



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
Facultad de Ciencias Químicas
Departamento Ciencias de la Tierra



**CARTOGRAFÍA Y CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y
GEOQUÍMICA DE LOS INTRUSIVOS UBICADOS EN LAS
INMEDIACIONES DE LA COMUNA DE ANGOL, REGIÓN DE LA
ARAUCANÍA, CHILE**

Memoria para optar al título de Geólogo

YOAL RENNUF DÍAZ REYES

Profesor Patrocinante: Dr. Osvaldo Miguel Rabbia Dalmaso

Profesional Guía: Dr. André Steenken

Profesores Comisión: Dr. Luis Arturo Quinzio Sinn

Sr. Ramiro Ulises Bonilla Parra

Concepción, 2017

*Solo triunfa el que vence
la tentación de renunciar...*



ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1.OBJETIVOS	1
1.2. UBICACIÓN Y ACCESOS	1
1.3. GEOMORFOLOGÍA Y CLIMA	2
1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO	5
1.4.1. Etapa de Gabinete I	5
1.4.2. Etapa de Terreno	5
1.4.3. Etapa de Gabinete II	5
1.4.3.1. Digitalización de la información	6
1.4.3.2. Petrografía	6
1.4.3.3. Geoquímica	7
1.5. TRABAJOS ANTERIORES	9
1.6. AGRADECIMIENTOS	11
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	13
2.1. GENERALIDADES	13
2.2. CINTURÓN METAMÓRFICO PAREADO	13
2.2.1. Serie Oriental	13
2.3. BATOLITO COSTERO DEL SUR	14
2.3.1. Plutón Central de Nahuelbuta	14
2.4. CONFIGURACIÓN TECTÓNICA	15
3. GEOLOGÍA DEL ÁREA	17
3.1. GENERALIDADES	17
3.2. RELACIONES DE TERRENO	19
3.2.1. Rocas Intrusivas	19
3.2.2. Roca Hospedante o Caja	24
3.3. ESTRUCTURAS	25
3.3.1. Rocas Intrusivas	25
3.3.2. Cuerpo Leucocráticos Tardíos	28
4. PETROGRAFÍA	30
4.1. GENERALIDADES	30
4.2. PLUTÓN DEUCO	31
4.2.1. Características Macroscópicas	31
4.2.2. Características Microscópicas	31

4.3. BATOLITO NAHUEL BUTA.....	37
4.3.1. Características Macroscópicas	37
4.3.2. Características Microscópicas	37
4.4. INTRUSIONES MÁFICAS MENORES	40
4.4.1. Características Macroscópicas	40
4.4.2. Características Microscópicas	40
5. GEOQUÍMICA	49
5.1. ANÁLISIS DE ELEMENTOS	49
5.2. ELEMENTOS MAYORES	49
5.2.1. Diagrama SiO ₂ v/s K ₂ O.....	50
5.2.2. Diagrama TAS	51
5.2.3. Diagrama A/CNK-A/NK.....	52
5.2.4. Diagramas Harker.....	53
5.3. ELEMENTOS TRAZAS	55
5.3.1. Diagrama Multielemental Normalizado.....	56
5.3.2. Tierras Raras	56
5.4. DESCRIPCIÓN GEOQUÍMICA.....	57
5.4.1. Intrusiones Máficas Menores	57
5.4.2. Batolito Nahuelbuta.....	58
5.4.3. Plutón Deuco	59
6. DISCUSIONES	61
6.1. GENERALIDADES	61
6.2. INTRUSIONES MÁFICAS MENORES	61
6.2.1. Relaciones de Campo.....	61
6.2.2. Interpretaciones Petrográficas.....	62
6.2.3. Interpretaciones Geoquímicas	63
6.2.4. Origen y Emplazamiento	63
6.3. BATOLITO NAHUEL BUTA.....	67
6.3.1. Relaciones de Campo.....	67
6.3.2. Interpretaciones Petrográficas.....	67
6.3.3. Interpretaciones Geoquímicas	68
6.3.4. Origen y Emplazamiento	69
6.4. PLUTÓN DEUCO	70
6.4.1. Relaciones de Campo	70
6.4.2. Interpretaciones Petrográficas	72
6.4.3. Interpretaciones Geoquímicas	76
6.4.4. Origen	77

7. CONCLUSIONES	80
------------------------------	-----------

8. REFERENCIAS	83
-----------------------------	-----------

ANEXOS

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Página
1. 1	Ubicación y Accesos del Área de Estudio	2
1. 2	Unidades Geomorfológicas de la Región de la Araucanía	3
1. 3	Mapa Climático de la Región de la Araucanía	4
3. 1	Distribución de las Unidades Litológicas del Área de Estudio	18
3. 2	Distribución de Unidades Intrusivas	20
3. 3	Perfil I 24	22
3. 4	Perfil G 12.....	22
3. 5	Perfil F 3	23
3. 6	Distribución de Rocas Metamórficas.....	24
3. 7	Estructuras de Terreno en contacto con Basamento Metamórfico	26
3. 8	Disposición Cuerpos Leucocráticos.....	29
4. 1	Distribución de Secciones Delgadas	30
4. 2	Diagrama QAP muestras Plutón Deuco.....	32
4. 3	Diagrama QAP muestras Batolito Nahuelbuta	38
4. 4	Diagrama QAP muestras Intrusiones Máficas Menores	43
5. 1	Distribución de Muestras para Análisis Geoquímico	49
5. 2	Diagrama SiO ₂ -K ₂ O.....	51
5. 3	Diagrama TAS	52
5. 4	Diagrama A/CNK-A/NK	53
5. 5	Diagrama Harker de Elementos Mayores	54
5. 6	Diagrama Multielemental Normalizado al Manto Primordial	56
5. 7	Diagrama Spider Tierras Raras.....	57
6. 1	Concentración de Elementos Normalizados al Manto Primordial.....	65
6. 2	Origen y emplazamiento Intrusiones Máficas Menores	66
6. 3	Origen y emplazamiento Batolito Nahuelbuta.....	71
6. 4	Relaciones de Interacción Roca Hospedante-Intrusivo	73
6. 5	Diagrama de fases binario Albita-Microclina.....	75
6. 6	Diagrama de discriminación tectónica de Pearce	79

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Página
2. 1	Edades Absolutas Batolito Costero del Sur	15
4. 1	Distribución Modal Plutón Deuco	31
4. 2	Texturas Reconocidas para Plutón Deuco	32
4. 3	Distribución Modal y Composicional Batolito Nahuelbuta	38
4. 4	Texturas Reconocidas para Batolito Nahuelbuta	38
4. 5	Distribución Modal y Composicional Intrusiones Máficas Menores	43
4. 6	Texturas reconocidas para Intrusiones Máficas Menores	44
5. 1	% en Peso Elementos Mayores	50
5. 2	Proporción en ppm de Elementos Trazas	55

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS Y FOTOMICROGRAFÍAS

Lámina		Página
3. 1	Estratificación Ígnea Plutón Deuco	27
4. 1	Texturas Reconocidas para Plutón Deuco	33
4. 2	Características Mineralogías de Feldespatos para Plutón Deuco	35
4. 3	Relación Petrogenética para las Micas de Plutón Deuco	36
4. 4	Minerales de Alteración Batolito Nahuelbuta	39
4. 5	Secuencia de Aparición de Máficos y Granate en Batolito Nahuelbuta ..	41
4. 6	Porfiroblasto de Granate con Metamorfismo Retrógrado	42
4. 7	Texturas bajo el Microscopio Reconocidas en Intrusiones Máficas Menores	45
4. 8	Caracterización de Anfíbol en las Intrusiones Máficas Menores	47
4. 9	Textura Tipo Simplectita en Opacos	48

RESUMEN

Las unidades intrusivas del área pertenecen al arco Paleozoico gondwánico definido como Batolito Costero del Sur (BCS) (Hervé y otros, 1987), ha sido subdividido según variaciones petrogenéticas y geoquímicas en Batolito Central de Nahuelbuta (Hervé, 1977) y éste a su vez subdividido en Tonalitas Santa Juana y Granitoides Nahuelbuta (Creixell, 2001). En este trabajo se propone una nueva división a los 37°45' en la Cordillera de Nahuelbuta según relaciones de contacto, petrografía y geoquímica, que define tres unidades: Intrusiones Máficas Menores (IMM), unidad precursora del magmatismo del área, Batolito Nahuelbuta (BN), que evidencia los primeros indicios del desarrollo de Batolito Costero de Sur (BCS) y el Plutón Deuco (PD), el cual representa los estadios finales de la evolución del arco Paleozoico.

Según las relaciones de intrusión y contacto con la roca caja metasedimentaria, las Intrusiones Máficas Menores corresponden a cuerpos de emplazamiento profundo, con poca interacción con la roca hospedante, mientras que Batolito Nahuelbuta exhibe variaciones en contacto intrusivo-roca caja por somerización de las profundidades del emplazamiento, para que finalmente el Plutón Deuco manifieste alta interacción con las rocas circundantes, que da origen a zonas transicionales con inyecciones agmatíticas y metamorfismo de contacto.

El desarrollo de la mineralogía y las texturas de cada cuerpo, permiten estimar profundidades de emplazamiento y características de los magmas parentales, donde la secuencia petrogenética de las Intrusiones Máficas Menores indica evolución magmática de mayor presión y temperatura, con texturas de cúmulos y mineralogía inicial de la serie de reacción de Bowen; el Batolito Nahuelbuta y Plutón Deuco representan estadios evolutivos de corteza epizonal según los geotermobarómetros utilizados en trabajos anteriores en el área de estudio, interpretados como el paso de un magma de corteza superior para el Batolito Nahuelbuta que va ascendiendo hacia la superficie a medida que se emplaza el Plutón Deuco, interpretado por el grado de diferenciación de éste último y los tamaños de grano medio dominantes para estas rocas.

La evolución geoquímica de la cámara magmática, reafirma el carácter de corteza más profunda para las rocas de Intrusiones Máficas Menores, con dominio de elementos que se diferencian de mejor manera a mayores temperaturas y presiones, mientras que el Batolito Nahuelbuta y Plutón Deuco evidencian el paso gradual de un proceso de cristalización fraccionada en un sistema cerrado para las rocas del Batolito, a un posterior reequilibrio del sistema por apertura e incorporación de material que manifiesta señales de contaminación cortical, lo que permite clasificar Deuco como un granito tipo-S *sensu lato*. La secuencia de eventos graníticos está controlada por la geología estructural del área, la cual explica las disposiciones espaciales de los intrusivos del Pérmico.

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo de título se enmarca en el proyecto Fondecyt Regular N°1140609 “The emplacement of the Coastal Batholith and its relationship to the geodynamic setting of the Proto-Pacific Ocean plate and the continental basement (Chile, between 37°-40°S)”, proyecto generado por el Dr. André Steenken.

1.1 OBJETIVOS

El objetivo principal es determinar la distribución, petrografía y composición química de los intrusivos graníticos ubicados al suroeste de la ciudad de Angol, con énfasis en lo que se define como Plutón Deuco. Para lograr esto, se plantearon los siguientes objetivos específicos:

- Identificar en terreno las unidades ígneas del área de estudio y sus relaciones de contacto.
- Entender la secuencia relativa de los eventos ígneos que se desarrollaron en la sección analizada.
- Caracterizar petrográficamente las unidades que afloran en la zona mapeada.
- Establecer relaciones geoquímicas de los elementos mayores y traza.
- Interpretar el origen y emplazamiento de los cuerpos ígneos ubicados al oeste de la comuna de Angol.

1.2 UBICACIÓN Y ACCESOS

El área de trabajo se ubica al suroeste de la ciudad de Angol, capital de la provincia de Malleco, región de la Araucanía. La posición geográfica del cuadrángulo de estudio comprende los 37°48'-37°55' latitud sur y los 72°40'-72°52' longitud oeste.

Desde la ciudad de Angol, para los accesos al este y sur del área, se toma la ruta principal asfaltada R-86, a los afloramientos del norte se accede por la ruta R-226 y hacia el centro del área se llega por R-230, R-258 y R-264, todas rutas con carpeta tipo ripio. Adicional a estos

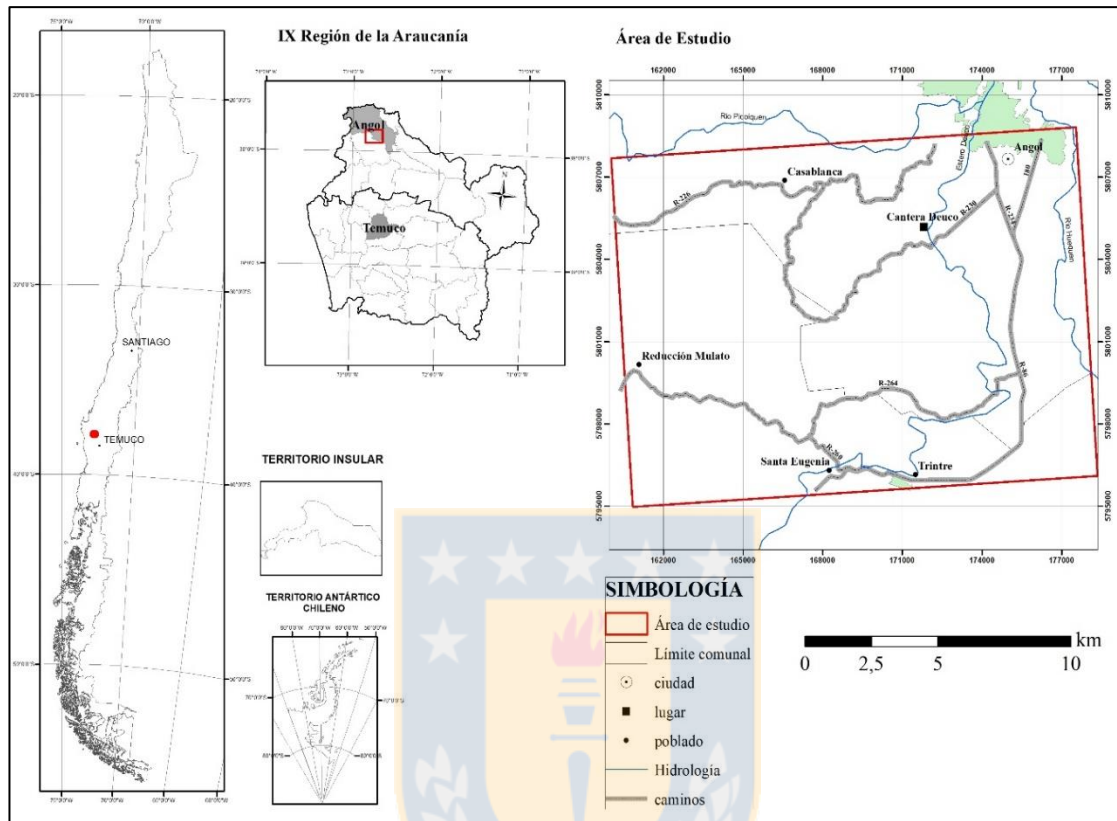


Figura 1.1: Mapa de ubicación y accesos área de estudio.

1.3 GEOMORFOLOGÍA Y CLIMA

El área de estudio se localiza entre la Cordillera de la Costa hacia el oeste y llanos de sedimentación fluvial o aluvional hacia el oriente. Para el caso de la Cordillera de la Costa, en este segmento se le denomina Cordillera de Nahuelbuta, mientras que hacia el este comienza el flanco occidental de lo que conocemos como la Depresión Central (Figura 1.2).

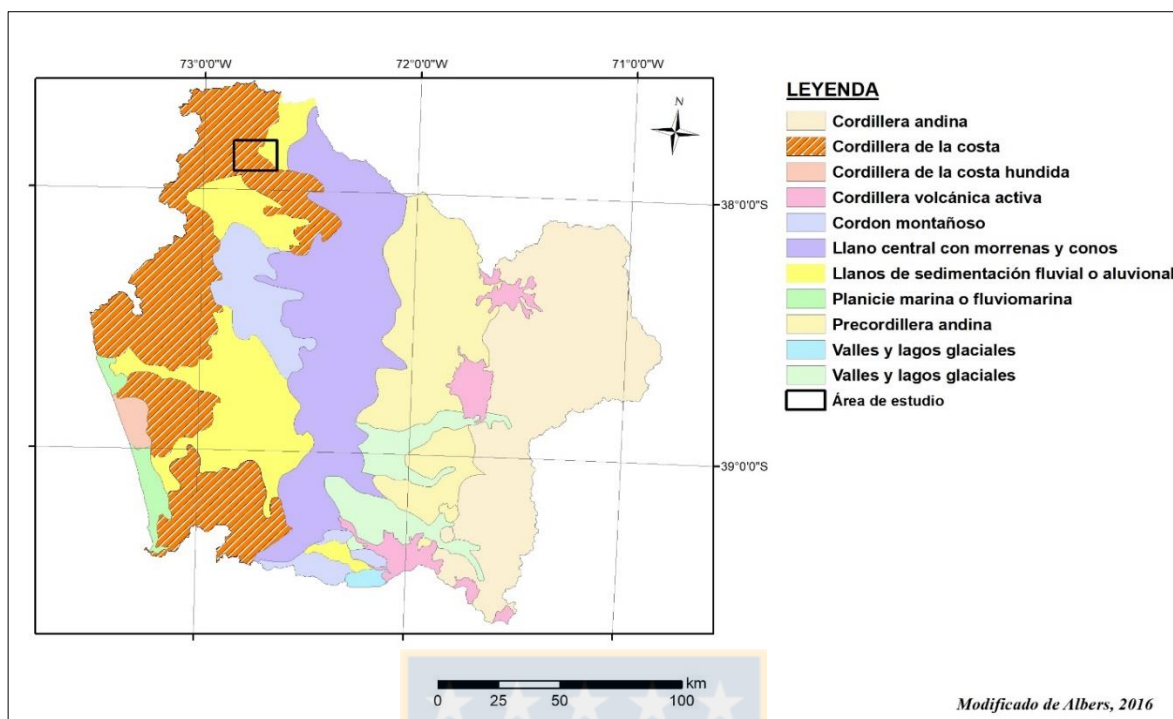


Figura 1.2: Unidades Geomorfológicas del área de estudio. Modificado de Albers, 2016.

Las principales unidades muestran variaciones topográficas bastante marcadas en cuanto al modelado de los rasgos distintivos del área, concentrándose hacia el sector noroeste las topografías más altas, que van progresivamente disminuyendo hacia el este, considerando el límite oriental del cuadrante de estudio como el piedemonte.

El factor litológico está definido por el amplio dominio de rocas ígneas y metamórficas que afloran en el área de estudio (Vásquez, 2001; Creixell, 2001). Las unidades graníticas y en parte las de composiciones más básicas, desarrollan distintos horizontes de suelo, los cuales permiten en ocasiones detallar la textura y mineralogía de la roca.

El factor climático se define según la clasificación internacional de Köppen-Geiger (Kottek y otros, 2006), el cual considera las particularidades pluviométricas, térmicas y otras más específicas para las grandes formaciones de vegetación a nivel mundial, generando un esquema de clasificación que para el área de estudio se define como Templado lluvioso con lluvias invernales o Csb (Figura 1.3), caracterizado por una alta tasa pluviométrica entre los meses de mayo y julio, con promedios >200 mm, siendo un importante parámetro a la hora

de explicar los procesos referente a hidrólisis y lixiviación y consecuente argilización exógena principalmente de los feldespatos de las unidades intrusivas.

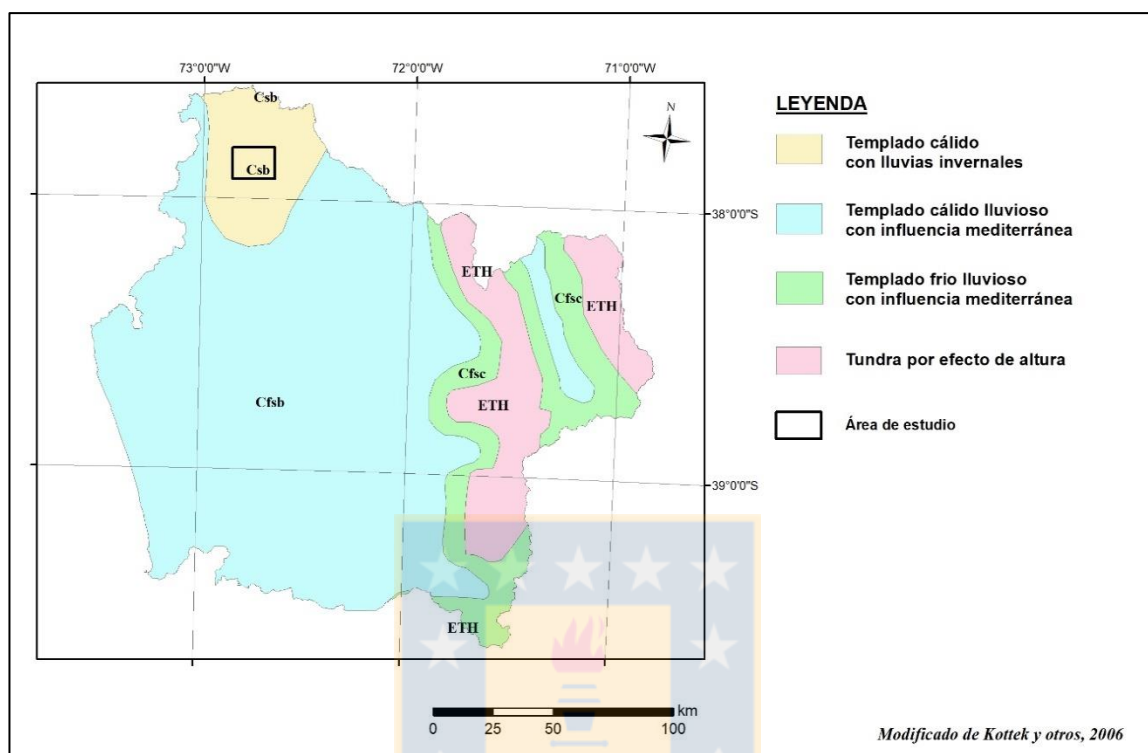


Figura 1.3: Mapa climático de la Región de la Araucanía. Modificado de Kottek y otros, 2006.

El área de estudio corresponde a la zona transicional entre el clima mediterráneo y templado lluvioso, lo que le da un carácter bastante inestable a las condiciones meteorológicas del sector.

El relieve del área es también parte de un factor intrínseco a la hora de entender el desarrollo de la competencia de las rocas, el cual aumenta su interacción con la pluviometría en zonas más altas, limitado por la isoterma 0. Es así como hacia el noroeste del área se desarrollan lo horizontes de suelo con mayor potencia, mientras que hacia el este es más acotado el límite en lo que se define como roca madre y regolito. Este factor permite determinar relaciones de contacto entre unidades, detallado en el capítulo de Geología del Área.

1.4 METODOLOGÍA DE TRABAJO

Con la finalidad de ejecutar los objetivos de la presente Memoria de Título, se divide el trabajo en las etapas Gabinete I, Terreno y Gabinete II, respectivamente.

1.4.1 Etapa de Gabinete I

Consiste en la recopilación bibliográfica de trabajos anteriores en el área de estudio, además de casos en otros márgenes convergentes a nivel mundial, para comparar modelos y definir patrones futuros que se observen luego del procesamiento de muestras. Posterior a esto, se confeccionó una base cartográfica, fotogeológica y digital, que permita procesar la información recopilada y considerar esos datos en la etapa de terreno.

1.4.2 Etapa de Terreno

Se dividió en 4 etapas, las cuales sumadas **totalizan** 15 días de trabajo, pernoctando en la ciudad de Angol durante este período. El trabajo se realizó junto al doctor André Steenken, durante enero y el resto del tiempo junto a Bilha Cheuquelao, memorista a cargo de la caracterización del emplazamiento de las intrusiones. La labor diaria consiste en toma de muestras para determinar petrografía, además en las zonas con afloramientos con grados de alteración incipiente se recolectaban muestras para geoquímica de las rocas, datos estructurales de fallas y pliegues, orientaciones de los diques y toma de testigos para determinación de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS).

1.4.3 Etapa de Gabinete II

Las observaciones de campo se efectuaron tomando un total de 205 puntos de muestreo, permitiendo la confección de un mapa de detalle que resume los distintos tipos litológicos, estructuras presentes en las distintas rocas, relaciones de corte entre unidades mayores y menores, como también materializar un muestreo geoquímico que permita contrastar la información de terreno con el análisis microscópico de las rocas intrusivas detallado en el capítulo de Petrografía. Adicionalmente, se tomaron registros de tipo fotográfico sumado a

la realización de perfiles esquemáticos, los cuales muestran la distribución en una vista vertical de las unidades y cómo éstas se van relacionando.

Los datos de terreno fueron ordenados y digitalizados, para así organizar la información y generar una base de datos, que luego fue contrastada con los resultados obtenidos en los análisis petrográficos y geoquímicos. Para el tratamiento de los datos, determinación de resultados e interpretación de éstos, el proceso consistió en:

1.4.3.1. Digitalización de la información

La información recopilada fue digitalizada por medio del software de procesamiento de información geográfica ArcGIS 10.1, el cual permite generar un desarrollo espacial incorporando diferentes elementos, los cuales se detallan a continuación:

- Georreferenciación de avance geológico de la hoja Los Ángeles-Angol (Ferraris, 1981) y de la Memoria de Título hecha en el área de estudio por Creixell (2001), que permiten contrastar resultados de mapeo de terreno realizado por distintos autores.
- Utilización de imágenes de elevación digital DEM, que mediante la alta resolución (90 m) ayudan a obtener una imagen especular de la topografía del área, dominios estructurales mayores (lineamientos), hidrología y elementos del relieve, lo cual será la base de la interpretación de contactos en áreas de difícil acceso.
- Utilización de imágenes del satélite LANDSAT 8, que a través de la combinación de bandas, permitió inferir a qué unidad corresponde cada uno de los contrastes de colores observados.

1.4.3.2. Petrografía

Con las muestras tomadas en terreno, se procesa el material con la finalidad de determinar las distintas unidades presentes en el área de trabajo y su caracterización geoquímica; el proceso comienza con una descripción macroscópica en una lupa binocular, la cual permite de manera preliminar reconocer la mineralogía de las rocas colectadas en el trabajo de campo. Para el estudio de la petrografía microscópica, se procede a realizar 18 secciones delgadas, 10 de tipo transparente y 8 pulidos transparentes, confeccionadas en un laboratorio externo a

la universidad, para después poder trabajar en el microscopio binocular polarizante, marca Nikon eclipse lv100pol, facilitado por la Universidad Andrés Bello. Las fotomicrografías se obtuvieron con el software asociado al microscopio llamado NIS-elements D 4.10.01 64-bits.

1.4.3.3. Geoquímica

Se considera en primer lugar que la toma de muestras total por punto a analizar debe ser aproximadamente 5 kilos, con bajo grado de alteración, para así disminuir el sesgo en los resultados. Posteriormente, se llevan al Instituto GEA para ser procesadas de manera inicial en la chancadora de mandíbula, obteniendo la granulometría fina de 1 mm. Durante esta etapa, se revisa con cautela todas las secciones de la roca, limpiando con una escobilla de acero las zonas de la muestra que exhiben contenidos de materia orgánica superficial, además se limpian bordes que presenten algún grado de desferrización, argilización u otro proceso de alteración, que originen un sesgo del punto de vista geoquímico en relación al contenido de elementos mayores, menores y trazas. Para cada chancado de muestra, se precede a limpiar prolijamente la chancadora y contenedores de acero con acetona al (50%).

La siguiente etapa, consiste en cuartear la muestra mediante la utilización del cuarteador mecánico hasta obtener aproximadamente 60 gramos de material, los cuales son procesados en el Pulverizador marca Fritsch PULVERISTTE 6, que consiste en un contenedor de carburo de wolframio y 15 bolas del mismo material. El proceso comienza añadiendo cuarzo chancado durante 1 minuto, para evitar contaminación cruzada con las muestras que hayan sido previamente pulverizadas. Luego de esto, se limpia el contenedor de tungsteno y se introduce la muestra a pulverizar, la cual será sometida mediante el efecto de la fuerza centrífuga y el consiguiente choque de las bolas de carburo de wolframio a la pulverización. Éstas son almacenadas en bolsas, rotuladas y enviadas al laboratorio canadiense Actlabs, el cual analiza mediante distintas metodologías elementos mayores, menores y trazas, descritas a continuación:

Análisis Instrumental de Activación Neutrónica (INAA)

Definido por Muecke (1980), es un método sensible y versátil de activación de neutrones que permite determinar principalmente elementos trazas, pero que también puede analizar gran

número de elementos sin destruir la muestra necesariamente. Una alícuota de aproximadamente 30 g se encapsula y se pesa en un recipiente de polietileno, éste se irradia con alambres de flujo y un estándar (1 de 11 muestras) a un flujo térmico de neutrones de $7 \times 10^{12} \text{ n cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Después de un período de siete días, para permitir el decaimiento del ^{24}Na , las muestras se cuentan en un detector de Germanio de alta pureza. Los usos de los cables de flujo en la corrección de la desintegración, se comparan con una calibración desarrollada a partir de varios materiales certificados de referencia internacionales. Desde el 10-30 % de las muestras se vuelven a comprobar por re-medición.

Los elementos pueden ser identificados según la cantidad de radiación gamma emitida, la cual es proporcional a la cantidad del elemento analizado presente. La espectrometría de rayos gamma es dividida en un set de intervalos después de ser irradiada la muestra en orden a los isótopos medidos con diferentes vidas medias. Este método analítico se utiliza para determinar las concentraciones de Au, As, Br, Cr, Ir, Sb, Sc y Se, todos definidos como elementos trazas.

Plasma Acoplado Inductivamente por Fusión (FUS-ICP)

El método permite medir gran cantidad de elementos con un bajo límite de detección, en un breve período de tiempo. Esta técnica consiste en una llama que se encuentra aproximadamente entre los $6.000\text{-}9.000^\circ\text{K}$. El polvo de roca al ser diluido es expuesto a un nebulizador con Argón en estado plasma. Se disponen 3 blancos y 5 muestras de control por polvo de roca analizada. Finalmente, se disocia en la plasma acoplado del Argón, lo que genera que las líneas espectrales de los distintos elementos sean excitadas. Al ser comparado con las líneas de calibración de los elementos y sus intensidades, se puede determinar la concentración final. Este método se utiliza en los elementos mayores (Al, Fe, Mg, Mn, Si, Ca, Na, K, Ti y P), a los que se suman también al Sc, Be, V, Sr, Zr y Ba.

Espectrómetro de Masa por Fusión (FUS-MS)

Utilizado principalmente para muestras no mineralizadas, en muestras con mineralización metálica puede presentar mediciones semicuantitativas para los elementos calcófilos. Los elementos determinados con este procedimiento fueron Cr, Co, Ga, Ge, As, Rb, Y, Nb, Mo,

In, Sn, Sb, Cs, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Tl, Bi, Th y U.

Plasma acoplado inductivamente con Digestión Total (TD-ICP)

Una muestra de 0,25 g se digiere con cuatro ácidos que comienzan con ácido fluorhídrico, seguido de una mezcla de ácidos nítrico y perclórico, se calienta usando un programador preciso de calentamiento en varios niveles y se miden los ciclos de espera que toman las muestras para secarlas. Después de que se alcanza la sequedad, las muestras se ponen de nuevo en solución con ácido clorhídrico. Un estándar en laboratorio (trazables a materiales de referencia certificados) o materiales de referencia certificados se utilizan para el control de calidad. Las muestras se analizaron mediante un ICP Varian Vista 735. Este método fue aplicado para el análisis de Ni, Cu, Zn, Cd, S, Ag y Pb.

1.5 TRABAJOS ANTERIORES

González Bonorino (1971) estudia el basamento paleozoico en Pichilemu y Curepto, enfocando su análisis en las series metamórficas, indicando que éste presenta relación de metamorfismo de contacto con Batolito de Granodiorita hacia el este.

Nishimura (1971) realiza las primeras dataciones de minerales magmáticos para calcular el tiempo de emplazamiento del Batolito, realizando el método K-Ar en Biotita al norte de Concepción, obteniendo valores entre 330 y 310 Ma.

Aguirre (1972) define las Series Occidental y Oriental, ésta última relacionada con los intrusivos graníticos paleozoicos, generando aureola de contacto con las rocas metamórficas inmediatamente al oeste.

Hervé y otros (1976) efectúan dataciones en lo correspondiente al basamento cristalino entre 37-38°S, determinando edades Rb-Sr en roca total de 320 Ma, explicado como la edad de enfriamiento del batolito. Además, determinan razones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.706, interpretados como valores asociados a contaminación cortical.

Hervé (1977) desarrolla un mapeo 1:250.000 de las rocas de la Cordillera de Nahuelbuta, determinando para los granitoides un núcleo tonalítico y granodiorítico, mientras que a los bordes dominan los granitos de biotita y muscovita, con proporciones menores de granate y sillimanita. En el contacto de las rocas intrusivas y metamórficas se desarrollan migmatitas con bandas gnéissicas de sillimanita.

Hervé y otros (1987) hacen una revisión general de la Geología de los Andes, caracterizando las rocas del Paleozoico superior, incluyendo los intrusivos dentro del Batolito de la Costa de Chile Central, el cual se extiende por 600 km entre los 32°-38°S, en una franja con orientación NNE. Divide este cuerpo magmático como Batolito Costero del Norte (BCN) y Batolito Costero del Sur (BCS).

Hervé (1988) sintetiza la Geología, Mineralogía, Geología Estructural y Geocronología de los complejos de subducción, caracterizando las rocas de la Cordillera de Nahuelbuta.

Hervé y otros (1988) caracterizan los intrusivos de la Cordillera de Nahuelbuta, reconociendo plutones paleozoicos, triásicos, jurásicos y cretácicos. Mediante el método K-Ar, limitan edades de emplazamiento y enfriamiento en 20Ma.

Parada (1990), revisa el plutonismo de los granitoides de Chile central, reconociendo valores de la razón Rb/Sr altas las rocas del BCS, asociando este proceso a una importante contaminación cortical.

Martin y otros (1999) mediante un estudio de isótopos de U-Pb y análisis estructural a los 39°S, proponen una convergencia dextral oblicua, iniciada durante el Pérmico Medio a lo largo de este segmento de margen del Gondwana.

Creixell (2001) desarrolla su Memoria de Título en el área comprendida entre Concepción y Angol, realizando una subdivisión de las facies reconocidas por Hervé (1977), definiendo según edades de emplazamiento mas antiguas a mas recientes las Tonalitas Santa Juana (TSJ), Granitoides Nahuelbuta (GN), Granitoides Concepción (GC) y Plutón Hualpén (PH).

Lucassen y otros (2004) estudian las secuencias metamórficas e intrusivas entre los 36°-41°S, mediante el estudio de varias razones isotópicas indica que la generación de los magmas

paleozoicos y triásicos se asocia al mecanismo de la asimilación de material cortical por fusión derivada del manto.

Glodny y otros (2008) definen las características estructurales de la Zona de Falla Lanalhue, en la cual generan dataciones que permiten interpretar actividad contemporánea con el emplazamiento y enfriamiento de las fases finales del Batolito.

Deckart y otros (2014) realiza muestreo a lo largo del Batolito de la Costa, restringiendo el tiempo de emplazamiento del Batolito entre los 320-300 Ma, incorporando además el análisis isotópico de los valores de Lu-Hf indican una fuente homogénea con importantes componentes de corteza continental.

Steenken y otros (2017) presentan resultados preliminares, indicando edades para las facies marginales del Batolito de 298 Ma, definiendo además esta unidad como el Plutón Deuco.

1.6 AGRADECIMIENTOS

El desarrollo de este proyecto de investigación ha sido posible gracias al amparo del proyecto Fondecyt Regular N°1140609 denominado “The emplacement of the Coastal Batholith and its relationship to the geodynamic setting of the Proto-Pacific Ocean plate and the continental basement (Chile, between 37°-40°S)”, proyecto generado por el Dr. André Steenken, de quien estaré siempre agradecido por depositar su confianza en mí.

A mi Profesor Patrocinante Dr. Osvaldo Rabbia, por su infinita paciencia y cooperación en cuanto al desarrollo de metodologías de trabajo y orientación en interpretaciones, además de adoptarme luego del cambio de Profesor Patrocinante de este trabajo.

Al Dr. André Steenken, quien durante las campañas de terreno y trabajo de gabinete permitió desarrollar análisis crítico de resultados e interpretaciones, las cuales facilitaron el trabajo de los resultados obtenidos.

A los profesores de mi comisión, Dr. Luis Arturo Quinzio y el Sr. Ramiro Bonilla, que con sus mejoras a mi trabajo permitieron completar de mejor manera los resultados de esta Memoria de Título.

Al Departamento de Ciencias de la Tierra, lugar que por 7 años me permitió disfrutar de esta hermosa carrera.

A Miguel y Emiliano, por su apoyo y simpatía durante las jornadas dentro del Instituto GEA.

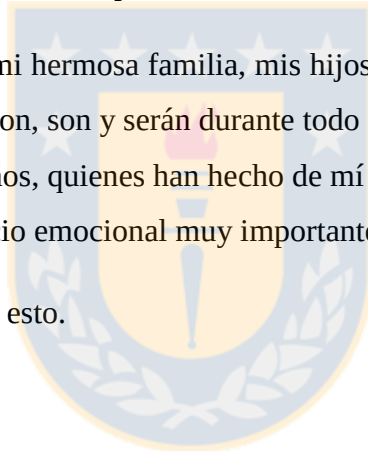
A mi amigo Nicolás, por su asesoría y enseñanza en el procesamiento de las muestras petrográficas.

A todos mis amigos de la Universidad de Concepción, Vale, Felipín, Pelaita, Feña, Doctor, Palomo, Azul, Manu, Mury, Lucy, la Amistad y a todos quienes han sido incondicionales durante estos años.

A mis padres Yolanda y Aldo y hermanos Chicho, Aldo y la Ynye, los cuales siempre creyeron en mí y me brindaron su amor profundo.

Especialmente le agradezco a mi hermosa familia, mis hijos Ayelén, Ankatu y Nahuén, que junto a mi pequeñita Bilha fueron, son y serán durante todo este tiempo el principal sustento y norte de todos anhelos y sueños, quienes han hecho de mí un mejor profesional y persona, los cuales han llenado un espacio emocional muy importante en mi vida.

Para todos ustedes va dedicado esto.



2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. GENERALIDADES

Las rocas expuestas en la Cordillera de la Costa a la latitud de los 37° 40' consisten principalmente en unidades magmáticas y metamórficas del basamento cristalino Paleozoico (Hervé y otros, 1987), con eventos de deformación y metamorfismo contemporáneos (Hervé y otros, 2007). Estas rocas presentan relaciones de incorfomidad hacia el este con las lavas de Huelehueico de edad Oligoceno-Mioceno y sobreyaciendo a éstas últimas los sedimentos glacio-lacustres pleistocenos Angol-Panguipulli (Ferraris, 1981). La disposición espacial de las unidades, el control estructural de éstas, como también la geodinámica asociada a su emplazamiento, están controladas por la actividad del margen durante el desarrollo de la segunda etapa del Ciclo Gondwánico (Charrier y otros, 2007).

2.2. CINTURÓN METAMÓRFICO PAREADO

Este complejo metamórfico forma un cinturón paralelo al margen sudamericano que se distribuye en una franja que se extiende desde los 34° a los 50° S, con orientación NNW–SSE (Vásquez, 2001; Glodny y otros, 2005). En el área de estudio aflora la Serie Oriental de rocas metamórficas.

2.2.1. Serie Oriental (Aguirre y otros, 1972)

Está representada por filitas, metagrauvacas, hornfels, gneiss e intrusivos granitoides. Se desarrollan zonas de biotita, granate, estauroлита, andalucita y sillimanita en toda el área de afloramiento de estas rocas. Las facies metamórficas gradan desde la facies de esquistos verdes hasta la de anfibolita y granulita (González-Bonorino, 1971; Aguirre y otros, 1972; Hervé, 1977; Siña y Parada, 1985; Vásquez, 2001).

El protolito de la Serie Oriental, corresponde a rocas de secuencias tipo flyschoides (Hervé, 1977), en este caso potentes secuencias turbidíticas acumuladas en el piso oceánico adyacente al continente (Hervé y otros, 1988). Los minerales detríticos que se encuentran en las metapelitas, permiten establecer que la mineralogía del protolito estuvo constituida por

abundante cuarzo y filosilicatos, y abundantes minerales pesados (Vásquez, 2001), cuya proveniencia se asocia al basamento del antiguo margen gondwánico de los cinturones pampeano y famatiniano incluyendo material cratónico retrabajado (Hervé y otros, 2013)

2.3. BATOLITO COSTERO DEL SUR

2.3.1 Complejo Plutónico Central de Nahuelbuta (Hervé, 1977)

Unidad que aflora en forma continua en la Cordillera de la Costa del Centro-Sur de Chile desde los 32°30' hasta los 38° S, en una franja NNE-SSW, extendiéndose por aproximadamente 600 km (Hervé y otros, 1987; Creixell, 2001).

Composicionalmente, las rocas de esta unidad corresponden a granodioritas y tonalitas, acompañadas de cantidades menores de dioritas y granitos (Hervé, 1977). La litología exhibe una zonación lateral, en la que las granodioritas y tonalitas forman la parte central del batolito y hacia los márgenes, dominan las composiciones más diferenciadas, como por ejemplo algunos cuerpos pegmatíticos y granitos de biotita y muscovita (Hervé, 1977; Siña y Parada, 1985; Siña, 1987; Hervé y otros, 1988; Parada y otros, 1999, Creixell, 2001). Hacia el sector occidental, se observa el dominio de granodioritas de biotita y granodiorita de biotita y anfíbol, tonalitas de biotita y anfíbol, además de cuerpos de diques de leucogranitos que intruyen a estas unidades; la petrografía antes descrita, define la Unidad Granitoides Nahuelbuta (Creixell, 2001).

La edad de emplazamiento del Batolito Costero se resume en la Tabla 2.1, la cual muestra que este proceso se acota a un período de tiempo de aproximadamente 20 Ma, asociado a una fuente magmática con características isotópicas relativamente similares (Deckart y otros, 2014).

Tabla 2.1: Distribución de las edades del Batolito Costero del Sur (BCS).

Edad	Método	Material	Localidad	Referencia
310 ± 20	K-Ar	Biotita	Concepción	Nishimura, 1971
312 ± 35	Rb-Sr	Tonalita	Nahuelbuta	Hervé y otros, 1976
284 ± 5	K-Ar	Biotita	Rucapillan	Hervé y otros, 1988
294 ± 24	Rb-Sr	Granodiorita	Nahuelbuta	Hervé y otros, 1988
296 ± 2	K-Ar	Biotita	Ñipas, Río Itata	Hervé y otros, 1988
284 ± 5	K-Ar	Biotita	Rucapillán	Hervé y otros, 1988
298 ± 4	K-Ar	Biotita	Traiguén	Hervé y otros, 1988
306 ± 6	K-Ar	Biotita	Dichato	Hervé y otros, 1988
304,7 ± 2,1	U-Pb	Granito	Región de los Ríos	Martin y otros, 1999
281,6 ± 3,5	U-Pb	Granito	Región de los Ríos	Martin y otros, 1999
300,5 ± 2,0	U-Pb	Granodiorita	Región de los Ríos	Martin y otros, 1999
304,9 ± 2,6	U-Pb	Granito	Región de los Ríos	Martin y otros, 1999
291,0 ± 29,7	U-Pb	Granodiorita	Región de los Ríos	Martin y otros, 1999
297,7 ± 0,9	U-Pb	Granito	Región de los Ríos	Martin y otros, 1999
288,8 ± 12,9	U-Pb	Granodiorita	Región de los Ríos	Martin y otros, 1999
305,5 ± 2,5	U-Pb	Granito	Región de los Ríos	Martin y otros, 1999
306 ± 6	Rb-Sr	Diorita	Concepción	Lucassen y otros, 2004
308 ± 7	Sm-Nd	Migmatita	Santa Juana	Lucassen y otros, 2004
286,3 ± 4,2	Rb-Sr	Biotita-Feldespatos	Angol	Glodny y otros, 2008
306,8 ± 4,5	Rb-Sr	Feldespatos-Muscovita	Angol	Glodny y otros, 2008
309,2 ± 2,2	U-Pb	Biotita	Tres Pinos	Deckart y otros, 2014
310,2 ± 2,5	U-Pb	Biotita	Antihuala	Deckart y otros, 2014
298,1 ± 1,2	U-Pb	Granito	Cantera Deuco	Steenken y otros, 2017
307,5 ± 1,4	U-Pb	Granito	Deuco	Steenken y otros 2017

2.4. CONFIGURACIÓN TECTÓNICA DEL CARBONÍFERO-PÉRMICO EN EL MARGEN SUROCCIDENTAL DE GONDWANA.

La dinámica del margen y su configuración a los 37° 45' está marcada por la evolución del Ciclo Tectónico Gondwánico (Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier y otros, 2007; Charrier y otros 2014), el cual se desarrolla entre el Mississippiano y el Lopingiano. En este lapso, domina una subducción bien desarrollada, dada por la geoquímica calcoalcalina que poseen las rocas del margen continental (Parada, 1990; Creixell, 2001; Lucassen y otros, 2004; Deckart y otros, 2014).

El Batolito Costero tiene un *peak* de adición magmática a los ~305 Ma. (Martin y otros, 1999; Willner y otros, 2005), que coincide con el *peak* de metamorfismo de alta temperatura observado en la Serie Oriental (Willner y otros, 2005), relacionado al desarrollo continuo de la acreción basal en el prisma de acreción (Willner, 2005). Es en este ambiente geodinámico que se desarrollan las facies marginales del Batolito Costero (Hervé, 1977; Creixell, 2001), siendo el Plutón Deuco parte del BCS, determinado por una edad obtenida en circones magmáticos de $298,1 \pm 1.2$ Ma. (Steenken y otros, 2017).



3. GEOLOGÍA DEL ÁREA

3.1 GENERALIDADES

Las unidades ígneas plutónicas y metamórficas ubicadas al suroeste de la localidad de Angol, presentan meteorización intensa por la actividad pluviométrica en la Cordillera de Nahuelbuta, que actúa como precursora del desarrollo de un perfil de suelo, indicando en su base que la roca madre muestra menor grado de alteración en los horizontes correspondientes a D y C, este último presentando un grado de meteorización incipiente; B2 corresponde a la unidad con mayor grado de intemperismo, zona desde donde comienza a desarrollarse el “maicillo” de rocas intrusivas, que aún permite análisis textural y mineralógico de la roca parental; mientras que lo correspondiente a los horizontes B1, A2 y A1 han sido afectados de manera pervasiva por la percolación de fluidos desde la superficie y por la actividad de la materia orgánica.

El trabajo de terreno y procesamiento de la información, proporciona un resumen de las características geológicas del área, realizando un mapeo de detalle 1:25.000, manifestando la ubicación, distribución espacial y relaciones de contacto de las distintas unidades intrusivas y metamórficas que aquí se han definido, proponiendo además subdivisiones dentro de las rocas intrusivas. Si bien todas las rocas intrusivas descritas en este trabajo forman parte del Batolito Costero del Sur del sector de la Cordillera de Nahuelbuta (Figura 3.1), para fines prácticos éstas serán divididas en: Plutón Deuco (PD) correspondiente a “fases marginales” del batolito (Creixell, 2001), Batolito Nahuelbuta (BN), que agrupa a las unidades mayores esencialmente tonalitas y granodioritas e Intrusiones Máficas Menores (IMM), compuestas por gabros y dioritas.

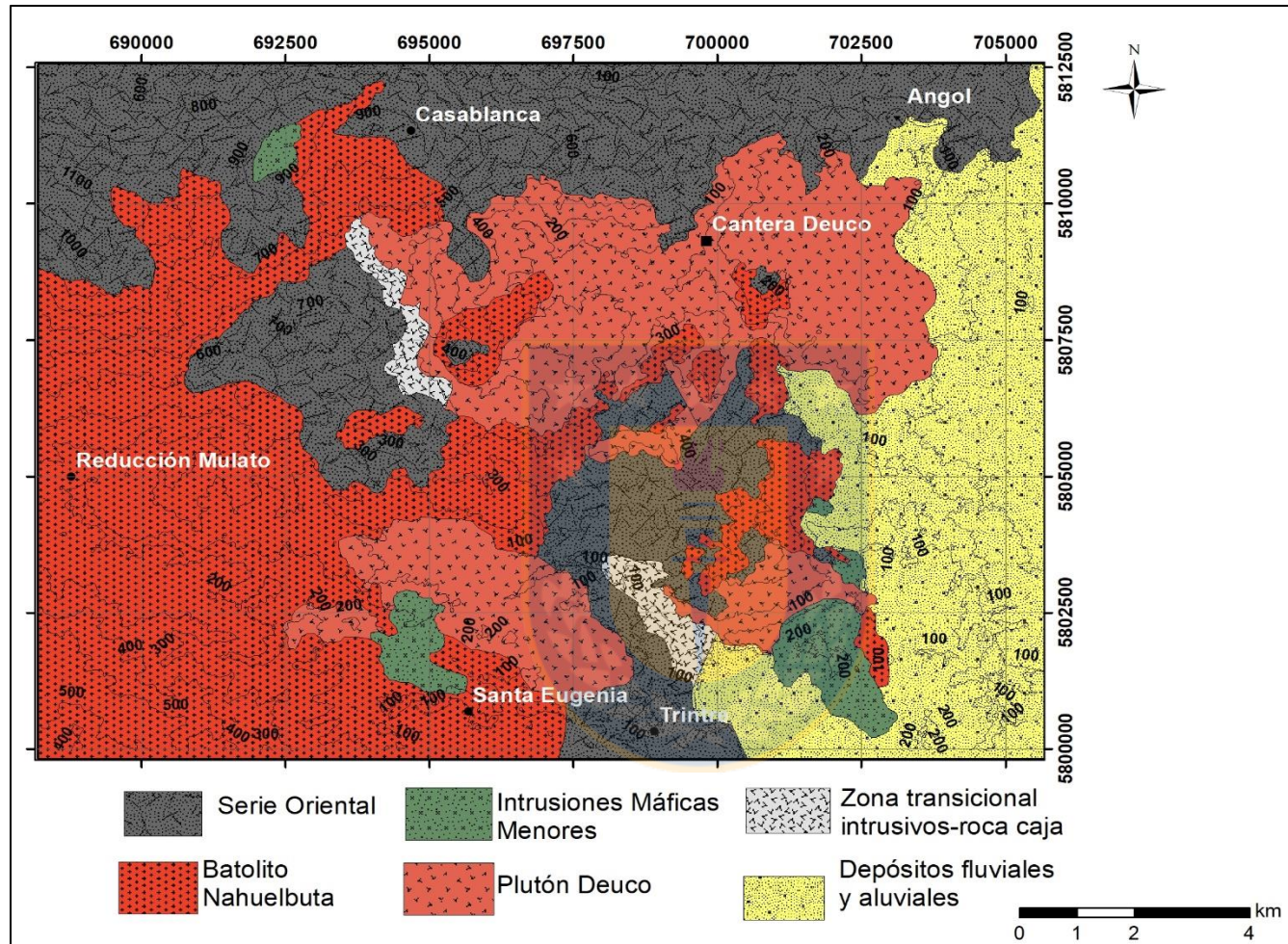


Figura 3.1: Distribución de las unidades estudiadas. La cobertura sedimentaria no ha sido considerada debido al enfoque de este trabajo.

3.2. RELACIONES DE TERRENO: DISTRIBUCIÓN, CARACTERÍSTICAS GENERALES Y RELACIONES DE CONTACTO.

3.2.1. Rocas Intrusivas

Dentro de las unidades del área de estudio previamente estudiadas, Hervé (1977) define las rocas del área como “Plutón Central de Nahuelbuta”, el cual muestra una distribución desde Curanilahue a Angol en una franja con disposición N-S. Creixell (2001) realiza una subdivisión de las unidades, definiendo “Tonalitas Santa Juana (TSJ)” y “Granitoides Nahuelbuta (GN)”, éstos últimos correspondientes a unidades del área de estudio.

La caracterización es a escala 1:25.000, se limitan 2 cuerpos magmáticos discordantes en el área, los cuales serán nombrados como Batolito Nahuelbuta (BN) y Plutón Deuco (PD), que muestran características petrográficas distintivas dentro del área. Estas unidades intruyen a cuerpos menores de rocas de composición diorítica (IMM), además de stock y diques de leucogranitos que cortan a todas las unidades (Figura 3.2).

Las rocas del Plutón Deuco presentan textura fanerítica equigranular de grano medio, caracterizada por la aparición de muscovita y biotita en proporciones similares, esta última con leve foliación magmática; cuarzo y feldespatos alterados a epidota y arcilla, localmente aparecen intrusiones félsicas con textura gráfica y pegmatítica, con composiciones granodioríticas a graníticas, caracterizadas por abundante feldespato potásico, cuarzo, muscovita y menor medida minerales máficos.

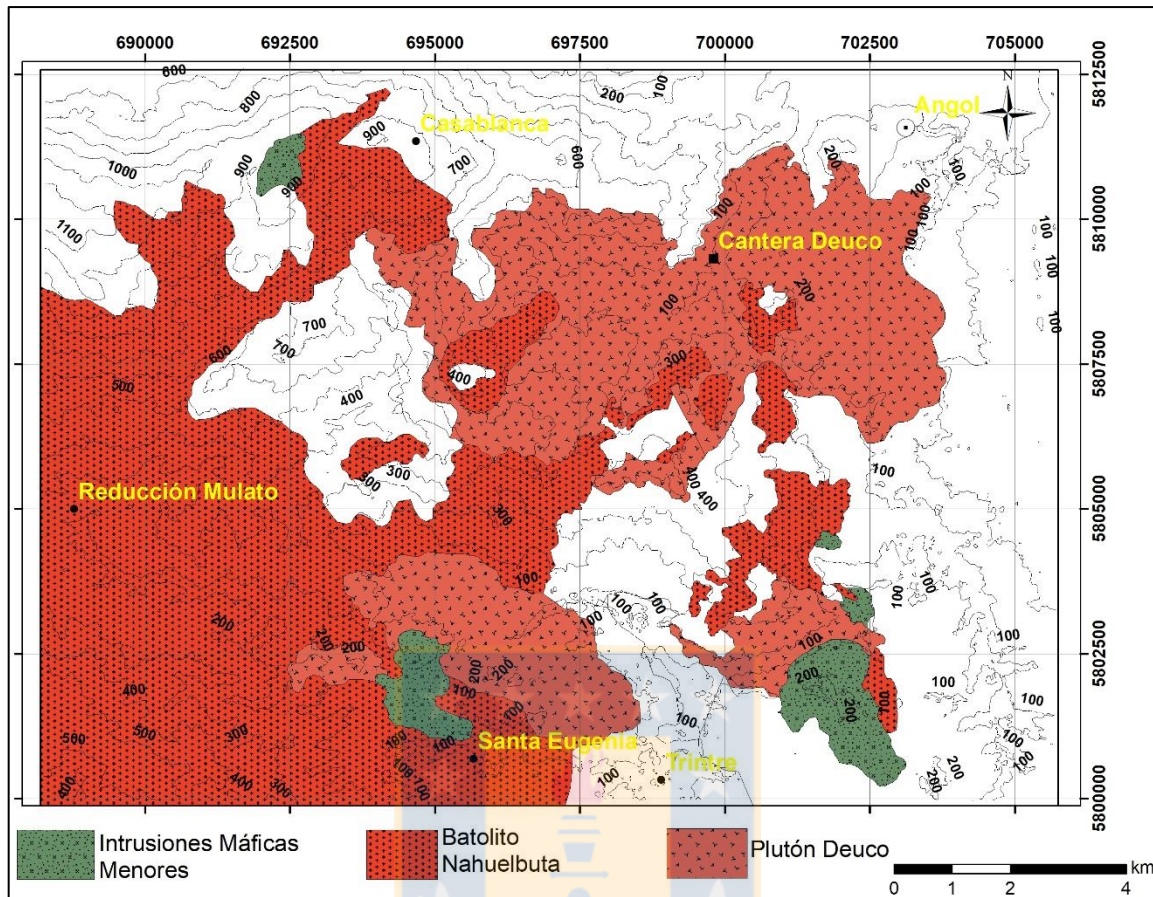


Figura 3.2: Distribución de unidades intrusivas en el área de estudio.

Las rocas definidas como Batolito Nahuelbuta (Hervé, 1977), se reconocen por su textura fanerítica equigranular de grano grueso, con mineralogía tipo cuarzo, plagioclasa y biotita. Finalmente, las Intrusiones Máficas Menores poseen características petrográficas típicas de rocas de composición gabroica a diorítica con texturas cumuladas de grano grueso con grados de alteración muy bajo y rocas de grano medio con alteración a arcillas, tienen anfíboles de grano grueso y medio y un dominio de plagioclasas cálcicas. Las relaciones de contacto son por intrusión como mecanismo principal y localmente contactos por fallas.

La figura 3.3 muestra las relaciones de campo observadas que permiten determinar los eventos de intrusión generados en el área de estudio. En el perfil I 24 se reconoce que la unidad ígnea correspondiente a las intrusiones máficas menores, intruye las metapsamitas de la serie oriental, lo que además es coincidente con los afloramientos ubicados al norte y sur

del área de estudio, donde aparecen gabros en topografías altas intruídos por tonalitas de grano grueso asociadas al Batolito Nahuelbuta y dioritas hacia el sur intruídas por rocas del Plutón Deuco.

Las relaciones de corte que existen entre Batolito Nahuelbuta y Plutón Deuco se reconocen en la sección basal del perfil G12 (Figura 3.4), donde un cuerpo de grano medio y dos micas (biotita y muscovita) genera un contacto irregular asociado a una intrusión con otro cuerpo de grano grueso y solo biotita.

Las últimas unidades que afloran como cuerpos discordantes corresponden a intrusiones de composición mayoritariamente félsica, con mineralogía tipo feldespatos potásicos, cuarzo y muscovita, con texturas pegmatíticas y gráficas. Estos cuerpos cortan a todas las unidades, mientras que las intrusiones félsicas de grano grueso y medio aparecen en contacto con las unidades metamórficas, sin generar aureola de contacto.

Las intrusiones máficas del área se caracterizan por dos pulsos diferenciados, tanto por sus características texturales como por sus diferencias petrográficas y grado de alteración. La Figura 3.5 muestra que la intrusión inicial es de grano grueso, con desarrollo de 2 anfíboles, con un fuerte magnetismo y consecuente valor de AMS alto (Cheuquelao, en prep.). Se reconoce eso sí, un incipiente evento de alteración potásica que afecta los anfíboles de la roca.

El segundo pulso de cumulos máficos corresponde a microdioritas de 1 anfíbol, domina en este caso el grano medio como tamaño relativo y es fuertemente afectado por procesos de alteración argílica y cloritización de hornblenda. Esta secuencia se reconoce en la mayoría de los afloramientos, con desarrollo de eventos de alteración pervasivos, que genéticamente están asociados a estructuras planares tipo falla. Los feldespatos de las microdioritas presentan un alto grado de alteración

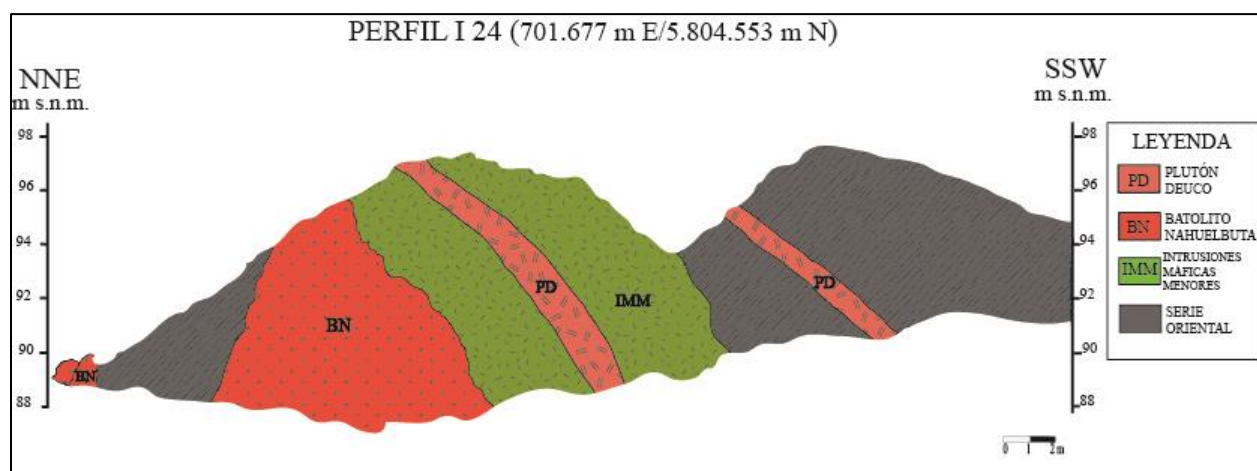


Figura 3.3: Relaciones de contacto rocas intrusivas observados en el punto I 24, localizado a 2 km al sur de Zenaida. IMM intruye a las rocas de la Serie oriental, mientras que hacia el NNE del perfil se reconoce relación de intrusión de BN afectado a las dioritas. Finalmente, todas las unidades son afectadas por diques leucocráticos asociado a PD.

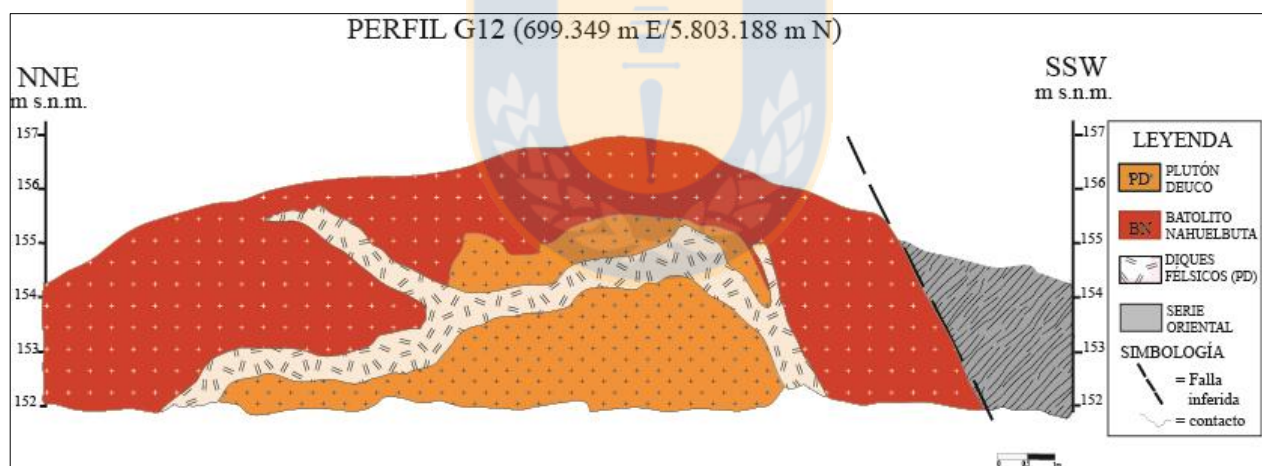


Figura 3.4: Relaciones de contacto entre el Plutón Deuco y Batolito Nahuelbuta observados en el punto G12, localizado a 3 km al N de Trintre. Las unidades intrusivas presentan contactos por intrusión, mientras que hacia el SSW se observa contacto por falla con rocas metamórficas.

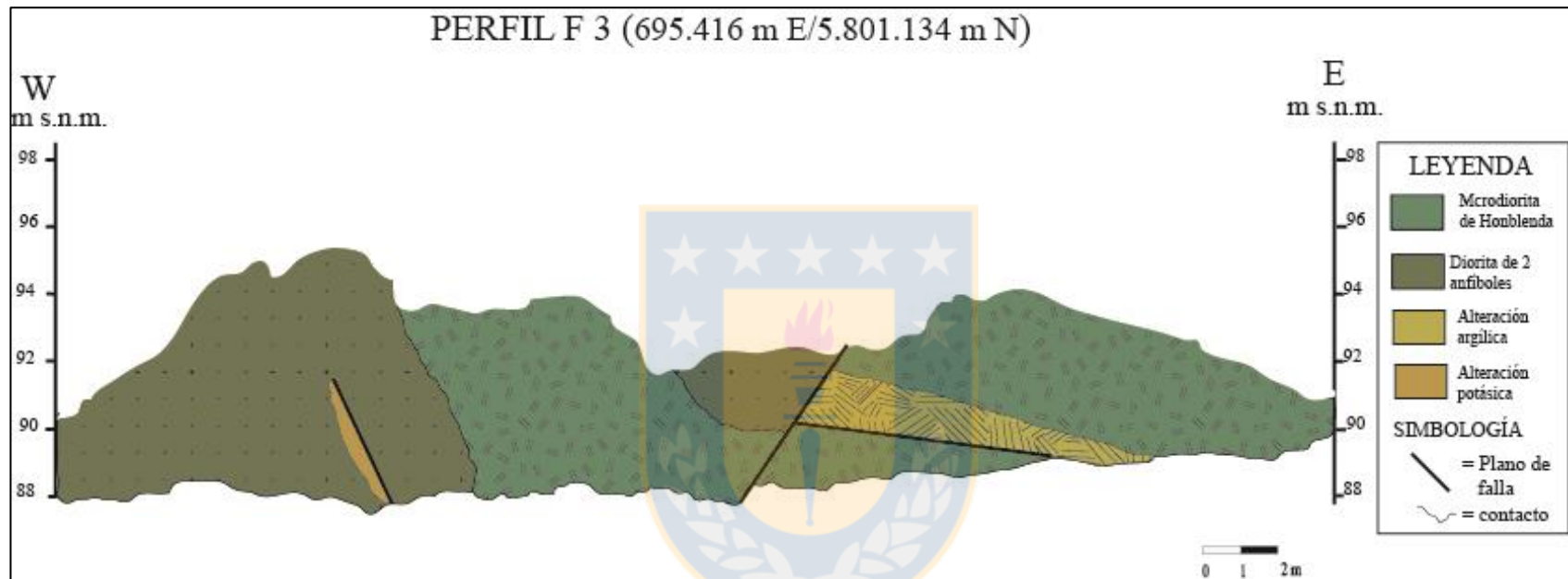


Figura 3.5: Relaciones de terreno reconocida para Intrusiones Máficas Menores. Los cambios petrográficos indican variaciones en procesos de emplazamiento dentro de este sistema.

3.2.2 Roca hospedante o caja

Se distribuyen principalmente hacia el norte, además de afloramientos discontinuos hacia el sector oriental de cuadrante de trabajo (Figura 3.6).

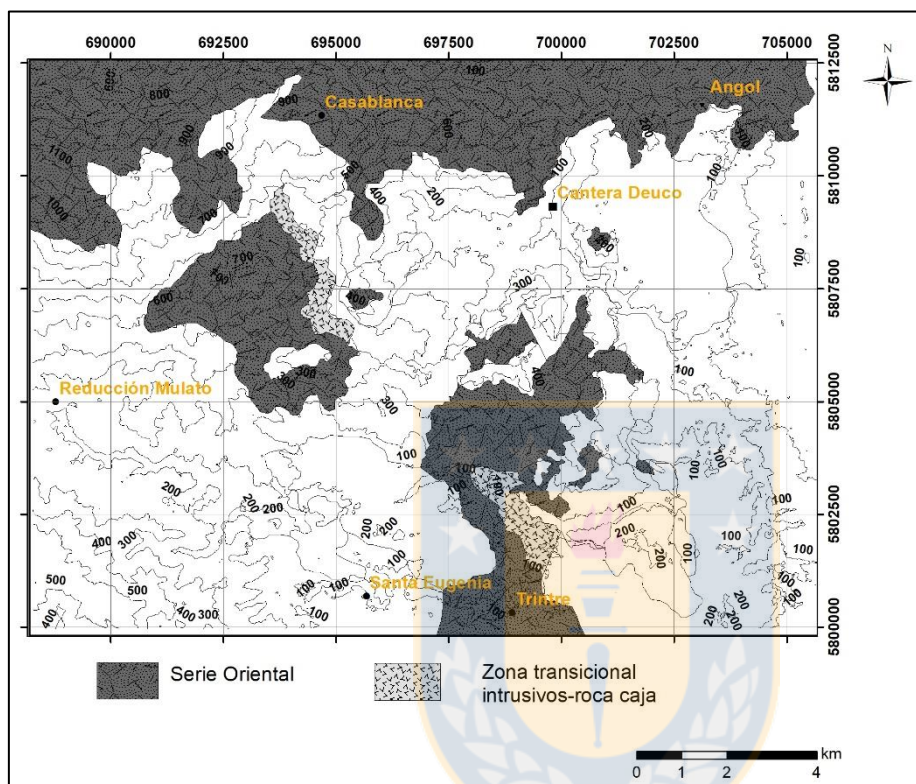


Figura 3.6: Distribución de rocas metamórficas y zonas transicionales entre roca de caja e intrusivos del Batolito Nahuelbuta y Plutón Deuco.

La petrografía reconocida en terreno, muestra unidades de grano fino a medio, con planos de foliación bien desarrollados y orientaciones variables, y mineralogía correspondiente a micas, cuarzo y feldespatos, con porfiroblastos de sillimanita y en menor medida de anfíbol, que aparece en zonas cercanas al contacto con las intrusiones del área. Las relaciones de contacto de las rocas metamórficas, donde intruye el Plutón Deuco y la unidad Batolito Nahuelbuta, presenta variaciones mineralógicas asociadas a un metamorfismo de contacto o aureola de contacto (Hervé, 1977; Vásquez, 2001).

En los contactos de la zona central del área de estudio, se desarrolla una zona transicional, con rocas pertenecientes al Plutón Deuco y la Serie Oriental, respectivamente. Esta interacción se reconoce como bandas claras denominado leucosoma, compuestas por feldespatos potásicos, plagioclasas, cuarzo y 2 micas (muscovita y biotita) con variaciones en el tamaño de grano, que van de grano fino a algunas de grano grueso para lo correspondiente a rocas ígneas plutónicas, mientras que las bandas más oscuras llamado melanosoma, exhibe mineralogía orientada, compuesta principalmente por micas y bandas de cuarzo, con tamaños relativos de grano medio, y ocasionalmente desarrollo de porfiroblastos. Ambas litologías, se disponen orientadas según fábrica mineral, la cual está paralela a los planos de foliación de éstas rocas. Los límites entre ambas unidades indican algunos xenolitos en la litología ígnea, observados como cúmulos de minerales máficos con bordes que se reconocen parcialmente digeridos, mientras que otras indican límites netos, sin afectar las rocas hospedantes (Figura 3.7a). La presencia de estructuras tipo bandeadas o “schlieren” son también parte de las evidencias de terreno de la zona afectada por esta interacción intrusión-roca caja, las cuales se disponen como bandas levemente foliadas de minerales máficos acercándose al contacto con las rocas metamórficas del área, en este caso esquistos de sillimanita (Figura 3.7b). El mecanismo de emplazamiento de las unidades ígneas, origina estructuras tipo “roof pendant” para las rocas de la caja metamórfica.

3.3 Estructuras

3.3.1 Rocas Intrusivas

Tanto el Batolito Nahuelbuta como el Plutón Deuco desarrollan foliaciones definidas por las orientaciones de los minerales máficos, los cuales se elongan en direcciones que indican disposiciones preferenciales del cuerpo en los bordes de contacto con la roca caja. En la fotografía 3.1 (699.435 m E/5.806.078m N), las rocas del Plutón Deuco presentan disposiciones tipo estratificadas, con bandas paralelas que coinciden con orientación de la mineralogía máfica tipo biotita, que serán parte del análisis y caracterización de las intrusiones del área y cómo éstos pueden ser parte de la evidencia de terreno del emplazamiento de éstos plutones

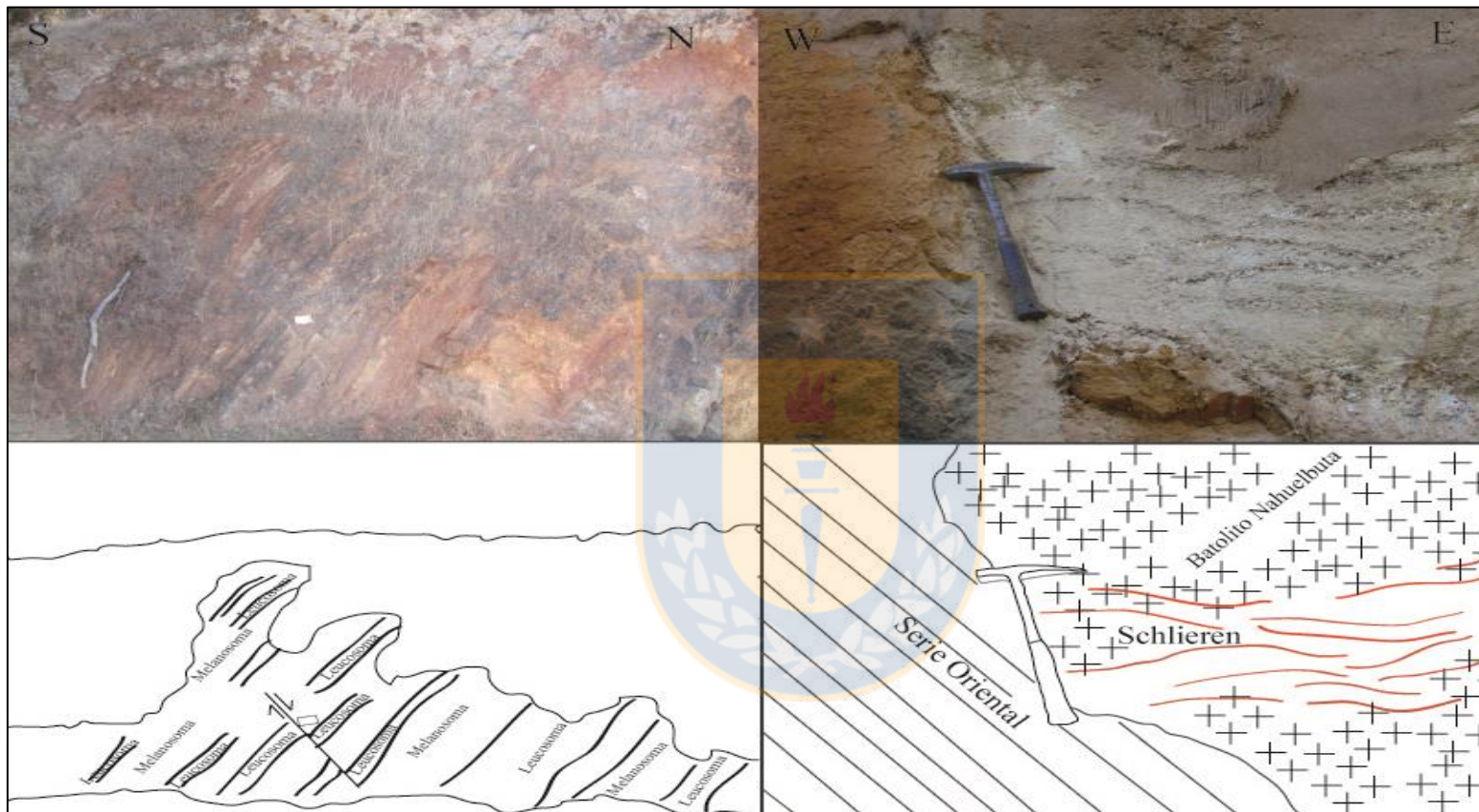


Figura 3.7: Estructuras reconocidas en terreno. (a) Zona transicional con bandas paralelas de Plutón Deuco y esquistos de sillimanita de la Serie Oriental. (b) Estructuras tipo Schlieren en el límite de BN y esquistos de sillimanita (Zona transicional Schlieren 693.414m E/5.808.573m N)



Fotografía 3.1: Disposición en bandas paralelas a la foliación de rocas pertenecientes al Plutón Deuco (699.435m E/5.806.078m N). A: Vista en planta de estructura lineal. B: Vista en perfil de la estructura, que muestra planos paralelos, asociados a estratificación ígnea dentro del cuerpo.

3.3.2 Cuerpos leucocráticos tardíos

La roca caja muestra distintas orientaciones de las foliaciones tectónicas. Éstas rocas, que ya han sido mencionadas en varias relaciones a las intrusiones de las tres unidades magmáticas definidas para este trabajo, favorecen la intrusión de cuerpos leucocráticos que cortan todas las unidades, utilizando los planos de foliación de éstas rocas, como se observa en la figura 3.7

Los cuerpos leucocráticos tardíos, exhiben texturas pegmatíticas, faneríticas y microfaneríticas, que en ocasiones interactúan con la roca hospedante a distintas intensidades, digiriendo los bordes total o parcialmente, como también producen algunos contactos netos con las unidades que intruyen.

Las intrusiones tipo diques se diferencian entre los bordes y el centro en cuanto al tamaño relativo de los cristales, con una estructura mayoritariamente simétrica que suele mostrar bordes con cuarzo y muscovita de grano medio que aumenta a un ensamble cuarzo-microclina-muscovita de grano muy grueso (Figura 3.8a), aunque también han sido reconocidos casos inversos, con tamaños pegmatíticos a los bordes y grano medio en el centro de la estructura (Figura 3.8b).

Las unidades tipo stock (Figura 3.8c), corresponden a rocas con amplia distribución en el área, con variaciones locales del tamaño de grano, pero con mineralogía similar a lo definido para el Plutón Deuco, evidenciando bordes sin interacción aparente con las rocas que intruye.

Estos cuerpos presentan principalmente relaciones discordantes, en ocasiones orientadas por planos de foliación aprovechando relaciones de contacto entre 2 cuerpos, también se reconocieron varias estructuras que cortan toda la secuencia, evidencia del control estructural en el emplazamiento de las unidades.

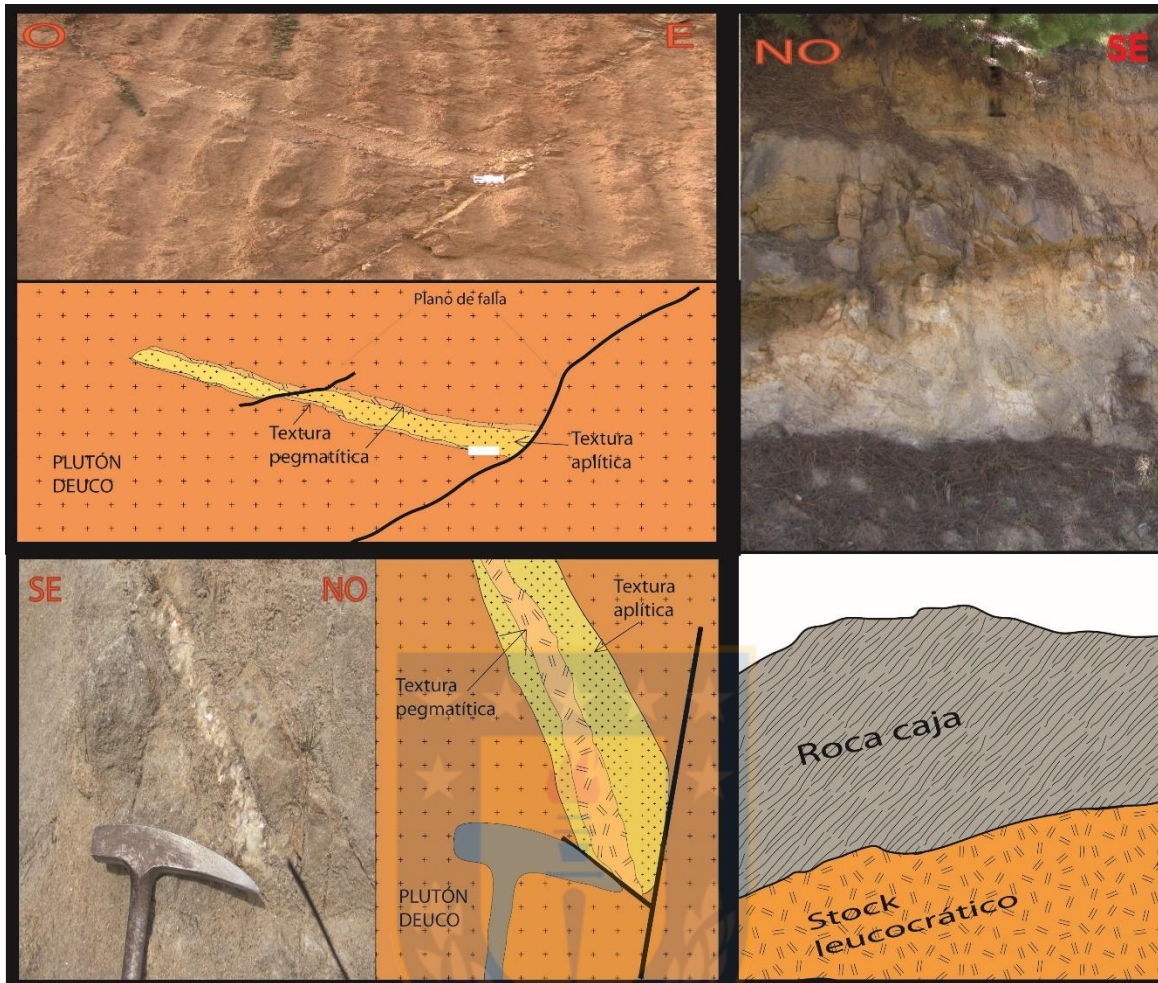


Figura 3.8: Disposiciones de los cuerpos leucocráticos tardíos. A) y B) Estructura tipo dique con disposición simétrica y variaciones texturales en los bordes en comparación al centro, dominando textura pegmatítica en bordes y aplítica en el centro para A) y aplítica de borde y pegmatítica de centro para B). C) Stock leucocrático en contacto neto con unidades correspondientes a metapsamitas de la Serie Oriental. A) 694.516m E/5.806.488m N; B) 699.309m E/5.807.754m N; C) 691.652m E/5.807.872m N.

4. PETROGRAFÍA

4.1. GENERALIDADES

Las descripciones petrográficas se basan en el estudio de características texturales como por las variaciones mineralógicas, que ayudan a interpretar los límites de las unidades ígneas que afloran en el área. Se realizaron un total de 18 secciones transparentes (Figura 4.1), las descripciones en detalle de éstas se encuentran en el anexo 1.

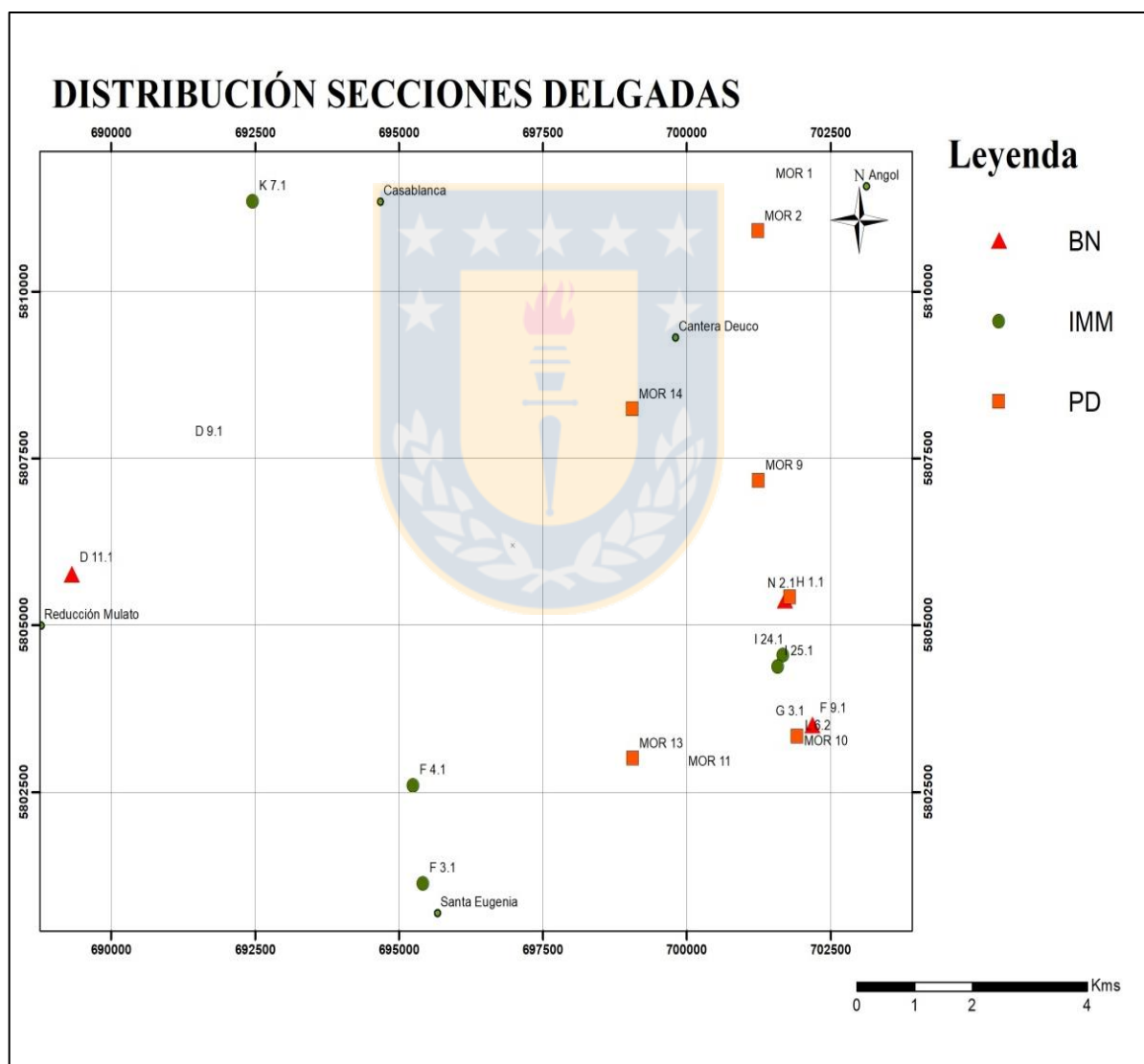


Figura 4.1: Distribución de las secciones delgadas. IMM: Intrusiones Máficas Menores; BN: Batolito Nahuelbuta; PD: Plutón Deuco.

4.2 Plutón Deuco

Se distribuye principalmente en una franja N-S ubicada en el sector oriental del área, en las inmediaciones de la ciudad de Angol y la Cantera Deuco, este último presenta los afloramientos más frescos de la unidad.

4.2.1 Características Macroscópicas

Las granodioritas y granitos son rocas de textura fanerítica de grano medio, equigranular, índice de color ≤ 20 , presencia de biotita como máfico principal, cantidades variables de muscovita y biotita que se encuentran levemente foliadas.

4.2.2 Características Microscópicas

La tabla 4.1 expone la distribución de la mineralogía característica para las muestras asociadas al Plutón Deuco, que son clasificadas en el triángulo de clasificación de rocas ígneas en los campos de la granodiorita y monzogranito (Figura 4.2).

Tabla 4.1: Análisis modal de muestras Plutón Deuco.

	Pl	Qtz	Mc	Or	Btr	MsT	Ap	Zrn	Grt	Min. Op
MOR2	33,4	33,5	7,5		16,9	2,5	1	1,1	1,9	
MOR9	28,8	40,3	9		8	5,8	1,3	0,5	0,5	
MOR10	26,3	38,8	10		13,8	7,8	1	1,5	1,3	
MOR13	22,9	31,6	18,2	1,8	7,9	4,4	0,9		7	0,9
MOR14	28,7	20,4	16,4		5,7	12,3	2,4		0,5	0,5
H1.1	37	18,3	32,1		4,6	4,6	0,9	0,9	1,8	

Las unidades en el área corresponden a las muestras MOR2, MOR9, MOR10, MOR13, MOR14 y se grafican en el campo de la granodiorita y monzogranito. La muestra H1.1 corresponde a un dique leucocrático tipificado como sienogranito, el cual afecta a las rocas metamórficas de la serie oriental.

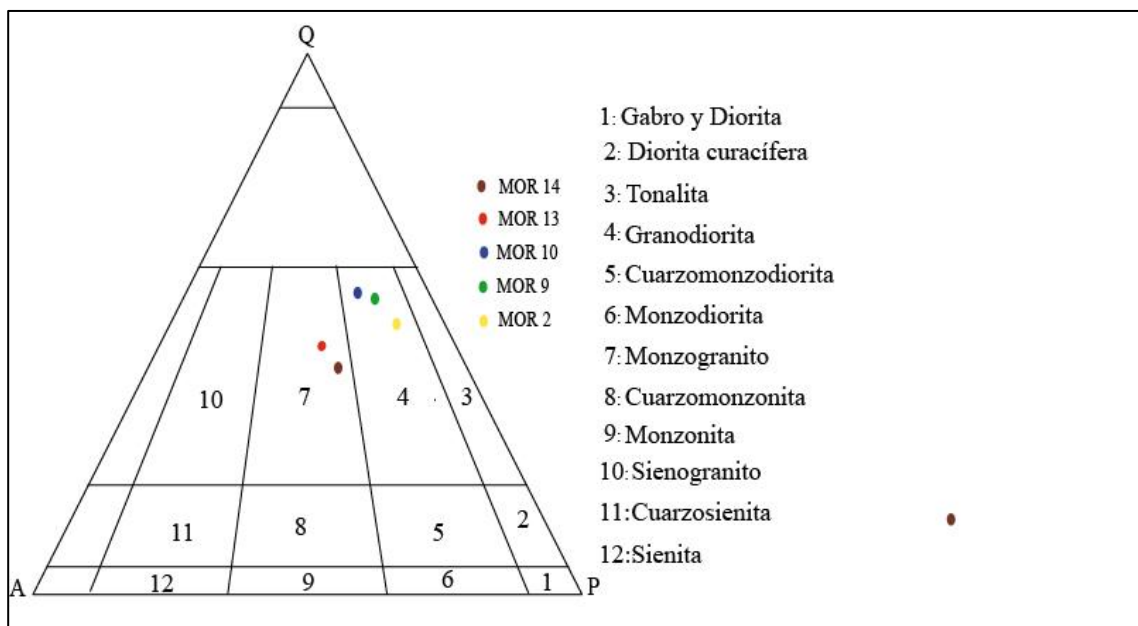


Figura 4.2: Diagrama ternario de distribución QAP para rocas del Plutón Deuco. Modificado de Streckeisen (1976).

La tabla 4.2 detalla las principales texturas reconocidas bajo la observación de las secciones delgadas.

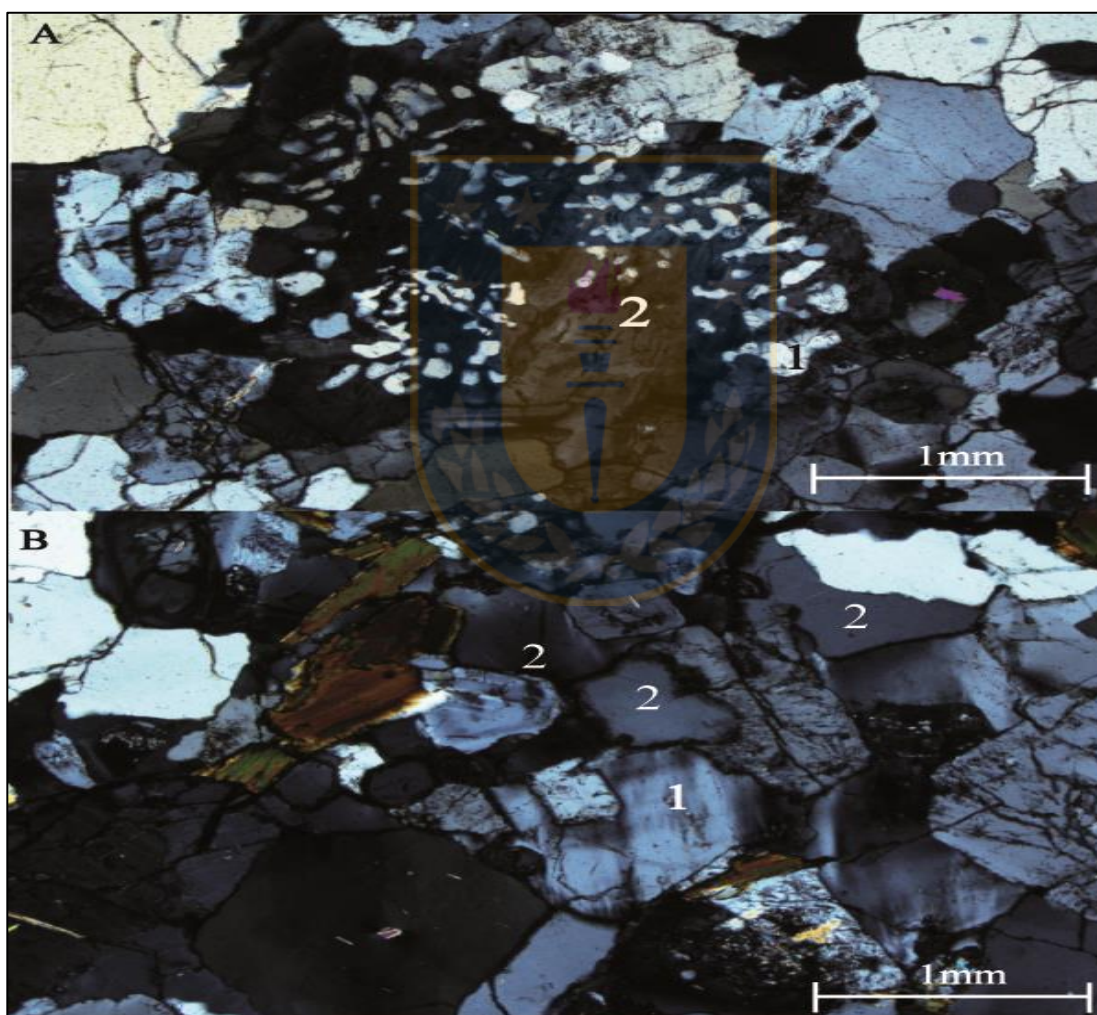
Tabla 4.2: Texturas reconocidas bajo el microscopio óptico.

Clasificación de Texturas Ígneas	Rocas Ígneas Máficas						Formas y tamaños		Intercrecimientos						Otras texturas		
	Heteradacumulado	Ortoacumulado	Adacumulado	Intergranular	Traquítica	Ofítica	Hipidiomórfica granular	Pegmatítica	Poiquilítica	Granofírica	Mirmequítica	Pertitas	Antipertitas	Simplectica	Foliación ígnea	Exsoluciones de anfíbol	Xenolitos
MOR2							X		X		X	X					
MOR9							X		X		X						
MOR10							X				X		X				
MOR13							X				X						
MOR14							X		X		X						
H1.1								X			X						

Las características texturales indican un dominio de tipo hipidiomórfico granular, con tamaños variables de grano grueso a medio, localmente se observan algunas exsoluciones que definen texturas mirmequíticas (Fotomicrografía 4.1a), mientras que la textura

poiquilítica que genera la microclina englobando cristales de cuarzo y plagioclasa (Fotomicrografía 4.1b).

Las plagioclasas tienen forma subhedral, de tamaños promedio de 8 mm, son de composición sódica con contenidos de anortita An_{26} , poseen un desarrollo dominante de maclado polisintético, que en ocasiones muestran un grado de deformación asociada a la intrusión de este cuerpo, algunos cristales presentan zonación normal con centros de composición anortítica dominante y albita hacia los bordes, con texturas mirmequíticas por vermículas de cuarzo y antipertitas de microclina.



Fotomicrografía 4.1: Texturas reconocidas en la unidad correspondiente al Plutón Deuco. A) Textura mirmequítica, reconocida por las vermículas de cuarzo (1) en cristal de albita (2); B) textura poiquilítica, donde se diferencia el cristal de microclina (1) englobando albita (2). Nícoles cruzados, aumento 4x. MOR9.

La sericitización es el proceso que afecta mayormente a este mineral, genera un grado de alteración pervasivo (Fotomicrografía 4.2a), que afecta tanto los bordes como los centros de los cristales.

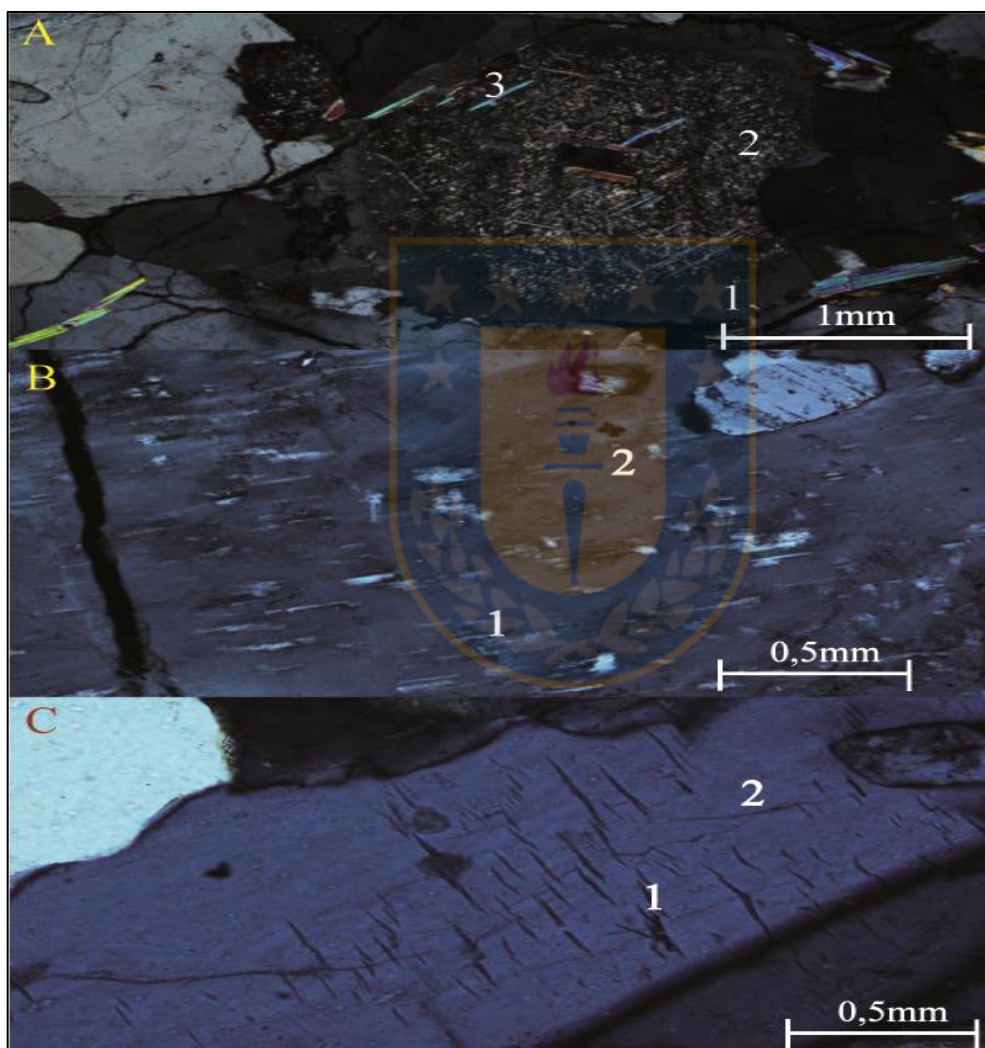
Los cuarzos poseen formas anhedrales, con tamaños cercanos a los 10 mm, con extinción ondulosa, intercrecido con microclina anteriormente mencionada y gran cantidad de inclusiones fluídas.

Los cristales de microclina se disponen de manera anhedral a subhedral, con tamaños promedio de 10 mm, mientras que el dique leucocrático genera texturas porfídicas con tamaños >25 mm, los cuales engloban otros cristales y localmente texturas poiquilíticas con oikocristales de albita. Se caracterizan por el desarrollo de la macla tipo escocesa, con un arreglo perpendicular explicado por el paso de un cristal monoclinico de alta temperatura a uno triclinico de baja temperatura (Winter, 2013). También se aprecian exsoluciones lamelares de albita, generando pertitas en los cristales del feldespato potásico (Fotomicrografía 4.2b) y se incluye en la albita como intercrecimiento lamelar para generar texturas tipo antipertitas (Fotomicrografía 4.2c). Presenta grado de alteración incipiente a sericita.

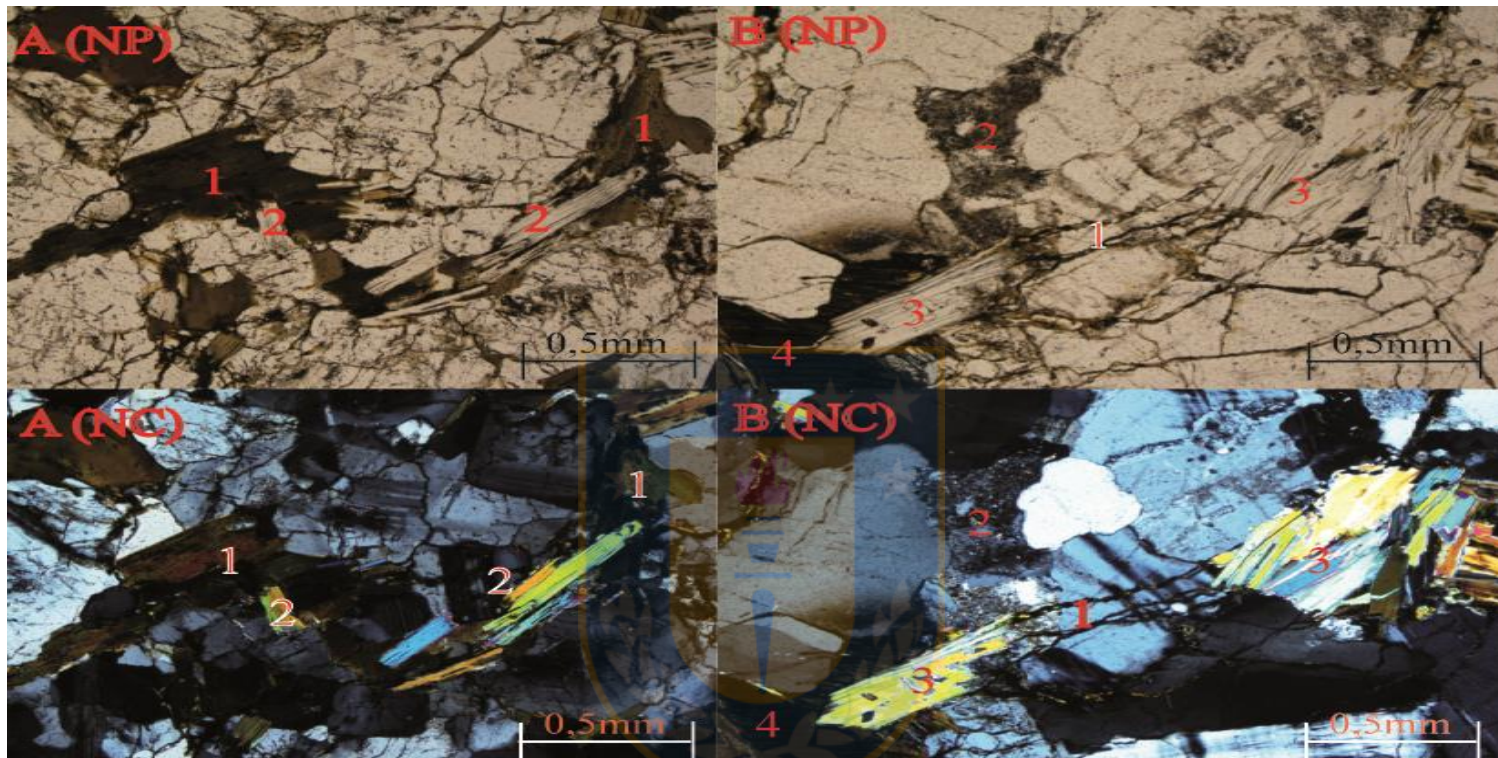
Las micas de esta unidad corresponden a biotita y muscovita. La biotita tiene cristales subhedrales de unos 5 mm, con pleocroísmo marcado en tonos pardo oscuro a verdoso, generando texturas poiquilíticas junto a plagioclasa y cuarzo. La cloritización es el proceso que más afecta a los cristales de biotita, observándose en ocasiones solo los relictos del cristal. La alteración está representada por la paragénesis clorita férrica-epidota, que le da una tonalidad verdosa al pleocroísmo, como también a los bordes de los cristales, aunque en ocasiones altera por los planos de exfoliación del cristal. La muscovita define formas subhedrales a euhedrales dimensión promedio de 5 mm, dispuesta en estructuras tipo vetillas.

La génesis de esta muscovita en las rocas es parte esencial del análisis petrogenético futuro y cómo estos son controlados por procesos primarios o secundarios, lo que puede ser indicador de la fuente que genera el tipo de intrusión de este plutón. Las relaciones petrográficas en la fotomicrografía 4.3b indican que el cristal de muscovita exhibe una

estructura inalterada, de forma subhedral y grano grueso, indicadores de un proceso primario, pero que al momento de observar en detalle la disposición espacial de estos cristales en la roca, se aprecia una disposición en las vetillas que favorecen la sericitización pervasiva de las plagioclasas, por lo que este indicador sería la prueba de pertenecer a un proceso magmático tardío, de carácter posterior a la cristalización de la mineralogía primaria, lo que será materia de discusión en el capítulo de Geoquímica para definir la característica del origen de este cuerpo.



Fotomicrografía 4.2: Características mineralógicas del Plutón Deuco. A) MOR14, plagioclasa (1) alteradas de manera pervasiva por sericita (2) y muscovita (3) que se dispone paralela a la exfoliación; B) H1.1, pertitas, reconocidas por exsoluciones lamelares de albita (1) en cristales de microclina; C) MOR10, antipertitas, reconocidas por exsoluciones lamelares de microclina (1) en cristales de albita (2). Nícoles cruzados, A en aumento 4x, B y C con aumento 10x.



Fotomicrografía 4.3: Relación petrogenética de las micas en MOR2 (A) y MOR13 (B). A) Ambas micas presentan una orientación preferencial, asociada a foliación magmática, y entre ellas se puede ver que la biotita (1) subyace a la muscovita (2); B) Vetilleo tardío (1) rico en aluminosilicatos corta la mineralogía, alterando a sericita las plagioclasas (2), mientras que la muscovita (3) se orienta en la misma dirección que la vetilla. NC: nicoles cruzados, NP: nicoles paralelos, aumento 4x.

4.3 Batolito Nahuelbuta

Esta unidad aflora principalmente hacia el oeste de la localidad de Deuco, extendiéndose hasta la comuna de Curanilahue por el oeste (Creixell, 2001). La meteorización de la roca hace que los buenos afloramientos sean escasos, por lo que las unidades se distinguen principalmente por las variaciones texturales con el Plutón Deuco.

4.3.1 Características Macroscópicas

Las tonalitas tienen textura fanerítica equigranular de grano grueso, las plagioclasas se alteran a arcilla de manera moderada; la biotita es la principal fase melanocrática ($IC \sim 25$), mientras que el cuarzo aparece translúcido y de forma anhedral.

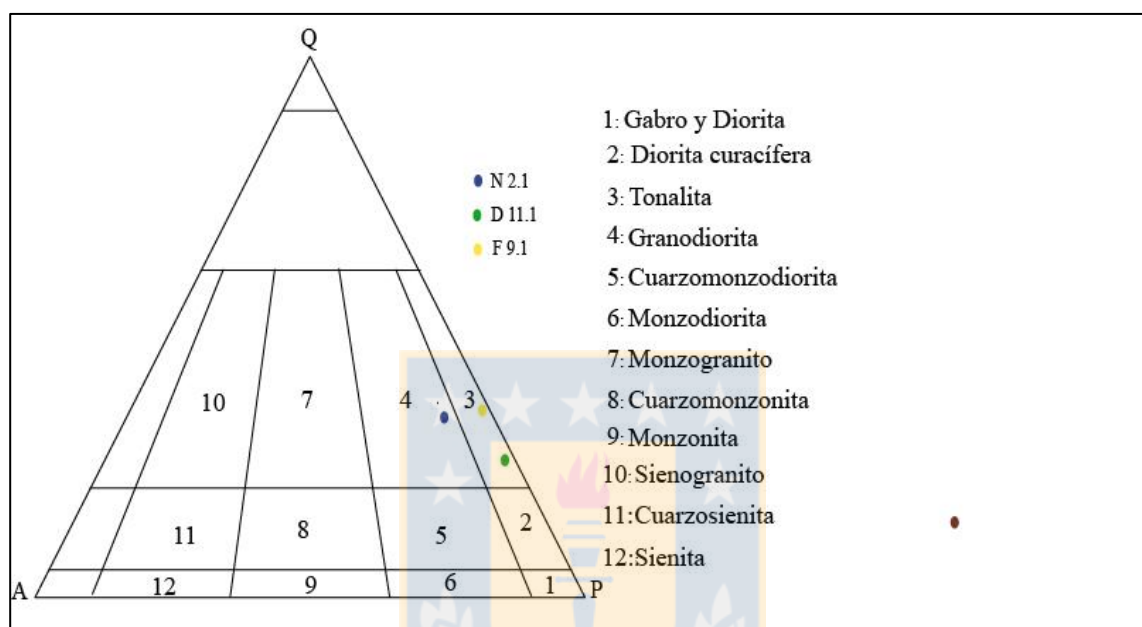
4.3.2 Características Microscópicas

Las muestras de las unidades descritas bajo el microscopio para las rocas de este batolito indican litologías definidas como tonalitas (D 11.1 y F 9.1) y granodioritas (N 2.1) de biotita (Figura 4.3 y Tabla 4.3), con variaciones en las texturas para cada tipo de roca (Tabla 4.4).

La plagioclase se presenta en formas subhedrales, con tamaños promedio de 3 mm, desarrolla maclado polisintético y albita-carlsbad, ésta última sugiere una composición de An_{35} . Para las fábricas de intercrecimiento de cristales, se observan texturas tipo poiquilítica, caracterizada por cristales euhedrales englobados por fenocristales anhedrales de distinta composición, en que se reconocen cristales de tamaño medio de plagioclasas envueltos por fenocristales de tamaño pegmatítico correspondiente a microclina. La textura granofírica, corresponde a intercrecimiento de cuarzo esquelético de grano fino dentro del fenocristal de albita. Los cristales indican un desarrollo de zonación normal, con centros cálcicos y bordes sódicos. La sericitización es el proceso que altera los cristales de plagioclase de manera moderada, mientras la argilización se desarrolla pervasivamente. Finalmente, de manera incipiente existe cloritización en los bordes de los cristales, reconocida por la paragénesis clorita-epidota (Fotomicrografía 4.4).

Tabla 4.3: Análisis modal para las rocas del Batolito Nahuelbuta.

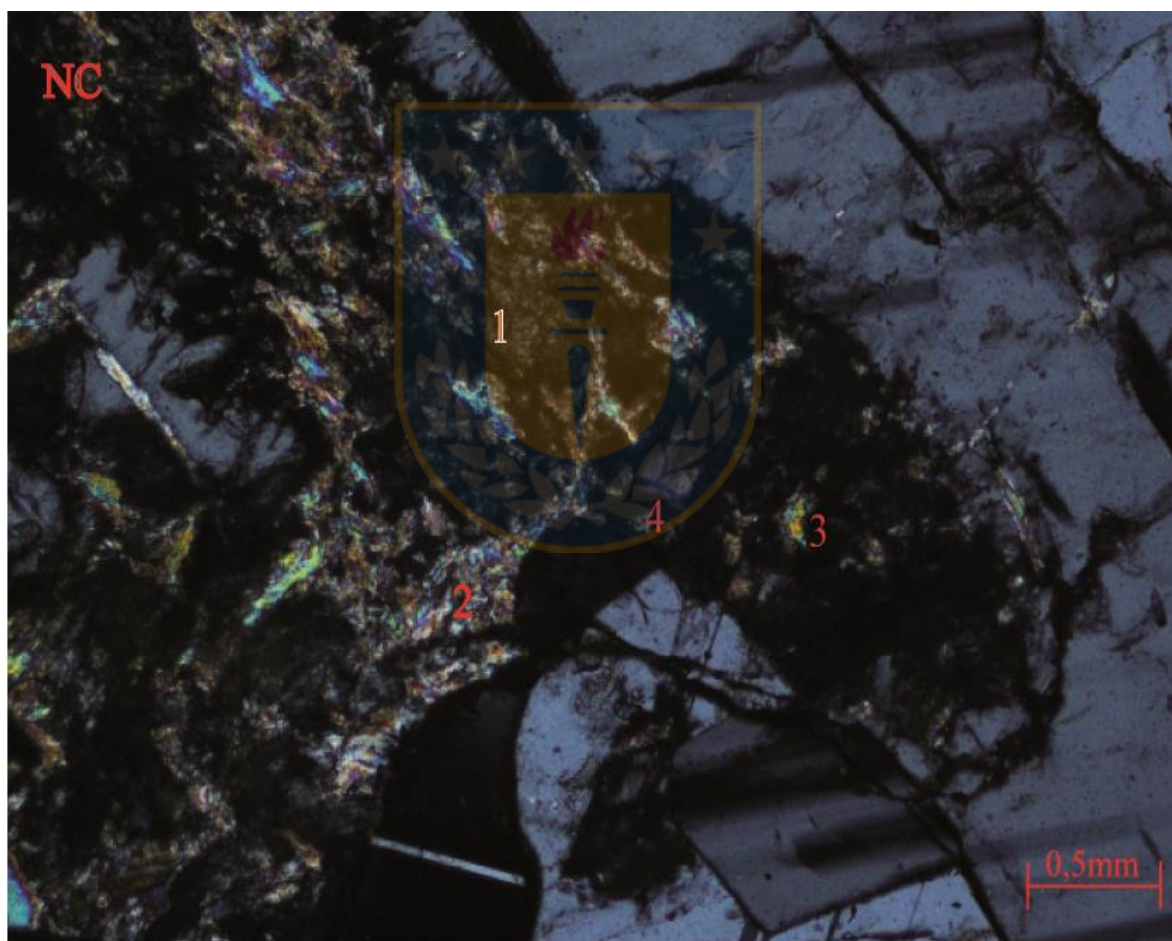
	Pl	Qtz	Mc	Anf	Bt	Ttn	Ap	Zrn	Aln	Grt	Op
F9.1	43,6	23			26		3,4	0,9			3,4
D11.1	43,3	16,1		5,6	20,3		2,4			2,4	2,4
N2.1	29,3	24	6,5	7,8	15,3	4,1	1,8	0,5	1		1

**Figura 4.3:** Diagrama ternario de distribución de rocas ígneas QAP para las rocas del Batolito Nahuelbuta. Modificado de Streckeisen (1976).**Tabla 4.4:** Texturas reconocidas para Batolito Nahuelbuta.

Clasificación de Texturas Ígneas	Rocas ígneas Máficas						Formas y tamaños	Intercrecimientos							Otras texturas		
MUESTRA/TEXTURA	Heteradacumulado	Ortoacumulado	Adacumulado	Intergranular	Traquítica	Ofítica	Hipidiomórfica granular	Pegmatítica	Poiquilítica	Granofírica	Mirmequítica	Pertitas	Antipertitas	Simplectita	Foliación ígnea	Exsoluciones de anfíbol	Xenolitos
D11.1							X			X							
F9.1							X								X		
N2.1							X		X	X							

El cuarzo se dispone de manera anhedral, con cristales de aproximadamente 6 mm, evidencia una extinción ondulosa y grises de 1^{er} orden. Este mineral desarrolla en los bordes de algunas plagioclasas texturas mirmequíticas, características del intercrecimiento de ambas fases minerales.

La microclina en las granodioritas, aparece de manera anhedral, tamaños variables que alcanzan límites de grano muy grueso (mayor a los 3 cm). Origina algunas texturas poiquilíticas, englobando anfíbol, cuarzo y plagioclasa, además de exsoluciones con cuarzo y pertitas con cristales lamelares de albita. La argilización en este mineral ocurre de manera incipiente.



Fotomicrografía 4.4: Minerales de alteración del Batolito Nahuelbuta. Arcilla (1) y sericita (2) actúan de manera pervasiva, mientras que la clorita férrica (3) y epidota (4) afectan de manera incipiente a moderada los cristales de plagioclasa. Nícoles cruzados, aumento 4x. D 11.1.

La biotita está dispuesta de forma subhedral a euhedral, con cristales de tamaños cercano a los 4mm. Aparece en sucesión pasiva junto a la mineralogía formadora de roca asociada al cuarzo, plagioclasa, microclina y granate, además desarrolla localmente textura poiquilítica englobando apatito, circón y epidota. La alteración generada se asocia a clorita_{Fe} de manera incipiente y epidota en los bordes.

El anfíbol aparece en las rocas de las muestras D11.1 y N2.1, con formas subhedrales a euhedrales, que forman texturas poiquilíticas con las biotitas (Fotomicrografía 4.5), que a su vez también desarrolla un grado incipiente de biotitización como proceso secundario.

El granate se reconoce por sus características ópticas isotrópicas, con formas euhedrales y tamaños cercanos a los 4 mm (Fotomicrografía 4.5). En N2.1, se examina un cristal de dimensiones mayores a la mineralogía de la roca, que podría ser granate que se encuentra alterado a sericita, clorita y muscovita (Fotomicrografía 4.6).

4.4 Intrusiones Máficas Menores

Afloran principalmente hacia el sur del área, teniendo además un afloramiento aislado al noroeste, que presenta características petrográficas y geoquímicas distintivas que serán analizadas en detalle.

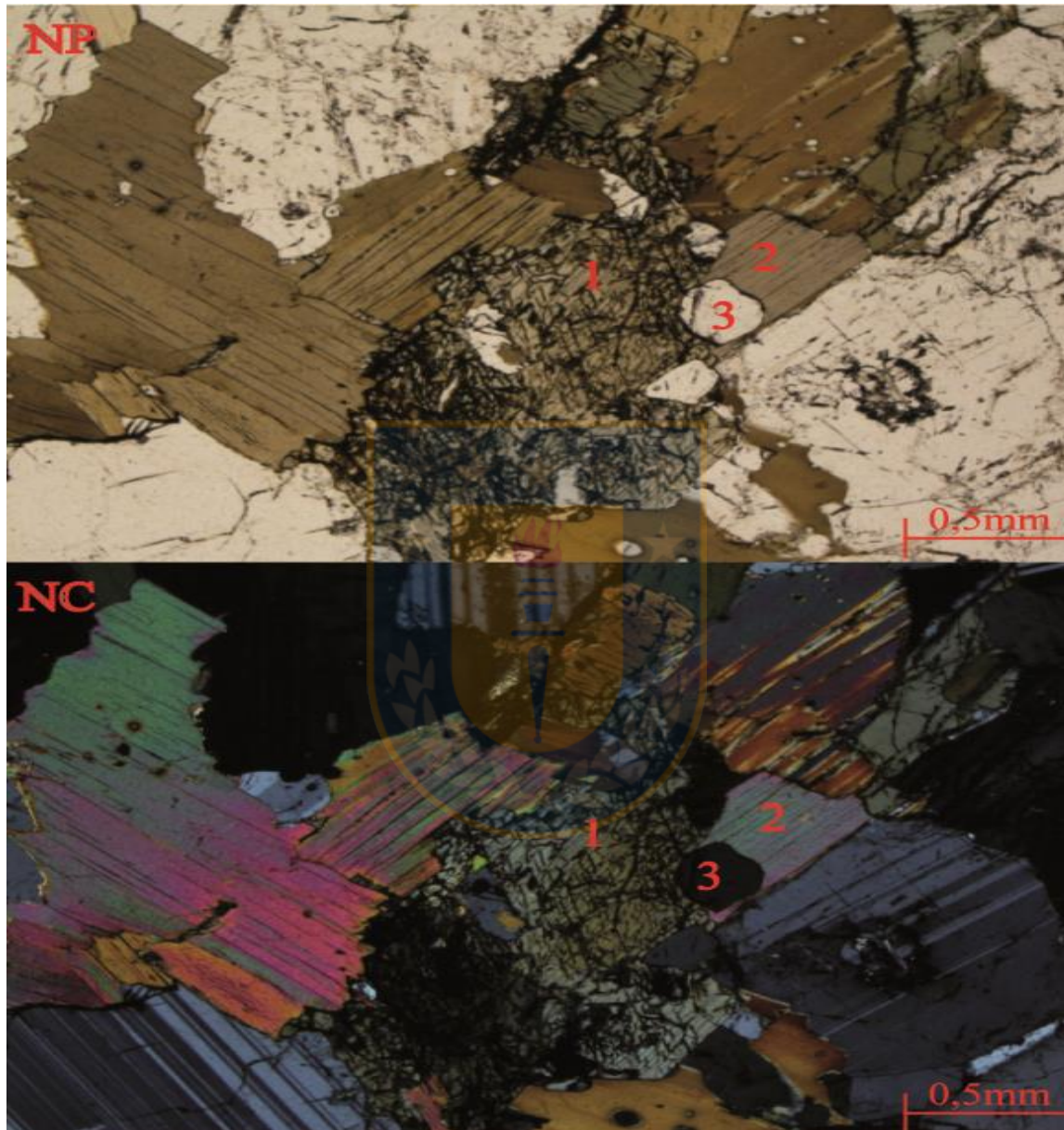
4.4.1 Características Macroscópicas

Las litologías corresponden a gabros y dioritas, con textura fanerítica inequigranular para los gabros y equigranular para las dioritas, tamaños de grano muy grueso (> 3 cm) a medio y mineralogía correspondiente a plagioclasa y anfíbol, que le da un índice de color ≥ 50 , con propiedades fuertemente magnéticas.

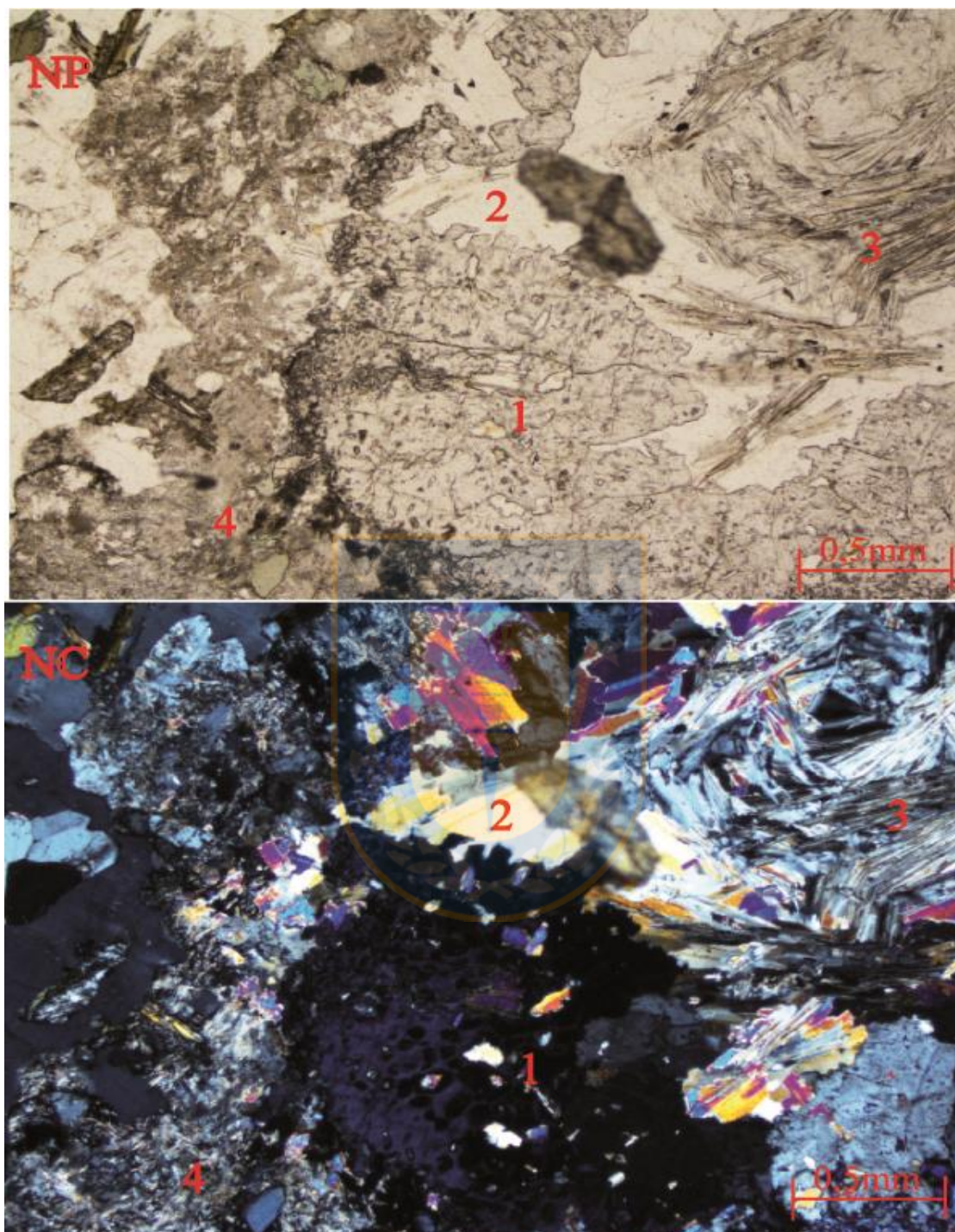
4.4.2 Características Microscópicas

Las muestras para estas intrusiones quedan representadas por las secciones delgadas F3.1, F4.1, I24.1, I25.1, K7 (Figura 4.4 y Tabla 4.5).

Las rocas descritas mediante el uso de secciones delgadas, indican composiciones dioríticas, las cuales se distribuyen en el segmento sureste del área, mientras que los afloramientos del norte corresponden a rocas de composición gabraica.



Fotomicrografía 4.5: Secuencia petrogenética de máficos y granate en D 11.1. El anfíbol (1) es la primera fase mineral en cristalizar, luego en sucesión pasiva se reconoce la biotita (2) y rellenando espacios aparece granate (3), definido por sus propiedades ópticas isótropas observadas en nicoles cruzados. Aumento 4x.



Fotomicrografía 4.6:

Porfiroblasto de granate con metamorfismo retrógrado en N2.1. El granate (1) está como relicto en el centro por sus características ópticas isótropas, mientras que hacia los bordes se reconocen minerales de alteración tales como muscovita (2), clorita férrica (3) y sericita (4). Nicoles paralelos y nicoles cruzados, aumento 4x.

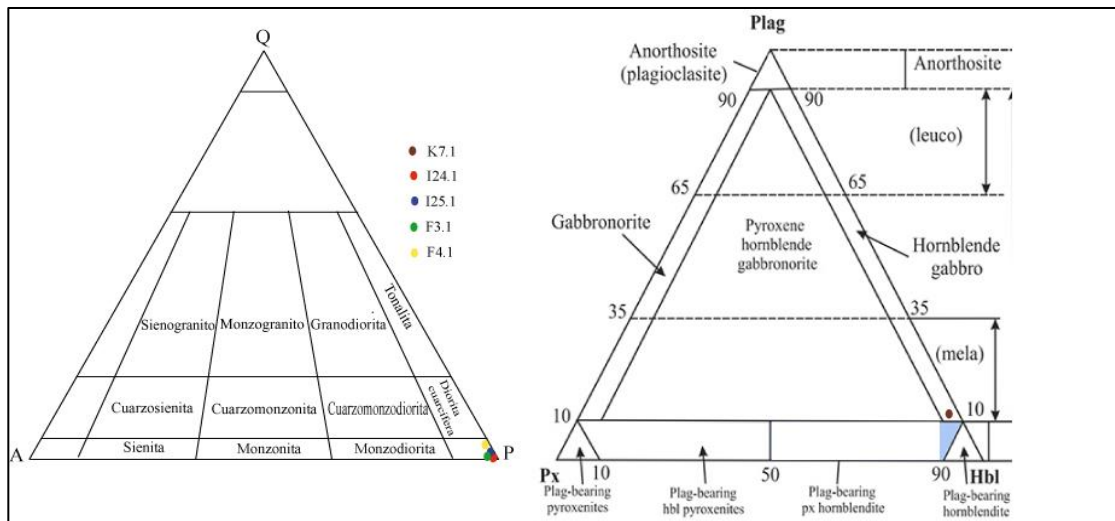


Figura 4.4: Análisis modal de muestras y determinación de composición según diagrama QAP (Streckeisen, 1976). La muestra K7.1 al clasificarse como roca gabroica, se utiliza el diagrama ternario Plagioclase (Pl)-Piroxeno (Px)-Hornblenda (Hbl).

Tabla 4.5: Análisis modal de las rocas de Intrusiones Máficas Menores.

	Pl	Hbl (1°)	Hbl (2°)	Act	Cum	En	Qtz	Sil	Ttn	Ap	Zrn	Op
K7.1	8	62,2	16,1			2,4				2,4	0,8	8
I25.1	57,1	37,1					3,6			2,2		1,5
I24.1	34,7	34,3	18,2						6,6		0,7	0,7
F4.1	42,3	29,1		12,5	3		1,3	1,9		5		0,6
F3.1	48,7	13,3		28,9						3		6,5

La tabla 4.6, detalla las distintas texturas reconocidas bajo el microscopio óptico. Dominan texturas definidas para fábricas de rocas ígneas máficas, principalmente del tipo cumulado (Wager y otros, 1960), reconocida en la mayoría de las muestras como heteradcumulado (Fotomicrografía 4.7a), que corresponden a plagioclasas subhedrales cristalizadas tempranamente, que son englobadas por facies de anfíboles cálcicos tipo hornblenda, que se desarrollan desde la fuente y que cristalizan de manera posterior.

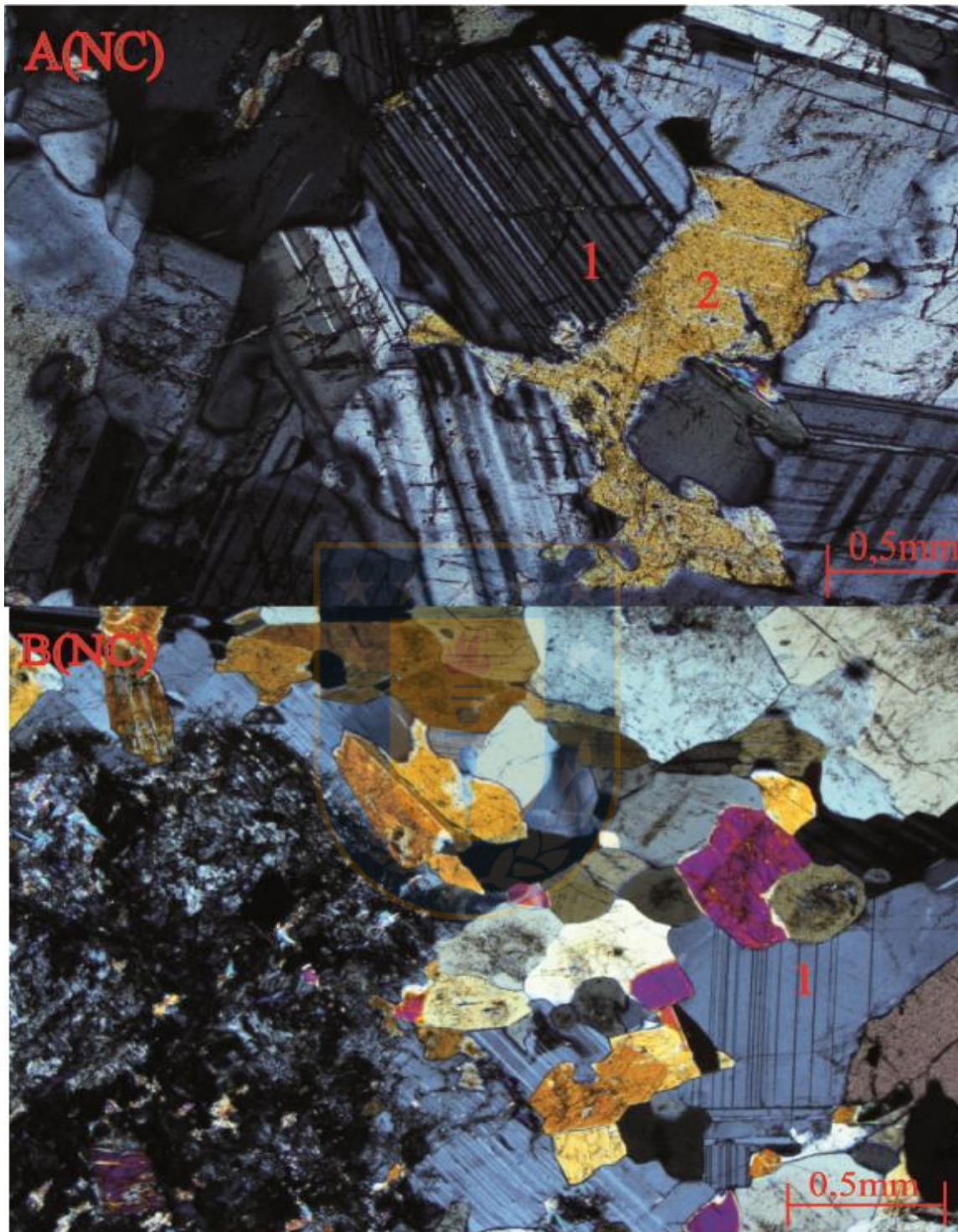
Tabla 4.6: Texturas de las intrusiones máficas menores reconocidas bajo el microscopio óptico.

Clasificación de Texturas Ígneas	Rocas Ígneas Máficas						Formas y tamaños		Intercrecimientos						Otras texturas		
MUESTRA/ TEXTURA	Heteradacumulado	Ortoacumulado	Adacumulado	Intergranular	Traquítica	Ofítica	Hipidiomórfica granular	Pegmatítica	Poiquilítica	Granofírica	Mirmequítica	Pertitas	Antipertitas	Simplectita	Foliación ígnea	Exsoluciones de anfíbol	Xenolitos
K7.1	X					X											
I24.1		X	X				X		X								X
I25.1							X		X								X
F4.1			X				X									X	
F3.1			X	X	X		X		X					X			

Para las fábricas ígneas adacumulado, las plagioclasas subhedrales originadas desde el fundido son rodeadas por plagioclasas anhedrales, que corresponden a relictos intersticiales del magma con composiciones similares a las plagioclasas previamente acumuladas (Fotomicrografía 4.7b).

Localmente, se originan disposiciones traquitoidales, las cuales pueden indicar orientación de la foliación magmática. Las texturas intergranulares, muestran relaciones de los cristales de plagioclasa y fundido cristalizado en los intersticios de éstas con minerales máficos tipo ortopiroxeno.

Casos de intercrecimiento de dos minerales se aprecian en exsoluciones de anfíbol, los cuales se distinguen por las variaciones de los colores de birrefringencia y límites irregulares entre ambos cristales.

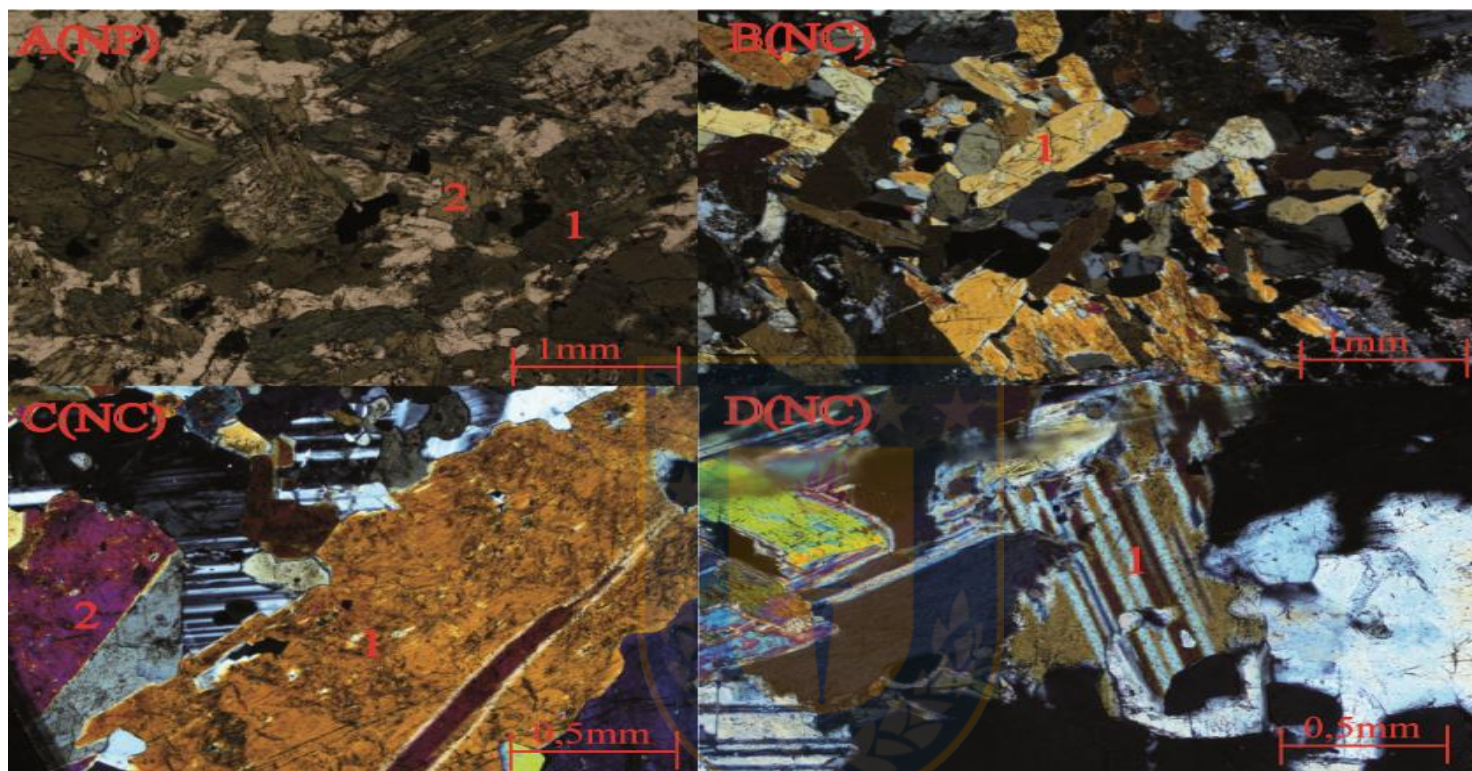


Fotomicrografía 4.7: Algunas texturas en las Intrusiones Máficas Menores. A) *Heteradcumulado*, entre los cristales de plagioclasa (1) cristaliza anfíbol anhidral (2) B) *Poiquilítica*, oikocristal de plagioclasa (1) engloba chadacrystales de anfíbol (2). Nícoles cruzados, aumento 4x. F 4.1(A) y I 24.1 (B).

La plagioclasa está dispuesta de manera subhedral, con tamaños promedio de 5 mm, composición modal de An₆₈ para el gabro y An₄₇ para las dioritas, desarrollo de maclado polisintético, algunas con direcciones ortogonales entre sí. Se determina algún grado de deformación, principalmente en el tipo albita-carlsbad; en estas zonas deformadas se originan nucleaciones de cristales de plagioclasa, en los espacios de las dislocaciones de la deformación. La alteración dominante corresponde a argilización de carácter moderado en el centro del mineral, con muscovitas subhedrales en los centros del cristal, mientras que hacia la bordes se desarrolla alteración propilítica, con la paragénesis clorita-calcita-epidota de manera incipiente.

Los anfíboles están representados en una primera etapa por dos generaciones, la primera aparición de anfíbol se caracteriza por un ángulo de extinción $\geq 20^\circ$, presenta un pleocroísmo leve, 1 dirección de clivaje desarrollado reconocido en secciones basales del cristal y relieve moderado, con colores de birrefringencia en amarillo pálido de 1° orden. Alterándolo, se desarrolla una segunda etapa, caracterizado por la presencia de hornblenda, con formas subhedrales, ángulo de extinción casi recto ($\sim 7^\circ$), localmente desarrolla maclas simples. En algunas dioritas se reconoce abundante actinolita (Fotomicrografía 4.8a), con pleocroísmo en tonos verde olivo y cristales prismáticos alargados euhedrales, rocas en las cuales las hornblendas tienen particularidades como el desarrollo de exsoluciones y maclado simple (Fotomicrografía 4.8c). En los anfíboles se infieren eventos magmáticos tardíos asociado a biotitización (generación de biotita secundaria) en los bordes de hornblenda y cloritización (clorita_{Mg}), ambos generados de manera contemporánea, argilización moderada. En ocasiones se advierten algunos neoblastos de anfíbol (Fotomicrografía 4.8b). Localmente, se reconocen algunos cristales de cummingtonita (Fotomicrografía 4.8d), caracterizados por el maclado polisintético y reemplazo desde los bordes por otros anfíboles.

Los piroxenos se definen por su forma prismática corta del tipo ortorrómbico, presenta una extinción recta. Se encuentran fuertemente alterados, tanto por una argilización pervasiva como también por el desarrollo de uralitización de manera moderada en cristales de ortopiroxeno.



Fotomicrografía 4.8: Caracterización de los anfíboles de las intrusiones menores en F3.1 (A y B), K7.1(C) y F 4.1 (D). A) Actinolita (1), en tonos verde olivo de pleocroísmo y hornblenda (2), con pleocroísmo más tenue; B) porfiroblastos de anfíbol (1) en cúmulos, observados en I25.1; C) anfíbol con macla simple (1) y Uralitización de ortopiroxenos maclados (2); D) cummingtonita (1) determinada por la macla polisintética. NP: Nícoles paralelos, NC: Nícoles cruzados, aumento 4x A y B, 10x C y D.

La mineralogía accesoria está representada por la presencia esfeno, el cual engloba hornblenda, piroxeno, y plagioclasa, que además se asocia con los minerales opacos subhedrales interpretados como titanomagnetita por su hábito como por sus propiedades ópticas; apatito euhedral, con cristales $< 1\text{mm}$, se reconocen por su alto relieve y birrefringencia de tonos grises, aparece como abundantes inclusiones en los anfíboles, y también abundantes inclusiones dentro de las plagioclasas.

Finalmente, se observan intercrecimientos entre minerales tanto euhedrales como anhedrales, en relación textural tipo pioquilítica con anfíbol, intepretados como texturas tipo simplectitas (Figura 4.9)



Fotomicrografía 4.9: Textura tipo simplectita, indicativa del intercrecimiento de anfíbol (1) y mineral opaco euhedral (2). Nícoles paralelos, aumento 4x. F 4.1.

5. GEOQUÍMICA

5.1. ANÁLISIS QUÍMICO DE ELEMENTOS

Se analizaron 8 muestras, distribuidas en la figura 5.1. Los resultados obtenidos complementan las divisiones previas de las unidades y caracterizar aspectos petrogenéticos de las intrusiones descritas en el área de estudio.

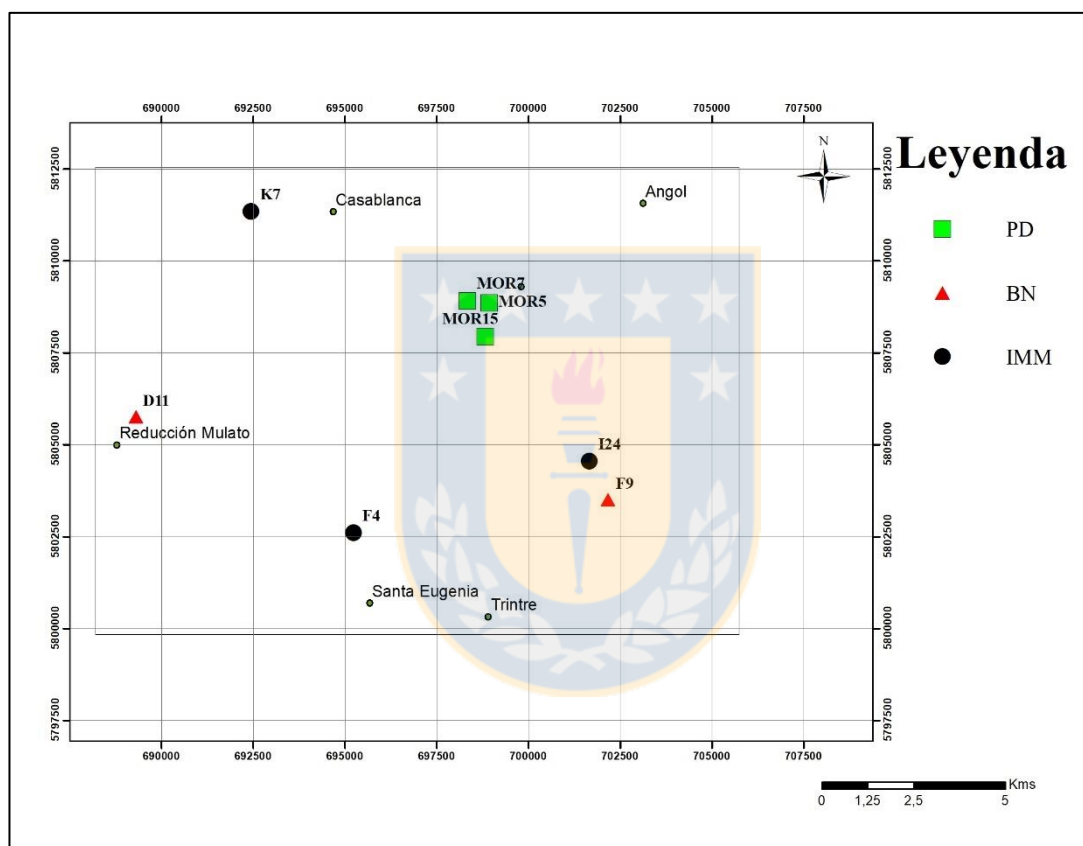


Figura 5.1: Distribución de muestras geoquímicas en el área de estudio.

5.2. ELEMENTOS MAYORES

Representa a los elementos con la mayor ponderación en peso dentro de las muestras de roca, considerando valores superiores a 1% (Tabla 5.1). La concentración de éstos se expresa en

% en peso de óxido. Su función principal es clasificar las rocas, mostrar relaciones entre elementos para definir los distintos procesos geoquímicos, inferir condiciones fisicoquímicas de cristalización de magmas e identificar posible ambiente geotectónico.

Tabla 5.1. % en peso de elementos mayoritarios en base anhidra de las 8 muestras analizadas.

MUESTRA	Masa (grs)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
K 7.1	25	45,32	17,34	12,76	0,15	13,64	9,16	0,78	0,33	0,49	0,03	4,42	100
F 9.1	22,9	62,15	16,76	8,34	0,12	1,79	5,01	2,15	2,60	1,10	0,23	1,38	99
F 4.1	19,9	49,92	21,70	5,96	0,10	6,76	13,36	1,43	0,41	0,35	0,05	1,89	100,8
D 11.1	18,8	63,94	17,39	5,80	0,08	1,41	5,10	3,44	2,14	0,69	0,18	1,29	99,06
I 24.1	21,7	51,72	15,16	9,08	0,14	8,79	11,68	2,13	0,45	0,86	0,05	2,08	100,7
MOR 5	18,2	74,54	15,03	1,64	0,03	0,35	2,24	3,96	2,09	0,11	0,06	0,9	100,3
MOR 15	17,6	75,51	14,90	1,52	0,03	0,32	1,77	3,66	2,18	0,10	0,09	1,26	100,2
MOR 7	18,3	76,36	14,66	1,32	0,027	0,27	1,75	3,42	2,11	0,08	0,1	0,61	99,77

5.2.1. Diagrama SiO₂-K₂O (Peccerillo y Taylor, 1976)

Compara las concentraciones de SiO₂ y K₂O para asociar sus proporciones a los distintos tipos de magmas, con características geoquímicas dependientes del contexto geodinámico en el que se encuentran. Se basa en el hecho que las variaciones más significativas de elementos mayoritarios corresponden al SiO₂ y el K₂O. El K₂O tiene una variación menor pero significativa en comparación con el SiO₂, y considerando que es de difícil determinación en el examen petrográfico, se utiliza este parámetro para definir las distintas series (Taylor, 1969). La Figura 5.2, detalla las posiciones definidas según los análisis para las muestras de cada unidad.

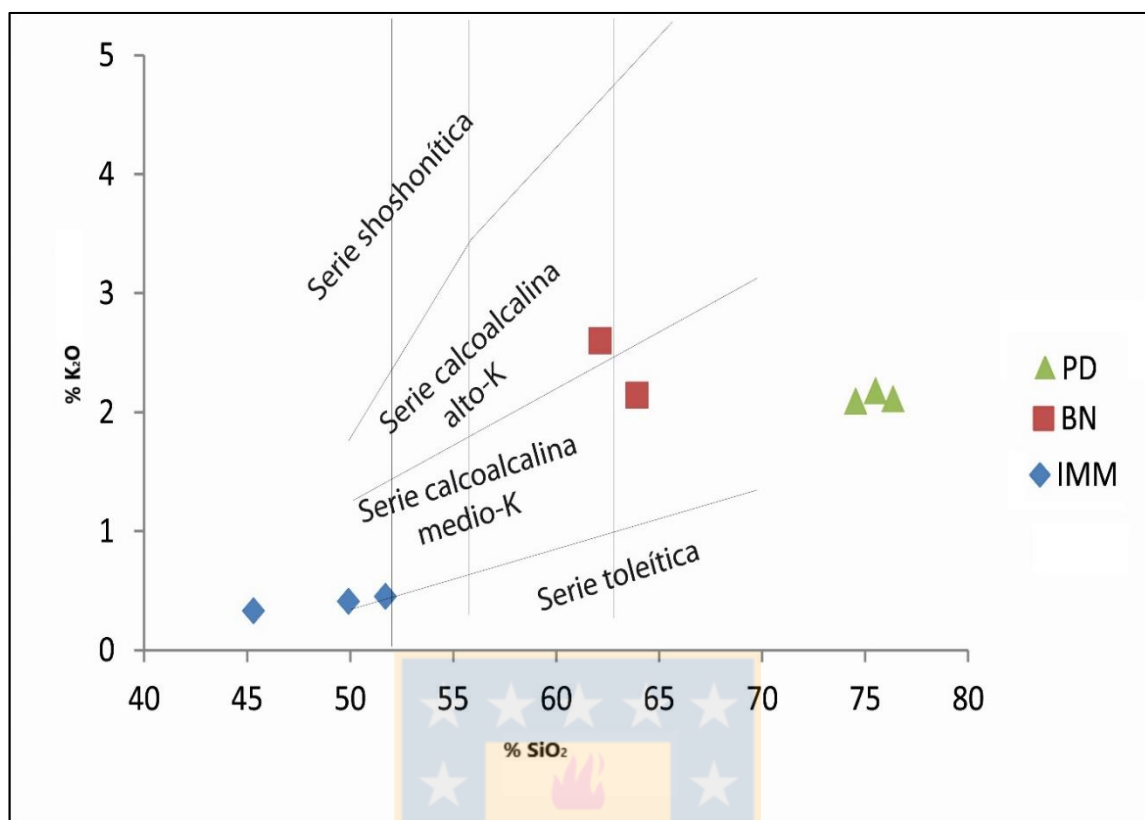


Figura 5.2: Diagrama SiO₂-K₂O (Pecerillo y Taylor, 1976). Los campos del gráfico indican las series definidas según el contenido de K₂O de las muestras.

5.2.2. Diagrama TAS (Cox y Pankhurst, 1979)

Permite discriminar preliminarmente a qué tipo de roca corresponde cada muestra, considerando su contenido de SiO₂ y álcalis total, correspondiente a la suma de las concentraciones de NaO y K₂O respectivamente. Este diagrama divide las rocas según los campos definidos por Peccerillo y Taylor (1976), en rocas ultrabásicas, básicas, intermedias y ácidas. La Figura 5.3, evidencia la distribución de las unidades en funciones de sus contenidos de Na, K y Si.

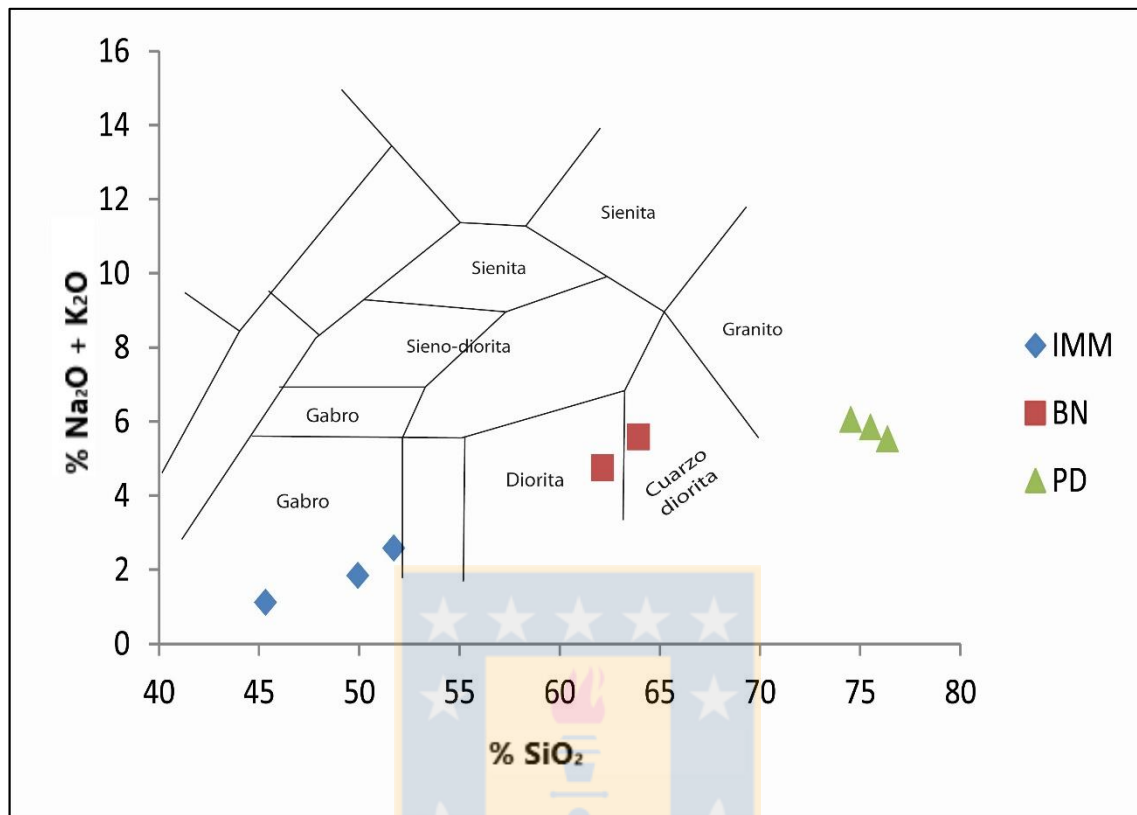


Figura 5.3: Diagrama SiO₂ v/s (Na₂O+K₂O) Total álcalis v/s Sílice (TAS)(Cox y Pnakhurst, 1979). IMM: Intrusiones Máficas Menores; BN: Batolito Nahuelbuta; PD: Plutón Deuco.

5.2.3. Diagrama A/CNK-A/NK (Shand, 1927)

Define el grado de saturación del aluminio disponible en rocas félsicas, considerando también las concentraciones de NaO, K₂O y CaO respectivamente. Este parámetro, ayuda a realizar una caracterización *a priori* del origen de la fuente, considerando la mineralogía primaria determinada bajo el análisis petrográfico. La figura 5.4 señala el cociente entre el Al₂O₃ y los elementos alcalinos Na₂O, K₂O y CaO.

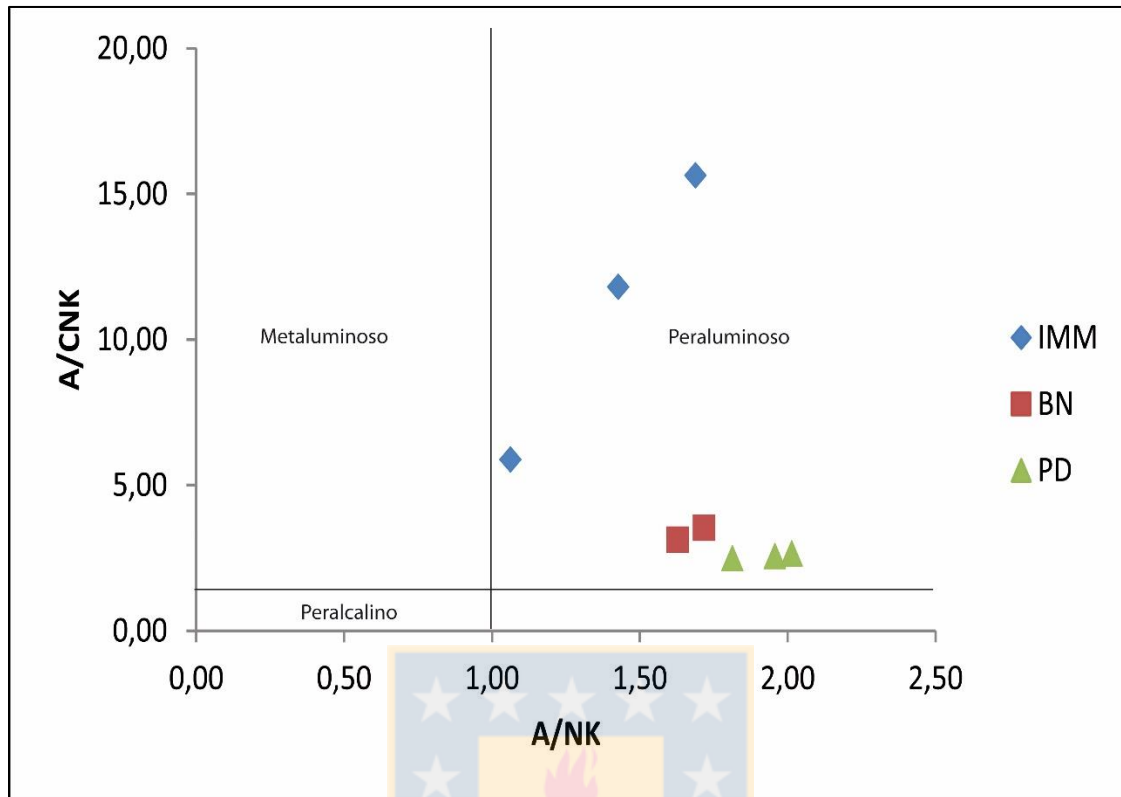


Figura 5.4: Diagrama A/CNK-A/NK(Shand, 1927). Los campos del gráfico indican el tipo de roca que corresponde según la composición de Silicio, Sodio y Potasio.

5.2.4. Diagramas Harker (Harker, 1909)

Corresponde a un diagrama bivalente que permite comparar los óxidos mayores con respecto al SiO_2 (Figura 5.5). Se infiere que los elementos no son variables independientes entre sí, sino que presentan relaciones lineales. Esta varianza también fue descrita por Beach y Tarney (1978), quienes determinan que entre elementos mayores y trazas existe un coeficiente de correlación, los cuales pueden ser positivos (ambos aumentan o disminuyen) o negativos (si uno aumenta, el otro disminuye y viceversa).

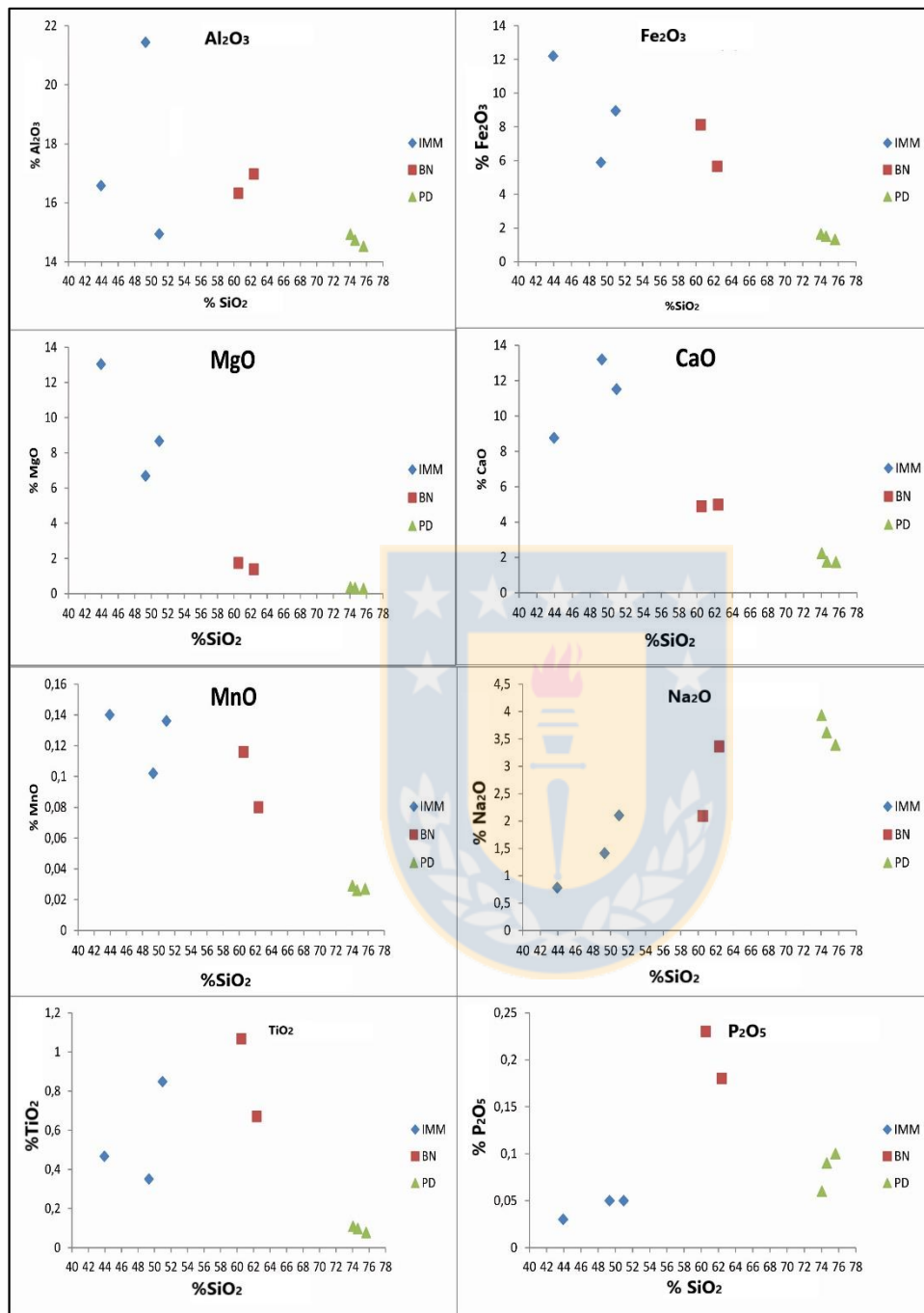


Figura 5.5: Diagramas Harker (Harker, 1909) para elementos mayoritarios de las unidades magmáticas.

5.3 ELEMENTOS TRAZAS

Se definen como los elementos que presentan concentraciones menores a 1.000 ppm en la roca. La distribución de los elementos traza forma parte de los parámetros de detalle para discriminar y separar las distintas muestras de las unidades reconocidas en el área de estudio. La tabla 5.2 exhibe las concentraciones y distribución de los principales elementos trazas que serán analizados.

Tabla 5.2: ppm de elementos trazas de las 8 muestras analizadas.

MUESTRA	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	Ce	Th	Ta	Hf
K 7.1	14	222	9,3	25	0,8	49	8,97	0,61	0,19	0,7
F 9.1	145	249	35,7	188	10,3	517	66,1	9,2	1,15	4,5
F 4.1	16	335	8,2	40	0,8	96	13,6	1,02	0,25	0,9
D 11.1	99	268	20,4	252	7,5	689	61,8	9,51	0,83	5,4
I 24.1	11	302	17,4	54	1,2	202	15,2	1,43	0,33	1,4
MOR 5	67	319	4,4	65	5,3	768	37	3,07	0,83	1,6
MOR 15	82	262	4	50	6,2	761	36,3	3,45	1,12	1,4
MOR 7	74	258	5,9	50	5,1	720	37,3	2,83	0,83	1,6

MUESTRA	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Yb	Lu
K 7.1	3,71	8,97	1,3	6,38	1,87	0,587	1,67	0,29	1,78	0,35	1,02	0,143
F 9.1	29,9	66,1	8,13	33,8	7,74	1,57	7	1,2	6,94	1,37	3,7	0,547
F 4.1	6,43	13,6	1,66	6,88	1,84	0,635	1,64	0,28	1,66	0,3	0,83	0,121
D 11.1	27,4	61,8	6,28	24,2	4,89	1,61	4,13	0,66	4	0,81	2,06	0,327
I 24.1	5,85	15,2	2,35	12,6	3,39	1,02	3,42	0,55	3,38	0,69	1,77	0,262
MOR 5	19	37	4,07	15,4	2,74	0,84	1,9	0,21	0,94	0,14	0,31	0,043
MOR 15	18,5	36,3	4,17	15,7	2,96	0,776	1,84	0,21	0,96	0,14	0,26	0,037
MOR 7	18,8	37,3	4,03	15,4	3,31	0,864	2,15	0,26	1,24	0,21	0,4	0,062

5.3.1 Diagrama Multielemental Normalizado

Este diagrama muestra la distribución de los elementos de alta densidad de carga (HSFE) y los elementos de baja densidad de carga (LILE). El diagrama generado para indicar la distribución y comportamientos de los elementos fue propuesto por Pearce (1983), quien basa su análisis en la movilidad de los elementos en solución acuosa, por lo que valores <3 y >12 corresponden a elementos incompatibles, ya que son menos móviles y van quedando en el magma residual. Para los elementos LILE (Sr, K, Rb, Ba), el grado de incompatibilidad aumenta de izquierda a derecha, es decir de Sr a Ba, mientras que para los HSFE (Th, Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb), aumenta de derecha a izquierda (Figura 5.6)

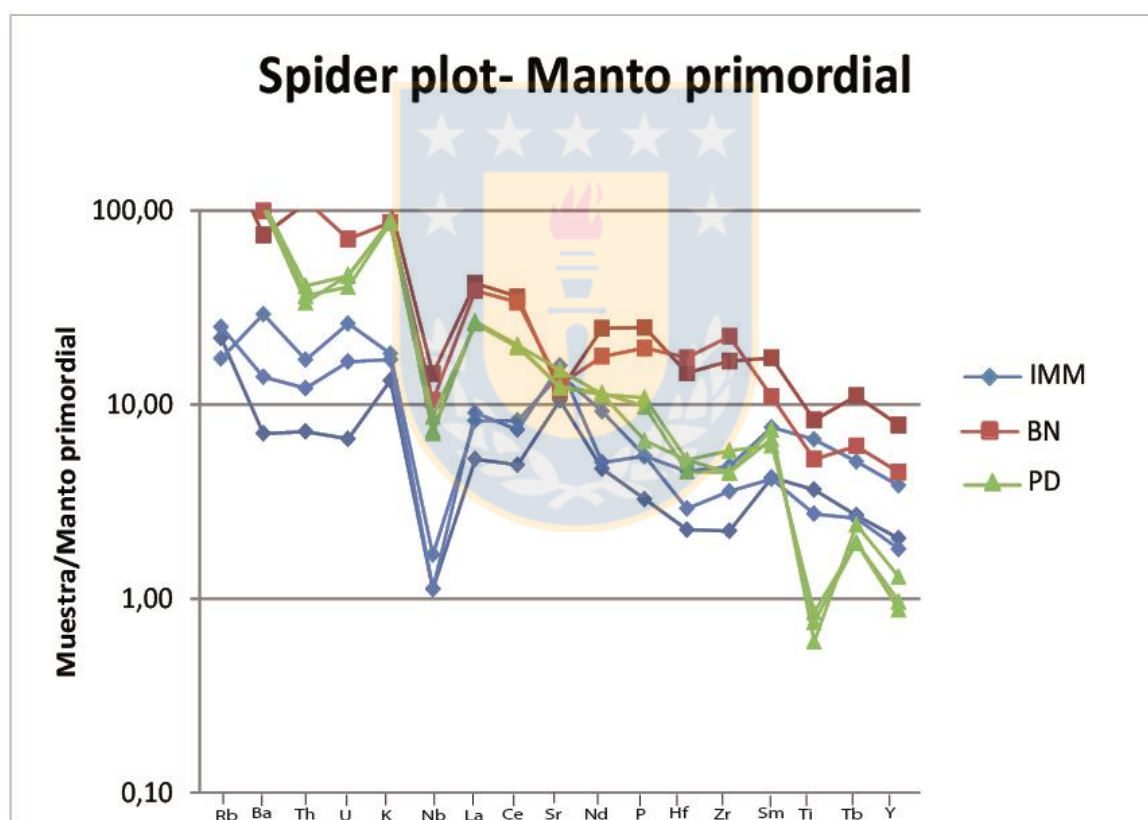


Figura 5.6: Diagrama multielemental tipo spider normalizado al manto primordial para las unidades magmáticas del área. Valores de normalización según McDonough y otros, 1992.

5.3.2. Tierras Raras

Representan a los elementos pertenecientes al grupo de los lantánidos, los cuales poseen características similares en cuanto a su configuración electrónica. La figura 5.7 manifiesta la

distribución de estos elementos normalizados al condrito, que considera la composición primordial con el menor grado de diferenciación para normalizar la abundancia de las Tierras Raras. Se subdividen en tres grandes grupos, agrupados en la tabla porcentual de Tierras Raras en Tierras Raras Livianas (TRL), Tierras Raras Medias (TRM) y las Tierras Raras Pesadas (TRP), que poseen distintos patrones de compatibilidad con las fases minerales generadas en la cámara magmática.

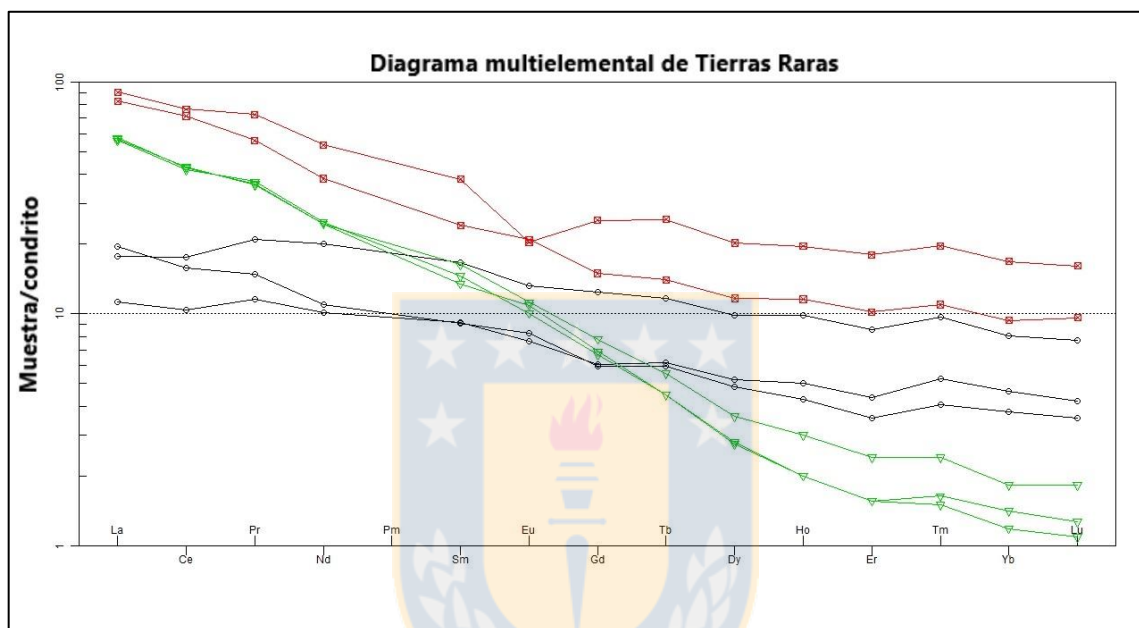


Figura 5.7: Diagrama de Tierras Raras (Nakamura, 1974). Valores normalizados al condrito. Las Tierras Raras Livianas corresponden a La, Ce, Pr, Nd y Pm, las Tierras Raras Medianas se definen por Sm, Eu, Gd, Tb, Dy y Ho, mientras que las Tierras Raras Pesadas son el Er, Tm, Yb y Lu. Spider negro: Intrusiones Máficas Menores; spider rojo: Batolito Nahuelbuta; spider verde: Plutón Deuco.

5.4. DESCRIPCIÓN GEOQUÍMICA DE LAS UNIDADES

5.4.1. Intrusiones Máficas Menores

Las muestras K7.1, I24.1 y F4.1 son parte de las unidades con los valores más bajos de SiO_2 y K_2O , que entre ambos presentan coeficientes de correlación positiva. Dentro del diagrama de clasificación de Pecerillo y Taylor (1976) se definen como rocas calcoalcalinas de medio-K, cercanas al límite de rocas toleíticas.

Las composiciones varían entre 45,32% y 51,72%, correspondiendo según clasificación de la cantidad de SiO_2 a rocas ultrabásicas para el caso de K7.1 y rocas básicas para I24.1 y F4.1, respectivamente. Las pertenecen al campo de clasificación de los gabros y dioritas, debido principalmente al carácter ultrabásico a básico de éstas. Esta definición coincide de manera óptima para la clasificación de K7.1, según la técnica óptica de determinación de % An, que indica valores de An_{68} .

Las rocas analizadas sugieren carácter peraluminoso, considerando su distribución según el grado de saturación en alúmina, mientras que en este mismo campo exhibe una alta dispersión en cuanto al cociente A/CNK .

Los diagramas bivariantes evidencian coeficientes de correlación variables, los elementos con coeficientes de correlación negativa presentan altas concentraciones de CaO, MgO MnO y Fe_2O_3 respectivamente. La roca K7.1 posee concentraciones de Fe_2O_3 y MgO altas. Para el caso de F4.1, la roca tiene los mayores porcentajes en peso de CaO. El caso de I24.1 también domina el CaO, MgO y Fe_2O_3 respectivamente. El Na_2O se interpreta como un óxido con coeficiente de correlación positivo. Finalmente, para el TiO_2 , I24.1 evidencia las mayores concentraciones de elementos, mientras que el P_2O_5 muestra concentraciones similares para I24.1 y F4.1.

El análisis de elementos trazas del diagrama multielemental de Pearce, señala que existen algunos valores anómalos, principalmente en elementos de baja densidad de carga, los cuales serán parte de la definición del ambiente geotectónico. Finalmente, los valores de Tierras Raras en las Intrusiones Máficas Menores muestran ser la unidad con menor proporción de estos elementos, que originan patrones de fraccionamiento poco desarrollados, con diferencias menores entre las Tierras Raras Livianas y las Tierras Raras Pesadas.

5.4.2. Batolito Nahuelbuta

Las muestras D11.1 y F9.1 evidencian características geoquímicas distintivas; para el caso de D11.1 exhibe una correlación positiva entre SiO_2 y K_2O , mientras que F9.1 corresponde a la única roca que se enmarca dentro de la serie de las rocas calcoalcalinas de alto-K. Entre

ambas se aprecia una correlación negativa, ya que a medida que aumenta el K, se ve una disminución en los contenidos de Si.

Los valores de SiO_2 fluctúan entre 62,15% y 63,94% respectivamente, que se definen como composiciones de tipo intermedio (52-65% SiO_2). En el caso del diagrama TAS, éstas caen dentro de los campos de roca tipo diorita y cuarzo diorita, lo que discrepa con las clasificaciones petrográficas en el estudio de las secciones delgadas de esta unidad.

Para F9.1 y D11.1, hay indicadores de saturación en Al del campo peraluminoso, dominando principalmente el Na_2O y K_2O sobre el Al_2O_3 . La dispersión de los datos es baja, con valores de la ordenada (A/NK) menores a lo observado en IMM.

Los Harker de estas unidades indican que el Fe_2O_3 , MnO, TiO_2 y P_2O_5 desarrollan fuerte correlación negativa. El Na_2O , CaO y Al_2O_3 despliegan una correlación positiva entre ambas rocas.

Los patrones de elementos trazas de las rocas de Batolito Nahuelbuta advierten que los elementos LILE se comportan de manera incompatible, exceptuando el Ba, que con valores <12 actúa como compatible, mientras que los HSFE que son afines corresponden al Ce y Zr. Para las Tierras Raras, F9.1 es la que presenta mayores concentraciones de TR, que además indica valores anómalos de Eu^{2+} , mientras que para D11.1, se observa una leve anomalía positiva. El patrón lineal indica un enriquecimiento en Tierras Raras Livianas, para luego observar una leve anomalía positiva de Tierras Raras Medianas y tendencia horizontal de Tierras Raras Pesadas. Este proceso podría explicarse por un enriquecimiento en Tierras Raras Livianas.

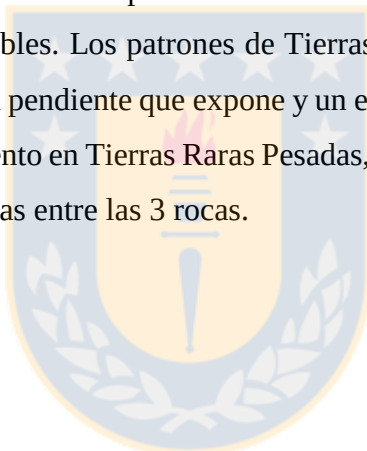
5.4.3. Plutón Deuco

Las muestras MOR5, MOR7 y MOR15 exponen patrones similares entre sí, con correlaciones positivas entre el SiO_2 y K_2O , con una correspondencia a las series calcoalcalinas de medio-K. Las concentraciones de Si varían entre 74,54 y 76,36%, lo que representa valores muy altos, definiéndose como rocas ácidas, lo que se conecta con lo analizado en los estudios petrográficos, que según la distribución modal también se define para los granitos.

MOR5, MOR7 y MOR15 sugieren que este cuerpo presenta una sobresaturación en Al_2O_3 , planteado en este caso en el campo de las rocas peraluminosa, con valores altos considerando la abscisa A/CNK.

Los diagramas Harker de PD, evidencian que los elementos con coeficiente de correlación negativo serían Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , Na_2O y TiO_2 mientras que el P_2O_5 y MnO desarrollan tendencias positivas. El MgO indica que sus valores son despreciables y no apuntan concentraciones medibles en proporciones mayores a 1.000 ppm para éstas rocas.

Para los elementos trazas, tenemos en el diagrama multielemental que los LILE de esta unidad indican compatibilidad únicamente del Sr, mientras que para los HSFE la compatibilidad se da con el Ta, Th y Ce y para el resto de elementos hay patrones de incompatibilidad claros, fundamentado por la anomalía de Nb y Ti, que se consideran elementos altamente incompatibles. Los patrones de Tierras Raras advierten un alto grado de fraccionamiento, tomando la pendiente que expone y un enriquecimiento en Tierras Raras Livianas y fuerte empobrecimiento en Tierras Raras Pesadas, con leves variaciones hacia este último grupo de las Tierras Raras entre las 3 rocas.



6. DISCUSIONES

6.1. GENERALIDADES

Las interpretaciones de terreno, características petrográficas como también las definiciones geoquímicas serán analizadas a continuación considerando las unidades ígneas reconocidas y caracterizadas a lo largo de este trabajo.

6.2. INTRUSIONES MÁFICAS MENORES (IMM)

6.2.1. Relaciones de campo

Se definen como varios afloramientos aislados dentro del área. Estos cuerpos han sido reportados por otros autores (Hervé, 1977; Creixell, 2001) como pequeños plutones de dioritas cuarcíferas que habrían intruído a las facies centrales y marginales del Batolito Costero del Sur. Las relaciones de campo observadas no coinciden por lo planteado por estos autores, donde el Batolito Nahuelbuta y Plutón Deuco intruyen y cortan a las Intrusiones Máficas Menores (Figura 3.3). Las características composicionales de la fuente de Intrusiones Máficas Menores indican que la viscosidad del magma es más bien baja, lo que permite que el desplazamiento de estos fundidos sea relativamente veloz, del orden de 0,5 m/seg (Shaw, 1980); exhibe una señal geoquímica diferente a lo reconocido para Batolito Nahuelbuta y Plutón Deuco, por lo que la interpretación sobre el origen de Intrusiones Máficas Menores correspondería a cuerpos ígneos laminares de gran envergadura, que permiten que el magma se desplace a través de diques subverticales y que posteriormente se acumulan a menores profundidades en cuerpos tipo filones capa. Estas condiciones favorecen cambios en el magma acumulado, con tamaños relativos de los granos, que varían entre fracción fina a muy grueso, como también en las condiciones de estabilidad de la actinolita. La génesis y disposición de estos cuerpos puede ser definida de manera más certera considerando los análisis de la foliación ígnea y un estudio del control estructural de detalle.

6.2.2. Interpretaciones petrográficas

El fraccionamiento comienza con la mineralogía euhedral de alta temperatura representada por el apatito, que no supera proporciones de mineralogía accesorio (1-10%); a medida que disminuye la temperatura, la plagioclasa tipo labradorita (An_{68}) comienza a cristalizar, diferenciándose en maclado polisintético y zonaciones de tipo normal, que genera texturas de cumulos máficos, como son la de intercrecimiento del tipo ofítico y adacumulado con fases de piroxenos tipo enstatita. Al avanzar la serie de reacción continua de las plagioclasas, éstas rellenan espacios considerando la proporción de estos minerales, con fábricas intergranulares y traquitoidales. La cristalización de anfíboles de manera simultánea con las plagioclasas más diferenciadas tipo andesina, favorece fábricas ortoacumuladas y heteradacumuladas, mientras que la magnetita genera intercrecimientos con hornblenda, dando origen a simplectitas.

En la etapa ortomagmática, se fracciona biotita a niveles accesorios junto al esfeno, mientras que algunas fases de anfíboles como actinolita y hornblenda dominan en algunas rocas de estas unidades, con variaciones de tonos de birrefringencia, que indican distintas fases minerales asociadas a uralitización, que puede relacionarse a estabilidad a menores temperaturas de hornblenda con mayores contenidos de agua en su estructura.

Finalmente, para procesos hidrotermales dentro del sistema, se reconocen cloritizaciones de anfíboles y plagioclasa a variedades magnéticas y férricas, las cuales extraen principalmente el Ca de la estructura de estos minerales. La sericitización intensa en plagioclasa de grano medio, se asocia a desequilibrios generados posteriormente al emplazamiento de estas microdioritas, considerando el carácter pervasivo que presentan en las plagioclasas de estas rocas.

6.2.3. Interpretaciones Geoquímicas

La evolución del magma parental para los elementos mayores se asocia a rocas calcoalcalinas de arco de bajo potasio, cercano al límite de rocas subalcalinas de la serie toleítica. Los diagramas bivariantes tipo Harker no evidencian un patrón muy claro de diferenciación entre las muestras K7.1 en comparación a I24.1 y F4.1. La saturación en alúmina indica rocas peraluminosas, con contenidos bastante altos de Ca debido al bajo grado de diferenciación de estas rocas.

Los elementos traza en el diagrama spider exhiben una configuración tectónica de granitos de arcos volcánicos (Pearce y otros, 1984). La anomalía de Nb reconocida para las tres rocas es evidencia de un magma calcoalcalino. Finalmente, el diagrama de Tierras Raras normalizado al manto primordial, presenta fraccionamiento de hornblenda, caracterizado por un bajo grado de diferenciación, patrón de baja pendiente y un leve enriquecimiento en Tierras Raras Medianas.

6.2.4. Origen y emplazamiento

Las relaciones de las Intrusiones Máficas Menores expresan una evolución distinta con respecto a las unidades Batolito Nahuelbuta y Plutón Deuco, emplazados probablemente a niveles de corteza epizonales (Creixell, 2001; Lucassen y otros, 2004). Este trabajo sugiere una génesis de las Intrusiones Máficas Menores asociada a corteza inferior o media, considerando las siguientes evidencias:

- Relaciones de contacto reconocidas en campo indican que corresponden a la unidad inicial de los intrusivos del área.
- Otros autores (Hervé, 1977; Creixell, 2001) reportan la presencia de enclaves y xenolitos de anfibolita en rocas más diferenciadas.
- La petrogénesis con un bajo grado de diferenciación, caracterizado por la presencia de gabros y dioritas.
- Dominan texturas de cumulus en las rocas de esta unidad, características de unidades profundas.

- Los diagramas de Harker de Al, P y Ti poseen un patrón distinto, bajo el cual se puede interpretar que no corresponde a un proceso comagmático con las unidades más diferenciadas.
- Se reconocen 2 texturas principales, con dominio fanerítico de grano grueso a una microfanerítica de grano medio que corta la secuencia anterior.

La figura 6.1 expone las concentraciones normalizadas al manto primordial (Wood y otros, 1979) de las Intrusiones Máficas Menores; al ser comparadas con la composición estimada de la corteza inferior (Weaver & Tarney, 1984), las muestras I 24.1 y F4.1 indican una relación composicional muy similar a lo observado para la el manto inferior. Bajo estas premisas, puede postularse como hipótesis que la unidad precursora del magmatismo del Batolito Costero del Sur comienza con una fuente de corteza inferior a media que se emplaza por medio de diques alimentadores a niveles epizonales en estructuras tipo filón capa, que favorecen la variación de texturas ígneas de los cuerpos reconocidos para esta unidad. Estas variaciones coinciden con el modelo propuesto por Mullan y Busell (1977), quienes reconocen en las intrusiones cretácicas peruanas variaciones en los tipos de gabros según el grado de diferenciación, características de las texturas cumuladas, efecto de la presión de agua (P_{H_2O}) en el magma parental y régimen tectónico dominante, el cual se presume de tipo extensional, considerando el modelo de emplazamiento de intrusiones máficas de Cobbin y Pitcher (1983) (Figura 6.2). Éstas intrusiones máficas posiblemente evolucionaron en los primeros estadios del arco paleozoico emplazados en un basamento pre-carbonífero desconocido, lo que permite aventurar una edad pre-pensilvaniano, según las edades más antiguas de Deckart y otros (2014), quienes definen un máximo de 320 M.a.

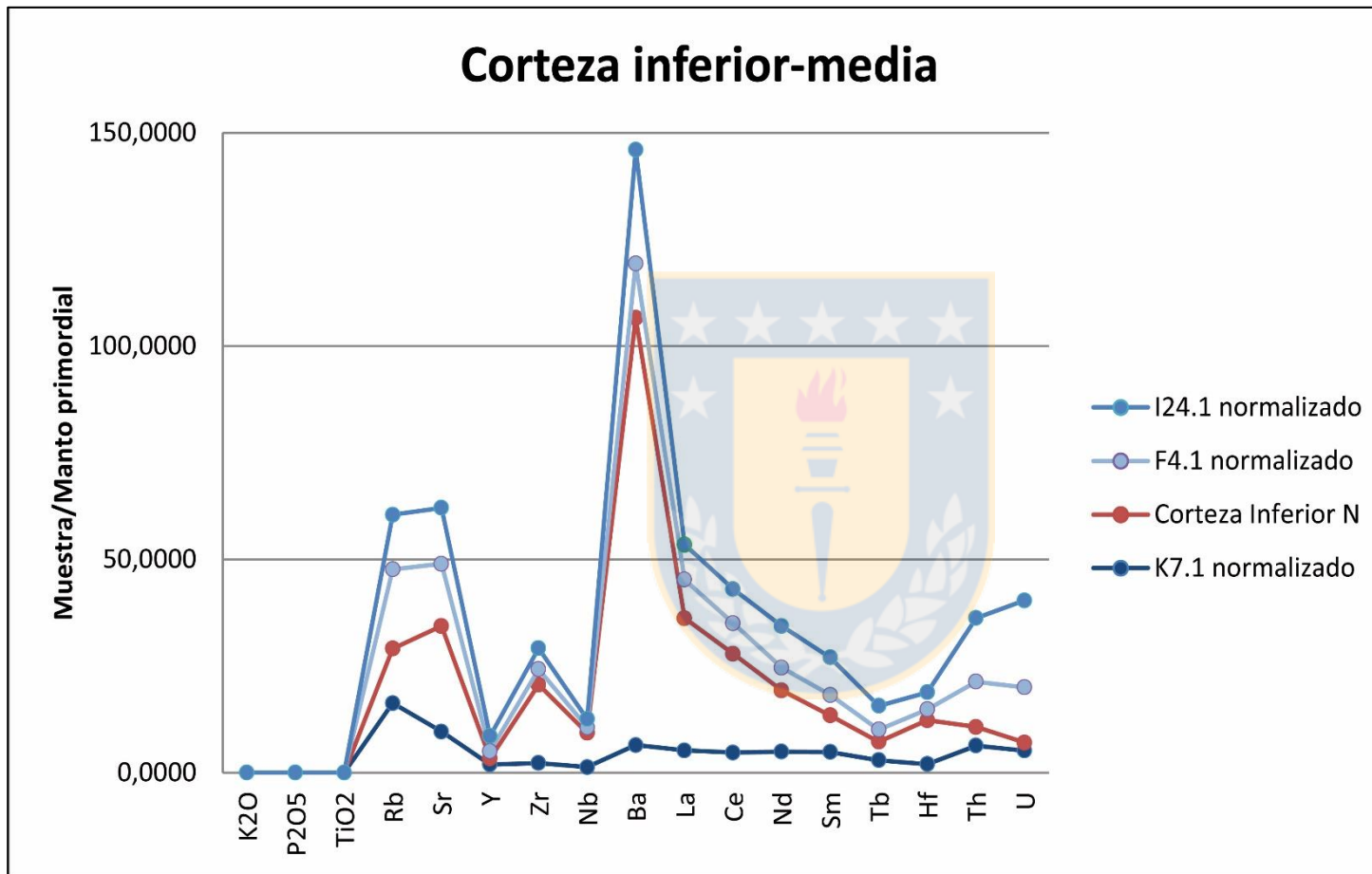


Figura 6.1: Concentración de elementos normalizados (Wood y otros, 1979) de Intrusiones Máficas Menores y composición estimada de la corteza inferior.

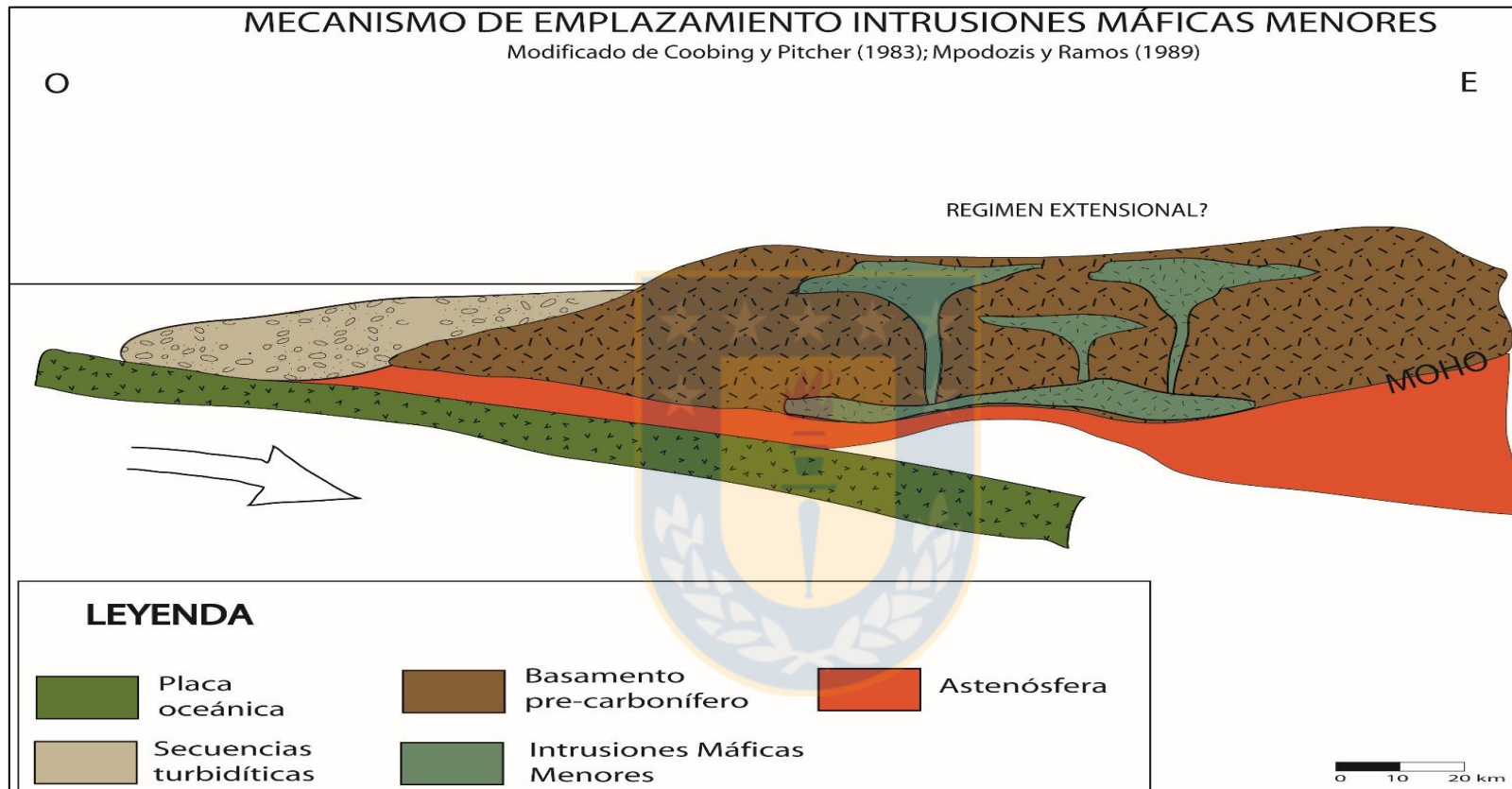


Figura 6.2: Origen y emplazamiento Intrusiones Máficas Menores.

6.3. BATOLITO NAHUELBUTA (BN)

6.3.1. Relaciones de campo

Las unidades ígneas del área evidencian distintas orientaciones determinadas por Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (Cheuquelao, en prep.), donde el Batolito Nahuelbuta se dispone en orientación NE-SW, lo que le da el carácter de cuerpo discordante. Pitcher (1997), define plutón como cualquier cuerpo no tabular; mientras que un batolito corresponde a un conjunto de plutones generados en cinturones orogénicos.

Lo anterior permite considerar el Batolito Nahuelbuta como la unidad que aflora hacia el oeste del área. Hervé (1977) define las rocas del área como Plutón Central de Nahuelbuta, considerando las rocas intrusivas paleozoicas que afloran entre Santa Juana y Angol, mientras que Creixell (2001) subdivide este batolito en Tonalitas Santa Juana (TSJ) y Granitoides Nahuelbuta (GN), éstos últimos correspondientes a las rocas del área de estudio. Este autor, define las facies centrales de Granitoides Nahuelbuta como Batolito Nahuelbuta, que corresponde a las facies centrales del Batolito Costero del Sur (Hervé y otros, 1987). La denominación de batolito se hace considerando la incerteza de la extensión de este cuerpo fuera del área. Las relaciones de contacto con la roca hospedante asociadas a la Serie Oriental son por intrusión, sin interacción de fluidos ni inyecciones observables a simple vista, lo cual genera una aureola de contacto de aproximadamente 30km, reconocida por la presencia de porfiroblastos de sillimanita, lo que evidencia un metamorfismo de baja presión y alta temperatura tipo Buchan (Vásquez, 2001).

6.3.2. Interpretaciones petrográficas

La secuencia de fases minerales indica que en un inicio favorece el desarrollo y crecimiento de mineralogía euhedral de alta temperatura, representada en apatito y circón. Domina las plagioclasas, que forma maclas polisintéticas y zonaciones normales cuando estos cristales crecen. La presencia de agua dentro de estos magmas, sumado a una disminución de la temperatura de la fuente, favorece la cristalización de biotita y en menor medida anfíboles subhedrales. Estas fases máficas, en etapas del suparasolidus, reestructuran anfíboles que por

medio de reacciones isoquímicas favorecen aparición de biotita secundaria en los bordes y maclas de anfíboles. Hacia finales de la etapa ortomagmática, aparece un porcentaje importante de esfeno, asociado a la alteración de biotita primaria en el suprasolidus.

En una etapa de tipo neumatolítica, microclina y cuarzo ocupan los espacios disponibles en la roca, se reconocen mineralogía accesorio tipo granate, allanita y esfeno, este último envolviendo la biotita por lo que puede asociarse a un desequilibrio de esta mica. La mineralogía opaca compuesta por magnetita y algunos óxidos indeterminados cristalizan desde el residuo, el cual corta a través de vetillas la mineralogía primaria.

Finalmente, en etapas hidrotermales, cloritas férricas y epidotas alteran tanto en los bordes como en el centro a las plagioclasas de afinidad sódica y las biotitas primarias.

6.2.3. Interpretaciones Geoquímicas

La evolución de las facies centrales del Batolito Costero del Sur, exhiben rocas de medio y alto K, ambas acotadas al campo de rocas calcoalcalinas, las que según el diagrama TAS corresponden a cuarzodioritas, para magmas de composición intermedia según %SiO₂. La saturación en alúmina define estas rocas del tipo peraluminosas, con influencia menor de CaO en comparación a las Intrusiones Máficas Menores. Los diagramas bivariantes muestran cristalización de biotita debido a una fuerte disminución de Fe₂O₃ y MnO, a medida que evolucionan ambas rocas, mientras que el P₂O₅ se fracciona en fases accesorias tipo apatito y esfeno, evidenciado en el patrón de evolución de TiO₂.

Para los elementos traza el diagrama spider multielemental manifiesta patrones de evolución asociado a granitos de arco volcánico, con anomalías negativas de Nb y Ti, que indican el carácter calcoalcalino de la fuente. Existen valores de enriquecimiento de Rb, Th y Ce, elementos con carácter incompatible y que coinciden con un enriquecimiento en corteza continental (Pearce y otros, 1984). Finalmente, el patrón de Tierras Raras exhibe los mayores valores y aumento en su fraccionamiento, ya que estos elementos no son incorporados a las fases minerales. La mayor pendiente en comparación al spider, explica la aparición de biotita y fases accesorias como allanita.

La clasificación geoquímica de esta unidad corresponde a granito-I (Chapell & White, 1974, 1992, 2001), ya que tiene hornblenda como máfico dominante, además de opacos tipo magnetita y presencia de esfeno y apatito como accesorios. En cuanto a parámetros geoquímicos, la clasificación de saturación en aluminio define un carácter metaluminoso a levemente peraluminoso ($\text{Na}_2\text{O} \sim 3,3\%$), con secuencias lineales de diferenciación para los diagramas bivariantes de elementos mayores en un sistema cerrado, donde se produce el fraccionamiento constante desde una misma fuente.

6.3.4. Origen y emplazamiento

Las relaciones de campo indican que su emplazamiento corresponde a intrusión de varios pulsos mayores hacia el oeste del área de estudio, distribuidos en una franja elongada NE-SW y con disposición discordante buzando en promedio 45° al NW según datos de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética. La unidad posee el mayor volumen dentro del área de estudio. La petrografía evoluciona desde un magma parental calcoalcalino, con asignatura composicional intermedia, presencia de plagioclasa tipo andesina, biotita y anfíbol. La secuencia petrogenética indica que en etapas posteriores las microclinas y cuarzos rellenan intersticios mientras que algunos minerales accesorios aparecen en etapas de menor temperatura.

Las variaciones geoquímicas muestran el fraccionamiento de Fe_2O_3 , MnO , TiO_2 y P_2O_5 , además del enriquecimiento de la fuente en Na_2O y Al_2O_3 , lo que ocurre a medida que la roca se diferencia. Lo anterior puede ser evidencia de una evolución de la cámara magmática por cristalización fraccionada (Bowen, 1928), que se define como descenso continuo de la línea líquida de un magma parental por evolución magmas similares y relacionados (Cox y Pankhurst, 1979 en Rollinson, 2005). Esta explicación coincide con lo propuesto por Creixell (2001), que interpreta cristalización fraccionada para las unidades Tonalitas Santa Juana y Granitoides Nahuelbuta, éstos últimos relacionados a las rocas del área. Este autor desarrolla modelamiento numérico para demostrar éste proceso, donde las variaciones composicionales de elementos mayores pueden ser explicadas por un mecanismo de cristalización fraccionada, dados los bajos valores de las sumas de los cuadrados de los residuos.

Hervé (1977) indica que esta intrusión corresponde a las facies centrales del Plutón Central Nahuelbuta, compuesto por un magma tonalítico a granodiorítico en un ambiente más rico en agua, causado por reacciones de deshidratación contemporáneas en los gneises de alrededor.

El mecanismo de emplazamiento corresponde al tipo intrusión forzada, en el cual domina un régimen compresional (Mpodozis y Ramos, 1989; Creixell, 2001; Willner, 2005), caracterizado por una aureola de contacto reconocida por los porfiroblastos de sillimanita en las rocas de caja (Aguirre y otros, 1972; Vásquez, 2001), además de una estructura tipo roof pendant, y foliaciones magmáticas y tectónicas en los bordes de la intrusión, con desarrollo de franjas de migmatita hacia el oeste del sector de Caramávida (según lo descrito por Creixell, 2001).

6.4. PLUTÓN DEUCO (PD)

6.4.1. Relaciones de campo

La disposición espacial, determinada con Anisotropía de Susceptibilidad Magnética, indica que la unidad Deuco presenta una tendencia NW-SE con inclinaciones $>45^\circ$ (Cheuquelao, en prep.). Además, al considerar la proporción areal que ocupa este intrusivo es posible clasificarlo como un cuerpo magmático tipo Plutón (Pitcher, 1997).

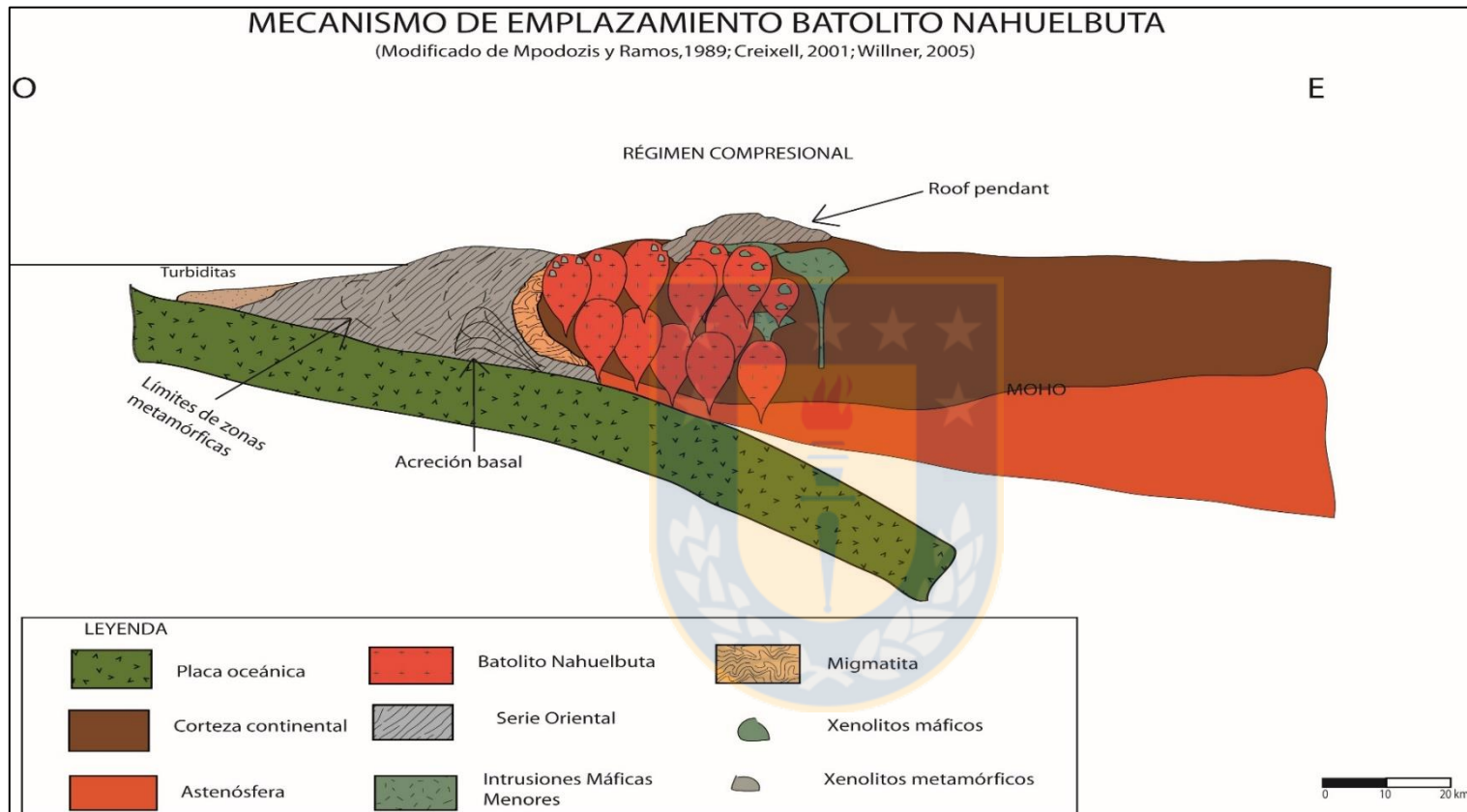


Figura 6.3: Origen y emplazamiento Batolito Nahuelbuta.

En los bordes del Plutón Deuco, se reconoce una interacción intrusivo-roca caja (Figura 6.4), con fragmentos de esta última parcialmente digeridos, lo que genera una zona agmatítica inyectada, con xenolitos que siguen la misma orientación de la roca caja. Esto produce variaciones composicionales, asociadas a cambios mineralógicos y de tamaños de granos de algunas fases minerales, como cuarzo y feldespatos alcalinos.

Creixell (2001) reporta la presencia de xenolitos orientados de manera paralela a la foliación principal, asociados a la intrusión de los Granitoides Nahuelbuta, coincidente con las zonas inyectadas observadas en terreno, que coincide con las foliaciones determinadas mediante Anisotropía de Susceptibilidad Magnética para las unidades más diferenciadas del área.

6.4.2. Interpretaciones petrográficas

La evolución de Plutón Deuco comienza con la cristalización de mineralogía accesorio como apatito y circones euhedrales, que originan posteriormente texturas poiquiliticas con la cristalización de plagioclasas tipo andesina y oligoclasa. Estas últimas son afectadas de manera moderada a pervasiva por sericitización y argilización, producido por la inestabilidad de los sistemas residuales de cámaras magmáticas que desestabilizan el solidus, y que en suprasolidus ocasionan reacciones isoquímicas de reemplazo catiónico (Best, 2003), asociado a actividad magmática tardía. En sucesión pasiva con las plagioclasas se reconocen algunos cristales subhedrales de biotita, con halos de pleocroísmo debido a la interacción con el circón, cuya fase se asocia al aumento del intercambio con agua en el sistema residual. El K disponible es reemplazado, a través de interacciones moderadas, por iones de Fe en la cloritización de las biotitas.

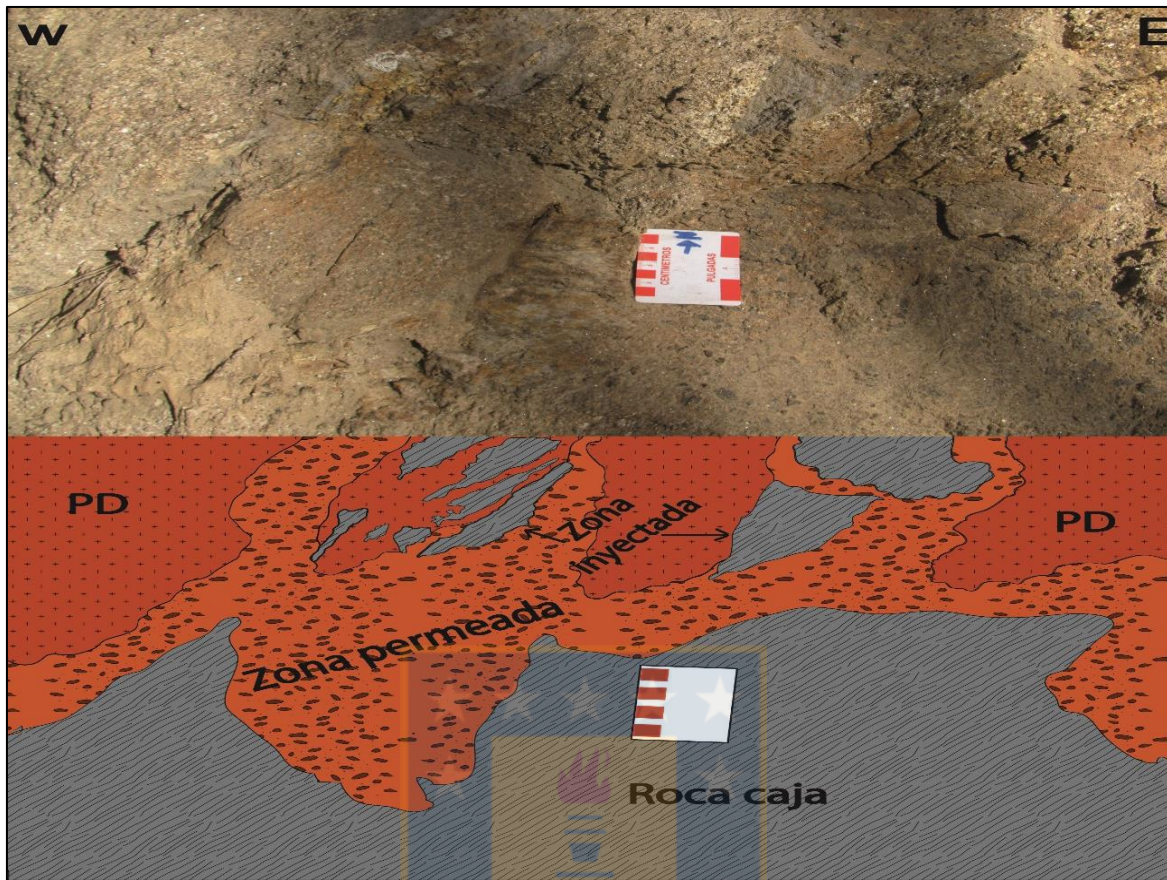


Figura 6.4: Relaciones de interacción roca hospedante-intrusivo. Zona agmatítica representada por inyecciones de Plutón Deuco siguiendo los planos de foliación de la rocas de la serie oriental. La zona permeada queda definida por la interacción de los bordes de la roca hospedante, los cuales generan variaciones isoquímicas en la mineralogía asociada a feldespatos alcalinos. (698.532m E/ 5.806.000m N).

Rellenando espacios abiertos en estructuras tipo vetillas, se reconocen cristales euhedrales a subhedrales de muscovita de grano medio, sin alteración reconocida bajo el microscopio, y que afecta de manera pervasiva a los cristales de plagioclasa, lo que genera una sericitización de los cristales. Las características texturales de estos cristales, sumado a la variedad de sericita de origen hidrotermal, consideran a las micas blancas como minerales de carácter primario, originadas en etapas tardías (neumatolíticas) por diferenciación del residuo con exceso de Al. La presencia de muscovita con aspecto primario coexistiendo con fases de granate tipo almandino (Vásquez, 2001) y/o biotita rica en Al, puede asociarse a magmas

muy peraluminosos (Miller y otros, 1981). Las vetillas de mica blanca aparecen en paragénesis con cristales de granate subhedrales que se asocia también a contaminación cortical y presencia de Mn en el residuo, lo que permite que éste sea estable a bajas presiones (Green, 1977).

Hacia finales de la etapa magmática tardía, aparecen microclina y cuarzo anhedral rellenando intersticios. La evolución del cuarzo indica dos efectos que ocurren a medida que se van desencadenando las últimas etapas del solidus: (1) En la interacción e intercrecimiento con plagioclasa, se desarrollan algunas texturas pegmatíticas por el exceso de agua presente en la fuente, donde la microclina, favorecida por un sobreenfriamiento, debe amortiguarse cerca del liquidus durante un largo período de tiempo para que la textura pueda crecer (Higgins, 1999); (2) Los opacos y la mineralogía accesorio progresa de manera contemporánea a las fases de granate y muscovita.

Las texturas de intercrecimiento generadas por los reequilibrios dentro del sistema, muestran variadas características, el primero corresponde a la saturación en agua, ya que ésta ayuda a bajar el punto de fusión de fases silicatadas y genera fases minerales hidratadas, como son albita, feldespato alcalino y biotita. El sistema granítico hidratado, se define como un subsolvus (Tuttle & Bowen, 1958). Bajo éstas condiciones, los feldespatos generan diagramas de fases binarios de reequilibrio a distintas condiciones, los cuales indican como varían las proporciones de fundido y cristales a medida que el sistema se enfría y cristalizan las distintas fases. En la figura 6.2, se determinan las condiciones a las cuales se generan texturas tipo pertita. Creixell (2001), determinó mediante geotermómetros de equilibrio de plagioclasa-anfíbol cálcico y geobarómetros de contenido de aluminio en hornblenda, condiciones referentes a la temperatura de cristalización y las presiones a que se encontraban sometidos los magmas al momento de cristalizar (figura 6.5).

El diagrama considera cristales a una temperatura menor a los 700°C, donde se generan exsoluciones bajo la curva del solvus (Best, 2003). La solución sólida presenta razones fenocristal: pertita y/o antipertita=9:1, lo que aplicando la regla de la palanca permite determinar que para la primera textura la composición inicial indica feldespato alc₅₆, con composición de fenocristal Mc₅₈ y pertita Ab₁₈, mientras que las antipertitas indican composición inicial Ab₈₀, con fenocristal Ab₈₂ y antipertita Mc₄₂.

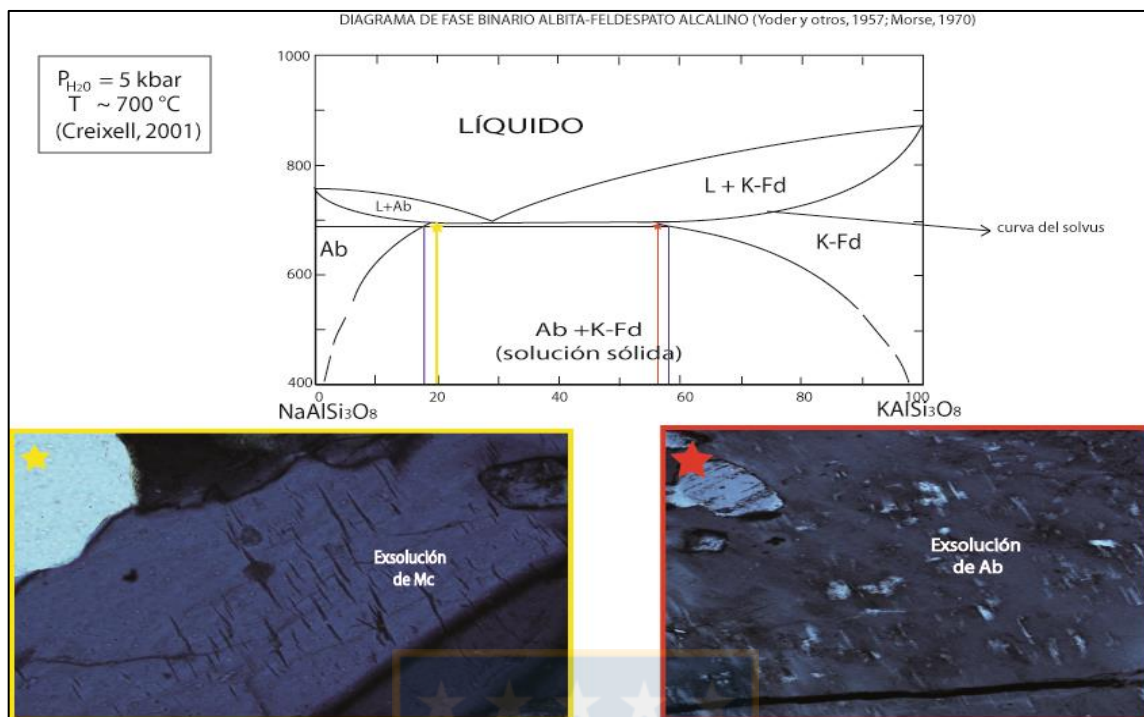


Figura6.5: Diagrama de fases binario albíta-microclina. La línea y recuadro amarillo representan la reacción y resultado de la textura antipertita, mientras que la línea y recuadro rojo representan las condiciones de exsolución de la textura tipo pertita. Las condiciones del enfriamiento del Plutón son tomadas de los datos obtenidos de Creixell (2001). Gráfico redibujado de Morse (1970).

La textura de intercrecimiento que domina dentro del Plutón Deuco es de tipo mirmequítica, que consiste en cuarzo vermicular en los bordes de plagioclase que está en contacto con microclina. El modelo de Castle y Lindsley (1993), muestra un sistema ternario abierto de feldespatos con exceso de sílice, en estado subsolidus, el cual se origina por el reemplazo de la albíta por microclina, lo que favorece un exceso de SiO_2 , ya que el componente anortítico de la plagioclase contiene menos concentraciones de SiO_2 que la microclina, por lo que cristaliza cuarzo.

Finalmente, las etapas hidrotermales exponen distintos grados de alteración de sericita, cloritas férricas y magnésicas según características petrográficas y en menor medida epidota.

6.4.3. Interpretaciones geoquímicas

La evolución de la química del magma parental asociado al Plutón Deuco apunta que los elementos mayores poseen un carácter calcoalcalino de medio-k considerando la clasificación de Peccerillo y Taylor (1976), con rocas del tipo granito. La saturación en alúmina evidencia un carácter marcadamente peraluminoso, siendo estas rocas las de mayores valores para este parámetro. Los diagramas bivariantes expresan fraccionamiento de Na_2O , asociado a las plagioclasas tipo oligoclasa y albita, mientras que la tendencia de disminución de Al_2O_3 se relaciona a cantidades modales ~10% de muscovita primaria. El resto de los diagramas representan fraccionamientos menos acentuados, mientras que el P_2O_5 difiere en su tendencia y aumenta a medida que las rocas se vuelven más diferenciadas.

Los elementos trazas exhiben en el diagrama multielemental que salvo por el Ba, el resto de los elementos manifiestan valores normalizados menores a los graficados para Batolito Nahuelbuta, con un patrón similar con características de granitoides de arco volcánico. Importante destacar disminución en los valores de Rb, la anomalía negativa de Nb reconocida en todas las unidades y una fuerte anomalía negativa de Ti, que coincide con la alta fugacidad de oxígeno determinada previamente, mientras que el Y exhibe los valores más deprimidos, coincidente con el continuo empobrecimiento de cámaras supracorticales de arcos volcánicos continentales (Pearce y otros, 1984).

Finalmente, la clasificación del tipo de granitoide correspondería a granitos tipo S *sensu lato*, los cuales derivan de la fusión parcial de una fuente de rocas metasedimentarias (Hine y otros, 1978). Chappell & White (1992), proponen que la menor cantidad de Na en las muestras es indicativo de interacción con el medio sedimentario, debido a la movilidad de este elemento en solución acuosa. En el caso del Plutón Deuco entrega valores >3,3%, que dentro del área es bastante elevado, por lo que el proceso antes mencionado no explicaría esta anomalía. Una de las diferencias composicionales claras dentro del sistema de granito I y S, es el valor de la fugacidad de oxígeno, lo cual se asocia a la presencia de grafito en la fuente (Flood & Shaw, 1975 en Chappell & White, 2001). Para el Plutón Deuco, comparando con los valores propuestos para facies marginales por Creixell (2001), corresponde a

$\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ bajas ($<0,25$), que señalan condiciones de baja $f\text{O}_2$ durante la cristalización y que coincide con la ausencia de magnetita y otros minerales opacos.

El índice de saturación en aluminio de las rocas evidencian que los valores del Plutón Deuco son peraluminosas, considerando el carácter primario definido para la muscovita y granate, que revelan alta concentración de Al y bajos valores de Ca y Na. Esta sobresaturación representa una etapa más avanzada de la evolución de minerales anhidros (Chappell & White, 2001).

6.4.4. Origen

El Plutón Deuco evidencia una génesis a niveles epizonales, con interacción con roca de caja generando inyecciones y una franja transicional bastante desarrollada en los bordes del emplazamiento.

La petrografía expone una continua cristalización de fases magmáticas tardías, con importante disponibilidad de agua en la fuente, considerando la presencia de biotita y muscovita en proporciones de ~15%.

La geoquímica de esta unidad indica que la evolución del magma parental en este caso varía de manera significativa con respecto a las proporciones de Rb, Th, y Ti, además de generar un mayor fraccionamiento de Tierras Raras Pesadas en comparación a lo observado para Batolito Nahuelbuta.

El proceso de contaminación cortical corresponde a fracciones de la roca caja asimiladas por el calor latente de la cristalización. Valores de análisis isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,71-0,72 y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15,64-15,70 evidencian que las dispersiones de valores provienen de aportes de material cortical reciclado (Hervé y otros, 1976; Parada, 1990; Martín y otros, 1999; Lucassen y otros, 2004). Desde el análisis de las proporciones de elementos traza, se reconoce de mejor manera los procesos de contaminación cortical, que Creixell (2001) indica con razones para Granitoides Nahuelbuta $\text{La}/\text{Yb}= 15,4$ y TSJ $\text{La}/\text{Yb}=4,3$, mientras que lo ocurrido en Plutón Deuco entrega valores $\text{La}/\text{Yb}=62,6$ y para Batolito Nahuelbuta $\text{La}/\text{Yb}= 9,8$, lo que sugiere un alto contraste en las pendientes de los patrones de Tierras Raras. La presencia de granate de tipo almandino e importantes cantidades de muscovita en la

mineralogía del Plutón Deuco, evidencian un exceso de aluminio en su estructura (Vásquez, 2001), probablemente asociado a reciclaje del protolito sedimentario enriquecido en aluminio de la Serie Oriental desde la erosión por subducción (Duhart y otros, 2001; Lucassen y otros, 2004).

Chappell & White (1974), proponen que los granitos S cristalizan antes que los tipo I, lo cual se sustenta en el truncamiento de la foliación de S por intrusión de I en algunos plutones mayores de Australia. Los datos de campo sumados a los valores entregados por Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (Cheuquelao, en prep.), apuntan a que ambos cuerpos muestran una relación de intrusión distinta a lo propuesto por los modelos de estos autores. Se plantea como mecanismo de emplazamiento que el control estructural de la secuencia favorece la intrusión del Plutón Deuco manera posterior, que explica la diferencia con las cámaras magmáticas zonadas (Langmuir, 1989), como se interpreta en el modelo de cristalización fraccionada de Creixell (2001).



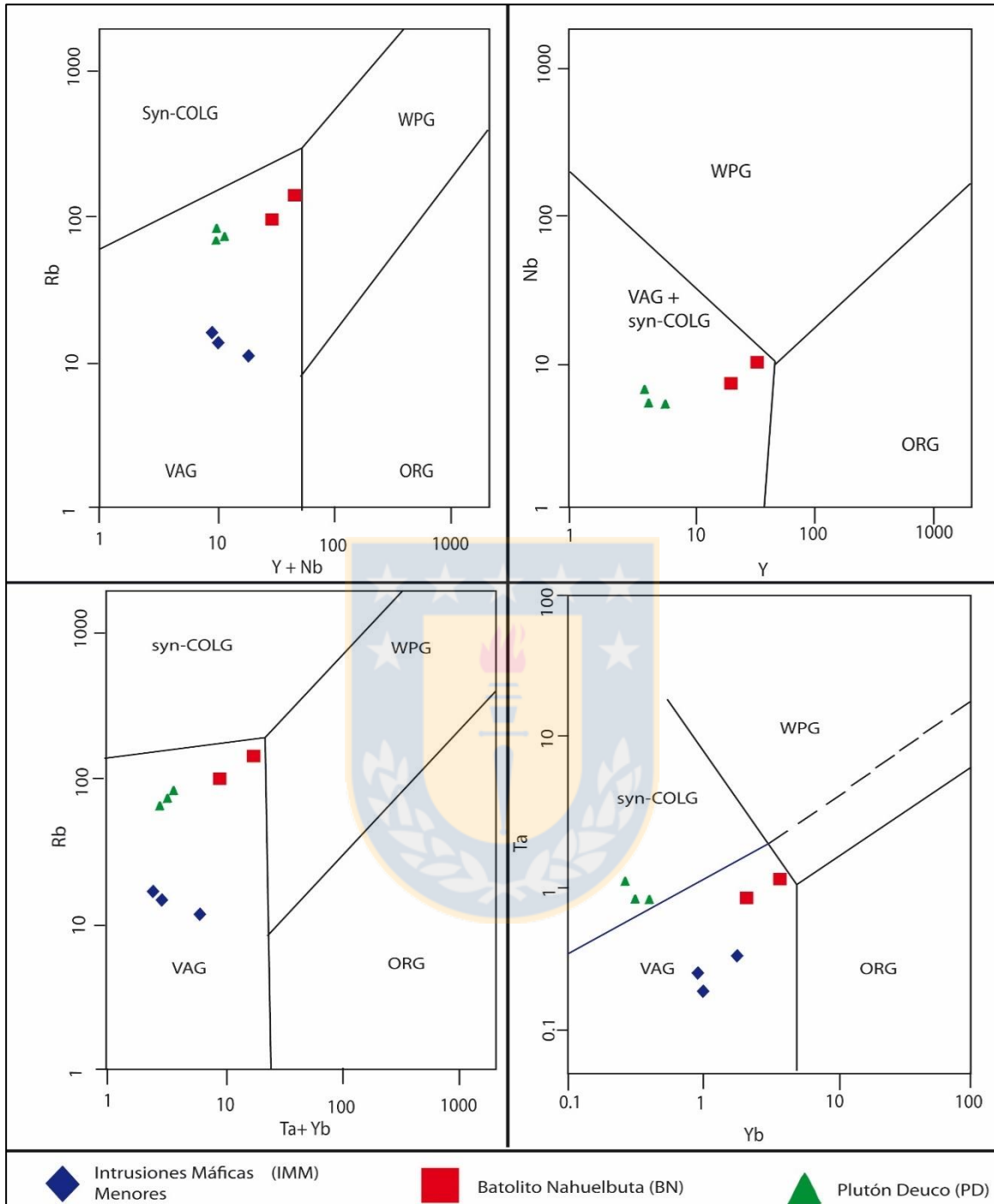


Figura 6.6: Diagrama de discriminación tectónica de granitos (Pearce y otros, 1984). ORG: Ocean Ridge Granites; VAG: Volcanic arc Granites; WPG: Within Plate Granites; COLG: Collision Granites.

7. CONCLUSIONES

- Se reconocen 3 unidades ígneas plutónicas dentro del área de estudio. Las Intrusiones Máficas Menores se interpretan como filones capas, con características texturales variables. La segunda intrusión corresponde al Batolito Nahuelbuta, que son cuerpos discordantes del tipo batolito, con afloramientos continuos elongados en dirección N-S y foliaciones magmáticas orientadas NE-SW, indicativo de variaciones estructurales en los mecanismos de intrusión. El Plutón Deuco son cuerpos discordante menor, con foliaciones magmáticas de disposición preferencial NW-SE y vergencia hacia el SW con ángulo $>45^\circ$. Este ntrusivo genera relaciones de contacto con bordes irregulares e interacción con la roca hospedante, dando origen a zonas inyectadas y permeadas. Esta unidad incluye además stock leucocráticos de composición granítica y diques leucocráticos que cortan y afectan a todas las unidades.
- Las Intrusiones Máficas Menores corresponden a cuerpos de composición básica, siendo dioritas y gabros las litologías presentes, con texturas de cumulos máficos, las cuales varían según la presencia de plagioclasa o anfíboles en dominios tipo heteradacumulados y ortoacumulados. La mineralogía está compuesta por plagioclasas cálcicas, hornblenda y gran cantidad de minerales opacos. El análisis de las características geoquímicas, indican un origen menos diferenciado y más profundo, con dominio de fraccionamiento de elementos como el Ca y Mg en plagioclasa y anfíbol, siendo estos minerales de mayor temperatura y generados a mayores presiones, probablemente en niveles de corteza inferior a media. Los patrones de elementos trazas muestran correlación con una fuente de origen en corteza inferior a media, con spider de Tierras Raras muy afines con el estándar, siendo una muestra la que presenta las mayores diferencias. Pertenecen a rocas calcoalcalinas de arco volcánico, emplazadas en un régimen probablemente extensional previo a los 320 M.a.

- El Batolito Nahuelbuta se reconoce por rocas de composición intermedia, esencialmente tonalitas y granodioritas, texturalmente dominan las de tipo hipidiomórfico y localmente poiquiliticas, con mineralogía más diferenciada reconocido por plagioclasas tipo andesina y máficos tipo biotita. La evolución geoquímica indica mayor fraccionamiento de elementos como el Fe y Mn, que exhiben coeficiente de correlación alto con la biotita, mientras que el análisis de elementos trazas muestra enriquecimiento en elementos incompatibles como son el Th y Ce, además de una anomalía negativa de Nb. Se clasifican como granitos-I, asociados a una fuente de origen ígneo, donde el principal mecanismo de evolución del magma corresponde a la cristalización fraccionada en un sistema sin efectos de contaminación cortical aparente. El ambiente geotectónico indica rocas calcoalcalinas de arco continental, donde el magma cristaliza bajo condiciones epizonales de la corteza, con valores reconocidos en trabajos anteriores de geobarómetros cercanos a los 5 kbar y geotermómetros calculados a los 700°C, permitiendo así mayor estacionalidad en la corteza.
- El Plutón Deuco pertenece a la clasificación de rocas de composición ácida, donde se reconocen granodioritas y granitos de grano medio. Se desarrollan texturas de intercrecimientos asociadas a facies marginales dentro de un sistema abierto, con importantes interacciones con fases acuosas. El fraccionamiento en Deuco fue un proceso más superficial y de menor extensión de tiempo en comparación al Batolito Nahuelbuta. La evolución geoquímica del Plutón Deuco muestra que hacia finales de esta serie de cristalización, el sistema comienza a ser influenciado por una fuente con origen metasedimentario, evidenciado por facies residuales ricas en Al como son muscovita y almandino, lo que indica que el sistema probablemente sufre apertura en esta etapa. Los elementos trazas tienen valores anómalos de Rb, Th, Ce y Ti, además de un fuerte fraccionamiento de Tierra Raras Pesadas en comparación al Batolito Nahuelbuta. El ambiente geotectónico corresponde a rocas de arco volcánico en un margen continental activo, con una fuente tanto mantélica como cortical, lo que permite clasificar al Plutón Deuco como granito tipo-S, este último influenciado por el reciclaje de material sedimentario desde el proceso de erosión por subducción.

- Las unidades exhiben un carácter co-genético poco claro, según el origen de la fuente, las variaciones geoquímicas, la influencia tectónica y los principales mecanismos de evolución magmática para cada caso, por lo que se propone un proceso alternativo de evolución del Batolito Costero del Sur a los 37°45', representado por varios pulsos magmáticos, a diferencia del modelo de cristalización in-situ de cámaras magmáticas. La secuencia de emplazamiento definida por otros autores respecto al orden de granitos tipo-I y tipo-S, no es aplicable a lo propuesto en este trabajo, debido probablemente al control estructural del emplazamiento del sistema de cámaras magmáticas con conforman el Batolito Costero del Sur.



REFERENCIAS

Aguirre, L.; Hervé, F. & Godoy, E. 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile-An outline. *Kristalinikum*. Vol. **9**: 7-19.

Beach, A. & Tarney, J., 1978. Major and trace element patterns established during retrogressive metamorphism of granulite-facies gneisses, NW Scotland. *Precambrian Research*. Vol. **7** (4): 325-348.

Best, M. 2003. Igneous and metamorphic petrology. John Wiley & Sons. Second edition: 717 pp. Utah.

Bowen, N. 1928. The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press: 332 pp. Nueva York.

Castle, R. O. & Lindsley, D. H. 1993. An exsolution silica-pump model for the origin of myrmekite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **115**(1): 58-65.

Chappell, B. & White, A. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific geology*. Vol. **8**(2): 173-174.

Chappell, B. & White, A. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. Vol. **83**: 1-26.

Chappell, B. & White, A. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*. Vol. **48** (4): 489-499.

Charrier, R.; Pinto, L. & Rodríguez, M. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. The Geology of Chile. T. Moreno y W. Gibbons (editores). Geological Society: 414 pp. Londres.

Charrier, R.; Ramos, V. A.; Tapia, F. & Sagripanti, L. 2014. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37° S (Chile and Western Argentina). *Geological Society, Special Publications*. Vol. **399** (1): 13-61.

Cheuquelao, B. 2017. Estudio estructural y mecanismo de emplazamiento del Plutón Deuco mediante el análisis de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS), Angol, Región de

la Araucanía, Chile. Artículo no publicado. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra. Concepción.

Cobbing, E. & Pitcher, W. 1983. Andean plutonism in Perú and its relationship to volcanism and metallogenesis at a segmented plate edge. *Geological Society of America Memories*. Vol. **159**: 277-292.

Cox, K.; Bell, J. & Pankhurst, R. 1979. The interpretation of igneous rocks. Chapman & Hall: 459 pp. Londres.

Creixell, C. 2001. Petrología y Geotermobarometría de las Rocas Intrusivas de la Cordillera de la Costa entre los 36°30' S y 38°00' S. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 149 pp, Concepción.

Deckart, K.; Hervé, F.; Fanning, C. M.; Ramírez, V. & Calderón, M. 2014. U-Pb geochronology and Hf-O isotopes of zircons from the Pennsylvanian Coastal Batholith, south-central Chile. *Andean Geology*. Vol. **41** (1): 49-82.

Duhart, P.; McDonough, M.; Muñoz, J.; Martín, M. & Villeneuve, M., 2001. El complejo metamórfico Bahía Mansa en la Cordillera Costa del centro-sur de Chile (39°30' –42°00'S): Geocronología K–Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y U–Pb e implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. *Revista geológica de Chile*. Vol. **28**: 179-208.

Ferraris, F. 1981. Mapas geológicos preliminares de Chile. Los Ángeles-Angol, Región del Biobío. *Instituto de Investigaciones Geológicas*. Santiago.

Flood, R. & Shaw S. 1975. A cordierite-bearing granite suite from the New England Batholith, Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **52**: 157-164.

Glodny, J.; Echtler, H.; Collao, S.; Ardiles, M.; Burón, P. & Figueroa, O. 2008. Differential late paleozoic active margin evolution in south-central Chile (37°S–40°S): The Lanalhue Fault Zone. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **26** (4): 397-411.

Glodny, J.; Lohrmann, J.; Echtler, H.; Gräfe, K.; Seifert, W.; Collao, S. & Figueroa, O. 2005. Internal dynamics of a paleoaccretionary wedge: insights from combined isotope

tectonochronology and sandbox modelling of the South-Central Chilean forearc. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **231** (1): 23-39.

González-Bonorino, F. 1971. Metamorphism of the Crystalline Basement of Central Chile. *Journal of Petrology*. Vol. **12** (1): 149-175.

Green, T. 1977. Garnet in silicic liquids and its possible use as a PT indicator. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol **65**(1): 59-67.

Harker, A. 1909. The natural history of igneous rocks. Macmillan: 418 pp. Nueva York.

Hervé, F. 1977. Petrology of the Crystalline Basement of the Nahuelbuta Mountains, South Central Chile. Comparative studies on the geology of the Circum-Pacific Orogenic Belt in Japan and Chile. T. Ishikawa y L. Aguirre (editores). Japan Society for the promotion of Science: 194 pp. Tokio.

Hervé, F. 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes*. Vol. **11** (3): 183-188.

Hervé, F.; Munizaga, F.; Mantovani, M & Hervé, M. 1976. Edades R/Sr Neopaleozoico del basamento cristalino de la Cordillera de Nahuelbuta. Congreso Geológico Chileno N°1. Actas **1**: 19-26. Santiago.

Hervé, F.; Calderón, M.; Fanning, C.; Pankhurst, R. & Godoy, E. 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research*. Vol. **23** (3): 1122-1135.

Hervé, F.; Faúndez, V.; Calderón, M.; Massonne, H. & Willner, A. 2007. Metamorphic and plutonic basement complexes. The Geology of Chile. T. Moreno y W. Gibbons (editores). Geological Society: 414 pp. Londres.

Hervé, F.; Godoy, E.; Parada, M. A.; Ramos, V.; Rapela, C.; Mpodozis, C. & Davidson, J. 1987. A general view on the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early history. *Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific ocean basin*: 97-113.

Hervé, F.; Munizaga, F.; Parada, M.; Brook, M.; Pankhurst, R.; Snelling, N. & Drake, R. 1988. Granitoids of the Coast Range of central Chile: geochronology and geologic setting. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **1** (2): 185-194.

Higgins, M. 1999. Origin of megacrysts in granitoids by textural coarsening: a crystal size distribution (CSD) study of microcline in the Cathedral Peak Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geological Society, Special Publications*, Vol. **168** (1): 207-219.

Hine, R.; Williams, I.; Chappell, B. & White, A. 1978. Contrasts between I-and S-type granitoids of the Kosciusko Batholith. *Journal of the Geological Society of Australia*. Vol. **25** (3-4): 219-234.

Kottek, M.; Grieser, J.; Beck, C.; Rudolf, B.; & Rubel, F. 2006. World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*. Vol. **15** (3): 259-263.

Langmuir, Ch. 1989. Geochemical consequences of in situ crystallization. *Nature*. Vol. **340**: 199-205.

Lucassen, F.; Trumbull, R.; Franz, G.; Creixell, C.; Vásquez, P.; Romer, R. & Figueroa, O. 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: the Paleozoic to recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36°–41° S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **17** (2): 103-119.

Martin, M. W.; Kato, T. T.; Rodríguez, C.; Godoy, E.; Duhart, P.; McDonough, M. & Campos, A. 1999. Evolution of the late Paleozoic accretionary complex and overlying forearc-magmatic arc, south central Chile (38°-41° S): Constraints for the tectonic setting along the southwestern margin of Gondwana. *Tectonics*. Vol. **18** (4): 582-605.

McDonough, W.; Sun, S.; Ringwood, A.; Jagoutz, E. & Hofmann, A. 1992. K, Rb, and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56** (3): 1.001-1.012.

Miller, C.; Stoddard, E.; Bradfish, L. & Dollase, W. 1981. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Canadian Mineralogist*. Vol. **19** (1): 25-34.

Morse, S. 1970. Alkali feldspars with water at 5 kb pressure. *Journal of Petrology*. Vol. **11** (2): 221-251.

Mullan, H. & Bussell, M. 1977. The basic rock series in batholithic associations. *Geological Magazine*. Vol. **114** (4): 265-280.

Mpodozis, C. & Ramos, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. Circum Pacific Council for Energy and mineral resources. H. Green (editor). American Association of Petroleum Geologists: 909 pp. Houston.

Muecke, G. K. 1980. Neutron activation analysis in the geosciences. Mineralogical Association of Canada press: 279 pp. Nueva Escocia.

Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica*. Vol. **38** (5): 757-775.

Nishimura, T. 1971: On the geology of the Magellan geosyncline. *Reports of the Geological Survey of Hokkaido*. Vol. **44**: 45-53.

Parada, M. 1990. Granitoid plutonism in central Chile and its geodynamic implications; a review. *Geological Society of America Special Papers*. Vol. **241**: 51-66.

Parada, M.; Nyström, J. & Levi, B. 1999. Multiple sources for the Coastal Batholith of central Chile (31°–34°S): geochemical and Sr–Nd isotopic evidence and tectonic implications. *Lithos*. Vol. **46** (3): 505-521.

Pearce, J. A. 1983. Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. Continental basalts and mantle xenoliths. C. Hawkesworth y M. Norry (editores). Shiva Publishing Ltda: 272 pp. Nantwich

Pearce, J.; Harris, N. & Tindle, A. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*. Vol. **25** (4): 956 – 983.

Peccerillo, A. & Taylor, S. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*. Vol. **58** (1): 63-81.

Pitcher, W. 1997. The nature and origin of granite. Chapman and Hall second edition: 387 pp. Londres y Nueva York.

Rollinson, H. 2005. Using geochemical data: Evaluation, Presentation and Interpretation. Logman Scientific&Technical: 352 pp. Nueva York.

Shand, S. 1927. On the relations between silica, alumina, and the bases in eruptive rocks, considered as a means of classification. *Geological Magazine*. Vol. **64** (10): 446-449.

Shaw, H. 1980. The fractures mechanism of magma transport. Physics of Magmatic Processes. R. Hargraves (editor). Princeton University press: 199-262. Princeton.

Siña, A. & Parada, M. 1985. Los granitoides de Rocas de Santo Domingo; Antecedentes de terreno, petrográfico y de química de elementos mayores para una mezcla de magmas. Congreso Geológico Chileno N° 4. Actas **3**: 512-530. Antofagasta.

Siña, A. 1987. Geología y petrogénesis de las rocas plutónicas del batolito de la costa entre Algarrobo y Rocas de Santo Domingo (Chile central 33° 31' S), región de Valparaíso. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (inédito). 129 pp. Santiago.

Steenken, A.; Basei, M.; Rabbia, O. & Díaz, Y. 2017. Dating the emplacement of Deuco Plutón, Nahuelbuta (Central Chile), with SHRIMP U/Pb zircón method. Resumen Congreso Geológico Argentino N° 20 (artículo aceptado). Tucumán.

Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-science reviews*. Vol. **12**(1): 1-33.

Taylor, S. R. 1969. Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. Proceedings of the Andesite. A. McBirney (editor). Conference Department of Geology and Mineral Industries: 193 pp. Oregon.

Tuttle, O. & Bowen, N. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. *Geological Society of America Memoirs*. Vol. **74**: 1-146.

Vásquez, P. 2001. Petrología y Geotermobarometría del Basamento metamórfico de la Cordillera de la Costa entre los 36 30'S y 38 00'S. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 138 pp. Concepción.

Wager, L.; Brown, G. & Wadsworth, W. 1960. Types of igneous cumulates. *Journal of Petrology*, Vol. 1 (1): 73-85.

Weaver, B. & Tarney, J. 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*. Vol. 310: 575-579.

Willner, A. 2005. Pressure–temperature evolution of a Late Palaeozoic paired metamorphic belt in North–Central Chile (34–35° 30' S). *Journal of Petrology*. Vol. 46(9):1.805-1.833.

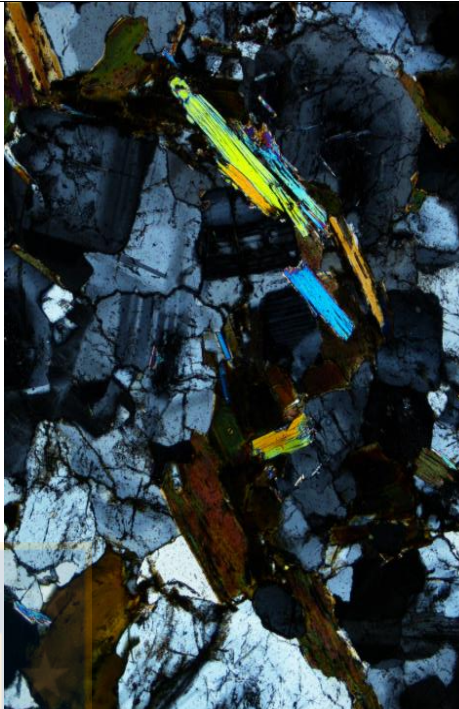
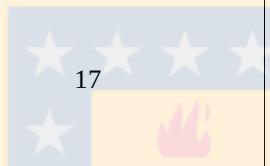
Willner, A.; Thomson, S.; Kröner, A.; Wartho, J.; Wijbrans, J. & Herve, F. 2005. Time markers for the evolution and exhumation history of a Late Palaeozoic paired metamorphic belt in North–Central Chile (34–35°30' S). *Journal of Petrology*. Vol. 46(9):1.835-1.858.

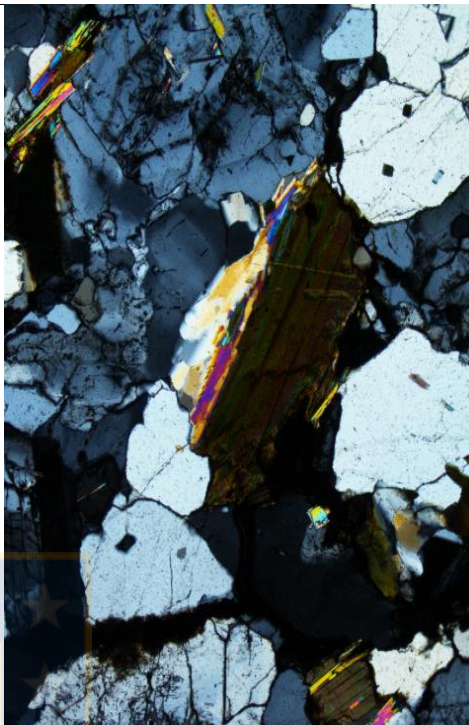
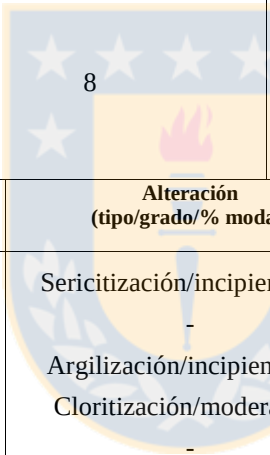
Winter, J. 2013. Principles of igneous and metamorphic petrology. Pearson new international edition: 729 pp. Edimburgo.

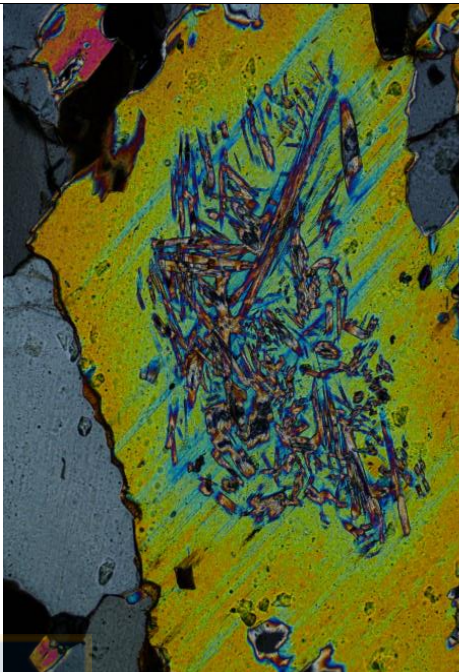
Wood, D.; Joron, J.; Treuil, M.; Norry, M. & Tarney J. 1979. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contributions to mineralogy and petrology*. Vol. 70: 319-339.

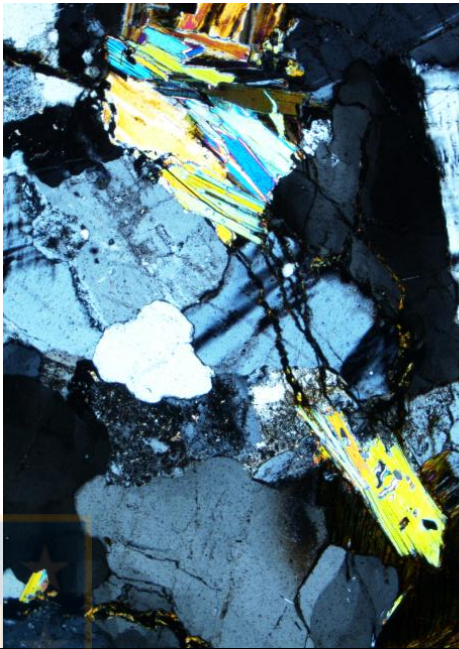


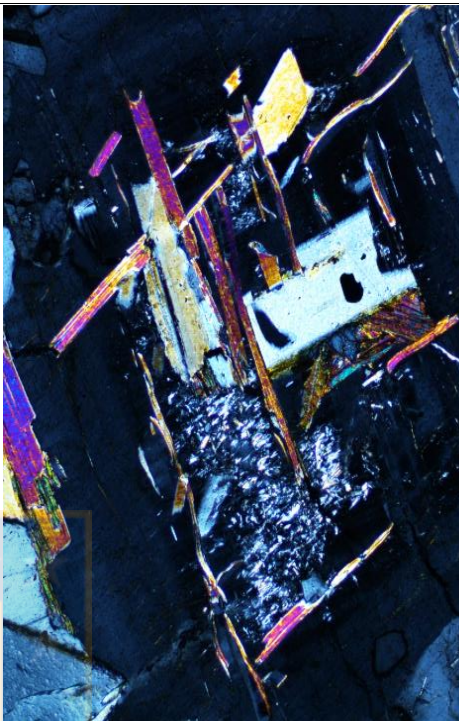
DESCRIPCIONES MICROSCÓPICAS

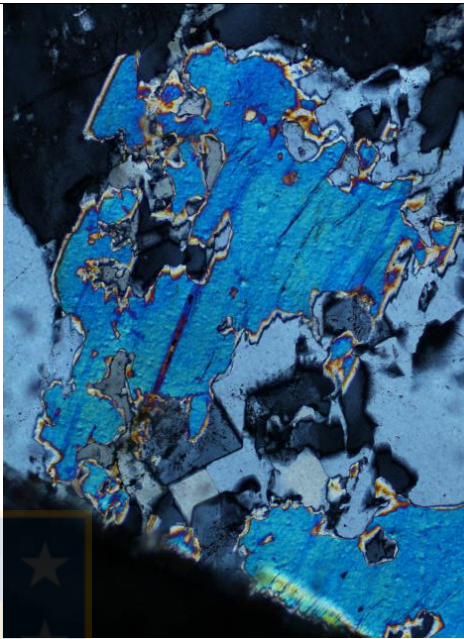
MUESTRA		MOR2			
COORDENADAS		701243 mE 5810911mN			
LOCALIDAD		2 km al SWW de Angol			
CLASIFICACIÓN		Granodiorita de Botita (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA		Hipidiomórfica granular de grano medio ±Muscovita intercrecida con plag ±Mirmequítica ±Poiquilítica ±Antipertitas			
ÍNDICE DE COLOR					
Composición		(%)	Alteración (tipo/grado/% modal)	Tamaño (mm)	Forma
	Plagioclasa	33.4	Sericitización/incipiente/1.6	9	Suhedral
	Cuarzo	33.5	-	9	Anhedral
	Microclina	7.5	Argilización/incipiente/1.1	11	Anhedral
	Biotita	16.9	Cloritización/incipiente/1.5	5	Subhedral
	Muscovita	2.5	-	6	Subhedral
	Apatito	1.0	-	1	Anhedral
	Zircón	1.1	-	0.2	Euhedral
	Granate	1.9	-	0.4	Euhedral
OBSERVACIONES: Modelo de clasificación de gabros basado en la proporción de Plagioclasa, Cuarzo y Feldespato alcalino: Plag_{NORM} : 44.9 Qz_{NORM} : 45 Fd-K_{NORM} : 10.1 Las miscas presentan orientaciones preferenciales, no hay indicios de eventos metamórficos. Se reconocen la presencia de Zr por halos de pleocroismo en biotita *Los valores de la mineralogía de alteración son incluidos dentro del porcentaje total de mineral.					

MUESTRA		MOR9			
COORDENADAS		701243 mE 5810911mN			
LOCALIDAD		2 km al SWW de Angol			
CLASIFICACIÓN		Granodiorita (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA		Hipidiomórfica granular de grano medio ±Mirmequítica ±Poiquilitica			
ÍNDICE DE COLOR					
Composición		(%)	Alteración (tipo/grado/% modal)	Tamaño (mm)	Forma
	Plagioclasa	28.8	Sericitización/incipiente/1.5	8	Suhedral
	Cuarzo	40.3	-	8	Anhedral
	Microclina	9	Argilización/incipiente/1.8	12	Anhedral
	Biotita	8	Cloritización/moderada/3	5	Subhedral
	Muscovita	5.8	-	4	Subhedral
	Apatito	1.3	-	1	Anhedral
	Zircón	0.5	-	0.2	Euhedral
	Granate	0.5	-	0.4	Euhedral
OBSERVACIONES: Modelo de clasificación de gabros basado en la proporción de Plagioclasa, Cuarzo y Feldespato alcalino: Plag_{NORM} : 36.9 Qz_{NORM} : 51.6 Fd-K_{NORM} : 11.5 Las miscas presentan orientaciones preferenciales, no hay indicios de eventos metamórficos. Las muscovitas se superimponen a la biotita. *Los valores de la mineralogía de alteración son incluidos dentro del porcentaje total de mineral.					

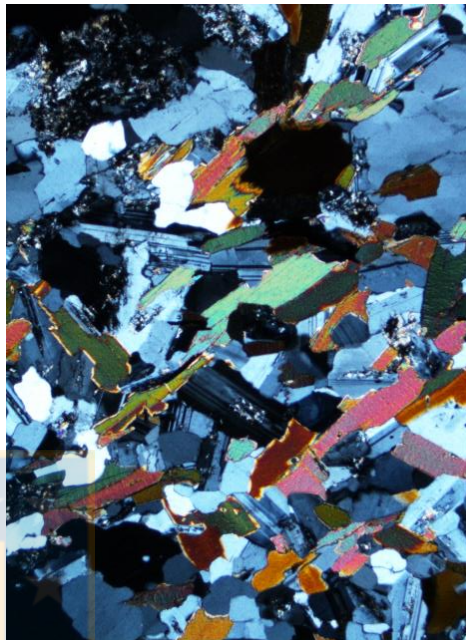
MUESTRA		MOR10			
COORDENADAS		701709 mE 5805377 mN			
LOCALIDAD		4 km al NE de Trintre			
CLASIFICACIÓN		Granodiorita (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA		Hipidiomórfica granular de grano medio ±Mirmequítica ±Antipertitas			
ÍNDICE DE COLOR		14			
Composición		(%)	Alteración (tipo/grado/% modal)	Tamaño (mm)	Forma
	Plagioclasa	26.3	Argilización/incipiente/1.1	7	Suhedral
	Cuarzo	38.8	-	5	Anhedral
	Microclina	10.0	-	12	Anhedral
	Biotita	13.8	-	5	Subhedral
	Muscovita	7.8	Biotitización/incipiente/1.2	4	Subhedral
	Apatito	1.0	-	1	Anhedral
	Zircón	1.5	-	0.2	Euhedral
	Granate	1.3	-	0.4	Euhedral
OBSERVACIONES: Modelo de clasificación de gabros basado en la proporción de Plagioclasa, Cuarzo y Feldespato alcalino: Plag_{NORM} : 35.0 Qz_{NORM} : 51.7 Fd-K_{NORM} : 13.3 Las micas presentan orientaciones preferenciales bien marcadas, no hay indicios de eventos metamórficos. Las muscovitas se superimponen a la biotita; esta mica blanca presenta localmente importantes cantidades de apatito? y textura tipo “esqueletal” Se reconocen la presencia de Zr por halos de pleocroismo en biotita *Los valores de la mineralogía de alteración son incluidos dentro del porcentaje total de mineral.					

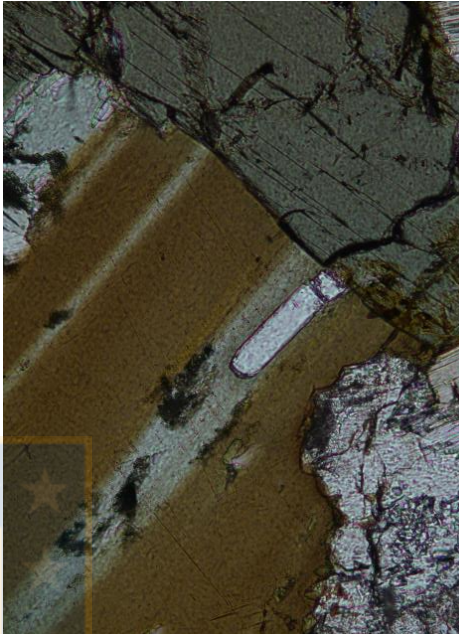
MUESTRA		MOR13			
COORDENADAS		699066 mE 5803012 mN			
LOCALIDAD		2.5 km al N de Trintre			
CLASIFICACIÓN		Monzogranito (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA		Hipidiomórfica granular de grano medio a agrueso ±Mirmequítica			
ÍNDICE DE COLOR		8			
Composición		(%)	Alteración (tipo/grado/% modal)	Tamaño (mm)	Forma
	Cuarzo	31.6	-	10	Anhedral
	Microclina	18.2	Argilización(Serc/incipiente/5.3-Arcilla/incipiente/2.4)	10	Anhedral a subhedral
	Plagioclasa	22.9	Sericitización/moderada/5.3	8	Subhedral
	Biotita	7.9	Oxidación/pervasiva3.5/	5	Subhedral
	Muscovita	4.4	-	5	Subhedral
	Granate	7	Oxidación/moderada/3.5	5	Euhedral
	Ortoclasa	1.8	Argilización/incipiente/1.2	6	Anhedral
	Apatito	0.9	-	1	Euhedral
	Opacos	0.9	-	0.2	Anhedral
OBSERVACIONES: Modelo de clasificación de gabros basado en la proporción de Plagioclasa, Cuarzo y Feldespato alcalino: Plag_{NORM} : 30.7 Qz_{NORM} : 42.4 Fd-K_{NORM} : 26.8 Se desarrolla un intenso vetilleo probablemente de óxidos de hierro, los cuales afectan en su totalidad a las biotitas, como también al Granate. *Los valores de la mineralogía de alteración son incluidos dentro del porcentaje total de mineral.					

MUESTRA		MOR14			
COORDENADAS		699058 mE 5808243 mN			
LOCALIDAD		1 km al SW de Cantera Deuco			
CLASIFICACIÓN		Monzogranito (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA		Hipidiomórfica granular de grano agrueso ±Mirmequítica ±Poiquilitica			
ÍNDICE DE COLOR		6			
Composición		(%)	Alteración (tipo/grado/% modal)	Tamaño (mm)	Forma
	Plagioclasa	28.7	Sericitización/pervasiva/8.2	10	Subhedral
	Cuarzo	20.4	-	10	Anhedral
	Microclina	16.4	Argilización/incipiente/1.3	20	Anhedral
	Biotita	5.7	Cloritización/pervsiva/4.1	8	Subhedral
	Muscovita	12.3	-	8	Subhedral
	Granate	0.5	-	0.5	Euhedral
	Apatito	2.4	-	0.2	Euhedral
	Opacos	0.5	-	0.2	Anhedral
OBSERVACIONES: Modelo de clasificación de rocas plutónicas basado en la proporción de Plagioclasa, Cuarzo y Feldespato alcalino: Plag_{NORM} : 43.8 Qz_{NORM} : 31.1 Fd-K_{NORM} : 25.1 Las muscovitas se asocian a vetillas que coinciden con las plagioclasas que sufren la mayor sericitizacion, por lo que se infiere una relación genética entre ambos minerales, los cuales poseen la misma estructura química, lo que implica que la muscovita presente es de carácter secundario *Los valores de la mineralogía de alteración son incluidos dentro del porcentaje total de mineral.					

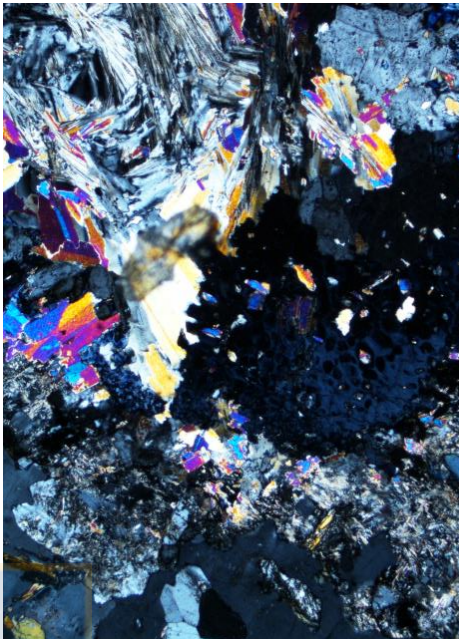
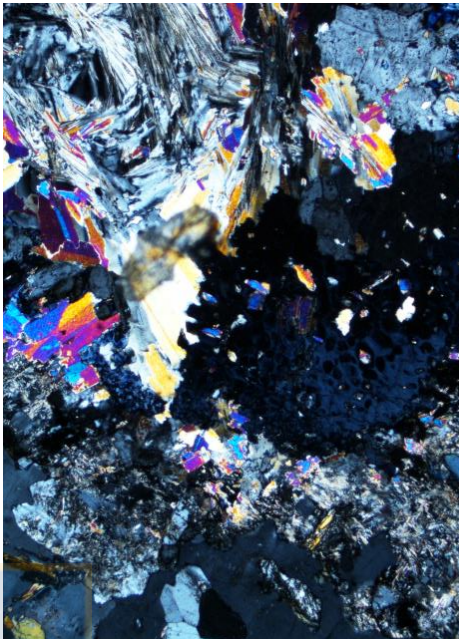
MUESTRA		H1.1			
COORDENADAS		701794 mE 5805427 mN			
LOCALIDAD		4 km al SE de Cantera Deuco			
CLASIFICACIÓN		Leucogranito (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA		Pegmatítica ±Mirmequítica			
ÍNDICE DE COLOR					
Composición		(%)	Alteración (tipo/grado/% modal)	Tamaño (mm)	Forma
	Cuarzo	37	-	25	Anhedral
	Microclina	32.1	Argilización/incipiente/1.7	25	Anhedral
	Plagioclasa	18.3	Sericitización/incipiente/0.8	15	Subhedral
	Biotita	4.6	-	6	Subhedral
	Muscovita	4.6	-	4	Subhedral
	Granate	1.8	-	2	Euhedral
	Apatito	0.9	-	0.2	Euhedral
	Zircón	0.9	-	0.2	Euhedral
OBSERVACIONES: Modelo de clasificación de gabros basado en la proporción de Plagioclasa, Cuarzo y Feldespato alcalino: Plag_{NORM} : 20.9 Qz_{NORM} : 42.3 Fd-K_{NORM} : 36.8 Probablemente corresponde a diques félsicos. Importante cantidad de exsoluciones entre Plag, Mcl y Qz, asociado a procesos tardimagmáticos, se reconocen vetillas oxidadas y de cuarzo secundario *Los valores de la mineralogía de alteración son incluidos dentro del porcentaje total de mineral.					

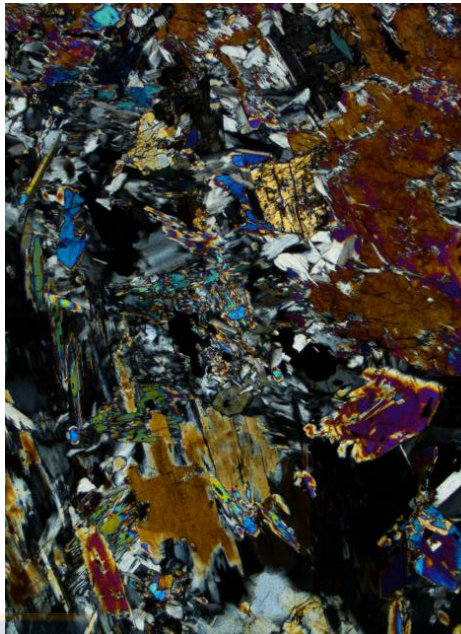
MUESTRA		F9.1			
COORDENADAS		702186 m E 5803503 m N			
LOCALIDAD		4km al NE de Trintre			
CLASIFICACIÓN		Tonalita de Biotita (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA		Hipidiomórfica granular de grano medio ±orientación de micas			
ÍNDICE DE COLOR		26			
Composición		(%)	Alteración (tipo/grado/% modal)	Tamaño (mm)	Forma
	Cuarzo	23	-	6	Anhedral
	Plagioclasa	43.6	Cloritización($\text{Chl}_{\text{Fe}}\text{-Ep}$)/moderada/3.2* Sericitización (Serc-Zoi)/moderado/17.1* Epidota/incipiente/0.3*	3	Subhedral
	Biotita	26		4	Euhedral a subhedral
	Zircón	0.9	-	0.3	Euhedral
	Apatito	3.2	-	0.1	Euhedral
	Opacos	3.4	-	1	Euhedral a subhedral
OBSERVACIONES: Modelo de clasificación de plutónicas basado en la proporción de Plagioclasa, Cuarzo y Feldepató alcalino: Plag_{NORM} : 65.5 Qz_{NORM} : 34.5 Fd-K_{NORM} : 0 *Los valores de la mineralogía de alteración son incluidos dentro del porcentaje total de mineral.					

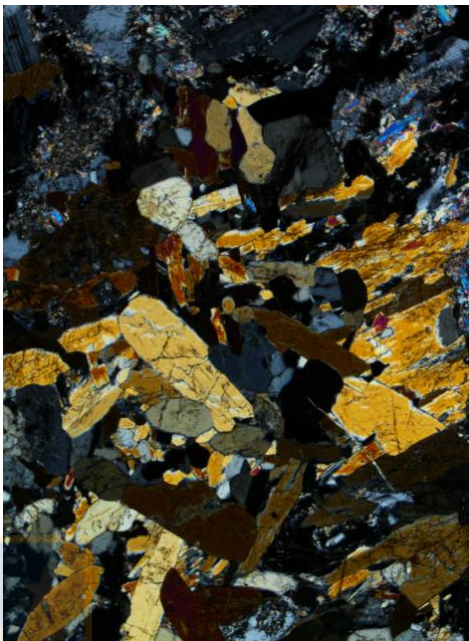


MUESTRA		D11.1			
COORDENADAS		689314 mE 5805763mN			
LOCALIDAD		1 km al NE de Reducción Mulato			
CLASIFICACIÓN		Tonalita de Biotita (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA		Hipidiomórfica granular de grano agrueso ±Mirmequítica			
ÍNDICE DE COLOR		26			
Composición		(%)	Alteración (tipo/grado/% modal)	Tamaño (mm)	Forma
	Cuarzo	16.4	-	15	Anhedral
	Plagioclasa	43.3	Sericitización/incipiente/1.6 Cloritización(Chl _{Fe} /incipiente/2-Zoi/incipiente/1.6)	10	Subhedral
	Biotita	20.3	Cloritización(ChlFe/incipiente/2-Ep/incipiente/2.4)	10	Subhedral
	Anfibol	5.6	-	8	Subhedral
	Granate	2.4	-	1	Euhedral
	Apatito	2.4	-	0.2	Euhedral
	Allanita	1	-	1	Euhedral
	Opacos	2.4	-	0.2	Anhedral

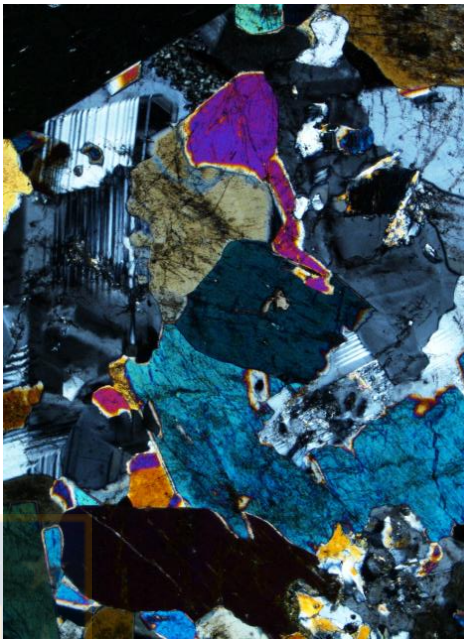
OBSERVACIONES:
Modelo de clasificación de gabros basado en la proporción de Plagioclasa, Cuarzo y Feldespato alcalino:
Plag_{NORM}: 72.5
Qz_{NORM}: 27.5
Fd-K_{NORM}: 0
Se desarrolla un incipiente vetilleo probablemente de óxidos de hierro, los cuales afectan a las biotitas
.
*Los valores de la mineralogía de alteración son incluidos dentro del porcentaje total de mineral.

MUESTRA		N2.1			
COORDENADAS		701709 mE 5805377 mN			
LOCALIDAD		4.5 km al SE de Cantera Deuco			
CLASIFICACIÓN		Granodiorita de Biotita (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA		Hipidiomórfica granular de grano agrueso ±Mirmequítica ±Poiquilitica			
ÍNDICE DE COLOR		23			
Composición		(%)	Alteración (tipo/grado/% modal)	Tamaño (mm)	Forma
	Plagioclasa	29.3	Argilización/incipiente/3.9	6	Suhedral
	Cuarzo	24	-	6	Anhedral
	Microclina	6.5	-	30	Anhedral
	Biotita	15.3	-	5	Subhedral
	Anfibol	7.8	Biotitización/incipiente/1.2	5	Subhedral
	Esfeno	4.1	-	2	Anhedral
	Apatito	1.8	-	0.4	Euhedral
	Zircón	0.5	-	0.2	Euhedral
	Opacos	1	-	0.2	Anhedral
OBSERVACIONES: Modelo de clasificación de gabros basado en la proporción de Plagioclasa, Cuarzo y Feldespato alcalino: Plag _{NORM} : 49 Qz _{NORM} : 40.1 Fd-K _{NORM} : 10.9 Esfeno engloba Hbl y Bt. Se observan porfiroblastos de granate con metamorfismo retrógrado. Los opacos se asocian a vetillas, alteran el sector donde aparecen. *Los valores de la mineralogía de alteración son incluidos dentro del porcentaje total de mineral.					

MUESTRA		K7.1			
COORDENADAS		688823m E 5810071m N			
LOCALIDAD		13 km al oeste de Angol			
CLASIFICACIÓN		Melanogabro de Hornblenda (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA		Acumulado (heteradcumulado) ±Ofítica			
ÍNDICE DE COLOR		81			
Composición		(%)	Alteración (tipo/grado/% modal)	Tamaño (mm)	Forma
	Hornblenda (1°)	62.2	Anfíbol 2°/incipiente/6.3* Cloritización/incipiente/4.3* Biotitización/incipiente/4.3*	>10	Anhedral a subhedral
	Hornblenda (2°)	16.1	-	10	Subhedral a
	Plagioclasa	8	Argilización/moderada/2.4*	10	euhedral
	Enstatita	2.4	Argilización/pervasiva/1.5*	5	Subhedral
	Zircón	0.8	-	0.3	Euhedral
	Apatito	2.4	-	0.1	Euhedral
	Opacos	8	-	1	Euhedral a subhedral
OBSERVACIONES: Modelo de clasificación de gabros basado en la proporción de Plagioclasa, Hornblenda y Piroxeno Plag_{NORM} : 11.1 Px_{NORM} : 3.3 Hbl_{NORM} : 85.6 *Los valores de la mineralogía de alteración son incluidos dentro del porcentaje total de mineral.					

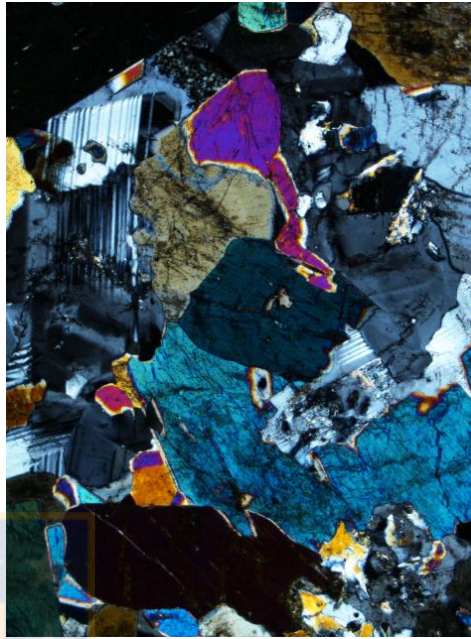
MUESTRA		I25.1			
COORDENADAS		701587m E 5804384m N			
LOCALIDAD		2 km al sur de Zenaida			
CLASIFICACIÓN		Diorita de Hornblenda (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA		Hipidiomórfica granular de grano medio ± Ofítica ±granoblástica			
ÍNDICE DE COLOR		36			
Composición		(%)	Alteración (tipo/grado/% modal)	Tamaño (mm)	Forma
	Plagioclasa	57.1	Sericitización/pervasiva/15.6* Cloritización(Fe)/incipiente/2.9* Cloritización(Mg)/incipiente/1.5*	3	Subhedral
	Hornblenda	37.1	-	5	Euhedral a subhedral
	Cuarzo secundario	3.6	-	8	Anhedral
	Apatito	2.2	-	0.5	Subhedral
	Opacos	1.5	-	0.5	Euhedral a subhedral
OBSERVACIONES:					
Modelo de clasificación de rocas plutónicas basado en la proporción de Cuarzo, Plagioclasa y Feldespatos alcalinos. En el caso de ésta muestra, no se considera la proporción de Cuarzo por ser asociado a un proceso posterior.					
Plag _{NORM} : 100					
Qz _{NORM} : 0					
Fd-K _{NORM} : 0					
La composición de la Anortita en la plagioclasa entrega valor de An ₄₇ .					
Localmente se reconocen, xenolitos de anfibolita, reconocidos por los neoblastos de anfíbol.					
*Los valores de la mineralogía de alteración son incluídos dentro del porcentaje total de mineral.					

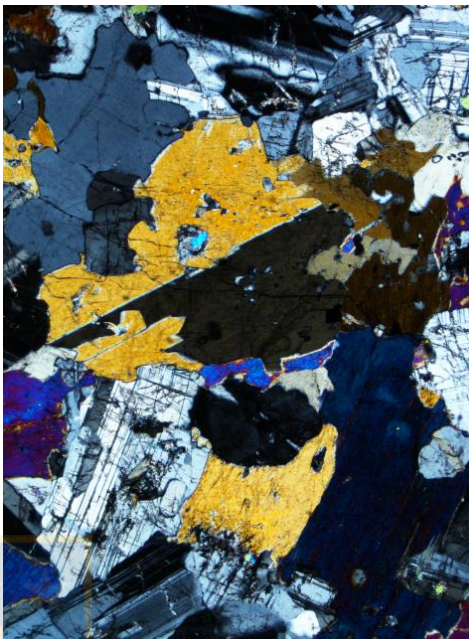
MUESTRA		I24.1			
COORDENADAS		701677 m E 5804553m N			
LOCALIDAD		2 km al sur de Zenaida			
CLASIFICACIÓN		Diorita de Hornblenda (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA		Acumulado: -Adacumulado (Plag anhedral zonada en bordes de Plag subhedral) -Ortoacumulado (Anf anhedral cristaliza en intersección de Plag) ± Poiquilitica (Anf engloba Plag) ±granoblástica(neoblastos de anf y plag)			
ÍNDICE DE COLOR		53			
Composición		(%)	Alteración (tipo/grado/% modal)	Tamaño (mm)	Forma
	Plagioclasa	34.7	Argilización(Serc/moderda/5.1*- Chl _{Fe} /moderada/0.7*- Musc/moderada/0.7*- Arc/moderada/1.2*)	15	Subhedral
	Hornblenda (1°ap)	34.3	Cloritización(Mg)/incipiente/3.6*	2	Subhedral
	Hornblenda (2° ap)	18.2	-	1	Subhedral a anhedral
	Esfeno	6.6	-	4	Subhedral
	Circón	0.7	-	0.5	Subhedral
	Opacos	0.7	-	0.5	Euhedral a subhedral



OBSERVACIONES:
Modelo de clasificación de rocas plutónicas basado en la proporción de Cuarzo, Plagioclasa y Feldespatos alcalinos.
Plag_{NORM}: 100
Qz_{NORM}: 0
Fd-K_{NORM}: 0
La composición de la Anortita en la plagioclasa entrega valor de An₄₇.
Localmente se reconocen neoblastos de hornblenda, asociados a la 2° aparición de anfíbol.

*Los valores de la mineralogía de alteración son incluídos dentro del porcentaje total de mineral.



MUESTRA		F4.1			
COORDENADAS		702186 m E 5803503 m N			
LOCALIDAD		2km al N de Santa Eugenia			
CLASIFICACIÓN		Diorita de Hornblenda (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA		Acumulado (adacumulado→ crecimiento de cristales en los bordes de plag) ±Ofítica ±Exsoluciones de Anfíbol			
ÍNDICE DE COLOR		42			
Composición		(%)	Alteración (tipo/grado/% modal)	Tamaño (mm)	Forma
	Plagioclasa	42.3	Cloritización(Mg)/moderada/3.1 Cloritización(ChlFe/incipiente/ 2.5-Ep/incipiente/0.6- Musc/moderada/2.9)	10	Subhedral
	Hornblenda	29.1	Biotitización (Bt/incipiente/1.3- Zoi/incipiente/0.6)	5	Subhedral
	Actinolita	12.5	-	4	Subhedral
	Cuarzo	1.3	-	5	Anhedral
	Sillimanita	1.9	-	8	Subhedral
	Apatito	5	-	1	Euhedral
	Opacos	0.6	-	0.2	Eu/Sub/An
OBSERVACIONES: Modelo de clasificación de rocas plutónicas basado en la proporción de Plagioclasa, Cuarzo y Feldepatato alcalino: Plag_{NORM} : 97 Qz_{NORM} : 3 Fd-K_{NORM} : 0 La composición de la Anortita en la plagioclasa entrega valor de An ₄₇ . *Los valores de la mineralogía de alteración son incluidos dentro del porcentaje total de mineral.					

MUESTRA		F3.1			
COORDENADAS		695416 mE 5801134 mN			
LOCALIDAD		0,5 km al N de Santa Eugenia			
CLASIFICACIÓN		Diorita de 2 anfíboles (Streckeisen, 1976)			
TEXTURA		Acumulado: -Adacumulado (Plag anhedral zonada en bordes de Plag subhedral) Intergranular ±Traquítica ± Poiquilítica (Anf engloba Plag) ±Simplectita			
ÍNDICE DE COLOR		42			
Composición		(%)	Alteración (tipo/grado/% modal)	Tamaño (mm)	Forma
	Plagioclasea	48.7	Argilización/moderado/9.8 Cloritización(Chl _{Mg} /moderado/3- Ep/incipiente/1)	5	Subhedral
	Hornblenda	13.3		12	Subhedral
	Actinolita	28.9		12	Subhedral
	Apatito	3	-	4	Subhedral
	Opacos	6.5	-	0.5	Subhedral
			-	0.5	Euhedral a subhedral
OBSERVACIONES: Modelo de clasificación de rocas plutónicas basado en la proporción de Cuarzo, Plagioclasea y Feldespatos alcalinos. Plag_{NORM}: 100 Qz_{NORM}: 0 Fd-K_{NORM}: 0 La composición de la Anortita en la plagioclasea entrega valor de An ₄₈ . Se observan opacos creciendo en los clivajes del anfíbol. Importante proporción de apatito en hornblenda y plagioclasea *Los valores de la mineralogía de alteración son incluidos dentro del porcentaje total de mineral.					

