



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

Facultad de Ciencias Químicas

Departamento Ciencias de la Tierra



**METAMORFISMO DE CONTACTO Y ALTERACIONES SOBRE
FÓSILES EN LA FORMACIÓN KATTERFELD, REGIÓN DE
AYSÉN, CHILE**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Valentín Rodolfo Letelier Vega

Profesor Guía : Dr. Osvaldo Patricio González Maurel

Profesor Co-Guía : Dr. (c) Leonardo Patricio Pérez Barría

Profesor Comisión: Dra. Javiera Paz Gerding González

Concepción, 2026

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
1.2. OBJETIVOS	2
1.2.1. Objetivo general	2
1.2.2. Objetivos específicos	2
1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS	3
1.4. TRABAJOS ANTERIORES	4
1.5. AGRADECIMIENTOS	5
2. MARCO GEOLÓGICO	6
2.1. GEOLOGÍA REGIONAL	6
2.1.1. Basamento Metamórfico	7
2.1.2. Unidades estratificadas	8
2.1.2.1. Formación Ibáñez	9
2.1.2.2. Grupo Coyhaique	10
2.1.2.3. Grupo Divisadero	12
2.1.2.4. Formación El Toro	12
2.1.3. Rocas Intrusivas	13
2.1.3.1. Batolito Patagónico	13
2.1.3.2. Complejo Plutónico Elizalde	13
2.1.3.3. Pórfidos ácidos	14
2.1.3.4. Filones básicos e intermedios	14

2.1.3.5. Cuerpos Hipabisales básicos e intermedios	14
2.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	15
2.2.1. Tectonismo regional.....	15
2.2.2. Falla Elizalde	15
2.3. DEPÓSITOS MINERALES	15
2.3.1. Distrito Minero El Toqui.....	16
2.3.2. Distrito Minero Cerro Bayo/Fachinal	16
3. MARCO TEÓRICO	18
3.1. INTRUSIÓN DE SILLS (FILONES MANTO)	18
3.2. METAMORFISMO DE CONTACTO.....	19
3.3. DEPÓSITOS DE SKARN	23
3.4. FÓSILES EN ROCAS METAMÓRFICAS.....	23
3.5. MORFOLOGÍA, GÉNESIS Y COMPOSICIÓN DE PIRITA	26
4. METODOLOGÍA.....	29
4.1. TOMA DE DATOS Y MUESTREO EN TERRENO.....	29
4.3. MICROSCOPIA ÓPTICA.....	29
4.4. MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO (MEB-SEM).....	30
4.5. DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)	31
4.6. FLUORESCENCIA DE RAYOS X (FRX)	32
5. RESULTADOS.....	33
5.1. ESTRATIGRAFÍA Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	33
5.2. PETROGRAFÍA y MINERALOGÍA	50
5.2.1. Composición de los intrusivos	50
5.2.2. Concreciones calcáreas	51
5.2.3. Pirita en fósiles y rocas sedimentarias.....	52
5.3. ALTERACIÓN y MINERALIZACIÓN	54

5.3.1. Recristalización de belemnites	54
5.3.2. Mineralización en belemnites	56
5.3.3. Asociaciones minerales.....	58
6. DISCUSIÓN.....	61
6.1. COMPOSICIÓN DE FILONES MANTO.....	61
6.2. FALLAMIENTOS Y DIACLASAMIENTO	62
6.3. MINERALIZACIÓN A NIVEL LOCAL Y REGIONAL	63
6.4. PALEOAMBIENTE	66
6.5. RECRISTALIZACIÓN Y MINERALIZACIÓN DE BELEMNITES	67
7. CONCLUSIONES	70
8. REFERENCIAS	71
ANEXOS.....	83

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1.1. Mapa de ubicación y accesos	3
2.1. Distribución de cuencas sedimentarias en la Patagonia	8
2.2. Mapa geológico del área de estudio	17
3.1. Esquema de alimentación de <i>sills</i> mediante diques	18
3.2. Esquema de intrusiones generando metamorfismo de contacto	19
3.3. Reconstrucción de la morfología de un belemnite	25
3.4. Evolución de framboides de pirita a cristales euhedrales	28
4.1. Microscopio Electrónico de Barrido	31
5.1. Mapa del área aledaña a ELZ	34
5.2. Imagen del sitio ELZ	35
5.3. Tramos inferiores ELZ	36
5.4. Belemnite fallado	37
5.5. Niveles de lutitas calcáreas en ELZ	38
5.6. Tramos superiores ELZ	40
5.7. Columna ELZ	41
5.8. Mapa del área aledaña a SRP	42
5.9. Tramos SRP	43
5.10. SRP-T1	44
5.11. SRP-T3 y SRP-FM2	45
5.12. Concreciones calcáreas de SRP	46
5.13. Columna SRP	47
5.14. Falla normal afectando a SRP-T1 y SRP-FM1	48
5.15. Desplazamiento de capas arenosas/tobáceas	49
5.16. Diagrama TAS para muestras pertenecientes a los filones manto	50
5.17. Esquema de concreciones calcáreas con cobertura silíceas	51
5.18. Halo de pirita en concreción con cobertura silíceas	52
5.19. Pirita frambooidal asociada a microfósiles	53
5.20. Belemnites bien preservados	54

5.21.	Belemnites recristalizados	55
5.22.	Belemnites con galena	56
5.23.	Belemnites con calcopirita	57
5.24.	Azufre nativo en MURAY.PI.295	58
5.25.	Entrecrecimiento de blenda y pirita en corte SRP-C	58
5.26.	Vetillas de calcita con cristales de cuarzo insertos y pirita asociada	59
5.27.	Cúmulos y vetillas de calcita negra y blanquecina	60
6.1.	Zonación de ELZ-FM1	61
6.2.	Comparación de galena, molibdenita y granate	65
6.3.	Modelo propuesto para la cristalización y mineralización de belemnites	67
6.4.	Columna de temperatura para el sitio ELZ	69

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
1.1. Tipos de metamorfismo de contacto	22
2.1. Muestras seleccionadas para la confección de cortes transparentes pulidos	30
2.2. Muestras utilizadas para DRX y FRX	32

RESUMEN

La Formación Katterfeld (Ramos, 1976) es una unidad sedimentaria del Cretácico Inferior distribuida en la Patagonia chilena y argentina, se compone principalmente de lutitas negras, con intercalaciones de arenisca y destaca por su abundante contenido fósil de fauna marina. En el presente trabajo se estudiaron dos afloramientos de dicha formación, uno a 25 km al SW de Coyhaique, al sur del Lago Elizalde y en las faldas del Cerro La Paloma, denominado como “Sitio Elizalde” (ELZ). El otro a unos 10 km al sur de Coyhaique, en cercanías del Salto del Río Póllux, a un costado de la Ruta 7, denominado “Salto Río Póllux” (SRP). Tanto en ELZ como SRP, la unidad se expone intruída por cuerpos magmáticos subhorizontales (*sills*), los cuales alteran a las secuencias rocosas mediante un proceso de metamorfismo de contacto. La potencia de estos intrusivos va de 1 a 30 metros, rasgo que tiene incidencia directa en los alcances de la alteración; los intrusivos pequeños tienen efectos limitados, mientras que el *sill* más potente estudiado (ELZ-FM2, 30 m), en el techo de ELZ, genera una aureola de contacto conspicua, caracterizada por un aumento de tenacidad de las lutitas adyacentes, asociado a silicificación, y una intensa recristalización de sus fósiles, que, a su vez, presentan recubrimiento de pirita, calcopirita, galena y otros minerales, cuya precipitación se atribuye a cambios en las condiciones fisicoquímicas de los fluidos hidrotermales provenientes del *sill*. La mineralización en torno a los fósiles sugiere que estos habrían actuado como “trampa geoquímica”, donde la disolución parcial de los restos carbonatados produce un aumento local en el pH, disminuyendo la solubilidad de los sulfuros en solución, induciendo su cristalización. El mineral de mayor relevancia es la pirita, de presencia ubicua en ambos sitios; esta presenta dos morfologías, framboidal (procesos de baja temperatura) y euhedral (procesos de baja y alta temperatura). La acción del metamorfismo de contacto decrece hacia niveles inferiores donde los fósiles preservan su estructura y carecen de mineralización.

ELZ destaca por la presencia de braquiópodos, cefalópodos [nautiloideos, ammonites y belemnites], bivalvos, serpúlidos, trazas y restos vegetales. De estos taxa, los belemnites son particularmente abundantes y de buena preservación, además de ser los únicos reconocibles en la zona de contacto con el *sill* superior, mostrando una alta resistencia a las temperaturas de incidencia de los cuerpos intrusivos, esto se atribuye a su composición calcítica y estructura compacta.

Este trabajo busca establecer condiciones de mineralización sin precedentes asociada a fósiles, estableciendo lazos entre paleontología y geología económica, uniendo diversas áreas del conocimiento.

Los materiales en estudio se extrajeron bajo el permiso del CMN: ORD. 4827 (26 de octubre del 2023), titular: Leonardo Pérez Barría, Curador del Museo Regional de Aysén (MURAY), Paleontólogo. Esto en el marco del proyecto “Estratigrafía y Paleontología de la Fm. Katterfeld en Lago Elizalde (Región de Aysén, Chile)”, subsidiado por el Programa de Colecciones MURAY, donde se encuentran las muestras.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Los fósiles no suelen preservarse en condiciones de metamorfismo, sin embargo, en algunos casos es posible encontrar restos fósiles en rocas metamórficas, especialmente aquellas de bajo grado (Shaw, 2019). A nivel global, los casos son limitados y pobres en comparación con la totalidad del registro fósil, aun así, existen ejemplos en todos los continentes, incluyendo la Antártica (Bucher, 1953; Howe y Francis, 2005; Galvez *et al.*, 2012).

En Chile, los hallazgos de fósiles en condiciones de metamorfismo son escasos, aunque destaca la presencia de trilobites y otros invertebrados devónicos en la localidad de Buill en Chiloé continental (Pérez d' Angelo, 1961; Levi *et al.*, 1966; Fortey *et al.*, 1992; Ortiz-Ibacache, 2018; Pérez-Barría y Ortiz, 2020), bivalvos (y otras fauna) en la Formación Potranca perteneciente al Complejo Metamórfico de los Chonos, Región de Aysén (Miller y Sprechmann, 1977; Fang *et al.*, 1998) y estromatolitos posiblemente insertos en pizarras grises de Campos de Hielo Sur, Región de Aysén (Pérez-Barría *et al.*, 2021b). A todo esto se suma la fauna fósil (incluyendo ammonites, bivalvos y belemnites) presente en lutitas negras de la Formación Katterfeld, las cuales (en determinados sectores) están intruidas por *sills* de composición básica, intermedia y ácida (De la Cruz *et al.*, 2003), cuyo emplazamiento produce metamorfismo de contacto; el hallazgo fue realizado incidentalmente el año 2009 (ver Cortés, 2025), gracias al descubrimiento del “sitio Elizalde” (ELZ), una localidad fosilífera 25 km al SW de Coyhaique, Región de Aysén; para este trabajo se incorporó un segundo afloramiento similar a ELZ denominado “Salto Río Póllux” (SRP), 10 km al sur de Coyhaique. Los primeros antecedentes estratigráficos y taxonómicos de ELZ fueron presentados por Cortés *et al.* (2023; 2024). Posteriormente, Cortés (2024), incorpora los datos previos, detallando la taxonomía de belemnites en ELZ, notificando además la existencia de un proceso de recristalización asociado a los cuerpos intrusivos, aunque sin profundizar en el tema.

Debido a la rareza de la preservación de fósiles en rocas metamórficas, las condiciones de formación, alcance de los efectos y arreglos minerales, no han sido descritos a fondo. La mayoría de los trabajos estudian las implicancias de la presencia de restos fósiles como marcadores cronológicos, siendo pocos los que se enfocan en el arreglo mineral y los procesos químicos involucrados, en ese contexto, Shaw (2019) estudió fósiles de arcillas jurásicas intruidas por *sills*

basálticos en Portrush, Irlanda del Norte, con énfasis en la paragénesis asociada; dicho trabajo es una buena base para esta investigación pues presenta condiciones muy similares a las observadas para la Formación Katterfeld, Región de Aysén, Chile.

Este trabajo busca caracterizar, mediante diversas técnicas analíticas, las condiciones fisicoquímicas y efectos del metamorfismo de contacto en rocas y fósiles de la Formación Katterfeld. En adición, se pretende comprender de mejor manera la recristalización de restos fósiles, fenómeno que afecta de distinta manera a distintos taxa. El último proceso por contemplar es la mineralización metálica representada principalmente por pirita, con cantidades menores de galena, calcopirita y blenda. La pirita existe de manera prácticamente ubicua en todos los estratos estudiados, encontrándose como diseminado fino, halos en torno a concreciones, asociada a vetillas de cuarzo/calcita y cobertura de ciertos fósiles. Se desconoce si su origen es sedimentario, hidrotermal o una combinación de ambos. Es importante recalcar que en la Región de Aysén se han descrito condiciones similares asociadas a la mineralización del Distrito Minero El Toqui, un depósito de tipo estratoligado con skarn de Zn-Pb (Townley, 1996), originado por la intrusión de cuerpos magmáticos en rocas calcáreas de la Formación Toqui, miembro basal del Grupo Coyhaique, mismo grupo que alberga a la Formación Katterfeld; debido a estas similitudes es que se busca establecer si existe o no una relación entre los procesos que mineralizan a ambas unidades.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo general

Determinar los efectos de la intrusión de *sills* magmáticos en rocas y fósiles de la Formación Katterfeld, comparando con la condición de base.

1.2.2. Objetivos específicos

- Caracterizar y correlacionar geológicamente los afloramientos estudiados.
- Establecer un orden para los eventos de alteración presentes en los sitios estudiados.
- Identificar y definir las asociaciones paragenéticas presentes en las rocas y fósiles estudiados.
- Relacionar los procesos de mineralización presentes en la Formación Katterfeld con eventos mineralizadores similares en la Región de Aysén.

1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS

El estudio comprende dos afloramientos (Figura 1.1.), correspondientes al “Sitio Elizalde” (ELZ) y al “Salto Río Pollux” (SRP). ELZ se ubica 25 km al SW de Coyhaique en línea recta, al sur del Lago Elizalde, en las faldas del Cerro La Paloma; para acceder a este sitio desde Coyhaique se debe tomar la Ruta 7 (Carretera Austral) con dirección a Balmaceda, luego se debe tomar un desvío en la bifurcación que lleva a Valle Simpson, siguiendo la ruta X-686 hasta el km 9, donde se hace ingreso a un recinto privado con una ruta leñera interior la cual finaliza en un prado desde el cual se debe continuar caminando en dirección este para llegar al afloramiento. Por otro lado, SRP se ubica a unos 10 km al sur de Coyhaique en línea recta, a un costado de la Carretera Austral frente al Salto del Río Póllux; para llegar a este sitio desde Coyhaique se debe tomar la Ruta 7 en dirección a Balmaceda, como referencia, el sitio queda a un par de minutos de la “Muralla China” y a solo unos metros pasada la bifurcación hacia la ruta X-677 que lleva a “El Fraile”.

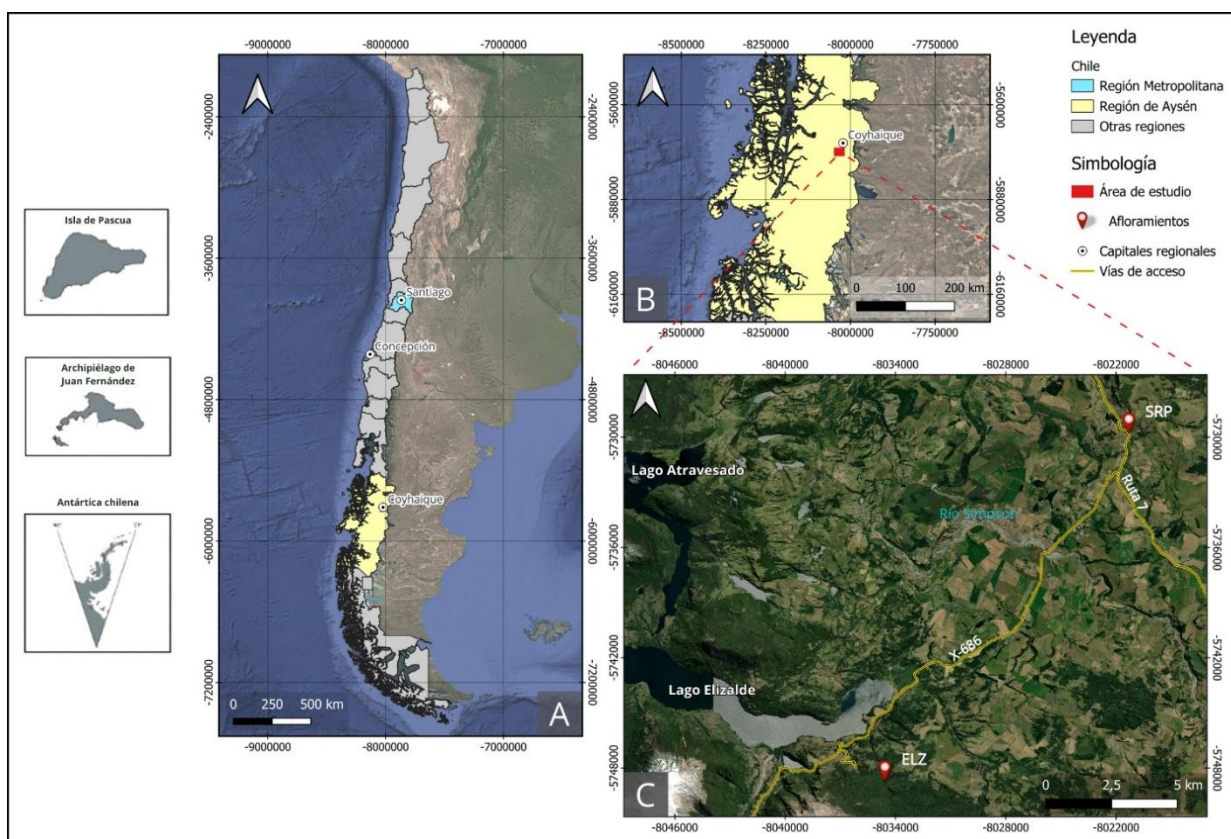


Figura 1.1. Mapa de ubicación y accesos; a) Mapa de ubicación a nivel nacional; b) Mapa de ubicación a nivel regional; c) Imagen satelital del área de estudio, donde se indican los dos afloramientos estudiados (ELZ y SRP) y las vías de acceso para llegar a dichos sitios desde Coyhaique.

1.4. TRABAJOS ANTERIORES

Ramos (1976) desarrolla la geología del sector de los Lagos La Plata y Fontana en Argentina, donde define la Formación Katterfeld.

Niemeyer *et al.* (1984) realizan el mapeo de la zona que va desde la Península de Taitao hasta Puerto Aysén, área en la cual se incluye parte de la zona estudiada en el presente trabajo.

Townley (1996) realiza un análisis integral de la relación entre depósitos minerales, su metalogénesis y la tectónica de la Región de Aysén.

Petford y Turner (1996) realizan dataciones de diques basálticos-andesíticos en el sector del Salto del Póllux, cercano al afloramiento SRP.

Townsend (1998) realiza su tesis doctoral en la cual estudia la Cuenca de Aysén, morfoestructura en la que se desarrolla el Grupo Coyhaique, al cual pertenece la Formación Katterfeld.

De la Cruz *et al.* (2003) realizaron la Carta Geológica Coyhaique-Balmaceda la cual cubre la zona del presente trabajo en su totalidad. Definieron unidades primordiales para este estudio: la Formación El Toro, las unidades intrusivas “Complejo Plutónico Elizalde”, “Pórfido ácidos”, “Filones básicos e intermedios” y “Cuerpos Hipabisales básicos e intermedios”, además, trazan la Falla Elizalde, en las cercanías del afloramiento ELZ.

Kesjar *et al.* (2017) realizaron dataciones U-Pb en zircones de tobas intercaladas en la Formación Katterfeld, además de bioestratigrafía e isótopos de C y Sr, asociando la unidad al Hauteriviano.

Rivas *et al.* (2023) estudian afloramientos al sur de Coyhaique, adyacentes al afloramiento del Salto Río Póllux mencionado en este trabajo.

Cortés *et al.* (2023) dan a conocer el hallazgo del sitio Elizalde, además de describir la estratigrafía y sedimentología del afloramiento, que permiten asignarlo a la Formación Katterfeld.

Cortés *et al.* (2024) presentan la taxonomía de belemnites para en el sitio Elizalde.

Cortés (2024) en su tesis para obtener el grado de geólogo describe la estratigrafía y fauna fósil (con énfasis en los belemnites) de la Formación Katterfeld para el sitio Elizalde.

Cortés *et al.* (2025) realizan una recopilación de los hallazgos de belemnoideos en los alrededores de Coyhaique, donde dichos fósiles se encuentran presentes en las formaciones Toqui y Katterfeld.

1.5. AGRADECIMIENTOS

Primero que todo, un agradecimiento especial al Museo Regional de Aysén, quienes me acogieron y guiaron en el desarrollo de mi primera práctica y del presente trabajo. Un saludo cordial a las dos personas que me tuvieron a cargo, Leonardo Pérez Barría y Juan Pablo Varela, destacando también la gestión de Gustavo Saldivia, Director del museo. También agradecer al Plan Ciencia 2030 (UdeC), el cual me apoyó con la beca Emerge e Impulsa tu Tesis, permitiendo comprar materiales indispensables. Aprovecho de saludar a los compañeros que me acompañaron durante las prácticas y el trabajo final, brindando compañía en labores diarias, en las pausas de café y en los terrenos, ellos son Jorge Cortés, Felipe Araus, Cristian Muñoz, Benjamín Pérez, Martín Fritsch, Camila Rozas, Francisca Beltrán, Cristóbal Espinoza, Martín Jara, Juanito y Vale. También a Don Orlando y su esposa quienes nos permitieron entrar a sus terrenos para visitar el sitio Elizalde.

A los funcionarios del DCT, tía Angélica, Jose, don Mauri, don Pedro, don Álvaro, don Iván, don César, señorita Carolina, don Gerardo y todos quienes mediante su labor diaria nos permiten seguir aprendiendo en las mejores condiciones. A incontables profes que marcaron mi camino: Piojito, Watita, Osvaldo que me ayudo a llevar a cabo la memoria, la profe Sylvia que me presentó al Leo, profe Feña, profe Germán, profe Mauri, entre tantos otros. A mis compañeros de carrera, especialmente VV, VJ, AC y FF. Al Joaco y al Eric, compañeros que nos dejaron demasiado pronto.

A toda la sección de Geología de la minera Cerro Negro que me recibió para mi segunda práctica, junto con la familia de mi amigo Víctor V., quienes me acogieron durante mi estadía, especialmente a don Víctor, su esposa Yanet y el Seba.

A toda la selección de rugby UdeC, al coach Emilio, el equipo de kine y mis compañeros.

Finalmente, agradecer a mi familia que siempre ha estado presente y me ha facilitado todas las herramientas y el cariño necesario para salir adelante. Mis papás, Andrea y Valentín, quienes se han asegurado de que nunca me falte nada. Mis abuelos Katy y Valentín (quien me heredó el nombre), Yana y Rolo (quién me heredó mi segundo nombre). A mis hermanas y hermanos Cata, Pily, Carlitos, Gaby, Isa, Nena y Rocky. A mi padrino Chamino por ayudarme con mis herramientas geológicas, incluido mi primer martillo. Saludo especial a mi familia de Coyhaique, mi tía Ale y mi sobrina Amelia, gracias por recibirme tantas veces para mi práctica y memoria. Por sobre todo a la Feñita que ha sido mi compañera fiel durante este último año, dándome ánimos, consejos y amor incondicional en los momentos clave. Los amo mucho a todos.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. GEOLOGÍA REGIONAL

El área de estudio se encuentra en la Cordillera Patagónica Central (43°- 47° S) (Haller y Lapido, 1980), cuyo basamento está constituido por múltiples complejos metamórficos que afloran al este y oeste del Batolito Patagónico, principal complejo intrusivo de la zona (Hervé *et al.*, 2008). Ninguno de los miembros del basamento aflora en el área de estudio, el Complejo Metamórfico Andino Oriental el más cercano y aflora en la ribera oeste del Lago General Carrera (Hervé, 1993).

Por sobre el basamento, existe una serie de rocas mesozoicas agrupadas en tres ciclos de depositación, correspondientes al Grupo Lago La Plata (Jurásico Medio-Jurásico Superior), Grupo Coyhaique (Cretácico Inferior) y Grupo Divisadero (Cretácico Superior) (Haller y Lapido, 1980).

Las rocas estratificadas más antiguas de la Región de Aysén corresponden a la Formación Ibáñez (Niemeyer, 1975), del Jurásico Medio a Superior. Esta unidad consta de rocas volcánicas y volcanosedimentarias, que representan procesos de subducción; algunos autores la consideran dentro del Grupo La Plata, donde se agrupa con formaciones de la Región de Magallanes y la Patagonia argentina (Haller y Lapido, 1980; De la Cruz *et al.*, 2003; De la Cruz y Suárez, 2006).

Por sobre las rocas de la Formación Ibáñez se encuentran las rocas del Grupo Coyhaique, el cual representa un ciclo de transgresiones y regresiones marinas que tuvieron lugar durante el Cretácico Inferior y se alojaron en la Cuenca de Aysén, porción norte de la Cuenca Austral; en la definición original del grupo se incluyen numerosas unidades, aunque, en el área de estudio lo representan las formaciones Toqui, Katterfeld y Apeleg (Haller y Lapido, 1980; De la Cruz *et al.*, 2003).

Por sobre el Grupo Coyhaique se ubica el Grupo Divisadero (Haller y Lapido, 1980), que consta de rocas volcánicas y sedimentarias depositadas en un ambiente subaéreo, marcando el cierre de la Cuenca de Aysén a finales del Cretácico Inferior (De la Cruz *et al.*, 2003).

Posteriormente, entre el Cretácico Superior y el Paleógeno, se desarrolla la Formación El Toro la cual se dispone en discordancia angular sobre la Formación Divisadero y representa un ambiente extensional (De la Cruz *et al.*, 2003). Finalmente, los depósitos recientes del área incluyen depósitos glaciales, depósitos de abanicos aluviales, depósitos fluviales, depósitos lacustres, depósitos coluviales y depósitos de remoción en masa que van desde el Holoceno hasta la actualidad (De la Cruz *et al.*, 2003).

2.1.1. Basamento Metamórfico

En la Cordillera Patagónica (39°- 53° S) existen múltiples complejos metamórficos, los cuales afloran tanto al este como al oeste del Batolito Patagónico, además de ser intruídos por el mismo. Dentro de las unidades metamórficas se encuentran el Complejo Ígneo y Metamórfico Puerto Edén, el Complejo Metamórfico de Chonos, el Complejo Acrecionario Madre de Dios, el Complejo Metamórfico Diego de Almagro y el Complejo Metamórfico Andino Oriental, siendo el último el único que aflora en las cercanías del área de estudio y funciona como basamento para las rocas mesozoicas depositadas en la misma zona (Hervé *et al.*, 2008).

Al Basamento Metamórfico se sobreimpone un arco volcánico calco-alcalino del Jurásico Superior, conformado por rocas del Batolito Patagónico, la Formación Ibáñez, el Grupo Coyhaique y el Grupo Divisadero (Townley, 1996).

Complejo Metamórfico Andino Oriental (EAMC)

(Hervé, 1993)

Este complejo aflora al este del Batolito Patagónico Sur y se extiende desde la ribera occidental del Lago General Carrera hasta el límite septentrional del Campo de Hielo Sur (Hervé, 1993). Corresponde a la facies de esquistos verdes (o menor), con zonas de mayor grado en los contactos con cuerpos intrusivos. Proviene del metamorfismo regional de rocas principalmente sedimentarias, destacando las secuencias turbidíticas por su abundancia (Hervé *et al.*, 2008).

Se estima que la edad de depositación de los sedimentos que dieron origen a los protolitos va del Devónico tardío al Pérmico en zonas occidentales (Hervé *et al.*, 2003). Dichos sedimentos habrían sido depositados en un margen continental pasivo, en base a criterios petrográficos y geoquímicos (Hervé *et al.*, 1998; Faúndez *et al.*, 2002; Ramírez, 2002; Augustsson y Bahlburg, 2003; Lacassie, 2003). Dataciones de U-Pb y trazas de fisión en zircones detríticos indican una edad de metamorfismo previa al Pérmico tardío (Thomson y Hervé, 2002).

Este complejo contempla unidades como la unidad Cochrane, la unidad Lago General Carrera, Fm. Bahía de la Lancha, Fm. Río Lácteo y Complejo Staines (Hervé *et al.*, 2008).

2.1.2. Unidades estratificadas

Gran parte de las rocas sedimentarias y volcanosedimentarias de la región se asocian a la Cuenca de Aysén, ubicada en el extremo austral de Chile (entre los 43° - 47° S) al este del Batolito Patagónico; corresponde a una cuenca elongada con forma de cuña desarrollada en un ambiente extensional de tras-arco y forma parte de la Cuenca Austral; esta morfoestructura se asocia a un ciclo de transgresiones y regresiones marinas que originaron al Grupo Coyhaique, además contiene parte de la Formación Ibáñez, cuya porción superior se interdigita con el miembro basal de la Formación Toqui (Townsend, 1998; De la Cruz *et al.*, 2003; Rivas *et al.*, 2021; Rivas *et al.*, 2023).

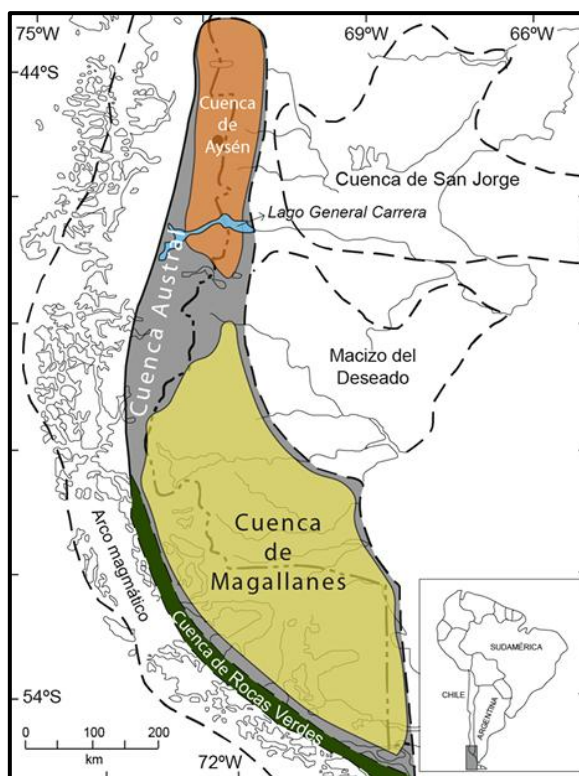


Figura 2. 1. Distribución de cuencas sedimentarias en la Patagonia (extraído de Aldridge, 2020).

El registro geológico de la Cordillera Patagónica Central incluye tres episodios volcánicos principales. El primero se asocia a la Formación Ibáñez (Oxfordiano-Valanginiano), el segundo al Grupo Divisadero (Aptiano-Cenomaniano) y el tercero al Complejo Volcánico Casa de Piedra, la Formación El Toro y los Basaltos de Morro Negro (Santoniano-Daniano) (Suárez *et al.*, 2016).

2.1.2.1. Formación Ibáñez

(Niemeyer, 1975)

Esta formación fue definida el año 1975 por Niemeyer, formalizando la unidad “Serie Ibáñez” de Heim, 1940. Está constituida principalmente por rocas volcánicas de composición andesítica-dacítica en su porción norte y de composición ácida en su porción austral (Haller y Lapido, 1980).

Múltiples autores consideran Puerto Ingeniero Ibáñez como la localidad tipo (Niemeyer, 1975; Skarmeta, 1978; De la Cruz *et al.*, 2003), otros postulan que se encuentra adyacente al Lago Elizalde, denominándola Formación Elizalde (Espinosa y Fuenzalida, 1971) y otros que se encuentra cerca de la localidad de El Quemado, denominándola Formación o Complejo El Quemado (Hoffstetter *et al.*, 1957; Lahsen, 1966; Riccardi, 1971).

Hay autores que consideran a la Formación Ibáñez como miembro del Grupo Lago la Plata (Haller y Lapido, 1980; De la Cruz *et al.*, 2003; De la Cruz y Suárez, 2006), que incluye diversas unidades volcánicas y volcanosedimentarias, distribuidas en la Patagonia chilena y argentina. Este grupo al momento de su definición por Haller y Lapido (1980), estaba conformado por: Formación Huemul (Thiele *et al.*, 1979), Formación Lago la Plata (Ramos, 1976), Formación Arroyo Cajón (Pesce, 1979) y Formación Elizalde (Lahsen, 1966). Posteriormente De la Cruz *et al.* (2003) incluyen la Formación Tobífera (Stewart *et al.*, 1971), la Formación Cotidiano (Ramos, 1976), la Formación Chacay (Franchi y Page, 1990), el Complejo El Quemado (Riccardi, 1971) y la Formación Ibáñez (Niemeyer, 1975). También se ha considerado miembro de la provincia volcanogénica de Chon-Aike, formando parte del margen occidental, junto con las formaciones Tobífera y el Quemado; las formaciones Ibáñez (Chile) y el Quemado (Argentina), se han considerado como equivalentes directos (Pankhurst y Rapela, 1995; Pankhurst *et al.*, 1998; Quiroz y Bruce, 2010).

Las rocas más antiguas de esta unidad son del Oxfordiano/Kimmeridgiano y las más recientes llegan hasta el Valanginiano temprano; los niveles superiores se interdigitan con la base de la Formación Toqui y son cubiertos por la Formación Katterfeld (Suárez *et al.*, 2023).

En la zona de estudio, la Formación Ibáñez se encuentra representada por el Complejo Volcánico Elizalde y el Complejo Volcánico Foitzick, para los sitios ELZ y SRP, respectivamente (De la Cruz *et al.*, 2003). Al sur del Lago General Carrera, es la unidad predominante en la zona del Distrito Minero Cerro Bayo (Townley, 1996).

2.1.2.2. Grupo Coyhaique

(Haller y Lapido, 1980)

El grupo fue definido por Haller y Lapido (1980), aunque Ramos (1977) ya habría utilizado ese nombre para agrupar las rocas titoneocomianas (Jurásico Superior – Cretácico Inferior) de origen sedimentario que afloran cerca de los lagos La Plata y Fontana; al momento de su definición se incluyeron múltiples unidades, las cuales son: Miembro Tres Monjas de la Formación Tamango (Thiele *et al.*, 1979; luego redefinido como Formación Toqui por De la Cruz *et al.*, 1996); Formación Alto Palena (Thiele *et al.*, 1979); Sedimentitas del Cerro Ver (Haller, 1979); Formación Aserradero, Formación El Aceite, Formación Río Palena y Formación Cerro Díaz (Fuenzalida, 1968); Formación Cerro Campamento (Pesce, 1979); Formación Cotidiano y Formación Katterfeld (Ramos, 1976); Formación Tres Lagunas y Formación Apeleg (Ploszkiewicz y Ramos, 1977); Formación Coyhaique (Lahsen, 1966) y Formación Río Mayer (Riccardi, 1971). De la Cruz *et al.* (2003) en la Carta Geológica del Área Coyhaique-Balmaceda consideran las mismas unidades, destacando que en el área de la carta solo afloran las formaciones Toqui, Katterfeld y Apeleg. Múltiples autores mencionan que el Grupo Coyhaique consta únicamente de las formaciones Toqui, Katterfeld y Apeleg (Townley, 1996; Townsend, 1998; Quiroz y Bruce, 2010), lo cual es respaldado en trabajos más recientes (por ejemplo, Rivas *et al.*, 2021; Rivas *et al.*, 2023).

- **Formación Toqui**

(Suárez y De la Cruz, 1994)

Es la unidad basal del Grupo Coyhaique y está compuesta tanto por rocas volcanoclásticas como por rocas sedimentarias marinas. Incluye un miembro calcáreo basal y dos miembros superiores interdigitados que incluyen rocas piroclásticas y areniscas marinas (De la Cruz *et al.*, 2003).

En las cercanías de los lagos La Plata y Fontana, inicialmente se definió la Formación Cotidiano, la cual constaba de facies calcáreas marinas, que en la localidad tipo comprenden potentes arrecifes coralinos, y que a su base se interdigitan con vulcanitas de la Formación Lago La Plata (equivalente a la Formación Ibáñez) (Ramos, 1976). Las características de esta unidad, incluyendo su relación espacial, permiten asociarla a la Formación Toqui la cual tiene su localidad tipo en la zona del Distrito Minero el Toqui, al sur de los lagos La Plata y Fontana (Townley, 1996).

Al sur del Lago General Carrera, cerca de Mallín Grande, se encontró una secuencia de rocas sedimentarias con excepcional contenido fósil que incluye troncos, cocodrilos y dinosaurios, destacando la presencia de *Chilesaurus diegosuarezi*; tres dataciones U-Pb SHRIMP en zircones, permiten asociar la secuencia a la Formación Toqui (Titoniano-Berriasiano) (Suárez *et al.*, 2016).

- **Formación Katterfeld**

(Ramos, 1976)

Esta unidad fue definida por Ramos (1976) en cercanías de los lagos La Plata y Fontana (Argentina), más específicamente en el Cerro Katterfeld, en el límite fronterizo con Chile. Es el miembro intermedio del Grupo Coyhaique y está compuesta de rocas marinas altamente fosilíferas, donde predominan las lutitas negras de abundante contenido orgánico, litología relativamente homogénea con escasas intercalaciones de arenisca. Esta formación destaca por su abundante contenido de invertebrados, incluyendo ammonites de los géneros *Favrella*, *Aegocrioceras* y *Crioceratites* (Aguirre-Urreta *et al.*, 2007) y belemnites de los géneros *Belemnopsis*, *Parabelemnopsis*, *Telobelemnopsis* e *Hibolites* (Townsend, 1998; Cortés *et al.*, 2023; Cortés, 2025).

Anteriormente para la zona de Coyhaique y alrededores, Lahsen (1966) definió la Formación Coyhaique, la cual constaba de un miembro inferior arcilloso y uno superior arenoso. Actualmente, la Fm. Coyhaique corresponde a lo que hoy se entiende como formaciones Katterfeld (equivalente al miembro arcilloso) y Apeleg (equivalente al miembro arenoso) (De la Cruz *et al.*, 2003).

Esta formación cuenta con intercalaciones de tobas volcánicas en sectores como Río Simpson, donde se obtuvieron edades de 129.35 ± 0.05 Ma y 127.52 ± 0.03 Ma (Hauteriviano) (Kesjar *et al.*, 2017). Dataciones más recientes permiten estimar una edad máxima de depositación de 133.2 ± 1 Ma (Valanginiano) (Suárez *et al.*, 2023).

- **Formación Apeleg**

(Ploszkiewicz y Ramos, 1977)

Esta unidad corresponde a lo que Lahsen (1966) consideró como el miembro arenosos de la Formación Coyhaique. Actualmente se acepta que los niveles de areniscas gris-verdosas que afloran en el área de Ñirehuao-Baño Nuevo (Suárez *et al.*, 2007), y las equivalentes en las zonas de Coyhaique-Balmaceda (De la Cruz *et al.*, 2003) y en Chile Chico-Río de las Nieves (De la Cruz

y Suárez, 2008), corresponden a la unidad descrita por Ploszkiewicz y Ramos (1977) en la Sierra Payaniyeu, en Chubut, Argentina, es decir, la Formación Apeleg.

Es altamente fosilífera, con un amplio repertorio de trazas fósiles de invertebrados que constituyen uno de los yacimientos más diversos de este tipo en el país (Townsend, 1998; Bell y Suárez, 1997; Bell, 2004; Álvarez-Mena *et al.*, 2022; Álvarez-Mena, 2024; Álvarez-Mena *et al.*, 2024 a, b, c). Cerca de Coyhaique, su edad es del rango Hauteriviano-Aptiano inferior (De la Cruz *et al.*, 2003).

2.1.2.3. Grupo Divisadero

(Haller y Lapido, 1980)

Corresponde al tercer ciclo de acumulación de rocas mesozoicas en la Cordillera Patagónica Central y se compone de rocas piroclásticas y efusivas andesíticas-dacíticas, con intercalaciones de pelitas y psamitas continentales (Haller y Lapido, 1980). Esta unidad se asocia a un movimiento del arco magmático hacia el este, lo que generó extenso volcanismo subaéreo calcoalcalino esencialmente ácido, representado principalmente por la Formación Divisadero (Aptiano; *ca.* 118-113 Ma) en conjunto con cuerpos volcánicos menores (De la Cruz *et al.*, 2003).

2.1.2.4. Formación El Toro

(De la Cruz *et al.*, 2003)

Se compone principalmente de lavas andesíticas, traquiandesitas, andesitas-basálticas, basaltos y dacitas, su magmatismo bimodal se correlaciona con un régimen tectónico extensional; la localidad tipo se ubica al este de la laguna El Toro (10 km al NE de Coyhaique); se dispone en discordancia angular sobre la Formación Divisadero y la intruye localmente (De la Cruz *et al.*, 2003).

La edad se obtuvo mediante dataciones de K-Ar en roca total, que entregaron dos grupos de edades, el primero asociado a la cristalización (82 ± 2 Ma - 75 ± 2 Ma) y el segundo asociado a la edad mínima (66 ± 2 Ma - $54,6\pm 1,9$ Ma); estas edades permiten asociarla a la unidad de “Pórfidos ácidos” (De la Cruz *et al.*, 2003). Se asocia al tercer evento volcánico principal de la Cordillera Patagónica Central, que va del Santoniano al Daniano (Suárez *et al.*, 2016).

2.1.3. Rocas Intrusivas

2.1.3.1. Batolito Patagónico

Corresponde a uno de los complejos intrusivos más grandes del mundo, extendiéndose entre los 39 y 56° S, con un largo superior a los 1.500 km (Townley, 1996; Duhart *et al.*, 2012). La zona de estudio se encuentra en la parte más septentrional del complejo, la cual recibe el nombre de Batolito Nor-Patagónico, emplazado al norte del Golfo de Penas (47°S) y al norte del Punto Triple de Chile (Pankhurst *et al.*, 1999; Duhart *et al.*, 2012).

Este complejo consiste en granitos, granodioritas, dioritas y pegmatitas, con predominancia de rocas máficas en el margen occidental y rocas félsicas en el margen oriental, ambas de afinidad calco-alcalina (Townley, 1996). La formación del Batolito Patagónico se dio de manera episódica desde el Jurásico Superior (inicio de la subducción) hasta el Cenozoico tardío, representando la raíz de un arco volcánico del Jurásico Superior-Cretácico, asociado a múltiples unidades como la Formación Ibáñez, los miembros volcánicos del Grupo Coyhaique y el Grupo Divisadero. Se suele considerar que este arco no presenta cambios mayores en su posición (Townley, 1996; Pankhurst *et al.*, 1999), sin embargo, estudios recientes proponen migración hacia al oeste asociada al emplazamiento de un “Arco Volcánico Perdido” (*Missing Volcanic Arc*) (Suárez *et al.*, 2023).

De acuerdo con Niemeyer (1984) y De la Cruz *et al.* (2003), aflora localmente en las cercanías del Lago Elizalde, donde estos últimos autores le asignan el nombre de Complejo Plutónico Elizalde.

2.1.3.2. Complejo Plutónico Elizalde

(De la Cruz *et al.*, 2003)

Complejo de composición muy variada (gabros hasta granitos), se expone al sur del Lago Elizalde y se prolonga a lo largo del Estero Boca de León; su edad se encuentra en el rango Albiano-Turoniano (104-92 Ma); en base a su litología, ubicación y edad, se concluye que representa un apófisis del Batolito Nor-Patagónico emplazada en las formaciones Ibáñez, Apeleg y Divisadero (De la Cruz *et al.*, 2003). Niemeyer (1984) mapea Batolito Patagónico indefinido en la misma zona.

A un km al norte del Lago Atravesado (~14 km al NNW del sitio Elizalde), se reconocen vetas con pirita euhedral a subhedral, galena, calcopirita y magnetita, las cuales se asocian al contacto entre un apófisis del Complejo Plutónico Elizalde y la Formación Divisadero (De la Cruz *et al.*, 2003).

2.1.3.3. Pórfidos ácidos

(De la Cruz *et al.*, 2003)

Esta unidad agrupa una serie de cuerpos subvolcánicos/hipabisales en forma de *stocks*, ubicados principalmente en una franja NE-SW a lo largo del río Coyhaique y el río Claro incluyendo *sills* dacíticos al sureste del Lago Elizalde; las intrusiones afectan a las formaciones Katterfeld, Apeleg y Divisadero (De la Cruz *et al.*, 2003). Los cuerpos intrusivos de ELZ se asocian a esta unidad.

Su edad mínima es de 63 ± 2 Ma según una datación K-Ar en roca total, lo que ubica a la unidad en el comienzo del Paleógeno muy cerca del techo del Cretácico Superior; en base a lo anterior, es posible que esta unidad sea la expresión hipabisal de la Formación El Toro (De la Cruz *et al.*, 2003).

2.1.3.4. Filones básicos e intermedios

(De la Cruz *et al.*, 2003)

Unidad que comprende filones manto y diques distribuidos en varios sectores alrededor de Coyhaique, especialmente hacia el sur de la ciudad; sus composiciones principales son basálticas y andesíticas e intruyen a las formaciones Katterfeld, Apeleg y Divisadero (De la Cruz *et al.*, 2003).

Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de un dique basáltico, arrojaron 61 ± 0.4 Ma (edad mínima), lo que ubicaría a la unidad a comienzos del Paleógeno (Petford y Turner, 1996). Esta datación fue realizada en un sector muy cercano al afloramiento SRP, el cual contiene filones manto de la misma unidad.

2.1.3.5. Cuerpos Hipabisales básicos e intermedios

(De la Cruz *et al.*, 2003)

Esta unidad agrupa cuerpos subvolcánicos irregulares y tabulares de composiciones que incluyen dioritas, microdioritas, doleritas/diabasas, basaltos y andesitas, las últimas suelen tener contenido importante de piroxeno y anfíbol, además de presentar argilización pervasiva; estos cuerpos se emplazan en las formaciones Ibáñez, Katterfeld, Apeleg y Divisadero (De la Cruz *et al.*, 2003).

Han sido asignados a la unidad “Gabro Bandurrias” (Oligoceno) por sus similitudes texturales y composicionales, en conjunto con su relativa asociación espacial (De la Cruz *et al.*, 2003).

2.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

2.2.1. Tectonismo regional

La Región de Aysén se caracteriza por presentar el Punto Triple de Chile (47°S), en el cual convergen tres placas tectónicas, la Placa Sudamericana, la Placa de Nazca y la Placa Antártica, estas últimas separadas por la Dorsal de Chile, cuya subducción, se asocia a la migración de la actividad magmática al oeste del Batolito Patagónico y al sistema de Falla Liquiñe-Ofqui, el cual ha estado activo desde el Mioceno (Townley, 1996; Pankhurst *et al.*, 1999; Chinchón, 2018).

En términos generales, el área de estudio ha experimentado poco acortamiento cortical, lo que se ve evidenciado en el carácter subhorizontal de las rocas mesozoicas y cenozoicas, las cuales presentan únicamente plegamiento suave (De la Cruz *et al.*, 2003).

2.2.2. Falla Elizalde

Se ubica en la ribera sureste del Lago Elizalde, es de cinemática inversa, rumbo NE-SW, con vergencia al SE y monta a las formaciones Ibáñez y Toqui (bloque NW) por sobre las formaciones Katterfeld y Apeleg (bloque SE); esta estructura representa el evento contraccional más antiguo registrado en la región, el cual habría ocurrido en el Cretácico Inferior, evidenciado por una discordancia angular existente entre el Grupo Coyhaique (comienzos del Cretácico Inferior) y el Grupo Divisadero (finales del Cretácico Inferior); la contracción a la que se asocia esta falla habría sido la responsable del cierre de la Cuenca de Aysén (De la Cruz *et al.*, 2003).

2.3. DEPÓSITOS MINERALES

Los depósitos minerales de la Región de Aysén consisten principalmente en depósitos epitermales de metales preciosos (Au-Ag), depósitos de skarn de Zn-Pb y vetas polimetálicas asociadas (Townley, 1996). Los dos mayores distritos minerales en la Región de Aysén corresponden al Distrito Minero el Toqui y el Distrito Minero Cerro Bayo (anteriormente Fachinal) (Correa, 2018). Adicionalmente, cerca del sitio ELZ, a un kilómetro al norte del Lago Atravesado, destaca la presencia de vetas con pirita, galena y calcopirita asociadas a la zona de contacto entre el Complejo Plutónico Elizalde y la Formación Divisadero (De la Cruz *et al.*, 2003).

2.3.1. Distrito Minero El Toqui

Se ubica 150 km al norte de Coyhaique, en el sector de Alto Mañihuales y contempla un depósito de tipo estratoligado con skarn (Correa, 2018). Su producción se centra en concentrado de zinc, plomo, oro y plata; pertenece a la Sociedad Minera Pacífico del Sur SpA (SONAMI, s. f.).

La Formación Ibáñez es el límite inferior para la mineralización de sulfuros del distrito, pues sus características geoquímicas no fueron favorables para la precipitación de minerales de mena; sobre la unidad anterior se encuentra la Formación Toqui, cuyas areniscas calcáreas alojan al depósito; intrusiones magmáticas y niveles de tobas en el distrito, actúan como barrera geoquímica, limitando la mineralización a ciertos estratos (Correa, 2018). La mineralización del Toqui puede ser asociada a dos cuerpos intrusivos el “Pórfido Riolítico” y el “Pórfido Diorítico”, de 108 ± 3 Ma y 87 ± 3 Ma respectivamente, la interacción de estas intrusiones con las rocas calcáreas genera skarn de Zn-Pb y skarn de Au reducido, la mineralización se produjo en etapa retrógrada, con fuerte hidrofracturamiento asociado a las intrusiones (Correa, 2018).

Las elevadas concentraciones de oro están asociadas a un fuerte proceso de alteración de anfíboles y piroxenos; por otra parte, se destaca el reemplazo de bioclastos por sulfuros de zinc y hierro, cuyo rol en la precipitación de minerales de mena es fundamental (Correa, 2018).

Los depósitos de este grupo destacan por su íntima relación espacio-temporal con el Batolito Patagónico (Townley, 1996). En el área de la Carta Coyhaique-Balmaceda, la intrusión de cuerpos hipabisales andesíticos-dacíticos en rocas de la Formación Toqui otorgan las condiciones necesarias para la formación de depósitos de tipo skarn similares al Toqui (De la Cruz *et al.*, 2003).

2.3.2. Distrito Minero Cerro Bayo/Fachinal

Se ubica unos 200 km al sur del Distrito Minero el Toqui, cerca de Chile Chico y junto con el Toqui, comprenden los dos mayores centros mineros de la Región de Aysén (Correa, 2018). Este distrito pertenece a la compañía minera Equis Mining, la cual se encarga de la extracción y procesamiento de Au-Ag (SONAMI s.f.).

Este distrito corresponde a un epitermal de baja sulfuración de Au-Ag, cuya mineralización se dispone en vetas, *stockwork* y brechas, que datan del Cretácico Inferior; la unidad predominante en la zona del distrito es la Formación Ibáñez (Townley, 1996; Chinchón, 2018).

• **Mapa geológico**

En la Figura 2.2. se representa la geología del área de estudio en base a De la Cruz *et al.* (2003).

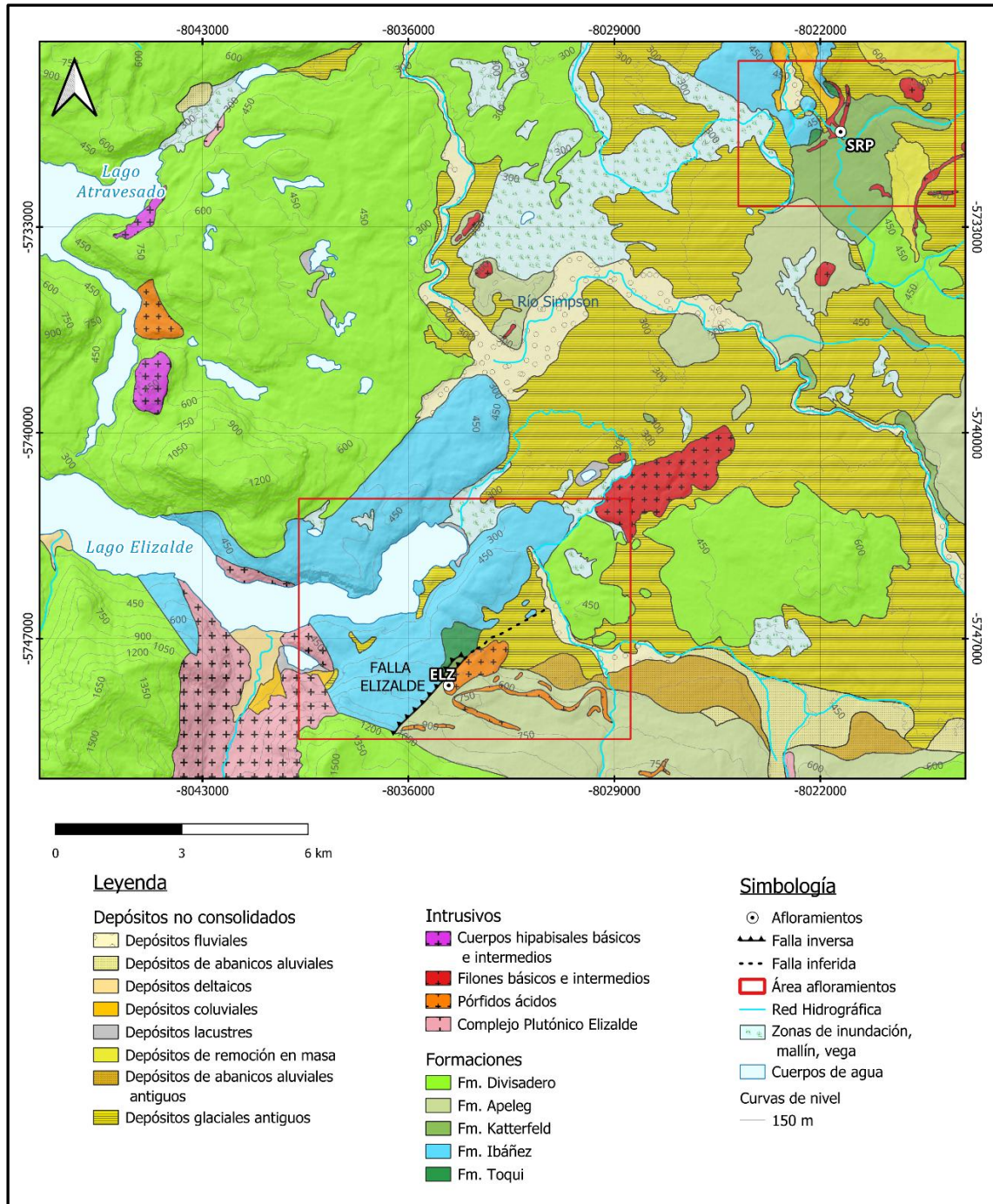


Figura 2.2. Mapa geológico del área de estudio basado en la Carta Coyhaique-Balmaceda (modificado de De la Cruz *et al.* (2003).

3. MARCO TEÓRICO

3.1. INTRUSIÓN DE SILLS (FILONES MANTO)

Un *sill* (filón manto en español) es una capa o manto de roca ígnea paralela al manto de los estratos a los que intruye; su composición es diversa, sin embargo, todos los grandes complejos de *sills* en el mundo son basálticos (de Sitter, 1956). En base a lo anterior, la mayoría de *sills* (al ser básicos) contienen material originado en la base de la corteza o el manto superior, en consecuencia, deben ser alimentados por intrusiones verticales, tipo diques (Figura 3.1.), implicando una reorientación del cuerpo intrusivo inicialmente vertical hacia una posición horizontal (Gretener, 1969).

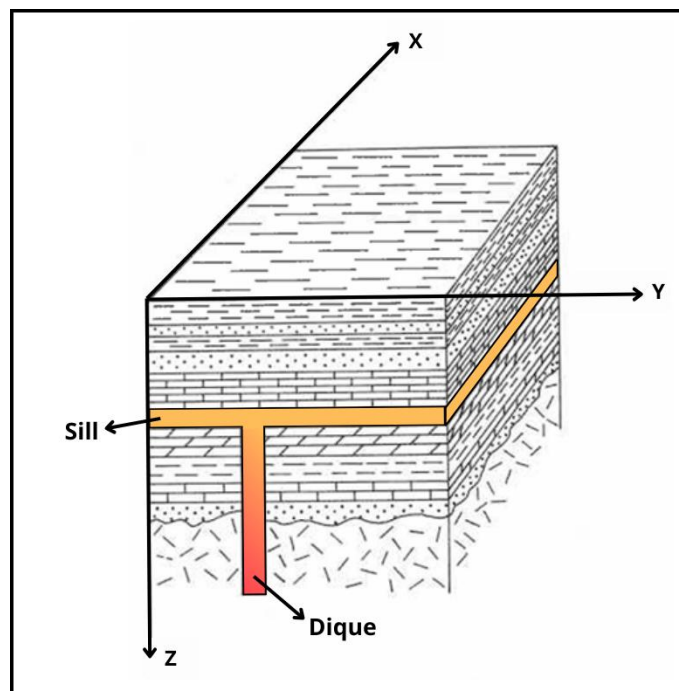


Figura 3.1. Esquema de alimentación de *sills* mediante diques (modificado de Gretener, 1969).

Los intrusivos tabulares tienden a orientarse perpendiculares al esfuerzo principal menos compresivo, es decir, paralelos al eje de mayor estrés; teniendo esto en cuenta, un dique indica que durante el emplazamiento el esfuerzo principal mínimo estaba orientado perpendicular a este, mientras que los esfuerzos máximo e intermedio se ubican en el plano de la intrusión, lo mismo aplica para filones manto (Gretener, 1969). Existen conjuntos de diques que acompañan a sistemas

de fallas, disponiéndose en su misma dirección; si bien, estas estructuras pueden no ser completamente contemporáneas, es casi seguro que deben su origen al mismo conjunto de fuerzas (Anderson, 1905). La presencia de *sills* indica la existencia de esfuerzos laterales en el sedimento y, posiblemente, en la corteza al momento del emplazamiento, (Gretener, 1969).

3.2. METAMORFISMO DE CONTACTO

El metamorfismo de contacto (también denominado metamorfismo térmico o termal) es el proceso mediante el cual una intrusión magmática provoca cambios en la roca caja o roca hospedante, cuyo alcance se limita a la “aureola de contacto” (o de metamorfismo) correspondiente a la zona que rodea al cuerpo intrusivo (ver Figura 3.2.); se diferencia del metamorfismo regional por la escala del proceso y por la relación espacial con cuerpos intrusivos como fuente de calor (Kerrick, 2018). El metamorfismo de contacto lleva a la destrucción de la estructura original de la roca, a diferencia del metamorfismo regional que provoca foliación (Daubré, 1857 en Touret y Nijland, 2002).

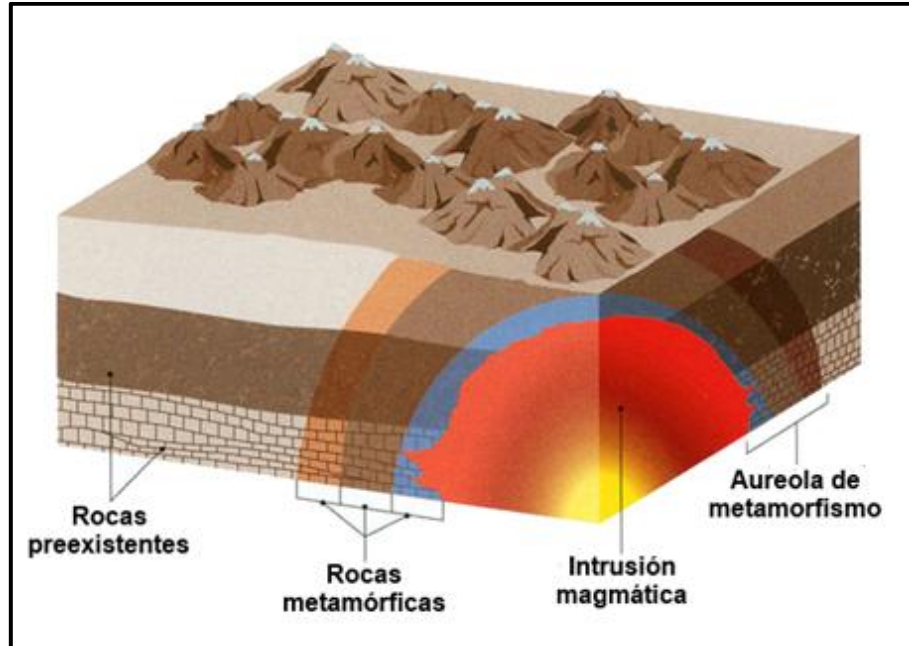


Figura 3.2. Esquema de intrusión magmática generando metamorfismo de contacto (extraído de Entender la ciencia, 2013).

A pesar de ser procesos diferentes, el metamorfismo regional y el metamorfismo de contacto pueden estar fuertemente relacionados, especialmente en arcos magmáticos donde la colisión de placas tectónicas genera cinturones metamórficos pareados; en estos sectores los intrusivos abundan e intruyen principalmente a rocas de las facies de esquistos verdes y anfibolita del metamorfismo regional, sobre-imponiendo aureolas de contacto a estas (Kerrick, 2018).

Los principales procesos asociados al metamorfismo de contacto son:

Engrosamiento: en las aureolas de contacto el engrosamiento se evidencia como un incremento en el diámetro promedio de los cristales a medida que disminuye la distancia con el intrusivo, es decir, a mayor cercanía con el cuerpo intrusivo, mayor tamaño de grano. Un ejemplo de este proceso es la transformación de caliza a mármol (Kerrick, 2018).

Neocrystalización: formación de minerales nuevos mediante reacciones metamórficas, especialmente aquellos que no se encontraban presentes en los protolitos. Desde que Bowen (1940) introdujo la “grilla petrogenética” (*petrogenetic grid* en inglés) se ha puesto especial atención a las condiciones de P-T a las cuales las asociaciones minerales metamórficas se originan y son estables, pudiendo usar el arreglo mineral de manera inversa para inferir dichas condiciones (Kerrick, 2018).

Metasomatismo: cambio en la composición química de roca total experimentado por el protolito durante el metamorfismo. Este proceso provoca metamorfismo aloquímico, donde las concentraciones de uno o más elementos varían, concepto opuesto a metamorfismo isoquímico, en el cual la composición en roca total es constante. Las rocas carbonatadas son fuertemente afectadas por el metasomatismo, formando skarns en el contacto con cuerpos intrusivos (Kerrick, 2018).

Anatexis/anatexia: fusión parcial originada en las zonas de mayor grado de las aureolas de contacto, en los sectores más cercanos al cuerpo intrusivo. La anatexis incide notablemente en las propiedades fisicoquímicas de las rocas; el fundido producido “atrae” volátiles acuosos, empobreciendo al residuo sólido de estos componentes y, por otro lado, aumenta la reología (resistencia) de las rocas, modificando el comportamiento estructural de la aureola de contacto (Kerrick, 2018).

Deformación: respuesta de las rocas ante un esfuerzo, incluye cambios de tamaño, forma o posición de los componentes. Debido a la fábrica isotrópica de muchas córneas, se ha asumido que

el metamorfismo de contacto se produce en condiciones estáticas, sin embargo, análisis de esfuerzo y la existencia de porfiroblastos rotados demuestran lo contrario (Kerrick, 2018).

Hay que considerar que el tiempo que toman las reacciones metamórficas es mucho menor al tiempo de cristalización del magma intrusivo (Melamed *et al.*, 1973).

- **Tipos de metamorfismo de contacto**

Para clasificar el metamorfismo de contacto se utilizan 6 tipos (Reverdatto, 1971). Tipo 1 y Tipo 4, se dan en condiciones cercanas a la superficie (presiones de hasta algunos cientos de bar); Tipo 2 y 3, en condiciones hipabisales a mesoabisales (8-10 km, 2-3 kbar); el Tipo 5 puede ser nombrado como “plutono-metamorfismo”; el Tipo 6 integra la presión ejercida por el magma en sus alrededores, se da preferentemente entre 7 y 10 km y alcanza presiones locales de hasta 7-8 kbar, excediendo la presión litostática en los exocontactos (rocas fuera adyacentes al contacto con el intrusivo) (Reverdatto, 1971; Melamed *et al.*, 1973).

Las temperaturas en el contacto inmediato varían entre 480 y 800°C, pero el Tipo 1 puede presentar temperaturas de hasta 900°C, debido al movimiento del magma por canales (diques, *pipes*, *sills*, etc.) donde la circulación calórica permite que las rocas hospedantes lleguen a temperaturas cercanas a las del magma, lo mismo pasa en los contactos superiores de *sills* basálticos debido a la convección (Melamed *et al.*, 1973). El metamorfismo de contacto de rocas carbonatadas a altas temperaturas siempre ocurre a elevadas presiones parciales de CO₂ (Reverdatto, 1971).

Criterio de Ingersoll: razón entre el ancho de la aureola de contacto y el ancho del cuerpo intrusivo (Reverdatto, 1971; Melamed *et al.*, 1973). También es denominado como “Espesor relativo de la aureola” (Annen, 2017). Según este criterio, los tipos 5 y 6 difieren ampliamente de los primeros cuatro, probablemente debido a la gran profundidad de formación y/o mayor temperatura inicial de la roca caja (Reverdatto, 1971). Para metamorfismo somero, el criterio de Ingersoll no supera los 0.2-0.3, mientras que, en metamorfismo profundo, suele ser mayor; es importante considerarlo puesto que las asociaciones paragenéticas no se expresan siempre (Melamed *et al.*, 1973). Modelos analíticos simples indican que el espesor de una aureola es proporcional al espesor de la intrusión, sin embargo, en la realidad suelen ser más delgadas y en ocasiones más potentes (Annen, 2017).

En la Tabla 1.1. se resumen las características para los seis tipos de metamorfismo de contacto.

Tabla 1.1. Tipos de metamorfismo de contacto (modificado de Reverdatto, 1971 y Melamed *et al.*, 1973).

Tipo (n°)	Composición de facies	Condiciones T y P	Composición de los intrusivos	Forma de los intrusivos	Espesor de los cuerpos intrusivos	Potencia de las aureolas	Criterio de Ingersoll
1. Anakit	Spurrita-merwinita o córnea de piroxeno	Alta T, baja P	Doleritas (diabasas), basaltos	Sills, stocks, necks, diques y otros cuerpos hipabisales	Cientos o decenas de metros	Metros o algunas decenas de metros	<0.1
2. Comrey	Córnea de piroxeno + córnea de anfíbol + córnea de muscovita	Alta T, baja P	Gabros. Menos comunes diorita, granodiorita, sienita, etc.	Stocks, diques potentes, lopolitos, sills potentes, etc.	Kilómetros y decenas de kilómetros	Cientos de metros, hasta 1-2 km; rara vez hasta 3 km	0.1-0.2
3. Tanohata	Córnea de anfíbol + córnea de muscovita	Media T, baja P	Granitoides. Rara vez gabros	Batolitos, grandes stocks, lacolitos, cuerpos tipo dique muy potentes	Kilómetros y decenas de kilómetros	Cientos de metros, hasta 1-2 km	0.1-0.25
4. Vogtland	Córnea de muscovita (anteriormente córnea de albita-epidota)	Baja T, baja P	Granitoides, gabros, etc.	Diques, sills, stocks, vetas y otros cuerpos hipabisales	Algunos metros; rara vez decenas de metros	Centímetros y decenas de centímetros; rara vez hasta 1 metro	<0.1
5. Bosot	Complejo de facies de metamorfismo regional a temperaturas moderadas (excluyendo facies de granulito)	Media T, alta P	Granitoides	Batolitos, complejos migmatíticos	Varios kilómetros y decenas de kilómetros	Varios kilómetros; hasta 7-10 km	>0.3-0.5
6. Main Donegal	Gneisses de biotita-sillimanita, esquistos de muscovita-estaurolita y cianita de metamorfismo regional	Media T, localmente alta P	Granitoides	Diapiros, stocks, lacolitos, plutones	Kilómetros y decenas de kilómetros	2-3 km o más	0.2-0.5

• Fluidos en metamorfismo de contacto

Los fluidos juegan un rol fundamental en el metamorfismo de contacto, pues la interacción fluido-roca tiene un efecto significativo en la evolución química y mineralógica de la aureola de contacto (Kerrick, 2018). Los cambios de presión y temperatura asociados al metamorfismo llevan a la formación de nuevos minerales mediante la recristalización en estado sólido, es decir, sin pasar por una fase fundida, aun así, hay asistencia de fluidos durante el proceso (Touret y Nijland, 2002). La mayoría de las reacciones metamórficas involucran una fase fluida, cuya composición, temperatura y presión pueden ser estudiadas a partir de inclusiones fluidas en minerales (Touret, 2001).

Los procesos que ocurren durante el metamorfismo de contacto y la formación de skarn, están altamente controlados por la acción de fluidos hidrotermales (de origen magmático, meteórico o por devolatilización de la roca caja); las funciones más relevantes de los fluidos son: 1) Facilitar el transporte advectivo (horizontal) mediante el flujo 2) Catalizar reacciones metamórficas 3) Ejercer un control externo en el potencial químico de componentes solubles (Jamtveit y Andersen, 1993).

3.3. DEPÓSITOS DE SKARN

Los skarn corresponden a rocas silicatadas de Ca-Fe-Mg y grano grueso formadas por reemplazo de rocas carbonatadas mediante metasomatismo asociado a metamorfismo de contacto o metamorfismo regional (Einaudi *et al.*, 1981). En definitiva, lo que define a una roca como skarn es la asociación mineralógica que consta de una variedad de minerales calcosilicatados y otros asociados, pero normalmente existe predominancia de granate y piroxeno (Meinert, 1992). La génesis de estas rocas requiere de múltiples procesos metasomáticos que involucran el actuar de fluidos de origen magmático, metamórfico, marino y/o meteórico (Meinert, 1992).

Dentro de los procesos más importantes para la formación de skarn se incluye la recristalización metamórfica de rocas carbonatadas impuras, la reacción bimetasomática entre litologías distintas y el metasomatismo infiltracional asociado a fluidos hidrotermales de origen magmático (Einaudi *et al.*, 1981).

Los skarns hospedan depósitos de mena, dentro de los cuales el tungsteno es de particular atención (Kerrick, 2018). Los depósitos asociados a metamorfismo contacto de mayor relevancia se caracterizan por la presencia de tungsteno o metales base (Jamtveit y Andersen, 1993).

Cómo se mencionó anteriormente en la Región de Aysén, al norte del área de estudio, existen depósitos de interés económico del tipo skarn, que corresponden al Distrito Minero El Toqui.

3.4. FÓSILES EN ROCAS METAMÓRFICAS

En general, los fósiles no suelen preservarse en rocas metamórficas, puesto que las condiciones de presión y temperatura tienden a erradicar toda evidencia de vida, sin embargo, existen múltiples lugares alrededor del mundo donde es posible encontrar restos fósiles en condiciones de metamorfismo, especialmente de bajo grado (Shaw, 2019).

Kirwan (1799) fue autor del primer hallazgo de fósiles en rocas metamórficas, aunque no fue descrito como tal hasta tiempo después, debido a que en ese entonces no se había acuñado el término metamorfismo (Shaw, 2019). Lardy (1832) documenta el hallazgo realizado junto a De Charpentier en 1814, siendo los primeros en afirmar la presencia de fósiles en rocas metamórficas, en esquistos de *Nufenen Pass*, Suiza (Bucher, 1953).

En Portrush, Irlanda del Norte, existe un sitio donde rocas pelíticas jurásicas han sido afectadas por metamorfismo de contacto asociado a la intrusión *sills* basálticos; los únicos fósiles identificables en la zona de contacto son ammonites, aunque previamente se habrían identificado pectínidos y belemnites, además, en el área se han reconocido numerosos moldes fósiles rellenos o cubiertos de pirita; el arreglo mineral de los metafósiles incluye wollastonita, asociada a la incorporación de sílice en carbonatos de calcio mediante el aporte de fluidos hidrotermales, fayalita, piroxenos y pirrotina en algunos (Shaw, 2019). En este sector, se concluyó que el *sill* se habría emplazado rápidamente, alcanzando temperaturas de metamorfismo máximas cercanas a 760°C (Shaw, 2019).

- **Fosilización de belemnites**

Los belemnites son un grupo de cefalópodos coleoideos, cuyos fósiles son comunes en sedimentos marinos del Jurásico y el Cretácico; fueron de los primeros restos fósiles carbonatados utilizados para estimar paleotemperaturas mediante isótopos de oxígeno y actualmente son de las mejores fuentes geoquímicas para estimar paleo-ambientes en el Jurásico-Cretácico (Hoffman y Stevens, 2020). Estos organismos se originaron en el Triásico Superior, se distribuyeron a nivel global durante el Toarciano y se extinguieron en el límite Cretácico-Paleógeno (Iba *et al.*, 2012). Los belemnites se limitan a mares epicontinentales, a profundidades de hasta 200 m, en zonas litorales y hemipelágicas, pues requieren de un ambiente bien oxigenado (Hoffman y Stevens, 2020).

La piritización es común en estos fósiles, donde condiciones reductoras *post mortem* dentro del *rostrum* y la degradación anaeróbica de materia orgánica resultante, producen H₂S, lo que induce la precipitación de pirita, análogo a lo que sucede en las cámaras de ammonites (Bayer, 1975).

Los belemnites presentan una concha interna, cuyo *rostrum*, compuesto de calcita pobre en Mg (*low-Mg*) suele ser la principal estructura preservada, este es de forma elongada y puntiaguda característica, forma de bala; en la sección transversal del *rostrum* es posible observar anillos de crecimiento o “incrementos”, resultantes de variaciones en el contenido de materia orgánica (ver Figura 3.3.B); otra parte importante de la concha es el fragmocono, de composición aragonítica, el cual sirve como dispositivo flotador, este suele preservarse de manera incompleta, estando ausente en muchos especímenes (Hoffman y Stevens, 2020). En la Figura 3.3. se muestra la morfología y estructura interna general de los belemnites.

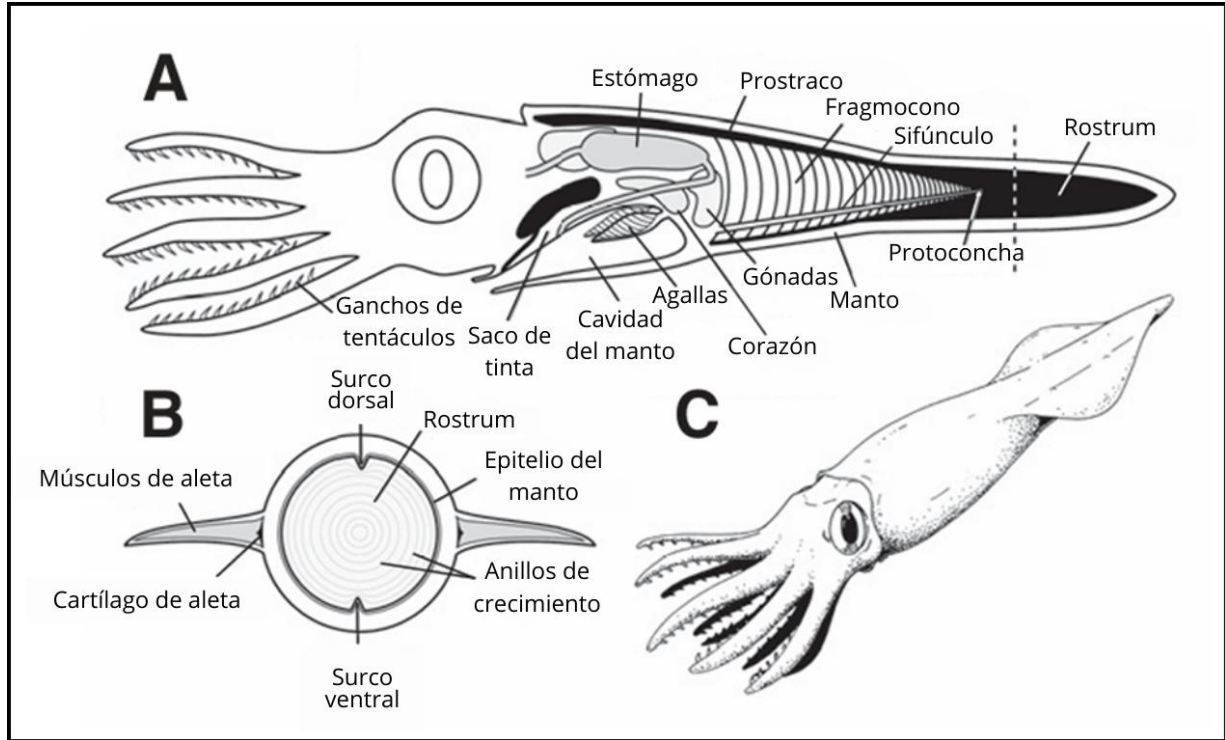


Figura 3.3. Reconstrucción de la morfología de un belemnite; a) Vista interna lateral, ilustra partes duras y blandas; b) Corte transversal de la zona del *rostrum*; c) Forma al natural (modificado de Iba *et al.*, 2012).

Se han descrito belemnites en esquistos micáceos de *Bünder Schiefer, Nufenen Pass*, Alpes Suizos, bajo cuerpos de granito y esquistos, alternancias de caliza oscura y esquistos arcillosos (en zonas sin metamorfismo se presentan como lutitas negras), asociados a granate y estaurólita; su estructura comprende masas calcáreas de grano grueso con cristales de calcita en forma de mosaico; estos fósiles corresponden a los primeros descritos en rocas metamórficas, siendo una de las primeras pruebas de la influencia plutónica en la transformación de rocas (Bucher, 1953).

Los *rostra* belemnites tienden a romperse transversalmente al ser sometidos a esfuerzos, probablemente por su estructura prismática-radial; hay múltiples ejemplos de deformación de estos fósiles destacando los belemnites fracturados de las lutitas de Cody, Wyoming y los belemnites deformados en calizas del sinclinal Fernigen, Suiza (Bucher, 1953). Sumado a esto, Iba *et al.* (2012) y Cortés (2024) presentan imágenes de belemnites fracturados, demostrando lo mencionado.

3.5. MORFOLOGÍA, GÉNESIS Y COMPOSICIÓN DE PIRITA

La pirita (FeS_2) es el sulfuro más común en la corteza terrestre (Abraitis *et al.*, 2004; Deditius *et al.*, 2014). En la superficie, el 95% de los sulfuros son sedimentarios, lo que hace que la pirita tenga gran representatividad en dicho ambiente (Wilkin *et al.*, 1996; Du *et al.*, 2021). En adición, se encuentra en rocas ígneas, metamórficas y depósitos hidrotermales, donde se asocia con As, Au y otros elementos de interés (Graham y Ohmoto, 1994; Deditius *et al.*, 2012; Saunders *et al.*, 2014).

Por debajo de 250-300°C, la pirita se forma mediante precursores FeS, pasando progresivamente a fases cada vez más ricas en azufre, mientras que sobre los 300-350°C, es posible la precipitación directa desde el fluido; la mayoría de pirita en depósitos epitermales e hidrotermales se forma a partir de soluciones (Schoonen y Barnes, 1991). Por otro lado, la pirita sedimentaria se desarrolla en la diagénesis anóxica temprana, en o sobre la interfaz de agua-sedimento (Wilkin *et al.*, 1996).

La piritización en fósiles se da en ambientes sedimentarios acuosos, donde halos microbianos se desarrollan en torno a organismos en descomposición; estos halos se han interpretado como precursores de las concreciones de pirita, en las que el crecimiento cristalino empieza en múltiples sitios en torno a la materia orgánica, implicando que no necesariamente crecen del centro hacia afuera y permitiendo inferir que la precipitación de pirita está fuertemente relacionada con el desarrollo de *biofilms* microbianos (Borkow y Babcock, 2003).

- **Pirita framboidal**

Los framboides son agregados esféricos a subesféricos (diámetro promedio de 5 μm) de microcristales equigranulares (diámetro promedio de 1 μm); en un mismo framboide, los microcristales son de tamaño y forma notablemente uniforme, lo que indica nucleación simultánea y crecimiento equitativo. Esta morfología no es exclusiva de la pirita pues también se da en magnetita, magnesioferrita y greigita (Wilkin *et al.*, 1996; Wilkin y Barnes, 1997).

La pirita framboidal ocurre en múltiples ambientes geológicos, incluyendo depósitos minerales, fósiles, y rocas sedimentarias (Zhao *et al.*, 2018). Algunos framboides de pirita se forman millones de años después que la roca en la que se hospedan, mediante diagénesis tardía, metamorfismo de bajo grado o alteración hidrotermal; pero, a pesar de no ser exclusivamente sedimentarios, suelen indicar ambientes someros y bajas temperaturas (<200°C) (Scott *et al.*, 2009).

La textura framboidal sugiere que existe una etapa inicial de nucleación y crecimiento de microcristales, seguida de una etapa de incorporación y agregación; la etapa inicial requiere del reemplazo progresivo de fases cada vez más ricas en azufre: Mackinawita desordenada – Mackinawita ordenada (Fe_9S_8) – Greigita (Fe_3S_4) – Pirita (FeS_2) (Wilkin *et al.*, 1996). No hay evidencia de disolución y precipitación, por lo que se propone una transformación sólido-sólido, mediante pérdida de hierro o incorporación de azufre (sulfuración) (Schoonen y Barnes, 1991).

Las teorías para la formación de framboides van desde origen biogénico, hasta origen inorgánico, en base a síntesis artificial, aunque son más comunes en muestras naturales que sintéticas (Wilkin y Barnes, 1997; Wu *et al.*, 2004). La ocurrencia de framboides se relaciona más con las condiciones fisicoquímicas imperantes durante el crecimiento cristalino que con actividad bacteriana específica (Gaidon *et al.*, 1988). Si bien, la reducción de sulfatos mediante bacterias favorece la cristalización de pirita, esta no influencia su forma (Wilkin y Barnes, 1997).

- **Pirita framboidal vs pirita euhedral (cúbica)**

Los cristales euhedrales y los framboides son las formas dominantes en sedimentos modernos y rocas sedimentarias antiguas (Wilkin *et al.*, 1996). A pesar de dominar el ambiente sedimentario, los framboides pueden proceder de metamorfismo de bajo grado y alteración hidrotermal, sin mostrar diferencias evidentes de tamaño o morfología interna (Scott *et al.*, 2009). En contraparte, la forma euhedral domina el ambiente hidrotermal, aunque también forma en ambientes de baja temperatura, por lo tanto, la textura por sí sola no basta para determinar la génesis (Schoonen y Barnes, 1991; Graham y Ohmoto, 1994).

En ambiente sedimentario, las formas cúbicas y framboidales son mutuamente excluyentes, pues requieren condiciones fisicoquímicas distintas; la pirita euhedral precipita de fluidos sobresaturados en pirita, pero insaturados en monosulfuros de hierro y la pirita framboidal precipita de fluidos saturados en ambos (Taylor y Macquaker, 2000). En zonas donde coexisten ambas formas, se propone que los framboides se forman lentamente, con greigita como fase precursora, mientras que los cristales euhedrales resultan de un proceso rápido de precipitación directa, el cual requiere de temperaturas elevadas (Gaidon *et al.*, 1988; Schoonen y Barnes, 1991). Corroborando lo anterior, se destaca la ausencia de agregados framboidales en *concretion pipes* (indicadores de

actividad hidrotermal) a pesar de que en los sedimentos adyacentes el contenido de dichos agregados sea abundante (Gaidon *et al.*, 1988).

Existen evidencias de piritas framboidales que han sido sobrecrecidas por cristales euhedrales más gruesos, lo que indica una evolución desde un framboide inicial hacia un cristal euhedral (ver Figura 3.4.); este crecimiento posterior se asocia a fluidos hidrotermales y se caracteriza por tener una composición química diferente, donde destaca la presencia de As, Cu y en menor medida Au (Zhao *et al.*, 2018). Además, los framboides sirven como núcleo para la formación de esferulitas de pirita y agregados radiales de marcasita, donde se observó que existe calcopirita rellenando espacios entre los cubos que conforman los framboides (Bouhier *et al.*, 2013).

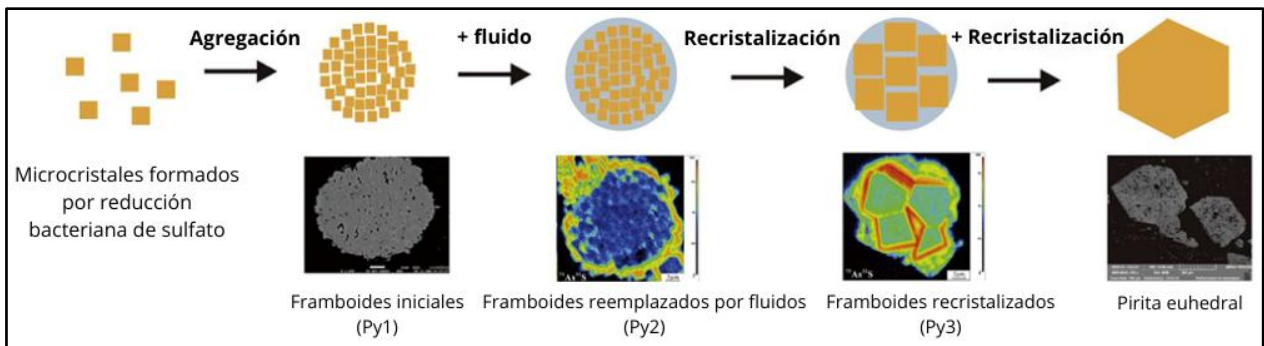


Figura 3.4. Evolución de framboides de pirita a cristales euhedrales (modificado de Zhao *et al.*, 2018).

- **Framboides como indicador paleoambiental**

La distribución de los tamaños de los framboides puede ser un importante indicador paleoambiental, permitiendo distinguir entre *pirita singenética* (formada en la columna de agua en ambientes anóxicos/euxínicos) y *pirita diagenética* (formada en agua intersticial anóxica de sedimentos bajo columnas de agua oxigénicas [$O_2 > 30 \mu M$] o disóxicas [$O_2 < 30 \mu M$]); para el primer tipo, los framboides tienden a ser de menor tamaño (en promedio $5.0 \pm 1.7 \mu m$), mientras que para el segundo, los tamaños y su variabilidad son mayores (en promedio $7.7 \pm 4.1 \mu m$); en ambiente euxínicos, menos del 4% de los framboides supera los $10 \mu m$, mientras que en ambientes no euxínicos, entre un 10 y 50% de los framboides superan dicha marca (Wilkin *et al.*, 1996).

4. METODOLOGÍA

4.1. TOMA DE DATOS Y MUESTREO EN TERRENO

Se visitó dos veces el Sitio Elizalde (ELZ), el 23 de enero del 2024 y el 28 de febrero del 2025. En ambas oportunidades se extrajeron muestras fósiles y de roca. También se tomaron datos estructurales mediante brújula tipo *Brunton*, principalmente rumbo y manteo de pequeñas fallas. Se midió el espesor de estratos con la finalidad de actualizar la columna estratigráfica desarrollada para ELZ por Cortés (2024). En la campaña del año 2025 se puso énfasis en rellenar vacíos de muestreos previos, extrayendo muestras fósiles y de roca de cada uno de los tramos definidos, además de verificar la distancia entre los tramos y el *sill* ubicado al techo de la secuencia, para lo cual se utilizó una cinta métrica de 50 m; con esto se buscaba medir la aureola de contacto.

El sitio del Salto Río Póllux (SRP) se visitó una vez el 13 de febrero del 2025. Dentro de la campaña, se levantó una columna estratigráfica (Columna SRP), recorriendo el afloramiento de base a techo midiendo el espesor de los estratos mediante una cinta métrica de 50 m. Posterior al levantamiento de la columna se procedió a la extracción de muestras, tanto fósiles como de roca. También se tomaron datos estructurales mediante el uso de brújula tipo *Brunton*, los datos corresponden principalmente a mediciones de rumbo y manteo de planos de falla. Finalmente, se obtuvo fotografías de todo el sitio para respaldar la información presentada.

Los fósiles se extrajeron con un permiso de prospección paleontológica emitido por el Consejo de Monumentos Nacionales (ORD. 4827). Los materiales fósiles se encuentran depositados en el Museo Regional de Aysén (MURAY), en la colección MURAY.PI, donde los belemnites del sitio Elizalde son de las primeras muestras de coleoideos cretácicos de la institución (Pérez-Barría *et al.*, 2021a; Pérez-Barría y Varela, 2024). Se describieron 25 de estas muestras (Anexo 1, pág. 85).

4.3. MICROSCOPIA ÓPTICA

Se utilizaron nueve cortes transparentes pulidos preparados en el Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA), Universidad de Concepción. Las muestras de roca para corte fueron elegidas de un total de 46, 18 de SRP y 28 de ELZ, después de la selección, se realizaron 4 cortes de ELZ (color verde en la Tabla 2.1.) y 5 cortes de SRP (color amarillo en la Tabla 2.1.).

Tabla 2.1. Muestras seleccionadas para la confección de secciones/cortes transparentes-pulidas.

Código Corte	Código Original	Tramo	Efervescencia con HCl	Piritización	Clasificación Macroscópica
ELZ-A	ELZ.25-V2.2	FM1	No presenta	Diseminado fino	Intrusivo hipabisal
ELZ-B	ELZ-07R.2	Rodado	Fuerte	Halo externo	Concreción calcárea
ELZ-C	ELZ-T23.2	Tramo 23	Local	Masiva en vetillas	Lutita
ELZ-D	ELZ.25-sill 2.2	FM2	Leve, local	Diseminado fino	Intrusivo hipabisal
SRP-A	SRP.25-2.3	Tramo 1	Sí	Diseminado fino	Lutita calcárea
SRP-B	SRP.25-3.2	FM1	No presenta	Costras oxidadas	Intrusivo hipabisal
SRP-C	SRP.25-7.2	Tramo 3	Sí	Halo externo	Concreción calcárea
SRP-D	SRP.25-10.2	FM2	Leve, local	No presenta	Contacto sill-lutita
SRP-E	SRP.25-11	FM2	Leve, local	No presenta	Intrusivo hipabisal

Las muestras se eligieron en base a su representatividad, promoviendo especialmente la elección de muestras de los filones manto, debido a su importancia para el estudio y a la falta de datos previos, se eligió una muestra para cada filón manto de ELZ y SRP (4 en total), además de incluir una muestra de la zona de contacto con la roca caja (SRP-D) proveniente de SRP. Se eligieron dos muestras de concreción calcárea, por su abundancia, contenido de piritita y calcita negra.

Para la visualización de los cortes se utilizó un microscopio petrográfico Leica DM750, el cual cuenta con una cámara integrada para obtener imágenes, las cuales fueron adquiridas y procesadas con el software LAS EZ 3.4. Todos los cortes se visualizaron tanto en luz transmitida (para observar los minerales traslúcidos) como en luz reflejada (para observar los minerales opacos/metálicos).

4.4. MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO (MEB-SEM)

Se utilizó un microscopio electrónico de barrido modelo EVO 15 de la marca ZEISS, el cual es propiedad del Museo Regional de Aysén (MURAY) y es operado por el curador de la institución, Leonardo Pérez Barría. Se utilizaron 10 muestras, 6 de ELZ y 4 de SRP (ver Anexo 1, pág. 90).

Para poder observar las muestras es necesario que sean conductoras de electricidad, para lo cual se montan en pines metálicos a los cuales se les pegan *stickers* de carbono especiales, los cuales son de doble faz, un lado se adhiere al pin y el otro a la muestra. Luego se recubren las muestras con una fina capa de material conductor, que puede ser grafito, oro o plata, para el caso de esta memoria se utilizó recubrimiento de oro, mediante el instrumento MiniQS de la marca Quorum.

Se utilizaron dos modalidades para la visualización de las muestras, electrones secundarios (SE) y electrones retrodispersados (BSE). La primera, utiliza electrones de baja energía para analizar la superficie de la muestra, permitiendo diferenciar diversas morfologías y estructuras, mientras que la segunda utiliza electrones de mayor energía y permite diferenciar, por medio de zonas de luz y sombra, distintas fases de la muestra, sin embargo, no entrega información composicional como tal, sino que entrega una visualización cualitativa, en la cual las fases más pesadas se ven de un tono más claro, puesto que reflejan de mejor manera el haz de electrones, mientras que las fases más livianas se ven de un tono más oscuro, al reflejar con menos intensidad el haz de electrones.

El equipo utilizado y el montaje de muestras se puede observar en la Figura 4.1.

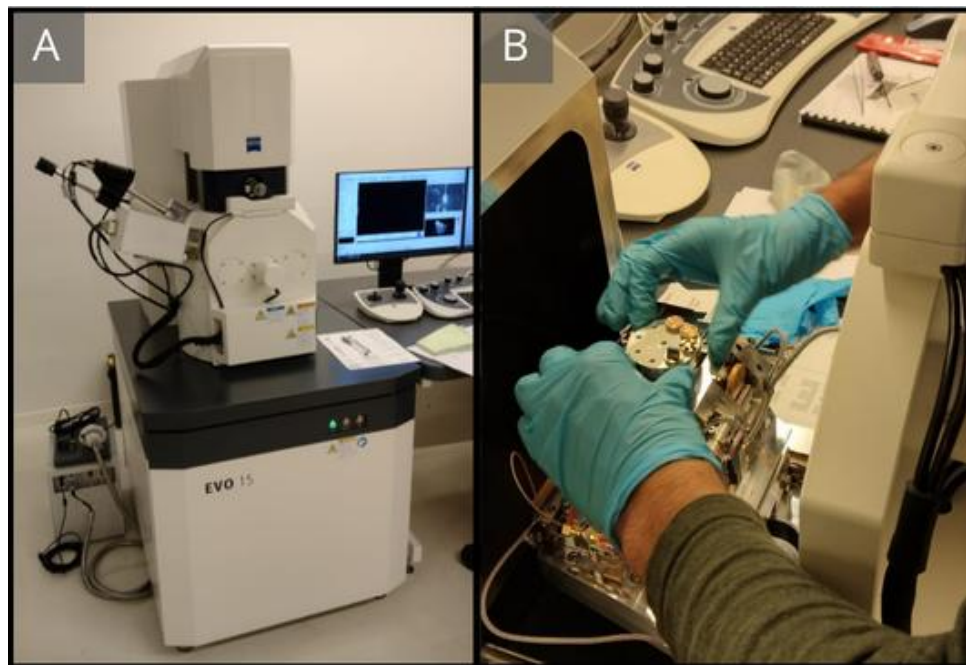


Figura 4.1. a) SEM ZEISS EVO 15; b) Montaje de muestras en el SEM.

4.5. DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)

Se realizaron 7 análisis de DRX, los cuales se llevaron a cabo en el Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) de la Universidad de Concepción. Este análisis busca identificar la mineralogía de las muestras estudiadas, mediante un análisis de roca total basado en cristalografía. Mediante esta técnica también es posible obtener estimaciones de la proporción de minerales

identificados (semi-cuantificación). El resultado consiste en un difractograma, el cual exhibe diversos *peaks* los cuales se asocian a diversas fases. Se utilizó el instrumento D4 Endeavor, de la marca Bruker AXS.

Cinco de las siete muestras analizadas corresponden al rechazo de las secciones transparentes-pulidas confeccionadas, adicionando dos muestras, ELZ.25-9 (lutita/lutita-arenosa del último tramo de ELZ, en contacto con FM2) y MURAY.PI.29 (*rostrum* de belemnite no recristalizado inserto en un fragmento de lutita, del cual se extrajo una porción de roca). Para preparar las muestras se deben pulverizar y luego se montan en una placa de vidrio.

En la Tabla 2.2. se ordenan las muestras utilizadas para los análisis de DRX y FRX, presentándose en color verde las del sitio ELZ y de color amarillo las de SRP.

Tabla 2.2. Muestras utilizadas para DRX y FRX.

Código Muestra	Código Original	Tramo	Efervescencia con HCl	Piritización	Clasificación Macroscópica
ELZ.25-9	ELZ-T25	Tramo 25	Local	Diseminado fino	Lutita-lutita arenosa
ELZ-A	ELZ.25-V2.2	FM1	No presenta	Diseminado fino	Intrusivo hipabisal
ELZ-D	ELZ.25-sill 2.2	FM2	Leve, local	Diseminado fino	Intrusivo hipabisal
MURAY.PI.294	-	Tramo 1	Local	No se observa	Lutita
SRP-B	SRP.25-3.2	FM1	No presenta	Costras oxidadas	Intrusivo hipabisal
SRP-D	SRP.25-10.2	FM2	Leve, local	No presenta	Contacto sill-lutita
SRP-E	SRP.25-11	FM2	Leve, local	No presenta	Intrusivo hipabisal

4.6. FLUORESCENCIA DE RAYOS X (FRX)

Se analizaron las mismas muestras que para DRX (ver Tabla 2.2.) y el análisis se realizó en la misma institución, asimismo la interpretación estuvo a cargo de la Dra. Javiera Paz Gerding González; se utilizó el instrumento de modelo ZSX Primus II, marca Rigaku.

El resultado de este técnica es una lista de los elementos mayoritarios existentes en la muestra, cuya preparación requiere molienda a un polvo fino, homogenizando la muestra. Permite identificar y cuantificar elementos desde el flúor hasta el uranio.

5. RESULTADOS

5.1. ESTRATIGRAFÍA Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Cada uno de los afloramientos estudiados conforman una única exposición que presenta continuidad lateral, con un ancho y espesor de decenas de metros. Se componen por secuencias sedimentarias marinas, correspondientes a la Formación Katterfeld en base al mapeo realizado por De la Cruz *et al.* (2003) y los trabajos de Cortés *et al.* (2023; 2024), intruidas por filones mantos, asociados a las unidades de “Filones básicos e intermedios” y “Pórfidos ácidos”, para el sitio SRP y el sitio ELZ, respectivamente.

Los tramos se denominan usando la abreviación del sitio en conjunto con la letra “T” (tramo) y el número correspondiente de base a techo (por ejemplo, ELZ-T4 sería el tramo 4 del sitio Elizalde). Los cuerpos intrusivos fueron denominados FM como abreviación del término filón manto, agregando al inicio el código del afloramiento correspondiente, teniendo así cuatro intrusivos denominados ELZ-FM1, ELZ-FM2, SRP-FM1 y SRP-FM2; en el texto también se les menciona como “*sill*”, término en inglés, esta clasificación hace referencia a su forma tabular y a que la orientación del contacto con los estratos que intruye es subparalela, intruyendo a través de planos de estratificación; también se nombran como “intrusión/es hipabisal/es”, puesto que son someras.

Los estudios litológicos permiten confirmar la asociación de ambas secuencias a la Formación Katterfeld, en base a la litología homogénea de lutitas negras, además, para el sitio ELZ se extiende el área del mapeo de la unidad, ubicando el contacto entre Katterfeld y Apeleg en cotas mayores a lo descrito por De la Cruz *et al.* (2003); esto tendría como consecuencia que la traza de la Falla Elizalde, corte a la Formación Katterfeld, cambiando la disposición de los bloques propuestos por De la Cruz *et al.* (2003).

- **Sitio Elizalde (ELZ)**

En cuanto a ELZ, la secuencia se compone principalmente de lutitas negras/gris oscuro de abundante contenido orgánico. También existe la intercalación de areniscas, paquetes de lutita y arenisca finamente intercalados y niveles de lutita calcárea. El registro fósil es abundante y consta de bivalvos, gasterópodos, serpúlidos, ammonites, belemnites, restos vegetales, entre otros. El mapa del sitio, la vista satelital y la vista frontal se exponen en la Figura 5.1.

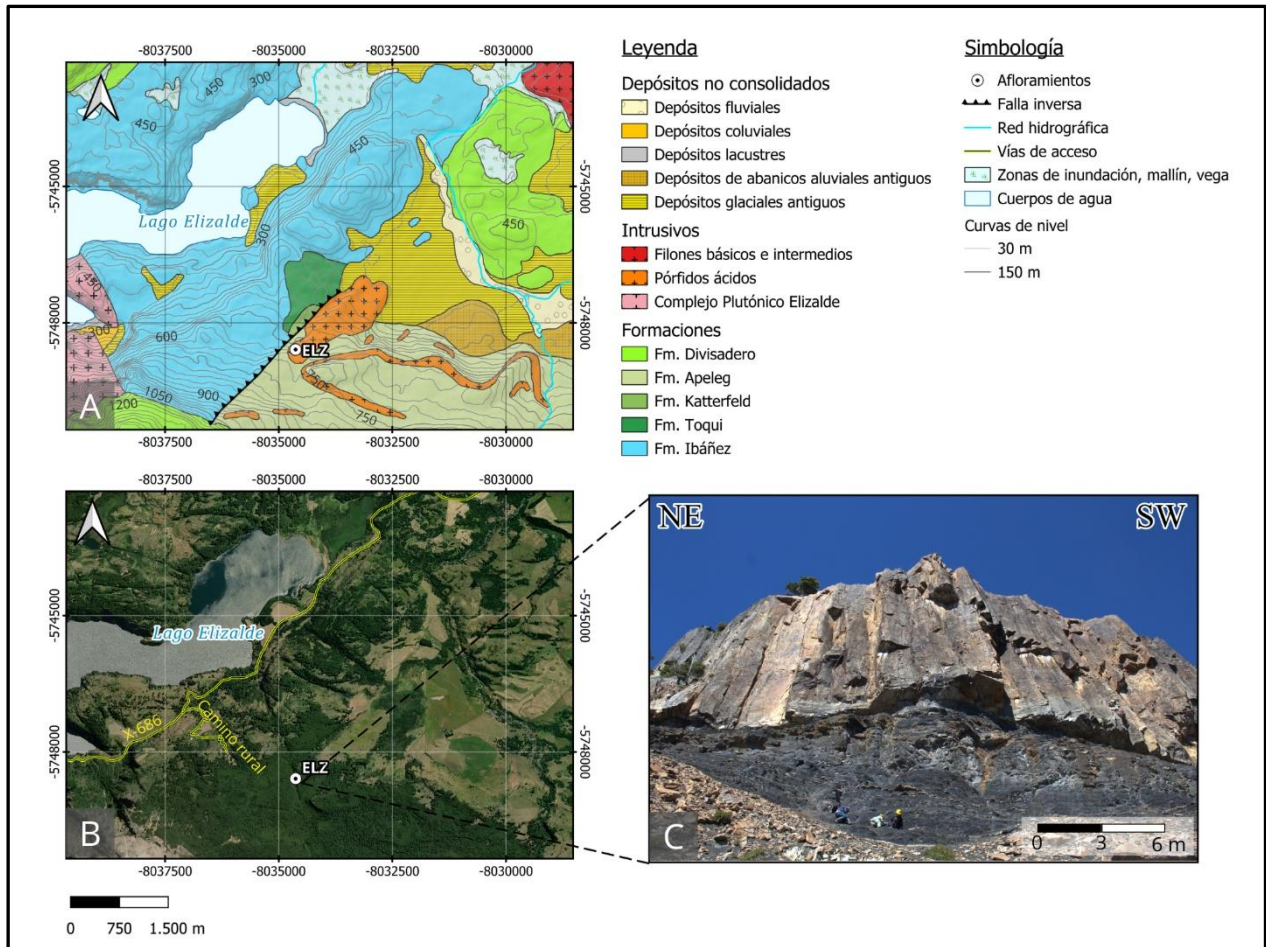


Figura 5.1. a) Mapa geológico del área aledaña a ELZ (modificado de De la Cruz *et al.*, 2003); b) Imagen satelital del sitio ELZ, mostrando las vías de acceso; c) Fotografía del sitio donde se expone ELZ-FM2.

En la Figura 5.1.A, el punto de ELZ queda sobre uno de los Pórvidos ácidos y no sobre la Formación Katterfeld, esto se debe a imprecisiones en el mapeo (ver Discusión, pág. 62). La secuencia tiene una potencia total de 70.4 m incluyendo los filones manto, siendo ELZ-FM2 el techo de la secuencia, midiendo cerca de unos 30 metros. En la Figura 5.2. se puede apreciar el sitio a la distancia y desde la base del afloramiento; en la imagen distal del sitio es posible apreciar que sobre ELZ-FM2, separado por una zona cubierta de bosque, hay un cuerpo tabular de características similares al cual no se pudo acceder debido a las condiciones del terreno, este cuerpos es asignado a la misma unidad de “Pórvidos ácidos”, por De la Cruz *et al.* (2003). Cortés *et al.* (2023), describen la secuencia como “una sucesión de unos 40 m, dominada por lutitas negra”, lo cual coincide con lo observado en terreno, la diferencia de espesor se debe a que estos autores no consideran los *sills*.

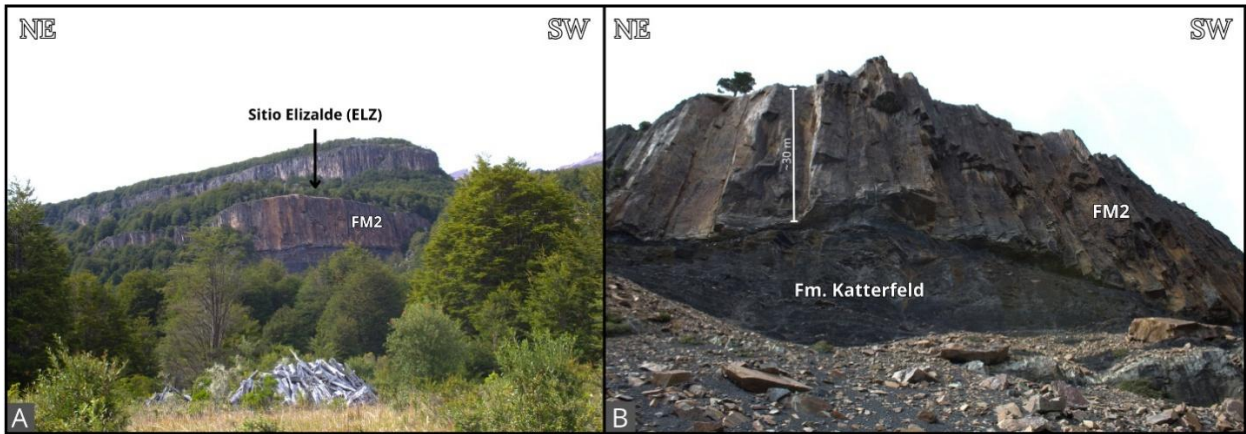


Figura 5.2. a) Imagen distal del sitio ELZ; b) Imagen tomada desde la base del afloramiento.

Los tramos de esta secuencia fueron descritos por Cortés (2024), se mantienen prácticamente las mismas descripciones, actualizando únicamente los espesores de algunos de los tramos.

ELZ-T1. 2.9 m. Lutitas negras, de alta fisibilidad y fractura concoidea. Se disponen en estratos tabulares subhorizontales. La coloración en general va de gris oscuro a negro, sin embargo, presenta patrones moteados de puntos blanquecinos correspondientes a carbonato de calcio. En algunos sectores presenta una textura “escamosa”. El contacto basal está cubierto por material coluvial, por lo que se desconoce el nivel subyacente de este tramo.

ELZ-T2. 0.2 m. Capa arenosa/tobácea. Nivel poco consolidado de pobre cementación y baja cohesión, muy deleznable. La coloración es gris claro a blanquecina en superficie y pardo amarillenta en el interior. Contempla granos tamaño arena o ceniza, no se ha determinado con seguridad si se trata de material siliciclástico o volcániclastico. La composición de los clastos está dominada por cuarzo, aunque también es posible reconocer algunas micas y feldespatos, además de líticos de lutita. La selección va de buena a muy buena. Esfericidad media con redondez subangulosa.

ELZ-T3. 1.0 m. Lutitas negras, se asemejan bastante a las de ELZ-T1, pero poseen un moteado de puntos blancos más notorio, en conjunto con mayor efervescencia, lo que indica mayor presencia de carbonatos. Además del mayor contenido de calcita, difiere de ELZ-T1 por su mayor compactación y tenacidad. Hacia techo entra en contacto con intrusión con el filón manto ELZ-FM1. Destaca la presencia de diaclasas de 70-80° de manteo. Este tramo no contiene restos fósiles.

La Figura 5.3. muestra los primeros tres tramos de la columna, además del filón manto ELZ-FM1.

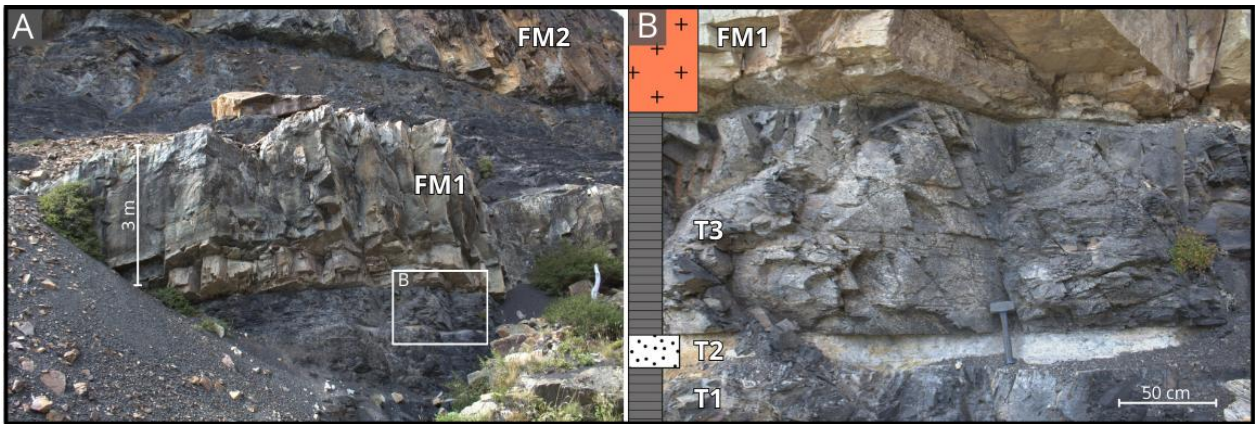


Figura 5.3. a) Fotografía de los tramos inferiores de ELZ; b) Esquema de los primeros tramos de ELZ.

ELZ-FM1. 3.2 m. Filón manto (*sill*). El color de la zona interior gris oscuro-verdoso, mientras que en los bordes tiene color blanquecino, el color de la superficie alterada es pardo claro-pardo anaranjado. Lo anterior representa una zonación del *sill*, la cual se ve reflejada en la coloración y textura, siendo la zona interna de textura porfídica a microfanerítica, mientras que la zona de los bordes presenta textura afanítica de apariencia silicificada con vesículas cercanas a 1 mm rellenas de cuarzo, también se observan pequeños cúmulos y franjas de tonalidad verde claro, posiblemente clorita, aparte, existen cristales finamente diseminados de pirita, los que no exceden el 1-2%. Se estima una composición andesítica-dacítica en base a lo observado en terreno. Del contacto con ELZ-T3, se extrajo la muestra ELZ.25-V2.2 utilizada para confeccionar el corte ELZ-A.

ELZ-T4. 1.1 m. Lutitas gris oscuras a negras, similares a las del tramo ELZ-T3.

ELZ-T5. 0.6 m. Lutita calcárea. Estrato tabular, de color negro en superficie fresca y pardo anaranjado en superficie alterada. La consolidación y cohesión de la roca es elevada, provocando que sobresalgan por sobre las lutitas debido a su mayor tenacidad y resistencia. Contiene abundante pirita en diseminado fino, cúmulos y vetillas. Presenta concreciones calcáreas. Reacciona con HCl.

ELZ-T6. 1.6 m. Lutitas negras. Nivel prácticamente idéntico a ELZ-T1.

ELZ-T7. 0.2 m. Lutita calcárea. Muy similar a ELZ-T5. Presenta concreciones calcáreas.

ELZ-T8. 1.2 m. Lutitas gris oscuras a negras. No hay mayores diferencias con las ya descritas.

ELZ-T9. 0.2 m. Lutita calcárea. Mantiene las características ya descritas para estas litologías. Presenta concreciones calcáreas.

ELZ-T10. 1.2 m. Lutita negra similar a las descritas en tramos anteriores, no se encontraron diferencias significativas.

ELZ-T11. 0.2 m. Capa arenosa/tobácea. Muy similar a lo observado en ELZ-T2, sin diferencias destacables. El cuarzo es el mineral predominante de los clastos observados.

ELZ-T12. 7.0 m. Lutitas negras con intercalaciones de arenisca/toba. Presenta múltiples intercalaciones centimétricas (2-5 cm) de arenisca de color pardo, las cuales son de apariencia similar a aquellas de los tramos ELZ-T2 y ELZ-T11, por lo cual no se descarta un origen volcaniclástico. En este tramo se encontró la muestra MURAY.PI.534, que corresponde a un fragmento de *rostrum* de belemnite fracturado producto de una pequeña falla inversa; a pesar de estar desplazado, las secciones se encuentran cohesionadas (ver Figura 5.4.).

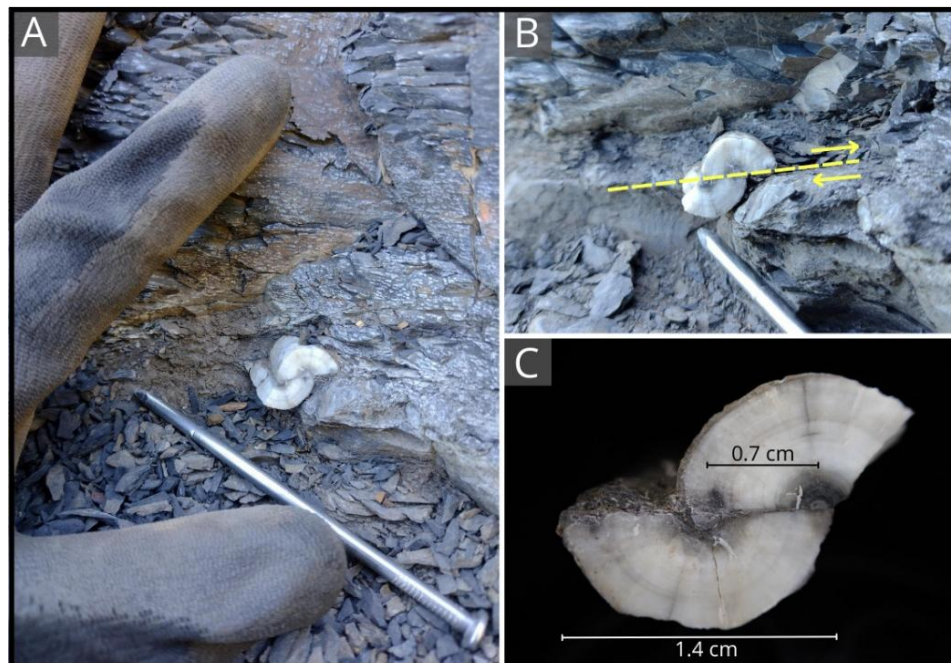


Figura 5.4. MURAY.PI.534; a) Muestra *in situ* (ELZ-T12); b) Movimiento aparente de la falla que fractura al belemnite; c) Diámetro y desplazamiento de MURAY.PI.534.

ELZ-T13. 0.2 m. Lutita calcárea. Posee las mismas características ya descritas para esta litología. Presenta concreciones calcáreas.

ELZ-T14. 2.0 m. Lutita negra. Sin diferencias significativas en relación con las lutitas negras ya descritas.

ELZ-T15. 0.2 m. Lutita calcárea. Posee las mismas características ya descritas para esta litología. Presenta concreciones calcáreas.

ELZ-T16. 1.0 m. Lutita negra. Misma descripción que las lutitas negras previas.

ELZ-T17. 0.2 m. Lutita calcárea. No difiere de las lutitas calcáreas ya descritas. Presenta concreciones calcáreas.

En la Figura 5.5. se observan distintos niveles calcáreos de ELZ, mostrando como resaltan en comparación a las lutitas.

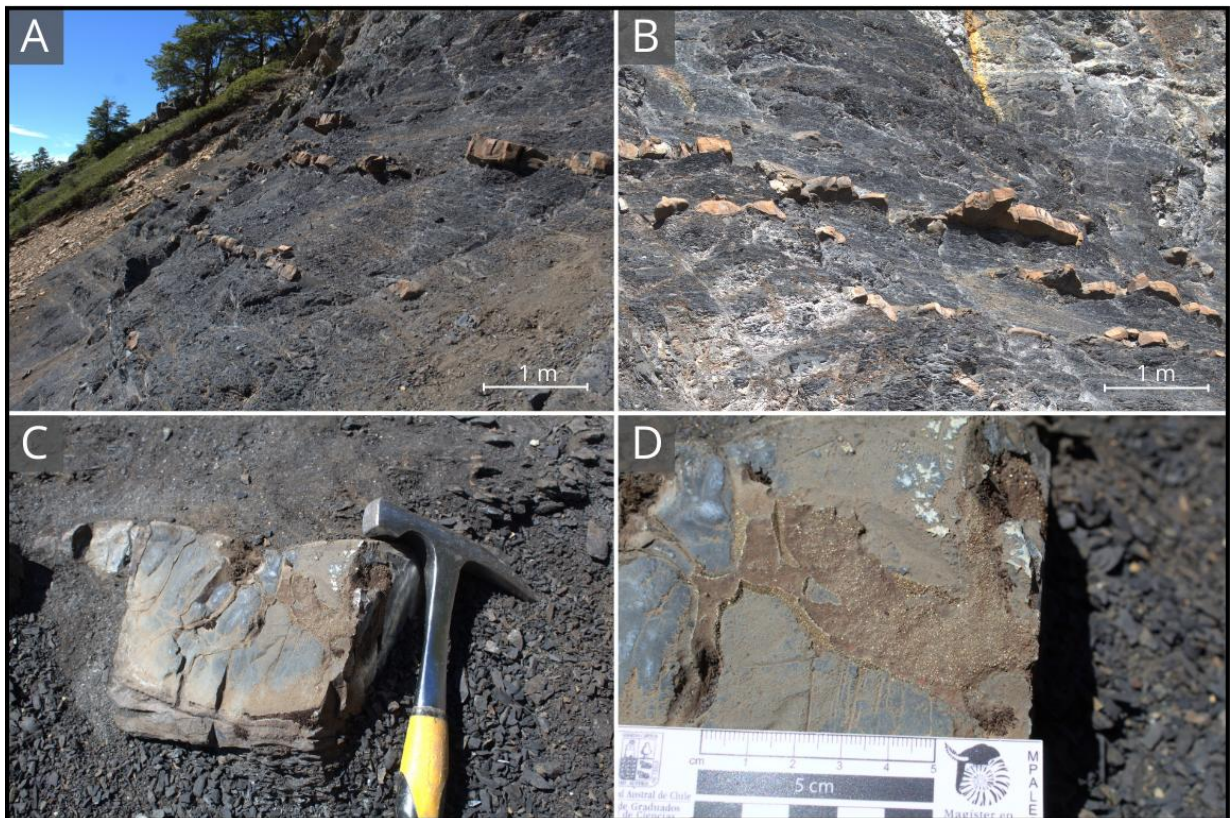


Figura 5.5. Niveles de lutitas calcáreas en ELZ; c-d) muestras de bloques pertenecientes a los niveles calcáreos en los cuales se puede ver vetillas y cúmulos calcáreos con pirita diseminada.

ELZ-T18. 4.8 m. Lutita negra. De este nivel se extrajo el belemnite MURAY.PI.282, muestra de gran importancia para determinar los alcances del metamorfismo de contacto del *sill* ELZ-FM2, puesto que es el último tramo (de base a techo) en el cual se pueden encontrar belemnites sin recrystalizar, es decir, que preservan su estructura original.

ELZ-T19. 3.5 m. Lutitas con intercalaciones de arenisca/toba. Misma descripción que para ELZ-T12. En este tramo no se encontraron restos fósiles.

ELZ-T20. 0.3 m. Lutita calcárea. Misma descripción que para los tramos anteriores con esta litología. Presenta concreciones calcáreas. De este tramo se extrajeron las muestras MURAY.PI.401 y MURAY.PI.402, correspondientes a fragmentos de *rostrum* de belemnites; la primera presenta recrystalización parcial y la segunda completa, aparte tiene cristales de cuarzo en la superficie.

ELZ-T21. 3.6 m. Lutita con intercalaciones de arenisca/toba. Muy similar a ELZ-T12 y ELZ-T19. En este tramo se encuentran *rostra* de belemnites que presentan recrystalización.

ELZ-T22. 0.2 m. Capa arenosa/tobácea. Presenta intensa alteración visible en tonalidades blanquecinas-amarillentas, acompañada de un notorio olor a azufre.

ELZ-T23. 3.3 m. Lutitas negras silicificadas. Son similares al resto de lutitas del afloramiento, sin embargo, son mucho más compactas, de mayor tenacidad y resistencia. Presentan fractura concoidea, lo que evidencia un proceso de silicificación. Contiene pirita diseminada y en vetillas, con porcentajes de entre 2-4 %. Presenta vetillas de calcita. En este tramo se encontraron belemnites completamente recrystalizados con mineralización de sulfuros asociada. De este sector se extrajo la muestra ELZ-T23.2 a partir de la cual se confeccionó el corte transparente pulido ELZ-C.

ELZ-T24. 0.2 m. Capa arenosa/tobácea. Similar a las ya descritas en ELZ-T2 y ELZ-T11.

ELZ-T25. 0.5 m. Lutitas negras silicificadas. Son prácticamente iguales a las de ELZ-T23. Abundante contenido de belemnites completamente recrystalizados con mineralización metálica asociada, la cual consta de pirita, calcopirita y otras especies minerales. Presentan importante diaclasamiento subvertical.

ELZ-FM2. ~30 m. Filón manto (*sill*). Este cuerpo se encuentra en el techo de la secuencia, en contacto por intrusión con ELZ-T25. El color de la superficie es pardo a pardo claro, con algunos sectores anaranjados producto de oxidación, mientras que, en el interior se pueden observar tonos

blanquecinos hacia la zona del contacto inferior, atribuibles a la misma silicificación y zonación afectando a ELZ-FM1, no se extrajeron muestras de las zonas centrales del intrusivo debido a las condiciones del terreno, sin embargo, se infiere que la composición general tiende a ser andesítica-dacítica. De la base de este cuerpo intrusivo se extrajo la muestra ELZ.25-Sill2.2 a partir de la cual se confeccionó el corte transparente pulido ELZ-D. En todo el sector del afloramiento se encuentran bloques caídos de este cuerpo intrusivo, los cuales están muy alterados adoptando color pardo anaranjado, no se observaron superficies frescas, su tenacidad es muy elevada.

La oxidación y alteración asociada a ELZ-FM2, en conjunto con los últimos tramos de la columna y muestras de roca del intrusivo se aprecian en la Figura 5.6.

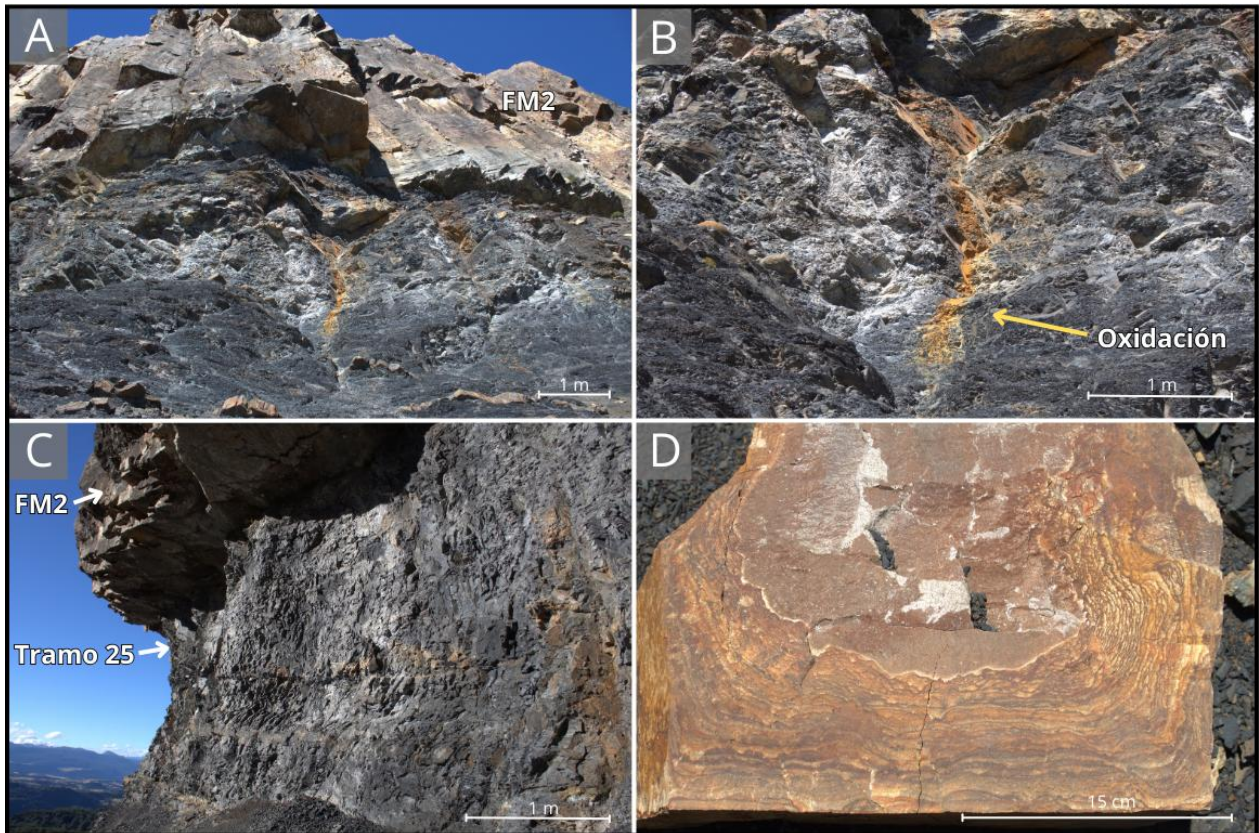


Figura 5.6. a-b) Últimos tramos de ELZ, se aprecia oxidación proveniente de ELZ-FM2; c) ELZ-T25 en contacto con ELZ-FM2, se puede observar diaclasamiento vertical en el tramo; d) Bloque caído de ELZ-FM2 que muestra un patrón de franjas pardo anaranjadas concéntricas.

La secuencia se encuentra representada en la Columna ELZ (Figura 5.7.), la cual se realizó usando como base la “Columna ELZ-2” de Cortés (2024).

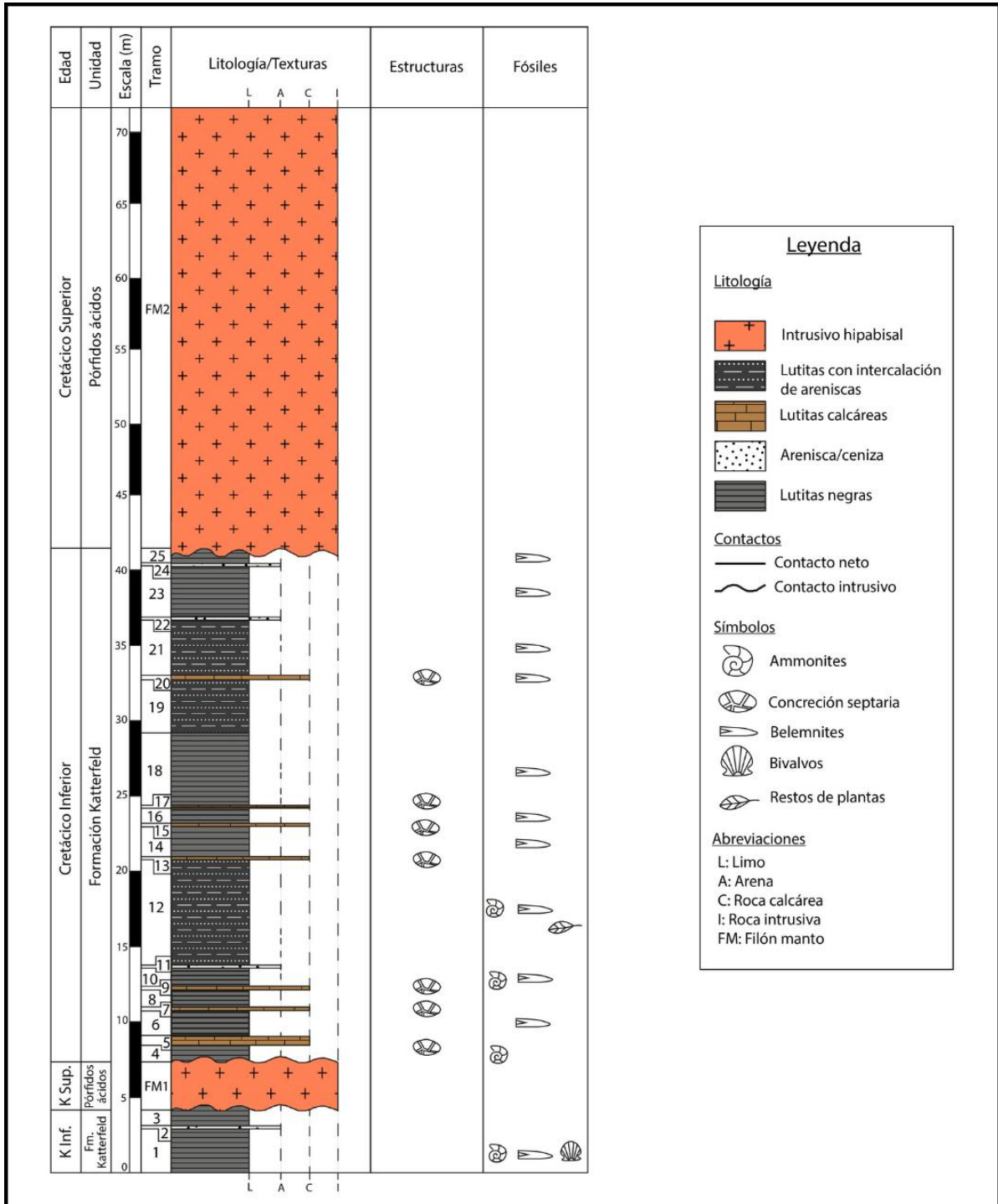
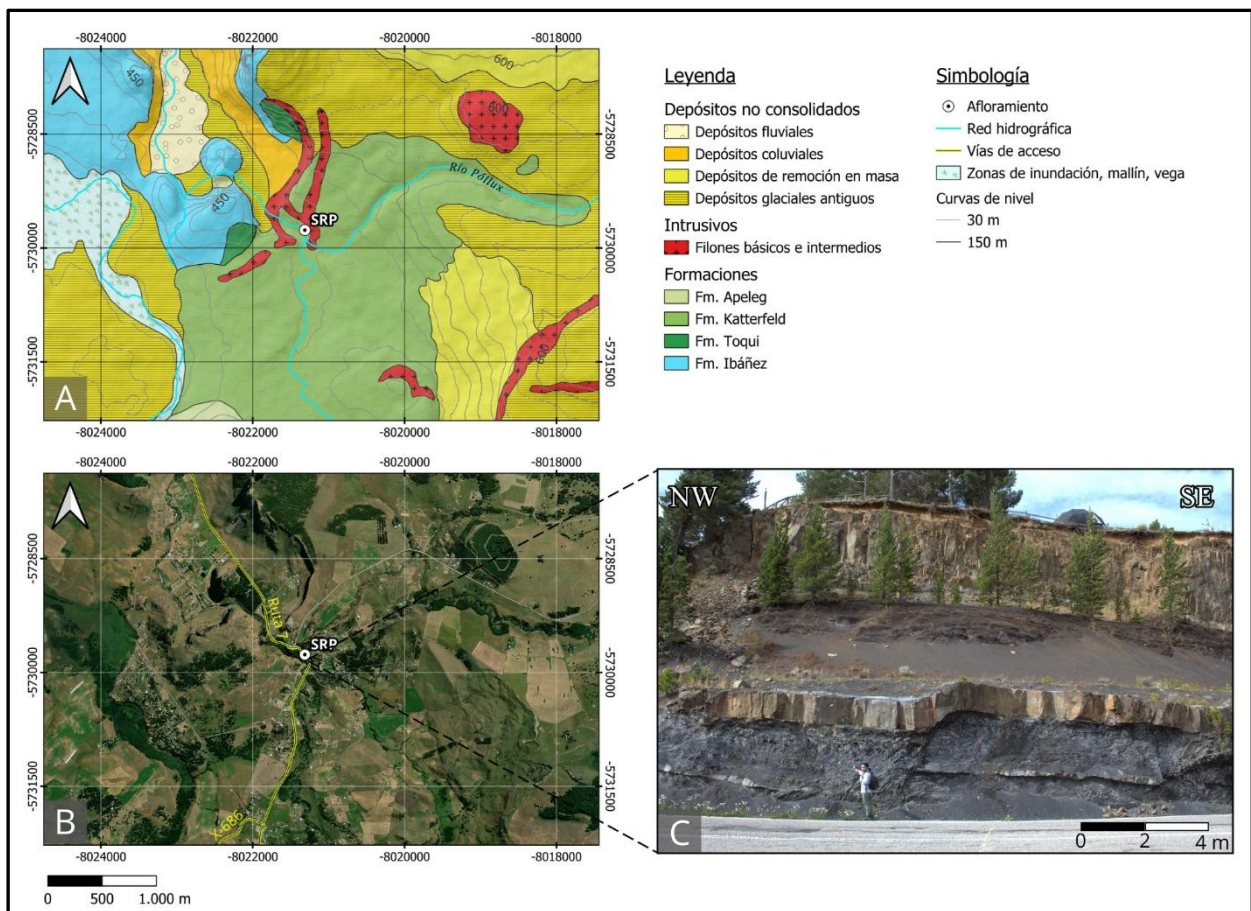


Figura 5.7. Columna ELZ.

• Sitio Salto Río Póllux (SRP)

El sitio SRP presenta una secuencia estratigráfica compuesta principalmente de lutitas negras con algunas intercalaciones de arenisca y lutitas calcáreas de mayor tenacidad que las lutitas negras. En total la secuencia tiene un espesor de 15.70 metros, incluyendo los filones manto, siendo SRP-FM2 el techo de la secuencia con una potencia de 6.25 metros aproximadamente.

En la Figura 5.8. se expone un mapa geológico del sector aledaño al afloramiento SRP, más una imagen satelital y una vista del afloramiento de frente. El mapa permite apreciar que la mayor unidad litológica del área corresponde a la Fm. Katterfeld. Por otra parte, se aprecia que los filones manto del afloramiento corresponden a la unidad de “Filones básicos e intermedios”, definida por De la Cruz *et al.*, 2003.



La secuencia se divide en tres tramos compuestos principalmente de lutitas negras, con dos intrusiones hipabisales (SRP-FM1 Y SRP-FM2) y dos tramos cubiertos (TC) (ver Figura 5.9.).

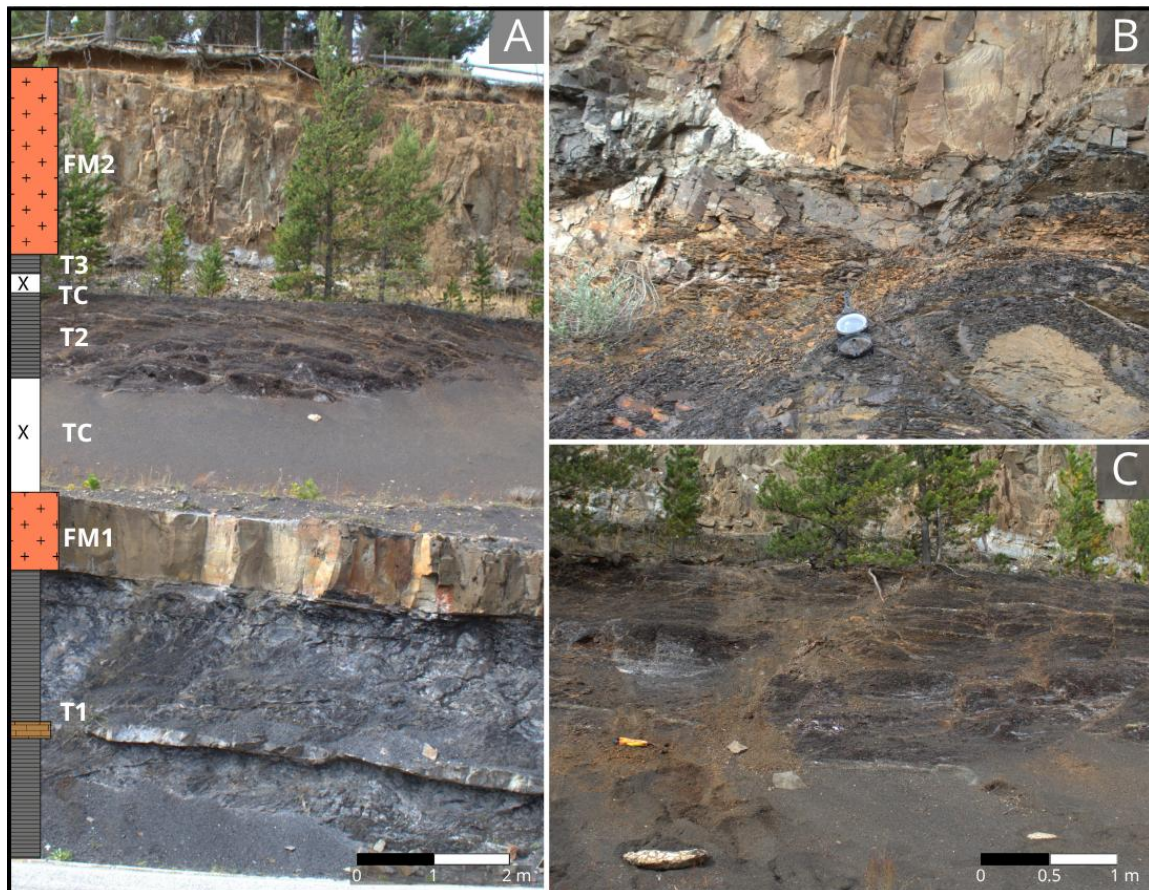


Figura 5.9. a) Vista frontal de los tramos de SRP, junto con una esquema de las litologías; b) SRP-T3 en contacto con SRP-FM2; c) SRP-T2, se aprecia que por debajo del tramo hay una zona cubierta por material coluvial, sobre el cual se observa una concreción calcárea (~50 cm de diámetro).

SRP-T1. 2.55 m. Comprende una intercalación de lutitas masivas de color negro-gris oscuro y una capa de lutitas calcáreas, la coloración entre ambas litologías es similar, se diferencian por la mayor tenacidad y consolidación de las lutitas calcáreas, las cuales sobresalen. Forman estratos tabulares y subhorizontales, de espesores decimétricos a métricos. El tramo presenta vetillas carbonatas que atraviesan perpendicularmente a los estratos, asociadas a diaclasas subverticales, de estas zonas calcáreas se extrajo la muestra SRP.25-2.2 (conjunto de placas carbonatadas). No se encontraron fósiles en este tramo. Presenta una zona brechosa cerca al contacto con SRP-FM1.

La Figura 5.10. muestra distintas porciones de SRP-T1; en b) se puede observar una zona de color gris claro con franjas negras en su interior, de este sector se extrajo la muestra SRP.25-2.3 a partir de la cual se confeccionó el corte transparente pulido SRP-A. De este tramo también se extrajo la muestra SRP.25-2.1 que se utilizó para realizar observaciones en SEM.

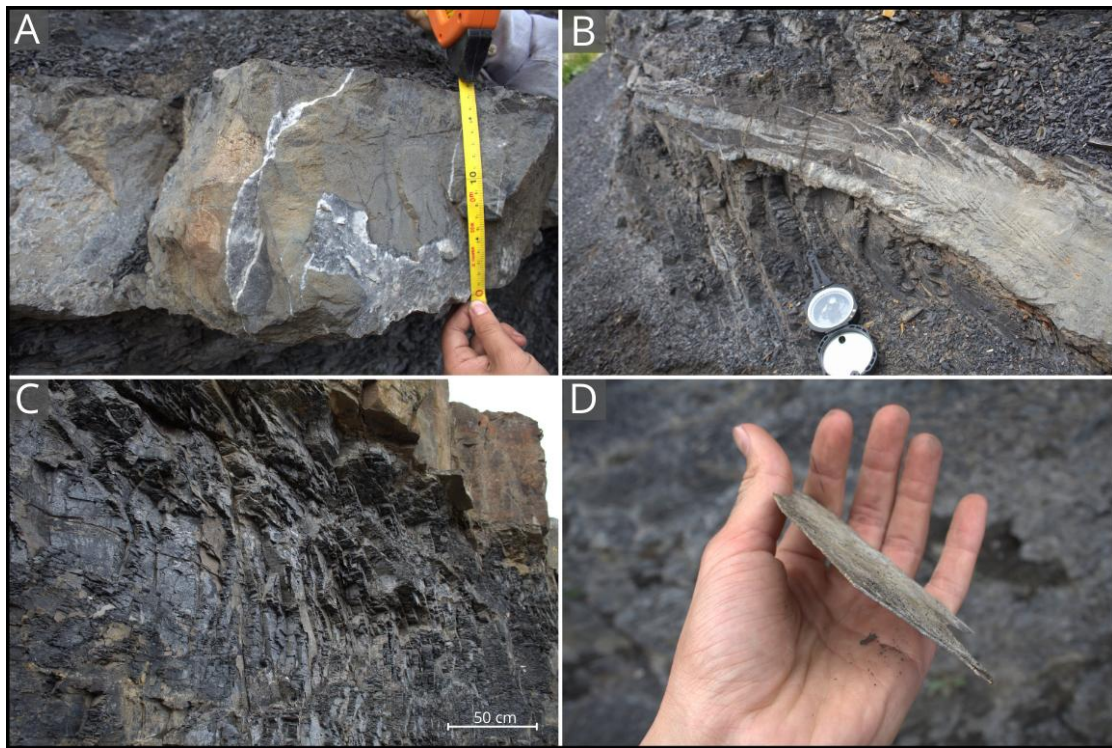


Figura 5.10. SRP-T1; a) Lutita calcárea; b) Zona de la muestra SRP.25-2.3; c) Diaclasamiento vertical en contacto con SRP-FM1; d) Placa carbonatada, muestra SRP.25-2.2.

SRP-FM1. 1.0 m. Filón manto (*sill*) en contacto por intrusión entre SRP-T1 y SRP-T2, subparalelo a la estratificación. En superficie alterada es de tono pardo claro, con zonas anaranjadas, mientras que en superficie fresca es de color gris verdoso, con textura microfanerítica a porfídica, permitiendo identificar cristales tabulares de plagioclasa de grano fino. De esta zona se extrajo la muestra SRP.25-3.2 a partir de la cual se confeccionó el corte SRP-B.

SRP-T2. 2.1 m. Nivel de lutitas subhorizontales, altamente deleznable y meteorizadas, con zonas oxidadas de color pardo anaranjado. Se ubica por sobre SRP-FM1, entre dos tramos cubiertos (TC) por material coluvial. Presenta concreciones septarias y ammonites, los cuales corresponden al

único registro fósil del afloramiento, se encuentran fragmentados, con mala preservación y algunos presentan cristales de pirita en su superficie, oxidados y/o frescos.

SRP-T3. 0.5 m. Lutitas intruídas por SRP-FM2. Coloración negruzca, con zonas meteorizadas pardo-anaranjado producto de la oxidación. Al igual que el SRP-T2, las lutitas son subhorizontales y altamente deleznales, sin embargo, presentan tenacidad mayor hacia el contacto con SRP-FM2, sector en el que también se observan de forma intermitente zonas arcillosas blanquecinas. Presenta concreciones con halo de pirita, cobertura silícea e interior carbonatado. De este tramo se extrajo la muestra SRP.25-7.2 a partir de la cual se confeccionó el corte transparente-pulido SRP-C, también se extrajo la muestra SRP.25-8, usada para observar en SEM.

SRP-FM2. 6.0 m. Filón manto (*sill*) se encuentra al techo de la secuencia, sobreyaciendo en contacto por intrusión a SRP-T3. Sus características son prácticamente idénticas que para FM1, mostrando en su superficie expuesta una coloración pardo-claro, con zonas pardo-anaranjadas debido a oxidación, mientras que la superficie fresca es de color gris verdoso, con textura porfídica a microfanerítica, permitiendo observar cristales de plagioclasa de grano fino. En el sector del contacto con SRP-T3 se puede observar zonas con bandeamiento milimétrico a centimétrico de capas gris claro y gris oscuro en las que se observan cristales fragmentados de cuarzo y plagioclasa de grano fino a medio, este bandeamiento es paralelo a la estratificación (Figura 5.11.B), de esta zona se extrajo la muestra SRP.25-10 a partir de la cual se confeccionó el corte SRP-D.

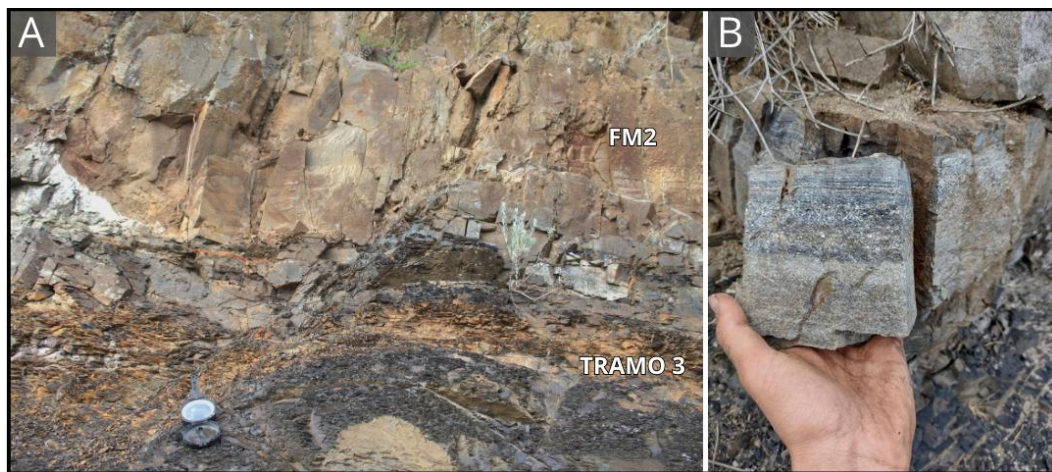


Figura 5.11. a) SRP-T3 y SRP-FM2, se observa tonos anaranjados por oxidación y hacia la izquierda de la imagen, justo en el contacto, una zona blanquecina correspondiente a arcillas; b) Muestra SRP.25-10, presenta bandeamiento horizontal.

Las principales estructuras sedimentarias son concreciones calcáreas, en las cuales es posible reconocer restos fósiles (aparentemente de ammonites), solo en algunos ejemplares. Estas estructuras se encontraron *in situ* en los tramos SRP-T2 y SRP-T3, pero también como rodados. Las concreciones encontradas SRP-T3 (en contacto SRP-FM2), presentan una cobertura de color negro, con fractura concoidea y sin reacción a HCl, indicando silicificación, además, presenta un halo de cubos de pirita entre el interior calcáreo y la cobertura silícea, de estas se extrajo la muestra SRP.25-7.2, utilizada para confeccionar el corte SRP-C. Por otra parte, las concreciones de SRP-T2 (lejanas a SRP-FM2) carecen de cobertura silícea, exponiendo directamente su interior el cual exhibe estructura septaria. En la Figura 5.12. se pueden ver algunas de las concreciones de SRP.

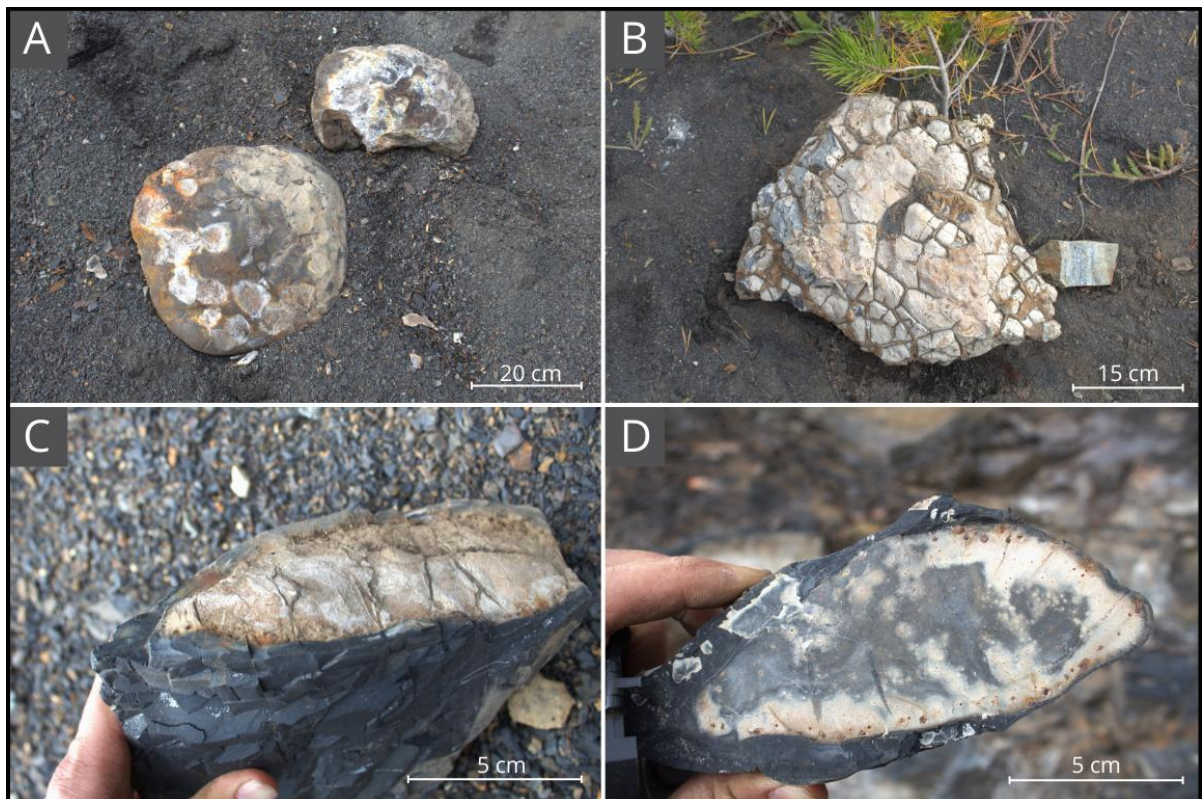


Figura 5.12. Concreciones calcáreas de SRP; a-b) Concreciones lejanas a SRP-FM2, sin cobertura silícea y estructura septaria; c-d) Concreciones calcáreas con cobertura silícea y halo de pirita en su interior, también presentan estructura septaria en la parte interna.

Con los datos obtenidos se levantó una columna estratigráfica del afloramiento, donde se incluyen los filones manto, esta se encuentra representada en la Figura 5.13.

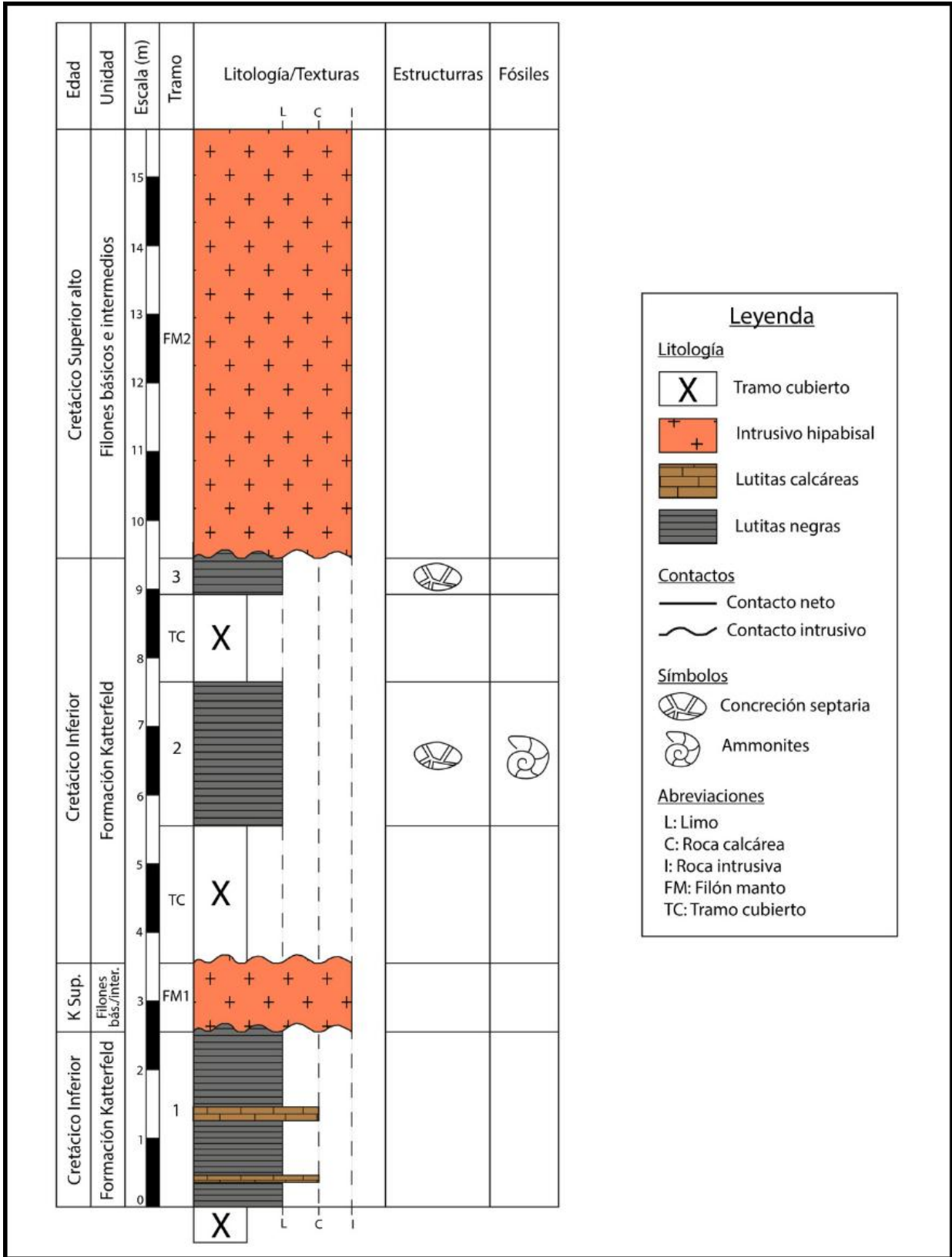


Figura 5.13. Columna SRP.

- **Fallas y diaclasas en los afloramientos**

En ambos sitios existe fallamiento el cual se compone en su mayoría de pequeñas fallas tanto inversas como normales, además de diaclasas en algunos sectores. El diaclasamiento se da en los tramos inmediatamente subyacentes a los cuerpos intrusivos, como se puede observar en ELZ-T3, ELZ-T25 (ver Figura 5.6.) y en SRP-T1 (Figura 5.10.). En el tramo SRP-T3 no se observan claramente las diaclasas, es posible que se deba a la meteorización, mientras que en ELZ-T25 y SRP-T1 se observan claramente. Estas diaclasas se atribuyen al peso de los filones manto.

La Figura 5.14. evidencia fallamiento en el sitio SRP, el cual es predominantemente normal, la falla desplaza verticalmente capas de lutita y lutita calcárea; las capas sedimentarias se fracturan mientras que el filón manto se pliega, sin llegar a fracturarse; el desplazamiento vertical es de aprox. un metro, lo cual es posible observar en la capa de lutita calcárea.

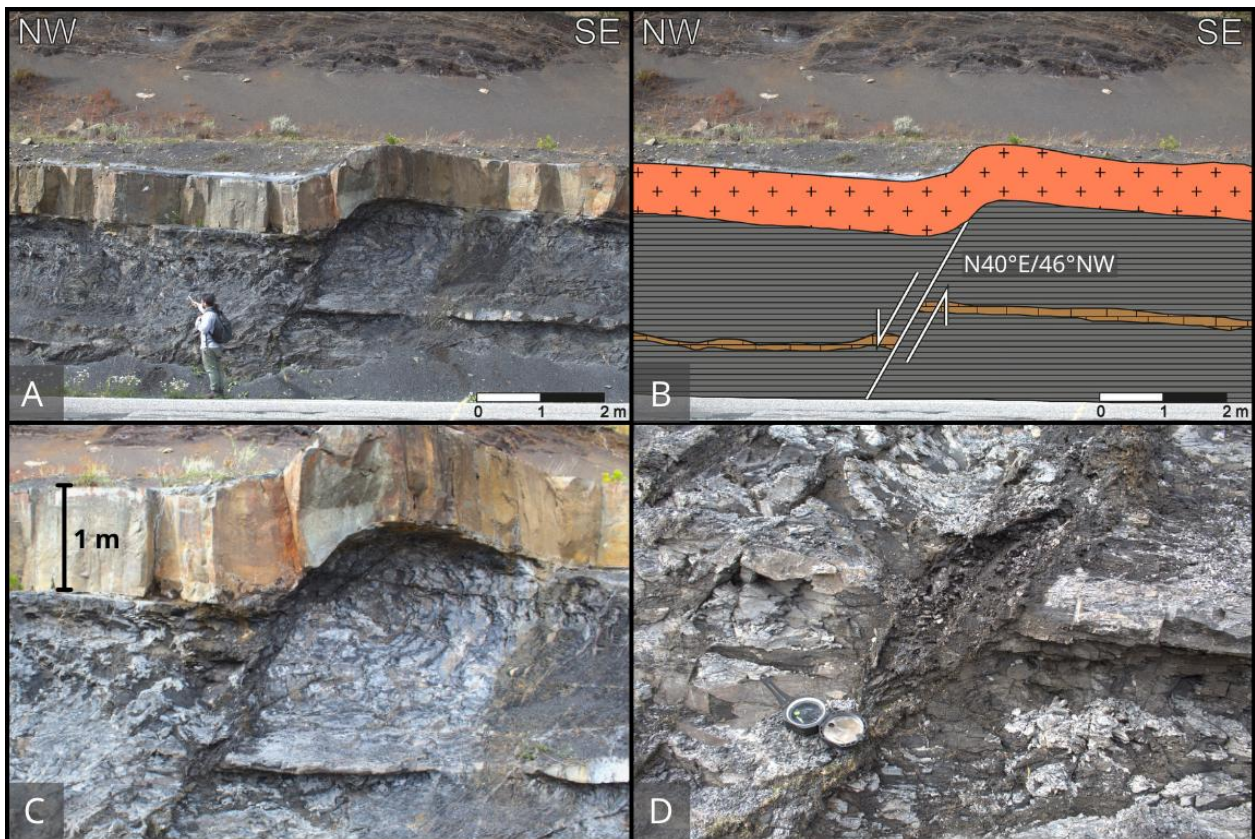


Figura 5.14. Falla normal afectando a SRP-T1 y SRP-FM1; a) Fotografía de la falla; b) Esquema del movimiento de la falla en relación con las litologías del lugar; c) Plegamiento de SRP-FM1; d) Acercamiento al plano de falla, presenta jaboncillo de falla.

En el sitio ELZ existen múltiples evidencias de fallamiento, las que principalmente son observables en las capas arenosas/tobáceas. El desplazamiento de las capas arenosas es centimétrico y presenta cinemáticas tanto normales como inversas (Figura 5.15.).

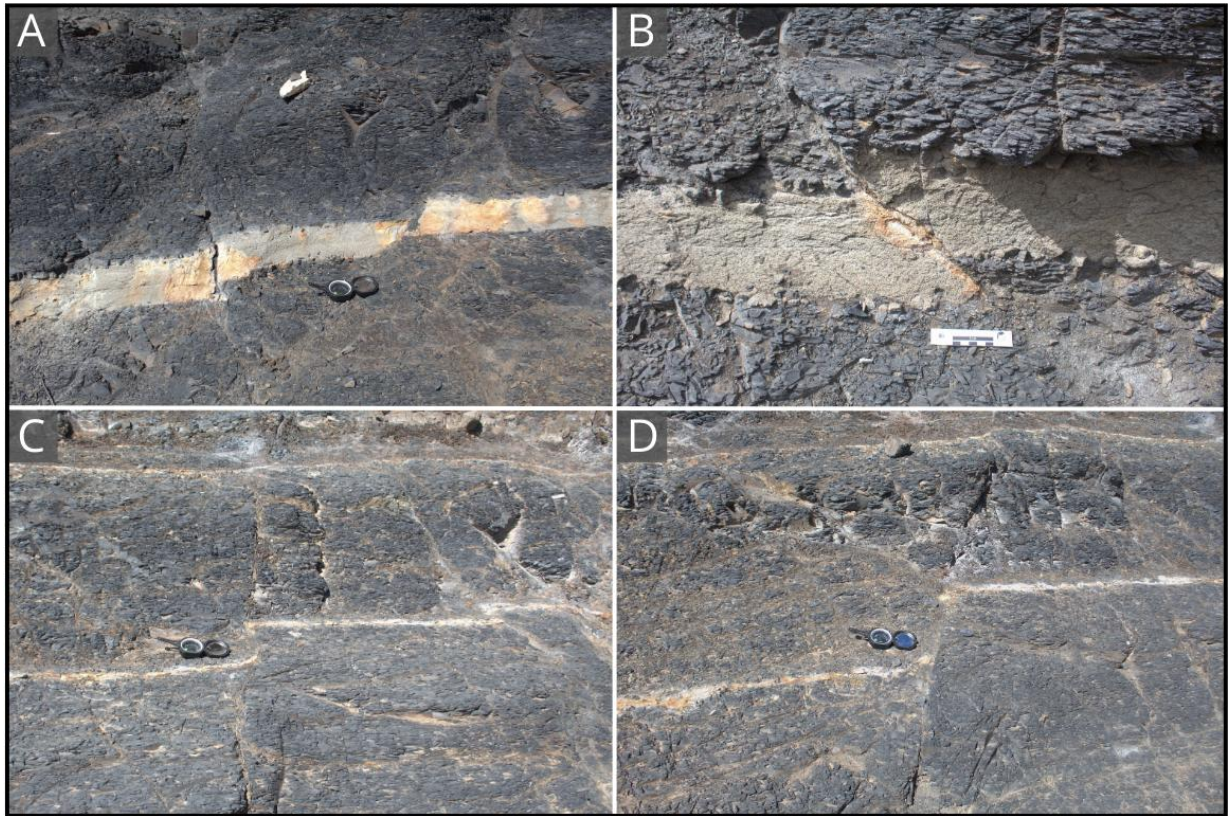


Figura 5.15. Desplazamiento de capas arenosas/tobáceas ELZ; a, b, c) Fallas normales; d) Falla inversa.

Otra de las evidencias importantes para el fallamiento en los sitios es la presencia de *rostra* de belemnites fracturados y desplazados. Estos se pudieron observar tanto cohesionados (MURAY.PI.534, Figura 5.4.), como completamente separados (Figura 4.9. de Cortés, 2024).

5.2. PETROGRAFÍA y MINERALOGÍA

5.2.1. Composición de los intrusivos

En base a los resultados de FRX (ver resultados completos en Anexo 3, pág. 98) se ingresaron las muestras correspondientes a los filones manto a un Diagrama TAS (Total álcalis) el cual se presenta en la Figura 5.16. Las muestras de ELZ se representan en naranja y las de SRP en color azul.

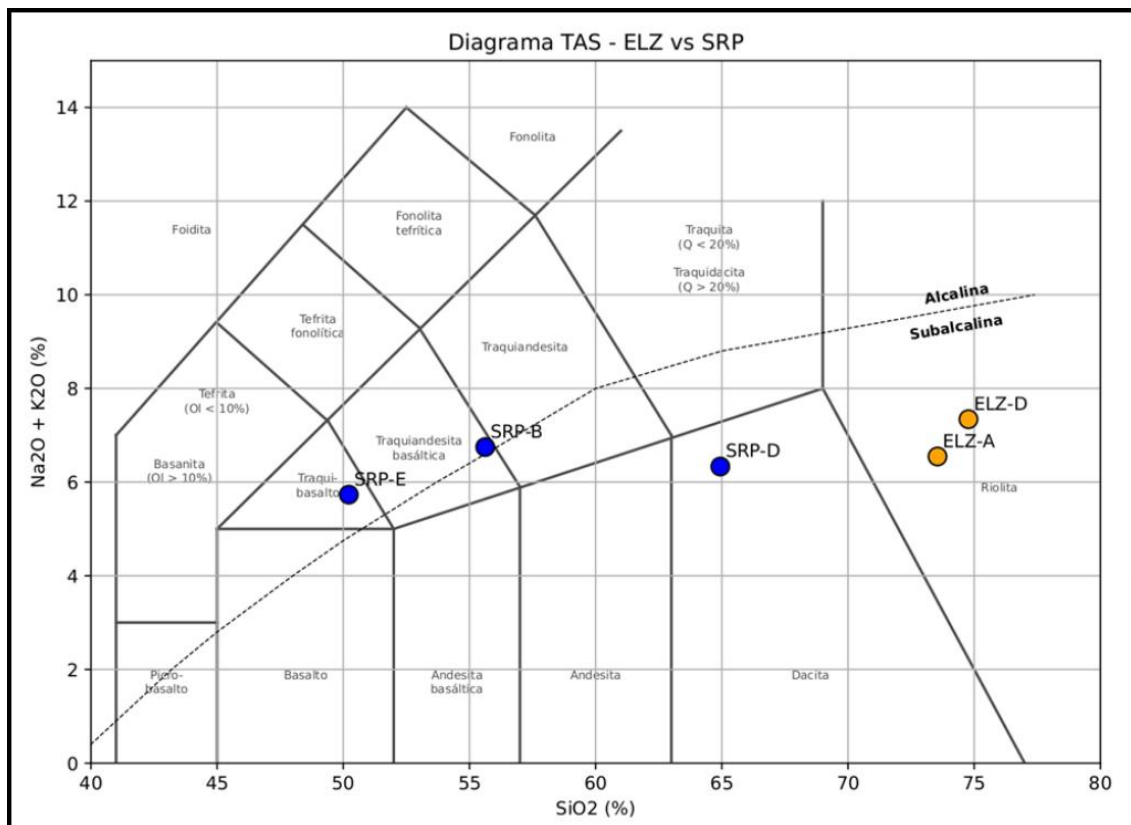


Figura 5.16. Diagrama TAS para muestras pertenecientes a los filones manto.

SRP-FM1 (representado por la muestra SRP-B) corresponde a una traquiandesita basáltica, mientras que SRP-FM2 (representado por la muestra SRP-E) corresponde a un traquibasalto. En adición, la muestra SRP-D (contacto entre SRP-FM2 y el SRP-T3) indica una composición dacítica. En cuanto al sitio ELZ, los resultados indican composiciones riolíticas tanto para ELZ-FM1 como para ELZ-FM2, representados por las muestras ELZ-A y ELZ-D, respectivamente (para profundizar en la mineralogía ver Anexo 2: Resultados de DRX, pág. 94).

5.2.2. Concreciones calcáreas

Principal estructura sedimentaria encontrada en ambos afloramientos. Son de morfología septaria, es decir presentan “septos” que segmentan la roca, formados por relleno de fracturas con calcita. Van de 10 a 50 cm de diámetros, aunque excepcionalmente alcanzan los 70 cm. Se encontraron dos variedades, unas con cobertura silíceo y otras sin dicha cobertura:

Concreciones con cobertura: se encuentran cubiertas por una capa de lutita silicificada de color negro, fractura concoidea, brillo lustroso y sin efervescencia con HCl. El núcleo calcáreo tiene prácticamente la misma coloración que la cubierta silíceo cuando se observa en cara fresca, sin embargo, al observarlo en caras expuestas a la meteorización, el núcleo calcáreo adopta el mismo color pardo claro observable en las concreciones septarias sin cobertura silíceo. Presentan pirita que se limita a la zona calcárea interior y se dispone de dos formas, 1) cristales euhedrales a subhedrales individuales o en cúmulos, ubicados en el límite entre el núcleo calcáreo y la cobertura silíceo, formando un halo, 2) diseminado fino euhedral disperso en el núcleo calcáreo. Los cúmulos y septos de calcita en la zona interna presentan una variedad composicional, en los bordes los cristales son de color negro y al centro de color blanquecino; aparte, hay vetillas finas de calcita que cortan por completo a las concreciones, tanto el núcleo interno como la cobertura silíceo y corresponden al último evento. Estas se encuentran cercanas a los intrusivos superiores (ELZ-FM2 y SRP-FM2). En la Figura 5.17. se esquematizan estas concreciones.

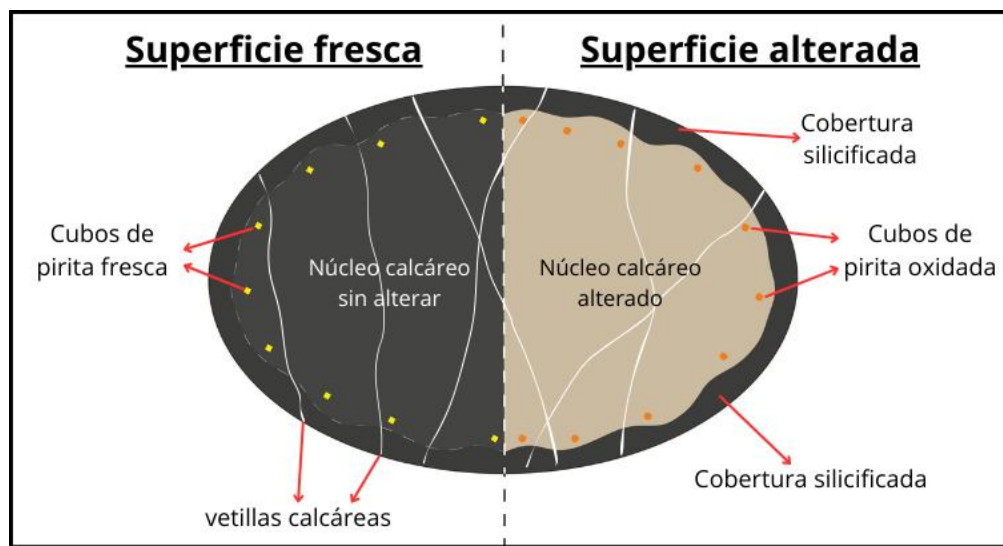


Figura 5.17. Esquema de concreciones calcáreas con cobertura silíceo.

Concreciones sin cobertura: exhiben los septos típicos en la superficie, son de color pardo claro a grisáceo, con zonas pardo-anaranjadas producto de la oxidación y presentan efervescencia con HCl en prácticamente toda la superficie. Contienen granos de pirita oxidados en su mayoría, dispuestos en cúmulos, disseminados en vetillas de calcita y en la matriz, donde presenta morfología euهدral y framboidal. Estas concreciones fueron encontradas en tramos alejados de los intrusivos.

5.2.3. Pirita en fósiles y rocas sedimentarias

La pirita se encuentra en la mayoría de los tramos (ELZ y SRP) como disseminado fino y en algunos, especialmente las lutitas calcáreas, como cúmulos y vetillas. También se encuentra como disseminado de cristales euهدrales-subhedrales en los *sills*. Cubre parcial o completamente a múltiples fósiles (ELZ y SRP), especialmente ammonites y belemnites (ver Anexo 5, pág. 102), donde su hábito varía entre euهدral-subhedral y masivo, ocurre como costras, disseminado, vetillas y cúmulos. En concreciones, la pirita presenta múltiples ocurrencias, sin embargo, la más notoria se da en la variedad con cobertura silíceo, donde se forma un halo de cristales euهدrales-subhedrales en torno al núcleo calcáreo y limitado por la cobertura silíceo, visible en la Figura 5.18.

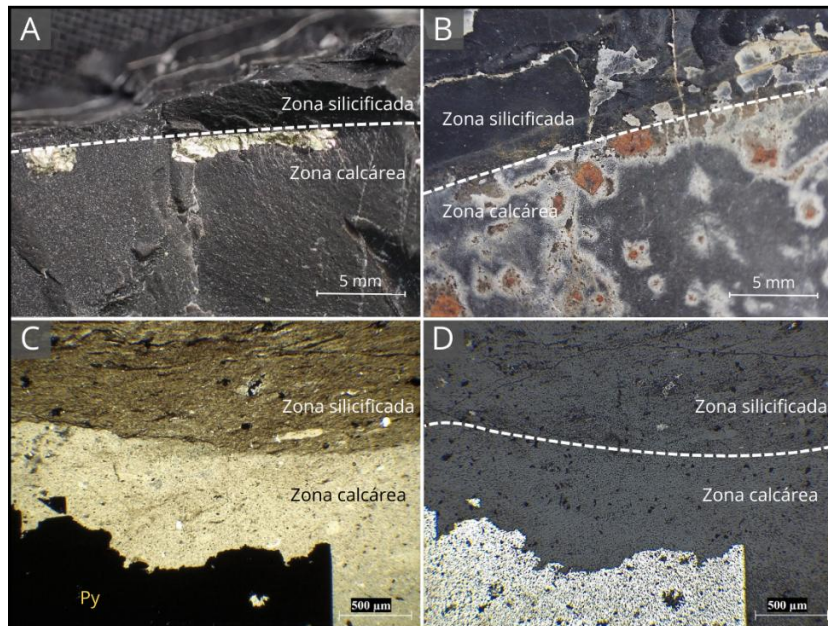


Figura 5.18. Halo de pirita en concreción con cobertura silíceo; a) Superficie fresca; b) Superficie alterada; c) Microfotografía en luz transmitida; d) Microfotografía en luz reflejada.

- **Pirita framboidal**

La pirita framboidal se observó mediante SEM en las muestras ELZ.24-1, ELZ.24-6 y SRP.25-2 (contiene pirita framboidal y euhedral), en corte transparente se identificó en la muestra ELZ-B.

En base a observaciones de secciones transparentes se identificó una clara asociación entre microfósiles y pirita framboidal, la cual se puede observar en la Figura 5.19., donde se aprecia que al interior de los microfósiles se alojan múltiples framboides de pirita, los cuales se alinean con la estructura de estos; en las imágenes de SEM (Figura 5.19.E-F) se observa un framboide inserto en una matriz fibrosa radial, la cual se interpreta como restos calcáreos de una estructura biogénica.

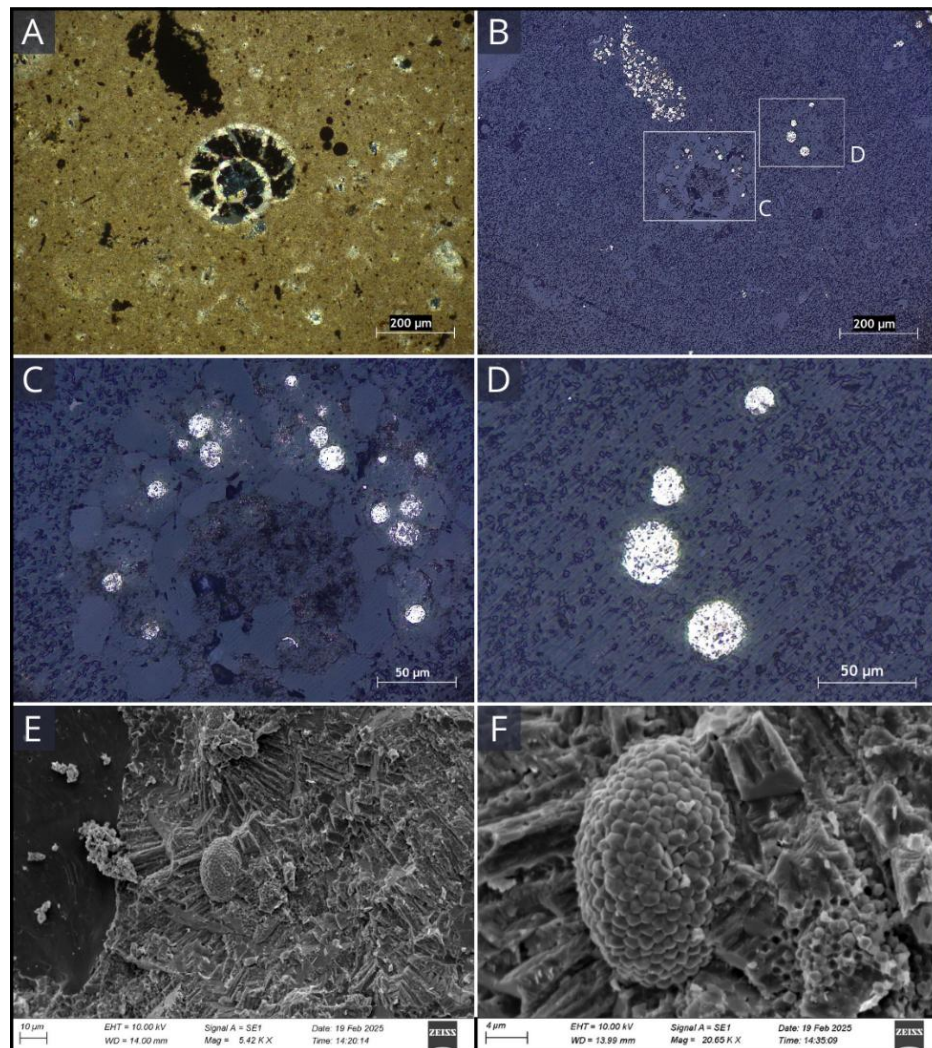


Figura 5.19. Pirita framboidal asociada a microfósiles; a-d) Microfotografía de la muestra ELZ-B; e-f) Imágenes SEM de la muestra ELZ.24-6.

En cuanto a los tamaños de los framboides, la mayoría de las medidas en ambos sitios estudiados varían entre 10 y 12 μm de diámetro, con diámetros mínimos de 4-5 μm y diámetro máximo de 100 μm (mediciones en el Anexo 4, pág. 99).

5.3. ALTERACIÓN y MINERALIZACIÓN

5.3.1. Recristalización de belemnites

Se da únicamente en ELZ, donde hay belemnites bien preservados y belemnites recristalizados.

- **Belemnites bien preservados**

Los belemnites bien preservados se encuentran entre los tramos 1 y 18 de la Columna ELZ, preservan su estructura interna, exhibiendo anillos de crecimiento. Se componen de dos partes, el *rostrum* de calcita y el fragmocono de aragonito, esta última estructura no está presente en todas las muestras y cerca del tramo 18 exhiben recristalización parcial.

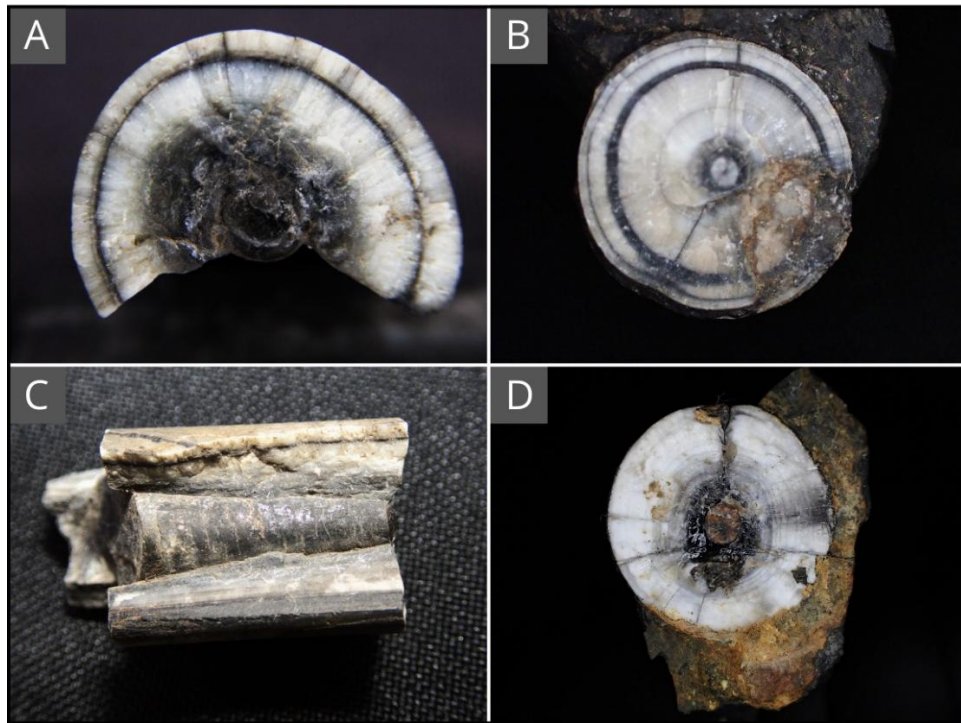


Figura 5.20. Belemnites bien preservados; a) *Rostrum* de MURAY.PI.258.1; b) *Rostrum* de MURAY.PI.285.2; c) Fragmocono de MURAY.PI.258.1; d) *Rostrum* de MURAY.PI.295.

- **Belemnites recristalizados**

Los belemnites recristalizados se encuentran entre los tramos 20 y 25 de la secuencia, en estos ya no es posible diferenciar anillos de crecimiento y tampoco se puede distinguir entre *rostrum* y fragmocono, puesto que se observa una única masa calcárea conformada por cristales de calcita de grano grueso, de más de un centímetro en algunos casos, la cual conforma una especie de mosaico y evidencia un proceso de engrosamiento, estas características se presentan en la Figura 5.21. Características similares fueron descritas para belemnites de esquistos micáceos en *Bünder Schiefer, Nufenen Pass, Alpes Suizos* (Bucher, 1953).

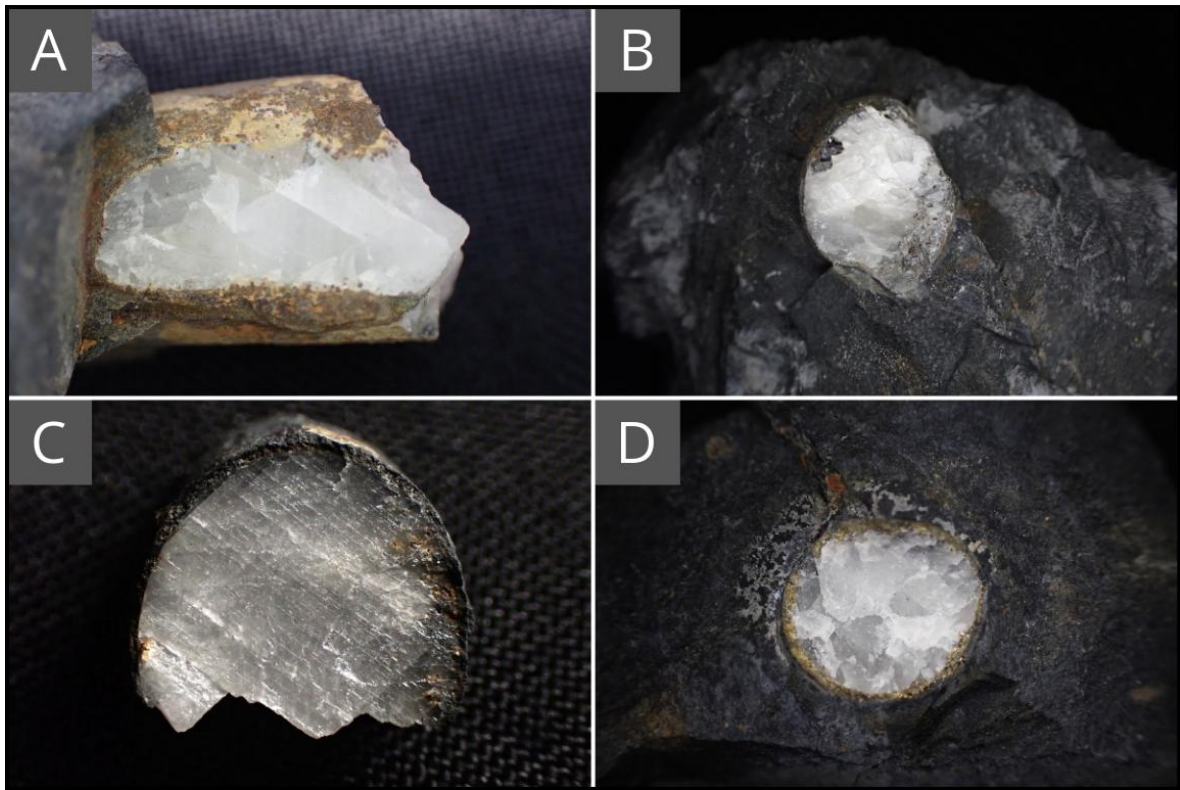


Figura 5.21. Belemnites recristalizados; a) MURAY.PI.249; b) MURAY.PI.403; c) MURAY.PI.531, se observa la forma rómbica de la calcita; d) MURAY.PI.532.

Es en estos belemnites donde es posible reconocer una cobertura mineral de diversos sulfuros, con presencia de cuarzo en algunos casos; en la Figura 5.21. D se observa un anillo conspicuo de pirita y calcopirita en torno a la muestra MURAY.PI.532.

5.3.2. Mineralización en belemnites

Los belemnites recristalizados, cercanos a ELZ-FM2, entre los tramos 20-25, presentan una cobertura mineral que comprende pirita, galena, calcopirita y cuarzo en algunos especímenes, a continuación, se detallan algunas de las especies minerales presentes.

- **Galena (PbS) en belemnites**

Este sulfuro de plomo fue encontrado exclusivamente como incrustaciones en los bordes de los belemnites recristalizados de los tramos superiores (T23-T25) de la columna ELZ, se presenta como cristales aislados en su mayoría, aunque en ocasiones forman pequeños cúmulos de 2 o 3 unidades, presentan forma por lo general octaédrica euhedral a subhedral y tamaños que van de 1 a 2 mm. El reconocimiento fue netamente macroscópico, en base al brillo metálico, color y hábito.

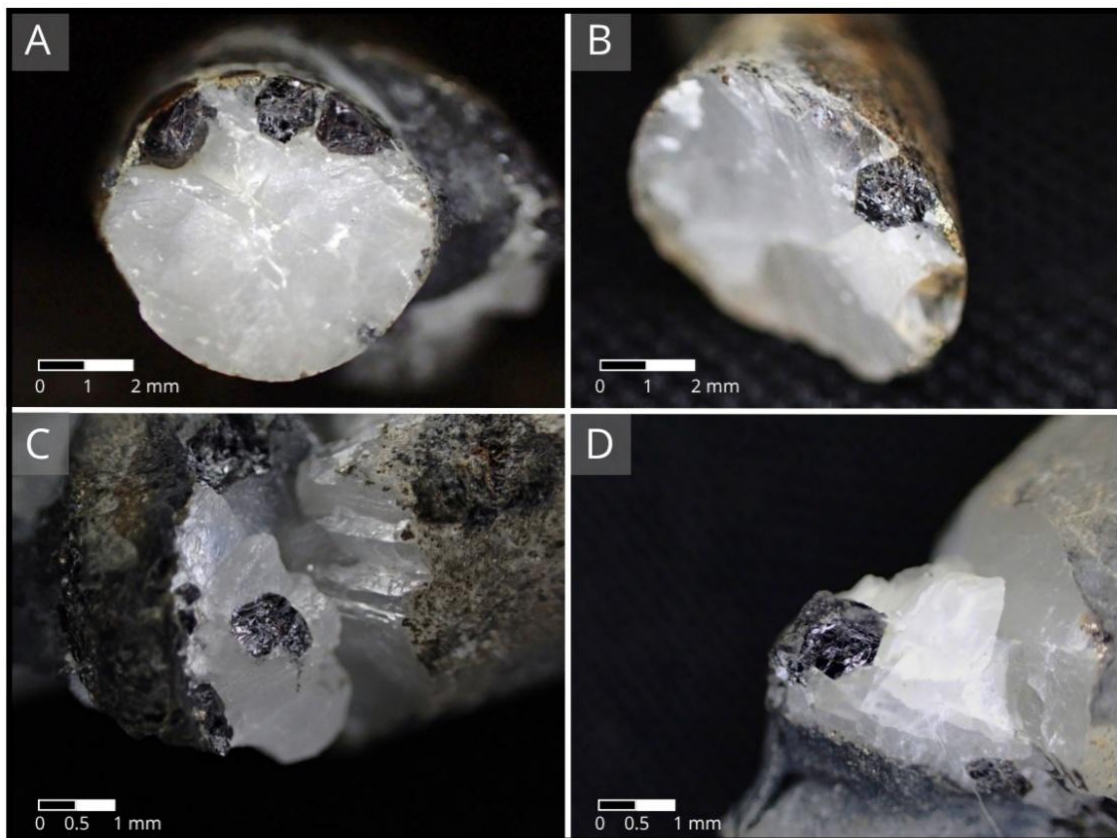


Figura 5.22. Belemnite con galena, las cuatro imágenes corresponden a la muestra MURAY.PI.291; en c) y d) se puede observar brillo metálico característico.

- **Calcopirita (CuFeS_2) en belemnites**

Este es el menos abundante de los minerales metálicos mencionados y únicamente se encuentra como pequeños cristales aislados, de hábito subhedral a anhedral, insertos o recubriendo parcialmente a algunos belemnites. Se identifica por su color latón intenso, además de la presencia de pátinas iridiscentes. En la Figura 5.23. se observan algunos de los ejemplares con calcopirita.

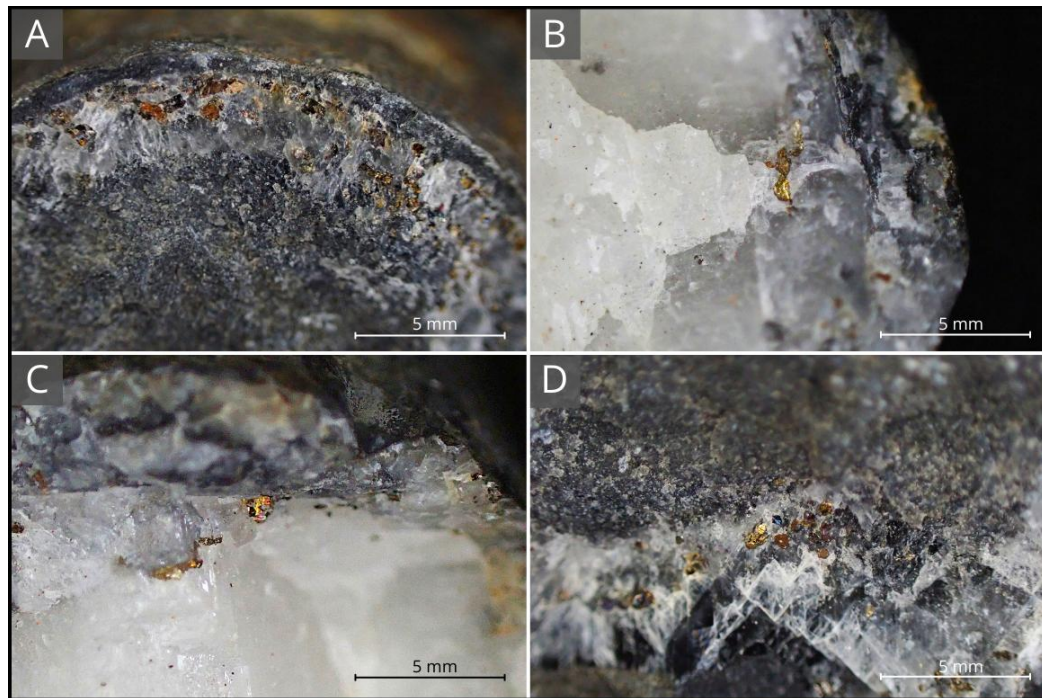


Figura 5.23. Belemnites con calcopirita; a) y d) MURAY.PI.531; b) y c) MURAY.PI.296.

- **Azufre (S) nativo**

Este mineral se identificó en una única muestra (**MURAY.PI.295**) la cual corresponde a un fragmento de *rostrum* de belemnite de 7.5 cm de largo y 2 cm de diámetro que se encuentra bien preservado, es decir, sin recristalizar y fue extraído del Tramo 12 de la columna ELZ. Es el único mineral de esta sección que no se asocia a belemnites recristalizados. La especie mineral se identificó como una pequeña masa cristalina de unos 2 mm de ancho, color amarillento, brillo vítreo y hábito masivo (Figura 5.24.). Fue asociada a azufre nativo de manera preliminar y por falta de más muestras, basado únicamente en sus características macroscópicas.

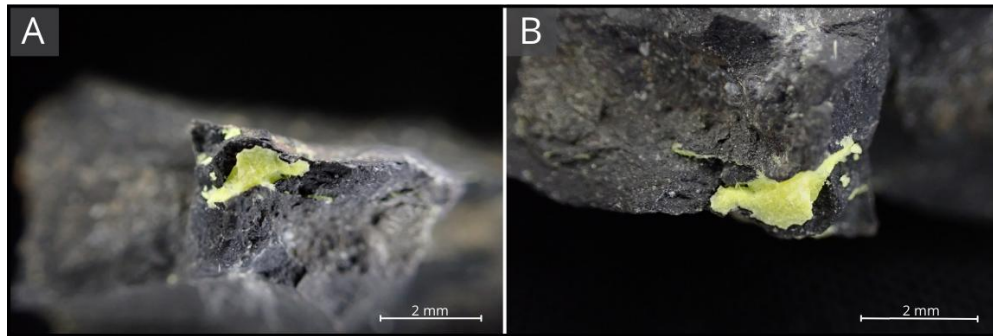


Figura 5.24. Azufre nativo en MURAY.PI.295.

5.3.3. Asociaciones minerales

- **Intercrecimiento de Blenda y Pirita**

Se observó únicamente en el corte SRP-D, proveniente de la zona de contacto entre el SRP-FM2 y SRP-T3. La mineralización se concentra en los intersticios de los clastos, los cuales presentan un relleno silíceo, que se infiere es contemporáneo a la blenda y pirita (Figura 5.25.).

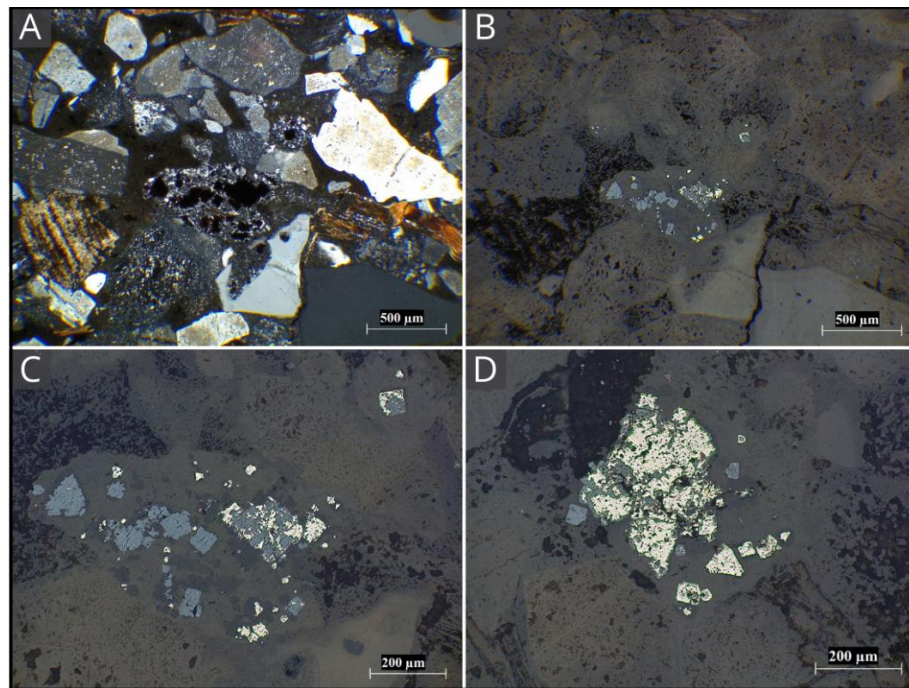


Figura 5.25. Intercrecimiento de blenda y pirita, corte SRP-C; a) Minerales metálicos restringidos a los intersticios; b-d) Microfotografías en luz transmitida mostrando cristales subhedrales de blenda y pirita.

- **Asociación calcita, cuarzo, pirita**

Se aprecia en múltiples ejemplos que estos tres minerales se encuentran fuertemente asociados, se ve en vetillas de calcita con superposición de vetillas de pirita; vetillas de calcita con cristales de cuarzo insertos en su interior y cubos de pirita encima (Figura 5.26.); amígdalas rellenas de cuarzo y calcita; cristales de pirita cortados por vetillas de calcita; cristales de cuarzo y pirita insertos en la matriz calcárea de los *rostra* de belemnite recristalizados, entre otros ejemplos.

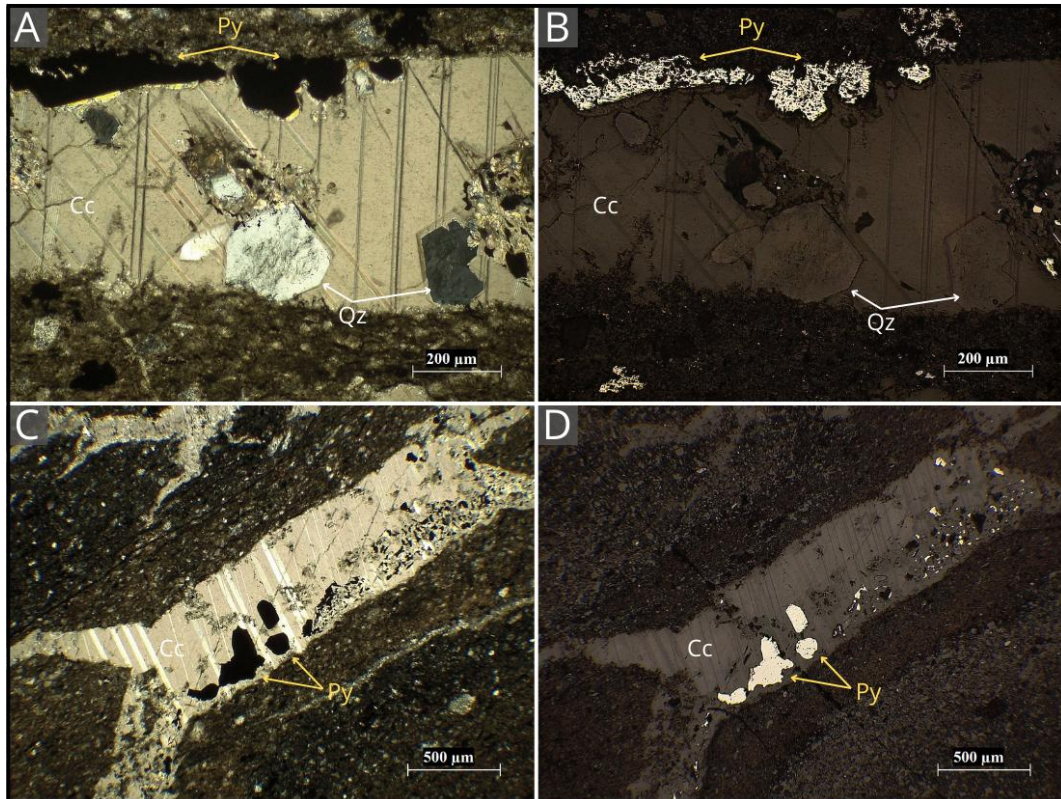


Figura 5.26. Vetillas de calcita con cristales de cuarzo insertos y pirita asociada, corte ELZ-C; a) y c) Luz transmitida (NC); b) y d) Luz reflejada (nicos paralelos).

- **Varietades de calcita (CaCO₃)**

Dentro de las vetillas y cúmulos de calcita, especialmente aquellos alojados al interior de concreciones calcáreas, se reconocen dos tipos de calcita diferenciados por la variación en su coloración, identificable tanto en muestra de mano como en microscopio. Por una parte, se tiene la calcita blanquecina, la cual se encuentra en la mayoría de las vetillas y cúmulos. Y, por otro lado, se tiene una variedad de calcita de color negro, esta se encuentra en algunas vetillas y cúmulos

principalmente al interior de concreciones calcáreas (únicamente en la variedad con cobertura silíceo) en conjunto con la calcita blanca, ubicándose la variedad blanquecina en la parte interior de vetillas y cúmulos, mientras que la variedad negruzca se ubica en la parte externa, en los márgenes de vetillas y cúmulos (ver Figura 5.27.).

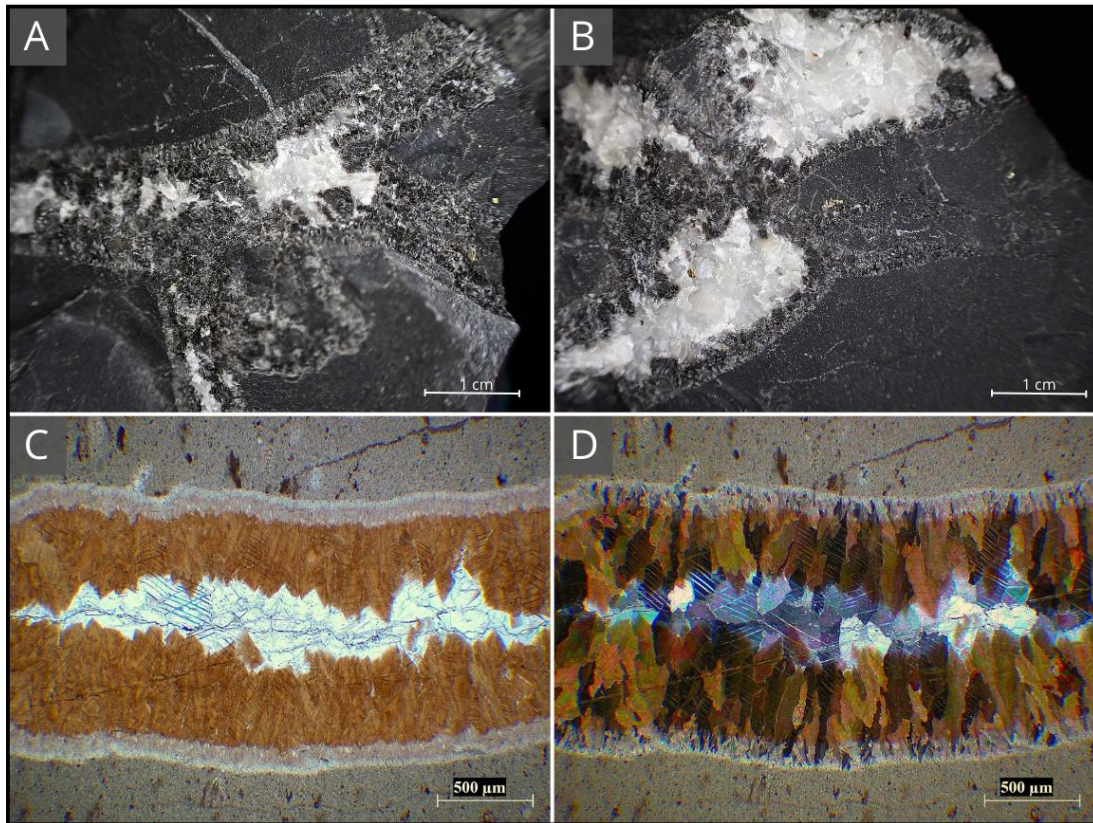


Figura 5.27. Cúmulos y vetillas de calcita negra y blanquecina; a-b) Calcita negra en muestras de mano, con la calcita blanquecina en la parte central; c-d) Microfotografía (corte SRP-C) de vetilla con calcita negra en los bordes y calcita blanca al centro.

En la concreciones, además de los cúmulos y vetillas que presentan calcita blanca y negra, hay pequeñas vetillas, más delgadas que se componen únicamente de calcita blanca y cortan a las vetillas que presentan las dos variedades. Las vetillas y cúmulos que presentan calcita blanca y negra se encuentran restringidos a la zona interior de las concreciones (núcleo calcáreo), mientras que las vetillas finas (solo calcita blanca) atraviesan por completo a las concreciones, indicando por principio de corte, que fueron el último evento asociado a estas estructuras.

6. DISCUSIÓN

6.1. COMPOSICIÓN DE FILONES MANTO

Con los resultados de FRX se observa una clara diferencia de composición entre los intrusivos de SRP y ELZ. Sin embargo, es probable que esta diferencia se deba al muestreo, puesto que en SRP se sacaron muestras de la zona central de los intrusivos mientras que en ELZ, cuyos *sills* presentan zonación, se sacaron muestras de los bordes. La textura de los cortes ELZ-A y ELZ-D indica silicificación, por lo que es posible que inicialmente estas rocas presentaran una composición más básica. Otro punto para considerar es que se encontraron muestras en el depósito del MURAY de campañas previas al sitio ELZ y que no había sido reconocidas anteriormente como intrusivos. Las muestras encontradas corresponden a ELZ.15-1 y ELZ.15-1, proviene de los cuerpos intrusivos del sitio Elizalde, son de color gris oscuro-verdoso y textura porfídica con fenocristales de plagioclasa.

En la Figura 6.1. se observa que existe una zonación en la intrusiones de ELZ, en las cuales se estima que la zona interna muestra la composición más básica, mientras que la zona externa presenta mayor concentración de sílice debido al escape de fluidos hidrotermales.

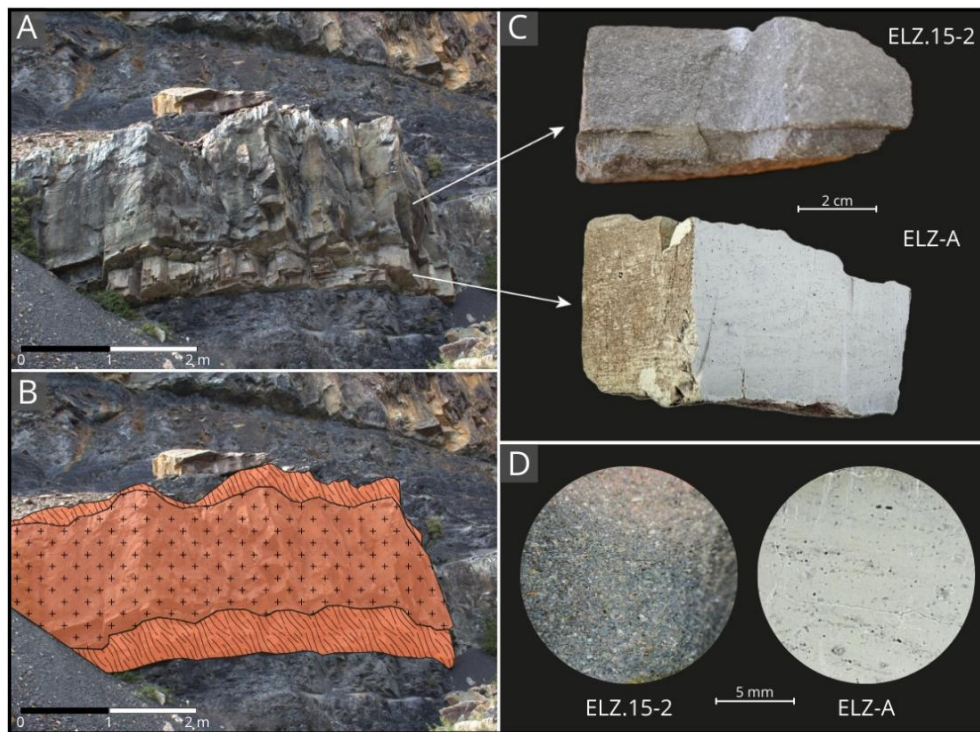


Figura 6.1. Zonación de ELZ-FM1. A-B. ELZ-FM1, fotografía y esquema; C-D. Muestras.

En base a lo mapeado por De la Cruz *et al.* (2003) los filones manto encontrados en el sitio ELZ corresponderían a la unidad de “Pórfidos ácidos”, que intruye a las formaciones Apeleg y Divisadero. En contraste con dichos autores, en el sitio ELZ los filones manto intruyen a lutitas negras de la Formación Katterfeld, la cual abarcaría una mayor área en el mapa; no se niega que los cuerpos intruyan también a las formaciones Apeleg y Divisadero puesto que dicho contacto se encontraría decenas de metros por sobre el afloramiento en zonas a las que no fue posible acceder.

Si bien, los resultados de FRX indican que los *sills* de ELZ son riolíticos, es probable que dichos resultados no sean representativos, existiendo una alta posibilidad de que la composición real sea mucho más básica, poniendo en duda la asignación a una unidad ácida, lo que sería completamente descartable con más estudios, como cortes transparentes y/o FRX de las muestras ELZ.15-1 y ELZ.15-2. De ser el caso, se podrían agrupar los “Pórfidos ácidos”, “Filones básicos e intermedios” y “Cuerpos hipabisales básicos e intermedios” en una única unidad (ver Anexo 6, pág. 108).

Según el espesor de la intrusión, la extensión de las aureolas de contacto y la composición de los *sills*, lo más probable es que se tenga Metamorfismo de Contacto de Tipo 1 según la clasificación de Reverdatto (1971) lo que permite inferir un ambiente somero, con presiones de algunos cientos de bar y temperaturas máximas de 900°C, sin embargo, no se reconocieron piroxenos (característicos del tipo) en corte transparente ni en DRX, aunque si fue posible identificar clinocloro, el cual proviene de la alteración de anfíboles y piroxenos. No obstante, Reverdatto (1971) menciona la asociación de facies spurrita-merwinita ocurre excepcionalmente a causa de reacciones metamórficas de velocidad elevada en las porciones de mayor temperatura de algunas aureolas de contacto en localidades muy específicas, con rocas carbonatadas como protolito.

6.2. FALLAMIENTOS Y DIACLASAMIENTO

Es posible que el fallamiento normal en los afloramientos estudiados sea producto del peso de los cuerpos intrusivos, los cuales ejercen un esfuerzo vertical sobre las rocas caja. Mientras que el fallamiento inverso podría resultar del empuje de los filones manto al momento de intruír, lo que se condice con la existencia de fuerzas laterales en el sedimento al momento del emplazamiento de un *sill*, como sostiene Gretener (1969).

La falla normal que afecta al *sill* SRP-FM1 (ver Figura 5.14.), únicamente pliega al cuerpo intrusivo, sin romperlo, esto indica que el cuerpo intrusivo se encontraba en estado plástico al

momento de ocurrir el fallamiento, por lo que la falla se habría producido previo a la cristalización completa, con esto podemos obtener una edad mínima de fallamiento, la cual sería la misma edad de la unidad del *sill*, es decir, aproximadamente 61 Ma (Petford y Turner, 1996).

En tres de los tramos que se encuentran bajo alguno de los filones manto es posible encontrar diaclasamiento subvertical. Estos tramos son SRP-T1, ELZ-T3 y ELZ-T25, todos ellos se encuentran justo por debajo de uno de los cuerpos intrusivos y corresponden a lutitas afectadas por metamorfismo de contacto. Este diaclasamiento se puede explicar por la presión ejercida por el peso de los cuerpos intrusivos, cuya densidad es mucho mayor que aquella de las lutitas. Como la estratificación es perpendicular a la fuerza de peso ejercida por los filones, al liberar el confinamiento de las lutitas, la presión solo puede liberarse de manera lateral.

6.3. MINERALIZACIÓN A NIVEL LOCAL Y REGIONAL

- **Mineralización de pirita**

Cabe destacar que la presencia de pirita conspicua y vetillas de cuarzo asociadas a sulfuros descrita en este trabajo no es exclusiva en la región para la Formación Katterfeld, puesto que Ramos (1976) describe lo mismo para la Formación Lago la Plata (equivalente a la Formación Ibáñez), en las cercanías de los lagos La Plata y Fontana, al norte del área de estudio.

La génesis de este mineral era una de las mayores incógnitas de este estudio. Se pudo confirmar que existe tanto pirita sedimentaria como hidrotermal, tanto en las rocas como entorno a los fósiles, esto basado en la morfología de la pirita, asociando la totalidad de la pirita framboidal a un origen sedimentario/diagenético, mientras que parte de la pirita euhedral/cúbica se asocia a procesos hidrotermales (Bouhier *et al.*, 2013); de esta última no se incluye la totalidad, puesto que se estima que también existen cristales cúbicos/euhedrales asociados a procesos sedimentarios en el sitio, la diferenciación en este caso entre los cristales de origen diagenético y los cristales de origen hidrotermal no es tan directa y se basa no únicamente en la forma, sino que también se basa en el tamaño de los cristales y la asociación paragenética con calcopirita y galena, además de la posición en la columna. Se piensa que los cristales euhedrales que se encuentran como diseminado fino, en los tramos inferiores de la columna, provienen de un origen sedimentario, mientras que los cristales de mayor tamaño (hasta 2 mm, aprox.) provendría de una fuente hidrotermal.

Existen microfósiles que indican una clara asociación entre los organismos y la pirita framboidal, ya que, se encuentran en rocas no alteradas por fluidos hidrotermales y los framboides se ubican de manera prácticamente exclusiva sobre estos, la mayoría de la pirita framboidal se encuentra sobre fósiles de invertebrados, no así los cubos de pirita, los cuales se encuentran principalmente diseminados y en vetillas, y asociados a fósiles en los tramos superiores donde los belemnites afectados por el metamorfismo de contacto se encuentran recubiertos por halos de pirita de hábito masivo, subhedral y anhedral.

Taylor y Macquaker (2000) proponen que las morfologías euhedrales y framboidales de la pirita diagenética son mutuamente excluyentes y no se pueden encontrar juntas en la misma muestra, puesto que requieren de condiciones fisicoquímicas distintas. En este estudio se pudo encontrar ambas morfologías en la misma muestra, sin embargo, se estima que esta ocurrencia es producto de dos generaciones de pirita, siendo la framboidal sedimentaria, mientras que la euhedral sería hidrotermal, al menos en las muestras en que se encuentran en conjunto. Además, es posible que algunos de los cubos de pirita euhedral sean producto del sobrecrecimiento de framboides a causa de fluidos hidrotermales posteriores como lo señal Zhao *et al.* (2018).

- **Mineralización de galena**

La mineralización de galena en fósiles es un caso bastante peculiar, con muy pocos ejemplos, entre ellos se encuentran los briozoos preservados en galena y esfalerita de Gotland, Suecia (Spjeldnaes, 2002) y las bacterias fósiles con mineralización de galena, esfalerita y pirita en el depósito Jinding (Zn-Pb), China (Yalikun *et al.*, 2018). No se encontró evidencias de belemnites con mineralización de galena en la literatura, por lo cual el hallazgo de este trabajo podría ser el primero.

Si bien los resultados de FRX indican que ELZ-FM2 presenta nulo contenido en plomo, es posible encontrar cristales de galena en los belemnites cercanos a dicho cuerpo intrusivo, los cuales provendrían de los fluidos hidrotermales producidos por el magma. Se descarta la removilización de plomo presente en el sedimento, esto fundamentado en que los resultados de FRX de MURAY.PI.294 indican que no hay presencia de plomo en las lutitas que no se ven afectadas por el metamorfismo de contacto, además, para que cristalice galena en aguas marinas, la concentración de plomo debe ser elevada (Spjeldnaes, 2002) haciendo imposible la vida en dichas condiciones, lo cual contrasta con la evidencia fósil de ELZ que indica que algunos de los organismos encontrados habrían vivido en el sedimento.

Existe cierta incertidumbre en la identificación de este mineral, puesto que se realizó únicamente en muestra de mano, basado en su brillo metálico, color plomo y dureza. Su forma es controversial pues hay varios cristales hexagonales; tener en cuenta que la galena se presenta como cubos u octaedros (estos tienen secciones hexagonales, Figura 6.2. A). La molibdenita, muy similar a la galena macroscópicamente, es del sistema hexagonal (Figura 6.2.B), por lo que existe la posibilidad de que los cristales que se ven en algunos belemnites sean molibdenita, aunque la dureza observada es mayor. Otra opción puede ser una variedad de granate (Figura 6.2.C), pues Bucher (1953) menciona que belemnites presentes en esquistos de *Bünder Schiefer* presentan un mineral similar al granate negro. En definitiva, se requieren más análisis de estos cristales.

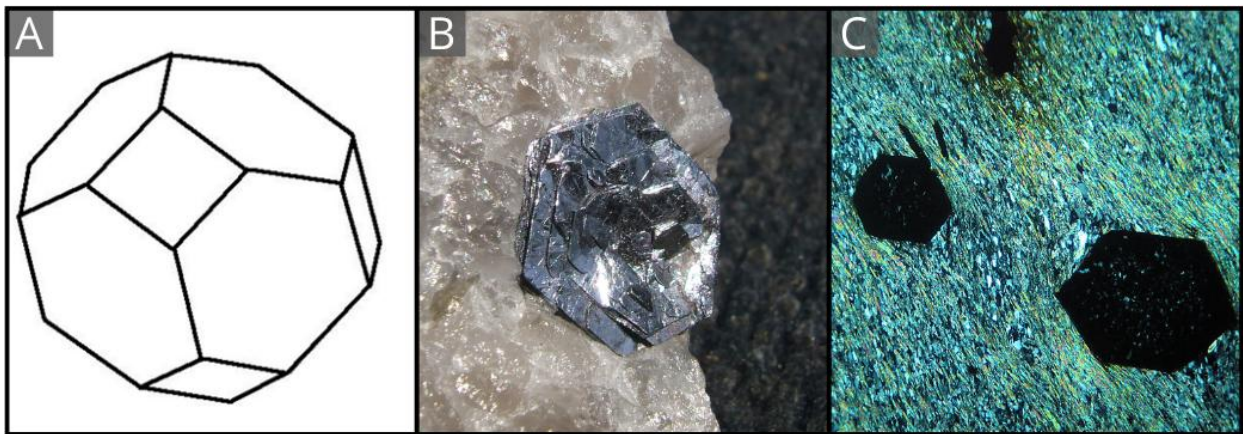


Figura 6.2. Comparación de galena, molibdenita y granate; a) Octaedro; b) Molibdenita hexagonal (extraído de Champan, 20108); c) Granate hexagonal en sección transparente (extraído de Perkins, s. f.).

- **Calcita negra**

La calcita negra se ha encontrado en paragénesis con esfalerita, galena y pirita en múltiples depósitos epitermales de Pb-Zn±Au-Ag, por ejemplo, en el distrito minero Baia Mare, Romania, especialmente en el depósito Herja (epitermal de baja sulfidación) donde la coloración se debe principalmente a impurezas de jamesonita, un sulfuro de hierro, plomo y antimonio (Tămaș *et al.*, 2018; Mârza *et al.*, 2019). La calcita negra es acorde con la existencia de galena en el sitio, pues la coloración se debe a la inclusión de plomo como elemento traza (Hewett y Radtke, 1967). Esta variedad se encontró principalmente en concreciones con cobertura silícea cercanas a intrusivos, por lo cual es un claro indicativo de condiciones hidrotermales.

- **Asociación con Distrito Minero El Toqui**

Hay varios indicios que asocian la mineralización presente en el Sitio Elizalde con la mineralización del Distrito Minero El Toqui. En primer lugar, las formaciones de ambos lugares (Formación Katterfeld y Formación Toqui) son de edad cercana (Cretácico Inferior), fueron depositadas en la misma cuenca y presentan contenidos importantes de material calcáreo (Townley, 1996; Townsend, 1998). Segundo, los depósitos del grupo del Distrito Minero el Toqui tienen una asociación espacial estrecha con intrusivos del Batolito Patagónico (Townley, 1996), lo cual también está presente en ELZ, a solo un par de kilómetros del Complejo Plutónico Elizalde (apófisis del Batolito Patagónico); adicionalmente, a unos 14 km al NNW de ELZ, cerca del Lago Atravesado, existe una ramificación del Complejo Plutónico Elizalde que provoca mineralización de pirita, galena y calcopirita (De la Cruz *et al.*, 2003). Como fue mencionado por Letelier *et al.* (2025), los belemnites cercanos al *sill* ELZ-FM2, actúan de manera análoga a las rocas carbonatadas que dan origen a los depósitos de tipo skarn, es decir, funcionan como “trampa geoquímica” para la precipitación de minerales metálicos, en este caso sulfuros. Esto se debe a que los fluidos hidrotermales ácidos disuelven parcialmente la calcita del *rostrum* de los belemnites, lo que ocasiona un aumento del pH en las zonas inmediatamente adyacentes a los fósiles, disminuyendo así la solubilidad de los metales en el fluido, induciendo la precipitación de minerales metálicos (pirita, galena y calcopirita, etc.).

6.4. PALEOAMBIENTE

Para el caso de la Formación Katterfeld, en específico en ELZ, la distribución de tamaños de los framboides de pirita (10 – 12 μm , hasta 100 μm), indica condiciones oxigénicas a disóxicas en la columna de agua, mientras que el agua intersticial en los sedimentos habría sido anóxica (Wilkin *et al.*, 1996). Esta visión concuerda con lo presentado por Cortés (2024; 2025), donde propone que en ELZ existió estratificación de la columna de agua, pues las concentraciones de oxígeno y la temperatura disminuían significativamente hacia niveles más profundos. Los sedimentos estaban cargados de materia orgánica debido a la decantación pelágica-hemipelágica asociada a una importante producción primaria (Cortés *et al.*, 2023). Los belemnites, en conjunto con otras faunas nadadoras (ammonites y nautiloideos), ocuparon las capas de agua con más oxigenación por sus mayores demandas metabólicas (Hoffman y Stevens, 2020), tras la muerte, los restos cayeron al

fondo pobre en oxígeno, transformándose en centros de nucleación para la posterior precipitación de sulfuros.

6.5. RECRISTALIZACIÓN Y MINERALIZACIÓN DE BELEMNITES

En la Figura 6.3. se presenta el modelo propuesto para la recristalización y mineralización de los belemnites en los tramos superiores del sitio Elizalde (ELZ), con su explicación respectiva.

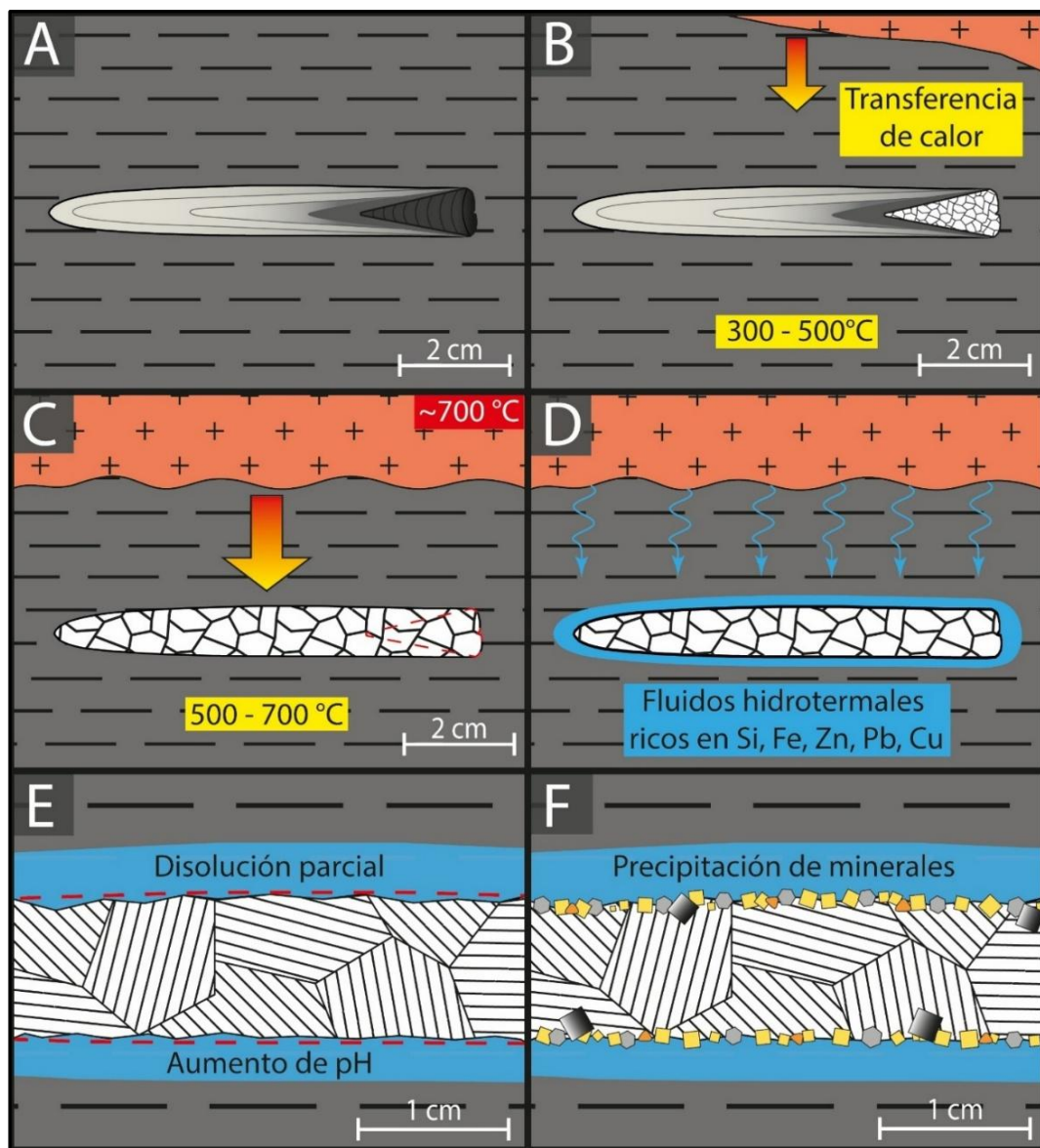


Figura 6.3. Modelo propuesto para la recristalización y mineralización de belemnites.

En una etapa inicial (Figura 6.3. A), se tiene el resto fósil preservado en la lutita, exhibiendo dos componentes, el *rostrum* de calcita y el fragmocono de aragonito. Se aprecia que se preservan los anillos de crecimiento y estructuras internas en general.

Posteriormente (Figura 6.3. B), ocurre la intrusión del magma que conforma los *sills* del sitio. Con la inserción del magma viene la transferencia de calor hacia la roca caja, es decir, las lutitas. Cuando la roca caja alcanza temperaturas de entre 300 y 500°C ocurre la recristalización del fragmocono, al tener una composición de aragonito, recristaliza a menor temperatura que el *rostrum* de calcita. Esto en base a las temperaturas experimentales obtenidas por Tone y Koga (2021).

Luego (Figura 6.3. C), a medida que continua la transferencia de calor y las lutitas alcanzan temperaturas de 500-700°C ocurre la recristalización del *rostrum* de calcita según las temperaturas obtenidas por Tone y Koga (2021); en esta etapa ya no es posible diferenciar entre *rostrum* y fragmocono, puesto que ambos componentes se homogenizan formando una única masa calcárea con textura granoblástica, grano grueso y cristales de hasta 1 cm de diámetro.

En la siguiente etapa (Figura 6.3. D), se representa el flujo de fluidos hidrotermales desde el cuerpo intrusivo hacia las rocas hospedantes. Este proceso no se puede diferenciar completamente de la recristalización, puesto que probablemente ocurren de manera simultánea hasta cierto punto. En base a la mineralogía observada, se puede estimar que el fluido está enriquecido en sílice, hierro, plomo, zinc y cobre, sin orden específico en cuanto a la abundancia.

En el recuadro que sigue (Figura 6.3. E), se ilustra una ampliación hacia el resto recristalizado de belemnite, donde se puede observar el clivaje de los cristales de calcita que lo componen. En esta etapa, se estima que ocurre una disolución parcial de la masa calcárea, producto de la interacción con los fluidos hidrotermales de elevada temperatura y pH más bien ácido. Al disolver la calcita, ese carbonato de calcio es incluido en el fluido, lo que provoca un aumento del pH.

Finalmente (Figura 6.3. F), con el aumento de pH del fluido hidrotermal causado por la disolución de carbonato de calcio, disminuye la solubilidad de los elementos disueltos, incitando así la precipitación de minerales como cuarzo, pirita, galena, blenda y calcopirita. También se considera que la reacción para la recristalización de calcita es endotérmica, existiendo la posibilidad de que absorba calor del fluido hidrotermal, lo que también incitaría la precipitación de minerales, puesto que la disminución de temperatura se relaciona directamente con la disminución de solubilidad.

Adicionalmente, se confeccionó una columna de temperatura (Figura 6.4.) la que ilustra como la transferencia de calor afecta a distintas partes de la secuencia. En la parte superior, en ELZ-FM2 se alcanza una temperatura cercana a los 700°C, esto en base a la composición riolítica y las temperaturas postuladas por Shaw (2019), que estudio un caso de metamorfismo de contacto muy similar al del sitio ELZ, donde estimó una temperatura máxima de 760°C; posteriormente, se tiene que entre los tramos 20 y 25, la temperatura está entre los 500 y 700°C, en base a la temperatura de recrystalización de la calcita; en el tramo 19 se tiene una zona de transición, puesto que la recrystalización es parcial; finalmente, se estima que en el techo del tramo 18 la temperatura habría llegado cerca de los 300°C, la cual corresponde a la temperatura necesaria para que comience la recrystalización del aragonito hacia calcita (Tone y Koga, 2021), esto en base que en ese sector se encontraron belemnites cuyo fragmocono (compuesto de aragonito) se encuentra recrystalizado, mientras que el *rostrum* (compuesto de calcita) preserva la estructura y textura original.

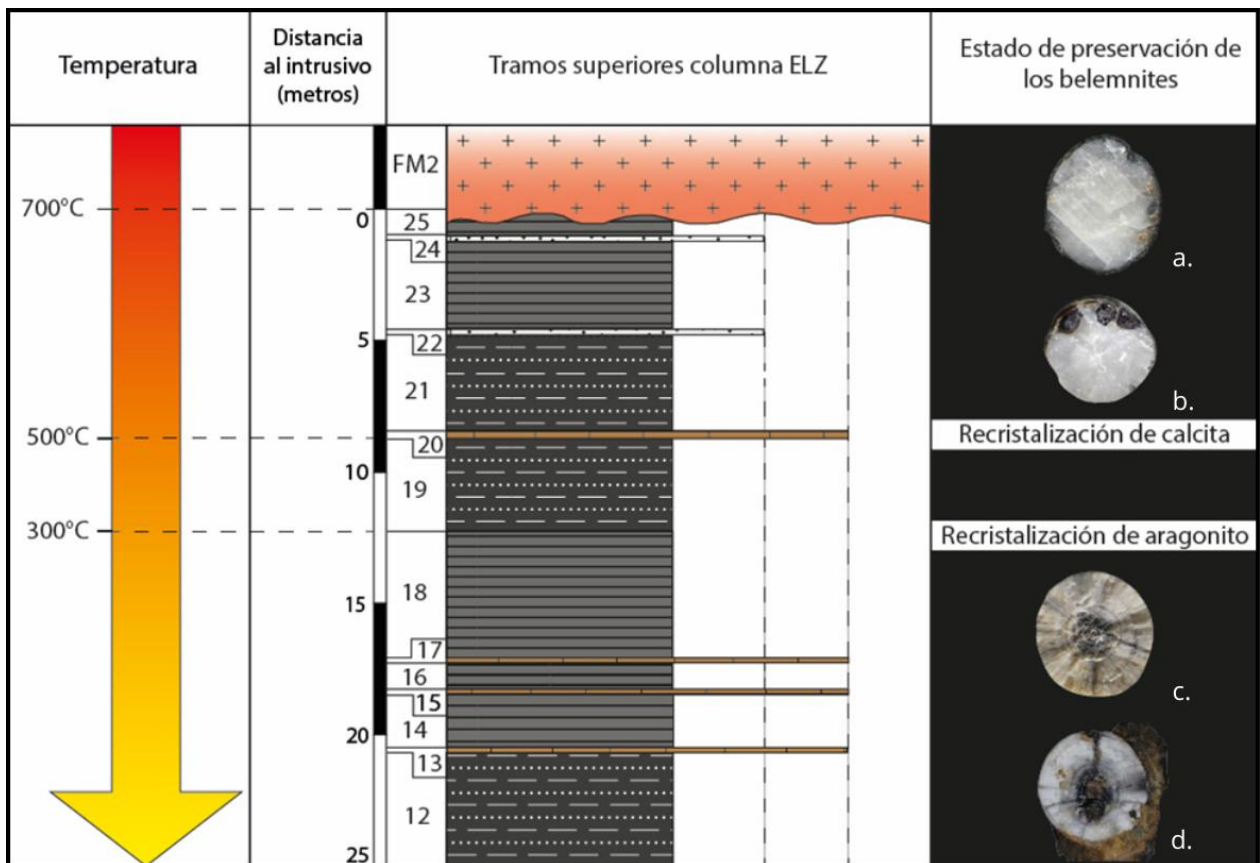


Figura 6.4. Columna de temperatura para el sitio ELZ. Las muestras expuestas son a) MURAY.PI.531; MURAY.PI.291; MURAY.PI.282; MURAY.PI.295.

7. CONCLUSIONES

- (1) Los belemnites funcionan como trampa geoquímica para la precipitación de minerales sulfurados a partir de fluidos hidrotermales, de manera análoga a la formación de depósitos de skarn; en consecuencia, la acumulación de carbonatos mediada por la acción de seres vivos puede tener un efecto notable en determinados procesos mineralizadores.
- (2) La mineralización observada en ELZ presenta semejanzas notables en mineralogía, asociación espacial con cuerpos intrusivos del Batolito Patagónico y estilo de mineralización con el Distrito Minero el Toqui, por lo que se infiere que en ambos operaron mecanismos similares y asociados.
- (3) En los afloramientos estudiados, la pirita framboidal se forma por procesos sedimentarios de baja temperatura, mediante precursores de FeS, mientras que la pirita cúbica/euhedral se asocia a procesos sedimentarios e hidrotermales, para los primeros se forma mediante precursores de FeS y para los segundos se forma por precipitación directa desde soluciones a altas temperaturas (>350°C) de forma aislada o como sobrecrecimiento en framboides o cubos previos.
- (4) Según la clasificación de Reverdatto (1971), el metamorfismo de contacto en ELZ y SRP es de Tipo 1 (Anakit). Adicionalmente y considerando las observaciones de Shaw (2019), que obtuvo valores de presión y temperatura para *sills* en condiciones muy similares a las del área de estudio, en adición con los datos de Tone y Koga (2021) para la recristalización de calcita, es posible inferir temperaturas máximas de metamorfismo de 700-800°C y presiones cercanas a 200 bar.
- (5) La calcita negra, observada principalmente en concreciones calcáreas con cobertura silícea alteradas por la acción de los intrusivos, debe su coloración a impurezas que contienen plomo y/o zinc (Hewett y Radtke, 1967), lo que coincide con la presencia de galena y esfalerita en los afloramientos, por lo tanto, se puede concluir que los fluidos hidrotermales contenían Pb y Zn.
- (6) La distribución de tamaños de los framboides de pirita, en adición con los fósiles presentes en los afloramientos, permiten inferir un ambiente marino en el cual la columna de agua es óxica-disóxica, mientras que el agua intersticial en los sedimentos es anóxica.
- (7) Las intrusiones magmáticas en rocas sedimentarias pueden modificar su contenido fósil mediante procesos de recristalización y mineralización metálica, estableciendo condiciones fisicoquímicas únicas y sin precedentes. Estos resultados constituyen una línea de base para futuras investigaciones paleontológicas ligadas a la génesis y exploración de depósitos minerales.

8. REFERENCIAS

- Abraitis, P.; Pattrick, R. y Vaughan, D.** 2004. Variations in the compositional, textural and electrical properties of natural pyrite: a review. *International Journal of Mineral Processing*, Vol. 74: 41-59.
- Aguirre-Urreta, B.; Suárez, M.; De la Cruz, R. y Ramos, V.** 2007. Ammonoids (Crioceratitinae, Hauterivian) from the Austral Basin, Chile. *Ameghiniana (Revista de la Asociación Paleontológica Argentina)*, Vol. 44, N°2: 387-397.
- Aldridge, B.** 2020. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Toqui en las cercanías del Cerro Visera, Mallín Grande, Región de Aysén, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo, Universidad Andrés Bello (inédito): 121 pp. Santiago, Chile.
- Álvarez-Mena, K.** 2024. Icnología de la Formación Apeleg en el área de Ñirehuao-Baño Nuevo (Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo): Taxonomía, implicaciones estratigráficas y paleoambientales. Memoria para optar al Título de Geólogo, Universidad de Concepción (inédito): 138 pp. Concepción, Chile.
- Álvarez-Mena, K.; Pérez-Barría, L. y Varela, J. P.** 2022. Trazas fósiles de la Formación Apeleg (Cretácico Inferior) en la Región de Aysén (45°S, Chile). II Congreso Chileno de Paleontología, Libro de Resúmenes: 99 p. San Vicente de Tagua Tagua, Chile.
- Álvarez-Mena, K.; Fernández, D.; Giachetti, L. y Pérez-Barría, L.** 2024a. Reassessment of *Asteriacites* from the Lower Cretaceous Apeleg Formation (southern Chile) and a discussion about its producer. ICHNIA 2024, The 5th International Congress on Ichnology, Abstract Book: 14-16. Florianópolis, Brasil.
- Álvarez-Mena, K.; Pérez-Barría, L.; Hermann, R.; Varela, J. P.; Zambrano, P. y Asenjo, C.** 2024b. A look at the Lower Cretaceous coast in Cerro Mirador (Aysén, Chile): what the fossil traces of the Apeleg Formation tell us in a delta transition. III Congreso Chileno de Paleontología, Libro de Resúmenes: 87 p. Atacama, Chile.
- Álvarez-Mena, K.; Pérez-Barría, L.; Hermann, R.; Varela, J. P.; Zambrano, P.; Asenjo, C. y Jara, M.** 2024c. “La respuesta está en las huellas”: reconstruyendo comunidades bentónicas

extintas en el Cretácico Inferior de la Región de Aysén, Chile. Primer Congreso Chileno de Zoología, libro de resúmenes: 340-341. Talca, Chile.

Anderson, E. 1905. The dynamics of faulting. *Transactions of the Edinburgh Geological Society*, Vol. **8**, N°3: 387-402.

Annen, C. 2017. Factors affecting the thickness of thermal aureoles. *Frontiers in Earth Science*, Vol. **5**, N°82: 13 pp.

Augustsson, C. y Bahlburg, H. 2003. Active or passive continental margin? Geochemical and Nd isotope constraints of metasediments in the backstop of a pre-Andean accretionary wedge in southernmost Chile (46°30'–48°30'S). In: Mc.Cann, T., Saintot, A. (eds). Tracing Tectonic Deformation Using the sedimentary record, *Geological Society of London, Special Publications*, Vol. **208**: 253-268.

Bayer, U. 1975. Organische Tapeten im Ammoniten-Phragmokon und ihr Einfluß auf die Fossilisation. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, Vol. **1**: 12–25.

Bell, M. 2004. Asteroid and ophiuroid trace fossils from the Lower Cretaceous of Chile. *Palaeontology*, Vol. **47**, N°1: 51-66.

Bell, M. y Suárez, M. 1997. The Lower Cretaceous Apeleg Formation of the Aisén basin, southern Chile. Tidal sandbar deposits of an epicontinental sea. *Andean Geology*, Vol. **24**, N°2: 203-225.

Bohlen, S. y Lindsley, D. 1987. Thermometry and barometry of igneous and metamorphic rocks. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, Vol. **15**, 397-420.

Borkow, P. y Babcock, L. 2003. Turning pyrite concretions outside-in: Role of biofilms in pyritization of fossils. *The Sedimentary Record*: 4-7.

Bouhier, V.; Mas, G. y Franchini, M. 2013. Variedades texturales de pirita en el yacimiento Loma Galena y su relación con la mineralización de Ag-Pb-(Zn-Cu), Proyecto Navidad, Chubut, Argentina. 11° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina.

Bucher, W. 1953. Fossils in metamorphic rocks: A review. *Bulletin of the Geological Society of America*, Vol. **64**: 275-300.

Chapman, J. 2008. *Euhedral, hexagonal molybdenite on quartz, Molly Hill Mine*. Wikimedia Commons. https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Molly_Hill_molybdenite.JPG

Chinchón, J. 2018. Documentos sobre inclusiones fluidas V: Caracterización petrográfica y textural del Distrito epitermal de Cerro Bayo, XI Región, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo, Universidad de Chile (inédito): 207 pp. Santiago, Chile.

Correa, J. 2018. Geología y metalogénesis de las minas principales del Distrito Minero El Toqui, Región de Aysén, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo, Universidad de Concepción (inédito): 120 pp. Concepción, Chile.

Cortés, J. 2024. Belemnites y fauna asociada de la Formación Katterfeld (Cretácico Inferior) al sur del Lago Elizalde, Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo, Universidad de Concepción (inédito): 89 pp. Concepción, Chile.

Cortés, J. 2025. Belemnites, amonites y otras faunas fósiles del Lago Elizalde. *Bajo la Lupa, Subdirección de Investigación, Servicio Nacional del Patrimonio Cultural*: 33 pp.

Cortés, J.; Pérez-Barría, L.; Rivas, H. y Varela, J.P. 2023. Belemnites y otras faunas de nuevo sitio para la Formación Katterfeld en Lago Elizalde (Cretácico Inferior, Chile). XVIII Reunión Argentina de Sedimentología, IX Congreso Latinoamericano de Sedimentología, Actas 1: 240 p. La Plata, Argentina.

Cortés, J.; Pérez-Barría, L.; Rivas, H. y Varela, J.P. 2024. Belemnites del Cretácico Inferior en Lago Elizalde (Región de Aysén, Chile): ¿una invasión proto-atlántica? III Congreso Chileno de Paleontología, Libro de Resúmenes: 93 p. Atacama, Chile.

Cortés, J.; Pérez-Barría, L.; Letelier, V.; Espinoza, C. y Varela, J.P. 2025. La presencia de coleoideos en la cuenca mesozoica de Aysén-Río Mayo (Región de Aysén, Chile). XIII Congreso de la Asociación Paleontológica Argentina, Libro de Resúmenes: 205-206. Paraná, Argentina.

Deditius, A.; Reich, M.; Kesler, S.; Utsunomiya, S.; Chryssoulis, S.; Walshe, J. y Ewing, R. 2014. The coupled geochemistry of Au and As in pyrite from hydrothermal ore deposits. *Geochimica et Cosmochimica*, Vol. 140: 644-670.

- De La Cruz, R. y Suárez, M.** 2006. Geología del área Puerto Guadal-Puerto Sánchez, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°95: 58 pp., 1 mapa escala 1:100.000.
- De La Cruz, R. y Suárez, M.** 2008. Geología del área Chile Chico-Río de las Nieves, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°112: 67 pp., 1 mapa escala 1:100.000.
- De La Cruz, R.; Suárez, M.; Covacevich, V. y Quiroz, D.** 1996. Estratigrafía de la zona de Palena y Futaleufú (43°15'-43°45' Latitud S), X Región, Chile. Congreso Geológico Argentino, No. 13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, N° 3, Actas **1**: 417-424. Buenos Aires, Argentina.
- De la Cruz, R.; Suárez, M.; Belmar, M.; Quiroz, D. y Bell, M.** 2003. Geología del área Coihaique-Balmaceda, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°80: 40pp., 1 mapa escala 1:100.000.
- De Sitter, L.** 1956. Structural Geology. McGraw-Hill Book Company. Nueva York, Estados Unidos. 552 pp.
- Du, R.; Xian, H.; Wu, X.; Zhu, J.; Wei, J.; Xing, J.; Tan, W. y He, H.** 2021. Morphology dominated rapid oxidation of framboidal pyrite. *Geochemical Perspective Letters*, Vol. **16**: 53-58.
- Duhart, P.; Mella, M.; Quiroz, D.; Muñoz, J. y Fanning, M.** 2012. Litología y geocronología del Batolito Nor-Patagónico en el área de Puerto Aysén, Chile. 401-403.
- Einaudi, M.; Meinert, L. y Newberry, R.** 1981. Skarn deposits. *Seventy-Fifth Anniversary Volume. Economic Geology Publishing Company. Skinner, B. (editor)*.
- Entender la ciencia.** 2013. *Metamorfismo y rocas metamórficas*. <https://entenderlaciencia.blogspot.com/2013/12/metamorfismo-y-rocas-metamorficas.html>
- Espinosa, W. y Fuenzalida, R.** 1971. Geología del territorio de Aysén entre los 45° y 46° latitud sur. *Instituto de Investigaciones Geológicas* (inédito), Santiago, Chile.

- Fang, Z.; Boucot, A.; Covacevich, V. y Hervé, F.** 1998. Discovery of Late Triassic fossils in the Chonos Metamorphic Complex, southern Chile. *Revista geológica de Chile*, Vol. 25, N°2: 165-173.
- Faúndez V.; Hervé F. y Lacassie J.P.** 2002. Provenance studies of pre-late Jurassic metaturbidite successions of the Patagonian Andes, southern Chile. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, Vol. 45, N°4: 411-425.
- Fortey, R.; Pankhurst, R. y Hervé, F.** 1992. Devonian trilobites at Buill, southern Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 19: 133-144.
- Franchi, M. y Page, R.** 1990. El arco magmático Jurásico-Cretácico de la Precordillera del Chubut en el curso superior del arroyo Genoa. Congreso Geológico Argentino, Actas 2, N°11: 19-22, San Juan, Argentina.
- Fuenzalida, R.** 1968. Reconocimiento geológico de Alto Palena (Chiloé Continental). *Universidad de Chile, Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*, N° 31: 93-158.
- Gaidon, J.; Martin-Calle, S. y Boudeulle, M.** 1988. Pyrite from concretion pipes in Mesozoic shales: mineralogical and chemical evidence of hydrothermal origin. *Marine Geology*, Vol. 84: 239-256.
- Galvez, M.; Beyssac, O.; Benzerara, K.; Bernard, S.; Menguy, N.; Cox, S.; Martinez, I.; Johnston, M. y Brown Jr, G.** 2012. Morphological preservation of carbonaceous plant fossils in blueschist metamorphic rocks from New Zealand. *Geobiology*, Vol. 10: 118-129.
- Graham, U. y Ohmoto, H.** 1994. Experimental study of formation mechanisms of hydrothermal pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 58, N°10: 2187-2202.
- Gretener, P.** 1969. On the mechanics of the intrusion of sills. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 6, 1415-1419.
- Haller, M.** 1979. Descripción geológica de la Hoja 44 a-b, Trevelin, Provincia del Chubut. *Servicio Geológico Nacional* (inédito), Buenos Aires, Argentina.
- Haller, M. y Lapido, O.** 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 35, N°2: 230-247.

- Heim, A.** 1940. Geological observations in the Patagonian Cordillera. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, Vol. **33**: 25-51.
- Hervé, F.** 1993. Paleozoic metamorphic complexes in the Andes of Aysén, southern Chile (West of Occidentalía). In *Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, Proceedings, N°1: 64-65. Mexico.
- Hervé, F.; Calderón, M. y Faúndez, V.** 2008. The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica Acta*, Vol. **6**, N°1: 43-53.
- Hervé, F.; Aguirre, L.; Godoy, E.; Massone, H-J.; Morata, D.; Pankhurst, R.J.; Ramírez, E.; Sepúlveda, V. y Willner, A.** 1998. Nuevos antecedentes acerca de la edad y las condiciones P-T de los Complejos Metamórficos en Aysén, Chile. X Congreso Latinoamericano de Geología, Actas **2**: 134-137. Buenos Aires, Argentina.
- Hewett, D. y Radtke, A.** 1967. Silver-bearing black calcite in western mining districts. *Economic Geology*, Vol. **62**: 1-21.
- Hoffman, R. y Stevens, K.** 2020. The paleobiology of belemnites – foundation for the interpretation of *rostrum* geochemistry. *Biological Reviews*, Vol. **95**: 94-123.
- Hoffstetter, R.; Fuenzalida, H. y Cecioni, G.** 1957. In Lexique Stratigraphique Internationale. *Centre National de la Recherche Scientifique*, Vol. **5**, N°7: 444 pp. Paris, Francia.
- Howe, J. y Francis, J.** 2005. Metamorphosed palaeosols associated with Cretaceous fossil forests, Alexander Island, Antarctica. *Journal of the Geological Society*, Vol. **162**: 951-957.
- Iba, Y.; Sano, S.; Mutterlose, J. y Kondo, Y.** 2012. Belemnites originated in the Triassic – A new look at an old group. *GEOLOGY*, Vol. **40**, N°10: 911-914.
- Jamtveit, B. y Andersen, T.** 1993. Contact metamorphism of Layered Shale-Carbonate Sequences in the Oslo Rift: III. The Nature of Skarn-Forming Fluids. *Economic Geology*, Vol. **88**: 1830-1849.
- Kerrick, D.** 2018. *Contact metamorphism*, Vol. **26**, Reviews in Mineralogy & Geochemistry, Walter de Gruyter GmbH & Co. KG.

- Kesjar, D.; Fözy, I.; Price, G.; Condon, D.; Salazar, C. y Pálffy, J.** 2017. Integrated Lower Cretaceous stratigraphy from the Aisén Basin, Patagonia, Chile. 10th International Symposium on the Cretaceous, Viena, Austria.
- Lacassie, J.** 2003. Estudio de la proveniencia sedimentaria de los complejos metamórficos de los Andes Patagónicos (46° 51° Lat. S), mediante la aplicación de redes neuronales e isótopos estables. Doctoral Thesis. Universidad de Chile (inédito): 119 pp. Santiago, Chile.
- Lahsen, A.** 1966. Geología de la Región Continental de Aisén. Instituto de Investigación de Recursos Naturales, CORFO, 14 pp., Santiago, Chile.
- Letelier-Vega, V.; Pérez-Barría, L.; González-Maurel, O. y Cortés-Sepúlveda, J.** 2025. Efectos del metamorfismo de contacto en fósiles de la Formación Katterfeld, Región de Aysén, Chile. XIII Congreso de la Asociación Paleontológica Argentina, Libro de Resúmenes: 250-251. Paraná, Argentina.
- Levi, B.; Aguilar, A. y Fuenzalida, R.** 1966. Reconocimiento geológico en las provincias de Llanquihue y Chiloé, en: Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, 19, 45 pp.
- Mârza, I.; Tămaș, C.; Tetean, R.; Andreica A.; Denuț, I. y Kovács, R.** 2019. Epithermal bicolor black and white calcite spheres from Herja Ore Deposit, Baia Mare Neogene Ore District, Romania-genetic considerations. *Minerals*, Vol. 9, N°352: 1-20.
- Meinert, L.** 1992. Skarns and Skarn Deposits. *Geoscience Canada*, Vol. 19, N°4: 145-162.
- Melamed, V.; Reverdatto, V. y Sharapov, V.** 1973. Factors in contact metamorphism. *International Geology Review*, Vol. 15, N°6: 648-651.
- Miller, H. y Sprechmann, P.** Eine devonische faunula aus dem Chonos-Archipel, Region Aisén, Chile, und ihre stratigraphische Bedeutung. *Geologisches Jahrbuch*, N°28: 37-45.
- Niemeyer, H.** 1975. Geología de la región comprendida entre el lago General Carrera y el río Chacabuco, Provincia de Aisén, Chile. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología (inédito), Santiago, Chile.

- Niemeyer, H.; Skarmeta, J.; Fuenzalida, R. y Espinosa, W.** 1984. Hojas Península de Taitao y Puerto Aisén. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, N°60-61: 80 pp., 1 mapa escala 1:500.000.
- Ortiz-Ibacache, F.** 2018. Petrografía y paleontología de las rocas paleozoicas en el área de Buill (42°S), costa norte del fiordo Reñihue, Región de Los Lagos. Tesis no publicada, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile.
- Pankhurst, R. y Rapela, C.** 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis in the lower crust of Patagonia. *Earth Planetary Science Letters*, Vol. **134**: 23–36.
- Pankhurst, R.; Weaver, S.; Hervé, F. y Larrondo, P.** 1999. Mesozoic – Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, southern Chile. *Journal of the Geological Society*, Vol. **156**: 673-694.
- Pankhurst, R.; Leat, P.; Sruoga, P.; Rapela, C.; Márquez, M.; Storey, B. y Riley, T.** 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. **81**: 113-136.
- Pérez-Barría, L. y Ortiz, F.** 2020. Trilobites (Arthropoda, Arachnomorpha) en el Devónico de Buill (Fiordo Reñihue 42°S): Revisión y nuevas colecciones. FAIP (Fondo de Apoyo a la Investigación Patrimonial, SERTPAT), Informes. 28 pp.
- Pérez-Barría, L. y Varela, J. P.** 2024. Museo regional de Aysén: un nuevo repositorio oficial y centro de investigación para la zoología de la zona austral de Chile. Primer Congreso Chileno de Zoología, libro de resúmenes: 410 p., Talca, Chile.
- Pérez-Barría, L.; Bostelmann, E.; Varela, J. P.; Aldunate, J. y Heinsen, M.** 2021a. Museo Regional de Aysén (45°S, Coyhaique): un nuevo repositorio oficial de paleontología en la zona austral de Chile. XII Congreso de la Asociación Paleontológica Argentina, Libro de Resúmenes: 38 p., Buenos Aires, Argentina.
- Pérez-Barría, L.; Ortiz, H; O’Kuinghttons, J. y Varela, J. P.** 2021b. First report of stromatolites over a nunatak from the Southern Patagonian Ice Field (Aysén, Chile). XII Congreso de la Asociación Paleontológica Argentina, Libro de Resúmenes: 196 p. Buenos Aires, Argentina.

- Pérez d' Angelo, E.** 1961. Informe paleontológico preliminar de un material procedente de punta Buill —Chiloé continental—, coleccionado por Beatriz Levi, Adela Aguilar y Ricardo Fuenzalida en febrero del año 1961 [informe inédito]. SERNAGEOMIN.
- Perkins, D.** (s. f.). *Garnet*. Optical Mineralogy, University of North Dakota. <https://sites.und.edu/dexter.perkins/opticalmin/garnet.htm>
- Pesce, A.** 1979. Estratigrafía de la Cordillera Patagónica entre los paralelos de 43°30' y 44° de latitud sur y su áreas mineralizadas. VII Congreso Geológico Argentino, Actas **1**: 257-270, Buenos Aires, Argentina.
- Petford, N. y Turner, P.** 1996. Reconnaissance ⁴⁰Ar-³⁹Ar age and palaeomagnetic study of igneous rocks around Coyhaique, S. Chile (45°30' – 47°S). Third ISAG, St. Malo, Francia.
- Ploszkiewicz, J. y Ramos, V.** 1977. Estratigrafía y tectónica de la Sierra Payaniyeu (Provincia del Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. **32**, N°3: 209-226.
- Quiroz, D. y Bruce, Z.** 2010. Geología del área Puerto Ingeniero Ibáñez-Villa Cerro Castillo, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°124: 48 pp., 1 mapa escala 1:100.000.
- Ramírez, E.** 2002. Geotermobarometría en metapelitas de complejos metamórficos de Aysen, Chile. Doctoral Thesis. Universidad de Chile (inédito): 143 pp. Santiago, Chile.
- Ramos, V.** 1976. Estratigrafía de los lagos La Plata y Fontana, provincia de Chubut, República Argentina. Congreso Geológico Chileno N° 2. Actas **1**: 43-64. Santiago, Chile.
- Ramos, V.** 1977. Descripción geológica de la Hoja 47 a-b, Lago Fontana, Prov. del Chubut. Informe inédito, Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires, Argentina.
- Reverdatto, V.** 1971. Types of contact metamorphism. *International Geology Review*, Vol.**13**, N°8: 1225-1229.
- Riccardi, A.** 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo La Plata*, Vol. **61**, N°7: 245-318.

- Rivas, H.; Salazar, C. y Stinnesbeck, W.** 2021. Facies and sequence stratigraphy of a mixed carbonate-volcaniclastic ramp in intra-arc settings: An example from the Toqui Formation (Lower Cretaceous), southern Chile (45°S). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. **109**: 1-29.
- Rivas, H.; Salazar, C. y Stinnesbeck, W.** 2023. A “cool-water”, non-tropical, mixed volcaniclastic-carbonate ramp from the Early Cretaceous of southern Chile (45°40'S). *Facies*, Vol. **69**, N°14: 1-31.
- Saunders, J.; Hofstra, A.; Goldfarb, R. y Reed, M.** 2014. Geochemistry of hydrothermal gold deposits. *Treatise on Geochemistry 2nd Edition*, 383-424.
- Schoonen, M. y Barnes, H.** 1991. Mechanisms of pyrite and marcasite formation from solution: III. Hydrothermal processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. **55**, 3491-3504.
- Scott, R.; Meffre, S.; Woodhead, J.; Gilbert, S.; Berry, R. y Emsbo, P.** 2009. Development of framboidal pyrite during diagenesis, low-grade regional metamorphism, and hydrothermal alteration. *Economic Geology*, Vol. **104**: 1143-1168.
- Shaw, C.** 2019. Metamorphic mineral assemblages in fossils in the contact metamorphic rocks of the Portrush Sill, Northern Ireland. *Lithos*, 99-110.
- Sociedad Nacional de Minería (SONAMI).** (s. f.) Mapa minero. <https://www.sonami.cl/v2/mapa-minero/>
- Spjeldnaes, N.** 2002. Silurian bryozoans from Gotland fossilized in galena and sphalerite. *GFF*, Vol. **124**: 27-33.
- Stewart, J.; Cruzat, A.; Page, B.; Suárez, M. y Stambuk, V.** 1971. Estudio geológico económico de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 51°00' y 53°30' S, Provincia de Magallanes (Inédito), Instituto de Investigaciones Geológicas, 174 pp.
- Suárez, M. y De la Cruz, R.** 1994. Estratigrafía del Jurásico-Cretácico Inferior de la Cordillera Patagónica Oriental (45°-46° latitud sur), Chile: Facies, Paleogeografía. Servicio Nacional de Geología y Minería. Gobierno Regional, XI Región.

- Suárez, D.; De la Cruz, R. y Bell, M.** 2007. Geología del área Ñirehuao-Baño Nuevo, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°108: 56 pp., 1 mapa escala 1:100.000.
- Suárez, M.; Gressier, J. B.; Rossel, P. y De la Cruz, R.** 2023. Lower cretaceous missing volcanic arc. A migrating arc, central Patagonian cordillera, Chile: Detrital zircon U-Pb geochronology. *International Journal of Earth Sciences*, Vol. **112**: 907-923.
- Suárez, M.; De la Cruz, R.; Fanning, M.; Novas, F. y Salgado, L.** 2016 Tithonian age of dinosaur fossils in central Patagonian, Chile: U-Pb SHRIMP geochronology. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, Vol. **105**, 2273-2284.
- Tămaș, C.; Har, N.; Mârza, I. y Denuț, I.** 2018. The black calcite and its mineral assemblage in Herja ore deposit, Romania. *European Journal of Mineralogy*, Vol. **30**: 1141-1153.
- Taylor, K. y Macquaker, J.** 2000. Early diagenetic pyrite morphology in a mudstone-dominated succession: the Lower Jurassic Cleveland Ironstone Formation, eastern England. *Sedimentary Geology*, Vol. **131**: 77-86.
- Thiele, R. y Hein, R.** 1979. Posición y evolución tectónica de los Andes Nord-Patagónicos. II Congreso Geológico Chileno, Actas **2**; 33-46, Santiago, Chile.
- Thomson, S. y Hervé, F.** 2002. New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. **29**, N°2: 255-271.
- Tone, T. y Koga, N.** 2021. Thermally induce aragonite-calcite transformation in freshwater pearl: a mutual relation with the thermal dehydration of included water. *ACS Omega*, Vol. **6**: 13904-13914.
- Touret, J. y Nijland, T.** 2002. Metamorphism today: new science, old problems. En: Oldroyd, D. (ed.), *The Earth inside and out: Some Major Contributions to Geology in the Twentieth Century. Geological Society of London Special publication*, Londres, Inglaterra.
- Townley, B.** 1996. Ore deposits, tectonics and metallogenesis of the continental Aysen Region, Chile. Thesis for the degree of Doctor of Philosophy. Queen's University, Kingston, Ontario, Canada.

- Townsend, M.** 1998. The palaeogeography of the Lower Cretaceous Aysén Basin of southern Chile Thesis for the degree of Doctor of Philosophy. University of Bristol, Bristol, Inglaterra.
- Wilkin, R. y Barnes, H.** 1997. Formation processes of framboidal pyrite. *Geochimica et Cosmochimica*, Vol. **61**, N°2: 323-339.
- Wilkin, R.; Barnes, H. y Brantley, S.** 1996. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: An indicator of redox conditions. *Geochimica et Cosmochimica*, Vol. **60**, N°20: 3897-3912.
- Wu, R.; Zheng, Y.; Zhang, X.; Sun, Y.; Xu, J. y Jian, J.** 2004. Hydrothermal synthesis and crystal structure of pyrite. *Journal of Crystal Growth*, Vol. **266**: 523-527.
- Yalikun, Y.; Xue, C.; Dai, Z.; Chi, G.; Fayek, M. y Symons, D.** 2018. Microbial structures and possible bacterial sulfide fossils in the giant Jinding Zn-Pb deposit, Yunnan, SW-China: Insights into the genesis of Zn-Pb sulfide mineralization. *Ore Geology Reviews*, Vol. **92**: 61-72.
- Zhao, J.; Liang, J.; Long, X.; Li, J.; Xiang, Q.; Zhang, J. y Hao, J.** 2018. Genesis and evolution of framboidal pyrite and its implications for the ore forming process of Carlin-style gold deposits, southwestern China. *Ore Geology Reviews*, Vol. **102**: 426-436.

ANEXOS

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo	Página
1. Tablas de muestras	85
2. Resultados de DRX (difractograma y semi-cuantificación)	94
3. Resultados de FRX	98
4. Medidas de framboides de pirita	99
5. Imágenes complementarias	100
6. Mapa actualizado	108

Anexo 1: Tablas de muestras

- **Belemnites** (Todos provienen del sitio Elizalde)

Tramo	Código	Recristalización	Minerales metálicos	Descripción
ELZ-T1	MURAY.PI.284	No	No	Dos fragmentos de rostrum. El más pequeño corresponde a la punta y mide 2 cm de largo, el más grande mide 3.5 cm de largo. Preserva muy bien la estructura interna, se pueden visualizar claramente los anillos. Presenta textura rugosa posiblemente por disolución parcial. Tiene olor a azufre.
	MURAY.PI.294	No	No evidente	Fragmento de rostrum de 9 cm de largo y 1.5 cm de diámetro inserto en un bloque de lutita gris oscuro. No presenta recristalización. Se utilizó un fragmento de la lutita para análisis DRX y FRX.
ELZ-T6	MURAY.PI.283	No	No	Rostrum de 12 cm de largo y 1.5 cm de diámetro. Preserva su estructura interna y parte del fragmocono. En sectores presenta efectos de disolución parcial. Hay partes donde parece tener ciertos destellos que podrían ser pirita, aunque es posible que sean simplemente brillos del pegamento usado para juntar las piezas.
ELZ-T10	MURAY.PI.285.1	No	Pirita escasa	Sección incompleta de un rostrum y fragmocono. Expone el interior longitudinalmente. La estructura interna está bien preservada, se observan los anillos. Carece de piritización evidente. Es posible que tenga una costra externa formada por cristales muy finos de pirita.
	MURAY.PI.285.2	No	Pirita escasa	Dos fragmentos de lutita con fragmentos de rostrum insertos (forman una única pieza). Es el mismo espécimen de MURAY.PI.258.1. Preservan bien la estructura interna. En la lutita se puede ver algo de pirita diseminada muy finamente. Las lutitas presentan delgadas vetillas de calcita de color blanquecino, aunque hay algunas de tono anaranjado.

ELZ-T12	MURAY.PI.277	No	No	Rostrum completo de 17 cm de largo y 2.3 cm de diámetro. Espécimen de gran tamaño y excelente preservación. Se pueden apreciar los anillos de crecimiento, sin embargo, pareciera tener recristalización de la protoconcha o el fragmocono. No presenta cristales de pirita frescos, ni evidencias de algún tipo de oxidación.
	MURAY.PI.295	No	Pirita en la roca caja	Fragmento de rostrum de 7.5 cm de largo, diámetro mayor de 2 cm, diámetro menor de 1.4 cm. El fragmento está adherido a un trozo de lutita el cual presenta abundante pirita en cúmulos de grano muy fino que están cerca del belemnite, aunque no es tan evidente. Presenta oxidación hacia la zona del fragmocono. En una zona que tiene textura rugosa por disolución probablemente, hay una coberturas de pirita de grano fino. Esta muestra es importante pues presenta cobertura mineral sin estar recristalizada. Tiene lo que parece ser azufre nativo en un pequeño cúmulo masivo.
	MURAY.PI.534	No	No	Belemnite fallado. Largo de 3 a 3.5 cm. Diámetro de 1.4 cm en la porción mejor preservada, en el lado deformado, tiene 1.5 cm de diámetro aprox. El desplazamiento (midiendo entre centro y centro de las dos mitades desplazadas) es de 0.7 cm. Presenta disolución parcial.
ELZ-T14	MURAY.PI.286	No	No	Rostrum completo de 15 cm de largo y 2 cm de diámetro aprox. Presenta disolución parcial y aplastamiento hacia el fragmocono.
ELZ-T18	MURAY.PI.282	No	No	Rostrum entero de unos 14 cm de largo con 1.5 cm de diámetro. No se observa claramente el interior, sin embargo, parece mantener su estructura interna. Presenta aplastamiento hacia la zona del fragmocono.
ELZ-T20	MURAY.PI.401	Inconcluso	No evidente	Belemnite en concreción de 6 cm de largo y 2.3 cm de ancho, el rostrum tiene 1 cm de diámetro. La concreción tiene forma que asemeja a un puro de tabaco. Hacia el lado opuesto de donde se ve expuesto el rostrum, se ve que hay un aplastamiento. No se observa piritización evidente, aunque es posible que la oxidación que exhibe la pieza provenga de pirita. Dentro de la calcita del

				rostrum pareciera haber brillos dorados de pirita, aunque no es evidente.
	MURAY.PI.402	Sí	No evidente	Belemnites en bloque de lutita. El bloque mide 7x7x4 cm. La muestra contiene varios rostra, uno de ellos (el más visible) tiene un diámetro de 1.5 cm y un largo de 6 a 7 cm aprox. Se observan otros dos extremos de belemnite aparentemente aplastados, uno de ellos (el que se observa mejor) es de 2 cm de ancho, mientras que el otro es de 1.5-1.7 cm aprox. La muestra exhibe notoria oxidación. La presencia de pirita no es evidente pues probablemente se encuentran completamente oxidadas. Pareciera presentar cristales de cuarzo en la superficie.
ELZ-T23	MURAY.PI.291	Sí	Pirita, ¿pirrotina? galena, calcopirita	Rostrum de 12 cm de largo. Está recristalizado y presenta fracturas que desplazan las partes. Presenta minerales metálicos: Pirita, pirrotina, galena y calcopirita (probablemente). Los cristales que se interpretan como galena se encuentran dentro de la calcita recristalizada, son negruzcos, hexagonales y de brillo metálico.
	MURAY.PI.296	Sí	Pirita, calcopirita	Múltiples fragmentos de rostrum, completamente recristalizados. Presenta calcita romboédrica. Presenta zonas notoriamente oxidadas, incluso en una de ellas se oxidó completamente el interior del rostrum.
ELZ-T25	MURAY.PI.483	Sí	Pirita, galena	Fragmento de rostrum adherido a un trozo de lutita, además de un fragmento suelto del mismo individuo. El fragmento adherido a la lutita mide 8.5 cm de largo y 1.8 cm de diámetro. El fragmento de rostrum suelto mide 4.2 cm de largo, con diámetro de 1.6 cm aprox. Presenta una recristalización de muy buena calidad. Cuenta con una cobertura de pirita fresca y algunos sectores de óxidos, probablemente provenientes de la pirita. La zona del fragmocono pareciera estar rellena de sedimento. Presenta un cristal negro que se interpreta como galena.
	MURAY.PI.531	Sí	Pirita, calcopirita, ¿bornita?	Seis fragmentos de rostrum, todos son de diámetro similar, cercano a los 1.5 cm, a excepción de un par de fragmentos que se encuentran aplastados y

				llegan cerca de los 2 cm de diámetro. El fragmento más grande mide 2.6 cm de largo y se encuentra adherido a un fragmento de lutita. Los otros fragmentos van entre 1 y 1.5 cm de largo. En algunos fragmentos se observa la forma romboédrica y el clivaje de los cristales de calcita. En algunos de los fragmentos se observa un halo de pirita que rodea todo el rostrum, especialmente en los fragmentos que están aplanados.
	MURAY.PI.532	Sí	Pirita, galena	Dos fragmentos de lutita con fragmentos de rostrum insertos, uno de 3 cm de largo y el otro de 3.5 cm, ambos son del mismo individuo. El diámetro de rostrum más pequeños es de 0.8 cm, en el fragmento más grande los diámetros son de 1 cm y 1.3 cm. Presenta un anillo de pirita masiva que rodea por completo uno de los segmentos del rostrum. Presenta uno de los cristales de “galena” más grandes vistos, con cerca de 4 mm.
Desconocido o Rodado	MURAY.PI.249	Sí	Pirita, galena	Dos fragmentos de rostrum. El más pequeño de 2 cm de largo y 1.2 cm de diámetro, el más grande de 3.5 cm de largo y 1 cm de diámetro. El fragmento más grande se encuentra adherido a un fragmento de lutita endurecida de color gris oscuro. El rostrum se encuentra completamente recristalizado. No se observan claramente cristales de pirita, pero el color de la parte externa sugiere un proceso de oxidación de dicho mineral. Parecieran haber pequeños cristales de pirita en el margen externo de la zona interior. Presenta al menos un cristal de galena, el cual está medianamente preservado.
	MURAY.PI.254	Sí	Pirita, ¿pirrotina?	Fragmento de rostrum de 1.5 cm de largo por 1.2 cm de diámetro. No se observa claramente el interior, pero pareciera estar completamente recristalizado. Hay zonas de la superficie con textura rugosa, lo cual indica disolución parcial. Presenta pequeños cristales de brillo metálico en la superficie de color bronce a cobrizo, es incierto si corresponden a piritas oxidadas, pirrotina u otro.
	MURAY.PI.292	Sí	Pirita, galena	Fragmento de rostrum recristalizado (9cm de largo x 1.5 cm de diámetro). Presenta notorios efectos de

				oxidación. La pirita está presente, aunque no es evidente, hay un fino halo que rodea el interior del rostrum, además, es posible que los tonos oxidados del exterior provengan de pirita. Presenta un cristal de galena en una de las caras.
	MURAY.PI.300	Sí	Pirita	Fragmento de rostrum recristalizado de 4.5 cm de largo, 1.7 a 2 cm de diámetro. Está adherido a un pequeño fragmento de lutita. Presenta una notoria cubierta de pirita. Parece tener pequeños cristales de cuarzo en algunas zonas, en las secciones transversales hay cristales insertos dentro de la calcita del rostrum.
	MURAY.PI.304	Sí	Pirita, calcopirita, ¿bornita?	Fragmento de rostrum de 6 cm de largo, está recristalizado y levemente aplanado, especialmente hacia la zona del fragmocono. Presenta cristales bien formados de cuarzo y posiblemente cristales de anfíbol o piroxeno .
	MURAY.PI.403	Sí	Pirita, galena, ¿pirrotina?	Dos fragmentos de lutita con rostrum insertos, más dos fragmentos de rostrum. Los fragmentos sueltos de rostrum son de 2,5 y 1,5 cm de largo respectivamente, ambos con diámetro cercano a 1,5 cm. Todos los fragmentos se encuentran recristalizados y presentan pirita, presentado algunos lo que pareciera ser galena también. Presenta leve magnetismo, probablemente por pirrotina.
	MURAY.PI.514	Parcial		Dos fragmentos de un único rostrum, de 3.5 cm y 3 cm de largo, respectivamente. Todos los diámetros son de 1.5 cm, excepto en la parte donde va el fragmocono, que está aplastada y llega a casi 2 cm. Presenta recristalización parcial, una de las caras presenta la estructura original, mientras que la otra presenta recristalización, aunque son cristales pequeños y no tan bien formados. Posible transición.
	MURAY.PI.595	Sí	Pirita	Fragmento pequeño de 1.4 cm de largo y 1 cm de diámetro. Presenta cobertura de pirita de muy buena calidad. La calcita se encuentra completamente recristalizada.

- **Muestras de SEM** (en verde ELZ y en amarillo SRP)

Código	Tramo	Clasificación	Morfología de pirita	Observaciones
ELZ.15-2	ELZ-FM1	Intrusivo hipabisal, andesítico-dacítico	Euhedral-subhedral	Presenta cúmulos de cristales euhedrales de pirita.
ELZ.24-1	Rodado	Lutita calcárea, fosilífera	Euhedral	Presenta restos de ammonites en muestra de mano. Se han observado principalmente cubos. Se sacaron imágenes de BSE y los cubos de pirita no destacan tanto de la matriz como en otras muestras. Hay una zona hojosa con cubos notorios, que tampoco destacan demasiado.
ELZ.24-5	ELZ-T12	Lutita arenosa	Euhedral	Solo se observa pirita euhedral. La pirita en BSE no se distingue tanto de la matriz, es posible que esto suceda porque la matriz no es calcárea, es una lutita arenosa. Hay una de las imágenes que obtuvimos posiblemente

				una mica, aunque es incierto.
ELZ.24-6	Rodado	Concreción calcárea sin cobertura silícea, pero con halo de pirita en el borde	Euhedral y framboidal	La muestra macroscópica presenta un halo de pirita en el borde. Se encontró un framboide sobre una matriz de textura fibrosa radial. Esta muestra exhibe pirita euhedral (0.1–1 mm) y framboidal (10 μ m).
ELZ.24-7	Rodado	Lutita	Euhedral	Hay muchos cubos de pirita bien formados. Presenta cúmulos de cristales prismáticos, posiblemente cuarzo, que en ciertas zonas forman agregados radiales y se asocian a cristales de pirita. La muestra presenta microfósiles (diatomeas).
ELZ.24-11	ELZ-T24	Concreción calcárea	Euhedral	En muestra de mano se observa calcita negra, lo que se asocia a procesos hidrotermales. Hay cristales grandes de pirita. En imágenes BSE es notoria la diferencia entre pirita y matriz. Se observan cristales de pirita con estriaciones. Se

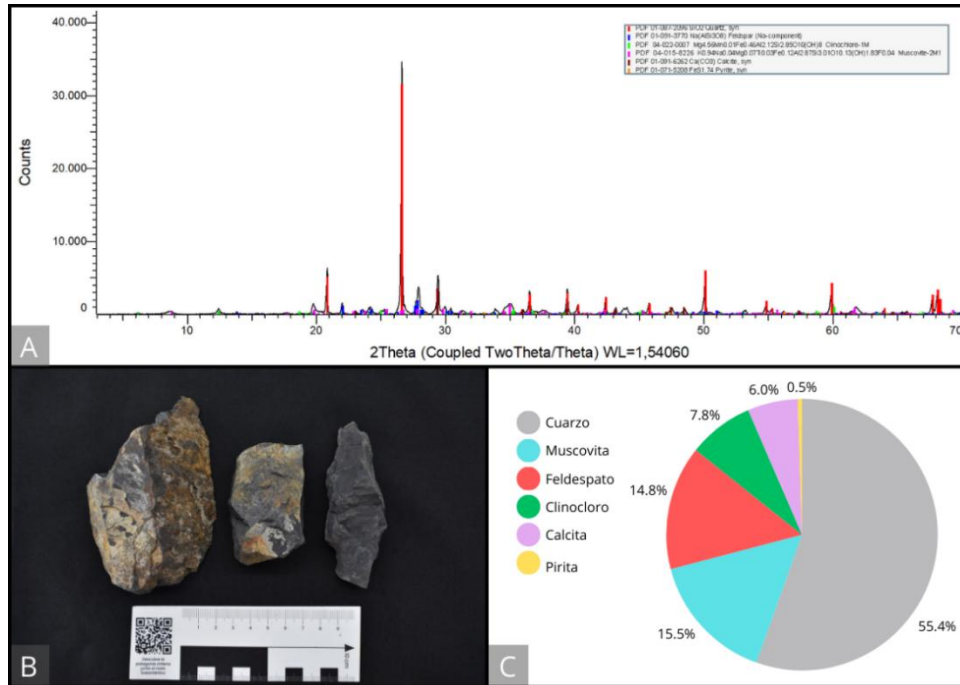
				encontró un cristal grande que muestra fractura concoidea. No se encontraron framboides.
SRP.25-2.1	SRP-T1	Lutita calcárea	Euhedral y framboidal	Presenta abundantes cristales euhedrales de pirita y también framboides, los cuales se encuentran en contacto directo en ciertas zonas. Hay masas de aspecto botroidal. Es la muestra con más framboides. Cúmulos de piritas estriadas.
SRP.25-8	SRP-T3	Concreción calcárea con cobertura silícea	Euhedral-subhedral	Se puede apreciar la textura de la matriz calcárea. Los cristales son subhedrales en su mayoría. Presenta dos cúmulos principales de pirita, los cuales son relativamente grandes. Según imágenes BSE, la pirita euhedral que se observa pareciera tener una composición homogénea, sin zonaciones ni inclusiones.

SRP.25-9	SRP-T3	Concreción calcárea con cobertura silícea	Euhedral	En muestra de mano presenta calcita negra. Cristales euhedrales de pirita bien formados. En BSE, la diferencia entre los cristales de pirita y la matriz es notoria. Hay posibles restos biológicos en algunos sectores. Hay zonas de textura hojosa. Hay puntos pequeños en un cubo de pirita, podrían ser nanopartículas. Hay una zona fibrosa.
SRP.25-12	Rodado	Concreción calcárea sin cobertura silícea	Euhedral-subhedral	Presenta pirita con textura porosa, puede ser por efecto de oxidación y/o estar ligado a acción bacteriana, también puede indicar variaciones composicionales.

Nota: las muestras que presentan características asociadas a hidrotermalismo como calcita negra o cobertura silícea, tienden a asociarse a cristales de pirita cúbicos/euhedrales, mientras que la variedad framboidal de pirita se asocia principalmente a las muestras que presentan abundante contenido de carbonatos. La muestra SRP.25-2.1 contiene los dos tipos de pirita en contacto directo, esta muestra se encuentra justo bajo el intrusivo SRP-FM1 y tiene un elevado contenido de carbonatos.

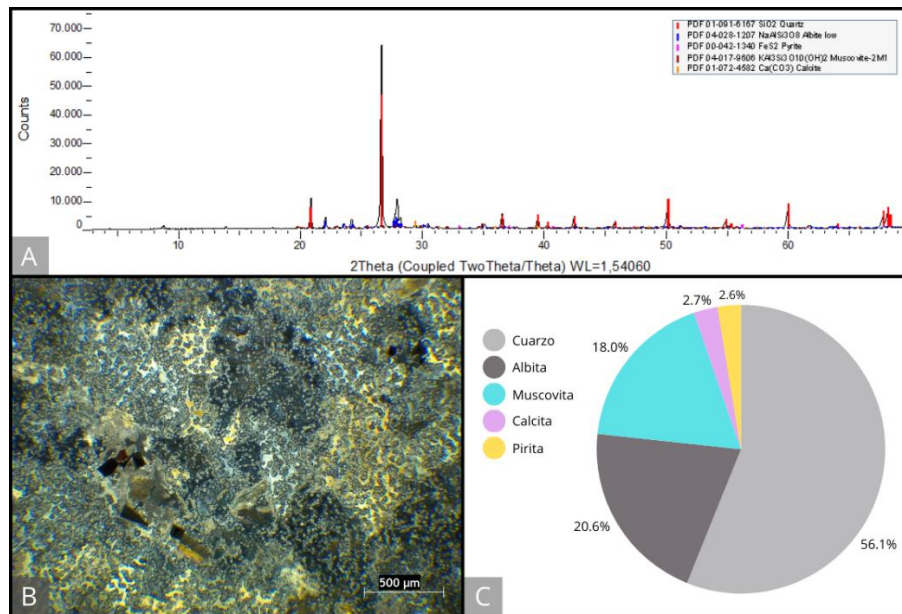
Anexo 2: Resultados de DRX (difractograma y semi-cuantificación)

- **ELZ.25-9**



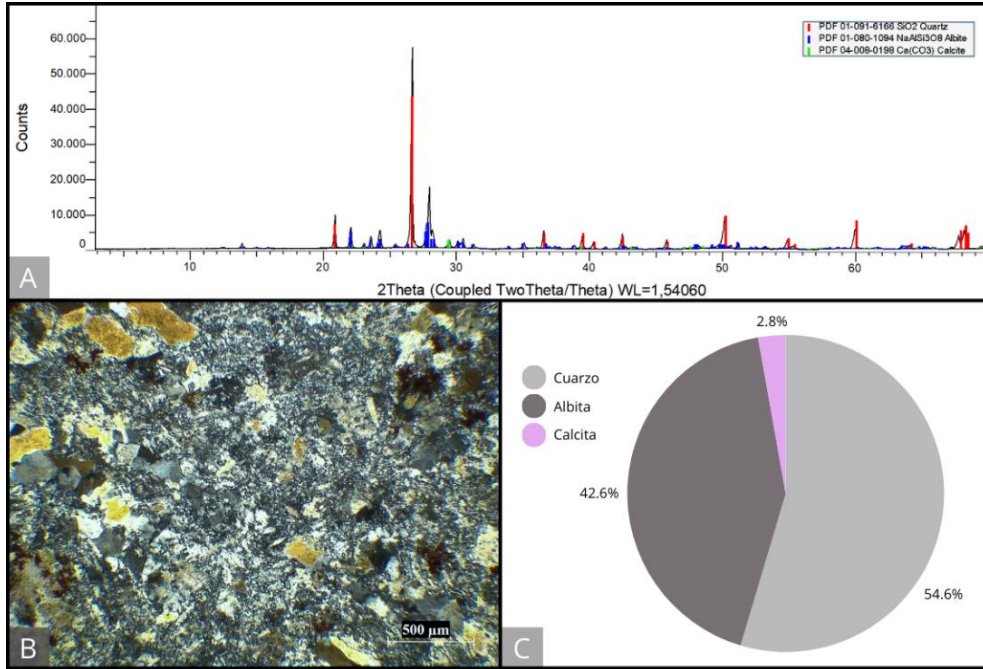
A. Difractograma; B. Fotografía de las muestras; C. Esquema de análisis semicuantitativo.

- **ELZ-A**



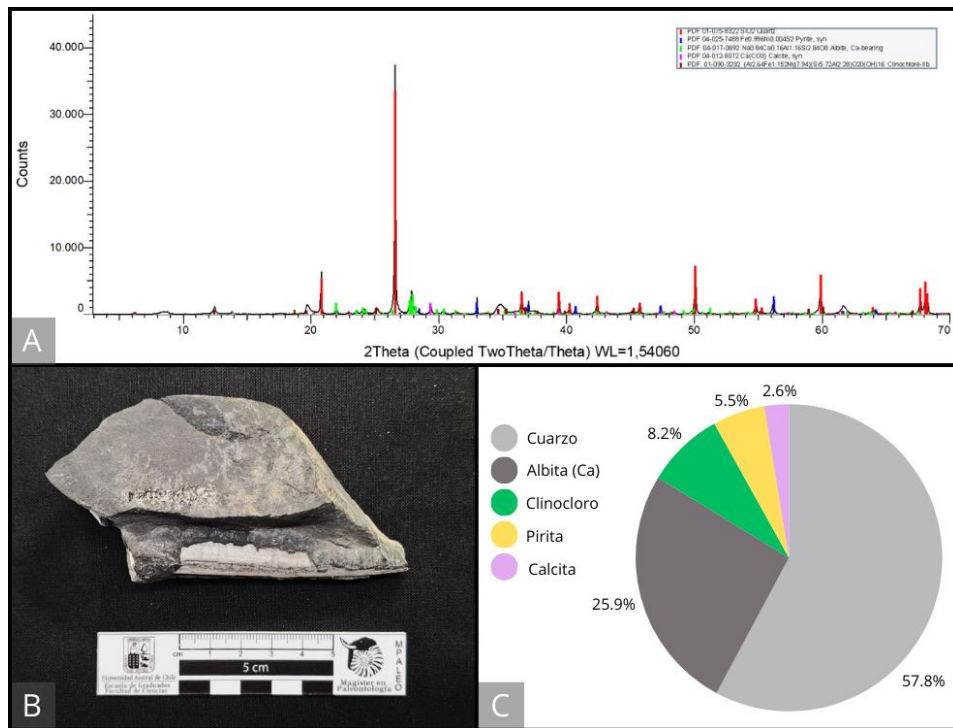
A. Difractograma; B. Microfotografía de la muestra; C. Esquema de análisis semicuantitativo.

• **ELZ-D**



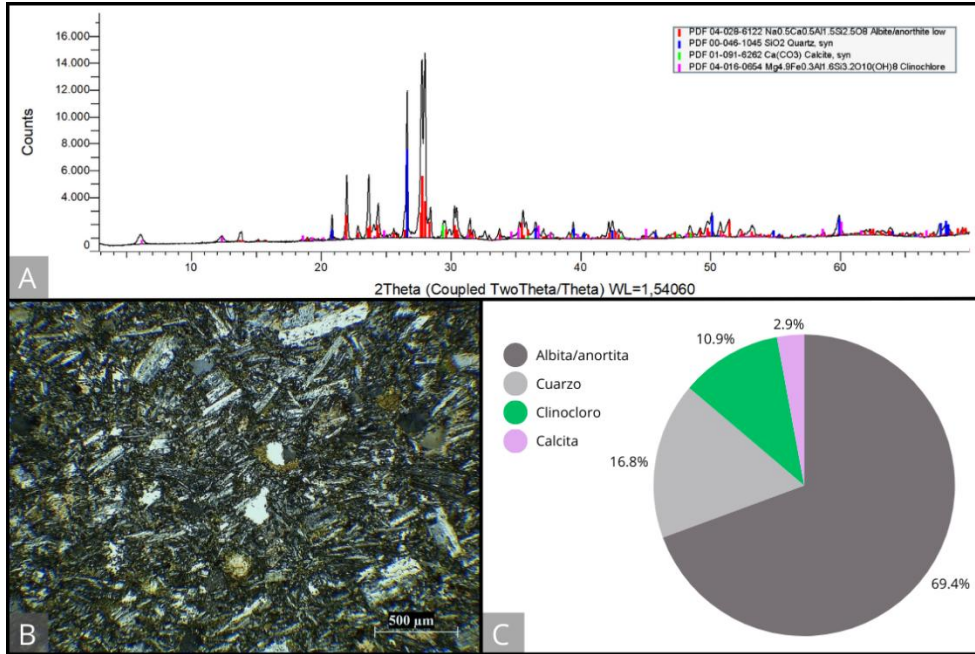
A. Difractograma; B. Microfotografía de la muestra; C. Esquema de análisis semicuantitativo.

• **MURAY.PI.294**



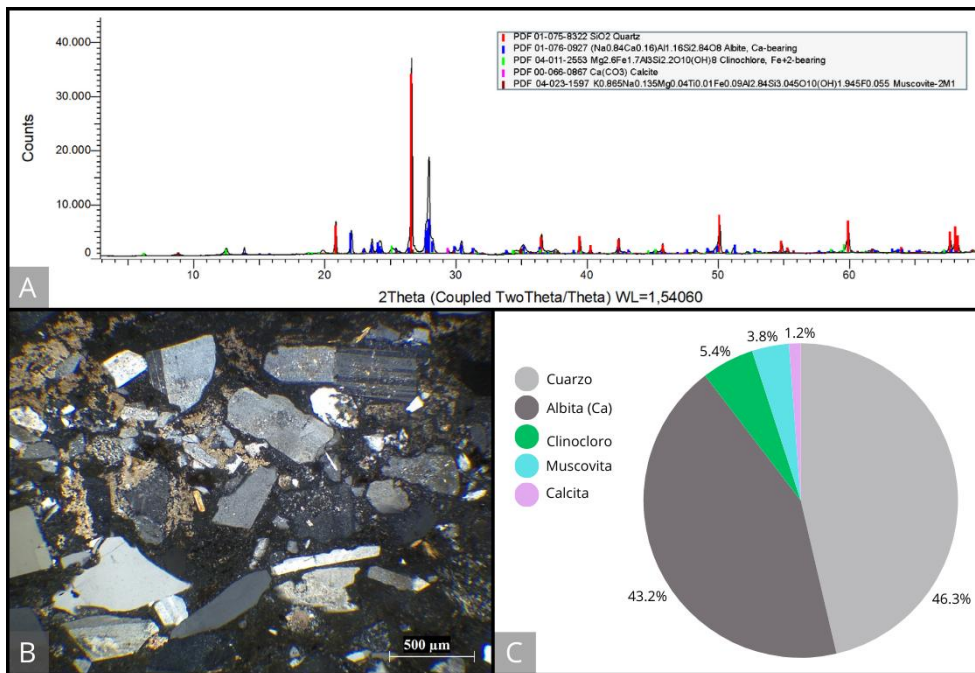
A. Difractograma; B. Fotografía de la muestra; C. Esquema de análisis semicuantitativo.

• SRP-B



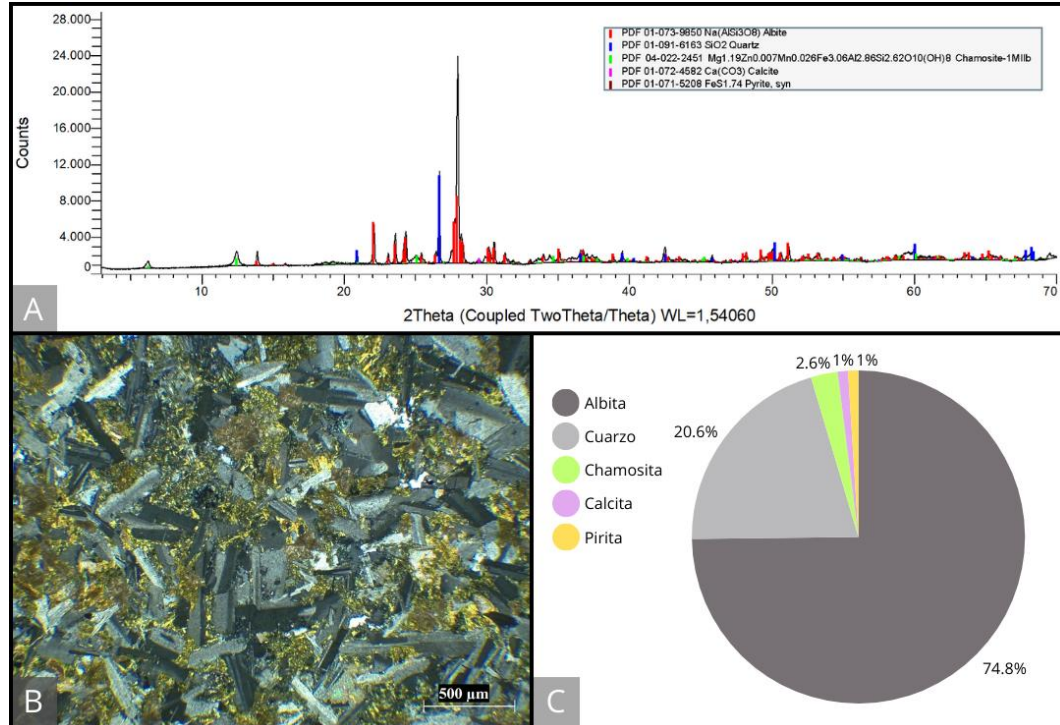
A. Difractograma; B. Microfotografía de la muestra; C. Esquema de análisis semicuantitativo.

• SRP-D



A. Difractograma; B. Microfotografía de la muestra; C. Esquema de análisis semicuantitativo.

• SRP-E



A. Difractograma; B. Microfotografía de la muestra; C. Esquema de análisis semicuantitativo.

Anexo 3: Resultados de FRX

- Tabla de resultados FRX

	ELZ-A	ELZ-D	SRP-B	SRP-D	SRP-E	ELZ.25-9	MURAY.PI.294
F	-	-	-	-	-	0,16	-
Na2O	4,36	6,95	5,55	4,86	5,73	1,95	1,28
MgO	0,27	0,06	3,02	2,57	4,44	1,98	2,15
Al2O3	15,20	13,50	18,33	18,98	16,40	18,15	19,11
SiO2	73,55	74,77	55,63	64,94	50,22	56,75	60,27
P2O5	*	*	0,80	0,08	0,72	0,18	0,12
SO3	1,32	0,05	0,10	0,14	0,55	3,25	3,16
Cl	-	-	*	-	*	-	-
K2O	2,19	0,39	1,19	1,47	*	3,32	3,89
CaO	1,38	2,61	6,18	1,36	4,03	6,33	1,77
TiO2	0,11	0,12	1,60	0,44	2,02	0,79	0,80
V2O5	-	-	-	-	-	-	*
Cr2O3	-	-	*	-	-	-	?
MnO	*	0,07	0,15	0,06	0,31	0,17	0,05
Fe2O3	1,36	1,29	7,12	4,90	15,44	6,65	7,16
Co2O3	*	*	?	-	-	?	?
NiO	?	?	?	?	-	?	?
CuO	-	-	*	?	-	*	*
ZnO	*	-	0,02	*	0,02	0,17	*
Ga2O3	-	?	-	*	?	-	?
As2O3	0,02	?	-	*	*	-	*
Rb2O	*	*	?	*	-	*	0,02
SrO	0,03	0,02	0,09	0,04	0,02	0,03	0,02
Y2O3	*	*	*?	*?	*	*?	*
ZrO2	*	*	0,05	*	0,04	*	0,03
Nb2O5	-	*?	*?	-	-	-	-
BaO	0,05	-	0,06	0,06	-	-	0,06
Tb4O7	-	-	0,02	-	-	-	-
WO3	0,10	0,10	0,04	0,04	?	0,04	0,03
PbO	-	-	-	-	-	0,02	-
ThO2	-	-	-	?	-	-	-

Valores informados: >0.02%

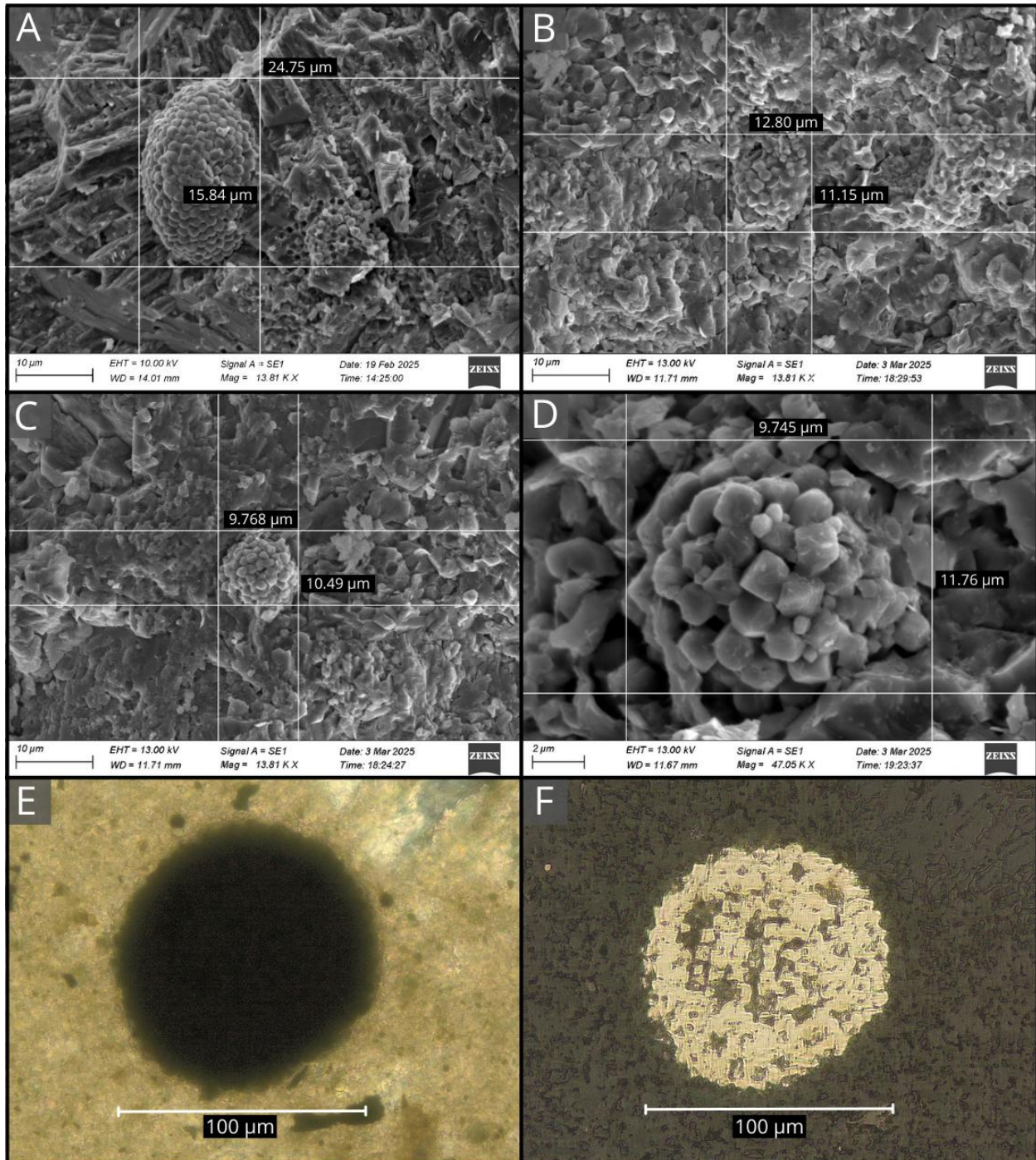
* = Se observa presencia del elemento, se recomienda otra técnica analítica.

*? = Existe la posibilidad, pero el *peak* se superpone con otro elemento.

? = Señal de muy baja intensidad.

Anexo 4: Medidas de framboides de pirita

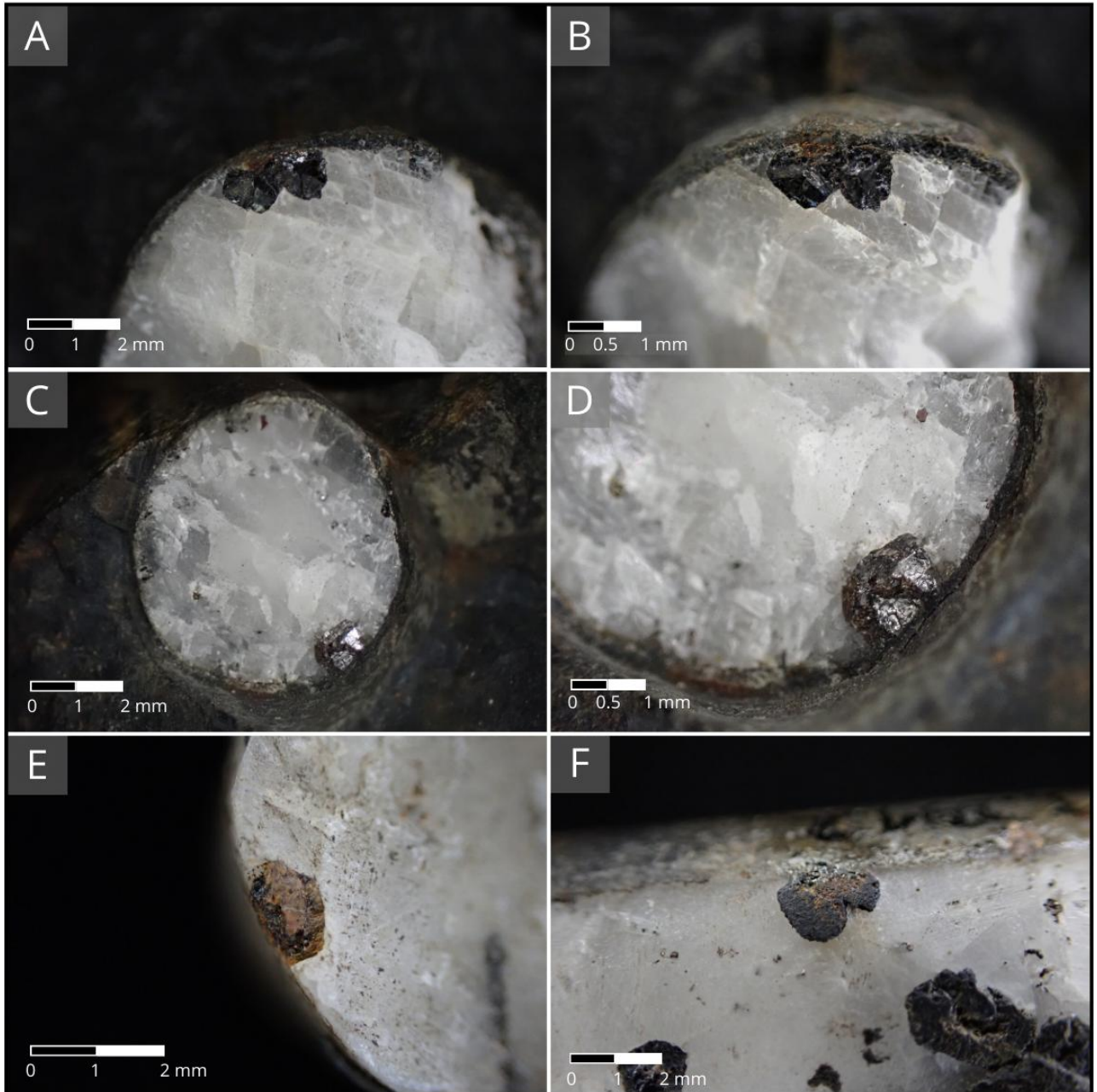
- Mediciones de framboides con imágenes



A-D: mediciones realizadas mediante uso de SEM. **E-F:** framboide de mayor tamaño observado en microscopio petrológico en el corte ELZ-B, su diámetro se acerca a los 100 μm.

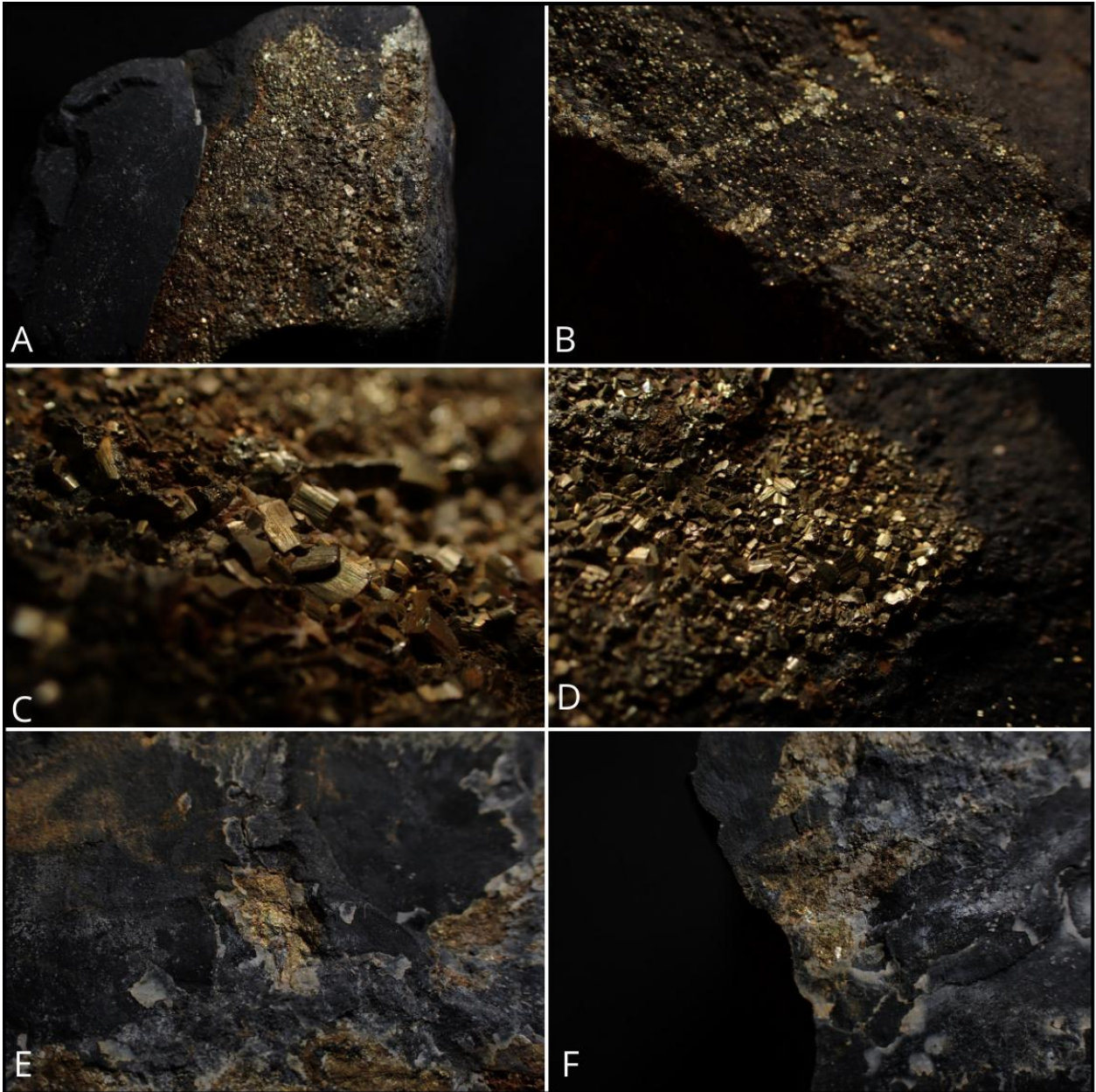
Anexo 5: Imágenes complementarias

- Galena y/o granate (¿) en belemnites



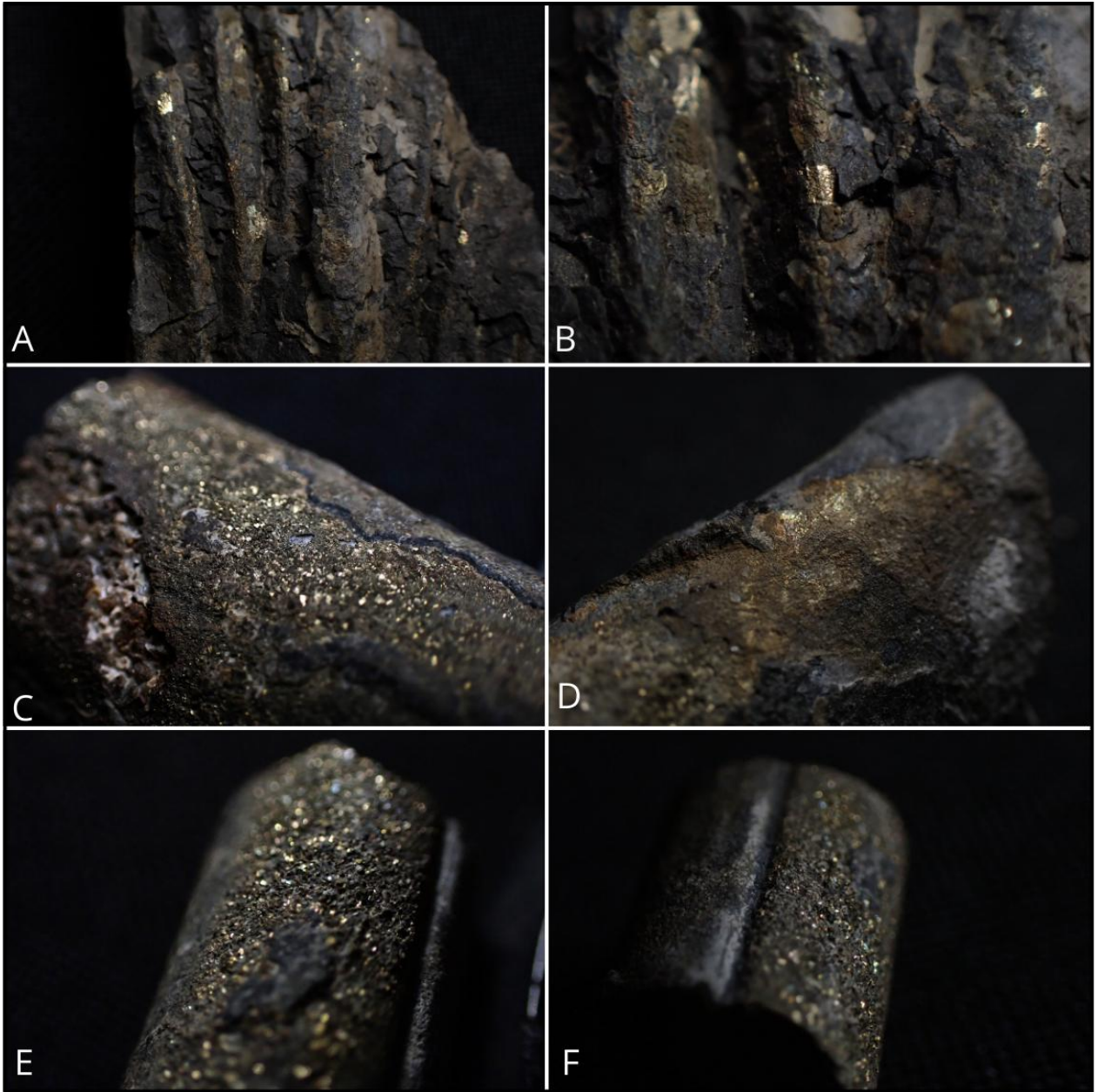
A-E: MURAY.PI.403; **F:** MURAY.PI.291. **A y B:** cristales de color negro en *rostrum*, su asociación es incierta; **C y D:** cristal de color pardo, forma compacta subhedral, se asemeja a un granate; **E y F:** se aprecian cristales subhedrales, con tendencia hexagonal los cuales exhiben oxidación, se asocian a galena oxidada.

- Pirita en muestras de roca



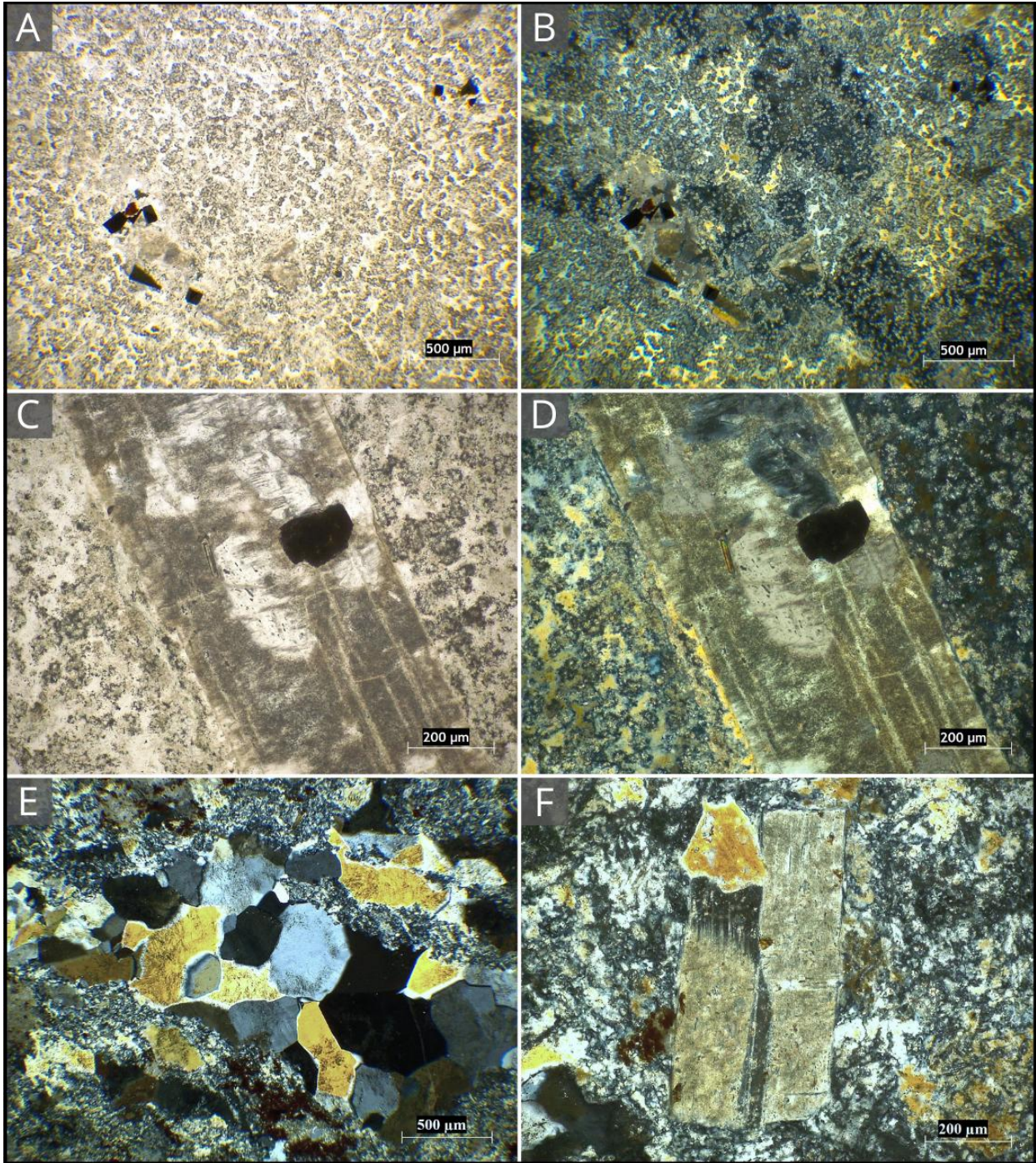
A-D: muestra ELZ.24-7 (lutita), la pirita se presenta como cúmulos y vetillas, mostrando morfología euhedral bien formada; **E y F:** muestra ELZ.25-8 (lutita), principalmente contiene pirita en forma de cúmulos masivos.

- Pirita en muestras fósiles



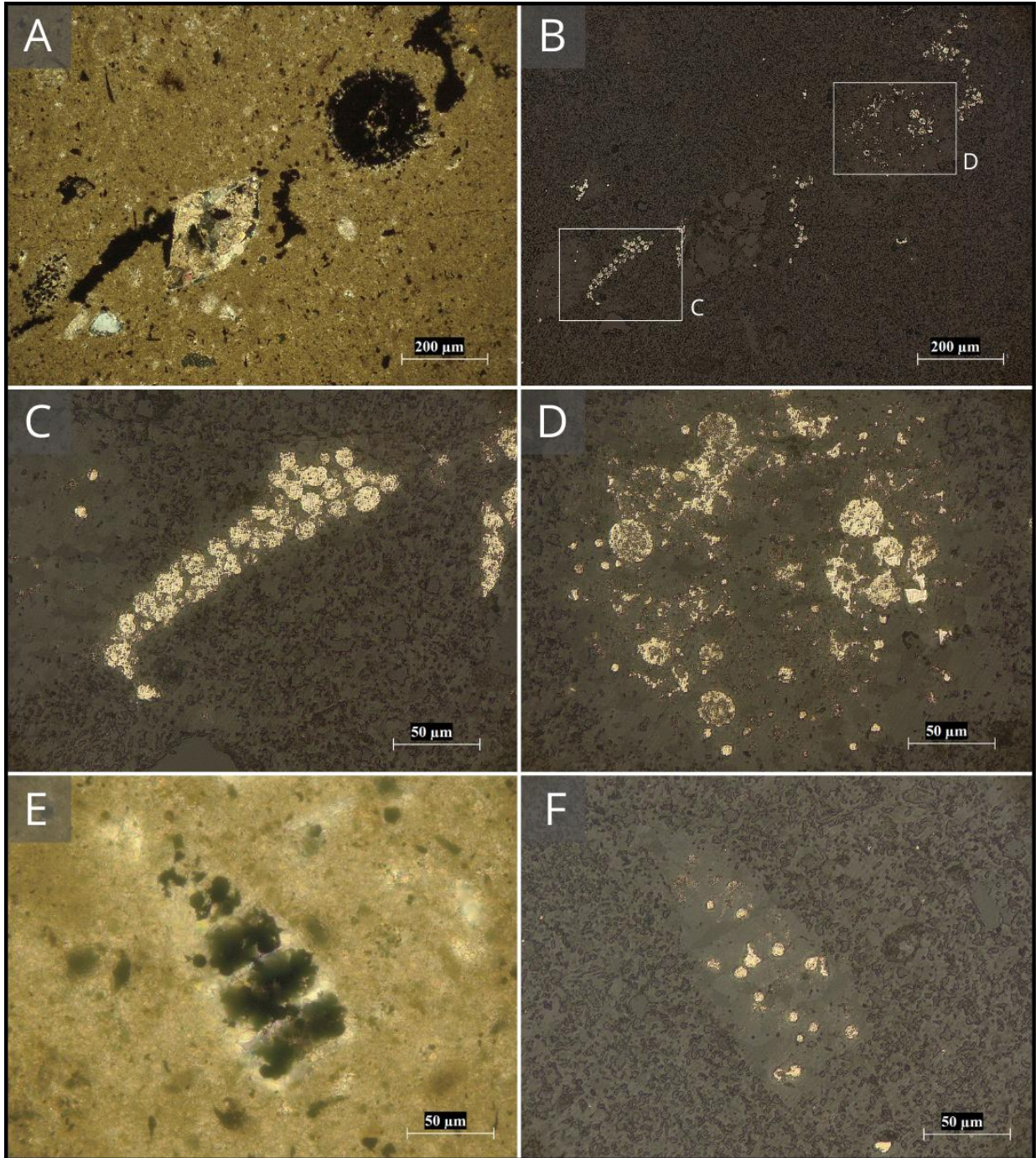
A y B: SRP.25-13 (ammonite); **C:** MURAY.PI.300 (belemnite); **D:** MURAY.PI.483 (belemnite); **E y F:** MURAY.PI.595 (belemnite).

- **Textura silicificada en cortes transparentes de ELZ**



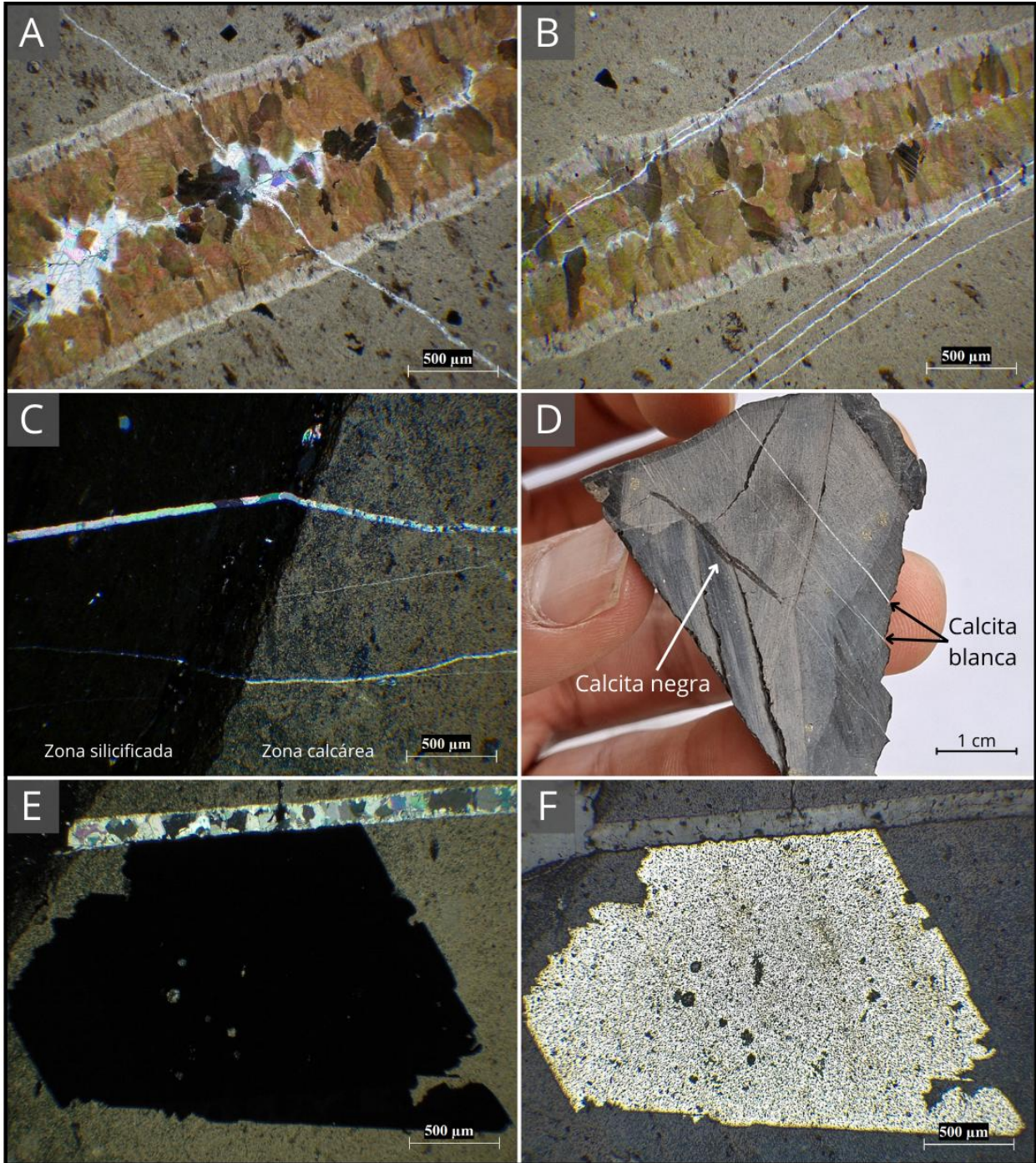
A-D: corte ELZ-A; **A y B:** exhiben la textura de alteración silíceea general para el corte; **C y D:** exponen silicificación en torno a una plagioclasa con alteración argílica intensa; **E y F:** corte ELZ-D; **E:** cúmulo de cuarzo secundario; **F:** plagioclasa con alteración argílica y sericítica.

- **Framboides de pirita asociados a microfósiles**



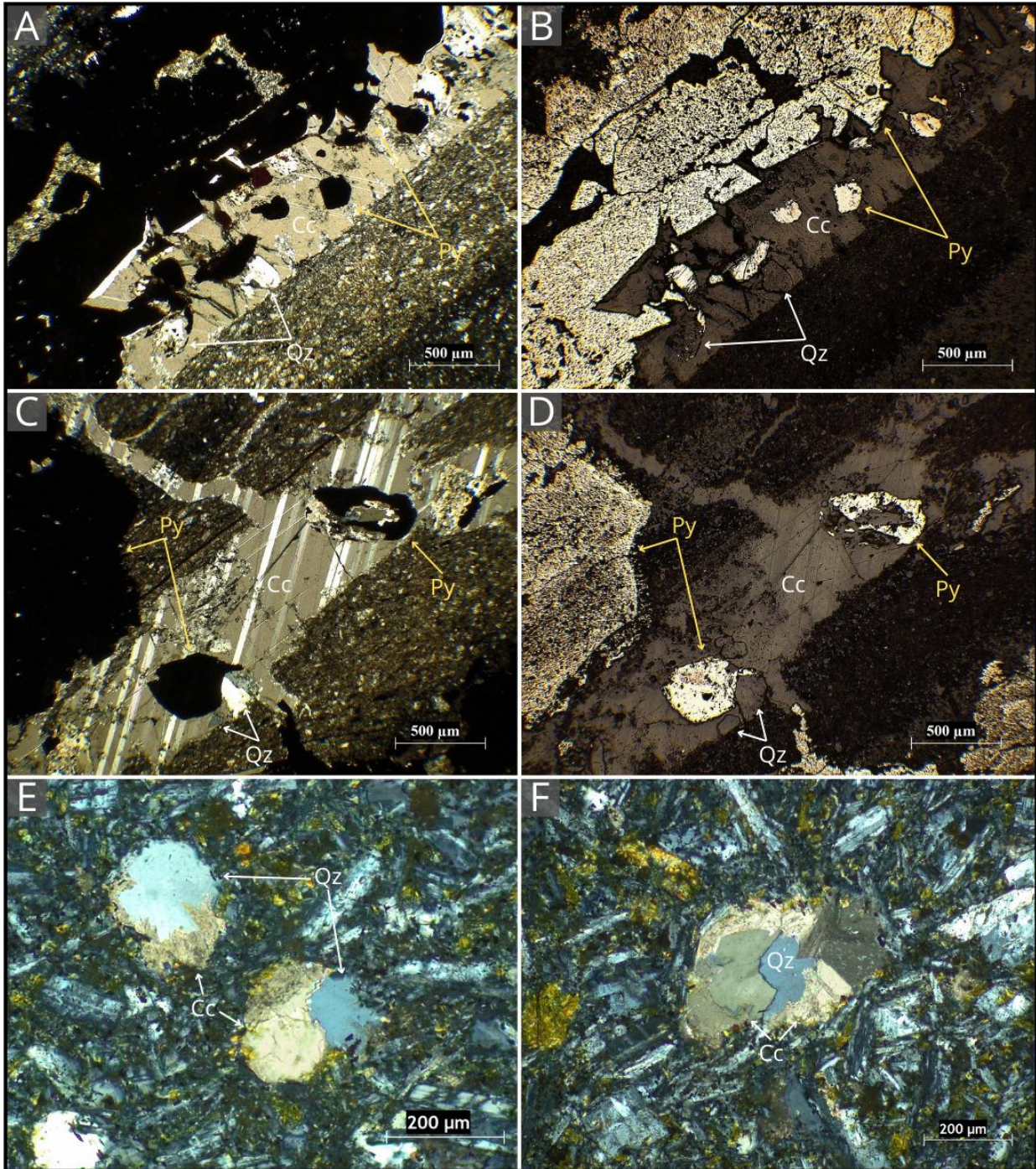
A-F: corte ELZ-B; **A y B:** microfotografías de una sección en luz transmitida y luz reflejada respectivamente, se observan cúmulos de framboides asociados a restos fósiles indefinidos; **C y D:** ampliación de la sección mostrada en A y B; **E y F:** microfósil con cámaras internas en las cuales se alojan pequeños cúmulos de pirita framboidal, es posible que sea un foraminífero.

- Vetillas de calcita blanca y negra



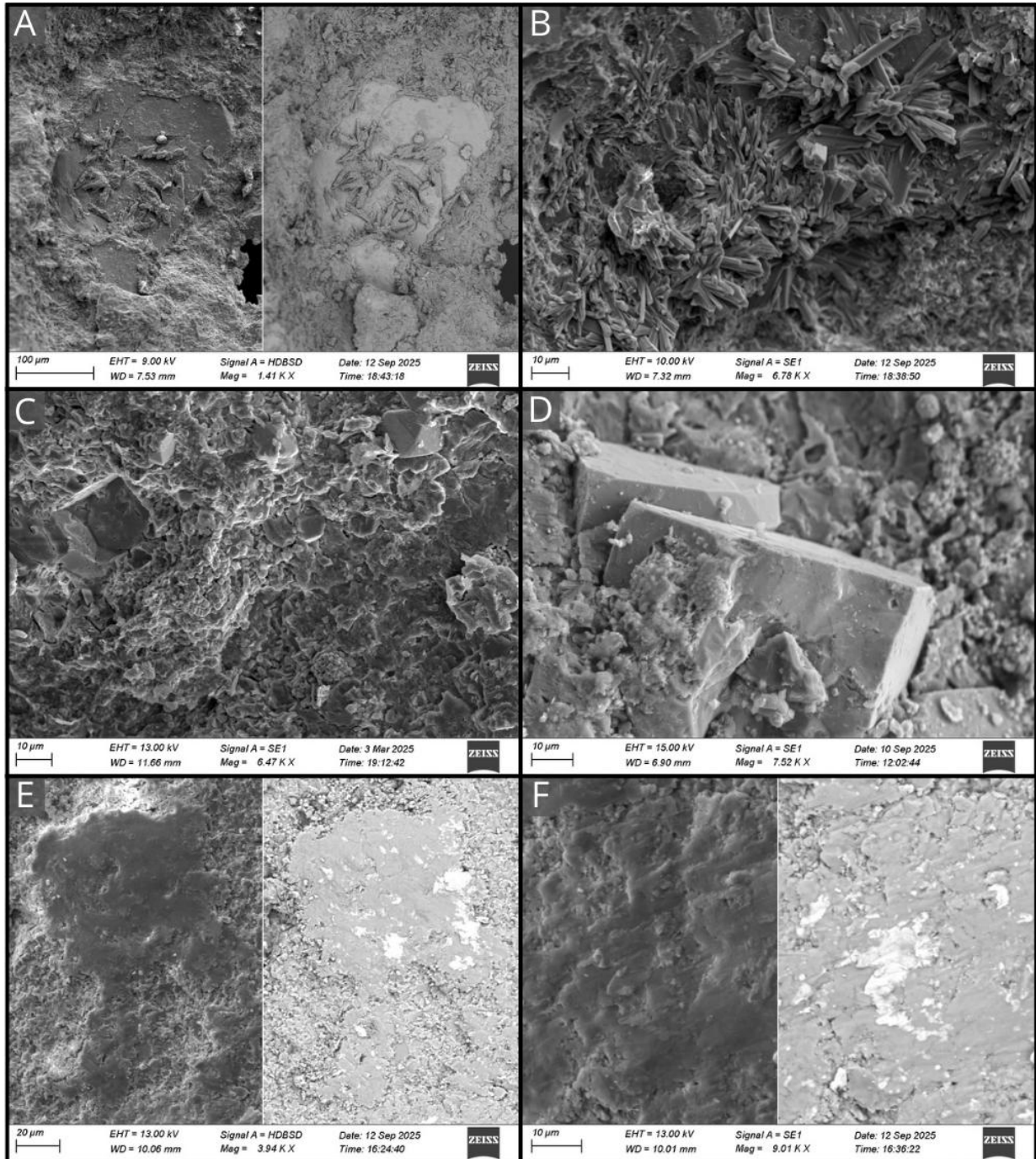
A-F: corte SRP-C; **A y B:** vetillas de calcita negra cortadas por vetillas más finas de calcita blanca posterior; **C y D:** se observa que las vetillas delgadas de calcita blanca atraviesan tanto la zona calcárea como la zona silíceas de las concreciones, indicando que son posteriores a ambas; **E y F:** microfotografías donde se observa como las vetillas de calcita blanca cortan a un cristal de pirita.

- Asociación calcita, cuarzo, pirita



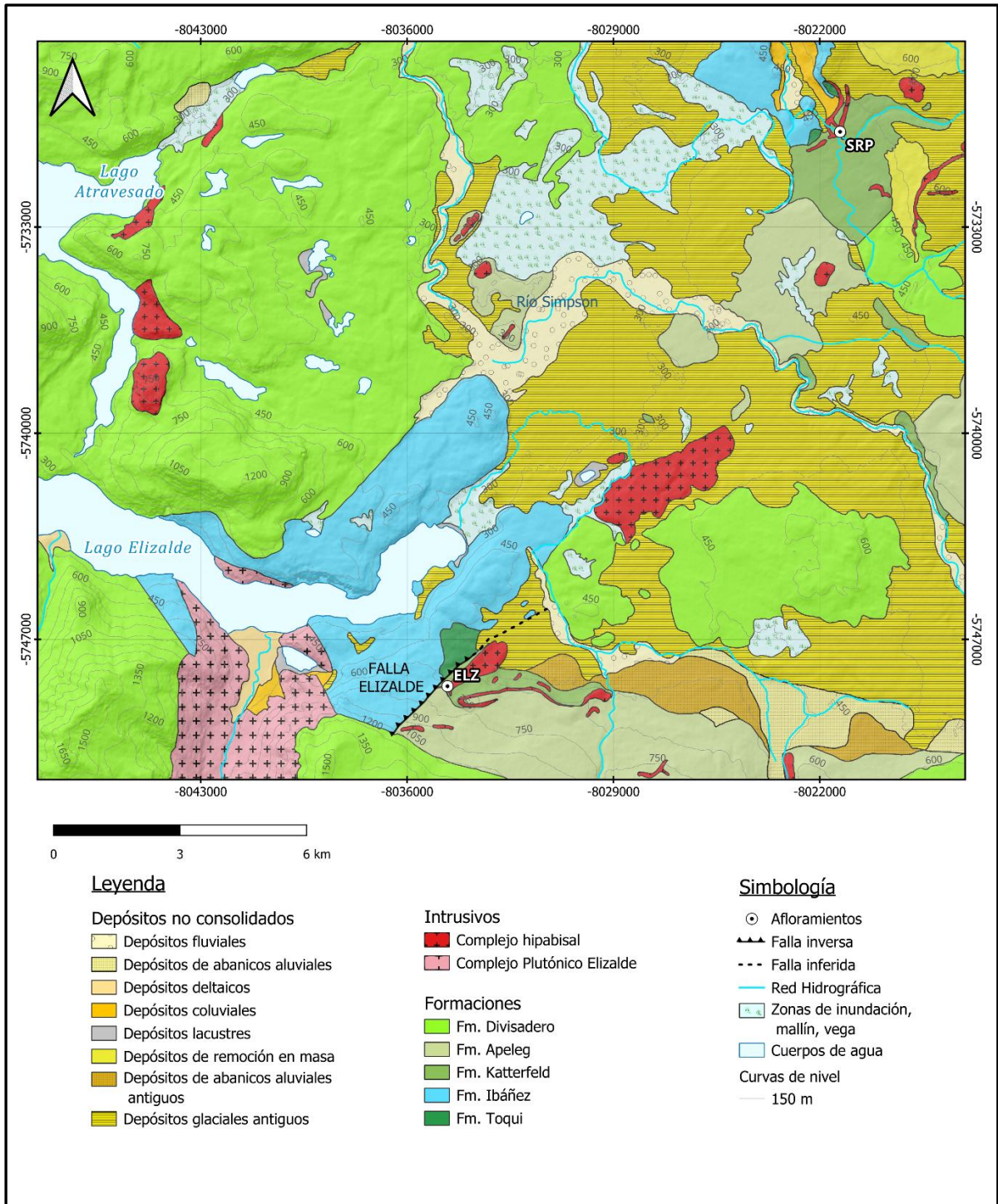
A-D: corte ELZ-C, donde se presentan vetillas de calcita con cristales de cuarzo inmersos, las cuales se asocian a cúmulos de pirita que se disponen paralelos a las vetillas, con algunos cristales insertos al interior de estas; **E-F:** corte SRP-B, en las microfotografías se observan vesículas rellenas de cuarzo y calcita, indicando que dichos minerales son contemporáneos.

- **Imágenes SEM varias**

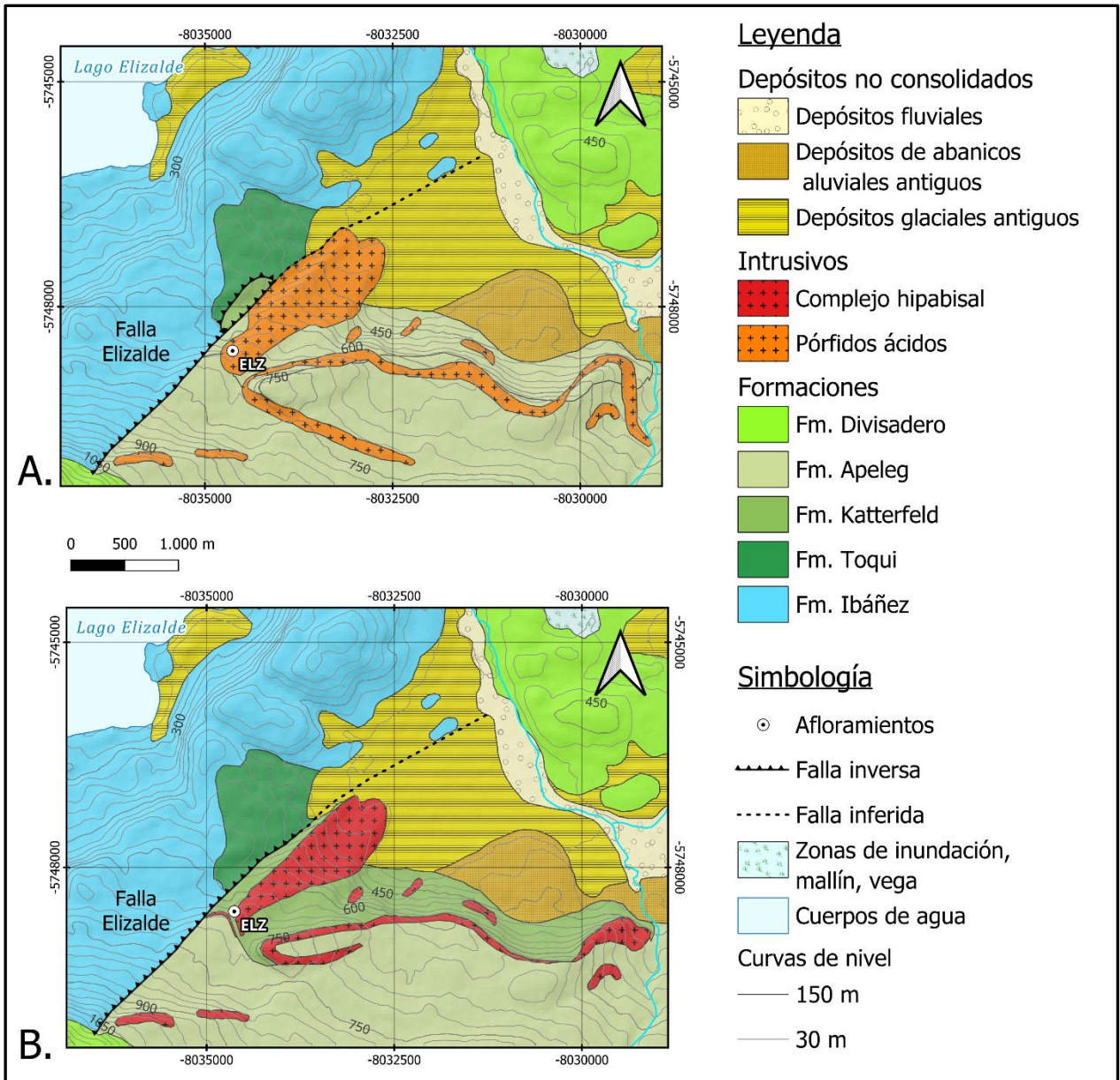


A-B: muestra ELZ.24-7, se observan cristales prismáticos alargados, probablemente cuarzo, asociados a cristales de pirita; **C y D:** muestra SRP.25-2.1, presenta cristales euhedrales/cúbicos de pirita en contacto con framboides; **E y F:** muestra SRP.25-9, se observa variación composicional en BSE (tonos más claros), pueden corresponder a exsoluciones de calcopirita en blenda.

Anexo 6: Mapa actualizado



Actualizaciones del mapa de De la Cruz *et al.*, 2003. Se propone unir los “Pórfidos ácidos”, “Filones básicos e intermedios” y los “Cuerpos hipabisales básicos e intermedios” en una única unidad (debido a sus similitudes) denominada provisoriamente como “Complejo hipabisal”.



Acercamiento hacia el sitio Elizalde. **A.** Mapeo de De la Cruz *et al.* (2003); **B.** Actualización del mapeo. Se puede apreciar que, en la versión previa (A), el sitio Elizalde queda ubicado sobre la unidad de Pórfidos ácidos, mientras que en la versión actualizada (B), queda sobre la Formación Katterfeld, como se aprecia en terreno, con esto se extiende esta unidad hacia cotas mayores, abarcando mayor área, también se expande hacia el este, por la ladera del cerro. También se modifica levemente la traza de la Falla Elizalde, acomodando de mejor manera los bloques definidos por De la Cruz *et al.* (2003), donde en el bloque alzado contiene a las formaciones Ibáñez y Toqui, mientras que el bloque hundido contiene a las formaciones Katterfeld y Apeleg.