rift están en clara compresión. Una *inversión total* en tanto, se genera cuando toda la falla normal es reactivada como inversa sin saltos extensionales a través de la falla en secuencia pre-rift, reconstituyendo la estratigrafía previa al hemigraben, produciendo una extrusión del material syn-rift (Bally, 1984) (figura 35).

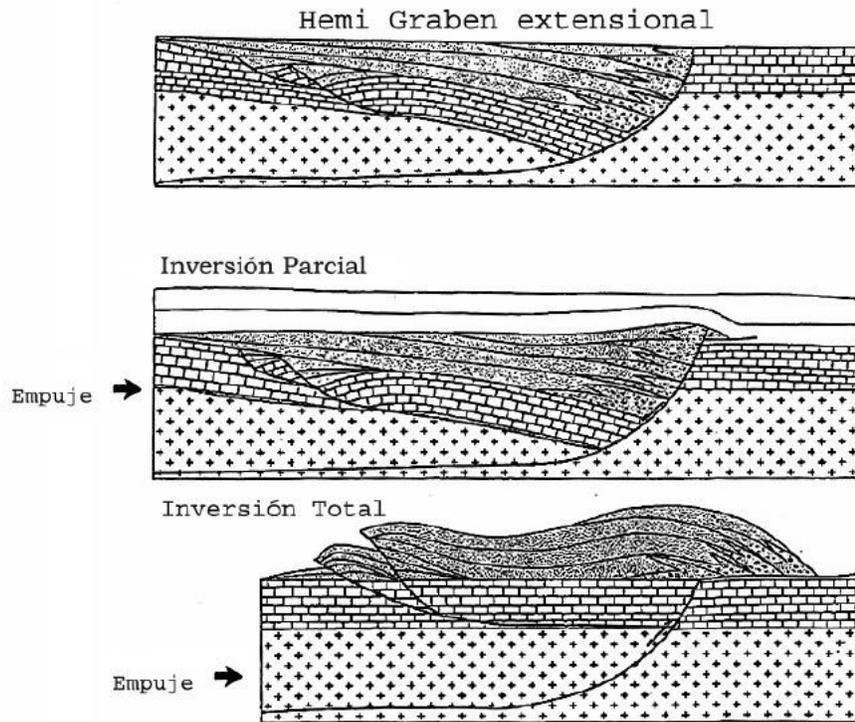


Figura 35: Perfil esquemático de un hemigraben extensional, inversión parcial e inversión total. Para los últimos dos casos es necesario una compresión a la cuenca (modificado de Bally 1984)

A fin de cuantificar el movimiento de las fallas, se dividen las secuencias encontradas en secuencias previas al desarrollo de la falla normal, o *pre-rift*, contemporáneas al movimiento de la falla normal, o *syn-rift* y cuando la falla deja de actuar, o *post-rift* (figura 36).

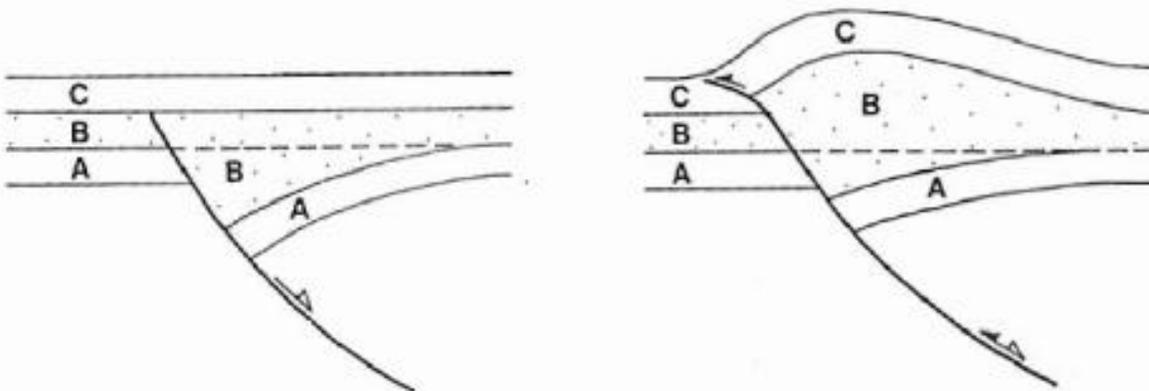


Figura 36: Diagrama esquemático de una inversión estructural de una falla normal lítrica. A, B y C son secuencias estratigráficas donde A sería pre-rift, B sería syn-rift y C sería post-rift. En el esquema a la derecha se aprecia una inversión de la falla normal parcial (Williams et al., 1989)

Un movimiento contraccional desplazará primeramente las secuencias post-rift y luego progresivamente las secuencias syn-rift. Las fallas individuales pueden mantener signos de extensión en profundidad y mostrar contracción asociada a crecimientos de anticlinales en la superficie de la parte superior denominados como “anticlinales de roll over invertidos” o estructuras tipo “arpón”. Los sedimentos que rellenan la cuenca pueden ser extruidos mostrando una deformación interna, cabalgamientos, retrocabalgamientos o zonas de intensa deformación cercanas al bloque rígido de la pared yacente “butressing” donde se es posible encontrar todos los estilos de deformación.

Las estructuras mencionadas anteriormente facilitarán el reconocimiento de una inversión tectónica en una cuenca, por lo que serán de importancia en la descripción de estructuras que se presentan a continuación.

3.4.2 Dominios Estructurales

Como se mencionó anteriormente, con el fin de simplificar la descripción y explicación de las estructuras encontradas en el área de estudio, se dividió esta en dos dominios estructurales (figura 34).

Cabe recalcar que el uso de los términos de cuenca se limita a la escala del área de estudio, correspondiendo a una sub cuenca. Lo anterior sería debido a que el borde de cuenca principal del Jurásico Superior-Cretácico Inferior se encontraría en la zona de la Alta Cordillera de San Juan, evidenciado por el “Sistema de Rift Mercedario” de la cuenca La Ramada (Álvarez, 1999; 2006) en Argentina, lo que implicaría que lo observado en el distrito El Espino correspondería a un sistema secundario asociado a este sistema de rift.

El dominio oeste sería el que concentraría la mayor parte de la deformación expuesta en superficie, donde se destacan dos fallas normales levemente invertidas de primer orden (figura 37), una serie de fallas normales levemente invertidas en echelón, fallas de borde de cuencas secundarias y pliegues de segundo orden (figura 37), y una serie de estructuras de tercer orden que serían de suma importancia para poder caracterizar el modelo estructural para la zona de estudio.

Estos rasgos principales caracterizarían la geometría de la cuenca rellenada por sucesiones sedimentarias marinas, en que las fallas de primer orden, serían fallas de borde de cuenca (a la escala de este estudio) formando un contacto por falla entre el Miembro El Espino y la Formación Arqueros, en el límite este de la sucesión sedimentaria. De esta forma la arquitectura de la cuenca vendría a ser la de un hemigraben, cuya falla de borde se encontraría al este de la zona de estudio, específicamente en el contacto por falla entre el Miembro El Espino y la Formación Arqueros.

extensional. Además, existieron varios eventos compresivos posteriores que se evidencian por una serie de fallas inversas de segundo y tercer orden, plegamiento, y antiguas fallas normales invertidas.

a. Estructuras de primer orden

Las estructuras de primer orden consisten en dos fallas normales levemente invertidas, La Falla El Espino en el borde este y la Falla La Yesera ubicada al oeste de la anterior. Estas estructuras estarían controlando la geometría de la sucesión sedimentaria y su depocentro.

Falla El Espino: Se dispone en el límite oriental (desde el Cerro Peladeros hasta la Loma Panzona) de la sucesión sedimentaria marina formando un contacto por falla entre El Miembro El Espino y la Formación Arqueros, siendo la falla de borde de la sub cuenca (figura 38). Su extensión es de aproximadamente 15 km con un rumbo NNW-NW, manteo oeste y con rechazos que se pueden estimar de hasta los 600 m.

A lo largo de la traza de la falla se encuentra la Superunidad Illapel intruyendo en la zona sur (Cerro Peladeros) y la Unidad diorítica en la zona norte (Cerro Talhuenal, Cerro La Torre). Se puede deducir a partir de esto, que las unidades plutónicas deben haber intruido a través de la falla, esta relación puede apreciarse con todos los cuerpos intrusivos en la zona.

Los manteos de la sucesión sedimentaria aumentan progresivamente a medida que se acercan a la falla y hacia el norte (en el prospecto El Espino), llegando a 45° en el límite de la sucesión sedimentaria. Las estructuras de menor orden y las secciones estructurales que se explicarán posteriormente ayudarían a interpretar que esta falla estaría levemente invertida.

Falla La Yesera: se dispone a 1.5 km oeste de la Falla el Espino con un rumbo NNW-NW y aflora en la zona sur, aunque la distancia de separación va disminuyendo progresivamente hacia el norte hasta juntarse con la Falla El Espino.

Al oeste de Plan de Hornos se observa un contacto por falla entre el Sub Miembro c de la sucesión sedimentaria y la Formación Arqueros. Aflora por aproximadamente 1 km donde se observa como una falla de alto ángulo, recta en superficie y de manteo oeste (figura 39, figura 40).

Esta falla sería la más antigua del sector, la que en un principio habría representado el borde de la sub cuenca. Estaría controlando el depocentro de la sucesión sedimentaria, donde se puede estimar un rechazo de hasta 1000 m.

Hacia la zona sur, donde aflora la falla (al oeste de Plan de Hornos), se pueden ver los estratos del Sub Miembro c en discordancia sobre unidades más antiguas (Formación Arqueros) que fueron cortadas por el primer movimiento normal de la falla. Además se observan las capas del sub miembro chocando y plegados contra esta (figura 40), por efecto de un evento compresivo posterior, interpretado como una inversión de la falla. Sobre esta zona se observan los estratos del Sub Miembro e' formando un onlap con la estructura (figura 41) y formando un toplap pasando por encima de ella, implicando que su depositación tiene que haber sido simultánea y posterior al movimiento normal de la falla. La zona donde se observan los estratos formando un onlap sobre la estructura indicarían que no hubo una inversión en esa parte de la falla, por lo que se mapeo en ese segmento como una falla normal.

Lo anterior implicaría que el Sub Miembro e' se depositó contemporáneo a la Falla El Espino. Esto sería esencial para poder comprender la cronología del movimiento de ambas fallas y de la deformación de la cuenca.

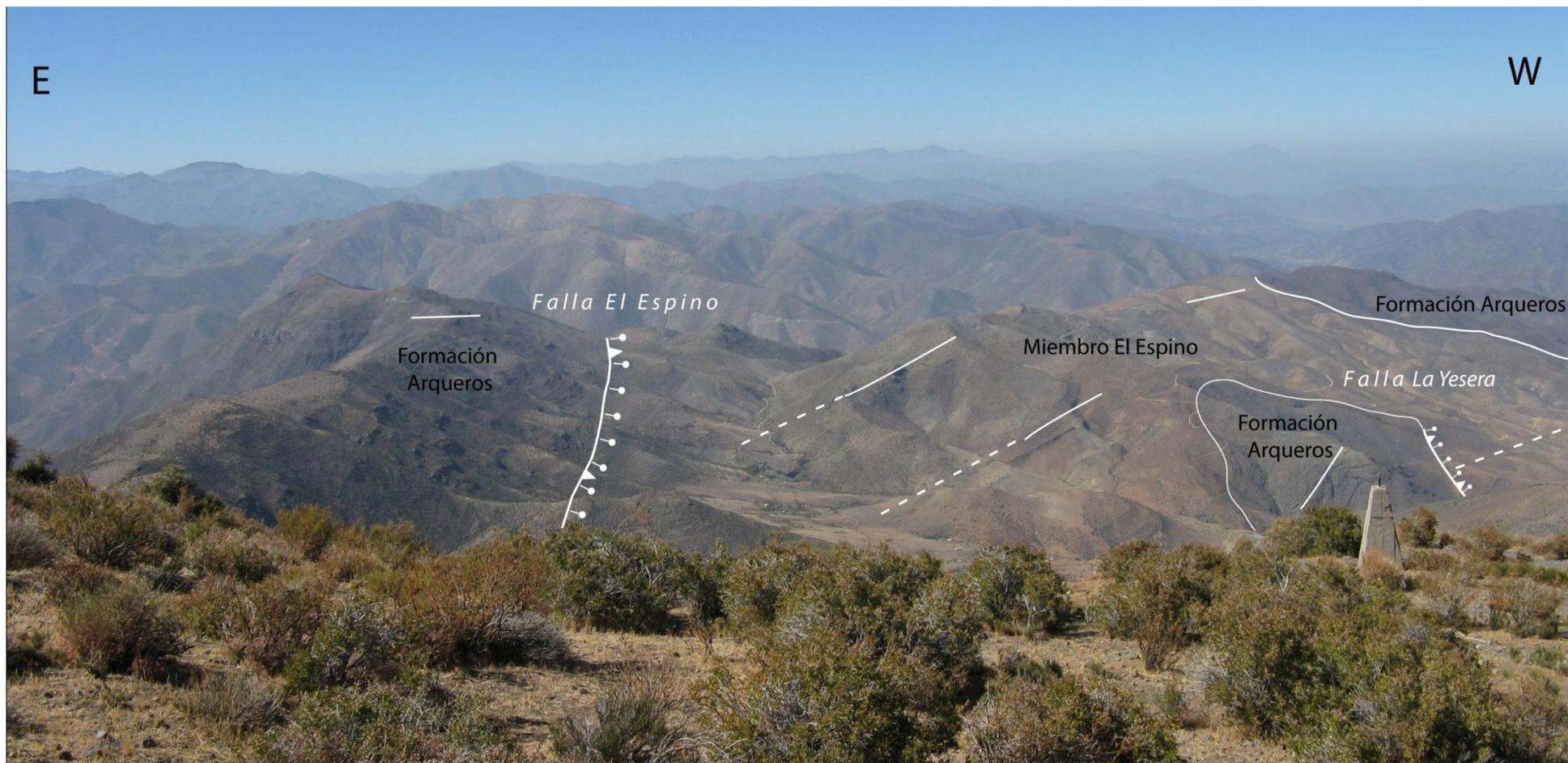


Figura 38: Panorámica entre el Cerro Pulpica (al este de la foto) y el Cerro Los Pequeños (al oeste de la foto), se observa la falla El Espino; se dispone como el borde de la sub cuenca en el contacto por falla entre el Miembro El Espino y la Formación Arqueros, Hacia el oeste se observa la Falla la Yesera poniendo en contacto por falla a la Formación Arqueros con el Miembro El Espino.

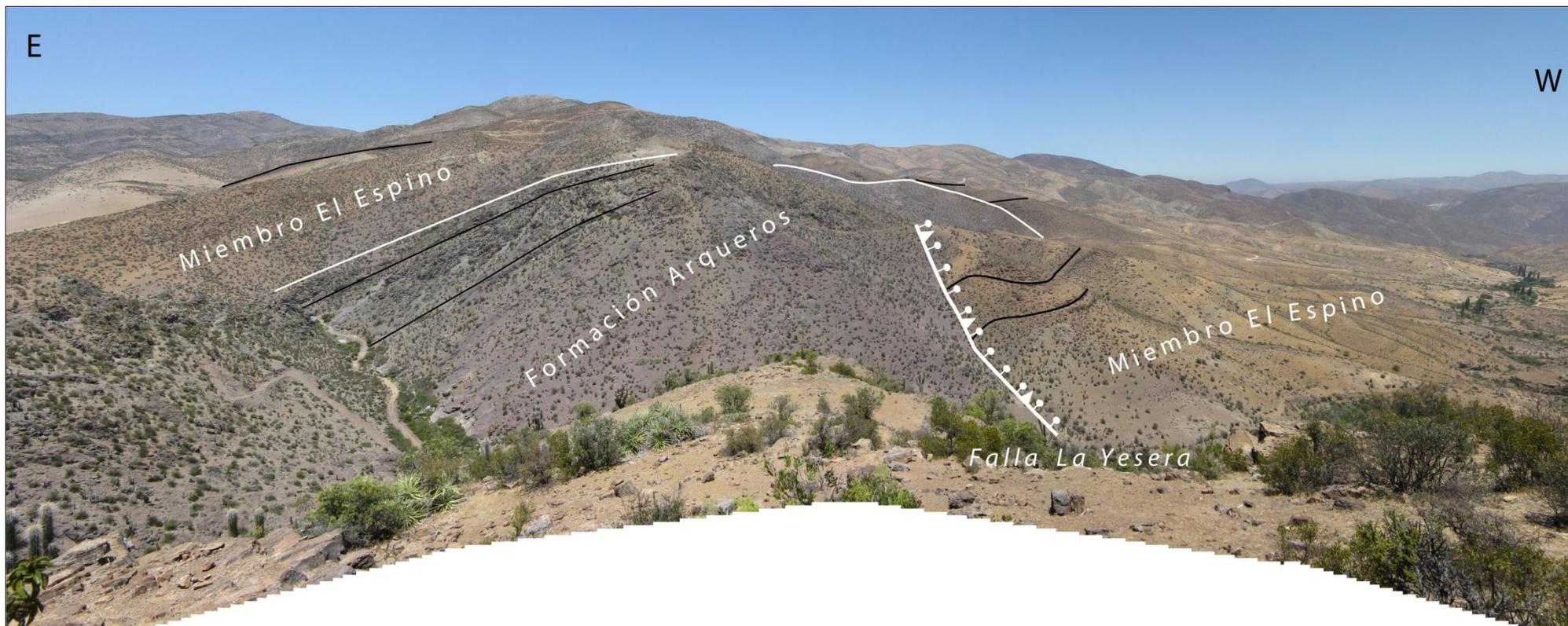


Figura 39: Falla la Yesera; se dispone en el contacto discordante entre el Miembro El Espino y la Formación Arqueros, se observan los estratos del Miembro El Espino plegados contra la falla (zoom en figura 40) y sobre esta se disponen formando un onlap (zoom en figura 41).



Figura 40 a: Sub Miembro c plegado contra Falla La Yesera.



Figura 40 b: Interpretación del Sub Miembro C plegado contra Falla La Yesera



Figura 41 a: Estratos del Sub Miembro C formando un onlap contra la Falla La Yesera

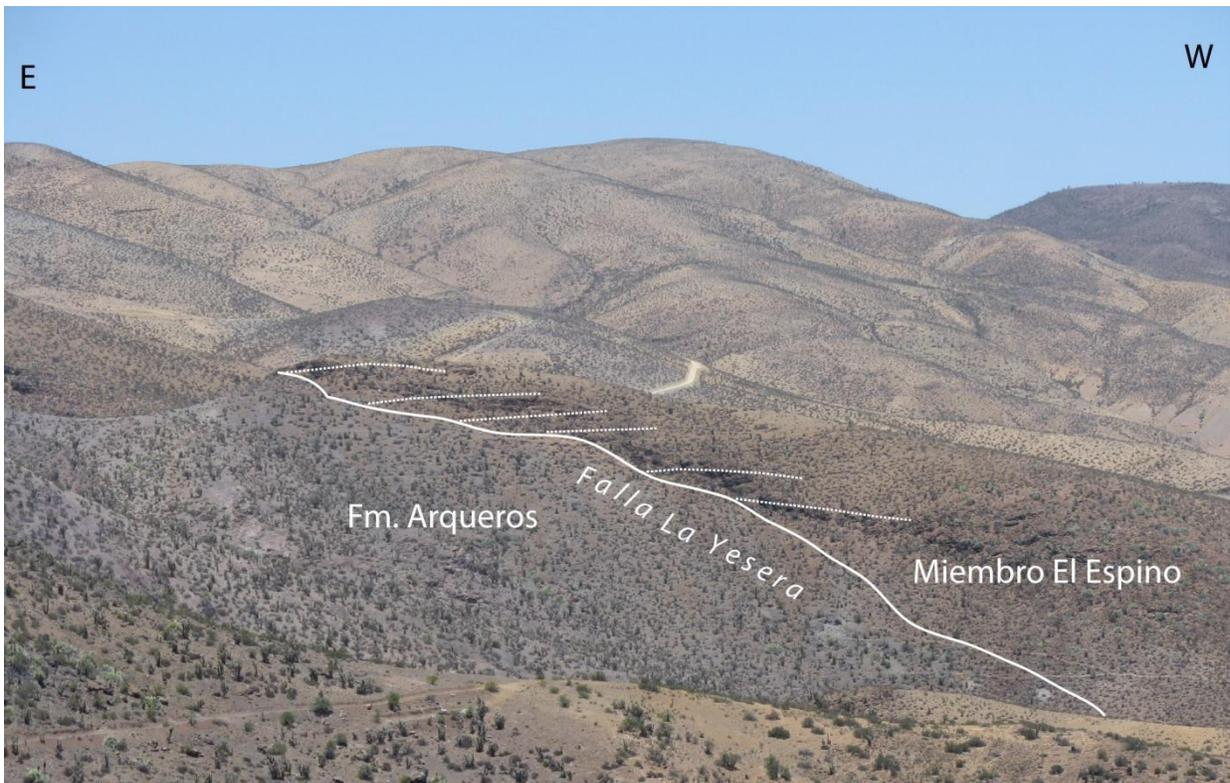


Figura 41 b: Interpretación de estratos del Sub Miembro C formando un onlap contra la Falla La Yesera

b. Estructuras de segundo orden

Se pueden dividir en cuatro grupos; fallas normales de borde de cuenca, fallas normales y fallas normales levemente invertidas de transferencia en echelón, fallas inversas y pliegues de longitud de onda plurimétrica.

- *Fallas normales de segundo orden:* ponen en contacto al Miembro El Espino con la Formación Arqueros. Se encuentran en el límite oeste de la sucesión sedimentaria marina, específicamente entre el Cerro Las Gredas y el Cerro Varillán, y se disponen con una orientación NW-NNW-NNE-EW y con un manteo SE-SW.

La más extensa es la de orientación NW ubicado entre el Cerro Las Gredas y a 1 km al sur de la Cuesta Los Pavos, que llega a tener 4 km de largo. A través de esta falla pareciera producirse la intrusión de gran parte del sill andesítico descrito en el capítulo anterior, por lo mismo los afloramientos de la sucesión sedimentaria se ven bastante acotados. El rechazo de esta falla se infiere de unos 500 metros, que es la potencia otorgada a los sub miembros sedimentarios encontrados, pero debido al sill, ésta es una suposición que debiese ser probada.

Las fallas de orientación NNW-EW-NNE encontradas entre la Cuesta Los Pavos y el Cerro Varillán están unidas formando un horst, que pone en contacto la Formación Arqueros con el Miembro El Espino y el Sub Miembro a con el Sub Miembro b de la sucesión sedimentaria. El largo de estas fallas varía entre 3–1 km con un rechazo que no debe superar los 200 metros.

- *Fallas normales y normales levemente invertidas* de orientación NE dispuestos en echelón en el sector norte (entre La Cuesta Los Pavos y el Cerro El Peñón). Son tres fallas de manteo SSE (del sur a norte); La primera pone en contacto la Formación Arqueros con el Miembro El Espino, la segunda y la tercera ocurren como deformación interna de la Formación Arqueros y la sucesión sedimentaria.

Solo las dos primeras se encuentran levemente invertidas, donde es posible encontrar las capas del Miembro El Espino subverticales. La tercera sería solo de carácter normal.

Tienen una extensión de aproximadamente 2.5 km cada una y rechazos que varían desde los 350 m hasta unas pocas decenas de metros a medida que se llega al borde norte de la cuenca. Podrían interpretarse como fallas de acomodación para las de primer orden. Alineadas a estas estructuras se encuentran una serie de labores mineras menores y el prospecto tipo IOCG "El Espino".

- *Falla inversa flexural y de manteo oeste*, se dispone en la sucesión volcánica específicamente en el Cerro La Garza, tiene un rumbo NW, una extensión de 1 km aproximadamente y rechazos de unos pocos metros. Asociados a estas, se encuentran zonas de alteración, donde la roca volcánica se encuentra argilizada. A su vez también asociados a esta alteración se encuentran labores mineras pequeñas.
- *Pliegues compresivos* de longitud de onda plurimétrica (figura 42), se pueden observar en el depocentro de la sub cuenca marina (entre el Cerro Varillán y el Cerro La Lluvia) o en el extremo norte de esta, en la Formación Arqueros (entre el Cerro Las Puertas Coloradas y el Cerro La Torre). El primero presenta un sinclinal amplio seguido por un anticlinal de menos amplitud. En el segundo caso se presenta un sinclinal y un anticlinal también, pero más apretado contra el contacto con el intrusivo de la Unidad Diorítica. Estos pliegues se habrían formado por fallas inversas o fallas normales invertidas en profundidad que no afloran. El eje de ambos pliegues sigue el rumbo de la disposición de los estratos.



Figura 42: Anticlinal de longitud de onda plurimétrica asociado a fallamiento inverso, esta estructura se observa en el Sub Miembro c y d del Miembro El Espino.

c. Estructuras de tercer orden

Se puede encontrar una deformación de menor escala focalizada en el Miembro El Espino, donde en la zona del prospecto del mismo nombre se encuentran una mayor densidad en el número de estructuras presentes, pero en general a lo largo y ancho de la sucesión marina es posible encontrar estructuras que se pueden dividir en los siguientes grupos:

- *Fallas normales* rectas de alto ángulo (figura 43 (a) y (b)) y en algunos casos lístricas de manteo oeste donde se pueden encontrar, asociados a estos, pliegues anticlinales de rollover. Ambos tipos de falla se disponen con rechazos centimétricos a métricos, tienden a distribuirse en los sub miembros con capas más calcáreas y menos competentes (calizas, margas y areniscas calcáreas).

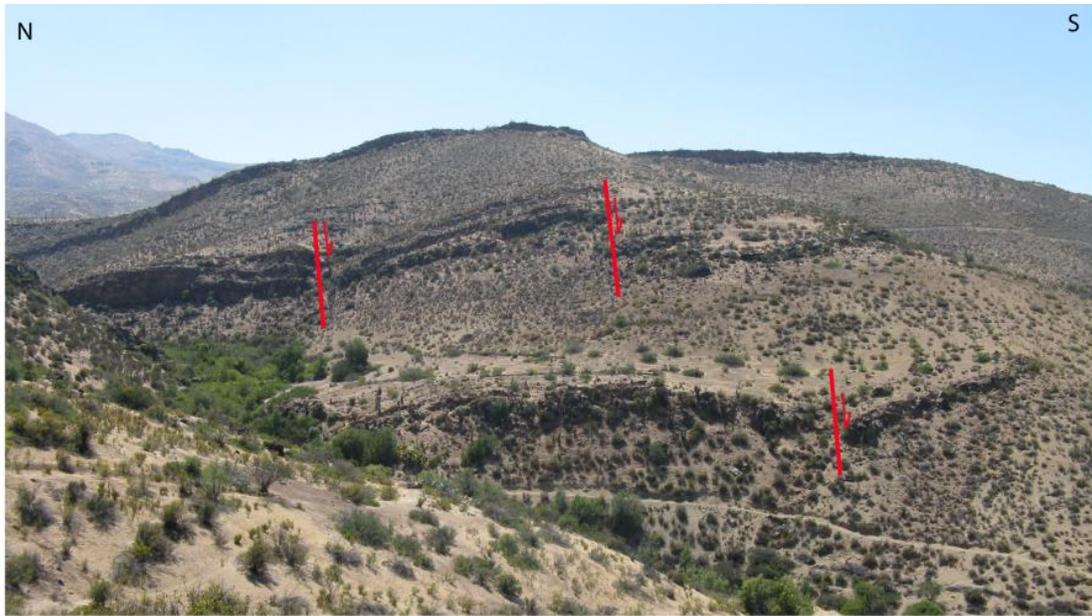


Figura 43(a): Fallas normales rectas de alto ángulo.



Figura 43 (b): Falla normal recta de alto ángulo.

- *Fallas inversas* de rechazo centimétrico a plurimétrico, ocurren de manera aislada (a lo largo y ancho de toda la sucesión marina) o en secuencia (en el prospecto El Espino). El fallamiento en secuencia tiende a ser con manteo este y a través de fallas por flexura, formando de esta forma estructuras del tipo faja plegada y corrida (figura 44), también hay sistemas de dúplex de fallas flexurales, estas se

pueden interpretar como retrocorrimientos producto del carácter inverso de la Falla El Espino. La distribución de este tipo de estructuras está fuertemente relacionada con el comportamiento poco competente de las capas más calcáreas, en especial con las capas de margas. También tienden a aumentar en deformación y cantidad, en la medida que se acerca al contacto por falla con la Formación Arqueros y cerca de contactos por intrusión con la Unidad Diorítica.

- *Falla normales invertidas*, de rechazo centimétrico a métrico, se disponen a través de toda la sucesión sedimentaria. Se observan anticlinales de rollover invertidos, formando estructuras tipo “arpón” y fallas rectas de alto ángulo invertidas (figura 45). Estas estructuras evidenciarían una compresión posterior, asociada a una herencia estructural en la zona, donde antiguas fallas normales fueron posteriormente reactivadas como fallas inversas. Se disponen en los sub miembros con capas más calcáreas y menos competentes (calizas, margas y areniscas calcáreas).
- *Pliegues* asociados a fallamiento flexural o de propagación, tienen una longitud de onda métrica a centimétrica (figura 46), tienden a encontrarse en las zonas de fallamiento inverso, en el prospecto El Espino y en las capas de la sucesión marina cercanas a las fallas de primer orden.



Figura 44 (a): Fallamiento en secuencia con manteo este a través de fallas por flexura, formando de esa forma estructuras del tipo faja plegada y corrida (foto tomada cercana al contacto por intrusión de la sucesión marina con la Unidad Diorítica en el sector de Ravanales).



Figura 44 (b): Interpretación de fallamiento en secuencia con manteo este a través de fallas por flexura, formando de esa forma estructuras del tipo faja plegada y corrida (foto tomada cercana al contacto por intrusión de la sucesión marina con la Unidad Diorítica en e l sector de Ravanales).



Figura 45a: falla recta de alto ángulo invertida, esta falla se encuentra en las intercalaciones calcáreas con areniscas calcáreas pertenecientes al Sub Miembro 0 del Miembro El Espino a las faldas del Cerro La Garza.

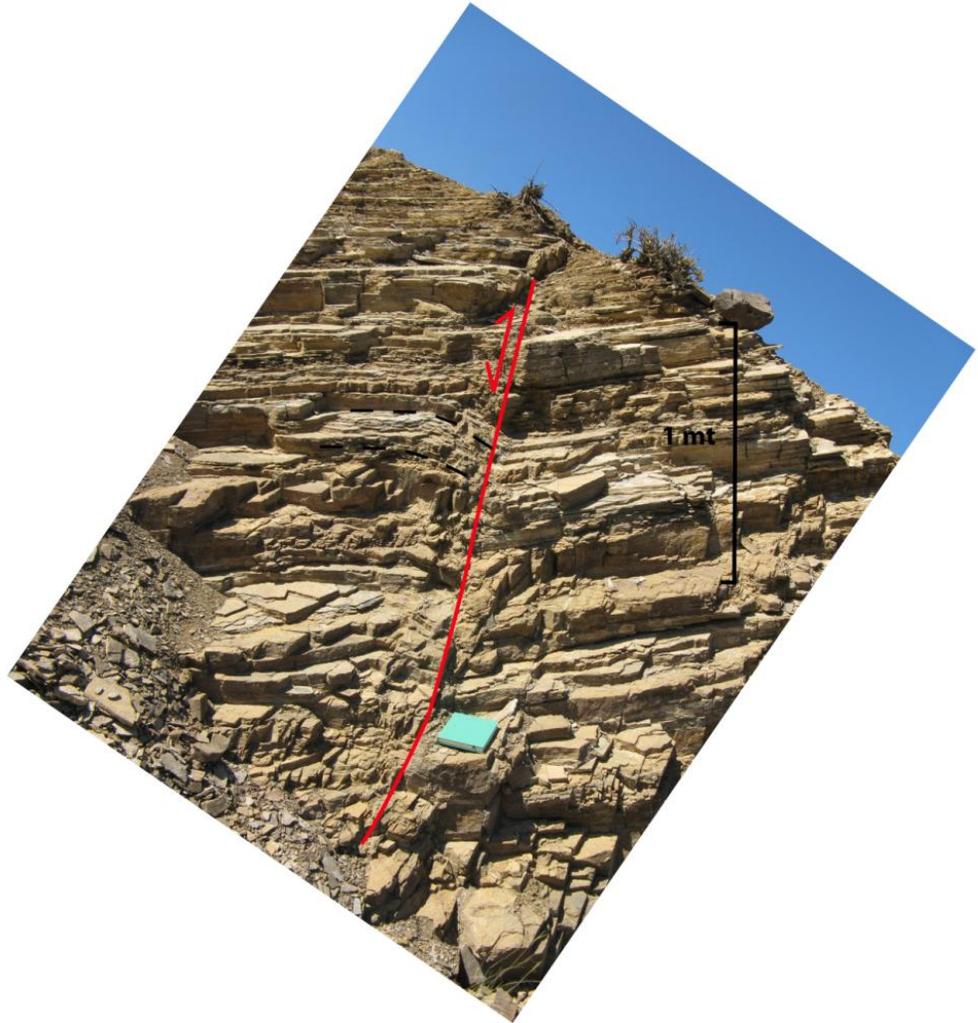


Figura 45b: interpretación de falla recta de alto ángulo invertida, esta falla se encuentra en las intercalaciones calcáreas con areniscas calcáreas pertenecientes al Sub Miembro 0 del Miembro El Espino a las faldas del Cerro La Garza.



Figura 46: Pliegues asociados a fallamiento inverso de manteo oeste de longitud de onda métrica, esta estructura se encuentra en el Sub Miembro e del Miembro El Espino al norte del Cerro La Despensa.

De todo El Miembro El Espino, el Sub Miembro b presenta un mayor número de estructuras, lo que podría interpretarse como una mayor deformación en comparación con los otros sub miembros, estas estructuras tienden a concentrarse en las capas de margas, donde en algunas zonas pueden observarse perfiles al lado del camino de algunos metros, en que se encuentran todas las estructuras de tercer orden previamente descritas. La razón de esto se puede deber a una litología menos competente, su cercanía en la zona mas norte al contacto por falla con la Formación Arqueros y su contacto intrusivo con la Unidad Diorítica, donde se podría generar un efecto “butressing” de las capas contra la unidad intrusiva debido al carácter inverso de la Falla El Espino (explicado con más detalle en el capítulo de Modelo Estructural).

Las dos fallas de primer orden estarían controlando toda la disposición NNW de los estratos sedimentarios principales. Las fallas normales de segundo orden controlarían la disposición de los estratos a una escala más local (como en el Cerro Las Gredas donde se encuentra una falla con disposición NW y el rumbo de los estratos seguiría esta misma orientación).

4.2.2 Dominio Este

Se extiende desde el contacto por falla entre el Miembro El Espino con la Formación Arqueros hacia el este. Se caracteriza por presentar una mínima deformación dentro del área de estudio, donde se observan los estratos dispuestos de manera subhorizontal con algunas variaciones locales, en que los manteos llegan a los 5° W en el límite este de la zona.

La única estructura observada en superficie es una falla inversa flexural de segundo orden dentro en el Cerro Tres Puntas, dentro de los estratos del Miembro Quelén, que se dispone con orientación NW, una extensión de 500 m y un manteo oeste.

Fuera del área de estudio, hacia el este, este dominio se observan pliegues dentro de la Formación Arqueros y el Miembro Quelén, y en la sucesión sedimentaria continental perteneciente a la Formación Salamanca (ex Viñita) sobreyacente al Miembro Quelén.

IV. Modelo Estructural

La zona de estudio se caracteriza por la presencia de una sucesión de rocas estratificadas marinas que podrían relacionarse con la existencia de una sub cuenca marina de espesores variables, que llegarían hasta los 1000 m. La geometría de esta sub cuenca estaría controlada por dos fallas normales de primer orden definidas como Falla El Espino y Falla La Yesera, deducido por el contacto discordante del límite este del Miembro El Espino con la Formación Arqueros, donde se pasa de un manteo regional hacia el este a un manteo subhorizontal levemente basculado al este (dentro de la zona de estudio).

4.1 Geometría en profundidad de las fallas de primer orden

Las fallas normales de primer orden pueden presentar distintas geometrías; pueden ser cóncavas (cónicas), planas o con una geometría rampa-flat-rampa.

El movimiento de fallas no planares genera una deformación y un plegamiento en el bloque colgante. Esta deformación ha sido estudiada a través de experimentos y modelos geométricos donde es posible observar este comportamiento (White et al. 1986; Dula 1991; White y Yielding 1991; Kerr y White 1992; Xiao y Suppe 1992; Withjack y Peterson 1993).

Cuando la geometría de una falla normal en profundidad es cóncava, el bloque colgante se encuentra compuesto por una cuña de estratos pre y syn extensionales (Shelton, 1984). Otra característica de este tipo de fallas es la formación de un anticlinal de roll-over, que se formaría en el bloque colgante sobre el segmento curvo de la falla (figura 47) (Gibbs, 1984), esto último marcaría la diferencia de este modelo con un modelo de fallas normales en dominó, en que el bloque colgante presentaría un manteo constante, formando un homoclinal.

(figura 41) indicando un cese en el movimiento de la falla durante su depositación. Con esto se puede concluir que La Falla La Yesera sería más antigua que la Falla El Espino, representando el borde anterior de la cuenca.

Esta cronología se asocia a un colapso del bloque adyacente, que es un mecanismo de crecimiento de sistemas de fallas lítricas (Gibbs, 1984; Vendeville, 1991). Lo anterior implicaría que la deformación crece hacia este bloque formando nuevas fallas (Imber, 2003) que se unirían con las más antiguas en una misma superficie de despegue (figura 48) en profundidad.

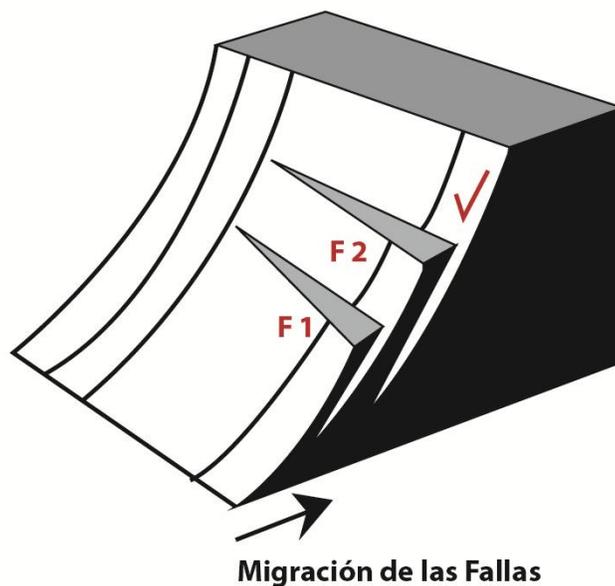


Figura 48: Colapso del bloque adyacente, la deformación en esta crece hacia el bloque formando nuevas fallas lítricas. Modificado de Imber (2003).

4.3 El Rol de la Inversión Tectónica

En la Falla La Yesera se pueden encontrar pliegues asociados a compresión (capítulo de estructuras), implicando que el carácter de esta falla no es netamente normal, y tendría un carácter inverso posterior, convirtiéndola así en una falla normal levemente invertida.

Como se puede ver en las fallas de primer orden, la deformación compresiva juega un rol secundario en el área de estudio, mostrándose principalmente a través de fallas de menor escala. Esto evidencia un régimen compresivo posterior a la depositación y colmatación de la cuenca, observado en fallas normales invertidas de gran y menor escala (capítulo de estructuras), demostrando la existencia de una herencia estructural en la zona.

Se observan fallas inversas de vergencia este, interpretadas como corrimientos y una serie de fallas inversas de vergencia oeste, que se pueden interpretar como retrocorrimientos. Ambos estilos serían posteriores a un primer régimen extensivo. Cercanos a la falla de borde, se encuentran zonas plurimétricas donde es posible encontrar retrocorrimientos, fallas normales y fallas normales invertidas, formando una zona de intensa deformación en las rocas incompetentes de la sucesión sedimentaria (figura 49), esto se interpretaría como un efecto de “butressing”, producto de una compresión hacia la Unidad San Lorenzo, cuya reología es más rígida que la sucesión calcárea.

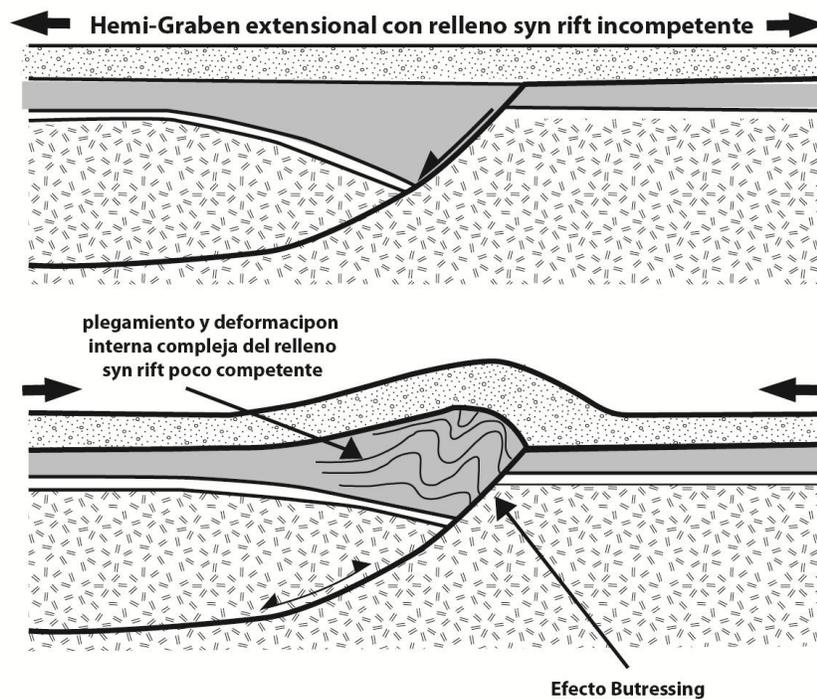


Figura 49: Formación de área de intensa deformación en rocas incompetentes formando un "butresing", esto se puede interpretar del Sub Miembro b cuando está cercano a la zona de falla. Modificado de Cooper (1989)

Acompañando esto, se encuentran plegamientos producto de fallas compresivas de vergencia este, que se asocian a nuevas fallas en profundidad o antiguas fallas normales posteriormente invertidas (es importante pensar que pueden existir mas fallas de primer orden que no se registran en superficie), formando estructuras de tipo "arpón" relacionadas a una inversión tectónica (figura 42).

4.4 Conclusión del Modelo Estructural

Debido a lo anterior, el modelo estructural aplicable a la zona de estudio es de una sub cuenca marina formada por una estructura tipo hemigraben controlada por dos fallas lístricas de primer orden, entre las que la más antigua se localiza al oeste del actual borde de cuenca (figura 50). Estas fallas se encontrarían levemente invertidas, evidenciado en estructuras compresivas de segundo y tercer orden. Siendo entonces una cuenca del tipo

hemigraben parcialmente invertida (Cooper et al., 1989; Bally, 1984).

Por otro lado existen una serie de sondajes hechos en el prospecto El Espino que evidencian un cambio de espesor en las capas de sucesión sedimentaria marina en la que se aleja hacia el este del contacto concordante de la Formación Arqueros con el Miembro El Espino. Los espesores de las capas aumentan hacia el este, lo que se acomodaría al modelo del hemigraben. Por otro lado mapeos hechos a sondajes en el sector La Pichanilla, indicarían también la presencia de rocas volcánicas correlacionables con la Formación Arqueros bajo la sucesión sedimentaria.

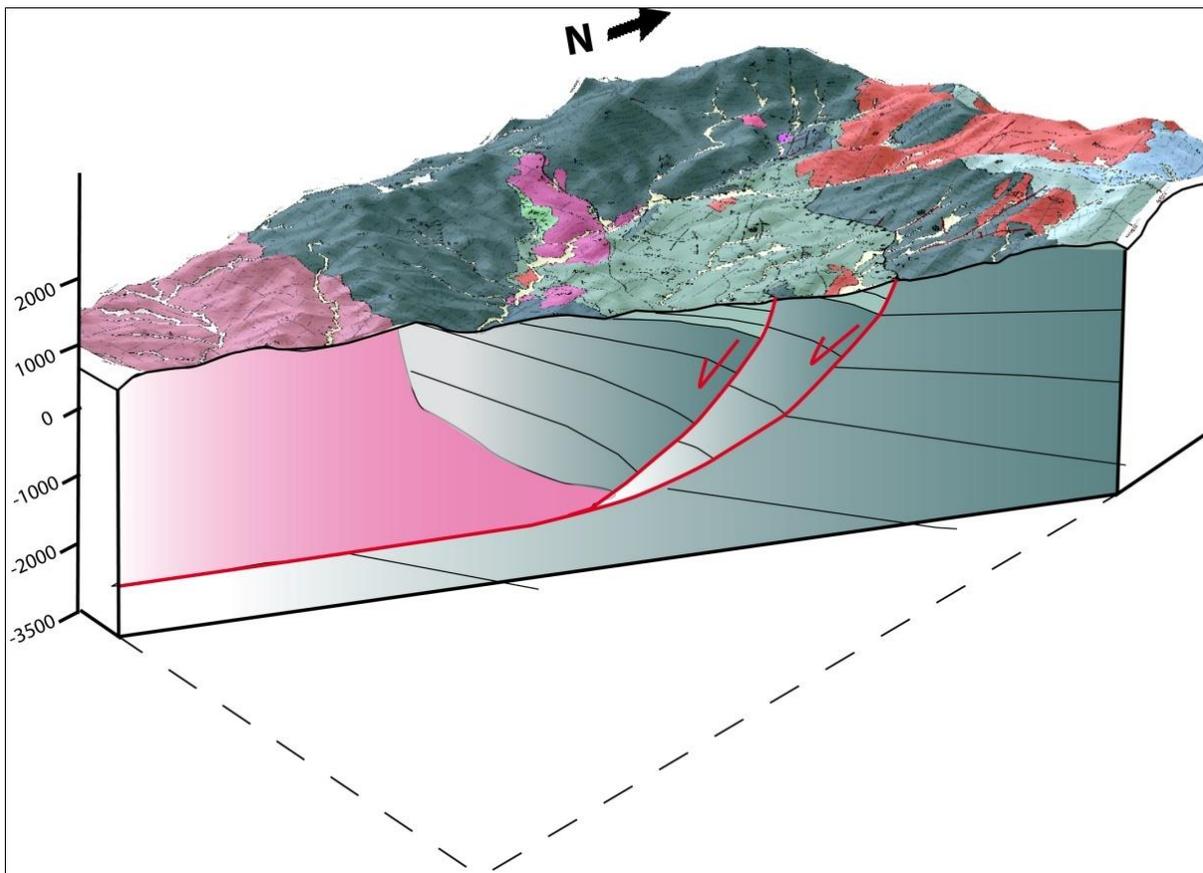


Figura 50: Esquema 3D del modelo estructural para la zona, se asume que la Superunidad Illapel ocupa el despegue de las fallas de borde para poder emplazarse.

V. Secciones Estructurales

La construcción de secciones estructurales es una herramienta que permite integrar los datos en superficie y el modelo estructural presentado para el área de estudio.

Se construyeron 6 secciones a lo largo del distrito, donde se pudieron modelar las fallas de primer orden y los cambios de manteos y espesor de los estratos en profundidad.

5.1 Metodología

Se determinó la ubicación de las secciones, tal que estas fueran paralelas a la dirección de transporte tectónico.

Para la construcción de las secciones estructurales se dibujó primero la topografía, orientada de tal forma que fuera perpendicular al rumbo de los estratos y a las estructuras. No se utilizó ninguna exageración en la escala vertical para no distorsionar los espesores de los estratos.

Se agregó la geología de la zona, marcando los cambios de formaciones, unidades y sub unidades, esta información es obtenida del mapa geológico presentado anteriormente. Al terminar esto, se agregan los manteos que atraviesan la sección y aquellos cercanos que puedan ser extrapolados.

Para interpretar la deformación en sub superficie, se utilizó el método de extrapolación “kink”, en que la geometría de un estrato está constreñida a los estratos que los subyacen y sobreyacen. También se asume que los cambios de manteos son lineales y no curvos, cada cambio de éstos se denomina un “kink” que en la práctica se tratan de superficies axiales.

Con la interpretación en profundidad ya hecha, se pasa a evaluar el modelo a través del software 2D MOVE de Midland Valley. Con este software se pueden restaurar los perfiles, llevando los estratos a su posición sin deformar, con una serie de algoritmos de restauración que ocupa el software. En la medida que se va restaurando, se van

modificando las geometrías de las fallas, de tal modo que se puedan acomodar los estratos a un estado inicial pre deformación.

Cuando los perfiles se logran llevar a un estado sin deformación, se efectúa un “forward”, que consiste en volver a deformar los estratos, pero usando la geometría de falla corregida a través de la restauración. La idea de ésta acción es re-deformar los estratos hasta llevarlos a una geometría lo más similar a la que se había modelado en un principio.

Con los perfiles restaurados y vueltos a deformar, se puede tener claridad que la geometría interpretada en profundidad funciona. Esto no implica que sea un modelo único y definitivo, más bien significa que es un modelo que geoméricamente funciona y que podría ser un caso real. Tan sólo a través de sondajes o perfiles sísmicos se pueden llegar a modelos en que la certeza este más cercana al 100%.

5.2 Interpretación en profundidad

La interpretación en profundidad para las secciones se hizo acorde al modelo estructural presentado en el capítulo anterior, donde las fallas de primer orden, se modelan como fallas de tipo “lístricas”. También se tomó en cuenta la continuidad de la Falla La Yesera y el funcionamiento de esta como controladora del depocentro de la cuenca.

Para calcular una profundidad de despegue de las fallas de borde de cuenca, se utilizó el método de cizalle inclinado, considerado como el más apropiado y que mejor se adapta para fallas lístricas (e.g. Coward, 1992).

El método de construcción está basado en el concepto de cizalle simple inclinado (White et al., 1986; White, 1987; Dula, 1991), en que el bloque colgante es trasladado paralelo al manteo regional y luego cizallado en un ángulo paralelo al plano de cizalle. Para la construcción de la falla maestra a partir de una geometría de roll-over, el ángulo de cizalle α debe ser estimado (Yamada y McClay, 2003) (figura 51).

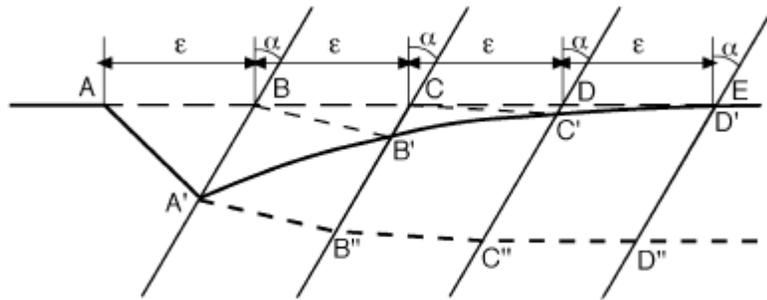


Figura 51 : Modelo para calcular la profundidad de despegue de una falla lítrica a través de un cizalle inclinado, Modificado de Yamada y McClay , 2003.

Para calcular la profundidad de despegue de las fallas de primer orden de la zona de estudio (aplicando el método explicado en el párrafo anterior), se tomó un ángulo α de 30° , los segmentos sub horizontales de los estratos del bloque colgante fueron extrapolados debido a que no afloran en la zona de estudio. El despegue calculado dio aproximadamente 3000 m para la Falla El Espino, esta profundidad de despegue se interpretó como la misma para las otras fallas de borde de cuenca, si se toman los espesores calculados en la región para la Formación Arqueros de la Hoja de Illapel (Rivano y Sepúlveda, 1991), el nivel de despegue estaría dentro de esta sucesión volcánica.

Otra de las características principales de una falla lítrica, es la presencia de depósitos syn-extensionales (o syn-rift), que se depositan contemporáneamente al movimiento de esta (figura 52). Para el modelamiento en profundidad de los estratos sedimentarios marinos pertenecientes al Miembro El Espino, se tomó en cuenta esta característica, aumentando proporcionalmente los espesores de los estratos en profundidad, en la medida que se acercaban a la falla de borde de cuenca.



Figura 52: Figura esquemática de la deposición de estratos de crecimiento syn-rift en una falla lítrica, modificado de Withjack, 2006.

La potencia tomada para la Formación Arqueros se infirió de la estimada en la Hoja Illapel (Rivano y Sepúlveda, 1991) de 4000 m. pero está también sostenida por una interpretación en profundidad, que se ajuste al ambiente tectónico extensivo en que se habría depositado, de acuerdo a su edad (Coira et al., 1982; Mpodozis y Ramos., 1989; Franzese y Spalleti., 2001; Ramos, 2009). Esto implicaría que también debieran existir estratos de crecimiento sin extensionales dentro de esta formación, y que por ende la potencia aumentaría hacia las fallas de primer orden.

La formación subyacente para La Formación Arqueros, se interpretó como la Formación triásica El Quereo, tomando las relaciones de contacto discordantes encontradas en el límite basal oeste de la Formación Arqueros (Rivano y Sepúlveda, 1991).

5.3 Presentación de Secciones Estructurales

Para la zona de estudio se elaboraron 6 secciones estructurales, en las que se siguió la metodología e interpretación en profundidad explicada anteriormente. Se restauraron todas las secciones para poder llegar a una geometría posible para la deformación de la zona (figura 53). Los perfiles se hicieron a lo largo del mapa abarcando con el mayor detalle posible El Miembro El Espino, de modo de verificar con esto la interpretación de la geometría de la cuenca.

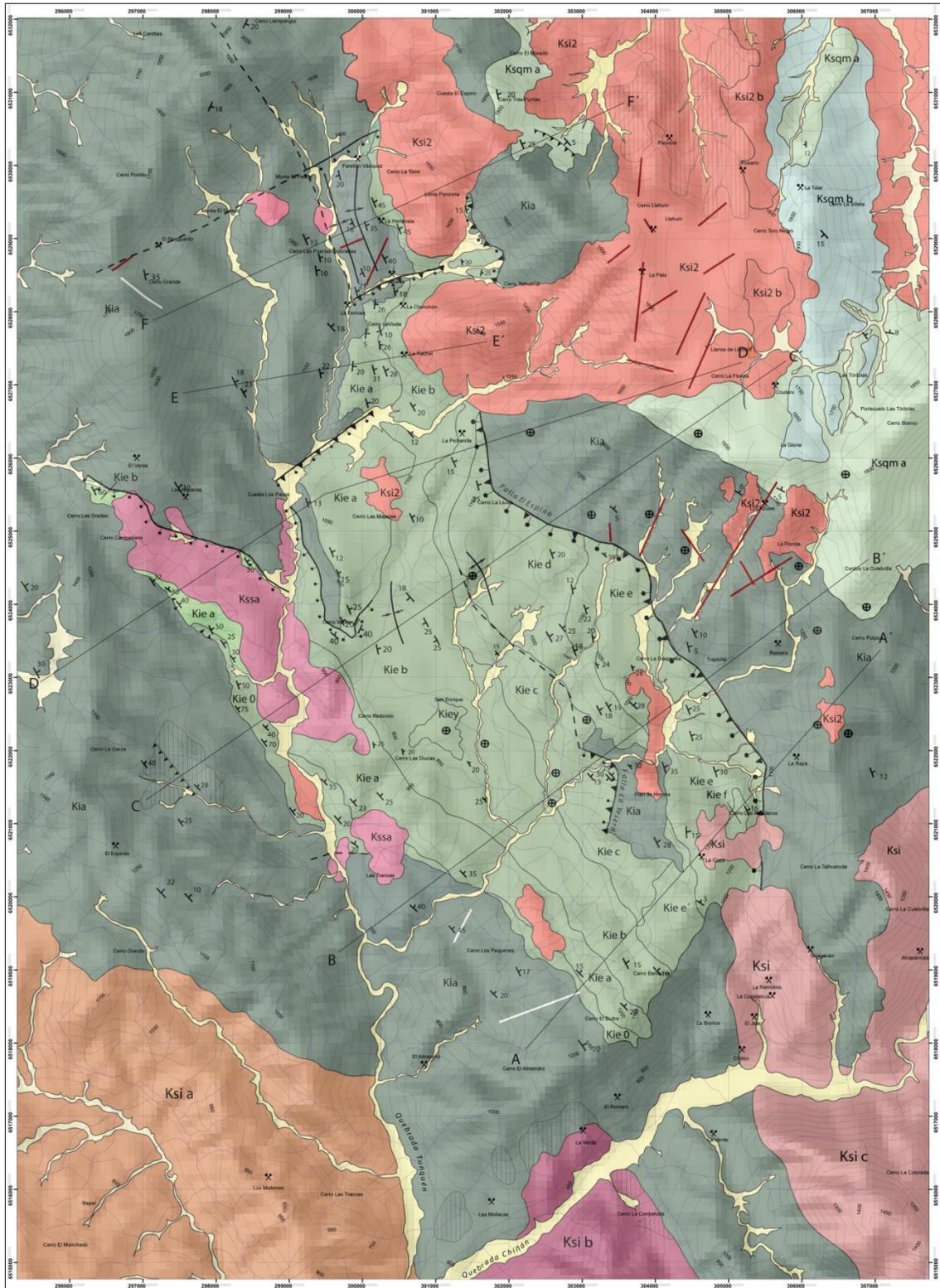


Figura 53: Mapa geológico con las 6 secciones estructurales que se construyeron, perpendiculares al rumbo de los estratos y estructuras.

Como el rol de la inversión, como estilo de deformación, es secundario, se llegó a modelar a través de 2D Move solo para el perfil F-F', ubicado en el extremo norte de la sucesión sedimentaria. El resto de los perfiles se modelaron restaurando sólo la extensión, a través del algoritmo *Fault-Parallel-Flow*. Este algoritmo permite modelar el movimiento de la falla modificando su desplazamiento (en cantidad y calidad de falla inversa o normal), y la dirección y la rotación de los estratos deformados.

5.3.1 Perfil A-A' (figura 54)

En este perfil se observan las dos fallas normales de primer orden, la Falla La Yesera controla un depocentro de mayor tamaño que la Falla El Espino. Se interpreta una menor deformación compresiva e inversión de antiguas fallas normales, pero si es posible observar los estratos plegados contra la Falla La Yesera (figura 40).

Se observa parte de la Superunidad Illapel aflorar en esta zona, y se interpreta que el intrusivo debe haber ocupado las debilidades generadas por el movimiento de la Falla El Espino para poder emplazarse.

La sucesión sedimentaria marina para esta sección presenta facies más continentales que en cualquier otro corte. Esto se puede interpretar como una somerización de la cuenca hacia su extremo sur debido a un acuñaamiento de los estratos. Este es el único corte que presenta un Sub Miembro volcánico, ubicado en el techo de la sucesión (Sub Miembro f).

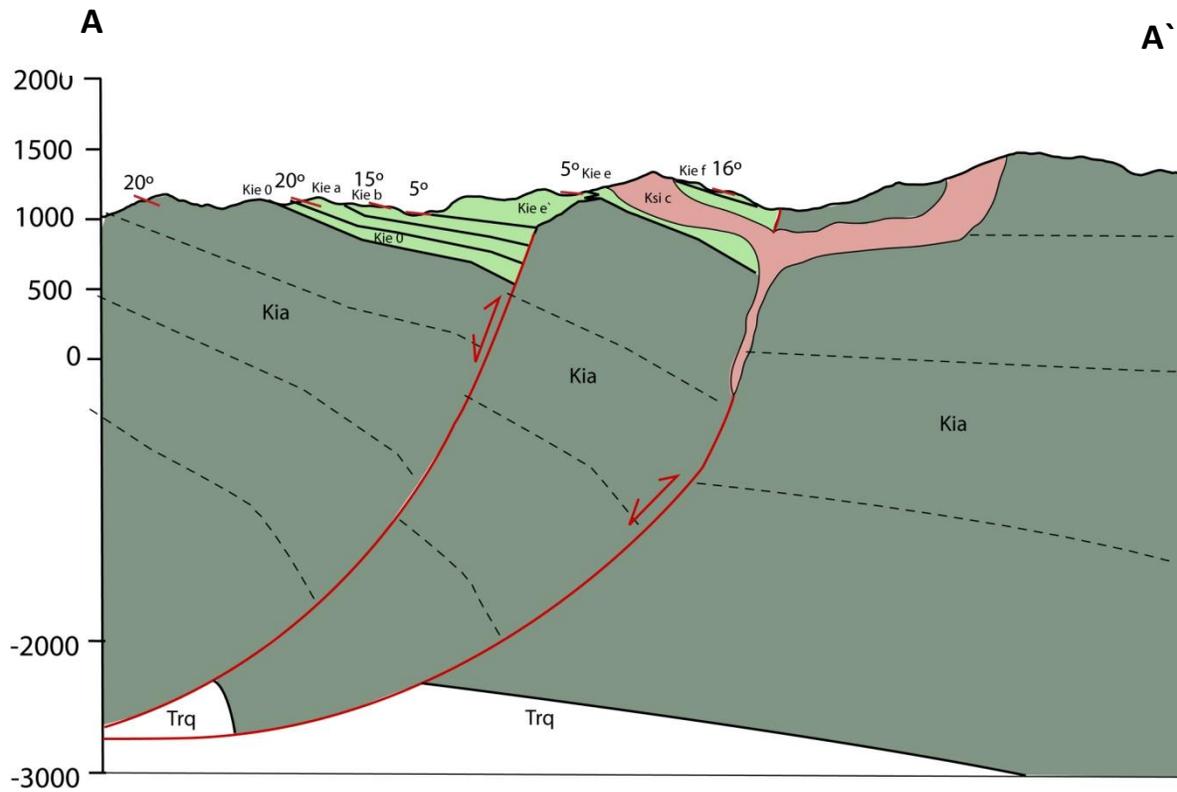


Figura 54: perfil A-A'.

5.3.2 Perfil B-B' (figura 55)

En esta sección se observa que la Falla La Yesera y la Formación Arqueros afloran en el medio del Miembro El Espino. La potencia de la sucesión sedimentaria aumenta, en especial el espesor de los Sub Miembros a y b. Las sub unidades presentan una litología marina más profunda, no se encuentran sucesiones continentales ni volcánicas. Esto tendría sentido con el hecho de que la cuenca se va haciendo más profunda hacia el norte. Dado que la topografía hacia el este es mayor, se logran observar afloramientos sub horizontales del Miembro Quelén dispuestos de manera paraconcordante sobre la Formación Arqueros.

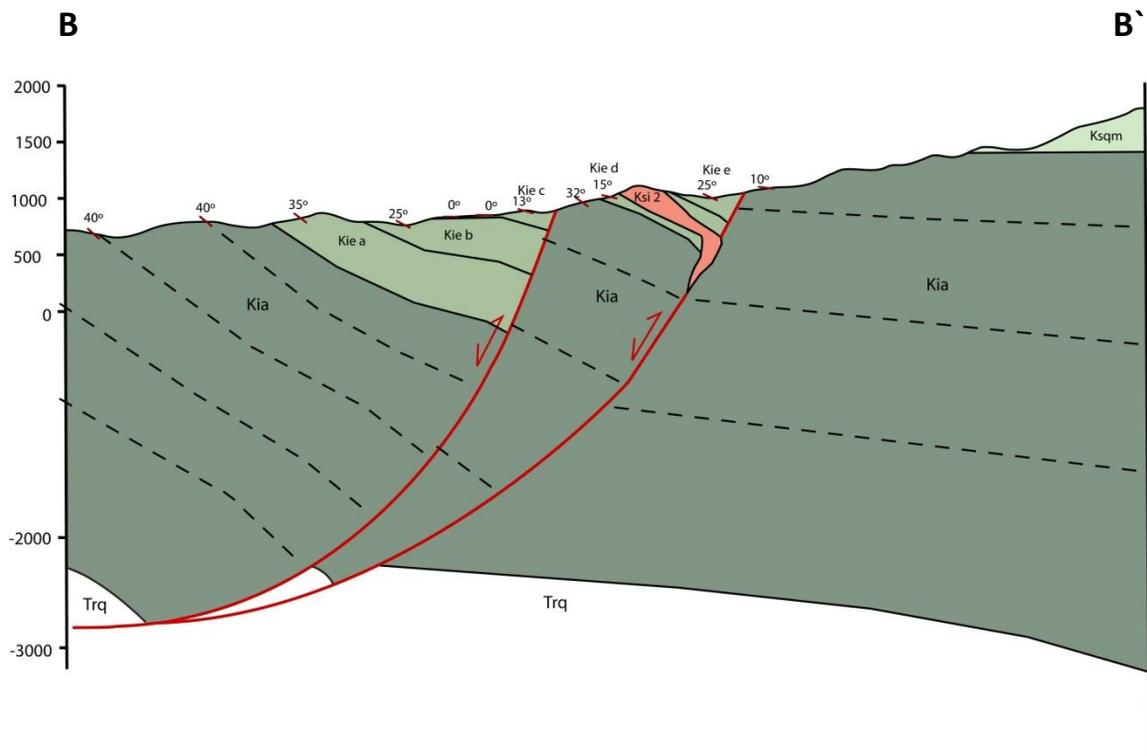


Figura 55: perfil B-B'

5.3.3 Perfil C-C' (figura 56)

En la sección C-C' se observa el depocentro de la sucesión sedimentaria, llegando a tener una potencia de 1000 m. Si se interpreta un crecimiento de los estratos hacia el borde de la cuenca, la potencia total podría interpretarse aún mayor en profundidad, como se esquematiza en el perfil.

Se observa que el Sub Miembro c, se deposita posterior al período activo de la Falla La Yesera, formando un onlap sobre esta, evidenciando que la Falla El Espino sería más antigua.

Los manteos tanto de la Formación Arqueros como del Miembro El Espino llegan a ser cercanos a los 70° E en el contacto concordante occidental entre ambos, hacia el este se observan en superficie un amplio sinclinal seguido por un anticlinal un poco más apretado. Estas estructuras se interpretan como compresivas, evidenciando una inversión que

aumenta hacia el norte. El anticlinal al este de la sucesión sedimentaria podría interpretarse como un anticlinal de roll-over invertido (o una estructura de tipo “arpón”), producto de la inversión parcial de la Falla El Espino. Los manteos altos encontrados se pueden interpretar como una deformación producto de una posible falla inversa en profundidad.

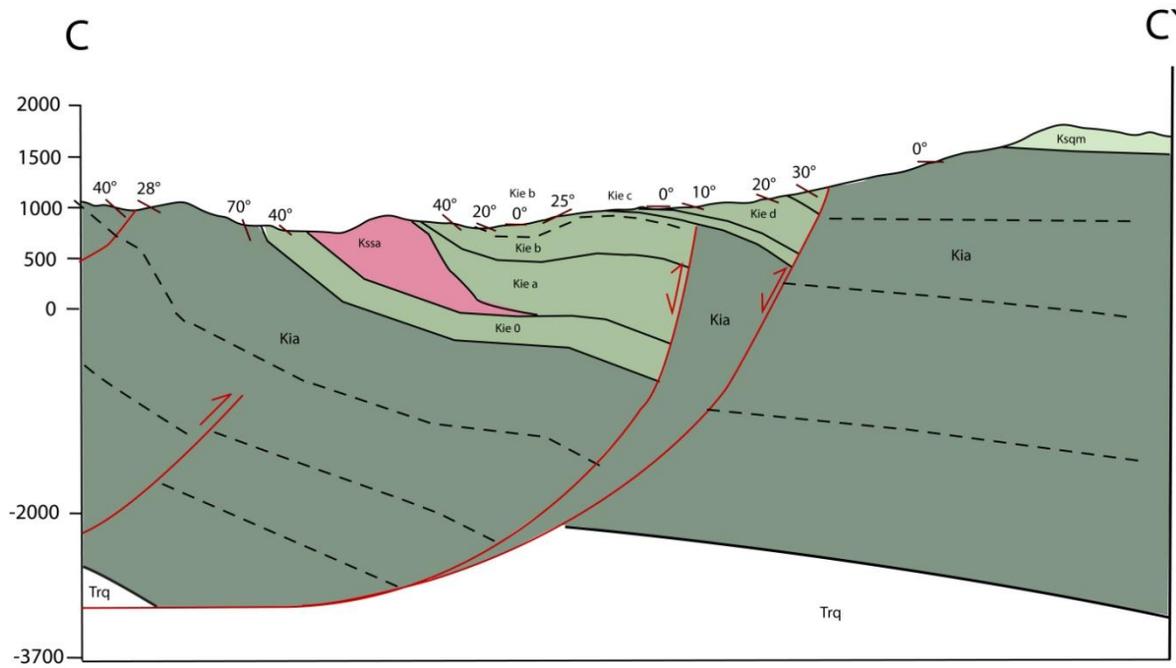


Figura 56 : Perfil C-C´

5.3.4 Perfil D-D´ (figura 57)

La sección D-D´ se dividió en dos partes debido a que se cambia de dirección (para poder mantener la sección perpendicular al rumbo de los estratos y estructuras).

En la primera parte de la sección se observan dos de las fallas de segundo orden de borde de cuenca, con rechazo menor. En ambos casos se aprecia un desplazamiento inverso de las fallas, evidenciada por un aumento de los manteos hacia el borde de cuenca.

El Sub Miembro d se observa con una litología netamente continental (areniscas rojas,

conglomerados, lavas) en esta zona. Evidenciando un acuñaamiento de los estratos hacia el borde este de la cuenca, producto de un menor desplazamiento de la Falla El Espino. Este menor desplazamiento proporcionaría lugar a un ambiente más somero, llegando hasta ser continental en algunos sectores.

Hacia el extremo este del perfil se identifican afloramientos de la Unidad San Lorenzo (Ksi2), la intrusión de esta unidad debiera estar asociado con alguna estructura no observada en el área de estudio.

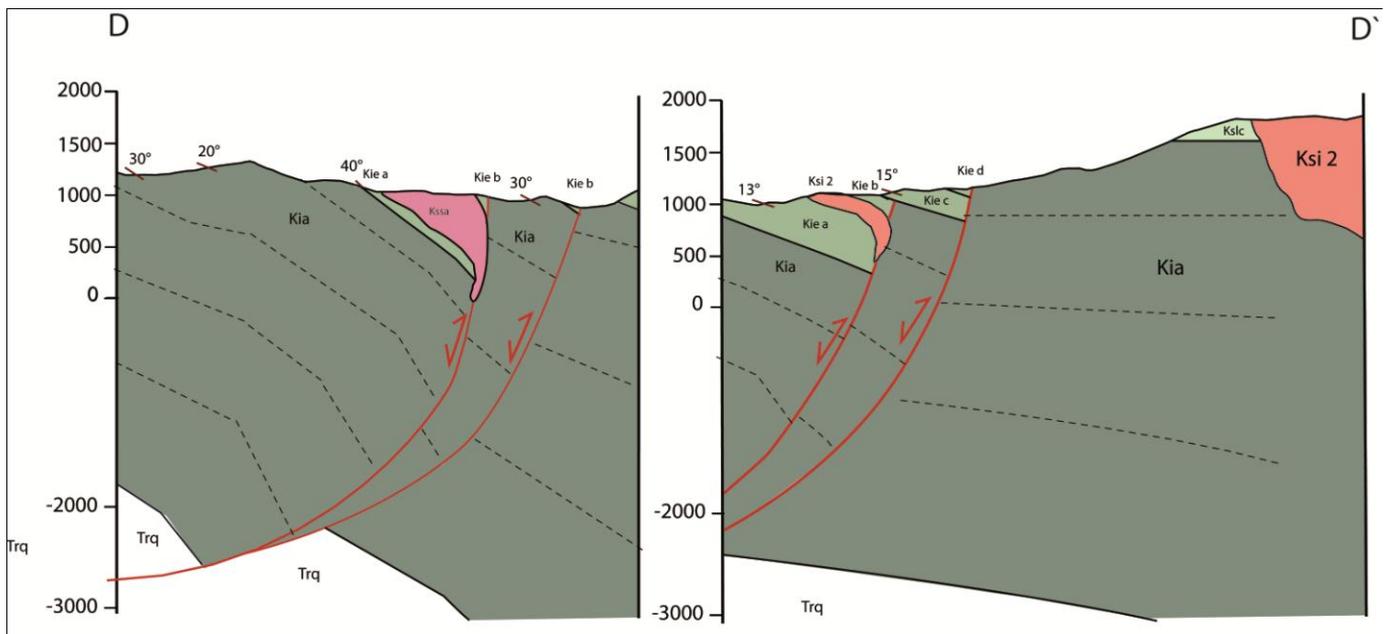


Figura 57: Perfil D-D'

5.3.5 Perfil E-E' (figura 58)

Esta sección cruza por el proyecto minero “El Espino”, los manteos hacia el borde de la cuenca aumentan en comparación a los perfiles anteriores. Evidenciando un aumento en el nivel de inversión de la cuenca. A menor escala en esta sección, los sub miembros a y b, presentan zonas de intensa deformación (descrita en el capítulo anterior).

Observando el perfil se puede interpretar que la deformación debiera estar relacionada

con un aumento de la inversión, y junto a esto, con el emplazamiento de la unidad Diorítica a través de la Falla El Espino. Cronológicamente esto podría indicar que posterior al emplazamiento la unidad intrusiva, habría continuado un régimen compresivo en la zona (evidenciado por el “butressing” descrito en el capítulo anterior).

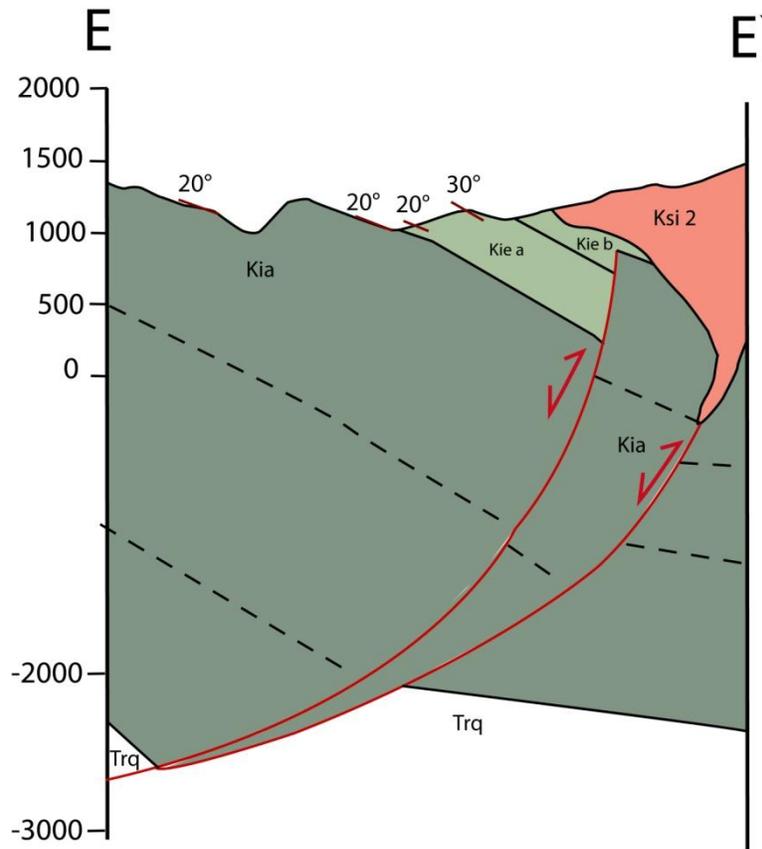


Figura 58: perfil E-E'

5.3.6 Perfil F-F' (figura 59)

Al igual que en la sección anterior, los manteos hacia el borde de la cuenca aumentan, en este caso llegando hasta los 45° en el Miembro El Espino.

La Falla La Yesera y la Falla El Espino se unen, pasando a ser una sola. Claramente el rechazo de esta falla ya es mucho menor que en las secciones anteriores, el relleno de la

cuenca se interpreta de un espesor aproximado de 300-500 m en profundidad.

En la sucesión volcánica de la Formación Arqueros también se observa un aumento de los manteos y estructuras de segundo orden. Producto de un fallamiento inverso en profundidad se puede reconocer un pliegue sinclinal seguido por un anticlinal con vergencia este, el anticlinal al igual que el observado en el perfil C-C', se interpreta como un anticlinal de roll-over invertido (o una estructura tipo "arpón").

Hacia el este de la sección se observa la unidad San Lorenzo, abarcando decenas de kilómetros cuadrados. Al igual que en la sección D-D', esta intrusión debiera estar relacionada con una estructura en profundidad que haya facilitado su emplazamiento, pero que no es posible observarla en superficie. Es posible que esa estructura esté relacionada con el sistema de fallas asociadas a la cuenca, aunque no es posible determinarlo con seguridad.

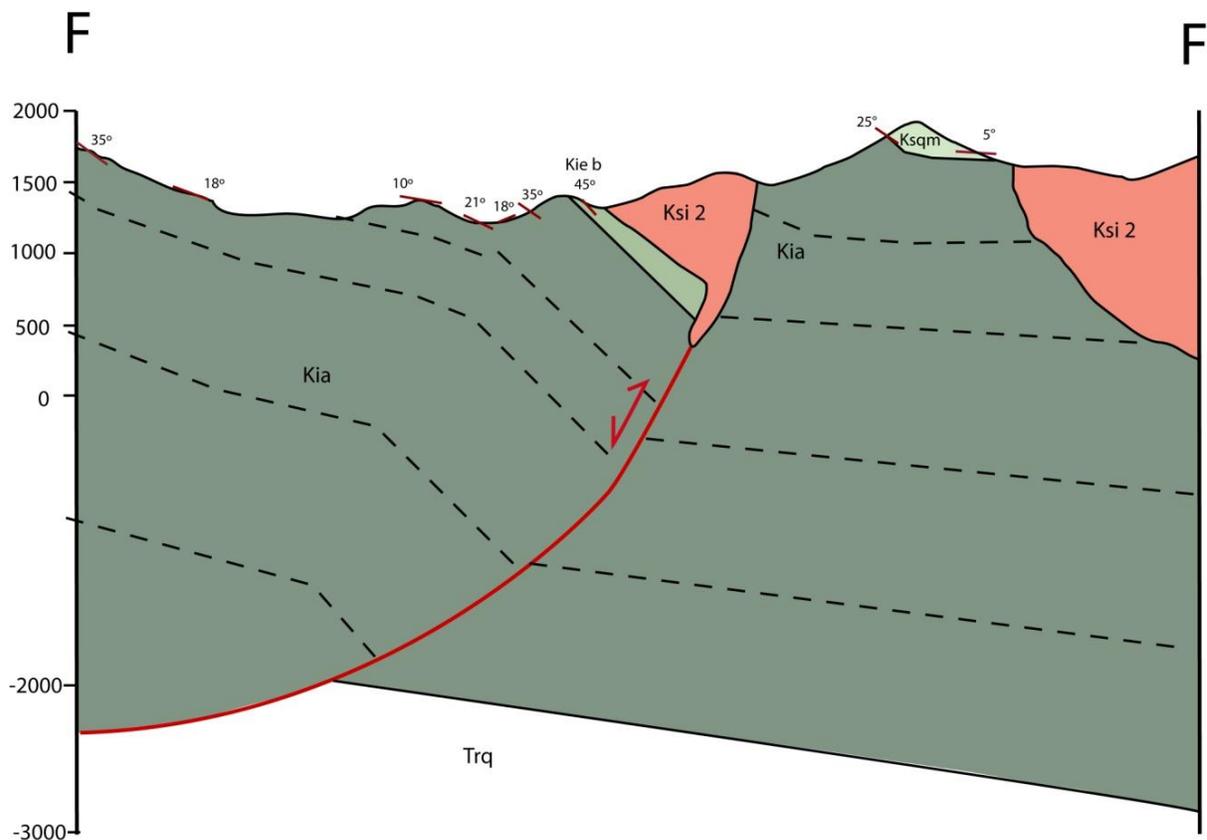


Figura 59: Perfil F-F'

5.3.7 Observaciones

El modelo estructural presentado para la zona en el capítulo anterior se acomoda a lo presentado en las secciones estructurales, siendo éste, una sub cuenca formada por un hemigraben con dos fallas de borde pasivo levemente invertido (figura 50).

En general se observa a través de los perfiles un aumento de la deformación compresiva hacia el norte del Miembro El Espino y las fallas de primer orden son correlacionables en todos los perfiles hasta hacerse una sola en la sección F-F'.

Podría ser que el nivel de inversión está relacionado también con las mineralizaciones encontradas en la zona, dado que los principales centros de mineralización se disponen en la parte más invertida de la cuenca.

También se observa que el depocentro de la cuenca se encuentra en el centro de esta, acuniándose hacia sus extremos. Las sub unidades c, d y e no se observan en el norte de la sucesión sedimentaria marina, debido al hecho de que quizás la falla El Espino no se prolongue hasta esa zona y sea la falla La Yesera la que esté controlando la depositación del Miembro El Espino.

VI. Alteraciones Hidrotermales en el Proyecto Minero El Espino

Aunque en este trabajo no se hicieron estudios en detalle de las alteraciones hidrotermales en el área de estudio, la Tesis de Magíster de Correa (2003) en el proyecto minero El Espino entrega una detallada información de este tema. Se presentarán los datos principales con el fin de poder ocuparlos posteriormente en el capítulo de discusiones.

Fue posible dividir las alteraciones encontradas en el Proyecto El Espino en tres etapas que se presentan a continuación:

- **Alteración Sódica:** El primer evento de alteración hidrotermal estuvo caracterizado por la introducción de Na y Si, provocando una albitización de las andesitas volcánicas y brechas volcánicas pertenecientes a la Formación Arqueros, y una silicificación de las limolitas, calcilitas y algunos niveles de calizas del Miembro El Espino. Asociado a este evento ocurrió una mineralización débil, caracterizada principalmente por cristales de pirita y calcopirita secundaria (figura 60 a).
- **Alteración Cálctica-Férrica:** El segundo evento de alteración hidrotermal estuvo representada por el desarrollo de minerales ricos en Ca (Fe), como epidota, clorita, actinolita y hornblenda (figura 60 a). Afecta principalmente niveles de areniscas, y en menor medida a las andesitas y brechas volcánicas. Esta alteración se sobre impone a la anterior evidenciando un orden cronológico de los eventos. Ocorre en forma pervasiva y en vetillas. Esta etapa, como la anterior, afecta fundamentalmente a las rocas que hospedan la mineralización del proyecto. También existe un halo de alteración de epidota± clorita ± pirita entre las rocas hospedantes y la Unidad Diorítica que aflora a menos de 100 m, la extensión de este halo varía entre 100 y 400 m de ancho. A esta etapa de alteración cálctica-férrica se asocia el principal evento de mineralización de Fe-Cu (Au) del proyecto.

Se estima que más de un 80% de los sulfuros de Cu se encuentran en zonas con moderada a intensa alteración de epidota, clorita y actinolita.

- **Vetas de carbonato y cuarzo:** El último evento de alteración está relacionado con el emplazamiento tardío de vetas de calcita, cuarzo y especularita (figura 60 a) con contenidos variables de calcopirita y Au. Estas vetas, que cortan todas las unidades litológicas, afloran en numerosos sectores del prospecto y son las que tienen el mayor contenido aurífero.

6.1 Observaciones

El evento de alteración Sódica pareciera estar relacionado con una baja temperatura y un evento independiente de las alteraciones posteriores.

La presencia de actinolita, clorita, cuarzo y epidota para la alteración cálcica se clasifica como una alteración que ocurre en la porción profunda de pórfidos cupríferos y se desarrolla en forma simultánea con la alteración potásica a niveles más altos (Carten 1986) (figura 60 b), pero debido este tipo de alteración es destructora de magnetita lo que no se ajustaría bien a la mineralización férrica encontrada en el prospecto. Debido a lo anterior se propone una alteración Cálctica-Férrica, como la propuesta por Arancibia y Clark (1996) para el pórfido de Cu-Au-Mo Island ubicado en British Columbia, Canadá. En este depósito se encuentra una alteración caracterizada por minerales ricos en Ca, Na y Fe (muy similares a los encontrados en el prospecto El Espino), en que la temperatura de formación va desde los 650-450 °C, caracterizándose por ser una alteración de muy alta temperatura.

Alrededor de las vetas de carbonato y cuarzo encontradas se evidencia un halo de alteración sericítica y minerales de arcilla en el contacto entre la veta y la roca caja, que no excede de algunas decenas de centímetros. Este evento de alteración podría identificarse como una etapa tardía de la alteración cálcica-férrica, o como un evento posterior independiente, en que los fluidos circulantes pierden temperatura, asociándole la mineralización aurífera que llegaría en esta etapa terminal de alteración (figura 60 b).

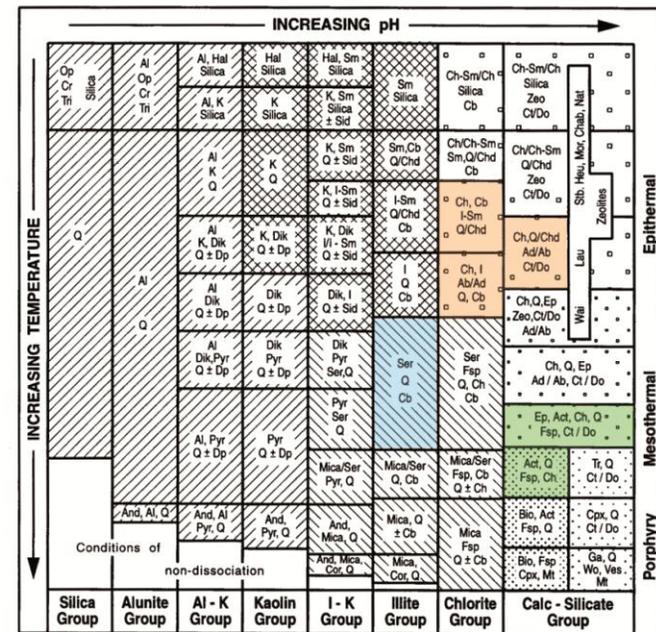
Minerales	Pre Mineralización	Mineralización Principal	Post Mineralización
	Estado 1	Estado 2	Estado 3
Albita	-----	-----	-----
Feldespato K	---		
Biotita	-----		
Clorita	-----	-----	-----
Hornblenda		-----	-----
Epidota	-----	-----	-----
Actinolita		-----	-----
Clinopiroxeno	-----		
Titanita		-----	
Calcopirita		-----	-----
Pirita	-----	-----	-----
Pirrotina	-----		
Magnetita		-----	-----
Especularita		-----	-----
Molibdenita		-----	
Oro		-----	-----
Minerales Ag		-----	
Esfalerita		-----	
Niquelita		-----	
Cobaltita		-----	
Apatito		-----	
Cuarzo	-----	-----	-----
Granate	----- ?		
Brookita			
Rutilo		-----	
Calcita		-----	-----
Sericita		-----	-----
Arcillas		-----	-----

Introducción de Na, Si y, en menor medida, K. Es un evento pervasivo. Débil mineralización de pirita. Moderada a fuerte alteración albitica en andesitas, brechas volcánicas y, localmente, areniscas. La silicificación ocurre en lutitas y limolitas principalmente.

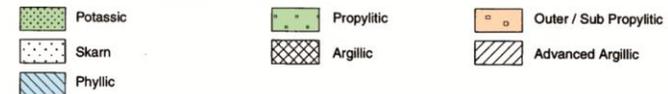
Desarrollo de intensa alteración cálcica a la cual se asocia el evento de mineralización principal de Fe, Cu y Au. Este evento ocurre en forma maciza, en cuerpos de brechas, diseminado y en vetillas. La alteración es usualmente pervasiva y en vetillas.

Evento tardío caracterizado por las vetas de carbonatos y cuarzo con mineralización de Fe, Cu y Au. Desarrollo de débil alteración sericitica y argílica acompaña a este evento.

(a)

**Mineral Abbreviations :**

Ab - albite; Act - actinolite; Ad - adularia; Al - alunite; And - andalusite; Bio - biotite; Cb - carbonate (Ca, Mg, Mn, Fe); Ch - chlorite; Chab - chabazite; Chd - chalcedony; Ch-Sm - chlorite-smectite; Cor - corundum; Cpx - clinopyroxene; Cr - cristobalite; Ct - calcite; Do - dolomite; Dik - dickite; Il - illite; I-Sm - illite-smectite; K - kaolinite; Fsp - feldspar; Ga - garnet; Hal - halloysite; Heu - heulandite; I - illite; I-Sm - illite-smectite; K - kaolinite; Lau - laumontite; Mt - magnetite; Mor - mordenite; Nat - natrolite; Op - opaline silica; Pyr - pyrophyllite; Q - quartz; Ser - sericite; Sid - siderite; Sm - smectite; Stb - stilbite; Tr - tremolite; Tri - tridymite; Ves - vesuvianite; Wai - wairakite; Wo - wollastonite; Zeo - zeolite



(b)

Figura 60: (a) minerales de alteración encontradas en el proyecto El Espino, se dividen en 3 etapas de alteración y mineralización (modificado de Correa, 2003); (b) Tabla de minerales de alteración versus Ph y T°, se encuadran los tipos de alteración que existen según su paragénesis (modificado de Corbet y Leach, 1998). Los minerales marcados con colores del diagrama (a) se asocian a una paragénesis y alteración específica según el diagrama (b)

VII. Discusiones

Los datos presentados en este estudio han dado pie a una serie de discusiones acerca del contexto tectónico y estructural de la región y para la mineralización tipo IOCG encontrada en el Proyecto El Espino.

De esta forma se pretende poder extrapolar los resultados encontrados a otras zonas del país, donde se evidencian ambientes tectónicos similares.

7.1 Estratigrafía del Miembro El Espino y su Relación con el Modelo Estructural Propuesto para el Área de Estudio

En el capítulo de estratigrafía se hizo un análisis a los ambientes de depositación de cada sub miembro, llegando a dos posibilidades para explicar los cambios litológicos; la primera sería la existencia de dos ciclos sedimentarios de transgresión y regresión marina, y la segunda sería la existencia de dos depocentros, a lo ancho de la sub cuenca (ver capítulo de estratigrafía).

El modelo estructural presentado para la zona de estudio, indicaría la existencia de dos fallas mayores de primer orden. Estas fallas, como se evidencia en los perfiles estructurales, estarían controlando dos depocentros diferentes (figura 61). Esta relación se acoplaría de buena manera, tanto a las relaciones estratigráficas de cada sub miembro de la sucesión sedimentaria marina, como a la litología que presenta cada uno.

Tomando lo anterior, se descartaría la posibilidad de la existencia de dos ciclos sedimentarios, validando la posibilidad de dos depocentros a lo ancho de la sub cuenca. Siguiendo los perfiles estructurales realizados a lo largo de la sucesión sedimentaria, el depocentro más joven se encontraría hacia el límite este de la sucesión sedimentaria marina con la Formación Arqueros, y sería controlado por la Falla El Espino. Esta relación de edad sería debido a la cronología de las fallas, en que la Falla La Yesera sería más antigua que la Falla El Espino, y además tendría un rechazo mayor, cosa que se puede evidenciar con las potencias mapeadas en superficie para cada depocentro.

De esta forma la geometría de cuenca presentada para el área de estudio, podría sostenerse por un lado, por las interpretaciones estructurales, y por otro, por una estratigrafía secuencial que posiblemente la valida.

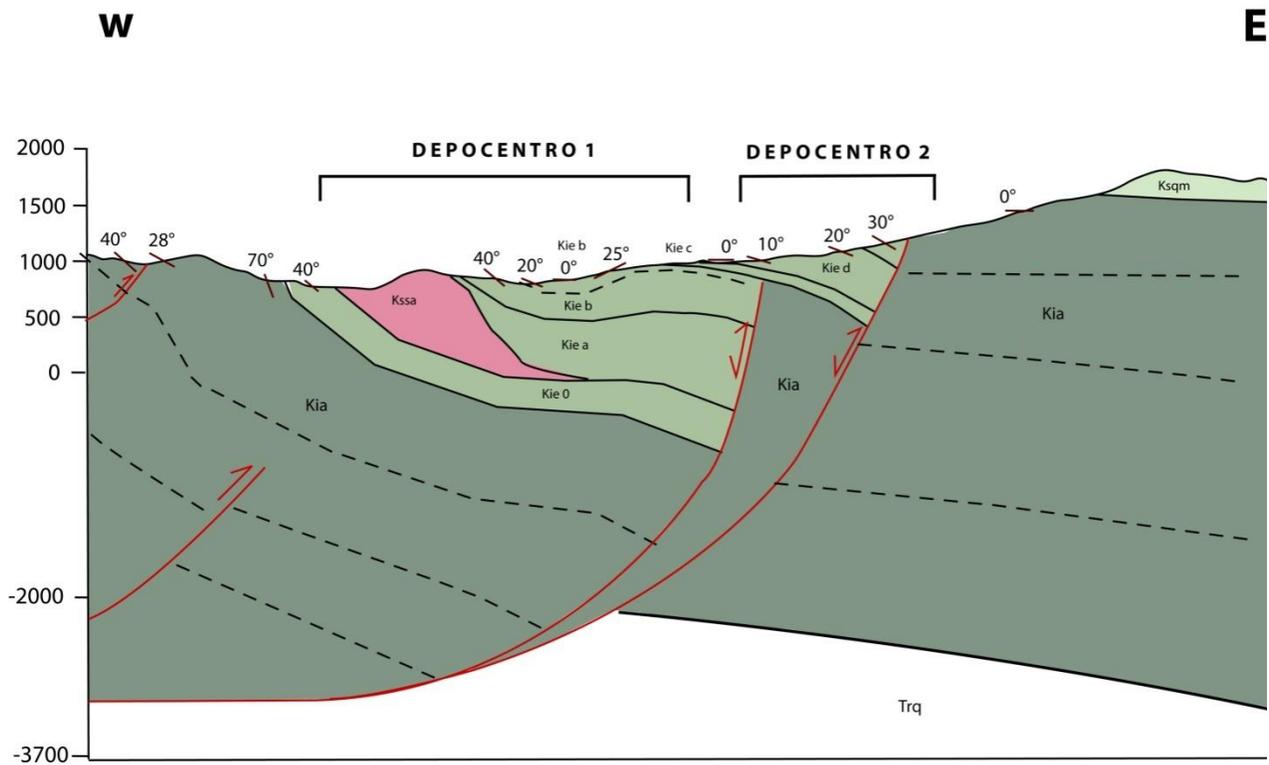


Figura 61: Depocentros encontrados a lo ancho de la cuenca. Se utilizó el perfil C-C' por ser el que presenta el máximo espesor para el Miembro El Espino.

7.2 Paleogeografía del área de estudio

Las capas de conglomerados al NE del área de estudio, interpretado como el Miembro Quelén de la Formación Quebrada Marquesa, no presentan clastos del Miembro El Espino, y tampoco de los intrusivos vistos en la zona.

Tomando exclusivamente estos datos litológicos, se podría interpretar que durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior los conglomerados del Miembro Quelén (al menos los vistos en este estudio) se habrían depositado en un ambiente continental que pudo haber coexistido (en parte) con la sucesión marina. Estos implicaría que durante un mismo

período de tiempo, una parte del área de estudio habría correspondido a un ambiente marino (representado por la sub cuenca rellenada por la sucesión marina del Miembro El Espino) y en paralelo, otra zona habría correspondido a un ambiente netamente continental (representado por el Miembro Quelén).

Esta interpretación se puede acomodar con el modelo propuesto para el distrito, y además se acomodaría con el hecho de que la sucesión marina del Miembro El Espino no vuelve a aflorar fuera del área de estudio, lo que podría ajustarse al hecho de que su extensión se acote a lo mapeado en la zona.

7.3 Alteraciones Hidrotermales del Proyecto El Espino y el Rol de la Unidad Diorítica para este Proceso

El análisis de los sectores mineralizados en el área de estudio permitió identificar que la presencia de la Unidad Diorítica podría estar directamente relacionada con la mineralización de la zona. Las grandes vetas y depósitos minerales, o están dentro de la unidad, o se encuentran sumamente cerca.

El Proyecto El Espino se encuentra cerca de este intrusivo, lo que lleva a pensar en primera instancia que debería existir una relación entre ambas. Para esta relación se hace necesario un análisis de las alteraciones hidrotermales encontradas en el proyecto, con el fin de observar si existe o no una relación con la cercanía del intrusivo.

Si se analizan las alteraciones hidrotermales cronológicamente, el primer evento, de alteración sódica, pareciera no estar relacionada con la presencia de la Unidad Diorítica, debido a que es una alteración de baja temperatura. Pero la fase de alteración cálcica-férrica que ocurre de manera posterior, pareciera presentar una relación con la presencia del intrusivo. Esto se puede evidenciar con el hecho de que la alteración cálcica-férrica al ser de alta temperatura debiera estar cerca a su fuente de emisión de fluidos, que en este caso sería representado por la Unidad Diorítica, que se identifica como la única unidad

intrusiva lo suficientemente cercana para ocasionar esta alteración. De esta forma el evento final de alteración sericitica podría ser una fase posterior del emplazamiento de la unidad intrusiva, en que fluidos perdieron temperatura.

Esta relación se puede ver ejemplificada en la figura 62, donde la Unidad Diorítica sería el principal alimentador de fluidos hidrotermales. Siguiendo lo explicado, quedaría por acotar la edad de emplazamiento de la unidad intrusiva, que vendría ser la misma edad de la mineralización que afecta que área de estudio.

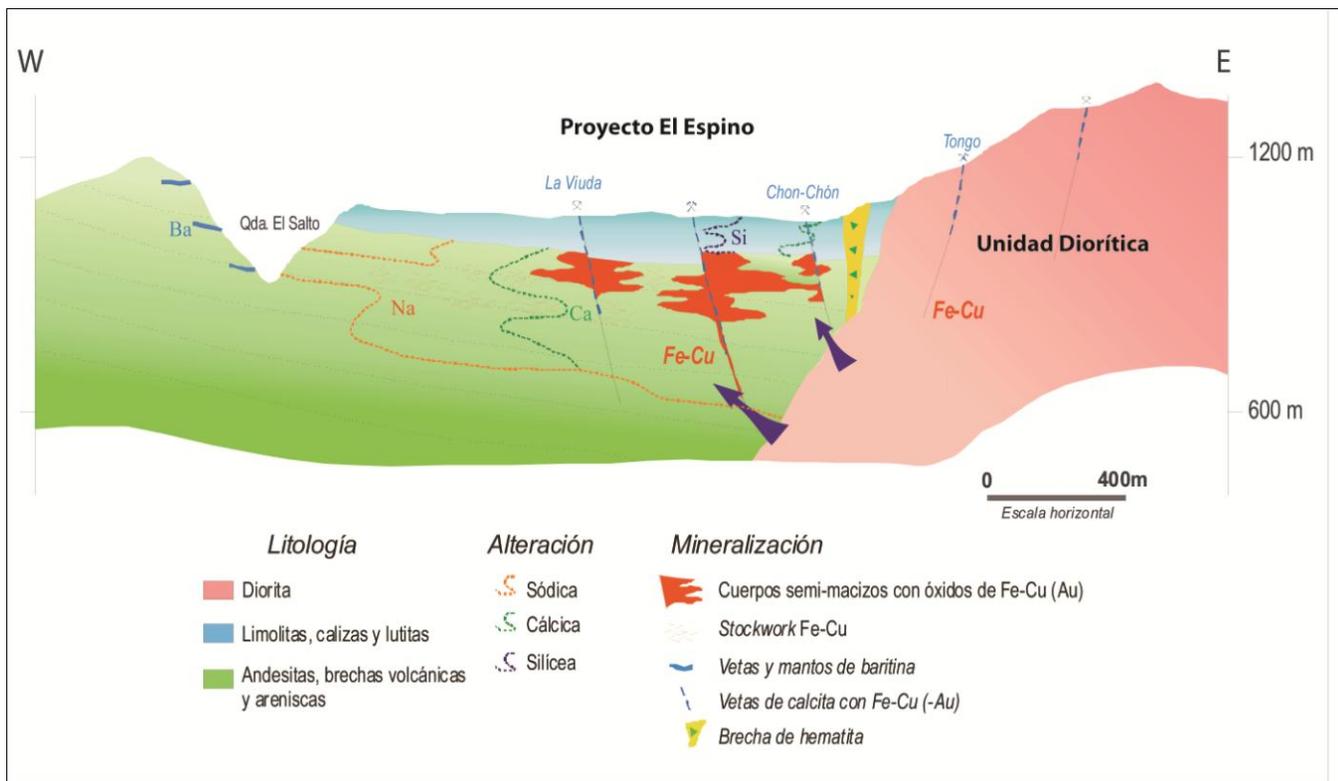


Figura 62: Modelo esquemático de las alteraciones y mineralización del Proyecto El Espino (modificado de Correa, 2003).

7.4 Edad y Contexto Tectónico para el Emplazamiento de la Unidad San Lorenzo

Analizando las secciones estructurales presentadas en el capítulo 6, pareciera ser que la estructura principal para el emplazamiento de la Unidad San Lorenzo sería la Falla El Espino y la Falla la Yesera. Tomando eso en cuenta quedaría por resolver si esta unidad se emplazó durante el régimen normal de la falla, durante la extensión, o el régimen

compresivo durante la inversión parcial de la cuenca.

Contextualizando lo anterior, el régimen extensivo en Chile central habría durado hasta el Cretácico “medio”, donde luego se paso a un régimen compresivo. Trabajos de Arancibia (2004), lograron acotar la edad del cambio de régimen a través de estudios en la Zona de Cizalle de la Silla del Gobernador ubicado en el margen costero a los 32° S. Trabajos de Parada et al. (2005) en el Plutón Caleu a los 32° 5`S también proponen una edad para la transición de régimen tectónico. Dada la cercanía de ambos trabajos con la zona de estudio, estos pueden extrapolarse al distrito El Espino y utilizarse para determinar el régimen tectónico en que se habría emplazado la Unidad Diorítica.

La Zona de Cizalle de la Silla del Gobernador corresponde a una zona de cizalle compresivo de alta deformación dúctil y cataclástica, donde se dataron micas blancas formadas durante la deformación milonítica sugiriendo una edad Ar/Ar de deformación dúctil de 109 Ma y una edad de deformación mínima de 97,8 Ma para biotitas milonitizadas. Estas edades acotan la deformación dúctil a 100 Ma, que sería la edad aproximada para el comienzo del régimen compresivo.

El Plutón Caleu encontrado en el margen costero de Chile central, representaría el último evento magmático relacionado al régimen extensional del Cretácico Inferior. La edad de este plutón es documentada en base a dataciones U-Pb que sugieren una edad de emplazamiento de la unidad entre los 94.2-97.3 Ma.

Por otro lado, al Miembro Quelén de la Formación Quebrada Marquesa se le otorga una edad del Neocomiano hasta el Albiano Superior, pero al no haber dataciones cercanas a la zona de estudio, esta edad podría ser hasta del Jurásico Superior hasta el Albiano Superior, o sea hasta los 100 Ma. Por otro lado, a aproximadamente 5 km al este de la zona de estudio, se reconocieron estratos de crecimiento dentro de una sucesión continental sedimentaria estratificada (compuesta por intercalaciones de areniscas gruesas y conglomerados) correlacionable con lo identificado al NE de área de estudio como el Miembro Quelén (Figura 63), lo que llevaría a pensar que esta unidad se depositó bajo un

régimen extensional, adecuándose al intervalo de tiempo asignado anteriormente.



Figura 63: Estratos de crecimiento correlacionados con el Miembro Quelén



Figura 63: Interpretación de Estratos de crecimiento correlacionados con el Miembro Quelén

Lo anterior implicaría que este miembro, en el caso de tener esa edad, podría representar en parte, el final del régimen extensivo de Chile central (debido a que sobre esta unidad no se encontrarían unidades de edad Cretácico Superior).

Al noreste del área de estudio se encuentra la Unidad Diorítica intruyendo al Miembro Quelén (figura 64). Si lo descrito en el párrafo anterior fuera cierto, implicaría que el emplazamiento de esta unidad intrusiva tendría que haber ocurrido de manera posterior a la depositación del Miembro Quelén, por ende, probablemente, en un régimen compresivo. Si extrapolamos esta última información se evidenciaría que la etapa principal de mineralización del proyecto El Espino, estaría ligado a eventos compresivos relacionados con la inversión parcial de la sub cuenca, en vez de eventos extensivos relacionados con la formación de esta.

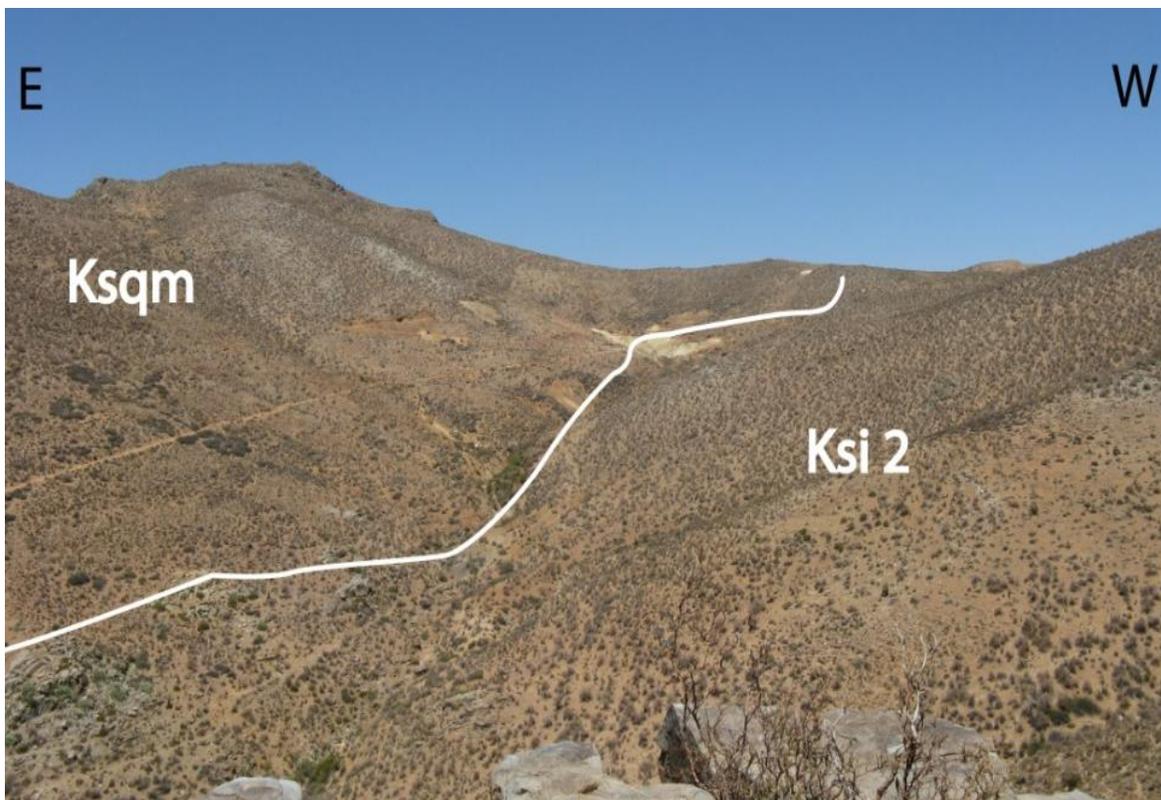


Figura 64: Contacto de intrusión entre el Miembro San Lorenzo y el Miembro Quelén.

7.5 Estructuras Secundarias y su Posible Relación con la Mineralización del Distrito

En el capítulo de estructuras se mencionaron una serie de fallas en echelón de segundo orden de dirección NE (figura 65 a), estas fallas en sus inicios habrían sido normales y posteriormente dos de ellas se habrían invertido siguiendo el modelo de deformación para la zona.

McClay (2002) definió este tipo de estructuras como zonas de acomodación de bajo relieve, que consistirían en sistemas de fallas de polaridad oblicuas al vector extensional, e implican una fuerte rotación hacia la zona de acomodamiento.

Modelos análogos realizados por Amilibia (2005), toman este tipo de fallas y las invierten (figura 65 b), mostrando que durante la compresión se reactivan y tienden a acomodar la deformación. Esto implicaría un mayor fracturamiento de la roca y por ende una mayor permeabilidad.

El vector extensional en el caso del área de estudio correspondería a la Falla El Espino, que en la zona donde se encuentran estas estructuras de orientación NE presenta un rumbo aproximadamente NS acomodándose de esa forma a lo visto en los modelos análogos.

La mineralización principal encontrada en la zona se dispone en el Proyecto El Espino, en la zona norte de la sub cuenca. Esta mineralización aparte de estar relacionada con la presencia de la Unidad Diorítica (como se explicó en el punto anterior), puede estar relacionada también con la presencia de estas estructuras, debido que presentan un mayor fracturamiento y permeabilidad. Lo anterior podría jugar un rol importante en la mineralización de la zona, debido a que los fluidos hidrotermales pueden haber ocupado estas estructuras para circular y depositar minerales.

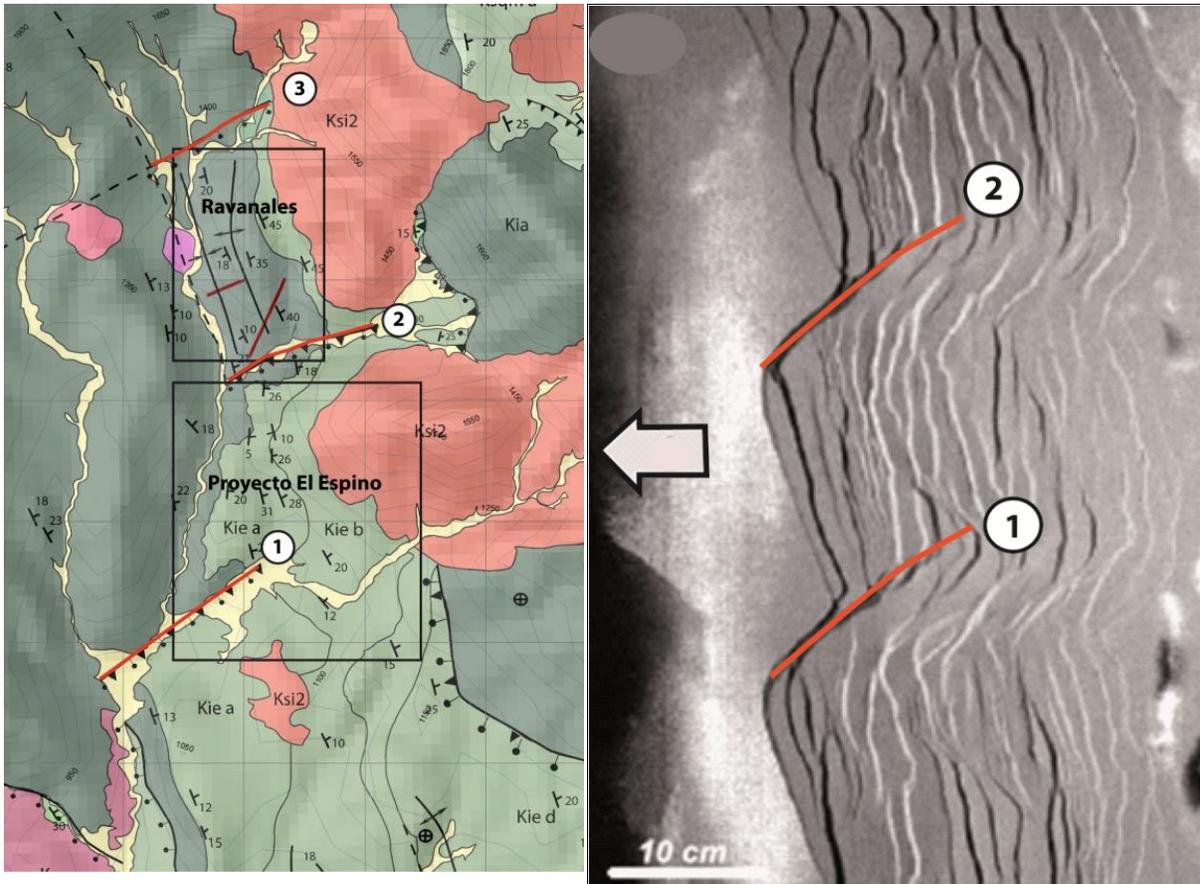


Figura 65 (a): Zona norte del área de estudio, se observan 3 fallas oblicuas en echelón ((1)-(2)-(3)), se marcan las zonas principales de mineralización encontradas entre las estructuras. Estas últimas pueden observarse en modelos análogos (figura (b)).

Figura 65 (b): Modelo análogo de un sistema hemigraben en echelón. La imagen corresponde a una extensión de 7.5 cm. Se marcan en rojo las fallas secundarias que pueden observar en el área de estudio. Modificado de Amilibia, 2005.

7.6 Comparación de la Mineralización del Proyecto El Espino con Modelos Clásicos de yacimientos tipo IOCG, y el Rol de la Inversión Tectónica

Los depósitos de tipo IOCG de los Andes se han relacionado típicamente con sistemas de fallas frágiles y longitudinalmente extensas y/o sistemas de cizalle dúctil. En Chile este ambiente se vería representado por el Sistema de Falla Atacama (eg. Scheuber y Andriessen, 1990) que habría estado activo durante el volcanismo y plutonismo Mesozoico, bajo un régimen extensivo transtensional sinistral.

Los controles tectónicos de la formación de los yacimientos IOCG no son claros, aunque la mayoría de los depósitos se habrían generado durante regímenes regionales extensionales

o de transtensión y localizadas en fallas frágiles o dúctiles de rumbo variado.

Esto marcaría la diferencia del modelo IOCG clásico con el modelo presentado para el Proyecto El Espino, en que en el caso de que las edades propuestas sean reales, el emplazamiento de los intrusivos habría ocurrido durante un régimen de inversión (figura 66).

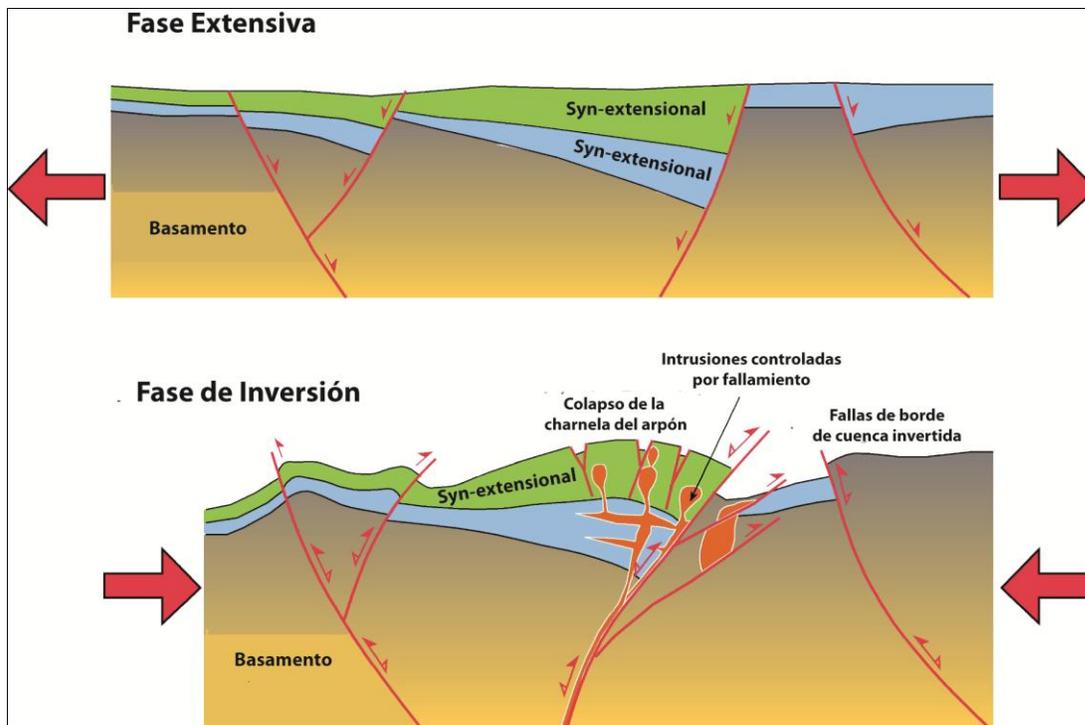


Figura 66: Modelo de emplazamiento de intrusivos y mineralización a través de un régimen de inversión de cuenca, modificado de McClay (2004)

Hoy en día se reconoce que la inversión de fallas normales pre-existentes juega un rol importante en la formación de trampas para hidrocarburos y mineralización, y que es posible causar el emplazamiento de unidades intrusivas durante este tipo de deformación. Esto, debido a que la inversión de fallas extensionales pre existentes produce una superposición de estilos estructurales y geometrías, formando estructuras complejas que facilitarían la circulación de fluidos y el ascenso de magmas (McClay, 2004).

Este modelo podría llegar a ser aplicado no tan solo para yacimientos tipo IOCG, como es el caso de El Espino, sino también en el emplazamiento de pórfidos cupríferos como han

expuesto diversos autores (McClay, 2004; Amilibia, 2008). Nuevos estudios sobre la Cordillera de Domeyko mostrarían que los pórfidos gigantes de la franja Eoceno-Oligoceno inferior (Chuquicatama, La Escondida, El Salvador) indicando que su emplazamiento habría ocurrido al final de un régimen compresivo, involucrando el basamento, lo que habría facilitado la generación de los magmas mineralizadores (Amilibia, 2008).

La inversión tectónica como mecanismo de emplazamiento de intrusivos mineralizadores, en el caso de los yacimientos IOCG, se contrastaría con el clásico modelo que relaciona este tipo de mineralización con la Falla Atacama, en que los yacimientos estarían ligados directamente con esta estructura, o con fallas secundarias relacionados a ella.

López (2006) propuso que la mineralización del prospecto El Espino ocurre en bloques controlados por fallas de rumbo con dirección N-NE, en las cuales se encuentran vetas mineralizadas de dirección NE. Esto relacionado, a lo que pareciera ser, una zona de fallas de rumbo de dirección NNE a NE, que sería parte de un sistema mayor de dirección N-NW que controlaría la localización de las alteraciones e intrusiones mayores.

Marquardt et al., (2009), tomando la información anterior, plantea a nivel regional que la alteración hidrotermal y la mineralización estarían relacionadas de manera espacial y temporal con fallas de rumbo de segundo y tercer orden de orientación NNW y NW, que serían parte de un sistema de falla de rumbo de primer orden de orientación NS sinistral. La mineralización sería syn-cinemática con una deformación sinistral-transtensional ocurrida a mediados del Cretácico. Este contexto sería muy similar al propuesto por Arévalo et al. (2006) para el distrito de Punta del Cobre.

El modelo para el prospecto El Espino presentado en trabajos anteriores (López, 2006; Marquardt, 2009), se acomodaría bastante bien con el tipo de estructuras encontradas más al norte, asociadas a la Falla de Atacama. Este modelo a nivel regional no tendría porque no funcionar, pero dentro de la zona de estudio se proponen estructuras que no se encontraron durante el trabajo en terreno.

Estas corresponderían en particular a lo propuesto por Marquardt et al. (2009) como Falla El Espino, que correspondería a una falla sinistral del Cretácico Inferior. La traza de esta falla (figura 67) pasaría por el contacto concordante entre la Formación Arqueros y el Miembro El Espino (al oeste del área de estudio), donde durante los trabajos de terreno realizados no se observaron estructuras o rasgos característicos de rumbo, ni tampoco cualquier tipo de estructura mayor. Tomando lo anterior se descartaría la existencia de esta falla dentro del área de estudio.

Por otro lado, Marquardt et al. (2009) propone una falla de rumbo sinistral de orientación NW-NNW, cuya traza coincidiría con la de la falla definida en este estudio como la Falla El Espino (figura 67). Pero esta no contempla el carácter normal de la falla y su posterior inversión mapeada durante este estudio, y durante los trabajos de terreno no se registraron estructuras de rumbo, en o cerca de la traza de la falla, ni del área mapeada.

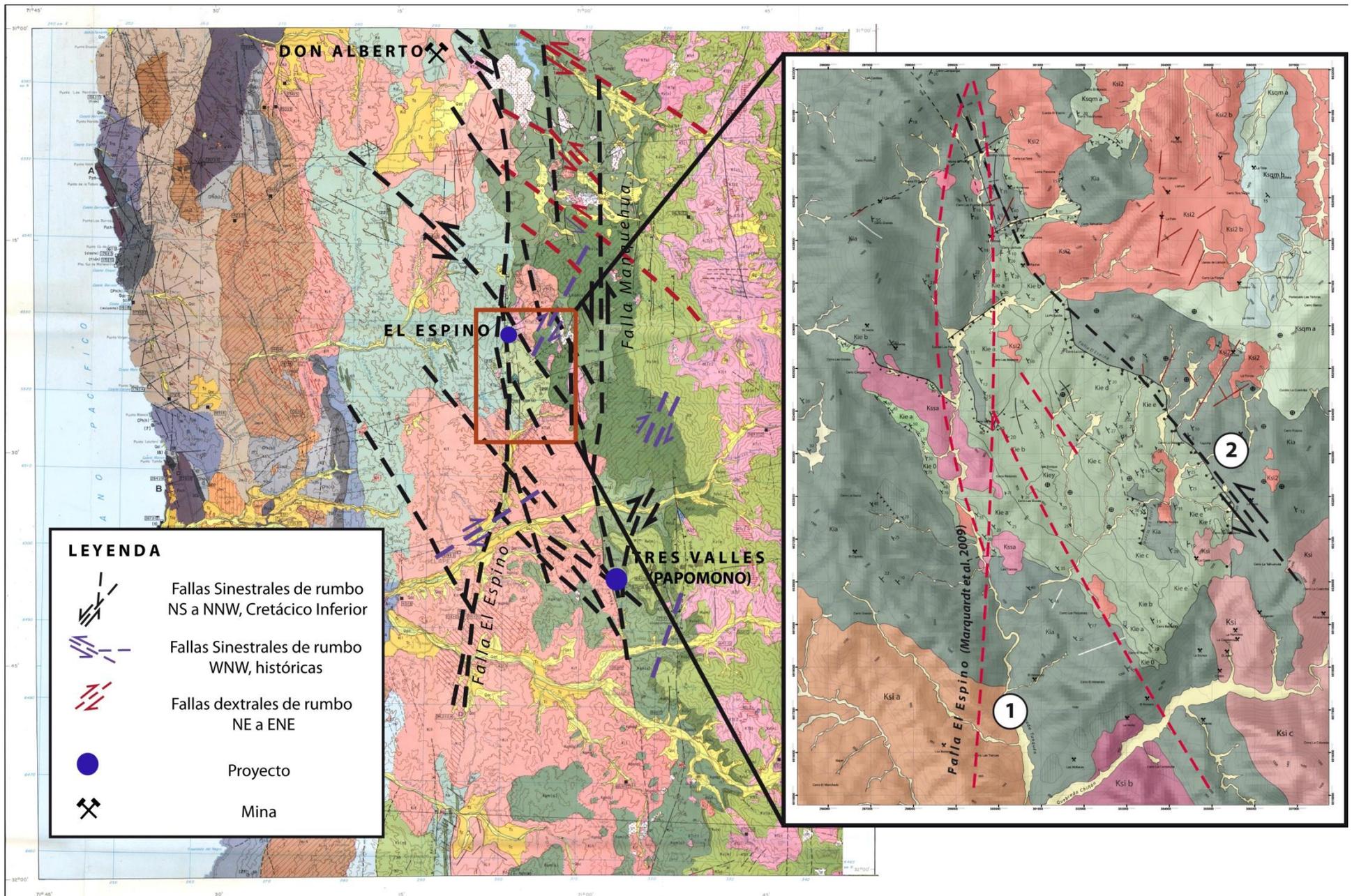


Figura 67: A la izquierda modelo regional Marquardt et al. (2009) sobre hoja Illapel, a la derecha, Modelo Marquardt et al. (2009) sobre zoom del área de estudio. 1- En rojo se marca Falla El Espino (Marquardt et al., 2009) y subsidiarias, 2- Falla de rumbo sinistral NNW que sigue la traza de Falla El Espino definida en este estudio.

Las estructuras propuestas por Marquardt et al. (2009) implicarían que la sucesión marina correspondiente al Miembro El Espino sería el relleno de una cuenca tipo “pull-apart” formada por estructuras de rumbo con una orientación NS-NNW y un movimiento sinistral. Esto no se acomodaría con lo visto en terreno, donde pareciera ser que las estructuras principales estarían ligadas a una sub cuenca hemigraben extensional.

Pero, como se mencionaba anteriormente, no se puede descartar la existencia del resto de las estructuras presentes fuera del área de estudio. Por lo mismo el modelo propuesto por Marquardt et al. (2009) no tiene por qué invalidarse en el resto de la región en base a estas observaciones

Tomando lo anterior el presente estudio propone un modelo alternativo para el prospecto El Espino, donde La mineralización tipo IOCG asociada al proyecto ocurriría durante la inversión del hemigraben, y posiblemente junto al emplazamiento de las unidades plutónicas. Implicando que el proyecto minero El Espino, no se asociaría a movimientos de rumbo mayores y tampoco a un régimen extensivo, diferenciándose de esa forma de los yacimientos IOCG tales como Mantoverde o Candelaria, de la región de Atacama.

Futuros resultados de dataciones U-Pb realizados en la Unidad Diorítica, Superunidad Illapel y algunas de las formaciones del área de estudio, podrían indicar y validar el modelo estructural y de mineralización propuesto para el distrito El Espino.

VIII. Conclusiones

La acumulación de los estratos sedimentarios marinos del miembro “El Espino” se interpreta como ocurrido en una sub cuenca extensional de geometría hemigraben, donde las fallas principales son de orientación NNW y sistemas secundarios de orientación NE. Esta sub cuenca podría corresponder a la franja de cuencas extensivas del Cretácico Inferior, correlacionándose con el Grupo Chañarcillo hacia el norte, y con la Cuenca Lo Prado hacia el sur.

Entre el Cretácico Superior-Paleógeno esta cuenca fue parcialmente invertida observándose estilos estructurales clásicos de inversión tectónica como fallas normales reactivadas a inversas y formación de sistemas compresivos durante la inversión.

La mineralización del distrito tendría un control estructural, ligada a fallas subsidiarias de rumbo NE, que se habrían generado en el proceso de extensión e inversión posterior de la cuenca sedimentaria El Espino. Las observaciones de terrenos y las dataciones U-Pb que se esperan para unos meses más, podrían indicar que la mineralización ocurrió esencialmente durante la inversión a partir de los 100 – 94 Ma.

Si es que esta última hipótesis fuera cierta, llevaría a definir al menos dos tipos de depósitos IOCG; unos formados en regímenes regionales extensionales o de transtensión con la mineralización alojada en rocas volcánicas (Ej. Candelaria y Mantoverde), y otro relacionado a la inversión, como El Espino, que está hospedado en la cobertura syn-rift marina-post series volcánicas.

IX. Sugerencias a Futuro o Recomendaciones

La aplicabilidad del modelo puede testearse también a escala fina, o con mayor detalle, en un estudio que integre la información recopilada de sub superficie del prospecto El Espino con los datos presentados a través de este estudio.

Los depocentros propuestos en el trabajo podrían ser testeados a través de estudios de microgravimetría, donde se mejoraría el modelo estructural tanto en 2D como en 3D.

El modelo estructural y tectónico propuesto para la mineralización serviría como una posible guía de exploración para depósitos minerales del tipo IOCG, donde el contacto de unidades volcánicas con unidades volcánicas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior posteriormente deformadas, podrían alojar depósitos minerales. Este tipo de ambiente es posible encontrarlo a lo largo de gran parte del margen de Chile Central, donde los contactos superiores de la Formaciones Horqueta o Punta del Cobre serían los principales blancos de exploración.

X. Referencias

Âberg, G., Aguirre, L., Levi, B., Nyström, J.O., 1984. Spreading-subsidence and generation ps ensialic marginal basins: an example from the Early Cretaceous of Central Chile. In Marginal basin Geology (Kokelaar, B.P., Howels, M.F.; editors). Geological Society of London, Special Publication 16: 186-193

Aguirre-Urreta, M.B., Casadío, S., Cichowolski, M., Lazo, D.G. y Rodríguez, D. 2008. Afinidades paleobriográficas de los invertebrados cretácicos de la Cuenca Neuquina, Argentina.

Aguirre, L., Charrier, R., Davidson, A., Mpodozis, C., Rivano, S., Thiele, R., Vergara, M. and Vicente, J.C., 1974, Andean Magmatism: its paleogeographic and structural setting in the central part (30° - 35° S) of the Southern Andes. *Pacific Geology* 8, pp. 1-38.

Aguirre, L.; Egert, E. 1962. Las formaciones manganésíferas de la región Quebrada Marquesa, Provincia de Coquimbo. *Revista Minerale*s, No. 76, p. 25-37. Santiago.

Aguirre, L. y Egert, E., 1965, Cuadrángulo Quebrada Marquesa provincia de Coquimbo, Carta Geològica de Chile, vol. 15, Instituto de Investigaciones Geològicas, Santiago, 92 pp.

Aguirre, L.; Egert, E. 1965. El contacto discordante entre las formaciones cretácicas Quebrada Marquesa y Viñita en la Provincia de Coquimbo. *Revista Minerale*s, No. 84, p. 30-37

Aguirre, L. y Egert, E., Cuadrángulo Lambert (La Serena), provincia de Coquimbo, Carta Geològica de Chile, vol. 15, Instituto de Investigaciones Geològicas, Santiago, 14 pp.

Aguirre, L., 1985. The Southern Andes, *in* Nairn, A.E.m., Stehli, F.G., and Uyeda, S., The ocean basins and margins, Volume 7A. The Pacific Ocean: New York, Plenum Press, p. 265-376.

Aguirre, L., Levi, B., and Nyström, J.O., 1989, The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes, *in* Daly, J.S., Cliff, R.A., and Yardley, B.W.D., eds., *Evolution of metamorphic belts: Geological Society of London Special Publication 43*, p. 223-232.

Amilibia, A., McClay, K.R., Sábat, F., Muñoz, J.A., Roca, E., 2005. Analogue Modelling of Inverted Oblique Rift Systems. *Geológica Acta*, Vol. 3, N° 3, 2005, 251-271.

Amilibia, A., Sábat, F., McClay, K.R., Muñoz, J.A., Roca, E., Chong, G. 2008. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean belt: Insights from the Cordillera de Domeyko, *Journal of Structural Geology* 30 (2008) 1520-1539.

Arancibia O. y Clark A., 1996, Early magnetite-amphibole-plagioclase alteration-mineralization in the Island copper porphyry copper-gold-molybdenum deposit, British Columbia. *Economic Geology*, v.91, no. 2, p. 402-438

Arancibia, G., 2004, Mid-cretaceous crustal shortening: evidencia from a regional-scale ductile shear zone in the Coastal range of central Chile (32° S). *Journal of South American Earth Sciences* 17, 209-226

Arévalo, C. (1995): mapa geológico de Copiapó, Región Atacama.- Documentos de Trabajo No. 6 Servicio Nacional de Geología y Minería.

Arévalo, C., Grocott, J., Pringle, M., Martin, W., 2000, Edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la mineralización en el yacimiento Candelaria, Región de Atacama. *Actas 9th Congre. Geol. Chileno* 2: 92-96.

Arévalo, C. 2005a. Carta Copiapó, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 91: 54 p., escala 1:100.000

Arévalo, C. 2005b. Carta los Loros, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica, Serie Geológica Básica 92: 54 p., escala 1:100.000.

Arévalo, C., Grocott, J., Martin, W., Pringle, M. and Taylor, G. (2006). Structural Setting of

the Candelaria Fe Oxide Cu-Au Deposit, Chilean Andes (27°30'S), *Economic Geology*, v.101, pp. 819-841.

Atherton, M.P., and Aguirre, L., 1992, Thermal and geotectonic setting of Cretaceous volcanic rocks near Ica, Peru, in relation to Andean crustal thinning: *Journal of South American Earth Sciences*, v.5, p. 47-69.

Bally, A.W. 1984, Tectogenése et sismique réflexion, *B. Soc. Géol. Fr.* 26, pp. 279-285

Barazangi, M., Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology* 4, pp. 686-692.

Charrier, R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina. Departamento de Geología, Universidad de Chile, *Comunicaciones* 26: 1-37

Charrier, R., Pinto, L. y Pía Rodríguez, M. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En Moreno, T y Gibbons, W. (eds.) *The Geology of Chile*. Geological Society, 21-114, London.

Chotin, P. 1981. Dissymétrie fondamentale dans l'évolution des zones de subduction de l'Ouest de l'Est Pacifique depuis le Trias. *Bull. Soc. Géol. France* 23: 245-254.

Cembrano, J., Garrido, I., Marquardt, M. Tectonic Setting of IOCG deposits in the Central Andes: Strike-slip-dominated deformation. *XII Congreso Geológico Chileno, Santiago*, 2009.

Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., Ramos, V.A., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Sci. Rev.* 18, pp. 303-332.

Cooper, M.A. and Williams, G.D., 1989, *Inversion Tectonics*, Geological Society of London, Spec. Publ., 44.

Corbett, G.J. and Leach, T.M. 1998. Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization. *Society of Economic Geologist, Special*

Publication Number 6, 237 p.

Correa, A. (2003) El Espino, un Nuevo depósito del tipo Fe-Cu (Au) en Chile. Comuna de Illapel, Región de Coquimbo. Tesis de Magister, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile.

Corvalán, J. 1974. Estratigrafía del Neocomiano marino de la región al sur de Copiapó, Provincia de Atacama. Revista Geológica de Chile. 1: 13-36.

Coward, M.P., Gillcrist, R., Trudgill, B., 1991. Extensional structures and their tectonic inversion in the Western Alps. Geological Society, London, Special Publications 1991; v. 56; p. 93-112.

Darwin, C., 1835. Geological notes made during a survey of the east and West Coast of South America in the years 1832, 1833, 1834 and 1835, with an account of a transverse section of the Andes between Valparaiso and Mendoza, Geological Society of London, Vol. 2, p. 210-212.

Dalziel, I.W.D., Storey, B.C., Garret, S.W., Grunow, A.M., Herrod, L.D.B., and Pankhurst, T.J., 1987, Extensional tectonics and the fragmentation of Gondwanaland, *in* Coward, M.P., Dewey, J.F., and Hancock, P.L., eds., Continental extensional Tectonics: Geological Society of London Special Publication 28, p. 433-441.

Dalziel, I.W.D., Brown, R.L., 1987. Andean core complex evolution related to marginal basin collapse: Implications for cordilleran tectonics. Geological Society of America, Abstract with Programs 19: 634.

Dula, W.F. (1991), Geometric models of listric normal faults and rollover folds. Am Assoc Petr Geol B 75: 1609-1625.

Emparan, C., Pineda, G., 2006. Geología del Área Andacollo-Puerto Aldea, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 96: 85 p. 1 mapa escala 1:100.000.

Franzese, J.R. y Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic continental extensión in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-breakup rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.

Gibs, A.D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of Geological Society* 141, 609-620.

Gutscher, M.A., 2002. Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interpolate coupling, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 15, Issue 1 ,pp. 3-10.

Imber, J., Childs, C., Nell, P.A.R., Walsh, J.J., Hodggetts, D., Flint, S., 2003. Hanging wall fault kinematics and footwall collapse in listric growth fault systems. *Journal of Structural Geology* 25, pp. 197-208.

Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G., Mourier, T., 1990. Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic tomes: a Thethyan model, *Journal of the Geological Society*, 147, 1009-1022.

Jensen, O., Vicente, J.C. & Godoy, E. (1976): Etapas de la evolución marina jurásica de la cuenca Andina externa (mioliminar) entro los paralelos 26° y 29°30'S. *Actas I Congr. Geol. Chileno Bd.I p.A273-96*

Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A., and Ando, C.J., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, pp. 341-361

Jurgan, H. (1977): Zur Gliederong der Unterkreide-Serien in der Provinz Atacama. *Chile.-Geol. Rdsch.* 66: p. 404-434.

Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C y Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?, *Geology* 17 (4): 324-328.

Kerr, H.G., White, N., 1992. Laboratory testing of an automatic method for determining normal fault geometry at depth. *Journal of Structural Geology* 14, 873-885.

Lamb and Hoke. Origin of the high plateau in the Central Andes, Bolivia, South America, *Tectonics* 16 (1997), pp. 623-649

Lara, P., Godoy, P-B.E (1998) Hoja Quebrada Salitrosa, Región de Atacama. Serv. Nac. Geol. Miner. Mapas Geol 4.

Levi, B., Aguirre, L., 1981. Ensisialic spreading-subsidence in the Mesozoic and Palaeogene Andes of Central Chile, *Journal of the Geological Society of London* 138: 75-81.

Lewis, W.J. y Anderson, D., 2008, Technical Report Updated Mineral Resource Estimate for the El Espino-Venus Property, Illapel District Region IV, Chile. Explorator Respurces INC-Explorator Resouces Chile S.A. INC, MICOM mineral industry consultants, Toronto Ontario, Canada

López G.P., Van Treek G., Tranvisany V., Richar M., Hitzman M., Nelson E. (2005). Calcilic alteration related to iron oxide-copper-gold (IOCG) mineralization. El Espino prospect, central Chile: Window to the World, Program with Abstracts, *Geological Society of Nevada Symposium 2005*, Reno/Sparks, Nevada, May 2005, p. 62.

López - Orrego G., Van Treek G., Travisany V., Hitzman M., Nelson E., Richard M. (2006). Regional Alteration in the El Espino iron oxide copper gold district, coastal Cordillera of northern Chile: *Geological Society os America*, Abstracts with programs, v. 38, no. 7, p. 373.

Maksaev, V. 2001. Alteración Hidrotermal, Curso de Metalógenesis, Universidad de Chile, 2001

Maksaev, V. 2001. Reseña Metalonénica de Chile y de los Procesos que Determinan la Metalogénesis Andina, Curso de Metalógenesis, Universidad de Chile, 2001

Maksaev, V., Munizaga, F., Valencia, V. and Barra, F. (2009), LA-ICP-MS zircón U-Pb

geochronology to constrain the age of post-Neocomian continental deposits of the Cerrillos Formation, Atacama Region, northern Chile: tectonic and metallogenic implications, *Andean Geology* 36 (2): 264-287. July, 2009

Marquardt, M., Cembrano, J., Siña, A. and Garrido, I. 2009. IOCG-type deposits in north-central Chile: A case study and implications for exploration, XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, 22-26 Noviembre.

Marschik R., Fontboté, L., (2001b), The Candelaria-Punta del Cobre iron oxide Cu-Au (-Zn-Ag) deposits, Chile. *Economic Geology* 96: 1799-1826.

Martin, W., Díaz, R., Nuñez, R., Olivares, R., Calderón, C., Calderón P., (1997), The updated Candelaria geologic mine model. *Actas 8th Congreso Geológico Chileno* 2: 1063-1067.

McClay, K.R., Dooley, T., Whitehouse, P., Mills, M. 2002. 4-D evolution of rift systems: Insights from scales physical models. *AAPG Bulletin*, v. 86, No. 6, pp. 935-959.

McClay, K. 2004. Structural models in the oil: the future for mineral exploration?, SEG 2004, Predictive Mineral Discovery Under Cover.

Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. En Ericksen, G.E., Cañas, M.T. y Reinemund, J. (eds.) *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series 11: 59-90.

Mpodozis C, Ramos V (1990) The Andes of Chile and Argentina. In: Ericksen GE, Cañas Pinochet MT, Reinemund JA (eds) *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circum-Pacific Council Energy Min Resour Earth Sci Ser 11:59-90.

Mpodozis, C., Allmendinger, R., 1992. Extensión cretácica a gran escala en el Norte de Chile (Puquios-Sierra Fraga, 27° S): significado para la evolución tectónica de los Andes. *Revista Geológica de Chile* 19 (2): 167-198.

Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 2008. Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: extensión,

subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?, Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (4): 481-497.

Morata, D., Féraud, G., Aguirre, L., Arancibia, G., Belmar, M., Morales, S., Carrillo, J., 2008. Geocronología del volcanismo del Cretácico Inferior en la Cordillera de la Costa (29°20-30°S), Chile. Revista Geológica de Chile 35 (1): 123-145.

Morata, D., Féraud, G., Schärer, U., Aguirre, L., Belmar, M., Cosca, M., 2006. A new geochronological framework for Lower Cretaceous magmatism in the Coastal Range of central Chile. 11º Congreso Geológico Chileno, Agosto 2006, Antofagasta (Chile), vol. 2, 509-512.

Parada, M.A., Nyström, J.O., Levi, B., 1999. Multiple sources for the Coastal Batholith of central Chile (31-34º S): geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implications. Lithos, vol. 46, 505-521.

Parada, M.A., Féraud, G., Fuentes, F., Aguirre, L., Morata, D., Larrondo, P., 2005, Ages and cooling history of the Early Cretaceous Caleu pluton: testimony of a switch from a rifted to a compressional continental margin in central Chile. Journal of the Geological Society, v. 162, issue 2, p. 273-287.

Perez, E., Cooper, M. & Covacevich (1990): Aptian ammonite-based age for the Pabellón Formation Atacama Region, Northern Chile.- Revista geológica de Chile, vol. 17, No. 2; p.181-185; Santiago de Chile.

Pincheira M., Rodríguez, M., Helle, S., Kelm, U., Frutos, J. 1997. El cobalto y níquel en sulfuros (Py, Cpy) como indicadores de la fuente de metales y ambiente de formación del depósito. Proc 8th Chilean geologic Cong, Antofagasta, Chile, vol 2, pp 1104-1108.

Piracés, R. 1976. Estratografía de la Cordillera de la Costa entre la Cuesta El Melón y Limache, provincia de Valparaíso, Chile. In Cong. Geol. Chileno, No. 1, Actas, Vol.1, p. A65-A82,

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

Rabbia, O., Frutos, J., Pop, N., Isache, C., Sanhueza, V. 1996. Características isotópicas de la mineralización de Cu (-Fe) de la mina Carola, distrito minero Punta del Cobre, Norte de Chile. Proc 13th Argentinean Geologic Congr, Buenos Aires, Argentina, vol 3, pp 289-295.

Ramos, V.A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle, The geological Society of America, Memoir 204

Rivano, S., Sepúlveda, P., Hervé, M., Puig, A., 1985. Geocronología K-Ar de las rocas intrusivas entre los 31°-32° S, latitud sur, Chile. Revista Geológica de Chile, No. 24, p. 63-74.

Rivano, S., Sepúlveda, P. 1991 Hoja Illapel. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 69, 132 p., 1 mapa escala 1:250.000.

Rivano, S., 1996. Geología de la Hoja Quillota y Portillo. 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. 191 p.

Rutland, W.R., 1970. Andean orogeny and sea floor spreading. Nature 233:252-255.

Scheuber E., Andriessen PAM (1990). The kinematic and geodynamic significance of the Atacama Fault Zone, northern Chile, Journal of Structural Geology 12: 243-257

Segerstrom, K., (1960), Cuadrángulo Quebrada Paipote, Province de Atacama, Carta Geológica de Chile, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago de Chile 35 p.

Segerstrom, K., y Parker, R.L., 1959, Cuadrángulo Cerrillos, provincia de Atacama. Santiago, Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, v. I, n° 2, 33 p.

Segerstrom, K & Ruiz, C. (1962): Cuadrángulo Copiapó, Prov. De Atacama, Inst. Inv. Geol., Carta Geol. Chile. 6: 115 p.

Sellés, D., Gana, P., 2001. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal: Regiones Meropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins, Escala 1:100.000. SERNAGEOMIN, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica, N°74

Shelton, J.W., 1984. Listric faults: an illustrated summary. AAPG Bulletin 68, 801-815.

Sillitoe, H. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view, *Mineralium Deposita* (2003) 38: 787-812

Stern, C.R., Mohseni, P.P., and Fuenzalida, R., 1991, Petrochemistry and tectonic significance of Lower Cretaceous Barros Arana Formation basalts, southernmost Chilean Andes: *Journal of South American Earth Sciences*, v-4, p. 331-342.

Stern, Ch. 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology*, 19: 78-81.

Taylor, G.K., Grocott, J., Daswood, B, Gipson, M., Arévalo, C., 2007, Implications for crustal rotation and tectonic evolution in the Central Andes forearc: New paleomagnetic results from the Copiapó region of northern Chile, 26° to 28°S: *Journal of Geophysical Research*, v. 112, B01102, doi:10.1029/2005JB003950

Thomas, H., 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta Barriga. Instituto de investigaciones Geológicas (Chile), Boletín, No. 2, 86 p.

Ulrich, T.D., Clark A.H., Kyser, T.K., (2001), The Candelaria Cu-Au deposit, III region, Chile: Product of long-term mixing of magmatic-hydrothermal and evaporate-sourced fluids. *Geological Society of America*, abstract Programs 33 (6): A-3

Veevers, J.J., 1989. Middle/Late Triassic (230 +/- 5 Ma) singularity in the stratigraphic and magmatic history of the Pangean heat anomaly, *Geological Society of America*, v. 17, no. 9, p. 784-787.

Vendeville, B., 1991. Mechanisms generating normal faults curvature: a review illustrated by physical models. In: Roberts, A.M., Yielding, G., Freeman, B. (Eds.), *Theo Geometry of*

Normal Faults. Geological Society Special Publication 56, pp. 241-249.

Vergara, M., Levi, B., Nyström, J.O., Fonseca, E., Roeschmann, C., 1994. Variation in Lower Cretaceous secondary mineral assemblage and thermal gradients across the Andes of central Chile (30°-35°). *Revista geológica de Chile* 21 (2): 295-302.

Vergara, M., Levi, B., Nyström, J.O., Cancino, A., 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension and subsidence in the Coast Range of central Chile, *in* GSA Bulletin; December 1995; v. 107; no. 12; p. 1427-1440.

Vergara, M., Nyström, J.O., 1996, Geochemical features of Lower Cretaceous back-arc lavas in the Andean Cordillera, central Chile (31-34°): *Revista Geológica de Chile*, v. 23, p. 97-106.

Vila, T., Lindsay, N., and Zamora, R., 1996. Geology of the Manto Verde Copper Deposit, Northern Chile: A specularite-rich, hydrothermal tectonic breccia related to the Atacama Fault Zone. In: Camus, F., Sillitoe, R.H., and Petersen, R., eds. *Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralization, Styles and Metallogeny*. Society of Economic Geologists, Special Publication Number 5, pp. 157-170.

Wall, R.; Sellés, D.; Gana, P. 1999. Área Tiltill-Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, No. 11.

White, N.J., Jackson, J.A., McKenzie, D.P., 1986. The relationship between the geometry of normal faults and that of the sedimentary layers in their hanging walls. *J Struct Geol* 8:897-909.

White, N., Yielding, G., 1991. Calculating normal fault geometries at depth: theory and examples. In: Roberts, A.M., Yielding, G., Freeman, B., (Eds), *The Geometry of Normal Faults*. Geological Society Special Publication 56, pp. 251-260.

Williams, G.D., Powell, C.M., Cooper, M.A., Geometry and kinematics of inversion tectonics. In: Cooper, M.A. and Williams, G.D., Editors, *Inversion Tectonics*, Geological

Society, London, Special Publication 44 (1989), pp. 3-15

Withjack, M., and Peterson, E., 1991. Prediction of normal-fault geometries, a sensitivity analysis: AAPG Bulletin, v. 77, p. 1860-1873.

Withjack, M.O., Schilsche, R.W., 2006. Geometric and experimental models of extensional fault-bend folds. In: Buiter, S.J.H. and Schreurs, G., Analogue and Numerical Modelling of Crustal- Scale Processes, Geological Society (London) Special Publication 253, pp. 285-305

Xiao H., Suppe, J., 1992. Origin of rollover. Am Assoc Petrol Geol Bull 76:509-529.

Yamada, Y., McClay, K., 2003. Application of geometric models to inverted listric fault systems in sandbox experiments. Paper 1: 2D hanging wall deformation and section restoration. J Struct Geol 25: 1551-1560.

Zentilli, M. (1974): Geological evolution and metallogenese relationships in the Andean of northern Chile between 26 and 29 south. Ph.D. dissertation Queen's University p. 395 p.; Kingston. Canadá

Ziegler, A.M., Barrett, S.F., Scotese, C.R., 1981. Paleoclimate, sedimentation and continental accretion. Royal Society of London, Philosophical Transactions A 301: 253-264.