

## Tesis de Posgrado

# Estratigrafía, petrología y alteración hidrotermal en el Cerro Cucho, Departamento Futaleufú, Chubut

Massaferro, Gabriela Isabel

1998

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias  
Geológicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en [digital.bl.fcen.uba.ar](http://digital.bl.fcen.uba.ar). Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in [digital.bl.fcen.uba.ar](http://digital.bl.fcen.uba.ar). It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

#### Cita tipo APA:

Massaferro, Gabriela Isabel. (1998). Estratigrafía, petrología y alteración hidrotermal en el Cerro Cucho, Departamento Futaleufú, Chubut. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. [http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis\\_3055\\_Massaferro.pdf](http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_3055_Massaferro.pdf)

#### Cita tipo Chicago:

Massaferro, Gabriela Isabel. "Estratigrafía, petrología y alteración hidrotermal en el Cerro Cucho, Departamento Futaleufú, Chubut". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1998.  
[http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis\\_3055\\_Massaferro.pdf](http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_3055_Massaferro.pdf)

**EXACTAS** UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



**UBA**

Universidad de Buenos Aires

Universidad de Buenos Aires  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

***"ESTRATIGRAFÍA, PETROLOGÍA Y ALTERACIÓN  
HIDROTERMAL EN EL CERRO CUCHE, DEPARTAMENTO  
FUTALEUFÚ, CHUBUT"***

por  
Gabriela Isabel Massafarro

Directores  
Dra. Marcela B. Remesal  
Dr. Miguel J. Haller

Tesis presentada para optar al título de Doctora de la Universidad de Buenos Aires,  
área Ciencias Geológicas

1998

*A mis padres*

## RESUMEN

Las investigaciones geológicas realizadas en el área del cerro Cucho permitieron reconocer y mapear las distintas unidades aflorantes y elaborar, a través del estudio geoquímico, un modelo petrogenético para las unidades más importantes.

El cerro Cucho se encuentra ubicado en el centro-oeste de la Provincia del Chubut, aproximadamente a 43° 30' de latitud sur y 71°12' longitud oeste y constituye el extremo sur de la Sierra de Caquel, en el límite entre la Cordillera Patagónica Central y la denominada Precordillera del Chubut.

La unidad más antigua reconocida en el sector corresponde a lo que se designa informalmente como Vulcanitas del Cerro Cucho. Esta entidad está compuesta por lavas, piroclastitas y sedimentitas intercaladas, asignadas sobre la base de su contenido fosilífero al Pliensbachiano. Las vulcanitas son de composición intermedia y naturaleza calcoalcalina, típicas representantes de un vulcanismo de arco continental. Por sus características pueden ser correlacionadas con la Formación Lago La Plata o bien con la Formación El Córdoba. Las sedimentitas intercaladas constituyen secuencias silicoclásticas y carbonáticas, depositadas en ambientes marinos litorales. Posiblemente correspondan a pequeñas cuencas aisladas desarrolladas dentro del arco magmático. Por encima se encuentran afloramientos de vulcanitas más silíceas que fueron asignados tentativamente al Cretácico.

Todo el conjunto volcánico se halla intruido por granitoides asignados al Batolito Andino. Son cuerpos de carácter epizonal, cuya fuente se ubicaría en el manto superior y habría recibido aportes de la placa subductada. Se caracterizan por la presencia de enclaves microgranulares máficos que evidencian la existencia de fenómenos de "mingling" durante su ascenso. Estos cuerpos han sido asignados al Cretácico sobre la base de dataciones radimétricas.

El Terciario estuvo dominado por sedimentación clástica continental que conforma los afloramientos de las Formaciones Huitrera y La Mimosa. La facies sedimentaria de la Formación Huitrera porta restos de flora fósil que permitieron asignarla al Eoceno inferior. Estas sedimentitas están intruidas por diques que se asignan a la fase volcánica de esta misma formación.

Los depósitos glaciares que constituyen el Drift Tecka y los depósitos aluviales y coluviales completan la columna estratigráfica.



Las vulcanitas más antiguas (Jurásico-Cretácico) se encuentran afectadas por diversos fenómenos de alteración y metamorfismo, que en algunos casos se hallan superpuestos. En primer lugar, existe una alteración hidrotermal regional con características similares a un metamorfismo de bajo grado, caracterizada por la presencia de epidoto, clorita, calcita, cuarzo, albita, sericita y prehnita. Los estudios de termometría de inclusiones fluidas en la calcita, señalan una temperatura promedio de 226° C para los fluidos responsables de esta alteración. La intrusión de los cuerpos asignados al Batolito Andino habría generado zonas de mayor temperatura, donde esta asociación alcanzó el grado de esquistos verdes, con la aparición de actinolita y desaparición de prehnita. En las zonas de contacto con los mencionados intrusivos se generaron, según la composición de la roca de caja, hornfels o asociaciones de tipo skarn, estas últimas caracterizadas por la presencia de hornblenda y diópsido.

Asimismo se verifica la existencia de fenómenos de alteración hidrotermal, dada la presencia en algunos sectores restringidos, de zonas de alteración potásica y venas epitermales de cuarzo. El estudio de termometría de inclusiones fluidas sobre las venas de cuarzo indican una temperatura promedio de 322° C.

Palabras clave: Patagonia, Chubut, Jurásico, petrogénesis, alteración.

Universidad de Buenos Aires  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

***"STRATIGRAPHY, PETROLOGY AND HYDROTHERMAL  
ALTERATION AT CERRO CUCHE, FUTALEUFÚ DEPARTMENT,  
CHUBUT"***

by  
Gabriela Isabel Massafarro

Advisors  
Dra. Marcela B. Remesal  
Dr. Miguel J. Haller

Phd. Thesis submitted to Universidad de Buenos Aires

1998

## ABSTRACT

Geologic investigations carried on in the Cerro Cuche area allowed to recognize and map the different outcropping units and to propose a petrogenetic model for the most important units.

Cerro Cuche is located in the center-west of Chubut Province, approximately at 43° 30' South latitude and 71°12 ' West longitude and constitutes the Southern end of the Sierra de Caquel, in the border between the Cordillera Patagonica Central and the so called Precordillera of Chubut.

The oldest recognized unit corresponds to the informally called Cerro Cuche Vulcanites. Lavic rocks, piroclastites and sedimentites, assigned on the base of its fossiliferous content to the Pliensbachian, compose this unit. The vulcanites are of intermediate composition and have calc-alkaline affinities. They are typical representatives of a continental arc volcanism. The Cerro Cuche Vulcanites can be correlated with the Lago La Plata and El Cordoba Formations. The interlayered sedimentites form silicoclastic and carbonatic sequences, deposited in coastal marine environment. They possibly correspond to small isolated basins developed within the magmatic arc. Volcanic rocks of more siliceous composition and assigned to the Cretaceous occur above.

The volcanic assembly is intruded by Andean Batholith granitoids. They are bodies of epizonal characteristics, whose source could be located in the upper mantle with contributions of the subducted slab. They are characterized by the presence of mafic microgranular enclaves that show the existence of mingling processes during their ascent. These bodies have been assigned to the Cretaceous on the base of radiometric data.

The Tertiary was characterized by continental clastic sedimentation that conforms the outcrops of the Huitrera and La Mimosa Formations. The sedimentary facies of the Huitrera Formation holds fossil flora that allowed to assign it to the Early Eocene. Dikes assigned to the volcanic phase of this Formation intrude the sedimentites.

The glacial deposits that constitute the Tecka Drift and the alluvial and coluvial deposits complete the stratigraphic column.

The oldest vulcanites (Jurassic-Cretaceous age) are affected by diverse alteration and metamorphism phenomena that in some cases are superimposed. A regional hydrothermal alteration with similar characteristics to low grade metamorphism, characterized by the presence of epidote, chlorite, calcite, quartz, albite, sericite and prehnite exists. Calcite fluid inclusion thermometry studies indicate an average

temperature of 226° C for the fluids responsible for this alteration. The intrusion of bodies related to the Andean Batholith would have generated zones of greater temperature, where this association reached the green schist grade, with the appearance of actinolite and disappearance of prehnite. Hornfels and skarn type associations were generated in the contact zones. The skarn type associations are characterized by the presence of hornblende and diopside.

Hydrothermal alteration phenomena are also verified, given the presence of potassium alteration zones and epithermal quartz veins in some restricted sectors. Fluid inclusion thermometry studies on the quartz veins indicate an average temperature of 322° C.

Key words: Patagonia, Chubut, Jurassic, petrogenesis, alteration.

# ***“ESTRATIGRAFÍA, PETROLOGÍA Y ALTERACIÓN HIDROTHERMAL EN EL CERRO CUCHE, DEPARTAMENTO FUTALEUFÚ, CHUBUT”***

## **ÍNDICE**

|                                               |               |
|-----------------------------------------------|---------------|
| Introducción                                  | 1             |
| Objetivos                                     | 1             |
| Metodología                                   | 2             |
| Ubicación                                     | 3             |
| Antecedentes generales                        | 4             |
| Marco geológico regional                      | 5             |
| Marco geotectónico                            | 7             |
| <br><b>ESTRATIGRAFÍA</b>                      | <br><b>11</b> |
| <b>VULCANITAS JURÁSICAS</b>                   | <b>11</b>     |
| Antecedentes                                  | 11            |
| <b>Vulcanitas del cerro Cuche</b>             | <b>17</b>     |
| Miembro volcánico lávico                      | 17            |
| Miembro piroclástico                          | 23            |
| Miembro sedimentario                          | 27            |
| Interpretación                                | 37            |
| Edad y correlación                            | 38            |
| Paleogeografía                                | 38            |
| Consideraciones sobre la edad de la unidad    | 40            |
| Geoquímica de las vulcanitas                  | 41            |
| Petrogénesis                                  | 43            |
| <br><b>GRUPO DIVISADERO</b>                   | <br><b>58</b> |
| Antecedentes                                  | 58            |
| Sector del cerro Cuche                        | 60            |
| Caracterización geoquímica                    | 61            |
| <br><b>BATOLITO ANDINO</b>                    | <br><b>68</b> |
| Antecedentes                                  | 68            |
| Descripción de los afloramientos              | 77            |
| Caracterización geoquímica de los granitoides | 80            |
| Caracterización geoquímica de los enclaves    | 82            |
| Discusión de los resultados                   | 83            |
| <br><b>TERCIARIO</b>                          | <br><b>95</b> |
| Formación Huitrera                            | 95            |
| Formación La Mimosa                           | 98            |

|                                                                     |     |
|---------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>PROCESOS DE ALTERACIÓN</b>                                       | 102 |
| Asociaciones minerales                                              | 103 |
| Discusión                                                           | 112 |
| Condiciones de formación                                            | 115 |
| Manifestaciones epitermales vinculadas a los procesos de alteración | 117 |
| Microtermometría de inclusiones fluidas                             | 118 |
| Discusión                                                           | 120 |

|                                                |     |
|------------------------------------------------|-----|
| <b>MINERALIZACIONES</b>                        | 122 |
| Características de la mineralización observada | 123 |
| Consideraciones genéticas                      | 124 |

|                     |     |
|---------------------|-----|
| <b>CONCLUSIONES</b> | 129 |
|---------------------|-----|

|                        |     |
|------------------------|-----|
| <b>AGRADECIMIENTOS</b> | 132 |
|------------------------|-----|

|                                     |     |
|-------------------------------------|-----|
| <b>TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO</b> | 134 |
|-------------------------------------|-----|

**APÉNDICE I:** Descripción de cortes delgados y pulidos calcográficos

**APÉNDICE II:** Diagramas de difracción de Rayos X

**APÉNDICE III:** Descripción de perfiles sedimentarios

## Introducción

El presente trabajo ha sido redactado para ser presentado ante las autoridades del Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, con el fin de optar al grado de Doctora de la Universidad de Buenos Aires en el área de Ciencias Geológicas.

Este trabajo es el resultado final de las tareas de investigación realizadas como becaria del CONICET, las cuales se iniciaron en el año 1994. Constituye un aporte sobre el conocimiento de la geología del cerro Cucho, provincia del Chubut, del cual no existían trabajos de detalle.

El trabajo fue dirigido conjuntamente por los Dres. Marcela B. Remesal y Miguel J. Haller.

Las tareas de gabinete se desarrollaron en las instalaciones del Centro Nacional Patagónico.

## Objetivos

El objetivo primordial que se tuvo en cuenta para la organización y desarrollo del trabajo fue caracterizar petrográfica y geoquímicamente al conjunto de rocas que componen la columna estratigráfica del cerro Cucho como así también los procesos de alteración posteriores que las afectaron. A partir de esto, se intenta correlacionarlas con las unidades de zonas aledañas e insertarlas en el marco geotectónico regional. Se intenta también obtener información acerca de las mineralizaciones presentes en el área, su génesis y relación con los cuerpos intrusivos aflorantes.

Si bien siempre se consideró al cerro Cucho formando parte de la provincia geológica Cordillera Patagónica Central (CPC), el estudio de las unidades aflorantes reveló su posible relación con lo que informalmente se conoce como precordillera del Chubut o sector preandino, comprendido dentro de la hojas geológicas 44 c, Tecka y 45c, Pampa de Agnia.

## Metodología

Teniendo en cuenta el objetivo principal del trabajo y considerando que las rocas aflorantes en el sector corresponden en su mayoría a una edad comprendida entre el Jurásico y el Cretácico, en primera instancia se procedió a la recopilación bibliográfica de los antecedentes sobre magmatismo mesozoico de la región, teniendo en cuenta aspectos sobre la volcanoestratigrafía, plutonismo y alteración.

El trabajo de campo se concretó a través de la realización de cinco campañas a la zona de estudio, de aproximadamente 20 días de duración cada una, durante los veranos de los años 1994, 1995, 1996 y 1997. En el transcurso de las mismas se procedió al reconocimiento de las distintas litologías aflorantes, tomando aproximadamente unas 300 muestras representativas de las unidades diferenciadas, destinadas a estudios mineralógicos, petrográficos y geoquímicos. En cada caso se midieron valores de altimetría y datos de campo referidos a relaciones de contacto o yacencia, rumbo e inclinación, espesores, alteraciones y otros que pudieran tener interés. En el caso de las rocas sedimentarias, se levantaron perfiles columnares, se recolectaron restos fósiles y muestras para el estudio de microfósiles y palinomorfos.

Se utilizó como mapa base la carta topográfica 4372-29 "Corcovado" del Instituto Geográfico Militar a escala 1:100.000 y las fotografías aéreas del área a escala 1:60.000 del mencionado instituto.

En gabinete se procedió a seleccionar muestras para la realización de cortes delgados, pulidos, análisis químicos y difracción de Rayos X.

Los cortes delgados fueron estudiados con las técnicas convencionales de luz polarizada transmitida. Se determinó en cada caso la textura y composición mineralógica original y la de alteración. Los cortes pulidos fueron estudiados por el método de luz reflejada para determinar los minerales opacos presentes en las mineralizaciones.

Algunas muestras fueron analizadas químicamente por elementos mayoritarios y minoritarios sobre roca total. La molienda se realizó en los laboratorios de la empresa Aluar S.A y fueron enviadas a los laboratorios comerciales canadienses ACTLABS LTD. Allí fueron analizadas mediante técnicas combinadas de ICP (Inductively Coupled Plasma) y MS (Espectrometría de Masa). Los elementos mayoritarios fueron en parte determinados en los laboratorios de la empresa Aluar SA mediante fluorescencia de Rayos X. Los resultados fueron graficados en distintos tipos de diagramas de clasificación, variación y discriminantes. Se estableció su clasificación química, como así



también una serie de índices petrogenéticos. Los resultados se compararon con los obtenidos para zonas aledañas.

Las determinaciones mineralógicas fueron confirmadas mediante difracción de Rayos X por el método del polvo. En algunos casos se separó manualmente la especie mineral a analizar, pero la mayoría se realizó sobre roca total. Algunos de estos estudios fueron realizados en los laboratorios de la empresa Aluar S.A., uno en el INQUIMAE (Instituto de Química, Materiales y Energía) y el resto en los laboratorios del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile. Las condiciones operativas se explicitan en el apéndice II.

Algunas especies minerales fueron separadas manualmente bajo la lupa y sometidas a estudios de microsonda electrónica para determinar su composición química. Las mediciones fueron realizadas en CITEFA (Centro de Investigaciones Tecnológicas de las Fuerzas Armadas), mediante una microsonda electrónica de energía dispersiva EDAX adosada a un microscopio electrónico Phillips 9100. Los patrones utilizados son elementos metálicos en condiciones operativas de 20 Kv, con corrección convencional ZAF y TKOFF= 25.0.

Se realizaron estudios microtermométricos de inclusiones fluidas en minerales de alteración, en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA. Se utilizó una platina de calentamiento y enfriamiento CHAIXMECA con intervalo de temperatura entre -180°C y +600°C y un microscopio Leitz Orthoplan de polarización adaptado a tal efecto.

Con la información obtenida se realizó el mapa geológico de la zona a escala 1:60.000 y se confeccionaron los perfiles geológicos.

### Ubicación

La zona de estudio se encuentra delimitada por los meridianos de 71°3' y 71°12' longitud oeste, entre los paralelos 43°23' y 43°29' de latitud sur, dentro el ámbito de la hoja 44 a-b, Trevelin, provincia del Chubut (Figura 1). Abarca un área aproximada de 318 km<sup>2</sup>.

El acceso se puede realizar por la ruta nacional n° 40 y, 12 km al norte de la localidad de Tecka, se toma el camino que sale hacia el oeste y conduce a las estancias Cañadón del Eco y Alto Caquel. Desde esta última, la aproximación a los afloramientos se realiza a pie o a caballo. Para acceder al flanco occidental del cerro, partiendo de la

localidad de Tecka, 4 km al norte, se toma la ruta provincial 17 hasta la Sección Barrancas de la Estancia Tecka. Desde allí, la aproximación puede realizarse a pie o a caballo. La topografía de la comarca es muy escarpada, con alturas relativas que alcanzan los 1100 metros. Estas características dificultan los accesos.

### Antecedentes generales

Las observaciones geológicas más antiguas realizadas en la CPC comenzaron con Carlos Ameghino (1890); Posteriormente Quensel (1911) realiza la primera descripción geológica del área en un trabajo de carácter regional que abarca desde los 41° hasta 49° S. Roth (1922) publica los resultados de sus observaciones geológicas entre los lagos Nahuel Huapí y Buenos Aires. En 1932, Caldenius describe los depósitos glaciares desde el lago Nahuel Huapí hasta el sur del lago Fagnano y Groeber (1942) señala la estratigrafía y estructura de la Cordillera entre los 41° y 44° S. Caben destacar también los trabajos realizados por Feruglio (1949-1950) en su descripción de la geología de la Patagonia.

En el sector chileno contiguo, los primeros trabajos geológicos más detallados fueron realizados por Fuenzalida (1935 y 1957), Heim (1940) y Fuenzalida (1968); este último es el que sienta las bases de la estratigrafía regional en la comarca. Actualmente los trabajos de Cortés *et al.* (1994), De la Cruz *et al.* (1994) y De la Cruz *et al.* (1996) profundizan el conocimiento de la estratigrafía de la vertiente chilena de la región.

En la zona extraandina, los primeros trabajos realizados corresponden a Schiller (1918, 1925) quien reconoció la existencia de Liásico a través del estudio de los amonites recolectados por Roth (1908) al sudoeste del río Tecka. Un trabajo similar corresponde a Keidel (1920) en la zona de Nueva Lubecka. Pianitzky (1933) realiza una primera división de los afloramientos jurásicos en la zona de los ríos Genoa y Tecka. Otro estudio paleontológico de fósiles liásicos, corresponde a Wahnish de Carral Tolosa (1942).

El primero en reconocer la existencia del Paleozoico en la región fue Suero (1947), quien realizó trabajos de detalle en estas sedimentitas como así también en los depósitos liásicos (Suero, 1948;1953).

Feruglio (1949), en su descripción de la Patagonia, realizó una recopilación y ampliación de los datos existentes sobre el jurásico del Chubut, recorriendo numerosas localidades de esta región (Nueva Lubecka, Ferraroti, Tecka, etc.). Posteriormente se sucedieron los trabajos de Perrot (1960), Parker (1961), Roller (1970) y Freytes (1971)

con carácter regional. Spikermann (1978) aporta valiosa información sobre el plutonismo de este sector de la provincia del Chubut.

### Marco geológico regional

El cerro Cucho, se haya ubicado geográficamente en un sector donde se superponen dos ámbitos o regiones geológicas diferentes y por lo tanto con una estratigrafía y evolución también diferentes. Éstas son la Cordillera Patagónica Central y Chubut extraandino, también conocido como Precordillera del Chubut.

Haller (1979), Pezzuchi y Takigawa (1983), Toubes y Spikermann (1973) e indirectamente Márquez (1989) lo han considerado como integrante de la Cordillera Patagónica Central (CPC), en el sentido de Haller y Lapido (1980).

La Cordillera Patagónica Central (Haller y Lapido, 1980) es una unidad morfoestructural que se extiende desde los 43° hasta 47° S. De acuerdo a estos autores, el límite norte estaría dado aproximadamente a la altura de Trevelin pues al norte desaparecen las sedimentitas del mar titono-neocomiano y aparecen los primeros afloramientos de la Serie Andesítica terciaria. El límite austral estaría dado por el Golfo de Penas (posición del punto triple entre la placa de Nazca, Antártica y Sudamericana); hacia el sur se registra calma sísmica, no hay vulcanismo activo y hay escasos afloramientos de vulcanismo cretácico.

Las rocas más antiguas aflorantes son las vulcanitas y piroclastitas de la Formación Lago La Plata (Ramos, 1976), de edad toarciense-titoniana. Su composición varía desde mesosilícica en el sector norte a ácida más al sur. Sobre éstas se depositan sedimentitas marinas correspondientes al Grupo Coyhaique, de edad titono-neocomiana y por último se registra otro evento magmático a fines del Cretácico, representado por las vulcanitas del Grupo Divisadero y las plutonitas granodioríticas del Batolito Andino, que intruyen toda la secuencia y serían responsables de los fenómenos de contacto y mineralizaciones que presentan las rocas de caja.

El Terciario inferior está representado por vulcanitas, piroclastitas y sedimentitas intercaladas de la Formación Huitrera (Ravazzoli y Sesana, 1977) que se conoce también en la literatura geológica como Serie Andesítica (Feruglio, 1927). Las vulcanitas comprenden un amplio rango composicional, que va desde basalto hasta riolita. Las piroclastitas incluyen brechas y tobas. Las sedimentitas son areniscas y pelitas laminadas friables de color amarillo pálido, de origen lacunar o fluvial. La Formación Ñorquinco

(Cazau, 1972), del Terciario superior, representa depósitos con características intermontanas. Luego se registra otro evento magmático de edad miocena, denominado granitoide Miyaguala (Haller, 1979). En el límite oriental de esta región afloran sedimentos de color pardo amarillento claro y blanquecinos que constituyen la Formación La Mimosa (Turner, 1982). Estos depósitos son continentales con facies lacustres y palustres, representados por conglomerados, areniscas, tobas y calizas asignados por Turner (1982) al Mioceno.

La columna estratigráfica se completa con los depósitos glaciares del Pleistoceno-Holoceno y los depósitos de remoción en masa, aluviales y coluviales generados durante el Holoceno.

Hacia el este de la CPC, se desarrolla una zona que se conoce como Chubut extraandino o también denominado informalmente Precordillera del Chubut.

Una de las diferencias fundamentales con la Cordillera Patagónica Central es que en la zona extraandina, el Paleozoico se haya muy bien representado con extensos afloramientos que constituyen las Sierras de Tepuel y Tecka.

La entidad más antigua reconocida en el sector extraandino es la Formación Arroyo Pescado (Rolleri, 1970), que era considerada de edad Paleozoico inferior. Recientemente ha sido reubicada dentro del Grupo Tepuel (Vizán *et al.*, 1996), correspondiente al Carbónico medio. El Grupo Tepuel (Borrello, 1969) está representado por conglomerados, areniscas, lutitas de ambiente marino con continentalización hacia el este.

En el jurásico inferior, comienza la actividad ígnea al mismo tiempo que en ciertos sectores se restablecen las condiciones marinas. En el sector de las Sierras de Tepuel y Tecka se despositan los elementos marinos litorales de la Formación Lepá (Rolleri, 1970). Hacia el este, en el sector de Pampa de Agnia, estos sedimentos son esencialmente continentales y están representados por las Formaciones Puntudo Alto (Herbst, 1968) y El Córdoba (Robiano, 1971). Existe una intercalación marina representada por la Formación Osta Arena (Herbst, 1968). Desde el Jurásico medio en adelante predominan las efusiones volcánicas y piroclásticas con sedimentitas intercaladas. Estos depósitos se conocen en general con los nombres de F. Lonco Trapial (Lesta y Ferello, 1972) y Cañadón Asfalto (Stipanovic *et al.*, 1968).

En el Cretácico se desarrolla un período muy importante de magmatismo. Se inicia con la intrusión de los cuerpos de composición básica denominados por Turner (1982) como Formación Tecka, también conocidos como Complejo Cresta de los Bosques

(Franchi y Page, 1980). En el Cretácico superior, el magmatismo continúa con un carácter intermedio a ácido dando origen a los granitoides de la Formación Aleusco, que se consideran la representación más oriental del Batolito Andino o Patagónico. En el sector del Río Chubut medio predomina la sedimentación de tipo continental representada por los extensos depósitos fluviales que componen el Grupo Chubut (Lesta, 1968).

El Terciario de la región de Tecka y la Cordillera está caracterizado por la efusión de lavas de naturaleza andesítica, denominadas por Feruglio (1927) como Serie Andesítica. Turner (1982) mantiene la denominación de Complejo La Cautiva propuesto por Groeber (1954), si bien Page (1980) considera que los afloramientos que Turner incluye en el complejo La Cautiva son de edad cretácica. En la Sierra de Tecka, se depositan en discordancia sobre esta entidad, sedimentos lacustres de la Formación Carinao (Turner, 1982) asignadas por este autor al lapso Oligoceno-Mioceno, mientras que más al este y comprendiendo el mismo período, se establece una cuenca continental que se colmata con los sedimentos de la Formación Cañadón Pelado (Feruglio, 1949).

Como consecuencia de los movimientos diastróficos relacionados al II Movimiento del Ciclo Ándico (fase Quéchuica), se produce el ascenso principal de la Cordillera Patagónica. Hacia el occidente, en la Sierra de Tecka se genera una depresión que se rellena con los elementos de la Formación La Mimosa (Mioceno). Éstos corresponden a conglomerados, areniscas, fangolitas tobáceas, arcillosas y calcáreas de ambiente palustre y lacustre. Los últimos eventos del Terciario están representados por las tobas de la Formación Cayulef (Turner, 1982) y los basaltos de la Formación Epulef (Turner, 1982), de edad pliocena.

Al igual que en la Cordillera Patagónica Central, el Cuartario está representado por depósitos glaciares, pedemontanos y de remoción en masa.

### Marco Geotectónico

A partir del Jurásico medio y, como resultado del inicio de la subducción, se establece en todo el margen occidental de América del Sur, un sistema de arco que perdura hasta la actualidad. Las características del magmatismo son controladas por la velocidad de convergencia, ángulo de la placa subductada y espesor de la corteza involucrada, variables que a su vez son interdependientes.

Dentro de este contexto, se desarrolla la actividad magmática que caracteriza la evolución geológica de la CPC y que se inicia a fines del Liásico y parece estar restringida

al Mesozoico. El eje de la actividad magmática en este sector de la cordillera se ha mantenido estacionario (en sentido E-O) desde el Jurásico (Drake *et al.*, 1991), no así la intensidad del mismo, registrándose un pico en la actividad para el Cretácico (González Díaz y Valvano, 1979; Haller y Lapido, 1980). Este momento coincide con un máximo en la tasa de expansión del fondo oceánico y un concomitante aumento de la velocidad de subducción (Bruce *et al.* 1991).

Como resultado de la subducción de la placa de Nazca por debajo de la Sudamericana, se genera en el Liásico un arco volcánico caracterizado por la extrusión de vulcanitas andesíticas y dacíticas calcoalcalinas que constituyen el Grupo Lago La Plata y sus equivalentes y, en el Cretácico, el Grupo Divisadero y sus equivalentes. Las raíces de este arco volcánico están representadas por extensos cuerpos intrusivos de naturaleza granodiorítica y tonalítica conocidos como Batolito Andino. Hacia el este de la Sierra de Tecka, el vulcanismo jurásico-cretácico (F. Taquettrén) presenta características similares y es interpretado por Page y Page (1994) como la expresión de un brazo oriental del arco jurásico desarrollado en la Cordillera Patagónica. De este modo el arco habría alcanzado un ancho de aproximadamente 500 kilómetros.

Durante el Jurásico se observa una acidificación hacia la zona austral del arco volcánico que Haller y Lapido (1980) atribuyen a una diferencia en la pendiente de la zona sísmica. En el Cretácico, en cambio se observa una acidificación hacia los términos más jóvenes de la actividad que Haller y Lapido (1980) relacionaron con los últimos estadios de la actividad ígnea del arco magmático mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. Sin embargo, esta acidificación presente en las rocas ígneas cretácicas puede también ser el resultado del engrosamiento de la corteza continental, como consecuencia directa de la actividad ígnea. El engrosamiento cortical favorece el almacenamiento de los magmas en cámaras situadas en niveles altos, en donde se producen los fenómenos de diferenciación y de cristalización fraccionada, pudiendo llegar a la fusión de la corteza superior y contaminación con la misma. En la interpretación de Ramos (1983), el arco magmático desarrollado durante el Cretácico manifiesta diferentes estadios de evolución, con expansiones y retracciones de acuerdo a la velocidad de convergencia de la zona de subducción. Dado que hacia la parte más oriental el arco se hace más silíceo, cuando se analizan verticalmente estas secuencias, hay frecuentes cambios de términos andesíticos a más ácidos en forma recurrente.

Como se mencionara anteriormente, la actividad magmática del arco volcánico continúa prácticamente hasta nuestros días. En el Terciario y, para el sector cordillerano

analizado, sólo se reconocen rocas volcánicas de composición intermedia (Serie Andesítica, Feruglio, 1927), las rocas plutónicas de esta misma edad se hallan expuestas más al norte aproximadamente a 41° S. (González Díaz y Valvano, 1979; Rapela y Kay, 1988). En el Terciario inferior, una disminución en la velocidad de convergencia de la placa produce una disminución de la compresión en la zona del arco y retroarco. Esto se refleja en el quimismo de las lavas que manifiestan mayor fusión del manto y, además, coincide con un mínimo en la actividad plutónica. A mediados del Terciario se produce un aumento en la velocidad de convergencia y estas condiciones se mantienen hasta hoy en día (Rapela y Kay, 1988). Asimismo, se observa a través del estudio geoquímico comparado de las lavas terciarias, que durante el Terciario inferior el espesor de la corteza disminuía hacia el sur (Rapela *et al.*, 1988). De todos modos, restringiéndonos a los 43°/44° S, es escasa la información geoquímica existente sobre el vulcanismo terciario.

La presencia de derrames lávicos de composición basáltica (45° S. aproximadamente) durante el cuartario evidencia la existencia de esfuerzos distensivos al este del arco volcánico, que darían origen a la efusión de estos basaltos.



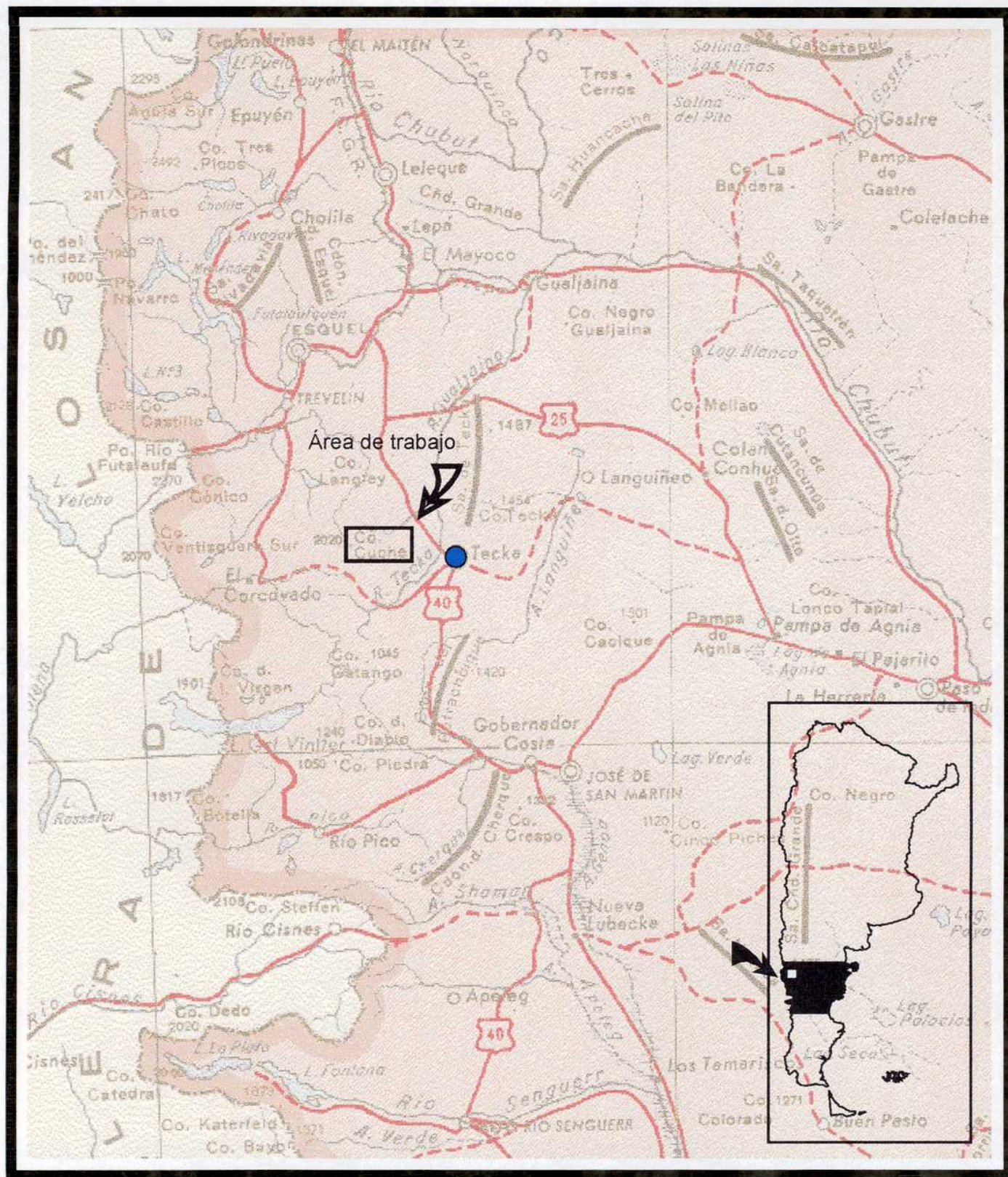


Figura 1: Mapa de ubicación



## ESTRATIGRAFÍA

La unidad más antigua reconocida dentro del sector estudiado (Fig. 2a) comprende un conjunto de lavas, piroclastitas y sedimentitas que se agrupan bajo la denominación informal de "Vulcanitas del cerro Cuche". Sobre la base del contenido fosilífero hallado en las sedimentitas, se asigna esta unidad al Pliensbachiano.

Este conjunto volcanoclástico se encuentra intruido por los granitoides que constituyen el denominado Batolito Andino. Dataciones radimétricas indican para este sector del Batolito una edad correspondiente al Cretácico.

Asimismo, existen escasos afloramientos correspondientes al vulcanismo Cretácico, representado por lavas de composición riodacítica y diques andesíticos asignados a la Formación Divisadero.

El Terciario estuvo dominado por una sedimentación clástica de tipo continental que originó, por un lado, las sedimentitas comparables con las que componen la base de la F. Huitrera (Volkheimer y Lage, 1981) aflorantes en el ángulo noroeste del sector en estudio (Fig. 2a) y, en el ángulo nororiental, las sedimentitas atribuidas a la F. La Mimosa, de edad miocena. Las sedimentitas de la F. Huitrera se encuentran intruidas por diques andesíticos que se asignan a este período.

El cuadro estratigráfico (Cuadro 1) se completa con depósitos de origen glacial que constituyen el Drift Tecka y por último los depósitos aluviales y coluviales.

### VULCANITAS JURÁSICAS

#### **Antecedentes**

#### Sector Cordillerano

Haller y Lapido (1980) incluyen en el Grupo La Plata a todas las formaciones de origen volcánico y naturaleza calcoalcalina asignadas al lapso Jurásico medio-superior aflorantes en la Cordillera Patagónica Central.

| ERA                                       | PERIODO     | ÉPOCA       | UNIDADES GEOLÓGICAS                 | LITOLOGÍA                                                            |
|-------------------------------------------|-------------|-------------|-------------------------------------|----------------------------------------------------------------------|
| C<br>E<br>N<br>O<br>Z<br>O<br>I<br>C<br>O | CUATERNARIO | HOLOCENO    | Gravas de pedimento                 | gravas                                                               |
|                                           |             |             | Depósitos o niveles indiferenciados | gravas y arenas                                                      |
|                                           |             | PLEISTOCENO | Drift Tecka                         | till                                                                 |
|                                           | TERCIARIO   | MIOCENO     | F. La Mimosa                        | limolitas tobáceas                                                   |
|                                           |             | EOCENO      | F. Huitrera                         | diques dacíticos<br>tobas, brechas<br>limolitas y<br>areniscas       |
| M<br>E<br>S<br>O<br>Z<br>O<br>I<br>C<br>O | CRETÁCICO   | SUPERIOR    | F. Aleusco                          | granitoides                                                          |
|                                           |             |             | G. Divisadero?                      | diques andesíticos<br>y<br>lavas riolíticas                          |
|                                           | JURÁSICO    | LIÁSICO     | Vulcanitas del Cerro Cucho          | Miembro volcánico lávico<br>lavas andesíticas                        |
|                                           |             |             |                                     | Miembro Piroclástico<br>brechas, lapillitas y tobas                  |
|                                           |             |             |                                     | Miembro Sedimentario<br>pelitas, areniscas, conglomerados y coquinas |

Cuadro 1: CUADRO ESTRATIGRÁFICO

Quensel (1911) fue el primero en mapear las rocas volcánicas de la Cordillera Oriental refiriéndose a ellas como Porfiritas y Tobas Porfíricas, pero sin diferenciarlas cronológicamente.

Feruglio (en Fossa Manchini *et al.*, 1938) designó con el nombre de Complejo El Quemado a las rocas volcánicas de composición andesítica que afloran en los alrededores de los Lagos La Plata y Fontana. Posteriormente (1949) se refiere a ellas como Porfiritas Cuarcíferas y Porfiritas de la Patagonia, distinguiéndolas del equivalente en la zona extraandina, al que denominó Complejo Porfírico de la Patagonia (equivalente en Chubut y Río Negro a la F. Taquetrén, Grupo Lonco Trapial y Complejo Marifil; en Santa Cruz al Grupo Bahía Laura y en los Andes Fueguinos a la Formación Lemaire).

Heim (1940) designa como Serie Ibáñez a las vulcanitas equivalentes que afloran en el sector contiguo chileno (Aysen). En esta zona fueron posteriormente denominadas Formación Elizalde (Espinosa y Fuenzalida, 1971; Skarmeta, 1974 y Skarmeta y Charrier, 1976). Finalmente Skarmeta (1978) reemplaza este término por Formación Ibáñez. Suárez *et al.* (1996) reúnen en el Grupo Ibáñez a todas las rocas piroclásticas y lavas asociadas de edad Jurásico medio-superior-Cretácico inferior que afloran en el sector de la Cordillera Patagónica comprendida entre los 45° y 46° S (región de Coyhaique).

Quartino (1952) realiza una detallada descripción petrográfica de estas vulcanitas en la zona de los Lagos La Plata y Fontana y las designa como Serie del Lago La Plata. Ramos (1976) formaliza este término dándole carácter formacional.

Los afloramientos más australes en la Cordillera Patagónica Central son los descritos por Lapido (1979b) como Complejo El Quemado. Hacia el sur estos afloramientos continúan en la Cordillera Patagónica austral con la misma denominación (Riccardi y Rolleri, 1980).

Pesce (1979a) denomina a estos afloramientos como Formación Arroyo Cajón en la zona de Corcovado-Lago Gral. Vintter y Thiele *et al.* (1979) los designa como Formación Huemul en el sector contiguo de Futaleufú-Palena.

Esta unidad fue reconocida también en la zona de Trevelin por Haller (1979) y por Lapido (1979a) en la zona de Río Pico como Formación Lago La Plata.

### *Litología*

Al sur del Lago Buenos Aires (Lapido, 1979b) el Complejo El Quemado está integrado por andesitas y riolitas que conforman el núcleo de la Sierra de Chacabuco.

En la zona del Lago Fontana el Grupo está constituido por dos miembros (Ramos, 1976): uno volcánico y otro con más participación sedimentaria. En el miembro volcánico concurren andesitas y tobas de igual composición. Se caracterizan por una textura porfírica con fenocristales blanquecinos de plagioclasa en una pasta afanítica oscura. Las tobas presentan un predominio de texturas vitrocristalinas y líticas. En algunos sectores se interponen a las andesitas mantos de composición dacítica. En casi toda el área, estas rocas se hallan atravesadas por diques dacíticos y vetas de cuarzo correspondientes a ciclos más jóvenes. El miembro sedimentario está compuesto por lutitas pizarreñas, conglomerados polimícticos y areniscas cuarcíticas muy induradas, en parte hornfelizadas por las intrusiones graníticas. Este autor asigna la base de la unidad al Toarciano, debido a que Malumian y Ploszkiewicz (1976) hallaron, en las cercanías de la aldea de Apeleg,

restos fósiles de edad toarciana en depósitos marinos que subyacen a esta entidad. El techo estaría dado por una discordancia que separa esfas vulcanitas de otra formación (Tres Lagunas) que Ramos (1981) estimó de posible edad titoniana.

En la zona del río Pico, Lapido (1979a) describe coladas de composición dacítica con elementos riolíticos y algunas andesitas, además de ignimbritas ácidas. En los sectores más altos (cordillera propiamente dicha), los afloramientos poseen escarpas muy abruptas mientras que más al este (centro de la hoja Río Pico), los afloramientos fueron afectados por la acción glaciaria y tienen formas aborregadas, lo que les confiere un aspecto macizo y homogéneo. En esta zona el vulcanismo habría comenzado en el Jurásico medio y continuó sin interrupciones hasta el Cretácico inferior, ya que aquí no se registró la ingresión marina titono-neocomiana (Lapido, 1979a). Este autor le asignó una posible edad que comprendería desde el Toarciano hasta la base del Neocomiano.

Pesce (1979a) distingue también dos miembros: el Inferior integrado en su mayor parte por elementos volcánicos, tobas y lavas de naturaleza andesítica con intercalaciones de rocas más ácidas en niveles inferiores y, el Miembro Superior conformado por tobas de grano fino que alternan con pelitas calcáreo arcillosas. Sobre la base de correlaciones en el sector contiguo chileno (Fuenzalida, 1968) les asigna una edad valanginiana media.

En el sector de Trevelin, la Formación Lago La Plata aflora en el cordón limítrofe argentino-chileno y está compuesta por rocas piroclásticas y volcánicas de composición predominantemente mesosilícea. En la base del cordón Situación, Haller (1979) señala que la Formación Lago La Plata presenta términos más ácidos, fenoriodacíticos con textura porfírica. Por encima de las fenoriodacitas se disponen tobas y brechas estratificadas. Los términos superiores están representados por fenoandesitas y piroclastitas subordinadas. También se describen numerosos afloramientos de tobas, brechas y andesitas en su mayoría porfíricas. En general se observa que estas rocas están alteradas por fluidos hidrotermales posiblemente relacionados con la intrusión del Batolito Andino. Las rocas riodacíticas presentan formas irregulares, características de coladas viscosas, mientras que los términos lávicos andesíticos y las piroclastitas son estratificadas, inclinan de 13° a 20° al este y el espesor aproximado es de 1100 metros. La edad asignada por Haller (1979) en este sector es bajociano-kimmeridgiana.

En la región chilena de Palena y Futaleufú (43°15'- 43°45'S), la Formación Ibáñez está constituida por ignimbritas riodacíticas y depósitos piroclásticos en general (De La Cruz *et al.*, 1996).

En el cerro Cuche (Pezzuchi y Takigawa, 1983) describen dentro de vulcanitas y piroclastitas andesíticas asignadas a este Grupo, intercalaciones de psamitas, pelitas, margas, calizas y conglomerados. La secuencia se presenta intruida por cuerpos granítico-dioríticos en forma de stocks, diques y filones capa de edad cretácica. En estas sedimentitas se hallaron restos fosilíferos asignados por estos autores al liásico.

Haller y Lapido (1980) resumen las características litológicas de este Grupo dividiéndolo en dos sectores: la parte norte (hasta el Lago Fontana) con una composición predominantemente andesítica con intercalaciones ácidas. Al sur las rocas son volcanoclásticas de composición ácida. En cuanto a la edad, considerando toda el área estaría comprendida entre el Toarciano y Titoniano.

### *Relaciones Estratigráficas*

La base de la secuencia sólo se reconoce en el sector meridional cerca de la localidad de Apeleg, donde Malumian y Ploszkiewicz (1976) hallaron depósitos marinos liásicos bien documentados por una abundante fauna de amonites y pelecípodos toarcianos. Sobre ellos se apoyan vulcanitas andesíticas pertenecientes a la Serie Porfírica Jurásica, homologables a la F. Lago La Plata.

En cuanto al límite superior, estas vulcanitas infrayacen, en sectores en forma concordante, al norte del lago Gral. Carrera (Skarmeta, 1978) y Trevelin (Haller, 1979) y en otros discordantemente, como en Coyhaique (Skarmeta y Charrier, 1976) y Carrenleufú-Palena (Pesce, 1979a), a las sedimentitas del Grupo Coyhaique (Haller y Lapido, 1980) de edad titono-neocomiana.

La edad de las vulcanitas de la F. Lago La Plata fue establecida en el sector de Trevelin, por Haller (1979) sobre la base de las relaciones estratigráficas, en el lapso Bajociano-Kimmeridgiano.

En la región chilena de Aysen (46°- 47° LS), Suárez y De La Cruz (1997) determinaron sobre ignimbritas del G. Ibáñez edades que varían entre 144 y 150 Ma, coincidiendo con edades determinadas por Suárez *et al.* (1997) para rocas del Complejo El Quemado de la provincia de Santa Cruz (47° 13'- 47° 22'LS).

### Sector Extraandino

Hacia el este de las Sierras de Tecka y Tepuel, las vulcanitas jurásicas reciben distintos nombres formacionales. Cronológicamente y de una manera simplificada se pueden reunir a estos afloramientos de la siguiente manera:

*F. Taquetrén*

*F. Cañadón Asfalto*

*G. Lonco Trapial*

*F. El Córdoba*

La F. El Córdoba (Robiano, 1971), aflora principalmente en la región de Pampa de Agnia y se encuentra integrada por una facies clástica y una lávica. La facies lávica comprende andesitas, basandesitas y basaltos, con sus piroclastitas asociadas. Los colores varían de verde, morado a gris o negro con texturas porfíricas o afaníticas. Esta unidad se encuentra intercalada con los sedimentos de la F. Osta Arena de edad pliensbachiana y por lo tanto Nullo (1983) le asigna una edad liásica (pre-toarciana).

El G. Lonco Trapial (Lesta y Ferello, 1972) junto con las formaciones Cañadón Asfalto (Stipanovic *et al.*, 1968) y Taquetrén (Nullo y Proserpio, 1975) consituyen extensos afloramientos, que en forma de faja meridiana cubren como lo señalaran Page y Page (1994), un área de 40.000 km<sup>2</sup>.

El G. Lonco Trapial está constituido por andesitas, aglomerados volcánicos, ignimbritas andesíticas y traquiandesíticas de colores verdosos, morados o rosados. Nullo (1983) describe una serie de diques y filones capa andesíticos que intruyen a las rocas del mismo Grupo y que considera pertenecientes al mismo evento volcánico, como una fase póstuma. La edad atribuida a este grupo por Nullo (1983) es Bajociano-Calloviano.

La F. Cañadón Asfalto es fundamentalmente sedimentaria pero presenta niveles de basaltos intercalados. Lesta y Ferello (1972) y Nullo y Proserpio (1975) le asignan una edad Caloviano-Oxfordiano sobre la base de su contenido paleontológico.

Por encima de la F. Cañadón Asfalto, se depositan los elementos de la F. Taquetrén, constituidos por basaltos, andesitas, dacitas e ignimbritas ácidas, con importante cantidad de piroclastitas asociadas a las andesitas. Page y Page (1994) distinguen a grandes rasgos tres estadios dentro de esta formación. El primero (más antiguo) más básico y con mayor participación de componentes lávicos. En el segundo se destacan derrames mesosilícicos intercalados con potentes brechas y piroclastitas. Hacia el techo, predominan flujos ignimbríticos de composición más ácida que los descriptos anteriormente. Una datación de 136 Ma sobre esta unidad la ubica ya en el Cretácico inferior.

## **Vulcanitas del Cerro Cucho**

Se agrupan bajo esta denominación informal todos los afloramientos de rocas lávicas, piroclásticas e intercalaciones sedimentarias aflorantes en el cerro Cucho y su faldeo oriental (Fig. 2a).

Estos afloramientos cubren una gran superficie de la zona de estudio, pero en general se hallan desconexos, dificultando por ello en gran medida la reconstrucción de la estratigrafía .

En función de las observaciones realizadas en el área, se divide a esta unidad en tres miembros según la litología predominante. Un miembro mayormente constituido por rocas volcánicas lávicas, uno caracterizado por la presencia de brechas volcánicas y piroclásticas y otro en el que predominan las rocas sedimentarias. Estos tres miembros se hallan interdigitados y el pasaje de uno a otro es transicional.

### **Descripción de los miembros**

#### **Miembro volcánico lávico**

Las rocas volcánicas afloran principalmente en el sector central del área de estudio (Fig. 2a). En la base, estas vulcanitas se encuentran intruidas por cuerpos granodioríticos correspondientes al Batolito Andino y, se hayan cubiertas ya sea por las sedimentitas de la Formación La Mimosa o por sedimentos glacifluviales cuaternarios. En general los contactos son netos excepto en algunos sectores donde se advierten efectos térmicos que generan cierta hornfelización en las vulcanitas. Hacia el oeste pasa transicionalmente a las brechas y tobas.

#### *Litología*

La secuencia aflorante es litológicamente muy monótona, compuesta casi exclusivamente por andesitas. Ésto se debe en parte a la estructura suavemente plegada que las afecta, lo que provoca que los afloramientos observables correspondan casi siempre a los mismos niveles estratigráficos. No obstante ello, se han observado algunas variaciones texturales y composicionales.

En muestra de mano las rocas presentan diversas coloraciones, en relación con las alteraciones desarrolladas, verde, gris, negro y morado son los predominantes. Las texturas en general son porfíricas o afaníticas.

Los primeros asomos de vulcanitas se encuentran a una cota aproximada de 910 m, en contacto con una granodiorita. La zona de contacto se halla en parte hornfelizada (muestra 2395) y muy alterada, porque la debilidad estructural favoreció la circulación de fluidos en esa zona. Hay una intensa silicificación y presencia de sulfuros diseminados, los que al oxidarse por la actividad de agentes meteóricos, generan manchones de color rojo intenso. La roca de caja se puede reconocer en la zona más alejada del contacto (muestra 2895) donde a pesar de la alteración se puede reconocer la textura volcánica. Presenta fenocristales de plagioclasa (oligoclasa) zonales, parcialmente argilizados y de hornblenda muy corroídos, en una pasta silicificada. Se observó la presencia de circones como fase accesoria y fina diseminación de pirita. Esta vulcanita se halla intruida además, por un pequeño pórfiro tonalítico (muestra 2994) que se considera una apófisis del cuerpo granodiorítico.

La roca más representativa de lo que constituye el miembro volcánico, es una andesita muy consolidada de color gris oscuro a negro con texturas que varían entre microporfíricas y afaníticas (muestras 6296bis, 3794, 1194, 1294). El grado de alteración también es variable. En casos extremos se han observado sectores donde la roca ha sido totalmente reemplazada por sílice y epidoto.

Al microscopio, la textura de las muestras varía entre porfírica y seriada y se hallan constituidas principalmente por fenocristales de plagioclasa, piroxenos y anfíboles (Foto 1).

La plagioclasa se presenta en cristales subhedrales, generalmente fracturados y reemplazados a lo largo de dichas fracturas por albita. Otros reemplazos característicos son epidoto, calcita y en menor proporción, clorita o sericita. Debido al grado de alteración, la aplicación del método de Michel Levy para determinar la composición de la plagioclasa no es viable en general, en los casos en que ésto fue posible, la composición corresponde a andesina y en algunos individuos, labradorita. Otra característica que suelen presentar es zonalidad.

Los fenocristales de clinopiroxeno son euhedrales e incoloros, probablemente en la mayoría de los casos correspondan a augita, si bien se ha reconocido una variedad de diópsido férrico denominada diálaga en una muestra (3894). Pueden encontrarse solos o formando glomérulos. En algunas muestras se conservan sin alterar (6296 bis), en



cambio en otras pueden estar parcial o totalmente reemplazados por clorita, carbonato y prehnita (4894, 4194). Los cristales se pueden presentar maclados (4494). Se ha observado que algunos individuos tienen el clivaje curvado o que dentro de un mismo cristal hay sectores que extinguen separadamente (6296 bis). Esto puede ser un indicio que en la cámara magmática hubo esfuerzos compresivos, que de alguna manera produjeron deformación en las fases que ya estaban cristalizadas, coherente con lo que sucede en un arco volcánico desarrollado en un margen continental activo.

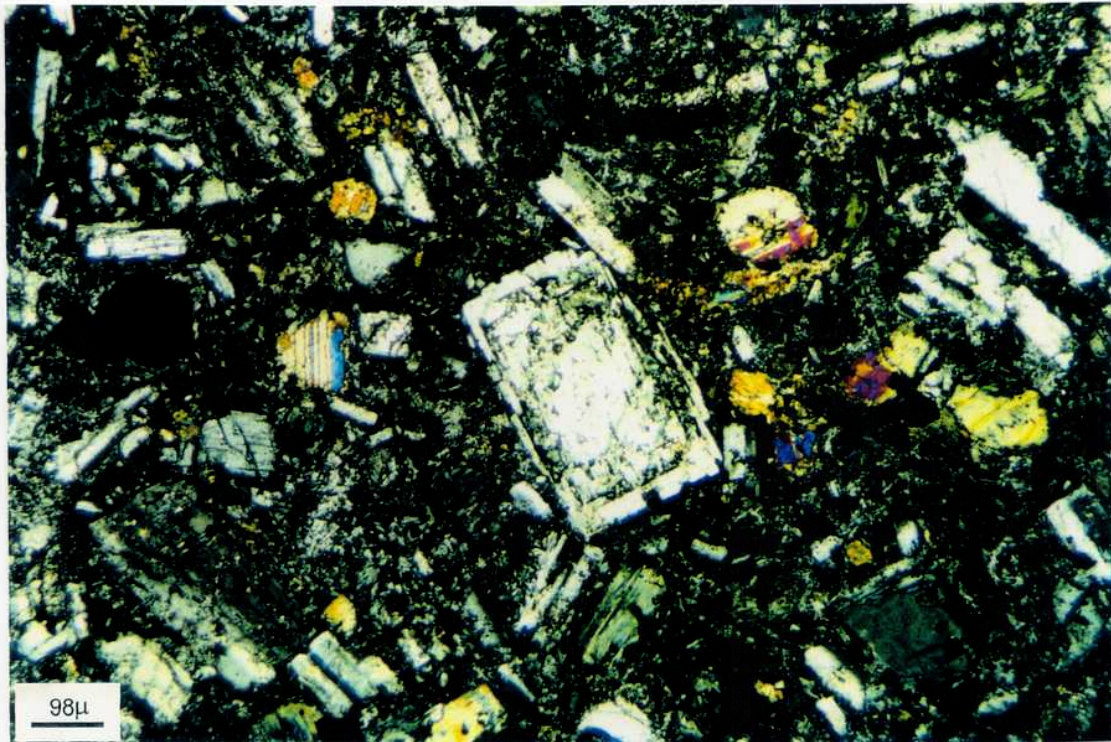


Foto 1: Textura de andesita correspondiente a las Vulcanitas del cerro Cuche. Muestra 6296bis.  
Con nicoles, 6,3 x.

De los anfíboles, sólo se ha observado la presencia de fenocristales de hornblenda basáltica bien conservada en andesitas ubicadas sobre la margen izquierda del arroyo Caquel (1594), pero en general se encuentran rodeados por gruesas orlas de opacos (1294, 1394, 4894, 8094, 8394). En otras muestras se estima su presencia por la forma de algunos contornos, ya que están actualmente reemplazados por clorita o por asociaciones de carbonato-cuarzo-epidoto. De todos modos, no es un mineral abundante

en las vulcanitas de la zona, posiblemente debido a la inestabilidad que presenta esta fase cristalina en las condiciones de baja presión a las que se extruyen las lavas.

La pasta es por lo general de fina granulometría, compuesta por microlitos de plagioclasa y material secundario como opacos, clorita, carbonato, sericita y sílice.

Como minerales accesorios caben mencionar, apatito, titanita y opacos.

El apatito suele presentarse en cristales euhedrales con forma de prismas cortos y en algunos casos muy asociado a clorita pseudomorfa. Una característica observada en este mineral es que a veces se presenta con colores rojizos o pardo rojizos, pudiendo en ocasiones adquirir pleocroismo (3694, 4794, 6795, 7195a, 7195, 8395). Esta coloración puede estar dada por pequeñas inclusiones de óxidos de hierro, generalmente paralelas al eje c.

Las rocas suelen presentar finas venillas constituidas por clorita, calcita, cuarzo, prehnita y feldespatos, o venillas de sulfuros, aunque éstos en general se hallan en forma diseminada.

Existen variedades más porfíricas, es decir, en muestra de mano presentan fenocristales de plagioclasa entre 1 y 5 mm en una pasta gris verdosa afanítica. En algunos casos acompañan fenocristales de anfíbol, pero de menor tamaño (muestras 3694, 7195, 4094, 4194). Estas variedades son levemente más ácidas que las anteriormente descritas, hecho que se traduce en una ausencia de piroxeno en la moda.

Asimismo se han observado, alternando en la secuencia, lavas de composición dacítica (muestras 4594, 2195, 7896). Estas rocas son reconocibles porque tienen colores más claros, grises o verdosos. La textura es porfírica, generalmente representada por fenocristales de plagioclasa en una pasta afanítica. Los fenocristales de plagioclasa se hallan reemplazados total o parcialmente por carbonato y a veces sericita. Las pastas suelen ser pilotácicas, constituidas por microlitos de plagioclasa y cuarzo en forma intersticial. Se observa la presencia de cuarzo anhedral, en ciertas ocasiones parece rellenar vesículas junto con carbonato.

En el faldeo occidental del cerro, las vulcanitas aflorantes se encuentran intercaladas con las sedimentitas y son de composición más ácida, entre dacíticas y riódacíticas (185, 186). Es característica en estas rocas la presencia de nódulos de anfíbol (Foto 2), que se formaron como consecuencia de la reacción por asimilación entre xenolitos y el magma. La liberación de agua del xenolito permite el mayor desarrollo de la fase que cristalizaba en ese momento, en este caso el anfíbol (Mc Birney, 1993, pag. 144). En la muestra 186 se advierte particularmente cierta deformación, sobre todo en los



fenocristales de cuarzo que presentan texturas cataclásticas. Ésto se debe a que este afloramiento está muy próximo a lo que corresponde al plano de falla que delimita el faldeo occidental del cerro.

En algunas muestras se ha observado la presencia de xenolitos de formas irregulares, cuyo tamaño no excede los 5 mm. Se distinguen de la roca hospedante por tener mayor tamaño de grano y concentración de minerales opacos. La composición en general está dada por plagioclasa, máficos (anfíbol o piroxeno) alterados, opacos y apatito. Se cree que estos xenolitos representan la acumulación de cristales en la base de las cámaras magmáticas. La presencia de plagioclasa en los mismos, restringe la profundidad de cristalización a menos de 30 km (Wilson, 1989, pag. 163).

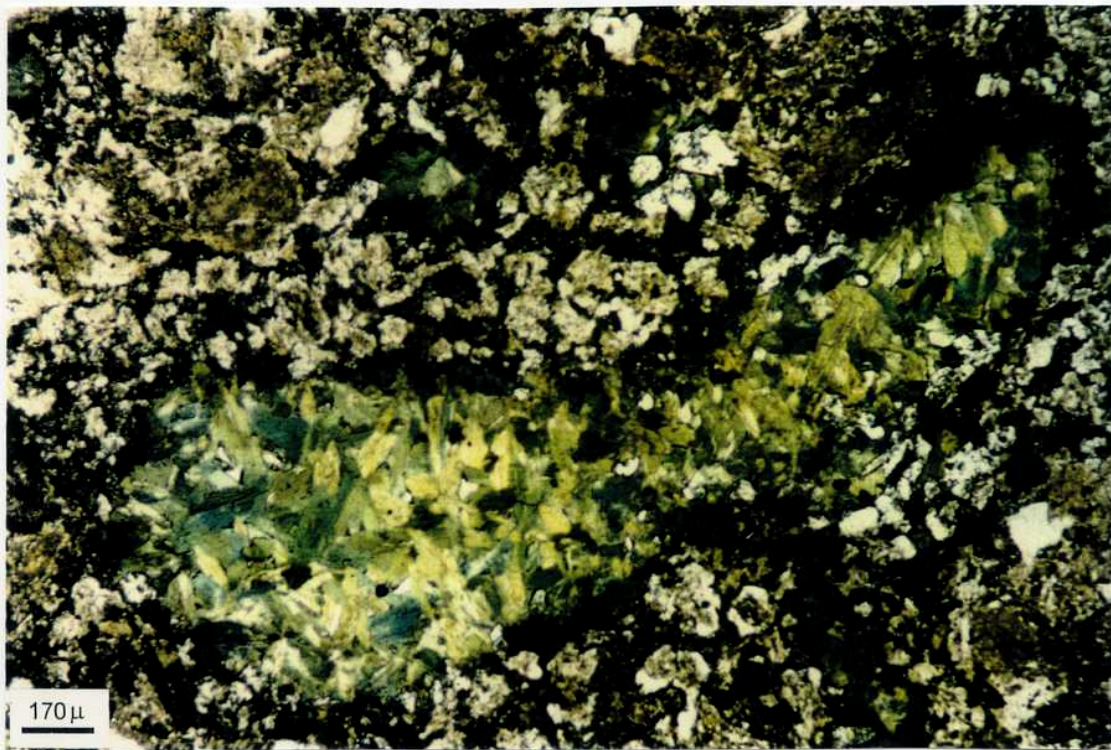


Foto 2: Nódulos de anfíbol en la muestra 185. Sin nicoles. 4 x.

### *Estructuras*

Se interpreta aquí como estructura a los rasgos mayores que caracterizan a los afloramientos.



Son muy pocos los afloramientos en los que las estructuras son visibles, debido a que en general son de reducidas dimensiones o bien constituyen cuerpos macizos como por ejemplo las vulcanitas que afloran en el Cerro Negro.

En afloramientos del tipo representado por las muestras 6296, 6396 y 6696, en el sector sureste del área, las andesitas presentan líneas o filetes de flujo (Foto 3). Estas estructuras, que en su aspecto son muy similares a planos de estratificación, tienen un significado distinto, ya que en las vulcanitas, los planos están dados por la orientación de



Foto 3: Líneas de flujo en andesitas

las plagioclasas. Éstas son estructuras típicas de las andesitas y se atribuyen generalmente a esfuerzos de cizalla producidos durante el flujo laminar (Cas y Wright, 1988). Si bien no se puede usar como evidencia concluyente, se considera que estas líneas de flujo son indicativas de la actitud estructural original que tenían las vulcanitas al momento de la consolidación. En algunas ocasiones, como por ejemplo las vulcanitas representadas por la muestra 3794 o las que componen el Cerro Las Chochas, la viscosidad del magma ha producido plegamientos en el flujo (Foto 4). El hecho de que las



lavas contengan gran cantidad de cristales contribuye a aumentar la viscosidad del magma.



Foto 4: Plegamientos de flujo generados por la viscosidad del magma.

### **Miembro Piroclástico**

Se incluyen bajo esta denominación los afloramientos de tobas, lapillitas y brechas volcánicas que afloran en la faja central (Fig. 2a), engranándose lateralmente hacia el oeste con el Miembro Sedimentario y hacia el este con las vulcanitas lávicas.

Si bien la denominación del miembro se basa en el amplio predominio de piroclastitas, es importante establecer que la secuencia presenta también intercalaciones de vulcanitas lávicas.

La clasificación de las piroclastitas se ha realizado siguiendo un criterio granulométrico, sin asignar con la denominación una génesis particular.

Las rocas piroclásticas abarcan una gran variedad, desde brechas hasta tobas, generalmente de composiciones andesíticas.

Las brechas constituyen afloramientos de dimensiones importantes, suelen ser de texturas muy gruesas (Foto 5), llegando algunos fragmentos a medir 1 metro de largo en



el eje mayor. La mayoría de los clastos corresponden a fragmentos de andesitas, de forma angulosa y en general de colores morados o verdosos. La matriz es andesítica, de color verde grisáceo, compuesta por cristales de plagioclasa, a veces cuarzo y material de alteración: clorita, carbonato, arcillas.

Otras variedades brechosas son de textura más fina, como la representada por la muestra 7796, con litoclastos andesíticos o dacíticos porfíricos, de color morado o verde, de aproximadamente 1 ó 2 cm de diámetro y subredondeados. El color verde está dado por la gran cantidad de clorita secundaria en algunos de estos litoclastos, el color morado se debe a la presencia de óxidos de hierro. También se observa una importante alteración a carbonato. La pasta está compuesta por finas tablillas de plagioclasa y material de alteración.



Foto 5: Brechas volcánicas correspondientes a las Vulcanitas del cerro Cucho

Las lapillitas y las tobas son característicamente de color morado, debido a la gran cantidad de óxidos de hierro que contienen. En general presentan menor grado de consolidación que las lavas y brechas. Los lapillos son subangulosos de colores verdes, grises, pardos y morados. Algunos corresponden a vulcanitas porfíricas, otros son

afaníticos y no es posible determinar su composición. Se observan cristaloclastos de cuarzo redondeados y la pasta es afanítica, con un alto porcentaje de vidrio recrystalizado y alterado. Las tobas (5796, 3594) son de granulometría muy fina, en su mayor parte constituidas por trizas vítreas recrystalizadas a felsita o arcillas. Entre los componentes juveniles participan elementos vítreos, cristalinos y líticos en proporciones variables. Los fragmentos de vidrio son alargados y recrystalizados a material felsítico, algunos de ellos son vesiculados (pumíceos). Los cristales corresponden a plagioclasa subhedral y alterada en parte a carbonato y cuarzo, que se presenta anhedral con bordes angulosos y extinción relámpago. Los fragmentos líticos provienen en general de vulcanitas lávicas porfíricas con bordes subredondeados.

En el cerro Los Bandidos aflora una secuencia constituida por piroclastitas y lavas. Las tobas (91 y 93) se distinguen del resto de las piroclastitas por una mayor participación de elementos vítreos, algunos de los cuales presentan formas estiradas (Foto 6), indicando cierta fluidalidad y deposición en estado plástico. Éstos se encuentran reemplazados por arcillas verdosas. Participan también cristaloclastos de plagioclasas muy alterados a epidoto y carbonato. En la muestra 91 se han observado dentro de la matriz, cristales de apatito coloreados. Por su textura orientada y elevada densidad se considera a este tipo de piroclastitas como ignimbritas, constituyendo la única localidad en que se reconoce este tipo litológico.

También se han reconocido algunas tobas silicificadas (1995, 193), muy consolidadas y de color gris oscuro cuya textura piroclástica está muy obliterada por la silicificación. Sin embargo, se pueden distinguir trizas totalmente desvitrificadas, cristaloclastos de plagioclasa y fragmentos líticos de pastas volcánicas. Estas tobas se encuentran muy alteradas a clorita, carbonato y en ocasiones, a actinolita.

Entre las piroclastitas, se ha encontrado una variedad más ácida (60c96), de composición riodacítica que se halla intercalada en una secuencia de vulcanitas lávicas y se presenta como un banco de aproximadamente 60-70cm de color blanco verdoso. El techo es de color morado y podría haberse formado por efecto térmico de la vulcanita que se depositó por encima. Está constituida en forma mayoritaria por cristaloclastos de plagioclasa y feldespato potásico (pl>or) y en mucha menor proporción de cuarzo. En general los feldespatos conservan las formas tabulares pero con bordes redondeados, de un largo aproximado de 4,6mm. Se encuentran muy alterados a sericita y arcillas. El cuarzo también es de forma redondeada pero de menor tamaño y aparece límpido. Se observaron fragmentos de vidrio totalmente alterados a arcillas verdes; estos fragmentos



son visibles en muestra de mano y se presentan con cierta orientación. La matriz está conformada por un agregado microcristalino de cuarzo-feldespato con textura felsítica en la que se distinguen algunas esferulitas fibroradiadas de feldespato alcalino. Como particularidad presenta un notorio desarrollo de cristales de epidoto euhedrales sobre los feldespatos o rellenando vesículas.

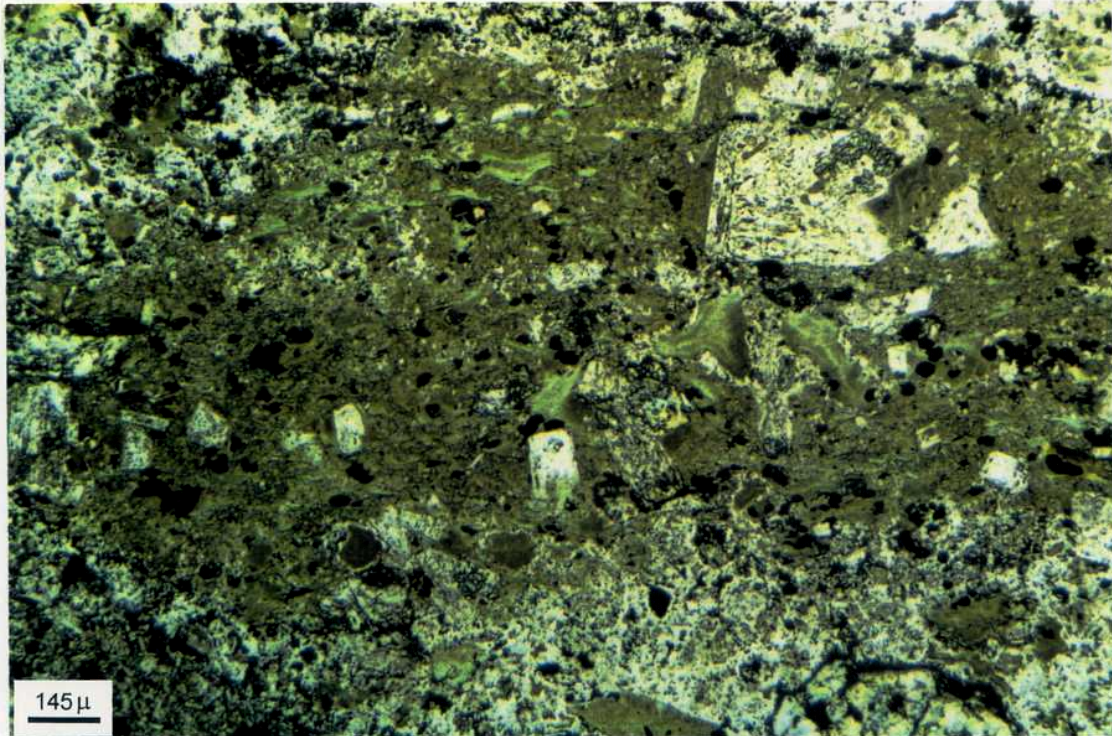


Foto 6: Vitroclasto alterado a cloritas correspondiente a la muestra 91, ignimbrita andesítica. Sin nicoles, 6,3 x.

Es difícil asignar un origen a los depósitos piroclásticos cuando éstos son antiguos y han sufrido procesos que modificaron en parte sus características primarias. Sin embargo, los rasgos observados indican que las tobas (5796, 3594, 60c96) corresponden a depósitos de caída, mientras que la toba 93 puede considerarse como producto de un flujo piroclástico, dada la presencia de texturas eutaxíticas. Las brechas corresponderían al evento explosivo asociado. Sin embargo, algunas brechas muy gruesas (7196) cuya matriz es andesítica, y los clastos son muy angulosos y de la misma composición que la matriz, podrían representar fenómenos de autobrechamiento característicos del frente de las coladas o la parte superior de las mismas.



La importante participación de rocas piroclásticas dentro de la columna del cerro Cuche, indica una gran viscosidad del magma que las originó.

### **Miembro Sedimentario**

Las rocas sedimentarias que se encuentran asociadas con las vulcanitas del cerro Cuche afloran en el sector centro occidental de la comarca estudiada (Fig. 2a), constituyendo la parte superior del faldeo oriental y el faldeo occidental del mencionado cerro.

En el faldeo oriental comienzan a aflorar a una cota de aproximadamente 1500 metros. En general se presentan en perfiles que no superan los 100 o 200 metros, bien estratificados pero desconexos entre sí, por lo que ha resultado imposible la reconstrucción de la columna completa. Esta dificultad se incrementa como resultado de la estructura plegada que afecta las sedimentitas y el hecho que una gran parte de ellas se encuentran afectadas por fenómenos de alteración (ver capítulo correspondiente a alteración).

Se han descrito en forma más detallada (apéndice III) los perfiles del sector oriental del cerro, que resultan particularmente interesantes, pues en ellos se han encontrado restos fósiles, e intercalaciones de niveles de calizas estromatolíticas y oncolíticas, que han permitido determinar la edad y ambiente de deposición de estos sedimentos.

#### **Sector Quebrada de Cairon**

Se han levantado dos perfiles columnares (1a y 1b, Fig. 2a, apéndice III), separados por aproximadamente 200 m en distancia horizontal (Foto 7). El rumbo de los estratos es N 40/50° E, con una inclinación de 20/25° al NO.

El perfil 1a, está dominado por una sedimentación de tipo clástica, en la que se pueden distinguir varias facies de pelitas, areniscas, conglomerados, y coquinas.

Las pelitas constituyen un 9% de la secuencia observada. Son de color gris y se pueden presentar macizas o laminadas, algo fragmentosas y en bancos entre 15 cm y 4,60 metros, si bien se presume que los espesores más gruesos pueden corresponder a secuencias condensadas. Resultaron estériles desde el punto de vista fosilífero. Se encuentran intercaladas entre las areniscas y conglomerados.

Las areniscas medianas son las más abundantes de todo el perfil, constituyen un 52% de la columna. Son en general de color gris o pardo con superficies de alteración rojizas. Los bancos presentan contactos netos a transicionales y pueden medir entre 1 y 2 metros, llegando a conformar paquetes amalgamados de hasta 12 metros. Debido a la cubierta detritica y mala preservación, no se han podido observar estructuras sedimentarias, exceptuando estratificaciones planares en algunos casos. Al microscopio muestran textura clástica (muestra 8396) con contactos tangenciales, donde la fracción clástica representa un 92% y el 8% restante lo constituye la matriz. La fracción clástica es subangulosa, lo que le confiere una relativa inmadurez textural, bien seleccionada y está constituida en un 60% por fragmentos de cristales (cuarzo, plagioclasa, ortosa y microclino) y el resto por fragmentos líticos y alteritas. Se reconocieron dos tipos de cemento, uno calcáreo y otro síliceo.



Foto 7: Vista general del sector Quebrada de Cairon, ubicación de perfiles 1a y 1b.

Las areniscas finas representan en el perfil un 16% aproximadamente. Son de color gris, macizas y conforman paquetes de 2,5 m con base y techo netos.

Las areniscas gruesas están pobremente representadas constituyendo únicamente un 1%. Son de color pardo y presentan una grosera estratificación planar. Su base es neta, pero el techo es irregular.

Los conglomerados en total representan un 17% del perfil y por sus características se pueden agrupar en dos tipos diferentes. Los primeros son conglomerados finos a medianos, oligomícticos de fábrica matriz sostenida. La matriz es de composición arenosa, hasta sabulítica. Algunos bancos presentan una estratificación gradada granocreciente y en otros es granodecreciente. La base es erosiva y suele presentar intraclastos de pelita, el techo puede ser neto o transicional. El espesor de estos bancos varía desde algunos centímetros hasta 3,60 metros. El otro tipo representado, se encuentra en la parte superior del perfil y conforma conglomerados medianos oligomícticos con geometría lenticular. Presentan fábrica clasto sostenida y la fracción clástica está representada por fragmentos de cuarzo redondeados. Se reconocieron dos paquetes los que se denominaron respectivamente I y II (apéndice III). El I, de 1,3 m de espesor, está conformado por un conjunto de estratos que pueden presentar gradación normal o inversa con imbricación de clastos o bien presentan estructura caótica. La matriz en general es bastante gruesa, tamaño conglomerado fino. El II mide 0,70 m y guarda características similares.

Entre los conglomerados I y II aflora una coquina de 2 m de espesor, cuya matriz es una arenisca muy fina de color pardo grisáceo. Está constituida por moldes de diversos invertebrados. Pezzuchi y Takigawa (1983) reconocieron en estos sedimentos, restos de *Myophorella* sp., *Pecten* cf. *textorius* y *Cardinia* sp. además de otros bivalvos y corales. Durante las tareas de campo desarrolladas para la concreción de esta tesis, se reconocieron por primera vez ejemplares de amonites y gastrópodos. Los corales fueron identificados dentro del orden Scleractinia como *Inserta sedis* (Susana Morsch, com. verb. 1997) (Lámina 1, Figs. e y f). Los amonites fueron asignados a *Polymorphites* sp. (Francisco Medina, Alberto Riccardi, com. verb. 1997) (Lámina 1, Figs. c y d) y las trigonias a *Myophorella* (*Myophorella*) cf. *araucana* (Francisco Medina, com. verb. 1997) (Lámina 1, Figs. a y b).

Esta secuencia se encuentra atravesada por un dique de Az 300° e inclinación 25° al SO. Se trata de una andesita (8496) gris verdosa con textura porfírica.

El **perfil 1b**, de la misma localidad y a diferencia del anterior, presenta en su porción inferior un predominio de litologías calcáreas sobre las clásticas.



Los primeros 25 metros, están constituidos por una alternancia de calizas y margas con alguna delgada intercalación de areniscas finas.

Las margas (13%) son de color verde grisáceo y están finamente laminadas.

Las calizas, que representan un 20% del total aflorante, son de color gris y pueden presentar distintas estructuras. Algunas son macizas o finamente laminadas, otras presentan superficies de estratificación estromatolítica y oncolitos. Los bancos formados por estas estructuras algales tienen una típica coloración azulada. El diámetro de los oncolitos varía desde unos pocos milímetros hasta 15 centímetros.



Foto 8: Oncolito . Barra de escala 15 centímetros.

Las pelitas son las más abundantes (37%), en general de color verde, en ocasiones con brillo sedoso. Son fragmentosas y sin estructuras visibles.

En la mitad superior del perfil, a partir de los 40 m la litología dominante es una arenisca mediana a fina, de color gris o verde oliva, macizas o con estratificación paralela grosera.





a



b



c



d



e



f

**Lámina 1:** Fig. a) *Myophorella (Myophorella) araucana*, x 3,5. Fig. b) Vista general de coquina con *Myophorella (Myophorella) araucana*, x 1. Fig. c) *Polymorphytes* sp., vista lateral, x 2. Fig. d) *Polymorphytes* sp., vista lateral, x 3. Fig. e) Vista general de la coquina, al centro corales del Orden SCLERACTINIA, x 3,5. Fig. f) Corales pertenecientes al Orden SCLERACTINIA, x 2,5. Todas las fotografías corresponden a moldes externos.



## Sector de las Lagunitas

Este perfil (**Perfil 2**, Fig. 2a, apéndice III) de sólo 26 m de espesor, está constituido por una alternancia de calizas, areniscas, conglomerados y pelitas, que afloran en un paquete que tiene un rumbo Norte entre 30° y 60° al E y una inclinación de 35° al NO.

Las pelitas, a diferencia de las anteriormente descriptas son de color morado y muy fragmentosas, con espesor entre 1,5 cm y 3 metros.

Los niveles de calizas presentan superficies estromatolíticas y oncolitos, de color gris azulado, estratificados en bancos de aproximadamente 1 m de espesor. También hay bancos de calizas grises masivas o silicificadas. Dentro de las calizas, se han diferenciado microfacies de mudstone bioturbado y packstone oncoidales. Los mudstone están constituidos por un escaso porcentaje de partículas silicoclásticas, fragmentos pedogenéticos e intraclastos en una matriz de micrita grumosa algal. La intensa bioturbación se manifiesta a través de la presencia de tubos y túneles producidos por organismos cavadores, los cuales han borrado las estructuras primarias. Los packstone oncoidales están compuestos por un 60% de partículas, entre las cuales las más abundantes son oncoides, en menor proporción hay participación de ooides rotos y bioclastos de conchillas de bivalvos y algas filamentosas. La matriz es de micrita grumosa peloidal con abundantes arcillas. El cemento es de microesparita y sílice. Las partículas están bien seleccionadas y forman un empaquetamiento denso. En esta microfacies existen grietas de desecación rellenas por esparita y niveles de exposición con minerales de hierro.

Se reconocieron tres tipos de oncoides en sección delgada. Tipo 1: con núcleo bien delimitado y recubrimientos concéntricos de micrita y microesparita. Tipo 2: sin núcleo definido y caracterizado por láminas de espesores variables, donde alternan niveles claros de microesparita y oscuros de micrita. Tipo 3: corresponde a oncoides con estructura interna poco visible o ausente, formados por microesparita.

Los núcleos están constituidos por restos de conchillas rotas de bivalvos, pequeños gastrópodos, estructuras algales, intraclastos y fragmentos de ooides. En algunos individuos el núcleo es poco reconocible, lo que es asignable a los efectos de neomorfismo (Folk, 1965). El núcleo tiene un rol primordial en la forma y tamaño del oncoide y en algunos ejemplares la forma es reflejo fiel del núcleo. En los casos donde el núcleo es un ooide roto, la forma que adopta el oncoide es alargada. Los efectos de compactación también han influenciado en la forma, como en el caso de aquéllos cuyos

núcleos son conchillas de bivalvos que, además de ser elongados, se flexuraron para adaptarse al espacio dejado por las estructuras de mayores dimensiones. En general, los oncoides son perfectamente esféricos con excepción de las formas rotas (3%) que presentan uno de sus contornos angulosos. Las superficies están formadas en la mayoría de los casos por micrita, que forma una delgada película de color marrón oscuro alrededor de las estructuras. Este film se ha originado a partir de la acción de algas endolíticas (Kapila, 1977), se corrobora su origen por la presencia de algas filamentosas (5%) en la microfacies. Esta película tiene un espesor que varía entre 50 y 10 micrones. La laminación es el carácter dominante, con excepción de aquellos ejemplares afectados por neomorfismo, en cuyo caso es difícil diferenciar si estas formas fueron originariamente laminadas. La laminación es en todos los ejemplares continua y se diferenciaron: 1) láminas de micrita grumosa peloidal (200 micrones), presenta en algunos sectores una cubierta discontinua de microesparita. Los contornos están erosionados y presentan grietas de desecación. 2) Láminas de microesparita de hasta 50 micrones de espesor, con grumos de micrita. 3) láminas de microesparita homogénea, que forman películas irregulares de 20 micrones de espesor. 4) láminas de microesparita con pequeños fragmentos de conchillas. Los oncoides de mayores dimensiones presentan evidencias de exposición subaérea (grietas de desecación) y son una característica frecuente las superficies de erosión de las láminas concéntricas.

Los estromatolitos son planares de bajo relieve sinóptico. Se caracterizan por una alternancia de films de colores claros de microesparita y de colores oscuros de micrita. Las láminas de microesparita, de 300 micrones de espesor, presentan aislados filamentos algales y se las reconoció coronadas por una película de micrita de 28 micrones, con forma ondulosa de bajo relieve sinóptico. Las láminas de micrita son de aspecto afieltrado y, en ocasiones, se observó una fina laminación interna de apariencia esponjosa. Estas láminas forman sets, donde se identificaron cinco niveles de crecimiento de la bioestructura. En los niveles superiores de la microfacies se reconocieron láminas de microesparita de 7 mm de espesor, con fábrica fenestral, los poros o fenestras son irregulares de 1 milímetro, se presentan alineados y están rellenos por esparita. Estos estromatoides son discontinuos y están interrumpidos por niveles de micrita grumosa de 300 micrones de espesor de aspecto afieltrado. Es conspicua la presencia de delgados niveles formados por minerales de hierro y arcillas, donde también se reconocieron ooides de esparita. El crecimiento de los estromatolitos está interrumpido por un evento de remoción, que dió origen a un wackestone oosilicoclástico, de matriz micrítica con

arcillas, en la que se reconocieron manchones o sacos de esparita incorporados por desprendimientos del fango del sustrato. En este nivel se diferenciaron ooides (5%), cristales de cuarzo con inclusiones fluidas (3%) y plagioclasas (1%).

Las areniscas son finas, de color pardo y sin estructuras visibles. Constituyen bancos de 0,5 m y en uno de ellos se ha observado la presencia de concreciones y venillas de calcita.

Los conglomerados son de granulometría fina, de color pardo y conforman dos lentes, de 1 m de espesor, separadas por una delgada capa de pelitas moradas.

En la parte superior, en contacto con la vulcanita, aflora un banco de coquina con iguales características que el descrito en el perfil 2, pero con un espesor de 0,5 metros. Corresponde a un floastone biosilicoclástico compuesto por un 45% de partículas en una matriz de micrita grumosa. Las partículas esqueléticas están formadas por restos de conchillas isoorientadas de bivalvos, cefalópodos y gastrópodos, cuyo tamaño varía entre 3 y 1,5 centímetros. Los silicoclastos corresponden a cristales de plagioclasa, muscovita, cuarzo, feldespato potásico y cuarzo policristalino. También hay en menor proporción, intraclastos de micrita grumosa con importante participación de óxidos de hierro y ooides. El cemento está constituido por sílice, esparita cálcica y, en menor proporción, grumos de minerales de hierro. La fábrica es granodecreciente y la selección es mala.

### **Perfil 3**

El perfil 3 (Fig. 2a, apéndice III) es el que está ubicado más al norte, sobre el faldeo oriental del cerro Cucho y en él se advierte la participación, tanto de sedimentitas como de vulcanitas y piroclastitas. El espesor total es de 150 m, con predominio de material volcánico hacia la parte superior del perfil.

Participan tobas grises muy compactas con restos de carbón o pelitas carbonosas y en otros casos con clastos de pelitas que pueden alcanzar hasta 2 cm en su eje mayor.

Las pelitas son de color pardo oscuro, muy compactas, con laminación horizontal. Esta laminación está dada fundamentalmente por la alternancia de capas de areniscas muy finas pardo claras y pelitas de colores pardo oscuro. Se pueden encontrar intercaladas con calizas.

Las calizas son de color pardo oscuro (chocolate) y presentan algunos niveles estromatolíticos (Foto 9).

Se intercalan en el perfil vulcanitas afaníticas de color verde y muy consolidadas.

## Cerro Cuche

En el sector más elevado del Cerro Cuche, a partir de una cota de 1750 m y hasta los 1830 m aflora una espesa secuencia sedimentaria que presenta un rumbo general de N 50° E y una inclinación de 35° al NO (Foto 10).

La secuencia está integrada por una alternancia de calizas, sedimentitas clásticas y algunos niveles de vulcanitas intercaladas. No se observa la base, por estar cubierta por acarreo cuartario y el techo está en contacto con una brecha andesítica (3996).

Las calizas conforman bancos masivos y en gran parte silicificados. En algunos casos se advierten estructuras estromatolíticas y hacia el techo, presentan erosión paquidérmica.

Las pelitas son de color pardo oscuro o morados y alternan con areniscas finas verdosas, conformando estratificación ondulítica y ondulítica ascendente (climbing). En algunos niveles las areniscas presentan concreciones epigenéticas silicificadas y por lo tanto, posiblemente relacionadas con los procesos de silicificación posteriores que sufrieron estas rocas. En las pelitas se han observado algunas trazas y evidencias de bioturbación.

Dentro de la secuencia también alternan algunas lentes de conglomerados oligomícticos de cuarzo.

En este sector se ha reconocido una lava andesítica intercalada en la secuencia (3896). Es porfírica, con fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico (?) en una pasta afanítica compuesta por tablillas de feldespato, anfíbol y vidrio recristalizado.

Sobre el faldeo occidental del Cerro Cuche (Fig. 2a) continúan aflorando estas sedimentitas, si bien no se hayan expuestas en perfiles como los que se describen para el faldeo oriental.

Además de los procesos de silicificación mencionados, las sedimentitas y vulcanitas de este sector sufrieron otros procesos metamórficos que dieron origen a venas (ver capítulo de alteración). Estas venas son de color verde y están constituidas por minerales de alteración tales como clorita, anfíboles, titanita y cuarzo fundamentalmente. En general se disponen paralelas a los planos de estratificación, si bien en un afloramiento muy cerca de la cumbre del cerro Cuche se encuentran replegadas.





Foto 9: niveles estromatolíticos en calizas del perfil 3.



Foto 10: Sedimentitas en la cima del cerro Cuche



## Interpretación

Sobre la base del contenido fosilífero y el análisis de las facies sedimentarias se ha determinado que la secuencia corresponde a un ambiente marino poco profundo (litoral), dominado por una sedimentación silicoclástica. La transición lateral a la facies carbonática observada en el perfil de la Quebrada de Cairon es muy rápida y, podría estar evidenciando la existencia de una falla o bien una discordancia entre la secuencia representada en el perfil 1a y la representada por el perfil 1b. Sin embargo en otros perfiles, ambas litologías se hayan intercaladas.

Las areniscas con estratificación paralela reflejan condiciones de alto régimen de flujo combinado con deposición por suspensión, originados por corrientes unidireccionales o acción de olas (Reading, 1980).

La estructura laminada o maciza de las pelitas indican que éstas han sido depositadas por decantación en un ambiente de baja energía.

Algunos eventos de tormentas representados por las coquinas y los estratos de arenisca que contienen clastos intraformacionales de pelitas, interrumpieron momentáneamente las condiciones normales de deposición.

Los conglomerados, por su geometría y estructuras, podrían corresponder a canales fluviales presentes en el sector litoral.

Considerando un ambiente litoral, las pelitas representan el sector más profundo, de menor energía o al menos, debajo del tren de olas. Las areniscas, por sus estructuras representan condiciones de mayor energía, al igual que los conglomerados y por ende corresponden a un sector menos profundo. Desde este punto de vista y teniendo en cuenta que las pelitas dominan en el sector inferior y la secuencia es en general granocreciente, se puede considerar a las sedimentitas representadas en el perfil 1 como una secuencia de tipo regresiva.

El análisis paleoambiental de las calizas revela condiciones similares, ya que los mudstones bioturbados indican un ambiente submareal, de aguas calmas por debajo del tren de olas, mientras que los packstones están indicando un ambiente de energía mayor, con influencia de la base de olas y corrientes. Los estromatolitos planares son característicos del ambiente intermareal y hay evidencias, tanto en los estromatolitos como en las calizas, de cortos períodos de exposición subaérea, relacionados a descensos en el nivel del mar, luego de los cuales se restablecieron las condiciones. Los niveles de wackstones intercalados en los estromatolitos evidencian eventos de tormentas de corta duración.

Refuerzan esta última determinación, la presencia en algunos niveles del cerro Cucho, de estratificaciones de tipo ondulítica, que caracteriza las regiones de submarea e intermarea.

### Edad y correlación

La edad de las sedimentitas está determinada por la asociación faunística presente que se haya integrada por moldes de conchillas de bivalvos, cefalópodos, gastrópodos y corales. Dentro de los bivalvos las especies reconocidas son *Pecten* cf. *textorius*, *Cardinia* sp. (Pezzuchi y Takigawa, 1983) y *Myophorella* (*Myophorella*) cf. *araucana* (Francisco Medina, com. verb. 1997). Los amonites fueron determinados como *Polymorphites* sp. (Francisco Medina, Alberio Riccardi, com. verb. 1997) y asignados a la zona de *Eoamalthus meridianus* que según Hillebrandt (1987) corresponde al Pliensbachiano inferior. *Myophorella araucana* es asignada por Leanza y Garate (1987) al Pliensbachiano temprano.

Sin dudas, la asociación corresponde al liásico como ya fuera señalado por Pezzuchi y Takigawa (1983), pero la determinación del amonite y su asociación con *Myophorella araucana* permiten acotar la edad al Pliensbachiano inferior. Esto plantea una interesante cuestión, debido a que éstas serían las sedimentitas más antiguas reconocidas hasta ahora en la Cordillera Patagónica. Por su litología y edad pueden correlacionarse con el miembro Lomas Chatas (Nullo, 1983) de la F. Osta Arena (Herbst, 1968) y equivalentes en otras regiones del Chubut que se detallan a continuación.

### Paleogeografía

El Liásico se haya distribuido ampliamente en el ámbito del Chubut extraandino y Cordillera Patagónica, comprendiendo facies continentales y marinas. Dentro de los afloramientos marinos más importantes caben señalar los del Cerro Piltriquitrón y Cordón de Esquel, denominados por Gonzalez Bonorino (1974) como F. Piltriquitrón. A esta misma formación son atribuidos por Lizuain (1980) los afloramientos de Epuyén y Leleque. En la zona de río Gualjaina y Sierra de Tecka, se conocen como F. Lepá (Rolleri, 1970) y en la zona de Pampa de Agnia y Quichaura se reúnen bajo la denominación de F. Osta Arena (Herbst, 1968), miembro Lomas Chatas (Nullo 1983). Estos afloramientos se extienden hacia el sur, en las zonas de Apeleg, Ferraroti, Nueva Lubecka y Betancourt. En la provincia de Río Negro, la continuación de estos

afloramientos están representados en la localidad de El Bolsón por la Formación Millaqueo (González Bonorino 1974, *sensu* Diez y Zubia, 1981) y en las proximidades de San Carlos de Bariloche, por la F. Montes de Oca (González Díaz, 1978).

La distribución de los afloramientos liásicos (Lesta *et al.* 1980, Gabaldón y Lizuain, 1982) sigue una franja alargada en dirección norte-sur, abierta hacia el norte cuyo límite oriental estaría dado por el paralelo de 69°30' longitud oeste. Los afloramientos más australes correlacionables con los mencionados, están ubicados en las proximidades de la aldea de Apeleg y están constituidos por las denominadas calizas de Loncopán. Más al norte, el límite occidental de la cuenca estaría determinado por los afloramientos del Cerro Cucho y Esquel. Es muy probable que exista una conexión entre esta cuenca y la desarrollada más al norte, denominada cuenca Neuquina. Hasta ahora, la edad de las sedimentitas liásicas marinas del Chubut comprendía desde el Pliensbachiano superior hasta el Toarciano (Riccardi y Damborenea, 1993).

El origen de la cuenca estaría vinculado a esfuerzos tensionales relacionados con la ruptura del Gondwana. Esto da como resultado la formación de depresiones tectónicas que son rellenadas por sedimentos con intercalaciones volcánicas. De acuerdo con Gabaldón y Lizuain (1982), las sedimentitas marinas liásicas están representando una cuenca marina de transición, en sectores dominados por olas y en sectores por mareas. Las facies continentales reconocidas son atribuidas por estos últimos autores a un gran sistema deltaico afectado por la acción de las olas y mareas. Las ingresiones marinas estarían interrumpidas por períodos de fuerte actividad volcánica.

Sin embargo, y siguiendo esquemas propuestos por Haller y Lapido (1980), Ramos (1981) y Page y Page (1994) se pueden considerar a las sedimentitas liásicas de la Cordillera Patagónica que se hayan intercaladas en las vulcanitas como representantes de pequeñas cuencas aisladas desarrolladas dentro del arco volcánico. Presentan fauna y condiciones paleoambientales similares únicamente como consecuencia de encontrarse a una latitud semejante.

Es notorio que las lavas y piroclastitas intercaladas en las secuencias marinas de este sector y de más al sur (Lago Fontana) no presentan evidencias de deposición subácuea.

### **Consideraciones sobre la edad de la unidad**

Las vulcanitas jurásicas aflorantes en esta región siempre se correlacionaron con las vulcanitas del Grupo Lago La Plata, cuya base se considera que está representada por las calizas toarcianas aflorantes en las cercanías de la aldea de Apeleg (Malumián y Ploszkiewicz, 1976). Las vulcanitas del cerro Cuche serían entonces más antiguas que las de la F. Lago La Plata. Esto plantea dos posibles alternativas, que el vulcanismo haya comenzado con anterioridad en esta región en relación a la zona del Lago La Plata o que, los afloramientos del cerro Cuche sean una extensión de la cuenca liásica del Chubut central. De este modo las vulcanitas y piroclastitas intercaladas, se podrían correlacionar con la F. El Córdoba o Taquetrén.



## **Geoquímica de las vulcanitas**

El estudio geoquímico tiene el objetivo de caracterizar la secuencia volcánica del área y en ese marco se han utilizado muestras de todas las variedades presentes presumiendo como hipótesis de trabajo la contemporaneidad de las mismas para un único evento jurásico.

El primer paso fue revisar los datos geoquímicos comparativamente con los datos petrográficos de forma de determinar la representatividad de los mismos y las causas de desviaciones.

Las condiciones operativas se especifican en el capítulo introductorio.

Los resultados analíticos se presentan en la Tabla 1 y han sido recalculados en base anhidra.

El rango de sílice en las rocas analizadas varía entre 51 y 71%. Algunos valores son altos respecto de lo esperado y se atribuye a la presencia de sílice secundaria y minerales de alteración. Esto se hace evidente observando el alto contenido de LOI de muchas muestras.

La aplicación de diagramas álcalis-sílice como el de la Figura 3 (Cox *et al.*, 1979) permite clasificar las rocas en un rango desde basaltos hasta riolitas, un poco más amplio que el determinado petrográficamente, según el cual las variedades abarcan desde basandesitas hasta riodacitas. Para establecer las diferencias introducidas por efectos secundarios se utilizaron diagramas de clasificación química que contemplan elementos menores y poco móviles. Así en la Figura 4 (a y b) (Wynchester y Floyd, 1977) se comprueba que las rocas aparecen restringidas a dos campos composicionales. No se han encontrado argumentos petrográficos que justifiquen la denominación de tranquiandesitas para algunas de las muestras según la clasificación por elementos mayores, por consiguiente, se evidencia que la clasificación química por elementos mayores tiene, para este conjunto de rocas, una utilidad restringida.

Se utilizaron relaciones de óxidos de elementos mayores para corroborar características geoquímicas generales. Así, se graficó el índice de aluminosidad de Shand (Fig. 5) según el cual las muestras analizadas corresponden al campo de las rocas meta y peraluminosas. Por otro lado, en el diagrama AFM (Fig. 6) se puede ver claramente como algunas muestras presentan un tren de evolución toleítico, diferenciándose del resto que conforma un característico tren de diferenciación calcoalcalino. Estas tendencias fueron corroboradas en otros diagramas (Fig. 7 a y b)

como los de Miyashiro (1974). En los diagramas multielemento normalizados se evidencia un pasaje transicional entre las muestras típicamente toleíticas y las que tienen un comportamiento variable entre toleítico y calcoalcalino, como por ejemplo la muestra 1596 (63% de sílice) que en los diagramas de Miyashiro grafica como toleítica y en los diagramas Harker se comporta como calcoalcalina.

Para el análisis de la variación de los diferentes elementos y su comportamiento en la serie estudiada se graficaron diagramas Harker (Fig. 8). En estos se utilizó la sílice como índice de diferenciación, puesto que permite una buena discriminación. Se identificaron los grupos toleítico y calcoalcalino con rastras diferentes para analizar el comportamiento de cada uno. El  $\text{TiO}_2$  muestra una buena correlación con tendencia negativa que indica un fraccionamiento de Ti constante. Para el caso del  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , en el grupo toleítico se observa disminución del Fe sin variación en el rango de sílice, mientras que las rocas con más de 55% de sílice muestran una pendiente negativa indicando posiblemente la cristalización de alguna fase que lo incorpora, como por ejemplo la magnetita. La variación del  $\text{MgO}$  respecto de la sílice describe para las rocas calcoalcalinas una línea de descenso con pendiente negativa, mientras que para las toleíticas este elemento se acumula. La alúmina presenta poca variación respecto al enriquecimiento en sílice, sin embargo en la secuencia de rocas con el rango de  $\text{SiO}_2$  más amplio, hay una leve disminución de su contenido con la evolución. Para las rocas más básicas y con menor rango de variación de la sílice, la disminución del aluminio es más notoria. El  $\text{CaO}$ , como era de esperar presenta una buena correlación negativa en el grupo más ácido, apartándose aquellas que se encuentran muy alteradas o que pertenecen al grupo relativamente más básico. Éstas últimas tienen altos valores de  $\text{CaO}$ . El  $\text{NaO}$  presenta un compartamiento anómalo, muy disperso que se atribuye a que generalmente es uno de los elementos más afectados por la alteración. La evolución del  $\text{K}_2\text{O}$  es normal, aumentando con el grado de diferenciación pero no permite diferenciar tendencias parciales, si bien se puede apreciar que un grupo de muestras presenta un contenido bajo de K para evolucionar hacia un contenido medio en este elemento (Gill, 1981). En el  $\text{P}_2\text{O}_5$  se observan rangos amplios de variación, ambos grupos tienen líneas de pendiente negativa indicando el fraccionamiento de apatito.

Utilizando un diagrama Hf vs Zr (Fig. 9) se puede apreciar que ambos elementos se comportan como incompatibles, siendo este comportamiento más pronunciado en el Zr. La correlación de estos elementos traza es muy buena e indicarían los efectos de la cristalización fraccionada como proceso de diferenciación. Los valores de Ba y Sr (Fig. 9)

corroboran la ausencia de fraccionamiento de plagioclasa en el tramo de evolución analizado, siendo el Sr el que presenta menor dispersión

En los diagramas normalizados a condrito (Fig. 10) y MORB (Fig. 11) el grupo de muestras considerado toleítico (1596, 3896, 44, 80, 38, 37) presentan anomalías negativas en Ti y Nb y en general enriquecimiento en LIL. En el diagrama normalizado a condrito (Fig. 12) se observa un enriquecimiento en LREE, mientras que la pendiente se hace plana para las HREE. Las muestras 37 y 38 presentan un diseño plano similar a un MORB. El Ta suele comportarse de un modo muy similar al Nb y por lo tanto es esperable obtener anomalías negativas de este elemento, sin embargo en algunas muestras (37 y 44) el Ta presenta un comportamiento anómalo con valores muy altos que se pueden atribuir a un error analítico o bien a que su concentración esté regulada por la presencia de titanita. Un mayor número de datos analíticos resultan imprescindibles para efectuar otras conclusiones.

Los diagramas normalizados a Morb son útiles para identificar procesos de contaminación con la corteza o aporte de la placa subductada, ya que su diseño no se ve afectado por el grado de fusión parcial o procesos de cristalización fraccionada (Pearce, 1983). Para el conjunto de rocas calcoalcalinas (Fig. 13), se aprecia la misma anomalía negativa en Ti y Nb que para las otras muestras. Los diseños en general son empinados con pendientes negativas desde el Rb hasta el Y, manifestando así un enriquecimiento en los elementos más incompatibles tales como el Rb, el Th y K. En general las muestras presentan comportamientos similares pero con distintos grados de fraccionamiento en función del grado de diferenciación. Aquellas que presentan un comportamiento anómalo son las que han sufrido mayor alteración. El contenido de tierras raras es entre 10 y 100 veces mayor que el de los condritos y en el diagrama normalizado (Fig. 14 ), la pendiente es negativa con enriquecimiento en las tierras raras livianas. No se observa una marcada anomalía negativa de Eu, hecho que concuerda con la falta de fraccionamiento de Sr o Ba.

### ***Petrogénesis***

Del análisis de los diagramas Harker (Figs. 8 y 9) y sin dejar de tener en cuenta la alteración sufrida por las muestras analizadas, se pueden elaborar algunas conclusiones generales. El Ti y el V presentan fraccionamientos constantes que indican la cristalización fraccionada de óxidos de Fe y Ti como ilmenita o magnetita, conclusión avalada por la variación, al menos en el conjunto calcoalcalino del  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . La disminución de Co y Ni,

junto con la de MgO a lo largo de la serie analizada indican cierto fraccionamiento de olivina y, el  $P_2O_5$  muestra la cristalización fraccionada de apatito. En el conjunto calcoalcalino, la disminución de los tenores de CaO y  $Al_2O_3$  con el aumento de la sílice indicarían a priori el fraccionamiento de plagioclasa, sin embargo ni el Sr, el Ba o el Eu, confirman esta tendencia. El efecto de cristalización de la plagioclasa posiblemente se haría evidente si hubiera muestras consanguíneas más evolucionadas, ya que en el rango de rocas analizado, este mineral estaba acumulándose. En cambio, el comportamiento observado del CaO y  $Al_2O_3$  puede estar relacionado con el fraccionamiento de clinopiroxeno. Por lo tanto, y como era esperable en magmas generados en ambientes de arco, éste habría evolucionado en una primera etapa por la cristalización fraccionada de baja presión de óxidos de Fe y Ti, olivina y piroxeno. Posteriormente se estima que la evolución de los magmas pudo estar controlada en parte por la cristalización de anfíbol, pero al sumarse otras variables durante el ascenso, este control no se hace evidente a través de la química de las rocas.

Para obtener información acerca de la fuente de los magmas, se graficaron por separado aquellas muestras que tienen hasta un 55% de  $SiO_2$  en diagramas normalizados. En el diagrama normalizado a condrito (Fig. 15), la abundancia de tierras raras pesadas 10 veces mayor a la de los condritos indica que no hubo granate residual en la fuente. Asimismo las bajas relaciones La/Yb, que varían entre 1 y 11, confirman este postulado. Las muestras 37 y 38 con un diseño plano estarían posiblemente representando el mayor grado de fusión parcial en el manto, y sus abundancias relativas de tierras raras serían similares a las de la fuente. Las muestras que tienen una pendiente más empinada, evidenciarían menor grado de fusión parcial, posiblemente con clinopiroxeno residual. Este mineral con coeficiente de partición mayor para tierras raras pesadas en relación a las livianas, provoca un enriquecimiento relativo de estas últimas en el líquido resultante.

Tanto las rocas toleíticas como las calcoalcalinas resultan tener afinidades con rocas de arco. Esto se desprende de las características arriba señaladas que se traducen graficamente en algunos diagramas discriminatorios (Figs. 17 y 18). Las muestras 37 y 38 en algunos casos pueden graficar en campos correspondientes a basaltos de fondo oceánico debido a su afinidad toleítica, reflejando así una composición más cercana a la del manto, con menor interacción de la placa subductada y de la corteza continental. Esto es lo que sucede en general durante los primeros estadios de evolución del arco, cuando la corteza es relativamente delgada y por lo tanto los magmas no experimentan tanta

contaminación durante el ascenso o fraccionamientos a alto nivel cortical. Para las muestras más evolucionadas, hay evidencias de cristalización fraccionada de baja presión resultado del almacenamiento del magma en cámaras instaladas a poca profundidad en la corteza. Una evidencia de la existencia de estas cámaras es la presencia de xenolitos en las lavas, los que podrían considerarse como fragmentos de cumulos de la base de la cámara. Otra es el mismo hecho de que exista una serie de diferenciación y, por último, la deformación sufrida sólo por algunas de las fases cristalinas están demostrando la presión ejercida sobre la cámara en zonas de compresión.

Las anomalías negativas en Ti y Nb (Fig. 16) son características típicas de magmas generados en ambientes de arco. Estos elementos se encuentran dentro del grupo de los denominados HFSE o elementos de alta carga iónica. Debido a que son relativamente insolubles en soluciones acuosas o fundidos silicáticos, un análisis de sus concentraciones puede dar información acerca de las características de la fuente de los magmas, eliminando las desviaciones producidas por el aporte de los fluidos derivados de la placa subductada. En un principio, la anomalía en Ti y Nb se atribuía a la retención de estos elementos durante el proceso de fusión por alguna fase refractaria (por ej., rutilo o ilmenita) presente, ya sea en el manto o en la placa subductada (Arculus y Powell, 1985). En ambientes de arcos de islas oceánicas, donde no hay intervención posible de la corteza o litósfera continental, otros autores (Salters y Hart, 1991; Woodhead *et al.*, 1993) determinaron que este empobrecimiento es una impronta del manto (astenósfera empobrecida) y por lo tanto un rasgo heredado y no adquirido como consecuencia de fenómenos de fusión o fraccionamiento a alto nivel. Sin embargo, en arcos continentales, el esquema de generación de magma es más complicado debido a la intervención de otras variables, una de ellas es la participación del manto litosférico enriquecido como una de las fuentes principales del magma (Pearce, 1983; Hickey *et al.*, 1986). Los valores de Nb, por ejemplo, son algo más elevados que en los de islas oceánicas, hecho que puede explicarse como consecuencia de un mayor porcentaje de fraccionamiento a altos niveles de la corteza o un porcentaje menor de fusión parcial en relación a los arcos de islas oceánicas.

El enriquecimiento en elementos incompatibles o de bajo potencial iónico (LIL) se considera que es el resultado del aporte de los fluidos derivados de la placa subductada que metasomatizan el manto litosférico (Pearce, 1983). Para el caso particular del Ba y Th, éstos son elementos que se consideran aportados por la corteza continental durante el ascenso de los magmas.



En el caso en estudio, se pueden identificar dos tipos de fuente, de un modo similar al que explican Hikey *et al.* (1986). En las rocas más toleíticas (37, 38, 44), que no muestran enriquecimiento en elementos LIL, la fuente debió haber estado empobrecida originalmente, de forma similar a la fuente de los MORB o IAB. Mientras que para el resto de las rocas (calcoalcalinas+transicionales)(siempre tomando las composiciones más básicas), la fuente tiene características de enriquecimiento en LIL, es decir una fuente que podría estar más relacionada al manto litosférico. Este diferente comportamiento entre los dos grupos de rocas se puede interpretar de dos maneras posibles, que estén relacionadas a la misma fuente pero por un distinto grado de fusión parcial en cuyo caso las rocas toleíticas representan un porcentaje de fusión mayor que para el otro grupo; o bien que la fuente sea diferente, en un caso de tipo MORB y en el otro de tipo manto litosférico enriquecido. Un hecho sí es concluyente y es que en las rocas toleíticas habría menor grado de contaminación cortical, hecho que concuerda con un menor espesor de la corteza. Algunos autores consideran que espesores normales o relativamente delgados que justifiquen la ausencia de granate serían menores a 35 km. (Cornejo *et al.*, 1994) y considerando que en la actualidad, el espesor de la corteza es de aproximadamente 30 km (López Escobar *et al.*, 1995), es posible suponer que el espesor de la corteza al momento de la formación de las rocas analizadas pudo haber sido menor a 30 km. Evidentemente, ambos grupos de rocas están manifestando el pasaje de un arco inmaduro a uno más maduro con engrosamiento de corteza continental, aunque no lo suficientemente espesa como para que exista granate. De este modo, el grupo de rocas toleíticas estaría ubicado temporalmente antes que el otro grupo analizado. No hay que descartar la posible relación de estas rocas toleíticas con los procesos extensionales de intraarco que dieron origen a los cuerpos básicos toleíticos (F. Tecka) que caracterizan el jurásico inferior del sector de las Sierras de Tecka y Tepuel (Page y Page, 1990).

La perfecta alineación que presentan todas las muestras en el diagrama Hf vs. Zr (Fig. 9) indica que no hubo heterogeneidades en la fuente mientras se generaron estas rocas (Rollinson, 1993; pag.157).

Al comparar los resultados obtenidos en las vulcanitas aquí estudiadas con datos preexistentes en la literatura correspondientes a vulcanitas de edad comparable (Baker *et al.*, 1981; Haller, 1985), se puede apreciar la similitud en cuanto al comportamiento geoquímico. Para facilitar la visualización se han graficado en un diagrama normalizado a MORB (Fig. 19), muestras de la F. Ibáñez (Baker *et al.*, 1981) y de la F. Lago La Plata (Haller, 1985). Los valores son perfectamente comparables, sin evidenciar diferencias

notables. En las rocas que corresponden a la F. Ibáñez se notan valores de Sr algo más elevados, que podrían evidenciar una corteza de diferente edad o composición, considerando que estas muestras se encuentran a 46° S sobre el sector chileno.

Tabla 1: Composición química de las vulcanitas del cerro Cuche. Oxidos expresados en % en peso y elementos minoritarios en ppm.

| Muestra                        | 7896  | 6396  | 6296bis | 3896  | 1596  | 6995  | 4795  | 8194  | 4694  | 4594  |
|--------------------------------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| número de Mg                   | 25.81 | 48.01 | 47.90   | 45.51 | 33.79 | 48.74 | 48.42 | 65.40 | 48.62 | 37.11 |
| SiO <sub>2</sub>               | 65.60 | 56.04 | 56.39   | 54.09 | 63.88 | 63.30 | 61.42 | 51.58 | 55.73 | 71.10 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.40  | 1.10  | 1.15    | 1.07  | 0.89  | 0.75  | 0.82  | 1.28  | 1.30  | 0.46  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17.21 | 17.06 | 16.89   | 17.67 | 17.02 | 16.60 | 16.39 | 17.06 | 18.74 | 15.07 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5.52  | 8.97  | 8.94    | 9.06  | 7.19  | 5.35  | 7.82  | 8.70  | 9.05  | 3.15  |
| MnO                            | 0.19  | 0.15  | 0.16    | 0.25  | 0.11  | 0.14  | 0.17  | 0.18  | 0.11  | 0.04  |
| MgO                            | 0.97  | 4.18  | 4.15    | 3.82  | 1.85  | 2.57  | 3.71  | 8.30  | 4.32  | 0.94  |
| CaO                            | 2.94  | 7.06  | 7.58    | 8.19  | 2.94  | 5.00  | 5.20  | 7.37  | 2.95  | 2.47  |
| Na <sub>2</sub> O              | 5.91  | 3.04  | 2.72    | 2.68  | 4.22  | 4.13  | 2.09  | 3.34  | 6.73  | 4.98  |
| K <sub>2</sub> O               | 1.09  | 2.15  | 1.75    | 2.99  | 1.76  | 1.95  | 2.21  | 1.87  | 0.79  | 1.67  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.18  | 0.25  | 0.26    | 0.17  | 0.14  | 0.20  | 0.17  | 0.32  | 0.30  | 0.11  |
| LOI                            | 3.18  | 1.44  | 1.45    | 2.68  | 0.58  | 2.10  | 0.59  | 5.18  | 3.99  | 2.84  |
| Cr                             | 22    | 131   | 173     | 14    | 181   | 53    | 193   | 267   | 20    | 28    |
| Ni                             | 6     | 37    | 27      | 14    | 9     | 30    | 20    | 165   | 11    | 10    |
| Co                             | 5     | 22    | 23      | 12    | 14    | 12    | 15    | 36    | 22    | 5     |
| Sc                             | 5     | 25    | 25      | 25    | 21    | 13    | 17    | 23    | 23    | 7     |
| V                              | 6     | 240   | 243     | 262   | 184   | 111   | 165   | 191   | 244   | 38    |
| Cu                             | 4     | 38    | 40      | 16    | 40    | 10    | 21    | 48    | 6     | 20    |
| Pb                             | 6     | 10    | 10      | 59    | 15    | 14    | 27    | 13    |       | 9     |
| Zn                             | 65    | 99    | 108     | 138   | 70    | 118   | 116   | 110   | 108   | 42    |
| Sn                             |       |       |         |       |       |       |       |       |       |       |
| W                              |       |       | 5.08    |       |       |       | 8.14  |       |       |       |
| Mo                             |       |       |         |       |       |       |       |       |       |       |
| As                             | 4.13  | 7.06  | 5.08    | 15.41 | 7.05  | 6.09  | 9.16  | 10.67 | 41.12 | 3.13  |
| Sb                             | 0.52  | 0.30  | 0.31    | 4.01  |       | 1.12  | 3.26  | 2.88  | 4.53  | 0.84  |
| Ag                             |       |       | 0.7     |       |       |       |       |       |       |       |
| Au                             |       | 7.1   |         |       |       | 14.2  | 14.3  |       |       |       |
| K                              | 9077  | 17825 | 14516   | 24820 | 14629 | 16189 | 18337 | 15507 | 6565  | 13869 |
| Rb                             |       | 67    | 63      | 117   | 82    | 76    | 102   | 75    |       | 77    |
| Cs                             |       | 2.22  |         | 4.42  | 8.16  | 2.23  | 8.04  | 2.56  |       |       |
| Ba                             | 193   | 456   | 385     | 1177  | 607   | 316   | 131   | 278   | 129   | 470   |
| Sr                             | 192   | 329   | 305     | 254   | 382   | 362   | 83    | 401   | 287   | 252   |
| Tl                             |       |       |         |       |       |       |       |       |       |       |
| Ga                             |       |       |         |       |       |       |       |       |       |       |
| Ta                             |       |       |         |       |       |       |       |       |       |       |
| Nb                             |       |       |         |       |       |       |       |       |       |       |
| Hf                             | 2.99  | 3.93  | 3.76    | 4.01  | 3.22  | 4.77  | 3.56  | 3.10  | 4.22  | 7.31  |
| Zr                             | 102   | 148   | 159     | 147   | 137   | 191   | 146   | 132   | 173   | 255   |
| Ti                             | 2412  | 6588  | 6887    | 6406  | 5313  | 4506  | 4943  | 7679  | 7775  | 2755  |
| Y                              | 31    | 31    | 31      | 39    | 33    | 25    | 23    | 23    | 30    | 30    |
| Th                             | 0.93  | 5.24  | 5.29    | 5.45  | 5.14  | 5.79  | 4.78  | 3.74  | 5.17  | 8.67  |
| U                              |       | 0.60  | 1.42    | 1.13  |       | 1.63  | 0.92  | 1.60  | 1.16  | 3.03  |
| La                             | 4.75  | 19.96 | 20.13   | 13.56 | 20.75 | 19.91 | 23.41 | 18.57 | 21.09 | 24.64 |
| Ce                             | 14.44 | 40.32 | 38.63   | 26.71 | 38.27 | 40.63 | 47.84 | 36.29 | 47.45 | 52.21 |
| Pr                             |       |       |         |       |       |       |       |       |       |       |
| Nd                             | 11.35 | 22.18 | 23.38   | 16.44 | 23.16 | 21.33 | 21.38 | 22.42 | 21.09 | 18.80 |
| Sm                             | 3.09  | 4.84  | 4.98    | 4.42  | 5.24  | 4.06  | 4.68  | 4.06  | 4.85  | 4.70  |
| Eu                             | 1.03  | 1.31  | 1.42    | 1.13  | 1.51  | 1.22  | 1.43  | 1.28  | 1.37  | 1.04  |
| Gd                             |       |       |         |       |       |       |       |       |       |       |
| Tb                             |       |       |         |       |       |       |       |       |       |       |
| Dy                             |       |       |         |       |       |       |       |       |       |       |
| Ho                             |       |       |         |       |       |       |       |       |       |       |
| Er                             |       |       |         |       |       |       |       |       |       |       |
| Tm                             |       |       |         |       |       |       |       |       |       |       |
| Yb                             | 3.20  | 2.62  | 2.64    | 3.29  | 3.12  | 1.93  | 2.14  | 1.60  | 2.53  | 2.82  |
| Lu                             | 0.47  | 0.39  | 0.40    | 0.47  | 0.40  | 0.33  | 0.34  | 0.26  | 0.38  | 0.43  |
| Be                             | 1.03  | 2.02  | 2.03    | 1.03  | 1.01  | 2.03  | 1.02  | 2.13  | 2.11  | 2.09  |

Tabla 1: Composición química de las vulcanitas del cerro Cuche. Oxidos expresados en % en peso y elementos minoritarios en ppm.

| Muestra                        | 1394  | 37     | 38    | 41    | 80    | 44     | 12    | 1895a | 11    |
|--------------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| número de Mg                   | 45.74 | 35.42  | 29.57 | 40.62 | 45.54 | 42.47  | 48.49 | 24.41 | 46.05 |
| SiO <sub>2</sub>               | 57.64 | 54.59  | 53.36 | 61.10 | 54.62 | 54.62  | 59.17 | 56.94 | 59.78 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.04  | 1.20   | 1.10  | 0.87  | 1.28  | 1.15   | 1.04  | 1.20  | 0.98  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17.62 | 19.45  | 22.40 | 16.22 | 17.39 | 17.33  | 16.98 | 19.19 | 17.74 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 8.57  | 10.55  | 9.33  | 7.40  | 9.94  | 11.22  | 8.57  | 8.78  | 7.74  |
| MnO                            | 0.17  | 0.17   | 0.12  | 0.10  | 0.21  | 0.18   | 0.13  | 0.22  | 0.21  |
| MgO                            | 3.65  | 2.92   | 1.98  | 2.55  | 4.20  | 4.18   | 4.07  | 1.43  | 3.34  |
| CaO                            | 7.29  | 8.33   | 8.28  | 4.60  | 4.99  | 5.87   | 6.10  | 6.26  | 5.87  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3.65  | 2.42   | 2.99  | 5.53  | 5.76  | 4.80   | 2.74  | 5.41  | 2.77  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.17  | 0.18   | 0.28  | 1.48  | 1.36  | 0.50   | 0.93  | 0.25  | 1.35  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.19  | 0.18   | 0.16  | 0.13  | 0.25  | 0.15   | 0.27  | 0.33  | 0.22  |
| LOI                            | 1.37  | 4.40   | 1.77  | 2.63  | 2.26  | 3.08   | 3.11  | 2.95  | 3.22  |
| Cr                             | 52    |        |       |       |       |        |       |       |       |
| Ni                             | 20    | 17     | 10    | 12    | 22    | 36     | 27    |       | 44    |
| Co                             | 21    | 44     | 19    | 16    | 23    | 145    | 18    |       | 12    |
| Sc                             | 25    |        |       | 23    | 27    | 39     | 23    |       | 22    |
| V                              | 226   | 212    | 186   | 159   | 227   | 296    | 169   |       | 175   |
| Cu                             | 41    | 46     | 75    | 25    | 46    | 56     | 39    |       | 13    |
| Pb                             | 9     | 7      | 4     | 12    | 10    | 4      | 9     |       | 7     |
| Zn                             | 102   | 113    | 91    | 103   | 137   | 114    | 132   |       | 90    |
| Sn                             |       |        |       | 1.03  | 2.06  | 1.04   | 2.06  |       | 2.07  |
| W                              |       | 168.46 | 2.75  | 4.94  | 8.97  | 497.41 | 2.27  |       | 1.87  |
| Mo                             |       | 0.92   | 0.61  | 0.72  | 0.62  | 1.56   | 1.34  |       | 0.93  |
| As                             | 6.17  | 12.30  | 28.56 | 19.57 | 18.57 | 30.10  | 11.34 |       | 17.63 |
| Sb                             | 1.03  | 0.92   | 1.43  | 1.13  | 2.79  | 0.73   | 0.41  |       | 1.87  |
| Ag                             |       |        |       |       |       |        |       |       |       |
| Au                             |       |        |       |       |       |        |       |       |       |
| K                              | 1451  | 1532   | 2286  |       |       |        |       |       |       |
| Rb                             |       | 5      | 5     | 41    | 35    | 17     | 36    |       | 46    |
| Cs                             |       | 0.72   | 0.82  | 1.03  | 1.03  | 2.49   | 6.08  |       | 4.35  |
| Ba                             | 161   | 74     | 91    | 383   | 987   | 216    | 335   |       | 241   |
| Sr                             | 300   | 204    | 274   | 213   | 676   | 494    | 291   |       | 267   |
| Tl                             |       |        |       | 0.21  | 0.31  | 0.10   | 0.72  |       | 0.31  |
| Ga                             |       | 23     | 22    | 20    | 14    | 21     | 23    |       | 24    |
| Ta                             | 1.03  | 1.22   | 0.17  | 0.55  | 0.75  | 3.32   | 0.78  |       | 0.83  |
| Nb                             |       | 2.4    | 1.8   | 5.2   | 8.1   | 5.1    | 9.2   |       | 9.3   |
| Hf                             | 3.39  | 2.77   | 2.14  | 4.84  | 4.44  | 3.01   | 0.48  |       | 4.98  |
| Zr                             | 130   | 120    | 89    | 198   | 190   | 125    | 210   |       | 215   |
| Ti                             | 6226  | 7192   | 6604  |       |       |        |       |       |       |
| Y                              | 30    | 30     | 29    | 36    | 32    | 27     | 32    |       | 31    |
| Th                             | 3.50  | 1.04   | 1.07  | 6.23  | 5.56  | 2.42   | 6.21  |       | 8.26  |
| U                              | 1.34  | 0.35   | 0.41  | 1.57  | 1.19  | 0.59   | 1.42  |       | 1.78  |
| La                             | 14.81 | 5.02   | 4.79  | 18.64 | 23.00 | 9.65   | 24.75 |       | 29.24 |
| Ce                             | 29.82 | 13.33  | 12.34 | 41.62 | 50.96 | 23.66  | 54.46 |       | 62.31 |
| Pr                             |       | 1.97   | 1.81  | 5.01  | 6.23  | 3.09   | 6.50  |       | 7.28  |
| Nd                             | 16.45 | 9.64   | 8.67  | 20.09 | 25.27 | 13.80  | 25.78 |       | 27.79 |
| Sm                             | 4.11  | 3.80   | 3.26  | 5.56  | 6.91  | 4.25   | 6.70  |       | 6.84  |
| Eu                             | 1.03  | 1.22   | 1.11  | 1.46  | 2.00  | 1.34   | 1.76  |       | 1.62  |
| Gd                             |       | 4.72   | 4.08  | 5.87  | 6.50  | 4.77   | 6.29  |       | 6.22  |
| Tb                             | 0.93  | 0.92   | 0.71  | 1.03  | 1.03  | 0.83   | 1.03  |       | 1.04  |
| Dy                             |       | 5.02   | 4.18  | 5.97  | 5.67  | 4.88   | 5.67  |       | 5.29  |
| Ho                             |       | 1.13   | 0.92  | 1.34  | 1.24  | 1.04   | 1.24  |       | 1.14  |
| Er                             |       | 3.18   | 2.65  | 3.91  | 3.40  | 3.11   | 3.51  |       | 3.32  |
| Tm                             |       | 0.46   | 0.37  | 0.57  | 0.47  | 0.46   | 0.51  |       | 0.49  |
| Yb                             | 2.67  | 2.97   | 2.45  | 4.02  | 3.09  | 2.80   | 3.30  |       | 3.11  |
| Lu                             | 0.40  | 0.43   | 0.34  | 0.55  | 0.44  | 0.40   | 0.45  |       | 0.44  |
| Be                             | 2.06  |        |       | 2.06  | 2.06  | 1.04   | 2.06  |       | 2.07  |

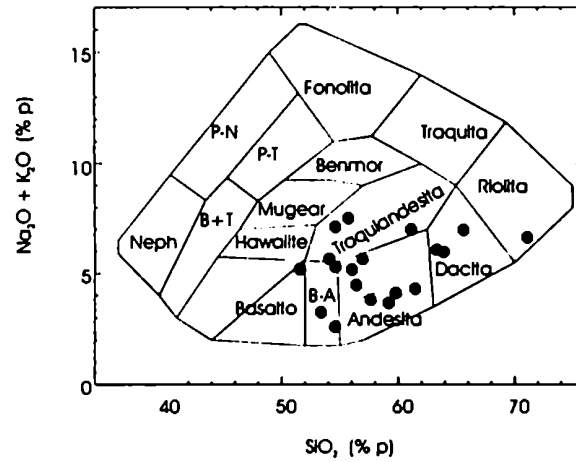


Fig. 3: Diagrama de clasificación álcalis-silíce (Cox et al., 1989)

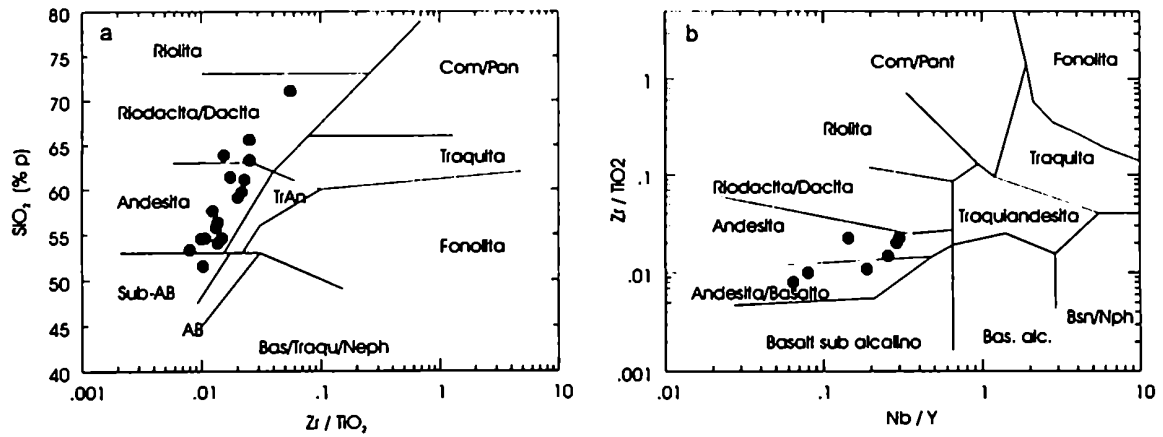


Fig. 4 a y b: Diagramas de clasificación de Wynchester y Floyd (1977)



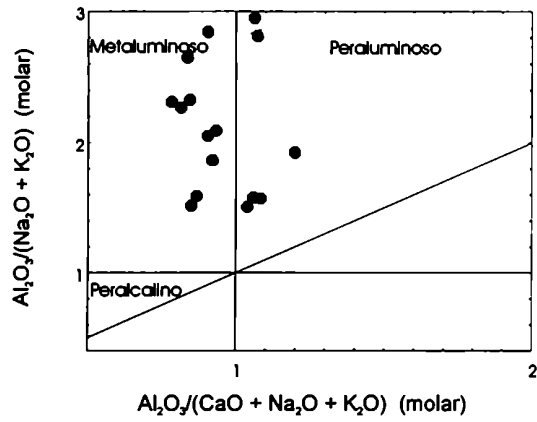


Fig. 5 : Índice de aluminosidad de Shand

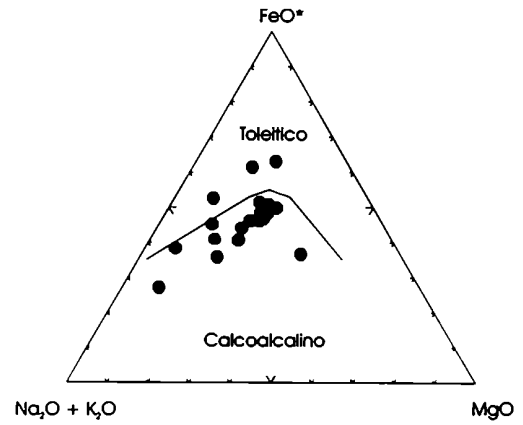


Fig. 6 : Diagrama AFM (Irvine y Baragar 1971)

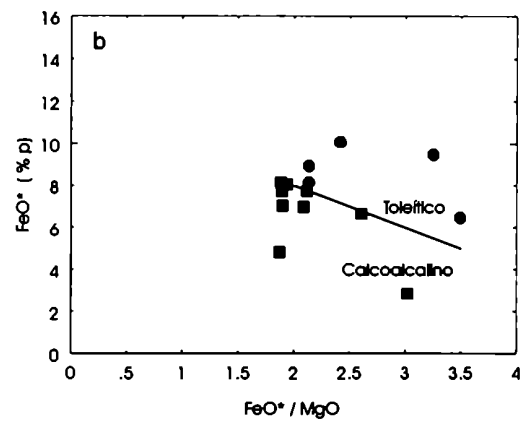
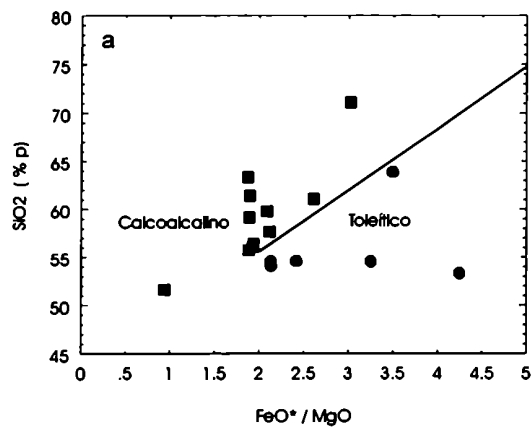


Fig. 7 a y b: Diagramas discriminarios de campos Toleítico y Calcoalcino según Miyashiro (1974)

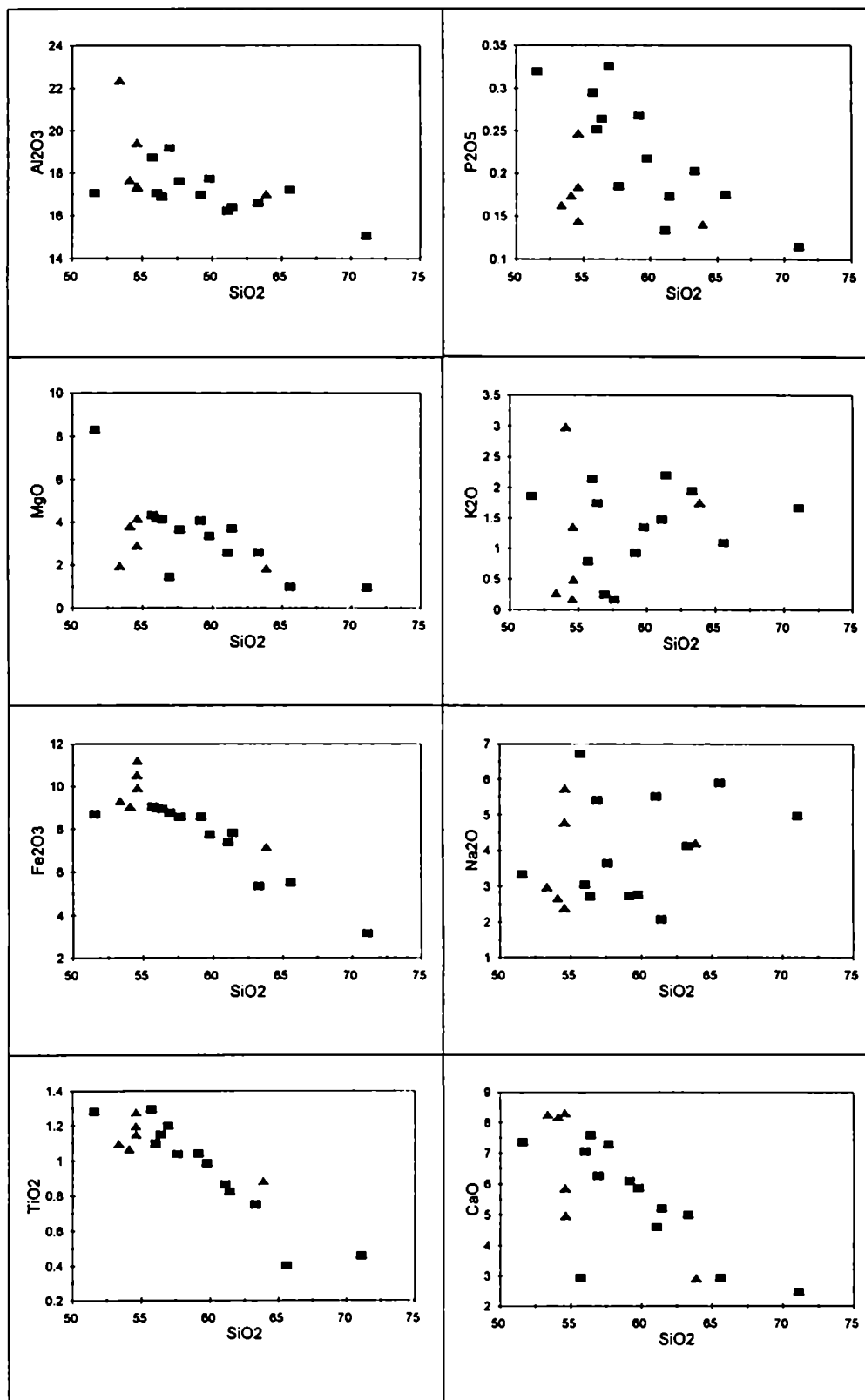


Fig. 8: Diagramas Harker correspondientes a Vulcanitas del Cerro Cucho, utilizando SiO<sub>2</sub> como Índice de diferenciación. ■ Toletas; ▲ Calcoalcalinas

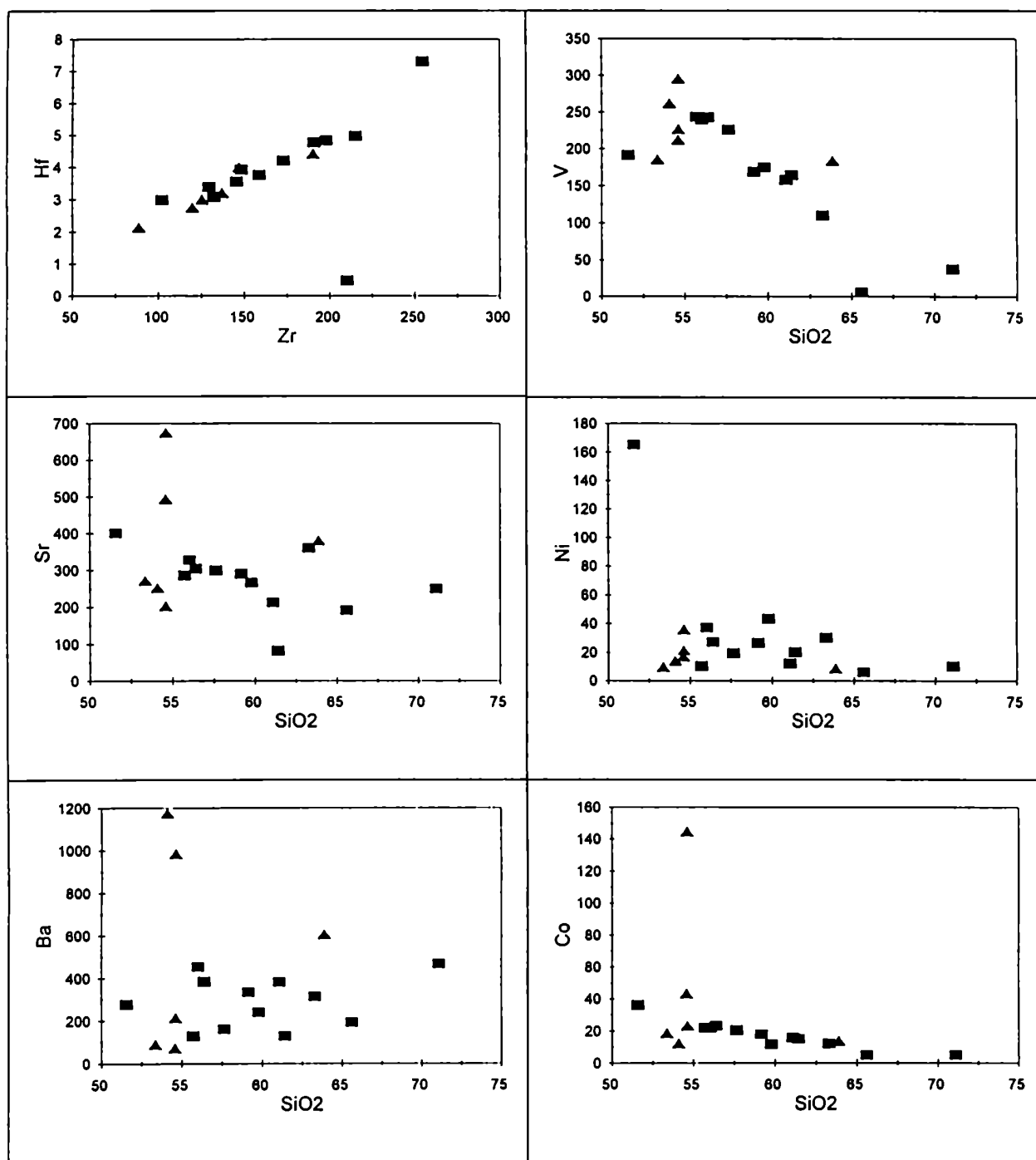


Fig. 9: Diagramas Harker de elementos menores, utilizando SiO<sub>2</sub> y Zr como Índice de diferenciación. ■ Toleltas; ▲ Calcoalcalinas

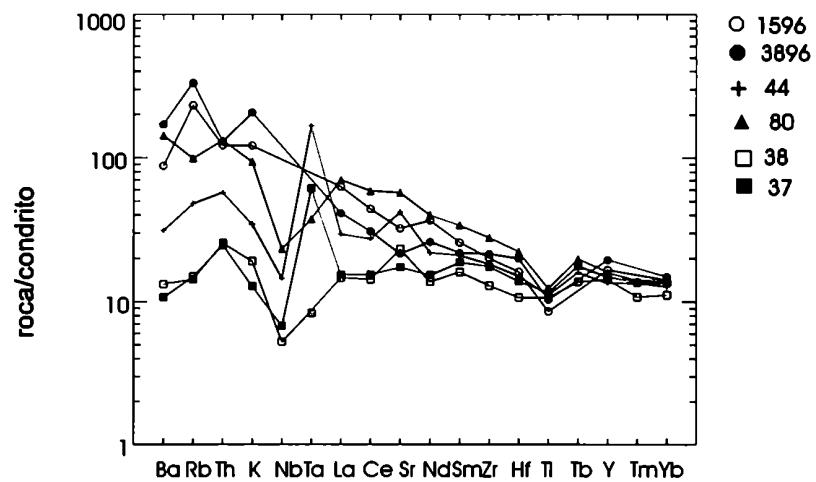


Fig.10: diagrama normalizado a condrito según constantes de Thompson *et al.* (1984) para rocas de afinidad toleítica

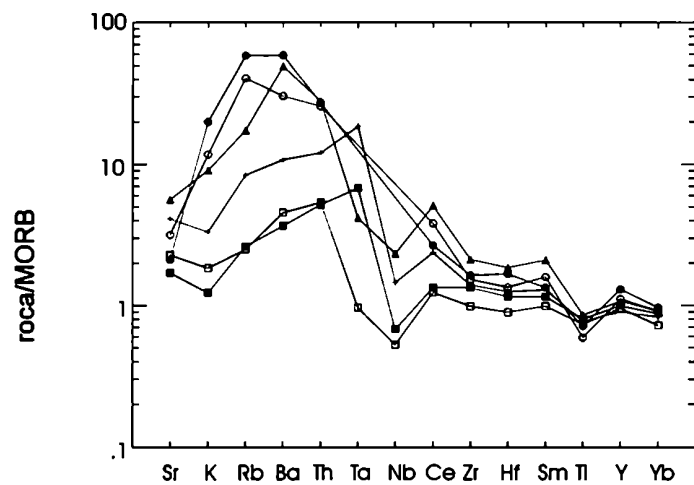


Fig. 11: diagrama normalizado a MORB según constantes de Pearce (1983) para rocas de afinidad toleítica

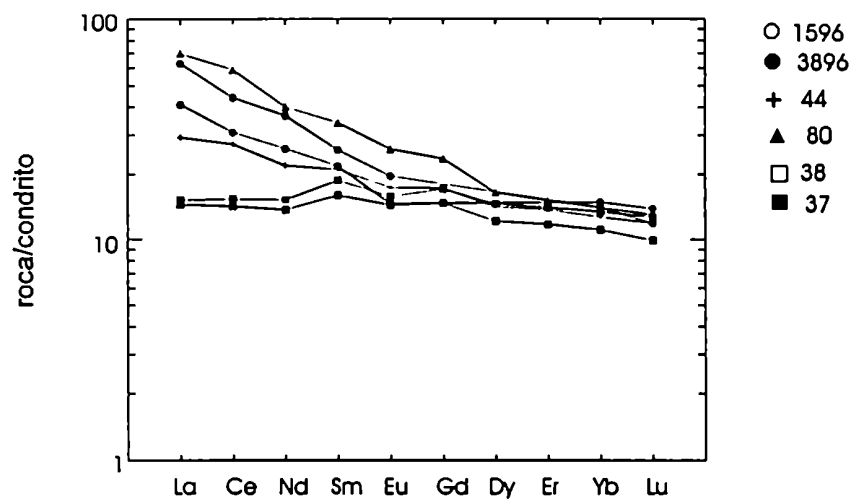


Fig. 12: diagrama normalizado a condrito según constantes de Nakamura (1974) para rocas de afinidad toleítica.

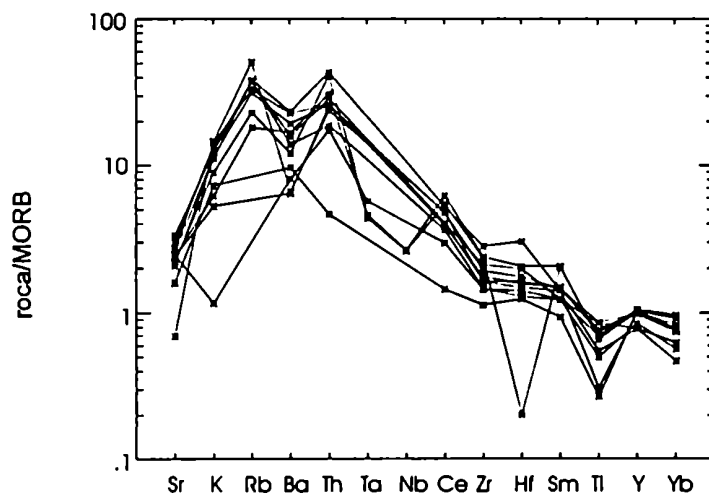


Fig. 13: diagrama normalizado a MORB según constantes de Pearce (1983) para rocas de afinidad calcoalcalina



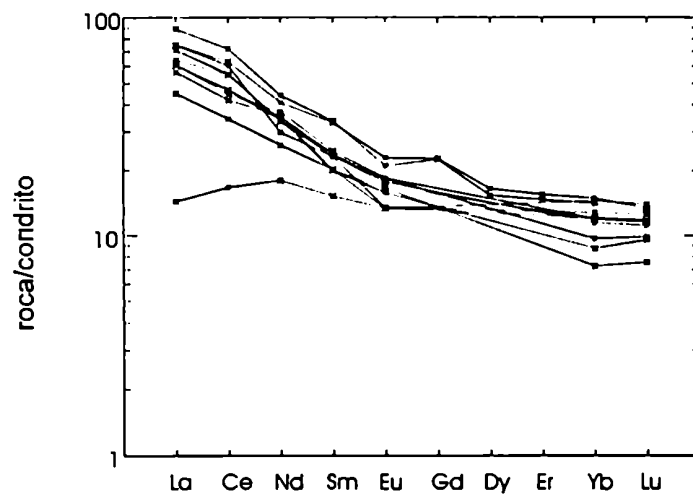


Fig. 14: diagrama normalizado a condrito según constantes de Nakamura (1974) para el conjunto de rocas calcoalcalinas

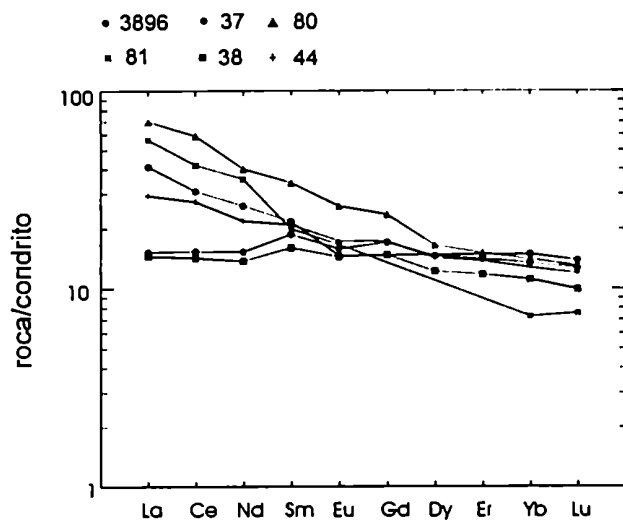


Fig. 15: diagrama normalizado a condrito según constantes de Nakamura (1974) para rocas con menos de 56% de  $\text{SiO}_2$

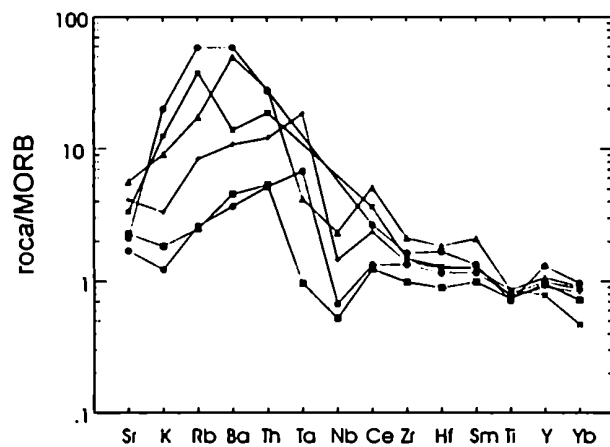


Fig. 16: diagrama normalizado a MORB según constantes de Pearce (1983) para rocas con menos de 56% de  $\text{SiO}_2$

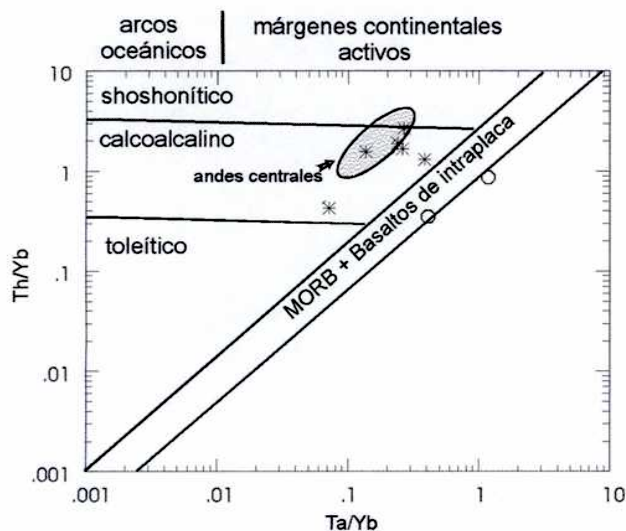


Fig. 17: Diagrama Th/Yb vs Ta/Yb que diferencia basaltos de arcos de islas oceánicas de arcos de márgenes continentales (Pearce 1982)

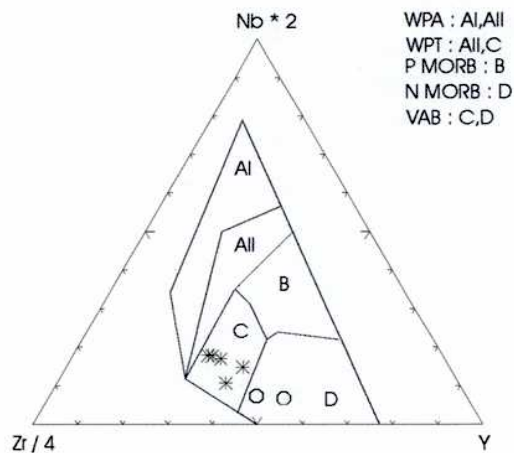


Fig. 18 : Diagrama discriminatorio de Meschede (1986). WPA= Basaltos alcalinos de intraplaca; WPT= Toleítas de intraplaca; VAB= Basaltos de arco volcánico; P-N MORB= Basaltos de fondo oceánico

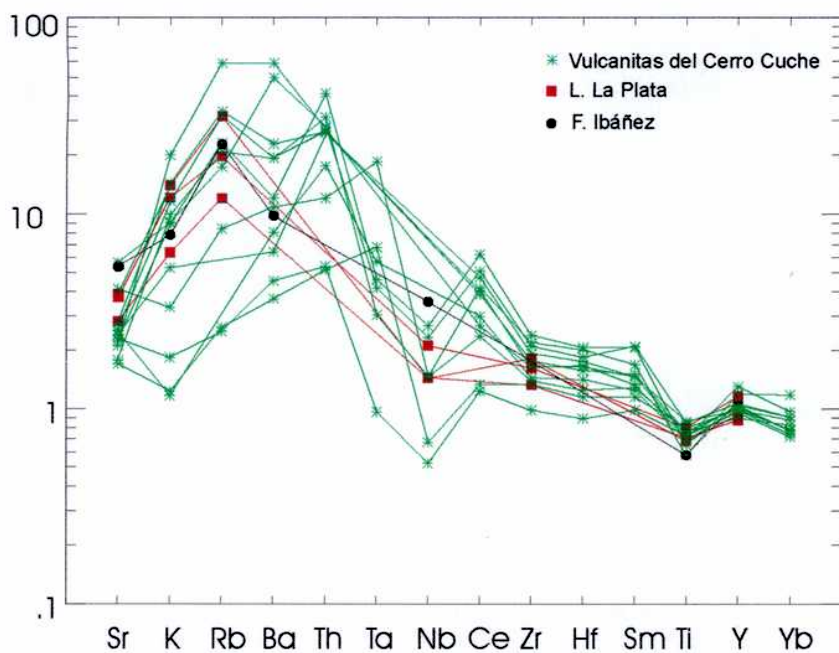


Fig. 19: Diagrama normalizado a MORB (Pearce 1983) de vulcanitas jurásicas correspondientes al Cerro Cucho, F. Lago La Plata (Haller, 1985) y F. Ibáñez (Baker *et al.*, 1981)

## **GRUPO DIVISADERO**

### **Antecedentes**

Lapido (1979b) agrupa bajo esta denominación a todas las formaciones volcanogénicas cretácicas que afloran en el tramo de la cordillera Patagónica al sur del lago Buenos Aires. Posteriormente Haller y Lapido (1980) incluyen en este Grupo a todas las formaciones vulcanogénicas de la cordillera Patagónica que se apoyan sobre las sedimentitas titono-neocomianas.

Heim (1940) fue el primero en utilizar este término al definir la "Serie Divisadero" o "Formación Divisadero" en Coyhaique, nombre que es mantenido por Skarmeta y Charrier (1976), Thiele *et al.* (1979) en la zona Futaleufú-Palena y Skarmeta (1978) más al sur, entre el lago Gral. Carrera y Cordillera del Castillo.

En la zona de Trevelin (Haller, 1979), estas vulcanitas se agrupan bajo la denominación de Formación Cordón de las Tobas, nombre que fue utilizado por Fuenzalida (1968) para las vulcanitas y epiclastitas terrestres aflorantes en la zona de Alto Palena.

En la zona de Corcovado, Pesce (1979a) utiliza la denominación Formación Carrenleufú para piroclastitas correlacionables con este grupo.

Lapido (1979a) distingue dentro de este Grupo a dos Formaciones, Cordón de las Tobas, para los afloramientos típicamente calcoalcalinos del sector occidental y la Formación Ñirehuao para los afloramientos calcoalcalinos, mesosilíceos y hasta ácidos, del sector oriental. Esta última Formación fue definida por Espinosa y Fuenzalida (1971) para la zona de Coyhaique y mencionada por Skarmeta y Charrier (1976). Si bien estos autores consideran que su edad máxima podría ser paleógena, Haller y Lapido (1980) la incluyen dentro de este grupo.

Cabe acotar que el Miembro Ventisquero de la Formación Tamango (Thiele *et al.*, 1979) es incluido dentro de este mismo Grupo por Haller y Lapido (1980).

En la zona del Lago Fontana, Ramos (1981) distingue tres unidades litológicas en el sector oriental: Formación Payaniyeu, Formación Ñirehuao y Formación El Gato. Mientras que el sector occidental estaría caracterizado por una sola unidad, la formación Carrenleufú.

Niemeyer (1975, en Charrier *et al.*, 1979) define la Formación Chile Chico para la zona del Lago Buenos Aires. En el territorio argentino estos depósitos fueron denominados por Lapido (1979b) como Formaciones Chacabuco y Los Álamos.

### *Litología*

La Formación Cordón de las Tobas, en la zona de Alto Palena (Fuenzalida, 1968), está constituida por una secuencia de vulcanitas y sedimentitas continentales. Las vulcanitas corresponden a lavas y piroclastitas de naturaleza andesítica predominante. Las rocas clásticas incluyen brechas, areniscas, limolitas y tobas depositadas en ambientes lacustres, ubicados en la parte superior de la secuencia. En Trevelin, esta unidad presenta características similares. Constituye una secuencia de vulcanitas (lavas y piroclastitas) y epiclastitas continentales. En general, las lavas son fenoandesíticas pero se observa una acidificación hacia la parte superior representada por fenoriolitas (Haller, 1979). El pasaje de la formación Cerro Campamento a la Formación Cordón de las Tobas es gradual, ya que en los términos superiores de la Formación Cerro Campamento la participación piroclástica va en aumento y los términos inferiores de la Formación Cordón de las Tobas se habrían depositado en un ambiente subácuo.

En Corcovado, Pesce (1979a) describe a la Formación Carrenleufú como un conjunto tobáceo de naturaleza andesítica con intercalaciones de psamitas y pelitas. Señala que las vulcanitas adquieren carácter más ácido hacia la parte superior.

En la zona de Río Pico (Lapido, 1979a), la Formación Cordón de las Tobas está compuesta por tobas andesíticas con basandesitas y dacitas subordinadas y la Formación Ñirehuao por vulcanitas y piroclastitas de composición variable, de andesítica a riolítica. Esta unidad pasa en continuidad a la zona del Lago Fontana, donde es reconocida por Ramos (1981).

Como se mencionara anteriormente, Ramos (1981) distingue dos sectores, uno oriental con tres formaciones y otro occidental con una sola. En el sector occidental el Grupo está constituido por:

Formación Payaniyeu, que fue definida por Ploszkiewicz y Ramos (1977) para las piroclastitas de composición ácida que afloran en la Sierra de Payaniyeu;  
Formación Nirehuao, que comprende afloramientos de andesitas, dacitas y basaltos en facies lávicas y piroclásticas. La secuencia se torna más ácida hacia arriba

Formación El Gato (Ploszkiewicz y Ramos, 1977), compuesta por tobas dacíticas rojizas.

En el sector occidental la Formación Carrenleufú está conformada por andesitas.

En el lago Buenos Aires (Lapido, 1979b), los afloramientos están constituidos por vulcanitas y tobas riolíticas a dacíticas y, por encima aflora una secuencia de tobas arenosas, areniscas y conglomerados interestratificados.

Thiele *et al.*, (1979) describen en la zona de Futaleufú-Palena vulcanitas andesíticas con niveles de areniscas y lutitas intercaladas y, más al sur, Skarmeta (1978) menciona piroclastitas riolíticas y dacíticas que hacia el este adquieren carácter más porfírico y andesítico.

Este Grupo se correlaciona en la zona extraandina con el Grupo Las Heras y parte inferior del Grupo Chubut (Uliana *et al.*, 1985).

#### *Relaciones Estratigráficas*

La mayor parte de los afloramientos yace en concordancia sobre los sedimentos neocomianos, excepto en Carrenleufú (Pesce, 1979a) y en el Lago Fontana (Ramos, 1981), por lo que se le asigna una edad aptiana. Las dataciones radimétricas (en Haller y Lapido, 1980) indican una concentración de edades en el lapso 109-111 Ma, lo que corrobora dicha edad

#### **Sector del cerro Cuche**

Se incluyen bajo esta denominación a las vulcanitas de posible edad cretácica que afloran en el área estudiada.

El cerro Cuche se encuentra coronado por una lava de composición riodacítica, la única con estas características reconocida en el sector. Es de color gris y textura porfírica, constituida por fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita en una pasta gris afanítica (1895b). Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales y se encuentran resorbidos por la pasta y levemente argilitizados. El cuarzo anhedral presenta engolfamientos, en algunos casos muy profundos. La biotita se encuentra alterada a muscovita y óxidos de hierro. La pasta es principalmente vidrio recrystalizado a un agregado felsítico en parte argilizado. Sobre la base de las diferencias petrográficas con las vulcanitas jurásicas que les infrayacen, se asigna este afloramiento con reservas al Cretácico. Estas diferencias

son la presencia de fenocristales de cuarzo y biotita y la ausencia de la alteración propilitica, tan extendida en las rocas jurásicas.

Se incluyen también en esta formación una serie de diques andesítico-dacíticos que intruyen a las vulcanitas jurásicas, pero que no se han reconocido en el sector de las sedimentitas terciarias y por esta razón son asignados al Cretácico. Afloran con un azimut aproximado de 210° y con corridas cortas, que no superan los 20 m. Estos cuerpos se caracterizan por tener una coloración verde grisácea, con fenocristales de plagioclasa y máficos en una pasta afanítica de color verde (muestras 7695a, 6896 y 7596). Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales y alcanzan hasta 7 mm de longitud. Se presentan alterados a arcillas, carbonatos y epidoto. Los máficos son subhedrales y se encuentran totalmente reemplazados por minerales secundarios; por la forma de los cristales se atribuyen a anfíboles o piroxenos. La pasta está conformada por tablillas de plagioclasa en textura pilotáxica afieltrada. En la muestra 7695a las plagioclasas presentan un reborde de feldespato alcalino de hábito radial y esferulitas de feldespato alcalino. También contiene cristales de cuarzo totalmente redondeados y rodeados por este mismo material, por lo que se interpretan como cristales asimilados que reaccionaron con el líquido portador.

### **Caracterización geoquímica**

Se practicaron análisis de elementos mayoritarios y minoritarios en las 4 muestras que se consideran correspondientes a esta unidad, cuyos resultados pueden apreciarse en la Tabla 2.

De acuerdo a su composición química, las diques se clasifican como dacitas, mientras que la lava que corona el cerro Cucho se clasifica como riolita (Fig. 20). La clasificación química resulta levemente más diferenciada o más ácida que la petrográfica. Una de las causas de esta discrepancia es la dificultad para determinar con exactitud la composición de la pasta por medios ópticos, a lo que se suma el grado de alteración que afecta a las rocas.

El rango de sílice varía entre 63% y 67% y, sobre la base de su contenido en álcalis, el índice de Peacock (Fig. 21) las ubica en el campo de las rocas cálcicas. De acuerdo a su tenor de alúmina, los diques muestran características metaluminosas, pasando a peraluminosas en la riolita (Fig. 22).



En el diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) las rocas muestran bajos contenidos de hierro que las ubican dentro del campo de las rocas netamente calcoalcalinas (Fig. 23) y dentro de este en el sector más enriquecido en álcalis.

La figura 24 representa las relaciones de óxidos en diagramas Harker, utilizando la sílice como índice de diferenciación. Si bien el número de análisis es escaso, se pueden obtener algunas características que permiten intentar la caracterización de esta asociación. En líneas generales el  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  muestran una buena correlación negativa con la sílice, resultando trenes muy dispersos para el resto de los óxidos. Sin embargo, esta dispersión no es tan notoria entre los elementos minoritarios (excepto Rb, K y Ba) y tierras raras, que muestran tener concentraciones similares (Figs. 25 y 26). De modo que posiblemente, la dispersión observada en algunos elementos mayoritarios y Sr, K y Ba se deba a procesos de alteración.

Se graficaron los contenidos de elementos minoritarios y tierras raras en diagramas normalizados. En el primero de ellos (Fig. 25), las tierras raras fueron normalizadas a condrito según constantes de Nakamura (1974). Las muestras presentan un enriquecimiento en tierras raras livianas respecto de las pesadas. Este enriquecimiento varía entre 10 y 100 veces el valor del condrito, según el elemento. Para las tierras raras pesadas, el diseño del diagrama se hace plano, marcando un leve empobrecimiento de Yb y Lu con concentraciones menores a 10 veces las del condrito. Este empobrecimiento en general se relaciona a fases residuales en el manto, que en este caso y dados los elementos involucrados se trataría de granate. En el diagrama normalizado a MORB (Fig. 26) según los valores de Pearce (1983), se puede apreciar un diseño empinado, con enriquecimiento en Th, dispersión en otros litófilos como el Ba, K y Rb y empobrecimiento en los HFSE, con anomalía negativa en Ti. Las anomalías encontradas en elementos de gran radio iónico (K y Ba) se atribuyen a la alteración, debido a que en el resto de los elementos, que se consideran inmóviles, las concentraciones son similares. Por otro lado, la muestra 7596, con las desviaciones más significativas es la que presenta el valor más alto de LOI de las cuatro analizadas. El diseño en este diagrama es típico de rocas de arco volcánico, donde el enriquecimiento en LIL puede ser atribuido a un conjunto de procesos que involucran contaminación con la corteza, diferenciación en cámaras magmáticas y mezcla de magmas.

Tabla 3: Composición química de diques y lavas del Grupo Divisadero. Óxidos expresados en % en peso y elementos minoritarios en ppm.

| Muestra                        | 7596  | 6896  | 7695A | 1895b |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| n° Mg                          | 49.80 | 47.34 | 46.84 | 9.68  |
| SiO <sub>2</sub>               | 63.93 | 63.62 | 66.98 | 67.89 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.80  | 0.76  | 0.57  | 0.46  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16.59 | 16.63 | 15.72 | 19.79 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5.44  | 5.14  | 4.25  | 3.17  |
| MnO                            | 0.08  | 0.08  | 0.07  | 0.08  |
| MgO                            | 2.73  | 2.33  | 1.89  | 0.17  |
| CaO                            | 4.09  | 5.16  | 3.89  | 1.17  |
| Na <sub>2</sub> O              | 5.97  | 3.70  | 4.10  | 3.66  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.19  | 2.40  | 2.36  | 3.42  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.18  | 0.17  | 0.17  | 0.18  |
| LOI                            | 2.89  | 1.75  | 1.60  | 1.92  |
| Cr                             | 99    | 45    | 49    |       |
| Ni                             | 24    | 25    | 29    |       |
| Co                             | 15    | 13    | 11    |       |
| Sc                             | 14    | 13    | 9     |       |
| V                              | 120   | 111   | 77    |       |
| Cu                             | 12    | 26    | 19    |       |
| Pb                             | 18    | 13    | 19    |       |
| Zn                             | 58    | 73    | 61    |       |
| W                              | 6.15  |       |       |       |
| As                             | 12.29 | 2.06  | 8.13  |       |
| Sb                             | 5.12  | 0.62  | 0.81  |       |
| Ag                             |       |       | 0.5   |       |
| K                              | 1616  | 19889 | 19572 |       |
| Rb                             |       | 100   |       |       |
| Cs                             |       | 1.75  | 2.13  |       |
| Ba                             | 54    | 427   | 419   |       |
| Sr                             | 543   | 364   | 390   |       |
| Hf                             | 5.12  | 5.96  | 4.27  |       |
| Zr                             | 208   | 216   | 165   |       |
| Ti                             | 4790  | 4561  | 3412  |       |
| Y                              | 27    | 28    | 21    |       |
| Th                             | 5.63  | 5.45  | 6.50  |       |
| U                              | 1.95  | 1.65  | 1.83  |       |
| La                             | 17.93 | 19.23 | 19.21 |       |
| Ce                             | 35.86 | 40.10 | 35.57 |       |
| Nd                             | 16.39 | 24.68 | 16.26 |       |
| Sm                             | 3.89  | 4.42  | 3.15  |       |
| Eu                             | 1.13  | 1.23  | 0.91  |       |
| Yb                             | 2.05  | 2.57  | 1.63  |       |
| Lu                             | 0.31  | 0.39  | 0.25  |       |
| Be                             | 1.02  | 2.06  | 2.03  |       |

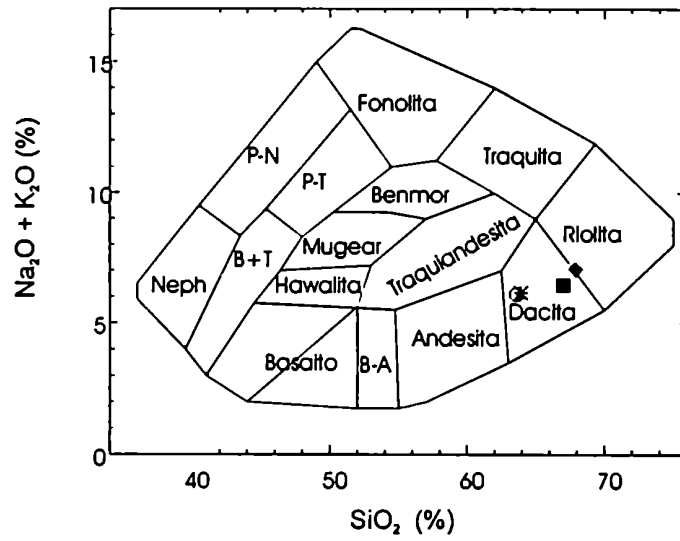
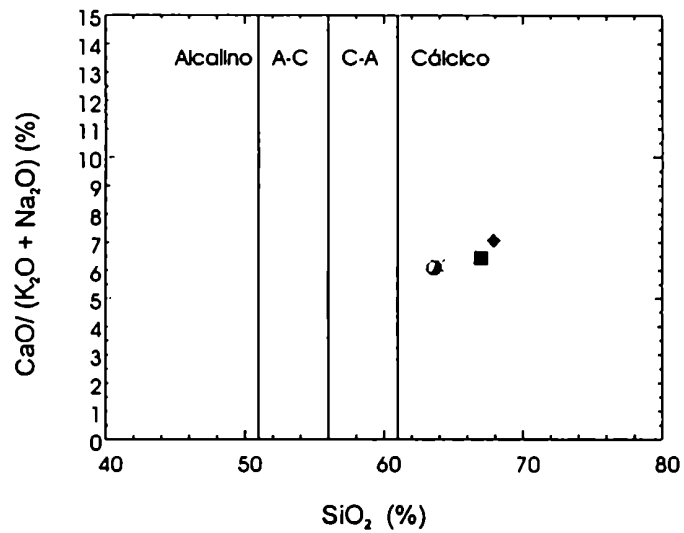


Fig. 20: Diagrama de clasificación álcalis-sílice (Cox et al., 1979)



#### REFERENCIAS

- ✱ 7596
- 7695a
- ◆ 1895b
- 6896

Fig. 21: Índice de Peacock

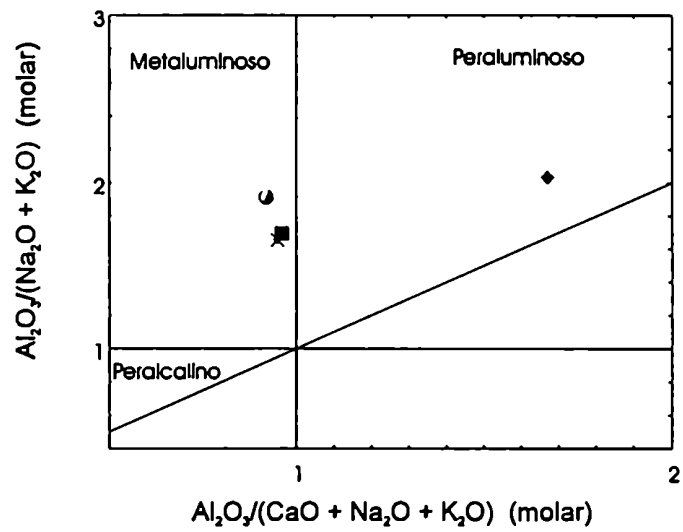


Fig. 22: Índice de Shand

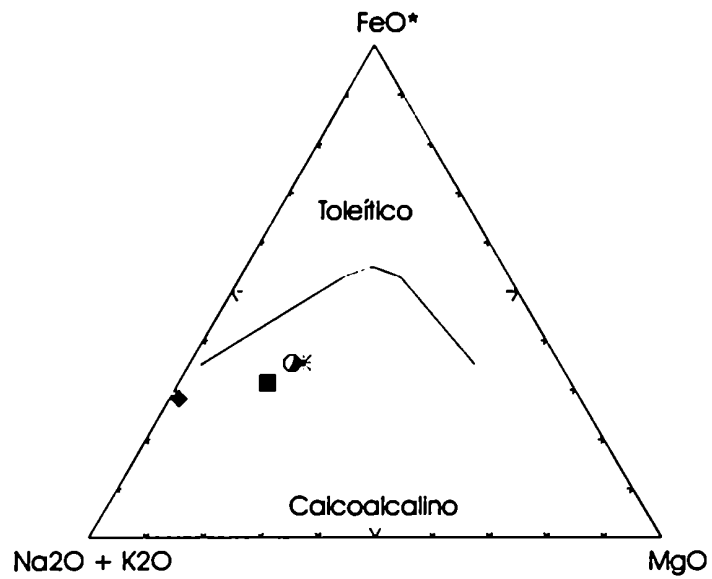


Fig. 23: Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971)

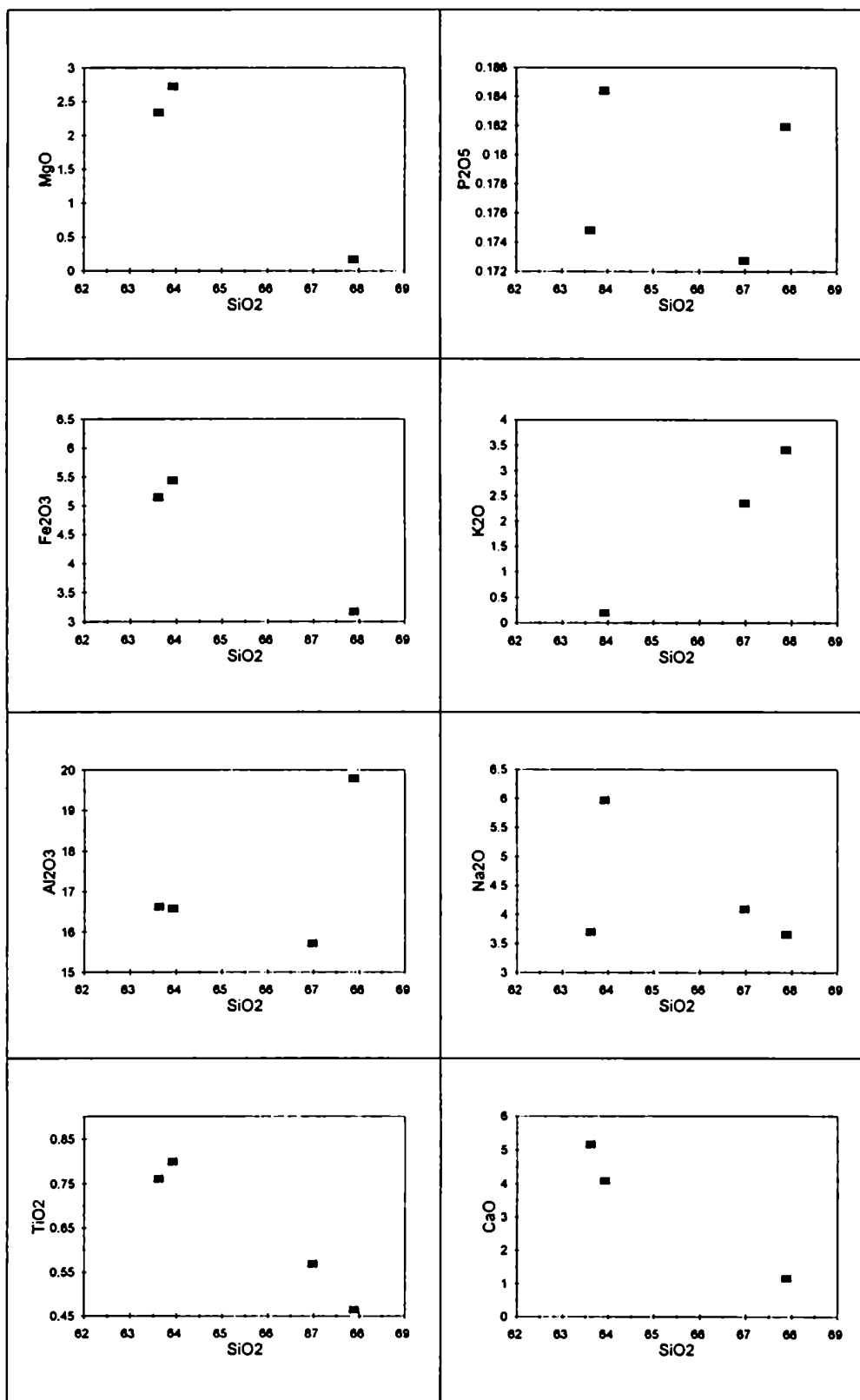


Fig. 24: Diagramas Harker utilizando SiO<sub>2</sub> como índice de diferenciación

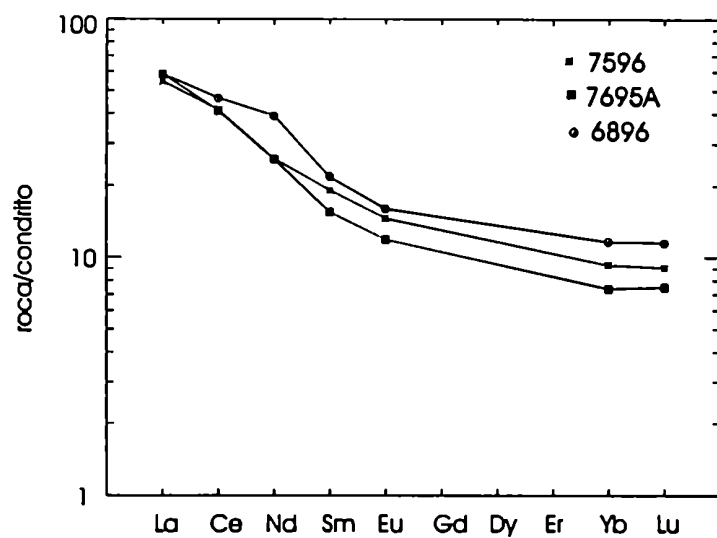


Fig. 25: Diagrama de tierras raras normalizadas a condrito según constantes de Nakamura (1984)

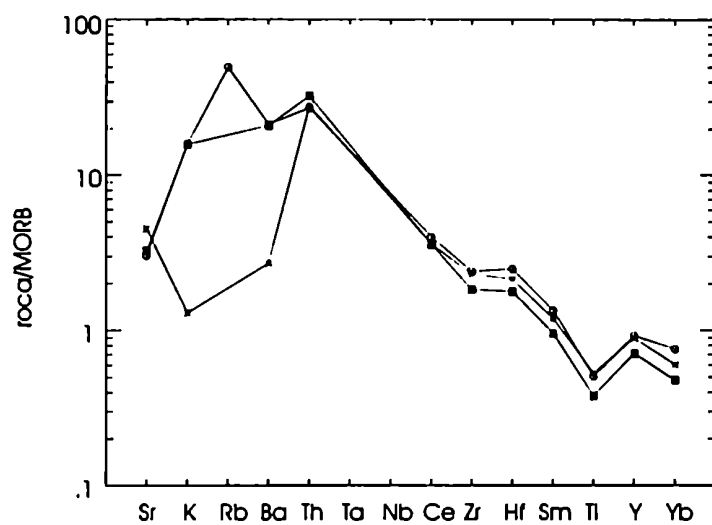


Fig. 26: Diagrama multielemento normalizado a MORB según constantes de Pearce (1983)



## **BATOLITO ANDINO**

### **Antecedentes**

Los afloramientos de rocas plutónicas involucrados en el presente estudio tienen una ubicación geográfica tal, que su correlación con unidades conocidas dentro de la *literatura* geológica no está bien definida aún. Algunos autores las relacionan con el Batolito Andino o Patagónico, mientras que otros los ubican dentro del plutonismo que caracteriza la precordillera del Chubut o zona extraandina. El problema radica en definir el límite oriental del Batolito Andino. A continuación se hace una breve reseña de los antecedentes más importantes referidos al plutonismo cretácico, dentro de cada zona mencionada, a los fines de poder realizar una correlación más ajustada.

Dentro del ámbito de la Cordillera Patagónica Central, Haller y Lapido (1980) agruparon a las rocas plutónicas en sobresaturadas y saturadas. Las plutonitas sobresaturadas afloran principalmente sobre la línea de las altas cumbres y se extienden ampliamente hacia el oeste. En territorio argentino los afloramientos son más esporádicos y llegan hasta el lago Fontana. Las rocas saturadas constituyen cuerpos aislados que afloran a lo largo del límite internacional y zonas aledañas.

Márquez (1989) denomina informalmente Complejo Granodiorítico del Cordón Caquel a los cuerpos granodioríticos que afloran en el sector de la Sierra de Caquel.

En el sector extraandino, lo que se conoce informalmente como precordillera, los cuerpos graníticos aflorantes han sido reunidos por Turner (1982) como Formación Aleusco.

Gordon y Ort (1993) nombran a las plutonitas que afloran en el sector preandino de las provincias de Río Negro y norte del Chubut como Batolito Patagónico Subcordillerano (BPS), diferenciándolo del Batolito Patagónico (BP) propiamente dicho, que aflora en la Cordillera.

### **Plutonitas sobresaturadas**

Haller y Lapido (1980) incluyen aquí las rocas intrusivas del "Batolito Andino" descriptas por Fuenzalida (1968) en la región de Alto Palena. Se trata de granodioritas de color gris claro que en algunos casos portan abundantes xenolitos.

Thiele *et al.* (1979) describen tres intrusivos principales en la región de Futaleufú-Palena: \*Lonconao: que corresponde a un stock tonalítico. \*Futaleufú-Palena: cuya

composición varía de dioritas a monzogranitos. \*Matreras: constituido por un sienogranito.

En la región de Coyhaique (45° y 46° latitud sur) Skarmeta y Charrier (1976) denominan "Complejo Granítico Patagónico" a un conjunto de afloramientos de granodioritas, granitos, granitos gráficos y granófiros. Estos autores mencionan que hacia el este estos afloramientos se hacen más jóvenes, básicos y alcalinos y representan menores profundidades de emplazamiento.

Entre los 46° y 47° las rocas plutónicas se denominan "Intrusivos Graníticos" (Skarmeta, 1978) y comprenden las variedades de granitos, tonalitas, granodioritas y adamellitas.

En la zona aledaña a Trevelin, el granitoide Río Hielo (Haller, 1979) constituye extensos afloramientos asociados con diques y filones capa. Este granitoide está constituido por una facies mesosilícea y una facies básica que se incluye en las plutonitas saturadas. La facies mesosilícea está integrada por granodioritas y dioritas. En el río Hielo hay pequeños afloramientos de granitos que se consideran los extremos mas ácidos del Batolito Andino.

Pesce (1979a) separa las rocas graníticas aflorantes entre la localidad de Corcovado y el Lago Gral. Vintter en dos entidades: Granito Lago General Vintter y Granito Corcovado. Posteriormente, el mismo autor (1979b) reúne estos elementos en el Grupo Lago Gral. Vintter-Palena. Se trata de plutonitas que se han formado en las primeras fases de cristalización magmática e incluyen diferentes tipos litológicos: sienogranitos, monzogranitos, granodioritas y tonalitas, predominando granodioritas y monzogranitos.

En la comarca de Río Pico, Lapido (1979a) denomina a las plutonitas sobresaturadas del Ciclo Eruptivo Patagonídico como Formación Morro Grande. Éstas, como todas las rocas pertenecientes al Batolito Patagónico, poseen cambios de facies. En la alta Cordillera predominan las granodioritas; pero también hay tonalitas y granitos.

En el sector occidental del Lago La Plata Chico aflora la Formación Granito La Plata Chico (Ramos, 1976), que según Quartino (1952) está compuesta fundamentalmente por adamellitas. De acuerdo a Ramos (1981), este cuerpo presenta dos facies diferentes. Una de color gris a gris rosado que forma la parte alta de los cerros que constituyen el límite internacional. Corresponde a tonalitas y granodioritas con un aspecto lajoso característico. La parte central, más aledaña al lago, presenta una facies más rosada que se distingue de la anterior por tener un porcentaje mayor de feldespato potásico.

## Plutonitas saturadas

Haller y Lapido (1980) incluyen aquí a los "Stocks" de naturaleza granodiorítica, diorítica y andesítica que Fuenzalida (1968) describe para el área de Alto Palena. También se correlacionan con los "otros intrusivos" (Thiele *et al.* 1979) de la región de Futaleufú-Palena, que comprenden diques y filones intermedios, principalmente microdioritas y andesitas y con los intrusivos dioríticos y tonalíticos que describen Skarmeta y Charrier (1976) para la región de Coyhaique. Consisten en pórfidos dioríticos y tonalíticos hipabisales a subvolcánicos.

En el sector argentino, estos afloramientos fueron denominados por Pesce (1979a) como Formación Morro Serrano. Esta unidad abarca una serie de cuerpos intrusivos (stocks, filones capa y diques) de composición básica. Se la considera actualmente como la representante de los eventos tardíos y póstumos de la cristalización magmática desarrollada a lo largo del tramo medio de la Cordillera Patagónica. En el trabajo de Pesce (1979b) se encuentra una descripción detallada de estos afloramientos. Los tipos litológicos más importantes son pórfidos dioríticos y andesíticos. Haller (1979) reconoce esta unidad en los alrededores de Trevelin como la facies básica del granitoide Río Hielo, constituida por gabros, que en algunos casos presentan características atípicas por su bajo contenido de minerales féficos. Los cuerpos hipabisales intruyen a los granitoides y conforman una trama de diques de composición fenoandesítica-basáltica.

En la zona de Río Pico, Lapido (1979a) denomina a estos stocks como Formación Lago Cinco, que está constituida por dioritas y pórfiros andesíticos.

Las formaciones Muzzio y Cerro Victoria (Ramos, 1976) también se incluyen dentro de este grupo. La Formación Cerro Victoria está constituida por una microdiorita afírica alterada, asociada a diques de igual composición. La Formación Muzzio está compuesta por gabros con una textura de meteorización muy característica. Los máficos se alteran formando huecos dando un aspecto moteado a la roca. Los cuerpos de la región occidental y del río Apeleg chico presentan acidificación o hibridación posterior, que torna los cuerpos gábricos en dioritas o monzodioritas.

## Complejo Granodiorítico del Cordón Caquel

Según Márquez (1989) se trata de un cuerpo de dimensiones batolíticas con numerosos intrusivos hipabisales menores, con composiciones que varían entre granodioríticas y tonalíticas y texturas de granudas a porfiroideas.

Márquez (1994) ubica este complejo en el Cretácico medio a superior y lo

considera como la apófisis más oriental del Batolito Andino.

#### Formación Aleusco

Son numerosos los cuerpos que Turner (1982) reúne en esta unidad. Suero (1953) diferenció las distintas unidades magmáticas que la componen. Las más importantes son el plutón de las Sierra de Tepuel y Tecka, Batolito Aleusco, plutón de Loma Colorada y Stock Caquel. Si bien corresponden en su mayoría a granodioritas y granitos, presentan algunas diferencias entre si, ya sea en el color o en la composición. Estos cuerpos fueron estudiados en detalle por Spikermann (1978), Spikermann *et al.* (1988, 1989), Strelin *et al.* (1990), Spikermann *et al.* (1994). Sobre la base de dataciones radimétricas se circunscribe la edad de los cuerpos al Cretácico superior (Spikermann, 1978; Turner, 1982; Spikermann *et al.*, 1988).

Hacia el este de la zona de estudio, sobre la ruta nacional 40, Spikermann (1978) y Benito y Chernicoff (1986) describen el Stock del Cerro Caquel, cuyos últimos afloramientos se encuentran sobre el cauce del arroyo Caquel. Este cuerpo es de composición esencialmente diorítica, con variaciones hacia términos granodioríticos, tonalíticos y sienodioríticos con texturas granosas hipidiomórficas gruesas, medianas y finas. Estos autores asignan este stock al período Cretácico superior sobre la base de dataciones K/Ar que se presentan en el cuadro 2.

#### Batolito Patagónico Subcordillerano

Como se mencionó en párrafos precedentes, esta es la denominación con que Gordon y Ort (1993) designan al plutonismo ubicado en la región preandina de Río Negro y Chubut, hasta los 42°30' LS. Estos autores explican que el BPS presenta una posición oriental en relación al eje principal del BP. A su vez presentan estilos intrusivos diferentes. El BPS es zonal, con contactos netos entre las diferentes facies, mientras que en el BP presenta dominios litológicos, es decir zonas caracterizadas por el predominio de una litología. Otra diferencia con el BP radica en la edad ya que el BPS es más antiguo (Jurásico inferior a medio).

#### Consideraciones geoquímicas

Baker *et al.* (1981) dan a conocer la petroquímica de 25 rocas pertenecientes al Mesozoico de la Cordillera Patagónica a la latitud de 46° Sur. Dos de éstas corresponden a muestras del Batolito. También realizan algunas especulaciones acerca del magma que

da origen a estos plutones a partir de determinaciones de relaciones iniciales de isótopos de Sr realizadas por Halpern y Fuenzalida (1978) entre los 45° y 46°. La relación determinada es de 0,7045. A partir de este dato, Baker *et al.* (1981) relacionan el origen del magma a la subducción, ya sea a través de la fusión del manto o fusión parcial de toleíta oceánica subductada.

Los principales estudios geoquímicos en la zona fueron realizados en primera instancia por Haller (1985) y completados por Barbieri *et al.* (1991), Stanzione *et al.* (1991) y Barbieri *et al.* (1994)

Haller (1985) da a conocer 26 análisis por elementos mayoritarios y minoritarios realizados sobre muestras de vulcanitas y granitoides del Batolito Patagónico en los alrededores de Trevelin (entre los 43° y 43°30' Sur). Nueve de éstos corresponden a las rocas sobresaturadas y cuatro a los gabroides. Sobre la base de estos resultados, Haller (1985) propone un origen del magma por fusión de corteza oceánica subductada en facies de anfibolita.

El trabajo de Barbieri *et al.* (1991) abarca un área mayor (43° a 45°) y se completa con los datos de tierras raras e isótopos de Sr aportados por Stanzione *et al.* (1991). Estos autores dividieron a los afloramientos en dos complejos: Río Cisnes y Carrenleufú. El primero comprende los afloramientos situados en el valle del mismo nombre y que en general corresponden petrográficamente a granitos s.s. con contenidos de sílice entre 64 y 77%. En el complejo Carrenleufú se incluyen los cuerpos aflorantes sobre los ríos Tecka, Carrenleufú y Futaleufú. Su composición varía de granodioritas a tonalitas y monzodioritas cuarzosas, con contenidos de sílice entre 54 y 70%. Las muestras de ambos complejos presentan una marcada afinidad calcoalcalina y características moderadamente peraluminosas. Los contenidos en elementos traza son compatibles con los de un arco volcánico e indican que los procesos de cristalización son controlados principalmente por fraccionamiento de plagioclasa y hornblenda y en las rocas más evolucionadas también por biotita y feldespato potásico. Los elementos de gran radio iónico (LIL) presentan trenes dispersos. Barbieri *et al.* (1991) lo atribuyen a la presencia de facies accesorias o al hecho de que los granitoides representan en general los productos finales de una cámara magmática, en la cual se producen distintas mezclas de sólidos acumulados y de líquidos cristalizados.

Los contenidos de tierras raras normalizados a condrito (Stanzione *et al.*, 1991) muestran fraccionamiento de tierras raras livianas y escaso o ningún fraccionamiento de tierras raras pesadas, lo que estaría relacionado a la cristalización de minerales

accesorios como apatito, circón y granate. Estos autores concluyen que las relaciones isotópicas iniciales de Sr (0,7030 y 0,7036) y las concentraciones de tierras raras sugieren que el magma que dio origen al Batolito Patagónico se formó por un mecanismo de cristalización fraccionada a partir del manto o corteza inferior con episodios de contaminación cortical no muy marcados.

Otro aporte al conocimiento del Batolito a estas latitudes es el realizado por Pankhurst *et al.* (1992) en la región de Chiloé continental, al este de las localidades de Futaleufú y Palena. En la porción este de estos afloramientos predominan los monzogranitos y hacia el oeste la composición pasa a intermedia y básica, predominando las tonalitas, dioritas y gabros. Las relaciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  sobre muestras del sector este (0,7041 y 0,7044) indican que los magmas graníticos derivan de la fusión de una fuente relativamente primitiva, con poca contaminación de materiales corticales. Para el sector oeste las relaciones de Sr son más variables, posiblemente debido a fenómenos de contaminación o modificaciones posteriores a la cristalización (Pankhurst *et al.*, 1992).

Haller *et al.* (1996) dan a conocer las características del Granito Futalaufquen, aflorante en el lago del mismo nombre (42°40' - 42°50' S). Estos autores interpretan que se trata de un cuerpo plutónico composicionalmente complejo cuya fuente tiene características primitivas. Habría evolucionado por cristalización fraccionada en un ambiente de arco volcánico (tipo I) con escasa contaminación cortical.

En relación al BPS, se trata de un complejo de afinidad calcoalcalina con contenidos normales de K (Gordon y Ort, 1993). El principal mecanismo de diferenciación es el fraccionamiento sólido-líquido, pero también se menciona la existencia de fenómenos de *mingling* a partir de la presencia de enclaves dioríticos. Según Busteros y Lema (1991), estas rocas tienen afinidad con un arco magmático, relacionadas a un ambiente de subducción.

Strelin *et al.* (1990) caracterizan químicamente a las plutonitas que componen la Formación Aleusco. Se trata de rocas calcoalcalinas que evolucionan por procesos de cristalización fraccionada y corresponden a granitos tipo I originados en un ambiente de arco maduro o retroarco.

## Edad

En el cuadro 2 se puede apreciar una compilación de las edades radimétricas

disponibles hasta el momento para el sector analizado del Batolito Andino y del sector de la precordillera del Chubut más próximo al ámbito del presente estudio.

Varios autores coinciden en el hecho de que habría dos ciclos o pulsos de intrusión dentro del Cretácico. Por ejemplo, González Díaz y Valvano (1979) determinan para la zona del Lago Nahuel Huapí (al Norte de la Cordillera Patagónica Central) un evento magmático con dos pulsos comagmáticos o bien dos plutones unitarios sin relación entre sí. El primer pulso se encontraría en  $101 \pm 4$  Ma y el segundo en  $80 \pm 4$  Ma.

Ramos y Ramos (1979) señalan la existencia de un ciclo magmático Patagonídico con un clímax entre los 110 y 90 Ma, que representa el período de máxima actividad plutónica del Batolito Andino, que se extiende desde la Antártida hasta Jujuy. En la parte superior de este ciclo habría otro período de actividad, que asocian a pulsos intrusivos menores póstumos, entre 78 y 86 Ma.

Pesce (1979b) también distingue dos episodios genéticamente vinculados. La fase principal, representada por la F. Lago Gral. Vintter, estaría ubicada cronológicamente en el máximo de frecuencia del ciclo Patagonídico (98 Ma) de Ramos y Ramos (1979) y los episodios tardío magmáticos y póstumos, representados por la F. Morro Serrano, se ubicarían entre 78 y 72 Ma.

Haller y Lapido (1980) consideraron estadísticamente las edades disponibles hasta ese momento y postularon la existencia de dos ciclos de intrusión, el primero ubicado en el intervalo 100-102 Ma y el segundo en 82-84 Ma, coincidiendo con González Díaz y Valvano (1979).

Posteriormente Stanzione *et al.* (1991) agregan nuevas edades radimétricas de los granitoides ubicados entre los  $43^\circ$  y  $46^\circ$  Sur, estableciendo tres ciclos de intrusión, en el Cretácico inferior medio (125-100 Ma), Cretácico superior (85-70 Ma) y en el Terciario (50-10 Ma).

Pankhurst *et al.* (1992) obtienen 3 isocronas Rb/Sr sobre los granitoides ubicados en la región continental de Chiloé, entre  $42^\circ$  y  $42^\circ 30'$  Sur. Estas edades representarían episodios intrusivos discretos entre 120 y 100 Ma. Más al sur, en la región continental de Aysen, entre los  $46^\circ$  y  $47^\circ$ , Skarmeta (1978) considera sobre la base de numerosas dataciones radimétricas, que la actividad plutónica se desarrolla en dos períodos principales: entre 110-125 Ma y entre 70-80 Ma.

A partir de los datos presentados en el Cuadro 2 se volvieron a graficar las edades disponibles hasta 1997 para este sector del Batolito Patagónico (Fig. 27). Para la construcción del gráfico, cada edad fue distribuida proporcionalmente a la amplitud del



rango de su dispersión. Se pudo comprobar que los máximos de actividad se encuentran entre 76 y 82 Ma (Campaniano) y entre 99 y 102 Ma (Albiano) coincidiendo plenamente con los periodos anteriormente establecidos (González Díaz y Valvano, 1979; Haller y Lapido, 1980). Más al sur (48°) las edades del Batolito Patagónico varían entre los mismos valores con un máximo entre 70 y 100 Ma (Weaver *et al.*, 1990). De acuerdo a Bruce *et al.* (1991), los picos de actividad magmática en el Batolito se correlacionan directamente con un máximo en la velocidad de expansión del fondo oceánico y con la orogenia andina.

Cabe recordar que la actividad magmática que originó al Batolito Patagónico no se restringe al Mesozoico, sino que se extiende casi sin interrupción hasta el Terciario.

CUADRO 2: Edades radimétricas de rocas plutónicas de la Cordillera Patagónica y Precordillera del Chubut

| LOCALIDAD                     | LITOLOGÍA              | MÉTODO | EDAD (Ma) | REFERENCIA                     |
|-------------------------------|------------------------|--------|-----------|--------------------------------|
| Río Huemul, SO de Trevelin    | pórfiro gábrico        | K/Ar   | 99±3      | Haller (1979)                  |
| C° Buitre, NO de Río Pico     | granito                | K/Ar   | 76±5      | Lapido (1979a)                 |
| Lago 3, SO de Río Pico        | granito                | K/Ar   | 83±5      | Lapido (1979a)                 |
| S Lago Vintter                | pórfiro andesítico     | K/Ar   | 72±10     | Pesce (1979b)                  |
| C° Bayo Moro, N de Corcovado  | pórfiro monzodiorítico | K/Ar   | 78±4      | Pesce (1979b)                  |
| C° Tres Lagunas, Lago Vintter | monzogranito           | K/Ar   | 74±3      | Pesce (1979b)                  |
| Corcovado                     | monzogranito           | K/Ar   | 81±5      | Pesce (1979b)                  |
| Lago La Plata                 | granito                | K/Ar   | 90±5      | Ramos (1981)                   |
| Lago La Plata                 | granito                | K/Ar   | 85±5      | Ramos (1981)                   |
| N Lago Fontana                | microdiorita           | K/Ar   | 126±10    | Ramos (1981)                   |
| Río Apeleg                    | granodiorita           | K/Ar   | 103±10    | Ramos (1981)                   |
| Lago Amutui Quimei            | tonalita               | K/Ar   | 84±10     | Toubes y Spikermann (1973)     |
| Lago Vintter                  | granodiorita           | K/Ar   | 85±10     | Toubes y Spikermann (1973)     |
| Río Cisnes                    | granito                | Rb/Sr  | 117±7     | Stanzione <i>et al.</i> (1991) |
| Carrenleufú                   | tonalita-granodiorita  | Rb/Sr  | 138±10    | Stanzione <i>et al.</i> (1991) |
| Lago Futalaufquen             | granito                | Rb/Sr  | 125±3.2   | Haller <i>et al.</i> (1996)    |
| Lago Futalaufquen             | granito                | Rb/Sr  | 116±6     | Halpern <i>et al.</i> (1975)   |
| Coyhaique                     | adamellita             | Rb/Sr  | 100±6     | Halpern y Fuenzalida (1978)    |
| N Coyhaique                   | granodiorita           | Rb/Sr  | 109       | Halpern y Fuenzalida (1978)    |
| S Coyhaique                   | adamellita             | Rb/Sr  | 106±9     | Halpern y Fuenzalida (1978)    |
| Futaleufú este                | granitoide             | Rb/Sr  | 121±4     | Pankhurst <i>et al.</i> (1992) |
| Futaleufú oeste               | granitoide             | Rb/Sr  | 110±3     | Pankhurst <i>et al.</i> (1992) |
| Palena                        | granitoide             | Rb/Sr  | 104±5     | Pankhurst <i>et al.</i> (1992) |
| Cerro Caquel                  | tonalita               | K/Ar   | 75±5      | Spikermann (1978)              |
| Stock Caquel                  | tonalita               | K/Ar   | 92±5      | Benito y Chernicoff (1986)     |
| Cerro Cucho                   | granodiorita           | Rb/Sr  | 101±5     | Toubes y Spikermann (1973)     |
| Puesto Caquel                 | granodiorita           | K/Ar   | 103±5     | Turner (1982)                  |
| Sierra de Tepuel              | tonalita               | K/Ar   | 90±3      | Spikermann (1978)              |

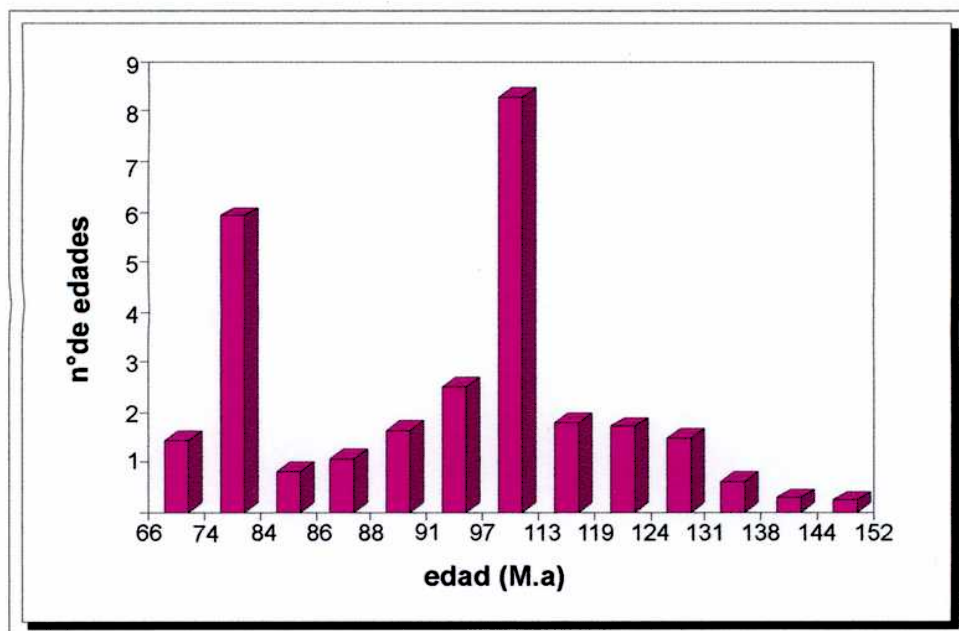


Figura 27: Diagrama de distribución de edades para el Batolito Patagónico en el ámbito de la Cordillera Patagónica Central

## Descripción de los afloramientos

En la zona de estudio, los cuerpos granodioríticos afloran en el sector noreste (ver Fig 2a) y constituyen asomos aislados de escasa extensión. Los principales afloramientos se encuentran en la Sierra de Caquel (Márquez, 1994) y al noreste, cerca de la ruta nacional 40, en el stock que constituye el denominado cerro Caquel (Benito y Chernicoff, 1986).

En el sector reconocido, las rocas muestran una notable homogeneidad tanto textural como composicional. Se trata de granodioritas de coloración gris clara y textura granular hipidiomorfa mediana a gruesa, a veces con cierta tendencia a porfiroide, especialmente observable en la plagioclasa y el anfíbol. Presentan un leve grado de alteración, lo que genera superficies de coloración rojiza y están caracterizadas por la presencia de xenolitos o enclaves redondeados (Foto 11). Están constituidas por un 42% de cristales de plagioclasa (oligoclasa-andesina) subhedrales. Éstos son zonales y en el contacto con el feldespato alcalino se generan mirmequitas. El tamaño promedio es de 5 mm, pero puede llegar a 1 centímetro. Se encuentran maclados según leyes de albita y carlsbad y ocasionalmente contienen inclusiones de apatito. Presentan escasa alteración a sericita. Los cristales de cuarzo (33%) son anhedrales, con extinciones que varían entre relámpago y ondulosa y presentan numerosas fracturas curvas. El feldespato alcalino (10%) se presenta límpido, sin maclar, anhedral y con muy baja birrefringencia. Tiene un ángulo de extinción aproximado de  $20^\circ$  y en algunos casos incluye cristales de plagioclasa. Conforman algunas texturas de tipo gráficas con cuarzo o mirmequitas con plagioclasa. Los cristales de hornblenda (10%) tienen tamaños que varían entre 1 mm y 1,5 cm de longitud. Son euhedrales a subhedrales, con pleocroismo del verde pálido a verde. En general se encuentran libres de alteración, excepto en algunos sectores donde hay una cloritización incipiente. Sobre todo, los cristales más grandes son poiquilíticos, ya que tienen inclusiones de numerosos minerales (feldespato, titanita, apatitos y circón). También, conforman texturas simplectíticas con minerales opacos. La biotita (5%) se presenta en general en láminas prismáticas cortas de aproximadamente 1 mm y secciones basales anhedrales de menor tamaño que la hornblenda, levemente alterada a clorita. En algunos casos tiene inclusiones de circones. La roca presenta un escaso porcentaje de minerales opacos. Son euhedrales a subhedrales, de hábito cúbico y, tienen inclusiones de apatito y feldespatos. Entre los minerales accesorios se destacan titanita, que puede ser euhedral o pulvurulenta; circón de hábito prismático bipiramidal

con los bordes redondeados y, apatito también prismático, en algunos casos con los bordes redondeados. Intersticialmente se observaron ceolitas, pero muy escasas.



Foto 11: enclaves máficos en granodiorita

En el área afloran algunos pequeños cuerpos tipo porfíricos de composición tonalítica (muestra 2994) que se pueden interpretar como apófisis de la granodiorita.

En diversos lugares se ha podido observar la relación de contacto de esta granodiorita con las vulcanitas jurásicas, evidenciando de esta manera el carácter intrusivo del cuerpo. Los contactos son netos (Foto 12) y en las proximidades de los mismos se desprenden del cuerpo principal venas aplíticas de hasta 20 cm de espesor que penetran la roca de caja. En un solo sector se observó el efecto del contacto sobre la caja volcánica, la que se transforma en un hornfels por metamorfismo térmico. Esta zona coincide con la localización de un sector de alteración hidrotermal importante (Foto 13), con silicificación y piritización en forma predominante. La pirita se oxida generando característicos manchones rojizos. Hacia el sureste, estos afloramientos son cubiertos por los sedimentos cuaternarios, mientras que hacia el noreste, se hallan cubiertos en discordancia por los sedimentos tobáceos calcáreos de la Formación La Mimosa.





Foto 12: contacto neto de la granodiorita con la roca de caja volcánica (Vulcanitas del cerro Cuche)

### *Enclaves*

Como se mencionara anteriormente, la granodiorita está caracterizada por la presencia de xenolitos o enclaves, excepto en los afloramientos que se encuentran al costado del camino de entrada a la estancia Alto Caquel, en donde tampoco se observa la tendencia porfiroide de las plagioclasas y hornblenda. Los xenolitos son redondeados y pueden alcanzar un diámetro de hasta 20 centímetros. Se distinguen por tener menor tamaño de grano y mayor concentración de minerales máficos que la granodiorita, que actúa como roca hospedante. La textura de estos xenolitos es porfiroide, ya que algunos cristales de plagioclasa y hornblenda desarrollan mayor tamaño (1cm) que el resto de la roca que tiene textura granular mediana a fina. El contacto con la roca de caja es neto. Al microscopio se observa que en general todos los minerales son poiquilíticos, ya que contienen numerosas inclusiones de forma redondeada. Los contactos entre los granos son irregulares. Los principales constituyentes son hornblenda (35%) y plagioclasa (35%) y, luego biotita y cuarzo (15%). Las plagioclasas son zonales y presentan maclas polisintéticas. Su composición es oligoclasa-andesina. Se encuentran levemente



alteradas en núcleos y fracturas y se observan algunas mirmequitas, aunque no se detectó claramente la presencia de feldespato alcalino. Los fenocristales de plagioclasa tienen los bordes redondeados y algunas de ellas presentan inclusiones que delimitan zonas internas redondeadas, asemejando límites anteriores del cristal. El anfíbol es subhedral y si bien algunos cristales llegan a 1 cm, el tamaño promedio es de alrededor de 1mm, siendo estos últimos de forma anhedral. Es de color verde con pleocroismo. El cuarzo es anhedral y se encuentra fracturado. La biotita, se presenta en secciones subhedrales y en relación ofítica con los cristales de plagioclasa. Como accesorios hay apatito, circón y opacos. El apatito se presenta en secciones prismáticas alargadas a aciculares y puede ser incoloro o pleocroico de rosado a azul ( $\epsilon$ =azul,  $\omega$ =rosado).

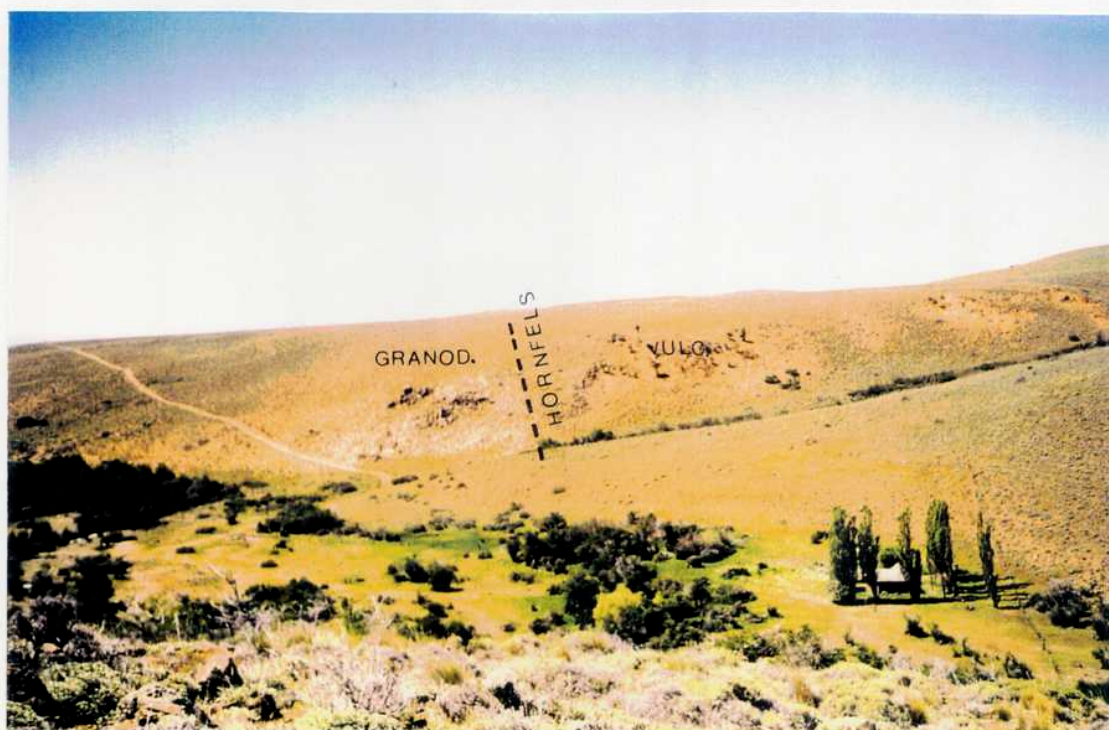


Foto 13: Contacto de la granodiorita con la vulcanita y desarrollo de hornfels.

### Caracterización geoquímica de los granitoides

Se dispone de 5 análisis químicos por elementos mayoritarios, minoritarios y tierras raras (Tabla 3 ). Cuatro de ellos corresponden a cuerpos graníticos aflorantes en la zona de estudio y uno a un enclave máfico. Las condiciones analíticas se especifican en el capítulo introductorio. Los óxidos fueron recalculados a 100% en base anhidra.

Como se puede apreciar en el diagrama de Debon y Le Fort (1983) (Fig. 28), los cuerpos intrusivos se clasifican como granodioritas, tonalitas y cuarzo dioritas. En general concuerdan con la clasificación modal (Fig. 29), excepto la muestra 209, en la que se registra una leve diferencia con la clasificación química, posiblemente atribuible a los procesos de alteración que modificaron el contenido de elementos móviles tales como K y Na.

El porcentaje de sílice varía entre 63 y 68% y el índice de Peacock las ubica en el campo de las rocas calcoalcalinas (Fig. 30). Los porcentajes de alúmina determinan un índice de Shand desde metaluminoso a débilmente peraluminoso (Fig. 31). El pasaje a peraluminoso coincide con una disminución en el contenido de anfíboles.

Si bien el número de análisis obtenido es escaso como para poder establecer trenes de evolución e identificar procesos, se pueden delinear algunas características y establecer tendencias generales.

En el diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) (Fig. 32), se ubican dentro del campo de las rocas calcoalcalinas. Las muestras 31 y 29 muestran un leve enriquecimiento en hierro en relación al contenido de álcalis y sílice, lo que las coloca en un tren de evolución distinto al resto. Esta tendencia no se pone de manifiesto con el resto de los óxidos.

Debido a la escasa variación composicional representada, los datos analíticos tienden a agruparse en diagramas de tipo Harker. Para intentar delinear algunas tendencias se incluyen en estos diagramas los datos del enclave máfico.

El  $P_2O_5$ , CaO,  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$  y MgO muestran correlaciones negativas con la sílice (Fig. 33a). El  $K_2O$ , a pesar de presentar dispersión de datos, muestra enriquecimiento con la diferenciación. La alúmina también presenta una correlación negativa para las muestras del granitoide, sin embargo la concentración en el enclave está empobrecida, apartándose de la tendencia. La tendencia del Na podría definirse en términos generales como negativa, sin considerar los valores bajos detectados en el enclave. El contenido de K es normal según los parámetros de Le Maitre (1989) (Fig. 34).

El Ba y el Sr se concentran con el aumento en el contenido de sílice, mientras que el Zr decrece en forma lineal (Fig. 33b). En especial, el Sr muestra una concentración sin dispersión con el índice de diferenciación. Ambos elementos se comportan como incompatibles para este tramo de la diferenciación. El Zr en cambio presenta evidencias de compatibilidad.

En los diagramas normalizados a manto primitivo (Fig. 35), los patrones presentan



una anomalía negativa en Ti característica de las rocas de arco magmático. El comportamiento geoquímico del enclave es coherente con el resto de las muestras.

En los diagramas de elementos trazas normalizados a condrito (Fig. 36) se observa una marcada pendiente para las tierras raras livianas, mientras que para las pesadas, tiende a un diseño más plano. El enclave en particular aparece enriquecido en Tierras Raras respecto del granitoide y sin fraccionamiento de las tierras raras pesadas.

Comparando el contenido de elementos incompatibles con los de un hipotético granito (ORG) formado a partir de la evolución por cristalización fraccionada de un MORB (Pearce *et al.*, 1984) se aprecia un marcado enriquecimiento en elementos (Fig. 37) tales como K, Rb, Ba y Th, con un pico marcado en el Rb. Los HFSE, Hf, Zr e Y y las tierras raras, muestran un enriquecimiento menor.

### **Caracterización geoquímica de los enclaves**

Los enclaves se clasifican modalmente como tonalitas (Fig. 29) pero químicamente corresponden a gabros-monzogabros (Fig. 28). La mineralogía observada se corresponde mejor con la denominación de tonalita, ya que los máficos son anfíbol y biotita y el resto está representado por plagioclasa y escaso cuarzo.

Se caracterizan por presentar contenidos intermedios de sílice y relativamente altos en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$  en relación a la granodiorita. El tenor de álcalis es relativamente elevado con respecto a la sílice, por lo que corresponden a una serie alcalicálcica según el índice de Peacock (Fig. 30), pero en un diagrama de Le Maitre (1989) el contenido de K es normal (Fig. 34).

En los diagramas Harker (Fig. 33) en general se alinean con las muestras correspondientes a los granitoides.

Los contenidos de LIL (Ba, Th, Zr, y Rb) son los normales y esperables para rocas de composición intermedia en ambientes de arco magmático. En los diagramas normalizados (Fig. 35) presentan una anomalía negativa en Ti y Sr. El empobrecimiento en Ti es típico del ambiente de arco magmático. La anomalía negativa de Sr puede atribuirse a un fraccionamiento de plagioclasa; en este aspecto, el comportamiento es distinto que en las rocas más diferenciadas, las cuales no presentan empobrecimiento en Sr.

En cuanto a las tierras raras, presentan un enriquecimiento entre 10 y 100 veces mayor que la de los condritos (Fig. 36) con una pendiente negativa en las tierras raras livianas, mientras que el tramo correspondiente a las intermedias y pesadas se hace plana, levemente positiva, a diferencia de las rocas portadoras (más evolucionadas)

donde la pendiente es ligeramente negativa. Sin embargo, el diseño en general es similar al de los granitoides, con concentraciones absolutas mayores. El valor de Y es anómalamente alto respecto de toda la serie. Debido al comportamiento de este elemento traza es de suponer que puede estar concentrado en el anfíbol, que es abundante en los enclaves.

### **Discusión de los resultados**

Las características petrográficas y relaciones de contacto de los granitoides previamente mencionadas permiten asegurar que se trata de un cuerpo de carácter epizonal, en acuerdo con lo expuesto por Benito y Chernicoff (1986) y Spikermann (1978), y como tal, emplazado a menos de 10 km de profundidad. La textura porfiroide gruesa indicaría facies de borde. El afloramiento del borde del camino, que presenta textura más fina y que no tiene xenolitos puede corresponder a una zona más interna o más profunda. De esta manera, la profundidad del cuerpo variaría de sur a norte, somerizándose hacia el norte.

De la lectura de los antecedentes surge que los afloramientos comprendidos en el presente estudio se encuentran en una posición geográfica límite entre dos regiones geológicas. Haller (1979) los incluye dentro de la Formación Aleusco, mientras que Márquez (1989, 1994) los considera parte del Batolito Andino. Spikermann (1978) y Benito y Chernicoff (1986) lo inscriben dentro del plutonismo del Chubut extraandino. Un dato concreto para la correlación son las edades presentadas por Toubes y Spikermann (1973), Turner (1982) y Spikermann (1978), que incluye a los afloramientos aquí estudiados dentro del magmatismo cretácico. En función de esto se descarta en primera instancia su correlación con el BPS, que corresponde a una edad jurásico inferior a media (Gordon y Ort, 1993), si bien existen analogías composicionales y genéticas. La disquisición entre si corresponde incluir estos afloramientos en el Batolito Andino o en la Formación Aleusco es aparentemente formal, ya que desde el punto de vista geoquímico, petrográfico y cronológico, no parece haber diferencias entre ellos y por lo tanto están representando un mismo evento tectonomagmático.

Las características texturales y mineralógicas de los enclaves permiten definirlos como "enclaves microgranulares máficos", según la terminología empleada por Didier y Barbarin (1991). Existen numerosos trabajos en la literatura (Didier y Barbarin, 1991; Elburg y Nicholls, 1995) que explican a este tipo de enclave como el resultado de interacción y mezcla mecánica (*mingling*) de un magma ácido con un magma básico. El

magma básico se separa en gotas o glóbulos dentro del magma hospedante, más ácido. Debido a que el magma básico tiene mayor temperatura, sufre un desequilibrio térmico y como respuesta para recuperar el equilibrio se sobreenfría, cristaliza rápidamente y genera así las texturas de grano fino generalmente observadas en este tipo de enclaves (Vernon, 1991). Otra evidencia del sobreenfriamiento puede ser la cristalización del apatito en forma acicular (Wyllie *et al.*, 1962). Los fenocristales de plagioclasa observados en los enclaves tienen algunas características (igual tamaño y composición que los de la granodiorita) que permiten suponer que cristalizaron en la roca hospedante y pasaron luego al enclave, atravesando el borde entre ambos, convirtiéndose por lo tanto en xenocristales. (Barbarin y Didier, 1991; pag 259). Este intercambio es posible debido a que no existe en los enclaves un borde de enfriamiento que actuaría como sellador. Se puede extrapolar esta conclusión a algunos fenocristales de hornblenda, pero en ellos tal vez las evidencias no sean tan claras.

Las características mencionadas en relación a la textura, presencia de xenocristales y apatitos aciculares, permiten establecer la existencia de fenómenos de "mingling" que actuaron en la formación de los enclaves. A su vez la forma redondeada de los mismos y los contactos netos indican que el magma básico fue incorporado aún en estado plástico y transportado por el magma granítico durante el emplazamiento (Didier, 1987). El argumento en contra de esta hipótesis es que en los alrededores no hay afloramientos de rocas básicas de la misma edad que la granodiorita. Benito y Chernicoff (1986) mencionan que en el afloramiento del cerro Caquel se observa una concentración de estos enclaves hacia el borde del plutón. Ésto los lleva a proponer que los mismos pudieron provenir de un borde máfico, enfriado más rápidamente, que se fractura y es incorporado, o bien que podrían corresponder a fragmentos de la roca de caja. Las formas redondeadas de los enclaves no avalarían estas hipótesis. Una explicación que debería ser analizada correspondería a la presencia de residuos refractarios de la fuente que se comportaron como partes inmiscibles en el líquido (Chen *et al.*, 1990 y Chen *et al.*, 1991). Sin embargo esta hipótesis requiere de análisis de isótopos y mayor detalle petrológico para ser evaluada con éxito.

Debido a que los granitoides (31, 29, 128, 209) analizados presentan características petrográficas y químicas similares, se los puede considerar como productos del mismo evento magmático con distinto grado de diferenciación o evolución a partir de un mismo magma original más básico.

Incluyendo en el análisis al enclave, se puede observar en los diagramas de

variación tipo Harker, que éste se alinea con la tendencia general. Por otro lado, se puede apreciar a través de los diagramas normalizados que en general el comportamiento geoquímico es similar. De modo que se puede considerar a los enclaves máficos como representantes de una de las etapas de evolución del magma que dió origen a los cuerpos granodioríticos. Las rocas de composición intermedia pueden ser el resultado de la mezcla de estos dos magmas. La línea de descenso del líquido representada en los diagramas Harker, son interpretadas generalmente como evidencias de evolución a través de cristalización fraccionada. Sin embargo, estas tendencias también son típicas en procesos de mezcla. Las observaciones microscópicas corroboran la existencia del proceso de mezcla física (*mingling*) y el empobrecimiento en tierras raras pesadas en las rocas más diferenciadas podría interpretarse como el resultado de la cristalización fraccionada de fases accesorias como el apatito, circón o titanita. De este modo, no se puede descartar ninguno de los dos procesos considerados (cristalización fraccionada y mezcla) como intervinientes en la evolución del magma.

El enriquecimiento en los elementos LIL (figs.35, 36 y 37), y la anomalía negativa de Ti, que se observan tanto en los granitoides como en el enclave, son características de las rocas originadas en arcos magmáticos. El enriquecimiento en LIL (especialmente Ba) se interpreta como el resultado de interacción con fluidos derivados de la placa subductada. En particular, las concentraciones de K y Sr (con valores más elevados que el ORG) pueden ser aportadas, al menos parcialmente, por la corteza continental. En consecuencia se puede decir que el magma que dió origen a estos cuerpos presenta indicios geoquímicos de aportes de la corteza subductada a través de los fluidos liberados que modifican la composición del manto litosférico y, un escaso aporte de la corteza continental.

El ambiente tectónico correspondiente a estos granitoides es el de un arco magmático y, sobre la base de los bajos contenidos de K y Sr en relación a granitos de intraplaca, se puede inferir una relativamente escasa contaminación cortical, estimándose un espesor de corteza relativamente delgado. Estas conclusiones concuerdan con las de Haller *et al.* (1996) y Barbieri *et al.* (1994). Comparando el diagrama normalizado a manto primitivo (Fig. 35) con los presentados por Brown *et al.* (1984), se puede establecer que el arco donde se emplazaron los granitoides correspondía a un arco normal (en relación a la madurez).

Teniendo en cuenta las características petrográficas y geoquímicas de este conjunto, se las puede clasificar según el criterio de Barbarin (1990) como cuerpos de tipo

Hca, es decir granitoides híbridos calcoalcalinos. Esto implica que la fuente de estos granitos tiene componentes de corteza y de manto superior, siendo dominante ésta última debido al bajo contenido de K. El ambiente tectónico correspondiente es una zona de subducción donde la corteza es relativamente delgada.

La clasificación de Barbarin (1990) es equivalente a los granitoides tipo I de Chappell y White (1974).

Por último, es interesante notar que sobre la base del contenido de algunos elementos minoritarios, los granitoides parecen ser del tipo no productivo (fig 38) según los criterios de Baldwin y Pearce (1982).

Los resultados obtenidos son coherentes con los antecedentes disponibles en relación al plutonismo cretácico de la zona, relacionado al Batolito Patagónico Andino y los cuerpos que integran la F. Aleusco en el sector extraandino.

Tabla 3: Contenido de elementos mayoritarios expresados en % en peso y elementos minoritarios expresados en ppm.

| Muestra                        | 29    | 209      | 128      | 296      | 296X     | 31    |
|--------------------------------|-------|----------|----------|----------|----------|-------|
| Mg #                           | 35,08 | 41,27    | 49,03    | 44,95    | 56,10    | 21,02 |
| SiO <sub>2</sub>               | 63,77 | 63,32    | 67,31    | 66,90    | 55,60    | 68,26 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,77  | 0,79     | 0,49     | 0,51     | 1,14     | 0,71  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17,55 | 17,07    | 15,57    | 15,24    | 16,10    | 15,42 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5,79  | 5,01     | 3,97     | 3,88     | 8,16     | 5,08  |
| MnO                            | 0,06  | 0,11     | 0,06     | 0,05     | 0,22     | 0,06  |
| MgO                            | 1,58  | 1,78     | 1,93     | 1,60     | 5,27     | 0,68  |
| CaO                            | 6,15  | 4,71     | 3,64     | 3,63     | 6,77     | 4,04  |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,94  | 4,94     | 3,75     | 4,17     | 4,43     | 3,23  |
| K <sub>2</sub> O               | 1,21  | 2,09     | 3,16     | 2,55     | 1,95     | 2,3   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,17  | 0,18     | 0,13     | 0,14     | 0,35     | 0,21  |
| LOI                            | 0,83  | 1,21     | 1,01     | 0,57     | 0,66     | 0,37  |
| Cr                             |       | 46       | 41       | 29       | 130      |       |
| Ni                             |       | 11       | 27       | 8        | 52       |       |
| Co                             |       | 8        | 10       | 8        | 19       |       |
| Sc                             |       | 14       | 7,6      | 7,2      | 20       |       |
| V                              |       | 126      | 71       | 7        | 159      |       |
| Cu                             |       | 13       | 82       |          | 90       |       |
| Pb                             |       | 679      | 24       |          | 7        |       |
| Zn                             |       | 96       | 49       |          | 90       |       |
| As                             |       | 6        |          | 3        |          |       |
| Sb                             |       | 0,7      | 0,3      | 0,30     |          |       |
| Ag                             |       | 0,40     | 0,51     |          |          |       |
| Au (ppb)                       |       | 15       | 5        |          |          |       |
| K                              |       | 17361,08 | 26204,77 | 19161,98 | 16212,32 |       |
| Rb                             |       | 39       | 67       | 97,5     | 97       |       |
| Cs                             |       | 2        | 4        | 2,5      | 5,5      |       |
| Ba                             |       | 462      | 538      | 441      | 308      |       |
| Sr                             |       | 358      | 377      | 381      | 275      |       |
| Hf                             |       | 4,7      | 3,8      | 3,5      | 4,4      |       |
| Zr                             |       | 155      | 130      | 136      | 184      |       |
| Ti                             |       | 4724,19  | 2949,68  | 4313     | 6844,27  |       |
| Y                              |       | 26       | 15       | 12       | 46       |       |
| Th                             |       | 6,7      | 8,7      | 7,9      | 4,6      |       |
| U                              |       | 1,1      | 1,5      | 1,4      | 1,70     |       |
| La                             |       | 22,6     | 8,80     | 15,2     | 21,3     |       |
| Ce                             |       | 43       | 16       | 29       | 54       |       |
| Nd                             |       | 22       | 10       | 11       | 36       |       |
| Sm                             |       | 4,3      | 2,1      | 2,2      | 7,6      |       |
| Eu                             |       | 1,1      | 0,7      | 0,60     | 1,40     |       |
| Tb                             |       |          |          |          | 0,90     |       |
| Yb                             |       | 2,4      | 1,2      | 1        | 4,6      |       |
| Lu                             |       | 0,34     | 0,19     | 0,15     | 0,69     |       |
| Be                             |       | 2        | 2        | 1        | 2        |       |



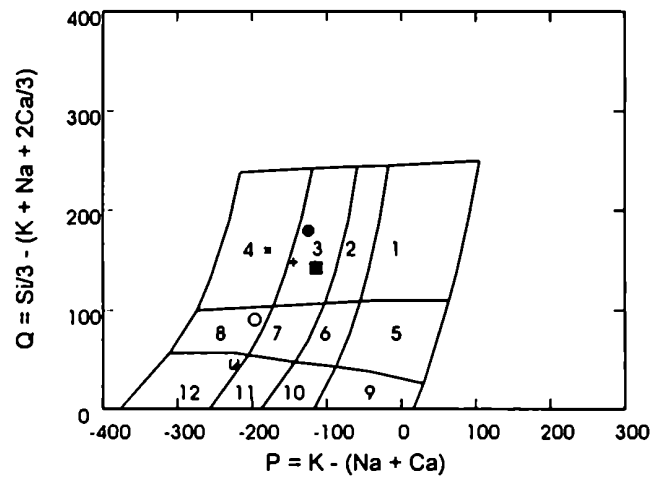


Fig. 28: Diagrama multicatiónico de Debon y Le Fort (1983). 3= granodiorita; 4= tonalita; 8= cuarzo diorita; 12= gabro

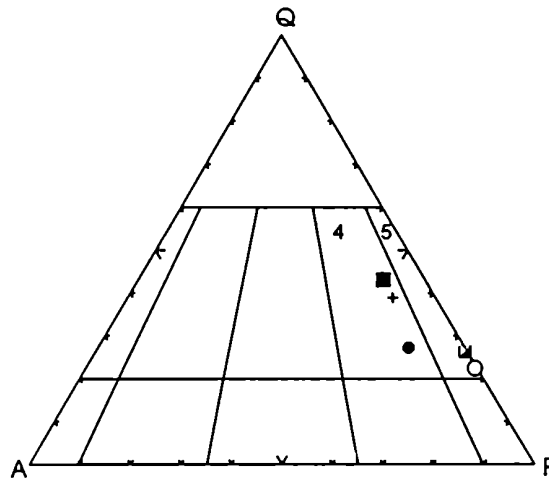
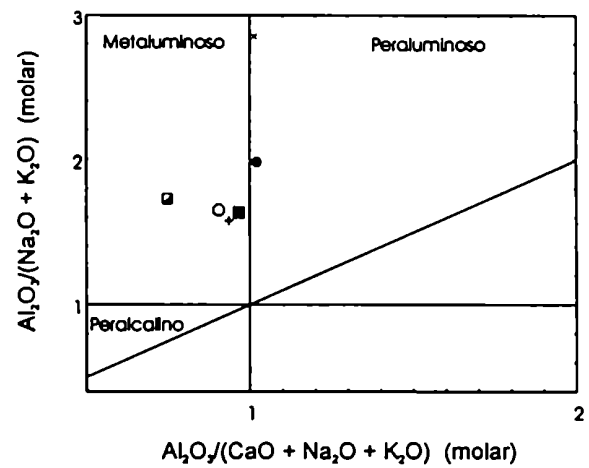
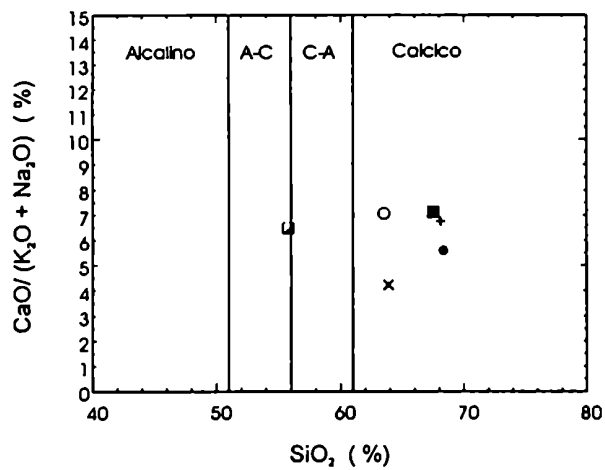


Fig. 29 : Diagrama QAP de clasificación modal. 4= granodioritas; 5= tonalitas

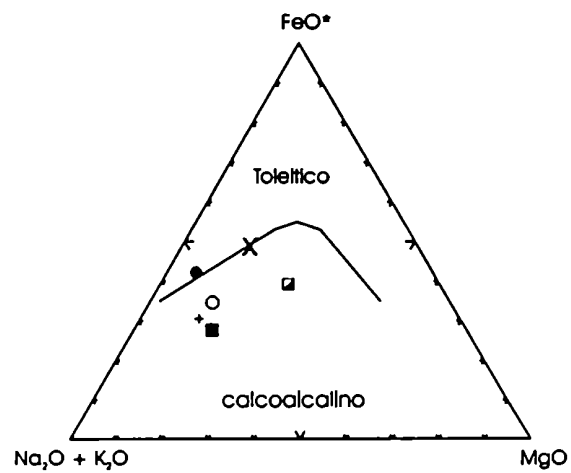
#### Referencias

- 206X
- 209
- 128
- 31
- +
- 296
- X 28



#### Referencias

|   |      |
|---|------|
| ■ | 296X |
| ○ | 209  |
| ■ | 128  |
| ● | 31   |
| + | 296  |
| x | 29   |



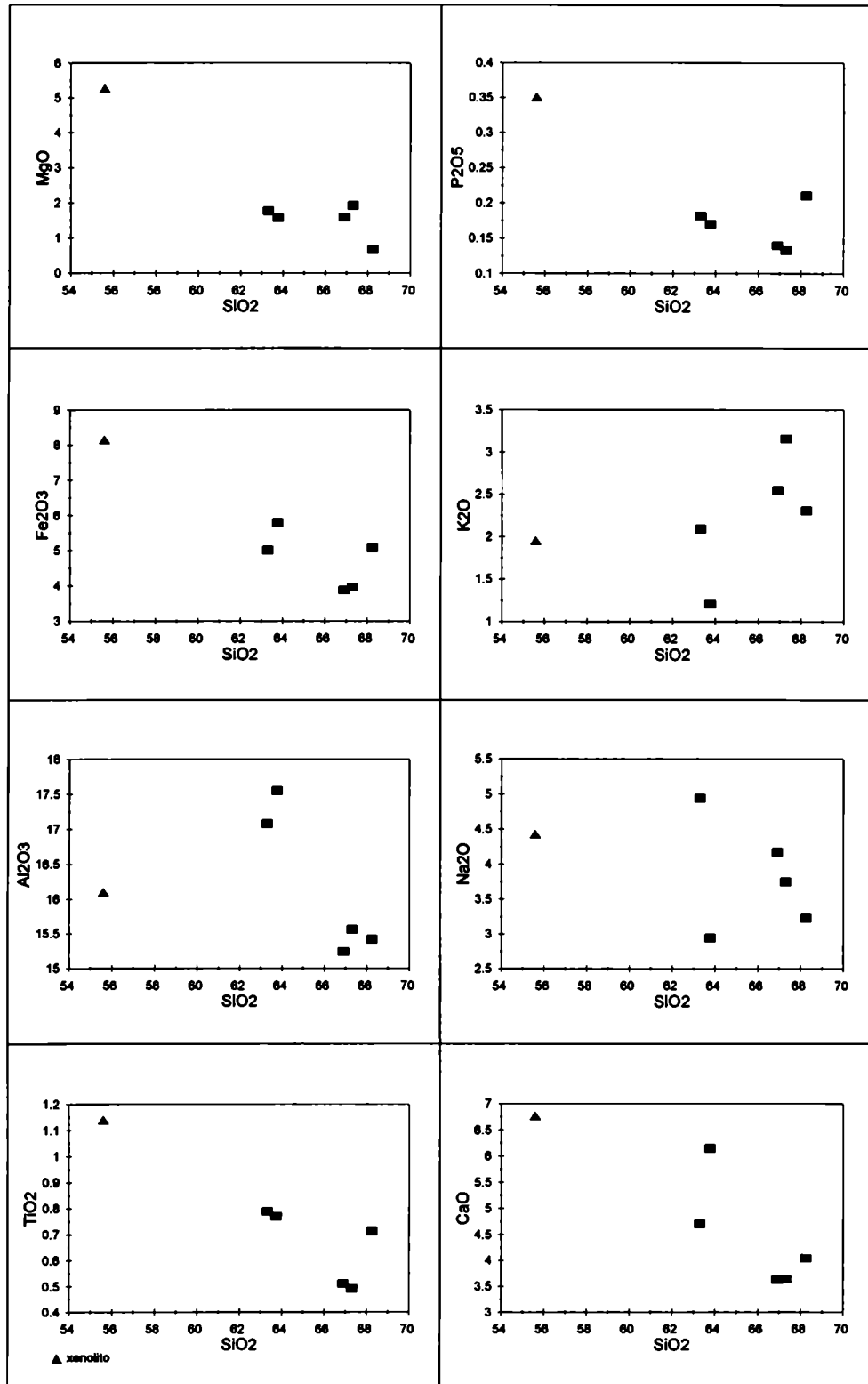


Fig. 33a: Diagramas Harker utilizando SiO<sub>2</sub> como Índice de diferenciación

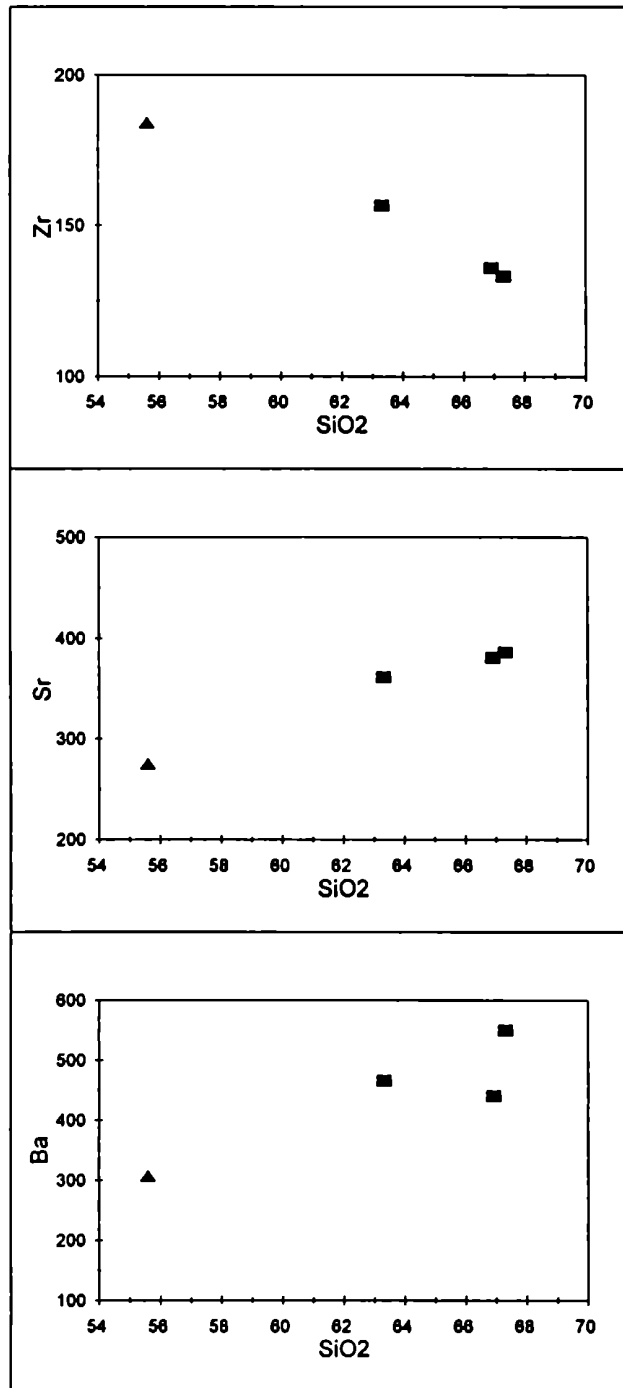


Fig. 33b: Diagramas Harker para elementos minoritarios utilizando SiO<sub>2</sub> como índice de diferenciación. ▲ enclave o xenolito

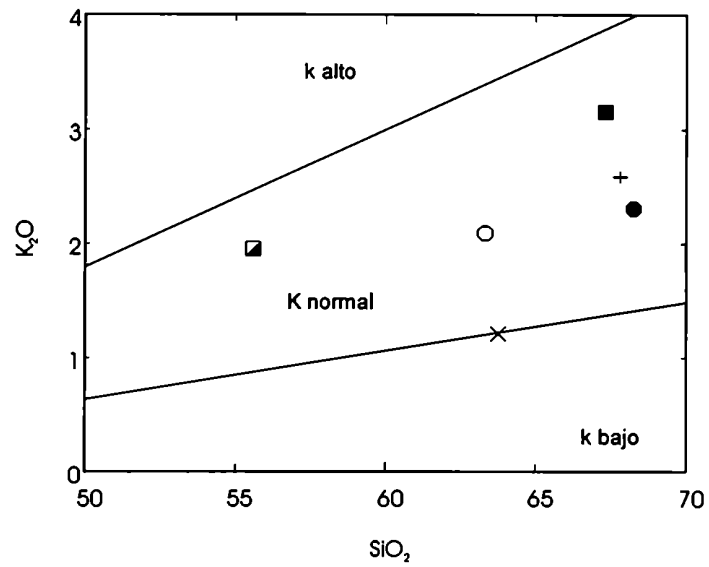


Figura 34: Diagrama  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  con división de campos según Le Maitre (1989)

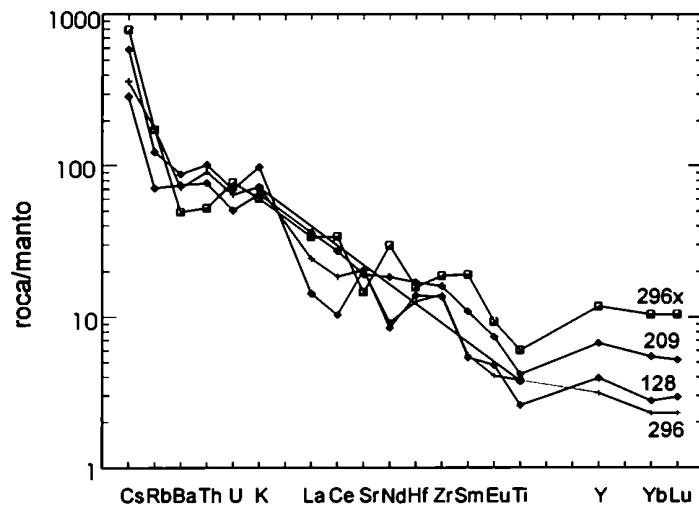


Figura 35: Diagrama normalizado a manto primitivo según las constantes de Taylor y Mc Lennan (1985)

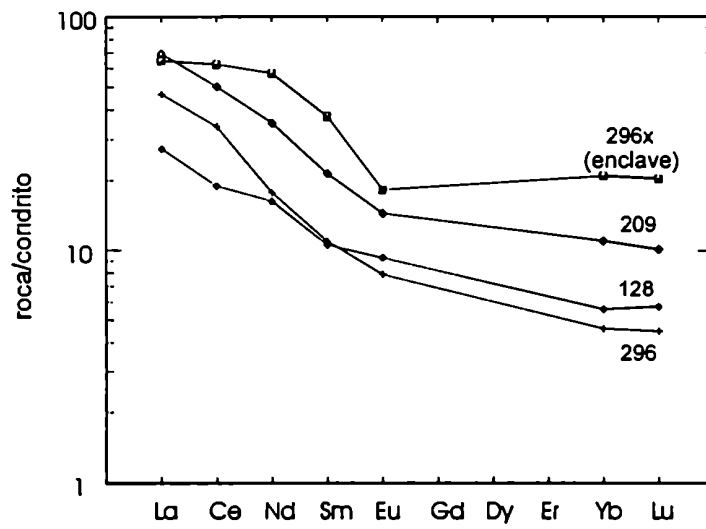


Figura 36: diagrama normalizado a condrito según las constantes de Nakamura (1974)

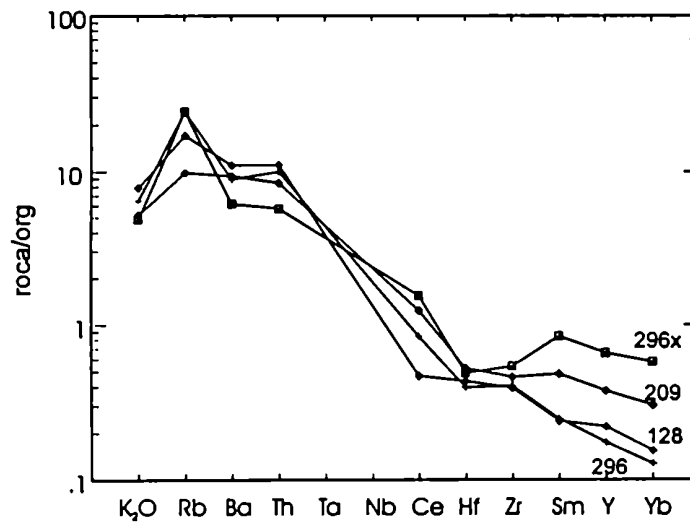


Figura 37: diagrama normalizado a ORG (Pearce *et al.*, 1984)

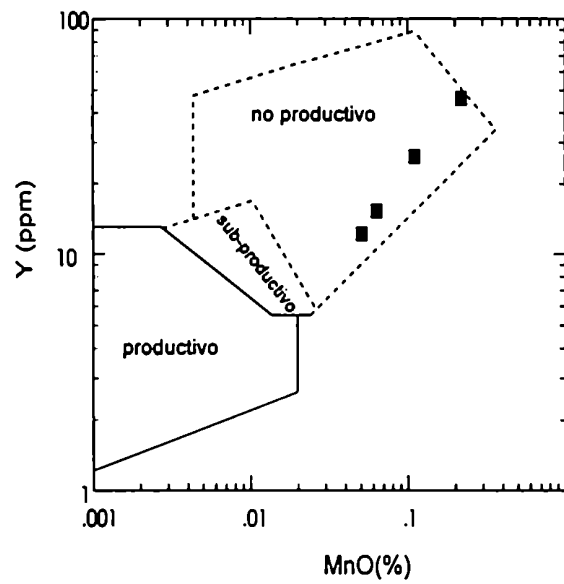


Figura 38: Determinación de la productividad del granito en función del contenido de MnO e Y (Baldwin y Pearce, 1982)



## **TERCIARIO**

### **F. Huitrera**

La F. Huitrera ha sido definida por Ravazzoli y Sesana (1977) para designar a las vulcanitas y piroclastitas de edad eocena dentro del ámbito de la hoja 41c Río Chico, pcia. de Río Negro. Es considerada dentro de la literatura geológica como equivalente a la "Serie Andesítica" de Feruglio (1927) y como tal tiene una amplia distribución tanto en el ámbito cordillerano como en el extraandino. Es reconocida en la zona de Ingeniero Jacobacci por Volkheimer (1973), por Nullo (1978) en el sector occidental de la hoja 41d Lipetrén; por Volkheimer y Lage (1981) en la hoja 42c Cerro Mirador y por Lage (1982) en la zona de Gualjaina. En Tecka y Languiño, son reunidos por Turner (1982) bajo la denominación de Complejo La Cautiva mientras que Proserpio (1978) emplea la denominación de F. Laguna del Hunco para rocas equivalentes a la serie Andesítica en la zona de Gastre. Volkheimer y Lage (1981) mencionan la existencia de sedimentitas continentales en la base de esta Formación. En el ámbito cordillerano, Haller (1979) asigna a la F. Huitrera un conjunto de rocas volcánicas, piroclásticas y sedimentarias que afloran en el sector nororiental de la hoja 43 a-b, Trevelin.

Los afloramientos asignados a esta entidad se distribuyen en el ángulo noroccidental del área de estudio (Fig. 2a) y se caracterizan por presentar un predominio de facies sedimentarias sobre las volcánicas con una coloración amarillenta que los distingue. Se hayan intruidos por diques dacíticos que se asignan a una facies volcánica de esta misma unidad (Foto 14).

La secuencia sedimentaria aflora con rumbo N 40° E y una inclinación de 20° al NO. Está constituida por limolitas de colores amarillos, grises o pardos, laminadas y frecuentemente con ondulitas simétricas a levemente asimétricas, en bancos que no superan los 50 centímetros (Foto 15). Alternando se presentan bancos de areniscas finas a medianas, de colores pardo amarillentos. Presentan una fina estratificación y portan restos de troncos fosilizados. Al microscopio la roca presenta textura clasto sostenida con una participación de aproximadamente 5% de matriz y cemento arcilloso. Dentro de la fracción clástica, los componentes principales son cristaloclastos de plagioclasa de un tamaño que varía entre 0,3 mm y 0,026 mm, anhedrales y con bordes subangulosos. En mucha menor proporción hay clastos de piroxenos subangulosos y de un tamaño

promedio de 0,1-0,2 mm. Participan también litoclastos constituidos por rocas volcánicas, subredondeados y con tamaños entre 0,05 y 0,1 milímetros. Se observan restos de materia orgánica de color negro rojizo. Dentro de la secuencia se intercalan bancos de conglomerados medianos a finos, de color pardo y textura matriz sostenida. Los clastos son subangulosos y están constituidos por pelitas y vulcanitas. Tiene una grosera estratificación en paquetes de 5 a 20 centímetros. Coronando la secuencia aparecen bancos duros constituidos por brechas volcánicas muy gruesas de colores morados o rojizos. Los clastos están conformados por fragmentos de andesitas muy oxidadas o pelitas dentro de una matriz piroclástica de grano grueso o bien dentro de una matriz andesítica a modo de autobrechas.



Foto 14: Vista general de los afloramientos atribuidos a la F. Huitrera, en el centro se observa un dique andesítico intruyendo la secuencia volcano-sedimentaria de color amarillento.

En las proximidades del Pto. Colimil (Fig. 2a), se encontró un yacimiento de improntas y troncos silicificados. Las improntas corresponden a hojas de angiospermas y frutos cf. *Malvaceae* (E. Romero com. verb. 1997). Según este último, la flora es comparable a la de la localidad de Laguna del Hunco (Aragón y Romero, 1984) de edad Eoceno inferior. Los restos se hayan contenidos en una arenisca fina a limosa de textura



matriz sostenida, con 10-15% de matriz y un escaso porcentaje de cemento arcilloso. La fracción clástica está compuesta por cristaloclastos de plagioclasa, piroxeno y líticos de rocas volcánicas. Las plagioclasas representan el 99% de los elementos cristalinos, se encuentran macladas y con marcada zonación, lo que evidencia su origen volcánico. Su tamaño promedio es de 0,035 mm y los clastos son anhedrales y angulosos. El piroxeno es muy escaso y su tamaño promedio es 0,03 mm. Los líticos volcánicos son los de mayor tamaño (0,07 mm), tienen formas irregulares y algunos presentan bordes angulosos mientras que otros están más redondeados. Esta roca se clasifica como un Wacke lítico-feldespático según Dott (1964). En esta muestra se observan intercalaciones de 0,07 mm de espesor de granulometría limo arcilla e impregnadas con óxidos de hierro.

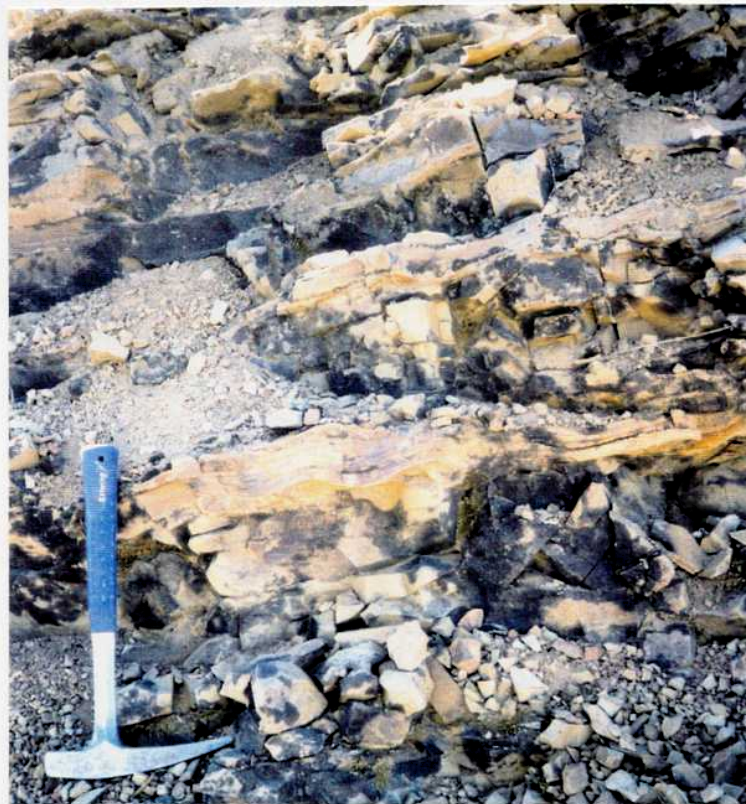


Foto 15: Ondulitas simétricas a levemente asimétrica en pelitas laminadas de la F. Huitrera

La secuencia corresponde a un ambiente continental, probablemente las facies más finas representadas por las areniscas y pelitas, correspondan a una intercalación de origen lacustre. Las areniscas con textura clasto sostenida se depositaron como resultado de corrientes tractivas, mientras que los wackes representan corrientes gravitacionales.

Hacia el sur de la quebrada de Colimil (Fig. 2a) esta secuencia sedimentaria se haya en contacto cubierto, aparentemente en discordancia con las tobas y vulcanitas jurásicas.

En el sector analizado, se han reconocido tres diques que intruyen esta secuencia y que podrían ser representantes de una facie hipabisal del vulcanismo correspondiente a esta misma formación. La disposición de los mismos es subvertical y los azimutes varían entre 290° y 310°. Se distinguen dos tipos, uno afanítico y otro porfírico. Los diques afaníticos (m. 6195) son de color verde grisáceo con amígdalas pequeñas. Están constituidos por fenocristales de plagioclasa alterados en una pasta pilotáxica afieltrada. Las vesículas están rellenas por carbonato y en algunos casos acompañado por cuarzo y clorita. La variedad porfírica es de color gris claro y se caracteriza por presentar una disyunción catafilar marcada (m. 132) contiene fenocristales de plagioclasa de hasta 0,5 mm de longitud. Al microscopio la textura es porfírica o seriada compuesta exclusivamente por plagioclasa con escasa participación de microlitos de piroxeno, cuarzo y un intercrecimiento micrográfico intersticial.

Estos diques han sido analizados químicamente, presentándose los resultados en la tabla 4. La clasificación por elementos mayores los ubica en el campo de las traquiandesitas (Fig. 39), si bien petrográficamente corresponderían a dacitas. Hay que tener en cuenta en este caso la desviación producida por la alteración, sin embargo dentro de la literatura están mencionados para la F. Huitrera, la participación de tranquiandesitas (Ravazzoli y Sesana, 1977). En relación al contenido de alúmina, uno de ellos es metaluminoso y el otro es peraluminoso, pero la diferencia no es significativa (Fig. 40). Ambos diques presentan afinidades con rocas calcoalcalinas (Fig. 41).

Los elementos menores y tierras raras se graficaron en un diagrama normalizado a MORB según las constantes de Pearce (1983) (Fig. 42), por ser el más recomendado para rocas intermedias (Rollinson, 1993, pag. 145). Las muestras presentan enriquecimiento en LIL y anomalías negativas en Ti y menos marcada en Yb. Las características que presentan corresponden a rocas de arco continental y son comparables con las rocas jurásicas del mismo tenor de sílice.

## **F. La Mimosa**

Turner (1982) designó con este nombre a las sedimentitas continentales y de colores blanquecinos que Roth en 1922 había comparado con la F. Santacrucense.

Afloran en la margen occidental de la sierra de Tecka, sobre ambas márgenes del río Tecka. La litología de la unidad comprende conglomerados, areniscas y fangolitas tobáceas, arcillosas y calcáreas (Turner, 1982). En general son friables debido a la pobre cementación y presentan estratificación grosera. Esta unidad es portadora de fósiles de vertebrados correspondientes al piso Friasense (Ameghino, 1906), como así también ostrácodos de agua dulce y bivalvos. El espesor total de la secuencia según Turner (1982), es de 120 metros y representan una sedimentación continental con facies lacustres y palustres. Este mismo autor, sobre la base de los megafósiles que contiene, asigna esta entidad al Mioceno medio a superior.

En la zona de estudio, la formación La Mimosa aflora en el sector oriental, adyacente a la ruta nacional 40 (Fig. 2a) y los afloramientos fueron descriptos por Haller (1979). Las características litológicas se mantienen, si bien este último autor hace referencia a que en estos afloramientos la presencia de un banco duro en la parte superior del perfil, ha protegido de la erosión a los estratos inferiores. Este banco es de color blanco y está constituido por una arcillita tobácea portadora de diatomeas y ostrácodos. En esta región el espesor de la unidad puede llegar a 300 m y se apoya en discordancia sobre plutonitas cretácicas (Haller, 1979) o vulcanitas jurásicas.

Tabla 4: Contenido de elementos mayoritarios (expresados en % peso) y minoritarios (ppm) de los diques correspondientes a la F. Huitrera.

| Muestra                        | 132   | 6196  |
|--------------------------------|-------|-------|
| n° Mg                          | 28.33 | 34.45 |
| SiO <sub>2</sub>               | 61.30 | 63.29 |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.17  | 0.91  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 19.07 | 17.41 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5.00  | 6.23  |
| MnO                            | 0.11  | 0.13  |
| MgO                            | 1.00  | 1.65  |
| CaO                            | 4.87  | 1.85  |
| Na <sub>2</sub> O              | 5.50  | 5.61  |
| K <sub>2</sub> O               | 1.68  | 2.62  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | .30   | .30   |
| LOI                            | 2.65  | 2.93  |
| Cr                             | 16    | 19    |
| Ni                             | 10    | 5     |
| Co                             | 13    | 10    |
| Sc                             | 13    | 17    |
| V                              | 138   | 81    |
| Cu                             | 24    | 24    |
| Pb                             | 14    | 21    |
| Zn                             | 65    | 95    |
| Ag                             | --    | 0.6   |
| Cs                             | 1.65  | --    |
| Ba                             | 304   | 601   |
| Tl                             | 341   | 382   |
| Hf                             | 4.63  | 4.96  |
| Zr                             | 180   | 154   |
| Y                              | 27    | 45    |
| Th                             | 4.22  | 6.51  |
| U                              | 1.54  | --    |
| La                             | 17.70 | 26.03 |
| Ce                             | 33.96 | 50.61 |
| Nd                             | 17.50 | 36.15 |
| Sm                             | 4.43  | 6.71  |
| Eu                             | 1.34  | 1.76  |
| Tb                             | --    | 1.14  |
| Yb                             | 2     | 2.89  |
| Lu                             | 0.30  | 0.38  |

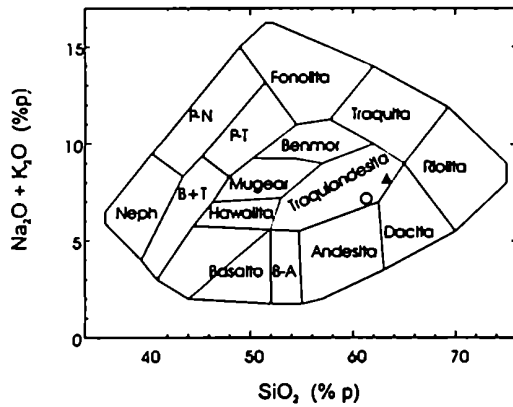


Fig. 39 : Diagrama de clasificación por elementos mayores según Cox *et al.* (1989)

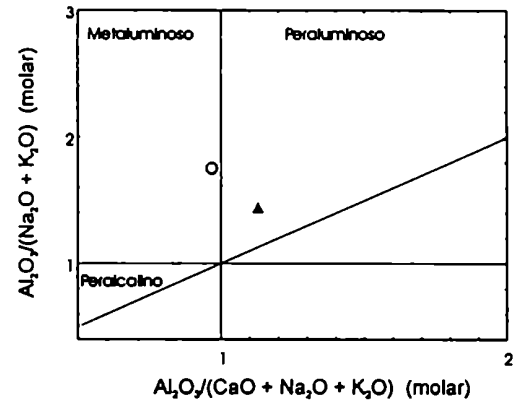


Fig.40: Índice de aluminosidad de Shand

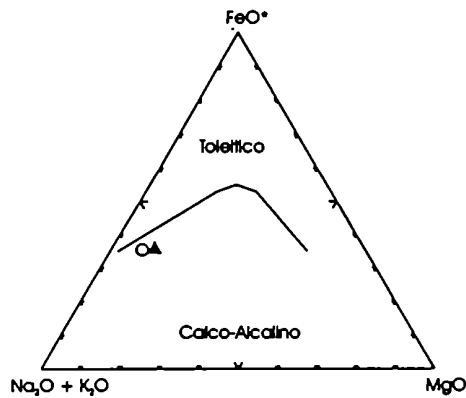


Fig. 41: Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971)

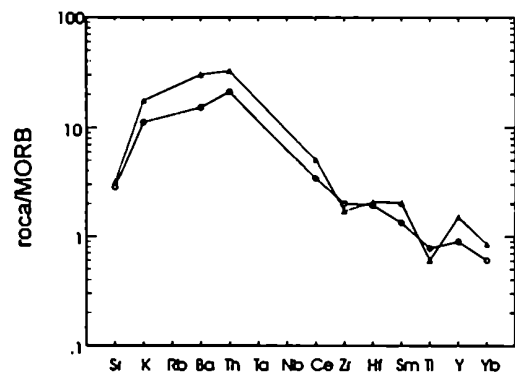


Fig. 42: Diagrama de elementos menores normalizados MORB según constantes de Pearce (1983).

#### Referencias

- 132
- ▲ 6196



## PROCESOS DE ALTERACIÓN

Las rocas volcánicas y sedimentarias que componen la columna aflorante en el cerro Cucho, se encuentran afectadas en mayor o menor medida por procesos de alteración. Se entiende aquí por procesos de alteración todos aquellos eventos que han provocado cambios mineralógicos, texturales y químicos en las rocas de caja. De este modo se incluyen bajo esta denominación procesos que otros autores podrían considerar metamorfismo, metasomatismo o alteración hidrotermal, debido a que la diferenciación entre los procesos mencionados es difícil de establecer en muchos casos.

La alteración que presentan las rocas dentro del área de estudio se hace visible a través de la coloración verdosa de las muestras, presencia de nódulos de epidoto, venillas de diversos colores. Al microscopio, como se puede apreciar a partir de las descripciones petrográficas (apéndice I), se observan minerales y texturas que permiten inferir cambios en la mineralogía y textura original de estas rocas. Por otro lado, el elevado contenido de LOI en los análisis químicos (Tabla 1) revela desde otro punto de vista, el grado de alteración que han sufrido las rocas.

Se pueden diferenciar dos tipos de procesos teniendo en cuenta el área afectada. Uno local y otro regional, ambos relacionados con los cuerpos intrusivos correspondientes al Batolito Andino.

Los procesos locales corresponden a su vez a distintos fenómenos. Por un lado se observa un metamorfismo de contacto que afecta las cajas volcánicas de las pequeñas intrusiones. Como resultado, se generan rocas hornfelizadas en las que los fenómenos más conspicuos están representados por silicificación, biotitización, recristalización de algunas fases minerales y mineralización de sulfuros, esencialmente pirita. Por lo general, estas zonas son reconocibles en el campo por presentar coloraciones rojizas, blancas o amarillas. En otros casos, donde la composición de la caja fue una pelita o pelita calcárea, se generaron asociaciones de minerales calcosilicáticos en venas de color verde. Por otro lado, existen áreas que presentan características que permiten inferir la acción de soluciones hidrotermales (alteración potásica y venas epitermales de cuarzo).

La alteración de tipo regional, como su nombre lo indica, se encuentra más extendida arealmente y está caracterizada por el desarrollo de una asociación de minerales de baja temperatura que confieren a las rocas coloraciones verdosas.

## Asociaciones Minerales

Los minerales de alteración se encuentran asociados en venillas y reemplazando fases minerales primarias. Estos reemplazos son parciales y nunca alcanzan el 100%, de tal manera que coexisten minerales volcánicos (piroxeno, plagioclasa cálcica ) con los minerales de alteración de baja temperatura (epidoto, calcita, cuarzo).

Sobre la base de las observaciones microscópicas, en gran parte confirmadas por los estudios de difracción de Rayos X (apéndice II), se han agrupado los minerales secundarios en las siguientes asociaciones.

### Asociación 1

Esta asociación se encuentra muy desarrollada en los miembros volcánico y piroclástico, es decir que afecta fundamentalmente a rocas de naturaleza andesítica, si bien hay también algunas dacitas subordinadas afectadas.

Está caracterizada por la presencia de los siguientes minerales:

epidoto + clorita + calcita + cuarzo + albita  $\pm$  sericita  $\pm$  prehnita

Los minerales de alteración más abundantes son epidoto y clorita, lo que genera que las rocas adquieran una coloración verdosa, de distinta tonalidad e intensidad, de acuerdo a la proporción variable de estos minerales en los distintos sectores.

Existen sectores donde predomina notoriamente el epidoto, tanto en venillas como reemplazando a los minerales de las vulcanitas (plagioclase, anfíbol, clinopiroxeno). El epidoto se puede presentar en cristales euhedrales o en forma masiva, asociado a una intensa silicificación.

La clorita puede aparecer en venillas o reemplazando pseudomórficamente a minerales primarios, generalmente máficos (Foto 15). Por el hábito se reconocen dos tipos distintos: una con el clásico hábito fibroso radial y color de interferencia azul anómalo (Foto 15) y otra, de color pardo con hábito fibroso y baja birrefringencia (de color de interferencia gris), similar a la serpentina. Esta última especie fue analizada por difracción de Rayos X (apéndice II) para su identificación.

La calcita es en general anhedral y reemplaza parcialmente a plagioclase. En algunas partes conforma venillas o rellena vesículas.

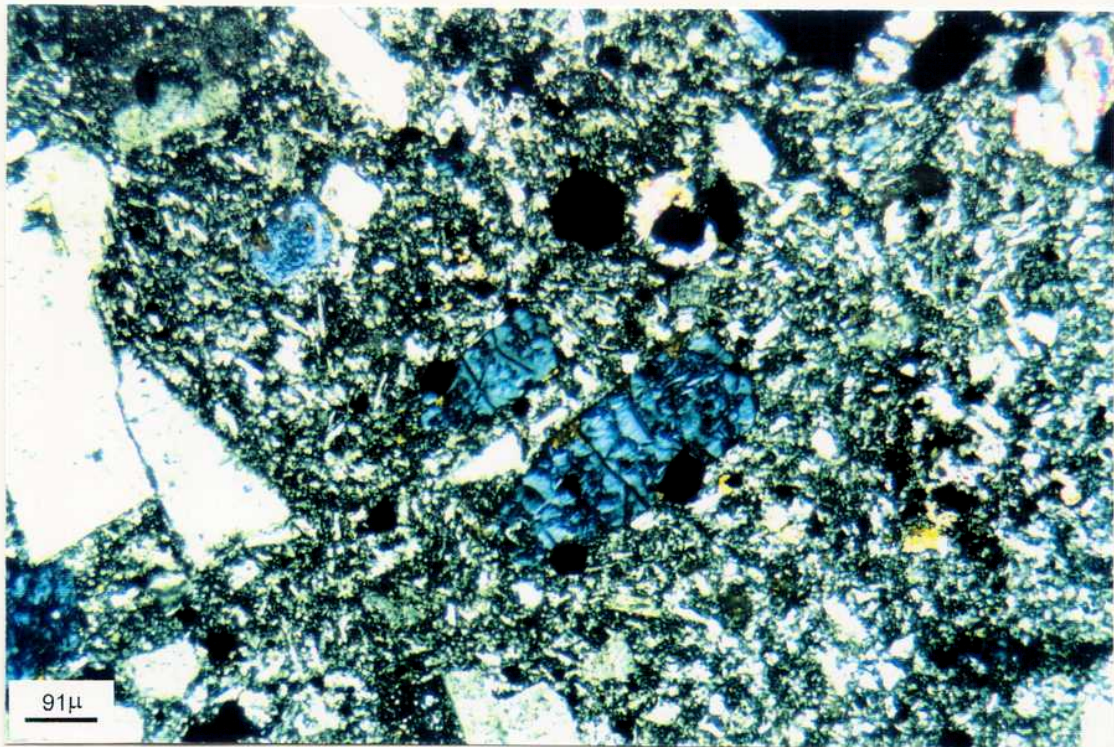


Foto 16: Reemplazo pseudomórfico de clorita con habito fibroso, muestra 4194. Con nicoles, 6,3x.

La albita reemplaza a la plagioclasa original a lo largo de fracturas o en forma de rebordes.

La sericita se presenta en finas escamas, reemplazando a la plagioclasa de los fenocristales y a la pasta. La prehnita aparece en venillas (Foto 17) o reemplazando parcialmente a otros minerales (generalmente máficos).

El cuarzo se encuentra presente en venillas, rellenando vesículas o como producto de desvitrificación de la pasta de las vulcanitas. Las venillas observadas en general son menores a 1 milímetro.

Debido a que la secuencia es bastante monótona composicionalmente, es difícil determinar si la composición ejerció control sobre la mineralogía de la alteración. La distinción que sí puede realizarse, es que en las rocas que son levemente más silíceas (dacitas) hay predominio de calcita y sericita como producto de la alteración.



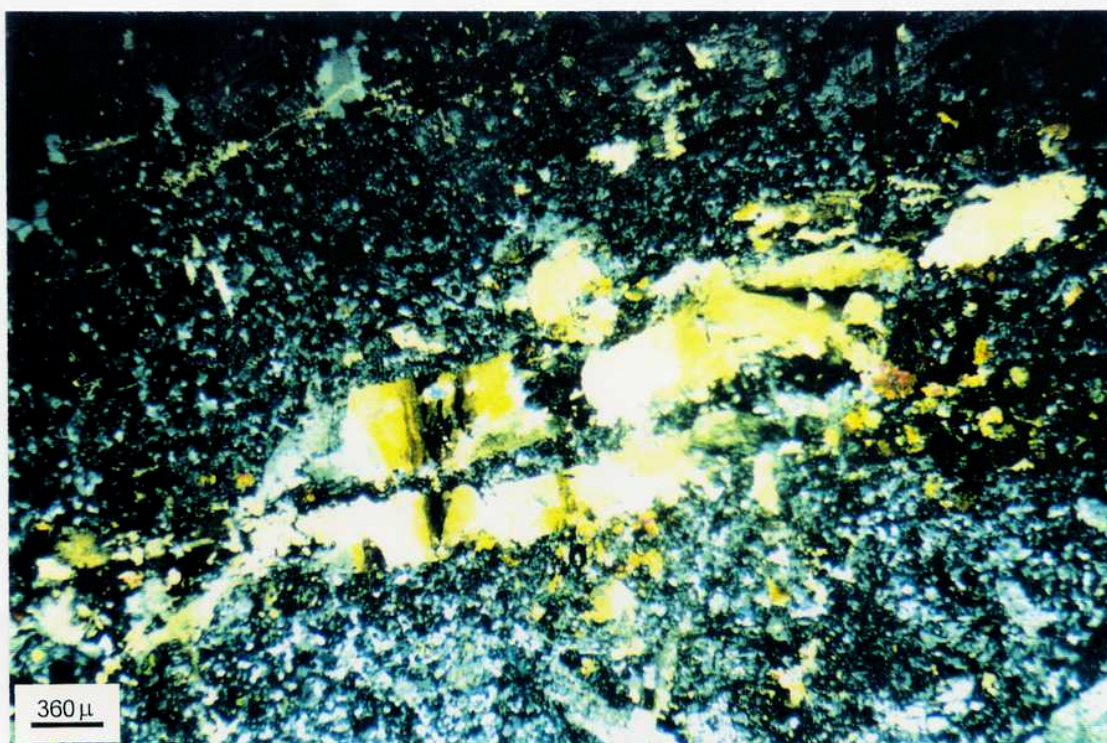


Foto 17: venilla de prehnita en muestra 3794. Con nicoles, 2,5 x.

#### Asociación 2

Hacia el suroeste de la zona de estudio tanto las vulcanitas, como las brechas y rocas sedimentarias, están caracterizadas por la presencia de otra asociación de minerales secundarios compuesta por:

actinolita + clorita + titanita + cuarzo + calcita

Los minerales de esta asociación se encuentran en venas de coloración verde oscura, muy llamativas en los afloramientos de rocas sedimentarias (4196), donde se presentan con un espesor variable, que alcanza hasta 1 cm y en general se orientan paralelas a la estratificación. En las vulcanitas reemplazan a fenocristales, rellenan espacios o conforman venillas de menor importancia. Cabe recordar que las rocas sedimentarias comprenden pelitas y calizas, que se encuentran parcialmente silicificadas. En las Fotos 18 y 19 se puede apreciar un detalle microscópico de estas venas.



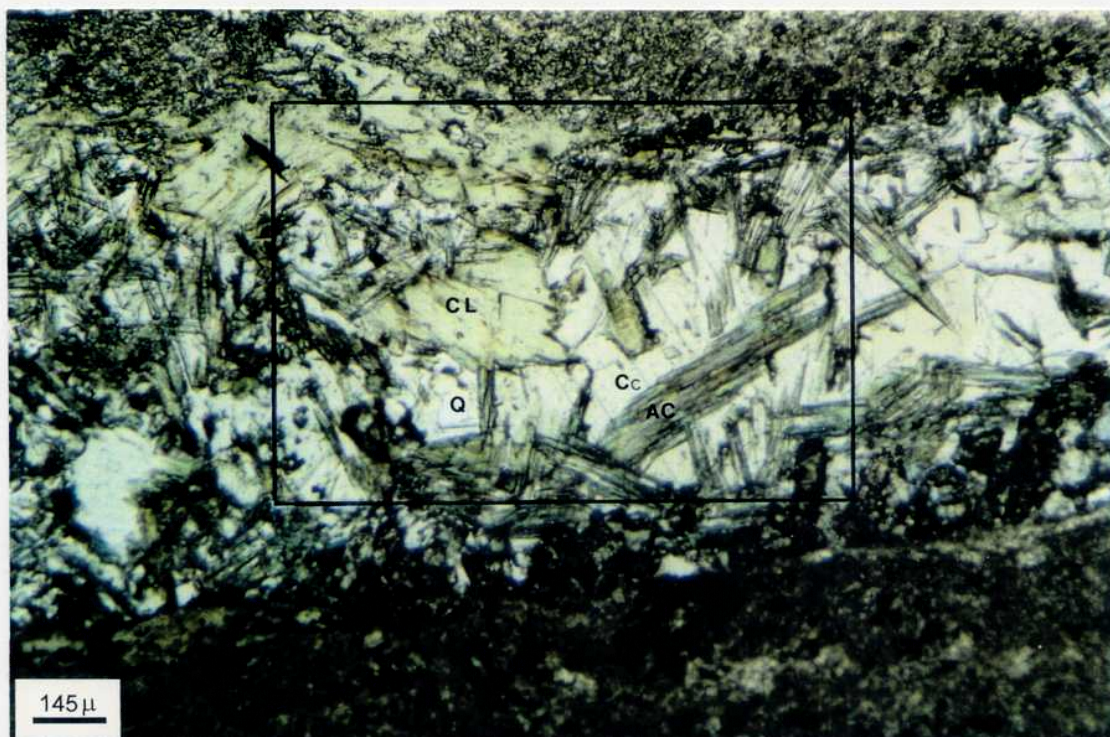


Foto 18: Vena en muestra 4196. Se observan los minerales que componen la Asociación 3. El recuadro señala el sector ampliado en la Foto 18. Sin nicoles, 6,3x.

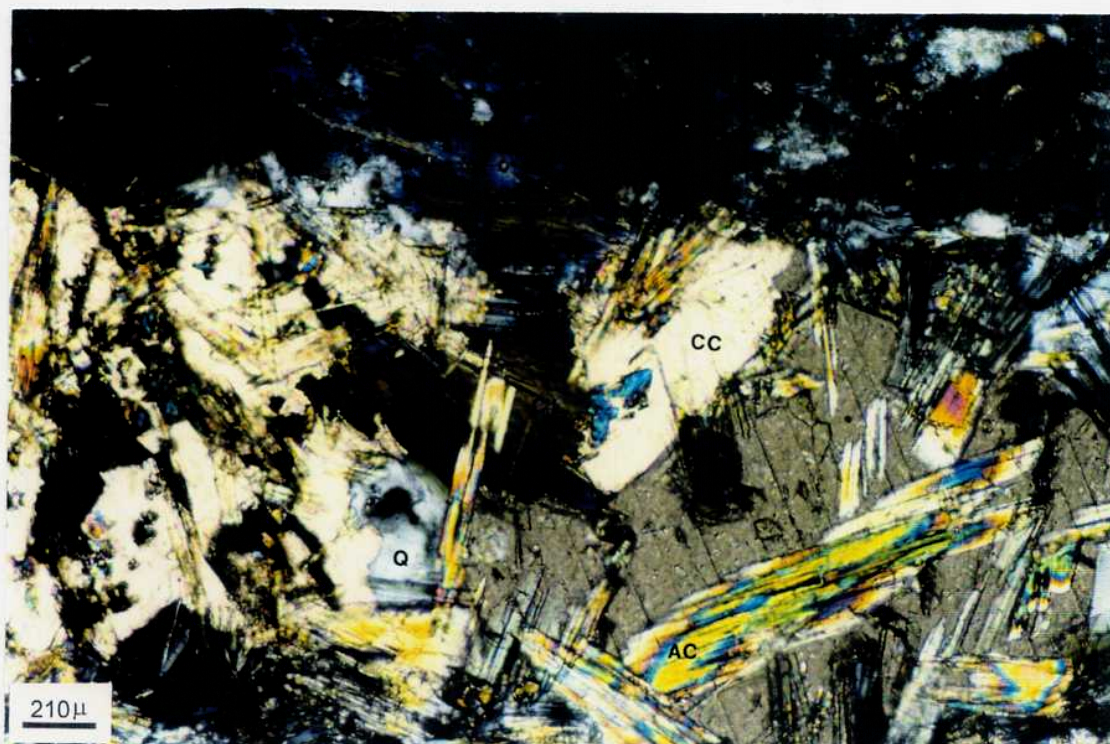


Foto 19: Detalle de la vena de la muestra 4196. Con nicoles, 4 x.

La actinolita se presenta con hábito fibroso y color levemente verdoso, sin pleocroismo.

La clorita de esta asociación es verde pleocroica, de hábito fibroso radial y con birrefringencia azul anómala. Contiene algunos halos pleocroicos, por lo que sugiere que es reemplazo de biotita. También se halla en venillas y reemplazando minerales o rellenando espacios. Se han observado diaclasas tapizadas por clorita de hábito botroidal.

La titanita y el cuarzo se encuentran en menor proporción.

En una muestra correspondiente a un pórfiro andesítico (muestra 7695), se halló junto con esta asociación, a un mineral que por sus características ópticas se determinó como granate, anhedral y asociado con clorita, cuarzo, titanita y opacos. Si bien es un hecho puntual, vale la pena señalarlo ya que constituye una novedad para la región.

### Asociación 3

Esta asociación mineral tiene una distribución más restringida y está conformada por:

hornblenda + diópsido + titanita

Aparece característicamente en venas en las rocas sedimentarias y su presencia hasta el momento ha sido verificada en dos afloramientos, el primero situado en el sector más elevado del cerro Cucho (596) y el segundo en un afloramiento aislado de la ladera norte del cerro Negro, que corresponde a una caliza silicificada (6195).

El anfíbol característico de la Asociación 3 es prismático y presenta un leve pleocroismo de verde a verde amarillento (Foto 20). Su composición química fue determinada mediante análisis de microsonda electrónica (Tabla 5) sobre cristales separados manualmente bajo la lupa. Debido a que la microsonda no permite determinar la cantidad de agua, los cálculos del número de iones por fórmula se realizaron sobre la base de 23 oxígenos. El hierro fue asumido como  $\text{Fe}^{2+}$ . De acuerdo a la clasificación de Leake (1978) corresponde a un anfíbol cálcico que varía entre una ferro-hornblenda y magnesio-hornblenda (Fig. 43). El piroxeno, probablemente diópsido, tiene relieve mayor que el anfíbol y es incoloro.

Tabla 5: composición química de anfíboles de Asociación 3.

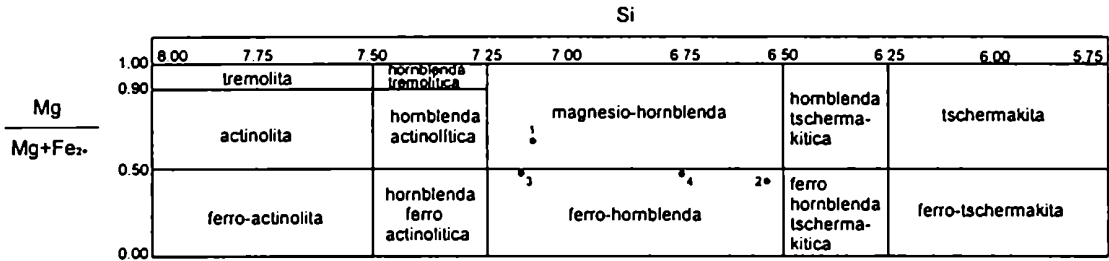
| óxidos                         | 1      | 2     | 3     | 4     |
|--------------------------------|--------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 50.90  | 43.35 | 49.51 | 48.86 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11.74  | 10.91 | 8.39  | 19.43 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.0    | 0.0   | 0.49  | 0.40  |
| FeO                            | 11.41  | 24.07 | 17.88 | 12.11 |
| MgO                            | 12.43  | 9.60  | 9.77  | 7.22  |
| CaO                            | 12.59  | 11.05 | 12.90 | 10.93 |
| K <sub>2</sub> O               | 0.96   | 1.01  | 1.05  | 1.04  |
| Na <sub>2</sub> O              | n.d.   | n.d.  | n.d.  | n.d.  |
| total                          | 100.03 | 99.99 | 99.99 | 99.99 |

número de iones en base a 23 O

|                  |      |      |      |      |
|------------------|------|------|------|------|
| Si               | 7.10 | 6.52 | 7.19 | 6.78 |
| Al <sup>IV</sup> | 0.90 | 1.48 | 0.81 | 1.22 |
| Al <sup>VI</sup> | 1.03 | 0.45 | 0.62 | 1.96 |
| Ti               | 0    | 0    | 0.02 | 0.02 |
| Fe <sup>2+</sup> | 1.33 | 3.02 | 2.17 | 1.40 |
| Mg               | 2.59 | 2.15 | 2.11 | 1.49 |
| Ca               | 1.88 | 1.78 | 2.00 | 1.62 |
| K                | 0.16 | 0.19 | 0.19 | 0.18 |

Fig.43: Clasificación de anfíboles cálcicos según Leake (1978)

(Na+K)<0.50, Ti<0.50





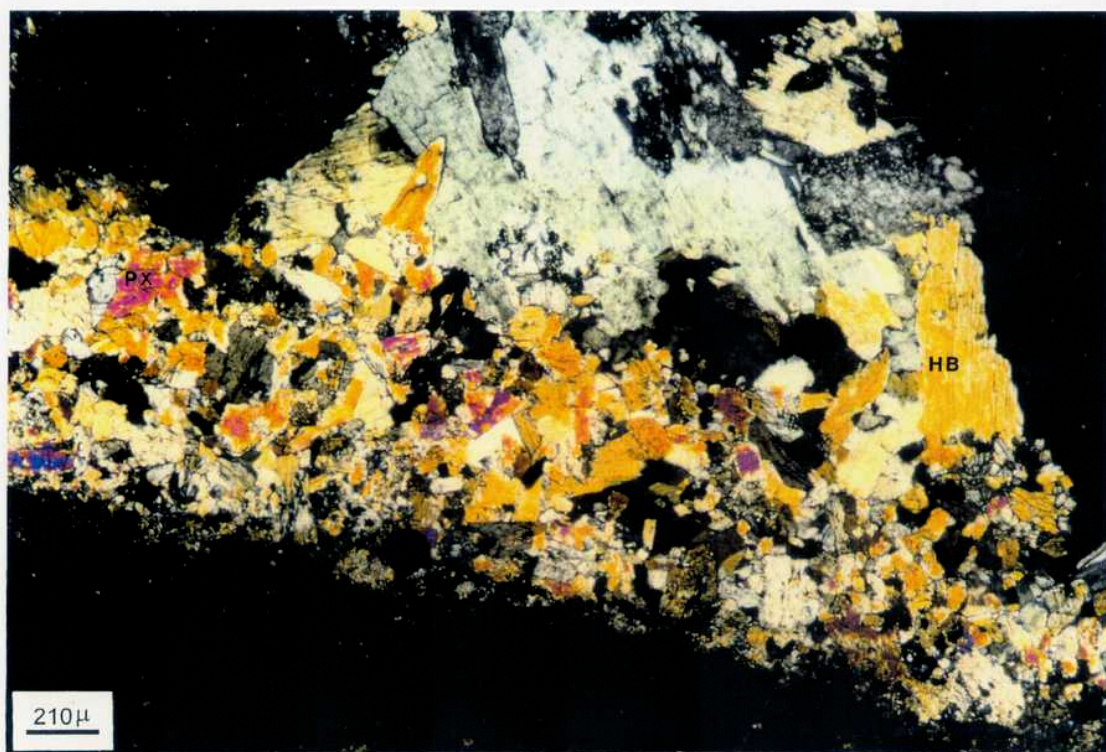


Foto 20: vena de anfíbol y piroxeno en la muestra 596. Con nicoles, 4 x.

#### Asociación 4

Esta asociación fue observada en una zona de contacto entre la vulcanita y la granodiorita y constituye un hornfels. La roca del contacto (2395) ha perdido sus características originales, es de color rojizo y en ella se advierten a simple vista dos sectores bien diferenciados. Uno tiene textura granoblástica y se halla conformado por un pavimento de granos de cuarzo con contactos triples, clinopiroxeno, hornblenda, plagioclasa y titanita. Se considera que estos minerales son producto de recrystalización. En el otro sector se observan capas de biotita isoorientadas que alternan con cuarzo.

#### Asociación 5

Se ha identificado esta asociación en muestras del sector correspondiente a la cumbre del cerro Cuche ( más específicamente en las muestras 1895b, 596 y 896).

Se encuentra representada únicamente por biotita como mineral característico, que en algunos casos se halla asociada a cuarzo y turmalina reemplazando fenocristales



de feldespatos (596) (Foto 21). La biotita se presenta en finas laminillas de color pardo rojizo, pleocroicas, ampliamente distribuidas en la pasta de las rocas volcánicas (posiblemente como producto de recristalización de vidrio) o reemplazando fenocristales. También se encuentra presente en las pelitas, con iguales características ópticas. La turmalina desarrolla prismas euhedrales de coloración verde, con pleocroismo de verde a pardo verdoso.

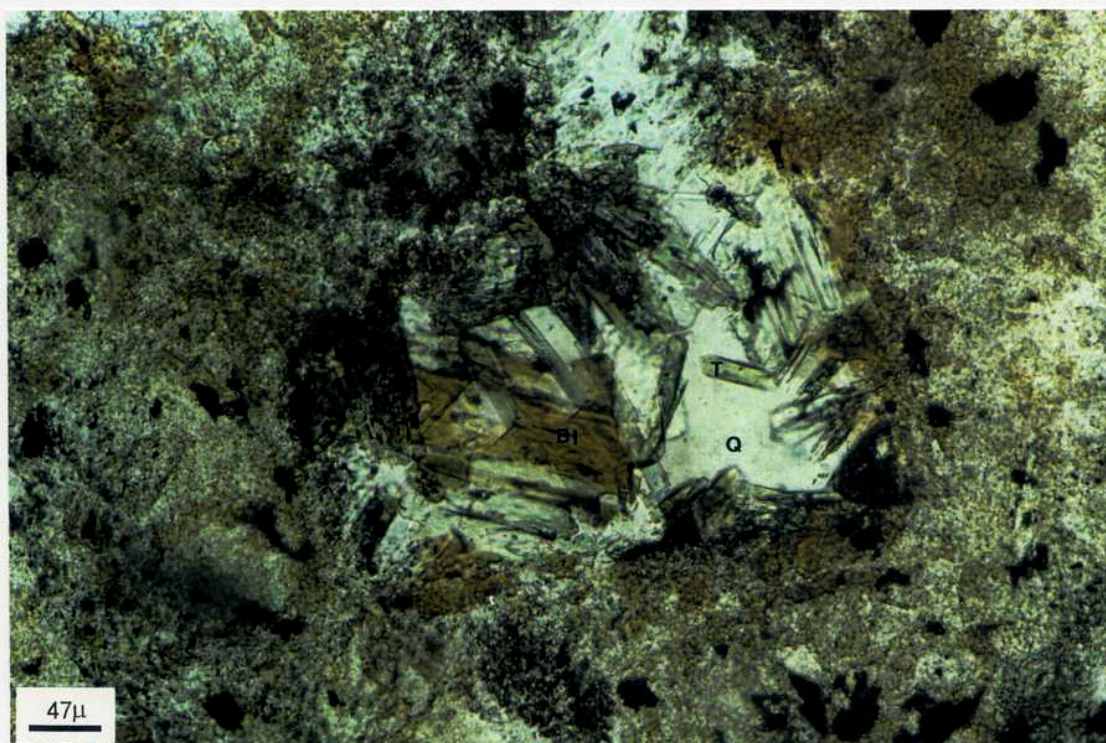


Foto 21: Fenocristal de feldespato en muestra 596, reemplazado por biotita, turmalina y cuarzo. Sin nicoles, 16x.

#### Asociación 6

Existen áreas caracterizadas por una intensa silicificación y marcada concentración de pirita, muy similar al fenómeno observado alrededor de las vetas de cuarzo, pero a una escala mayor y sin estar relacionados espacialmente (al menos en superficie) a vetas de cuarzo. Debido a fenómenos de meteorización, la pirita se ha oxidado generando manchones de color rojizo muy notorios (Foto 22). En los sectores donde la pirita no se ha oxidado, ésta se encuentra asociada a montmorillonita, clorita y escasa sericita, conformando una asociación que podría considerarse argílica intermedia.



Vale recordar que es en estos sectores donde se han realizado perforaciones de exploración minera.



Foto 22: Manchón rojizo producido por la meteorización (oxidación) de la pirita.

Fig. 44: Distribución de los minerales de alteración en las distintas asociaciones

| minerales       | Asociación 1 | Asociación 2 | Asociación 3 | Asociación 4 | Asociación 5 | Asociación 6 |
|-----------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| montmorillonita |              |              |              |              |              |              |
| clorita         |              |              |              |              |              |              |
| epidoto         |              |              |              |              |              |              |
| calcita         |              |              |              |              |              |              |
| cuarzo          |              |              |              |              |              |              |
| albita          |              |              |              |              |              |              |
| sericita        |              |              |              |              |              |              |
| prehnita        |              |              |              |              |              |              |
| actinolita      |              |              |              |              |              |              |
| granate         |              |              |              |              |              |              |
| titanita        |              |              |              |              |              |              |
| turmalina       |              |              |              |              |              |              |
| biotita         |              |              |              |              |              |              |
| diopsido        |              |              |              |              |              |              |
| hornblenda      |              |              |              |              |              |              |
| augita          |              |              |              |              |              |              |
| plagioclasa     |              |              |              |              |              |              |

## Discusión

Los minerales presentes en la Asociación 1 permiten elaborar dos posibles interpretaciones para su origen. Por un lado se puede considerar que fue originada por un proceso de metamorfismo de baja temperatura del tipo de soterramiento o "burial" (Coombs, 1961). En este caso, debido a la ausencia de pumpellyita y, a que no se ha observado la persistencia de prehnita en equilibrio con actinolita, se asigna la paragénesis representada por la Asociación 1 a una facies intermedia entre la de prehnita-pumpellyita y actinolita-prehnita. Este tipo de metamorfismo es mencionado para las secuencias volcánicas de la misma edad, aflorantes en el sector aledaño chileno (Aguirre *et al.*, 1997). Allí se verifica un patrón metamórfico correspondiente al enterramiento de la columna, en donde las rocas más viejas son las que presentan el mayor grado (esquistos verdes) y hacia arriba el grado disminuye, alcanzando las facies de ceolitas en rocas asignadas al Terciario.

El inconveniente más importante encontrado para la comprobación de la hipótesis del metamorfismo de soterramiento (*burial*) en la comarca estudiada, radica en que el espesor observable hoy en día de la secuencia es relativamente delgado, sin que se pueda estimar el grado de erosión que afectara la región. Como consecuencia de ello, no se pueden determinar las típicas variaciones de facies que indican un gradiente de temperatura descendente hacia los sectores más jóvenes de la columna.

También se puede considerar a la Asociación 1 como de origen hidrotermal, constituyendo en ese caso una típica asociación propilítica, con variaciones a filica muy locales, controladas por la composición más ácida de las rocas. Por lo general, el término "propilítico" se relaciona o se utiliza para describir una zona de alteración generada por fluidos hidrotermales relacionados con cuerpos mineralizados, según los esquemas de Lowell y Guilbert (1970). Si bien aún no se han hallado suficientes evidencias que indiquen la proximidad de uno de estos cuerpos, corresponde mencionar algunos hechos que avalarían esta hipótesis. Uno es que en el sector aledaño a la estancia Alto Caquel y puesto de Loncón (Fig. 2a), se han realizado perforaciones de aproximadamente 300 m de profundidad, con recuperación de testigos, por parte de una empresa minera, en sectores que evidencian haber sufrido la acción de fluidos hidrotemales y que se detallan en párrafos siguientes. El otro elemento a tener en cuenta es la existencia de algunos antecedentes bibliográficos. Según Márquez (1989, 1994) y Márquez *et al.* (1989) en las

áreas de la Sierra de Caquel y del cerro Cucho hay mineralizaciones de tipo cobre diseminado y distintos tipos de alteraciones hidrotermales.

Es muy difícil poder separar un fenómeno de otro, ya que está aceptado que en el metamorfismo de bajo grado al igual que en la alteración hidrotermal, actúan soluciones, existe metasomatismo y la composición de las rocas se modifica, siendo la principal diferencia entre esos fenómenos la proporción fluido-roca que interviene.

Por las razones expuestas y por la amplia extensión que abarca la Asociación 1 en el área estudiada, se estima apropiado considerar esta asociación como el producto de una alteración regional de bajo grado, posiblemente de origen hidrotermal.

La Asociación 2 constituye una típica facies metamórfica correspondiente al grado de esquistos verdes. Como se mencionara anteriormente, esta asociación es la que caracteriza las rocas volcánicas jurásicas del sector contiguo chileno (Aguirre *et al.*, 1997). No es casual que estas venas se desarrollen paralelas a la estratificación o a los contactos entre las sedimentitas, ya que estos planos representan zonas de debilidad por donde pudieron circular los fluidos. La aparición del granate en la muestra 7695 está restringida al contacto con un pórfiro y, al ser la única aparición de este mineral, se relaciona su origen con un fenómeno de contacto, aunque corresponde mencionar que existen en la literatura referencias de la presencia de granate junto a actinolita en ambientes hidrotermales (Fridleifsson, 1991; Schiffman *et al.*, 1984).

La mineralogía y distribución de la Asociación 3 es muy particular y llama la atención. La aparición de diópsido y hornblenda, implica un aumento del grado metamórfico hasta una facies de anfibolita. Dado que es un fenómeno muy localizado y restringido, se estima más probable que sea el resultado de un metamorfismo de contacto más que de un metamorfismo regional. Por otro lado, constituye una asociación de minerales calcosilicáticos desarrollada en rocas sedimentarias, en las que intervienen fundamentalmente pelitas y calizas. Por ello es que se puede considerar a la Asociación 3 como el producto de un metamorfismo de contacto producido por la cercanía de algún cuerpo intrusivo, que genera bandas o venas de tipo skarnoides. Concomitantemente con la formación de los minerales calcosilicáticos, se produce una silicificación del resto de las calizas.

Con respecto a la Asociación 4, su interpretación es sencilla ya que se trata del producto de un metamorfismo de contacto, que provocó modificaciones en la textura original de las rocas.

La Asociación 5, se interpreta como una zona de alteración potásica. Aquí la presencia de turmalina asociada a la biotita indica un alto contenido de boro en las soluciones circulantes. La ausencia de feldespato potásico podría estar relacionada a la composición de los cuerpos de los cuales provienen las soluciones hidrotermales. Según el modelo de Hollister (1978) los pórfiros asociados a intrusivos dioríticos presentan una zonación diferente a la propuesta por Lowell y Guilbert (1970) para pórfiros asociados con monzonitas cuarzosas. En el primer caso, las únicas zonas presentes son la potásica, fílica (pobrementemente desarrollada), y propilitica, desarrolladas por la acción de fluidos con actividad de  $K^+$  y  $Na^+$  en sistemas con alta relación  $Na_2O/K_2O$  y pobres en sílice (Hollister, 1978). La zona potásica, en este último esquema, se caracteriza justamente por la presencia de biotita como especie dominante, pudiendo en algunos casos estar acompañada por albita en reemplazo del feldespato potásico. No se puede descartar que la composición de la roca de caja también pudo haber ejercido control sobre la mineralogía resultante de la alteración. Sin embargo, el alto grado de alteración de la roca de caja impide comprobar esta alternativa.

Para el caso de la Asociación 6, el intenso lavado o lixiviado de las rocas por el accionar de soluciones epitermales ácidas, dejan como residuo únicamente la sílice y provocan la asociación argílica. La localización de estos sectores coincide con algunos lineamientos tales como contactos o fracturas, de modo que los fluidos habrían circulado a través de zonas de debilidad produciendo los cambios mencionados.

Luego de analizar las distintas asociaciones, su distribución y posible origen, se propone una superposición de eventos metamórficos para explicar el patrón de alteración que presentan las rocas jurásicas aflorantes en el Cerro Cuche. Las rocas en general presentan el efecto de un metamorfismo de bajo grado o alteración hidrotermal regional, representado por los minerales de la Asociación 1. Cuerpos intrusivos instalados a poca profundidad habrían generado aureolas de metamorfismo de contacto, obliterando la alteración regional. Estos cuerpos, pertenecientes al Batolito Andino, habrían provisto el calor y las soluciones hidrotermales necesarias para dar origen a las Asociaciones 2 y 3. Dicha conclusión concuerda con lo observado por Aguirre *et al.* (1997) quienes proponen, para un sector de la cordillera patagónica chilena, que un ascenso de la temperatura generado por la intrusión del Batolito Patagónico, podría haber enmascarado el patrón de metamorfismo de soterramiento preexistente de las rocas jurásicas. Este ascenso de temperatura explicaría la ausencia de pumpellyita en las rocas jurásicas según los autores mencionados, característica que se mantiene del lado argentino. Por último, en el



sector aquí descrito, fluidos con alta actividad de  $K^+$  y  $Na^+$  habrían originado la alteración potásica que se observa en algunos sectores.

### Condiciones de formación

Teniendo en cuenta los minerales en equilibrio presentes en las distintas asociaciones, se pueden estimar los rangos de temperatura de formación de las mismas, pero corresponde realizar primero algunas salvedades. Para el caso de la Asociación 1, como sucede en general en metamorfismo de bajo grado y cuando el grado ("extent") de alteración no es completo, probablemente se ha logrado un equilibrio local, con distintas condiciones para distintas partes de cada muestra (Liou *et al.*, 1987). Sin embargo, según este mismo autor, en la práctica se puede considerar que los minerales que se encuentran asociados en una venilla, amígdalas o reemplazando alguna fase primaria, se aproximan al equilibrio. Las condiciones de temperatura para algunos de los minerales fueron estimadas por comparación con datos existentes en la bibliografía y que han sido medidos directamente en ambientes que tal vez no se corresponden exactamente con los aquí estudiados, como por ejemplo en campos geotérmicos. Por otro lado, se han realizado determinaciones mediante platina de calentamiento para determinar condiciones de presión y temperatura en minerales constituyentes de las rocas estudiadas, como la calcita y el cuarzo.

Para los fenómenos considerados, ya sea metamorfismo de bajo grado, alteración hidrotermal o metamorfismo de contacto, se consideran valores de presión que rondan los 2 kbar, siguiendo los criterios enunciados por Bucher y Frey (1994) y Einaudi *et al.* (1981), debido a que son fenómenos que se producen a un nivel cercano a la superficie.

Asociación 1: Schiffman y Fridleifsson (1991) mencionan que la primera aparición de clorita pura (sin interestratificados) se produce a 260°. El epidoto aparece a temperaturas desde 200° hasta 260° (Fridleifsson, 1991; Kristmannsdóttir, 1979). El epidoto y la clorita se mantienen estables y sin actinolita entre los 240 y 280° (referencias en Vergara *et al.*, 1993). La albita fue observada en rocas con temperaturas desde 200° hasta 300° (Kristmannsdóttir, 1979). Por lo tanto esta asociación abarcaría probablemente parte o todo el rango de temperaturas desde 200° hasta 270°C.

En la Asociación 2, la presencia de actinolita y desaparición de prehnita implica un aumento de la temperatura. Kristmannsdóttir (1979) menciona la aparición de actinolita a los 280°, siendo más común a temperaturas de alrededor de 300° (Kristmannsdóttir 1979,

Fridleifsson, 1991). Si bien la facies de esquistos verdes, a la cual fue asignada esta Asociación, puede asimismo formarse en condiciones de mayor presión (hasta 6 kbar), en consideración a la historia geológica de la comarca, se estima más probable que la facies mencionada haya sido alcanzada por mayor influencia del calor, por la participación de los fluidos hidrotermales.

La Asociación 3, como se discutió anteriormente, representa un pasaje a una facies de anfibolita, pero en condiciones de metamorfismo de contacto. La formación de diópsido a partir de la actinolita, se produce a 540° C, para una presión de 2 kbar (Bucher y Frey, 1994). De acuerdo a Einaudi *et al.* (1981), los skarns se desarrollan a temperaturas entre 450° y 650° C y presiones que varían de 0.3 a 3 kbar.

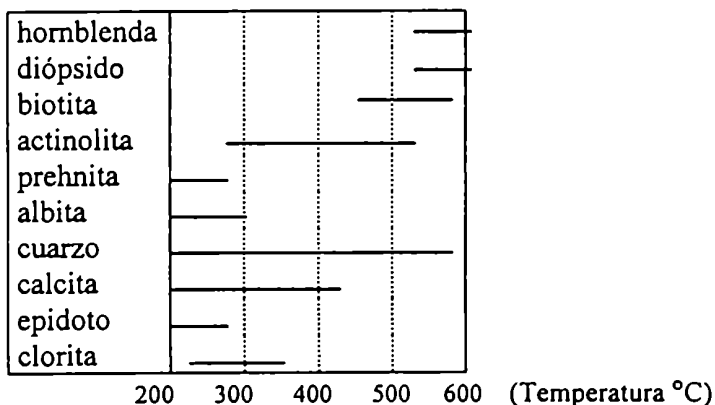
Para el caso de la Asociación 4, el hornfels según las consideraciones de Winkler (1976), la temperatura a la que se encuentra un magma granítico cuando se intruye, es de aproximadamente 800° C y en el contacto alcanza un 60% de ésta, es decir unos 510° C, a los cuales hay que sumar la temperatura a la que se encuentra la roca de caja, que en este caso rondarían los 100° C, es decir que la temperatura a la que se habría formado el hornfels alcanza los 610° C.

La Asociación 5, es decir la alteración potásica, se produce según Pirajno (1992) a temperaturas entre 450° y 600° C.

Se estima que los fluidos responsables de alteración argílica de la Asociación 6 tuvieron una temperatura similar a aquellos que dieron origen a las venas epitermales de cuarzo que fueron estudiadas por microtermometría de inclusiones fluidas.

En la figura (45) se encuentran resumidas las temperaturas aproximadas de formación de los principales minerales de alteración.

Figura 45



## Manifestaciones epitermales vinculadas a los procesos de alteración

Atravesando las distintas litologías que componen la secuencia jurásica aflorante, se han observado numerosas venas de cuarzo (Foto 23). En general no superan los 3 metros de ancho, con corridas no muy extensas (hasta 10 m). La disposición es siempre subvertical y con orientaciones variables, sin observarse una dirección preferencial.

Presentan texturas drusiformes, masivas y hacia los bordes contienen fragmentos de la roca de caja, generando una textura brechosa. Estas venas han producido una intensa silicificación de la roca de caja y una no tan intensa piritización. La pirita se oxida por acción de agentes meteóricos y genera coloraciones rojizas muy características.

La presencia de texturas drusiformes indicaría una cristalización primaria de cristales prismáticos de cuarzo en espacios abiertos, a partir de fluidos hidrotemales que fueron cristalizando en forma relativamente lenta. Soluciones sobresaturadas en  $\text{SiO}_2$ , al sufrir un descenso de presión y temperatura, depositan la sílice conjuntamente con pirita y muy escasa proporción de calcopirita



Foto 23: Vena de cuarzo .

## **Microtermometría de inclusiones fluidas**

Se realizaron estudios de microtermometría de inclusiones fluidas en una muestra correspondiente a una vena de cuarzo con un contenido de Au de 1,3 ppb y sobre cristales de calcita correspondientes a la Asociación 1 de minerales de alteración.

### *Vena de cuarzo*

#### *Características petrográficas*

La vena de cuarzo presenta textura que evidencia cristalización en espacios abiertos. Los cristales de cuarzo son anhedrales a subhedrales, con extinción relámpago a fragmentosa por sectores.

Algunos cristales son limpios y otros tienen abundantes inclusiones fluidas. Las inclusiones se hayan distribuidas dentro de los cristales en planos subparalelos que pueden atravesar los límites de los mismos o bien se distribuyen en todo el cristal sin disposición preferencial.

#### *Descripción de las inclusiones fluidas*

Las inclusiones fluidas son bifásicas, acuosas, con un volumen gaseoso del 20 al 50% del total de la cavidad.

En general tienen morfología de cristal negativo, aunque hay algunas muy irregulares y con evidencias de estrangulamiento. Estas últimas no han sido utilizadas en el estudio microtermométrico porque el fluido atrapado en cada una de la inclusiones luego del estrangulamiento, presenta características diferentes a las del fluido original.

Las cavidades tienen reducidas dimensiones, no mas de 10 $\mu$ .

#### *Ensayos microtermométricos*

##### *Enfriamiento*

Si bien la observación de la fusión del hielo se ha visto muy dificultada por las reducidas dimensiones y escasez de las inclusiones, se logró observar que en una muestra, éste cambió de estado a los 0°C, lo cual indica que la solución no contiene sales.

### *Calentamiento*

Las inclusiones homogeneizan en fase líquida en el intervalo comprendido entre 273 y 345°C, en 13 inclusiones, con promedio en 322°C (fig. 46).

### *Densidad*

Se calculó la  $\delta$  mediante el programa FLINCOR (Brown, 1989). Para la temperatura de homogeneización promedio, la  $\delta$  es de 0,65 g/cm<sup>3</sup>, para el intervalo de temperatura obtenido, la densidad varía entre 0,60 y 0,76 g/cm<sup>3</sup>.

### *Presión de homogeneización*

Para determinar la presión de homogeneización se utilizó el programa FLINCOR (Brown, 1989). Para la temperatura de homogeneización promedio la presión de homogeneización es de 110 atm, mientras que para el intervalo de temperatura de homogeneización, las presiones de homogeneización se extienden desde 80 a 170 atm.

Las presiones de homogeneización son presiones *mínimas* de formación del mineral o de la vena.

### *Calcita de la Asociación 1*

#### *Características petrográficas*

La calcita es bastante rica en inclusiones fluidas. Se disponen en planos según las líneas de clivaje.

#### *Descripción de las inclusiones fluidas*

Las inclusiones fluidas son bifásicas, acuosas, con un 20 a 40% del volumen total de la cavidad ocupado por la burbuja de gas. Las cavidades tienen morfología de cristal negativo (romboedros perfectos).

Las cavidades tienen reducidas dimensiones, en general, menos de 10  $\mu$ .

#### *Ensayos microtermométricos*

##### *Enfriamiento*

Debido a la condiciones de visibilidad y al reducido tamaño de las cavidades, no fue posible determinar la temperatura de fusión del hielo, razón por la cual, no se pudo calcular la salinidad de la solución.

#### *Calentamiento*

La homogeneización de las fases líquida y gaseosa tiene lugar en fase líquida entre 206 y 272°C, con promedio en 226°C, para 15 inclusiones, en 5 muestras (Fig. 46).

#### *Densidad*

Suponiendo una salinidad de 0% eq. NaCl, la densidad de la solución sería 0,84 g/cm<sup>3</sup>, entre 0,76 y 0,85 g/cm<sup>3</sup> para el intervalo de temperatura de homogeneización obtenido (valores obtenidos a partir del FLINCOR).

#### *Presión de homogeneización*

Para la temperatura de homogeneización promedio, y suponiendo salinidad igual a 0%, la presión de homogeneización sería de 20 atm, mientras que para el intervalo de temperaturas, la presión de homogeneización varía desde 15 a 80 atm.

#### *Discusión*

Las temperaturas de homogeneización de los cristales de la vena de cuarzo (273°-345°C) confirman que el fluido a partir del cual se originó tendría características epitermales. Si bien se considera un límite de 300°C para este ambiente (Lattanzi, 1991; Hedenquist *et al.*, 1996) algunos autores amplían hasta 350°C el rango de temperaturas para soluciones epitermales (Pirajno, 1992, pag. 378). La ausencia de sales en la solución indicaría que no se trata de un fluido de origen magmático puro, al menos tendría mezcla con aguas meteóricas.

No se encontraron evidencias de ebullición en la muestra estudiada, es decir la coexistencia de inclusiones ricas en vapor con inclusiones ricas en líquido (Hedenquist *et al.*, 1992), lo cual es un rasgo bastante frecuente en ambientes epitermales. Esta ausencia podría indicar que la vena estudiada corresponde a una profundidad por debajo de la zona de ebullición, de lo cual se desprenden dos conclusiones inmediatas. En primer lugar que el nivel de exposición representa un sector relativamente profundo dentro del sistema epitermal y segundo, que al no haber ebullición, no se produce la precipitación de los metales en solución. De modo que si las soluciones transportaban



metales, éstos fueron despositados en niveles más superficiales, que posiblemente actualmente se encuentren erosionados, explicando así la baja o nula concentración de Au y/o Ag presente en las venas de cuarzo analizadas (ver capítulo de mineralizaciones, Tabla 6).

Las temperaturas medidas en la calcita de la Asociación 1 dieron valores coherentes con lo estimado a partir de los datos obtenidos de la bibliografía preexistente.

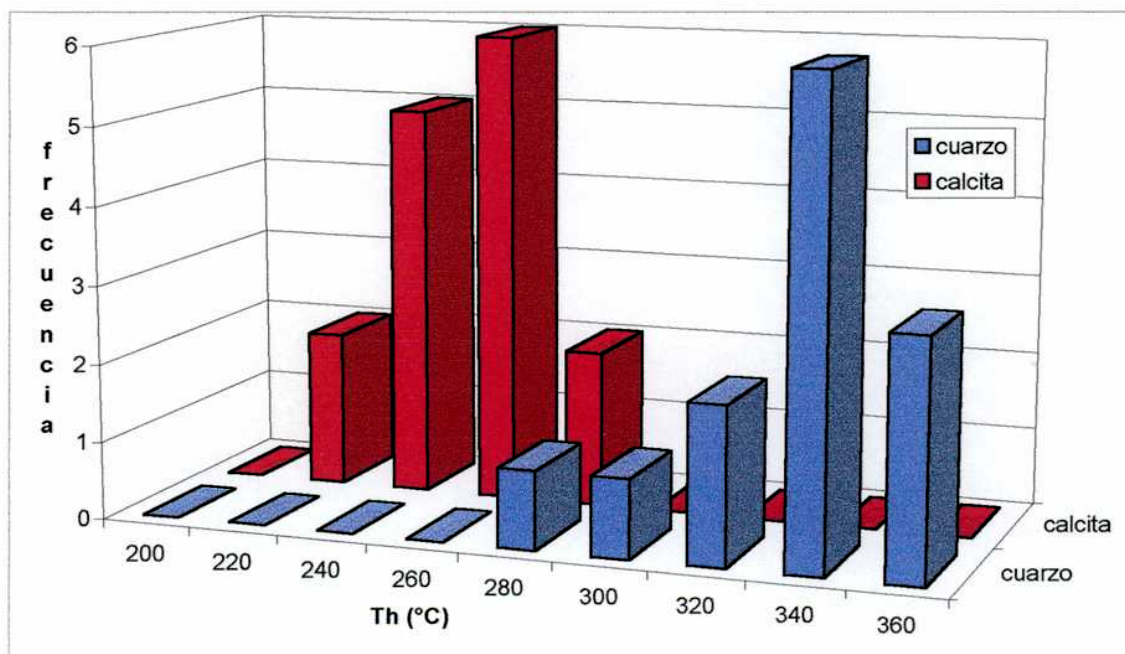


Fig. 46: Diagrama de barras expresando el resultado de las medidas de temperatura de homogeneización para la calcita y el cuarzo

## MINERALIZACIONES

Son numerosos los autores que han relacionado la presencia de mineralizaciones en la Cordillera Patagónica con la intensa actividad magmática desarrollada durante el Mesozoico.

Angelelli *et al.* (1970) y Angelelli y Fernández Lima (1972) asignan las mineralizaciones de la Cordillera Patagónica al Ciclo Metalogénico del Cretácico superior-Cenozoico.

Fernández Lima y Latorre (1978), en su mapa metalogénico del Chubut, dividen a los depósitos minerales en tres grupos: 1) Cordillera Patagónica Septentrional, 2) Macizo Norpatagónico y 3) Patagonia Extraandina Septentrional. Asignan el primer grupo a los ciclos metalogénicos Mesozoico y Cenozoico.

Angelelli y Fernández Lima (1980) definen el Ciclo Metalogénico Ándico e incluyen a la Cordillera Patagónica en la subprovincia Austral, caracterizada por una mineralización de Au, Cu, Pb, Ag, Zn y Fe subordinado (Haller, 1981; Haller, 1984).

Ramos (1983) define en esta región el ciclo tectónico Patagonídico y su mineralización asociada. Según este autor, entre los 42° y 47° hay una provincia metalogénica polimetálica con distribuciones vetiformes, mantiformes y diseminadas de Pb, Zn y Cu.

Pesce (1980) distingue dos episodios magmáticos relacionados a las manifestaciones de sulfuros. El vulcanismo jurásico que generó las vulcanitas del Grupo Lago La Plata se vincularía con la existencia de sulfuros volcánicos masivos. El segundo episodio mineralizante estaría representado por la fase póstuma del plutonismo cretácico que daría origen a soluciones hidrotermales.

Márquez (1989, 1994) y Márquez *et al.* (1989) definen el distrito metalogénico de Tecka, perteneciente a la Provincia Metalogénica Ándica, Subprovincia Ándica Austral. Este distrito está conformado por los Campos Metalogénicos del cordón de Caquel y del cerro Cucho y según estos autores, presentan mineralizaciones de tipo cobre diseminados y alteraciones hidrotermales con amplio rango de temperatura. Más específicamente, en el área del cerro Cucho las mineralizaciones son venas de cuarzo con pirita, calcopirita, arsenopirita, blenda, galena, molibdenita, oro y plata y, diseminaciones de pirita, arsenopirita y molibdenita. Las alteraciones hidrotermales son:

silícica, propilítica, turmalínica y pirítica. También se producen fenómenos de alteración supergénica que originan boxworks y limonitas.

Según Márquez y Giacosa (1989), habría un episodio metalogénico de edad paleógena dentro del Ciclo Andico (según Ramos, 1983). Estaría asociado a la intrusión de diques de composición fundamentalmente andesítica. La mineralización está conformada por pirita, calcopirita y minerales de Au y Ag.

En un informe realizado por la Compañía CR International (1995), se postula que la alteración hidrotermal que caracteriza los laterales del Cerro Cucho, está relacionada a pórfiros cuarcíferos que intruyen las vulcanitas jurásicas, cuya edad podría ser cretácica superior. La alteración señalada en este informe está localizada en los bordes de estos cuerpos y se menciona que se desarrollan zonas filicas, potásicas y turmalínica.

#### Características de la mineralización observada

En la zona de estudio se constató la presencia de mineralizaciones diseminadas de sulfuros, pero siempre en un escaso porcentaje. La única especie reconocida en muestra de mano fue pirita. Para determinar la presencia de otras especies se estudiaron 9 secciones pulidas al microscopio (apéndice I) y se realizaron algunos análisis químicos complementarios (ver Tabla 6).

En general el sulfuro predominante es la pirita y luego en menor proporción se determinó pirrotina y calcopirita. Dentro de los óxidos se reconocieron magnetita, ilmenita y óxidos de titanio.

La pirita se encuentra en venillas o diseminada y presenta en algunos casos inclusiones de pirrotina, calcopirita o minerales transparentes confiriéndole un carácter poikilitico (Foto 24). En general desarrolla un hábito euhedral a subhedral y el tamaño máximo alcanzado en las muestras es de 0,5mm (muestra 75). La pirrotina se encuentra presente en forma diseminada o como inclusión en la pirita (Foto 24). En algunas rocas es reemplazada por una mezcla de pirita y marcasita de grano muy fino en textura tipo "bird eyes"(Ramdohr, 1980) (Foto 25). El tamaño máximo observado no supera 120 $\mu$ . La calcopirita es muy escasa, se encuentra diseminada o como inclusión redondeada dentro de la pirita. Su tamaño varía entre 50 y 1 $\mu$ .

En algunas muestras se advirtió la presencia de magnetita levemente martitizada, es decir alterada a hematita a través de los planos octaédricos de la magnetita. La ilmenita presenta exsoluciones vermiformes de hematita (Foto 26), ostentando un tamaño

que no supera los 300 $\mu$ . La hematita sólo se halla como exsolución en la ilmenita o incluida en la pirrotina.

#### Consideraciones genéticas

La existencia en forma primaria de pirrotina junto con calcopirita como en la muestra 33 es más afín con rocas de composición básica a ultrabásica. Dado que la composición de la secuencia es intermedia, estos minerales apuntan más a un origen hidrotermal. En otros casos (muestras 75 y 29) el origen de la pirrotina podría ser por metamorfismo de contacto, ya que en estas muestras se advierten algunas texturas que hacen sospechar la existencia de dicha transformación térmica.

La ilmenita se forma por lo general por arriba de los 500°C y su origen es primario.

Se considera que la magnetita es un mineral primario y se atribuye su leve martitización a un proceso de meteorización o bien al efecto de una alteración de baja temperatura (Ramdohr, 1980), la misma que afecta las vulcanitas y es responsable de la formación de la asociación 1 (ver alteración).

La pirita y la calcopirita, debido a que se encuentran en venillas y diseminadas en las zonas de silicificación, se consideran de origen secundario.

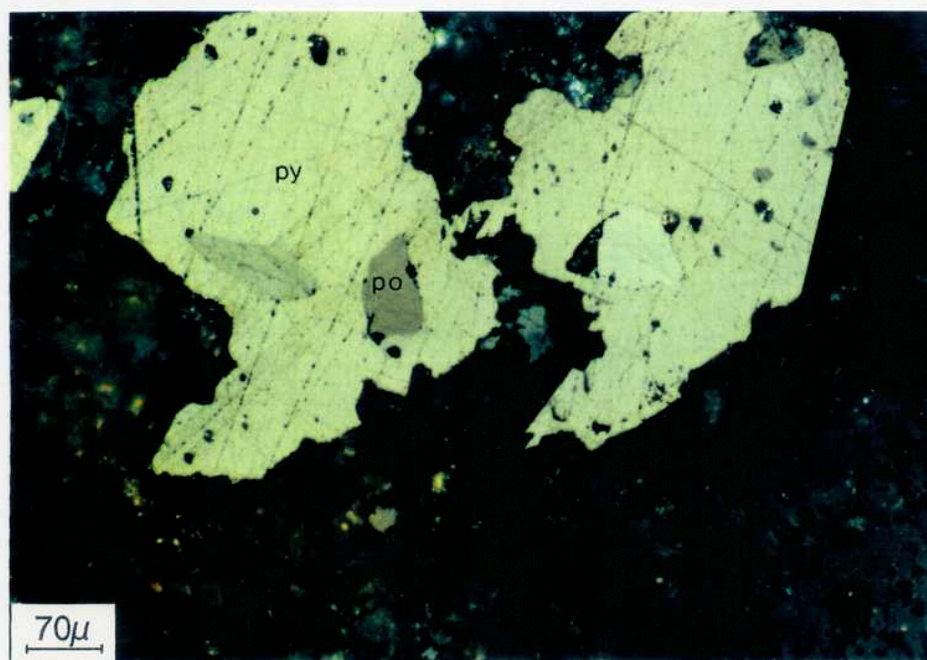


Foto 24: Cristales de pirita (py) con inclusiones redondeadas de pirrotina (po). Muestra 75. Nícoles levemente cruzados, 10x.



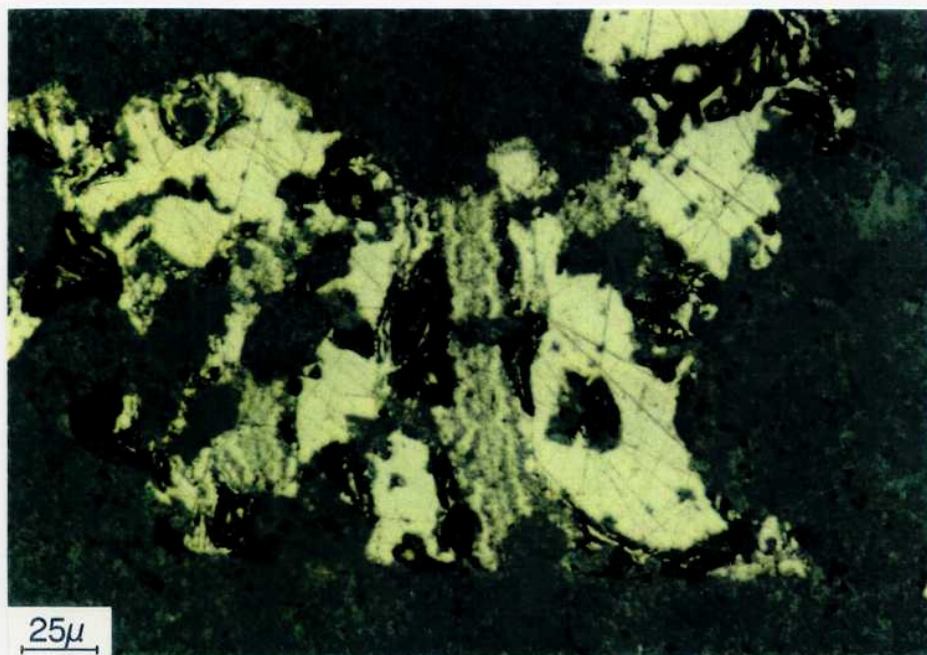


Foto 25: pirrotina con franja de alteración a marcasita en textura "Bird's eyes". Muestra 33, sin nicoles. 20x.

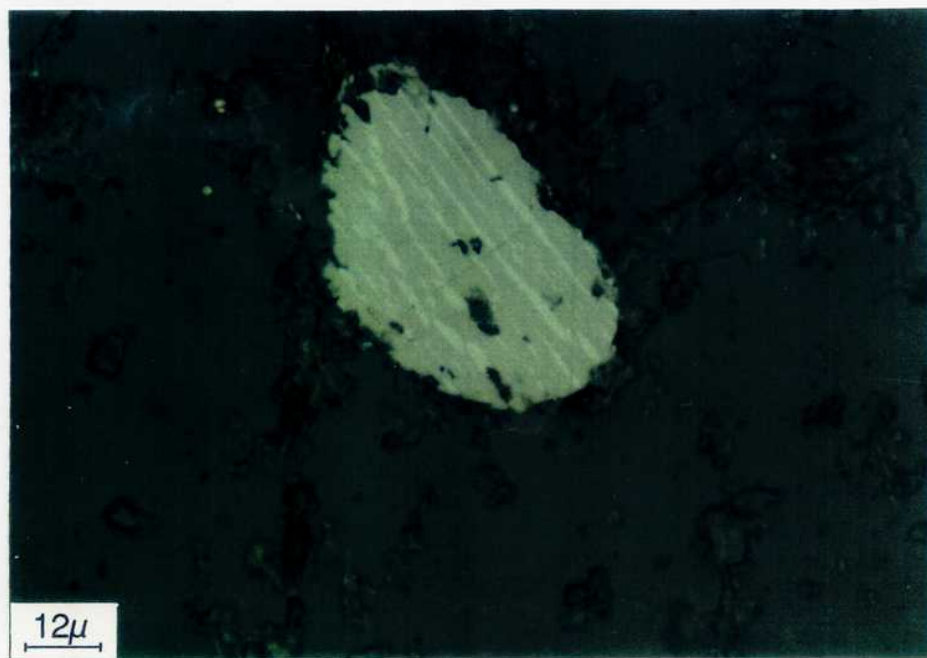


Foto 26: Cristal de ilmenita con desmezcla vermiforme de hematita. Muestra 29, sin nicoles, 40x.

Las áreas con mayor concentración de pirita resultan asociadas a la presencia de vetas de cuarzo o zonas de intensa silicificación. Por lo tanto, y como se sugiere en el capítulo de alteraciones, el origen de estos sulfuros puede estar relacionado con la circulación de fluidos epitermales. La presencia de calcopirita, indica que éstas soluciones acarrearón Cu como elemento de importancia. Si bien su proporción es muy baja, su sola presencia puede implicar dos cosas: que hubiera poco originalmente o que fuera depositado en zonas más alejadas o en profundidad.

Se realizaron análisis de elementos metálicos (Tabla 6) en venas de cuarzo, roca de caja de estas venas de cuarzo, zonas de alteración y en un granitoide, para determinar la existencia de alguna anomalía y en este caso, la ubicación de las mismas. Las anomalías positivas de Au se registran únicamente en relación a las vetas de cuarzo. Junto con las anomalías en Au se detectan anomalías en W, As, Co, y Sb (Fig. 47). Estos elementos pueden aplicarse como una guía para la prospección del Au.

En la Figura 48 (tomada de Gammons y Barnes, 1989) se observan las condiciones bajo las cuales puede precipitar el Au en un ambiente epitermal. Este elemento es estable en condiciones alcalinas cuando se encuentra como complejo con S ( $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ ). Un cambio del pH o aumento en  $f\text{O}_2$  produce su precipitación. Si consideramos que el Au está en equilibrio con pirita como lo demuestran las observaciones realizadas, para una concentración de 1ppb, el pH de las soluciones debió haber estado entre 3 y 5 y la fugacidad del oxígeno entre -40 y -30.

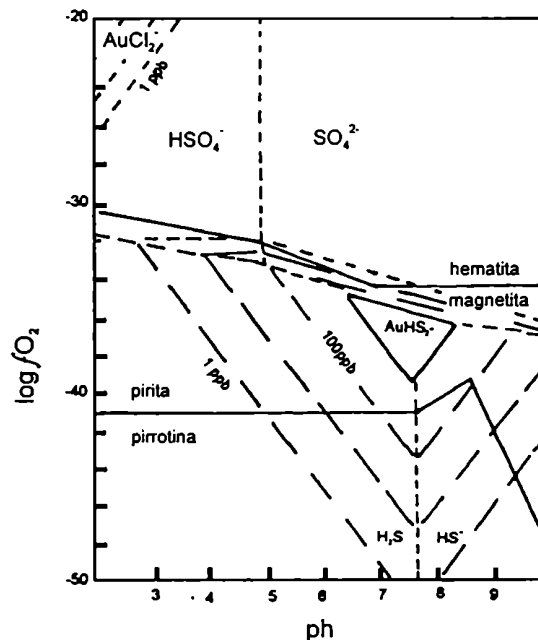


Fig. 48: Diagrama pH vs. fugacidad de oxígeno. Gammons y Barnes (1989)



En cuanto al origen de las soluciones mineralizantes, teniendo en cuenta los antecedentes, podría estar relacionado a los cuerpos intrusivos granodioríticos que afloran en el sector. Según el informe de CR Internacional (1995) estarían relacionadas con los intrusivos cuarcíferos de edad cretácica superior. De acuerdo a los bajos porcentajes de salinidad estimados a partir del estudio de inclusiones fluidas, los fluidos que generaron las venas de cuarzo auríferas tendrían mezcla con aguas meteóricas.

Tabla 6: Concentración de elementos metálicos. Método empleado: activación neutrónica (INAA)

| muestra | Au<br>ppb | Ag<br>ppm | As<br>ppm | Ba<br>ppm | Ca<br>% | Co<br>ppm | Cr<br>ppm | Cs<br>ppm | Fe<br>% | Hf<br>ppm | Hg<br>ppm | Ir<br>ppb | Mo<br>ppm | Na<br>% |
|---------|-----------|-----------|-----------|-----------|---------|-----------|-----------|-----------|---------|-----------|-----------|-----------|-----------|---------|
| 296     | <5        | <5        | 6         | 700       | 5       | 10        | 46        | 4         | 3.32    | 5         | <1        | <5        | <5        | 3.11    |
| 996     | 42        | <5        | 95        | 200       | <1      | <5        | 18        | 10        | 3.65    | 3         | <1        | <5        | 10        | 0.06    |
| 8995    | <5        | <5        | 56        | <100      | 4       | 18        | 60        | <2        | 5.80    | 5         | <1        | <5        | <5        | 1.92    |
| 105q    | 1340      | <5        | 190       | <100      | <1      | 200       | 53        | 4         | 0.93    | <1        | <1        | <5        | <5        | <0.05   |
| 105c    | 125       | <5        | 1100      | <100      | <1      | 72        | 39        | 4         | 4.98    | 3         | <1        | <5        | 16        | 0.07    |
| Q95     | 227       | <5        | 78        | <100      | <1      | 94        | 39        | <2        | 5.89    | <1        | <1        | <5        | <5        | <0.05   |

| muestra | Ni<br>ppb | Rb<br>ppm | Sb<br>ppm | Sc<br>ppm | Se<br>ppm | Sn<br>% | Sr<br>% | Ta<br>ppm | Th<br>ppm | U<br>ppm | W<br>ppm | Zn<br>ppm | La<br>ppm | Ce<br>ppm |
|---------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|---------|---------|-----------|-----------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|
| 296     | <50       | 120       | 0.6       | 10        | <5        | <0.03   | <0.05   | <1        | 15        | <0.5     | <4       | 314       | 19        | 45        |
| 996     | <50       | 100       | 3.6       | 16        | <5        | <0.03   | <0.05   | <1        | 3.2       | 2.3      | <4       | <50       | 4         | 13        |
| 8995    | <50       | <30       | 1.1       | 28        | <5        | <0.03   | <0.05   | 2         | 4.2       | <0.5     | 71       | 180       | 17        | 34        |
| 105q    | <50       | <30       | 31        | 7.5       | <5        | <0.03   | <0.05   | 17        | 0.9       | <0.5     | 1100     | 110       | 4         | 9         |
| 105c    | <50       | 150       | 18        | 15        | <5        | <0.03   | <0.05   | 5         | 4.8       | <0.5     | 390      | 130       | 10        | 25        |
| Q95     | <50       | <30       | 17        | 3.1       | <5        | <0.03   | <0.05   | 14        | 1.0       | <0.5     | 1100     | 140       | 3         | <3        |

| muestra | Nd<br>ppm | Sm<br>ppm | Eu<br>ppm | Tb<br>ppm | Yb<br>ppm | Lu<br>ppm | Br<br>ppm |
|---------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 296     | 18        | 3.3       | 1.0       | <0.05     | 1.3       | 0.33      | <1        |
| 996     | <5        | 0.9       | 0.4       | <0.05     | 1.2       | 0.29      | <1        |
| 8995    | 15        | 4.3       | 1.2       | <0.05     | 2.53      | 0.38      | <1        |
| 105q    | <5        | 1.4       | 0.4       | <0.05     | 1.56      | 0.23      | <1        |
| 105c    | 10        | 3.2       | 1.0       | <0.05     | 3.15      | 0.43      | <1        |
| Q95     | <5        | 0.4       | <0.2      | <0.05     | 0.98      | 0.15      | <1        |

#### Referencias:

296: granodiorita

996: material de alteración, color ocre, en vena de cuarzo

8995: zona de alteración intensa, silicificada y con mineralización de pirita.

105q: vena de cuarzo

105c: caja de la vena de cuarzo

Q95: vena de cuarzo

El signo "<" significa que los valores están por debajo del límite de detección del método.

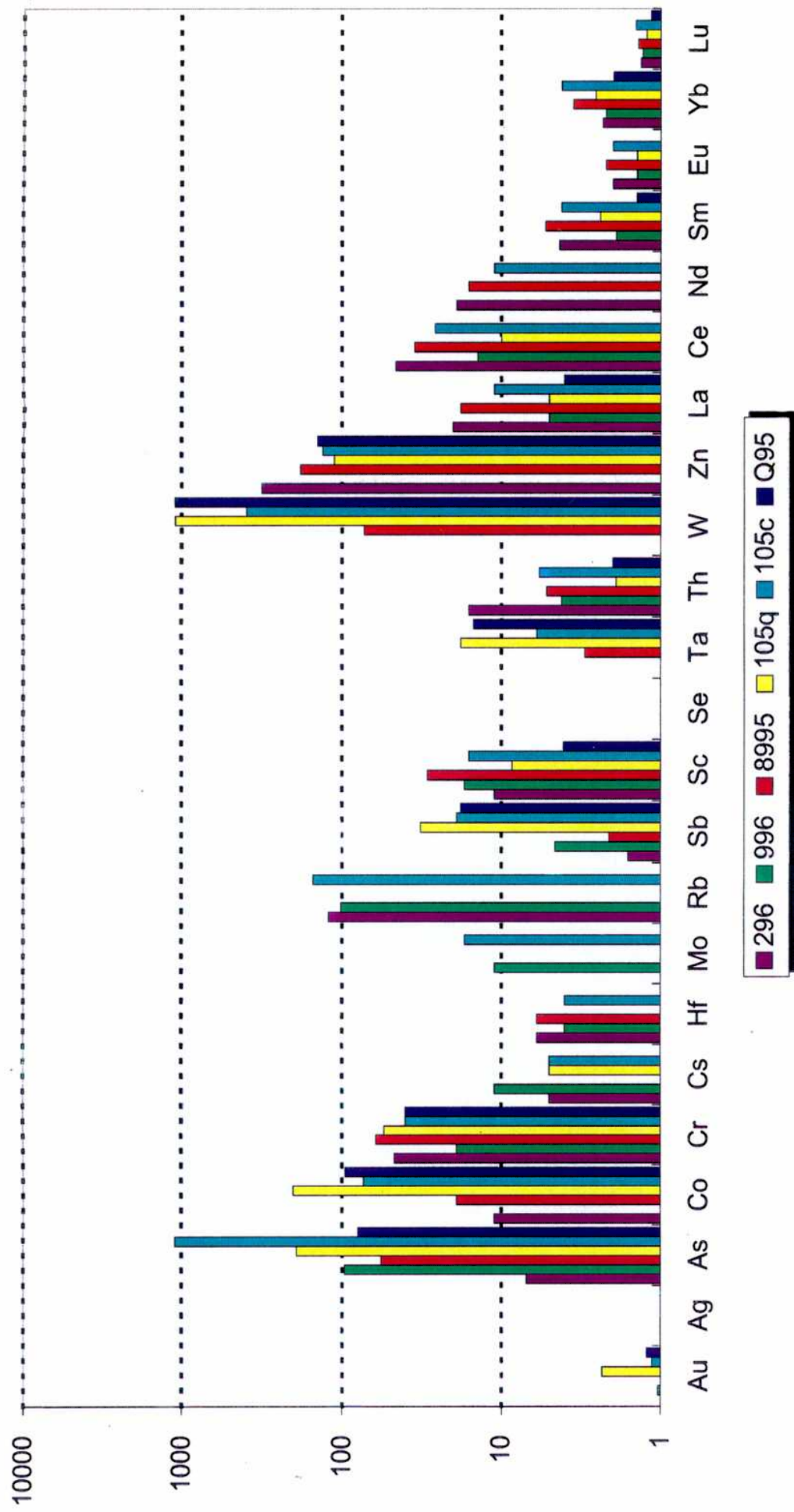


Fig. 47: Distribución de elementos metálicos

## CONCLUSIONES

**1** Se establece la estratigrafía de un sector del borde oriental de la Cordillera Patagónica Central ubicado entre los 43° 24' y 43°30' LS entre los meridianos de 71° 3' y 71° 12 Longitud Oeste. Se confeccionó un mapa detallado de las unidades reconocidas a escala 1: 60.000.

La estratigrafía se halla representada en gran parte por las rocas volcanoclásticas y granitoides correspondientes al ciclo magmático Jurásico-Cretácico. Se establece el inicio de este ciclo en el Pliensbachiano inferior, a diferencia de otros sectores de la Cordillera Patagónica donde se inicia en el Toarciano. La presencia de sedimentitas intercaladas en las vulcanitas revela que durante el Jurásico, se formaron pequeñas cuencas de intraarco inundadas por mares someros. Dentro de estas sedimentitas se hallaron los restos de amonites más antiguos dentro del ámbito de la Cordillera Patagónica Central, que permitieron datar la unidad.

**2** Los estudios petrográficos y geoquímicos han permitido diferenciar dentro de las vulcanitas incluidas en el lapso Jurásico-Cretácico distintos tipo litológicos. Si bien el tipo dominante es una andesita afanítica de color gris oscuro, la columna comprende también dacitas y riolacitas. El gran número de cristales que contiene el magma determinó un aumento de la viscosidad del mismo originando efusiones explosivas con generación de gran cantidad de material piroclástico asociado.

El estudio geoquímico de las vulcanitas reveló que se trata de un conjunto predominantemente calcoalcalino, si bien algunas muestras presentan afinidades toleíticas. Los elementos menores y trazas son consistentes con rocas generadas en arcos magmáticos continentales. Se estima que en los primeros estadios de este arco, el vulcanismo pudo ser toleítico, evolucionando luego a calcoalcalino una vez que la corteza se engrosó lo suficiente como para permitir el establecimiento de cámaras magmáticas a alto nivel de la corteza, donde los magmas pudieron diferenciarse y contaminarse con material cortical. Las características del vulcanismo se mantienen prácticamente constantes a lo largo de todo el período, extendiéndose inclusive hasta el Terciario inferior.

**3** Los granitoides que afloran en el sector estudiado corresponden en su mayoría a granodioritas porfíroides con variaciones a tonalitas en forma subordinada. El emplazamiento de estos cuerpos es de carácter epizonal.

Las características petrográficas y químicas de estos granitoides, permiten asignarlos a un ambiente de arco volcánico normal (en relación a la madurez), con un espesor de corteza relativamente delgado.

La fuente del magma sería el manto superior y habría tenido aportes de la placa subductada y escasa contaminación cortical. Habría evolucionado a partir de cristalización fraccionada, sufriendo fenómenos de *mingling* durante su ascenso. Éstos últimos se corroboran a través del estudio de los enclaves microgranulares máficos.

4 La actividad magmática continua en el Terciario, pero únicamente se haya representada por diques dacíticos que intruyen a sedimentitas continentales de edad Eoceno inferior. Estos diques presentan características químicas comparables con las vulcanitas del ciclo anterior. Las sedimentitas portan restos de flora constituyendo una nueva localidad fosilífera para la región.

5 Se establece que la alteración que afecta las rocas jurásico-cretácicas responde a una superposición de eventos metamórficos tanto de carácter regional como local. En primer lugar existe una alteración hidrotermal regional, con características similares a un metamorfismo de bajo grado, caracterizada por la presencia de epidoto, clorita, calcita, cuarzo, albita, sericita y prehnita. Los estudios de termometría de inclusiones fluidas en la calcita señalan una temperatura promedio de 226° para los fluidos responsables de esta alteración. La intrusión de los cuerpos asignados al Batolito Andino, habrían generado zonas de mayor temperatura donde esta asociación alcanzó el grado de esquistos verdes con la aparición de actinolita y desaparición de prehnita. La temperatura estimada a partir de estudios de estabilidad existentes en la literatura es de 300°. En las zonas de contacto con los mencionados intrusivos se generaron hornfels o asociaciones de tipo skarn caracterizadas por la presencia de hornblenda y diópsido, con una temperatura estimada entre 450 y 650° C. Asimismo se verifica la existencia de fenómenos de tipo hidrotermal dada la presencia, en algunos sectores restringidos, de zonas de alteración potásica y venas epitermales de cuarzo.

6 Las venas de cuarzo epitermales que afloran en la región presentan texturas drusiformes, masivas y hacia los bordes contienen fragmentos de la roca de caja. Se asocian a pirita, montmorillonita y en algunas de ellas se ha detectado la presencia de Au en una concentración de 1,3 ppb, sin embargo se estima que la profundidad de emplazamiento fue por debajo de la zona de ebullición impidiendo así la depositación en forma concentrada de elementos metálicos. El estudio de termometría sobre las venas de

cuarzo indica una temperatura promedio de 322° C para los fluidos que las originaron y una presión de homogeinización promedio de 110 atmósferas (bares). La salinidad de las soluciones es de 0% eq. ClNa indicando que son resultado de mezcla de fluidos hidrotermales con aguas meteóricas.

**7** Las mineralizaciones presentes corresponden fundamentalmente a pirita diseminada y en vetillas, acompañada en ocasiones por calcopirita o pirrotina. Los óxidos de hierro reconocidos (magnetita, ilmenita, hematita) son de origen primario o bien se forman como producto de la meteorización de la pirita.

## *Agradecimientos*

Deseo expresar mi agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones que contribuyeron tanto material como moralmente para la concreción de este trabajo.

A la Dra. Marcela Remesal, directora de tesis, por su valiosa y dedicada guía en el desarrollo de este trabajo, especialmente en el área de la geoquímica.

Al Dr. Miguel J. Haller, quien es mi director de becas de CONICET, por proponerme el tema de tesis y haberme brindado todos los medios necesarios para llevarlo a cabo. Por las enseñanzas impartidas en el campo y las enriquecedoras discusiones en distintos temas de la geología.

A la Dra. Beatriz Levi, por la minuciosa lectura e importantes sugerencias vertidas sobre el capítulo de Procesos de Alteración. Por sus consejos, su ayuda desinteresada y ánimo permanente.

Al CONICET y al Centro Nacional Patagónico por brindarme la infraestructura apropiada para la realización de las tareas de campo y gabinete.

Al Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la U.B.A, pues en él me formé como investigadora en los años posteriores a la finalización de mi carrera.

Especialmente a la Cátedra de Mineralogía, al Dr. Carlos Latorre y a la Dra. María Elena Vattuone de Ponti, por la confianza depositada y la formación académica brindada a lo largo de muchos años.

A la Dra. Silvia Ametrano, por su ayuda en el estudio de los minerales opacos y temas de mineralogía.

A la Dra. Nora Cabaleri, por la determinación de las microfacies calcáreas.

A la Dra. Teresita Montenegro por guiarme con el estudio de las inclusiones fluidas.

Al Dr. Alberto Riccardi y al Lic. Francisco Medina por la determinación de los invertebrados fósiles, asimismo al Dr. Edagardo Romero por la determinación de la paleoflora.

A la Dra. Susana Morsch por el estudio de los corales fósiles.

A los Dres. Flavia Salani, Juan Pedro Spikermann, Sonia Quenardelle, Alberto Caselli, Roberto Scasso, y Nora Rubinstein por la discusión y sugerencias aportadas en relación a temas de rocas ígneas y sedimentarias.



Al Dr. Emilio González Díaz, por su ayuda en temas relacionados con la geomorfología.

Al Sr. Fernando Jaguer, del Centro Nacional Patagónico, por su excelente disposición y ayuda permanente para resolver los problemas de informática.

A mis extraordinarios ayudantes de campo, Sra. Viviana Pirillo, Geólogo Carlos Meister, Sr. Claudio Muñoz, Dra. Andrea Concheyro, Sr. Roberto Taylor y Srta. Florencia Cosentino, por su buena disposición e invaluable ayuda.

A mis compañeros del área de Geología del Centro Nacional Patagónico por su solidaridad e interés.

A mis queridas amigas de la Cátedra de Mineralogía, Dra. Teresita Montenegro, Lic. Silvia Lagorio y Lic. Mariana Gagliardo, con quienes hemos compartido tantos buenos y malos momentos, por su ayuda incondicional y estímulo constante, porque cada vez que vuelvo, me hacen sentir como si nunca me hubiera ido.

A la Dra. Andrea Concheyro, por el apoyo logístico y moral que siempre me brindó sin importar las distancias. Por inculcarme coraje y valentía para afrontar las empresas que parecían imposibles.

Un agradecimiento muy especial a Olga, Cairon y Sonia Hughes de la Estancia Alto Caquel, por brindarme no solamente todos los medios materiales a su alcance para hacer posibles mis trabajos de campo, sino también su hospitalidad y su afecto.

Al Sr. Claudio Muñoz, por facilitarme gran cantidad de material bibliográfico, la confección de pulidos calcográficos y por su preocupación permanente.

Al Dr. Alejandro Monti, con quien hemos compartido anhelos e incertidumbres, por escucharme, orientarme y alentarme desde que comenzamos esta etapa en la patagonia.

Al Ing. Agrónomo Alejandro Bisigato, que con su infinita paciencia me ayudó con las planillas de cálculos y los más variados problemas informáticos.

A Claudia Del Aguila, María Alejandra Cepeda y Gabriela Boracchia porque nunca dejaron de alentarme, desde que tengo memoria.

Finalmente quiero agradecer a mis padres y a mi hermano, a quienes dedico este trabajo, esperando poder retribuir en una mínima proporción todo lo que he recibido de ellos a lo largo de mi vida.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre, L., Cortés, J., Morata, D. y Hervé, F. 1997. Low grade metamorphism of Mesozoic and Cenozoic volcanic sequences of Patagonia (43°-46°), Chile. *Revista Geológica de Chile*, 24(2): 187-201.
- Ameghino, C. 1890. Exploraciones geológicas en la Patagonia. Boletín Instituto Geográfico Argentino, XI, Cuaderno 1: 1-40. Buenos Aires.
- Ameghino, F. 1906. Les Formations Sedimentaires du Crétacé Supérieur et du Tertiaire de Patagonie. *Anales del Museo Nacional*. Buenos Aires, 8(3): 1-568.
- Angelelli, V.; J.C. Fernández Lima; A. Herrera y L. Aristarain. 1970. Descripción del Mapa Metalogenético de la República Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, *Anales*, XV:172p. Buenos Aires.
- Angelelli, V. y J.C. Fernández Lima. 1972. Ciclos Metalogenéticos de la Argentina. *En*: A.F. Leanza (Ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 797-813. Córdoba.
- Angelelli, V. y J.C. Fernández Lima. 1980. I Reseña de los Ciclos Metalogenéticos de la República Argentina; II Provincias Metalogenéticas. *En*: J. C. Turner (coord.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, II: 1603-1640. Córdoba.
- Aragón, E. y Romero, E. 1984. Geología, paleoambientes y paleobotánica de yacimientos terciarios del occidente de Río Negro, Neuquén y Chubut. IX Congreso Geológico Argentino, *Actas IV*: 475-507. San Carlos de Bariloche.
- Arculus, R. y Powell, R. 1986. Source component mixing in the regions of arc magma generation. *Journal of Geophysical Research*, 91, B6: 5913-5926.
- Baker, P.E.; W.J. Skarmeta; R. Caminos y D.C. Rex. 1981. Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian plateau around latitud 46°. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A303: 105-149. London.
- Baldwin, J.A. y Pearce, J.A. 1982. Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes. *Economic Geology*, 77:664-674.
- Barbarin, B. 1990. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal*, 25: 227-238.
- Barbarin, B. y Didier, J. 1991. Macroscopic features of mafic microgranular enclaves. *En*: Didier, J. y Barbarin, B. (Eds.) *Enclaves and Granite Petrology*. *Developments in Petrology*, 13. Elsevier. 625p. Amsterdam.
- Barbieri, M.; E. Godoy; M.J. Haller; D. Stanzione; M.R. Ghiara y C. Trudu. 1991. Cristalización fraccionada y contaminación cortical en el Batolito Patagónico (43-46°S). VI Congreso Geológico Chileno, *Actas 1*: 626-630. Santiago.

- Barbieri, M.; M. R. Ghiara; M. J. Haller; D. Stanzione y C. Trudu. 1994. Genesis and evolution of granitoids from the Patagonian Batholith between 43° and 46° S. *Mineralogica et Petrographica Acta*, 37: 1-15.
- Benito, J. y Chernicoff, J. 1986. Geología del Cerro Caquel y aledaños, departamento Futaleufú, provincia del Chubut. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 41(1-2): 70-80.
- Borrello, A. V. 1969. Los Geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales. 14. Buenos Aires.
- Brown, G., Thorpe, R. y Webb, P. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma source. *Journal of Geological Society of London*, 141: 413-426.
- Brown P.E. 1989. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *Am. Mineralogist* 74, 1390-1393.
- Bruce, R., Nelson, E., Weaver, S. y Lux, D. 1991. Temporal and spatial variations in the southern Patagonian batholith; Constraints on magmatic arc development. En: Harmon, R. y Rapela, C. *Andean Magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America, Special Paper 265: 1-12.
- Bucher, K. y Frey, M. 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag. 318p. Berlín.
- Busteros, A. y Lema, H. 1991. Magmatismo Neopaleozoico Eomesozoico en el sector occidental de la Provincia del Chubut, República Argentina. Simposio sobre magmatismo andino y su marco tectónico. *Memorias I*, 45: 64. Colombia.
- Caldenius, C. 1932. Las glaciaciones cuaternarias de la Patagonia y Tierra del Fuego. Dirección de Minas y Geología, Publ. 95.
- Cas, R. y Wright, J. 1988. *Volcanic Successions. Modern and Ancient*. Unwin Hyman. 528p. London.
- Cazau, L. B. 1972. Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen. En: Leanza, A. (Ed.), *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 727-740. Córdoba.
- Cortés, J., Godoy, E. y Hervé, F. 1994. Geología del área de Lago Verde, Región de Aysen, Chile. VII Congreso Geológico Chileno, Actas I: 23-26. Concepción.
- Cox, K.; J. D. Bell y R. J. Pankhurst. 1979. *The interpretation of igneous Rocks*. Allen and Unwin. 450p. London.
- Coombs, D. 1961. Some recent work on the lower grades of metamorphism. *Australian Journal of Science*, 24: 203-215.

- CR International. 1995. Proyecto Arroyo Cascada. Dirección General de Minas y Geología de la Provincia del Chubut. Informe N° Fu-013.
- Chappell, B. y White, A. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Charrier, R.; E. Linares; E. Niemeyer y J. Skarmeta. 1979. Edades potasio-argón de vulcanitas mesozoicas y cenozoicas del sector chileno de la meseta Buenos Aires, Aysen, Chile, y su significado geológico. VII Congreso Geológico Argentino, Actas II: 23-41. Buenos Aires.
- Chen, Y., Chappell, B. y White, A. 1991. Mafic enclaves of some I-type granites of the Palaeozoic Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *En: Didier, J. y Barbarin, B. (Eds.) Enclaves and Granite petrology. Developments in Petrology*, 13. Elsevier. 625p. Amsterdam.
- Chen, Y., Price, R., White, A., Chappell, B. 1990. Mafic inclusions from the Glenbog and Blue Gum granite suites, southeastern Australia. *Journal of Geophysical Research*, 95: 17757-17785.
- Cornejo, P., Mpodozis, C., Kay, S. y Tomlinson, A. 1994. Volcanismo bimodal potásico en régimen extensional del Cretácico superior Eoceno en la región de El Salvador (26°-27° S), Chile. VII Congreso Geológico Chileno, Actas II: 1306-1310.
- Debon, F. y Le Fort, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73: 135-149.
- De La Cruz, R., Suárez, M. y Demant, A. 1994. Facies volcánicas del Mesozoico de Aysen (Sector noreste), 44°-47° Lar. S., Chile. (Formaciones Ibañez y Divisadero). VII Congreso Geológico Chileno, Actas I: 27-31. Concepción
- De La Cruz, R., Suárez, M., Covacevich, V. y Quiroz, D. 1996. Estratigrafía de la zona de Palena y Futaleufú (43°15'-43°45' latitud S), X Región, Chile. XIII Congreso Geológico Argentino, Actas I: 417-424. Buenos Aires.
- Didier, J. 1987. Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geol. Rundsch.*, 76: 41-50.
- Didier J. y Barbarin, B. 1991. The different types of enclaves in granites, nomenclature. *En: Didier, J. y Barbarin, B. (Eds.) Enclaves and Granite petrology. Developments in Petrology*, 13. Elsevier. 625p. Amsterdam.
- Diez, O. y Zubia, M. 1981. Sinópsis estratigráfica de la Región de "El Bolsón", Provincia de Río Negro. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 36(1): 19-28.
- Dott, R., 1964. Wacke, graywacke and matrix - what approach to immature sandstone classification? *Journal Sedimentary Petrology* 34: 625-632.

- Drake, R., Hervé, F., Munizaga, F. y Beck, M. 1991. Magmatism and the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chile (40° - 46° S. Lat.). *Comunicaciones* 42: 69-74.
- Einaudi, M., Meinert, L. y Newberry, R. 1981. Skarn deposits. *Economic Geology*, 75 Anniversary Vol: 317-391.
- Elburg, M. y Nicholls, I. 1995. Origin of microgranitoids enclaves in the S-type Wilson's Promontory Batholith, Victoria: evidence for magma mingling. *Australian Journal of Earth Science*, 42: 423-435.
- Espinosa W. y R. Fuenzalida. 1971. Geología de la Provincia de Aysén entre los paralelos 45° y 46° latitud sur. Informe inédito: Convenio CORFO Aysén-IIG, Santiago.
- Fernández Lima, J.C. y C. O. Latorre. 1978. Metalogénesis de la provincia del Chubut. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 33(4): 355-369. Buenos Aires.
- Feruglio, E. 1927. Estudio geológico de la región pre y subandina en la latitud del Hahuel Huapi. *Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos. GAEA*, 2(3):425-437.
- Feruglio, E. 1949-1950. Descripción geológica de la Patagonia. Y.P.F. Contrib. I,II y III. Buenos Aires.
- Folk, R. 1965. Some aspects of petrography in the ancient limestones. *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, 13: 14-48. Tulsa.
- Fossa Mancini, E., E. Feruglio y J. Yussen de Campana. 1938. Una reunión de geólogos de Y.P.F. y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 171: 31-95. Buenos Aires.
- Franchi, M. y Page, R. 1980. Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 35(2): 208-229.
- Freytes, E. 1971. Informe geológico preliminar sobre la Sierra de Tepuel. Y.P.F. Informe inédito. Buenos Aires.
- Fridleifsson, G. 1991. Hydrothermal systems and Associated Alteration in Iceland. *Geological Survey of Japan, Report* 227: 83-90.
- Fuenzalida, H. 1935. Observaciones geológicas en el territorio de Aysén. *Museo Nacional de Historia Natural, Boletín* XIV: 1-15, Santiago.
- Fuenzalida, H. 1957. Pizarras negras de Coyhaique. *Léxico Estratigráfico Internacional*, V, América Latina (7) Chile: 86-87, Centre Nat. Rech. París.
- Fuenzalida, R. 1968. Reconocimiento Geológico del Alto Palena (Chiloé Continental). *Univ. de Chile, Fac. de Cs. Fís. y Matem., Dpto. Geol. Publ.* 31. Santiago.

- Gabaldón, V. y Lizuain, A. 1982. Estratigrafía y sedimentología del Liásico del Noroeste del Chubut, Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología. Actas II: 509-526.
- Gammons, C., y Barnes, H. 1989. The solubility of Ag<sub>2</sub>S in near-neutral aqueous sulfide solutions at 25 to 300°C. *Geochimica et Cosmochimica, Acta* 53: 279-290.
- Gill, J. B. 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag. 309p. Berlin.
- González Bonorino, F. 1974. La Formación Millaqueo y la "Serie Porfírica" de la Cordillera Nordpatagónica: Nota preliminar. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 29(3): 145-154.
- González Díaz, E. 1978. Estratigrafía del área de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40°30'y 41° de latitud Sur (provincia de Neuquén). VII Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas I: 525-537.
- González Díaz, E. y Valvano, J. 1979. Plutonitas graníticas cretácicas y neoterciarias entre el sector norte del lago Nahuel Huapi y el lago Traful (provincia del Neuquén). VII Congreso Geológico Argentino, Actas I: 227-242.
- Gordon, A. y Ort, M. 1993. Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en las provincias de Río Negro y Chubut (41°- 42°30'L.S). XII Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 120-127. Mendoza.
- Groeber, P. 1942. Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41° a 44° y entre los meridianos 69° a 71°. Primer Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología. Santiago de Chile. Actas, Geol. primera parte, II: 368-379.
- Groeber, P. 1954. La serie andesítica Patagónica. Sus relaciones, posición y edad. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 9(3): 39-42.
- Haller, M. J. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 44 a-b, Trevelín, Prov. del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Informe inédito, Buenos Aires.
- Haller, M. J. 1981. Estructura y Mineralización en la Cordillera Patagónica. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 124p. Inédito.
- Haller, M. J. 1984. Análisis morfoestructural del distrito minero de Esquel, Andes Patagónicos.V Simposio Nacional de Análisis de Imágenes Satelitarias, Resúmenes, Tomo I: 28.
- Haller, M. J. 1985. El magmatismo mesozoico en Trevelin, Cordillera Patagónica, Argentina. IV Congreso Geológico Chileno, Actas III: 215-233. Concepción.
- Haller, M. J. y O. R. Lapido. 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 35(2): 230-247. Buenos Aires.



- Haller, M., Barbieri, M., Ghiara, M., Stanzione, D., Castorina, F. y Meister, C. 1996. Génesis y Evolución del Granito Futalaufquen, Andes Patagónicos. XIII Congreso Geológico Argentino, Actas III: 507-514. Buenos Aires.
- Halpern, M.; P. N. Stipanovic y R.O. Touret. 1975. Geocronología (Rb/Sr) en los Andes Australes Argentinos. Asociación Geológica Argentina, Revista, 30(2): 180-192. Buenos Aires.
- Halpern, M. y R. Fuenzalida. 1978. Rubidium-Strontium geochronology of a transect of the Chilean Andes between latitudes 45° y 46°. Earth and Planetary Science Letters, 41: 60-66. Amsterdam.
- Hedenquist, J. W. , Izawa, E., Arribas, A. y White, N. C. 1996. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics, and exploration. The Society of Resource Geology, Special Publication Number 1. Tokyo.
- Hedenquist, J. W., Reyes, A., Simmons, S. y Taguchi, S. 1992. The thermal and geochemical structure of geothermal and epithermal systems: A framework for interpreting fluid inclusion data. European Journal of Mineralogy, volumen 4 (5): 989-1015.
- Heim, A. 1940. Geological observations in the Patagonian Cordillera (preliminary report). Eclog. Geol. Helvet, 32(1): 25-1, Zürich.
- Herbst, R. 1968. Las floras liásicas argentinas con consideraciones estratigráficas. Actas Terceras Jornadas Geológicas Argentinas. Actas Y: 145-162. Buenos Aires.
- Hickey, R., Frey, F. and Gerlach, D. 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the andes (34°-41° S): Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. Journal of Geophysical Research, vol 91, B6: 5963-5983.
- Hillebrandt, A. 1987. Liassic ammonites zones of South America and correlations with other provinces. With descriptions of new genera and species of ammonites. Bioestrat. Sist. Reg. Jur. y Cret., Cuencas Sed. del Jur. y Cret. de Amer. del Sur, II: 111-129.
- Hollister, V. F. 1978. Geology of the porphyry copper deposits of the western hemisphere. Am. Ins. Metall. Pet. Eng, 210p.
- Irvine, T. N. y R. A. Baragar. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523-548.
- JCPDS. 1972, 1979, 1993. Joint Committee on Powder Diffraction Standards. Mineral Powder diffraction file.
- Kapila, D. 1977. Classification of oncoids from the upper Jurassic carbonates of the French Jura. Sedimentary Geology, 18: 337-353.

- Keidel, J. 1920. Investigaciones especiales. Memorias de la Dirección General de Minas, Geología e hidrogeología. An. Min. agric. secc. Mineral y Min. 14(2). Buenos Aires.
- Kristmannsdóttir, H. 1979. Alteration of basaltic rocks by hydrothermal activity at 100-300°. International Clay Conference. Developments in sedimentology 27: 359-367.
- Lage, J. 1982. Descripción Geológica de la Hoja 43 c, Gualjaina, Pcia. del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín n° 189. Buenos Aires.
- Lapido, O. R. 1979 a. Descripción Geológica de la Hoja 46 a, Río Pico, Pcia. del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Informe inédito. Buenos Aires.
- Lapido, O. R. 1979 b. Descripción Geológica de la Hoja 51 a, Los Antiguos, Prov. de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, Informe inédito. Buenos Aires.
- Lattanzi, P. 1991. Applications of fluid inclusions in the study and exploration of mineral deposits. European Journal of Mineralogy, vol 3: 689-701.
- Leake, B. 1978. Nomenclature of amphiboles. Mineralogical Magazine, 42: 553-563.
- Leanza, H. y Garate Zubillaga, J. 1987. Faunas de trigonias (bivalvia) del Jurásico y Cretácico inferior de la provincia del Neuquén, Argentina, conservadas en el Museo Juan Olsacher de Zapala. En: Volkheimer, W. (Ed.) Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico.
- Le Maitre, R. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications, 193p. Oxford.
- Lesta, P. 1968. Estratigrafía de la cuenca del Golfo San Jorge. III Jornadas Geológicas Argentinas, Acta I: 251-289.
- Lesta, P. y Ferello, R. 1972. Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza, A. (Ed.) Geología Regional Argentina: 601-654. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Lesta, P., Ferello, R. y Chebli, G. 1980. Chubut Extraandino. En: Turner, J.C. (coord.). Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Vol II: 1307-1387. Córdoba.
- Liou, J., Maruyama, S. y Cho, M. 1987. Very low grade metamorphism of volcanic and volcanicalstic rocks-mineral assemblages and mineral facies. En: Frey, M. (Ed). Low temperature metamorphism. Blackie: 59-112.
- Lizuain, A. 1980. Las formaciones suprapaleozoicas y jurásicas de la Cordillera Patagónica. Provincias de Río Negro y Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista 35(2): 174-182.

- López Escobar, L., Parada, M., Hickey-Vargas, R., Frey, F., Kempton, P. y Moreno H. 1995. Calbuco Volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Chile (41°-42° S): contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119: 345-361.
- Lowell, J. y J. Guilbert. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, 65: 373-408.
- Márquez, M. J. 1989. Geología y mineralización del Cordón Caquel, área de Tecka, Pcia. del Chubut, Argentina. *En: Brodtkorb, I. Schalamuck (Eds.) Depósitos minerales del Cretácico de América Latina. Parte C: 45-52. La Plata.*
- Márquez, M. J. 1994. Mineralizaciones de tipo cobre porfídico en la Patagonia. VII Congreso. Geológico Chileno, Actas II: 860-864. Concepción.
- Márquez, M.; Pezzuchi, H. y Giacosa, E. 1989. Mineralizations related to Cretaceous Magmatism, southward of parallel 42 South, Argentina. *En: Brodtkorb, I. Schalamuck (Eds.) Depósitos minerales del Cretácico de América Latina. Contribuciones de los simposios sobre el Cretácico de América Latina. Parte B: 49-60. La Plata.*
- Márquez, M. y R. E. Giacosa. 1989. Mineralización asociada a diques terciarios de dacita-andesita-basalto en la Cordillera Patagónica Septentrional y Central, Prov. de Río Negro y Chubut. *En: I. Schalamuck, M. Brodtkorb y H. Leanza (Eds). Procesos Metalogénicos. Serie Correlación Geológica N°3. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo. Universidad Nacional de Tucumán: 83-90. Tucumán.*
- Malumian, N. y J. Ploszkiewicz. 1976. El liásico fosilífero de Loncopán, Dpto. de Tehuelches, Prov. del Chubut, Rep. Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 31(4): 279-280. Buenos Aires.
- Mc Birney, A. 1993. *Igneous petrology*. Jones and Bartlett Publishers International. 508p. London.
- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, vol 56:207-218.
- Miyashiro, A. 1974. Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, vol. 274: 321-355.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na y K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-773.
- Niemeyer, H. 1975. Geología de la región entre el lago General Carrera y el Río Chacabuco, Provincia de Aysen, Chile. Memoria de prueba, Depto. Geología, Univ. de Chile. 309p.
- Nullo, F. 1978. Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, Provincia del Río Negro. Boletín 158. Servicio Geológico Nacional.

- Nullo, F. 1983. Descripción geológica de la Hoja 45c, Pampa de Agnia, provincia del Chubut. Boletín n° 199. Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires.
- Nullo, F. y Proserpio, C. 1975. La Formación Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo a la flora. República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30(2): 133-150.
- Page, R. 1980. La edad del Cautivalitense en su área tipo, provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista, 35(1): 151-154.
- Page, S. y Page, R. 1990. Magmatismo toleítico en el Intra-arco jurásico de la Precordillera del Chubut. XI Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 98-100. San Juan.
- Page, R. y Page, S. 1994. Petrología y significado tectónico del Jurásico volcánico del Chubut central. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 48 (1): 41-58.
- Pankhurst, R.J.; F. Hervé; L. Rojas y J. Cembrano. 1992. Magmatism and tectonics in continental Chiloé, Chile (42°-42°30'S). Tectonophysics, 205: 283-294. Amsterdam.
- Parker, G. 1961. Geología de la porción austral de la Sierra de Tecka (pcia. del Chubut). Univ. Nac. de La Plata. Fac. Cs. Ex. y Naturales y Museo. Tesis. Inédita.
- Pearce, J. A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *En*: R. S. Thorpe (Ed.): Andesites: orogenic andesites and related rocks: 525-548. Chichester.
- Pearce, J. A. 1983. Role of sub-continental lithosphere en magma genesis at destructive plate margins. *En*: C.J. Hawkesworth y M. J. Norry (Eds.): Continental basalts and mantle xenoliths. 230-249. Nantwich, Shiva.
- Pearce, J.; Harris, N. y A Tindle. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- Perrot, J. 1960. Estudio geológico de las inmediaciones del paraje El Molle (Dpto. Tehuelches), prov. del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista, 15 (1-2): 53-79.
- Pesce, A. H. 1979 a. Estratigrafía de la Cordillera Patagónica entre los paralelos de 43° 30' y 44° de latitud sur y sus áreas mineralizadas. VII Congreso Geológico Argentino, Actas I: 257-270. Buenos Aires.
- Pesce, A. H. 1979 b. El plutonismo cretácico superior y sus relaciones con las zonas de alteración hidrotermal en el tramo medio de la Cordillera Patagónica. República Argentina. IV Congreso Geológico Latinoamericano, Port. of Spain. Preprint.
- Pesce, A. H. 1980. Posible existencia de depósitos de sulfuros volcánicos en la Cordillera Patagónica Septentrional, Argentina. Reinterpretación. Asociación Geológica Argentina, Revista, 35(2): 273-275. Buenos Aires.

- Pezzuchi, H. y A. Takigawa. 1983. Geología del sector del Cerro Cuche, Provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista, 38(3-4): 490-493. Buenos Aires.
- Pianitzky, A. 1933. Rético y Liásico en los valles de los Ríos Genoa y Tecka y sedimentos continentales de la Sierra de San Bernardo. Boletín de informaciones petroleras, n°103: 151-183. Buenos Aires.
- Pirajno, F. 1992. Hydrothermal Mineral Deposits. Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist. Springer-Verlag. 709p. Berlin.
- Ploszkiewicz, J.V. y V. Ramos. 1977. Estratigrafía y tectónica de la Sierra de Payaniyeu, Provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista, 32(3): 209-226. Buenos Aires
- Proserpio, C. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 42 d, Gastre, Pcia. del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín n° 159. Buenos Aires.
- Quartino, B. J. 1952. Rasgos geológicos y litológicos de la cuenca de los lagos La Plata y Fontana. Univ. Bs. As. Fac. de Cs. Ex. y Nat. Tesis Doctoral 717. Inédito. Buenos Aires.
- Quensel, P.D. 1911. Geologisch-petrographische Studien in der Patagonischen Kordillera. Geol. Inst. Upsala, Bull 11: 1-114. Upsala.
- Ramdohr, P. 1980. The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press. 1174 p. Oxford.
- Ramos, V. A. 1976. Estratigrafía de los lagos La Plata y Fontana, Prov. del Chubut. I Congr. Geol. Chileno, Actas I (A): 43-64. Santiago.
- Ramos, V. A. 1981. Descripción Geológica de la Hoja 47 a-b, Lago Fontana, Prov. del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Informe inédito. Buenos Aires.
- Ramos, V. A. 1983. Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. II Congreso Nacional de Geología Económica, Actas I: 107-124.
- Ramos, E. y Ramos, V. 1979. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. VII Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas I: 771-786.
- Rapela, C. y Kay, S. 1988. Late paleozoic to recent magmatic evolution of Northern Patagonia. Episodes, 11(3): 175-182.
- Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J y Aragón, E. 1988. Temporal and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S-42°30'S). Journal of South American Earth Sciences, 1 (1): 75-88.
- Ravazzoli, I. y Sesana, F. 1977. Descripción Geológica de la Hoja 41 c, Río Chico, Pcia. de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín n° 148. Buenos Aires.

- Reading, H. 1980. Sedimentary environments and facies. Blackwell Scientific Publications. 557p. Oxford.
- Riccardi, A. y E. Roller. 1980. Cordillera Patagónica Austral. *En*: Turner, J.C.M. (coord) Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. II: 1173-1306. Córdoba.
- Riccardi, A. y Damborenea, S. 1993. Léxico Estratigráfico de la República Argentina. Vol. IX. Jurásico. Asociación Geológica Argentina. Serie B (Didáctica y Complementaria). N° 21. Buenos Aires.
- Robbiano, J. A. 1971. Contribución al conocimiento estratigráfico de la Sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnia, provincia del Chubut, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24(1); 41-56.
- Roller, E. 1970. Discordancia en la base del Neopaleozoico al este de Esquel. IV Jornadas Geológicas Argentinas, Actas II: 273-277. Buenos Aires.
- Rollinson, H. 1993. Using Geochemical Data. Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Group U. K. Ltd. 352 p. England.
- Roth, S. 1908. Beitrag Zur Ghederung der Sedimentab'a-Grungen in Patagonien under Pampas-region. *Nehues Jahrb f. Min., Geol. u Pal.* Stuttgart, Beilageband 26: 92-150.
- Roth, S. 1922. Investigaciones geológicas en la región norte de la Patagonia, durante los años 1897 a 1899. *Univ. Nac. de la Plata. Rev. Museo de la Plata*, XXVI, (Tercera Serie): 333-392. La Plata.
- Salters, V. y Hart, S. 1991. The mantle sources of ocean ridges, islands and arcs: the Hf-isotope connection. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 364-380.
- Schiffman, P. y Fridleifsson, G. 1991. The smectite-chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigations. *En*: Merriman, R. J. (Ed). Very low metamorphism. *Journal of metamorphic geology*, 9(6): 679-696.
- Schiffman, P., Elders, W., Williams, A., McDowell, S. y Bird, D. 1984. Active metasomatism in the Cerro Prieto geothermal system, Baja California, Mexico: A telescoped low-pressure, low-temperature metamorphic facies series. *Geology*, 12: 12-15.
- Schiller, W. 1918. Geologie und Erdöl-Workommen von Comodoro Rivadavia (Patagonische Küste). *Zeitsch-dur Deutsch. Wissensch Ver. Z Kultur-u. Landesk. Argent.* Berlín, Bd. I. H. 4: 195-197.
- Schiller, W. 1925. Estratigrafía, tectónica y petróleo de Comodoro Rivadavia (Chubut). *Anales Museo La Plata*, 2: 11-56.



- Skarmeta, J. 1974. Geología de la región continental de Aysen entre los 45° y 46° latitud sur. Dpto. de Geología, Univ. de Chile, Tesis 226p. Santiago.
- Skarmeta, M. J. 1978. Geología de la Región continental de Aysen entre el lago General Carrera y la Cordillera Castillo. Carta Geológica de Chile, Escala 1:250.000, Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile, N° 29, Santiago.
- Skarmeta, M.J. y R. Charrier. 1976. Geología del sector fronterizo de Aysen entre los 45°-46° Lat. Sur, Chile. VI Congreso Geológico Argentino, Actas I: 267-286. Buenos Aires.
- Spikermann, J. P. 1978. Contribución al conocimiento de la intrusividad en el Paleozoico de la región extraandina del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista, 33(1): 17-35. Buenos Aires
- Spikermann, J.P., Strelin, J., Marshall, P., Carrillo, R., Montenegro, T., Lago, M., Villalba, E. y Perez, A. 1988. Geología del área del Batolito Aleusco, Departamento de Languiño, Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 19(1-4): 39-48.
- Spikermann, J.P., Strelin, J., Marshall, P., Carrillo, R., Montenegro, T., Lago, M., Villalba, E. y Perez, A. 1989. Caracterización geológica y petrológica del Batolito Aleusco, Departamento de Languiño, Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 20(1-4): 33-42.
- Spikermann, J. P., López de Luchi, M. y Radoszta, A. 1994. Geología del plutonismo Cretácico y Terciario de las Sierras de Tecka y Languiño, Provincia del Chubut, República Argentina. VII Congreso Geológico Chileno, Actas I: 195-199. Concepción.
- Stanzione, D.; M. Barbieri; E. Godoy; M.J. Haller; M.R. Ghiara y C. Trudu. 1991. Geoquímica del estroncio y tierras raras en el Batolito Patagónico (43-46°S). VI Congreso Geológico Chileno. Actas 1: 679-683. Santiago.
- Stipanovic, P., Rodrigo, F., Baulies, O., Martínez, C. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23 (2): 67-98.
- Strelin, J., Spikermann, J. P., y Lopez de Luchi, M. 1990. Plutonismo cretácico de la zona de las Sierras de Tecka y Languiño, Provincia del Chubut. XI Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 145-149. San Juan.
- Suárez, M. y De La Cruz, R. 1997. Edades K/Ar del Grupo Ibañez en la parte oriental del Lago General Carrera (46°- 47° 30'L.S), Aysen, Chile. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas II: 1548-1551.
- Suárez, M., De La Cruz, R., y Márquez, M. 1997. Nuevas edades K/Ar del Complejo el Quemado a los 47° 13'- 47° 22'L.S). VIII Congreso Geológico Chileno, Actas II: 1552-1555.

- Suárez, M., De La Cruz, R. y Bell, C. M. 1996. Estratigrafía de la Región de Coyhaique (45°-46° S), Cordillera Patagónica, Chile. XIII Congreso Geológico Argentino, Actas I: 575-590.
- Suero, T. 1947. Reconocimiento Geológico de la zona comprendida entre Cordón Cherque- Cordón Putrachoique- Río Tecka y Sierra de Languiño (Dptos. Tehuelches y Languiño), Terr. Nac. del Chubut. Y.P.F. 104. Inédito. Buenos Aires.
- Suero, T. 1948. Descubrimiento de Paleozoico superior en la zona extraandina de Chubut. Boletín de Informaciones Petroleras. Buenos Aires, 28: 2-20.
- Suero, T. 1953. Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista, 7(1): 37-53.
- Taylor, S. y Mc Lennan, S. 1985. The continental crust; Its composition and evolution. Blackwell. 312p. Oxford.
- Thiele, R., J. C. Castillo, R. Hein, P. Romero y M. Ulloa. 1979. Geología del sector fronterizo de Chiloé Continental entre los 43°00' y 43°45' latitud sur, Chile (Comunas de Futaleufú y Palena). VII Congr. Geol. Arg., Actas I: 577-591. Buenos Aires.
- Thompson, R. N., Morrison, M., Hendry, G.L. y Parry, S. J. 1984. An assesment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A310: 540-590.
- Toubes, R.O. y J. P. Spikermann. 1973. Algunas edades K/Ar y Rb/Sr de plutonitas de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40° y 44° de latitud sur. Asociación Geológica Argentina, Revista, 28(4): 382-396. Buenos Aires
- Turner, J. C. 1982. Descripción geológica de la hoja 44c Tecka. Boletín 180. Servicio Geológico Nacional.
- Uliana, M., Biddle, K., Phelps, D. y Gust, D. 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicas en el extremo meridional de Sudamérica. Asociación Geológica Argentina, Revista, 40(3-4): 231-253.
- Vergara, M., Levy, B. y Villaroel, R. 1993. Geothermal-type alteration in a burial metamorphosed volcanic pile, central Chile. Journal of metamorphic Geology, 11: 449-454.
- Vernon, R. 1991. Interpretation of microestructures of microgranitoid enclaves. *En*: Didier, J. y Barbarin, B. (Eds.) Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology, 13. Elsevier. 625p. Amsterdam.
- Vizán, H., Alberti, R., Revol, P., Conti, E. y Spikermann, J. 1996. Geología del extremo septentrional de la sierra de Tecka (Chubut). Nueva interpretación para la estratigrafía del área de Ap Iwan. Asociación Geológica Argentina, Revista, 51(4): 365-377.

- Volkheimer, W. 1973. Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (provincia Río Negro). Asociación Geológica Argentina, Revista, 28(1): 13-36.
- Volkheimer, W. y Lage, J. 1981. Descripción Geológica de la Hoja 42 c, Cerro Mirador, Pcia. del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín n° 181. Buenos Aires.
- Wahnish, E. de Carral Tolosa. 1942. Observaciones Geológicas en el Oeste del Chubut, Estratigrafía y fauna del Liásico en los alrededores del Río Genoa. Dirección de Minas y Geología, Buens Aires. Bol. 51: 1-69.
- Weaver, S., Bruce, R., Nelson, E., Brueckner, H. y LeHuray, A. 1990. The Pathagonian batholith at 48° S latitude, Chile; Geochemical and isotopic variations. En: Kay, S. y Rapela, C. (Eds.) Plutonism from Antarctica to Alaska. Geological Society of America, Special Paper, 241: 33-50.
- Wilson, M. 1989. Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman Ltd. 466p. Londres.
- Winkler, H. 1976. Petrogénesis de Rocas Metamórficas. Blume, H. (Ed.). 346 p. Madrid.
- Woodhead, J., Eggins, S. y Gamble, J. 1993. High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. Earth and Planetary Science Letters, 114: 491-504.
- Wyllie, P. J., Cox, K. y Biggar, G. 1962. The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. Journal of Petrology, 3: 238-243.
- Wynchester, J. A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Geochemical Geology, vol. 20: 325-343.

# Apéndices

## APÉNDICE I

### Descripción de cortes delgados

#### VULCANITAS LÁVICAS

**MUESTRA 1194:** Roca compacta de color negro y fractura irregular. La textura es afanítica y presenta venillas de epidoto y pirita muy escasa en forma diseminada. Tiene pátinas de alteración pardo amarillentas (óxidos de hierro).

El estudio del corte delgado revela el intenso grado de alteración de la roca, donde prácticamente tanto la textura original y los componentes están obliterados. Sólo se distinguen algunos fenocristales de plagioclasa totalmente argilitizados y otros fenocristales que probablemente correspondieran a minerales máficos reemplazados por epidoto y opacos. Otras secciones están reemplazadas por clorita. Hay nódulos de epidoto asociado con cuarzo en forma abundante y como mineral accesorio apatito.

Clasificación: Podría corresponder a una **vulcanita andesítica** muy propilitizada.

**MUESTRA 1294:** Roca compacta de color negro y fractura irregular. Presenta textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y máficos en una pasta afanítica. Se observa escasa pirita en venillas y diseminada.

Los fenocristales de plagioclasa presentan una marcada zonalidad y están alterados a lo largo de fracturas a clorita. Algunos parecen tener un crecimiento secundario o reborde albitico. En menor proporción hay fenocristales de anfibol muy reemplazados por opacos y epidoto.

La pasta está constituida por plagioclasa y en parte puede estar reemplazada por cuarzo granular, opacos, sericita y clorita. Hay apatito y opacos euhedrales como accesorios.

Se observó una venilla de prehnita.

Clasificación: **vulcanita propilitizada**

**MUESTRA 1394:** Roca maciza de color negro y textura afanítica aunque se distinguen fenocristales de máficos y venillas de color claro.

Al microscopio presenta textura porfírica conformada por fenocristales de plagioclasa zonales (Ca aumenta hacia afuera) alterados a clorita en el núcleo, bastante fracturados. Hay fenocristales de hornblenda ahora reemplazados por clorita y opacos. Se observa una proporción similar de fenocristales de piroxeno (augita?), las venillas son de carbonato y clorita (?). Como accesorio hay apatito coloreado.

La pasta es de granulometría muy fina y se distinguen gránulos de opacos.

Clasificación: **andesita**.

**MUESTRA 1594:** Roca maciza de color verde oscuro, su textura es porfírica con un 25% de fenocristales de máfico y un 75% de pasta.

Al microscopio un 80% de fenocristales es de plagioclasa (un individuo dio oligoclasa). Éstos presentan zonalidad normal y se encuentran fracturados. En mucha menor proporción hay fenocristales de hornblenda basáltica. Luego hay escasos fenocristales de un máfico totalmente reemplazado por clorita.

Como accesorios hay apatito y opacos.

La pasta está compuesta por microlitos de plagioclasa en textura pilotáxica afieltrada, gránulos de opacos y cloritas.

Se observa como cumulos o xenolitos de la misma composición pero sin pasta. Estos xenolitos son irregulares y su tamaño aproximado es de 2 mm.

La roca es similar a la muestra 80 pero más fresca.

Clasificación: **andesita**.

**MUESTRA 1694:** Roca de color gris, maciza y textura levemente porfírica, con venillas muy finas de color blanco. La roca es muy similar a la 13 solo que los máficos están más alterados y asociada a clorita hay epidoto.

**MUESTRA 3394:** En muestra de mano la roca es de color gris, afanítica y presenta mineralización diseminada de sulfuros (posiblemente pirita). Las pátinas de alteración son de color castaño amarillento.

Al microscopio se advierte que la misma se encuentra totalmente alterada, si bien se distinguen los contornos de lo que fueran fenocristales (plagioclasa?). Hay importante silicificación, numerosos parches de carbonato, sericita, cloritas y material arcilloso. Por sectores se asocian zoicita, cuarzo y agujas de tremolita-actinolita con un opaco. Por lo general este último está rodeado por el cuarzo o también por carbonato y en algunos cristales presenta exsoluciones de otro mineral opaco.

Clasificación: Por la aparente textura porfírica que tenía la roca se estima que pudo ser una vulcanita pero su composición no puede ser determinada por vía óptica.

**MUESTRA 3494:** Roca de color gris oscuro, afanítica con pátinas de alteración rojizas.

Al microscopio presenta textura porfírica no muy conspicua, los fenocristales de plagioclasa están alterados, sobretodo en la parte central a clorita, carbonato y cuarzo. La pasta es de textura pilotáxica afieltrada y está conformada por plagioclasas con reemplazo de carbonato, y epidoto y opacos como productos de alteración.

En algunos sectores se observan rellenos de cuarzo y clorita o carbonato que podrían haber sido otros constituyentes de la roca o simplemente vesículas.

Clasificación: andesita

**MUESTRA 36a94:** Roca porfírica constituida por fenocristales blancos de plagioclasa de hasta 0,5 mm de largo en una pasta de color morada.

Al microscopio se observan fenocristales de minerales máficos, aparte de los de plagioclasa (oligoclasa con dudas por no haber suficientes secciones para medir) que son los de mayor tamaño y más abundantes. Estos están reemplazados parcialmente por sericita, carbonato, arcillas y por escasa cantidad de epidoto. Los bordes son irregulares y a veces están engolfados. Presentan zonalidad.

Los minerales máficos están totalmente reemplazados por clorita, carbonato y sericita, reconociéndose la forma original porque está delimitada por minerales opacos. Se reconocen formas características de piroxenos y en menor cantidad algunas que podrían corresponder a anfíboles.

La pasta está en su mayor parte silicificada, reconociéndose algunos microlitos de plagioclasa y apatito coloreado. También hay material de alteración (opacos, epidoto, clorita, arcillas).

Se observó la presencia de un xenolito (5 mm) que se diferencia del resto por tener mayor tamaño de grano, si bien tiene la misma composición.

Clasificación: Por la mineralogía reconocida y características texturales podría corresponder a una andesita propilitizada.

**MUESTRA 3794:** Roca de color verde oscuro, afanítica con la superficie muy alterada a óxidos de hierro.

Al microscopio se observa que la roca está totalmente propilitizada. Se reconocen algunos fenocristales de plagioclasa muy fracturados y alterados, podrían corresponder a andesina intermedia pero no hay suficientes secciones para la medición. El resto es una mezcla de sílice, epidoto, clorita, opacos y carbonatos.

La roca está atravesada por finas venillas compuestas por clorita, epidoto, carbonato, cuarzo y prehnita.

Clasificación: vulcanita propilitizada.

**MUESTRA 37(6)94:** Roca de color verde oscuro, muy compacta y de textura afanítica.

La muestra es muy similar a la anterior y observada al microscopio la textura es microporfírica. Los fenocristales de plagioclasa (andesina básica) están muy fracturados y parcialmente alterados. Lo que conformaría la pasta está constituido por abundante clorita, carbonato, sílice y epidoto.

Se observó también la presencia de venillas de prehnita, carbonato y clorita.



**Clasificación: vulcanita propilitizada**

**MUESTRA 3894:** Roca maciza de color gris oscuro, holocristalina de tamaño de grano mediano a fino.

Al microscopio presenta textura intergranular. La mayor parte está constituida por cristales zonales de plagioclasa (andesina básica), muy fracturados y alterados a lo largo de dichas fracturas a carbonato, y escasa clorita. En algunos cristales se observaron los planos de macla deformados.

Hay dos tipos de máficos. Piroxenos que presentan numerosos delgados planos de partición, por lo que podría corresponder a una variedad de diópsido férrico denominada dialaga. Luego hay secciones que por su contorno podrían corresponder a anfíboles totalmente reemplazados por clorita fibrosa y otras secciones tienen hábito similar al de biotita cloritizada. Intersticialmente hay cuarzo y clorita.

**Clasificación: pórfiro basandesítico**

**MUESTRA 3994:** Roca holocristalina de color verde oscuro. Se distinguen máficos de hasta 4 mm de largo y cristales de plagioclasa. La superficie presenta una pátina de alteración rojiza.

La textura al microscopio varía de porfírica a intergranular. La mayor parte de la roca está constituida por plagioclasa de composición andesina básica. Algunas de estas sobresalen por su gran tamaño. Están muy fracturadas y presentan marcada zonalidad. Están alteradas a clorita, epidoto-zoicita y albita(?).

Hay fenocristales de un mineral máfico (posiblemente anfíbol) reemplazado totalmente por clorita fibrosa.

El resto de la roca, de menor tamaño de grano está constituido por tablillas de plagioclasa, piroxeno, opacos y cuarzo intersticial.

**Clasificación: pórfiro andesítico**

**MUESTRA 4194:** Roca maciza de color gris claro. Presenta textura porfírica con fenocristales de plagioclasa de hasta 5mm de largo y máficos de menor tamaño. La pasta es afanítica de color gris con tonalidad morada. Tiene impregnaciones de óxidos de hierro.

Al microscopio se observan los fenocristales de plagioclasa (andesina ácida) alterados parcialmente a epidoto y zoicita, prehnita y material arcilloso. Escasos ejemplares presentan zonalidad.

Algunos máficos son euhedrales y tienen forma de piroxeno. Están totalmente reemplazados por clorita fibrosa y en otros casos la parte central está reemplazada por clorita y en los bordes hay prehnita. En otras secciones el reemplazo está conformado por una asociación de cuarzo, carbonato, epidoto-zoicita, clorita, prehnita y opacos. Algunos de los opacos tienen apatito como inclusión.

La pasta está constituida por microlitos de plagioclasa y opacos.

**Clasificación: andesita**

**MUESTRA 4494:** Roca de color gris oscuro y granulometría muy fina en la que se distinguen algunos cristales de plagioclasa. Tiene pátinas de alteración de óxidos de hierro.

Al microscopio presenta textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, piroxenos y opacos (máfico alterado). Un 90% de los fenocristales son de plagioclasa, cuya superficie está alterada (cribada).

El resto son fenocristales de clinopiroxeno (augita?) también alterados parcialmente a clorita, clorita fibrosa y carbonato. Se encuentran maclados y fracturados.

Hay otros fenocristales que están totalmente reemplazados por mineral opaco, pueden corresponder a hornblenda basáltica.

La pasta contiene microlitos de plagioclasa, opacos, piroxenos e impregnaciones de óxidos de hierro (éstas podrían provenir de la oxidación de las lamprobolitas).

**Clasificación: andesita**

**MUESTRA 4594:** Roca de color verde claro con tonalidad grisácea y textura porfírica. Conformada por fenocristales de plagioclasa y algunos máficos en una pasta afanítica.

Al microscopio la presencia de fenocristales no es muy abundante y éstos corresponden solamente a plagioclasa que en sectores están alterados a carbonato, sericita y epidoto en menor cantidad.

La pasta está conformada por microlitos de plagioclasa y escamas de sericita. Participan en forma accesoria circón y apatito.

Hay parches de carbonato asociados con cuarzo de origen secundario.

Clasificación: Podría corresponder a una **andesita o dacita**, pero con dudas.

**MUESTRA 4694:** Roca maciza de color morado con textura porfírica. Hacia los bordes se observan vesículas. A simple vista se distinguen fenocristales de plagioclasa en pasta morada afanítica.

Al microscopio la textura es porfírica con fenocristales de plagioclasa en casos parcial o totalmente reemplazados por carbonato y sericita.

También se observan fenocristales de minerales máficos pero totalmente reemplazados por carbonato.

La pasta presenta granulometría muy fina y esta compuesta por microlitos de plagioclasa y opacos. Las vesículas están rellenas con carbonato y a veces tienen cuarzo en el centro. La pared de las vesículas está tapizada con un mineral de fina granulometría que puede corresponder a clorita y mica blanca.

Clasificación: **andesita alterada**.

**MUESTRA 4794:** Roca de color negro y textura porfírica. Se observan fenocristales de plagioclasa y máficos en pasta afanítica gris oscura.

Un 90% de los fenocristales está constituido por plagioclasas (andesina ácida) que presentan texturas en criba y parchecitos de carbonato, epidoto-zoicita, y venillas de clorita y arcillas. En este corte, algunas plagioclasas presentan maclas de tipo periclino y patrones de fracturamiento oblicuos y a 90°.

Los fenocristales de máficos (posiblemente piroxenos) están reemplazados por clorita fibrosa y opacos. Otras secciones se encuentran reemplazadas por una asociación de cuarzo-calcita-epidoto-zoicita-clorita y opacos en los bordes.

La roca contiene un sector donde el tamaño de grano aumenta y la textura se hace equigranular pero se mantiene la misma composición, sólo aparecen secciones de apatito coloreado en forma distintiva.

En la pasta sólo se distinguen microlitos de plagioclasa y gránulos de opacos.

Clasificación: **andesita alterada**.

**MUESTRA 4894:** Roca maciza de color verde oscuro y textura porfírica. Se observan fenocristales de plagioclasa y máficos en pasta afanítica. Presenta una superficie de alteración rojiza de 1-2mm de espesor.

Vista al microscopio, los fenocristales están compuestos por plagioclasa, clinopiroxeno y anfíbol. Las plagioclasas están totalmente fracturadas y reemplazadas a lo largo de éstas por albita y epidoto.

Los clinopiroxenos (augita?) se presentan en secciones euhedrales, en algunos casos total o parcialmente reemplazados por clorita fibrosa. En ciertos casos se observa una relación ofítica con las plagioclasas.

Los fenocristales de anfíbol corresponden a hornblenda basáltica pero se hallan oxidados.

La roca está silicificada y se hace difícil determinar la composición de la pasta. Se observan gránulos de opacos y material de alteración carbonático.

Hay apatitos redondeados como minerales accesorios.

Algunos fenocristales están totalmente reemplazados por clorita o carbonato.

Clasificación: **andesita alterada**

**MUESTRA 7594:** Roca de color gris claro con superficies de alteración muy rojizas. Presenta abundante proporción de sulfuros diseminados (pirita).

Al microscopio se observan escasos fenocristales (1-2%) de plagioclasa muy alterados y con numerosas inclusiones de biotita, anfíbol y epidoto.

La pasta es de textura granular fina y está constituida por cuarzo, plagioclasa, biotita y algunas secciones de anfíbol.

Hay algunas venillas de óxidos.

Dadas las características de los fenocristales de plagioclasa y textura de la pasta se sospecha que la roca pudo ser modificada por fenómenos de contacto.

Clasificación: **andesita biotitizada.**

**MUESTRA 8094:** Roca maciza de color gris oscuro. La textura de la roca es porfírica y se distinguen fenocristales alargados (aciculares) de máficos y nódulos de epidoto en una pasta afanítica.

Al microscopio la textura porfírica está compuesta por fenocristales de plagioclasa, anfíboles y clinopiroxenos en una pasta pilotáxica afieltrada. Los más abundantes son los anfíboles de tipo hornblenda basáltica con orlas de reacción .

Las plagioclasas están en parte reemplazadas por epidoto.

Hay escasos fenocristales de piroxeno (augita?). Algunos están reemplazados totalmente por clorita fibrosa.

La roca presenta vesículas rellenas con un material verdoso que podría ser clorítico o arcilloso y nódulos de epidoto.

La pasta es pilotáxica afieltrada compuesta por microlitos de plagioclasa, opacos y titanita (?).

Clasificación: **andesita**

**MUESTRA 8194:** Roca compacta de color gris verdoso con superficie de alteración rojiza de 1mm de espesor. Macroscópicamente es afanítica pero al microscopio presenta textura intergranular (tipo hipabisal)

Está constituida por plagioclasa (oligoclasa) y material de alteración intersticial. Las plagioclasas están en parte reemplazadas por epidoto, zoicita, clorita, carbonato y posiblemente albita. Dentro de una masa de epidoto se apreció la existencia de un cristal redondeado de granate con el núcleo reemplazado por carbonato.

Clasificación: **dique andesítico**

**MUESTRA 8294:** Roca compacta de color verde grisáceo y textura porfírica. Se observan fenocristales de plagioclasa alterados y máficos en una pasta afanítica de color verde.

La mayoría de los fenocristales corresponden a plagioclasa (andesina ácida) con textura en criba, en partes reemplazados por epidoto. En muchas secciones se observó el núcleo cloritizado, indicando la existencia de zonalidad composicional de tipo normal.

El máfico está totalmente reemplazado por clorita fibrosa y pequeños cubos de opaco, por la forma de estos cristales podrían haber sido anfíboles. También se reconocen secciones de biotita cloritizada.

La pasta está silicificada y alterada. En la roca se aprecian nódulos de epidoto y cuarzo.

Clasificación: **andesita alterada**

**MUESTRA 8394:** Roca compacta de color verde oscuro. Macroscópicamente se distinguen fenocristales de plagioclasa con alteración a epidoto.

Al microscopio la roca tiene textura porfírica compuesta por fenocristales de anfíbol y plagioclasa en una pasta pilotáxica afieltrada.

Son los anfíboles (hornblenda) los fenocristales más abundantes y se destacan por tener un ancha orla de reacción o alteración, y en algunos casos reemplazos parciales de epidoto.

También se observan cubos de un mineral opaco.

Hay vesículas rellenas con clorita y muchos parches de epidoto que en algunos casos se asocia con cuarzo.

La pasta está conformada por microlitos de plagioclasa, gránulos de opacos y clorita.

Clasificación: **andesita alterada**

**MUESTRA 8494:** Roca maciza de color gris claro y fractura subconcoidea. El tamaño de grano es fino pero se distinguen algunos fenocristales de plagioclasa. También se observan algunos máficos y muy escasos sulfuros disseminados.

Al microscopio se observa textura porfírica con fenocristales de plagioclasa muy alterados. La superficie se ve como corroída y no se distingue bien la alteración, en sectores es carbonato y en otros hay un poco de epidoto.

Hay un máfico reemplazado totalmente por clorita y se distinguen restos de un anfíbol verde pálido pleocroico. Otras secciones pertenecen a biotita cloritizada.

La pasta está silicificada y además tiene mucho material de alteración clorita y epidoto.

Hay parches de carbonato y epidoto asociados con escasa cantidad de cuarzo.

Clasificación: **andesita propilitizada.**

**MUESTRA 1895a:** Roca maciza de color gris verdoso con motas verdes de 1-2mm .

Al microscopio se observa una textura porfírica (pero no muy conspicua, dada por la presencia de cristales de plagioclasa que exceden el tamaño promedio). Estos cristales son subhedrales y se encuentran parcialmente alterados a arcillas y clorita. Presentan algo de corrosión por la pasta.

La pasta está constituida por tabillitas de plagioclasa en textura pilotáctica afieltrada, actinolita y clorita intersticial.

Se observan nódulos de clorita y actinolita que tal vez correspondieran a un mineral máfico primario ahora totalmente reemplazado.

Clasificación: **andesita**

**MUESTRA 2095:** Roca maciza de color gris verdoso oscuro, con textura porfírica en la que se observan fenocristales de plagioclasa en una pasta afanítica.

Los únicos fenocristales presentes son los de plagioclasa que se encuentran muy alterados a un material muy fino que podría corresponder a arcillas y clorita. También presenta muchas inclusiones de anfíbol alterado.

La pasta está constituida por tabillitas de plagioclasa y un mineral máfico. Este último podría ser un piroxeno uralitizado o simplemente un anfíbol (hb??). Hay pequeños cristales de un mineral opaco, subhedral, que podría corresponder a piritita oxidada. Intersticialmente hay una pequeñísima cantidad de cuarzo, pero en algunos casos es secundario asociado con epidoto y actinolita.

Hay finísimas venillas rellenas de clorita.

Clasificación: **andesita alterada.**

**MUESTRA 2195:** La muestra de mano corresponde a una roca maciza de color verde claro. Se pueden apreciar a simple vista fenocristales de plagioclasa, algunos cristales de cuarzo anhedral y motas de color pardo.

Los fenocristales de plagioclasa se encuentran parcial o totalmente reemplazados por carbonato, e inmersos en una pasta compuesta por microlitos de plagioclasa en textura pilotáctica.

Hay cuarzo en venillas e intersticialmente clorita, en sectores oxidada, lo que origina las manchas de color pardo. Cuarzo primario o secundario??

Clasificación: **andesita-dacita(?).**

**MUESTRA 2395:** Roca de color pardo rojiza y muy alterada. Se observan láminas de biotita de granulometría muy fina en una roca silicificada y con sulfuros disseminados.

Al microscopio la roca presenta dos sectores bien diferenciados. En un sector predomina una textura que podría describirse como granoblástica, dada por un mosaico de cristales de cuarzo límpidos y en algunos casos con contactos triples, clinopiroxeno, hornblenda, plagioclasa y titanita, aunque se distinguen algunos fenocristales relictos de plagioclasa (oligoclasa). En el otro sector alternan capas de biotita isorientada con cuarzo. Se observan venillas de color anaranjado posiblemente constituidas por sulfatos provenientes de la oxidación de los sulfuros. Los opacos se asocian a pequeña cantidad de epidoto y clorita.

Clasificación: **metavulcanita (andesita con transformación térmica).**

**MUESTRA 2895:** Roca de color verde claro y textura porfírica con fenocristales de plagioclasa en una pasta silicificada color gris verdoso. Está levemente oxidada en su superficie y presenta diseminación de sulfuros, principalmente pirita.

Se observan fenocristales de plagioclasa zonales (oligoclasa) parcialmente argilizados. También hay fenocristales de anfíbol (hornblenda) muy carcomidos, y pasando a otro anfíbol más acicular. Luego hay asociación de opacos con clorita y epidoto-zoicita que podrían estar reemplazando un máfico.

Hay una mica transparente neoformada (muscovita?)

La pasta está silicificada y como mineral accesorio se observaron algunos circones.

Clasificación: **vulcanita andesítica.**

**MUESTRA 2995:** Roca de color gris oscuro con impregnaciones de óxidos de hierro.

La roca se encuentra en general muy alterada. La textura al microscopio es porfírica o seriada??. Está constituida por fenocristales de plagioclasa en una pasta conformada mayoritariamente por carbonato de origen secundario.

La plagioclasa es euhedral y presenta zonalidad, su composición determinada por Mitchel Levy es labradorita ácida. Se encuentra relativamente fresca con escasa alteración carbonática. Algunos cristales se reúnen formando glomerulos.

Se observan fenocristales totalmente reemplazados por clorita que podrían corresponder a plagioclasa, máficos o ambos.

La pasta está constituida por carbonato de grano fino, aspecto pulvurulento, microlitas de plagioclasas y opacos.

Clasificación: **andesita**

**MUESTRA 6795:** Roca de color verde grisáceo. Se distinguen cristales de plagioclasa a simple vista.

Al microscopio la textura es porfírica.

Se observan fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales parcialmente alterados a epidoto, clorita y material arcilloso o sericita.

Luego hay parches con material de alteración: epidoto, cuarzo, titanita, clorita, opacos y apatitos coloreados (están como oxidados, la máxima absorción se produce con la máxima longitud e-o).

Hay secciones de anfíboles pero totalmente reemplazados por la mezcla descrita en el párrafo anterior.

En la pasta hay tablillas de plagioclasas y sílice microcristalina, no se puede apreciar nada más.

Clasificación: **andesita propilitizada**

**MUESTRA 6995:** Roca de color gris y textura porfírica. Compuesta por fenocristales de plagioclasa transparentes en una pasta gris verdosa afanítica.

Al microscopio la textura es porfírica.

La fase cristalina está conformada únicamente por tablas de plagioclasa, en algunos casos formando glomerulos. Se encuentran cribadas y alteradas parcialmente a epidoto, arcillas y clorita.

Se observan parches de epidoto, opacos y apatito que podrían ser pseudomorfos de algún máfico.

La pasta está conformada por tablillas de plagioclasa entrecruzadas y material de alteración (intersertal??) Intersticialmente hay un material alterado a arcillas???

Clasificación: **pórfiro andesítico**

**MUESTRA 7195:** Roca de color gris verdoso oscuro con textura porfírica poco notable ya que los fenocristales son pequeños. En muestra de mano se aprecian fenocristales de plagioclasa y anfíbol.

Al microscopio se puede apreciar la alteración sufrida por los fenocristales de plagioclasa y anfíbol. La plagioclasa se encuentra en mayor proporción (60%), se presenta muy carcomida. El anfíbol (40%) probablemente sea hornblenda, y se encuentra alterada a clorita y epidoto, en algunos sectores tiene color de birrefringencia alto (similar a piroxeno).

Se observan parches de epidoto y asociados a éstos, prismas cortos de apatitos con coloración castaña e incoloros y opacos.

En la pasta se distinguen plagioclasas muy carcomidas y opacos. Cuarzo???

Clasificación: **andesita propilitizada**

MUESTRA 7195a: Esta roca es muy parecida a la anterior solo que más alterada y con menos máficos. Se observan sulfuros a simple vista.

Los máficos están totalmente reemplazados por masas de epidoto (O PREHNITA) y clorita.

Las plagioclasas están sumamente carcomidas.

Se observan apatitos incoloros y algunos con tonalidad castaño rojiza (rosados).

Hay una venilla de cuarzo, calcita, un opaco y no se si epidoto o prehnita????.

Se distinguen cuarzo y carbonatos de origen secundario.

En la pasta se observan tablillas de plagioclasea en textura pilotáxica afieltrada.

Clasificación:

MUESTRA 7695: Muestra de color gris y textura granular media a fina.

Al microscopio la textura parece microporfírica con pasta intergranular. Por la textura aparenta ser un pórfiro.

Los fenocristales de plagioclasea (en un ejemplar dió llmite oligoclasea-andesina) son euhedrales a subhedrales y presentan numerosas inclusiones de vidrio y otros minerales (máficos, cloritas). Los sectores centrales son marcadamente zonales.

La pasta está conformada por entrecruzamiento de tablillas de plagioclasea, anfíboles (hornblenda) en algunos casos cloritizados.

Se observan secciones de piroxeno, que en algunos individuos pasan en los bordes a anfíbol.

Intersticialmente hay vidrio desvitrificado en forma de esferulitas de feldespato alcalino y se distinguen agujas de apatito como accesorio.

Hay opacos y escaso epidoto asociados con la alteración.

Como particularidad, se observan máficos o feno de pl reemplazados por granate (como pulvurulento), anfíbol muy fibroso (tipo actinolita), clorita, cuarzo y algo de titanita y opacos.

Clasificación: Pórfiro andesítico o tonalítico o caja del dique 7695a

MUESTRA 8395: Roca de color gris oscuro y textura afanítica. Se observan diaclasas tapizadas por epidoto.

Al microscopio la textura es seriada. Los constituyentes principales son plagioclasea y máficos alterados.

Los cristales de plagioclasea están casi totalmente reemplazados por epidoto, clorita, albita(?) y carbonatos. Presentan zonalidad y marcada fracturación.

Los máficos están completamente reemplazados por clorita. En algunos casos se reconocen secciones de piroxeno, olivina y restos de un anfíbol amarronado.

Hay una sección hexagonal totalmente reemplazada pero en los bordes se ve resto de mineral (????).

Asociado a la clorita hay apatitos euhedrales en prismas cortos y a veces coloreados.

En la roca se aprecia un xenolito de 5 mm de diámetro aproximado, constituido por un cristal de piroxeno reemplazado por carbonato. Asociado hay epidoto, apatitos coloreados en secciones equidimensionales muy euhedrales y opacos.

En la pasta (?) hay tablillas de plagioclasea sin orientación y mucho material de alteración y cuarzo.

Hay cristales euhedrales y anhedrales de opacos asociados a la alteración.

Clasificación: **andesita**

MUESTRA 3896: Roca de color gris verdoso (10GY 5/2). Presenta textura porfírica conformada por fenocristales anhedrales de feldespatos, blancos o con leve coloración rosada y pasta afanítica. Se observan algunos sectores oxidados.

Al microscopio la textura es porfírica y los fenocristales están compuestos por feldespatos (plagioclasea y ortosa???). Se presentan cribados y muy alterados, también en algunos se observa como un reemplazo por parches de albita

La pasta está compuesta por finísimas tablillas de feldespato, anfíbol, vidrio recristalizado y material de alteración (arcillas, clorita??).

La roca está atravesada por delgadas venillas de actinolita y clorita. Son muy irregulares y a veces la actinolita está acompañada por cuarzo y muy escasa titanita.

Clasificación: **andesita**

MUESTRA 62 bis 96: Roca de color negro grisáceo (N2) muy consolidada con superficies de alteración color ocre. Textura holocristalina granular fina.

Al microscopio la textura puede definirse como seriada. Se observan fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y un máfico alterado en una pasta muy fina de tablillas de plagioclasa, opacos y arcillas.

Los fenocristales de plagioclasa (50% de los fenocristales totales) están muy alterados y fracturados. Algunos presentan una marcada zonalidad (más Ca hacia afuera). En cuanto al tamaño son seriados.

Los fenocristales de clinopiroxeno (augita ?) se presentan frescos, aislados o formando glomerulos. Algunos ejemplares muestran alteración a clorita en el núcleo sobretodo. Algunos cristales de estos extinguen por separado siendo el mismo cristal, o tienen el clivaje curvado lo que indica que sufrieron deformación. Como no hay evidencias de esfuerzo en los otros componentes de la roca, esto indicaría que los piroxenos fueron deformados dentro de la cámara magmática.

Presenta asimismo fenocristales prismáticos reemplazados totalmente por clorita que pudieron corresponder a anfíbol o a piroxeno.

Se observan numerosos opacos distribuidos en la roca.

La roca presenta también xenolitos de cuarcitas con fracturas impregnadas de óxidos de hierro y otros que tienen la misma composición de la roca pero más concentración de opacos y máficos (mayor tamaño de grano).

**Clasificación: pórfiro basandesítico**

MUESTRA 7896: Roca de color gris oscuro verdoso. Se distinguen algunos cristalitos transparentes de plagioclasa pero el grano es muy fino.

Al microscopio la textura es porfírica. Los fenocristales están compuestos exclusivamente por plagioclasa subhedral a anhedral muy alterada a carbonato.

Se observan opacos pulvulentos concentrados como marcando la anterior existencia de otros fenocristales.

La pasta está conformada por plagioclasa, carbonato y clorita, cuarzo intersticial y opacos.

**Clasificación: dacita**

MUESTRA 8496: Roca compacta de color gris verdoso claro. La textura es porfírica con fenocristales (30%) de plagioclasa anhedrales en una pasta (70%) alterada afanítica de color gris claro con sectores verdosos (motas o máficos alterados).

Los fenocristales son de plagioclasa muy alterada a carbonato y a sericita.

Si hubo máficos están totalmente obliterados por asociaciones de clorita y carbonato o también opacos pulvulentos que quedan concentrados delimitando un sector.

Junto con la clorita y el carbonato hay cristales de plagioclasa frescos, es decir que pueden ser de origen secundario.

La pasta está constituida por finas tablillas de plagioclasa conformando una textura pilotáxica algo fluidal. Hay productos de alteración como clorita y opacos.

En la pasta también se observa cuarzo subhedral (rellenos ???).

**Clasificación: andesita**

MUESTRA 8996: Roca de color verde grisáceo, compacta y de textura holocristalina granular fina. Presenta superficies de alteración externas de color anaranjado claro.

La textura al microscopio es porfírica.

Se observa el alto grado de alteración de la muestra

Las plagioclasas son zonales. Presentan la clásica cribación por la pasta y están argilitizadas, en parte reemplazadas por clorita, epidoto y prehnita.

Se detectan otros fenocristales totalmente reemplazados por epidoto, clorita y calcita.

Hay un cristal de pirita totalmente oxidado y opacos de menor tamaño diseminados.

La roca presenta numerosos intersticios o amígdalas rellenas por clorita fibrosa radial y hacia adentro prehnita. Los bordes están impregnados de óxidos de hierro.

Se pueden apreciar algunos restos de clinopiroxenos que han sido totalmente reemplazados por óxidos de hierro y cloritas.

**Clasificación: pórfiro basandesítico.**



**MUESTRA 185:** Roca de color gris verdoso con textura afanítica.

Al microscopio presenta textura seriada. Los cristales de plagioclasa varían en su longitud desde 0,4 mm hasta un tamaño esquelético. Se encuentran sericitizadas y argilitizadas.

Hay fenocristales de cuarzo anhedral de tamaño menor que el de las plagioclasas más grandes.

La pasta está constituida por una base de cuarzo o plagioclasa en la cual se hayan inmersas tablillas de plagioclasa en textura pilotáxica, algunos prismas de anfíbol y material de alteración clorítico.

Como accesorios hay opacos que en ocasiones presentan en el centro restos de biotita.

La muestra contiene una inclusión de aproximadamente 4 mm de largo y otras menores, con bordes redondeados constituidas exclusivamente por anfíbol. Éste se presenta euhedral con un pleocroismo de verde pálido ( $\alpha$ ) a verde azulado ( $\gamma$ ). Se considera que son el producto de una reacción del magma con algún tipo de xenolito que contenía alguna fase hidratada, de modo que la liberación del agua permite el mayor desarrollo de la fase que cristalizaba en el momento de la reacción (ver pag. 144 Mc Birney, 1993).

Clasificación: **dacita**

**MUESTRA 186:** Roca gris muy consolidada con textura porfírica. Se distinguen a simple vista fenocristales de cuarzo. Éstos presentan profundos engolfamientos y numerosas inclusiones fluidas. La mayoría de estos fenocristales tiene extinción relámpago, pero los de mayor tamaño (2 mm de diámetro) presentan rasgos de deformación o cataclasis, como por ejemplo extinción en mortero, fracturas con desplazamiento a lo largo de ellas.

Un 30% de los fenocristales corresponden a plagioclasas muy deterioradas y también deformadas. El tamaño varía entre 0,7 y 0,1 mm.

La pasta está constituida por vidrio desnaturalizado y material de granulometría muy fina (arcillas?) y clorita.

Existen reemplazos o rellenos de calcita y clorita, en ocasiones acompañados también por cuarzo y titanita. En otros casos menos frecuentes los rellenos corresponden a cuarzo y actinolita.

Como accesorios y formando parte de la pasta hay apatito y opacos.

Se halló una sección de un anfíbol que podría corresponder a una variedad alcalina ya que presenta pleocroismo de verde pálido a marrón.

Algunas secciones podrían corresponder a feldespato potásico pero es muy difícil distinguirlas.

Presentan una leve coloración rosada y se hallan mejor conservadas que las plagioclasas.

Clasificación: **riodacita**

## **BRECHAS Y PIROCLASTITAS**

**MUESTRA 3594:** Roca muy consistente de color morado y textura piroclástica. Los clastos miden aproximadamente 4 mm y son de color verde, están inmersos en una pasta afanítica color morado.

Al microscopio se distinguen fragmentos líticos y cristaloclastos. Estos últimos corresponden a fragmentos de fenocristales de plagioclasa alterados a arcillas y sericita. Los líticos son en su mayoría andesitas con alteración a clorita, carbonatos, algo de epidoto y óxidos de hierro. Algunos pueden corresponder a rocas más ácidas ya que se observan fenocristales de cuarzo.

La matriz está muy alterada a óxidos de hierro y se pueden distinguir sólo algunas tablillas de plagioclasa.

La roca está atravesada por venillas muy delgadas de cuarzo y calcita.

Clasificación: **brecha andesítica**.

**MUESTRA 1995:** Roca maciza de color negro y textura afanítica.

Al microscopio se aprecia la gran alteración que sufre la vulcanita. Se distinguen algunos fenocristales de plagioclasa y fragmentos de otras vulcanitas andesíticas. También hay amígdalas rellenas con cuarzo y clorita y plagioclasa fresca.

La pasta vítreo está alterada a arcillas, sericita y carbonato y participan también minerales opacos.

Se observó un fragmento pumíceo y una sección de mica de color castaño.

Clasificación: **toba**

**MUESTRA 896:** Roca de color negro (5YR 2/1) y textura porfírica. Presenta venas o zonas alteradas de color verde grisáceo.

A simple vista en el corte delgado se advierte que la roca presenta sectores diferentes interdigitados. Por un lado se observa una roca volcánica andesítica con fenocristales de plagioclasa muy corroídos por la pasta. La pasta es muy vítrea, recristalizada a material arcilloso y en muchos casos a biotita de muy fina granulometría que genera una coloración ocre muy característica. Hay fenocristales reemplazados por material secundario (actinolita).

Aparte se pueden apreciar venas de actinolita con titanita, cuarzo y algo de apatito.

En un sector también se observan como venas o restos de una roca original con plagioclasas y cuarzo, muy alterados y con mucha actinolita.

Hay numerosos opacos, pulverulentos o como reemplazo de máficos (anfíboles).

Clasificación: podría corresponder a una roca originalmente brechosa, de composición andesítica, muy alterada.

**MUESTRA 1096:** Roca de color negro grisáceo (N2) con motas o núcleos de color más oscuro. En muestra de mano es afanítica pero vista al microscopio presenta textura piroclástica.

Se observan fragmentos de andesitas, pumiceos, plagioclasas alteradas, fragmentos reemplazados o rellenos por actinolita y clorita, fenocristales de anfíbol muy alterados y algunos de biotita cloritizados. En general hay mucho material arcilloso y opacos. Los opacos se disponen bordeando fenocristales o fragmentos líticos.

Clasificación: **toba**

**MUESTRA 3996:** Roca de color gris (N6) y textura brechosa. Conformada por fragmentos angulosos de tamaño variable (hasta 7 cm de longitud) de color gris verdoso en una matriz de similar composición y color más claro. Las patinas de alteración son de color blanco grisáceo.

En corte delgado la textura es brechosa.

Fragmentos de plagioclasa muy alterados de diferentes tamaños.

Reemplazando pseudomórficamente a cristales existe una asociación de actinolita-clorita-cuarzo muy desarrollada. La clorita es azul o gris y hay apatito euhedral en prismas alargados. Escasa presencia de carbonato. Otro producto de alteración son los opacos. También hay fragmentos constituidos únicamente por esta asociación.

El resto es una pasta muy fina, aparentemente silíceo ??.

Clasificación: **brecha andesítica**

**MUESTRA 5796:** Roca compacta de color rojo parduzco. La granulometría es muy fina, sólo se distinguen algunos cristallitos de plagioclasa y cuarzo de escasos milímetros y algunos fragmentos de color verde.

Al microscopio se aprecia una textura piroclástica compuesta por vitroclastos (60%), cristaloclastos (40%).

Los vitroclastos son los más abundantes y están todos recristalizados a arcillas o felsita (?), corresponden a :-trizas, algunas de las cuales presentan los bordes redondeados, -pumicitas y -fragmentos vítreos.

Los cristaloclastos están representados por plagioclasa y cuarzo. Las plagioclasas son subhedrales, algo redondeadas y muy alteradas a sericita y carbonato. Los fragmentos de cuarzo son menos abundantes y más angulosos. Presentan extinción relámpago. Se han observado algunas micas.

La roca presenta importante cantidad de óxidos de hierro de color morado que la tiñen.

Clasificación: **toba vítrea**

**MUESTRA 60c96:** Roca de color blanco verdoso claro (5G 8/1) con los bordes de color morado (contacto con la vulcanita). La roca presenta una textura piroclástica, con tamaño de clastos medianos. Contiene fragmentos verdes de aspecto plástico.

Al microscopio la mayor parte de los clastos pertenecen a feldespatos (pl>or). En general conservan la forma tabular pero con bordes redondeados y en algunos casos crecimiento secundario de feldespato alcalino bien este último conforma venillas que atraviesan los cristales.

La longitud promedio es de 4,6 mm. Se encuentran bastante argilitizados y en parte sericitizados y reemplazados por cristales bien desarrollados de epidoto y zoicita.

Hay cristales de opacos seguramente reemplazo de máficos.

Algunos fragmentos podrían ser líticos de andesitas, otros de cuarcitas y se identificó un fragmento pumiceo.

Se observan clastos o huecos rellenos con cuarzo, epidoto, opacos y apatito. Éste último euhedral en prismas alargados.

La matriz está constituida por felsita producto de la desvitrificación del vidrio, también se observaron algunas esferulitas radiadas.

Clasificación: **toba cristalina riódacítica**

**MUESTRA 7796:** Roca de color gris morado con textura brechos. Compuesta por sectores porfíricos morados y sectores afaníticos de la misma coloración. Se observan litoclastos redondeados de vulcanitas verdes y textura porfírica.

Al microscopio se puede determinar que los litoclastos corresponden en su mayoría a andesitas y dacitas.

Los líticos de vulcanitas que se ven verdes en muestra de mano son porfíricos con fenocristales de plagioclasa a veces reunidos formando glomérulos. Los fenocristales tienen inclusiones de clorita, tal vez como producto de desvitrificación de vidrio volcánico. También presentan escasa alteración a carbonato. Dentro de estos clastos se observan restos de algún máfico que desapareció pero dejó un halo o corona de reacción que lo caracterizaba. El espacio fue relleno por carbonato y clorita. La pasta está constituida por un fino entrecruzamiento de tablillas de plagioclasa con clorita y carbonato intersticial. Dentro de este litoclasto hay otro de grano más grueso compuesto por plagioclasa, un mineral reemplazado totalmente por clorita y otros por carbonato y un opaco. Tiene una venilla de calcita que no atraviesa los feldespatos.

Otros volcánoclastos son también porfíricos con fenocristales de plagioclasa, pasta microgranosa felsítica y muchos opacos diseminados.

Se observa un fragmento pumiceo o basalto muy vesicular alterado a óxidos de hierro y amígdalas de clorita.

La naturaleza de la matriz de esta roca es difícil de determinar, se confunde con algunos litoclastos. Tiene mucha alteración a cloritas, carbonato y opacos. Se distinguen fenocristales de plagioclasa y venillas de calcita.

Clasificación: **brecha volcánica**

**MUESTRA 7996:** Roca de color verde claro con textura brechosa. Se observan litoclastos verdes angulosos de hasta 2 cm de longitud (en la muestra de mano, en el campo creo que eran mayores), en una matriz (60%) compuesta por fracción clástica de menor tamaño.

Los litoclastos mayores corresponden a vulcanitas andesíticas y otros que parecen ser fragmentos de vidrio totalmente argilitizados o fragmentos pumíceos. También hay clastos de calizas y de conglomerados de cuarzo (?).

La matriz está compuesta por :

-cristaloclastos de cuarzo y en menor proporción de feldespatos. Los de cuarzo son anhedrales, presentan bordes subangulosos con numerosas inclusiones y extinción relámpago. Los feldespatos son anhedrales y se encuentran alterados.

-alteritas, en un porcentaje apreciable.

-vitroclastos recrystalizados a arcilla o felsita

Clasificación: **brecha piroclástica**

**MUESTRA 91:** Roca de color morado verdoso y textura brechosa., con litoclastos de vulcanitas verdes y morada porfíricas en una matriz de grano fino y composición similar. Tiene mucha alteración a epidoto. Los litoclastos son subredondeados a subangulosos

La textura de la roca es piroclástica y en ella se distinguen litoclastos, trizas, cristaloclastos y fragmentos de lava.

Los litoclastos corresponden a rocas volcánicas de composición intermedia y textura porfírica. También se observan restos de lavas porfíricas con formas más plásticas.

Los cristaloclastos son en su mayoría de plagioclasa y se encuentran reemplazados por epidoto.

La matriz de la roca podría haber sido vítreo ahora recristalizada a un agregado felsítico de color pardo. Dentro de esta matriz se observan apatitos euhedrales coloreados.

Algunas trizas (?) se encuentran reemplazadas por un material verdoso tamaño arcilla, al igual que algunos cristales. También se observan amígdalas rellenas por este mismo material.

La roca presenta mucha alteración a epidoto, que también se encuentra en venillas.

Clasificación: **toba**

**MUESTRA 93:** Roca de color gris verdoso y textura piroclástica. Se observan fragmentos alargados de color verde y fenocristales de plagioclasa. También se observan litoclastos de vulcanitas porfíricas moradas.

Al microscopio presenta textura vitrocrystalina. Se distinguen fragmentos pumíceos con distinto grado de aplastamiento hasta llegar a fiammes con textura eutaxítica.

Los fenocristales que corresponden en su mayoría a plagioclasa están reemplazados por carbonato y epidoto. Se identificaron algunas secciones de anfíbol pero muy resorbidas.

Los fragmentos líticos corresponden a vulcanitas porfíricas.

La matriz es rica en cristales y su composición es la misma que la de los componentes mayores presentando también la misma alteración.

En general se observa mucha alteración. El vidrio se altera a cloritas y arcillas.

Clasificación: **Ignimbrita andesítica**

**MUESTRA 193:** Roca maciza de color negro muy afanítica.

Al microscopio la textura es piroclástica, y en ella se distinguen componentes juveniles vítreos, fragmentos líticos y cristaloclastos.

Los fragmentos vítreos y trizas están totalmente desvitrificados. Los primeros tienen cierto grado de aplastamiento.

Los fragmentos líticos corresponden a pastas de rocas volcánicas (posiblemente traquíticas)

Los cristaloclastos son de plagioclasa parcialmente alterados a clorita y pequeña proporción de actinolita.

Se observan fragmentos (?) constituidos por actinolita y otros totalmente alterados a carbonato y clorita.

La matriz está silicificada.

Clasificación: **toba silicificada**

## SEDIMENTARIAS

**MUESTRA 6195:** Roca de color gris con bandas de tonalidades claras y oscuras, y pátinas de alteración amarillentas. Presenta aspecto de caliza pero totalmente silicificada.

Al microscopio solo se observa sílice microcristalina y venillas u hojitos de diópsido. También se observan cristales de titanita.

Se puede adivinar como una laminación muy delgada pero discontinua.

Clasificación: **caliza-pelita silicificada**

**MUESTRA 596:** Roca bandeada de color negro con venas constituidas por minerales máficos de color verde. La granulometría de la roca es muy fina y por sus rasgos macroscópicos podría corresponder a una pelita, sin embargo al microscopio presenta un sector que podría corresponder a una vulcanita.

La roca presenta dos sectores bien diferenciados. Uno de ellos corresponde a la vena de color verde constituida por diópsido y hornblenda (determinada por microsonda) y la zona afectada por la misma que es de muy fina granulometría, aparentemente silícea. A medida que nos alejamos de la vena y el sector afectado por la misma, se distingue una textura relicta volcánica. Los fenocristales, que probablemente correspondieran a plagioclasa, se encuentran reemplazados por una asociación de cuarzo-turmalina-biotita y posiblemente albita. La biotita se haya también reemplazando parte de la pasta en pequeñas laminillas pardas pleocroicas. La turmalina se presenta en prismas euhedrales de color verd y pleocroicos.

MUESTRA 4196: Roca muy similar a 6195, bandeada de colores grises y amarillentos de granulometría muy fina. Se observan venas de minerales máficos verdosos y cuarzo. El tamaño más fino y color blanquecino se da siempre cerca de las venas.

Al microscopio se nota un bandeo dado aparentemente por diferente granulometría. Hay niveles con mucha sericita.

La composición de la roca es silícea.

Contiene venas de aproximadamente 0,7 mm de espesor, compuestas por: titanita, clorita (alteración de biotita??) con muchos circones con halo pleocroico, al centro hay carbonato, cuarzo y actinolita. Otro constituyente de las venas parece ser plagioclasa pero muy argilitizada.

**Clasificación: pelita**

MUESTRA 8396: Roca compacta de color verde grisáceo y textura clástica. Presenta impregnaciones de óxidos de hierro y reacciona muy levemente con HCl.

La fracción clástica presenta un tamaño que varía entre 1 y 10 mm. No se distingue a simple vista matriz ni cemento.

Al microscopio la textura es clástica, clasto sostén, conformada por un 90% de fracción epiclástica. Dentro de ésta se distinguen:

a- cristaloclastos (60%): \*cuarzo: anhedral y subanguloso con numerosas inclusiones. Presenta extinción ondulosa o en mortero. Algunos fragmentos corresponden a cuarzo policristalino. \*feldespatos: las plagioclasas son subhedrales y se encuentran muy argilitizadas, como así también la ortosa que se presenta en fragmentos anhedrales. El microclino, es el más escaso pero el que se presenta en mejor estado de conservación. \*circones, muy escasos y algunas micas.

b- litoclastos (10%): se observaron dos o tres de metamorfitas, uno de vulcanita y conglomerados de cuarzo, Pelitas con dudas.

También se observaron abundantes alteritas.

La matriz se encuentra en una proporción de 8% y está constituida por material de alteración. El 2% restante está representado por cemento calcáreo y en menor proporción silíceo.

**Clasificación: arenisca**

## GRANITOIDES

MUESTRA 2994: Roca compacta de color gris oscuro y textura porfírica.

Los fenocristales corresponden mayoritariamente a plagioclasa (andesina básica a labradorita ácida) con zonalidad, inclusiones de cuarzo y levemente sericitizados. También hay fenocristales de hornblenda con carácter poikilitico.

La pasta está conformada por un mosaico de cuarzo límpido y laminillas de biotita principalmente, pero también participan secciones de anfíbol y plagioclasa y como minerales accesorios epidoto y opacos. Podría haber efectos de contacto en esta roca, sobre todo por las características de la pasta y de los fenocristales de anfíbol.

**Clasificación: Pórfiro tonalítico**

MUESTRA 3194: Roca compacta de color gris y textura granular media constituida por plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol. Se encuentra parcialmente alterada.

Al microscopio se aprecia la forma euhedral de las plagioclasas (andesina ácida) y su zonalidad. En algunos casos hay alteración parcial a sericita. En otros, se observan mirmequitas en los bordes, lo que evidenciaría la presencia de feldespato alcalino intersticial y subordinada. El cuarzo es anhedral y presenta inclusiones y fracturas. El máfico más abundante es la biotita levemente cloritizada y luego hornblenda. Como minerales accesorios se encuentran presentes circón, titanita, opacos y apatito.

Se estimaron los siguientes porcentajes:

|              |     |
|--------------|-----|
| Plagioclasa  | 50% |
| Cuarzo       | 25% |
| Biotita      | 15% |
| Anfíbol      | 15% |
| Feldespato K | 10% |

Clasificación: **granodiorita**.

**MUESTRA 7494:** Roca maciza, holocristalina de color gris y granulometría de mediana a fina.

Al microscopio la textura tiende a porfiroide ya que presenta algunos cristales de plagioclasa y máficos que exceden el tamaño promedio. Los fenocristales de plagioclasa tienen marcada zonalidad y están levemente alterados a epidoto. Hay fenocristales de hornblenda con inclusiones de opacos y en sectores alterándose a un mineral fibroso incoloro que no se pudo determinar. En menor proporción hay laminas de biotita, opacos, cristales de apatito e intersticialmente feldespato alcalino con dudas. En la fracción de menor tamaño hay cuarzo, plagioclasa, opacos, biotita y anfíbol.

Se estimaron los siguientes porcentajes:

|             |     |
|-------------|-----|
| plagioclasa | 40% |
| cuarzo      | 40% |
| anfíbol     | 10% |
| biotita     | 10% |

Clasificación: **pórfiro tonalítico**.

**MUESTRA 5195:** Roca de color verde grisáceo y textura holocristalina granular fina. Se observan sulfuros en pequeña proporción.

Al microscopio se puede apreciar el alto grado de alteración que presenta la muestra.

Está compuesta por cristales anhedral de cuarzo que en ocasiones contienen inclusiones de apatito, opacos, clorita, etc.

Hay muchos cristales de plagioclasa pero con texturas raras, similares a mirmequitas, zonalidad y muy alteradas.

Luego parece haber máficos pero totalmente oxidados o reemplazados por minerales de alteración. También se observa mucha biotita alterada a clorita. La alteración está constituida por: clorita, epidoto, mineral fibroso tipo actinolita, carbonato, opacos, arcillas y como accesorios apatito en prismas euhedrales alargados y titanita.

Esta muestra es muy similar a la muestra 209

Clasificación: **pórfiro granodiorítico**.

**MUESTRA 192:** Roca muy consolidada de color gris. En sectores se distingue una textura granular media separada por venas o bandas de coloración verdosa y textura fina.

Se encuentra constituida por feldespato potásico, plagioclasa, y cuarzo.

El feldespato potásico es anhedral, en ocasiones peritítico y relativamente fresco. Las plagioclasas son tabulares y presentan maclas de albita algo desdibujadas tal vez por efecto de la deformación. Se encuentran parcialmente alteradas a arcillas y sericita.

Como mineral accesorio se encuentra presente la titanita.

Las venas o bandas irregulares tienen textura cataclástica. Están conformadas por una matriz de grano fino dentro de la cual hay fragmentos de cuarzo que extinguen en parches. Dentro de esta matriz hay concentración de óxidos de hierro, clorita en finas escamas y cristales de titanita.

Clasificación: **granito cataclástico**.

**MUESTRA 209:** Roca holocristalina de color gris y textura hipidiomórfica granular fina a media.

Se encuentra constituida por un 60% de plagioclasa, 20% de cuarzo y 20% máficos.

Las plagioclasas se presentan con marcada zonalidad y rebordes de feldespato alcalino que llegan a ser bastante gruesos, éstos se encuentran alterados a arcillas. Los fenocristales se han fracturado y reemplazados a lo largo de dichas fracturas por albita, y en menor proporción a clorita.

El cuarzo es anhedral y por sectores se encuentra intercrecido con feldespato alcalino que se haya presente en forma intersticial.

Los máficos están conformados por hornblenda y actinolita, tal vez esta última por alteración de la primera. Estos anfíboles están a su vez reemplazados por clorita, y contienen inclusiones de circón. Están asociados a titanita y apatito.

Dentro de los minerales accesorios, el circón y el apatito se presentan euhedrales y de considerable tamaño.

Como productos de alteración aparte de los ya mencionados se agregan carbonato y opacos.  
Clasificación: **granodiorita-tonalita**.

#### F. DIVISADERO

**MUESTRA 1895b:** Roca maciza de color gris y textura porfírica. A simple vista se observan fenocristales de cuarzo, biotita, plagioclase y fragmentos líticos silicificados (roca de caja?). Se aprecia una ínfima cantidad de sulfuro plateado.

Al microscopio se observan fenocristales de plagioclase subhedrales, corroídos por la pasta y argilizados.

El cuarzo es anhedral, con engolfamientos e inclusiones de vidrio recristalizado y alterado.

La biotita se encuentra alterada a muscovita-sericita y óxido de hierro.

Como minerales accesorios están presentes apatito, circón y opacos.

La pasta es de grano muy fino compuesta por un agregado felsítico de cuarzo y feldespato, sericitizada, argilizada y en sectores biotitizada.

Participación de fenocristales:

|             |     |
|-------------|-----|
| plagioclase | 55% |
| cuarzo      | 35% |
| biotita     | 10% |

Clasificación: **riodacita**

**MUESTRA 7695a:** Roca de color gris y textura porfírica. A simple vista se observan fenocristales de plagioclase y máficos inmersos en una pasta de color verde grisácea.

La mayor parte de los fenocristales corresponden a plagioclase, que alcanzan hasta 5mm de longitud. Se encuentran alterados a arcillas y epidoto. Hacia los bordes presentan una corona o reacción con la pasta o ?? de un material de baja birrefringencia, color castaño claro con hábito radial (esferulitas) que puede ser feldespato alcalino, a veces esto también está alrededor de granos de cuarzo redondeados.

También hay fenocristales de anfíbol (hornblenda) y fenocristales totalmente reemplazados por clorita y epidoto (algunos podrían pertenecer a biotita).

La roca presenta vesículas rellenas por epidoto.

La pasta es granular fina, constituida por cuarzo y feldespatos. Como accesorios hay apatito y circón. Los minerales secundarios son cuarzo, epidoto, clorita y opacos.

Clasificación: **dacita**

**MUESTRA 6896:** Roca de color verde grisáceo con textura porfírica. Se distinguen fenocristales de plagioclase de hasta 7 mm de longitud. También se distinguen fenocristales de máficos pero de menor tamaño, en una pasta afanítica en parte alterada de coloración grisácea.

En corte delgado puede apreciarse que un 50% de los fenocristales corresponde a plagioclase argilitizada y en algunos casos reemplazada parcialmente por epidoto. Algunos individuos presentan zonación. Su composición (Mitchel Levy) varía entre andesina y labradorita.

Los máficos son subhedrales, con leve coloración verdosa y se encuentran parcialmente alterados a epidoto y clorita. Parecen piroxenos pero con los bordes muy alterados.

Como minerales accesorios hay apatito y opacos.

La pasta está conformada por tablillas de plagioclase en textura pilotáctica afieltrada y minerales secundarios (clorita, epidoto, opacos). Las plagioclases de la pasta también están argilitizadas.

Hay fragmentos de cuarzo, anhedrales y algunos tienen como maclas de deformación.

Clasificación: **pórfiro andesítico**

**MUESTRA 7596:** Roca de color gris verdoso y textura porfírica. Se observan fenocristales de plagioclase subhedral (de forma cuadrada o tabular) y máficos anhedrales de color verde oscuro. La pasta es de color gris verdoso afanítica. Las plagioclases son blancas pero con una leve coloración rosada.

Al microscopio se puede apreciar que las plagioclases presentan un alto grado de argilitización y reemplazo por carbonato y epidoto (en menor proporción).



Los máficos de forma prismática están totalmente reemplazados por clorita (con apatito).  
Otros fenocristales están reemplazados por carbonato y epidoto.  
Como accesorios se destacan opacos y apatito.  
La pasta está constituida por tablillas de plagioclasa en textura pilotáctica afieltrada??, epidoto, clorita y cuarzo intersticial.  
Clasificación: **andesita**

#### F. HUITRERA

**MUESTRA 6196:** Roca de color verde grisáceo, afanítica y muy alterada. Contiene amígdalas.  
Al microscopio la textura es porfírica compuesta por 20% de fenocristales y 80% de pasta.  
Los fenocristales corresponden a plagioclasa. Estos son subhedrales y se encuentran muy argilitizados y en sectores alterados a clorita. A veces se agrupan formando glomérulos.  
La pasta está conformada por tablillas alargadas de plagioclasa en textura pilotáctica afieltrada. También hay opacos y clorita.  
Las amígdalas están rellenas por carbonato y en algunos casos acompañadas por clorita y cuarzo.  
Clasificación: **dique andesítico**

**MUESTRA 132:** Roca de color gris claro y muy consolidada. Su textura es porfírica presentando fenocristales de plagioclasa de hasta 0,5mm de longitud.  
Al microscopio la textura es seriada a porfírica compuesta exclusivamente por plagioclasa. Los fenocristales son euhedrales de hábitos tabulares, prismáticos o triangulares y presentan zonalidad inversa (??). Los núcleos se encuentran muy argilitizados. La composición aproximada es andesina ácida. Los microlitos que conforman la pasta se presentan menos alterados y son levemente más básicos (andesina básica).  
Se observan muy escasos y pequeños cristales de piroxeno, olivina y cuarzo.  
Intersticialmente hay material de alteración tipo clorita-sericita.  
Clasificación: **dique andesítico**

#### Descripción de secciones pulidas

**MUESTRA 2994:** En esta roca se aprecian sulfuros a simple vista, en forma diseminada y en venillas.

El opaco más abundante es la pirita presente mayormente en venas junto con otros minerales transparentes, pero también está presente en forma diseminada. Presenta inclusiones de calcopirita (50 micrones) y de pirrotina (20-30 micrones).

En forma diseminada hay también magnetita e ilmenita. La magnetita se encuentra levemente martitizada y en la ilmenita se aprecian exsoluciones vermiformes de hematita. El tamaño de estos cristales es de aproximadamente 200-300 micrones.

El porcentaje total de opacos en la muestra es de 10 %. Un 50% está representado por la pirita, un 30% por ilmenita y el 20% restante por la magnetita.

**MUESTRA 3394:** Los minerales opacos de la muestra están constituidos por pirrotina y calcopirita.

La pirrotina se encuentra presente en forma diseminada en un porcentaje que no supera el 3%. Está levemente alterada a una mezcla de pirita y marcasita en una textura característica denominada "bird's eyes". Su tamaño promedio es de 120  $\mu$ .

La calcopirita también se encuentra en forma diseminada pero en menor cantidad, menos del 0,5% y el tamaño es de alrededor de 20  $\mu$

**MUESTRA 3494:** En la muestra hay una escasa presencia de minerales opacos y están representados por pirita y calcopirita.

La pirita diseminada, en un porcentaje del 10%, se encuentra totalmente oxidada.

Se detectaron escasos granos de calcopirita de aproximadamente 10 micrones y una fina diseminación de la misma de 1 micrón. El porcentaje total de esta especie es menor al 0,5%.

MUESTRA 3794: Presencia de minerales semiopacos que probablemente correspondan a óxidos de titanio (rutilo, anatasa, brookita?), son de color gris, muy baja reflectividad y abundantes reflejos internos blanquecinos.

También se observó escasa presencia de pirita diseminada muy fina.

MUESTRA 3894: En esta muestra hay escasa presencia de opacos los que están constituidos por calcopirita de tamaño aproximado 15 micrones y óxidos producto de alteración de pirita.

MUESTRA 4494: En esta muestra se aprecia la existencia de óxidos de hierro reemplazando pseudomórficamente a pirrotina conservando las texturas de tipo "bird's eyes". También se apreciaron escasos (no cuantificable) granos de magnetita en incipiente estado de martitización.

MUESTRA 7594: La muestra es la que presenta mayor cantidad de sulfuros de las estudiadas. Se observan a simple vista en forma diseminada.

La pirita está presente en un 10-15%. Tiene hábito subhedral a euhedral y presenta numerosas inclusiones lo que lo confiere un carácter poikilitico. El tamaño promedio es de 0,5mm. Las inclusiones son de calcopirita y más frecuentemente de pirrotina. Esta última se encuentra en un grano alterada a marcasita.

Se observó la presencia de un mineral semiopaco, gris con baja reflectividad y reflejos internos blanquecinos que se interpretan como óxidos de titanio.

MUESTRA 8194: Sólo se detectaron algunos granos pequeños de calcopirita (10 micrones) en una proporción no cuantificable.

MUESTRA 8294: Hay presencia de calcopirita cuyo tamaño varía entre 1 y 10 micrones muy escasa. Hay también algunos probables cristales de magnetita de aproximadamente 5 micrones

VENA DE CUARZO: Se realizó un pulido a una vena de cuarzo con gran cantidad de óxidos que aflora a aproximadamente 1000 m de altura sobre la margen izquierda del arroyo Caquel. Sólo se observan relictos de pirita diseminada y en venas. El resto corresponde a óxidos de hierro provenientes de la meteorización de la pirita.

## APÉNDICE II

### Difracción de Rayos X

En el estudio de los cortes delgados se advirtió la presencia de un mineral de hábito fibroso y color verde, levemente pleocroico, con una birrefringencia anómala muy baja con tintes azulados. Ante la imposibilidad de determinarlo mediante las técnicas comunes de luz polarizada, se lo separó manualmente de la muestra 39, donde se encontraba reemplazando fenocristales de anfíbol de tamaño considerable. Se le practicó una difracción de Rayos X en los laboratorios de la empresa Aluar S.A., bajo las siguientes condiciones operativas: radiación de Cu-filtro de Ni; 35 Kv; 25 mA; slit de recepción 1°; divergencia 0,3; velocidad de barrido: 0,05 (2 $\theta$ ); Tiempo de conteo: 1 seg. El barrido se realizó entre 10 y 40°.

El diagrama obtenido fue comparado con fichas JCPDS de minerales del grupo de las cloritas, serpentinas y septacloritas. Este último es un grupo de filosilicatos que se caracterizan por tener estructura de serpentina y composición química de clorita (Ej: chamosita). Todos tienen diagramas de difracción de Rayos X muy similares. La diferencia entre éstos es la existencia de un pico de 14Å en los minerales con estructura de clorita. Este pico se obtiene a valores bajos de 2 $\theta$  (menos de 10°) y por lo tanto no está presente en el diagrama.

De todas maneras se tomó un dato secundario para la determinación. Como puede apreciarse el diagrama, tiene un fondo muy marcado que evidencia la existencia de una fluorescencia secundaria. Como la radiación utilizada es de Cu, esta fluorescencia debe ser producida por una cantidad considerable de Fe o Mn en la muestra. Las cloritas pueden tener hasta un 20% de FeO en su composición, mientras que las serpentinas básicamente no contienen este elemento.

Durante el segundo período de beca se practicó otra difracción de Rayos X en el Instituto de Química Física de los Materiales, Medio Ambiente y Energía (INQUIMAE) barriendo un rango de 2 $\theta$  de 0 a 70°. En este difractograma el pico de 14Å está presente confirmando que se trata de una clorita y es mencionado en el texto como "clorita fibrosa" para distinguirlo de la clorita más común, de hábito laminar y birrefringencia anómala azul o parda.

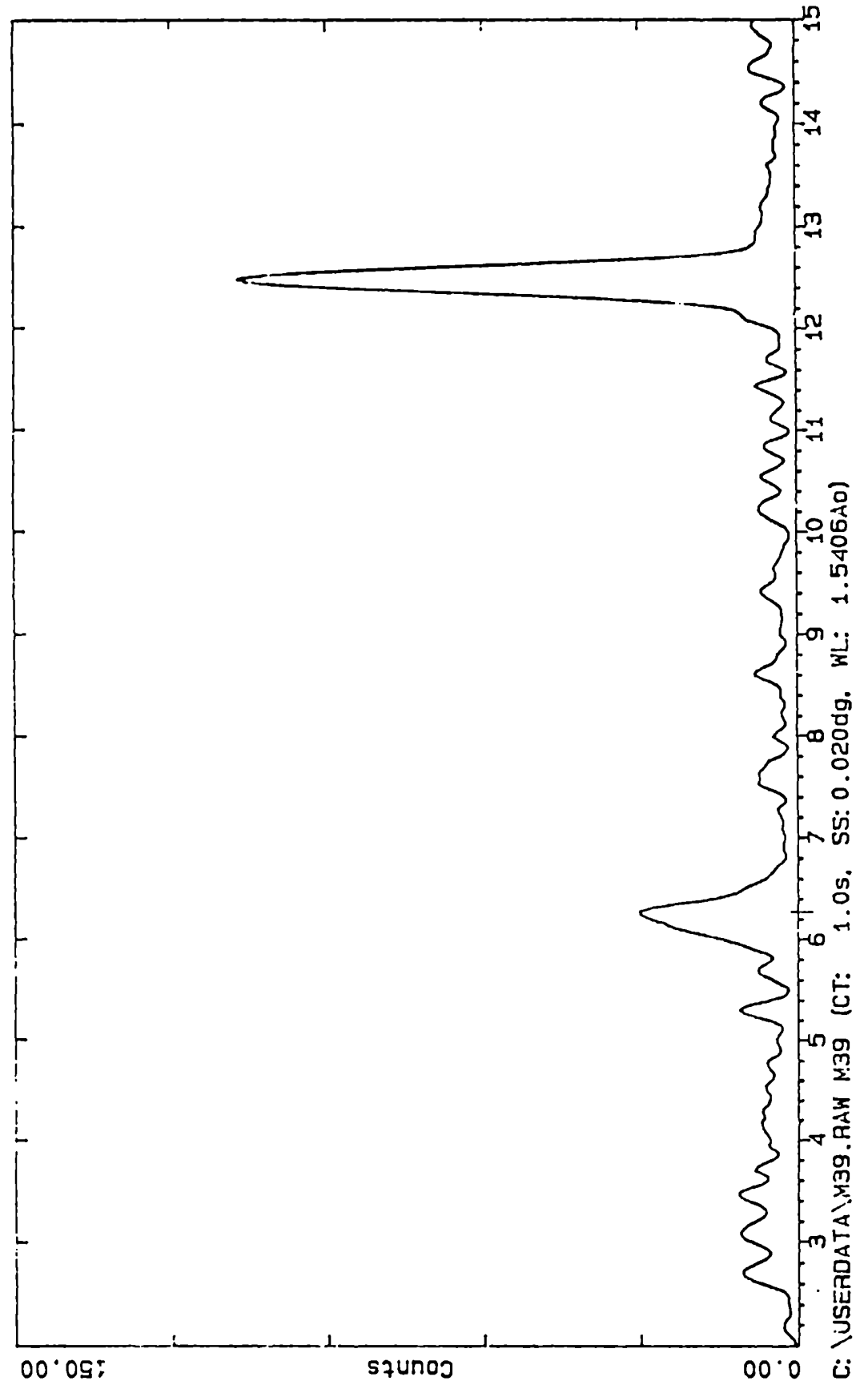
En el diagrama se detectó un pico de 3.334Å que se asignó a cuarzo y otro de 3.191Å que se asignó a albita, ambos presentes como impurezas en la muestra mineral.

Las fichas del JCPDS (1972, 1979) utilizadas para comparar fueron:

- 22-1159 clorita
- 7-78 clorita
- 29-701 clinocloro férrico
- 21-1227 clorita
- 21-963 serpentina
- 13-4 serpentina
- 9-444 serpentina
- 7-417 serpentina
- 21-1227 chamosita
- 13-29 chamosita

INQUÍMAE 22-Nov-1995 11:53

2-Theta - Scale



Difractograma correspondiente a clorita con ampliación en el rango  $2\theta$  de 2 a 15.°

Se corrieron 23 muestras de roca total en el laboratorio del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, con el objeto de determinar con detalle la asociación mineralógica de alteración, sobretodo en el rango comprendido por las cloritas, arcillas y ceolitas.

Los análisis se realizaron en un equipo Philips PW 1130/90 con ánodo de Cu y filtro de Ni bajo las siguientes condiciones operativas: 20 mA

40Kv

Rendijas: divergencia 1°  
recepción 0,2°  
deflexión 1°

Escala de registro: 1000c/seg

Constante de tiempo: 1 seg

Velocidad del papel: 2°/min

Algunas muestras monominerales se corrieron para obtener patrones correspondientes a los minerales de la zona y poder utilizarlos para detectarlos en muestras de roca total.

La asignación de los picos se realizó utilizando las siguientes fichas publicadas en el JCPDS (1993):

|                                      |                       |
|--------------------------------------|-----------------------|
| Actinolita                           | 41-1366               |
| Albita                               | 41-180/10-393/19-1184 |
| Anortita                             | 18-1202/9-465/20-528  |
| Anortoclasa                          | 9-478                 |
| Augita                               | 24-201/24-203         |
| Clinocloro                           | 16-362/16-351         |
| Epidoto                              | 17-514                |
| Montmorillonita                      | 13-259/13-135/29-1498 |
| Muscovita 2M <sub>1</sub> (sericita) | 6-263                 |
| Pargasita                            | 41-1430               |
| Prehnita                             | 29-290                |
| Titanita                             | 25-177                |
| Yeso                                 | 21-816                |

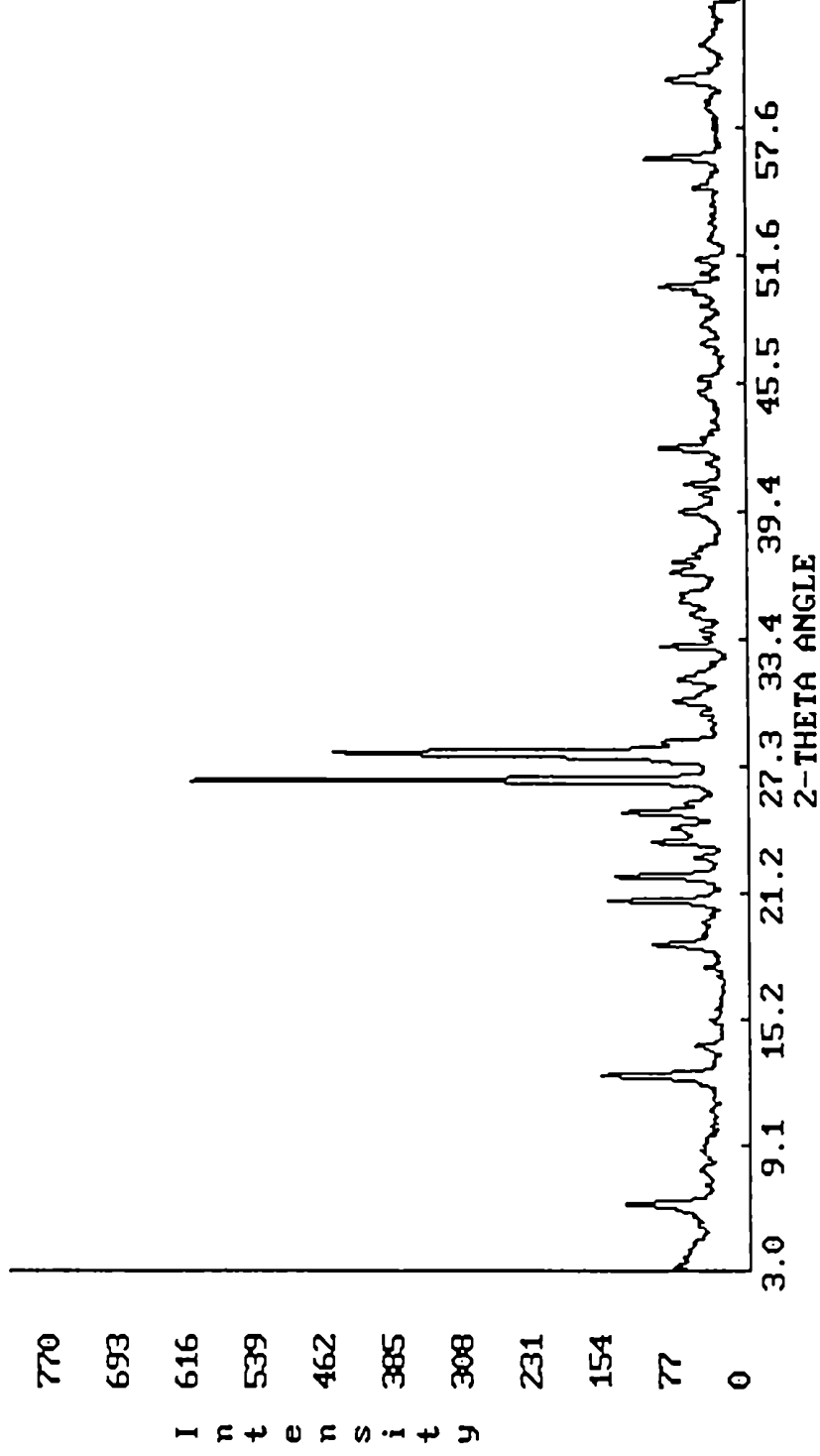
Abreviaturas utilizadas:

|      |                     |      |           |
|------|---------------------|------|-----------|
| mont | montmorillonita     | preh | prehnita  |
| chl  | clorita             | cc   | calcita   |
| pl   | plagioclasa         | hem  | hematita  |
| ab   | albita              | mg   | magnetita |
| Q    | cuarzo              |      |           |
| py   | pirita              |      |           |
| anf  | anfibol             |      |           |
| act  | actinolita          |      |           |
| px   | piroxeno            |      |           |
| ep   | epidoto             |      |           |
| fk   | feldespató potásico |      |           |

Muestra 8995: vulcanita tomada de un sector de intensa coloración rojiza.

| número | ángulo | d (Å)  | Intensidad | Asignación |
|--------|--------|--------|------------|------------|
| 1      | 5.94   | 14.878 | 76         | mont.      |
| 2      | 6.22   | 14.209 | 128        | chl        |
| 3      | 8.80   | 10.048 | 51         | mica       |
| 4      | 12.46  | 7.104  | 154        | chl        |
| 5      | 13.90  | 6.371  | 56         | pl         |
| 6      | 15.10  | 5.867  | 40         | pl         |
| 7      | 17.66  | 5.022  | 47         | montm      |
| 8      | 18.74  | 4.735  | 101        | chl        |
| 9      | 19.80  | 4.484  | 49         | montm      |
| 10     | 20.86  | 4.258  | 147        | Q          |
| 11     | 22.00  | 4.040  | 138        | pl         |
| 12     | 22.92  | 3.880  | 56         | pl         |
| 13     | 23.64  | 3.763  | 101        | pl         |
| 14     | 24.32  | 3.660  | 79         | pl         |
| 15     | 25.08  | 3.551  | 130        | chl        |
| 16     | 25.52  | 3.490  | 66         | pl         |
| 17     | 26.64  | 3.346  | 580        | Q          |
| 18     | 27.94  | 3.193  | 428        | pl         |
| 19     | 28.48  | 3.134  | 90         | pl         |
| 20     | 29.86  | 2.992  | 50         | px         |
| 21     | 30.38  | 2.942  | 75         | px         |
| 22     | 31.48  | 2.842  | 72         | pl         |
| 23     | 33.00  | 2.714  | 91         | opaco      |
| 24     | 33.44  | 2.680  | 45         | chl        |
| 25     | 33.82  | 2.650  | 48         | pl         |
| 26     | 34.60  | 2.592  | 59         | montm      |
| 27     | 35.22  | 2.548  | 70         | chl        |
| 28     | 35.52  | 2.527  | 69         | mont+px    |
| 29     | 36.52  | 2.460  | 80         | pl+Q       |
| 30     | 37.04  | 2.427  | 78         | opaco      |
| 31     | 37.46  | 2.401  | 56         | chl        |
| 32     | 37.72  | 2.385  | 50         | pl         |
| 33     | 39.44  | 2.285  | 69         | Q+pl       |
| 34     | 40.24  | 2.241  | 48         | pl         |
| 35     | 40.70  | 2.217  | 63         | pl         |
| 36     | 50.04  | 1.823  | 90         | pl+Q       |
| 37     | 56.16  | 1.638  | 105        | px+py      |

Counts File : B:\G8995.CPI

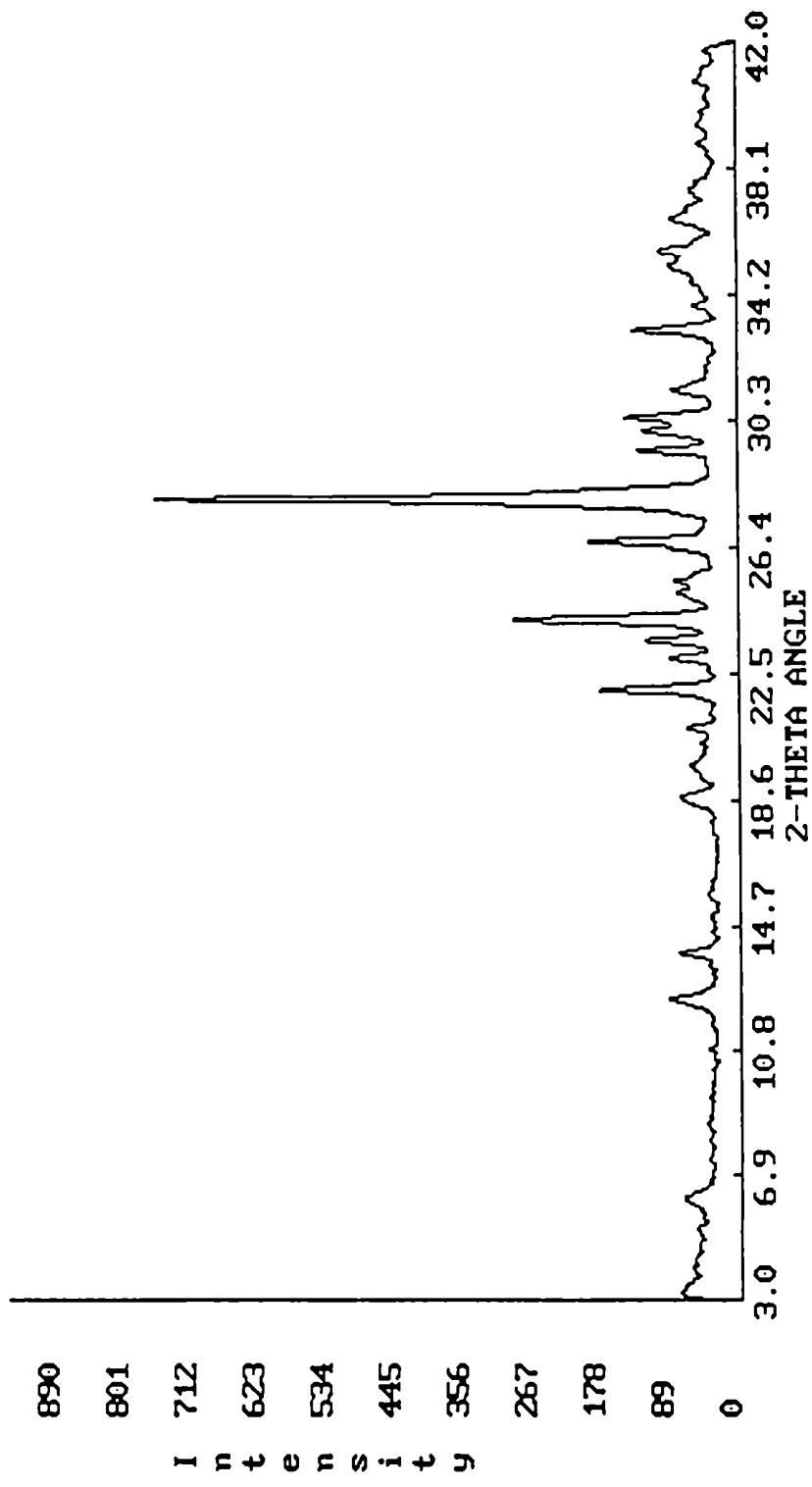




Muestra 4694: andesita porfírica de color morado

| número | ángulo | d (Å)  | Intensidad | Asignación |
|--------|--------|--------|------------|------------|
| 1      | 6.18   | 14.301 | 69         | chl        |
| 2      | 8.52   | 10.378 | 41         | mica       |
| 3      | 12.42  | 7.126  | 85         | chl        |
| 4      | 13.86  | 6.389  | 72         | pl         |
| 5      | 18.68  | 4.750  | 71         | chl        |
| 6      | 19.70  | 4.506  | 58         | mica bca.  |
| 7      | 20.86  | 4.258  | 62         | Q          |
| 8      | 22.02  | 4.036  | 167        | pl-ab      |
| 9      | 23.02  | 3.863  | 84         | cc+ab      |
| 10     | 23.56  | 3.776  | 113        | pl         |
| 11     | 24.20  | 3.678  | 274        | pl         |
| 12     | 25.04  | 3.556  | 73         | chl        |
| 13     | 25.40  | 3.506  | 77         | ab         |
| 14     | 26.62  | 3.348  | 182        | Q          |
| 15     | 27.92  | 3.195  | 708        | ab         |
| 16     | 29.40  | 3.038  | 121        | cc         |
| 17     | 30.00  | 2.978  | 117        | opaco      |
| 18     | 30.42  | 2.938  | 135        | ab         |
| 19     | 31.26  | 2.861  | 78         | ab         |
| 20     | 33.12  | 2.705  | 128        | opaco      |
| 21     | 33.88  | 2.646  | 54         | pl         |
| 22     | 35.16  | 2.552  | 82         | chl        |
| 23     | 35.58  | 2.523  | 96         | opaco      |
| 24     | 36.60  | 2.455  | 81         | Q          |
| 25     | 37.46  | 2.401  | 57         | chl        |
| 26     | 38.90  | 2.315  | 46         | ab         |
| 27     | 40.80  | 2.212  | 51         | Q          |

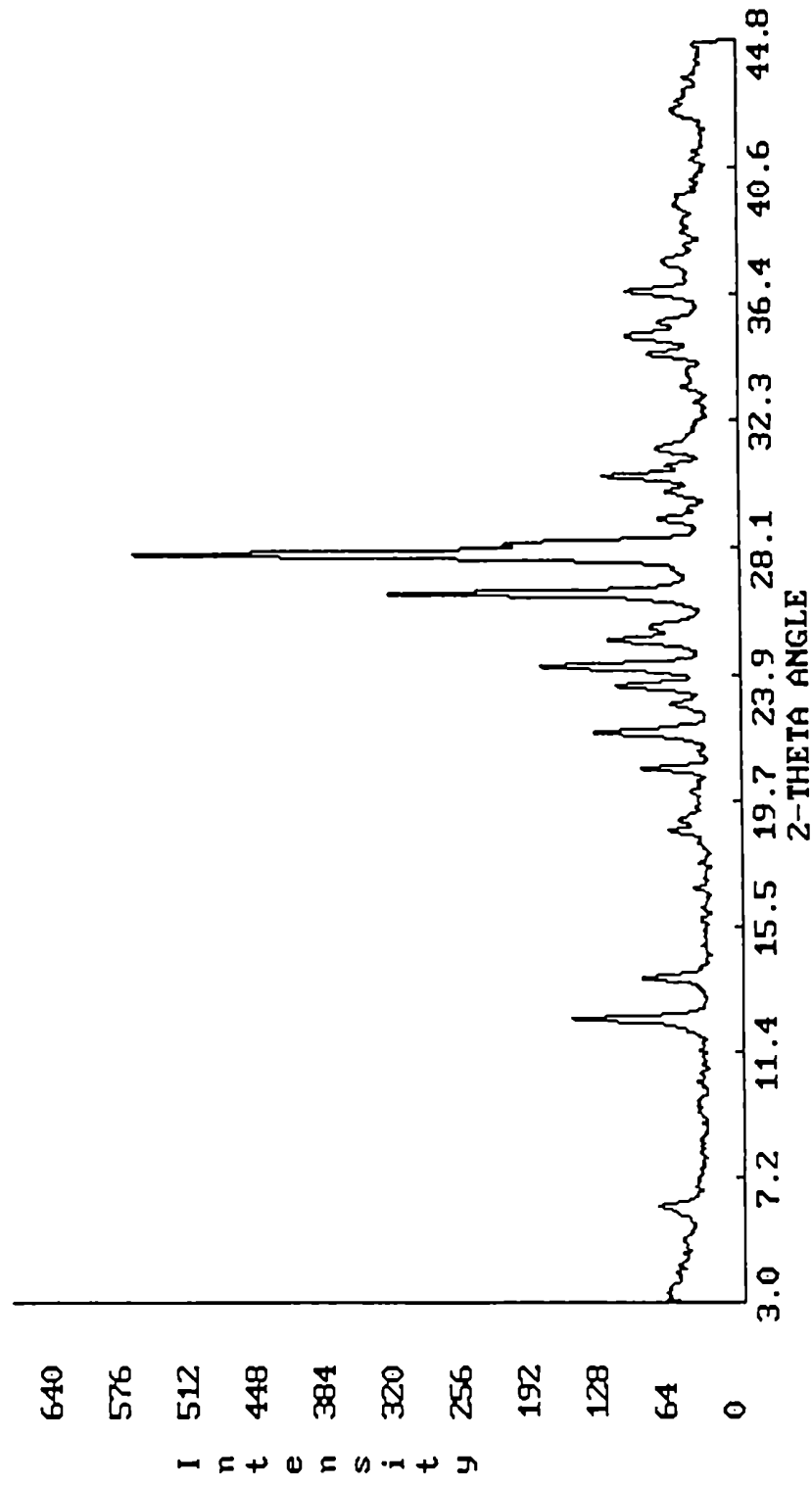
Counts File:B:\NG4694.CPI



Muestra 8996: pórfiro basandesítico

| número | ángulo | d (Å)  | Intensidad | Asignación |
|--------|--------|--------|------------|------------|
| 1      | 6.20   | 14.255 | 73         | chl        |
| 2      | 12.44  | 7.115  | 148        | chl        |
| 3      | 13.82  | 6.408  | 88         | pl         |
| 4      | 16.82  | 5.271  | 42         | preh       |
| 5      | 18.40  | 4.822  | 36         | opaco?     |
| 6      | 18.74  | 4.735  | 65         | chl        |
| 7      | 19.08  | 4.651  | 55         | preh       |
| 8      | 20.80  | 4.270  | 86         | Q          |
| 9      | 22.00  | 4.040  | 128        | pl         |
| 10     | 22.96  | 3.873  | 61         | cc         |
| 11     | 23.54  | 3.779  | 109        | pl         |
| 12     | 24.20  | 3.678  | 174        | pl         |
| 13     | 25.06  | 3.553  | 116        | chl        |
| 14     | 25.46  | 3.498  | 79         | preh       |
| 15     | 26.58  | 3.353  | 308        | Q          |
| 16     | 27.86  | 3.202  | 528        | pl         |
| 17     | 29.00  | 3.079  | 71         | preh+cc    |
| 18     | 29.88  | 2.990  | 63         | px         |
| 19     | 30.38  | 2.942  | 118        | px+pl      |
| 20     | 30.74  | 2.908  | 63         | pl         |
| 21     | 31.28  | 2.859  | 72         | pl         |
| 22     | 33.34  | 2.687  | 50         |            |
| 23     | 34.40  | 2.607  | 79         |            |
| 24     | 35.02  | 2.562  | 99         | preh       |
| 25     | 35.48  | 2.530  | 70         | px+opaco?  |
| 26     | 36.50  | 2.462  | 97         | Q          |
| 27     | 37.52  | 2.397  | 67         |            |
| 28     | 39.38  | 2.288  | 56         | Q-cc       |
| 29     | 40.88  | 2.207  | 40         |            |
| 30     | 42.50  | 2.127  | 57         | px         |

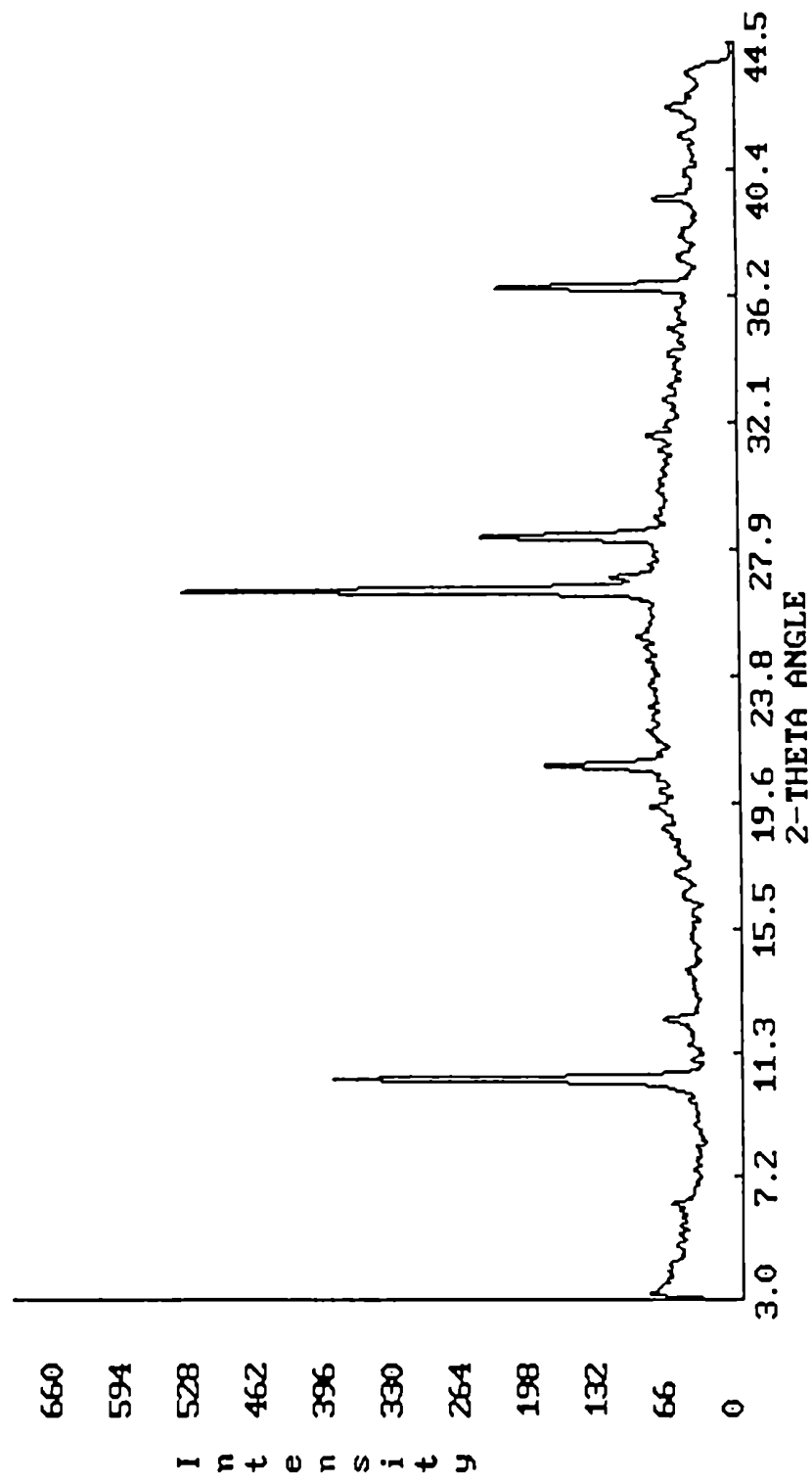
Counts File:B:\NG8996.CPI



**Muestra 41B: vena de minerales secundarios en la muestra 4196**

| número | ángulo | d (Å) | Intensidad | Asignación |
|--------|--------|-------|------------|------------|
| 1      | 10.42  | 8.489 | 370        | anf        |
| 2      | 12.44  | 7.115 | 71         | chl        |
| 3      | 20.84  | 4.262 | 177        | Q          |
| 4      | 26.58  | 3.353 | 504        | Q          |
| 5      | 27.00  | 3.302 | 116        | anf        |
| 6      | 28.32  | 3.151 | 233        | anf        |
| 7      | 36.48  | 2.463 | 218        | Q          |
| 8      | 39.36  | 2.289 | 75         | Q          |
| 9      | 42.38  | 2.133 | 62         | Q          |

Counts File:B:\NG41B.CPI

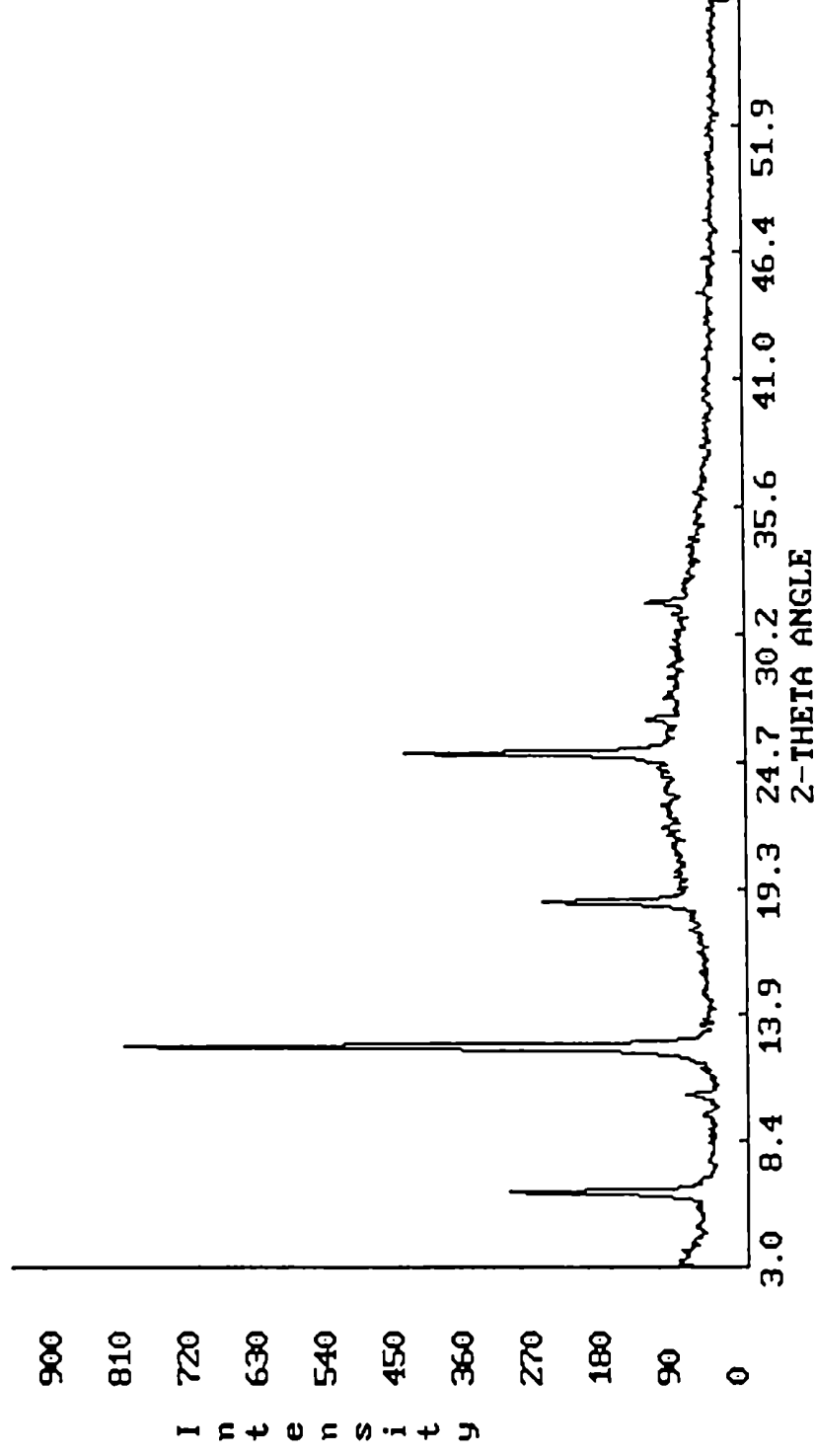


**Muestra 41NEG: vena de minerales secundarios en la muestra 4196. El material estudiado corresponde a un mineral de color oscuro.**

| número | ángulo | d (Å)  | Intensidad | Asignación |
|--------|--------|--------|------------|------------|
| 1      | 6.22   | 14.209 | 287        | chl        |
| 2      | 9.56   | 9.251  | 53         | talco?     |
| 3      | 10.40  | 8.506  | 73         | anf        |
| 4      | 12.48  | 7.092  | 759        | chl        |
| 5      | 18.76  | 4.730  | 246        | chl        |
| 6      | 21.96  | 4.047  | 101        | pl         |
| 7      | 22.90  | 3.883  | 103        | anf        |
| 8      | 25.12  | 3.545  | 417        | chl        |
| 9      | 26.54  | 3.358  | 120        | Q          |
| 10     | 31.54  | 2.836  | 121        | chl        |



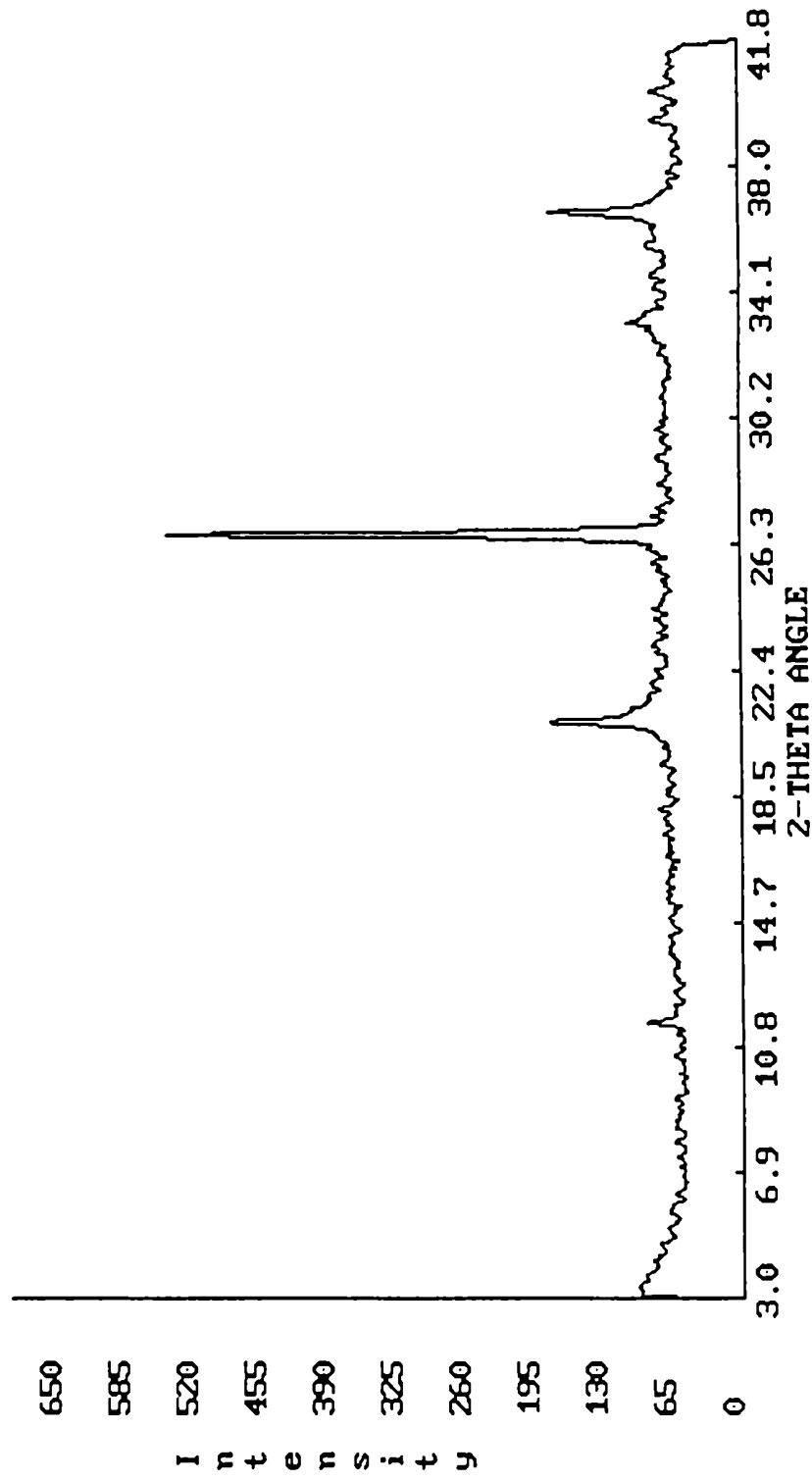
Counts File : B:\NG41NEG.CPI



**Muestra Q95: vena de cuarzo**

| número | ángulo | d (Å) | Intensidad | Asignación |
|--------|--------|-------|------------|------------|
| 1      | 11.56  | 7.655 | 84         | chl        |
| 2      | 20.84  | 4.262 | 170        | Q          |
| 3      | 26.60  | 3.351 | 509        | Q          |
| 4      | 33.12  | 2.705 | 99         | opaco      |
| 5      | 34.58  | 2.594 | 79         |            |
| 6      | 35.52  | 2.527 | 83         | opaco      |
| 7      | 36.54  | 2.459 | 168        | Q          |
| 8      | 39.36  | 2.289 | 78         | Q          |
| 9      | 40.24  | 2.241 | 79         | Q          |

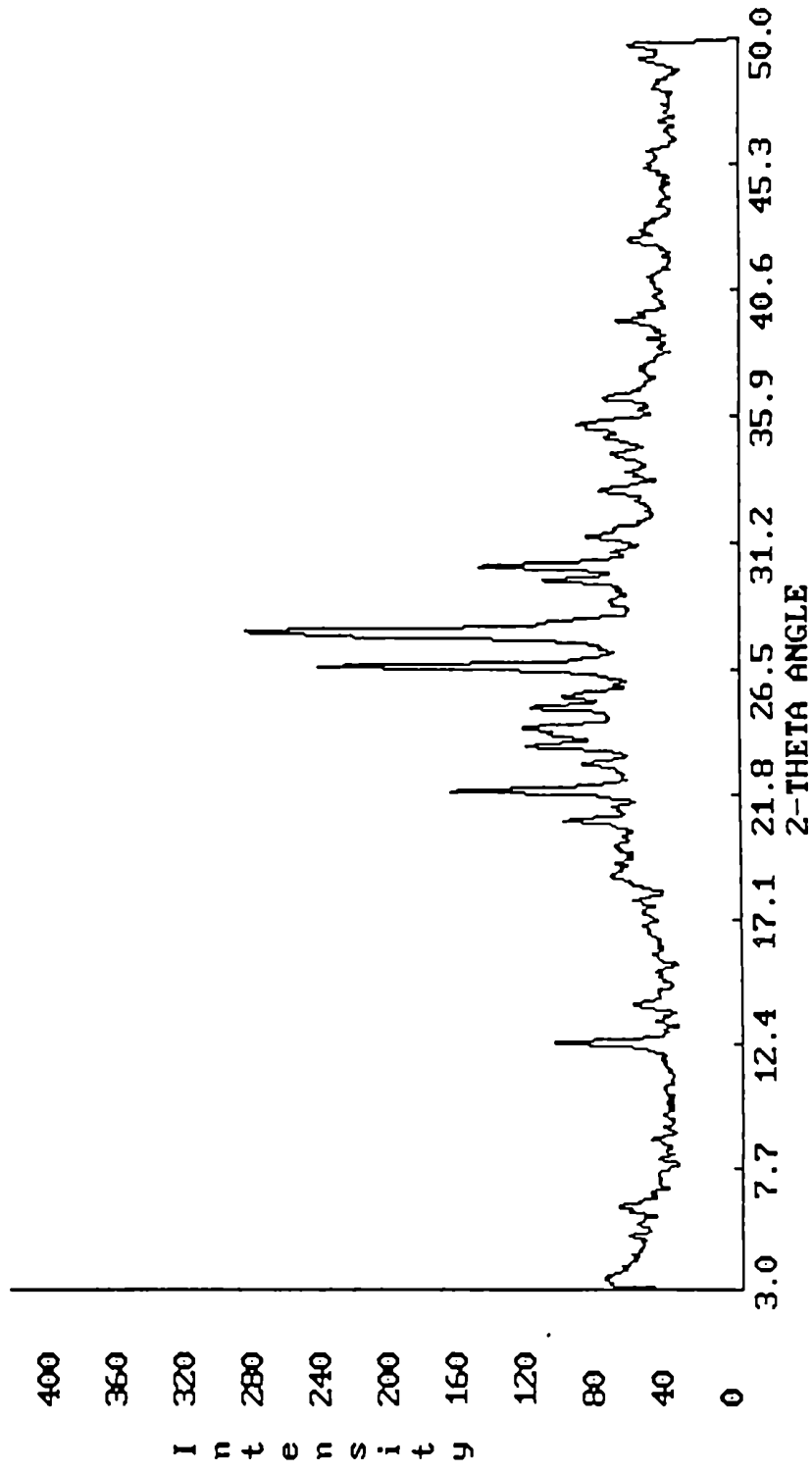
Counts File:B:\GQ95.CPI



Muestra 4494: andesita gris afanítica

| número | ángulo | d (Å)  | Intensidad | Asignación    |
|--------|--------|--------|------------|---------------|
| 1      | 6.26   | 14.118 | 66         | chl           |
| 2      | 8.82   | 10.025 | 49         | mica-sericita |
| 3      | 12.44  | 7.115  | 101        | chl           |
| 4      | 13.90  | 6.371  | 59         | ab            |
| 5      | 17.82  | 4.977  | 59         | mica          |
| 6      | 18.74  | 4.735  | 71         | chl           |
| 7      | 20.80  | 4.270  | 96         | Q             |
| 8      | 21.90  | 4.058  | 157        | pl            |
| 9      | 22.94  | 3.877  | 85         | ab            |
| 10     | 23.58  | 3.773  | 116        | ab            |
| 11     | 24.24  | 3.672  | 117        | ab            |
| 12     | 25.04  | 3.556  | 113        | chl?          |
| 13     | 25.48  | 3.496  | 96         | preh          |
| 14     | 26.58  | 3.353  | 229        | Q             |
| 15     | 27.90  | 3.198  | 270        | pl            |
| 16     | 29.02  | 3.077  | 71         | preh          |
| 17     | 29.78  | 3.000  | 105        | px            |
| 18     | 30.28  | 2.952  | 141        | ab+px         |
| 19     | 31.40  | 2.849  | 83         | ab            |
| 20     | 33.10  | 2.706  | 76         | hem-py?       |
| 21     | 33.80  | 2.652  | 61         | pl            |
| 22     | 34.46  | 2.603  | 69         | chl           |
| 23     | 35.04  | 2.561  | 73         | px            |
| 24     | 35.52  | 2.527  | 87         | hem           |
| 25     | 36.50  | 2.462  | 73         | pl            |
| 26     | 39.36  | 2.289  | 66         | Q             |
| 27     | 41.04  | 2.199  | 49         | pl            |
| 28     | 42.42  | 2.131  | 60         | Q+px          |
| 29     | 45.06  | 2.012  | 51         | pl            |
| 30     | 45.74  | 1.984  | 49         | Q             |
| 31     | 48.08  | 1.892  | 47         | pl            |

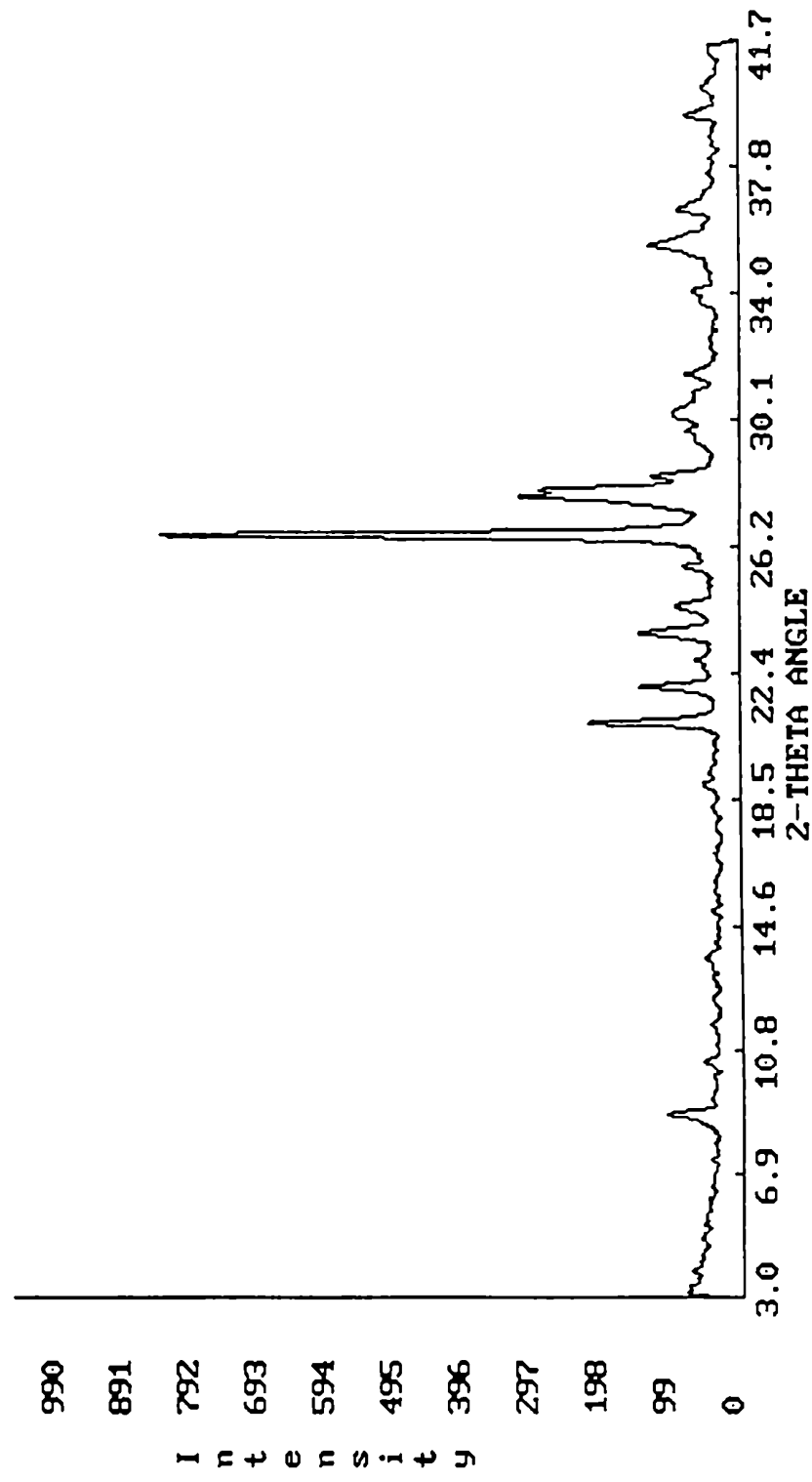
Counts File:B:\NG4494.CPI



Muestra 4795: andesita porfírica de color negro

| número | ángulo | d (Å)  | Intensidad | Asignación |
|--------|--------|--------|------------|------------|
| 1      | 8.74   | 10.117 | 101        | mica       |
| 2      | 10.40  | 8.506  | 52         | anf.       |
| 3      | 13.66  | 6.482  | 48         | pl         |
| 4      | 18.92  | 4.690  | 51         | pl         |
| 5      | 20.80  | 4.270  | 205        | Q          |
| 6      | 21.94  | 4.051  | 134        | ab         |
| 7      | 22.76  | 3.907  | 60         | act?.      |
| 8      | 23.58  | 3.773  | 136        | pl         |
| 9      | 24.44  | 3.642  | 84         | pl         |
| 10     | 25.60  | 3.480  | 75         | pl         |
| 11     | 26.58  | 3.353  | 787        | Q          |
| 12     | 27.74  | 3.216  | 298        | pl         |
| 13     | 28.36  | 3.147  | 119        | anf.       |
| 14     | 29.74  | 3.004  | 71         | anf        |
| 15     | 30.30  | 2.950  | 90         | pl         |
| 16     | 31.46  | 2.844  | 73         | pl         |
| 17     | 34.02  | 2.635  | 63         | pl         |
| 18     | 35.38  | 2.537  | 120        | anf.       |
| 19     | 36.48  | 2.463  | 83         | Q          |
| 20     | 39.36  | 2.289  | 71         | Q          |

Counts File:B:\NG4795.CPI

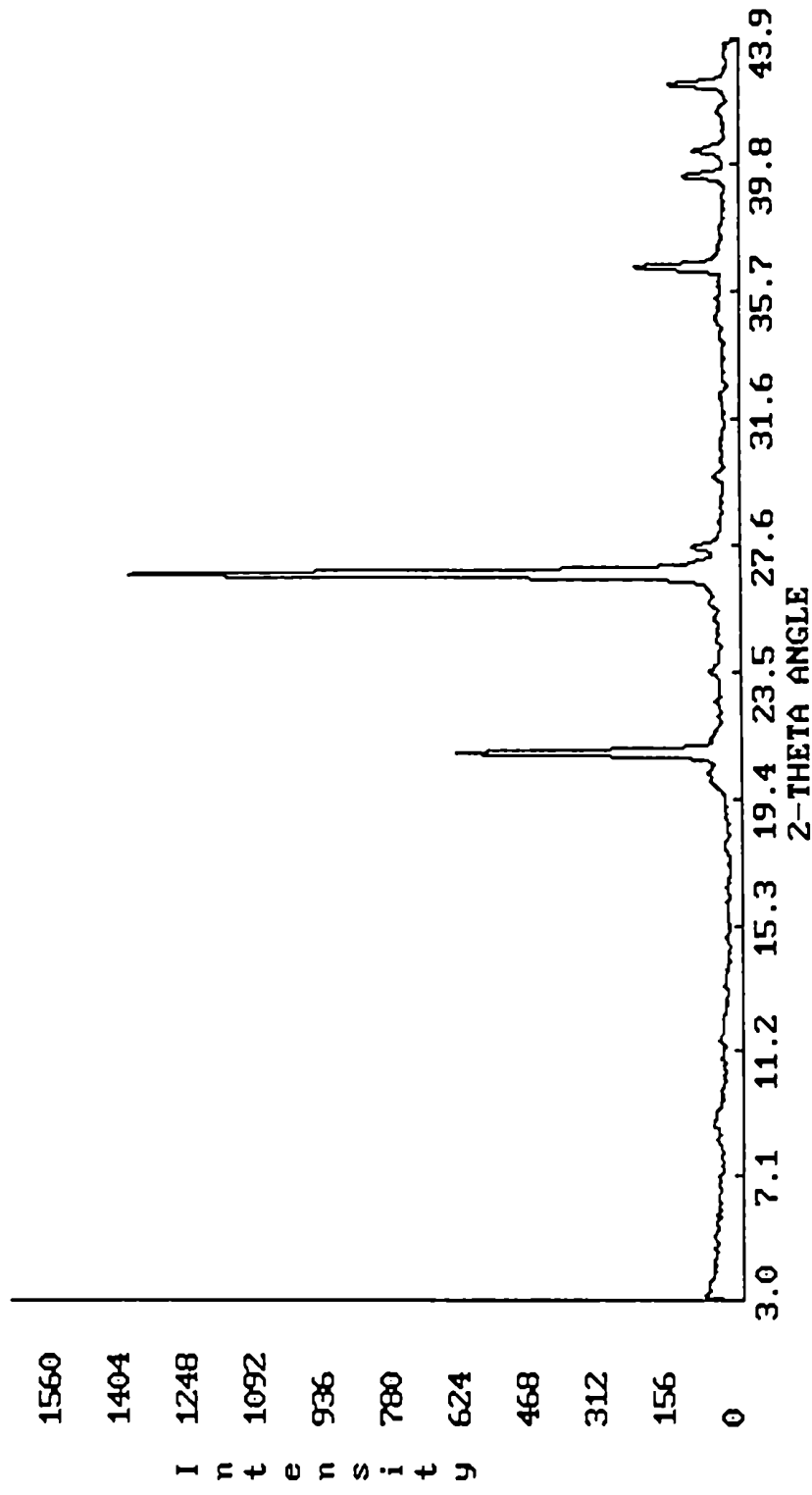




Muestra 996: vena de cuarzo

| número | ángulo | d (Å) | Intensidad | Asignación |
|--------|--------|-------|------------|------------|
| 1      | 20.86  | 4.258 | 606        | Q          |
| 2      | 26.62  | 3.348 | 1299       | Q          |
| 3      | 27.48  | 3.246 | 103        | fk?        |
| 4      | 36.50  | 2.462 | 225        | Q          |
| 5      | 39.42  | 2.286 | 122        | Q          |
| 6      | 40.24  | 2.241 | 97         | Q          |
| 7      | 42.40  | 2.132 | 151        | Q          |

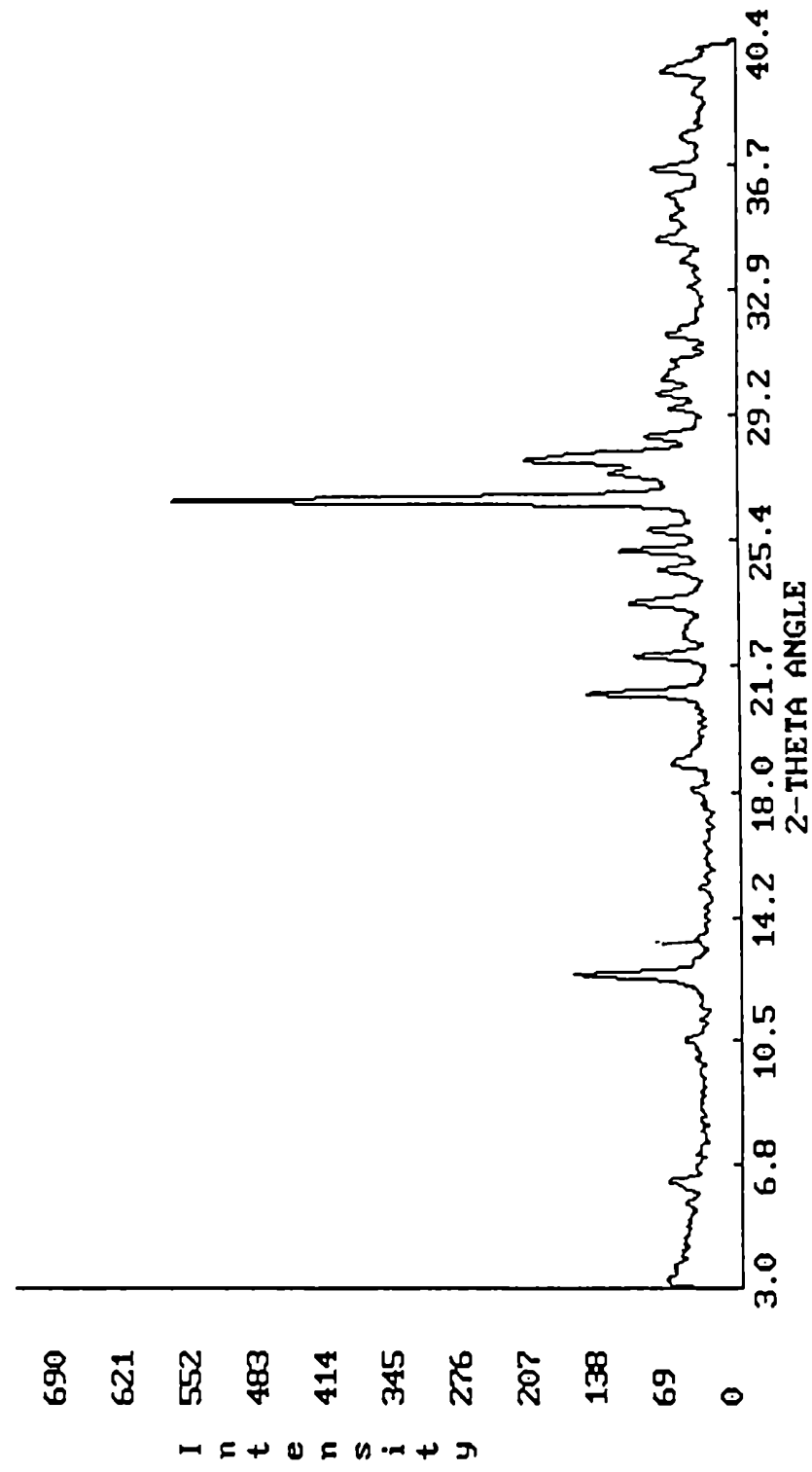
Counts File:B:\G996.CPI



Muestra 3394 2: roca silicificada con abundantes sulfuros

| número | ángulo | d (Å)  | Intensidad | Asignación  |
|--------|--------|--------|------------|-------------|
| 1      | 6.22   | 14.209 | 70         | chl         |
| 2      | 10.50  | 8.425  | 54         | anf         |
| 3      | 12.48  | 7.092  | 157        | chl         |
| 4      | 13.56  | 6.530  | 43         | pl          |
| 5      | 18.04  | 4.917  | 46         | titanita    |
| 6      | 18.80  | 4.720  | 65         | pl          |
| 7      | 20.86  | 4.258  | 146        | Q           |
| 8      | 21.98  | 4.044  | 98         | pl          |
| 9      | 22.54  | 3.945  | 52         | pl?         |
| 10     | 23.54  | 3.779  | 103        | pl          |
| 11     | 24.56  | 3.624  | 77         | pl          |
| 12     | 25.12  | 3.545  | 112        | chl         |
| 13     | 25.72  | 3.464  | 86         | pl          |
| 14     | 26.62  | 3.348  | 538        | Q           |
| 15     | 27.42  | 3.253  | 122        | pl          |
| 16     | 27.82  | 3.207  | 202        | pl          |
| 17     | 28.52  | 3.130  | 87         | pl          |
| 18     | 29.36  | 3.042  | 65         | cc          |
| 19     | 29.82  | 2.996  | 77         | titanita    |
| 20     | 30.24  | 2.955  | 71         | pl          |
| 21     | 31.58  | 2.833  | 67         | pl          |
| 22     | 33.00  | 2.714  | 45         | anf, opaco? |
| 23     | 33.76  | 2.655  | 53         | pl          |
| 24     | 34.40  | 2.607  | 77         | titanita    |
| 25     | 35.74  | 2.512  | 67         | pl+opaco?   |
| 26     | 36.52  | 2.460  | 81         | Q           |
| 27     | 37.50  | 2.398  | 52         | chl         |
| 28     | 38.78  | 2.322  | 41         | pl          |
| 29     | 39.44  | 2.285  | 71         | cc          |

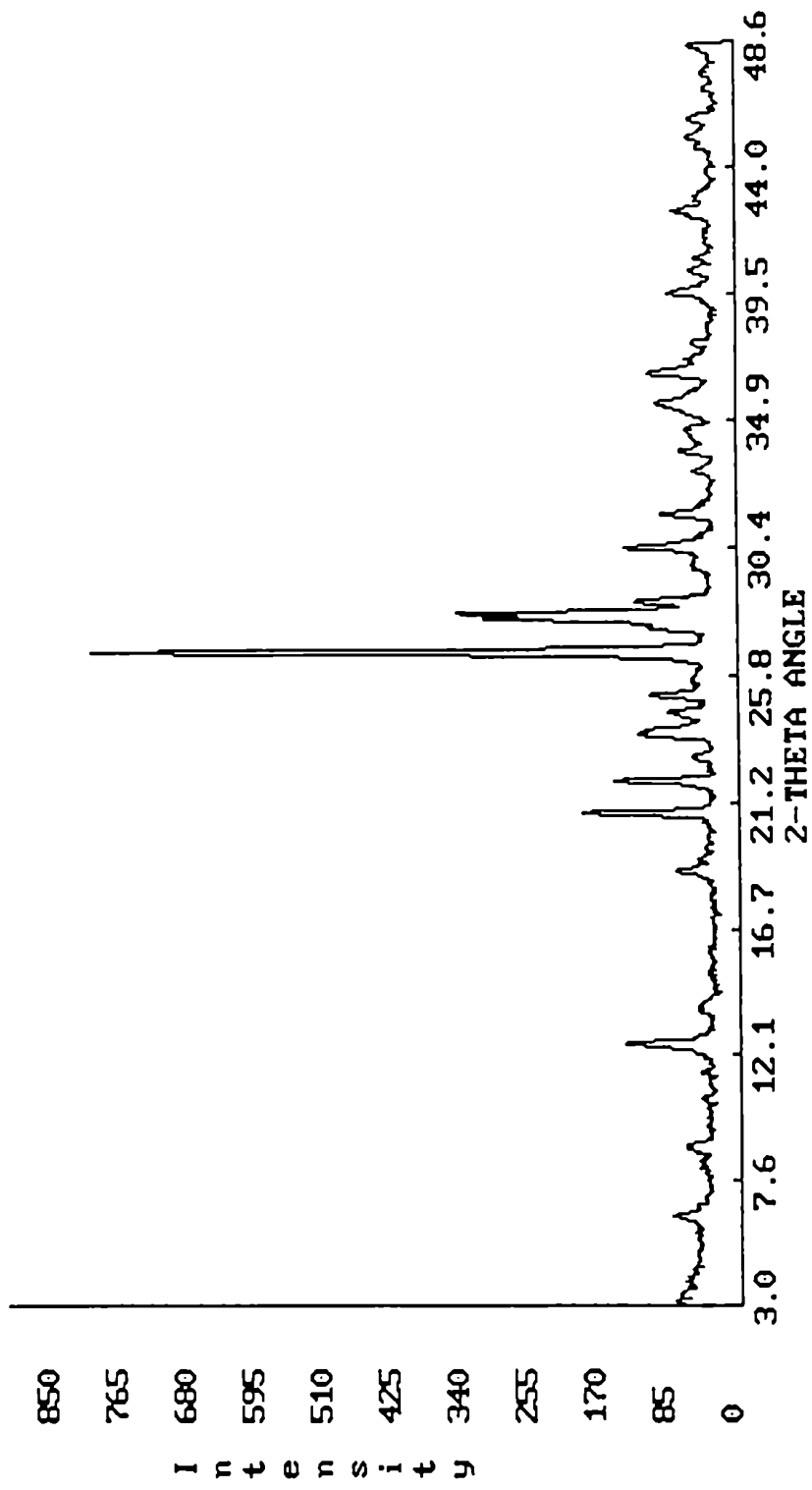
Counts File:B:\G33942.CPI



Muestra 1294: vulcanita microporfírica de color negro, muy alterada.

| número | ángulo | d (Å)  | Intensidad | Asignación       |
|--------|--------|--------|------------|------------------|
| 1      | 6.22   | 14.209 | 78         | chl              |
| 2      | 8.76   | 10.094 | 59         | sericita-illita? |
| 3      | 12.50  | 7.081  | 130        | chl              |
| 4      | 13.82  | 6.408  | 42         | pl               |
| 5      | 18.80  | 4.720  | 75         | chl              |
| 6      | 20.88  | 4.254  | 180        | Q                |
| 7      | 22.02  | 4.036  | 144        | ab               |
| 8      | 22.90  | 3.883  | 53         | ab               |
| 9      | 23.72  | 3.751  | 112        | ab               |
| 10     | 24.52  | 3.630  | 81         | ab               |
| 11     | 25.12  | 3.545  | 102        | chl              |
| 12     | 26.66  | 3.344  | 750        | q                |
| 13     | 27.52  | 3.241  | 105        | pl?              |
| 14     | 28.02  | 3.184  | 319        | pl               |
| 15     | 28.44  | 3.138  | 120        | anf              |
| 16     | 30.32  | 2.984  | 131        | pl+anf           |
| 17     | 31.52  | 2.838  | 87         | pl               |
| 18     | 33.08  | 2.708  | 50         | opaco            |
| 19     | 33.80  | 2.652  | 66         | pl               |
| 20     | 34.52  | 2.598  | 60         | mica?            |
| 21     | 35.50  | 2.529  | 92         | pl               |
| 22     | 36.56  | 2.458  | 101        | chl              |
| 23     | 67.10  | 2.423  | 59         | pl               |
| 24     | 37.68  | 2.387  | 52         | chl              |
| 25     | 39.48  | 2.282  | 78         | pl               |
| 26     | 40.26  | 2.240  | 54         | Q                |
| 27     | 40.74  | 2.215  | 48         | opaco            |
| 28     | 42.42  | 2.3131 | 75         | Q                |
| 29     | 42.94  | 2.106  | 49         | pl               |
| 30     | 45.10  | 2.010  | 57         | pl               |
| 31     | 45.78  | 1.982  | 55         | pl               |
| 32     | 46.78  | 1.942  | 37         | pl               |
| 33     | 47.38  | 1.919  | 40         | pl               |

Counts File:B:\NG1294.CPI

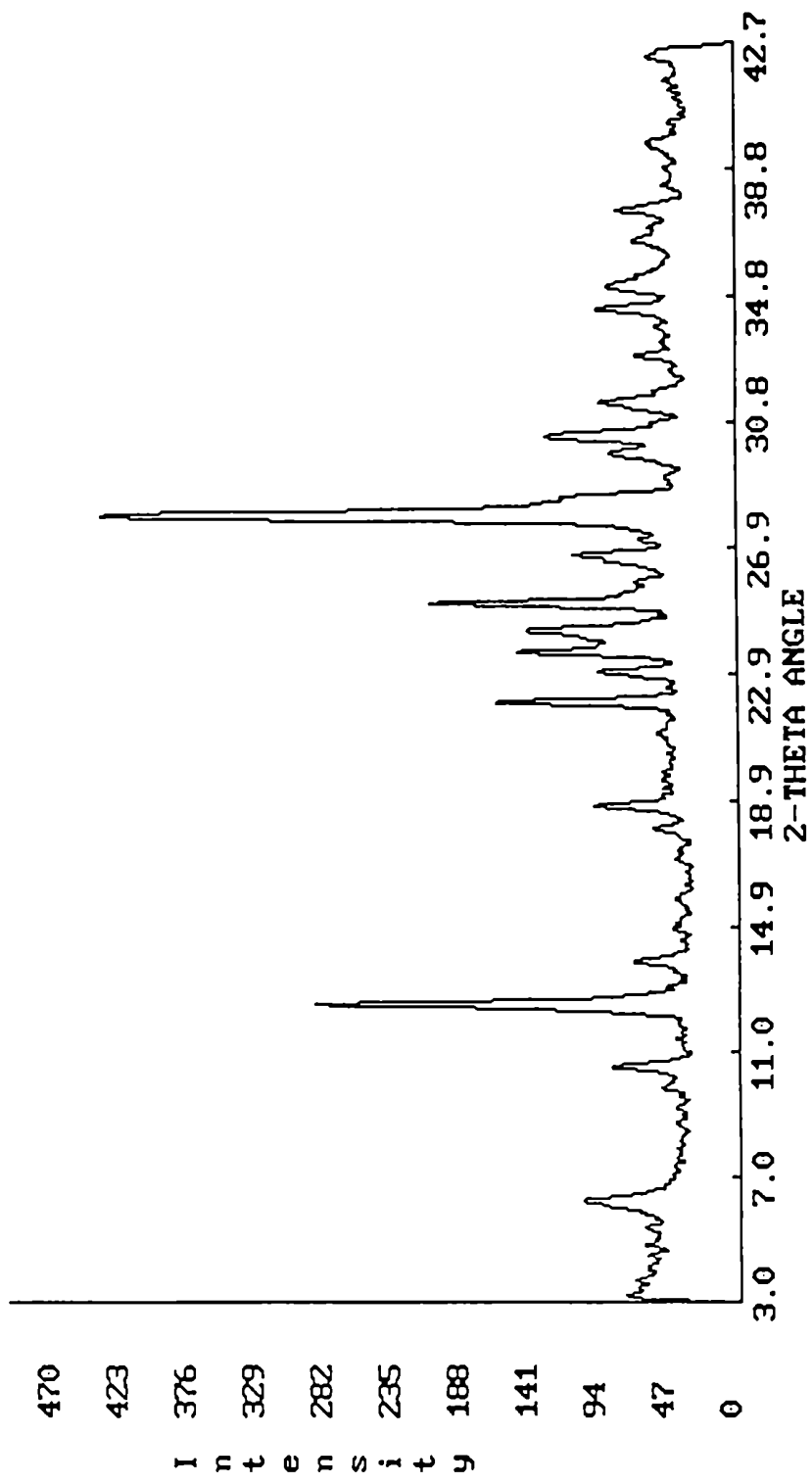


Muestra 1895 a: andesita de color verde

| número | ángulo | d (Å)  | Intensidad | Asignación  |
|--------|--------|--------|------------|-------------|
| 1      | 6.22   | 14.209 | 101        | chl         |
| 2      | 9.82   | 9.007  | 50         | anf         |
| 3      | 10.46  | 8.457  | 82         | anf         |
| 4      | 12.46  | 7.104  | 272        | chl         |
| 5      | 13.84  | 6.398  | 68         | ab          |
| 6      | 14.88  | 5.953  | 42         | ab          |
| 7      | 15.82  | 5.602  | 40         | ab          |
| 8      | 17.08  | 5.191  | 40         | anf         |
| 9      | 18.06  | 4.912  | 55         | titanita    |
| 10     | 18.74  | 4.735  | 92         | chl         |
| 11     | 21.00  | 4.230  | 52         |             |
| 12     | 22.00  | 4.040  | 155        | ab          |
| 13     | 22.94  | 3.877  | 90         | ab          |
| 14     | 23.58  | 3.773  | 141        | anf         |
| 15     | 24.24  | 3.672  | 135        | ab          |
| 16     | 25.10  | 3.548  | 197        | chl         |
| 17     | 25.80  | 3.453  | 65         | pl          |
| 18     | 26.62  | 3.348  | 105        | Q           |
| 19     | 27.08  | 3.293  | 63         | anf         |
| 20     | 27.86  | 3.202  | 409        | pl          |
| 21     | 29.86  | 2.992  | 81         | titanita?px |
| 22     | 30.34  | 2.946  | 121        | pl-px       |
| 23     | 31.42  | 2.847  | 86         | pl          |
| 24     | 32.92  | 2.721  | 65         | opaco?      |
| 25     | 34.36  | 2.610  | 89         | titanita    |
| 26     | 35.10  | 2.557  | 83         | pl          |
| 27     | 36.52  | 2.460  | 66         | ab          |
| 28     | 37.46  | 2.401  | 77         | ab          |
| 29     | 39.44  | 2.285  | 55         | Q           |
| 30     | 39.60  | 2.276  | 57         | ab          |
| 31     | 40.22  | 2.242  | 42         | Q           |



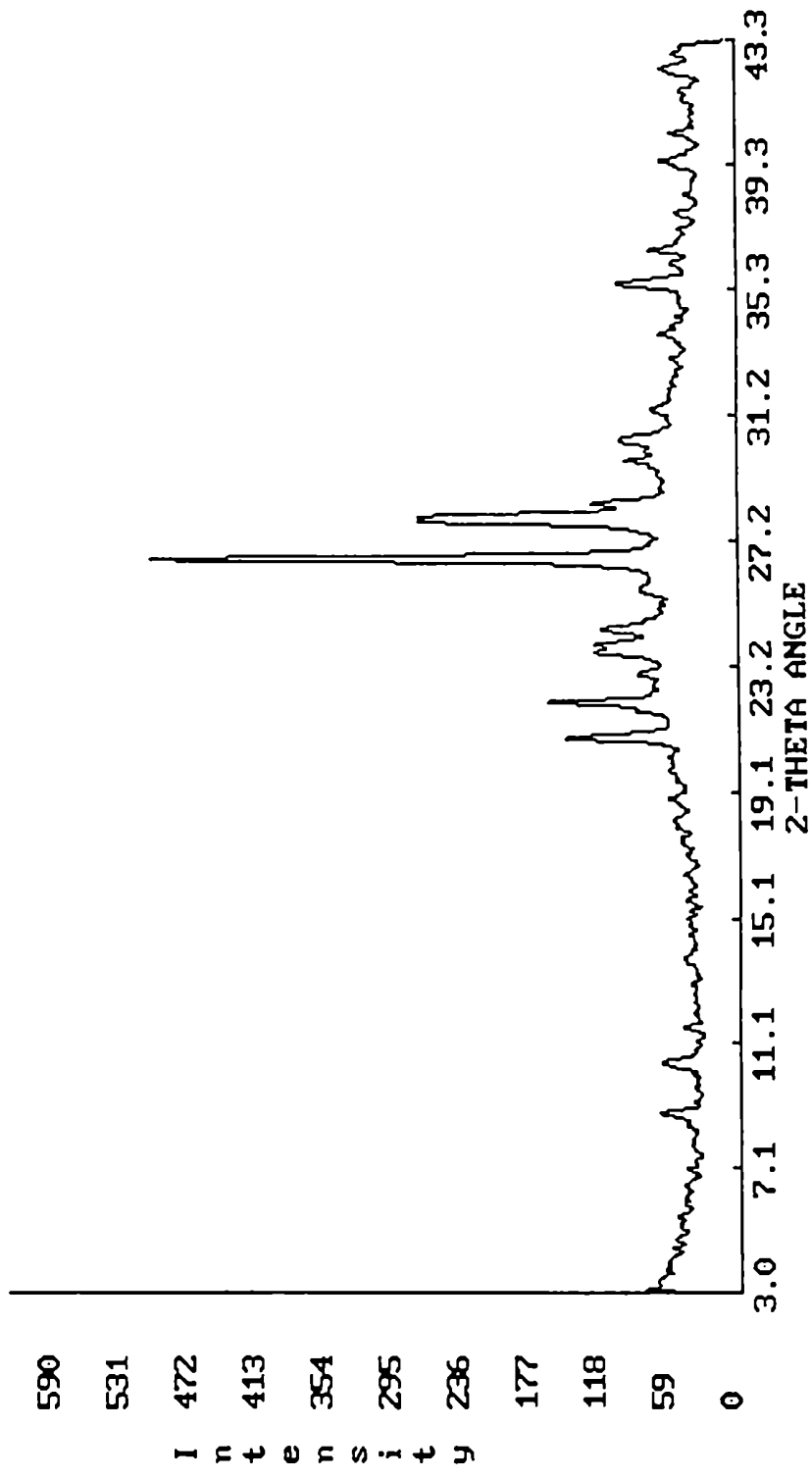
Counts File:B:\NG1895A.CPI



Muestra 1596: andesita negra

| número | ángulo | d (Å)  | Intensidad | Asignación    |
|--------|--------|--------|------------|---------------|
| 1      | 8.82   | 10.025 | 64         | mica-sericita |
| 2      | 10.46  | 8.457  | 63         | anf-act?      |
| 3      | 11.60  | 7.628  | 45         | yeso          |
| 4      | 18.96  | 4.680  | 57         | pl            |
| 5      | 20.88  | 4.254  | 140        | Q             |
| 6      | 22.02  | 4.036  | 154        | ab            |
| 7      | 22.92  | 3.880  | 81         | ab            |
| 8      | 23.64  | 3.763  | 116        | yeso+ab       |
| 9      | 23.88  | 3.726  | 117        |               |
| 10     | 24.36  | 3.654  | 109        | ab            |
| 11     | 26.64  | 3.346  | 470        | Q             |
| 12     | 27.84  | 3.204  | 258        | ab            |
| 13     | 28.38  | 3.145  | 117        | anf           |
| 14     | 29.78  | 3.000  | 90         | yeso          |
| 15     | 30.42  | 2.938  | 95         | ab+pl         |
| 16     | 31.42  | 2.847  | 69         | ab            |
| 17     | 33.82  | 2.650  | 62         | yeso          |
| 18     | 35.44  | 2.533  | 97         | anf?          |
| 19     | 36.54  | 2.459  | 71         | Q             |
| 20     | 37.76  | 2.382  | 49         | yeso          |
| 21     | 39.42  | 2.286  | 61         | Q             |
| 22     | 40.30  | 2.238  | 53         | Q             |
| 23     | 41.72  | 2.165  | 46         | anf?          |
| 24     | 42.42  | 2.131  | 60         | q             |

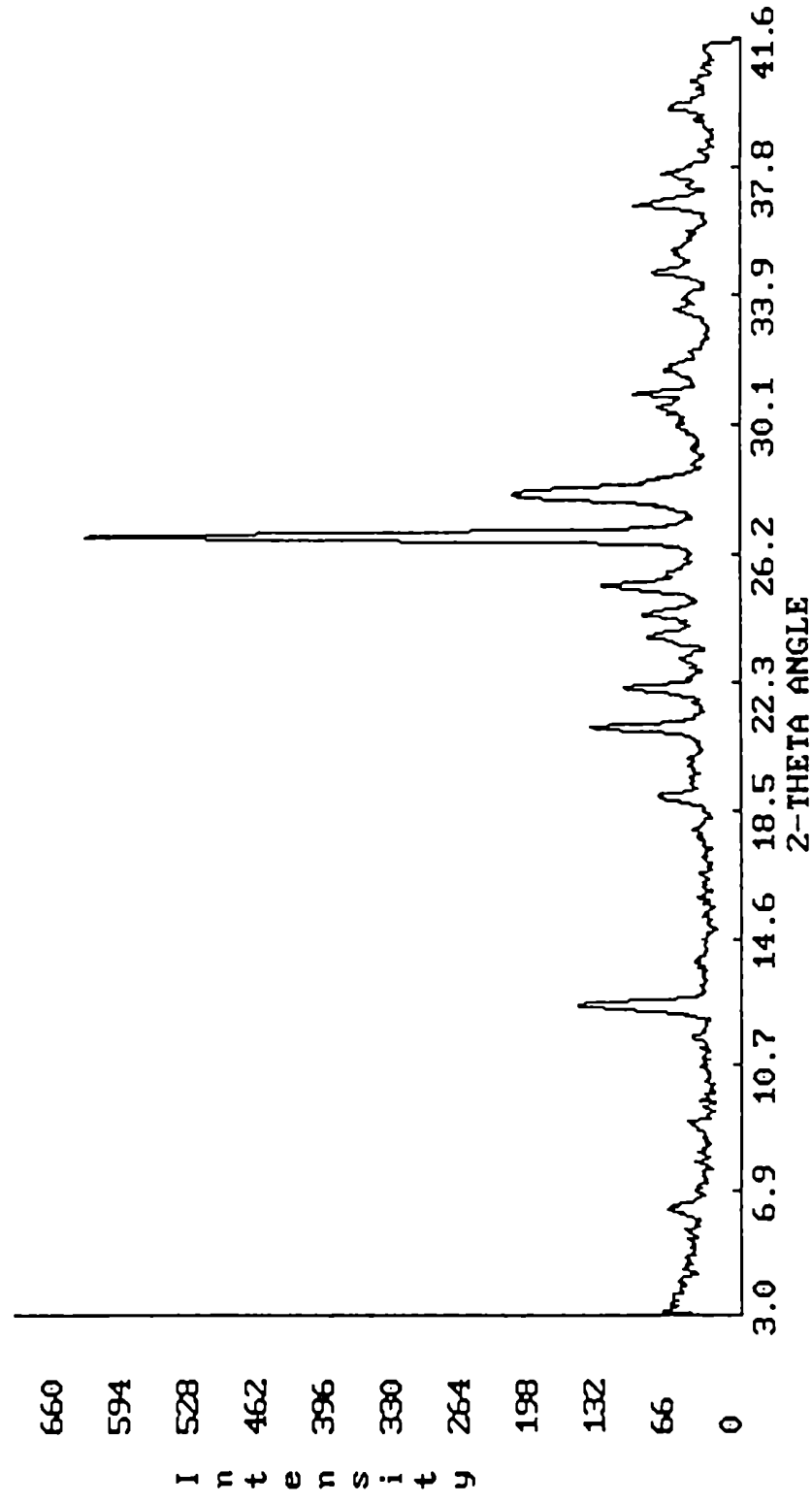
Counts File:B:\NG1596.CPI



Muestra 1194: vulcanita andesítica muy alterada

| número | ángulo | d (Å)  | Intensidad | Asignación    |
|--------|--------|--------|------------|---------------|
| 1      | 6.324  | 14.164 | 107        | chl           |
| 2      | 8.86   | 9.980  | 62         | mica-sericita |
| 3      | 12.46  | 7.104  | 256        | chl           |
| 4      | 13.82  | 6.408  | 51         | ab            |
| 5      | 17.66  | 5.022  | 62         | mica?         |
| 6      | 18.76  | 4.730  | 97         | chl           |
| 7      | 19.12  | 4.642  | 57         | ab            |
| 8      | 19.68  | 4.511  | 56         |               |
| 9      | 20.82  | 4.266  | 185        | Q             |
| 10     | 21.98  | 4.044  | 131        | epidoto?      |
| 11     | 22.94  | 3.877  | 56         | ab            |
| 12     | 23.58  | 3.773  | 91         | ab            |
| 13     | 24.22  | 3.675  | 99         | pl            |
| 14     | 25.10  | 3.548  | 185        | chl           |
| 15     | 26.60  | 3.351  | 764        | Q             |
| 16     | 27.86  | 3.202  | 265        | pl            |
| 17     | 30.46  | 2.935  | 83         | ep?           |
| 18     | 30.74  | 2.908  | 92         | ab            |
| 19     | 31.54  | 2.836  | 77         | chl + ep      |
| 20     | 33.32  | 2.689  | 59         | ep            |
| 21     | 33.72  | 2.658  | 54         | ab            |
| 22     | 34.42  | 2.605  | 90         | ep            |
| 23     | 35.10  | 2.557  | 82         | chl           |
| 24     | 36.48  | 2.463  | 115        | Q             |
| 25     | 37.38  | 2.406  | 81         | ab            |
| 26     | 39.40  | 2.287  | 74         | Q             |
| 27     | 40.24  | 2.241  | 55         | Q             |
| 28     | 42.36  | 2.134  | 76         | ab            |
| 29     | 42.82  | 2.112  | 55         | ab            |
| 30     | 44.62  | 2.031  | 47         | ab            |
| 31     | 45.06  | 2.012  | 66         | ab            |
| 32     | 45.68  | 1.986  | 67         | ab            |
| 33     | 48.24  | 1.886  | 56         | ab            |
| 34     | 50.00  | 1.824  | 121        | Q             |

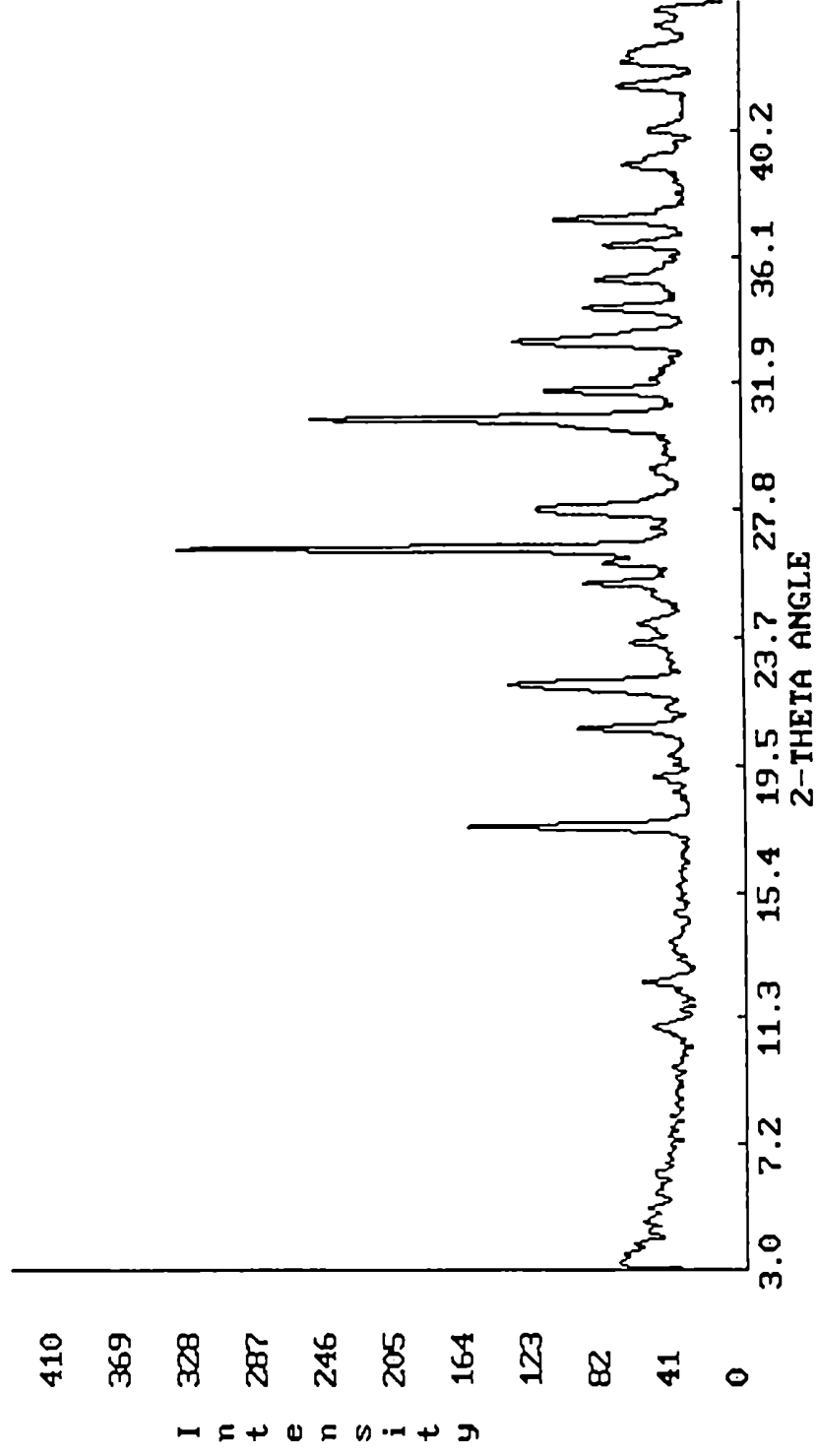
Counts File: B:\NG1194.CPI



Muestra 8896: roca holocristalina de color negro que contiene venillas de epidoto y otras blanquesinas

| número | ángulo | d (Å)  | Intensidad | Asignación   |
|--------|--------|--------|------------|--------------|
| 1      | 6.24   | 14.164 | 84         | chl          |
| 2      | 12.48  | 7.092  | 167        | chl          |
| 3      | 13.96  | 6.389  | 71         | ab           |
| 4      | 16.90  | 5.246  | 45         | preh         |
| 5      | 18.76  | 4.730  | 86         | preh/chl     |
| 6      | 20.86  | 4.258  | 105        | Q            |
| 7      | 22.02  | 4.036  | 171        | pl           |
| 8      | 23.00  | 3.867  | 66         | pl           |
| 9      | 23.60  | 3.770  | 133        | pl           |
| 10     | 24.24  | 3.672  | 142        | pl           |
| 11     | 25.10  | 3.548  | 138        | preh/chl     |
| 12     | 25.52  | 3.490  | 95         | preh         |
| 13     | 26.62  | 3.348  | 354        | Q            |
| 14     | 27.94  | 3.193  | 448        | pl           |
| 15     | 29.00  | 3.079  | 77         | preh         |
| 16     | 29.88  | 2.990  | 78         | titanita-px? |
| 17     | 30.42  | 2.938  | 108        | pl           |
| 18     | 31.50  | 2.840  | 69         | pl           |
| 19     | 34.52  | 2.598  | 73         | titanita     |
| 20     | 35.00  | 2.564  | 150        | preh+chl     |
| 21     | 36.50  | 2.462  | 80         | Q            |
| 22     | 37.56  | 2.395  | 69         | chl          |
| 23     | 38.96  | 2.312  | 55         | preh         |
| 24     | 39.50  | 2.281  | 61         | Q            |
| 25     | 40.32  | 2.237  | 43         | pl           |
| 26     | 42.40  | 2.132  | 67         | Q            |

Counts File:B:\NG8896.CPI

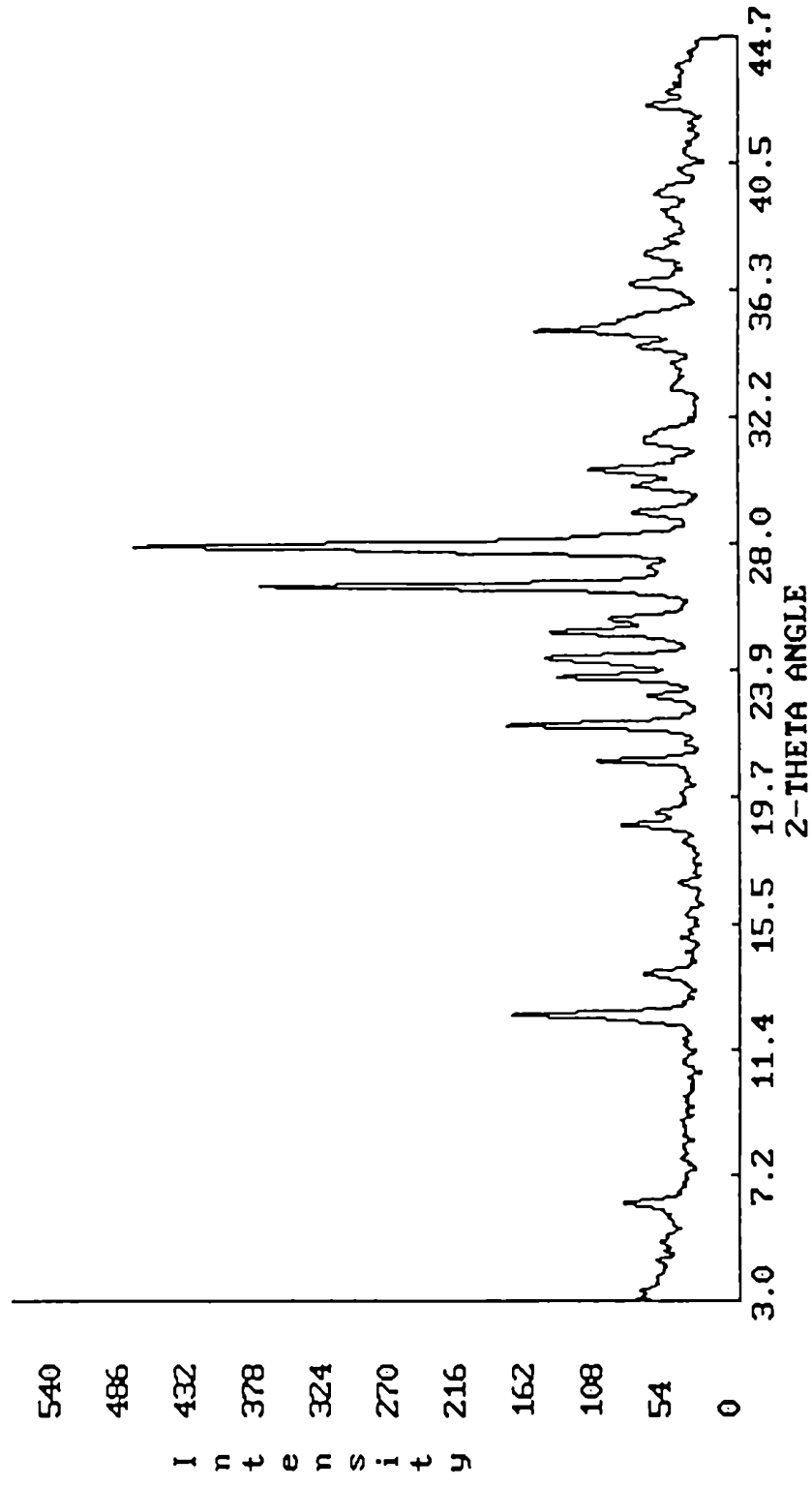


Muestra 8896 E: venilla de epidoto

| número | ángulo | d (Å) | Intensidad | Asignación |
|--------|--------|-------|------------|------------|
| 1      | 10.96  | 8.072 | 52         | ep         |
| 2      | 12.42  | 7.126 | 58         | chl        |
| 3      | 13.54  | 6.539 | 41         |            |
| 4      | 13.80  | 6.417 | 43         | pl         |
| 5      | 14.78  | 5.993 | 40         |            |
| 6      | 17.56  | 5.050 | 153        | ep         |
| 7      | 19.20  | 4.623 | 51         |            |
| 8      | 20.76  | 4.279 | 93         | Q          |
| 9      | 22.16  | 4.011 | 131        | ep?        |
| 10     | 23.52  | 3.782 | 63         | ep         |
| 11     | 24.12  | 3.690 | 59         | chl        |
| 12     | 25.40  | 3.506 | 88         | ep         |
| 13     | 26.08  | 3.417 | 78         | ep?        |
| 14     | 26.54  | 3.358 | 316        | Q          |
| 15     | 27.78  | 3.211 | 115        | ep         |
| 16     | 29.10  | 3.069 | 50         | ep         |
| 17     | 30.72  | 2.910 | 241        | ep         |
| 18     | 31.64  | 2.824 | 110        | ep         |
| 19     | 33.26  | 2.694 | 127        | ep         |
| 20     | 34.38  | 2.608 | 87         | ep         |
| 21     | 35.30  | 2.542 | 81         | ep         |
| 22     | 36.42  | 2.467 | 77         | ep         |
| 23     | 37.28  | 2.412 | 104        | ep         |
| 24     | 39.06  | 2.306 | 64         | ep         |
| 25     | 40.20  | 2.243 | 51         | Q          |
| 26     | 41.60  | 2.171 | 68         | ep         |
| 27     | 42.36  | 2.134 | 65         | Q          |



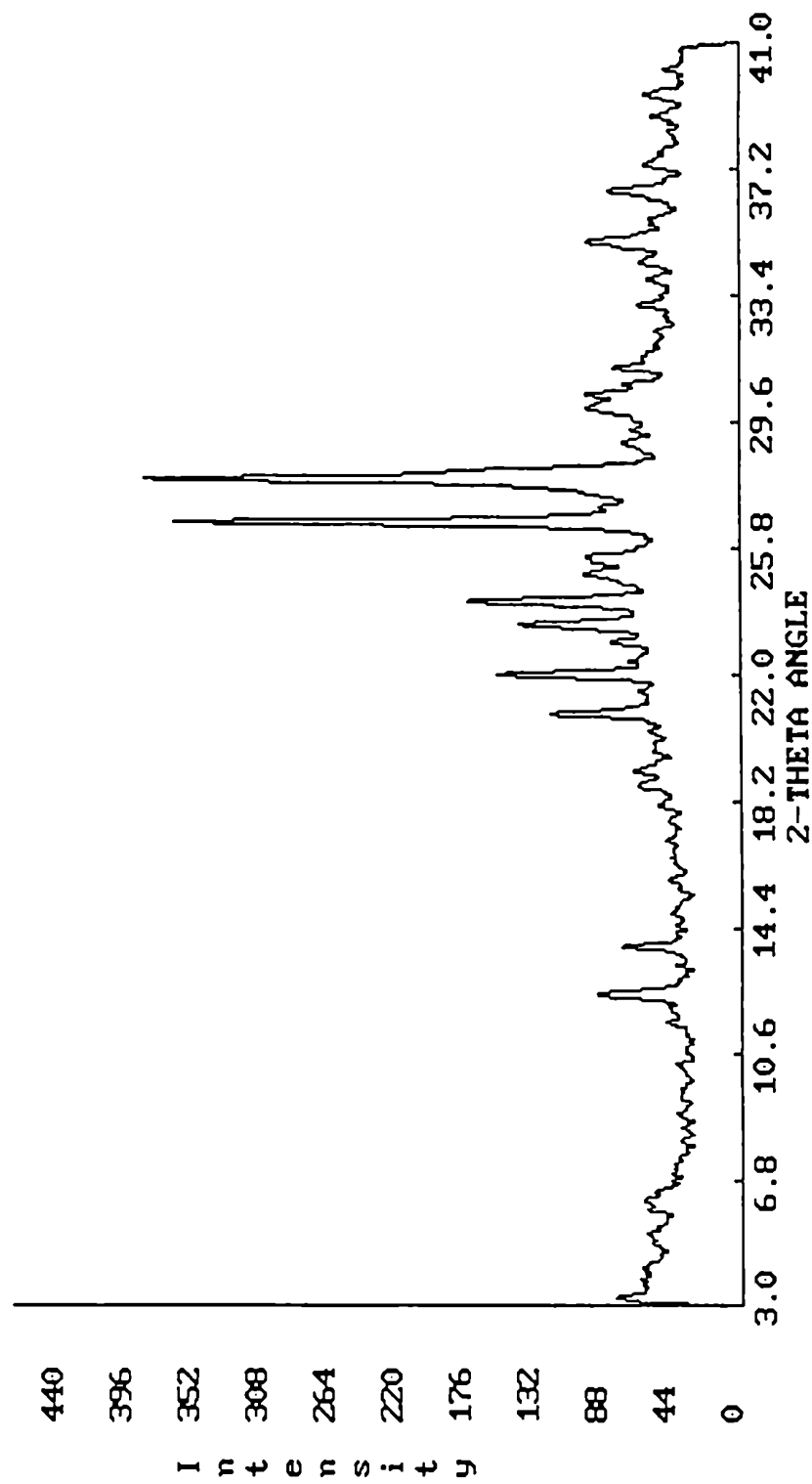
Counts File:B:\G8896E.CPI



Muestra 4194: andesita porfírica de color morado

| número | ángulo | d (Å)  | Intensidad | Asignación |
|--------|--------|--------|------------|------------|
| 1      | 6.24   | 14.164 | 59         | chl        |
| 2      | 11.58  | 7.641  | 45         | yeso?      |
| 3      | 12.40  | 7.138  | 87         | chl        |
| 4      | 13.86  | 6.389  | 72         | ab         |
| 5      | 14.86  | 5.961  | 43         | ab         |
| 6      | 15.88  | 5.581  | 44         | ab         |
| 7      | 18.12  | 4.896  | 50         | opaco(mg?) |
| 8      | 18.68  | 4.750  | 62         | chl?       |
| 9      | 19.16  | 4.632  | 64         | preh       |
| 10     | 20.84  | 4.262  | 114        | Q          |
| 11     | 22.02  | 4.036  | 147        | pl         |
| 12     | 23.02  | 3.863  | 78         | ab         |
| 13     | 23.54  | 3.779  | 134        | ab         |
| 14     | 24.22  | 3.675  | 163        | ab         |
| 15     | 25.06  | 3.553  | 94         | chl        |
| 16     | 25.60  | 3.480  | 93         | preh       |
| 17     | 26.62  | 3.348  | 341        | Q          |
| 18     | 27.06  | 3.295  | 85         | preh       |
| 19     | 27.92  | 3.195  | 359        | pl         |
| 20     | 29.02  | 3.077  | 71         | preh+yeso  |
| 21     | 30.06  | 2.973  | 92         | opaco      |
| 22     | 30.46  | 2.935  | 92         | pl         |
| 23     | 31.26  | 2.861  | 76         | pl+yeso    |
| 24     | 33.14  | 2.703  | 61         | yeso       |
| 25     | 35.02  | 2.562  | 92         | preh       |
| 26     | 36.62  | 2.454  | 76         | Q          |
| 27     | 37.36  | 2.407  | 57         | chl        |
| 28     | 38.80  | 2.321  | 53         | preh?      |
| 29     | 39.46  | 2.284  | 57         | Q          |
| 30     | 40.22  | 2.242  | 45         | Q          |

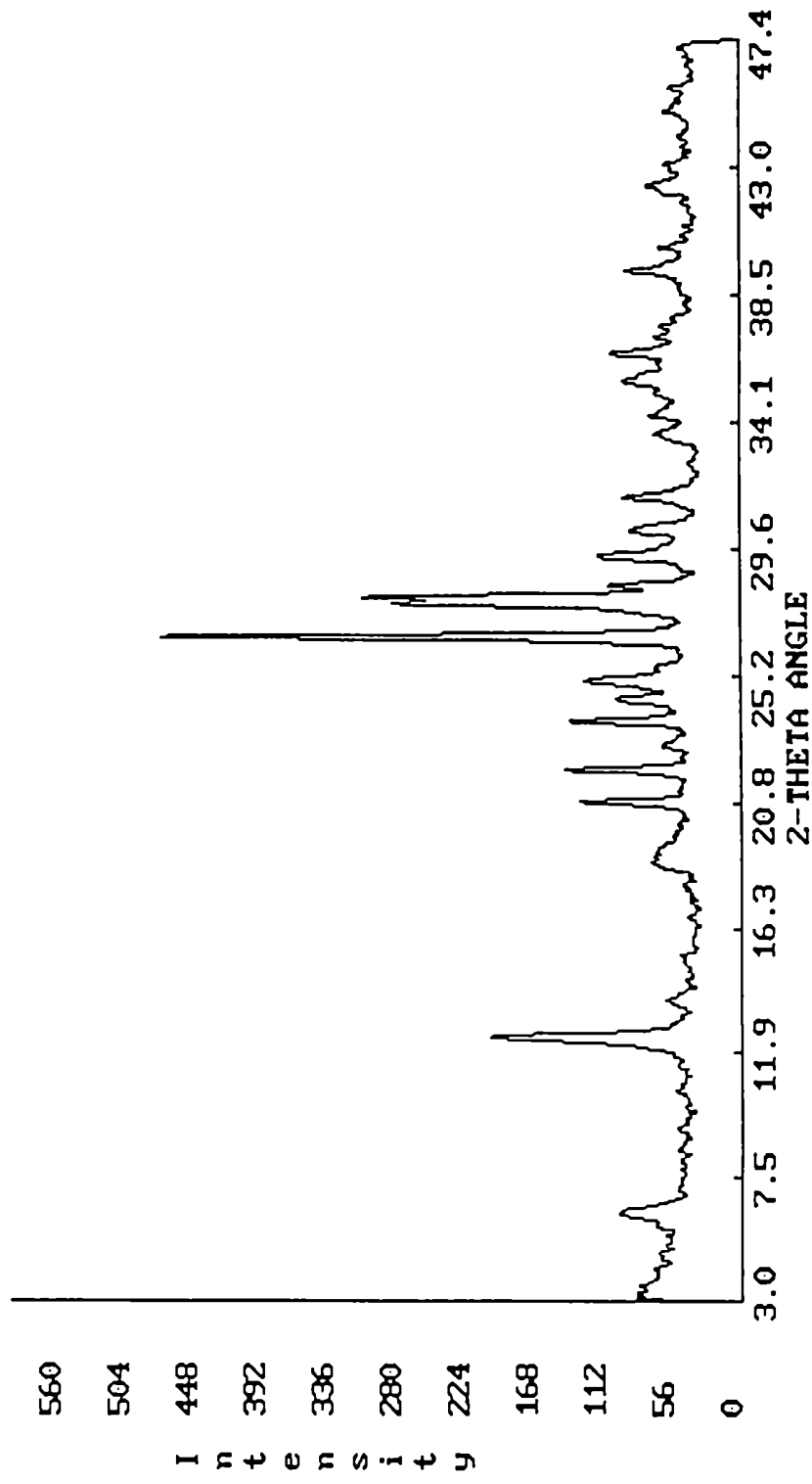
Counts File: B:\NG4194.CPI



Muestra 37: andesita afanítica de color verde con venillas blancas

| número | ángulo | d (Å)  | Intensidad | Asignación |
|--------|--------|--------|------------|------------|
| 1      | 6.10   | 14.488 | 92         | chl        |
| 2      | 12.42  | 7.126  | 192        | chl        |
| 3      | 13.78  | 6.426  | 57         | pl?        |
| 4      | 18.70  | 4.745  | 69         | chl        |
| 5      | 20.82  | 4.266  | 123        | Q          |
| 6      | 21.94  | 4.051  | 134        | pl         |
| 7      | 22.78  | 3.904  | 60         | anf        |
| 8      | 23.64  | 3.763  | 130        | fk?        |
| 9      | 24.40  | 3.648  | 95         | pl         |
| 10     | 25.02  | 3.559  | 118        | chl        |
| 11     | 26.58  | 3.353  | 443        | Q          |
| 12     | 27.76  | 3.214  | 267        | pl (lab)?  |
| 13     | 27.96  | 3.191  | 289        | pl         |
| 14     | 28.38  | 3.145  | 100        | anf        |
| 15     | 29.40  | 3.038  | 109        | cc         |
| 16     | 30.30  | 2.950  | 84         | pl         |
| 17     | 31.44  | 2.845  | 90         | pl         |
| 18     | 33.70  | 2.659  | 65         | pl         |
| 19     | 34.32  | 2.613  | 69         |            |
| 20     | 35.50  | 2.529  | 89         | ep?        |
| 21     | 36.46  | 2.464  | 99         | Q+ep?      |
| 22     | 39.36  | 2.289  | 88         | cc+Q       |
| 23     | 40.20  | 2.243  | 62         | Q          |
| 24     | 42.34  | 2.135  | 71         | Q          |

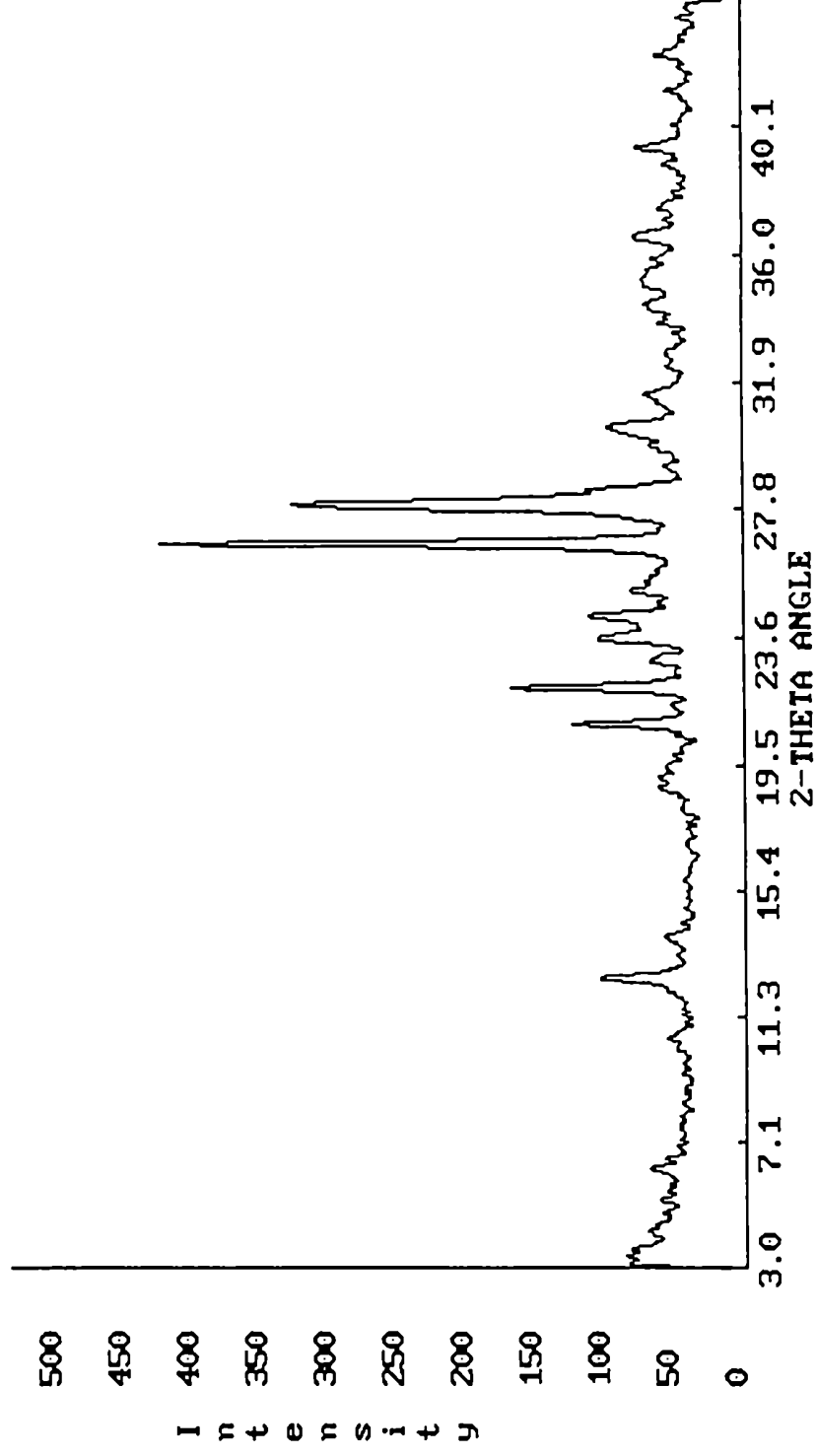
Counts File : B:\NG37.CPI



Muestra 3996: brecha andesítica color verde grisáceo

| número | ángulo | d (Å)  | Intensidad | Asignación   |
|--------|--------|--------|------------|--------------|
| 1      | 6.26   | 14.118 | 65         | chl          |
| 2      | 10.56  | 8.377  | 53         | anf- act     |
| 3      | 12.50  | 7.081  | 99         | chl          |
| 4      | 13.90  | 6.371  | 55         | pl           |
| 5      | 14.84  | 4.710  | 59         | chl          |
| 6      | 19.18  | 4.627  | 58         |              |
| 7      | 20.86  | 4.258  | 116        | Q            |
| 8      | 21.50  | 4.133  | 50         |              |
| 9      | 22.04  | 4.033  | 159        | ab           |
| 10     | 22.88  | 3.887  | 63         | act?         |
| 11     | 23.62  | 3.767  | 99         | pl           |
| 12     | 24.32  | 3.660  | 104        | ab           |
| 13     | 25.14  | 3.542  | 77         | chl          |
| 14     | 26.64  | 3.346  | 396        | Q            |
| 15     | 27.90  | 3.198  | 305        | pl           |
| 16     | 29.84  | 2.994  | 64         | titanita?    |
| 17     | 30.40  | 2.940  | 91         | pl           |
| 18     | 31.52  | 2.838  | 66         | pl+chl       |
| 19     | 32.44  | 2.760  | 51         |              |
| 20     | 33.84  | 2.649  | 57         | pl           |
| 21     | 34.44  | 2.604  | 66         | chl+titanita |
| 22     | 35.22  | 2.548  | 69         | pl           |
| 23     | 36.60  | 2.455  | 73         | chl          |
| 24     | 39.46  | 2.284  | 72         | Q            |

Counts File:B:\G3996.CPI

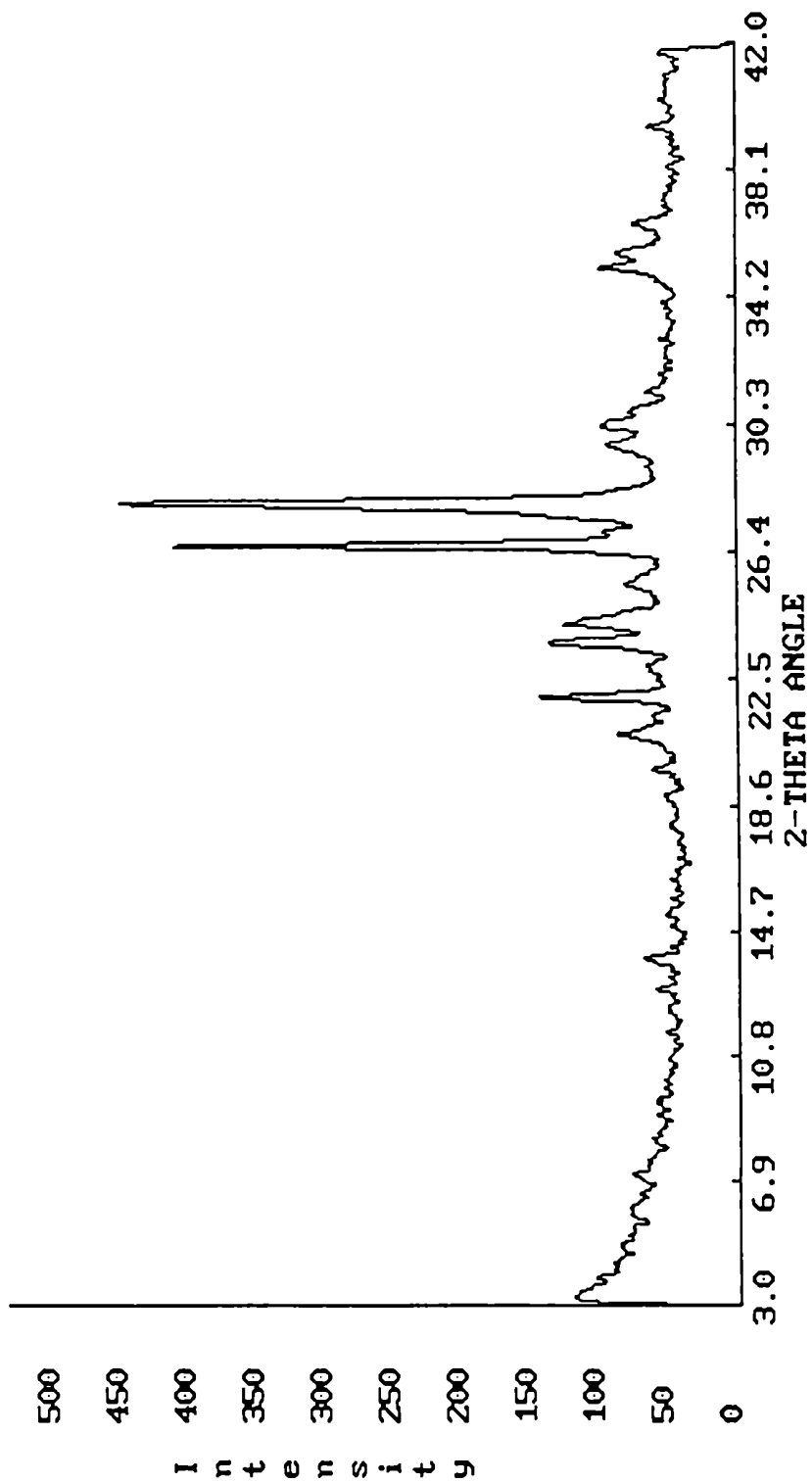


Muestra 1795: masas terrosas de color amarillo u ocre

| número | ángulo | d (Å)  | Intensidad | Asignación |
|--------|--------|--------|------------|------------|
| 1      | 7.12   | 12.415 | 73         | montm?     |
| 2      | 12.92  | 6.852  | 56         | pl         |
| 3      | 13.88  | 6.380  | 65         | ab         |
| 4      | 19.76  | 4.493  | 58         | montm.     |
| 5      | 20.80  | 4.270  | 81         | Q          |
| 6      | 21.40  | 4.152  | 58         | goetita    |
| 7      | 21.96  | 4.047  | 135        | pl         |
| 8      | 22.92  | 3.880  | 61         | pl         |
| 9      | 23.62  | 3.767  | 129        | pl         |
| 10     | 24.20  | 3.678  | 118        | pl         |
| 11     | 25.44  | 3.501  | 77         | pl         |
| 12     | 26.60  | 3.351  | 385        | Q          |
| 13     | 27.04  | 3.297  | 91         | fk?        |
| 14     | 27.90  | 3.198  | 421        | pl         |
| 15     | 29.72  | 3.006  | 88         | px         |
| 16     | 30.30  | 2.950  | 92         | pl+px      |
| 17     | 30.70  | 2.912  | 73         | arcilla    |
| 18     | 31.32  | 2.856  | 61         | pl         |
| 19     | 35.06  | 2.559  | 93         | pl         |
| 20     | 35.50  | 2.529  | 82         | pl+px      |
| 21     | 36.44  | 2.466  | 70         | Q          |
| 22     | 39.42  | 2.286  | 60         | Q          |



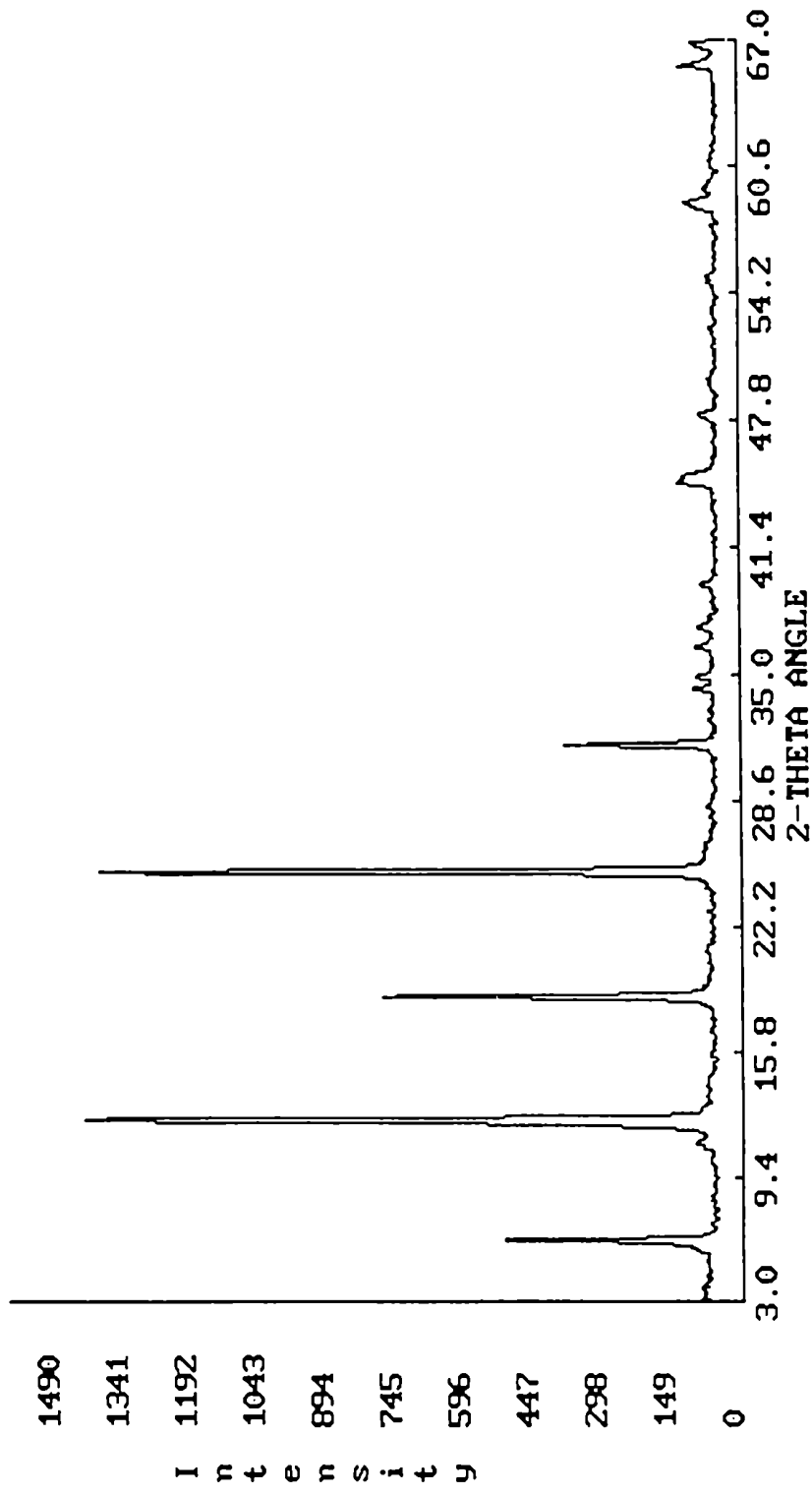
Counts File:B:\NG1795.CPI



**Muestra 102v (2): mineral oscuro, blando y de hábito botroidal separado de venas correspondientes a la muestra 4196**

| número | ángulo | d (Å)  | Intensidad | Asignación |
|--------|--------|--------|------------|------------|
| 1      | 6.16   | 14.164 | 564        | chl        |
| 2      | 12.32  | 7.138  | 1349       | chl        |
| 3      | 18.68  | 4.730  | 835        | chl        |
| 4      | 25.06  | 3.542  | 1350       | chl        |
| 5      | 31.44  | 2.838  | 408        | chl        |
| 6      | 34.32  | 2.607  | 99         | chl        |
| 7      | 34.90  | 2.565  | 91         | chl        |
| 8      | 37.38  | 2.401  | 91         | chl        |
| 9      | 44.62  | 2.027  | 134        | chl        |
| 10     | 48.02  | 1.892  | 83         | chl        |
| 11     | 58.68  | 1.571  | 115        | chl        |
| 12     | 65.66  | 1.420  | 129        | chl        |
| 13     | 66.86  | 1.398  | 97         | chl        |

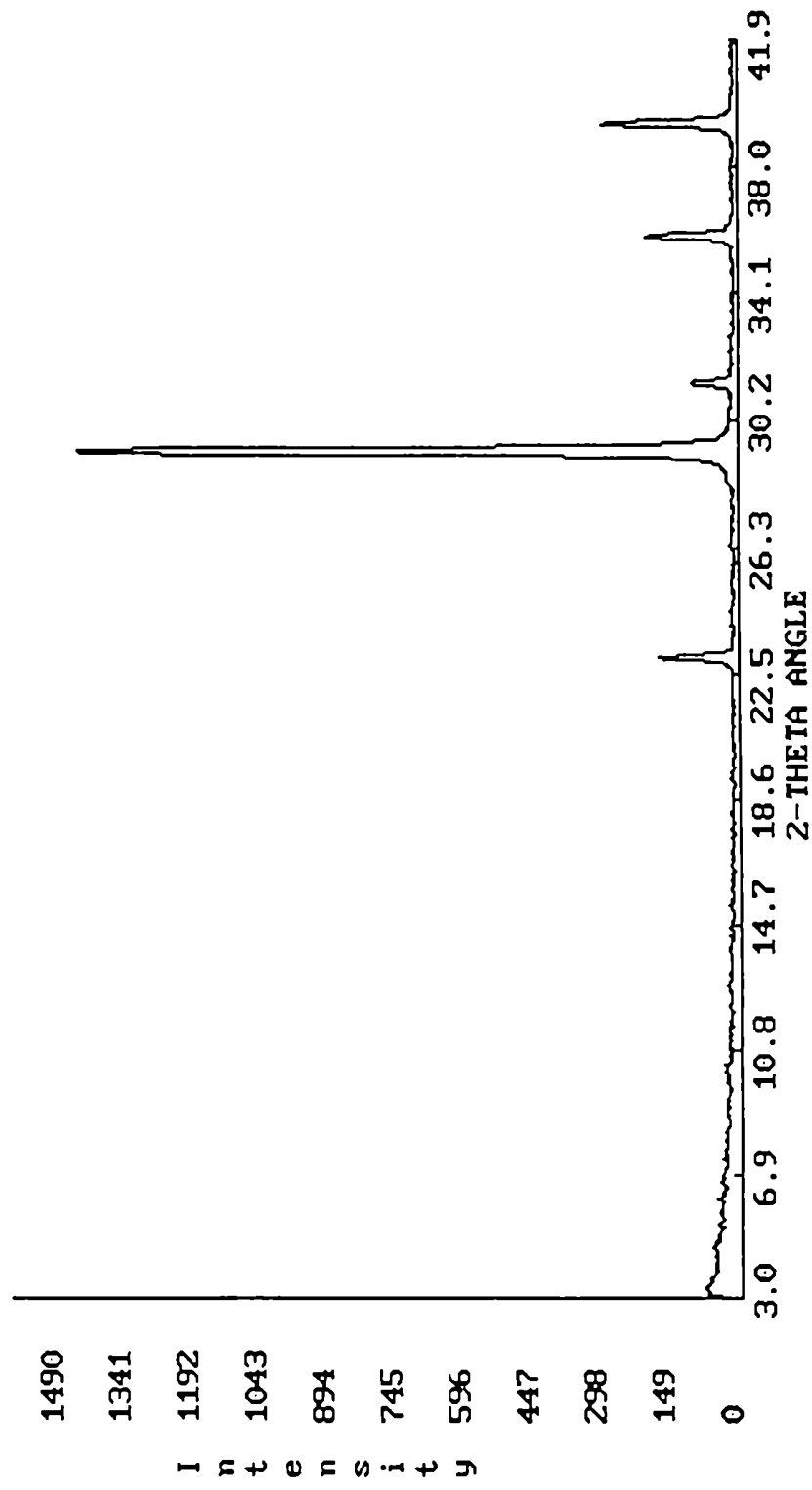
Counts File:B:\NG102U2.CPI



**Muestra 3594C: venas de calcita en brecha andesítica.**

| número | ángulo | d (Å) | Intensidad | Asignación |
|--------|--------|-------|------------|------------|
| 1      | 22.98  | 3.870 | 163        | calcita    |
| 2      | 29.32  | 3.046 | 1350       | calcita    |
| 3      | 31.34  | 2.854 | 95         | pl?        |
| 4      | 35.86  | 2.504 | 188        | calcita    |
| 5      | 39.28  | 2.294 | 276        | calcita    |

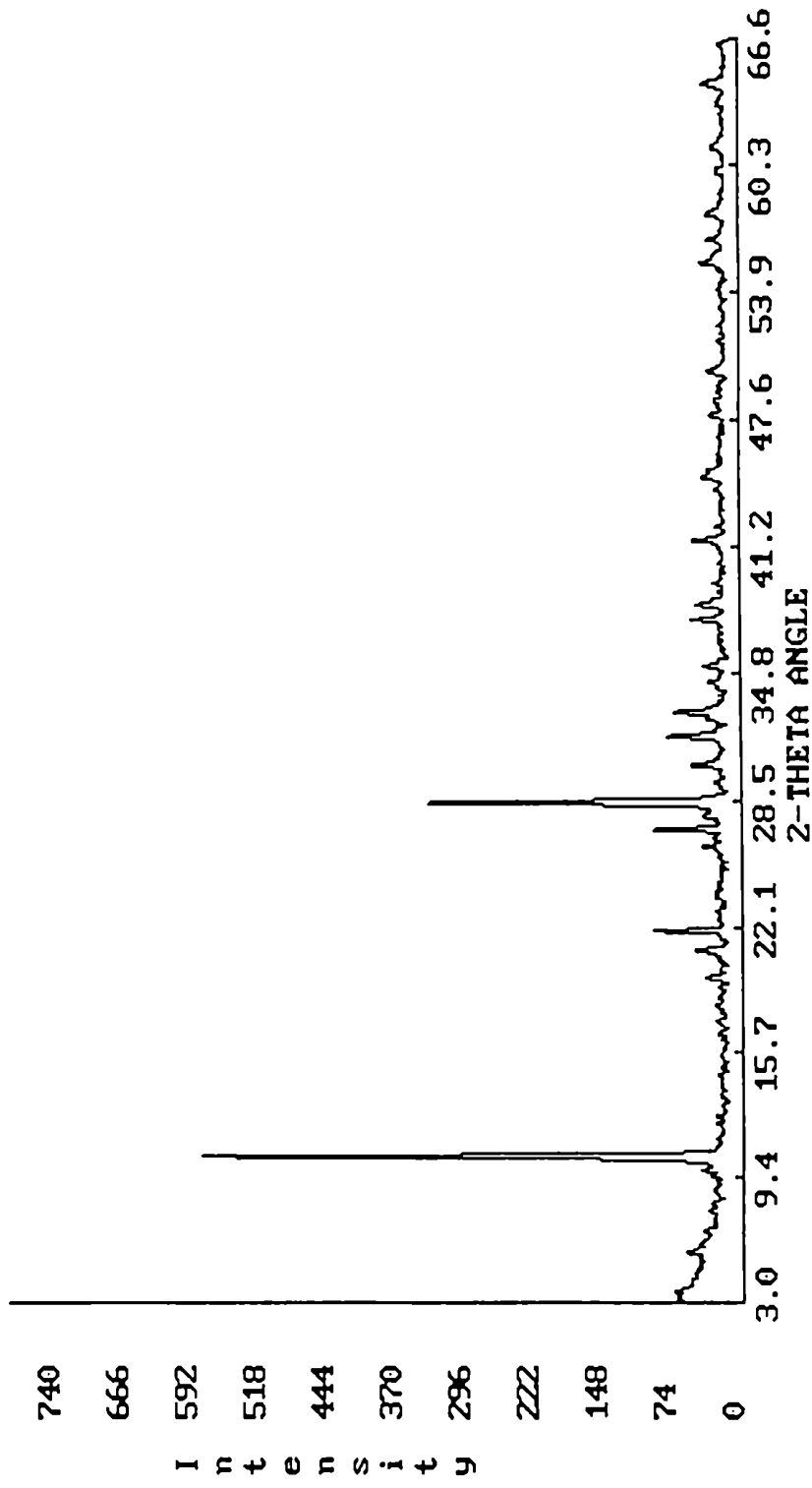
Counts File:B:\G3594C.CPI



Muestra 596: mineral verde separado de una vena de la muestra 596

| número | ángulo | d (Å)  | Intensidad | Asignación |
|--------|--------|--------|------------|------------|
| 1      | 5.96   | 14.828 | 45         | mont.      |
| 2      | 9.74   | 9.080  | 43         | anf        |
| 3      | 10.44  | 8.473  | 542        | anf        |
| 4      | 17.32  | 5.120  | 27         | anf        |
| 5      | 18.10  | 4.901  | 28         | anf        |
| 6      | 19.52  | 4.547  | 38         | anf        |
| 7      | 20.98  | 4.234  | 48         | anf        |
| 8      | 21.96  | 4.047  | 90         | anf+pl     |
| 9      | 26.22  | 3.399  | 39         | anf        |
| 10     | 27.06  | 3.295  | 90         | anf        |
| 11     | 27.70  | 3.220  | 39         | anf        |
| 12     | 28.40  | 3.143  | 316        | anf        |
| 13     | 30.24  | 2.955  | 50         | anf        |
| 14     | 31.66  | 2.826  | 72         | anf        |
| 15     | 32.88  | 2.724  | 67         | anf        |
| 16     | 34.40  | 2.607  | 33         | anf        |
| 17     | 35.18  | 2.551  | 36         | anf        |
| 18     | 37.52  | 2.397  | 50         | anf        |
| 19     | 38.26  | 2.352  | 45         | anf        |
| 20     | 39.36  | 2.289  | 26         | anf        |
| 21     | 41.50  | 2.176  | 47         | anf        |
| 22     | 42.20  | 2.141  | 24         | anf        |
| 23     | 44.72  | 2.026  | 38         | anf        |
| 24     | 47.78  | 1.904  | 29         | anf        |
| 25     | 49.96  | 1.825  | 31         | anf        |
| 26     | 51.48  | 1.775  | 22         | pl         |
| 27     | 55.36  | 1.659  | 39         | anf        |
| 28     | 56.54  | 1.628  | 31         | anf        |
| 29     | 57.76  | 1.596  | 32         | pl         |
| 30     | 59.92  | 1.544  | 22         | pl         |
| 31     | 60.10  | 1.539  | 22         | pl         |
| 32     | 61.04  | 1.518  | 28         | anf        |
| 33     | 61.24  | 1.514  | 28         | pl         |
| 34     | 64.32  | 1.448  | 38         | pl         |

Counts File:B:\NG596.CPI



## APÉNDICE III

### Descripción de perfiles sedimentarios

#### **Localidad 1- Quebrada de Cairon**

##### Perfil 1a

Base cubierta. Altura: 1460m

1,15m - pelitas de color gris, masivas con algo de fisilidad. Techo neto.

1,00m - arenisca gruesa parda, con grosera estratificación planar .Base neta, techo erosivo.

3,60m - conglomerado con tres ciclos granodecrecientes. Base erosiva, techo cubierto.

9,80m- arenisca mediana de color gris. Base cubierta, techo transicional.

1,60m- pelitas gris laminada. Base transicional, techo neto.

2,40m- arenisca fina a mediana, de color gris, masiva. Base neta, techo neto.

0,30m- pelita gris masiva. Base neta, techo no visible.

0,70m- arenisca fina a muy fina de color gris. Base no se observa, techo neto.

0,15m- pelita gris fragmentosa muy similar a las anteriores. Base y techo netos.

12,0m- arenisca fina gris clara masiva. Base neta, techo transicional.

6,50m- arenisca mediana de color parda y masiva. Presenta alteración a óxidos de hierro y se halla muy fracturada. Base y techo transicionales.

2,00m- pelita gris oscuro masiva y fragmentosa. Base transicional, techo erosivo.

0,10m- conglomerado con clastos intraformacionales. Base erosiva, techo neto.

2,80m- arenisca mediana, de color gris, con estratificación planar. Mucha cantidad de micas. Base neta, techo transicional.

0,10m- carpeta de tracción con clastos de pelitas en matriz arenosa. Los clastos alcanzan hasta 1cm. Base y techo transicionales.

0,30m- arenisca mediana a gruesa con estratificación planar. Las micas están muy alteradas. Base y techo transicionales.

0,10m- carpeta de tracción, idem anterior.

0,40m- arenisca mediana, grosera estratificación planar. Base y techo transicionales.

0,10m- carpeta de tracción. idem anterior

0,86m- arenisca con estratificación planar. Base transicional, techo erosivo.

0,20m- conglomerado oligomíctico de clastos de pelita prolados de hasta 5cm. Base erosiva, techo neto.



2,65m- arenisca mediana a gruesa de color gris, masiva con venas de calcita. Base neta, techo transicional.

4,60m- pelita gris fragmentosa. Base y techo transicionales.

0,50m- arenisca muy fina gris oscura, fragmentosa. Base transicional, techo neto.

12,10m- arenisca mediana gris, compacta y masiva. Presenta alteración a óxidos de hierro. Base neta, techo erosivo.

0,90m- conglomerado fino oligomictico. Clastos de pelita en matriz arenosa sabulítica. Presenta ciclos granocrecientes y luego decrecientes. Base erosiva, techo transicional.

2,00m - arenisca mediana gris, limpia. Base y techo transicionales.

2,00m- conglomerado fino oligomictico de clastos de pelita con matriz arenosa sabulítica. Base y techo transicional.

18,00m- arenisca mediana gris con abundantes laminas de mica. Base y techo transicionales.

2,00m- conglomerado fino oligomictico de clastos de pelita, comienza con arenisca sabulítica. Geometría lenticular. Base y techo transicionales.

2,00m- arenisca mediana a gruesa de color gris, limpia y masiva. Presenta patinas externas amarillentas. Base transicional, techo no se observa.

1,30m- Conglomerado I:

0,30m- conglomerado mediano oligomictico, conformado por clastos de cuarzo prolados y subredondeados. Gradación inversa.

0,20m- conglomerado mediano oligomictico, constituido por clastos de cuarzo prolados e imbricados. Granodecreciente. Base neta.

0,80m- conglomerado oligomictico. Base erosiva. Compuesto por 4 ciclos. El primero tiene 10cm y está constituido por un conglomerado mediano de clastos prolados de cuarzo con matriz tamaño conglomerado fino. Le siguen 10cm de una secuencia granocreciente. El tercer ciclo tiene una base erosiva y está constituido por 10cm de conglomerado caótico con clastos subesféricos y subangulosos, sin selección. Le siguen 10cm conformados por un conglomerado grueso con clastos de cuarzo subredondeados y prolados, matriz tamaño conglomerado fino. En los últimos 40cm se repite el conglomerado caótico del tercer ciclo.

2,00m- arenisca muy fina de color pardo grisáceo. Contiene moldes de invertebrados que constituyen un depósito tipo coquina. Base y techo?

0,70m- Conglomerado II:

0,10m- conglomerado mediano a fino, oligomictico de clastos de cuarzo, con matriz tamaño guija fina. Granocreciente.

0,12m- conglomerado mediano oligomictico de cuarzo, granocreciente, base transicional.

0,17m conglomerado idem anterior. Base erosiva.

0,30m- conglomerado mediano oligomictico de cuarzo separado en tres ciclos, el primero es granocreciente y los dos últimos granodecrecientes.

6m- cubierto.

Brecha verde muy consolidada (ver apéndice petrográfico, muestra 7996). Altura: 1550m

### Perfil 1b

Base cubierta. Altura: 1515m

1,00m- margas verde oliva claro, finamente laminadas. Las láminas tienen entre 0,5 y 1cm. Techo neto.

0,30m- arenisca calcárea muy fina. masiva. Base y techo netos.

1,80m- marga verde muy fragmentosa, finamente laminada. Base neta, techo ondulado.

0,45m- calizas con oncolitos de diámetros entre 5 y 13cm. El relleno de los oncolitos es muy fragmentoso. Presenta venas de calcita. Base ondulada y techo con erosión paquidérmica.

0,50m- pelita gris fragmentosa. Base y techo netos.

0,20m- arenisca fina. Base y techo netos.

0,25m- pelita verde. Base y techo netos.

1,20m- caliza laminada con estratificación estromatolítica. Contiene oncolitos. Base y techo netos.

0,05m- pelita verde silicificada fragmentosa. Base y techo netos.

0,95m- banco calcáreo con 5 superficies de estratificación estromatolítica. Constituido de la siguiente manera: 30cm caliza masiva

10cm mudstone laminado

15cm caliza oncoideal

20cm mudstone con oquedades y laminación etromatolítica.

20cm caliza con oncoides

Base neta. En el techo presenta erosión paquidérmica.

0,85m- caliza estromatolítica, se distinguen 3 sectores:

45cm caliza muy porosa en la parte inferior, hay meteorización de oquedades.

10cm caliza estromatolítica fina. Hacia el tope aparecen oncoides aplastados.

30cm caliza masiva con oncoides.

Base y techo netos

2,00m- marga. Base y techo netos.

0,30m- caliza masiva. Base y techo netos.

1,20m- pelitas verdes muy fragmentosas. Base y techo netos.

0,14m- caliza con oquedades y estratificación grosera. Base neta, techo ondulado.

0,04m- marga. Base ondulosa, techo neto.

0,50m- caliza estromatolítica masiva. Base y techo netos.

0,04m- pelita verde, brillo sedoso. Base y techo netos.

0,10m- caliza laminada. Base y techo netos.

2,20m- pelita verde fragmentosa, brillo sedoso. Base y techo netos.

0,78m- caliza masiva. Base neta, techo onduloso.

0,20m- caliza muy fina con estratificación. Base ondulada, techo neto.

0,50m- caliza muy fina masiva. Los últimos 5cm tienen oncolitos pequeños (1cm de diámetro). Base neta, techo transicional.

0,20m- caliza masiva fina y muy meteorizada. Base transicional, techo neto.

0,30m- caliza muy fina laminada. Base y techo netos.

0,20m- caliza con oncolitos que varían en diámetro desde 2mm hasta 8cm. Base y techo netos.

0,12m- caliza con oncolitos muy pequeños. Base neta, techo onduloso.

0,20m- caliza masiva que en los últimos 5cm contiene oncolitos. En la superficie superior tiene tubos de color gris. Base ondulosa, techo cubierto.

3m- cubierto

6m- pelita verde fragmentosa. Base cubierta, techo neto.

0,35m- caliza silicificada masiva de color verde. Base neta, techo cubierto.

4m- cubierto

3,20m- arenisca mediana a gruesa de color gris. Estratificación paralela grosera. Base y techo cubiertos.

2m- cubierto.

3,80m- pelitas verde oliva. Base cubierta, techo transicional.

1,50m- arenisca fina verde oliva masiva, muy meteorizada, fragmentosa y con numerosas venas de sílice. Base transicional, techo neto.

0,04m- pelitas verdes. Base neta, techo cubierto.

4,90m- cubierto

1,30 arenisca media gris masiva muy fracturada. Base y techo cubiertos.

6m- cubierto.

9,70m- arenisca mediana, masiva. Base cubierta, techo no se observa.

conglomerado II. Altura : (1550m)

## **Perfil 2- Las lagunitas**

Base cubierta

1,00m- caliza con niveles estromatolíticos porosos intercalados..  
4,00m- cubierto  
0,15m- pelita morada fragmentosa.  
0,50m- arenisca fina color pardo grisáceo.  
0,80m- pelita morada fragmentosa  
0,40m- arenisca fina.  
1,50m- pelita morada muy fragmentosa.  
1,00m- comprende dos lentes de conglomerados separadas por una delgada capa de pelitas.  
3,00m- pelitas moradas.  
2,00- arenisca calcárea fina, paquetes de 40cm con concreciones. Presenta venillas de calcita.  
1,00m- calizas estromatolíticas y oncolíticas.  
2,00m- cubierto  
3,00m- calizas masivas color gris claro.  
5,00m- roca de grano muy fino color pardo oscuro, caliza silicificada? intruida por venas de cuarzo en diversas direcciones.  
0,50m- banco de arenisca fina parda con depósito fosilífero de invertebrados.  
Vulcanita verde.

### **Perfil 3**

Base cubierta

5,0m- toba consolidada de color gris. Se aprecian cristaloclastos de plagioclasa y restos negros de materia orgánica.

30,0m- alternancia de calizas chocolate y pelitas marrones, las calizas tienen niveles estromatolíticos.

1,0m- intercalación volcánica.

1,0m- pelita pardo oscura muy compacta, laminada. Las láminas son más claras y de mayor granulometría.

4,0m- cubierto

1,0m- Toba de color gris, muy compacta con clastos de la pelita. Los litoclastos pueden alcanzar hasta 2cm de largo en su eje mayor. También se observan cristales de plagioclasa euhedrales..

17,0m- cubierto

0,5m- pelita fragmentosa de color pardo oscuro.

20,0m- vulcanita afanítica, compacta, de color verde.

20,0m- cubierto

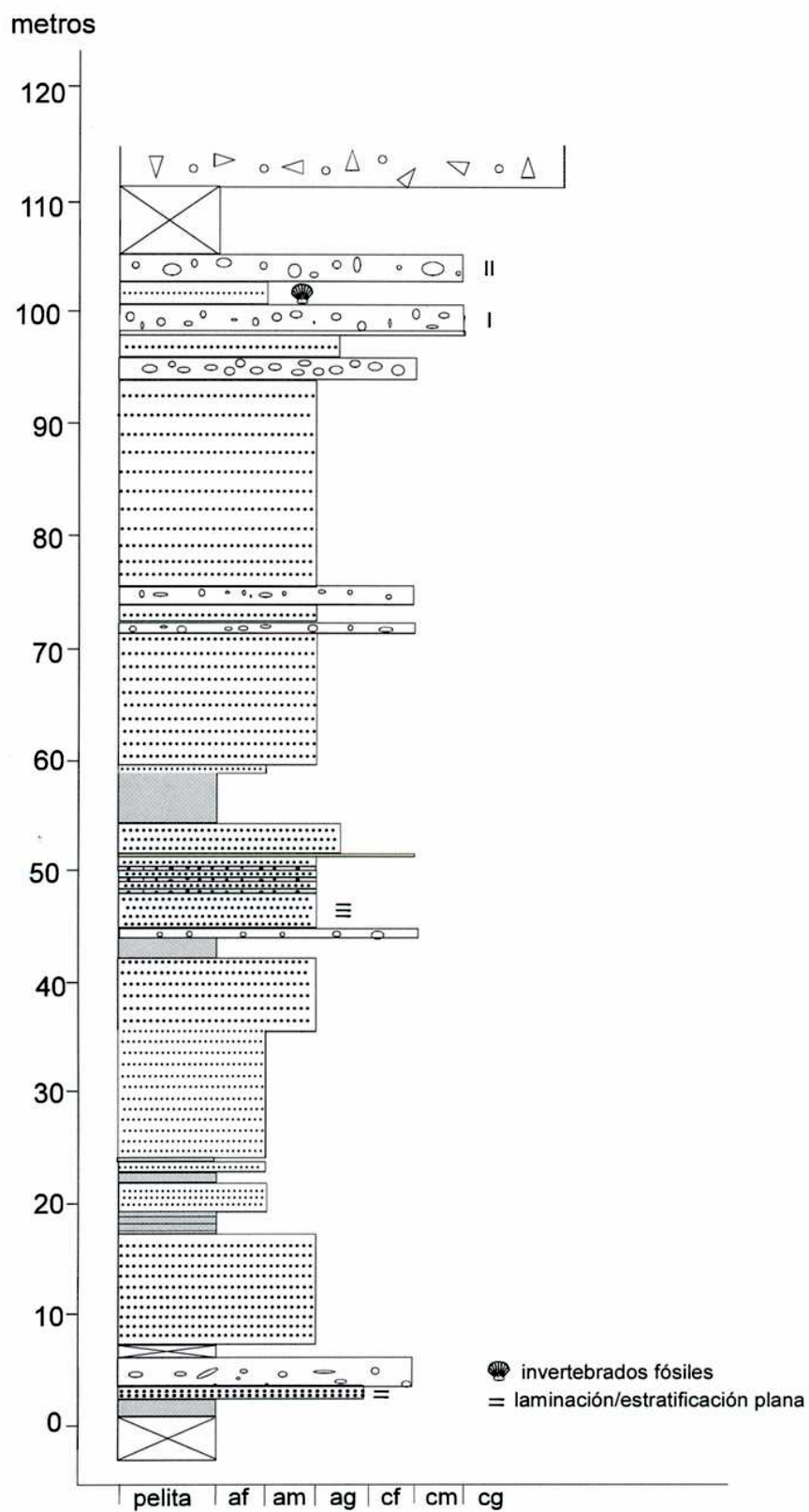
4,0m- vulcanita de color verde grisáceo, muy consolidada. Textura afanítica de composición probablemente dacítica.

18,0m- vulcanita brechosa de color verde.

15,0m- cubierto

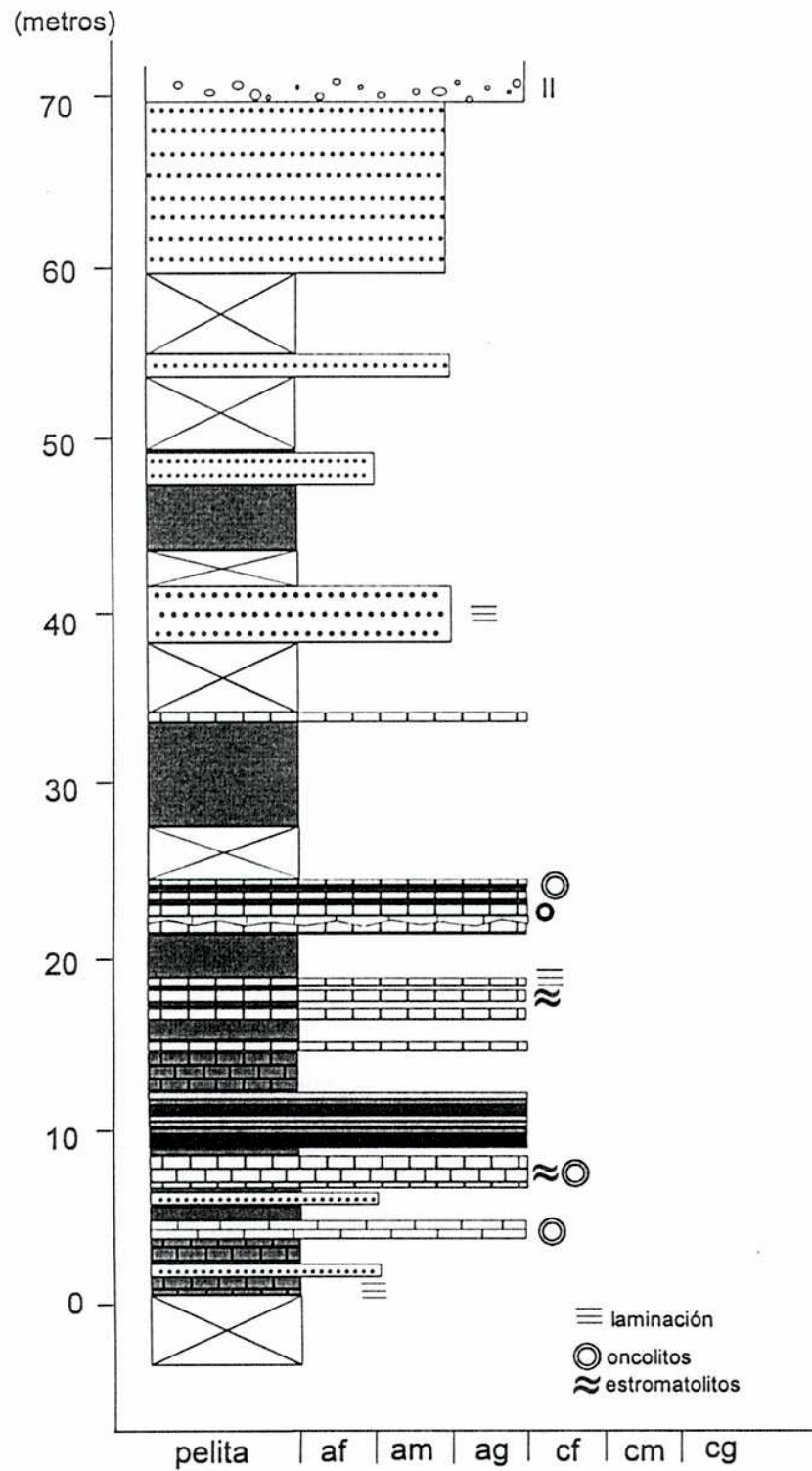
10,0m- vulcanita verde afanítica, muy compacta.

### Perfil 1a

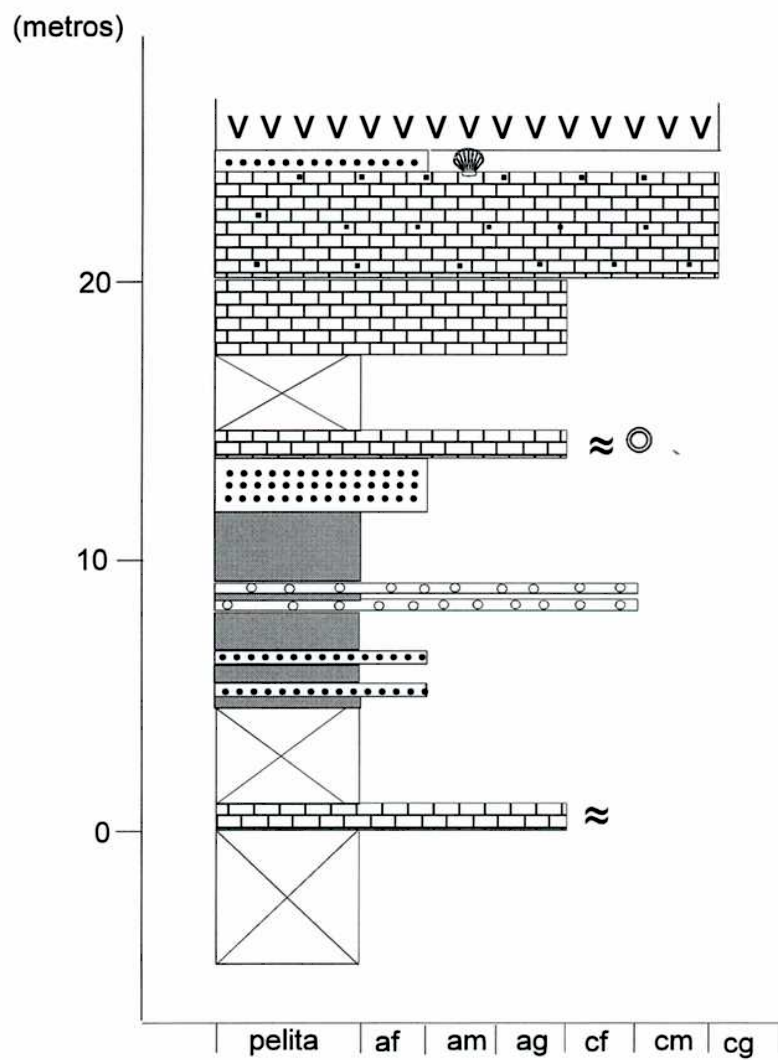


## Quebrada de Cairon

Perfil 1b-



## Perfil 2- Las Lagunitas





## Tesis de Posgrado

### Página no digitalizada

Tipo de material: Mapa

Alto: 36

Ancho: 58

Descripción: "Estratigrafía, petrología y alteración hidrotermal en el cerro Cuche, departamento de Futalufé, Chubut"

Esta página no pudo ser digitalizada por tener características especiales. La misma puede ser vista en papel concurriendo en persona a la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir.

This page could not be scanned because it did not fit in the scanner. You can see a paper copy in person in the Central Library Dr. Luis Federico Leloir.

**EXACTAS** UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



**UBA**

Universidad de Buenos Aires

## Tesis de Posgrado

### Página no digitalizada

Tipo de material: Lámina

Alto: 23

Ancho: 47

Descripción: Perfiles geológicos

Esta página no pudo ser digitalizada por tener características especiales. La misma puede ser vista en papel concurriendo en persona a la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir.

This page could not be scanned because it did not fit in the scanner. You can see a paper copy in person in the Central Library Dr. Luis Federico Leloir.

**EXACTAS** UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



**UBA**

Universidad de Buenos Aires