



**Universidad
Andrés Bello®**

CARACTERIZACIÓN PRELIMINAR DE LAS MILONÍAS DE TILAMA

REGIÓN DE COQUIMBO, CORDILLERA DE LA COSTA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

PATRICK MARCEL CARRERE PULGAR

PROFESOR GUÍA:

HARRY ESTERIO GALLARDO

COMISIÓN:

LUIS RIBBA GUAJARDO

JEAN BAPTISTE GILBERT

CRISTIAN LÓPEZ VALENZUELA

VIÑA DEL MAR, CHILE

ABRIL 2021

ÍNDICE

.....	1
1.1. HIPÓTESIS.....	5
1.2. OBJETIVO GENERAL Y ESPECÍFICOS.....	5
1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS.....	6
1.4. CLIMA, FLORA Y FAUNA.....	6
1.5. TRABAJOS ANTERIORES.....	7
1.6. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA Y GEOMORFOLOGÍA.....	11
1.7. GEOMORFOLOGÍA E HIDROGRAFÍA.....	12
1.8. METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	12
2. MARCO TEÓRICO.....	14
2.1. EMPLAZAMIENTO MAGMÁTICO.....	14
2.2. DEFORMACIÓN DÚCTIL.....	15
2.3. MECANISMOS DE DEFORMACIÓN.....	17
2.4. MINERALES Y CONDICIONES FÍSICAS DE DEFORMACIÓN DÚCTIL.....	21
2.5. MICROESTRUCTURAS Y TRAYECTORIA DE DEFORMACIÓN.....	25
3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL y LOCAL.....	32
3.1. ROCAS ESTRATIFICADAS.....	33
3.1.1. PALEOZOICO.....	33
3.1.2. TRIÁSICO.....	33
3.1.3. JURÁSICO.....	34
3.1.4. CRETÁCICO.....	35
3.1.5. TERCIARIO.....	36
3.2. ROCAS INTRUSIVAS.....	36
3.2.1. JURÁSICO.....	36
3.2.2. CRETÁCICO.....	36
3.3. DEPÓSITOS NO CONSOLIDADOS.....	36
3.3.1. CUATERNARIO.....	36
4. RESULTADOS.....	39
4.1. UNIDADES ESTRATIFICADAS.....	40
4.1.1. UNIDAD VOLCANO SEDIMENTARIA.....	40
4.1.2. LAVAS ANDESITA PORFIDICA (FOTOGRAFÍA 1).....	40
4.1.3. LAVAS ANDESÍTICAS DE ANFÍBOL Y PIROXENO.....	40

4.1.4.	LAVAS ANDESÍTICAS	41
4.1.5.	LUTITA	41
4.1.6.	PERFIL ESTRATIGRÁFICO TIPO	41
4.2.	ROCAS INTRUSIVAS	42
4.3.	ROCAS METAMÓRFICAS	45
4.3.1.	ROCA CORNEA (METAMORFISMO DE CONTACTO)	45
4.3.2.	MILONITAS (METAMORFISMO DINÁMICO)	45
4.3.3.	META-TONALITA	50
4.3.4.	DEPÓSITOS NO CONSOLIDADOS (DNC)	51
4.4.	ESTRUCTURAS	52
4.4.1.	LINEAMIENTOS	53
4.4.2.	DIQUES	54
4.4.3.	XENOLITOS	55
4.5.	DEFORMACIÓN FRÁGIL	56
4.6.	DEFORMACIÓN DÚCTIL	57
4.6.1.	DEFORMACIÓN DÚCTIL SOBRE TONALITA	57
4.6.2.	DEFORMACION DÚCTIL EN UNIDAD LAVAS ANDESITICAS	60
5.	DISCUSIÓN	64
6.	CONCLUSIONES	68
7.	REFERENCIAS	71
8.	ANEXO: BASE DE DATOS DE TERRENO	79

RESUMEN

En el valle de Tilama, ubicado en la región de Coquimbo, en el borde Oeste de la Cordillera de la Costa (31°57'50"S a 32°05'34"S) se identifican milonitas de dirección N-S que no se encuentra descrita en la carta Quillota - Portillo (Rivano *et al.*, 1993). Debido a lo anterior, se investigó la génesis de las milonitas mediante un mapeo de superficie, contacto entre intrusivos y andesitas; identificación de indicadores cinemáticos macroscópicos y microscópicos; descripción de la mineralogía del protolito y de minerales de recristalización que indican temperatura y profundidad de formación.

En el Cretácico inferior se emplaza un intrusivo tonalítico que intruye rocas volcánico sedimentarias generando un plegamiento tipo bending, metamorfismo de contacto, deformación de cizalle simple dextral (falla una trascurrente N-S) y estructuras (foliación) y rocas (milonitas) asociadas a regímenes dúctiles.

Macroscópicamente las milonitas (tonalita y andesita) se caracterizan porque presentan una dirección N-S y reducción de minerales de cuarzo por transferencia de masa, puntos triples, porfiroclastos, colas de tipo ϕ y estructuras S-C. Microscópicamente, las milonitas (tonalita y andesita) presentan puntos triples, colas, estructuras SC, foliación penetrativa, lineaciones microscópicas y macroscópicas en los minerales granulares y tabulares con orientación N-S constituyendo una evidencia de la dirección de propagación de la deformación que podría relacionarse a un estado de strain bajo a intermedio, en un régimen transpresivo dominado por cizalle simple.

Cuarzos recristalizados en las milonitas con deformación intensa indican una transición a un estado de milonitización menos resistente y de grado bajo a medio entre los 350°-400°C y 13 - 16 km de profundidad. Considerando que las dos unidades miloníticas presentan similitudes en la composición y grado de deformación, se relacionen a un evento tectónico que permitió su deformación.

Finalmente, de acuerdo con la información capturada en terreno y a las descripciones de los cortes transparentes, los resultados de este trabajo sugieren que las milonitas de Tilama se formaron en un ambiente transpresivo dextral en una zona de debilidad cortical asociado a un evento tectonomagmático previo a la exhumación de estas rocas durante el Cretácico inferior.

INTRODUCCIÓN

En la zona de Tilama, región de Coquimbo se identifica una secuencia volcánico sedimentaria; un cuerpo intrusivo con características texturales de profundidad y someras; pegmatitas de grano grueso; zonas de metamorfismo de contacto (rocas córneas) y dinámico (miloníticas) de dirección N-S y depósitos no consolidados. Estructuralmente se identifica un homoclinal manteniendo al Oeste que es parte de la secuencia volcánico sedimentaria formando un pliegue pasivo y zonas milonizadas ubicadas en el contacto entre tonalitas asignadas a la Súper Unidad Illapel y secuencias volcánico sedimentarias asignadas a la Formación Veta Negra. Estas milonitas no tienen descripciones litológicas macroscópicas y microscópicas, estudios sobre su génesis, edad y profundidad de intrusión.

El presente estudio tiene por objetivo investigar la génesis de las milonitas de Tilama mediante un mapeo de superficie, contacto de las milonitas con intrusivos y andesitas; identificación de indicadores cinemáticos macroscópicos y microscópicos; descripción de la mineralogía del protolito de las milonitas y de minerales de recristalización que indicarán temperatura y profundidad de formación.

1.1. HIPÓTESIS

En el Valle de Tilama se identifican milonitas de dirección N-S en el contacto entre rocas intrusivas y andesitas no descritas en la literatura geológica. Como hipótesis de investigación se propone que las milonitas de Tilama son generadas por un cuerpo intrusivo del Cretácico generando un sistema dúctil de bajo grado y alta presión.

1.2. OBJETIVO GENERAL Y ESPECÍFICOS

El objetivo general es dilucidar la génesis de las milonitas de la zona de Tilama y aportar al conocimiento geológico de la zona.

Los objetivos específicos corresponden a:

- ✓ Realizar un mapeo geológico con énfasis en los contactos entre las milonitas y rocas de caja para caracterizar indicadores cinemáticos macroscópicos.
- ✓ Captura de muestras de milonitas para descripción en cortes transparentes y posterior identificación de indicadores cinemáticos y protolito.

1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS

La localidad de Tilama se encuentra en la provincia de Choapa, Comuna de Los Vilos, Cuarta región de Coquimbo, entre las coordenadas 31°57'50"S a 32°05'34"S. La zona de trabajo abarca una superficie de 74,7 Km². Tilama se encuentra a 227 km al Norte de Santiago. El acceso desde Viña del Mar es hasta Cabildo y desde ahí hacia el Norte hasta llegar a la localidad de Tilama (Figura 1). El área de trabajo está acotado a las coordenadas 293519E / 6456811N; 302081E / 6456947N; 302272E / 6450432N; 293771E / 6450261N (datum WGS 84) y abarca un total de 30,1 km².

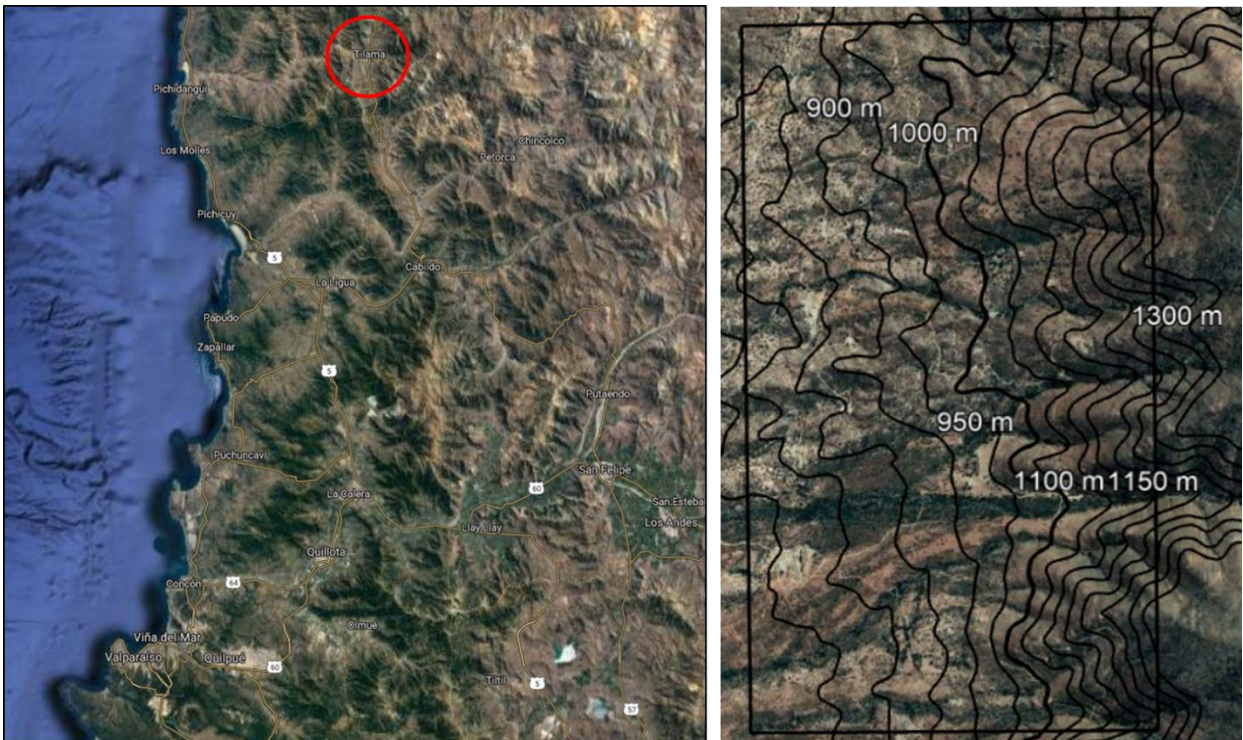


Figura 1: Mapa geográfico. El círculo rojo indica zona de estudio. Izquierda: Zona de estudio con curvas de nivel cada 50 metros. Imagen de Google Earth.

1.4. CLIMA, FLORA Y FAUNA

El área de estudio presenta un clima estepárico interior, caracterizado por la baja humedad del aire, ausencia de nubosidad y temperaturas mayores que la costa (Universidad de Chile, 1994-2015). El clima se asocia a periodos de sequía y bajas precipitaciones, sin influencia marina, por lo cual dominan cielos despejados, con baja humedad atmosférica, precipitaciones anuales menor a 150 mm y temperaturas promedio de 20°C. Las precipitaciones son de régimen frontal, manifestándose en los sectores más alto con agua nieve (Icarito, 2012).

La vegetación de la región es de tipo estepa y esencialmente arbustiva con predominio de espinos (acacia caven). Estas características varían por factores climáticos y topográficos. La fauna corresponde a zorros, conejos, roedores, aves, culebras, lagartos e insectos de diversos tamaños, mariposas y coleópteros (Conaf y Sernatur, 2015).

1.5. TRABAJOS ANTERIORES

Thomas (1958) describió la estratigrafía del Mesozoico de la Cordillera de la Costa, definiendo una serie de secuencias estratificadas como es la Formación Veta Negra, dividiéndola en dos miembros: Pehue (inferior) y Ocoa (superior); la cual sobreyace concordantemente la Formación Lo Prado e infrayace de igual forma a la Formación Las Chilcas.

Rivano *et al* (1985) estudian las unidades intrusivas de la zona central de Chile (31°-32°S) y en base a nuevas dataciones geocronológicas de K-Ar determinaron cuatro grupos de granitoides: intrusivos Jurásicos (191-138 Ma), Cretácicos (134-85 Ma), Cretácico Superior - Terciarios (67-34 Ma) y Terciarios (26-8 Ma). En los intrusivos Cretácicos y Cretácicos - Terciarios se distinguen las súper unidades, Illapel y Cogotí. Los autores dividen la Super Unidad Illapel (SUI) en dos subunidades: Chalinga y Limahuida. La primera corresponde a cerca del 90% de la SUI compuesta principalmente por gabros y monzogranitos, pasando por granodioritas y dioritas cuarcíferas, leucocráticas a mesocráticas; mientras que la segunda, expuesta en una franja continua al Norte y Sur de Illapel en una posición central de la Unidad Chalinga, está compuesta por granodioritas leucocráticas, con ferromagnesianos alterados a clorita y epidota.

Rivano y Sepúlveda (1991) realizaron el levantamiento geológico escala 1:250.000 de la Hoja Illapel, reconociendo en su parte inferior central la Formación Quebrada Marquesa, en la cual se identifican dos miembros El Espino (inferior) y Quelén (superior).

López (1992) realiza estudio de petrología y análisis geométrico y tectónico de las milonitas de la Sierra de Copacabaña, provincia de Catamarca, República Argentina. Donde se reconocen dos épocas de deformación de los granitoides. De acuerdo con la clasificación de Higgins (1971) corresponden a esquistos miloníticos, gneises miloníticos y protomilonitas. Los primeros se habrían formado a temperaturas superiores a los 350°C y a profundidades de unos 15 km, bajo un régimen cuasi plástico de deformación, mientras

que las condiciones de formación de las protomilonitas corresponden a una zona de transición elástico - friccional a cuasi plástico, a temperaturas y profundidades algo menores.

Rivano *et al* (1993) confeccionan el mapa geológico correspondiente a la Hoja Quillota y Portillo, en la cual se observa una amplia distribución de la Formación Veta Negra en el Norte de la Hoja.

Parada *et al* (1999) redefinen la Súper Unidad Illapel como el Complejo plutónico Illapel (CPI) el cual consiste en tonalitas ricas en hornblenda, trondhjemitas y granodioritas, presentando una tendencia típica subalcalina, y cuya fuente de fundido es atribuida a basaltos oceánicos, calientes subductados, comúnmente asociados con colisiones fosa-dorsal.

Herrera (2001) realiza un estudio de la mineralización en las formaciones Quebrada Marquesa y Arqueros, identificando cambios texturales y metamórficos basada en un gradiente térmico. Estima que el causante de este metamorfismo de contacto sería la Unidad Caimanes (parte de la unidad Chalinga (SUI)). La mineralización identificada se aloja en volcanitas y calizas y la mena corresponde a calcopirita, bornita, oro (2-3 g/t Au) y plata (12-20 g/t Ag); también hace mención de la existencia de depósitos no metálicos como caliza, cuarzo y feldespatos.

Fuentes *et al* (2005) realizan estudios de geocronología en plagioclasa transparente y sericita y/o adularia para determinar edades de emplazamiento y metamorfismo de las lavas de la Formación Veta Negra. Estos autores determinaron que el 1) emplazamiento de la actividad volcánica para esta formación fue sincrónica a lo largo de los 80 km latitudinales donde realizó el estudio, y 2) que existe un intervalo de 22 Ma entre el emplazamiento de la formación y el inicio del metamorfismo, el cual a su vez comienza antes en el Norte dado el efecto combinado de metamorfismo de enterramiento y la existencia de un gradiente regional termal mayor, asociado al emplazamiento de plutones bien desarrollados.

Rodríguez *et al* (2008) realizan una investigación en el distrito de Cabildo, en la Cordillera de la Costa de Chile central, en la cual distinguen cuatro tipos de mineralizaciones: 1)

cobre tipo estratoligado, emplazado en rocas carbonatadas con niveles sedimentarios, 2) cobre tipo skarn, con bolsonadas ricas en sulfuros de grano grueso, 3) molibdenita tipo skarn y 4) ricas en arseniuros de níquel y cobalto. Mediante geoquímica deducen la existencia de diferentes fuentes de elementos y tipos de fluidos magmáticos, metamórficos.

Morata *et al* (2010) estudian el emplazamiento del CPI así como la fuente de magmas. El estudio definió nuevas edades en circones LA-ICP-MS U-Pb para el CPI, los cuales junto a la petrografía y geoquímica de las rocas intrusivas permiten la discriminación de discretos pulsos magmáticos durante la construcción del CPI. Los resultados indican cuatro pulsos magmáticos reflejado en cuatro unidades intrusivas: 1) Unidad Máfica (UM), 2) Unidad Trondhjemítica (UT), 3) Unidad Tonalítica Principal (UTP) y 4) Unidad Granodiorítica (UG). El pulso magmático más antiguo sería contemporáneo con un período volcánico extensional, mientras que los magmas durante el último pulso magmático fueron generados en un régimen compresional de acuerdo con el modelo geotectónico propuesto por Parada y otros (2005). Similaridades entre isótopos Sr y Nd, y edades de circones U/Pb desde los enclaves máficos de la Unidad Tonalítica Principal y tonalitas hospedantes indican que magmas félsicos y máficos coetáneos y cogenéticos existen durante la génesis y emplazamiento de esta unidad principal.

Frisicale *et al* (2010) realizan un estudio de los mecanismos de deformación en la transición milonitas / striped gneiss y milonitas / ultramilonitas en las sierras de azul, en el cratón del río de la plata Buenos Aires Argentina. El análisis de los mecanismos de deformación permitió realizar una estimación del grado metamórfico alcanzado en este sector de la zona de cizalla. Así se reconocen dos áreas con diferente grado metamórfico, una en la que la deformación se habría producido en facies de anfibolita a granulita (temperaturas superiores a 600°) que se reconoce en los afloramientos del sector norte.

Arriagada *et al* (2013) presentan estudios paleomagnéticos de los Andes chilenos entre 30° - 36°S. Los resultados permiten concluir que las rocas intrusivas Cretácicas (CPI) poseen una polaridad magnética normal lo cual indica magnetización normal durante el Cretácico, de acuerdo con la edad de emplazamiento del CPI.

Ferrando *et al* (2014) presentan nuevos resultados paleomagnéticos, específicamente de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS) pudiendo establecer la existencia de una

foliación magnética esencialmente sub-vertical asociada a procesos magmáticos primarios, concluyendo que el emplazamiento del CPI ocurrió antes del inicio del evento deformacional compresivo de los Andes Centrales de Chile. Adicionalmente, identifican la existencia de una polaridad normal para las rocas del CPI y las rocas de caja junto con la determinación de una rotación en sentido-horario de $4^{\circ} \pm 3,7^{\circ}$, para el área del antearco chileno, entre los $31^{\circ}30'S$ y $32^{\circ}30'S$. También hace referencia a la existencia de enclaves máficos microgranulares (MME), asociados esencialmente a la Unidad Tonalítica Principal, los cuales presentan la misma AMS, así como una edad (113 a 96 Ma en biotita), mineralogía y texturas muy similares por lo cual estarían relacionados genéticamente a una mezcla de magma félsico y máfico, éste último ascendiendo a través de diques alimentadores. Además, determinan para la Unidad Tonalítica Principal un mecanismo de emplazamiento de tipo “mega - dique” con foliación subvertical bien definida y lineaciones variables pero relativas a la vertical. Además, plantea la existencia de canales alimentadores profundos asociados, probablemente, a estructuras de carácter regional.

Cataldo *et al* (2015) en la asignatura de Campo II confeccionan un mapa geológico 1:10000, describen la geología y evolución determinando estructuras asociadas a movimientos dextrales según el modelo de Riedel. Este cizalle ocurre en las rocas volcánicas de la Formación Quebrada Marquesa, bajo un ambiente dúctil, evidenciado por milonitas. Este cizalle permanece activo durante el emplazamiento del plutón CPI que aflora en el área, el que provoca un basculamiento de las rocas hacia el este mediante el mecanismo de bending.

Bach (2015) realiza un análisis microtectónico y cinemático de la zona de cizalla Saradí del Yi en el área del Aarroyo Chamamé (Lavalleja – Florida, Uruguay). A partir del análisis macro - meso y microestructural y la revisión de antecedentes, concluye que la zona de estudio experimentó al menos tres eventos de deformación de edades diferentes ($E1 \approx 1200$ Ma, $E2 \approx 580$ Ma y $E3 < 550$ Ma), a lo largo de su historia geológica. Asimismo, de la interpretación de las microestructuras observadas pudo determinar las condiciones de temperatura ($E1 \approx 600^{\circ} C$, $E2 \approx 450^{\circ} - 400^{\circ} C$ y $E3 < 400^{\circ} C$) a las cuales se desarrollaron cada uno de los eventos. Por su parte, a partir de la interpretación de los indicadores cinemáticos presentes en los cortes transparentes, logró determinar el sentido de rotación y dirección de cizalla desarrollado en cada dominio durante cada uno de los eventos ($E1$:

dextral en la ZCSY y TPA, E2: reactivación sinistral en la ZCSY y E3: reactivación cataclástica del borde de la ZCSY adyacente al TNP).

1.6. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA Y GEOMORFOLOGÍA

El margen occidental de Sudamérica corresponde a un margen activo. La evolución desde el Pérmico tardío hasta el Triásico se caracteriza por una disminución de la velocidad de subducción y posterior fracturación del "slab" favoreciendo la acumulación de calor en el manto superior fundiendo la parte de la corteza inferior y generando grandes cantidades de magma. Esta situación generó un comportamiento frágil de la corteza superior produciendo así el desarrollo de cuencas extensionales con orientación NNW - SSE (Charrier 1979; Uliana y Beddle, 1988; Mpodozis y Ramos 1989; Mpodozis y Kay 1990; Suarez y Bell 1992). Una de las cuencas extensionales corresponde a El Quereo – Los Molles, donde se generó un depocentro que favoreció la depositación de la Formación El Quereo. Luego se produjo un pulso volcánico que separa dos grandes periodos extensionales, y es representado por la formación Pichidangui. Posterior a este pulso se reactivó la cuenca, provocando así la depositación de la formación Los Molles. En el fin de esta etapa ocurre el desmembramiento del mega continente de Gondwana.

La subducción se vuelve a reactivar en el Jurásico inferior y la configuración paleográfica vuelve a cambiar drásticamente, generándose un arco magmático con intensa actividad y una cuenca de trasarco en la parte oriental, con abundante sedimentación, donde se pueden observar dos ciclos de transgresión - regresión. La región comprendida entre Chañaral y la Serena (26°S a 30°S), posee depósitos del arco volcánico del Cretácico Inferior. Es principalmente representada por la Formación Aqueros y Formación Quebrada Marquesa (Aguirre y Egert, 1965). Producto de lo anterior, las unidades morfológicas de primer orden de Oeste a Este son: Cordillera de la Costa, Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera y Sierras Pampeanas. En la zona central (27°S a 33°S) no es posible observar una depresión central característica de los sectores adyacentes (Figura 2) producto de la subducción plana causado por el Ridge de Juan Fernández, que colisiona con el margen sudamericano hace 12 Ma provocando así la ausencia de volcanismo y alzamiento de las Sierras Pampeanas en Argentina.

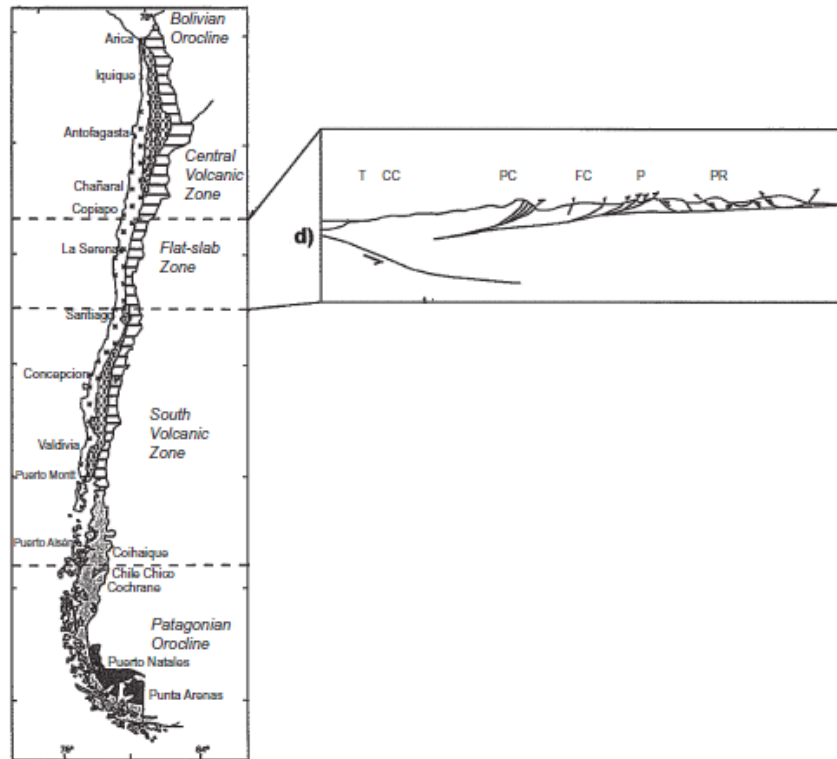


Figura 2. Organización paleográfica de Chile Central (27°S a 33°S). CC: Cordillera de la Costa; PC: Cordillera Principal; FC: Cordillera Frontal; P: Precordillera; PR: Sierras Pampeana.

1.7. GEOMORFOLOGÍA E HIDROGRAFÍA

Tilama está ubicada en la Región de Planicies litorales y cuencas del sistema montañoso andino-costero, particularmente en las zonas de Llanos de sedimentación aluvial y/o fluvial y Cordones transversales del sistema montañoso andino-costero. Los primeros se observan en los valles de los esteros de Pupío y Tilama con una orientación NE-SW a NS, mientras que los Cordones Transversales presentan una orientación N-S (Herrera, 2001).

Se identifican redes de drenaje intermitente con agua en los cortos periodos de lluvia que ocurren durante el año, lo cual concuerda con el clima de la región. La tectónica y la litología controlan la morfología de las redes. Se reconoce un Patrón Radial (ríos y aguas intermitentes circulan en todas direcciones a partir de un punto elevado) y Patrón Dendrítico (tiene arroyos ordenados jerárquicamente).

1.8. METODOLOGÍA DE TRABAJO

El trabajo se divide en pre-terreno, terreno y post-terreno que se detallan a continuación.

PRE-TERRENO

- ✓ Recopilación de información geológica existente de la zona a nivel regional, distrital y local.
- ✓ Recopilación de información sobre aspectos teóricos acerca de las milonitas.
- ✓ Generación de un modelo de elevación digital (DEM) mediante imágenes satelitales Google Earth y elaboración de un mapa topográfico y geológico preliminar a escala 1:30.000.
- ✓ Definición de puntos de muestreos en los contactos entre los intrusivos y la secuencia volcano sedimentaria.

TERRENO

- ✓ Terreno de 7 días (15 a 21 de julio 2019) donde se realizó un mapeo litológico, estructural, mineralización y alteración.
- ✓ Captura de muestras de rocas (milonitas) orientadas en el contacto entre la tonalita de la Súper Unidad Illapel y la secuencia volcano sedimentaria.
- ✓ Mediciones sistemáticas de lineaciones de minerales, datos estructurales, identificación de indicadores cinemáticos macroscópicos, ubicación espacial con GPS de las zonas miloníticas.

POST-TERRENO

- ✓ Preparar y clasificar información capturada en terreno.
- ✓ Selección, envío y recepción de 4 muestras para corte transparente. Las muestras fueron enviadas el 19 de septiembre y recibidas el 29 de octubre del 2020.
- ✓ Confección de una base de datos litológicos, estructurales (foliación, lineación, indicadores cinemáticos macroscópicos), muestras de mano y de fotografías.
- ✓ Confeccionar un mapa geológico y estructural.
- ✓ Redacción de informe de Taller II.

2. MARCO TEÓRICO

Se desarrollará en relación con los procesos involucrados en la formación de las milonitas y que corresponden a 1) Emplazamiento magmático; 2) deformación de las rocas en estado dúctil (mecanismos de deformación, minerales y condiciones físicas de la deformación dúctil, microestructuras y trayectorias de deformación) e 3) indicadores cinemáticos en cortes transparentes.

2.1. EMPLAZAMIENTO MAGMÁTICO

El llamado “Ciclo Magmático” y el emplazamiento de magma en la corteza, involucra procesos y mecanismos cuya interacción entre si controla el “donde, el cuándo y el cómo” los magmas se almacenan en la corteza (Marsh, 1989). Distintos parámetros internos y externos influyen el tipo de emplazamiento magmático: la composición y propiedades físicas del magma, la presión magmática, la profundidad de emplazamiento, la estructura mecánica y termal de la corteza, y otros (Cruden y McCaffrey, 2001; Vigneresse, 1995; Paterson y Fowler, 1993).

Tradicionalmente los mecanismos de emplazamiento se han dividido en “mecanismos forzosos” o que distorsionan la roca caja (Figura 3) y “mecanismos permisivos” que aprovechan el “espacio creado” (Hutton, 1988). Paterson y Fowler (1993) se refieren a mecanismo “creadores de espacio” y de “transferencia de material”.

Dado que el volumen cortical solo puede ser aumentado por un alzamiento de la superficie y/o por descenso de límite corteza-manto, debido a esto la mayoría de los mecanismos de emplazamiento pueden ser clasificados como procesos de “transferencia de material”. En ese contexto, los mecanismos de emplazamiento de magmas más comunes serían el diapirismo y “ballooning”; diques y sills, a lo largo de zonas de fracturas; formación de lacolitos y lapolitos; “stoping” o inclusión de roca caja dentro del magma (Figura 3). Estos mecanismos, a su vez pueden ser influenciados por la creación local de espacio en zonas de fallas y/o plegamientos (Paterson y Fowler, 1993), o a una escala más regional, por procesos como el flujo o desplazamiento lateral de la corteza.

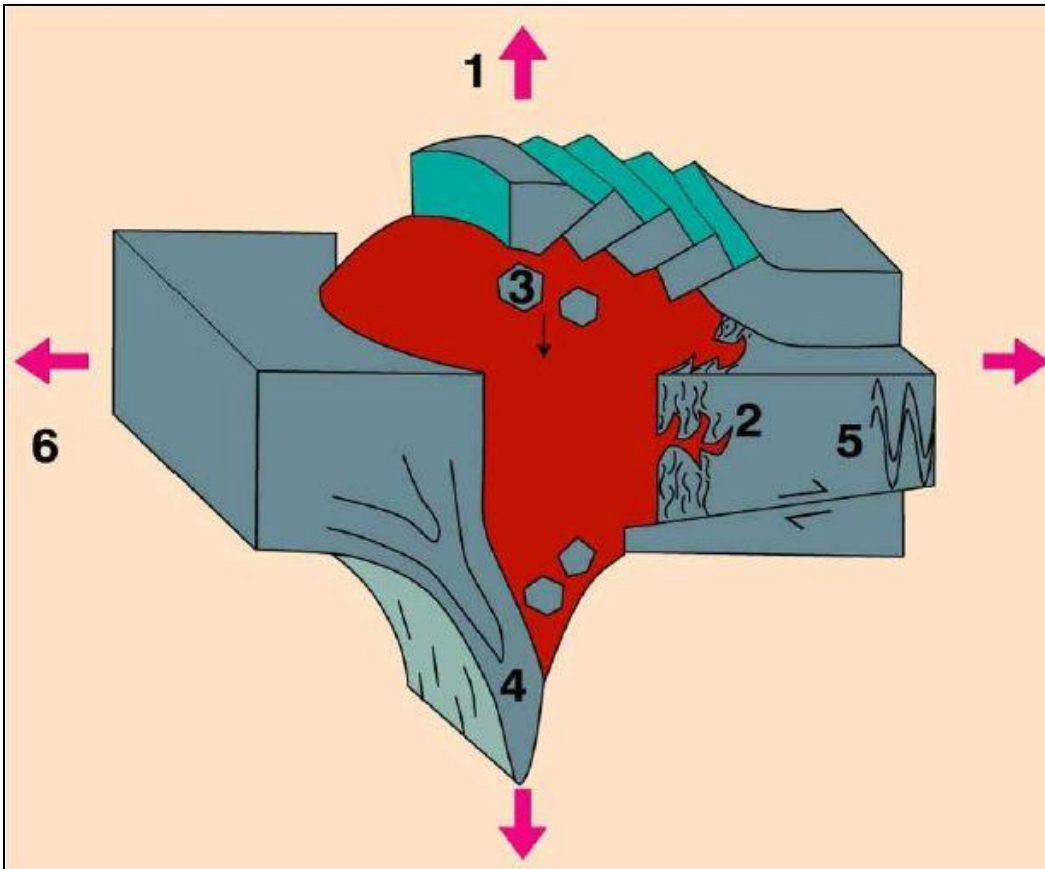


Figura 3. Esquema ilustrativo de algunos mecanismos de emplazamiento. (1) Levantamiento del techo (lacolito); (2) Asimilación de roca caja por fusión parcial; (3) "Stoping"; (4) Deformación dúctil de la roca caja; (5) Desplazamiento lateral de roca caja ya sea por fallamiento o plegamiento; (6) Emplazamiento en un ambiente extensional, al menos localmente. Modificado de Paterson et al. (1991).

2.2. DEFORMACIÓN DÚCTIL

En un estado de estrés, las rocas pueden ser frágiles o dúctiles. Frágil es la tendencia de un cuerpo a romperse a un strain relativamente baja (5%) después de una fase variable de deformación elástica. Dúctil se refiere a la capacidad de soportar altas tensiones o deformaciones sin pérdida de cohesión a la escala considerada (Means, 1990).

El aumento de temperatura y la presión de confinamiento cambian el comportamiento mecánico de las rocas frente a estrés. A poca profundidad, las rocas tienen un comportamiento frágil que permite la formación de agujeros de falla (Figura 4). Alrededor de 1 - 4 km de profundidad, el comportamiento puede ser cohesivo con fábricas aleatorias (seudotaquilitas) y en profundidades mayores de 10 km existen rocas cohesivas foliadas o milonitas.

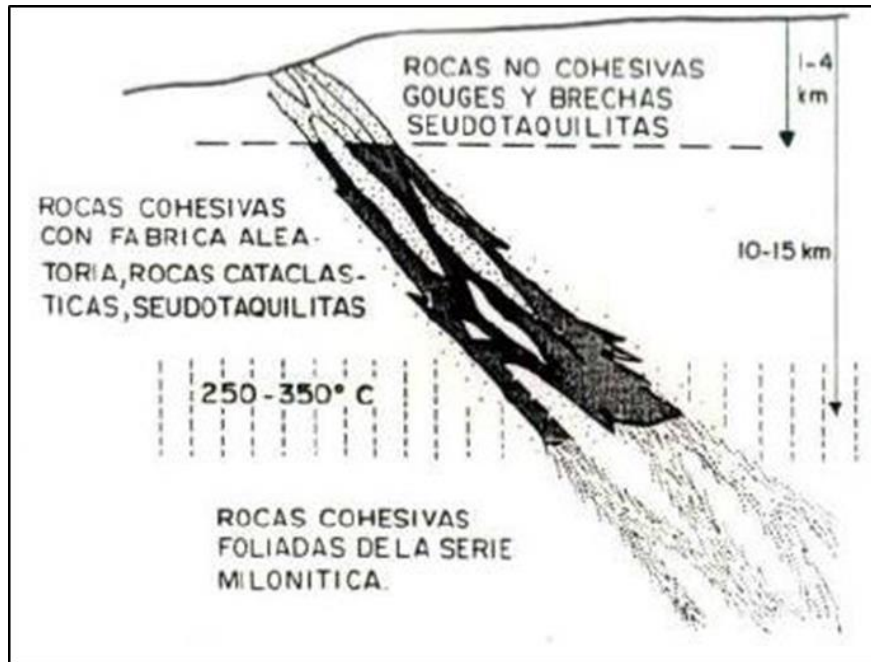


Figura 4. Esquema simplificado de cataclasitas y milonitas (Sibson, 1977).

Dependiendo del grado de recuperación y deformación, Wise et al. (1984) propusieron un sistema de clasificación para rocas cataclásticas de un estado frágil a un estado dúctil (Figura 5) donde se evidencian una transición gradual del producto desde la deformación de la roca frágil a rocas con deformación dúctil dependiendo de la tasa de strain y de la tasa de recuperación.

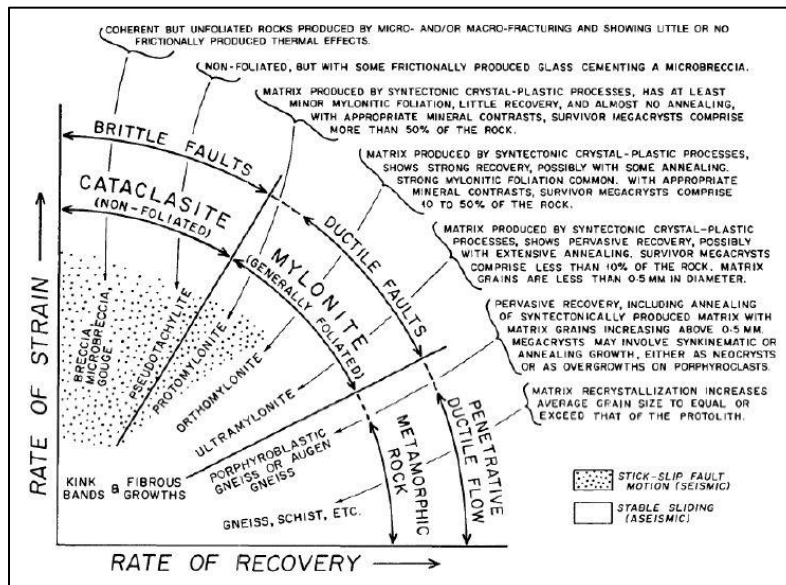


Figura 5. Clasificación de las rocas de fallas en función de las tasas de deformación y recuperación (Wise et al., 1984).

A escala microscópica, se identifican evidencias de comportamiento frágil en las rocas dúctiles mesoscópicamente. Esto se debe a las diferentes respuestas mecánicas de los respectivos minerales que componen las rocas, lo que refleja la importancia de la composición de las rocas deformada. Otros factores importantes son las tasas de estrés (strain v/s tiempo) involucrando, la temperatura, la presencia de agua en los poros, la presión efectiva y tipo de flujo (coaxial o no coaxial) (Knipe, 1989). En términos muy generales, la secuencia de procesos con respecto al aumento del estrés y/o temperatura son fracturamiento, transferencia de masa y plasticidad. Sin embargo, con respecto a los dos últimos, pueden ser difíciles de diferenciar, ya sea porque las pruebas de textura son similares o pueden funcionar juntas.

Otro aspecto importante es la activación de los mecanismos de plasticidad cristalina (Tullis et al., 1982; Knipe, 1989; Twiss Moores, 1992) por la deformación general de la roca o por activación térmica, conduciendo a una recristalización dinámica en la que predominan los procesos de rotación y migración de los sub-granos en los bordes. Por otra parte, la recuperación de la textura y la recristalización térmica son más efectivas cuando la deformación (a alta temperatura) y el mecanismo de reducción de la superficie en los bordes de granos producen un ajuste y crecimiento de estos granos originales sin strain (Passchier y Trouw, 1996).

2.3. MECANISMOS DE DEFORMACIÓN

Se entrega un resumen de los aspectos más relevantes de los principales mecanismos de deformación y las relaciones entre microestructuras, condiciones físicas y trayectorias de deformación.

TRANSFERENCIA DE MASA: Diversos mecanismos asociados a la redistribución de material durante el proceso de deformación pueden modificar la forma de los granos. La difusión iónica dentro de la estructura cristalina, a través de los bordes y participación de fluidos en la transferencia (disolución por presión) del material se produce desde áreas de alta tensión y compresión, a áreas de baja tensión compresivo (Tullius et al., 1982). Esto implica pérdida de volumen y alojamiento de granos por compactación, siendo más dominantes en materiales de granos fino. La tensión diferencial debe ser suficientemente débil para inhibir los mecanismos de deformación plástica cristalina (Knipe 1989). La disolución por presión es el principal mecanismo de difusión en silicatos. Involucra

presencia de agua como película intergranular, con disolución del material en los bordes del alto stress, difundido a través de la película de agua y re-precipitación en los bordes de stress más bajos (Tullius et al., 1982) (Figura 6).

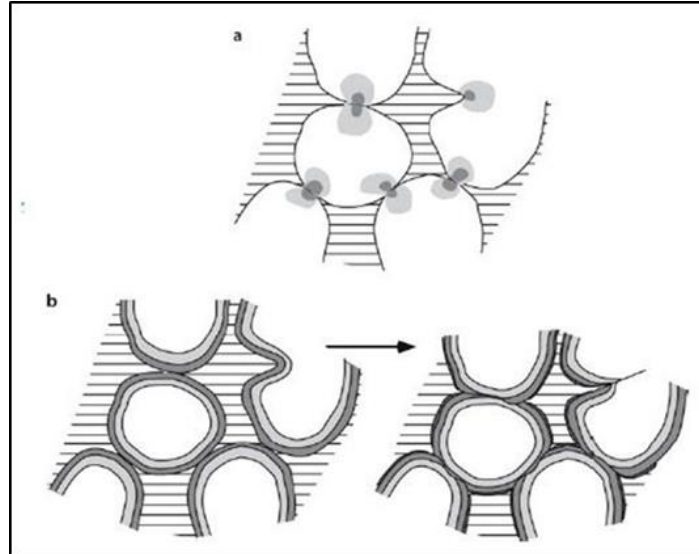


Figura 6. A) Oolitas rodeadas por fluidos en poros. En los puntos de contacto el stress diferencial alto es indicado con "sombras". B) La solución con presión aumenta en tamaño de los granos. El material se disuelve en los contactos de los puntos que precipita en espacios de poros adyacentes indicados con sombras oscuras (Passchier y Trouw, 1996).

Los procesos de disolución por presión quedan reflejados en los granos originales aplanados y granos nuevos fibrosos, en la penetración mutua de granos con depósitos insolubles a lo largo de los bordes, en el material precipitado, en sombras de presión contra granos más rígidos o insolubles o bien, en rellenados de venas en fracturas extensionales (Tullius et al., 1982). Los contactos entre los granos que suponen un plano de dislocación son en mayoría movidos en un bloque e insertando espacios (Passchier y Trouw, 1996). Los mecanismos de disolución y plasticidad cristalina pueden otorgar la misma microestructura, los procesos de difusión tienden a destruir orientaciones cristalográficas preferenciales de los granos

PLASTICIDAD CRISTALINA: Produce deformación de los granos mediante el movimiento de dislocación intracristalino, que corresponde a defectos lineales de la red y forman granos con orientaciones cristalinas preferenciales. Se presentan distintos mecanismos de deformación por plasticidad cristalina.

DESLIZAMIENTO DE DISLOCACIÓN: Produce un cizallamiento simple del cristal a escala de la celda unidad y como proceso similar al del maclado mecánico. Puede tener lugar en temperaturas moderadamente bajas (Tullius et al., 1982). Las dislocaciones en distintos planos de desplazamiento pueden obstruirse entre sí por impurezas cristalinas, produciendo el fenómeno de “strain hardening”, el cual puede conducir a fractura (Figura 7). El desplazamiento de las dislocaciones requiere alto “stress” y produce solo un strain limitado en la mayoría de los minerales (Tullius et al., 1982).

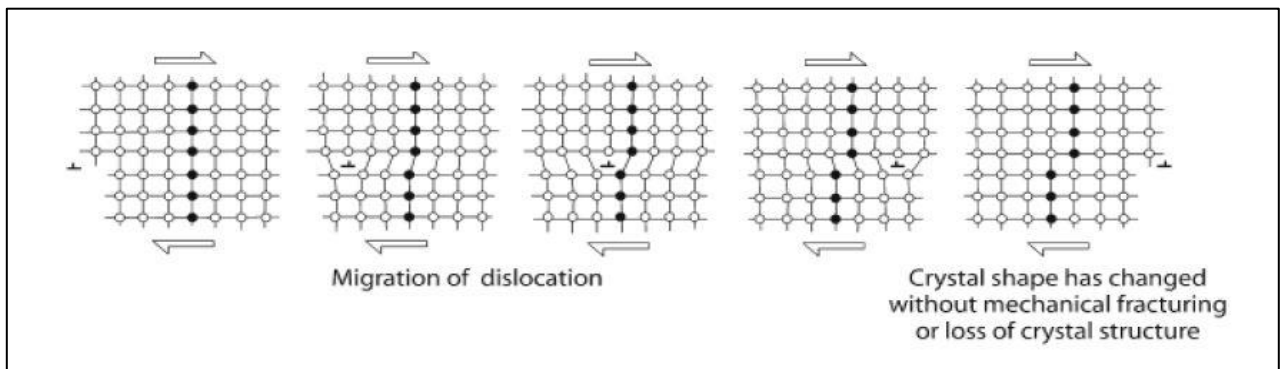


Figura 7. Deformación de cristales por el movimiento de dislocación. La parte superior del cristal se traslada a través de una unidad enrejada hacia la derecha como resultado del paso de una dislocación (Passchier y Trouw, 1996).

Evidencias de deslizamientos de dislocaciones son extinción ondulosa, bandas de deformación y orientaciones preferenciales (Tullius et al., 1982) (Figura 8).

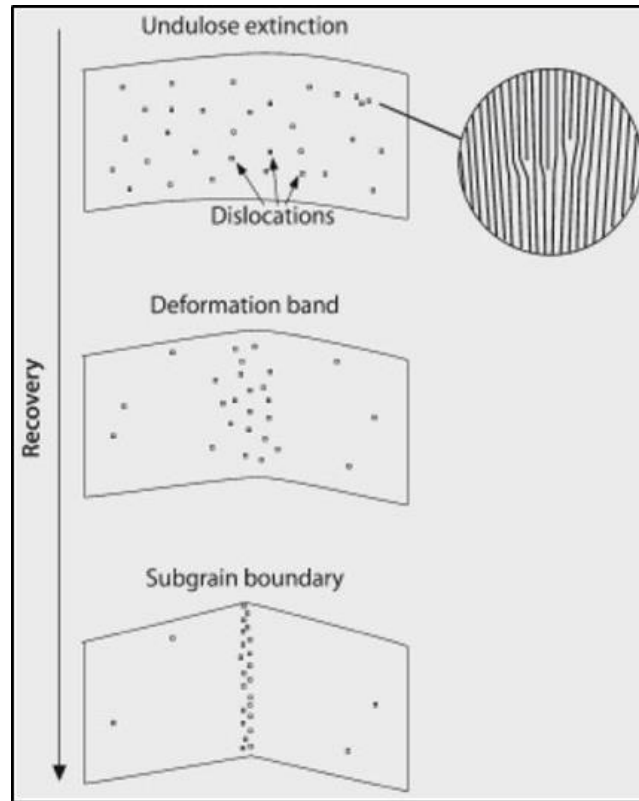


Figura 8. Efecto de deslizamientos dislocacionales en función de la tasa de recuperación (Passchier y Trouw, 1996).

“CREEP” DE DISLOCACIONES: Este mecanismo involucra deslizamientos y saltos de dislocaciones a mayor temperatura, cuando las tasas de difusión son lo suficientemente rápidas para permitir saltos en las dislocaciones (Tullius et al.1982). Las dislocaciones de sentidos contrarios se pueden anular produciendo recuperación de la red. Esto se le llama formación de subgranos, levemente desorientados unos con contra otros, produciendo recristalización dinámica, cuyo monto crece con la temperatura (Figura 9), strain y contenido de agua. Se logra así, alto strain a stress relativamente bajo. Como evidencias de recuperación se identifica la presencia de subgranos y granos dinámicamente recristalizados a lo largo del borde de los granos originales, generando contactos cerrados y abultados (Bell y Etheridge, 1973; Tullius et al., 1982).

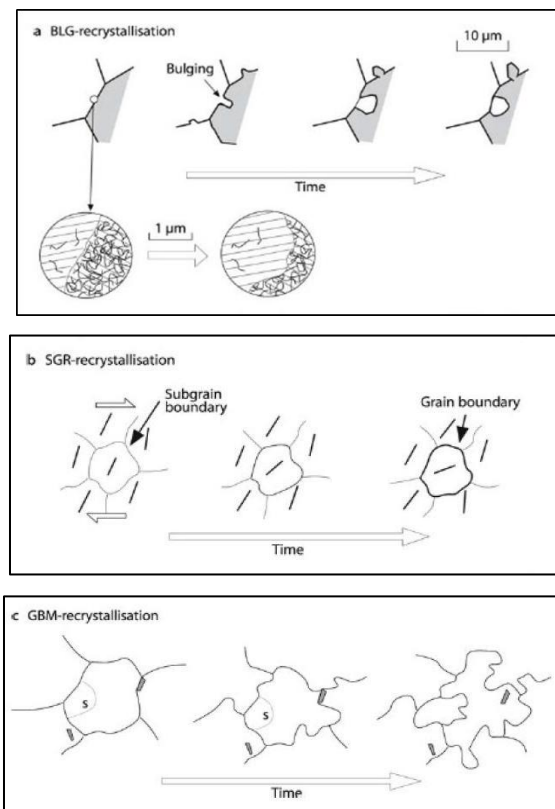


Figura 9. Tipos de recristalización dinámica o creeps de dislocaciones desde bajas a altas temperaturas (a) Bulging (BLG): A bajas temperaturas, si dos granos adyacentes tienen distinta densidad de dislocaciones, el límite entre los granos puede empezar a migrar hacia aquel que presenta mayor densidad de dislocaciones hasta formar eventualmente un nuevo grano independiente. (b) Sub grano rotado (SGR): A temperatura media la rotación de subgranos con respuesta a la migración de dislocaciones en las paredes de los subgranos durante la deformación progresiva puede generar bordes de granos bien marcados. Barras indican orientación preferencial de los cristales. (c) migración de granos a alta temperatura (GBM): A altas temperaturas los bordes de los granos se vuelven altamente móviles y pueden desplazar material en cualquier dirección para remover dislocaciones y bordes de subgranos (Passchier y Trouw, 1996).

2.4. MINERALES Y CONDICIONES FÍSICAS DE DEFORMACIÓN DÚCTIL

Los minerales en la roca pueden reflejar en su microestructura los mecanismos de deformación que los afectaron (Tullius et al., 1982; Simpson, 1985; Knipe, 1989; Scholz, 1990, Passachier y Trouw, 1996). Entre los minerales diagnósticos de condiciones físicas de deformación más comunes son el cuarzo, biotita, plagioclasa y ortoclasa.

CUARZO: Las microestructuras de cuarzo pueden ser divididas en estructuras de deformación (extinción ondulosa); estructuras de recuperación (poligonización, subgranos) y recristalización (formación de nuevos granos y bandas de deformación) (Bell y Etheridge, 1973). El cuarzo comienza a comportarse plásticamente entre los 250 - 300°C (inicio de las facies esquistos verdes) (Simpson, 1985). Los subgranos indican la

operación del mecanismo de deslizamiento de dislocaciones y subsecuente recuperación logrando un mayor strain en condiciones físicas características de la parte media y superior de las facies esquistos verdes, evidenciados por granos pequeños dentro del grano original deformado (Simpson, 1985). Los contactos aserrados y abultados entre granos vecinos indican la operación de recristalización dinámica vía migración en los bordes (Bell y Etheridge, 1973). A temperaturas mayores a los 450°C (facies anfibolitas), el cuarzo recristaliza totalmente en un agregado poligonal (Simpson, 1985).

Como producto de la deformación el grano de cuarzo recristalizado, se forma comúnmente los lentes de cuarzo que, de acuerdo con sus características estructurales, reflejan las condiciones bajo las cuales se produjo la deformación. Estos pueden ser de dos tipos: monocristalinos y policristalinos. La orientación preferencial de los granos es atribuible a la reorientación de la red durante una deformación importante por deslizamiento intracristalino. El tipo de orientación depende de las condiciones de temperatura, tasa de strain, contenido de agua, geometría y régimen de deformación. Los lentes de cuarzo, que se originan por deformación de granos de cuarzo preexistentes, deben distinguirse del agregado policristalino de cuarzo, en forma de bandas que corresponden a venillas o niveles estratigráficos, en cuyo caso no existe orientación cristalográfica preferencial de los granos de cuarzo. En caso de origen por deformación, los lentes de cuarzo pueden ser mono o policristalinos.

LENTE DE CUARZO MONOCRISTALINO: Resultan de la deformación plástica de granos de cuarzo en la facies esquistos verdes (Boullier et al., 1978).

LENTE DE CUARZO POLICRISTALINOS: Resultan de la deformación plástica de granos en un agregado de granos de cuarzo. Cuando hay recristalización, los ejes mayores de los granos indican la dirección de estiramientos instantáneo (Simpson y Schmidt, 1983) (Figura 10).

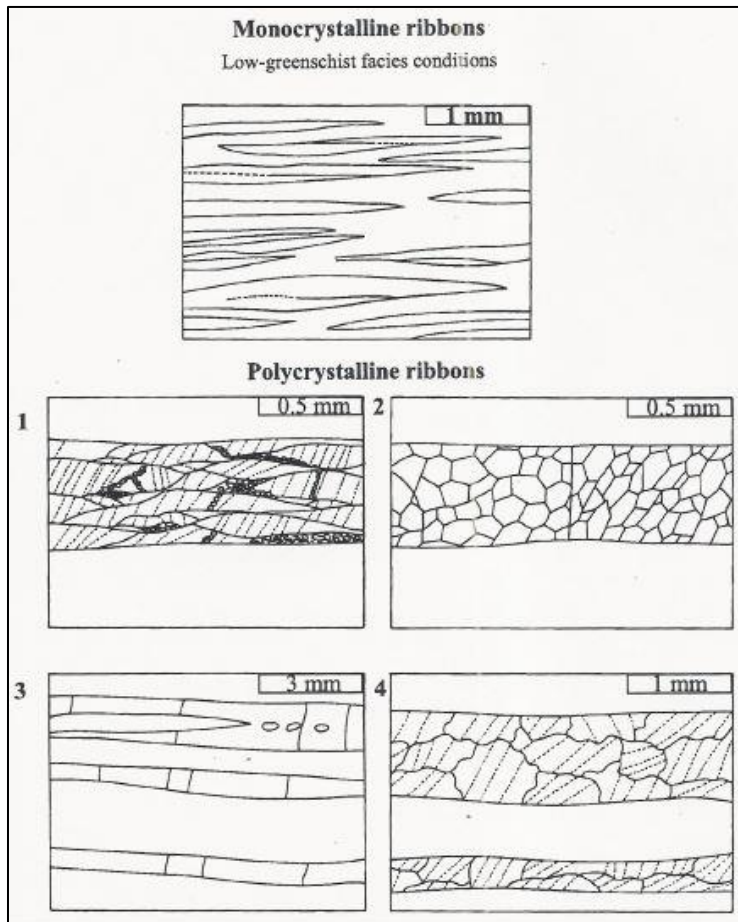


Figura 10. Arriba: Lentes de cuarzo monocristalinos. Abajo 1: Tipo I; 2: Tipo II; Tipo III; 4: Tipo IV. Tomado de Boullier y Bouchez, 1978).

- ✓ Tipo I: Corresponde a una asociación de granos deformados de tamaño visible. Los granos son alargados paralelamente al largo de los lentes de cuarzo. El mecanismo involucrado es la recristalización por desorientación progresiva de los granos (Boullier et al., 1978). Esto ocurre en las facies esquistos verdes comúnmente (Simpson, 1985).
- ✓ Tipo II: Corresponde a un mosaico de granos equi dimensionales o alargados, de tamaño uniforme. Reflejan deformación en la facies esquito verde medio (Simpson, 1985) y depende de la orientación de los granos.
- ✓ Tipo III: Son franjas de granos de cuarzo en ambiente estático (crecimiento exagerado), testimonian una historia térmica post deformacional (Boullier et al., 1978). La completa recuperación y recristalización de cuarzo en estos lentes de cuarzo ocurren facies epidota-anfibolita y superiores (Simpson, 1985).

- ✓ Tipo IV: Son grandes granos con formas que van de irregulares a rectangulares. El mecanismo es similar al de los de lente de cuarzo de tipo I, pero con granos más grandes menos deformables, o bien los de tipo III con granos de bordes serrados (por difusión en los bordes) (Boullier et al., 1978).

MICAS: Bajo la facies de esquistos verde, la biotita desarrolla bandas kink simples y abiertas. En la facies esquistos verde de temperatura media, forma bandas kink primarios que a su vez pueden formar estructuras tipo chevron. Sin embargo, la presencia de grano fino en los lentes de biotita y dentro de las bandas kink puede indicar recristalización dinámica. Esto produce una reducción del grano como reorientación física de los planos (001) de biotita (Boullier & Bouchez, 1978, Lister y Snoke, 1984). En la facies anfibolita o superior, la biotita y muscovita recristaliza totalmente y sus planos (001) son subparalelos a la foliación y a los márgenes de lentes de cuarzo (Simpson, 1985).

PLAGIOCLASA: Sufre fracturación en la facies esquistos verdes o inferiores debido a que es menos susceptible que el cuarzo a deformarse mediante el deslizamiento de las dislocaciones y a restricciones intracristalinas de la red. Se desarrollan colas como respuesta a recristalización por procesos de transferencia de masa. Presenta plasticidad de baja temperatura en facies esquistos verdes de media temperatura y recristalización menor a lo largo de microfracturas. Sobre los 400 - 500°C sufre procesos de "dislocation creep" al comienzo de la facies anfibolitas, entre los 450 - 500°C la plagioclasa recristaliza a un agregado poligonal que puede formar bandas félsicas alternantes con minerales máficos, como ocurre en los gneises de granos medios a alto (Simpson, 1985). La recristalización dinámica en plagioclasa, como en feldespatos potásicos se localiza inicialmente en las superficies de alto strain, tales como contacto entre granos y fracturas internas. En milonitas de la facies esquistos verdes, los feldespatos suelen constituir porfiroclastos alargados en una matriz parcial o totalmente recristalizada de cuarzo.

ORTOCLASA: En la facies esquistos verdes se comportan frágilmente, con reducción del tamaño de grano. Al igual que las plagioclasas, en facies esquistos verdes, son afectadas por mecanismos de transferencia de masa. En facies esquistos verdes medios a superior sufren procesos de dislocación creep, con recristalización en granos fino tipo mosaico. En facies epidota-anfibolita (alto grado), forma mirmekita relacionadas a strain, ubicadas en la zona de máxima acortamiento, por procesos de difusión a gran escala (Simpson, 1985;

Gapais, 1989). Al aumentar el strain, los procesos frágiles en feldespatos llevan a un incremento de granos clásticos hasta que la fracción clástica se reduce dramáticamente por que el feldespato es reemplazado por cuarzo, albita, epidota y micas blancas. Sobre los 500°C la recristalización dinámica reduce la fracción de feldespato relictos (Gapais, 1989).

2.5. MICROESTRUCTURAS Y TRAYECTORIA DE DEFORMACIÓN

En las rocas deformadas, lo que se aprecia es su estado de strain finito, que corresponde a la diferencia entre la geometría en el estado inicial y el estado final del cuerpo deformado. La deformación progresiva en cambio se refiere al proceso de acumulación de deformación en el tiempo (Passchier y Trouw, 1996), originando las trayectorias de deformación.

En las distintas trayectorias de deformación pueden dar como resultado el mismo estado de strain finito, estableciendo la naturaleza de flujo de las partículas durante su deformación. Este flujo se representa en el campo de velocidades compuesto por los vectores de velocidad instantáneos asociados a cada partícula del cuerpo en deformación (Figura 11) (Means, 1990). Con la relación entre los ejes del elipsoide de strain finito son siempre paralelos a los ejes principales de strain. En un flujo no coaxial, los ejes principales de strain rotan con respecto de los ejes principales de strain (El Cizallamiento simple: corresponde a flujos no coaxial de strain plano a volumen constante) (Twiss y Moores, 1992).

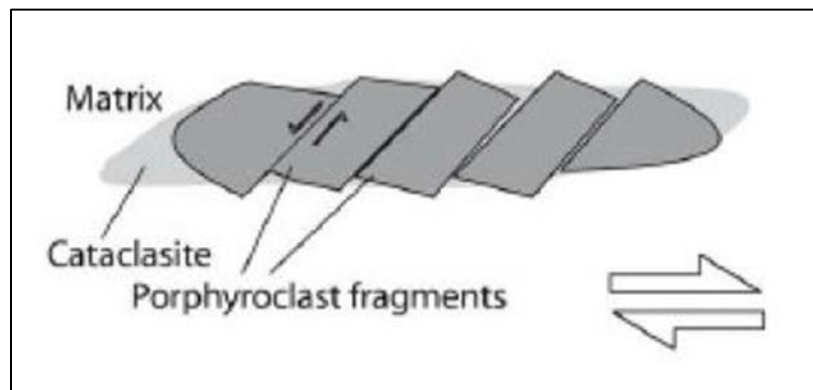


Figura 11. Estructura de dominó dextral (Passchier y Trouw, 1996).

INDICADORES CINEMÁTICOS: Los indicadores cinemáticos son elementos estructurales que permiten conocer la dirección de deformación y el tipo de flujo asociado (Twiss Moores, 1992). En los indicadores se encuentran los del sentido de movimiento (Hanmer y Passchier, 1991) para las rocas asociadas a zonas de deformación lateral, el tipo de indicador cinemático dependerá de la respuesta de los elementos constituyentes y los procesos involucrados a las componentes coaxial y no coaxial de un flujo general de partículas de un cuerpo durante su deformación a inclusiones (estructura de domino, mica de pez), apéndices (sistema de porfiroclastos + colas), superficies S-C y S-C', venas y pliegues asimétricos. Durante el proceso de deformación, cada inclusión rota siempre desde una posición inestable a una posición más estable. Se presentarán algunos tipos de inclusiones comunes en las rocas sometidas a deformación plástica con cizalle progresivo.

INCLUSIONES SIMPLES: En un cizalle simple progresivo, todas las inclusiones rotan con el mismo sentido que el cizalle impuesto, es decir rotación en sentido horario para cizalle dextral y anti horario en cizalle sinistral.

ESTRUCTURA DE DOMINÓ EN INCLUSIONES: Para que se forme este tipo de estructura se necesita que la matriz sea plástica y el porfiroclasto sea frágil. Además, depende de la posición original del clasto y es bastante sensible a la componente de cizalle coaxial. La presión confinante debe ser lo suficientemente alta para que haya fracturación y deslizamiento interno sin pérdida de cohesión. Las discontinuidades se inician a los 70° del plano de cizalle principal, lo que se manifiesta en una rotación antitética a los dominós con respecto al cizalle global impuesto (Figura 9). En cizalle puro o flujo general coaxial, la rotación de los dominós es una función del componente coaxial de flujo. Por ello, en minerales pre fracturados o con fuerte clivaje en orientaciones distintas a las producidas por la deformación considerada, el uso de esta estructura como indicador de movimiento puede llevar a interpretaciones equivocadas. La rotación antitética de los dominós resulta en granos alargados, ya que en granos equidimensionales, este tiende a ser sintética. Además, puede haber un incremento de la rotación con lo que las discontinuidades iniciadas a 70° con movimientos antitético, disminuyen su desplazamiento y son remplazados por movimientos sintético.

MICAS DE PEZ: Frecuentemente se encuentran en milonitas, orientándose sigmoidalmente en el cuadrante extensional del flujo, con ángulo de 10° a 15° con respecto al plano de cizalle y unidas en sus extremos con superficies C, donde aparecen micas de grano más fino paralelas al plano de cizalle (Figura 12). Las micas de pez son inclinadas contra el sentido del cizalle, pero el ángulo de inclinación varía desde los 30° hasta casi estar paralelo a la superficie C. Si bien no se sabe con claridad el proceso de formación de las micas de pez, una posible formación, mediante micro fallas lítricas normales. La relación de angulosidad antes mencionado es un buen indicador del sentido de movimiento, en cuanto empíricamente se ha observado esta compatibilidad en casos donde se ha determinado el sentido de cizalle de manera independiente.

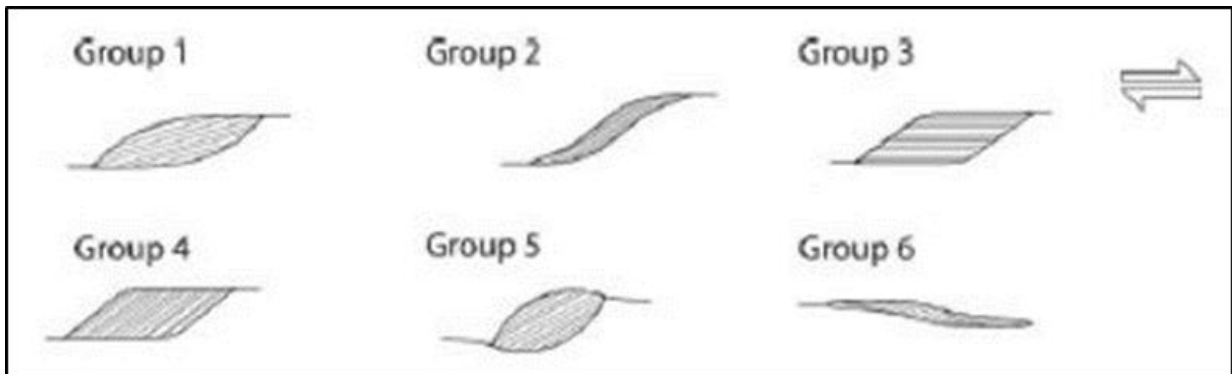


Figura 12. Seis grupos de micas de pez (Passchier y Trouw, 1996).

MANTOS, SOMBRAS DE PRESIÓN y COLAS: Los indicadores tipo manto son agregados de granos con minerales similares que forman una unidad estructural con el porfiroclasto. Es común en feldespatos en una matriz de cuarzo, feldespato y micas en ortopiroxenos y peridotitas, o en dolomita en matriz calcárea. Se interpreta como consecuencia de una deformación plástica por acumulación de dislocaciones en la corona del porfiroclasto en respuesta al flujo de la matriz. Los mantos finos pueden formar colas o sombras de presión a ambos lados del porfiroclasto, paralelo a la fábrica en la milonita.

Los indicadores tipo sombra de presión se forma en las secciones extensionales del flujo, por procesos de transferencia de masa en distinta naturaleza a la inclusión asociada. Aunque, la estructura completa puede estar rotada o la transferencia de masa de material externo puede ocurrir hacia las fracturas que se produzcan alrededor o al interior de la inclusión en las secciones de acortamiento, en ambos casos la sombra de presión no reflejaría el verdadero sentido de cizalle. Debido a estas razones estos indicadores

cinemáticos son menos confiables que las colas y deben encontrarse elementos independientes que respalden este criterio.

Los indicadores tipo colas son estructuras alargadas anexadas a ambos extremos de un porfiroclasto, subparalelas a la esquistosidad y están formadas por minerales finos de la misma composición de la inclusión. Son producto de transferencia de masa en la inclusión desde zonas de mayor presión hacia zonas de menor presión. En el cizalle simple progresivo, comienza a crecer a 45° del margen de la zona de cizalle, pero a medida que se desarrollan, van rotando hacia el plano de flujo para terminar paralelas a él, lo que produce geometría. La relación entre recuperación v/s recristalización, puede originar distintos tipos de colas (Figura 13).

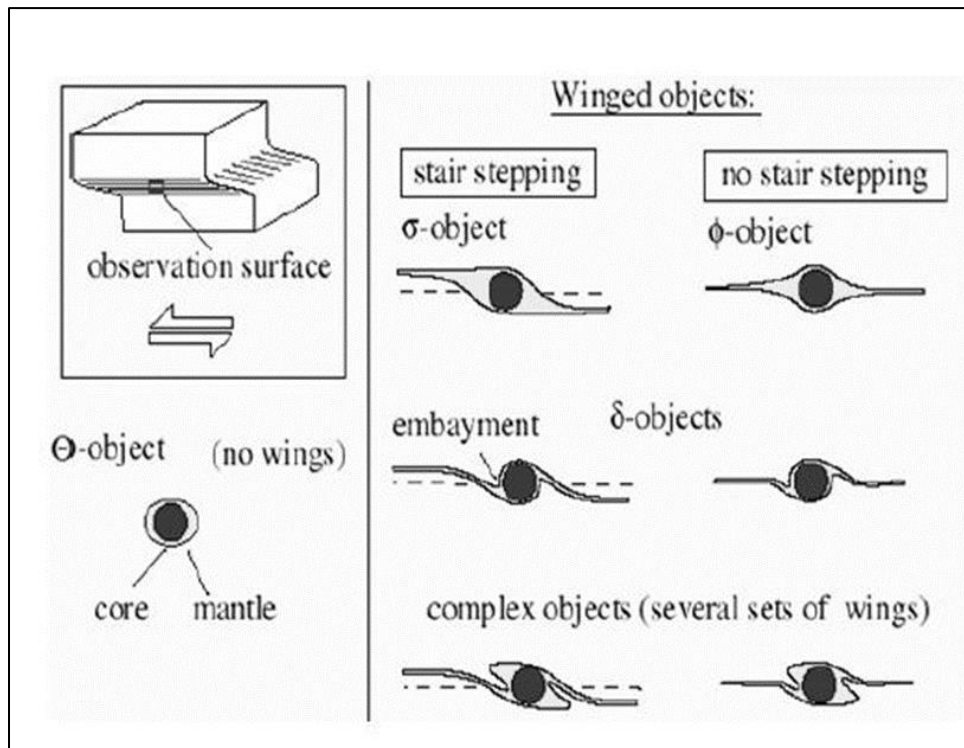


Figura 13. Las colas se han agrupado en 5 clases diferentes. A: Objetos tipo θ carecen de alas; B: Colas tipo σ son amplias cerca de los porfiroclastos, con dos caras planas y dos curvas, que reflejan una asimetría interna. Ocurre en milonitas con bajo strain; C: Colas ϕ tienen simetría ortorrómbica. Se dan en milonitas de alto grado; D: Colas tipo δ son delgadas y se doblan cerca del porfiroclasto. Ocurre en milonitas con alto strain; E: Colas compuesta (varios tipos de colas juntos) Tomado de Passchier y Trow (1996).

- ✓ COLA TIPO SIGMA: Colas no cortan la línea imaginaria central de la inclusión paralela al plano del flujo. Esto conlleva que la tasa de recristalización es menor que de la

rotación. El sentido de cizalle estará señalado según el sentido de ascenso en la escalera formando por las colas asimétricas (Passchier y Simpson, 1986).

- ✓ COLAS TIPO DELTA: Las colas cortan en este caso la línea imaginaria anteriormente mencionada. Se da forma cuando la tasa de rotación es mayor que la de recristalización, produciéndose un arrastre de las colas y la formación de microplegues. El sentido de cizalle estará indica por el sentido de arrastre (Passchier y Simpson, 1986).

SUPERFICIES S-C Y S'C': Las superficies desarrollas durante la deformación de rocas son las superficies S (esquistosidad), las C y C' (bandas de cizalle) (Figura 14). La esquistosidad está determinada por el aplanamiento de los granos de la roca. Esto está relacionado a la acumulación de strain finito y se comienza a desarrollar en una dirección a 135° del sentido de movimiento, correspondiendo al plano XY del elipsoide de strain durante los estados iniciales de la deformación. La superficie C corresponde a discontinuidades discretas, usualmente anastomosadas y de color oscuro, en las cuales se observa un agregado de minerales de grano muy fino microfracturados y recristalizados, producto de una compleja interacción entre mecanismos de plasticidad cristalina, transferencia de masa y procesos de deformación frágil (Lin y Williams, 1992). Estas bandas reflejan la dirección de la zona de cizalle regional y el intenso strain de cizalle lateral, con un movimiento sintético a ella.

Las superficies S y C se usan como indicador de movimiento. La superficie sigmoidal del S refleja el estado de deformación progresiva rota hacia la superficie C con el incremento del strain, disminuyendo el ángulo entre ellas. La superficie C aumenta la densidad con el incremento de strain y su orientación se mantiene más constante (Simpson, 1984) (Figura 14).

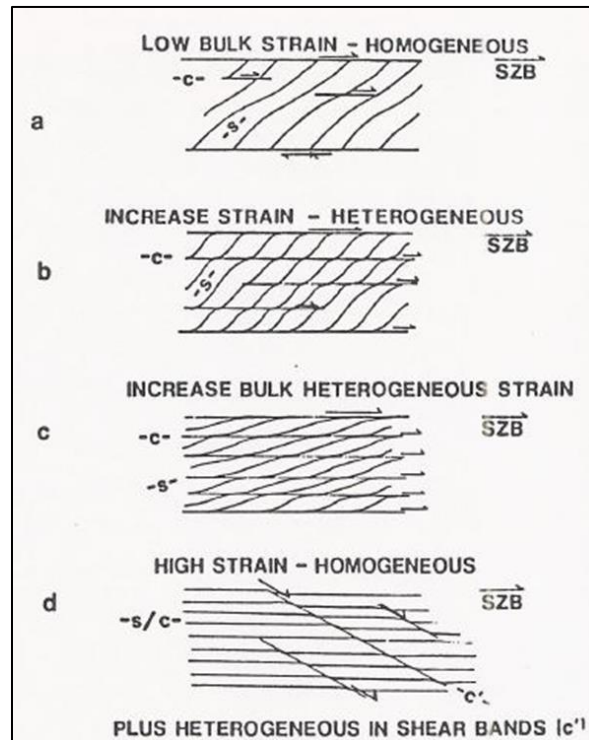


Figura 14. Formación de superficies SC y C' con la deformación progresiva de cizalle dúctil de rocas graníticas. SZB: Orientación de la banda de la zona de cizalle principal en un movimiento dextral. a: Desarrollo homogéneo de la fábrica S bajo strain global, pueden aparecer superficies C escasas y no penetrativas; b: Incremento del strain y comienzo de heterogeneidades concentradas a lo largo de superficies C penetrativas; c: Rotación de superficies S hacia el paralelismo con superficies C al aumentar el strain global; d: alto strain, las superficies C y S son subparalelas a SZB y la fábrica es relativamente homogénea, aunque heterogeneidades en forma de superficies C' pueden desarrollarse sintéticamente a la zona de cizalle principal (Simpson, 1984).

VETILLAS ESCALONADAS: Presentan una geometría mesoscópica y microscópica que puede ser usada como indicador de sentido de movimiento, siempre y cuando se conozca la relación de temporalidad de ellas con respecto a la deformación. Para esto se necesita conocer elementos estructurales como pliegues, foliación, etc. El estilo de deformación es función de la orientación de las vetillas escalonadas con respecto al elipsoide de strain sobreimpuesto, mostrando el sentido del cizalle correspondiente. Las vetillas escalonadas pre-tectónicas de distintas orientaciones tendrán una respuesta diferente a la deformación. Las vetillas escalonadas durante el cizalle simple, tenderán a desarrollar fracturas perpendiculares a la dirección de máxima estiramiento y comenzara a rotar mientras se mantenga el cizallamiento. De esta manera se desarrolla una traza sigmoideal que permite determinar el sentido del movimiento (Figura 15).

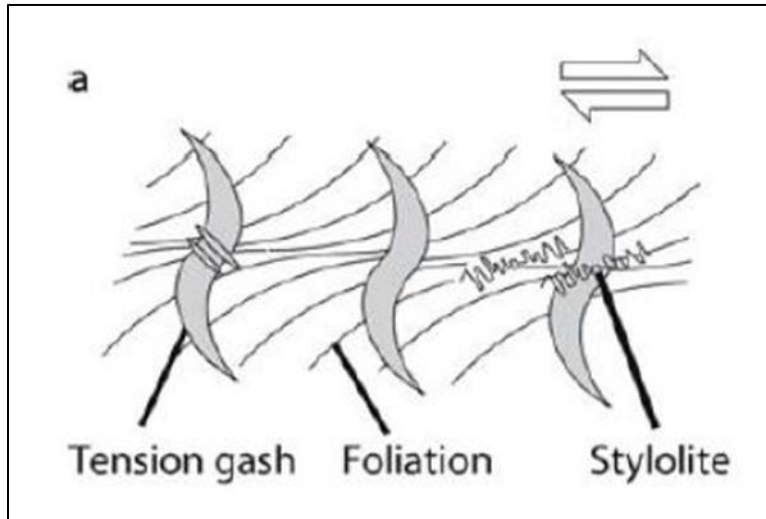


Figura 15. Rotación de grietas de tensión por cizalle dextral (Passchier y Trouw, 1996).

3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL y LOCAL

Regionalmente se identifican rocas del Cretácico inferior (140 a 100 Ma) de disposición Norte - Sur y dominada por estructuras de similar orientación (Figura 16) que se asocian 1) a secuencias estratificadas y complejos volcánicos continentales: lavas y brechas basálticas a andesíticas, ocoítas, rocas piroclásticas andesíticas a riolíticas; secuencias sedimentarias continentales: conglomerados, areniscas, limonitas calcáreas lacustres y escasas intercalaciones marinas; intercalaciones entre los complejos volcánicos y las secuencias sedimentarias y, 2) intrusivos correspondiente a dioritas y monzodioritas de piroxeno y hornblenda, granodioritas, monzogranitos de hornblenda y biotita, que se disponen al Este del sistema de Fallas Atacama - El Romeral del Cretácico Inferior alto - Cretácico superior bajo (125-85 Ma) y que forman parte de la Superunidad Illapel definida por Rivano et al (1985).

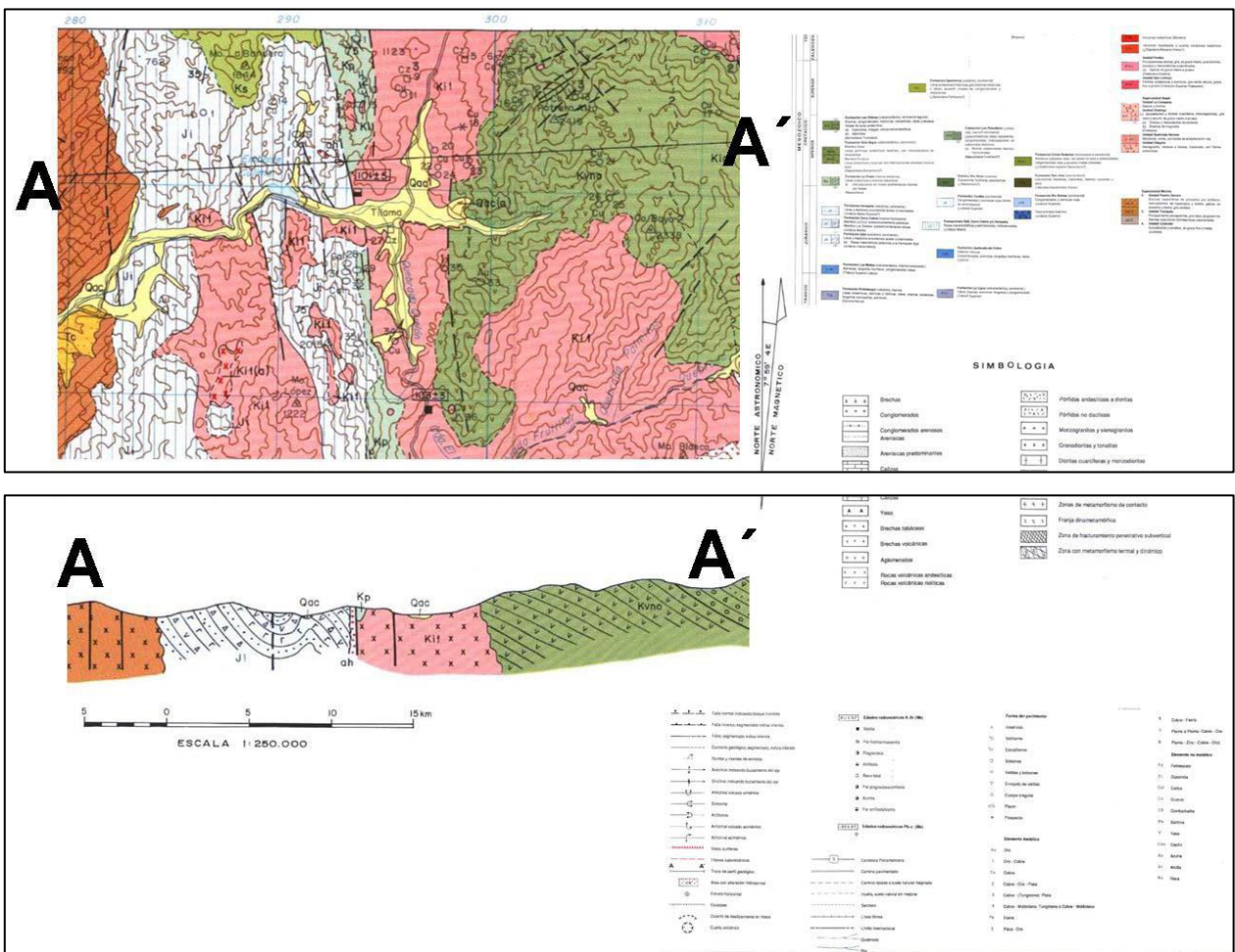


Figura 16. Mapa geológico regional, escala 1:250.000 (Rivano et al, 1985).

3.1. ROCAS ESTRATIFICADAS

3.1.1. PALEOZOICO

Estas rocas se encuentran principalmente en la parte occidental de la actual cordillera de la Costa, dentro de los cuales se pueden encontrar el complejo metamórfico de Choapa (CMC), formaciones Arrayán y Huentelauquén.

Complejo Metamórfico Choapa (CMC) definido en 1942 por Muñoz-Cristi como Pizarras cristalinas de Mincha. Rocas con deformación polifásicas de esquistos cuarzo-micáceos y esquistos de anfíbol, mármol y chert, que afloran a lo largo de la Cordillera de la Costa y planicies litorales del norte chico. El protolito corresponde a sedimentos pelítico-arenosas con intercalaciones de rocas volcánicas básicas (Godoy, 1979).

Formación Arrayán descrita en 1942 por Muñoz-Cristi como estratos de Arrayán y redefinida como formación por Cecioni en 1962. Consiste principalmente en una secuencia rítmica de sucesiones turbidíticas plegadas y monótonas de granos medios a gruesos, principalmente lutitas y arenisca (Rivano y Sepúlveda 1991). Restos fósiles mal conservados de invertebrados y plantas sugieren una edad devónica a Carbonífero (Muñoz-Cristi 1942, 1968, 1973; Cecioni y Geotsche, 1974; Mundaca et al., 1979; Bernardes de Oliveira y Rossler, 1980).

Formación Huentelauquén definida en 1973 por Muñoz-Cristi. Consiste en depósitos marinos, localmente turbidíticos con intercalaciones calcáreas. Esta formación se subdivide en dos miembros por una discordancia erosiva (Rivano y Sepúlveda 1991). Para el miembro inferior la higuera, la edad indicada por ammonoideos atribuidos a la Familia Medlicothiidae junto a restos de productelle sp. , es Paleozoica superior (Covacevich, 1985). Para el miembro superior la Cantera, se asignó una edad Carbonífero Superior – Pérmica inferior mediante estudios paleontológicos (Rivano y Sepúlveda 1991).

3.1.2. TRIÁSICO

Formación El Quereo definida por Cecioni y Westermann en 1968 en el sector Costero al Sur de Los Vilos. Esta formación presenta en la base una secuencia de brechas con un espesor de 10 a 20 m, seguido de areniscas, turbiditas y lutitas negras, con un conglomerado en el techo. Se encuentra sobrepuesto en discordancia con los depósitos turbidíticos de la Formación Arrayán, a la vez está cubierta por una gruesa capa de

Formación Pichidangui (Cecioni y Westermann, 1968; Rivano y Sepúlveda, 1991). Asignada al Anisico-Cárnico mediante estudios fosilíferos (Charrier et al., 2007).

Formación Pichidangui definida por Cecioni y Westermann en 1968. Con 4.500 m de espesor (Rivano y Sepúlveda 1991), se caracteriza por la presencia de una asociación bimodal de basaltos toleíticos y riolíticos (Morata et al., 2000), que afloran en la zona costera desde Punta Lobos hacia el interior, extendiéndose por el Norte, hasta el estero Conchalí. La Formación Pichidangui está sobrepuesta concordantemente a la Formación El Quereo y cubierta de igual manera, por la Formación Los Molles (Cecioni y Westermann, 1968). De edad ladiniano – Carniano, las condiciones de depositación son subacuáticas, ligadas a erupciones explosivas.

3.1.3. JURÁSICO

Estratos Pupío definida en 1991, por Rivano y Sepúlveda, cuenta con 700 m de espesor. Es considerado representativo al sur del estero Pupío. Areniscas, lutitas, calizas, lavas ácidas y brechas volcánicas con clastos andesíticos.

Formación Ajjal definida por Thomas en 1958 y modificada por Carter y Aliste (1961-1963), y Piracés (1976-1977). Con 750 m de espesor, consiste principalmente de una secuencia inferior dominada por lavas ácidas y una secuencia superior compuesta por depósitos piroclásticos de caída y algunas ignimbritas interdigitadas con rocas sedimentarias hacia la porción oriental. Se distribuye en rasgos generales en forma de una faja Nor-Noreste, que se extiende desde los cerros ubicados al Oeste de boca hasta el valle del río Petorca (Thomas, 1958). Rivano et al., 1993 asigna para esta formación una edad Pleinsbachiana – Bajociana.

Formación Cerro Calera definida en 1976 por Piracés. Con 350 – 1.400 m de espesor, Unidades marinas de conglomerados polimícticos, areniscas volcanoclásticas y limonitas, con intercalación de calizas. Fauna fósil encontrada indica una edad Aeleniano superior – Bajociano (Nasi, 1981; Gana et al., 1996).

Formación Horqueta definida en 1958 por Thomas y modificada por Piracés en 1976. Con 1.800 - 4.300 m de espesor, esta formación es una unidad volcano sedimentaria que en su parte inferior contienen lavas ácidas e ignimbritas y en la parte superior rocas

volcanoclásticas rojas continentales (Vergara et al., 1995). Su edad ha sido acotada por sus relaciones estratigráficas con las unidades infra-suprayacente entre el Bajociano y el pre-Berrisiano (Piracés 1976).

Formación Los Molles descrita por Cecioni y Westermann en 1968, cuenta con 770 m de espesor. Esta formación se subdivide a su vez en 4 miembros. El miembro inferior consiste principalmente de arenisca conglomerádicas y es seguido por un miembro pelítico, terminado la secuencia con la alternancia de dos miembros de lutitas y areniscas con una sucesión turbidítica gradada. De edad Noriano Tardío a Pliesbaquiano Temprano.

3.1.4. CRETÁCICO

Formación Lo Prado definido por Thomas en 1958. El miembro inferior, con 700 - 1.800 m de espesor. Secuencia bien estratificada, variando de secuencias marinas y calcáreas, a volcánicas en el límite superior. En base a moluscos del tipo Ammonoideo y Pelecypoda sp., se le determinó una edad noecomiana para este (Thomas, 1958). El miembro superior (con 1.800 - 4500 m de espesor) consiste en un alternación marina y continental de rocas sedimentarias, con intercalaciones volcánicas, ignimbritas ácidas y lavas básicas subordinadas. En base a la fauna presente se le asignó una edad Neocomiana, Valaginiana en la parte inferior y hauteriviana en la parte superior (Thomas, 1958).

Formación Veta Negra definida por Thomas en 1958. Con 5000 - 10.000 m de espesor, consiste de un nivel de flujos de lavas de composición básica a intermedia con finas intercalaciones de areniscas. Se le asigna una edad Barremiano-Albiano en base a sus relaciones estratigráficas (Nasi y Thiele, 1982).

Formación Las Chilcas fue definida Thomas en 1958, en la comuna de Combarbalá, cuarta región. Con 3.500 m de espesor, consiste en gran parte de depósitos volcanoclásticos y aluviales gruesos, intercalaciones calcáreas (Rivano et al., 1996). Los depósitos de la Formación Las Chilcas muestran cambios de facies tanto verticales como horizontales en cortas distancias. En el 2008, Tunik estimó una edad Cretácica superior (Valanginiano a Aptiano) sobre la base de la asociación *Cyclusphaera psilata-Classopollis*.

3.1.5. TERCIARIO

Formación Coquimbo descrita por (Moscoso et al., 1982), y cuenta con 50 - 70 m de espesor, secuencias de arenas no consolidadas de color amarillo, con lentes de mayor granulometría (Herrera, 2001). Se le asigna edades entre el Mioceno y Plioceno, basados en contenido de macro y microfósiles (Martínez, 1979, 1982).

Formación Confluencia descrita por Rivano y Sepúlveda en 1991. Con 50 -100 m de espesor, secuencia de gravas y ripios con intercalaciones de arena poco consolidada (Herrera, 2001). Se le asigna una edad Mioceno-Pliocena, por la relación de engrane lateral con los depósitos marinos de la Formación Coquimbo (Rivano y Sepúlveda, 1991).

3.2. ROCAS INTRUSIVAS

3.2.1. JURÁSICO

Super Unidad Mincha: Constituida por cuerpos plutónicos continuos, que en conjunto forman un largo y estrecho cinturón de cuerpos epizonales a lo largo de la Cordillera de la Costa (Charrier, 2007). Esta Súper Unidad está compuesta de unidades llamadas Millahue, Tranquilla, Puerto Oscuro y Cavilolén, todas son unidades del mesozoico (Parada et al, 1988). Esta Súper Unidad intruye al Complejo Metamórfico Choapa (CMC), Formación Arrayán, Formación Huentelauquén y Formación El Quereo.

3.2.2. CRETÁCICO

Súper Unidad Illapel tiene un área aproximada de 3.000 km². Se puede subdividir en dos unidades, la Unidad Chalinga que se caracteriza por presentar cuerpos de composición tonalítica y diorita cuarcífera, que contiene en la parte central plutones elongados, leucodiorítica y trondhjemiticos definido como la unidad Limaguida (Parada et al., 1988). Para la unidad Chalinga se le asigna una edad entre 134 a 86 Ma, basado en K-Ar. Según evidencias de terreno, ambas unidades son coetáneas por lo que edad es la misma (Parada et al., 1988).

3.3. DEPÓSITOS NO CONSOLIDADOS

3.3.1. CUATERNARIO

Los depósitos Cuaternarios no consolidados son depósitos eólicos, aluviales y coluviales. Los depósitos eólicos y litorales más característicos se encuentran en la porción occidental, específicamente en la costa, como depósitos dunares. Los depósitos aluviales y

coluviales se observan en los cursos de agua y están formados por gravas y ripios (Herrera, 2001).

La **geología local** está compuesta por la Súper unidad Illapel (Rivano et al, 1985 en Rivano et al, 1993) que se agrupan en un conjunto de cuerpos de dimensiones desde batolitos a stocks distribuidos en una franja irregular de unos 20 a 25 km de ancho. Su rumbo es N20 - 30°W y en general, los plutones mayores muestran una morfología de afloramiento acorde con dicha orientación, la que coincide con la orientación de algunos lineamientos y fallas regionales. Dentro de los plutones principales se encuentra el plutón de Tilama - San Lorenzo (Figura 17), alargada en dirección N30°W, con un ancho promedio de 7 km y un largo de más de 50 km, extendiéndose hacia el sur de la Hoja Quillota.

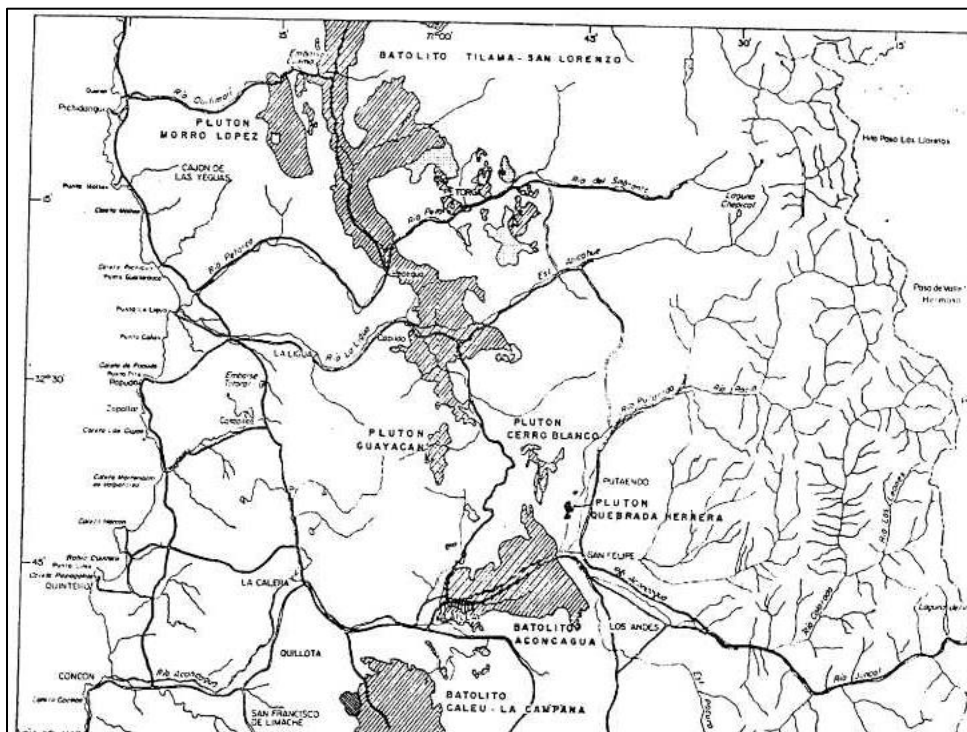


Figura 17. Distribución del Batolito Tilama - San Lorenzo (Rivano et al., 1985.).

Las rocas intrusivas de esta súper unidad intruyen a las rocas estratificadas, volcánicas y/o sedimentarias de las formaciones jurásicas y de las formaciones Lo Prado (Thomas, 1958) y Veta Negra (Thomas, 1958; Piraces y Maksaeve, 1977). Estas rocas intrusivas aparecen frecuentemente asociadas con áreas de alteración hidrotermal, las que son más

notorias en la mitad norte de la franja y asociadas también a importantes distritos mineros y que se distribuyen según lineamientos estructurales de orientación general NNW.

Tilama se ubica en la Unidad Chalinga (Rivano et al., 1985) que corresponden a granodioritas de hornblenda y biotita, y monzodioritas cuarcíferas con textura hipidiomórfica inequigranular, a veces con marcada tendencia a texturas porfídicas. El tamaño del grano varía desde grano grueso medio a fino (en las variedades porfíricas).

La plagioclasa (An 40-50) posee grandes cristales tabulares subhedrales a euhedrales con macla polisintética y con escasa alteración de clorita y/o epidota, y calcita en los planos de macla, casi siempre hacia el núcleo de los cristales. El feldespato potásico es ortoclasa la que aparece formando grandes cristales anhedrales, y a veces algo argilizados y más raramente perfiticos, en ocasiones se presenta poikilítica. El cuarzo, anhedral, presenta en las zonas contiguas a fallas, microfracturamiento y a menudo, bordes de reacción en los contactos con la ortoclasa.

Los minerales máficos predominantes son la biotita y la hornblenda, esta última con pleocroísmo incoloro a verde pálido; la biotita está casi siempre cloritizada. Los piroxenos son escasos y más frecuentes en las facies más dioríticas y casi siempre asociados con hornblenda; en muchos casos es normal que se presenten bordes uralitizados

En relación a la geología estructural el sistema de fallas NS - NNW es el más importante, siendo la megafalla Pocuro la estructura que marca el límite entre el Dominio Central y el Dominio Cordillerano. La megafalla Pocuro corresponde a una zona de fallas extensivas y en parte de rumbo con un esquema de fracturamiento intenso y complejo de la corteza, lo que se traduce al interior de la zona de fallas, en una serie de fallas menores de rumbo más o menos paralelas al rumbo de la estructura mayor y, de fallas conjugadas producidas por el reacomodo y equilibrio mecánico del material involucrado. También, a lo largo de su traza principal es posible observar zonas de alteración hidrotermal orientadas siguiendo la traza principal de la falla. Desde un punto de vista geofísico, la falla Pocuro muestra una clara y estrecha asociación con la distribución de las anomalías gravimétricas de Bouguer (aire libre), lo cual sugiere que se trata de una estructura mayor de la corteza y que en profundidad compromete probablemente a gran parte de la corteza continental.

4. RESULTADOS

En la zona de trabajo, se identifica un cuerpo intrusivo tonalítico y un dominio de facies volcánicas intercaladas con niveles menores de facies sedimentarias. En la zona Oeste se identifica un cuerpo intrusivo con características texturales de profundidad y pegmatitas de grano grueso; en la zona Central, una zona de dirección N-S con metamorfismo de contacto (rocas córneas) y dinámico de dirección N-S (miloníticas) entre el contacto del intrusivo y la secuencia volcano sedimentaria y; en la zona Este una secuencia volcano sedimentaria con rumbo y manteo general N-S / 20 – 30°E. También existen Depósitos No Consolidados en el fondo de las quebradas y valle (Figura 18).

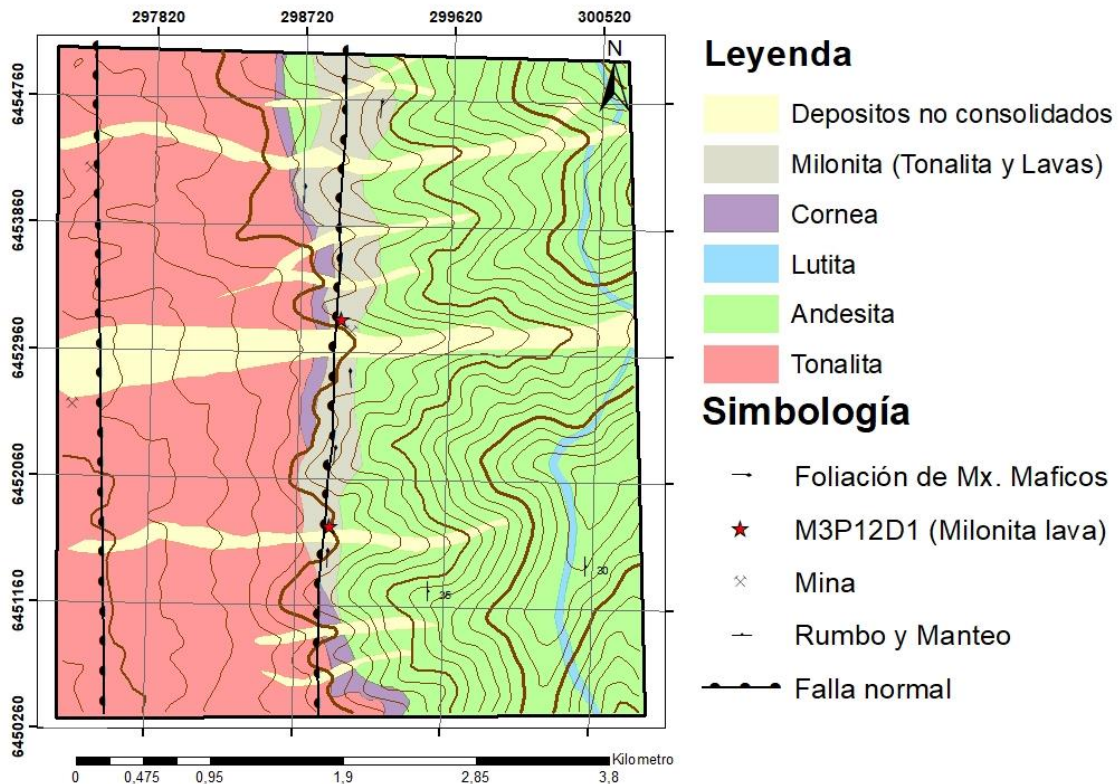


Figura 18. Mapa geológico del área de trabajo. Este trabajo.

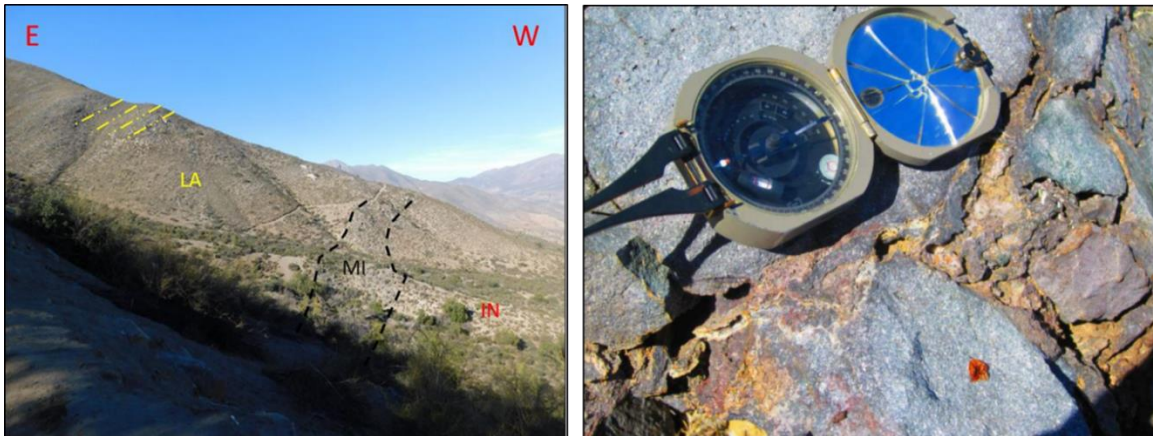
4.1. UNIDADES ESTRATIFICADAS

4.1.1. UNIDAD VOLCANO SEDIMENTARIA

Distribuida ampliamente en el sector Este con un rumbo y manteo general N-S / 20- 30°E, se estima un espesor de 400 m. De base a techo se identifican lavas andesíticas porfídicas, lavas andesitas de anfíbol y piroxenos, lavas andesíticas y lutitas.

4.1.2. LAVAS ANDESITA PORFIDICA (FOTOGRAFÍA 1)

Subunidad volcánica de dirección N-S / 35°E, ubicada en el sector Este de la zona de estudio, con un espesor estimado de 250 – 230 m. Su color es gris oscuro verdoso, rojiza a negra, su textura es porfídica y su masa fundamental hipocristalina. Compuesta de fenocristales de plagioclasas (60%) de 0,6 a 2,2 cm de largo con un hábito subhedral, alterados en mayor o menor intensidad a epidota, limonita, albita y ortoclasa. Los máficos son esporádicos y corresponden a hornblendas y biotitas primarias en proporciones mineral/roca que van desde 2 a 6%, se encuentran alterados a clorita en intensidad moderada a fuerte. Estas rocas muestran además magnetización desde muy leve a moderada y en algunos sectores se encuentran silicificadas.



Fotografía 1. Coordenadas (298736E / 6452207N). Izquierda: Vista panorámica de la zona de milonitas (MI) y lavas andesíticas (LA). Líneas punteadas amarillas: Lavas N-S / 20-30°E. Intrusivo tonalítico (IN). Derecha: Detalle de las andesitas porfídicas. Este trabajo.

4.1.3. LAVAS ANDESÍTICAS DE ANFÍBOL Y PIROXENO

Ubicada en el sector Este de la zona de estudio con dirección N-S / 35-45°E, espesor estimado a 7 a 22 m, color es gris oscuro, textura porfídica y masa fundamental hipocristalina. Compuesta de fenocristales de plagioclasas (45%) de 0,6 a 2,4 cm de largo con hábito subhedral y anfíboles (10%) con piroxenos (5%) ambos de 0,4 a 1 mm de largo

con un hábito subhedral, siendo el resto de la roca masa fundamental (40%). Leve alteración en las plagioclasas.

4.1.4. LAVAS ANDESÍTICAS

Ubicada en el sector Este de la zona de estudio, tiene una dirección N-S / 35°E, espesor 100 -140 m, su color es verde grisáceo, compuesta de cristales de plagioclasa (60%) euhedrales a subhedrales con un promedio 0,5 cm de largo alterada levemente a epidota-clorita y una masa fundamental de un (40%), presenta múltiples diaclasas.

4.1.5. LUTITA

Ubicada en el sector Este de la zona de estudio, tiene una dirección N-S / 20-35°E, con un espesor entre 30 - 50 m. Su color es pardo negruzco, su textura es clástica, buena selección, tamaño de los clastos de tipo limo, aparentemente con cemento calcáreo. No es posible distinguir composición de líticos, debido al tamaño de los granos se puede clasificar como lutita calcárea.

4.1.6. PERFIL ESTRATIGRÁFICO TIPO

La Figura 19 muestra el mapa geológico de superficie, perfil y columna estratigráfica generalizada donde se visualizan las relaciones de contactos de las unidades identificadas en terreno.

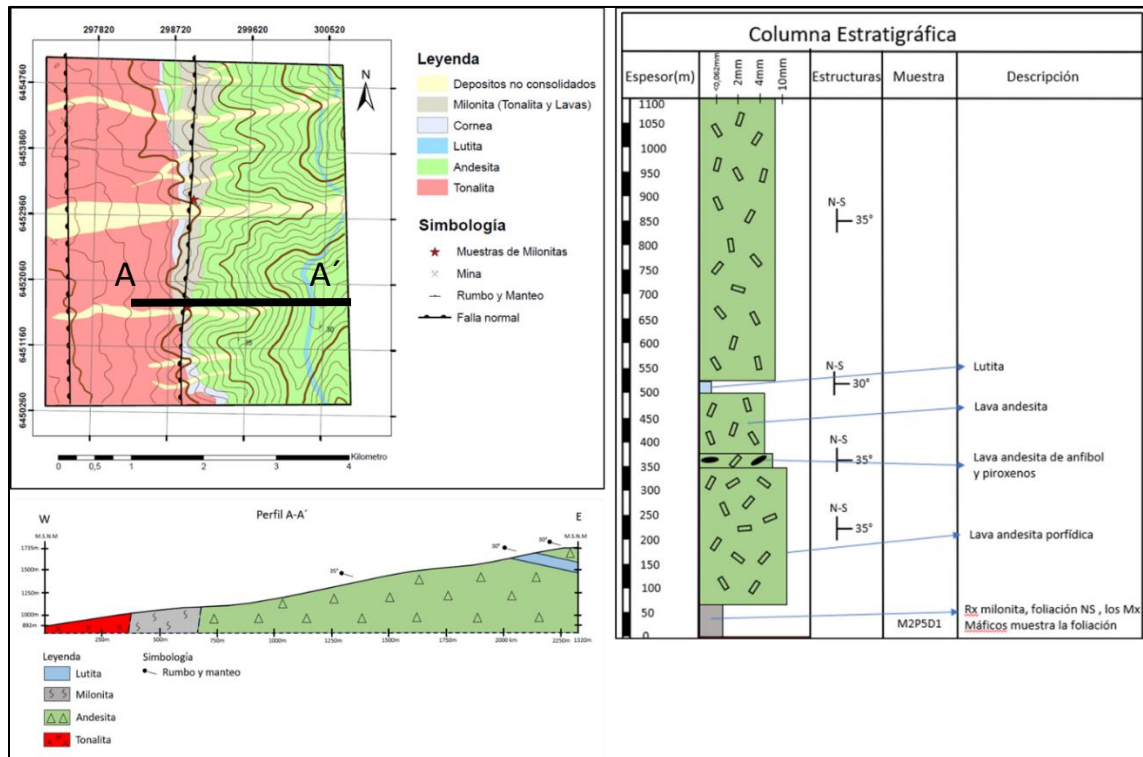
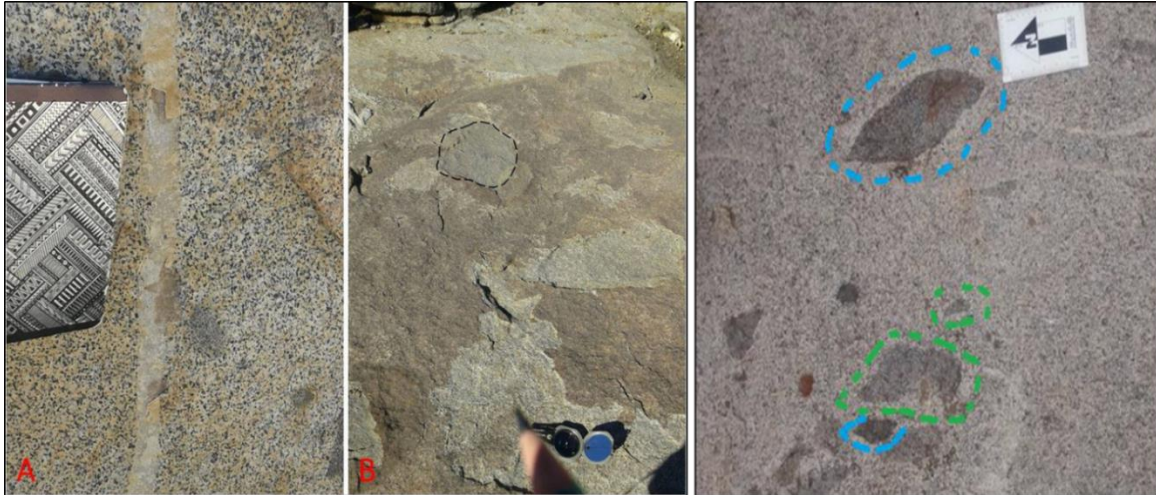


Figura 19. Mapa, perfil geológico y columna estratigráfica generalizada donde se visualizan las relaciones de contacto. Este trabajo.

4.2. ROCAS INTRUSIVAS

En la zona Oeste se identifica un cuerpo intrusivo de composición tonalítico de dirección N-S concordante con el contacto con la unidad volcano sedimentaria hacia el oriente (Figura 19). La tonalita presenta variaciones composicionales regulares y minoritarias tipo granodiorítica con una superficie no mayor a 3 m², no afectando su composición global. Este tipo de variaciones no representa una anomalía en los procesos de emplazamiento y enfriamiento de un intrusivo de tales características (tamaño). Texturalmente la tonalita presenta características profundas a hipoabisales de grano fino y pegmatita de grano grueso. Se identifican zonas con meteorización esferoidal con una cubierta rojiza ("maicillo") producto de la meteorización in situ y posterior oxidación de los ferromagnesianos.

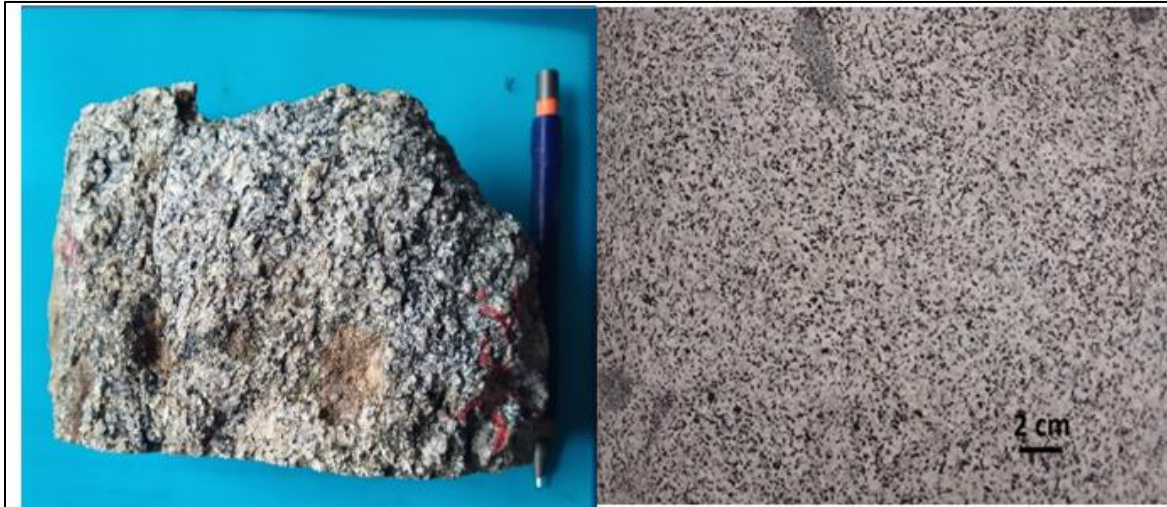
Una característica de ésta unidad es la presencia de xenolitos, enclaves, diques cuarzdioríticos y aplíticos con orientaciones similares entre sí, indicando una relación estructural (y/o tectónica) entre estos (Fotografía 3).



Fotografía 3. Tonalita con diques, enclaves y xenolitos. A: Dique de cuarzo. B: Enclave (línea punteada negra). C: Línea punteada Celeste: Xenolitos, con bordes de recrecimiento de minerales en la zona de contacto. Verde; Enclaves regulares y sin recrecimiento de minerales orientación similar. Este trabajo.

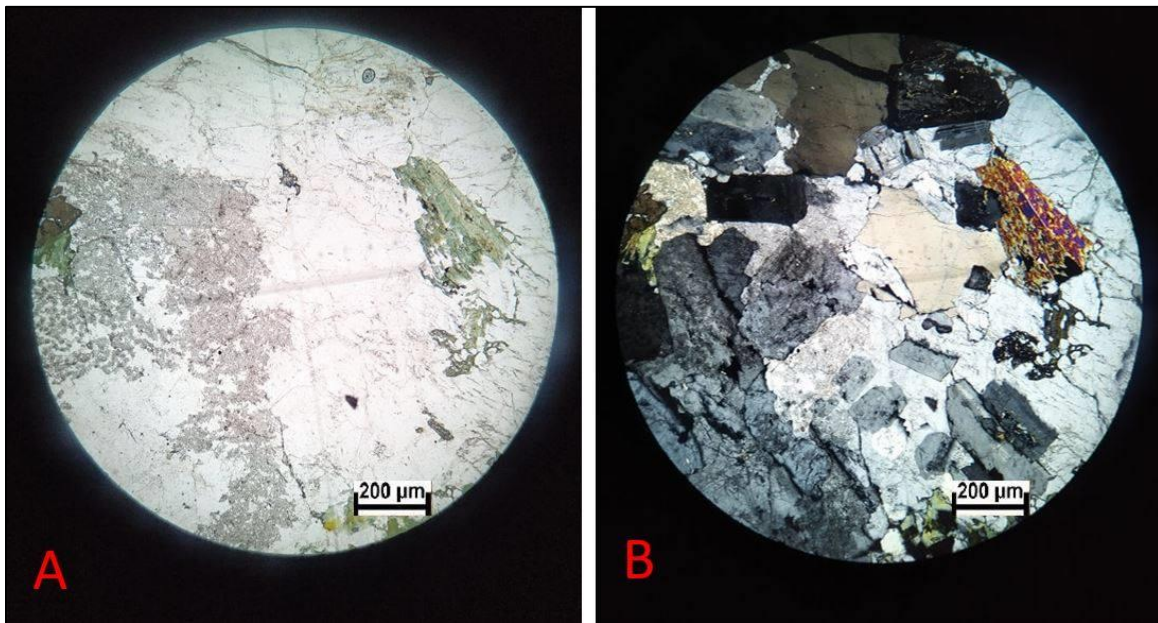
- ✓ Los enclaves máficos son una de la característica predominante del intrusivo. Poseen bordes redondeados y nítidos con la tonalita, formando cuerpos elipsoidales alargados, dispuestos en orientaciones: N-S a N15°E. Sus minerales formadores de roca corresponden a plagioclasa (51%), hornblenda (43) y cuarzo (6%) clasificándose como cuarzodiorita.
- ✓ Los xenolitos corresponden a fragmentos de andesíticas, que han sido moderada a levemente metamorfoseadas al ser envueltos por el magma evidenciando borde de enfriamiento y contacto angulares e irregulares.
- ✓ Los diques afloran en distintos lugares en la zona de estudio y de manera discontinua, intruyen a andesitas y tonalita con una dirección NS / 65°NW - 90°, tienen un ancho de 40 cm, color gris claro. Están compuesto por cuarzo (100%).

Macroscópicamente la tonalita es blanca grisácea con textura holocristalina inequigranular de grano medio a grueso (3 a 4 mm). Formada por cuarzo (42%), plagioclasa (38%) y hornblenda (20%) moderadamente alterada a biotita, por lo que se clasifica como tonalita de hornblenda (Fotografía 4). Existen variaciones composicionales minoritarias reconociendo en ciertos sectores una roca del tipo granodiorítica.



Fotografía 4. Muestra M4P29D1 (299037E / 6455673N). Tonalita con cristales de cuarzo, plagioclasas y piroxenos levemente meteorizada. Este trabajo.

Microscópicamente la muestra presenta una textura hipidiomórfica granular de grano grueso a medio y sus cristales subhedrales. Su composición corresponde a cuarzos (40%) de largo 5-20 mm con un hábito subhedral, plagioclasas (53%) de largo 5-10 mm con hábito subhedral y alteración leve a arcillas, clinopiroxenos (6%) de largo 5-10 mm y biotitas (1%) anhedrales de largo de 1-5 mm. La roca se clasifica de acuerdo a sus minerales como una Tonalita de Piroxeno (muestra M4P29D1, Microfotografía 1).



Microfotografía 1. Muestra M4P29D1. Tonalita de piroxeno. A) Nícoles paralelos: Alteración de plagioclasas a arcillas. B) Nícoles cruzados: Clinopiroxeno. Este trabajo.

4.3. ROCAS METAMÓRFICAS

En la zona central (Figura 19) se evidencian rocas córneas (metamorfismo de contacto), milonitas (metamorfismo dinámico) en rocas intrusivas, volcánicas y metamilonitas sobre la tonalita.

4.3.1. ROCA CORNEA (METAMORFISMO DE CONTACTO)

Se distribuye entre el contacto de la tonalita y la secuencia volcansedimentaria. Tiene una dirección N-S con potencias que van desde los 10 – 100 m y con un alto grado de fracturamiento con potencias hasta de 100 m. La roca es de color pardo grisáceo con estructura masiva y fabrica isótropa. En general, posee una textura granoblástica donde los cristales forman un mosaico de grano muy fino de cuarzo, plagioclasa, clorita y minerales ferromagnéticos (Fotografía 5).



Fotografía 5. Afloramiento de roca cornea. Este trabajo.

4.3.2. MILONITAS (METAMORFISMO DINÁMICO)

Se identifican milonitas de dirección N–S con obliteración de la textura original, cristalización mineral, crecimiento de minerales metamórficos y al microscopio generación de texturas secundarias tipo puntos triples. Las milonitas se ubican en el contacto entre la tonalita y la secuencia volcansedimentaria y una incipiente a fuerte foliación asociadas

al cizalle en zonas de falla. Las milonitas en terreno presentan evidencias de asociarse a la tonalita, andesitas y tipo metamilonita. Estas rocas habrían sido generadas en condiciones de baja a media P/T, alcanzando facies de esquistos verdes (asociación mineralógica anfíbol).

MILONITA EN ROCA INTRUSIVA. Se identifican foliaciones con un rumbo N-S a N10°E. Su grado de cohesión o dureza, varía de un afloramiento a otro (Fotografía 6). Se identifican macroscópicamente porfiroclastos de cuarzo y piroxenos siguiendo la dirección de la foliación (Fotografías 6 y 7). Se generan por deformación dúctil en zonas de falla, produciéndose reducción del tamaño de grano y generación de foliación penetrativa. Se captura la muestra M2P5D1 para corte transparente.

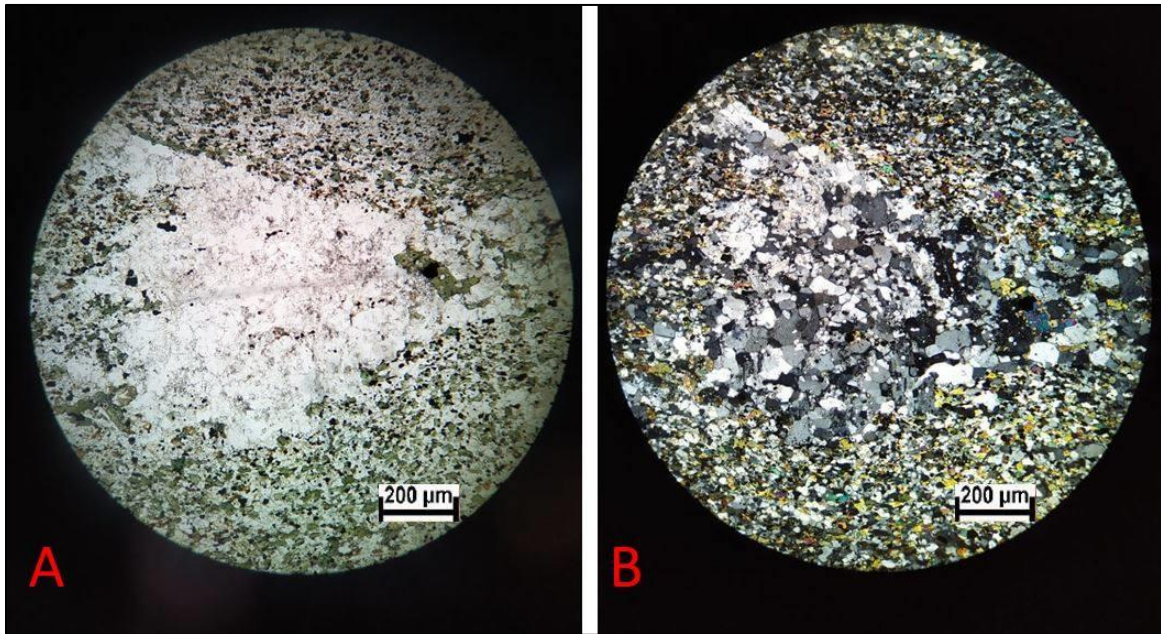


Fotografía 6. Zonas de cizalle principal. A) Milonitas, coordenadas (298886E / 6452108N). Brújula muestra el Sur, B) Milonitas a 50 m al norte. Círculo con una equis muestra el Norte.



Fotografía 7. Muestra M2P5D1, Coordenadas (298930E / 6451716N). Roca foliada con minerales de piroxenos en dirección a la foliación y cuarzos recristalizados, foliación con rumbo N-S.

Microscópicamente a la muestra M2P5D1 (Microfotografía 2) se le observa una textura nematogranoporfioblástica, de grano fino a medio y clivaje espacial gradacional. Está compuesta por porfiroclastos de cuarzo de tamaño fino a medio (0,1 - 5,5 mm), poseen una leve alteración a arcillas. La matriz en proporción modal 50-90% y está compuesta por plagioclasas de tamaño fino (0,1 - 1,1 mm), cuarzo de tamaño fino (0,1 - 1,1mm) y clinopiroxenos de tamaño fino (0,1 - 1,1 mm). Bajo estos parámetros se puede clasificar como Mesomilonia o milonita según Sibson (1977). (Figura 20) Se observan puntos triples y la foliación está marcada por la orientación de los clinopiroxenos, junto a los porfiroclastos cuarzo y plagioclasas.



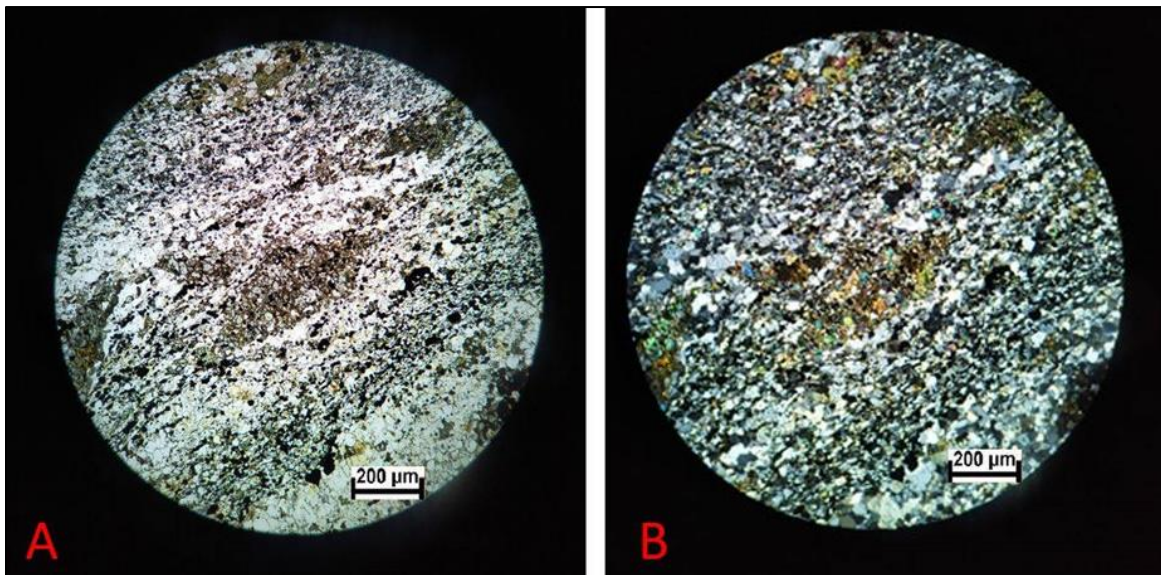
Microfotografía 2. Muestra Milonita M2P5D1. A) Nícoles paralelos: Matriz de clinopiroxenos, cuarzos y plagioclasas, biotitas. B) Nícoles cruzados. Se puede identificar de mejor manera los cuarzos.

MILONITAS ROCA LAVAS ANDESITICAS: Identificadas en la zona central, evidencian una foliación una dirección N-S. El protolito corresponden a una lava andesítica. Estas milonitas están compuestas por porfiroclastos de piroxenos y biotitas con cuarzos recrystalizados siguiendo el sentido de la foliación (Fotografía 8). Se captura la muestra M3P12D1 para descripción microscópica.

Microscópicamente (muestra M3P12D1) (Microfotografía 3) se puede observar una textura lepidonematogranoporfioblástica, de grano fino a medio, clivaje espacial gradacional, con una foliación continua. Formada por porfiroclastos de clinopiroxenos, con tamaño de 0,5 - 4mm. La matriz en proporción modal 50-90% y está compuesta por cristales de cuarzo de tamaño <0,1 - 4mm, biotitas de tamaño 0,1 - 0,6mm y plagioclasas de tamaño 0,1 - 0,3mm. Bajo estos parámetros se puede clasificar como Mesomilonia o milonita según Sibson (1977). (Figura 20) En la roca se observan puntos triples. Los cuarzos recrystalizados junto a las biotitas marcan sentido de la orientación de la foliación englobando a los porfiroclastos de clinopiroxenos.



Fotografía 8. Coordenada (298974E / 6453195N). Milonitas en andesíticas.



Microfotografía 3. Muestra Milonita M3P12D1. A) Nícoles paralelos: Matriz biotítica, cuarzo y plagioclasas, fragmento de clinopiroxenos. B) Nícoles cruzados: Lineamiento N-S.

Tabla 2.
Clasificación textural de las rocas de falla

		FABRICA ALEATORIA	FOLIACIÓN			
INCOHESIVA	Brecha de falla (Fragmentos visibles > 30 % de la masa de roca)		?			
	Harina de falla (Fragmentos visibles < 30% de la masa de roca)		Harina de falla foliada			
COHESIVA	NATURALEZA DE LA MATRIZ	Vidrio y vidrio desvitrificado	Pseudotaquilita	?		
		Reducción tectónica del tamaño de grano y dominio del crecimiento de grano por recrystalización y neomineralización	Brecha molida (fragmentos > 0.5 cm)		0-10	PORCENTAJE DE MATRIZ
	Brecha fina molida (0.1 < fragmentos > 0.5 cm)					
	Microbrecha molida (fragmentos < 0.1 cm)					
	SERIE DE CATACLASTITAS	Protocataclastita	SERIE DE LAS MILONITAS	Protomilonita	10-50	
		Cataclastita		Milonita	50-90	
		Ultracataclastita		Ultramilonita	90-100	
			FILONITAS			
Crecimiento de granos pronunciado	?		Blastomilonitas			

Fuente: Modificado de Sibson (1977), citado en Gutierrez (1992), p.96.

Figura 20. Tabla de clasificación de roca por metamorfismo dinámico de Sibson (1977)

4.3.3. META-TONALITA

Al norte de la zona de estudio (298874E / 6456363N) se identifica asociado a la tonalita zonas con una leve foliación, su color es blanco grisáceo, su textura es fanerítica y contiene cuarzo (43%), plagioclasa (50%) y piroxenos (6%). Los piroxenos muestran una tendencia a la foliación con un rumbo N15E° (Fotografía 9).



Fotografía 9. Coordenada (298775E / 6456363N). Tonalita foliada (meta-tonalita) con dirección de la foliación N15°E y con piroxenos en dirección de la foliación. Este trabajo.

4.3.4. DEPÓSITOS NO CONSOLIDADOS (DNC)

Sedimentos heterogéneos sin compactación, de mala selección y de espesor y granulometría variada. Se identifican en zonas de pendiente suaves producto del intemperismo de las unidades infrayacentes y como relleno al pie de las quebradas. Dada su disposición espacial y génesis, es posible distinguir Depósitos No Consolidados Coluviales y Aluviales (Fotografía 2).

- ✓ Depósitos No Consolidados Coluviales: Ubicados en las laderas de los cerros, siendo posible observarlos en las paredes de los cortes de caminos y en quebradas (Fotografía 3). Se caracterizan por ser una acumulación de material de espesor variable con una mala selección, presentando clastos de tamaño grava a bloque angulosos inmersos en una matriz limo arcillosa, presentando una fábrica matriz/clasto-soportada.
- ✓ Depósitos No Consolidados Aluviales: Ubicados en laderas abruptas en los cerros, acumulándose el material principalmente en quebradas y adyacentes a los caminos vehiculares. Se presentan como depósitos de muy mala selección, con clastos de alta angulosidad, alto porcentaje de matriz limo-arcillosa e inmadura texturalmente.



Fotografía 2. Coordenada (299255E / 6455296N). Depósito No Consolidado Coluvial. Este trabajo.

4.4. ESTRUCTURAS

Las estructuras formadas bajo regímenes friccionales se caracterizan por provocar la pérdida de cohesión de las rocas. Es considerado un estilo de deformación tanto como un mecanismo de gran escala y de microescala. En la zona de trabajo, se identifican lineamientos, diques, xenolitos, estructuras asociadas a deformación dúctil y estratificación (Figura 21).

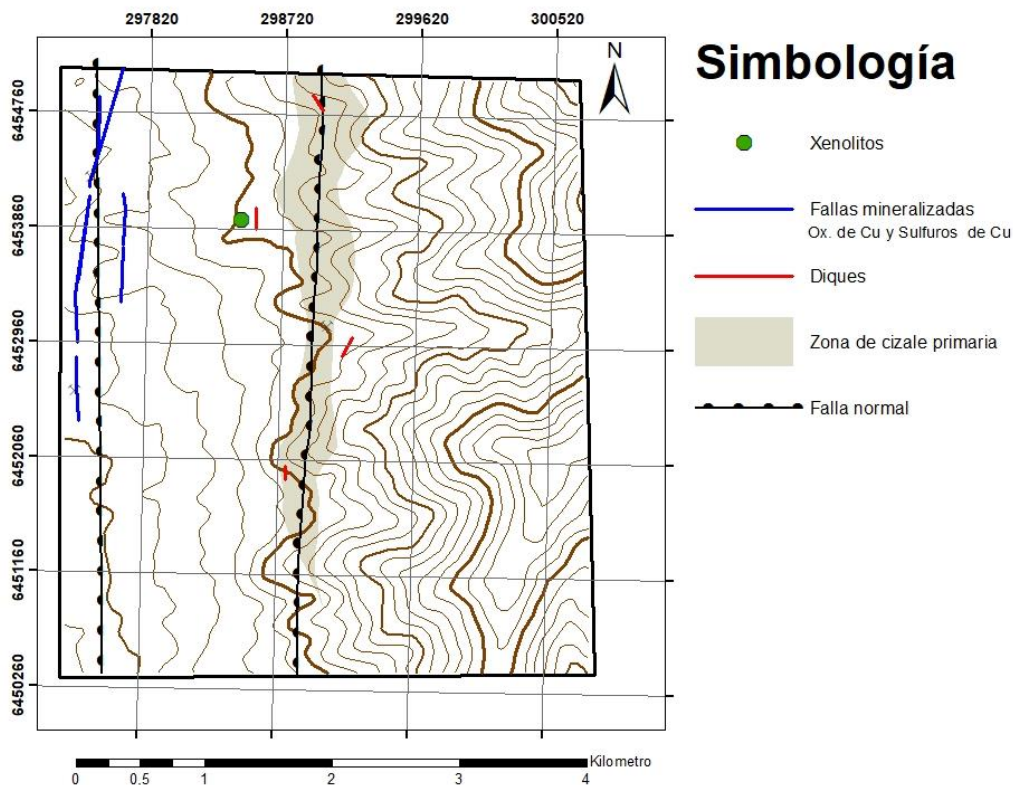


Figura 21. Mapa de estructuras. Este trabajo.

4.4.1. LINEAMIENTOS

Son los principales rasgos estructurales, forman las quebradas y modelan el paisaje (Figura 22). Tienen 3 direcciones principales: NE–SW; E–W; N–S. Mediante imágenes Google Earth se identificaron 3 sectores estructurales, con direcciones dominantes distintivas que se separan entre sí por líneas divisorias de aguas. Estos sectores son:

- ✓ NE–SW: Corresponden a portezuelos encontrados en altura sobre cerros Campanario y Cerro Gonzalo.
- ✓ E–W: Cuencas hidrográficas dominantes bajo la cota de los cerros Campanario y Gonzalo.
- ✓ N–S: Quebradas del sector sur del área en estudio, orientación de cerros principales, del piedemonte occidental y del piedemonte oriental del cerro occidental.

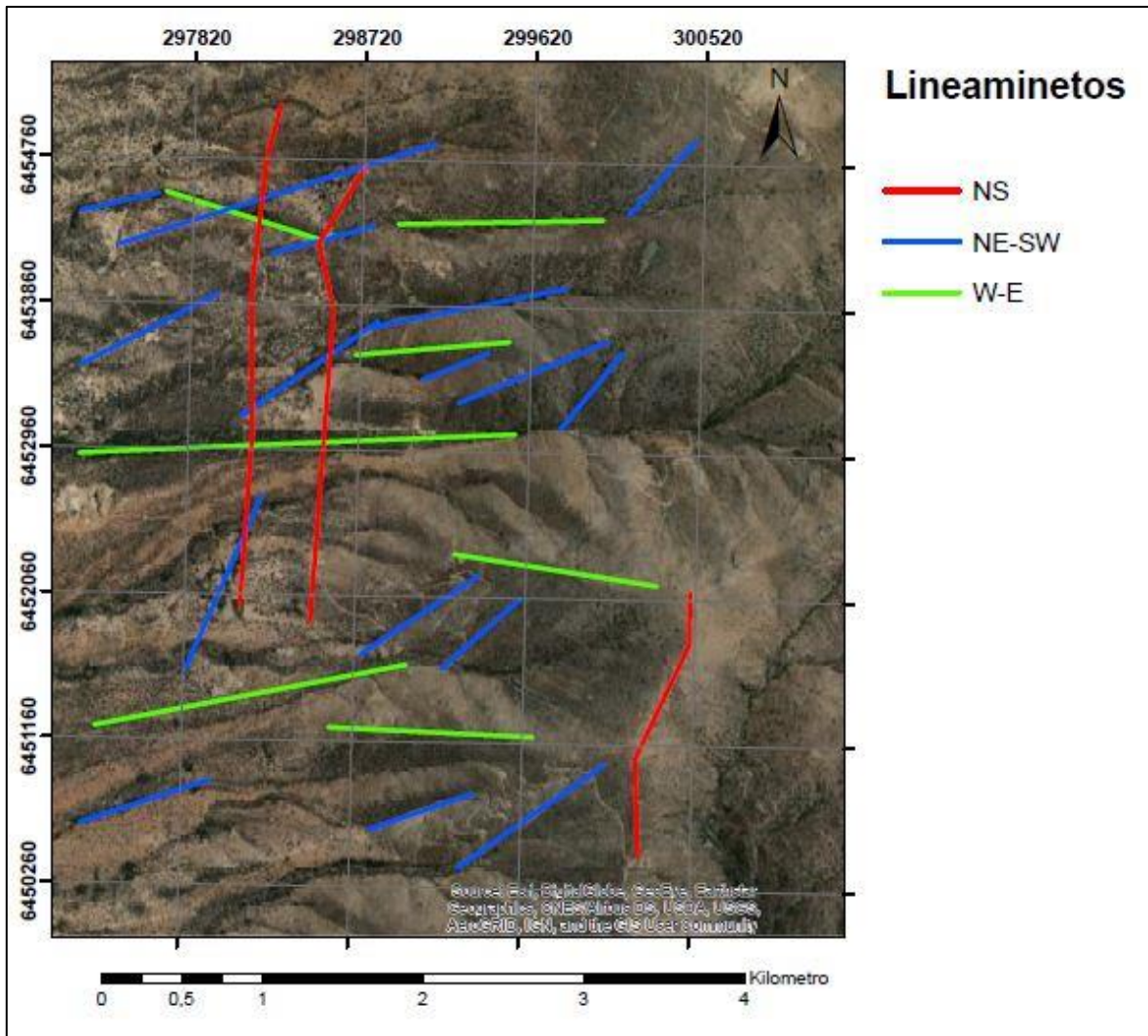
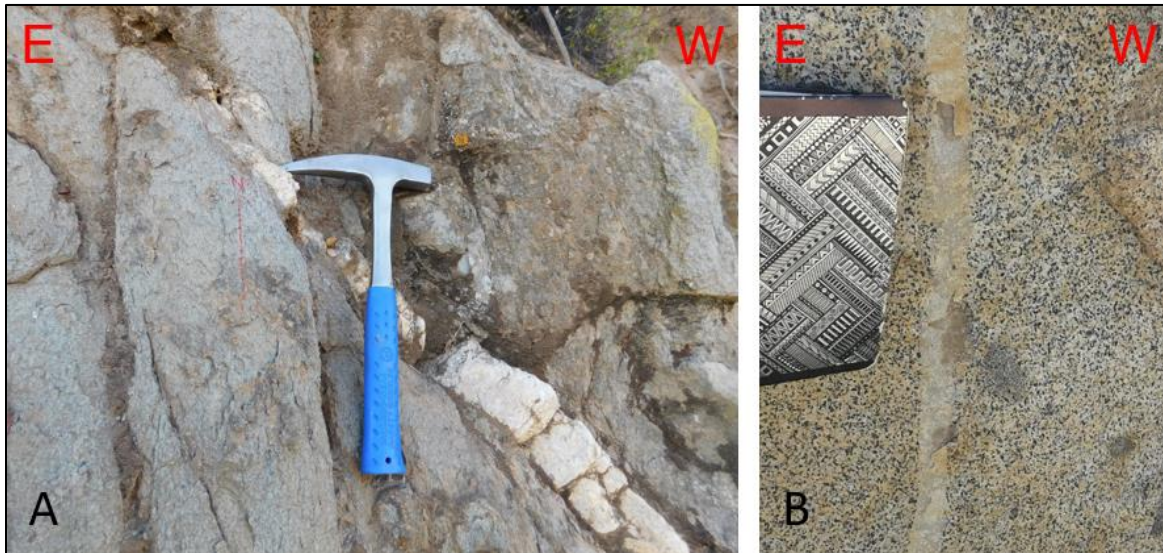


Figura 22. Mapa de lineamientos. Rojo: N-S, Azul: NE-SW y Verde: E-W.

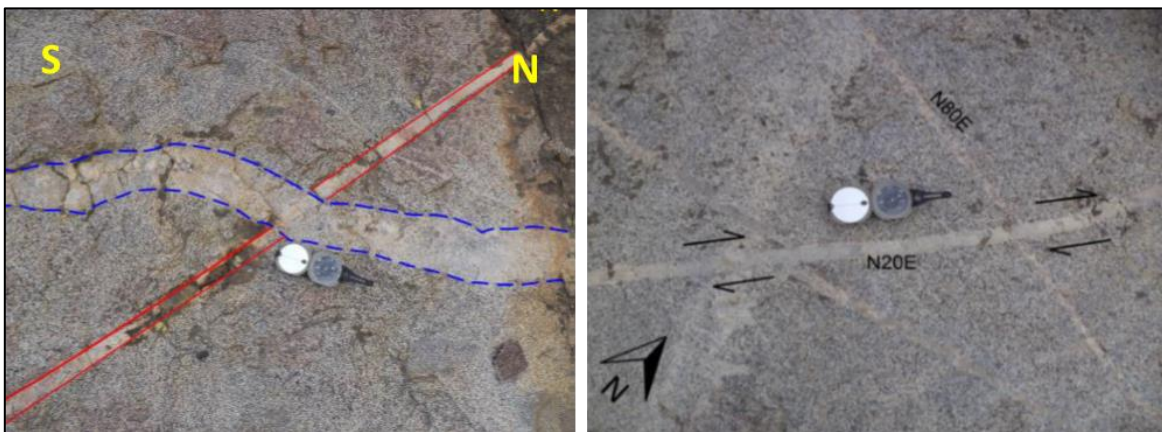
4.4.2. DIQUES

Se identifican diques aplíticos rectos y sinuosos en la zona de cizalle entre la tonalita - lavas andesíticas y en la tonalita. En general los diques presentan un rumbo y manteo entre N15E – NS / 65°NW a 90° (Fotografía 10), con un ancho hasta 40 cm y una extensión de 6 a 10 m en la zona de cizalle y, un ancho entre 3 a 5 cm con una extensión entre 4 a 8 m en la tonalita.

Los diques según su morfología y orientación se pueden dividir en 1) diques sinuosos de con orientaciones entre N40 - 80°E con manteos subverticales y 2) diques con bordes rectos cuyos rumbos van desde N-S a N20°E y manteos subverticales. En sus relaciones de contacto los diques rectos cortan a los diques sinuosos (Fotografía 11).



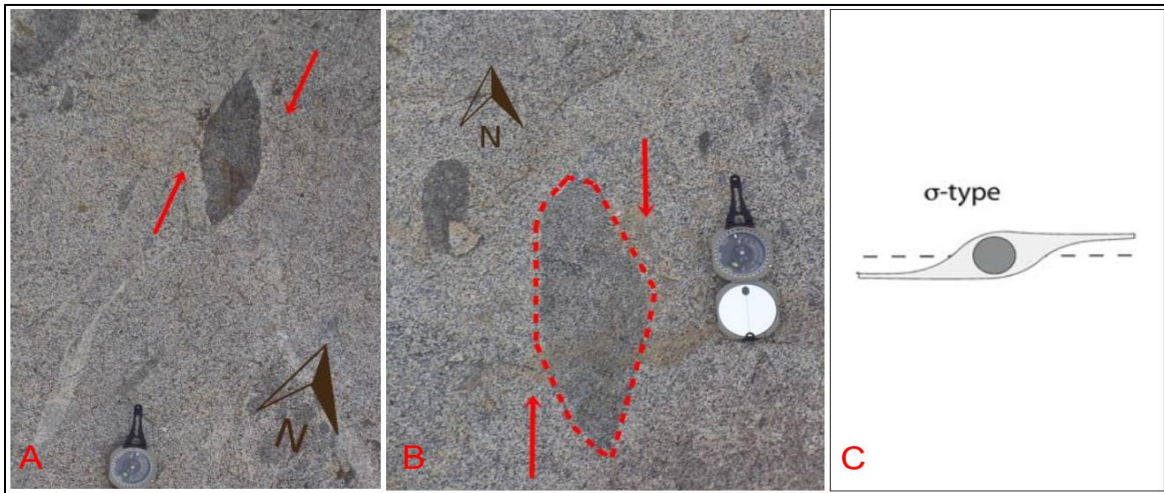
Fotografía 10. Diques aplíticos en la tonalita y zona de milonita. A) Dique aplítico N15E / 65°NW, con bordes rectos, Coordenadas (298941E / 6454840N). B) Dique aplítico NS / 90° con bordes rectos, Coordenadas (298532E / 6453946N).



Fotografía 11. Diques aplíticos. A) Izquierda: Vista en planta. Dique aplítico N-S sinuoso corta a dique félsico N40°E recto. Derecha. Vista en planta. Dique aplítico N20°E corta a dique aplítico N80°E desplazado 0.05 m en sentido dextral.

4.4.3. XENOLITOS

Asociados a la tonalita y en las cercanías entre el contacto con las lavas andesíticas. Presentan una dirección preferencial N-S a N20°E. Su color es pardo negruzco, con formas ovaladas y en ocasiones achatada, similares a estructuras sigmoidales. Los xenolitos se comportan como inclusiones, rodeado por minerales recrystalizados, en este caso cuarzo y feldespatos, llamado “manto”. La rotación que evidencia una deformación de cizalle simple dextral (Fotografía 12).



Fotografía 12. En planta xenolitos sigmoidales N-S. A) Xenolito rodeado por cuarzo - feldspatos (298445E / 6453929N). B) Xenolito sigmoidal (298247E / 6455390E). C) Estructura sigmoidal compuesta por porfiroclastos (núcleo color gris) y manto (extremos alargados y achatados incolores) producto de deformación por cizalle simple dextral. (Passchier y Trouw, 2015).

4.5. DEFORMACIÓN FRÁGIL

Las estructuras formadas bajo regímenes friccionales se caracterizan por provocar la pérdida de cohesión de las rocas y es considerado un estilo de deformación tanto como un mecanismo a gran y microescala. Estas estructuras no se visualizan en la zona de estudio, sin embargo, se podría inferir una falla normal en las coordenada 299031E / 6453160N (Fotografía 13).



Fotografía 13. Coordenada (299031E / 6453160N). Cambio topográfico producido por una probable “falla normal” que el bloque de la izquierda es el hundido y el bloque de la derecha es el levantado. Línea negra punteada muestra eje de la falla, línea amarilla punteada muestra contorno topográfico y flecha roja muestra dirección de la falla.

4.6. DEFORMACIÓN DÚCTIL

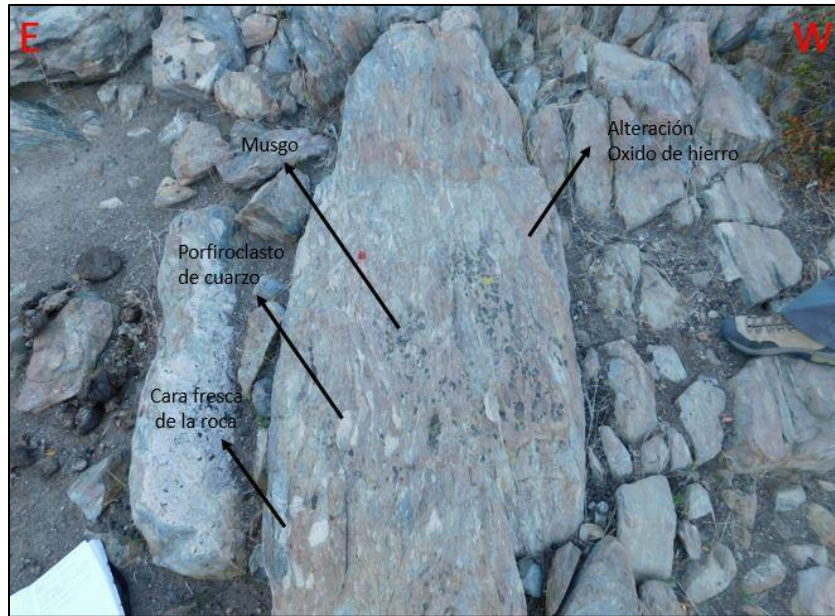
La deformación dúctil se identifica en el contacto entre la tonalita y las lavas. De manera general, su morfología es paralela a anastomosada de dirección N10W-N10E / 90°.

4.6.1. DEFORMACIÓN DÚCTIL SOBRE TONALITA

Las estructuras formadas bajo el régimen dúctil corresponden a foliación, porfiroclastos y rotación de elementos pre- y sin-cinemáticos, todos asociados a deformación producto de esfuerzos tipo cizalle dextral normal.

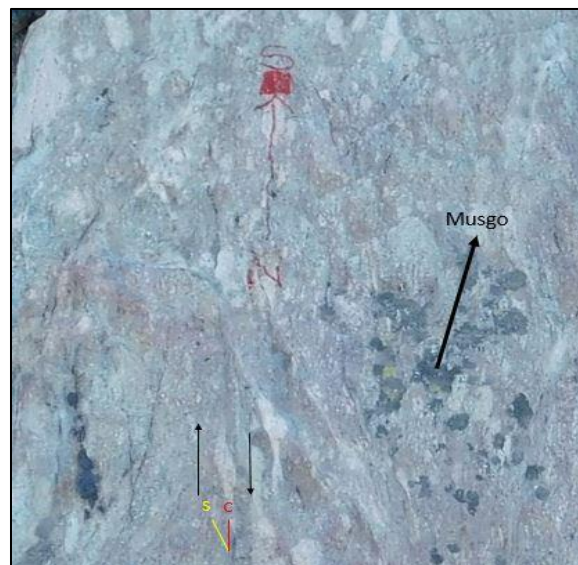
Se observa una zona de cizalle simple que contiene milonitas SC y sigmoides, de dirección N-S / 80W-90° entre el contacto de la tonalita con las lavas andesíticas, con un ancho de 400 m y una extensión de 5 - 8 km, esta zona de cizalle presenta indicadores cinemáticos a macro escala (Fotografía 14), que evidencian un movimiento normal dextral. La deformación es descontinua ya que existen zonas angostas verticales en las cuales las rocas se encuentran deformadas en los planos de cizalle con desarrollo de foliación. Las estructuras tensionales pertenecientes al sistema de fallas están asociado a vetas rellenas de sílice y feldespatos junto con mineralización de óxidos de cobre y alteración de clorita-epidota-sílice en las intersecciones con las fallas N-S / 90°. Estos esfuerzos actúan en un plano de cizalle principal y en torno a él se desarrollan estructuras tales como foliación (S) y clivaje que acomodan la deformación la cual casusa cambios de volumen, rotación y en ocasiones distorsión de los elementos originales de las rocas.

Una de las morfologías generadas a partir de este tipo de deformación y controladas por los planos de foliación y de cizalle (C) son sigmoides cuya rotación respecto al plano de cizalle indica el sentido del cizalle. En particular, la estructura encontrada en el sector centro - sur, muestra un plano de cizalle sub-vertical (plano C) N-S / 90. El plano de foliación (plano S) está subordinado al centro de la estructura y que mantiene la misma tendencia. La relación paralela de estos planos indica un sentido de desplazamiento vertical normal. Sin embargo, el análisis a macro escala considera la morfología como continua.



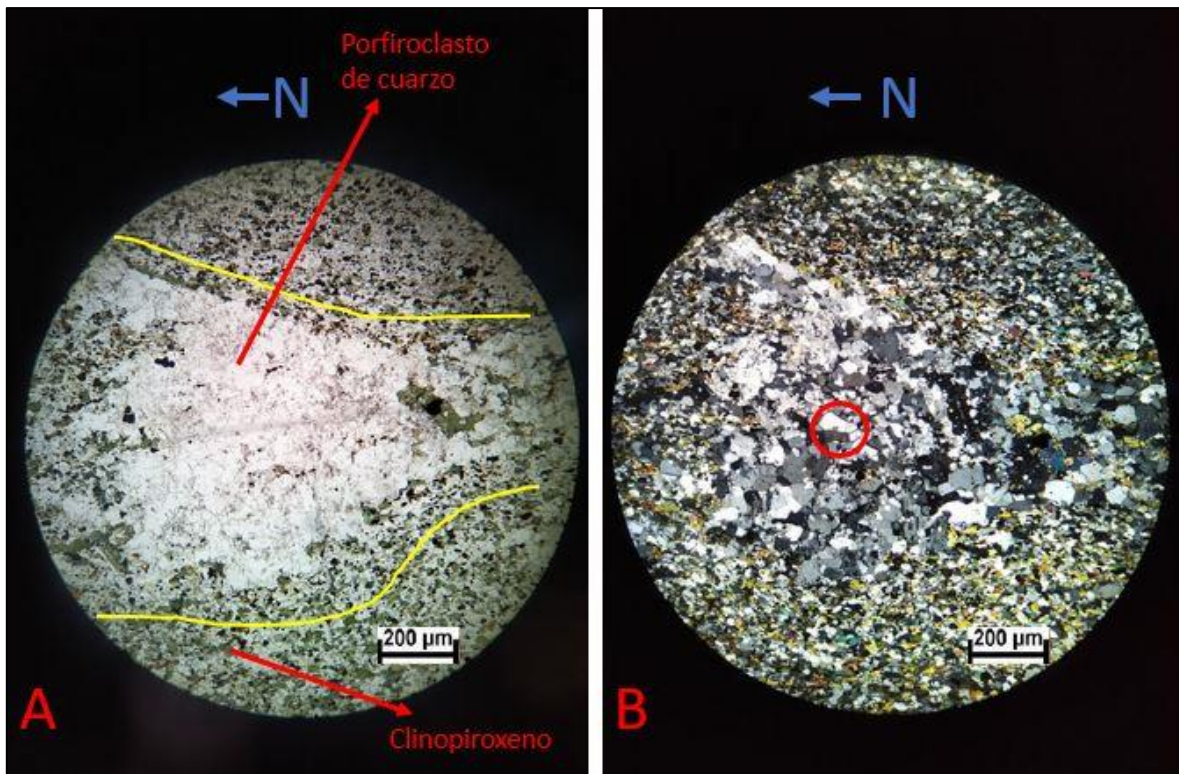
Fotografía 14. Coordenada (298943E / 6451684N). Zona de cizalle principal, en cual se desarrolla un sistema de porfiroclastos de cuarzo y la dirección de la foliación es representada por los piroxenos.

Los porfiroclastos identificados (Fotografía 15) se caracterizan por una morfología ovalada, con extremos convexos y compuesto de cuarzo. Este cuerpo está rodeado por la foliación (S) de la tonalita y se encuentra alargado en dirección al plano de cizalle N-S / 90. La configuración de los planos C y S definen un movimiento normal dextral de la zona de cizalle.



Fotografía 15. Coordenada (298943E / 6451684N). Vista en planta de porfiroclasto de cuarzo con forma sigmoidal orientado N-S, con movimiento dextral.

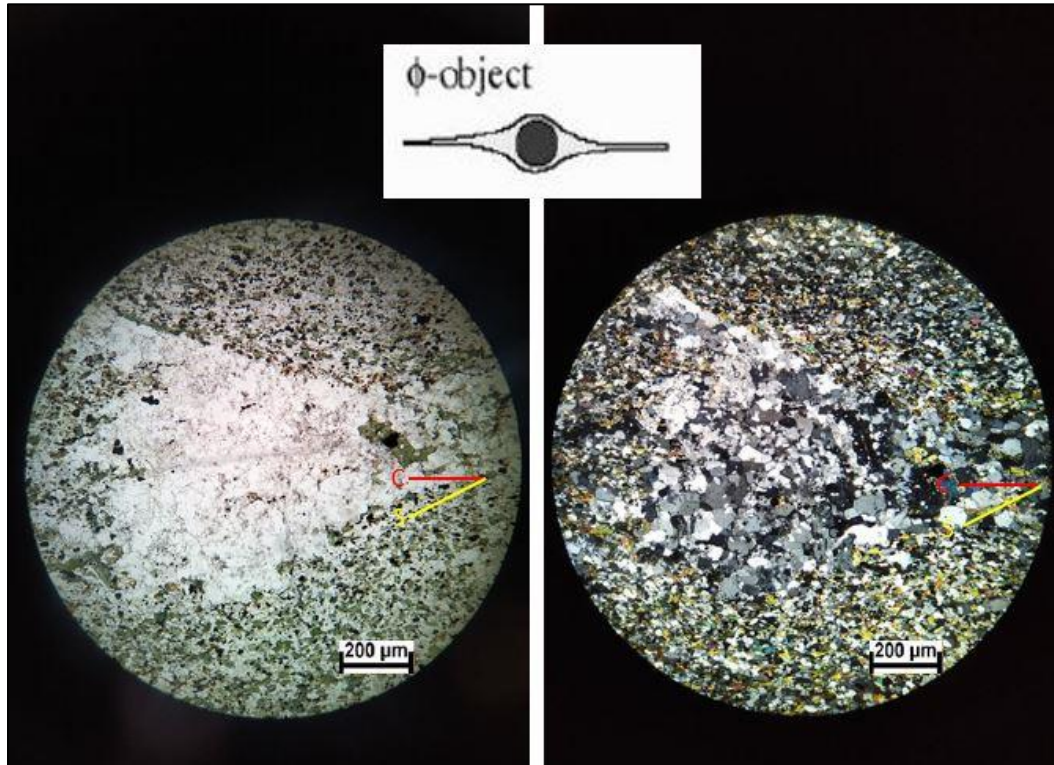
Se captura una muestra (M2P5D1) para corte transparente (Microfotografía 4) con el fin de analizar la cinemática y dinámica. El análisis microscópico evidencia recristalización asociada a una textura granoblástica que desarrolla puntos triples en el cuarzo, sugiriendo eventos posteriores de metamorfismo de contacto y metasomatismo. Los porfiroclastos de cuarzo incoloros a nicoles paralelos y en conjunto con cristales verdosos (clinopiroxenos) lenticulares, curvos, que rodean a los cuarzoes recristalizados definen la foliación (Microfotografía 4). Este conjunto de minerales presenta extinción ondulosa y sin alteración, pudiéndose definir cristales masivos, incoloros y con forma de sigmoide de cuarzo que evidencian deformación de cizalle simple que reduce el tamaño de los cristales y la posterior recristalización por fluidos intergranulares generados a partir de presión por solución, por lo cual su estructura cristalina se ve deformada.



Microfotografía 4. Muestra M2P5D1 Foliación determinada por los minerales de clinopiroxenos y cuarzoes. A) Nicoles paralelos porfiroclasto de cuarzo. Líneas amarillas muestran dirección de la foliación en torno al porfiroclasto. B) Nicoles cruzados. En el círculo rojo se evidencian puntos triples de cuarzo recristalizado.

Se distinguen en los sigmoides de nematoblastos de cuarzoes y clinopiroxenos que rodea al porfiroclastos (cristales relictos) con extensiones acuñadas en forma de “colas” (Microfotografía 5). Este complejo desarrolla planos de cizalle (C) evidenciada por la

dirección promedio de los nematoblastos de cuarzo, además del plano de foliación (S), identificado a través de la dirección que adquiere el sistema porfiroclasto a la dirección preferencial que lleva en sus extremos.



Microfotografía 5. Sigmoides en milonitas. Fabrica SC. Línea de color rojo indica plano C y línea de color amarillo plano S.

4.6.2. DEFORMACION DÚCTIL EN UNIDAD LAVAS ANDESÍTICAS

Las estructuras identificadas en las lavas andesíticas corresponden a foliaciones y sigmoides que producen rotaciones de los minerales y estructuras primarias además de cambios de volúmenes. Esto indica una deformación de cizalle simple.

En los afloramientos se pueden identificar que las andesitas poseen una foliación penetrativa visible a macro escala, con porfiroclastos de plagioclasas y piroxenos alineados paralelamente en dirección N-S (Fotografía 16). En algunos sectores se puede identificar estructuras de forma sigmoidales y estrías de falla. Donde las inclusiones (núcleo del sigmoide) corresponde a un sector de la roca de caja más competente y se encuentra rodeada por banda de cizalle, donde se puede identificar movimiento dextral normal.



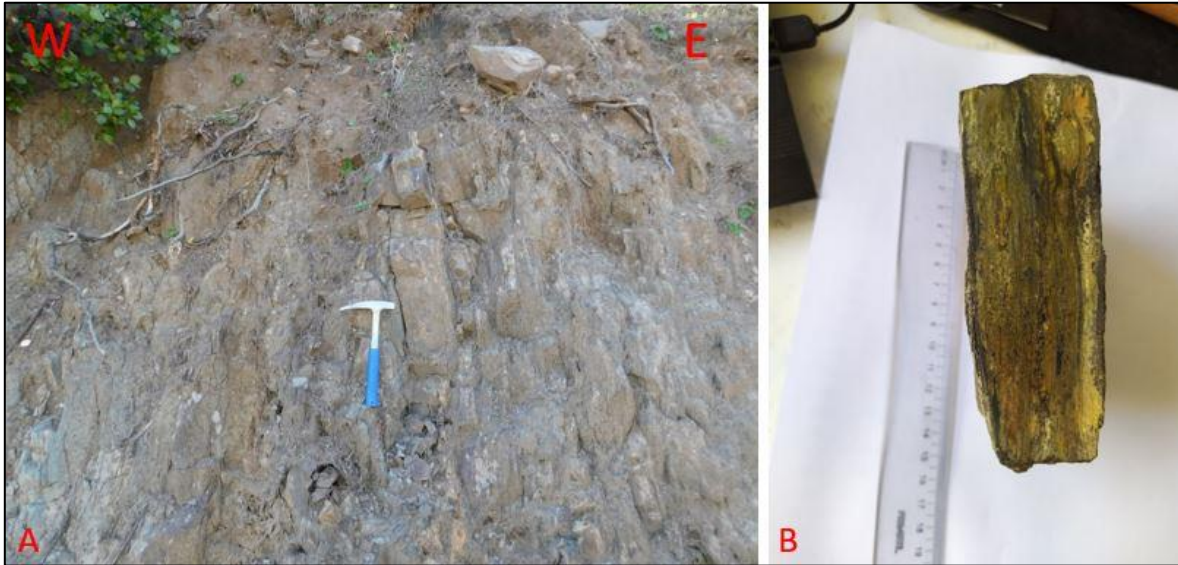
Fotografía 16. Coordenada (299048E / 6453881N). A: Sigmoide de andesita rotado. B: Estrías de falla dextral.

Los planos de las bandas de cizalle poseen orientación N-S / 90, en sectores las foliaciones son menos espaciadas y más recurrentes, identificándose relictos de rocas rectangulares a ovaladas, orientadas paralelamente a la foliación y espaciadas en la misma dirección (Fotografía 17).

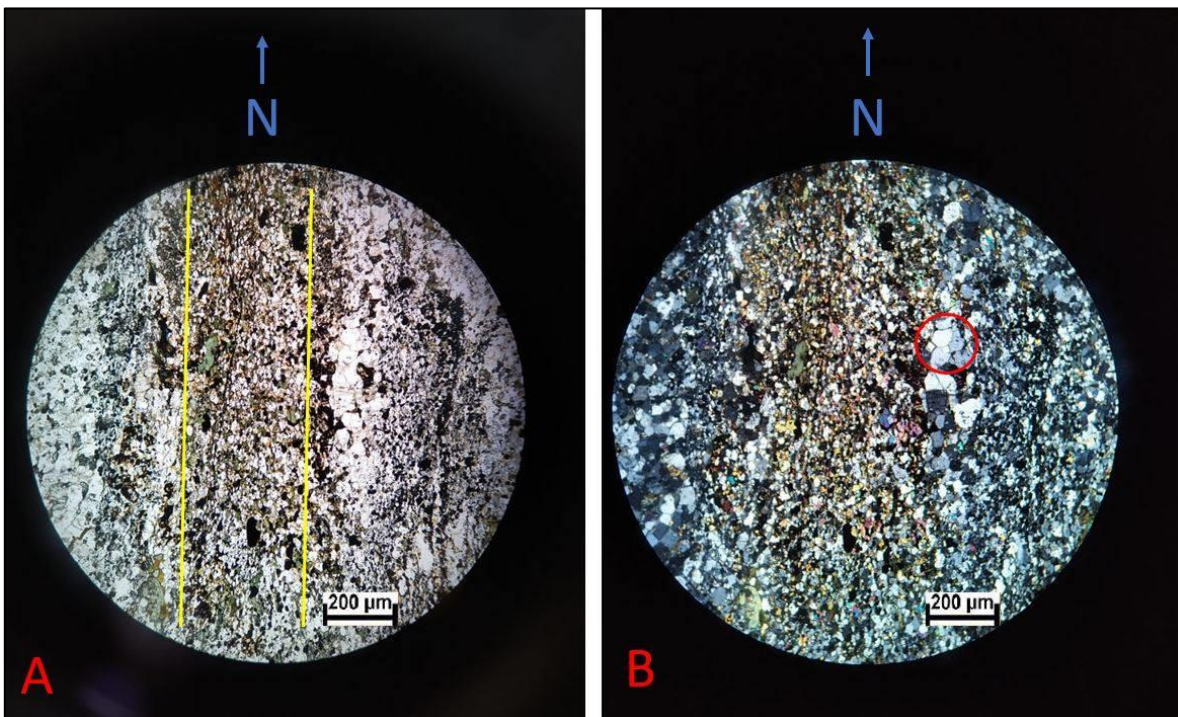
Se realiza un corte transparente a la muestra (M3P12D1) extraída del afloramiento. Microscópicamente se observa recristalización por una textura lepidoporfidoblástica y desarrollo de puntos triples en cuarzos con orientación de las biotitas, por lo que se deduce que la fábrica asociada a la deformación puede estar modificada por eventos posteriores de metamorfismo de contacto y metasomatismo.

Los porfiroclastos de clinopiroxenos, verdes pálidos a nicoles paralelo, en conjunto a cristales masivos, incoloros a pardos y con formas lenticulares a tabulares definen la foliación. (Microfotografía 6). Estos cristales que forman la matriz presentan una extinción recta y un fuerte pleocroísmo y por tanto estas características representan a la biotita. La matriz también contiene cristales recristalizados que presentan una extinción ondulosa en toda su extensión lo cual evidencia que corresponde a cuarzo. Los porfiroclastos evidencian deformación de cizalle simple que reduce el tamaño de los cristales y posterior

recristalización por luidos intergranulares generados a partir de presión por solución, deformando su estructura cristalina.

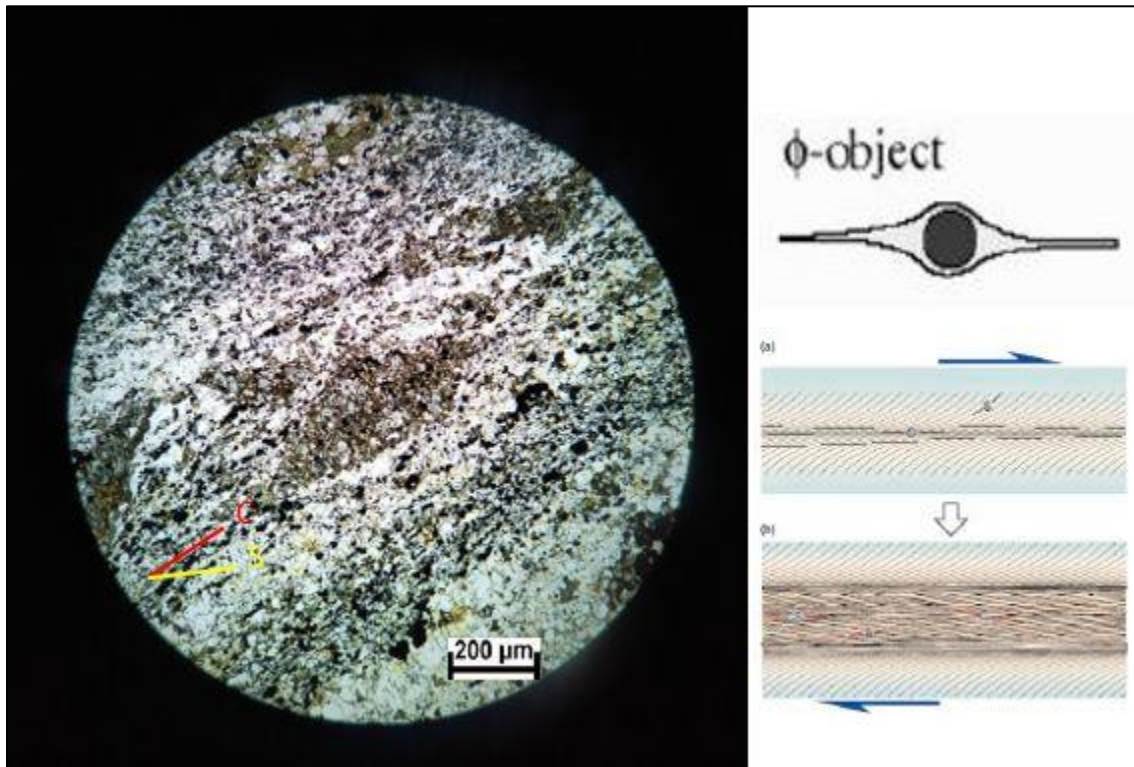


Fotografía 17. Coordenada (298974E / 6453195N). Afloramiento de milonitas en andesitas. A) Zona de deformación dúctil. B) Muestra (M3P12D1) de mano con foliación N-S.



Microfotografía 6. Foliación determinada por las biotitas y cuarzos recristalizados. A) Nícoles paralelos. Líneas amarillas: Foliación en dirección al norte. B) Nícoles cruzados: Círculo rojo: Cuarzo recristalizado.

En el corte transparente (M3P12D1) se distinguen estructuras sigmoidales conformadas por sombras de presión de lepidonematoblásticas de biotita y cuarzo que rodean a porfiroclastos de clinopiroxenos con extensiones acuñaadas en forma de cola. Esta configuración recibe el nombre de “sistema porfiroclasto” (Passchier, 2004). Este complejo desarrolla planos de cizalle (C) evidenciada por la dirección promedio de los minerales recristalizados y además de planos de foliación (S) identificados a través de la dirección que adquiere el sistema porfiroclasto, al respecto a la dirección preferencial que lleva en sus extremos (Microfotografía 7).



Microfotografía 7. Sistema porfiroclasto con morfología sigmoidal en milonitas de lavas andesíticas. Fabrica CS. Línea de color rojo indica plano C y línea de color amarillo S.

5. DISCUSIÓN

La zona de estudio habría estado controlada por un régimen extensional desde el Triásico superior hasta el Cretácico superior, el cual sería responsable de fallas normales N-S y de la Zona de Cizalle Principal (ZCP) de dirección N-S. La unidad intrusiva (tonalita) se habría emplazado en un régimen tectónico compresivo con un 1) acortamiento en dirección E-W y N75°E y una extensión N-S y N15°W inferida por la elongación de los enclaves máficos y, por las 2) intrusiones menores de diques aplíticos y pegmatíticos Davis y Reynolds , 1996 Esta situación es constatada en terreno, donde la intrusión de la tonalita genera una zona de metamorfismo de contacto (roca cornea) de dirección N-S a nivel macroscópico, puntos triples observados en cortes transparentes de la milonita y una obliteración de textura original de la roca de caja adyacente, originando meta andesitas.

La zona de estudio se encuentra en el límite sur de la Hoja Illapel (Rivano et al., 1991) y norte de Hoja Quillota - Portillo (Rivano et al., 1993), identificándose en ellas las formaciones Veta Negra y Quebrada Marquesa. Las rocas volcano sedimentarias (lavas andesíticas y lutitas) identificadas y descritas en terreno es posible correlacionarlas a cualquiera de los miembros superiores de las formaciones Veta Negra y/o Quebrada Marquesa. Los datos de terreno indican que se puede inferir un criterio de polaridad, basado principalmente en relaciones de contacto y litologías, observándose de manera local en las lavas estratificación interna, pasando de una base con tendencia de grano medio a grueso a un techo de grano fino a medio, con anfíbol - piroxenos y finalizando con una unidad sedimentaria lutítica.

De acuerdo con las características litológicas, ubicación, textura y extensión areal, la tonalita ubicada en la zona Oeste es correlacionable con la Unidad Tonalítica Principal parte del Complejo Plutónico Illapel (Morata et al., 2010) de 102-98 Ma (Ferrando et al., 2014). En terreno se evidencian 1) enclaves microgranulares que, de acuerdo al concepto de Vernon et al. (1988), sus formas redondeadas y elipsoidales son indicadores de flujos, mingling de magmas representando desagregaciones de una zona magmática inmisible formada por mezcla de un magma máfico con uno más diferenciado y, 2) xenolitos con bordes embahados y metamorfismo de la roca de caja (andesítica) producto de la presencia de magma aún caliente que bordea fragmentos de la roca huésped que está siendo intruida.

El contacto entre la tonalita y la secuencia volcánico sedimentaria genera la ZCP donde se identifican milonitas que en general presentan una cinemática asociada a un cizalle normal dextral evidenciado por planos de debilidad preexistentes que acomodan la deformación. A nivel micro, la ZCP presenta un mayor grado de deformación en las milonitas, evidenciando porfiroclastos de cuarzo, con mantos y colas de cuarzo recristalizado dinámicamente, en una matriz de cuarzo recristalizado. Esto indica una mayor resistencia relativa de las plagioclasas frágiles, respecto del cuarzo dúctil durante el evento deformativo. Las milonitas indican un estilo de deformación dúctil producto de mecanismos plástico asociado a gradientes $T > 300^{\circ}\text{C}$ y presiones sobre la de confinamiento (Sibson, 1977). Las zonas de cizalle sobrepuestas a las estructuras dúctiles indicarían un cambio de régimen desde dúctil a frágil y de acuerdo con Davis and Reynolds (1996) esta situación correspondería al producto de la convivencia de estructuras de régimen dúctil o frágil con superposición de alguna.

Las milonitas con su protolito tonalítico a nivel microscópico presentan una reducción de los cuarzos, puntos triples, colas y estructuras tipo SC, todas evidenciadas en las microfotografías. Los minerales de cuarzo presentan una reducción de su tamaño característico en las milonitas debido a la transferencia de masa (Knipe 1989). Los puntos triples en el cuarzo en las milonitas, nos indica una deformación plástica de granos en un agregado de granos de cuarzo donde los ejes de los granos presenta un mosaico de granos equidimensionales, de tamaño uniforme indicando la dirección de estiramiento de acuerdo al concepto de Simpson y Schmidt (1983). Las colas de tipo ϕ son características de las milonitas en alto grado de acuerdo a Passchier y Trow (1996). Las estructuras tipo SC son un indicador de movimiento, donde la superficie sigmoidal S refleja el estado de deformación progresiva, rotando hacia la superficie C y las bandas de cizalle de tipo C nos indica la dirección de la zona de cizalle de acuerdo a Simpson (1984).

Las milonitas con su protolito andesítico presentan foliación penetrativa y en ocasiones lineamientos de zonas de cizalle con escasa pérdida de cohesión en la roca y relacionadas espacialmente por lo cual se consideran estilos de deformación dúctil. Las lineaciones microscópicas y macroscópicas en los minerales granulares y tabulares mantienen una orientación N-S, estando contenidas en los planos de foliación de las milonitas. Dicho lineamiento constituye una evidencia de la dirección de propagación de la deformación que podría relacionarse a un estado de strain bajo a intermedio, en un

régimen transpresivo dominado por cizalle simple. De acuerdo con Fossen (1994) (Figura 23) las estructuras formadas bajo condiciones dúctiles se caracterizan fundamentalmente por la generación de fábricas macroscópicas planares y/o lineares que mantienen la cohesión inicial de la roca. Es un estilo de deformación dependiente de la escala de observación (escala de la fábrica en estudio) y que puede desarrollarse mediante mecanismos de deformación plástica y frágil.

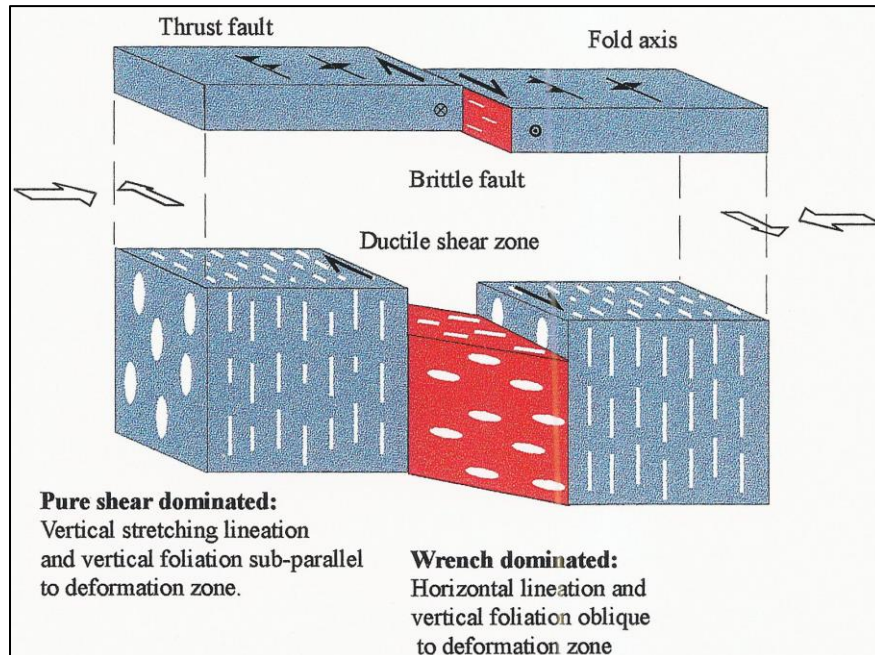


Figura 23. Deformación dúctil en un régimen tectónico transpresivo con dominios de cizalle puro en los márgenes delimitando una zona de dúctil con cizalle simple (Fossen et al. 1994).

En las bandas de las milonitas de las lavas andesíticas que presentan una deformación más intensa, se pueden apreciar cuarzos recristalizados indicando una transición a un estado de milonitización menos resistente y de grado bajo a medio. De acuerdo con Passchier y Trow (1996) esta situación indicaría que la deformación de dichas bandas se produjo entre los 350°- 400°C. El modelo simplificado de Sibson (1977) estima que las milonitas formadas en dicho rango de temperaturas podrían formarse entre los 13 - 16 km de profundidad (Figura 24). Considerando que las dos unidades miloníticas presentan similitudes en la composición y grado de deformación, se relacionen a un evento tectónico que permitió su deformación.

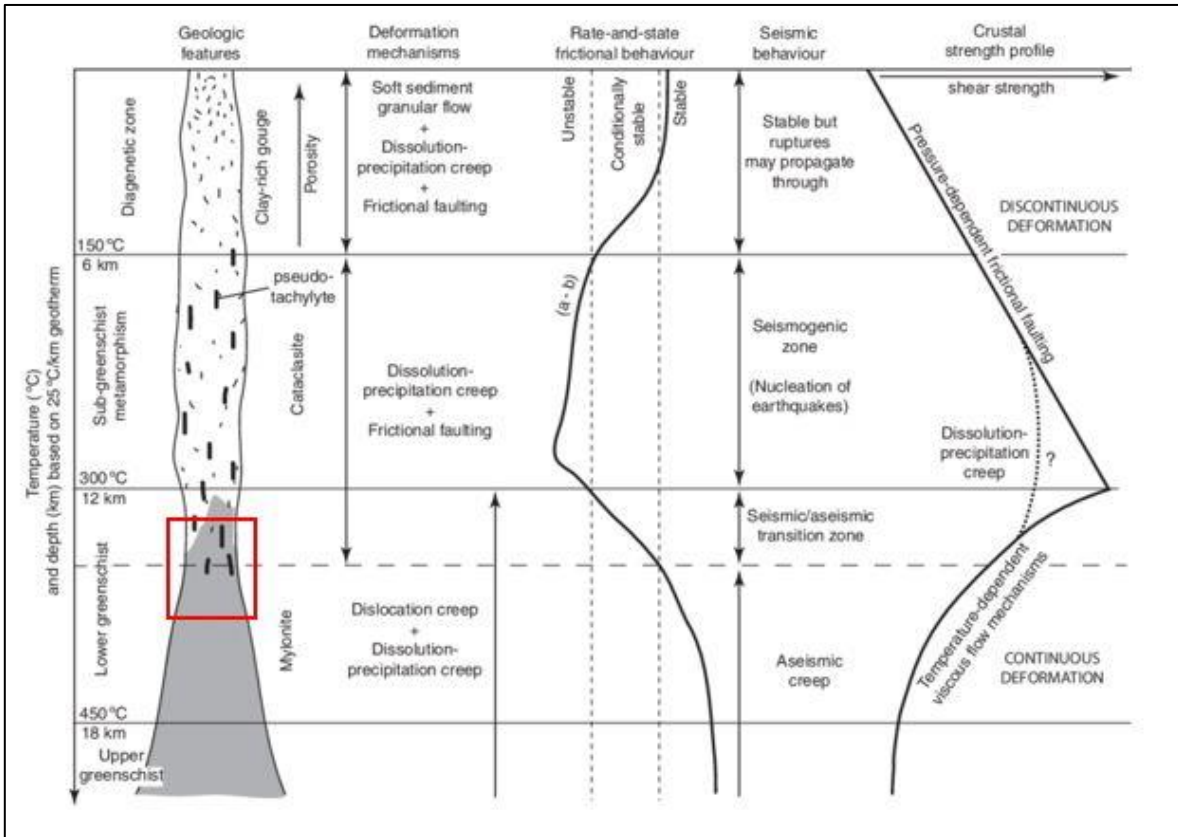


Figura 24. Perfil conceptual de una zona de falla mostrando la relación entre la profundidad y las rocas de falla asociada. Sibson (1977; 1980; 1983), Wise et al., (1984), Chester et al (1985), Sholz (1988, 2006), Swanson (1992), Passchier y Trouw (1996). Cuadro rojo indica profundidad hipotética de la formación de las milonitas de Tilama.

6. CONCLUSIONES

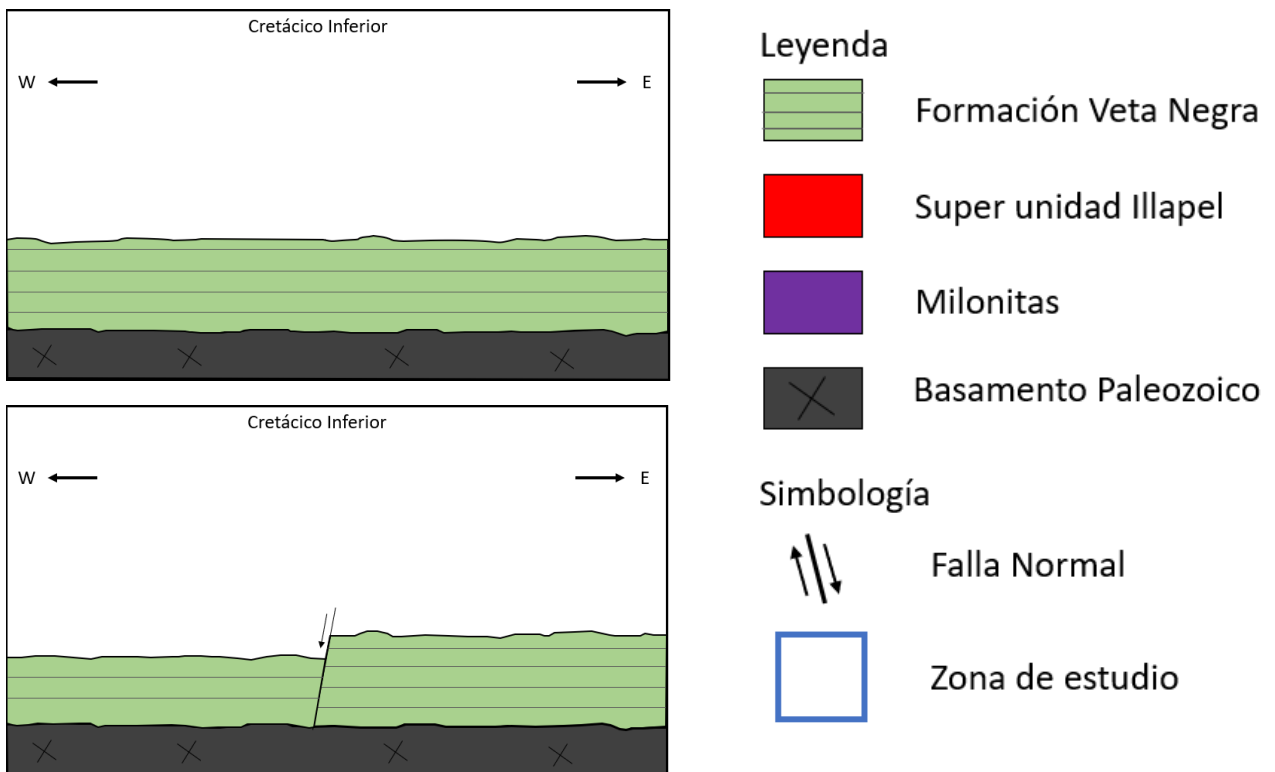
A continuación, se realiza un análisis de la evolución tectónica de la zona de Tilama enfocada en las milonitas con los antecedentes de geológico capturados en terreno, evidencias macroscópicas y microscópicas que sugieren que esta unidad se habría emplazado en un ambiente tectónicamente activo.

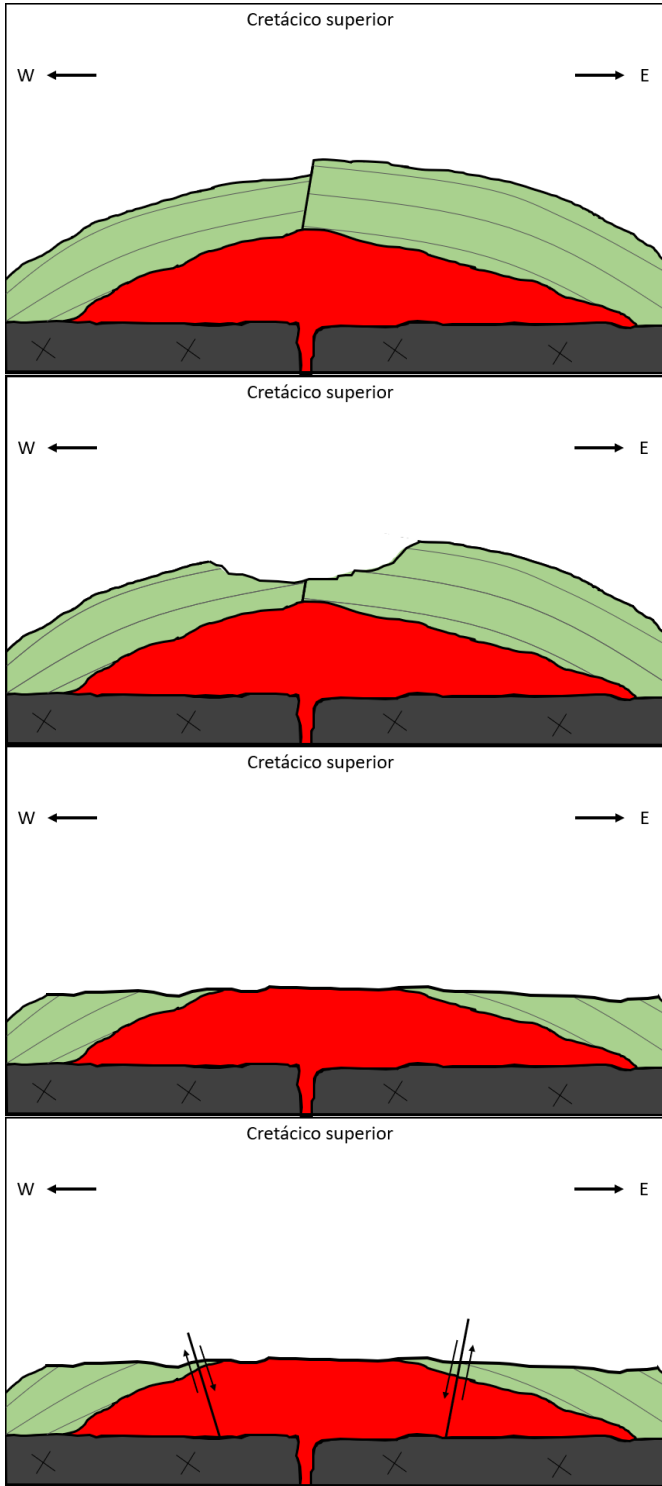
- ✓ La evolución del área de estudio comienza en el Cretácico inferior bajo un régimen extensivo con depositación de material volcánico de grano grueso dado por la presencia de una textura porfídica en la roca. Este magma fue evolucionando a fases más básicas dadas por la presencia de piroxeno, con disminución en el tamaño de grano siendo la mayoría de los fenocristales milimétricos. Este cambio mineralógico en las rocas pudo deberse a la inyección de magma un más básico a la cámara magmática. La reactivación volcánica comienza con un evento extensional continental conocida como fase Peruana (Charrier et al., 2007), que se presenta como una deformación extensional con tendencia NE-SW, que pliega las secuencias volcano sedimentarias estratificadas mediante un mecanismo de *buckling*.
- ✓ Durante el régimen extensivo del Cretácico inferior (Ferrando, 2014) se emplaza la tonalita intruyendo a la secuencia volcano sedimentaria, generando un 1) plegamiento a través del mecanismo tipo bending disponiendo las unidades volcano sedimentarias con un manteo 20 - 40°E y generando metamorfismo de contacto entre ambas unidades y 2) deformación de cizalle simple dextral evidenciándose cómo falla trascorrente N-S y estructuras de regímenes dúctiles tales como milonitas encontradas en la zona de cizalle con su foliación característica.
- ✓ Macroscópicamente las milonitas (de tonalita y andesita) se caracterizan porque presentan una dirección N – S y reducción de minerales de cuarzo por transferencia de masa, puntos triples debido a la recristalización de los minerales, con porfiroclastos, colas de tipo ϕ característicos de las milonitas y estructuras S-C.
- ✓ Microscópicamente, las milonitas (de tonalita y andesita) presentan puntos triples, colas, estructuras SC, foliación penetrativa, lineaciones microscópicas y macroscópicas en los minerales granulares y tabulares con orientación N-S constituyendo una evidencia de la dirección de propagación de la deformación que

podría relacionarse a un estado de strain bajo a intermedio, en un régimen transpresivo dominado por cizalle simple.

- ✓ Cuarzos recristalizados en las milonitas con deformación intensa indican una transición a un estado de milonitización menos resistente y de grado bajo a medio entre los 350°- 400°C y los 13 - 16 km de profundidad. Considerando que las dos unidades miloníticas presentan similitudes en la composición y grado de deformación, se relacionen a un evento tectónico que permitió su deformación.
- ✓ Finalmente, de acuerdo con la información capturada en terreno y a las descripciones de los cortes transparentes, los resultados de este trabajo sugieren que las milonitas de Tilama se formaron en un ambiente transpresivo dextral en una zona de debilidad cortical asociado a un evento tectonomagmático previo a la exhumación de estas rocas durante el Cretácico inferior.

7. EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA





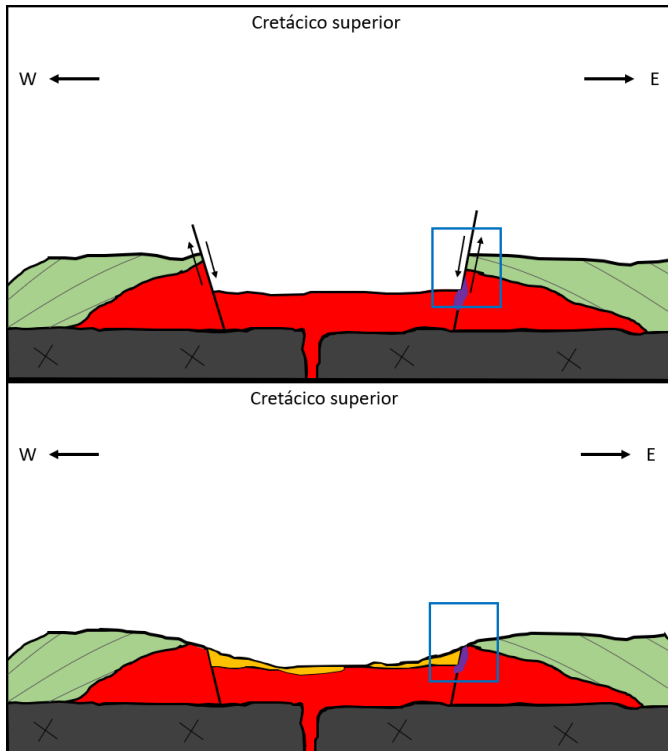


Figura 25. Evolución paleogeográfica del valle de Tilama desde el Cretácico inferior a Cretácico superior.

8. REFERENCIAS

- ✓ Aguirre, L.; Egert, E. 1965. Cuadrángulo Quebrada Marquesa, provincia de Coquimbo. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 15: 92p., mapa 1:50.000.
- ✓ Améglio, L., Vigneresse, J.L. 1999. Geophysical imaging of the shape of granitic intrusions at depth: a review. In Castro, A., Fernández, C. and Vigneresse, J.L. (eds) Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques. Geological Society, London, Special Publications 168, 39–54.
- ✓ Arancibia, G. 2004. Mid Cretaceous crustal shortening: evidence from a regional-scale ductile shear zone in the Coastal Range of central Chile (32° S). Journal of South American Earth Sciences 17: 209-226.
- ✓ Bell, T.H., & Etheridge, M.A. 1973. Microestructure of mylonites and their descriptive terminology. Lithos, vol. 6, pp. 337-348.

- ✓ Bernardes de Oliveira, ME.; Rosler, O. 1980. Licofitas paleozoicas de Chile. U.S. Geological Survey, Bulletin, Vol. 11, No. 31-189, p. 43-49.
- ✓ Boullier, A.M. & Bouchez, J.L., 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. Bulletin de la Société Géologique de France, vol. 7, pp. 253-262.
- ✓ Carter, W. y Aliste T. 1961. Geology and ore deposits of the Ñilhue quadrangle, Aconcagua province, Chile. IIG, USGS: 189 p., 1 mapa, 2 il, Santiago.
- ✓ Carter, W. y Aliste T. 1963. Geology and ore deposits of the San Lorenzo quadrangle, Aconcagua province, Chile. IIG, USGS: 117 p., 1 mapa, 3 il, Santiago.
- ✓ Cecioni, G. 1962. La Formación Arrayán, Devónica, en la Provincia de Coquimbo. Universidad de Chile, Boletín, N°. 34.
- ✓ Cecioni, G. y Westermann, G. E. G. 1968. The Triassic–Jurassic marine transition of coastal central Chile. *Pacific Geology*, 1. p. 41–75.
- ✓ Cecioni, G y Goestche, G. 1974. Anticlinales Prat y Canelos, seno Otway, Magallanes. Publicación, U.de Chile, Depto. de Geología. Páginas/Ilus. Artículo. 22 p.16 mapas.
- ✓ Charrier, R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: Una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. Comunicaciones, Departamento de Geología, Universidad de Chile Santiago, 26p 1-47.
- ✓ Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P., 2007. Tectonostatigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno, T. y Gobbons, W (eds) *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, pp. 21-114.
- ✓ Clemens, J.D. 1998. Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas. *Journal of the Geological Society, London*, 155, 843-851.
- ✓ Clemens, J.D. 1984. Water contents of intermediate to silicic magmas. *Lithos*. 17, 273-287.
- ✓ Clemens, J.D., Mawer, C. 1992. Granite magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, 304p. 101-124.
- ✓ Clemens, J.D., Vielzeuf, D. 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 86, 287-306.
- ✓ Climas de Chile. 2011. ¿Cuáles son nuestros climas? [online] Available at: <http://www.icarito.cl/enciclopedia/articulo/primer-ciclo-basico/historia-geografia-y-ciencias-sociales/lugares-y-entorno-geografico/2009/12/46-8709-9-climas-de-chile.shtml>.

- ✓ Corry, C.E. 1988. Laccoliths: mechanism of emplacement and growth. Geological Society of America Special Papers, 220.
- ✓ Conaf y Sernatur. 2015. Mapas de Chile. Fauna Región de Coquimbo. [online] Available at: http://www.mapasdechile.com/fauna_region04/index.htm.
- ✓ Covacevich, V. 1985. Estudio paleontológico de muestras provenientes de la Hoja Illapel-Morro Morado, 31°-32° Lat. S (IV Región). Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Paleontológico interno, No. 38 (Inédito), 24 p. Santiago.
- ✓ Cruden, A.R. 1998. On the emplacement of tabular granites. Journal of the Geological Society, London, 155, 853-862.
- ✓ Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W. 2001. Growth of plutons by floor subsidence: implications for rates of emplacement, intrusion spacing and melt-extraction mechanisms. Physics and Chemistry of the Earth, Part A, Solid Earth and Geodesy 26, 303–315.
- ✓ Davis George H, & Reynolds Stephen J. (1996). PART 1 FUNDAMENTALS 1. En Plate Tectonics and Structural Geology (3rd Edition, pp. 18–21). THIRD EDITION.
- ✓ Emerman, S.H., Turcotte, D.L. 1984. Diapiric penetration with melting. Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol. 36, p. 276-284.
- ✓ Ferrando, R., Roperch, P., Morata, D., Arriagada, C., Ruffet, G., Córdova, M.L. 2014. A paleomagnetic and magnetic fabric study of the Illapel Plutonic Complex, Coastal Range, central Chile: Implications for emplacement mechanism and regional tectonic evolution during the Mid-Cretaceous. Journal of South American Earth Sciences 50, 12-26.
- ✓ Fossen, H, Tikoff, B., Teyssier, C., 1994. Strain modeling of transpressional and transtensional deformation. Norsk Geologisk Tidsskrift, vol. 74, pp. 134-145.
- ✓ Fyfe, W.S., Price, N.J., Thompson, A.B. 1978. Fluids in the Earth's Crust. Elsevier, 383 p. Amsterdam.
- ✓ Gana, P., Wall, R., Gutiérrez, A., 1996. Mapa geológico del área de Valparaíso - Curacaví, regiones de Valparaíso y Metropolitana, Escala 1:100.000. SERNAGEOMIN, Mapas Geológicos (n.1): 20p., 1 mapa, Santiago. Coordenadas: 33°00' - 33°30' / 71°45' - 71°00'.
- ✓ Gapais, D., 1989. Shear structures within deformed granites: Mechanical y termal indicators. Geology, vol.17. pp. 1144-1147.

- ✓ Godoy, E. 1979. Metabasitas del basamento metamórfico chileno. Nuevos datos geoquímicos. In Congreso Geológico Chileno, No. 2, Actas, Vol. 3, p. E133-148. Arica.
- ✓ Hanmer, S & Passchier, C., 1991. Shear-sense indicators: a review. Geological Survey of Canada, Paper 90-17.
- ✓ Herrera, V., 2001. Geología del área Caimanes - Tilama: Estudio mineralógico de los depósitos tipo skarn. Provincia del Choapa, IV Región de Coquimbo, Chile. Memoria de Título. Departamento de Geología, Universidad de Concepción pp. 21-22.
- ✓ Hogan, J.P., Price, J.D., Gilbert, M.C. 1998. Magma traps and driving pressure: consequences for pluton shape and emplacement in an extensional regime. *Journal of Structural Geology*, 20,1155-1168.
- ✓ Holdsworth, R.E., McErlean, M.A., Strachan, R.A. 1999. The influence of country rock structural architecture during pluton emplacement: the Loch Loyal syenites, Scotland. *Journal of the Geological Society, London*, 156, 163-175.
- ✓ Hutton, D.H.W. 1992. Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83, 377-382.
- ✓ Hutton, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 79, 245-255.
- ✓ Knipe, 1989. Deformation mechanism-recognition natural tectonic. *Journal of Structural Geology*, vol. 11, 127-146.
- ✓ Lister, G.S. & Snoke, A.W. 1984. S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, vol. 6, N°6, pp.617-638.
- ✓ Lin, S. & Williams, P.F. 1992. The origin of ridge-in-groove slickenside striae and associated steps in an S-C mylonite. *Journal of Structural Geology*, vol. 14, N°3, pp. 315-321.
- ✓ Marsh, B.D. 1989. Magma chambers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 17, 439-474.
- ✓ Martínez, R. 1979. Hallazgo de Foraminíferos Miocénicos cerca de Puerto Aldea, Bahía de Tongoy, Provincia de Coquimbo, Chile. *Revista Geológica de Chile*. No, 8, p. 69-78.
- ✓ Martínez, R. 1982. Sur la présence du Miocene Moyen à la baja de Tongoy, province de Coquimbo, Chili. *Cahiers de Micropaleontologie*, No. 3, p. 71-73.

- ✓ McCaffrey, K.J.W., Petford, N. 1997. Are granitic intrusions scale invariant. *Journal of the Geological Society*, London, 154, 1-4.
- ✓ Means, W.D. 1990. Kinematics, stress, deformation y material behavior, Review Paper. *Journal of structural Geology*, vol. 12, N°8, pp. 953-971.
- ✓ Morata, D., Aguirre, L., Oyarzún, M. & Vergara, M. 2000. Crustal contribution in the genesis of the bimodal Triassic volcanism from the Coastal Range, central Chile. *Revista Geológica de Chile*, 27, p. 83–98.
- ✓ Mpodozis, C. y Ramos, V. A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. In: Ericksen, G. E., Cañas M. T. & Reinemund, J. A. (eds) *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Energy Resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, American Association of Petroleum Geologists, Houston, Texas, Earth Science Series, 11, p. 59–90.
- ✓ Mpodozis, C. y Kay, S. M. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28–31°S). *Revista Geológica de Chile*, 17, p. 153–180.
- ✓ Mpodozis, C., Ramos, V. 1990. The Andes of Chile and Argentina. *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Houston, Texas, Circum – Pacific council for Energy and Mineral Resources Earth Science Sires, Vol.11: 59-90.
- ✓ Moscoso, R., Nasi, C., Salinas, P. 1982. Geología de la hoja Vallenar y parte norte de La Serena: Regiones de Atacama y Coquimbo, escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile) Carta Geológica; No. 55, Santiago.
- ✓ Mundaca, P.; Padilla, H.; Charrier, R. 1979. Geología del área comprendida entre la Quebrada Angostura, Cerro Talinai y Punta Claditas, Provincia de Choapa, IV Región, Chile. In Congreso Geológico Chileno, No. 2, Actas, Vol. 1, p. A121-A161. Arica.
- ✓ Muñoz-Cristi, J. 1942. Rasgos generales de la constitución geológica de la Cordillera de la Costa, especialmente en la provincia de Coquimbo. In Congreso Panamericano Ing. Min. Geol., No. 1, Vol. 2, p. 258-318. Santiago.
- ✓ Muñoz-Cristi, J. 1968. Evolución geológica del territorio chileno. *Academia de Ciencias Bulletin*, No. 1, p. 18-26. Santiago.
- ✓ Muñoz-Cristi, J. 1973. *Geología de Chile*. Ed. Andrés Bello, 209 p. Santiago.
- ✓ Nasi, C. 1981. Estratigrafía del jurásico y cretácico de la Cordillera de la Costa al sureste de Melipilla, Chile Central. Memoria de título Universidad de Chile, Depto. de Geología y Geofísica: 246 p., il., mapa, Santiago.

- ✓ Nasi, C., Thiele, R., 1982. Estratigrafía del jurásico y cretácico de la Cordillera de la Costa, al sur del río Maipo, entre Melipilla y Laguna de Aculeo, Chile central. *Revista Geológica de Chile* (No.16): pp.81-99, 5 figs.
- ✓ Parada, M.A.; Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Hervé, M., Hervé, F.; Puig, A.; Munizaga, F.; Brook, M.; Pankhurst, R.; Snelling, N., 1988. Mesozoic and Cenozoic plutonic development in the Andes of central Chile (30_30' - 32_30'S). *Journal of South American Earth Science*, N° 1, p. 249-260.
- ✓ Piracés, R. 1976. Estratigrafía de la Cordillera de la Costa entre la Cuesta El Melón y Limache, provincia de Valparaíso, Chile. *Actas del Primer Congreso Geológico Chileno v.1*: pp.A65-A82.
- ✓ Piracés, R. 1977. Estratigrafía del sistema jurásico en la Cordillera de la Costa, entre Catapilco y Limache: Informe de taller de Título II. IIG, U. de Chile, Depto. de Geología: 108 p., 20 il., 23 fotos, Santiago.
- ✓ Passchier, C.W. & Simpson, C. 1986. Porphyroclast system as kinematics indicators. *Journal of structural Geology*, vol. 8, N°8, pp. 831-843.
- ✓ Passchier, C., Trouw, R. 1996. *Micro-Tectonics*. Springer-Verlag Berlin Heildelberg, Germany, 289 p.
- ✓ Paterson, S.R., Schmidt, K.L. 1999. Is there a close spatial relationship between faults and plutons?. *Journal of Structural Geology*, 21,1131-1142.
- ✓ Paterson, S.R., Vernon, R.H. 1995. Bursting the bubble of ballooning pluton: a return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Geological Society of America, Bulletin*. 107, p. 1356-1380.
- ✓ Paterson, S.R., Fowler, T.K. 1993. Extensional pluton-emplacment models: Do they work for large plutonic complexes? *Geology* 21, 781-784.
- ✓ Petford, N., Kerr, R.C., Lister, J.R. 1993. Dike transport of granitoid magma. *Geology*, Vol. 21, p. 845-848.
- ✓ Pollard, D.D. 1973. Derivation and evaluation of a mechanical model for sheet intrusions. *Tectonophysics*, Vol. 19, p. 233-269.
- ✓ Rivano, S., Sepúlveda, P., 1991. Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Carta Geológica de Chile No. 69* (escala 1:250.000). Santiago.

- ✓ Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Boric, R.; Espiñeira, D., 1993. Hojas Quillota y Portillo, V Región. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile No. 73 (escala 1: 250.000). Santiago.
- ✓ Rivano, S.; Sepulveda, P.; Boric, R.; Espiñeira, D. 1996. Geología de las Hojas Quillota y Portillo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, N° 73: 62-228, Santiago.
- ✓ Scholz, C. 1990. The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge University Press. Printed in the United States of América.
- ✓ Sibson, R., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. Journal of the Geological Society of London, vol. 133, pp.191–213.
- ✓ Simpson, C. & Schmith S.M., 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geological Society of America Bulletin, vol. 94, pp.1281-1288.
- ✓ Simpson, C., 1984. Borrego-Springs-Santa Rosa mylonite zone: a late Cretaceous westdirected thrust in southern California. Geology vol. 12, pp. 8-11.
- ✓ Simpson, C., 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. Journal of Structural geology, vol.5, pp. 503-511.
- ✓ Suárez, M. y Bell, M. 1992. Triassic rift-related sedimentary basins in northern Chile (24°–29°S). Journal of South American Earth Sciences, 6, p. 109–121.
- ✓ Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, 2, 86. Santiago.
- ✓ Tullius, 1982. Significance and petrogénesis of mylonitic rocks, Penrose Conference Report. Geology, vol. 10, pp. 227-230.
- ✓ Uliana, M. A. & Biddle, K. T. 1988. Mesozoic–Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern south America. Revista Brasileira de Geociencias, 18(2), p. 172–190.
- ✓ Universidad de Chile, 1994-2015. Acerca de Chile: Climas de Chile. [online] Available at: <http://uchile.cl/portal/presentacion/la-u-y-chile/acerca-de-chile/8086/climas-de-chile>.
- ✓ Twiss, R. J. Moores, E., 1992. Structural Geology. W.H. Freeman y Company, New York, 532 pp.

- ✓ Vergara, M., Levi, B., Olov Nystrom, J., Cancino, A. 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*; p.1427-1440.
- ✓ Vigneresse, J.L. 1995. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics* 249, 173-186.
- ✓ Vigneresse, J.L. 1990. Thermal data and crustal structure. In: Vielzeuf, D., Vidal, P.H. (ed.) *Granulites and Crustal Evolution*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 551-568.
- ✓ Wall, V.J., Clemens, J.D., Clarke, D.B. 1987. Models for granitoid evolution and source compositions. *Journal of Geology*, 95, 731-750.
- ✓ Weinberg, R.F., Podladchikov, Y. 1994. Diapiric ascent of magmas through power law crust and mantle. *Journal of Geophysical Research* 99, p. 9543-9559.
- ✓ Wise, D.U., Dunn, D.E., Endelger, J.T., Geiser, P.A., Hatcher, R.D., Kish, S.A., Odom, A.L., Schamel, S., 1984. Fault-related rocks: Suggestions for terminology. *Geology*, v.12, pp. 391-394.

9. ANEXO: BASE DE DATOS DE TERRENO

BASE DE DATOS TERRENO										
Norte WGS84	Este WGS84	Cota m	Litología	Foliación	Cizalle	Indicadores Cinemáticos	Contacto	Falla	Muestra	Observaciones
6451856	298882	1004m	Milonita							Fotografía 570-571 (Se observa afloramiento de las
6451731	298861	980m	Tonalita				Tonalita / Milonita		M1P2D1	Tonalita cerca de las milonitas, sin foliación
6451684	298943	981m	Milonita	NS			Lavas Andesíticas			Contacto? entre milonitas (con foliación N-S) y
6451671	298942	997m	Milonita	NS						Rx foliada.
6451716	298930	1000m	Milonita	NS					M2P5D1	Rx foliada, ferromagnesianos indican dirección de
6451838	298907	989m	Milonita?	NS						Rx foliada con rumbo N-S, foto 587-588.
6451871	298875	1009m	Lava andesítica		N10E	Sigmoide				Zona de cizalle N10E: Fotografía 589-591.
6452022	298033	1050m	Lava andesítica							Zona de cizalle. Foto 593
6452207	298736	1035m	Tonalita							Sin foliación
6452186	298789	1040m	Milonita	NS						Tonalita
6452115	299063	1140m	Lava andesítica		NS	Boudinage				Boudinage en lava andesítica. Foto 595-596
6452190	299014	1126m	Milonita	NS						Orientación N-S
6453195	298974	1035m	Milonita	NS	NS				M3P12D1	Rx foliada, lava andesítica? Foto del afloramiento
6453435	299121	1060m	Lava andesítica				Milonitas / Andesíticas			Contacto entre las lavas andesíticas y milonitas
6453814	299091	1060m	Milonita		NS					Zona de cizalle dirección N-S
6453840	299104	1064m	Milonita				Milonitas / Corneas			Foto 603 con vista al sur
6453881	299048	1064m	Lava andesítica		NS	Sigmoide				Sigmoide, con rotación normal y espejo de falla,
6453919	299006	1064m	Lava andesítica					NS		Falla con dirección N-S
6453860	298693	1010m	Tonalita							Sin foliación
6453946	298532	1007m	Tonalita							sin foliación
6454104	298778	1085m	Milonita	NS						Rx foliada lava andesítica?
6454317	299012	1097m	Milonita	NS						Rx foliada con dirección N-S lava andesítica?
6454490	299052	1140m	Milonita	NS						Foliación N-S
6454754	299180	1180m	Milonita	NS						Foliación N-S
6454846	298953	1100m	milonita	NS						Foliación N-S
6454840	298941	1100m	milonita	NS						Foliación N-S, con diques de cuarzo y feldspatos,
6455075	298917	1185m	milonita	NS						Foliación N-S
6455075	298964	1205m	milonita	NS						Foliación N-S
6455538	298837	1151m	milonita	NS						Foliación N-S lava andesítica?
6455636	298855	1130m	milonita	NS						Foliación N-S lava andesítica?
6455673	299037	1130m	Tonalita	NS					M4P29D1	Rx foliada con dirección N-S Roca tonalita?
6455667	298866	1130m	Tonalita							Rodado de de roca foliada (intrusivo: tonalita?)
6455560	298688	1112m	tonalita							Contacto entre la tonalita y lavas andesíticas
6456313	298775	1044m	Tonalita	N15W						Sin foliación
6456363	298874	1070m	Tonalita	NS						Foliación N15W
6456385	298856	1071m	Tonalita	NS						Rx foliada. Anfíboles muestran dirección de la
6456489	298837	1101m	tonalita							Sin foliación
6456575	298868	1133m	tonalita							Sin foliación
6456598	298867	1140m	Tonalita							Sin foliación