

03060
6
2ej

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE
MEXICO

INSTITUTO DE GEOFISICA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA



CARACTERIZACION GEOQUIMICA DE LA
PEGMATTA EL MUERTO,
OAXACA MEXICO

T E S I S
PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA
G E O Q U I M I C A
P R E S E N T A :
MERCEDES MORALES ALVARADO

CD. UNIVERSITARIA, MEXICO,

~~1999~~

1999 7

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

173041



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Dedicatoria

Para Flor:

Que es la persona que más amo, respeto y admiro. Porque tu me has enseñado que en la vida sólo hay un camino la rectitud y la honestidad. Por tu amor incondicional, ayuda, apoyo y comprensión durante todas las etapas de mi vida. Gracias Madre.

De tu hija Mercedes

Para mis hermanos y cuñadas:

José de Jesús, Pedro, Amparo, Leopoldo, Joaquín, Ma. del Carmen, Patricia y Rossy. Que, además, han sabido ser amigos. Gracias por su ayuda, apoyo y comprensión.

Para mis sobrinos:

Jorge Arturo, Pedro Noé, Hanay, Vanessa, Melissa, Rafael Daniel, Flor Nadia, Víctor, Ise Maryte, Edna, Eduardo, Claudia Denisse, Jesús Alberto y Alina. Que son parte integral de mi vida.

Señor:

dame fuerza para aceptar las cosas que no puedo cambiar

*valor para cambiar las cosas que sí puedo cambiar
y sabiduría para conocer la diferencia.*

San Francisco de Asís

AGRADECIMIENTOS

A todas aquellas personas que con su colaboración hicieron posible este trabajo.

Al comité de evaluación:

DR. FERNANDO ORTEGA GUTIÉRREZ
DR. GUSTAVO TOLSON JONES
DR. PETER SCHAFF
DRA. MA. AURORA ARMIENTA HERNÁNDEZ
DRA. ROSA MA. PROL LEDESMA

Por la revisión a este trabajo, gracias.

Especialmente a la Dra. Prol ya que sin su proyecto no hubiera sido posible la realización de la tesis, así como, al Dr. Tolson por su ayuda y consejos. Pero, principalmente, gracias a los dos por su amistad.

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

CONSUELO MACÍAS
MARGARITA REYES
ELENA LOUJEVA
RUFINO LOZANO

Por su ayuda técnica y académica en la realización de los análisis químicos.

A Marco Antonio Miranda Sandoval, como compañero en este proyecto, gracias por su ayuda para la obtención de los datos de elementos mayores y traza por Fluorescencia de Rayos X.

Gracias a la Dirección General de Asuntos del Personal Académico (DGAPA) por su apoyo económico en el proyecto IN103696, el cual lleva como título: Petrogénesis de las Pegmatitas del Complejo Oaxaqueño, Oaxaca México.

A todos mis compañeros y amigos.

GERARD PAIRÓ
VERONICA ALEJANDRA CRUZ CASAS
MA. DE LOURDES GARCÍA COTERO
EDGAR ALCALA MONTIEL
LISSETTE LÓPEZ IGLESIAS
MARVIN VALLE
LILIA ARANA SALINAS
MARCO ANTONIO SANDOVAL MIRANDA
JOSÉ LUIS JÍMENEZ
ING. ALFREDO VICTORIA MORALES
JOSÉ LUIS ARCE
ARMANDO PALOMO
ARACELI CHAPMAN
BERENICE AVILÉS
SERGIO HERNÁNDEZ
GUILLERMO ALMAGUER
MARCO ANTONIO RUBIO

Por sus consejos y apoyo, pero principalmente por su amistad.

Gracias

RESUMEN

En el Complejo Oaxaqueño se encuentran diferentes pegmatitas que contienen elementos radioactivos, entre ellas está la pegmatita El Muerto. Esta pegmatita se localiza al noroeste de la ciudad de Oaxaca.

La pegmatita no presenta una deformación significativa, por lo que se considera como post-deformacional, compleja e irregular. Se encuentra encajonada en gneis anfibolítico y metanortosita.

El principal objetivo en este trabajo, es caracterizar geoquímicamente a la pegmatita El Muerto, para dicho fin se usaron diferentes métodos analíticos como son: Espectrometría de Fluorescencia de Rayos X, Espectrometría por Emisión de Inductividad de Plasma Acoplado, Microscopio Electrónico de Barrido, Catodoluminiscencia, Espectrometría de Masas Cuadrupolar y Microtermometría.

De acuerdo con las relaciones de campo y los análisis químicos realizados en la pegmatita, ésta presenta un zoneamiento tanto mineralógico como químico. Su composición varía de metaluminosa a peraluminosa.

Los resultados de los análisis químicos indican que el magma que dió lugar a la pegmatita estaba compuesto por: Si, Al, K, Na, Ca, Mg, Fe, Ti, P, Zr, Nb, TR, Th, U y H₂O. La pegmatita se formó mediante el proceso de cristalización fraccionada, ya que durante la cristalización del magma, se producen cambios en la composición química, los cuales se dan de tal manera que no permite el equilibrio entre los cristales formados en las etapas iniciales y el residuo. Por otro lado, la presencia de fases minerales como son: magnetita, biotita, zircón, betafita, samarskita y fergusonita, así como las concentraciones en feldespatos de Ba, Rb y Sr, y la baja concentración de Mn y Ta con relación al Fe y Nb indican que el magma pegmatítico fue primitivo o poco diferenciado.

Inicialmente, el magma pegmatítico estaba enriquecido con un fluido que estaba compuesto de CO₂-H₂O con una salinidad de baja a moderada, durante el ascenso del magma, hay una inmiscibilidad lo que origina un fluido de CO₂ líquido y otro de H₂O con una salinidad de baja a moderada. Ya en la última etapa de cristalización, se desarrolla la textura gráfica lo cual provoca una pérdida de agua y esto a su vez da lugar a un incremento en la salinidad.

Como en la mayoría de las intrusiones, las zonas de borde de las pegmatitas comúnmente representan un producto de cristalización fraccionada de un sistema abierto a cerrado que puede ser metasomáticamente alterado (Lentz, 1996), lo cual es evidenciado por los agregados metasomáticos presentes en la roca encajonante y la posible aportación de algunos elementos desde ésta hacia la pegmatita como son el Ca, Ti, Mn y P, así como por la presencia de CH₄ en feldespato y allanita. Esto último implica una mezcla de cantidades variables entre un fluido metamórfico y el magmático.

Esta pegmatita es granítica, ya que no hay evidencias de migmatización en el área, por otro lado, la baja concentración de fosfato en los feldespatos indica que el magma pegmatítico se originó, posiblemente, de un granito tipo A.

ABSTRACT

Some pegmatites located in the Oaxacan Complex contain rare earth elements, a typical example being El Muerto pegmatite. This pegmatite is located northwest of Oaxaca city, it does not present deformation, therefore is considered postectonic. Gneiss and metanortosite are the host rocks.

The main objective of this work, is to determine the geochemical characteristics of El Muerto pegmatite, to attain this objective different analytical methods are used: X-Ray Fluorescence Spectrometry, Inductively Coupled Plasma Spectrometry, Scanner Electron Microprobe, Cathodoluminescence, Quadrupolar Mass Spectrometry and Microthermometry.

The El Muerto pegmatite can be considered mineralogically and chemically zoned according to the field relations and chemical analysis. Its chemical composition ranges from metaluminous to peraluminous.

The results of chemical analysis indicate that the magma that generated to the pegmatite, included the following element in its composition: Si, Al, K, Na, Ca, Mg, Fe, Ti, P, Zr, Nb, REE, Th, U and H₂O. The pegmatite is formed by crystal fractionation, because changes in the chemical composition are produced during the magma crystallization. These changes are rapid and do not permit equilibrium between the minerals formed initially and the residuum. However, the mineral phases present (magnetite, biotite, zircon, betafite, samarkite and fergusonite), the concentrations of Ba, Rb and Sr in feldspar, and low concentration of Mn and Ta with relation to Fe and Nb, indicate that the pegmatitic magma was primitive or poor differentiated.

Initially, the pegmatitic magma was enriched in a fluid composed by CO₂-H₂O with salinity between low to moderate. During the ascent of magma immiscibility is produced, this generated two fluids: one rich in CO₂ and another one rich in H₂O with low salinity to moderate. In the last crystallization stage, a graphic texture is developed which produced a decrease in the water content and at same time a salinity increase.

As in most intrusions, the edge zones of the pegmatite usually represent a fractionated crystallization product that varies from open to closed system, and it can be metasomatically altered (Lentz, 1996). This is evidenced by the metasomatic aggregates present in the wall rock and, possibly, the input of some elements from the host rock to the pegmatite, as are: Ca, Ti, Mn and P and the CH₄ present in feldspar and also in allanite. The CH₄ presence in the pegmatite implies a mixture between metamorphic and magmatic fluid in variable quantity.

This pegmatite is granitic, since there is no evidence of the presence of migmatites in the area, on the other hand, the low concentration of phosphate in the feldspar indicates that the pegmatitic magma may be originated of an A-type granite.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN	3
CAPÍTULO 2. COMPLEJO OAXAQUEÑO	5
CAPÍTULO 3. GEOLOGÍA Y MINERALOGÍA DE LA PEGMATITA EL MUERTO 10	
3.1 ANTECEDENTES	10
3.2 HISTORIA MINERA	10
3.3 ROCA ENCAJONANTE	11
3.4 MINERALOGÍA DE LA PEGMATITA	12
3.5 ZONEAMIENTO	13
CAPÍTULO 4. GEOQUÍMICA	18
4.1 METODOLOGÍA	18
4.1.1 CARTOGRAFÍA	18
4.1.2 PETROGRAFÍA	18
4.1.3 PREPARACIÓN DE MUESTRAS	18
4.1.4 MÉTODOS ANALÍTICOS	18
4.2. RESULTADOS	25
4.2.1 CONCENTRACIONES DE ELEMENTOS MAYORES	26
4.2.2 ICP	31
4.2.3 MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO	31
4.2.4 CATODOLUMINISCENCIA	33
4.2.5 ESPECTROMETRÍA DE MASAS DE CUADRUPOLO	33
4.1.6 MICROTERMOMETRÍA	34
CAPÍTULO 5. EVOLUCIÓN PETROLÓGICA	44
5.1 DIFERENCIACIÓN MAGMÁTICA	44
5.1.1 CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA	44
5.1.2 DIFERENCIACIÓN	51
5.2 INCLUSIONES FLUIDAS	54
5.2.1 ESPECIACIÓN Y EVOLUCIÓN DEL FLUIDO DURANTE LA CRISTALIZACIÓN	55
5.2.2 SOLUBILIDAD	56
5.2.3 OTROS GASES	57
5.3 METASOMATISMO	60
5.3.1 ROCA HUÉSPED	60
5.3.2 HIBRIDACIÓN SISTEMÁTICA	61
5.4 ALTERACIÓN HIDROTHERMAL	64
CAPÍTULO 6. MODELO PETROGENÉTICO	67
6.1 GRANITO TIPO-A	69
6.2 OTRA HIPÓTESIS	70

CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES	72
REFERENCIAS.....	74
APÉNDICE A.....	83
APÉNDICE B.....	83
APÉNDICE C.....	83
APÉNDICE D.....	83

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

El término “pegmatita” fue creado por Haiy en 1801 para designar una roca, en la cual el feldespato alcalino tiene intercrecimientos de cuarzo con el aspecto de los granitos gráficos. Sin embargo en la actualidad, se designa por pegmatita a una roca de grano muy grueso, de origen ígneo o metamórfico y de cualquier composición como es: ultramáfica, gabbroica, sienítica o granítica, siendo ésta última la más común (London, 1992).

Estas rocas pueden presentar cualquier forma, la mayoría son vetiformes o lenticulares, alargados y sin raíces profundas. En general, las pegmatitas son relativamente pequeñas y sus dimensiones pueden variar desde unos pocos metros hasta cientos de metros en longitud y desde 1 cm a 200 m en amplitud.

La mayor parte de las pegmatitas se localizan en las partes periféricas de las rocas plutónicas o a poca distancia de ellas, en las rocas adyacentes. También se pueden encontrar en rocas metamórficas como migmatitas y gneises. En cambio son muy raras en sedimentos sin metamorfizar, en intrusivos someros, en lavas y rocas piroclásticas.

Las pegmatitas consisten de cuarzo, feldespatos (albita y microclina), moscovita y biotita principalmente, también pueden contener turmalina, lepidolita, berilo y minerales de U y TR (Tierras Raras).

De acuerdo con London (1992) las pegmatitas se caracterizan por:

- (1) Tamaño de grano extremadamente grueso: Cristales individuales que miden más de 1 cm, también se pueden formar cristales gigantes (>1 m) en las pegmatitas más grandes.
- (2) Tamaño de grano muy variable: El tamaño del grano, de los minerales principales (especialmente cuarzo y feldespatos), usualmente se incrementa desde el margen hacia el centro en las pegmatitas zoneadas. Algunas unidades pegmatíticas presentan una textura porfirítica, en donde cristales gigantes están embebidos en una matriz de grano relativamente fino.
- (3) Heterogeneidad química a diferentes escalas: Esto incluye una zonación dentro de cristales individuales (por ejemplo: feldespatos, micas, berilo y turmalina) y variaciones en la composición de la misma fase, la cual está presente en diferentes agregados paragenéticos-texturales dentro de la pegmatita.

La manifestación más importante de heterogeneidad química se presenta en el zoneamiento megascópico de agregados minerales con contactos abruptos. Aún en pegmatitas simples, los minerales principales (cuarzo, microclina y plagioclasa) se encuentran localizados primordialmente en zonas monominerálicas.

- (4) Fraccionación química dentro de pegmatitas individuales y entre pegmatitas cogenéticas: La mayoría de elementos traza litófilos, con propiedades químicas significativamente diferentes (grandes variaciones en carga iónica, radio iónico, fuerza de campo electrónica y número de coordinación), se concentran en las pegmatitas por los diferentes procesos que dan lugar a las mismas. De tal manera que esos elementos son enriquecidos en proporción de 10^3 a 10^4 con relación a las abundancias promedio de los granitos.

La fraccionación química se manifiesta a escala regional, así se tiene que las pegmatitas distales de un grupo cogenético son las más fraccionadas. En pegmatitas individuales, la

fraccionación química y el enriquecimiento de elementos traza puede alcanzar valores extremos a través de la diferenciación interna.

La formación del zoneamiento mineral y químico, en las pegmatitas, puede ser explicada por dos mecanismos esenciales (London, 1992):

- Cristalización fraccionada en desequilibrio que posteriormente cambia a una cristalización secuencial. Así las reacciones entre los cristales y el líquido residual serían incompletas, creandose capas sucesivas de diferente composición. La cristalización se produce desde las márgenes hacia el centro.
- Cristalización eutéctica en equilibrio, en la que los tres agregados más dominantes (cuarzo-albita-microclina) se desarrollan de forma simultánea pero por separado debido a una incongruencia entre los álcalis, Al y Si del magma pegmatítico y el vapor acuoso.

Al término de la cristalización del magma, una solución hidrotermal de baja temperatura produce un reequilibrio de algunas fases minerales tempranas.

Como en la mayoría de las intrusiones, el borde de las pegmatitas, comúnmente representa un producto de cristalización fraccionada de un sistema abierto a cerrado que puede ser metasomáticamente alterado (Lentz, 1996). La naturaleza química de los agregados, producto del metasomatismo, refleja la mineralogía interna de las pegmatitas espacialmente asociadas (Morgan y London, 1987).

Las características de ocurrencia y composición identifican a las pegmatitas como fracciones residuales de un gran cuerpo de magma, el cual está cristalizando (Fowler, 1980; Fowler y Doig, 1983a; Cerny, 1990), o como fracciones del líquido inicial que se produce bajo condiciones de fusión parcial progresiva (Allen, 1971; Tremblay 1974; Mason y Gordon, 1981; Storey, 1981a y b; Habib, 1982; Ford, 1982, 1983; Goad, 1990). Ambas etapas serían más ricas en agua en comparación, por ejemplo, con los magmas graníticos que requieren de alrededor de 4% wt. de H₂O a 0.5 GPa pero sólo de 1.5% wt. a 0.1 GPa.

En México, el Ing. A. Martínez en 1952 encontró minerales radioactivos en la pegmatita Inutuchi en el área de Telixtlahuaca, lo cual originó la exploración de esos minerales. Los minerales radioactivos son principalmente la allanita (Ce, Ca, Y)₂(>Al, Fe⁺², Fe⁺³)₃(SiO₄)(OH), betafita (Ca, Na, U)₂(Ti, Nb, Ta)₂O₆(OH), fergusonita (Ce, La, Nd)NbO₄, samarskita (Y, Ce, U, Fe⁺³)₃(Nb, Ta, Ti)₅O₁₆, monacita (Ce, La, Nd, Th)PO₄ y autunita Ca(UO₂)₂(PO₄)₂·10H₂O.

La asociación de los minerales radioactivos con las pegmatitas, provocó la búsqueda y localización de más de 35 pegmatitas, aunque, no todas contienen dichos minerales. Las cuales se ubican en las áreas de Telixtlahuaca y Zimatlán, Oaxaca, entre las que se pueden mencionar las pegmatitas El Muerto, La Joya, Tejocote, El Trapiche etc.

La pegmatita El Muerto es la más grande, se distinguió por la abundancia de minerales de U (los cuales han sido totalmente explotados) y TR.

El objetivo de este estudio es caracterizar geoquímicamente a la pegmatita El Muerto y con base en ello tratar de establecer los diferentes procesos que dieron lugar a la misma.

CAPÍTULO 2. COMPLEJO OAXAQUEÑO

La pegmatita El Muerto se localiza al noroeste de la ciudad de Oaxaca y se ubica dentro del Complejo Oaxaqueño (Fig. 1). El Complejo Oaxaqueño forma parte de la provincia fisiográfica conocida como "Sierra Madre de Oaxaca" y ocupa la región central del estado de Oaxaca, se extiende desde los límites del sur del estado de Puebla hasta el norte de Pochutla y es el más viejo de los diferentes terrenos cristalinos al sur de México.

En sentido vertical, el Complejo Oaxaqueño comprende una columna litológica de aproximadamente 15 km de espesor estructural. Su límite superior es una superficie de erosión o una discordancia sobre la cual reposan rocas tan antiguas como el Tremadociano fosilífero de Nochixtlán (Pantoja-Alor, 1970) o tan jóvenes como volcanitas y conglomerados terciarios y aluviones del Holoceno. Las rocas que forman el complejo incluyen orto y paragneises (Fig. 1), Bloomfield y Ortega-Gutiérrez, 1975; Ortega-Gutiérrez, 1981, en facies de granulitas. Los metasedimentos comprenden principalmente rocas calcáreas, pelíticas y aparentemente arcósicas que actualmente están representadas por mármol, gneis y granulita de silicatos cálcicos (calsilicatitas), gneis aluminoso de granate, biotita y sillimanita, gneis cuarzo-feldespático con cantidades variables de grafito, así como charnockitas que son de carácter migmatítico (Fig. 1).

El pico de la presión metamórfica que da origen al complejo es de 7.3 ± 1 Kb (Ortega-Gutiérrez, 1981) y es el resultado del primer ciclo tectónico registrado en las rocas cristalinas pre-misisípicas del sur de México. La constitución geológica de este complejo (Fries et al., 1962; Bloomfield y Ortega-Gutiérrez, 1975; Ortega-Gutiérrez et al., 1977, 1981) permite definir la íntima sucesión espacio-temporal de las fases de un ciclo tectónico completo: sedimentación, magmatismo, deformación, metamorfismo, levantamiento y erosión.

La secuencia sedimentaria sugiere un carácter miogeosinclinal, el cual es subrayado por la abundancia de escapolitas en las calsilicatitas, las que a su vez indican la presencia de importantes componentes evaporíticos en la secuencia (Ortega-Gutiérrez, 1981). Además la composición calcimagnésica de los mármoles señalan que los carbonatos, en gran parte, fueron dolomíticos y, en consecuencia, posiblemente depositados en cuencas someras de circulación restringida y altos índices de evaporación. Por otra parte, la presencia de los sulfuros, en rocas calcáreas, y de grafito en éstas, así como en rocas pelíticas y cuarzo-feldespáticas, podría indicar condiciones reductoras durante la depositación.

La asociación de estos metasedimentos con gneises cuarzo-feldespáticos interpretados como meta-arcosas, sugiere episodios rápidos de levantamiento en los terrenos adyacentes a la cuenca y una litología de éstos principalmente cuarzo-feldespática (gneísica o granítica).

Las asociaciones ortogneísicas del Complejo Oaxaqueño comprenden una de composición básica-intermedia y otra granítica-sienítica. La primera consiste de un macizo anortosítico de andesina de unos 300-400 km² de extensión, circundado por gneises gabroides bandeados con intercalaciones de composición que varía de diorítica a ultrafélsica. Algunos términos ultrabásicos en el macizo son notables como las nelsonitas de ilmenita y apatita, las cuales posiblemente se formaron por inmiscibilidad magmática (Ortega-Gutiérrez, 1977) durante las etapas finales de la cristalización del magma anortosítico original.

La segunda asociación plutónica del Complejo Oaxaqueño incluye un intervalo de varios kilómetros de espesor, de granitos y sienitas charnockitizadas, que ocurre hacia su parte superior interestratificado entre gneises calcáreos y pelíticos.

El Complejo Oaxaqueño se inicia con una etapa de sedimentación "miogeosinclinal" en un mar somero y cálido cubriendo a una plataforma continental "granítica" en subsidencia, o bien como un desgarre (rift) continental invadido por aguas marinas u ocupado por extensos lagos donde se acumularon secuencias detrítico-évaporíticas. La edad mínima de la sedimentación corresponde a su más intensa tectonización, la cual ocurrió hace unos 1800 Ma (Anderson y Silver, 1971).

De la misma forma, el metamorfismo granulítico que afectó al Complejo Oaxaqueño parece haber borrado toda huella de la edad magmática de sus ortogneises anortosíticos y graníticos, mientras que la petrología de las rocas ígneas charnockitizadas tanto de composición félsica como máfica, acusa un carácter toleítico o alcalino, que sugiere un ambiente intracontinental en distensión para su génesis. Los grandes plutones anortosíticos de la Provincia Grenville, así como sus rocas ácidas y potásicas asociadas, se han interpretado (Windley, 1977) como producto de un magmatismo asociado a rifts continentales.

Con esa base, tentativamente se puede generalizar que los considerables volúmenes de rocas sedimentarias y magmáticas, agregados a la corteza de la región Oaxaqueña, representen un intervalo dentro del Eón Proterozoico que cubre unos 500 millones de años (1600-1100 millones de años), dentro del cual no se han encontrado evidencias que indiquen la formación de una corteza de tipo oceánico, ni su secuela de magmatismo de tipo calci-alcalino, asociado a la implícita destrucción de esa corteza en una antigua zona de subducción.

Al terminar el Proterozoico Medio se inició el tectonismo principal que deformó y granulitizó a las rocas sedimentarias y magmáticas del Complejo Oaxaqueño, ese tectonismo también se reflejó en una fase de gran ductilidad, en la que se formaron pliegues isoclinales de flujo y cizalleo. Asociadas a esta deformación se produjeron una foliación paralela al plano axial y una lineación que generalmente es paralela a los ejes de pliegues principales. La foliación y el bandeamiento sólo se cortan en las charnelas de los pliegues, en cuyo caso se produce una intensa lineación por intersección, que es paralela a la lineación regional. La convergencia observada de los pliegues a escala megascópica tiene una dirección hacia el oriente, mientras que el bandeamiento, y con éste la foliación principal, cambian frecuentemente su dirección conformando estructuras regionales que corresponden a pliegues de una segunda generación coaxiales con los primeros. Este paralelismo se traduce en una posición constante de la lineación regional, la cual se inclina con ángulos de 20 a 30° hacia el NNW. Esta dirección se encuentra perturbada sólo en áreas de cizalleo y milonitización post-Orogenia Oaxaqueña, así como en el área meridional del macizo anortosítico, donde el buzamiento se invierte hacia el sur, posiblemente como respuesta a movimientos posteriores del macizo anortosítico.

En el complejo se pueden observar afloramientos de gneises migmatíticos (Fig. 1) bandeados con estructuras estromatíticas a nebulíticas. El paleosoma está compuesto de bandas máficas plegadas y foliadas, que están constituidas por $Qz+Feld.K+Plg+Biot+Hbl+Cpx$ y que sugieren a su vez un protolito charnockítico. El leucosoma plegado y foliado se conforma de $Qz+Plg+Biot±Feld.K±Ep$ y se originó durante el metamorfismo progradado. El bandeamiento estromatítico está foliado por pliegues isoclinales cerrados, con un eje de pliegue orientado al NNW y que es paralelo a una alineación estrecha, definida por cuarzo y una alineación mineral conformada de feldespato y máficos. Esos pliegues muestran una foliación en el plano axial que está definida por feldespatos.

El leucosoma arrojó edades casi concordantes, obtenidas por método U/Pb en zircones, que varían de ~1,050 a ~1,170 millones de años y una edad concordante de 1,106 millones de

años (Solari et al., 1998). Esas edades podrían interpretarse como edades de migmatización y/o del metamorfismo de facies granulita. La naturaleza ígnea original de esta unidad litotectónica, es sugerida por la química de algunos xenolitos dentro de ésta y por las altas proporciones de La/Nb que van desde 11.17 para el paleosoma a 8.33 para el neosoma.

El metamorfismo que acompañó esta deformación regional alcanza la facies de granulita, sin que los niveles expuestos del Complejo Oaxaqueño manifiesten, en alguna de las localidades estudiadas, rocas típicas de facies de anfibolita. Esta particularidad petrológica refleja la gran profundidad en la que se desarrollaron los fenómenos tectonotérmicos que conformaron la litología metamórfica del Complejo Oaxaqueño. Las condiciones físicas que caracterizaron este metamorfismo pueden aproximarse con bastante certeza si se toma en cuenta lo siguiente:

1. - Se ignoran los fenómenos posteriores de retrogresión y milonitización, la facies metamórfica en que se encuentra el Complejo Oaxaqueño en la totalidad de su extensión conocida es la granulita. La ubicuidad de la hiperstena, desde las rocas ultramáficas hasta félsicas, subraya este carácter.
2. - El único silicato de aluminio presente en el área estudiada del Complejo Oaxaqueño es la sillimanita; en tanto que la cordierita es extremadamente rara.
3. - Existen numerosas zonas de migmatización in situ, desarrolladas dentro de las unidades pelíticas.
4. - El carácter fundamentalmente intrusivo de los mármoles del Complejo Oaxaqueño se ha interpretado (Ortega-Gutiérrez, 1977) como fusión parcial de carbonatos sedimentarios impuros en zonas de baja presión en CO₂ y relativamente alta de H₂O.
5. - La asociación mineral clinopiroxeno-granate localmente tiene características texturales de haberse formado por sustitución isoquímica de la asociación menos densa anortita-ortopiroxeno.
6. - Las escapolitas y carbonatos forman considerables volúmenes de los metasedimentos de composición cálcica del Complejo Oaxaqueño.
7. - En ningún caso se identificó la asociación mineral olivino-plagioclasa.
8. - El grafito abunda tanto en las rocas carbonatadas como psammíticas y pelíticas.

Con base en estos datos petrológicos, se puede concluir que el tectonismo del Complejo Oaxaqueño culminó en la parte inferior de la corteza continental, a temperaturas de 700° C, presiones superiores a 5 Kb y en un ambiente geoquímico deficiente o variable de fluidos acuosos, pero relativamente rico en CO₂ y otros gases reductores. El régimen bórico de metamorfismo fue de alta temperatura/presión intermedia en la clasificación de Miyashiro (1961). Estudios isotópicos de U-Pb en zircones metamórficos (Anderson y Silver, 1971; Ortega-Gutiérrez et al., 1977) extraídos de estas rocas indican que el metamorfismo culminó hace 1090-1030 millones de años y, posteriormente, las edades K-Ar de minerales de estas mismas rocas (Fries et al., 1962; Fries y Rincón-Orta, 1965) registraron un periodo prolongado de enfriamiento regional, que probablemente se extendió hasta fines del Proterozoico. Sin embargo, una extensa porción del Complejo Oaxaqueño, situada al norte y oriente de la ciudad de Oaxaca en el límite occidental de la Sierra Madre de Oaxaca, sufrió un intenso retectonismo fundamentalmente cataclástico, que convirtió parte de los gneises del Complejo Oaxaqueño en una formación microbandeada de milonitas y ultramilonitas que fueron posteriormente recrystalizadas en las facies de esquisto verde y parte inferior de la facies de anfibolita. Al parecer estos fenómenos tectónicos no siguieron inmediatamente a la

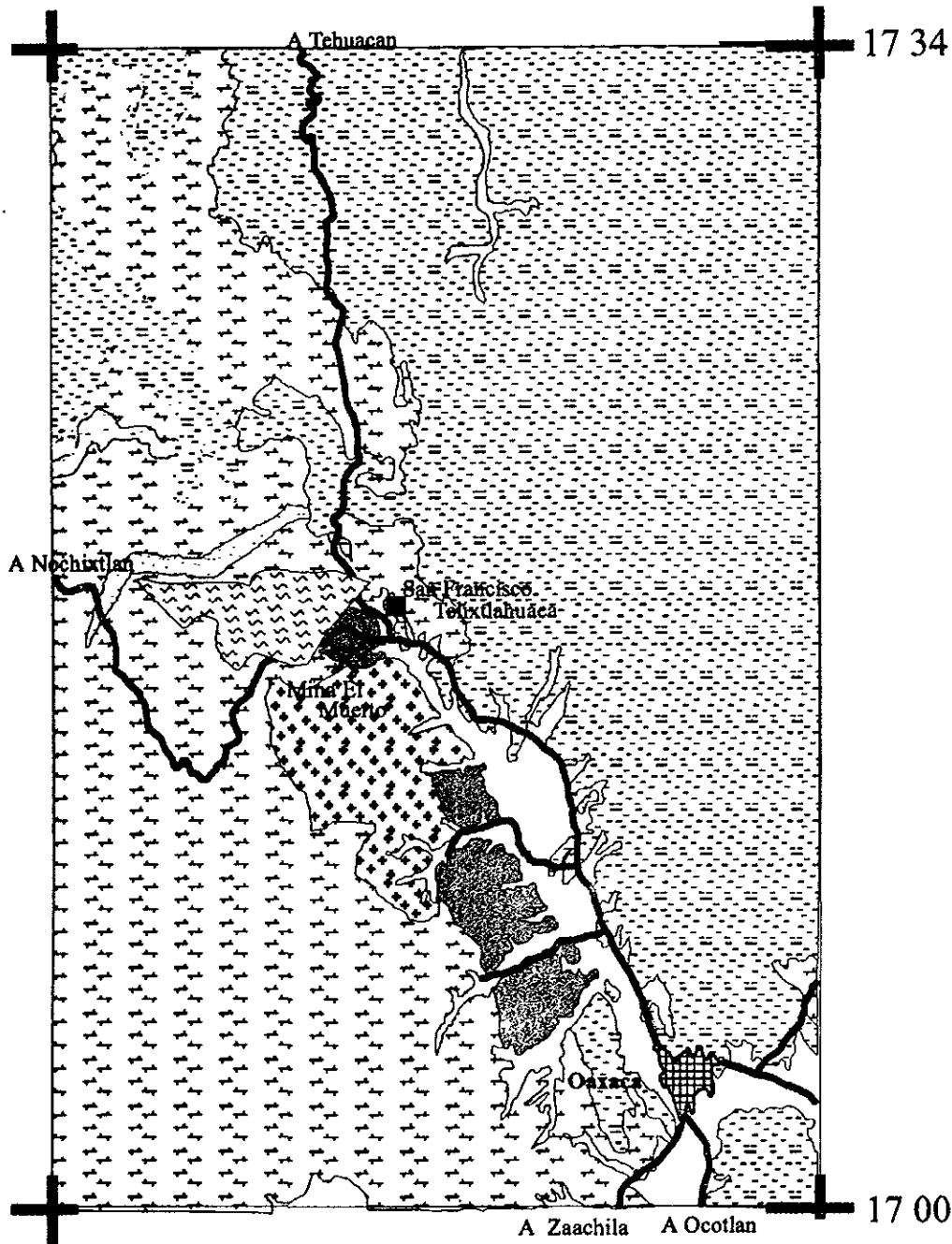
granulitización, sino que se verificaron bajo un régimen tectónico diferente durante el Fanerozoico.

De Cserna (1967, 1970) asigna el nombre de “Faja Estructural Oaxaqueña” a la región cratonizada por la Orogenia Oaxaqueña y, tanto aquel autor como antes Fries y colaboradores (1962) y Fries y Rincón-Orta (1965) correlacionan esta época orogénica con la Provincia Estructural Grenville de la región oriental del Escudo Canadiense. La primera etapa reconocida de la evolución pre-misisípica del sur de México puede ligarse razonablemente a la evolución mejor conocida del paleocratón norteamericano durante el Proterozoico Medio, particularmente bajo la influencia del régimen tectónico grenvilliano. Sobre esta base comparativa, los eventos registrados, su ambiente tectónico y las edades calculadas e inferidas del Complejo Oaxaqueño se puede tentativamente hacer una lista en el siguiente orden cronológico:

1. - (1400-1200 Ma?) Depósito de un espesor de varios miles de metros de sedimentos miogeosinclinales o parcialmente continentales (arcillas calcáreas, dolomías sílicas, arcillas aluminosas, evaporitas y arcosas) en una cuenca ensiálica y tensionalmente fracturada, a latitudes tropicales para formar el “Geosinclinal Oaxaqueño”.
2. - (1200-1100 Ma?) Emplazamiento de grandes volúmenes de magmas de afinidad toleítico-alcalina y composición anortosítico-gabroide provenientes del manto (Heath y Fairbain, 1969), así como de rocas ígneas de composición granítico-sienítica de afinidad aparentemente alcalina. Durante este periodo se emplazan las pegmatitas más viejas de 1.5 m de espesor, las cuales son representadas por pegmatitas de color rosa transpuestas, son pretectónicas y syntectónicas. Análisis isotópicos de U-Pb en zircones, de las pegmatitas, proporcionan una edad casi concordante de ~1,125 Ma (Solari et al., 1998).
3. - (1090-1030 Ma) Orogenia Oaxaqueña, que culmina con el plegamiento isoclinal y la granulitización de esta secuencia y probablemente también de su basamento, aunque su identificación no se ha logrado en las regiones estudiadas. Otras pegmatitas que se pueden observar son las sintectónicas tardías que se intrusionaron en el plano axial de pliegues inclinados abruptamente; las pegmatitas buzan ligeramente hacia el norte.
4. - (975-940 Ma) Intrusión de pegmatitas post-orogénicas de mineralogía compleja, que marcan la etapa final de la consolidación cratónica de la Faja Estructural Oaxaqueña.
5. - (975-570 Ma) Levantamiento, erosión y enfriamiento progresivos de la Faja Estructural Oaxaqueña, hasta quedar expuestos sus niveles más profundos al comenzar el Paleozoico.

El fechamiento de los zircones, de gneises de biotita y de pegmatitas metamórficas sintectónicas en el complejo, arrojó edades isotópicas U-Pb de $1,080 \pm 10$ millones de años (Ortega, 1986). Un fechamiento concordante de 975 ± 10 millones de años, para pegmatitas post-deformacionales, sugiere una edad mínima de la última etapa de deformación significativa.

PLANO GEOLOGICO DEL COMPLEJO OAXAQUEÑO




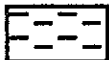




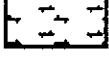
Reciente		Aluvial
Mesozoico		Rocas Sedimentarias
Paleozoico		Granito
Precámbrico		Charnockita
		Migmatita
Complejo Oaxaqueño		Anortosita
		Gneis

Figura 1. Tomada de la carta geológica de INEGI, modificada por Marco Antonio Sandoval Miranda.

97 07

Esc : 1:250000

96 39

CAPÍTULO 3. GEOLOGÍA Y MINERALOGÍA DE LA PEGMATITA EL MUERTO

La pegmatita El Muerto se ubica al SW de la Presa de Huitzo y forma parte de terrenos del Municipio de San Pablo Huitzo, distrito de ETLA, Oaxaca. El área de estudio se localiza entre las coordenadas geográficas de 17° 14' N y 96° 57' W (Fig. 1).

3.1 ANTECEDENTES

Una parte de la Sierra Madre de Oaxaca, en las inmediaciones de Telixtlahuaca, contiene numerosas pegmatitas, de las cuales la Comisión de Energía Nuclear ha extraído minerales de torio y uranio, principalmente: betafita y allanita y en menor cantidad, pechblenda, urano-torita, autunita y monacita.

Las pegmatitas del estado de Oaxaca se encuentran distribuidas irregularmente dentro de las zonas gneísicas y piroxenitas, sin que se haya encontrado hasta la fecha un ordenamiento o secuencia de presentación de ellas.

Los trabajos de exploración, realizados por la Comisión Nacional de Energía Nuclear a partir del mes de junio de 1957, en más de veinte pegmatitas diferentes han demostrado que no existe una sucesión bien definida de los elementos constitutivos de éstas, tal como se observa en otras regiones del mundo.

El principal de estos cuerpos intrusivos explorados por la Comisión Nacional de Energía Nuclear es denominado "El Muerto". Este cuerpo, no sólo fue económicamente explotable por su contenido exclusivo de minerales radioactivos sino también por subproductos como: cuarzo, feldespatos y micas.

3.2 HISTORIA MINERA

La Comisión de Energía Nuclear realizó exploraciones en las pegmatitas de Oaxaca, siendo la pegmatita El Muerto la más importante con respecto a minerales radioactivos (Antunez-Echagaray, 1958).

Dicha Comisión continuó con las escasas exploraciones iniciadas con anterioridad y ejecutó trabajos de obras de mina, los cuales consistieron en la apertura de cinco socavones numerados del 1 al 5 (de abajo hacia arriba, Apéndice A). Con estas obras de carácter verdaderamente exhaustivo, se ha explorado perfectamente a la pegmatita El Muerto. Se han extraído de ella, como resultado de los trabajos y de las obras de exploración realizadas (Tabla 1), los siguientes minerales (Antunez-Echagaray, 1958):

Tabla 1. Beneficio obtenido por la Comisión de Energía Nuclear durante la explotación de la Pegmatita El Muerto.

Mineralogía	Explotación (Kg)
• Betafita Selecta con una ley media del 15% de U_3O_8 ; 23.5% de Nb_2O_5 ; 5.95% Ta_2O_5 y 14.8 de TiO_2 .	2,045.000
• Betafita de Segunda con una ley media de 1.7% de U_3O_8 y porcentajes proporcionales de los elementos descritos en la clasificación	4,047.000

anterior

• Allanita con ley media de 0.03% de U_3O_8 , 1.3% de torio y 15% de TR.	53,427.200
• Autunita con ley media de 0.95% de U_3O_8	124.400
• monacita con ley media de 0.89% de U_3O_8 , 26.31% de torio y 47.74% de TR.	77.750
• Samarskita con ley media de 4% de U_3O_8	11.700
• Urano-Thorianita (clasificada tentativamente) Selecta con ley media de 10% de U_3O_8	143.400
• Urano-Thorianita (ídem anterior) de Segunda con ley media de 1.26% de U_3O_8	546.200
• Uraninita con ley media de 43.25% de U_3O_8	5.100

Además con estos trabajos se ha puesto a la vista un considerable tonelaje de feldespatos de excelente calidad, cuyo valor ha compensado el monto de la inversión hecha en las exploraciones de los minerales radioactivos.

3.3 ROCA ENCAJONANTE

La pegmatita no presenta una deformación significativa, por lo que se considera como post-deformacional, compleja e irregular. Siendo su rumbo medio de 30 a 35° NE-SW con inclinación de 80 a 85° y buzamiento al sureste. La pegmatita El Muerto tiene dimensiones de 80 m de largo y 30 m de profundidad aproximadamente (Schulze, 1988), Fig. 2.

Los contactos con la roca encajonante varían desde gradacionales a abruptos. Se han identificado, tanto en afloramientos como en los contactos de la pegmatita, las siguientes rocas:

- Gneis anfibolítico.- Presenta una textura intergranular y consiste de hornblenda, biotita y microclina principalmente, como minerales accesorios se encuentran el zircón, titanita, apatita, ilmenita y magnetita. La biotita y el feldespato han sido parcialmente alterados a clorita y sericita respectivamente mientras que la ilmenita presenta una corona de reacción, representada por una textura de leucoxeno. El contacto con la pegmatita es gradacional.
- Metanortosita.- Tiene una textura granítica, se compone de 95% de plagioclasa así como de biotita y magnetita; también contiene calcita, titanita e ilmenita aunque estos últimos son producto de alteración. La plagioclasa está siendo alterada a sericita. El contacto con la pegmatita es abrupto.

3.4 MINERALOGÍA DE LA PEGMATITA

El Apéndice B contiene la petrografía de todas las muestras utilizadas en este estudio. A continuación se describen los minerales presentes en dichas muestras:

- El cuarzo (lám. 1) generalmente es incoloro, se encuentra de forma masiva en el centro de la pegmatita y está sumamente fracturado. Sin embargo, en la zona exterior de la pegmatita es variablemente abundante y ahumado, como resultado de la radiación emitida por los minerales que contienen Th y U.
- Los feldespatos son la fase más abundante, se incrementan de forma considerable hacia el centro de la pegmatita. Siendo la microclina el feldespato principal, también contiene plagioclasas (lám. 1) en cantidades subordinadas, comúnmente es albita aunque hay variedades más cálcicas que ocurren a lo largo del margen de la pegmatita. La microclina es usualmente rosada y su textura puede variar de micropertita a pertita o presentar una textura gráfica, aún en cristales sencillos. Según Luth et al. (1973) la textura pertítica representa, una continua exsolución durante el lento enfriamiento de cristales de feldespatos, que están en un estado de hipersolvus y en un punto tal que se forman dos fases de feldespatos (un feldespato potásico con lamelas de feldespato sódico).
- La biotita es la fase ferromagnesiana más común, el tamaño de grano varía desde fino a grueso en la zona de borde, habiendo un incremento de tamaño hacia la porción intermedia del cuerpo pegmatítico. En algunas muestras la biotita se observa deformada. La biotita puede ser una fase primaria de cristalización de la fusión y/o resultado de la contaminación o hibridación y recristalización con la roca huésped (Lentz, 1992b).
- La magnetita se presenta en cristales euhedrales pequeños (<1cm), está diseminado en la zona externa de la pegmatita. Mientras que hacia el centro de la pegmatita, la magnetita se encuentra en forma de pequeños nódulos o bolsas y, generalmente, está asociada a los feldespatos potásicos rosados que contienen hematita.
- La titanita euhedral (lám. 5) está como un accesorio y se encuentra particularmente a lo largo de los márgenes de la pegmatita.
- El zircón forma cristales euhedrales a subhedrales (lám. 5) y su tamaño varía de fino (incluido en el cuarzo) a grueso en la zona exterior de la pegmatita, también es parte de la fase de accesorios.
- La apatita (lám. 5), como mineral accesorio, se presenta en pequeños cristales anhedrales en la zona de borde y a lo largo de los contactos con la roca encajonante (gneis anfibolítico), en donde se asocia a la fase de minerales ferromagnesianos. Cristales euhedrales de apatita se encuentran incluidos en el cuarzo, en la parte central de la pegmatita.
- La allanita (lám. 2, 3, 4 y 5) se presenta en los márgenes de la pegmatita y seguramente aloja a los elementos de tierras raras (TR) principalmente las ligeras. El tamaño de grano varía desde milímetros a decímetros, es de color café, su forma es euhedral a subhedral. En algunas muestras la allanita se observa alterada a epidota.
- Moscovita.- Este mineral se encuentra formando pequeños nódulos o bolsas, en la zona de borde. Su forma es de subhedral a anhedral y en algunas microvetillas se encuentra asociado principalmente al cuarzo. En los feldespatos se observa como producto de alteración asociado a la sericita.
- Matriz.- Esta matriz se encuentra en la zona externa de la pegmatita y presenta una textura granítica. Se compone por cristales anhedrales de feldespatos (plagioclasa principalmente),

en menor cantidad cuarzo y biotita, como minerales accesorios se encuentran la apatita, zircón, allanita, ilmenita, magnetita y moscovita.

- La calcita se presenta en la roca encajonante, en el contacto gradacional con la pegmatita, es de forma subhedral a anhedral, ocupa espacios y forma microvetillas. También se encuentra rellenando fracturas, las cuales cortan algunas fases de la pegmatita.
- La hornblenda se localiza en la zona de contacto de la pegmatita con el gneis anfibólico. Es de color verde y su forma varía de euhedral a subhedral, está siendo alterada a clorita y en algunas muestras se observa que la hornblenda se está utilizando.
- La epidota es incolora, de forma subhedral y fracturada, se encuentra principalmente en la roca encajonante, es producto del metamorfismo presente en la zona. Por otro lado, se presenta epidota en la pegmatita, es de forma anhedral y es de las últimas etapas de cristalización de los minerales accesorios. La allanita está siendo epidotizada.

Melgarejo y Prol-Ledesma (1999) identificaron, por microscopio petrográfico, microscopio electrónico y difracción de rayos X, los siguientes minerales:

1. Thorita ThSiO_4 .- Es observada como inclusiones en algunos cristales de titanita.
2. Perrierita $(\text{Ca,Ce,Th})_4(\text{Mg,Fe}^{2+})_2(\text{Ti,Fe}^{3+})_3\text{Si}_4\text{O}_{22}$.- Este mineral es corroído y reemplazado por allanita, ilmenita y titanita.
3. Fergusonita Metamítica $(\text{Y,Er,Ce,Fe})(\text{Nb,Ta,Ti})\text{O}_4$.- Los cristales de fergusonita (lám. 2 y 4) ocurren en la orilla de los cristales de perrierita y en la allanita.
4. Cheralita $(\text{Ca,Th,Ce})\text{PO}_4$.- Son cristales anhedrales que están asociados a la fergusonita y la perrierita.
5. Ilmenorutilo.- Son cristales hemihedrales y están asociados a la allanita y titanita.
6. Thorianita $(\text{Th,U})\text{O}_2$.- Se presenta como cristales pequeños y anhedrales, están caracterizados por su radiación, la cual produce metamictización.
7. Thorogummita Metamítica.- Mezcla de minerales oxidados de torio. Este mineral es producto de alteración de la thorianita.
8. Monacita $(\text{Ce,La,Y,Th})\text{PO}_4$.- Los cristales de monacita se presentan en forma euhedral, prismática y sin una orientación definida. La monacita se encuentra como inclusiones en la allanita (lám. 2), microclina y plagioclasa.
9. Samarskita $(\text{Y,Er,Ce,U,Ca,Fe,Pb,Th})(\text{Nb,Ta,Ti,Sn})_2\text{O}_6$.- Son cristales de forma anhedral y están incluidos en la allanita.

Ninguno de los cristales de allanita, cheralita, samarskita monacita, perrierita, zircon y biotita, presentan textura metamítica. La textura metamítica, de acuerdo a su definición, es resultado de la destrucción por radiación de la estructura cristalina de un mineral, el cual contiene elementos radioactivos, aunque conserva su morfología externa original.

3.5 ZONEAMIENTO

La pegmatita presenta, en general, textura gráfica y de acuerdo a su mineralogía y textura Melgarejo y Prol-Ledesma (1999) definieron cinco zonas (Fig. 2): borde, pared, intermedia I, intermedia II y núcleo; sin embargo, en este estudio se agregará una zona intermedia III (Fig. 2). Esto último es debido a que se observa un límite bien definido entre plagioclasa y feldespato potásico. La distribución horizontal revela una estructura concéntrica asimétrica, las zonas de borde y de pared están mejor desarrolladas en la parte oriental del

cuerpo, donde se observan abundantes fragmentos de la roca huésped. También, la mineralización de TR está concentrada en esa parte. Algunos de esos fragmentos alcanzan metros en tamaño y tienen la apariencia de una brecha hidráulica. Las zonas definidas son las siguientes:

- 1• Zona de Borde (lám. 6).- Esta zona tiene un espesor de 0 a 20 cm y representa una transición entre la roca huésped y la zona de pared. La zona varía de color ya que es negra, café o verde, su tamaño de grano es de fino a grueso y está formada principalmente por allanita, plagioclasa y biotita. En menor cantidad magnetita, ilmenita, zircón, apatita, titanita y algunas fracturas se encuentran rellenas de cuarzo (color azul grisáceo) y moscovita. La allanita muestra una zonación de color en forma concéntrica, sin embargo no muestra una variación composicional.
- 2• Zona de Pared.- La zona muestra un contacto transicional entre la zona de borde y la zona intermedia I. Su grosor varía de 5 cm a 1 m, y el tamaño de los granos es de centímetros. Se caracteriza por la abundancia de magnetita y titanita, ambos ocurren como cristales euhedrales con un diámetro promedio de 10 cm, también se presentan abundantes cristales de allanita, de forma tabular a prismática de 1 a 10 cm de longitud. En esta zona es común observar cristales de zircón y apatita. La thorita es observada como inclusiones en algunos cristales de titanita. Cristales de allanita presentan dos generaciones de zonación compleja (lám. 2): 1) Allanita verde grisácea, que es reemplazada por otra de color amarillo y, 2) Allanita roja que contiene inclusiones anhedrales de perrierita. La segunda asociación forma una aureola alrededor de los cristales de perrierita y forman vetillas.
- 3• Zona Intermedia I.- Esta zona muestra un contacto abrupto con la zona de pared, contiene largos cristales euhedrales de allanita. Estos cristales se encuentran perpendicularmente al contacto con la zona de pared y están asociados a cristales anhedrales de microclina, cuarzo y plagioclasa.

La allanita fresca, en muestra de mano, tiene color verde oscuro con un núcleo negro. Al microscopio, esta textura compleja muestra que el núcleo es una cristalización temprana de perrierita.

Cristales de fergusonita metamictica, ocurren en la orilla de los cristales de perrierita y están asociados a cristales anhedrales de cheralita $[(Ca,Th,Ce)PO_4]$. En forma similar a la perrierita de la zona de pared, la perrierita de la zona intermedia I es reemplazada por titanita, la cual está asociada a la allanita roja. El intercrecimiento es de grano fino. Esta textura puede ser interpretada como el resultado del desequilibrio entre la perrierita y la allanita (Melgarejo y Prol-Ledesma, 1998). La allanita roja ocupa el espacio entre los remanentes aislados y los cristales de perrierita, o bien, en las fracturas dentro de ésta.

Los cristales hemihedrales de ilmenorutilo prismático están asociados con la allanita y la titanita.

Al igual que en la zona anterior, se pueden observar dos generaciones de largos cristales de allanita, las cuales son distinguidas por su color; así se tiene: una allanita verde grisácea reemplazada por una amarilla y una allanita roja. Es importante hacer notar, que los cristales de las generaciones de allanita tienen la misma orientación óptica. Los análisis químicos no muestran variaciones significativas en la composición elemental de la allanita (Melgarejo y Prol-Ledesma, 1999) por lo tanto, sus diferencias sólo pueden ser explicadas como un resultado de cambios en el estado de oxidación de algunos elementos (probablemente Fe). El intercrecimiento de la allanita con los feldespatos es común.

Inclusiones de monacita y thorianita se presentan preferentemente en el borde, entre la allanita verde y amarilla.

Los cristales de thorianita son pequeños y anhedrales y se caracterizan por sus huellas de radiación producto de la metamictización. La thorianita está variablemente alterada a thorogummita metamictica, la que se presenta en agregados pseudomórficos de granos finos.

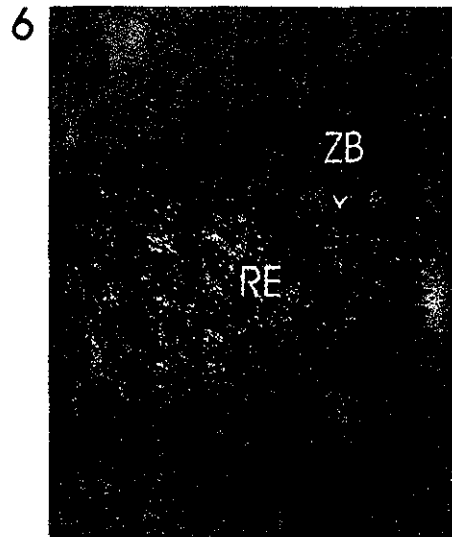
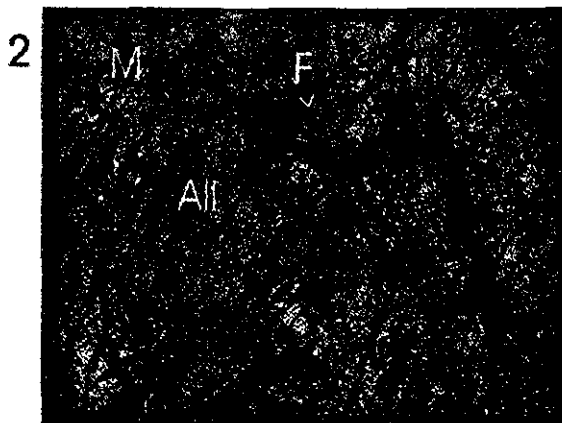
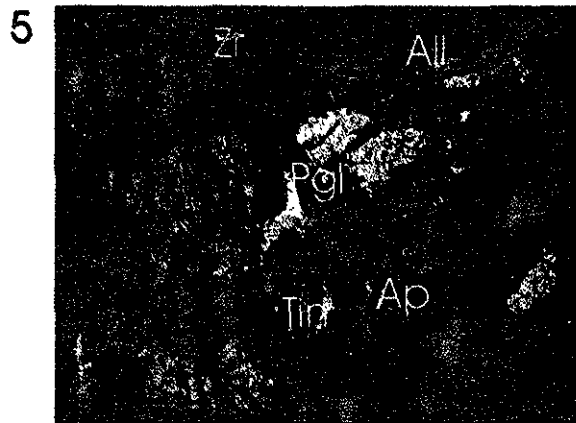
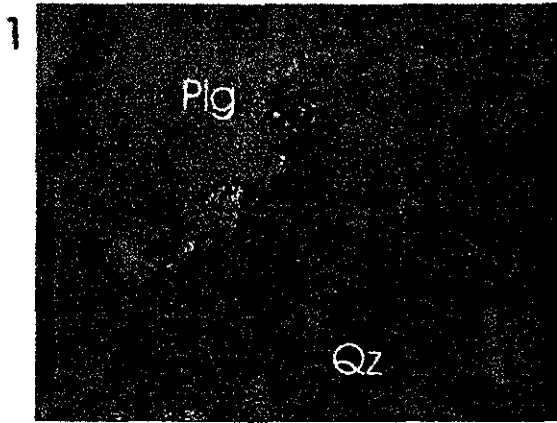
La allanita y microclina contienen inclusiones de monacita. Otro mineral que se encuentra incluido en la allanita es la samarskita. Los bordes de la allanita algunas veces están alterados a epidota y este proceso libera Th y TR, los cuales se precipitan formando vetas compuestas por carbonatos de TR de grano fino y thorianita.

- 4• Zona Intermedia II.- Esta zona consiste de plagioclasa-microclina±biotita±allanita±magnetita y en menor cantidad cuarzo y moscovita. En general la zona es de grano medio a grueso, su color varía de blanco a beige, aunque cuando es mayor el feldespato potásico el color cambia a rosa. La microclina presenta una textura perítica. Se desarrollan cristales gigantes de biotita y también se pueden observar cristales subhedrales y anhedrales de magnetita.
- 5• Zona Intermedia III.- Esta zona es de grano grueso, de color rosado y contiene cristales anhedrales de microclina, con nódulos y lentes de biotita y magnetita (cristales en forma anhedral a subhedral). Ya hacia el contacto con la zona de núcleo se encuentra una asociación de microclina-cuarzo, la cual presenta una textura gráfica.
- 6• Zona de Núcleo.- La zona se compone de cuarzo masivo sumamente fracturado, varía de incoloro a blanco y está en forma anhedral. Los cristales de cuarzo contienen inclusiones de allanita, zircón y apatita.

Por último, existe una séptima zona que no es parte de la pegmatita sino del gneis anfibolítico que hospeda a la pegmatita. La zona está constituida por clorita, hornblenda, biotita, epidota, calcita y plagioclasa, como accesorios están la magnetita, apatita, titanita e ilmenita. Esta zona se llamará de transición.

También se presenta sericita, clorita, titanita, hematita, epidota los cuales son producto de alteración de los feldespatos, biotita y hornblenda, ilmenita, magnetita y allanita respectivamente. La zona intermedia tres se encuentra cortada por vetillas de calcita de color blanco, presenta forma de subhedral a anhedral.

De acuerdo a las zonas que se han definido la pegmatita pudo haberse desarrollado de la siguiente forma (Fig. 2, esquema de la pegmatita). La pegmatita ha sido sometida a algunos esfuerzos tectónicos que han provocado que ésta se encuentre dislocada por fallas laterales.



Pgl - Plagioclasa
 Qz - Cuarzo
 All - Allanita
 F - Fergusonita
 Tin - Titanita
 Ap - Apatita
 Zr - Zircón
 ZB - Zona de Borde
 RE - Roca
 Encajonante

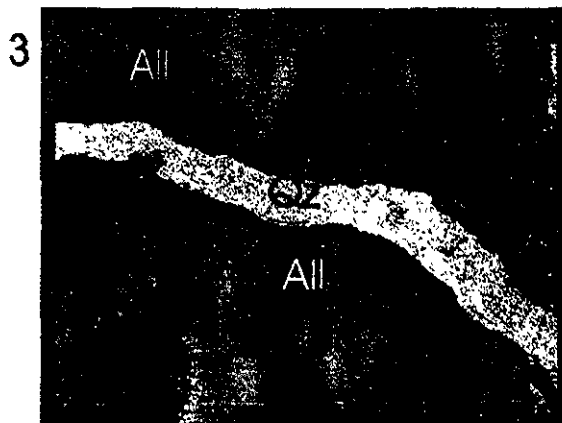


Lámina 1. Intercrecimiento de Cuarzo y Plagioclasa.

Lámina 2. Allanita con inclusiones anhedrales de monacita y fergusonita metamictica.

Lámina 3. Allanita roja y verde, la cual esta siendo reemplazada por una allanita amarilla.

Lámina 4. Allanita con una inclusión de fergusonita

Lámina 5. Intercrecimiento de All+Ap+Zr+Tin, esta asociación es característica de la zona de borde y pared.

Lámina 6. Contacto entre la roca encajonante y la pegmatita, se puede observar la zona de borde y el crecimiento de cristales de allanita.

SWI →

← NE


ROCA ENCAJONANTE

ZONA DE BORDE

ZONA DE PARED

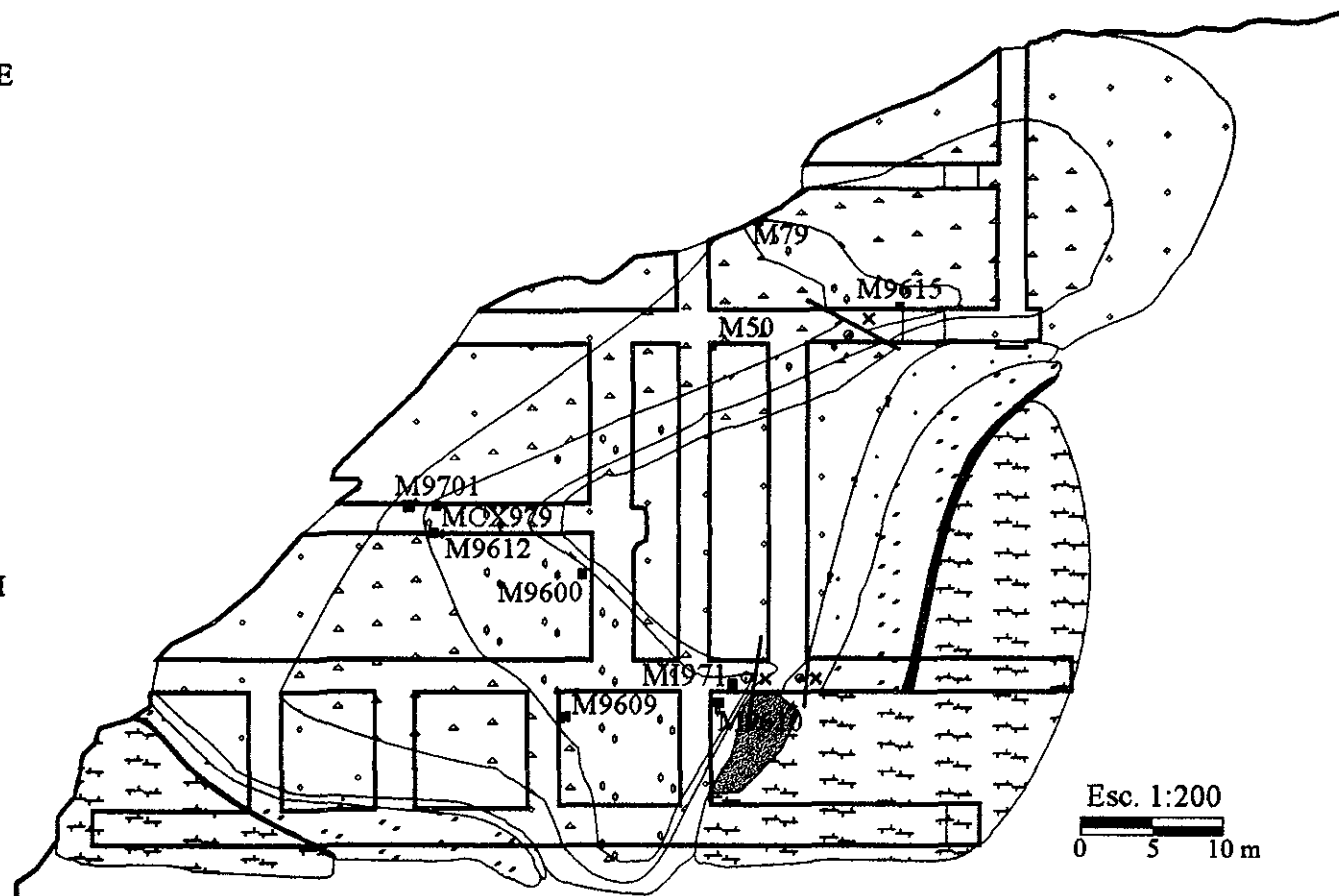
ZONA INTERMEDIA I

ZONA INTERMEDIA II

ZONA INTERMEDIA III

ZONA DE NUCLEO

FALLA LATERAL

MUESTREO


Roca encajonante: 1) Gneiss anfibolítico compuesto por hornblenda, biotita, microclina, plagioclasa, titanita; en menor cantidad magnetita, ilmenita, zircon y apatita, 2) Metanortosita consiste de plagioclasa, biotita, magnetita e ilmenita.

Zona de Borde.- Esta zona consiste principalmente de allanita, plagioclasa, biotita y en menor cantidad magnetita, ilmenita, zircon, apatita y titanita, algunas fracturas están rellenas de cuarzo y muscovita.

Zona de Pared.- La zona se constituye de allanita, perrierita, thorita, titanita magnetita, zircon y apatita.

Zona Intermedia I.- Esta zona se compone de plagioclasa, microclina, cuarzo, allanita, thorita fergusonita, perrierita, cheralita, thorianinita, monazita y samarskita, plagioclasa, microclina, en menor cantidad biotita y magnetita.

Zona Intermedia II.- La zona contiene plagioclasa, microclina, biotita, cuarzo y magnetita.

Zona Intermedia III.- Esta zona consiste de microclina+cuarzo.

Zona de Núcleo.- Esta zona se compone sólo de cuarzo el cual contiene inclusiones sólidas de allanita, apatita y zircon.

Figura 2. Perfil del zoneamiento de la pegmatita El Muerto. El zoneamiento fue realizado con base en sus relaciones mineralógicas y texturales.

CAPÍTULO 4. GEOQUÍMICA

4.1 METODOLOGÍA

4.1.1 CARTOGRAFÍA

Se tomaron 63 muestras a lo largo de los túneles que cortan en forma transversal a la pegmatita El Muerto (Apéndice A), mientras que en superficie se obtuvieron 10 muestras de la roca encajonante.

Las muestras fueron ubicadas en una base topográfica, la cual fue realizada en parte por estudiantes de la Facultad de Ingeniería (a cargo del Profesor Carlos Schulze) y para el nivel dos por los participantes en este proyecto. El levantamiento topográfico se hizo a brújula y cinta.

El muestreo de la pegmatita trató de ser lo más representativo, ya que la periferia de la pegmatita presenta cambios texturales y mineralógicos (Apéndice A), a pequeña escala, mientras que hacia el centro hay un desarrollo megascópico de capas monominerálicas.

4.1.2 PETROGRAFÍA

Se observaron 29 láminas delgadas y 12 superficies pulidas en los microscopios Nikon y Olympus, los cuales se ubican en el Instituto de Geofísica. El Nikon es el que cuenta tanto con luz transmitida como reflejada.

4.1.3 PREPARACIÓN DE MUESTRAS

En el caso de minerales y rocas las muestras son usualmente preparadas en etapas, el volumen de la muestra debe ser reducido de tal manera que cada porción sea homogénea y representativa de la original, también deberá ser lo suficientemente fina que pase a través de la malla 200. El peso de la porción final, que se va a analizar, dependerá del método empleado, aunque generalmente es suficiente con 50 o 100 g de muestra. Estas porciones se guardarán cuidadosamente en recipientes limpios y secos para evitar contaminación y se etiquetarán para evitar confusiones.

Molienda de muestras.- Las muestras se lavaron con jabón y detergente en el taller de molienda, del Instituto de Geología, posteriormente se pusieron a secar. Una vez secas las muestras se descostraron y se partieron en tamaños de 1 a 2 cm, después se meten en el equipo HERZOG para la molienda de las muestras hasta convertirlas en polvo, el cual alcanza un tamaño de 200 mallas aproximadamente.

4.1.4 MÉTODOS ANALÍTICOS

Las muestras, de la pegmatita, fueron sometidas a diferentes tipos de análisis químicos con el fin de determinar las concentraciones de elementos mayores y traza, el contenido de elementos de tierras raras, la composición química del material que está rellenando las vetillas y microvetillas que cortan a algunos minerales así como algunos productos de alteración que no se pudieron identificar con el microscopio petrográfico (ya que para identificarlos se necesita hacer una difracción de rayos X y no tanto análisis de su composición química) y finalmente el análisis de inclusiones fluidas que fueron atrapadas en algunos de los minerales transparentes. Para dicho fin se utilizaron los siguientes métodos:

- Espectrometría de Fluorescencia de Rayos X
- Espectrometría por Emisión de Inductividad de Plasma Acoplado
- Microscopio Electrónico de Barrido
- Catodoluminiscencia
- Espectrometría de Masas Cuadrupolar
- Microtermometría

Espectrometría De Fluorescencia De Rayos X (FRX)

Para la Espectrometría de Fluorescencia de Rayos X, las muestras (en polvo), son sometidas a una segunda molienda en el laboratorio de LUGIS, del Instituto de Geología, donde se encuentra el equipo de Fluorescencia de Rayos X. La segunda molienda es de manera manual y se realiza en un mortero de ágata, posteriormente la muestra es pesada en una balanza analítica para obtener sólo 4 g de muestra, los cuales se mezclaran en el mortero con 4 g de cera en polvo. Esta mezcla se vacía en un cilindro de acero y se apisona manualmente, después se le coloca una tapa para homogeneizar la presión y se le introduce un émbolo de diámetro exterior igual al diámetro interior (a modo de pistón), el mecanismo cilindro-émbolo es colocado dentro de una prensa hidráulica que tiene la posibilidad de ser programada, para este tipo de muestras la prensa se programa para que aplique una presión de 30 toneladas durante 30 segundos, al término del tiempo se saca el mecanismo de la prensa, se retira el émbolo y se libera la muestra que adquiere una forma de pastilla de 3.5 cm de diámetro por 3 mm de espesor aproximadamente.

Los análisis fueron realizados en un equipo SIEMENS SRS 3000, el cual se ubica dentro del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica del Instituto de Geología.

El método de Fluorescencia de Rayos X es el más usado entre las técnicas analíticas para la determinación de la concentración de elementos mayores y trazas de muestras de rocas. Es versátil y puede analizar más de 80 elementos con un amplio rango de sensibilidad, detecta concentraciones desde 100% hasta pocas partes por millón. Es un método rápido y permite realizar numerosos análisis precisos en un espacio de tiempo relativamente corto. La principal limitación es que los elementos más ligeros que Na (número atómico = 11) no pueden ser analizados por FRX y tampoco de partes por billón o menores.

La espectrometría de fluorescencia de rayos X está basada en la excitación de una muestra por rayos X. Un haz de rayos X primarios genera rayos X secundarios (fluorescencia de rayos X) que tienen ondas con longitudes características de los elementos presentes en las muestras. La intensidad de rayos X secundarios es usada para determinar las concentraciones de los elementos presentes por referencia a los estándares de calibración, deben efectuarse correcciones apropiadas para minimizar los errores instrumentales y los efectos de la composición de las muestras que provocan interferencia. Alternativamente, los rayos X pueden ser detectados sin ser separados dentro de diferentes frecuencias, usando un detector que mide la energía así como la intensidad de los rayos X. Este método también es conocido como fluorescencia de rayos X de energía dispersa, es utilizado para la realización de análisis rutinarios de elementos traza (Potts et al., 1990).

Los análisis de FRX típicos de las muestras de roca involucran la preparación de la muestra de dos diferentes formas: 1) Pastillas prensadas para análisis de elementos traza (Leake et al., 1969) y muestras fundidas con metaborato y/o tetraborato de litio (LiBO_4) para análisis de elementos mayores (Norrish y Hutton, 1969; Claisse, 1989). Los elementos

mayores son determinados usando un tubo de rayos X mientras que los elementos traza se obtienen usando diferentes tubos. Los tubos de rayos X son delicados y se cambian con el fin de minimizar su desgaste y conservar su vida.

Espectrometría Por Emisión De Plasma De Acoplamiento Inductivo (ICP)

Este método requiere que las muestras estén digeridas, para ello se sigue el siguiente proceso:

Digestión a vaso abierto.- Las digestiones ácidas a vaso abierto es indudablemente el método más común, de la descomposición de muestras, usado en los laboratorios químicos.

Las digestiones ácidas a vaso abierto con HF, en combinación con otros ácidos, son comúnmente usadas para la digestión de los materiales geológicos para la determinación de elementos traza.

De las muestras molidas en el equipo HERZOG, se pesa 0.500 g de muestra en una balanza analítica que debe estar completamente limpia y nivelada. También se pesa una muestra que va a funcionar como estándar y de la cual ya se conoce la concentración, así como una muestra conocida como blanco.

Las muestras se colocan en vasos de teflón, se les agrega a cada una 10 ml de HF y 4ml de HClO₄, se dejan reposar y homogeneizar, posteriormente se ponen en una parrilla que pueda alcanzar temperaturas mayores de 250° C y la cual está situada dentro de una campana para propiciar su aislamiento. Las muestras que contienen los ácidos se evaporan, ésto sirve para destruir las partes cristalinas dentro del equipo:

- HF se calienta a 210°C, que es su punto de ebullición, destruyendo así los silicatos.
- HClO₄, la temperatura ebullición de este ácido es mayor que del HF, la cual al alcanzar dicha temperatura elimina completamente el HF.

El agregado de ácidos en las muestras en las mismas cantidades y la posterior evaporación y secado incipiente de las mismas se realiza otras cuatro veces.

Después de terminar con lo anterior se le agrega a la muestra 10.0 ml (5M) de HNO₃ y se calienta a una temperatura baja, hasta que la solución resulte de un color claro, se inspecciona para ver si ya toda la muestra a sido digerida, si no es así se evapora y se seca y se le vuelve agregar HF y HClO₄ en las mismas cantidades y se repite el proceso.

Si la muestra a sido completamente digerida se deja enfriar y después se afora con una solución, compuesta de 1 ml de HNO₃ diluida en agua destilada hasta que se produce 50 ml de solución, la muestra mezclada con la solución se coloca en un vaso de polietileno y se rotula.

Finalmente, inmediatamente antes de hacer la medición se diluye 1.0 ml de muestra digerida a 5.0 ml con 1M de HNO₃.

Los análisis fueron hechos en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica del Instituto de Geofísica. El equipo utilizado es un Espectrómetro Thermo Jarell Ash Quadrium.

La técnica analítica de ICP es comparativamente nueva y posee un enorme potencial en la geoquímica. En principio el método es capaz de medir a la mayoría de los elementos de la tabla periódica con bajos límites de detección y buena precisión sobre diferentes órdenes de

magnitud. Los elementos se miden simultáneamente y un análisis completo puede ser realizado en alrededor de dos minutos, una vez que la muestra ha sido preparada (digestión con ácidos) y el equipo calibrado. Una amplia descripción del método y su aplicación es dada por Walsh y Howie (1980) y Thompson y Walsh (1983).

El ICP es una técnica de flama con una temperatura que varía desde 6000 a 10000°K. Es también una técnica de vía húmeda para lo cual se requieren y se utilizan métodos estándar de disolución de silicatos. La muestra digerida pasa como un aerosol desde un nebulizador dentro de un plasma de argón. El ICP es una corriente de átomos de argón, calentado por calor inductivo en un espiral de radio-frecuencia y encendido por una chispa Tesla de alta frecuencia. Las muestras se disocian en el plasma de argón y se excita un gran número de líneas espectrales atómicas e iónicas. Las líneas espectrales se detectan por una serie de fotomultiplicadores, y se comparan con líneas de calibración, para convertir sus intensidades a concentraciones.

Microscopía Electrónica De Barrido (MEB)

Este método es no destructivo y las muestras de roca o mineral pueden ser láminas delgadas (sin cubreobjeto) o superficies pulidas. Si las muestras no contienen materia orgánica son cubiertas con carbono, de lo contrario deben ser cubiertas con una ligera capa de plata, esto es con el fin de que no causen interferencia. Las muestras fueron analizadas en un Espectrómetro de Energía Dispersiva de Rayos X, tipo Tracor-Noran Jeol Jsm 35C, el cual se ubica en el Laboratorio de Microscopía Electrónica del Instituto de Geología.

Los principios de análisis del MEB son muy similares a los de fluorescencia de rayos X excepto porque la muestra es excitada por un haz de electrones en lugar de un haz de rayos X. Los rayos X secundarios son analizados de acuerdo a su longitud de onda, los picos del área son contados con relación a un estándar y las intensidades son convertidas a concentraciones, se deben hacer correcciones apropiadas de acuerdo a la matriz (Long, 1967). Los análisis del MEB utilizan un espectro de energía contra intensidad (más bien que una longitud de onda contra intensidad) que permite la determinación simultánea de los elementos de interés. Este modo de análisis es más rápido pero menos preciso que el método de longitud de ondas.

El análisis de MEB es principalmente usado para los análisis de elementos mayores de los minerales, aunque es también usada para analizar los elementos mayores de muestras fundidas de roca. El MEB no es una técnica primaria para los elementos traza. Su mérito principal es que tiene una resolución espacial excelente y comúnmente emplea un haz de electrones de entre 1 y 2 μm de diámetro. Los análisis son puntuales en los minerales, aunque son semicuantitativos.

Normalmente se usa un haz de electrones desenfocados en esta aplicación para minimizar los problemas de un vidrio inhomogéneo. Staudigel y Brian (1981) han mostrado que esta aplicación da resultados parecidos a los análisis de FRX. Bender et al., (1984) citó las desviaciones estándar del MEB en las determinaciones de composiciones de vidrio basáltico usando un haz de 35 μm con SiO_2 (0.30%), Al_2O_3 (0.16%), TiO_2 (0.04%), FeO (0.15%), MgO (0.05%), CaO (0.20%), Na_2O (0.05%).

Catodoluminiscencia (CL)

La CL es una manera adicional de observar en las láminas delgadas y en otros tipos de muestra. Las láminas son cubiertas con una resina especial (adalmita), de tal forma que cuando la luminiscencia incide en ella no se quemé. Los análisis fueron hechos en el Instituto de Geología. Para este fin, se usó un Luminoscopio Modelo ELM-3R (3.1) SER. 017 que fue adaptado a un microscopio de largo alcance marca Olympus, el cual tiene montada una cámara de vacío en donde las muestras son colocadas para su análisis.

Cuando la energía se dirige a la superficie de algunos materiales, la radiación no termal puede ser emitida. La radiación emitida es frecuentemente más observada en un rango visible, pero también puede ser observada la emisión ultravioleta o infrarroja. Este proceso es llamado luminiscencia y en general incluye a la fosforescencia y fluorescencia. La fosforescencia es el término correcto para aquellos procesos donde la radiación persiste después de que la fuente de energía incidente es apagada. La fluorescencia es aquel proceso donde la radiación emitida cesa tan pronto como la excitación cesa, la definición formal actual para la fluorescencia (Leverenz, 1968) es que la radiación cesa dentro de 10^{-8} segundos después de que la excitación ha sido removida.

La energía dirigida puede ser de muchas formas: la superficie puede ser bombardeada por fotones UV, iones, rayos X, o electrones; o ésta puede ser mecánicamente generada. Cada una de las fuentes de energía puede producir la luminiscencia en ciertos materiales. Diferentes formas de luminiscencia son reconocidas, dependiendo de la forma de excitación primaria (Leverenz, 1968):

- a) Quimiluminiscencia se refiere a la luminiscencia desarrollada como un resultado de una reacción química.
- b) Bioluminiscencia es quimiluminiscencia en organismos vivos.
- c) Fotoluminiscencia es el término correcto cuando la excitación primaria es por impacto de fotones.
- d) Roentgenoluminiscencia se refiere a la excitación de luminiscencia por bombardeo de rayos X.
- e) Ionoluminiscencia ocurre cuando ciertos materiales son bombardeados por un haz de iones energéticos.
- f) Catodoluminiscencia se refiere a los procesos en que la excitación primaria se da un haz de electrones, el cátodo es la fuente de electrones. La CL es el proceso que ocurre en los tubo catódicos usados en osciloscopios y en series de televisores a color y en blanco y negro.

La luminiscencia es generada cuando un haz de electrones energéticos incide sobre una superficie sólida, con lo cual se originan varios procesos físicos incluyendo la generación de rayos X, electrones de barrido y secundarios y catodoluminiscencia. La mayoría de la energía del haz incidente se consume en el calor de la muestra. La energía del haz llega a su máxima en el punto de la entrada y decrece con la distancia dentro del sólido cuando la energía se pierde por varios mecanismos. A una cierta distancia dentro del sólido, la energía estará en un rango óptimo para cada uno de los procesos mencionados; los rayos X se generarán eficientemente cuando la energía del haz está aún alta, mientras las energías involucradas en la producción eficiente de catodoluminiscencia están en la base de la escala de la energía, cerca del límite de penetración. La observación externa de algunos de los productos dependerá de la absorción que se produjo cuando ella salga del sólido.

La CL puede ser observada en una amplia variedad de instrumentos de haz de electrones, sin embargo, las observaciones pueden ser hechas con unidades de haz de electrones relativamente simples, las cuales pueden ser montadas sobre la platina de un microscopio petrográfico estándar, y la observación del CL es hecha con un microscopio óptico. Algunos minerales luminiscentes son tan brillantes como su CL que pueden ser observadas en un cuarto bien iluminado, no obstante deben observarse en un cuarto oscuro.

El iluminador del microscopio (TrL) estándar puede ser conectado de tal manera que cuando la CL sea prendida el otro se apague y viceversa, haciendo posible alternar rápidamente entre la CL y el TrL.

Hay diferentes áreas de aplicación para la CL, las cuales se resumen aquí:

- a) La distribución de diferentes minerales dentro de una muestra (sección delgada usualmente, pero no necesariamente) puede ser visualizada rápidamente. Calcita y dolomita, por ejemplo, usualmente muestran diferente luminiscencia. La distribución de dos o más fases de feldespatos en un granito muestran una baja luminiscencia.
- b) Los minerales luminiscentes presentes como granos finos o rellenos de vetas irregulares son inmediatamente visibles con la técnica de CL.
- c) Las variaciones en la emisión de CL para las diferentes porciones de los mismos minerales pueden indicar diferentes generaciones con diferentes condiciones de formación, etc. La revelación de múltiples etapas de cementos carbonatados es el ejemplo más dramático de esta aplicación. La distinción entre feldespatos autigénicos y detríticos y cuarzos autigénicos y detríticos es otro ejemplo importante.
- d) El color de la luminiscencia de un mineral puede ser un indicador del contenido de los elementos traza del mineral.
- e) Usualmente las mismas especies, formadas bajo diferentes condiciones o derivadas de diferentes fuentes, mostrarán diferentes propiedades de CL. Un ejemplo de esto es el circón, así como el cuarzo y los feldespatos. Esta aplicación en particular será aún más importante cuando se tiene un mejor entendimiento de todos los orígenes de la CL en minerales tales como el cuarzo.
- f) La CL puede ser usada como una herramienta para monitoriar los procesos de separación mineral. Las observaciones de CL no se restringen a secciones delgadas o cuñas.

Espectrometría De Masas De Cuadrupolo (QMS)

Esta técnica es destructiva, pero es de las principales para el análisis de volátiles, rutinariamente pocas especies de gases son determinadas en inclusiones fluidas: además del H₂O, las especies principales son CO₂, CH₄ y N₂, sin embargo algunas otras especies como: hidrocarburos, gases raros, CO, NH₃ y gases que contienen S (SO₂, H₂S) también se registran.

Los análisis para este estudio, fueron realizados en un espectrómetro de masas de cuadrupolo (QMS) Balzers Aktiengesellschaft, cuyo funcionamiento está optimizado mediante el programa *Quadstar*, en el *Earth and Environmental Science Department* del *New Mexico Institute of Mining and Technology (USA)*. Todos los análisis se efectuaron mediante el método de *crush-fast-scan (CFS)* descrito por Norman y Sawkins (1987) y Norman et al. (1997). Según este método, se tritura la muestra problema en la cápsula de trituración, de forma que los volátiles liberados son extraídos por medio de una bomba de alto vacío e ionizados mediante el bombardeo de los átomos o moléculas liberados con electrones de baja energía, los volátiles son analizados inmediatamente por el espectrómetro.

En el espectrómetro los volátiles ionizados se ven sometidos a un movimiento oscilatorio perpendicular a los polos (en forma de bastón), con carga contraria a cada uno de los iones, hasta el colector. Si los iones colisionan con los polos recuperan la neutralidad de carga y son extraídos por la bomba de vacío como gases, con lo cual no llegan a ser cuantificados. Durante el análisis, las condiciones de vacío en el espectrómetro de masas cuadrupolar y en la línea de extracción fueron del orden de 1×10^{-7} a 4×10^{-7} torrs y 6×10^{-8} a 1×10^{-7} torrs, respectivamente. El conteo de señal por análisis fue del orden de 100-120 ciclos a 10-20 milisegundos/ciclo para cada masa característica. Los espectros resultantes han sido tratados mediante un programa desarrollado por D.I. Norman y B.A. Chomiak para uso interno en el *New Mexico Institute of Mining and Technology*, para calcular las concentraciones relativas de los diferentes gases. Los resultados obtenidos se expresan en % molar.

Los principales problemas que presenta este método se refieren a su precisión, que es aproximadamente de un 10% y no se puede analizar más de 10-20 especies al mismo tiempo (Norman et al., 1997; Albinson et al., 1998). Sin embargo, como el análisis de las diferentes especies es simultáneo, se considera como la técnica más adecuada para determinar las posibles fuentes de los fluidos en sistemas hidrotermales, activos o fósiles (Roedder 1984 y 1990; Shepherd et al., 1985; Graney y Kesler, 1995). Si el volumen de volátiles liberados en la trituración de la muestra es excesivo, el vacío disminuye demasiado y se pierde el análisis. Suele darse el caso que alguno de los picos esté fuera de escala, pero si sólo se pierde el ápice de alguno de los iones, el análisis puede ser utilizado.

Microtermometría

Las muestras, requeridas para este método, son láminas delgadas de 100 μm de grosor que pueden o no estar montadas en portaobjetos. Los análisis fueron hechos en la Sala de Microscopios del Instituto de Geofísica.

El estudio de inclusiones fluidas se ha incrementado dramáticamente durante las pasadas dos décadas en términos de su grado de sofisticación. Históricamente su contribución más importante ha sido entender el carácter, origen y evolución de los fluidos hidrotermales formadores de la mineralización y últimamente sobre su génesis mineral (Roedder, 1976; 1979^a; Spooner, 1981), pero también se ha incrementado la investigación sobre el papel que juegan las inclusiones fluidas en procesos sedimentarios, diagenéticos y magmáticos, mientras que la aplicación de inclusiones fluidas en la ciencia interplanetaria apenas empieza.

Para el estudio de inclusiones fluidas en la pegmatita El Muerto se utilizó una platina térmica Reynolds, de Fluid Inc. USA, montada sobre un microscopio Leitz y la cual opera mediante un gas pre-calentado o pre-enfriado que pasa sobre y alrededor de la muestra (Werre et al., 1979). Elegante y simple en el diseño, esta platina comprende un sándwich de una placa delgada de cuarzo montada dentro de una cámara de aislamiento. La placa interior soporta a la muestra mientras las placas superior e inferior actúan como ventanas y dirigen el flujo de gas a través de la celda. Un calentador industrial es agregado a la orilla de la platina, el cual pre-calienta el nitrógeno gaseoso. Para congelar, se requiere que el gas sea pre-enfriado con nitrógeno líquido, o bien que un flujo de nitrógeno líquido sea bombeado directamente a la celda. Ajustando manualmente el flujo de gas o la fuerza para elevar o bajar la temperatura de la celda. Teniendo una masa térmica baja, la platina rápidamente responde y no necesita un enfriamiento para proteger los lentes de los objetivos. Las celdas aceptan muestras arriba de 20 mm de diámetro y permite inclusiones que son estudiadas a través de un campo de vista

completo sin reposición de la muestra. Las temperaturas se miden usando un termopar fino en contacto con la superficie superior de la muestra. Esta también sirve para sostener el espécimen en su lugar cuando el fuerte flujo de gas pase a través de la celda.

Consideraciones Adicionales

La provisión para un rápido calentamiento o enfriamiento es solo usada si la platina es capaz de responder rápidamente, pero habrá serios errores en las mediciones.

No hay una pérdida significativa en la resolución para inclusiones pequeñas cuando se usa un lente condensador perfectamente ajustado comparado a un lente interno.

Un problema más serio y que puede interferir seriamente con las mediciones a bajas temperaturas es la condensación de la humedad y la formación de hielo sobre la ventana de la celda y otras superficies ópticas. La condensación de la humedad sobre el lente del objetivo es reducida usando un protector plástico, pero aún así la superficie inferior del lente del condensador interno no es protegida, esto puede ser evitado mediante un flujo de nitrógeno gaseoso frío por atrás de la ventana.

Especificaciones Técnicas

Rango de temperatura	-196°C a 700°C
Resolución de la temperatura	0.1°C
Sensor de la temperatura	Termopar Cromo/constante
Control de la temperatura	Manual
Proporciones de calentamiento/enfriamiento	Un calentamiento /enfriamiento no lineal de 0.1 a 100°C
Enfriamiento rápido	0 a -180°C en 5-10 mins (usando N ₂ gaseoso pre-enfriado) o 30 (usando N ₂ líquido)
Límites	
Facilidad para sostener la temperatura	Sí
Estabilidad termal	±0.1°C (-100°C a 500°C)
Respuesta termal	Rápida
Gradientes termales	No hay datos disponibles
Condensación a baja temperatura	No hay problema
Facilidad de operación	Ciclo rápido entre el calentamiento y el enfriamiento
Tamaño máximo de la muestra	20mm de diámetro; 2.0 mm de espesor
Área a la vista	20 mm de diámetro
Unidad de impresión	Sí
Reproducción	No
Unidad de calibración	No

4.2. RESULTADOS

Para un análisis normal de roca total se requiere 5 Kg de muestra, la cual será cuarteada de tal manera que se obtenga 100 o 200 g de muestra representativa. Debido a las

dimensiones y el zonamiento de la pegmatita El Muerto, no es posible obtener muestras representativas de composición de roca total. En algunas pegmatitas, similares en dimensiones a El Muerto, se trató de barrenar a lo largo para poder obtener muestras representativas de la pegmatita. Sin embargo eso no es posible en esta pegmatita, ya que no se puede obtener una cantidad exacta de material extraído por la Comisión de Energía Nuclear. Por lo que, la mayoría de los análisis fueron hechos en muestras de las capas monominerálicas y en los minerales accesorios de la pegmatita.

4.2.1 CONCENTRACIONES DE ELEMENTOS MAYORES

De las 63 muestras, a 53 les fueron determinados las concentraciones de elementos traza y mayores (Apéndice C), por fluorescencia de rayos X (FRX). Con base en los resultados de fluorescencia, se derivó la mediana de las composiciones (Tabla 2) de los elementos más abundantes en la pegmatita.

Tabla 2. Mediana de las composiciones de elementos mayores de los minerales que se presentan en la pegmatita El Muerto. Los resultados fueron obtenidos por FRX.

Elementos (wt%)	Allanita (4)	Biotita (8)	Feldespato Potásico (8)	Plagioclasa (9)	Magnetita (3)
SiO ₂	32.58	39.93	64.35	62.67	4.81
TiO ₂	0.76	1.52	0.027	0.024	1.26
Al ₂ O ₃	11.07	13.82	18.35	22.17	1.95
Fe ₂ O ₃	12.03	18.53	0.28	0.48	90.2
MnO	0.46	0.34	0.01	0.01	0.16
MgO	1.01	12.88	nd	0.09	0.48
CaO	9.96	0.48	0.16	2.51	0.17
Na ₂ O	0.005	0.29	1.82	8.08	0.1
K ₂ O	0.02	7.03	12.325	1.15	0.105
P ₂ O ₅	0.16	nd	nd	nd	0.055
Y ₂ O ₃	0.19	-	-	-	-
La ₂ O ₃	8.79	-	-	-	-
CeO ₂	12.55	-	-	-	-
PrO ₂	1.18	-	-	-	-
Nd ₂ O ₃	4.36	-	-	-	-
Sm ₂ O ₃	0.60	-	-	-	-
Gd ₂ O ₃	0.98	-	-	-	-
Dy ₂ O ₃	0.9	-	-	-	-
Er ₂ O ₃	2.67	-	-	-	-
ThO ₂	0.43	-	-	-	-

(#) No. de análisis

nd Por abajo del límite de detección

- No hay datos

Debido a que no se tienen resultados de roca total, no es posible conocer el grado de aluminosidad de la pegmatita y así conocer su composición. Sin embargo, la presencia de minerales como moscovita y biotita (Hall, 1985) indican que el rango de las variaciones

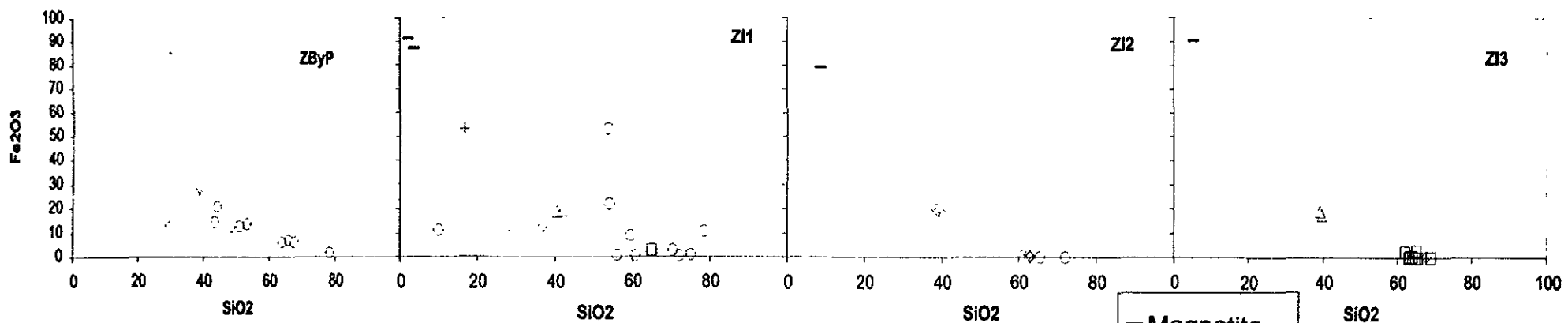
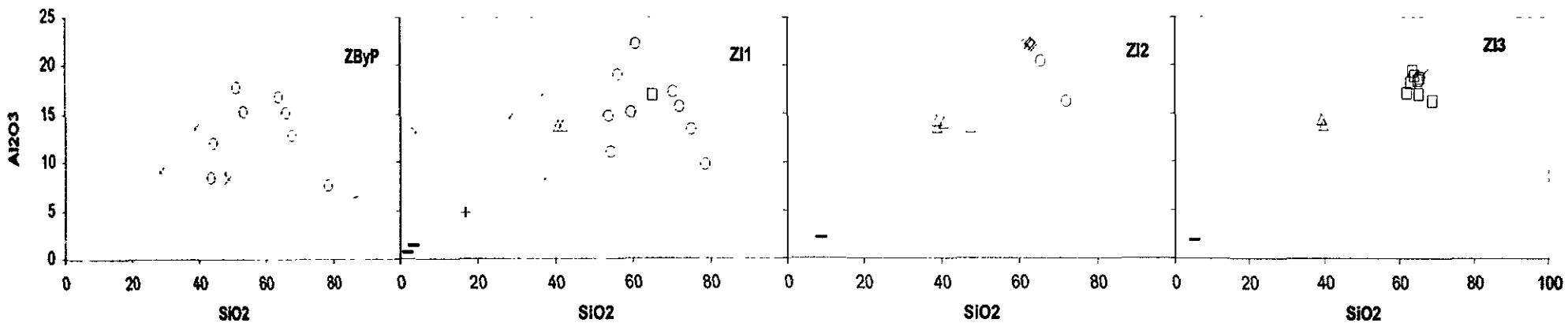
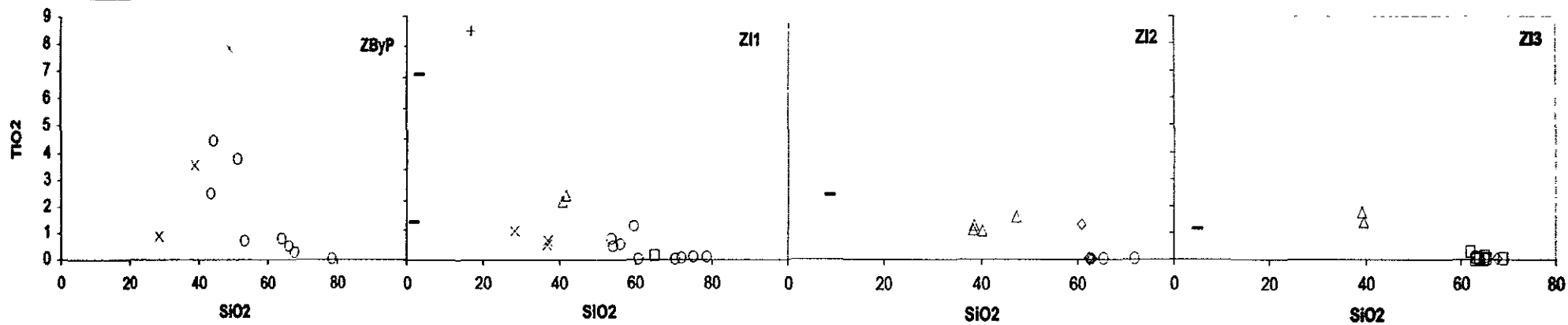
composicionales, de la pegmatita, es de metaluminosa a peraluminosa con 2-3% de diópsida normativa y 3% de corundo normativo en promedio (Apéndice C). Las muestras con alto contenido de diópsida normativa indican la presencia de gneis anfibolítico o mármol, aunque en el campo no se han encontrado afloramientos de este último.

El corundo normativo es indicativo de que la pegmatita contiene biotita, sin embargo los valores más altos se encuentran usualmente en la zona de borde, lo cual posiblemente es una evidencia de hibridación con la roca encajonante.

La CIPW de los feldespatos potásicos, de la pegmatita, indican un promedio aproximado de 1% de anortita (an), 16% de albita (ab), 4% de cuarzo (Q) y 79% de ortoclasa (or) (Apéndice C). El contenido de P_2O_5 de los análisis de los feldespatos es bajo (<0.027 wt%). A pesar de lo abundante del cuarzo en la pegmatita, dentro de la normalización se presenta nefelina normativa en algunas muestras.

Por otro lado, las tendencias de los diagramas de Harker de óxidos vs SiO_2 muestran el siguiente comportamiento:

1. TiO_2 , la mayor concentración de este óxido es hacia donde predomina la formación de ilmenita y titanita (Fig. 3). La presencia de estos minerales es principalmente en las zonas de borde, pared e intermedia I y disminuye considerablemente hacia el centro, por lo tanto, el óxido sigue la misma tendencia.
2. Al_2O_3 aumenta hacia la zona intermedia II y III (Fig. 3), en donde se desarrollan las fases de feldespatos.
3. Fe_2O_3 muestra un comportamiento inverso al anterior óxido, ya que el mayor enriquecimiento de éste se observa en las zonas externas de la pegmatita, en donde la concentración de la magnetita es mayor (Fig. 3).
4. MnO su comportamiento es similar al de Fe_2O_3 , aunque su enriquecimiento es hacia las zonas de pared e intermedia I en donde se encuentra la allanita (Fig. 3).
5. MgO , este óxido muestra dos trayectorias principalmente (Fig. 3), 1) Esta trayectoria, es determinada por la formación de biotita, por lo que, su mayor enriquecimiento es hacia las zonas intermedias decreciendo hacia la zona de borde, 2) Aunque esta trayectoria es menos clara, son las fases de minerales no ferromagnesianos y de matriz en donde la biotita ha sido removida.
6. CaO , el mayor enriquecimiento de este óxido es en las zonas de pared e intermedia I, por la formación de allanita (Fig. 3). Por otro lado, las plagioclasas de la matriz son más cálcicas en la zona de pared que en la intermedia I.
7. Na_2O , este óxido se va haciendo más abundante hacia las zonas intermedias II y III de la pegmatita en donde se encuentra la fase de albita (Fig. 3), posteriormente hay un decremento, posiblemente debido a que la composición de la fusión cambia a ser más potásica.
8. K_2O , como en el MgO , este óxido muestra dos comportamientos en donde hay la formación de microclina y de biotita, por lo tanto el mayor enriquecimiento es hacia las zonas intermedias de la pegmatita (Fig. 3).
9. P_2O_5 , aunque la tendencia de este óxido no es muy clara, muestra un ligero enriquecimiento hacia las zonas de borde, pared e intermedia I (Fig. 3), esto es debido a la formación de apatita, monacita y cheralita, mientras que hacia las zonas intermedias (feldespatos) y núcleo, el fosfato en la mayoría de las muestras está por abajo de su límite de detección o bien $<0.02\%$.



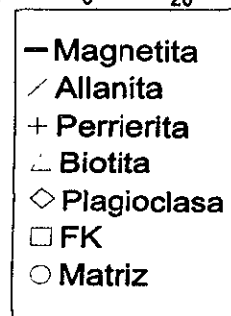
ZByP - Zona de Borde y de Pared

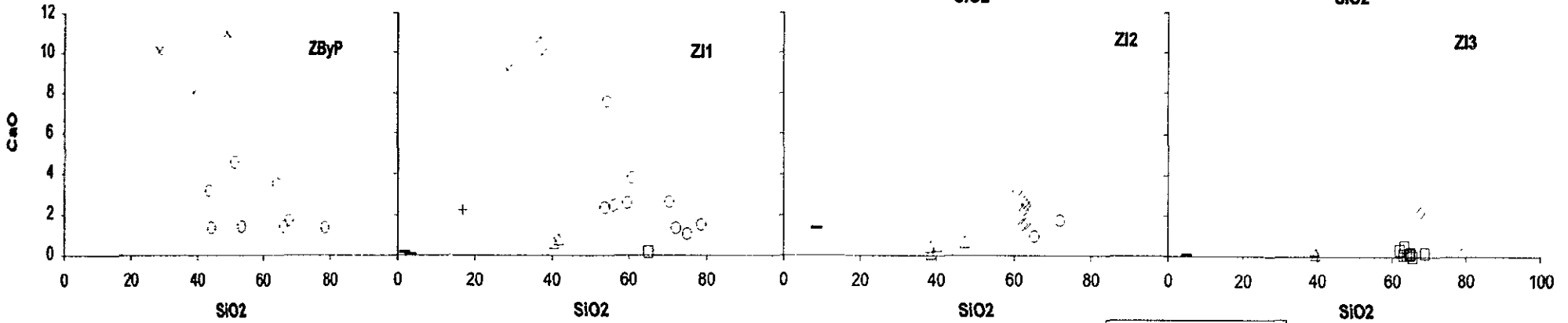
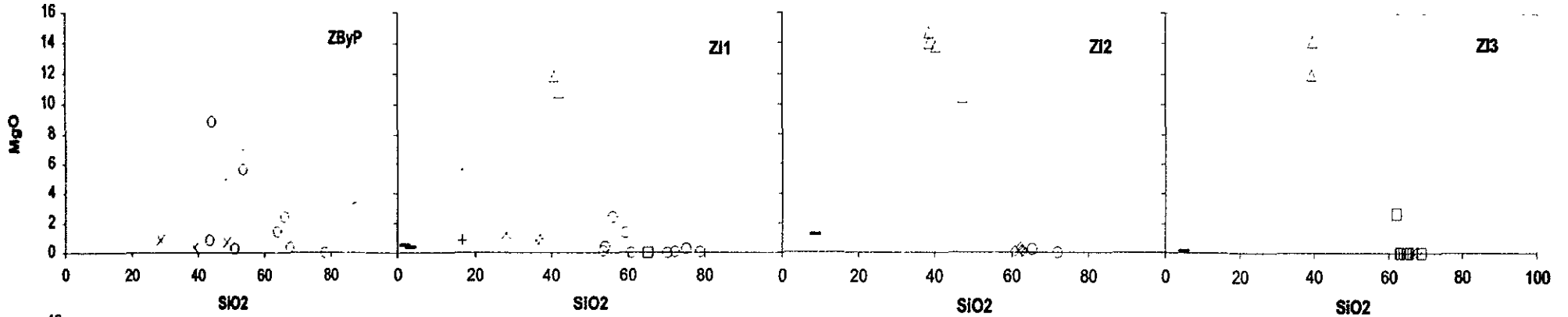
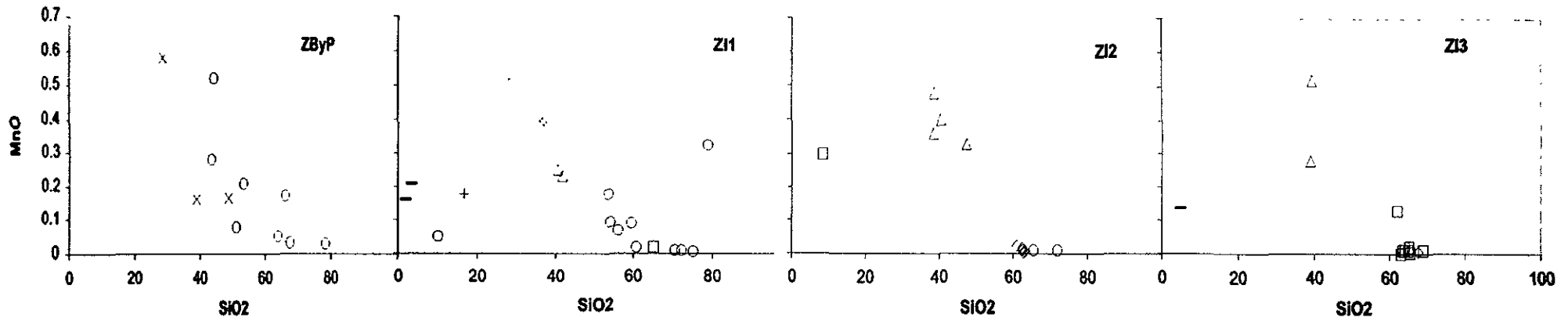
ZI1 - Zona Intermedia I

ZI2 - Zona Intermedia II

ZI3 - Zona Intermedia III

Todos los elementos mayores estan en %wt.





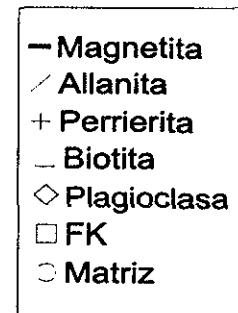
ZByP - Zona de Borde y de Pared

ZI1 - Zona Intermedia I

ZI2 - Zona Intermedia II

ZI3 - Zona Intermedia III

Todos los elementos mayores están en %wt



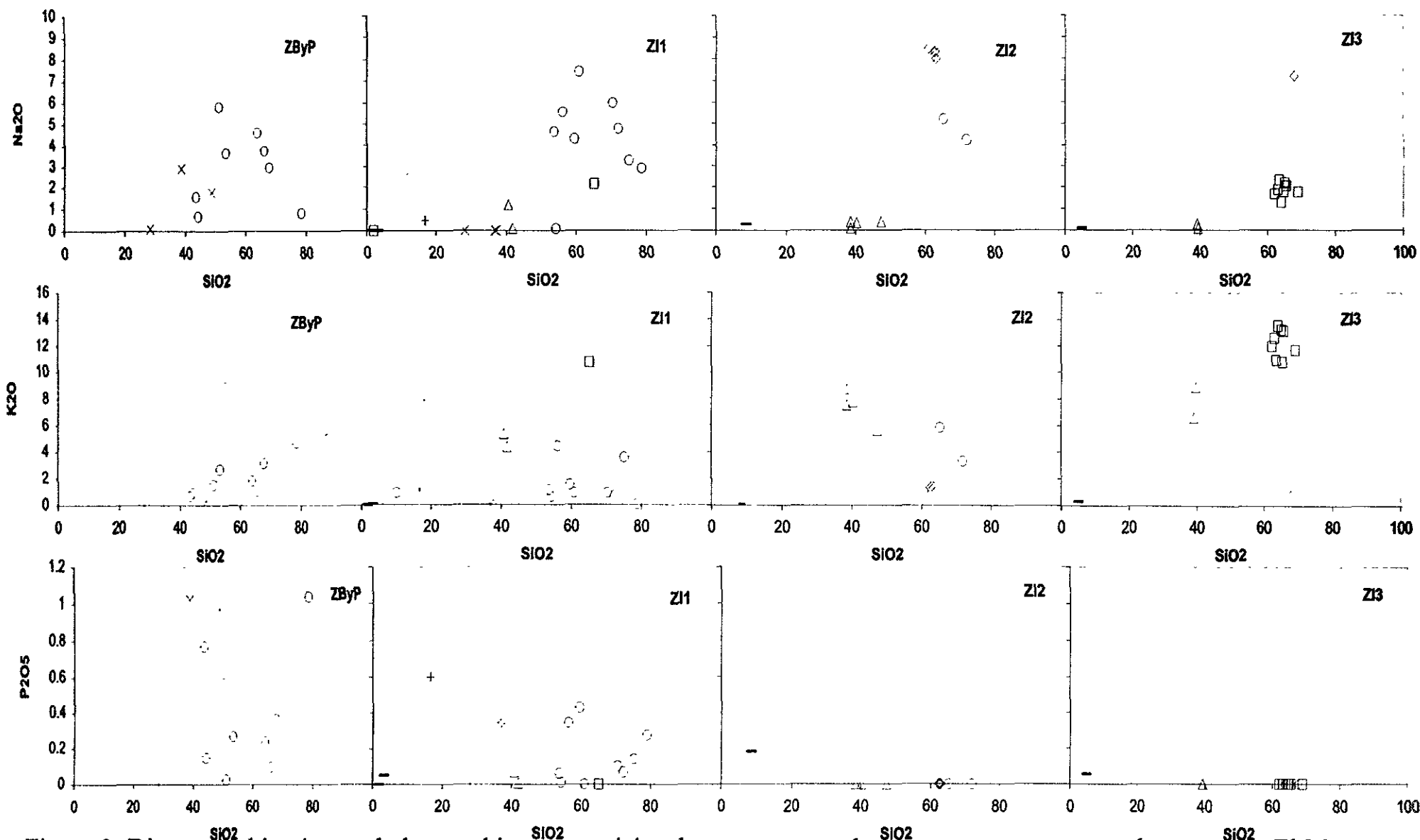


Figura 3. Diagramas bivalentes de los cambios composicionales presentes en las zonas que componen a la pegmatita El Muerto. Cada una de las zonas presenta una mineralogía que la caracteriza, lo que da lugar a variaciones composicionales. Como se puede observar en los diagramas, las zonas de borde, pared e intermedia I se constituyen principalmente de minerales accesorios, como son: magnetita, allanita, biotita y perrierita, embebidos en una matriz compuesta de feldespartos y cuarzo. Mientras que las zonas intermedias II y III se componen de feldespartos y cuarzo, con pequeñas bolsas o nódulos de magnetita y biotita. Estas últimas zonas son prácticamente monominerálicas.

Como se puede observar las tendencias de variación elemental son controladas por la composición de los fenocristales y los agregados monominerálicos, por lo que es posible inferir que la misma química de la pegmatita es controlada por la cristalización fraccionada.

4.2.2 ICP

Por este método sólo tres muestras fueron analizadas para obtener su concentración de TR (Tabla 3). Debido a que la allanita tiene muy altas concentraciones de TR su análisis fue realizado por el método anterior.

Tabla 3. Concentración de TR en muestras de la Pegmatita El Muerto

ELEMENTOS (ppm)	FK 3Fk	Z. Borde 3PEG	RE (anortosita)
La	1.228	12.08	5.487
Ce	1.732	40.2	12.66
Pr	0.2338	6.614	1.618
Nd	0.7265	28.99	6.422
Sm	0.1077	8.822	1.173
Eu	0.3772	0.7215	1.056
Gd	0.1888	8.459	1.008
Tb	0.01219	1.495	0.1158
Dy	0.08277	9.609	0.5992
Ho	0.0154	1.852	0.09287
Er	0.05568	5.471	0.2489
Tm	0.006486	0.8201	0.02807
Lu	0.008963	0.8024	0.02522

- Feldespato Potásico (3Fk).- Con este método es posible observar la anomalía positiva de Eu en el feldespato (Fig. 4). Es decir, que el Eu es compatible con la estructura interna del feldespato.
- Roca Encajonante (3RE).- El análisis hecho para esta muestra indica el comportamiento clásico de una anortosita (Fig. 4).
- El tercer análisis fue hecho para una muestra de la zona de borde (3PEG) en donde el feldespato ha sido removido (Fig. 4). Por otro lado, muestra una baja concentración de La y Ce, lo que indica que la allanita también fue removida.

4.2.3 MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO

Allanita.- Mediante esta técnica se observa la composición de la allanita. Por otra parte, presenta una gran variabilidad en la concentración de TR. Dentro de su estructura se observan diferentes concentraciones de cloro.

Dentro de los feldespatos (zonas intermedias II y III) también se observaron minerales como vesuvianita, epidota, hornblenda, los cuales son producto posiblemente del proceso de metasomatismo cuando la pegmatita se emplazó en la roca encajonante.

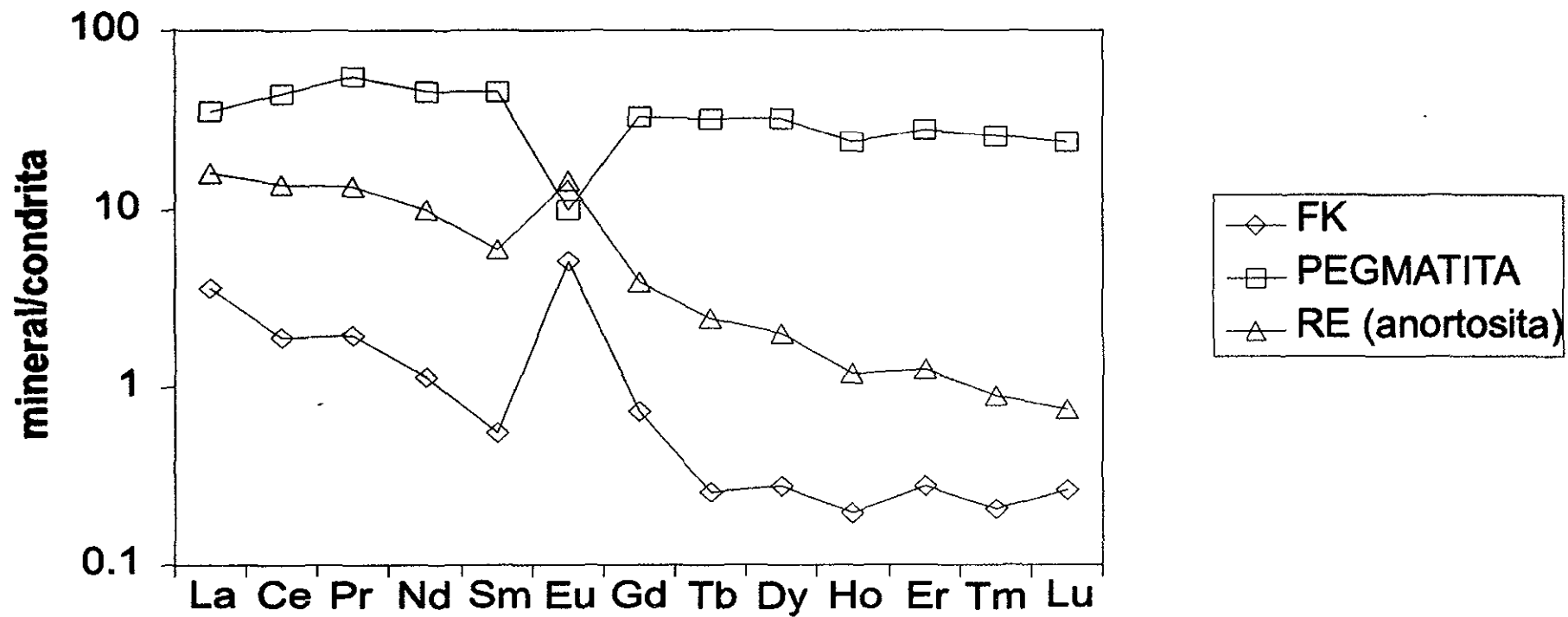


Figura 4. Diagrama de REE, los resultados fueron obtenidos mediante el método analítico ICP. La normalización fue hecha con los datos de la condrita Wakita (1971). Tanto el feldespto potásico (FK) como la roca encajonante (RE, anortosita) muestran un comportamiento clásico, con una anomalía positiva de Eu. La otra muestra es de la zona de borde de la pegmatita El Muerto, en donde se puede observar una anomalía negativa de Eu y un empobrecimiento de las tierras raras ligeras, lo que indica una separación de plagioclasas y allanita, respectivamente.

Usando esta técnica se identificó el contenido de las vetillas, microfracturas y de otros minerales, que cortan a los minerales (allanita principalmente) y que se encuentran formando la zona de borde y la intermedia I; este contenido, es de diferente composición (Apéndice B): Si-Al-Fe (dickita), Si-Al-Fe-Mg (clorita), Al-K-Ca-Fe-Si-P-Ti-Cl-S-Ce, Si-Al-Ca-Fe (epidota), Si-Al-Ce, Si-Al-Ce-Y, Si-Al-Ca-Ti-Fe-Nb (titanita), Fe-Ag-S, estas dos últimas composiciones se encuentran formando minerales que están incluidos en la allanita.

No se observó metamictización de allanita, zircón y biotita o en algún otro mineral.

4.2.4 CATODOLUMINISCENCIA

Cuatro muestras de cuarzo, que conforma el núcleo, fueron analizadas mediante esta técnica, con el fin de conocer cuántas etapas de formación de cuarzo hubo en el núcleo. Las muestras analizadas son las siguientes: M72, M979, M79 y MI971.

Zirkernagel (1978) presentó una discusión extensa de la catodoluminiscencia (CL) del cuarzo, y de acuerdo a los colores originados por catoluminiscencia definió tres tipos de cuarzo:

- (a) Cuarzo con luminiscencia violeta es observado en rocas plutónicas, volcánicas y de metamorfismo de contacto (en general, rocas que han estado bajo un rápido enfriamiento).
- (b) Cuarzo con luminiscencia café es de rocas metamórficas de bajo y alto grado, que han sido enfriadas lentamente.
- (c) El cuarzo autigénico es no luminiscente.

En 1985, Matter y Ramseyer presentaron una discusión de los usos de la CL en estudios de procedencia y sus publicaciones incluyen colores de la catodoluminiscencia del cuarzo. Ellos usaron una subdivisión más detallada de cuarzo de alta temperatura de diversos orígenes, basado en el color de la catodoluminiscencia. Sus categorías son:

1. Azul claro a azul a violeta (malva): Cuarzo plutónico y en fenocristales de rocas volcánicas.
2. Negro azulado: Cristales de cuarzo plutónico que han sido plásticamente deformados.
3. Rojo: Matriz de cuarzo en rocas volcánicas
4. Café: Cuarzo en rocas de metamorfismo regional.

En las muestras analizadas, el cuarzo presenta tonalidades de azul a violeta, por lo que, de acuerdo con las clasificaciones anteriores el cuarzo es plutónico. Esas tonalidades se presentan homogéneamente en toda las muestras por lo tanto solo hay una etapa de generación de cuarzo.

También se observaron algunos cristales de calcita ocupando algunos espacios y formando microvetillas, con una tonalidad de rojo brillante que es característica de su catodoluminiscencia.

4.2.5 ESPECTROMETRÍA DE MASAS DE CUADRUPOLO

Se analizaron 4 muestras mediante este método, con el fin de conocer la concentración de gases en la pegmatita. Las muestras son de allanita, feldespato potásico y cuarzo (núcleo), del cuarzo fueron dos muestras y contienen inclusiones fluidas que fueron medidas por microtermometría.

Los resultados de la espectrometría de gas son presentados en la Tabla 4.

Tabla 4. Concentración de gases en diferentes muestras la pegmatita El Muerto.

ELEMENTOS (wt%)	FK	Qz M9610	Qz M9712	Allanita
H2	6.54189157	8.7328722	5.75360283	17.1254113
He	0.01612029	0.0185848	0.01107533	0.042595
CH4	7.42758814	9.739549	6.63914667	0.25122957
H2O	56.0366771	59.703798	36.539085	82.3741929
N2	0.89671414	1.1683918	0.67678383	0.05188586
O2	0.16610314	0.2026094	0.12124267	0.04398443
H2S	0.001048	0.0012536	0.00081117	0.00029014
Ar	0.02717843	0.0344924	0.022275	0.00249486
CO2	0.23513243	0.2910404	0.169483	0.01057661
SO2	0.00041714	0.0005616	0.000088	0.00021514
N2/Ar	25.1428571	30.4	17.6666667	27.8571429

Los resultados, mostrados en la tabla anterior, indican que los fluidos de la allanita y feldespato contienen una mayor concentración de metano que las de cuarzo, sin embargo éste último muestra una mayor concentración de dióxido de carbono. La presencia de metano en la allanita y el feldespato implica una componente metamórfica, mientras que el dióxido de carbono en el cuarzo indica una componente magmática.

4.1.6 MICROTERMOMETRÍA

Las muestras para inclusiones fluidas fueron tomadas principalmente en el núcleo, compuesto de cuarzo el cual contiene inclusiones de apatita, zircón y allanita, así como en la tercera zona intermedia, en donde hay cuarzo y microclina principalmente.

Debido a que el cuarzo del núcleo está sumamente fracturado, se presentan abundantes inclusiones secundarias y pseudosecundarias las cuales interfieren en muchas ocasiones con las inclusiones primarias. Estas últimas ocurren en forma aislada y formando grupos que no están localizados en planos de fracturas, mientras que las secundarias y pseudosecundarias se encuentran a lo largo de fracturas y formando planos.

Tanto la microclina como la allanita contienen muy pocas inclusiones primarias y están en forma aislada.

Las mediciones fueron hechas sólo en inclusiones primarias las cuales son de diferente tipo y composición:

Unifásicas.- Compuestas de líquido (H₂O).

Bifásicas.- Este tipo de inclusiones es el más variado ya que se tiene:

1. Tipo Ia. Predomina el líquido sobre el vapor y se componen de H₂O+NaCl disuelto, este tipo de inclusiones es el más abundante.
2. Tipo Ib. Predomina el vapor sobre el líquido y se componen de H₂O+NaCl disuelto.
3. Tipo II. Predomina el líquido sobre el vapor y se compone de CO₂ puro.

4. Tipo III. Predomina el líquido sobre el vapor y se compone de $\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}$ disuelto.

Trifásicas.- Predomina el líquido sobre el vapor y contienen minerales hijo, están compuestas de $\text{H}_2\text{O}+\text{NaCl}$ sólido y NaCl disuelto.

Cálculo de la densidad y salinidad

Para obtener el volumen y calcular la densidad es necesario conocer el área de la inclusión no obstante es casi imposible conocer la profundidad de ellas, por lo que, se utilizará el diámetro de la burbuja como la profundidad. Sin embargo, las inclusiones tienen diferente forma y la proporción de líquido:vapor es muy variada, se tomarán las inclusiones más uniformes y representativas.

La densidad total de la inclusión está dada por la siguiente expresión:

$$\rho_{\text{TOT}} = \rho_L F + \rho_V (1-F)$$

en donde ρ_L = densidad de la fase líquida

ρ_V = densidad de la fase de vapor

F = grado de relleno, el cual es definido como la proporción volumétrica del líquido (V_L) relativo al volumen total de la inclusión (V_{TOT}):

$$F = V_L / (V_L + V_V)$$

en la mayoría de los casos se puede asumir que la densidad de la fase de vapor es cero, por lo tanto se tienen que:

$$\rho_{\text{TOT}} = \rho_L F$$

Utilizando la figura 5 (Shepherd et al., 1985) se puede obtener la densidad total de las inclusiones conociendo el grado de relleno y la salinidad (Apéndice D).

El grado de salinidad, en las inclusiones fluidas se obtiene usando la temperatura de fusión del hielo. La temperatura se determina mediante el siguiente proceso:

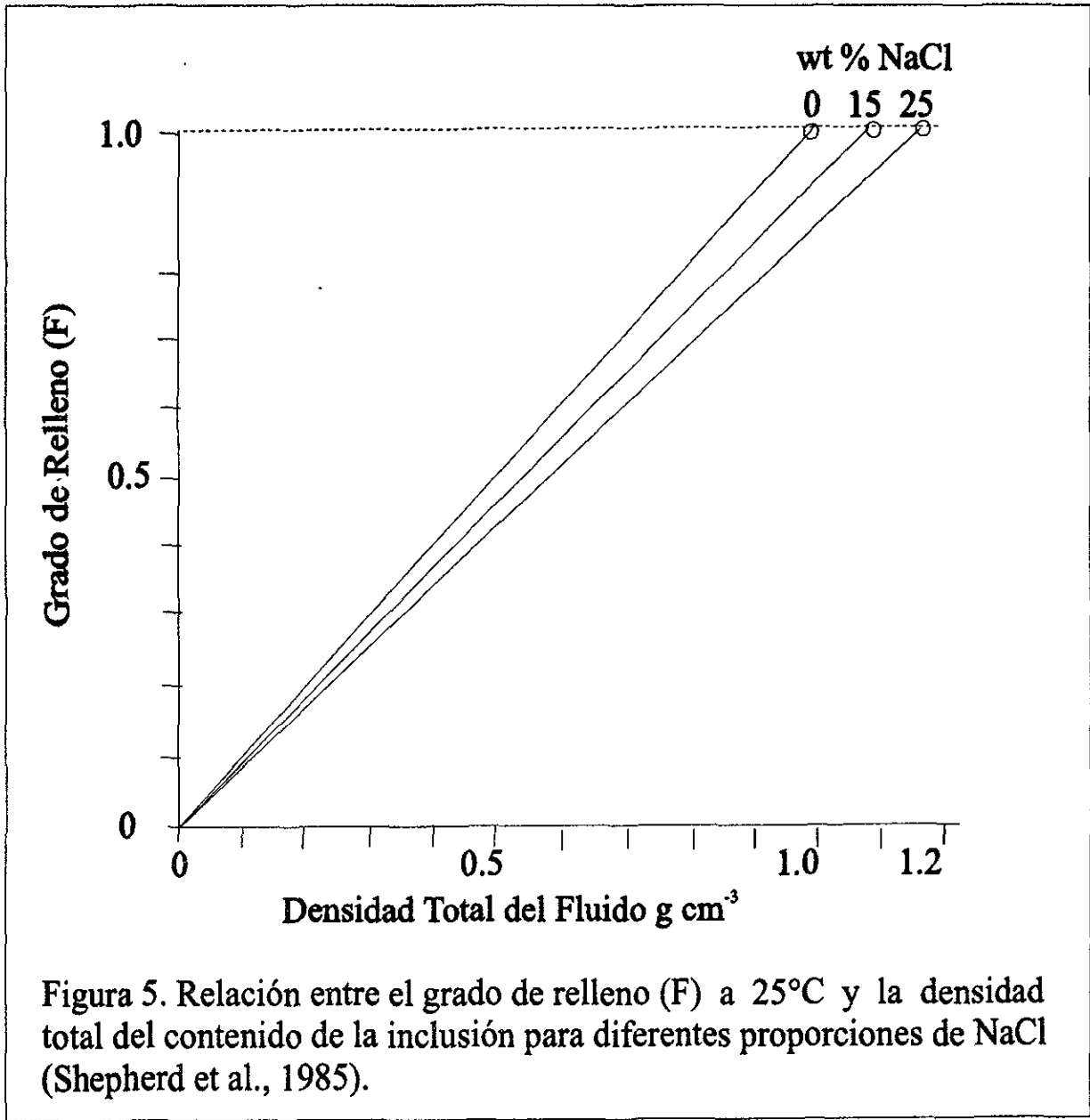
- Las inclusiones son congeladas (ver pag. 21), el descenso brusco de la temperatura da lugar a un superenfriamiento metaestable.
- La muestra se calienta lentamente hasta que el último hielo se funda, en ese momento queda determinada la temperatura de fusión (T_m).

Para calcular el grado de salinidad, Potter et al. (1978) derivaron dos ecuaciones:

$$W_s = 0.00 + 1.76958 T_m - 4.2384 \times 10^{-2} T_m^2 + 5.2778 \times 10^{-4} T_m^3 [\pm 0.028] T_m = 0.00 + 0.581855 W_s + 3.48896 \times 10^{-3} W_s^2 + 4.314 \times 10^{-4} W_s^3 [\pm 0.03]$$

Donde T_m = Temperatura del punto de fusión en $^{\circ}\text{C}$

W_s = Es el porcentaje del peso en solución de NaCl



Sistema H₂O-NaCl

Las inclusiones de este tipo presentan gran variación en su relación líquido:vapor, salinidad, densidad y volumen (Apéndice D), ya que la sal se encuentra disuelta y también en forma sólida (halita).

Siendo su Th en promedio de 228°C y Tm de -18.02°C (Fig. 6).

De acuerdo con algunas de las temperaturas de fusión (congelación), que resultaron de las mediciones, se puede inferir que la fase acuosa del fluido de algunas inclusiones está compuesto de H₂O+NaCl, H₂O+NaCl+KCl, H₂O+NaCl+NaHCO₃ y H₂O+MgCl₂ (Apéndice D). Hay presencia de hidrohálita (NaCl·2H₂O), la cual se identificó mediante su índice de refracción y naturaleza granular.

La figura 7, muestra el comportamiento de la salinidad con respecto a la temperatura de homogeneización, se observa como algunas inclusiones pasan la curva de saturación de la halita, esto provoca la depositación de una fase cristalina sólida (minerales hijos) dentro de ellas.

Sistema CO₂ líquido

Estas inclusiones tienden a homogeneizar a líquido y sus temperaturas de homogeneización son bajas variando desde +10 a -35 (Fig. 8).

Con la Th se puede calcular la densidad usando la figura 9 (Shepherd et al., 1985). Si se toma la Th promedio en este sistema, que es de -11°C, la densidad sería de 0.99 g cm⁻³.

También es posible calcular la presión conociendo la profundidad, mediante la gráfica de Th(CO₂) vs profundidad de atrapamiento (Roedder, 1985), y con la siguiente ecuación:

$$P = \rho gh$$

Donde P = presión
ρ = densidad volumétrica
g = aceleración de la gravedad
h = profundidad a la que se atrapó la inclusión, que en este caso es de 26.5 km

Calculando la presión:

$$P = 0.99 \text{ g cm}^{-3} (981 \text{ dinas cm}^{-2}) (29.2 \times 10^5 \text{ cm})$$
$$P = 2.8 \times 10^9 \text{ dinas cm}^{-2} = 2.8 \text{ Kb}$$

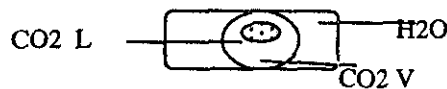
Así teniendo la presión y usando la gráfica de P-T para el sistema CO₂ propuesta por Roedder, 1985, es posible calcular la temperatura final de atrapamiento (Ta) de la inclusión, en este caso la Ta sería de 320°C aproximadamente.

Sistema H₂O+CO₂+NaCl

La temperatura de homogeneización del CO₂ varía desde 17 a 31°C, también homogeneiza a líquido, usando la figura 9 se pueden obtener las densidades. No obstante casi todas estas inclusiones tienden a decrepitarse, antes de la homogeneización final de la burbuja de vapor (H₂O) en un rango que va de 260 a 270°C, debido a que a esta temperatura la presión

interna del vapor es más alta que la presión interna inicial. Estudios experimentales en otros trabajos sugieren que las inclusiones más pequeñas que 10µm se decrepitan cuando la presión diferencial excede los 800 bares. La temperatura de homogeneización final es en promedio de 267°C, Fig. 10.

Por otra parte, conociendo el Th del CO₂ que homogeneiza a líquido, el volumen (estimación visual) que ocupa dentro de la inclusión y la densidad se puede obtener el peso en porcentaje del CO₂, mediante el siguiente método (Shepherd et al., 1985):



- A. $T_h\text{CO}_2 (L+V \rightarrow L) = 29^\circ\text{C} = 0.62 \text{ g cm}^{-3}$ (fig. 9)
- B. El volumen que ocupa la fase de CO₂ en la inclusión es del 27% (Apéndice D).
La fase de H₂O es 73% de volumen.
- C. Se asume que: (i) El contenido de sal de la fase H₂O es muy bajo y que la densidad que puede tener a temperatura ambiente es de 1.0 g cm^{-3} .
(ii) La solubilidad del CO₂ en la fase de H₂O y H₂O en la fase de CO₂ es muy baja a temperatura ambiente.
- D. La densidad de la inclusión H₂O+CO₂ está dada por:
- $$(0.27 \cdot 0.62) + (0.73 \cdot 1.0) = 0.90 \text{ g cm}^{-3}$$
- (vol.*ρ) (vol.*ρ)

El wt% de CO₂ está dado por

$$0.21/0.90 = 23.3 \text{ wt\% de CO}_2$$

Por otra parte, las inclusiones que contienen mayor salinidad son las que presentan la temperatura de homogeneización (Fig. 10) más elevada, la cual es en promedio de 260°C.

Este tipo de inclusiones son las más difíciles de interpretar y de medir, debido a la aparición de clatratos o gas hidratado que resulta de la interacción de la fase acuosa con la no-acuosa. Esos componentes a baja temperatura contienen grandes cantidades de agua en su estructura y normalmente se funden en un intervalo de 6 a +12°C. La fusión final del hielo registrada en la presencia de clatratos resulta en la sobre estimación de la verdadera salinidad, esto es debido a que hay una removilización de agua de la fase acuosa durante la formación de clatratos, lo que incrementa la concentración de sal en el fluido acuoso residual.

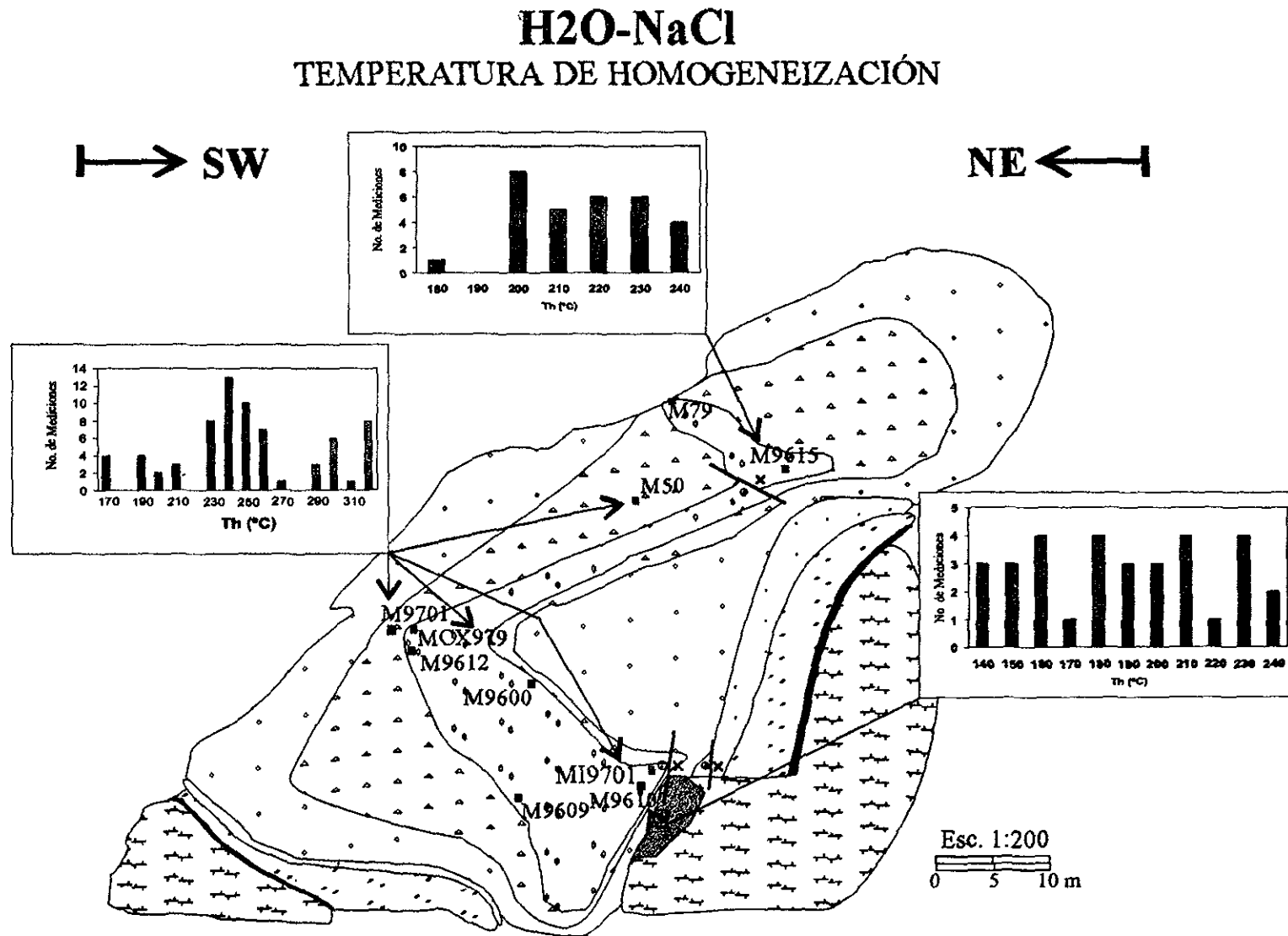


Figura 6. Histogramas de las temperaturas de homogeneización en las inclusiones H₂O+NaCl. Las temperaturas más altas se encuentran hacia en el cuarzo del núcleo, mientras que las más bajas se presentan en el cuarzo de la Zona Intermedia III. En dicha zona se da lugar la textura gráfica.

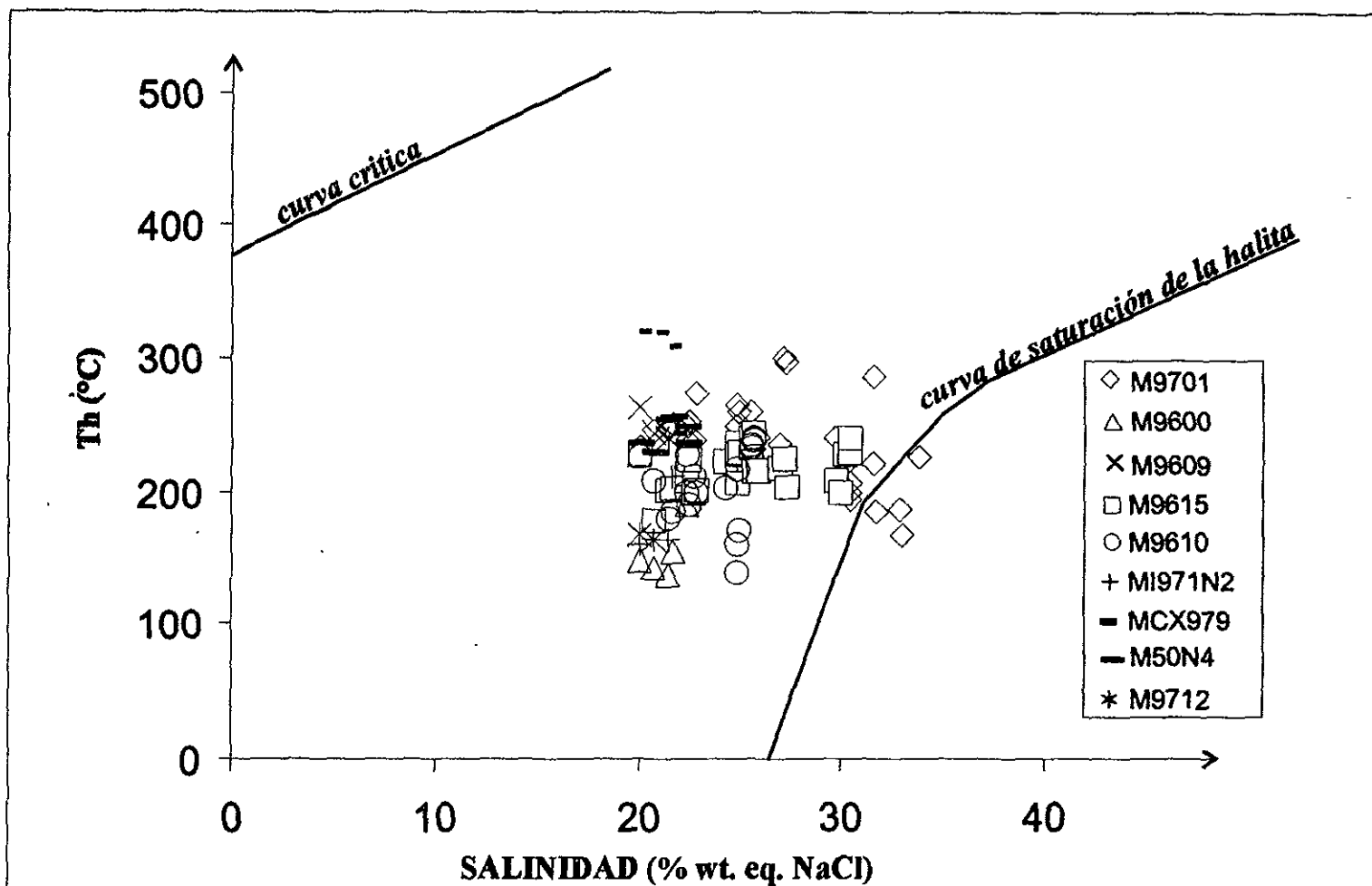


Figura 7. Diagrama de temperatura de homogeneización vs salinidad. Se puede observar cierta tendencia decreciente, ya que las inclusiones de mayor temperatura contienen menor salinidad mientras que las de temperatura más baja son las que presentan mayor salinidad. Algunas de estas últimas cruzan la curva de saturación de la halita, lo que da lugar a la formación de minerales hijo. Estas inclusiones se encuentran en cuarzo de la Zona Intermedia III. La tendencia decreciente indica una pérdida de agua, lo que resulta en un fluido más salino.

CO2 LÍQUIDO

TEMPERATURA DE HOMOGENEIZACIÓN

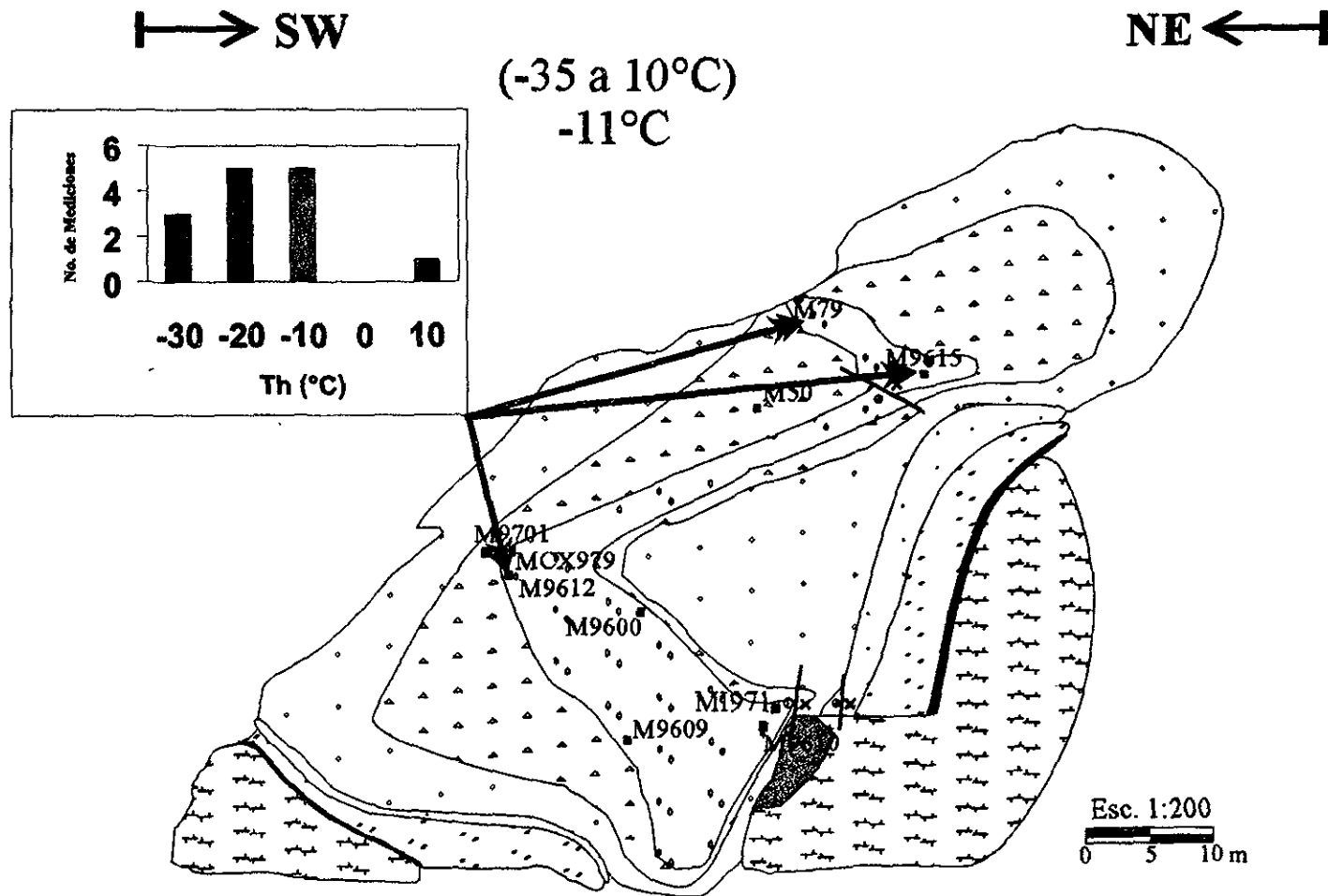


Figura 8. Histogramas de las temperaturas de homogeneización en el sistema CO2 Líquido. Las inclusiones homogeneizan a líquido, lo cual es característico de sistemas magmáticos que se forman a profundidad.

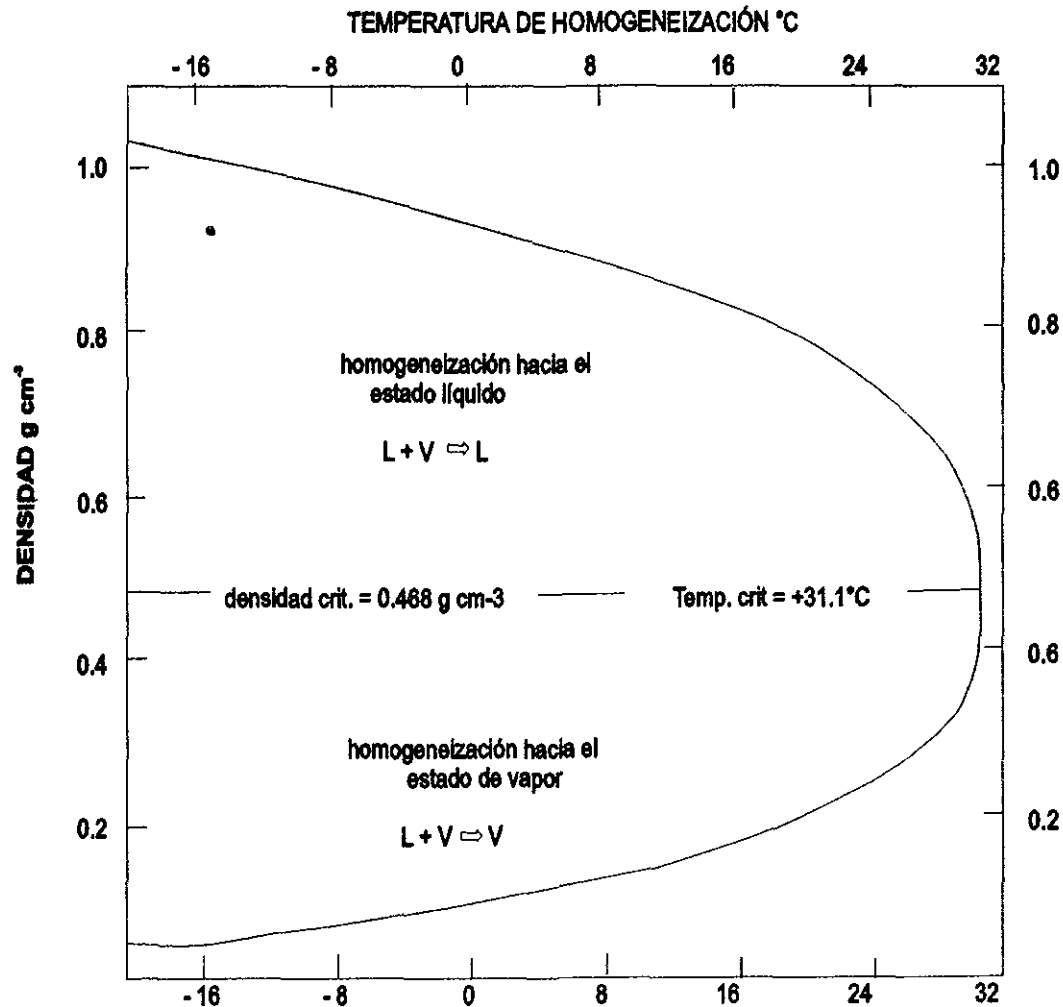


Figura 9. Relación entre la temperatura de homogeneización de CO₂ líquido (ThCO₂) y densidad de la fase de CO₂. Nota: cuando se use el diagrama, es importante distinguir si la inclusión de CO₂ homogeniza a un estado líquido o vapor, (Shepherd et al., 1985).

CO₂+H₂O+NaCl

TEMPERATURA DE HOMOGENEIZACIÓN

SW

NE

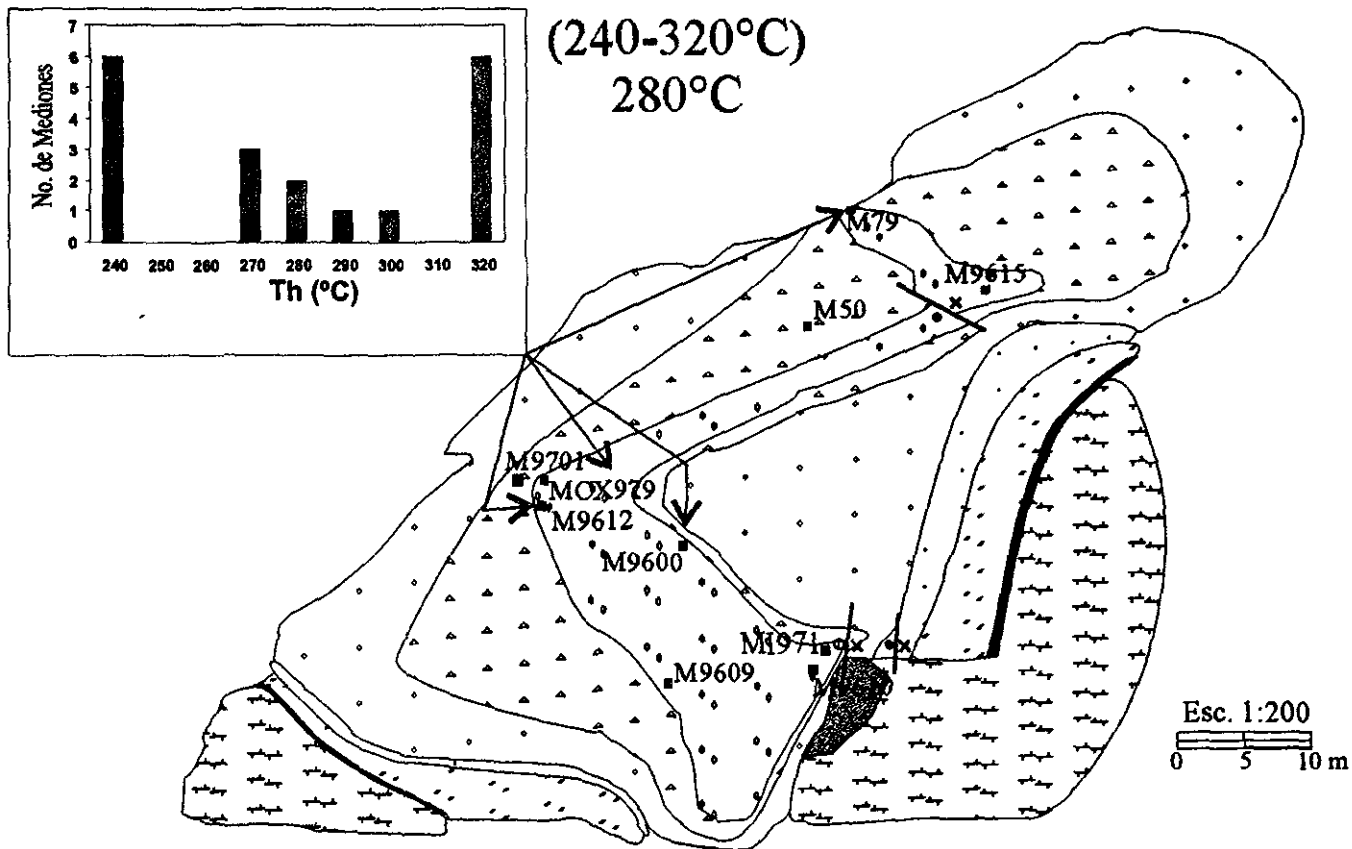


Figura 10. Histograma de la temperatura de homogeneización en el sistema H₂O+CO₂+NaCl. Estas inclusiones presentan las temperaturas más altas, aunque la mayoría decrepitó entre 260 y 270°C, antes de homogeneizar.

CAPÍTULO 5. EVOLUCIÓN PETROLÓGICA

5.1 DIFERENCIACIÓN MAGMÁTICA

5.1.1 CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA

La cristalización fraccionada es la separación de una o más fases sólidas a partir del magma inicial. Fue propuesta por Bowen en 1928 y sería el proceso de diferenciación más importante.

Mediante este proceso, en un magma que comienza a cristalizar, las sustancias más insolubles o más pesadas son las que cristalizan primero, y éstos son, en general, los minerales accesorios tales como: magnetita, ilmenita, titanita, apatita, rutilo, zircón, cromita, etc. El olivino, los piroxenos y las plagioclasas cálcicas figuran entre los primeros minerales que cristalizan, seguidos de la hornblenda, plagioclasas sódico-cálcicas, biotita, feldespatos alcalinos, moscovita y cuarzo. Se observa que con la sustracción de minerales ferromagnesianos y cálcicos, el magma residual se vuelve cada vez más rico en sílice, álcalis y elementos ligeros.

Este proceso puede generarse en la mayoría de series de rocas ígneas, durante su evolución magmática. Se manifiesta mediante un cambio continuo en la composición del magma durante su cristalización.

Hall (1987) establece que a partir de un magma primario, donde son conocidos tanto el coeficiente de distribución como los minerales que cristalizan, es posible calcular como varía el contenido de elementos traza del líquido cuando se produce la cristalización. No obstante, en la práctica la situación no es tan simple por las siguientes razones:

- (1) La cristalización no se da por completo en un sistema cerrado.
- (2) La cristalización no puede ser perfectamente de tipo fraccionada ya que hay algún grado de equilibrio entre los cristales inicialmente separados y el líquido residual.
- (3) Es difícil que permanezcan los mismos agregados minerales cristalinos durante el periodo total de cristalización.
- (4) Los coeficientes de distribución se alteran con los cambios de composición del fundido y las caídas de temperatura y/o presión.
- (5) Cantidades pequeñas de minerales accesorios puede tener un gran efecto sobre la distribución de ciertos elementos traza.

La cristalización procede y se extiende, sólo cuando el sistema es perturbado a partir del equilibrio.

Las trayectorias de fraccionación, que conducen al enriquecimiento extremo de los componentes traza en pegmatitas graníticas de elementos raros, son extensas y complejas. El estilo de fusión parcial y el grado de saturación de volátiles afectan las concentraciones y proporciones de elementos raros en el magma inicial. La evolución interna de los reservorios de magma a través de la fraccionación cristal-fusión, fraccionación líquida y transporte de elementos raros vía fase acuosa (difusa o exsuelta) produce fusiones sílicas altamente enriquecidas en elementos raros y volátiles; esas fusiones eventualmente solidifican como cuerpos intrusivos tardíos de leucogranitos que son generadores de pegmatitas fértiles y granitos pegmatíticos (Cerny et al., 1985). Además, los valores extremos de los coeficientes de partición cristal-fusión de algunos elementos complejos (tales como Li, Rb, Cs, Ba, Sr) juegan

un papel importante en la acumulación de otros (e.g., Nb, Ta, Ga, Zr, Hf, y probablemente también de Li, Cs, Tl y Mn).

La zonación química está relacionada a cómo las pegmatitas registran la fraccionación extrema del fundido durante su formación.

Pegmatita “El Muerto”

Los resultados de análisis químicos indican que el magma, que dió lugar a la formación de la pegmatita “El Muerto”, estaba compuesto por Si, Al, K, Na, Ca, Mg, Fe, Ti, P, Zr, Nb, TR, Th, U y H₂O. Durante el desarrollo de las diferentes fases minerales (Fig. 3), el magma va cambiando de composición, así se tiene que el Ca se distribuye entre allanita, apatita y plagioclasa; el Ti entre ilmenita y titanita; el Fe en la magnetita y biotita; el Mg en la biotita; Na y K en feldespatos alcalinos y Si principalmente en el cuarzo. La Fig. 3 muestra la distribución de los óxidos con respecto al SiO₂, en esta figura se observan los diferentes cambios de composición que se dieron en el magma pegmatítico durante su consolidación. Los cambios de composición dan lugar a una zonación química, tanto en la pegmatita como en las fases minerales, la cual a su vez origina un zoneamiento mineralógico, e implica que la pegmatita se formó mediante el proceso de cristalización fraccionada.

La cristalización fraccionada, en la pegmatita “El Muerto”, inicialmente fue controlada por el desarrollo de fases de minerales accesorios, en las zonas de borde, pared e intermedia I. Estos minerales, de forma subhedral a euhedral, toman para sí la concentración total de algunos elementos tales como el Zr para el zircón, el P para la monacita y apatita, LTR para la allanita y perrierita, Th para la allanita, cheralita y thorianita, Nb y Ta dan lugar a la formación de fergusonita, betafita y samarskita y el U para la autunita y uraninita, también la titanita, magnetita e ilmenita forman parte de los accesorios.

Paralelamente, hay un desarrollo de cristales gigantes de biotita que conforman las zonas intermedias de la pegmatita.

Posteriormente, tiene lugar la cristalización de las tres fases minerales más abundantes (cuarzo-albita-feldespato K) presentes en la pegmatita, las cuales se pueden originar esencialmente por dos mecanismos (London, 1992):

1. Cristalización fraccionada desequilibrada, del fundido silíceo, por una cristalización secuencial desde las márgenes del cuerpo hacia el centro.
2. Cristalización de equilibrio eutéctico, en la que tres zonas de agregados dominantes se desarrollaron simultáneamente pero por separado, esto es debido a la incongruencia en solubilidades entre álcalis, Al y Si en el fundido síliceo y el vapor acuoso.

La cristalización en equilibrio puede describirse como una condición en la que la perturbación es pequeña con relación al tiempo de respuesta para el sistema, de tal manera que en un momento dado en la historia de enfriamiento del magma, el agregado de fases cristalinas y fusión está casi cerrado con relación a su proporción de equilibrio y composición.

Otro punto importante, es que la cristalización en equilibrio, de fusiones eutécticas saturadas en H₂O, no produce cambios en los agregados de fases cristalinas, composiciones de fases individuales o proporciones de fases cristalinas, es decir, la composición del fundido eutéctico no cambia durante la cristalización equilibrada. Por lo tanto, las soluciones

cristalinas sólidas requieren que las composiciones de las fases cristalinas cambien, de tal manera que, la actividad de un componente dado (en la fase cristalina) debe ser siempre la misma e igual a la actividad de ese componente en la fusión.

La cristalización en equilibrio de una fusión granítica con vapor acuoso, alrededor del punto eutéctico, impone ciertas condiciones que no pueden ser directamente aplicadas a la formación de las pegmatitas. Tales restricciones no se presentan en una cristalización fraccionada desequilibrada o cristalización secuencial.

La fraccionación secuencial en sistemas multicomponentes, aún en una composición eutéctica, puede producir grandes variaciones en la composición del fundido residual. Esto se observa en un diagrama pseudoternario (Fig. 11), en donde se presenta la presión y temperatura correspondiente a la cristalización de una pegmatita (saturada en H₂O). Dentro del diagrama, el cotéctico de cuarzo y feldespato a 5 kbar (Luth et al., 1964) está localizado a 28% del Qz (eutéctico, 650°) a 36% Qz (Qz-Or eutéctico pseudobinario, 735°). Cuando la presión de agua es alta, la superficie del liquidus es deprimida, el mínimo cae abajo del solvus en el sistema albíta-ortoclasa, da como resultado que el feldespato-K y el feldespato-Na coexistan con la fusión como fases separadas y no como una solución sólida simple (Na, K)AlSi₃O₈.

En el diagrama se proyectaron el porcentaje de cuarzo, albíta y ortoclasa (Fig. 11), obtenido por CIPW, para las muestras de la pegmatita El Muerto. Se puede observar que ocurre una variación, correspondiente a la composición de soluciones sólidas cristalinas individuales (Ab-Or-Qz), la cual se manifiesta como zonación química dentro de cristales individuales y como variaciones en el promedio de la composición del magma, durante las diferentes etapas de la cristalización fraccionada.

Jahns (1982) notó que las fusiones graníticas subsaturadas en H₂O, superenfriadas, producen zoneamientos minerales debido a un crecimiento secuencial, los cuales son similares a los modelos de zoneamiento que muestran las pegmatitas. Este zoneamiento ha sido obtenido en experimentos que parten de una fusión con una composición pegmatítica químicamente compleja. La evolución secuencial del tamaño de grano, desde bordes graníticos de grano fino, zonas intermedias porfiríticas (feldespato potásico megacrístico) y unidades interiores uniformemente megacrísticas, también es seguida por cambios en la composición del fundido que responden a la cristalización fraccionada pero no la cristalización equilibrada de composiciones eutécticas.

Por otro lado, la formación de cristales individuales de plagioclasa y feldespato K indica que el magma cristalizó en un estado subsolvus. Sin embargo, la presencia de las texturas peritítica y gráfica, en la fase de feldespatos, que representan las últimas etapas de enfriamiento de la pegmatita "El Muerto", implica que la cristalización del magma cambia a un estado hipersolvus.

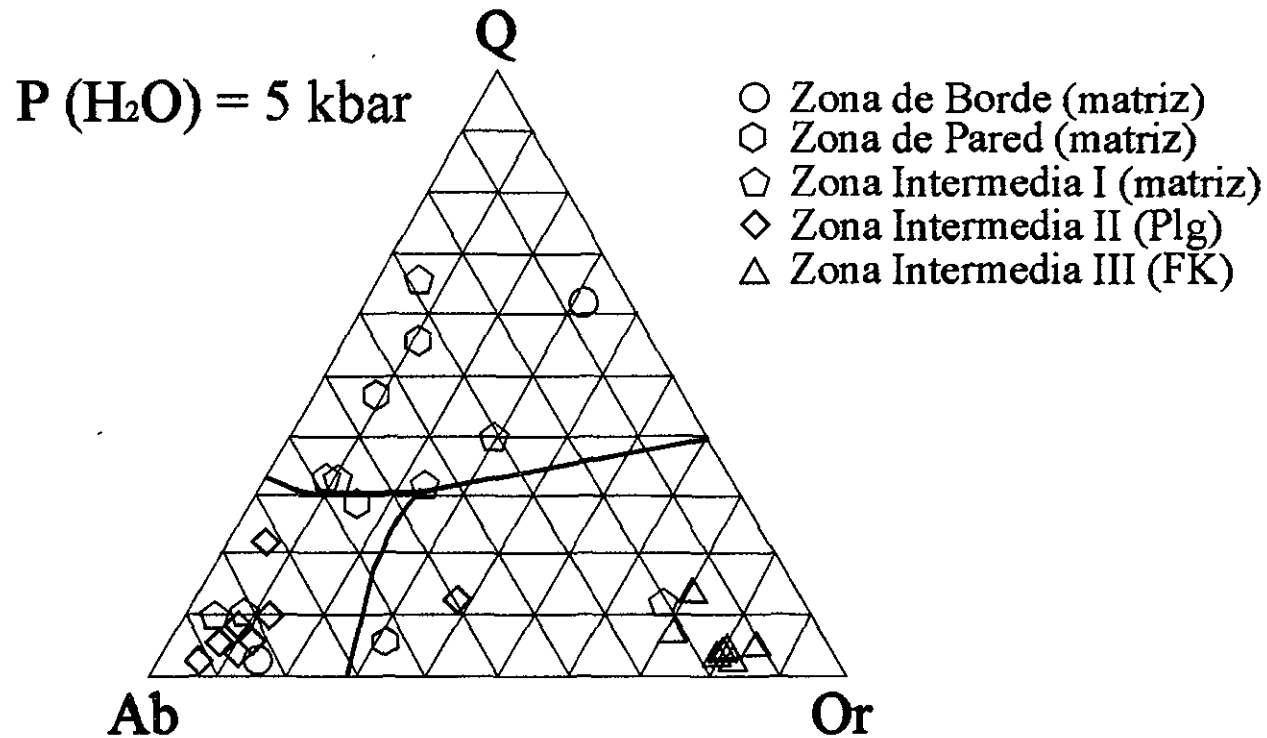


Figura 11. Sistema ternario cuarzo-albita-ortoclasa-agua a una presión de 5 kbar (Luth et al., 1964). La distribución de muestras de los principales minerales, en la pegmatita El Muerto está bien definida. Sin embargo, las muestras de matriz se distribuyen en todo el diagrama, lo que indica la variación en la composición del fundido pegmatítico durante su enfriamiento.

Otro factor importante, que ayuda a demostrar que la pegmatita se forma mediante el proceso de cristalización fraccionada, es el enriquecimiento que presentan algunas fases minerales, de la pegmatita El Muerto, en ciertos elementos traza tales como: Rb, Sr, Ba, Zr, Nb-Ta, TR con respecto a otros minerales.

1. Rubidio y Bario.- El Ba^{2+} y Rb^+ son casi igual en tamaño de radio iónico al K^+ , el Ba forma un fuerte enlace con el oxígeno. Muy pocas veces el Ba^{2+} se encuentra dentro de los principios clásicos de captura, esto es debido a su valencia más alta. El Ba^{2+} y el Rb^+ tienden a ser preferidos por las estructuras del feldespato potásico y de la biotita (De Albuquerque, 1975). La precipitación de Ba es análoga al comportamiento del Rb (Fig. a), en la pegmatita El Muerto, siendo el feldespato potásico y la biotita los que presentan el mayor enriquecimiento dentro de la misma. Por lo tanto, la preferencia del Ba y Rb por esos minerales, demuestra que cuando la biotita cristaliza el magma residual todavía contenía altas concentraciones de esos elementos. Sin embargo, el Ba también puede ser agregado a las fases minerales, como resultado de etapas de alteración hidrotermal tardías.
2. Estroncio.- Otro elemento traza que muestra una fraccionación es el Sr. Debido a que su comportamiento es complejo durante la cristalización ígnea, ha sido estudiado por numerosos autores (Taylor y Heier, 1960; Heier, 1962; Smith, 1974). En radio iónico, el Sr^{2+} es intermedio entre K^+ y Ca^+ . El estroncio no entra en la estructura de los piroxenos (o anfíboles) en cantidades significativas, debido a que el número de coordinación del Ca (8) es demasiado pequeño. En las micas, el número de coordinación 12 del K^+ es excesivamente grande y rígido. Por lo que, el estroncio favorece las estructuras de las plagioclasas con su dimensionalidad ajustable. La partición del Sr entre la plagioclasa y el feldespato potásico es compleja, e influenciada por la competencia con otros minerales (principalmente apatita, titanita y hornblenda), pero se encuentra en la mayoría de los ambientes (Heier, 1962; Smith, 1974). La partición del estroncio, en la pegmatita, es entre la allanita y la plagioclasa; sin embargo, el mayor enriquecimiento se presenta en la allanita, lo que indica que el Sr se fraccionó en las primeras etapas de enfriamiento del magma dejando al residuo empobrecido en el mismo. Por lo tanto, la pegmatita muestra un mayor enriquecimiento de Sr en la zona de borde disminuyendo hacia el interior, en donde también se observa una concentración decreciente de Ca.
3. Zirconio.- En los magmas peralcalinos, el Zr forma complejos zirconosilicatados de estabilidad térmica variable y su rompimiento da un aumento en la variedad de minerales que contienen Zr (Vlsov, 1966; Dietrich, 1968; Watson, 1979). Las concentraciones de Zr tienden a incrementarse en series peralcalinas diferenciadas, con una considerable acumulación del Zr en las pegmatitas. En contraste, de química calcoalcalina, la mineralogía del Zr en series ígneas metaluminosas a peraluminosas es muy simple y restringida al zircón, que cristaliza tempranamente. En la pegmatita El Muerto, la concentración total de Zr es tomada para formar cristales euhedrales de zircón, que se presentan en las primeras etapas de cristalización de la pegmatita.

4. Niobio y Tantalio.- El par Nb-Ta es inicialmente separado por una contracción de lantánidos y despliegan un modelo de fraccionación opuesto a lo esperado para sus propiedades iónicas. La complejidad del Nb y Ta y su respuesta a la fraccionación líquida, incluye el transporte en una fase hidratada, que se puede esperar se produzca durante la diferenciación tanto en un magma leucogranítico como en fundidos riolíticos (Hildreth, 1979 y 1981). Sorpresivamente, el enriquecimiento en Nb y Ta es más pronunciado en secuencias riolíticas donde domina el Cl que en magmas ricos en F (Hildreth, 1981) que son típicos de granitos que generan pegmatitas. Dentro de la pegmatita El Muerto, estos dos elementos dan lugar a la formación de cristales de samarskita, fergusonita y betafita en las etapas tempranas de cristalización.

5. Elementos De Tierras Raras (TR).- Dentro de la pegmatita El Muerto, la allanita y la perrierita (M68) son los minerales accesorios que se encuentran enriquecidos en TR ligeras como se observa en la Fig. 12.

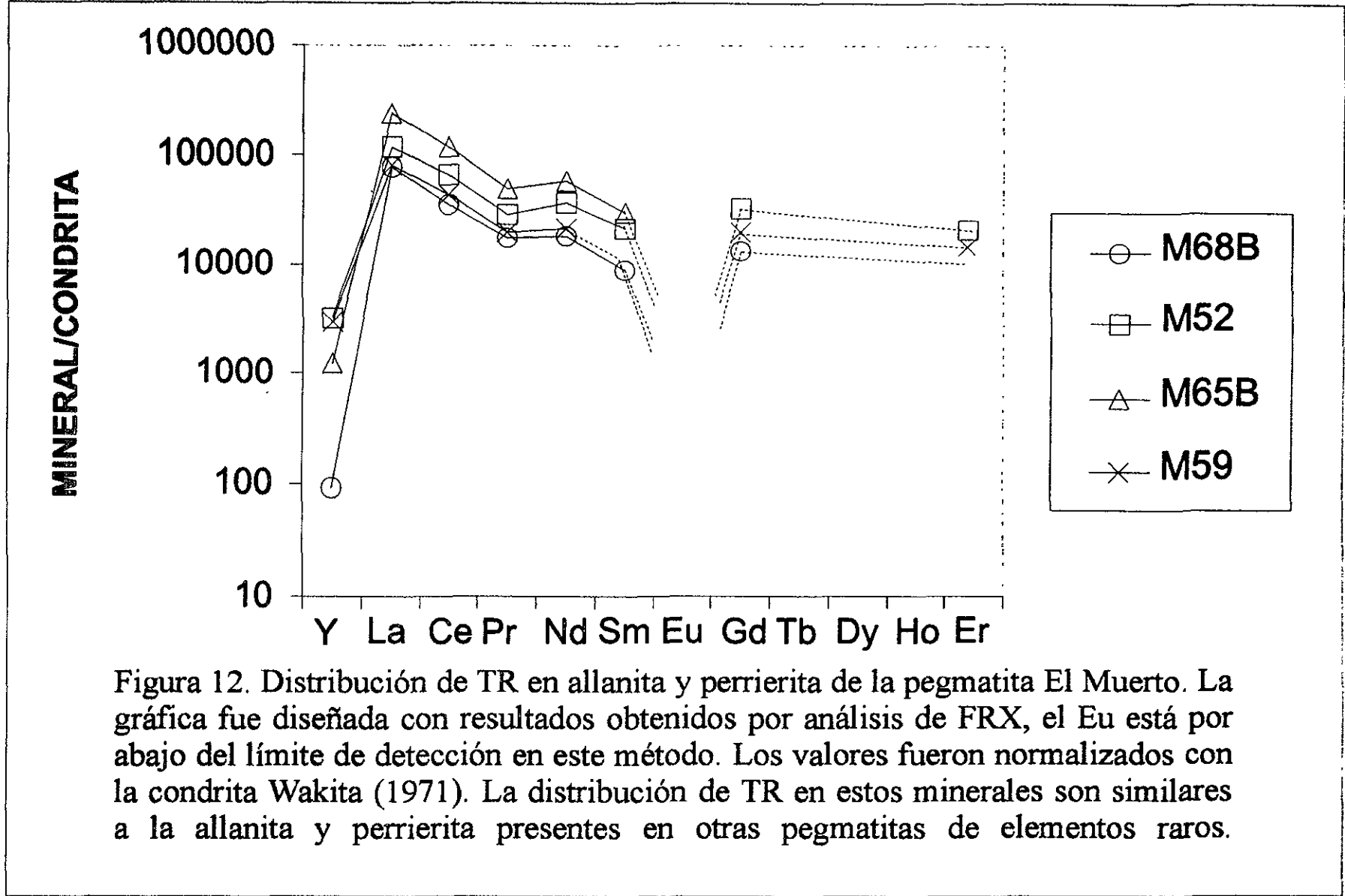
En los sistemas magmáticos de silicatos, los grandes tamaños de los iones de TR predeterminan su entrada dentro de los minerales comunes (Jones et al., 1996). Los minerales con sitios de cationes más grandes, tales como, el zircón, granate y apatita rápidamente aceptan a la mayoría de los iones de TR de tal manera que llegan a ser componentes menores dentro de su estructura.

La partición de los TR entre un mineral y un fluido coexistente dependerá del radio iónico, carga iónica, temperatura, presión y composición del sistema (Henderson, 1984).

Los estados de oxidación mayores a 3+ para otras TR prácticamente no se presentan en los sistemas magmáticos.

La diferencia en la partición del europio bivalente, relativo a la trivalente de las TR, puede encabezar la ocurrencia de una anomalía de europio negativa en la allanita (Fig. 13), lo que da lugar a una anomalía de balance en las plagioclasas de signo positivo (Fig. 4).

El europio puede existir en estados de oxidación 2+ y 3+ en los sistemas magmáticos, lo cual dependerá de su potencial redox, sin embargo, el radio iónico del Eu^{2+} es más grande que el de Eu^{3+} por lo tanto su coeficiente de distribución dentro de algunos minerales es considerablemente más grande que el Eu^{3+} , especialmente donde el intercambio involucra otros cationes de 2+ (e.g. Ca^{2+}), evitando así el intercambio de un balance de cargas adicional. El comportamiento de la partición entre un magma básico y la plagioclasa es un buen ejemplo de este fenómeno.



5.1.2 DIFERENCIACIÓN

Las características geoquímicas, de las pegmatitas de elementos raros, representan los extremos de las tendencias de fraccionación encontradas en las etapas finales de diferenciación granítica, variando desde granitos leucograníticos de alta concentración en sílice, metaluminosos a peraluminosos ó en riolitas (Cerny et al., 1985).

Como en el caso de la cristalización fraccionada, la concentración de algunos elementos traza y la presencia de ciertas fases minerales puede indicar el grado de diferenciación del magma que dió lugar a las pegmatitas, tales como:

1. Rubidio, Bario y Estroncio

Las pegmatitas, generadas por magmas más diferenciados, pueden alcanzar contenidos de Rb >4.98 wt.% en los feldespatos potásicos y una proporción mínima de K/Rb de 1.90 (Jambor y Potter 1967, Cerny et al., 1985, Ferreira, 1984). En general, un enriquecimiento espectacular de Rb en las pegmatitas complejas de elementos raros, parece ser el último resultado de la continua fraccionación del Rb dentro de la fusión residual, el cual se transporta en una fase de vapor que emerge a través de la evolución de leucogranito-granito pegmatítico-pegmatita (Cerny et al., 1985). Dentro de la pegmatita El Muerto, la concentración de Rb en los feldespatos varía de 1.53 a 1.22 wt.% (Fig. 13a), mientras que la proporción K/Rb varía desde 7.29 a 6.04, lo que indica un magma menos diferenciado.

Lopes-Nunes (1973) registró un extenso empobrecimiento de Ba en los feldespatos potásicos de las pegmatitas altamente diferenciadas, las cuales pueden alcanzar valores <100 ppm. En la pegmatita El Muerto, las concentraciones de Ba en los feldespatos varían desde 0.9 a 4.4 wt.% (Fig. 13b), la concentración del Ba es proporcional al incremento de potasio.

La proporción de Ba/Rb es uno de los indicadores más sensibles de la diferenciación (Taylor y Heier, 1960, Taylor, 1963), ya que el contenido de Ba, en las pegmatitas de elementos raros, es particularmente importante sobre todo en las menos diferenciadas. Los gradientes más abruptos de Ba, K/Ba y Ba/Rb son observados en granitos y riolitas altamente sílicas.

Los contenidos de Sr rápidamente decrecen desde las unidades de pegmatitas tempranas a tardías (Shmakin, 1979), por lo tanto, en las pegmatitas altamente diferenciadas enriquecidas en Li, Rb y Cs se presenta una tendencia decreciente del Sr mientras que en los cuerpos menos diferenciados esa tendencia será invertida. Aunque, en pegmatitas del Precámbrico hay que tomar en cuenta el posible ^{87}Sr radiogénico.

Una tendencia de enriquecimiento de Rb y Ba (fig. 13a) y un empobrecimiento de Sr (fig. 13c) se presenta en los feldespatos potásicos, hacia el centro de la pegmatita El Muerto, pero esta tendencia es invertida hacia donde se encuentran las plagioclasas que muestran un ligero enriquecimiento de Sr, lo que es acorde con la composición de los minerales.

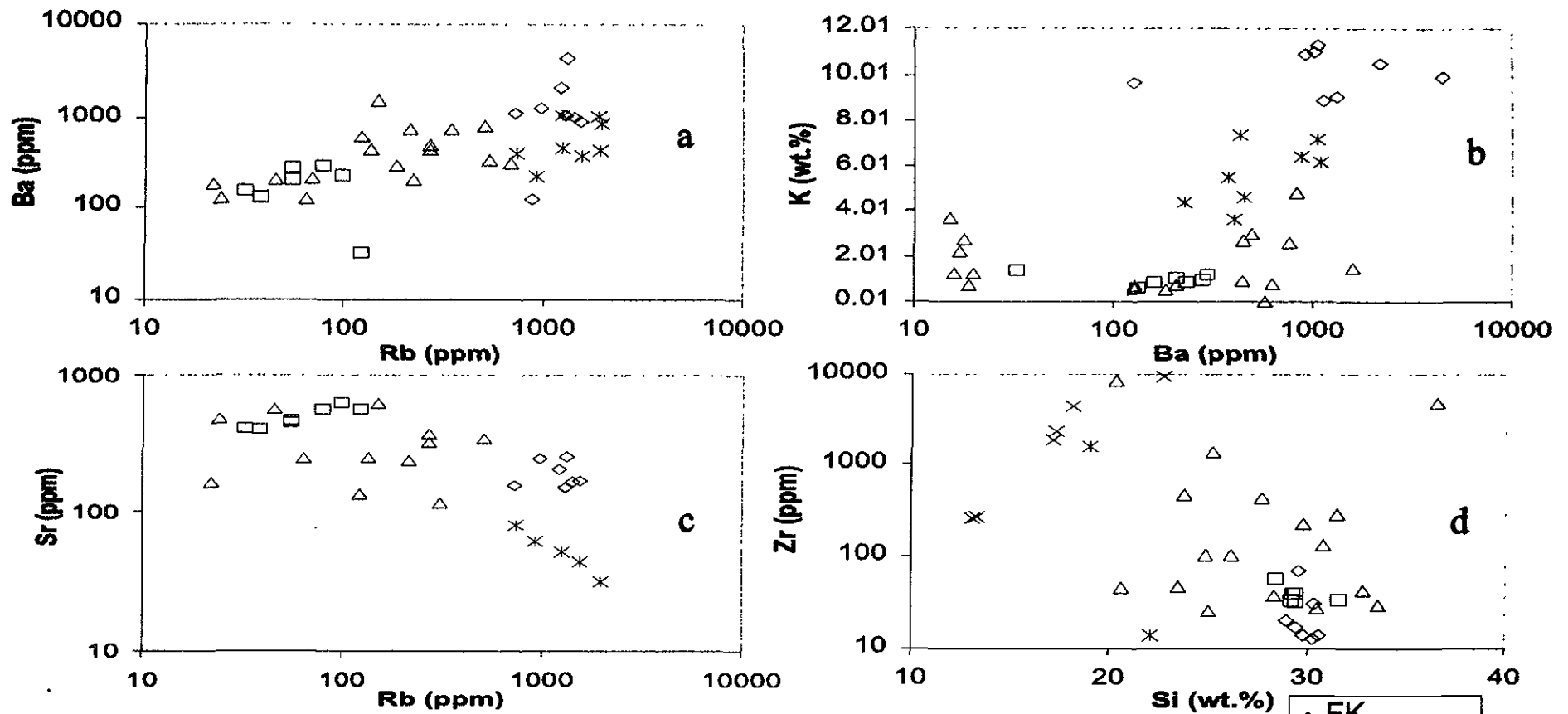


Figura 13. Diagramas bivalentes del comportamiento de algunos elementos traza en la pegmatita El Muerto. a) El Rb en los feldespatos potásicos varían de 1.53 a 1.22 wt%, aunque en otras pegmatitas complejas de elementos raros el Rb puede ser mayor a 4.98 wt%. Por otro lado, el Ba varía de 0.9 a 4.4 wt% mientras que otras pegmatitas complejas pueden tener valores menores a 100 ppm. b) La concentración del Ba es proporcional al incremento del potasio. c) El comportamiento del Sr es inverso al Rb y Ba en el feldespato potásico y la plagioclasa, ya que mientras que la plagioclasa muestra un ligero enriquecimiento en Sr, el el feldespato potásico tiene mayor concentración en Rb y Ba. Sin embargo, hay que tomar con precaución estos valores ya que algo de Sr puede ser producto de un decaimiento radiogénico, sobre todo en las pegmatitas muy viejas. d) Esta figura no muestra ninguna tendencia definida, es decir, no se observa un enriquecimiento de Zr con respecto al enriquecimiento de Si. No obstante, si se puede observar que en algunas muestras de matriz (zona de borde y pared) hay un mayor enriquecimiento de Zr, esto es debido a la presencia de cristales euhedrales de zircón.

2. Proporción Fe/Mn

El comportamiento del Mn^{2+} es similar al Fe^{2+} y sigue una trayectoria de incremento a través de la diferenciación ígnea. El tamaño del radio iónico del Mn^{2+} (excede al Fe^{2+} cerca del 10%) favorece su fraccionación dentro de precipitados tardíos. Sin embargo, la electronegatividad inferior y el potencial de ionización de Mn^{2+} da como resultado un enlace de Mn-O más debilitado que el enlace de Fe-O. En general, la $f(O_2)$ encabeza la oxidación del hierro y la separación del Mn^{2+} del Fe^{3+} en su trayectoria de migración y acomodo cristalquímico. No obstante, en pegmatitas graníticas de afiliación orogénica, el incremento en la fugacidad del oxígeno es moderado y restringido a las etapas tardías de cristalización. En pegmatitas altamente diferenciadas, el contenido de MnO podría ser >30 wt% con proporciones de Fe/Mn que serán ≤ 0.01 .

En la diferenciación ígnea, la concentración de Fe y Mn estabiliza su decremento con la declinación del porcentaje de los minerales máficos.

La magnetita y la biotita, minerales accesorios férricos, son los más comunes en las pegmatitas graníticas geoquímicamente más primitivas. El predominio de Fe^{3+} en las magnetitas hace que el valor de Fe^{2+}/Mn no sea significativo. Pocas veces se ha observado un incremento del Mn en la magnetita de origen pegmatítico (Hegemann y Albrechts, 1954) con relación a otros tipos genéticos. Las composiciones de la biotita son también afectadas por la presencia de Fe^{3+} , pero en mucho menor grado.

3. Zircón

Dentro de la pegmatita el Muerto el mayor enriquecimiento de Zr vs Si se observa en las zonas de borde y de pared, por lo que no muestra una tendencia continua de enriquecimiento (fig. 13d), aunque el gran desarrollo de cristales euhedrales de zircón indica que el magma de la pegmatita es primitivo.

Por otro lado, la baja abundancia del Zr en leucogranitos parentales sílicicos y pegmatitas de elementos raros es acorde con el comportamiento de esos elementos en magmas riolíticos que contienen F y que sufren un fraccionamiento en estado líquido. Hildreth (1979, 1981) demostró que el Zr presenta un empobrecimiento de relativo a absoluto en la mayoría de las fusiones fraccionadas de riolitas con predominancia de F, en contraste con las riolitas ricas en Cl que muestran un enriquecimiento.

4. Proporción Nb/Ta

El Nb, en relación al Ta, está disponible para la cristalización de las fases sólidas en etapas tempranas y genera amplias variaciones de la proporción de Nb/Ta aún en cuerpos sencillos de pegmatitas (Cerny et al., 1985c). Sobre una escala local de agregados minerales y cristales individuales, las proporciones de difusión son análogas a las propuestas para el zircón (Butler y Thompon, 1965). Las siguientes asociaciones minerales se presentan en las pegmatitas, de elementos raros, desde las más primitivas a las altamente fraccionadas:

- a) Aeschynita, samarskita, euxenita, polycrasa y fersmita, son las especies de niobio que ocurren comúnmente en tipos de pegmatitas relativamente primitivas.
- b) Fergusonita-formanita, itrocolumbita-itrotantalita, rutilo niobio-tantalo, columbita-tantalita(-tapiolita), pyrocloro-betafitita-microlita, estibiocolumbita-estibiotantalita y bismutocolumbita-bismutotantalita tienen variaciones de sustitución de Nb/Ta y son encontrados en la mayoría de pegmatitas de la clase de elementos raros. La proporción

de Nb/Ta de esos minerales, refleja el nivel de fraccionación que tiene el fundido parental o fluidos parentales de las unidades internas individuales.

- c) Las especies dominantes de Ta están restringidas a los tipos complejos altamente fraccionados de pegmatitas de elementos raros: wodginita, stiringita, ixiolita, rynersonita, especies de microlita basadas en Sn, Bi, Pb, U, Ba, Sb y Cs, simpsonita, toriaulita y behierita. La mayoría de esas especies indican un alto grado de empobrecimiento de Fe y Mn en las etapas metasómicas tardías de la evolución compleja de elementos raros. Como resultado, se generan minerales que contienen Ca, Na, Al y Sn.
- d) Las tendencias de enriquecimiento extremo de Ta y el empobrecimiento de Fe y Mn son continuas en la mayoría de los productos de alteración tardía, que reemplazan a las especies preexistentes que contienen Ta-Nb en pegmatitas altamente fraccionadas, como son: minerales del tipo microlita, rankamaita, holtita, sosedkoita, alumotantalita, natrotantalita, calciotantalita, litiotantalita y tantalita. Por otro lado, en generaciones tardías se presentan los siguientes minerales: mangonotantalita, tapiolita y casiterita (Ercit & Cerny, 1982; Cerny & Ercit, 1985).

De acuerdo con lo anterior, las concentraciones de elementos traza (Ba, Rb, Sr) que se encuentran en feldespatos, la presencia de fases minerales como magnetita, biotita, zircón, betafita, samarskita y fergusonita y la baja concentración de Mn y Ta, con relación al Fe y Nb respectivamente, indican que en la pegmatita El Muerto el magma fue primitivo o poco diferenciado. Los niveles máximos de diferenciación son finalmente alcanzados en pegmatitas de elementos raros, particularmente en la mayoría de los tipos de lepidolita y complejas de esta clase.

En las etapas de granitos pegmatíticos a pegmatitas, la naturaleza multifase del medio parental afecta la distribución de los elementos raros. Durante la fraccionación líquida, de los depósitos de magma e intrusiones plutónicas menos diferenciadas, las componentes volátiles migran prolongadamente por difusión hasta que alcanzan los límites de saturación y son exseltas. Las pegmatitas de elementos raros continuamente consolidan de una fundido silicatado, la cual coexiste con un fluido supercrítico exsuelto, que subsecuentemente reacciona con fases sólidas después de que la fusión es agotada. Por último, una solución hidrotermal conduce a un reequilibrio en la mayoría de los agregados minerales tempranos a temperaturas muy bajas.

5.2 INCLUSIONES FLUIDAS

En general, la composición de las inclusiones fluidas puede reflejar la especiación, evolución y solubilidad de los fluidos en el magma.

Hay diferentes indicadores de que las inclusiones fluidas, medidas en la pegmatita El Muerto, son primarias y, por lo tanto, podrían representar al fluido magmático-hidrotermal que fue atrapado durante la cristalización de la pegmatita:

- (1) Las inclusiones ocurren en forma aislada o en pequeños grupos y no están a lo largo de fracturas selladas.

- (2) Las inclusiones de NaCl-CO₂-H₂O son mezclas complejas y similares a las inclusiones magmáticas, las cuales han sido identificadas en algunas pegmatitas graníticas y leucogranitos (London, 1986; Thomas et al., 1988; Thomas y Spooner, 1992; Frezzotti et al., 1994).
- (3) La presencia de solutos como el NaCl se esperaría, también, en sistemas magmáticos complejos. La aparición de solutos, en las inclusiones en cuarzo de la zona intermedia III, en donde se presenta una textura gráfica, y las inclusiones observadas en fracturas selladas de feldespatos de dicha zona, sugieren que estos fluidos fueron atrapados en condiciones subsólidas.

5.2.1 ESPECIACIÓN Y EVOLUCIÓN DEL FLUIDO DURANTE LA CRISTALIZACIÓN

Algunos investigadores (London, 1985; Thomas y Spooner, 1992) consideran que las inclusiones con proporciones variables de CO₂/H₂O, pueden ser interpretadas como fluidos no mezclados atrapados heterogéneamente. Sin embargo, debido a la presencia de las inclusiones de NaCl-H₂O y CO₂ puro, otros investigadores como Nabelek y Ternes (1997) no lo consideran así, por las siguientes razones:

1. El atrapamiento heterogéneo, que requiere inmiscibilidad de fluidos, se dará bajo condiciones magmáticas en las que los minerales huésped cristalizaron. Datos experimentales indican que para fluidos relativamente salinos (de 10 a 20% wt), a condiciones magmáticas de alta presión, la inmiscibilidad pudo ocurrir entre una salmuera altamente salina y un fluido con una mezcla de CO₂-H₂O de baja salinidad (<10% wt) (Frantz et al., 1992; Joyce y Halloway, 1993; Duan et al., 1995), no entre una fase carbónica de baja densidad y una fase acuosa con salinidad moderada (<30% wt). Nabelek y Ternes (1997) no encontraron evidencia de una salmuera que indicara inmiscibilidad en parte, probablemente, debido a que las componentes de las sales han permanecido largamente secuestradas en la fusión hasta etapas tardías de cristalización cuando el fluido exsuelto se empobreció en CO₂ (Webster y Halloway, 1988).
2. La tendencia composicional observada, de las inclusiones tipo CO₂-H₂O salinas (Fig. 14), es subparalelo a la tendencia determinada experimentalmente por Webster y Halloway (1988), para fluidos mezclados CO₂-H₂O-NaCl y que están en equilibrio con la fusión riolítica de topacio. Webster y Halloway (1998) observaron que la solubilidad del NaCl, del fluido, se incrementa con el decremento de la proporción CO₂/H₂O del fluido, no obstante, no reportó inmiscibilidad en la fase fluida.
3. Las inclusiones CO₂ líquido y H₂O-NaCl atraparon fluidos no mezclados. La inmiscibilidad de los fluidos carbónico y acuoso-salino, podría deberse a que dichos fluidos tenían diferentes densidades y características de humedad y flujo en el magma. Esto dió como resultado una separación física de las fases inmiscibles y, al mismo tiempo, evitó su atrapamiento en la misma inclusión. Si no fuera ese el caso, entonces se esperaría que las inclusiones (NaCl-H₂O y CO₂ líquido) ocurrieran, mediante un atrapamiento heterogéneo, como las inclusiones CO₂-H₂O-NaCl. Dado ese argumento, la inmiscibilidad de fluidos conduce a la

variabilidad de las inclusiones CO₂-H₂O salinas, por lo tanto, se interpretó que su variación composicional representa al fluido en varias etapas de exsolución a partir del magma que está cristalizando.

5.2.2 SOLUBILIDAD

Estudios experimentales de solubilidades de los volátiles para magmas de composición riolítica, han demostrado que la solubilidad del H₂O es aproximadamente diez veces más grande que la del CO₂ en esos magmas (Khitarov y Kadik, 1973; Fogel y Rutherford, 1990; Blank et al., 1993). Por lo que, si un fundido granítico llega saturado en un fluido que contiene CO₂ y H₂O, entonces eso implica que el fundido inicial debió ser rico en CO₂. Con la cristalización posterior y el decremento de la temperatura, el fluido debe enriquecerse progresivamente en H₂O (Halloway, 1976).

Debido a que la solubilidad del Cl es más alta en un fluido rico en agua que en un fluido rico en CO₂ (Webster y Halloway, 1988), se esperaría que los fluidos más tardíos se hagan más salinos.

Los fluidos pueden dejar el sistema mediante la exsolución o pueden permanecer en el magma hasta la solidificación. Se sugiere que las inclusiones tipo H₂O-NaCl ricas en CO₂ son fluidos exsueños tempranamente de las fusiones residuales que están cristalizando desde el magma pegmatítico, durante su enfriamiento los fluidos magmáticos deben haber interceptado un solvus, lo cual resultó en la separación de fluidos, acuoso salino y carbónico, donde las inclusiones NaCl-H₂O pobres en CO₂ representan las etapas de cristalización más tardías. Esto es indicado por la fracción decreciente de CO₂ con relación al agua y el incremento de la salinidad con el decremento de la temperatura (Fig. 7).

Esto se confirma por las inclusiones de NaCl atrapadas en cuarzo, el cual junto con el feldespato potásico da lugar a la textura gráfica.

La textura gráfica es explicada por Fenn (1986) en un crecimiento rápido del cristal, como el desarrollo de una capa límite de componentes excluidos en la vecindad inmediata del frente de un crecimiento del cristal, en algunos momentos, la rápida acumulación de componentes excluidos puede promover la saturación local de una segunda fase en las márgenes del frente de crecimiento.

Lentz y Fowler (1992) propusieron un modelo, para la formación de la textura gráfica, basado en una química oscilatoria, donde el H₂O es el catalizador que cambia las propiedades de difusión de la fusión con la cristalización. Su naturaleza oscilatoria es producto de un fenómeno desequilibrado, ya que si la cristalización fuera equilibrada se formaría una textura granítica (Lentz y Fowler, 1992). El modelo implica esencialmente que el feldespato alcalino fue el primer mineral sobre el liquidus. El crecimiento del feldespato en esta fusión, requirió la expulsión H₂O y el exceso de sílice, lo que provoca un residuo empobrecido en especies que contienen Al. La expulsión de Si resulta en la saturación del cuarzo y, por lo tanto, en la nucleación y crecimiento del mismo en las orillas y esquinas del feldespato. El crecimiento del cuarzo decrece la concentración de Si en la fusión, la que ahora se ve saturada en feldespato lo que da lugar a la restauración del crecimiento del mismo. Este proceso resulta en la oscilación de la composición de la fusión en las capas límite para condiciones subsaturadas y saturadas en sílice, produciendo intercrecimiento rítmico de cuarzo-feldespato.

La nucleación y el crecimiento, ya sea del cuarzo o feldespato, en la interfase pueden ser demasiados rápidos, tal que provocan la expulsión de H₂O, la cual será difundida dentro de la fusión subsaturada en volátiles, y puede crear localmente condiciones saturadas en volátiles

en la interfase. La expulsión de H₂O también generó un fluido más salino, el cual es evidenciado por las inclusiones con minerales hijos que fueron atrapados por el cuarzo, en la pegmatita El Muerto, durante la formación de la textura gráfica.

Por otro lado, la expulsión de los volátiles (H₂O), debido a este proceso, también podría ser la clave para entender la naturaleza de la transición de los fluidos magmáticos-hidrotermales, Lentz y Fowler (1992).

5.2.3 OTROS GASES

Los resultados obtenidos por microtermometría muestran que las inclusiones medidas de CO₂ no contienen concentraciones importantes de CH₄ u otros gases, sin embargo los resultados por análisis con espectrómetro de masas cuadrupolar (Tabla 4) de las muestras de feldespato y allanita indican una alta concentración de metano, el cual pudo haber sido introducido desde la roca huésped (gneis anfibolítico). Una proyección triangular de CO₂, N₂ y CH₄ (Fig. 15) es usada para mostrar algunos de los resultados, ya que ese diagrama sólo trata de carbono, metano y nitrógeno, ya que estas especies pueden estar asociadas en el fluido y no son influenciadas por los contenidos variables de H₂O. El diagrama indica que las muestras de feldespato y allanita caen en las líneas entre fluidos magmáticos y metamórficos, indicando una mezcla de cantidades variables del fluido metamórfico con uno magmático.

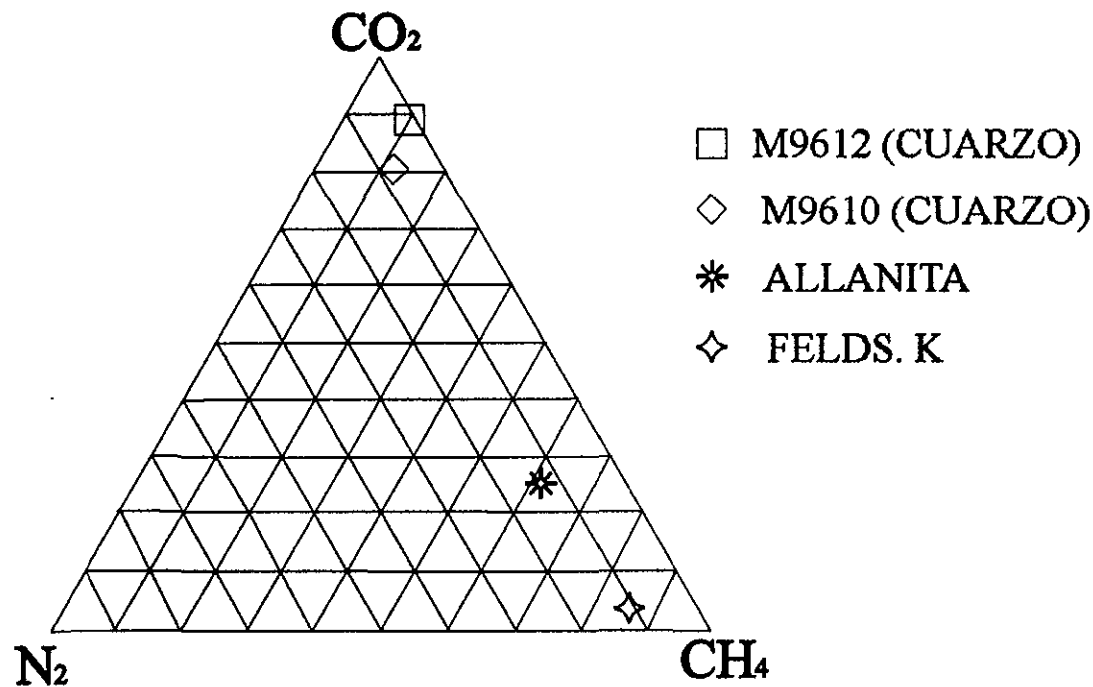


Figura 15.. Diagrama ternario de un fluido compuesto por dióxido de carbono, el cual puede ser acompañado por N₂ o CH₄ en diferentes proporciones. Cuando un fluido está compuesto esencialmente por CO₂, indica que es de origen magmático. Sin embargo, la presencia de los otros gases en altas proporciones, con relación al CO₂, implica un origen metamórfico.

5.3 METASOMATISMO

Como en la mayoría de las intrusiones, las zonas de borde de las pegmatitas, comúnmente representan un producto de cristalización fraccionada de un sistema abierto a cerrado que puede ser metasomáticamente alterado (Lentz, 1996), los resultados de análisis químicos serán usados para ilustrar los procesos de enriquecimiento petrogenético y mecanismos deposicionales del Th, TR, Zr y Nb que están moderadamente involucrados en la pegmatita.

La alteración metasomática de la roca huésped, producida por los fluidos derivados de las pegmatitas, es una característica común de las pegmatitas graníticas (London, 1992).

5.3.1 ROCA HUÉSPED

La química de los agregados metasomáticos observados, en la roca huésped, representa la composición de las unidades más internas de la pegmatita (Morgan y London, 1987), lo que indica que los fluidos fueron expulsados de las mismas después de su completa cristalización, y que esos fluidos han interactuado con las zonas más externas (ejem. zonas de borde e intermedias pegmatíticas) pasando a través de ellas. Estas últimas observaciones hacen inverosímil que alguna unidad dentro de la pegmatita preserve completamente su composición original.

La interacción de la pegmatita "El Muerto" con la roca encajonante, da lugar a los siguientes agregados minerales (Apéndice B):

1. Hornblenda-clorita-titanita-plagioclasa-magnetita-ilmenita-biotita (textura de leucoxeno) y Epidota-clorita-titanita-magnetita son las paragénesis encontradas en el gneis anfibolítico, que está en contacto con la pegmatita.
2. La pegmatita también se encuentra en contacto con la metanortosita. Esta roca está constituida por plagioclasa-magnetita-biotita. También se observa una paragenésis producto de interacción entre la pegmatita y anortosita como es la titanita-calcita-cuarzo. La plagioclasa y biotita están parcialmente alteradas a sericita y moscovita, y clorita respectivamente.

Las zonas de reacción, probablemente, se formaron por combinación de dos principales mecanismos: (1) Un origen xenocrístico con crecimiento y/o recristalización a la temperatura de la pegmatita, y (2) Endoskarns que son el producto de la interacción de la pegmatita con la roca huésped y al intercambio de sus componentes a altas temperaturas. Esos mecanismos pueden resultar de la reacción de un intercambio bimetasomático, de hipersolidus a subsolidus, entre la pegmatita y la roca huésped, así mismo pueden involucrar a los fluidos hidrotermales derivados de la pegmatita. La dinámica de estos mecanismos podría generar un decremento en temperatura y, por lo tanto, una modificación bimetasomática de la composición eutéctica de la fusión. Esto último, resulta en la evolución de la cristalización de la pegmatita y en la elevación de la temperatura del solidus.

En conexión con la alteración de la roca encajonante, otra consideración debe ser tomada en cuenta como es el influjo de metano desde la roca huésped. El diagrama (Fig. 15) indica que las muestras de feldespato y allanita caen en las líneas entre fluidos magmáticos y metamórficos, lo que implica una mezcla de cantidades variables de un fluido metamórfico

con uno magmático. Por lo tanto, el intercambio de componentes entre la pegmatita y la roca encajonante no es estrictamente bimetasomático, sino secuencial, con un influjo inicial de componentes fluidos y solutos de la roca huésped a la pegmatita, y subsecuentemente un flujo lateral de fluidos derivados de la pegmatita en las etapas finales de la consolidación de la misma.

5.3.2 HIBRIDACIÓN SISTEMÁTICA

El enriquecimiento de Ca, Fe y Mg en las pegmatitas complejas, mostrado por la zona de borde de pegmatitas zoneadas o no zoneadas, comparadas mineralógicamente a los cuerpos de pegmatitas simples resulta, posiblemente, de la interacción entre la fusión pegmatítica y la roca huésped (Lentz, 1996).

Lentz (1996) sugirió utilizar un índice de hibridación, el cual es la suma del CaO, MgO, Fe_2O_3T , que es comparado contra los contenidos de MnO, P_2O_5 , TiO_2 , Zr, Nb y Th de las pegmatitas, con el fin de demostrar si hubo enriquecimiento de esos elementos en las mismas como resultado de la hibridación con la roca huésped.

Debido a que los datos de elementos mayores y traza no son paramétricos, Rollinson (1992) recomienda usar el coeficiente de correlación (r).

En la pegmatita El Muerto, los óxidos TiO_2 y MnO son los que muestran una mayor correlación con el índice (Figs. 16A y B). El MnO debe su abundancia a la hibridación con la roca encajonante.

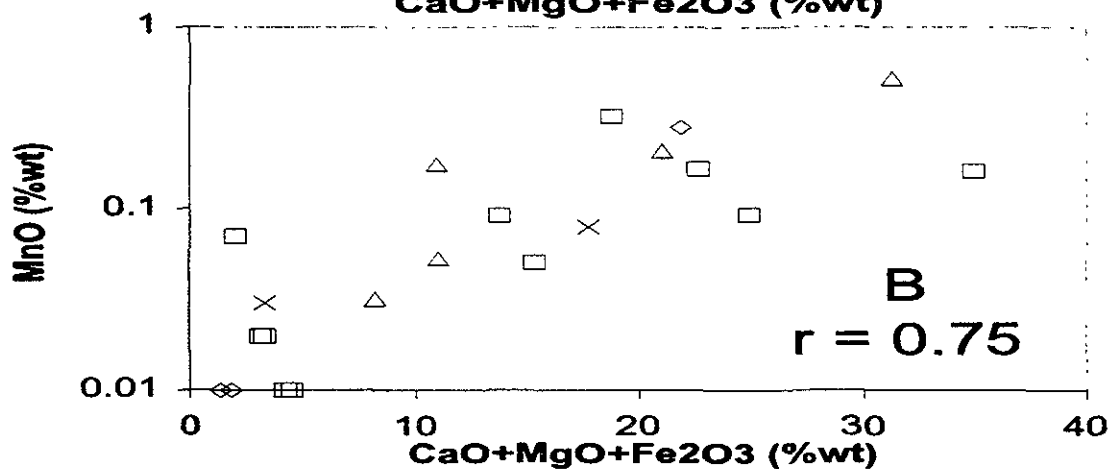
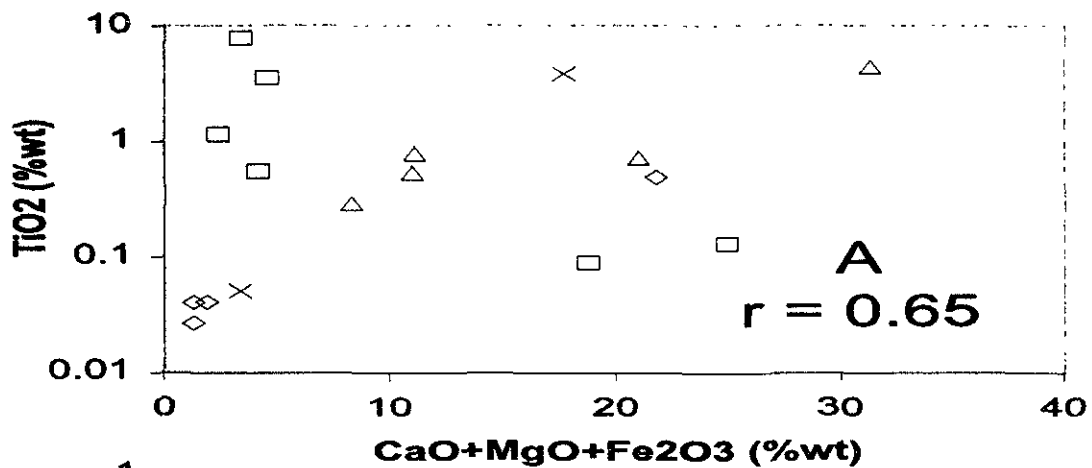
El TiO_2 muestra una mayor correlación (Fig. 16A) con el índice, su enriquecimiento se debe a que hay una saturación en la zona de borde de la pegmatita, lo que resulta de la incorporación de Ti desde la roca huésped y/o la fijación del Ti desde la zona de borde, rica en Ca, de la pegmatita. Esto es evidenciado por la presencia de una textura de leucoxeno, en la roca huésped. En esa textura puede verse a la ilmenita con una corona de reacción metasomática, la cual está compuesta por titanita. La textura resulta de la desestabilización de minerales titaníferos (en este caso es la ilmenita, aunque también se pueden producir de manera ocasional en rutilo y biotita, Melgarejo, 1998) en un medio donde se ha producido un aumento de las actividades de Ca (también puede ser Si, Al).

El aporte de P_2O_5 (Fig. 16C) por la roca huésped permitió la formación de ciertos minerales como son la monacita y la cheralita.

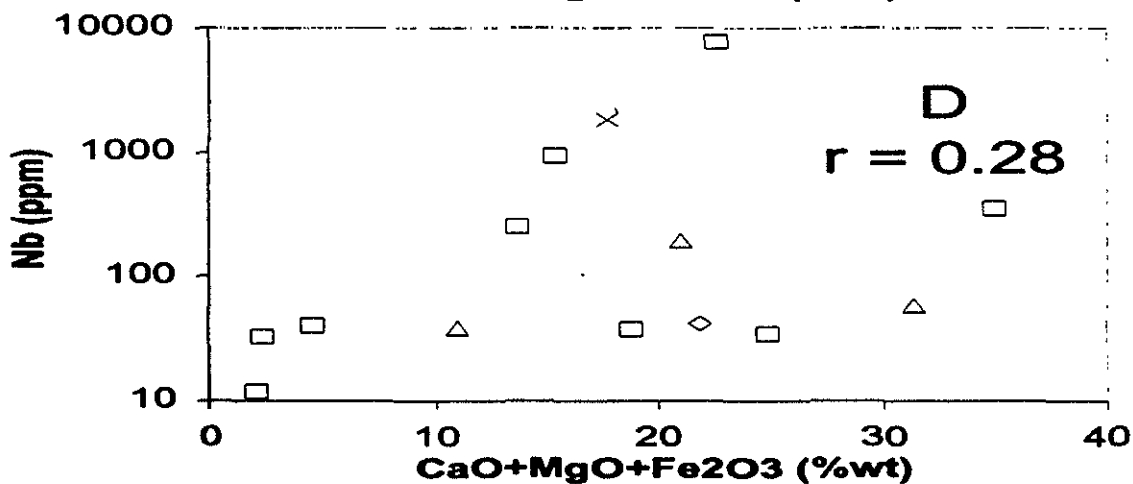
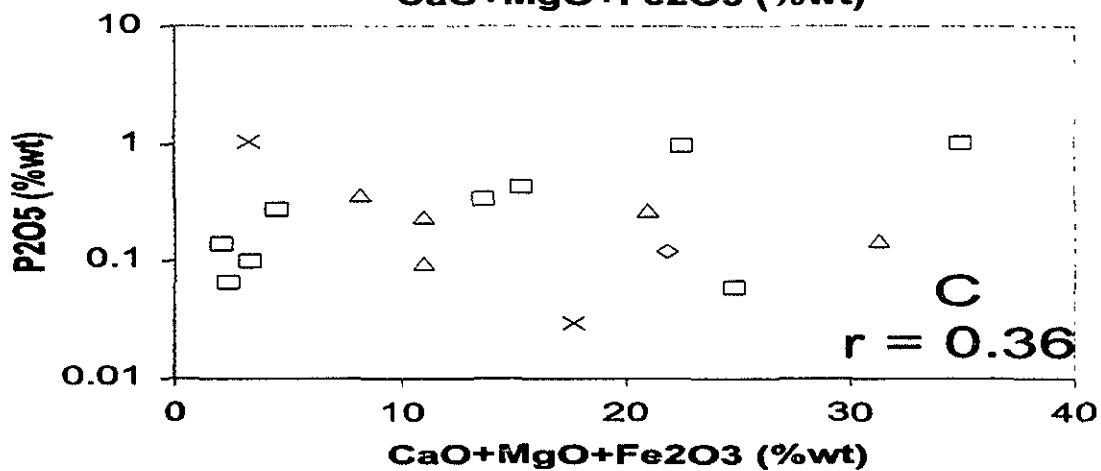
El coeficiente de correlación es bajo para el Nb (Fig. 16D), por lo tanto, la abundancia del elemento está principalmente relacionada al grado de fraccionación química de la pegmatita. Sin embargo, la titanita de la roca huésped se encuentra enriquecida en Nb, esto podría ser producto de la interacción del gneis anfibolítico con la zona de borde de la pegmatita, en donde se encuentran los minerales de Nb, provocando una sustitución en la titanita.

Los elementos que muestran menos correlación con el índice son el Zr y Th (Figs. 16E y F), lo que implica que dichos elementos están más relacionados a la fijación de las zonas híbridas de la pegmatita.

Por otro lado, un ligero incremento de corundo normativo (Apéndice C) hacia la zona de borde es indicativo de que sí hubo cierto grado de hibridación de la pegmatita con la roca huésped.



- ◇ ZONA II
- ZONA I
- △ ZONA PARED
- × ZONA BORDE



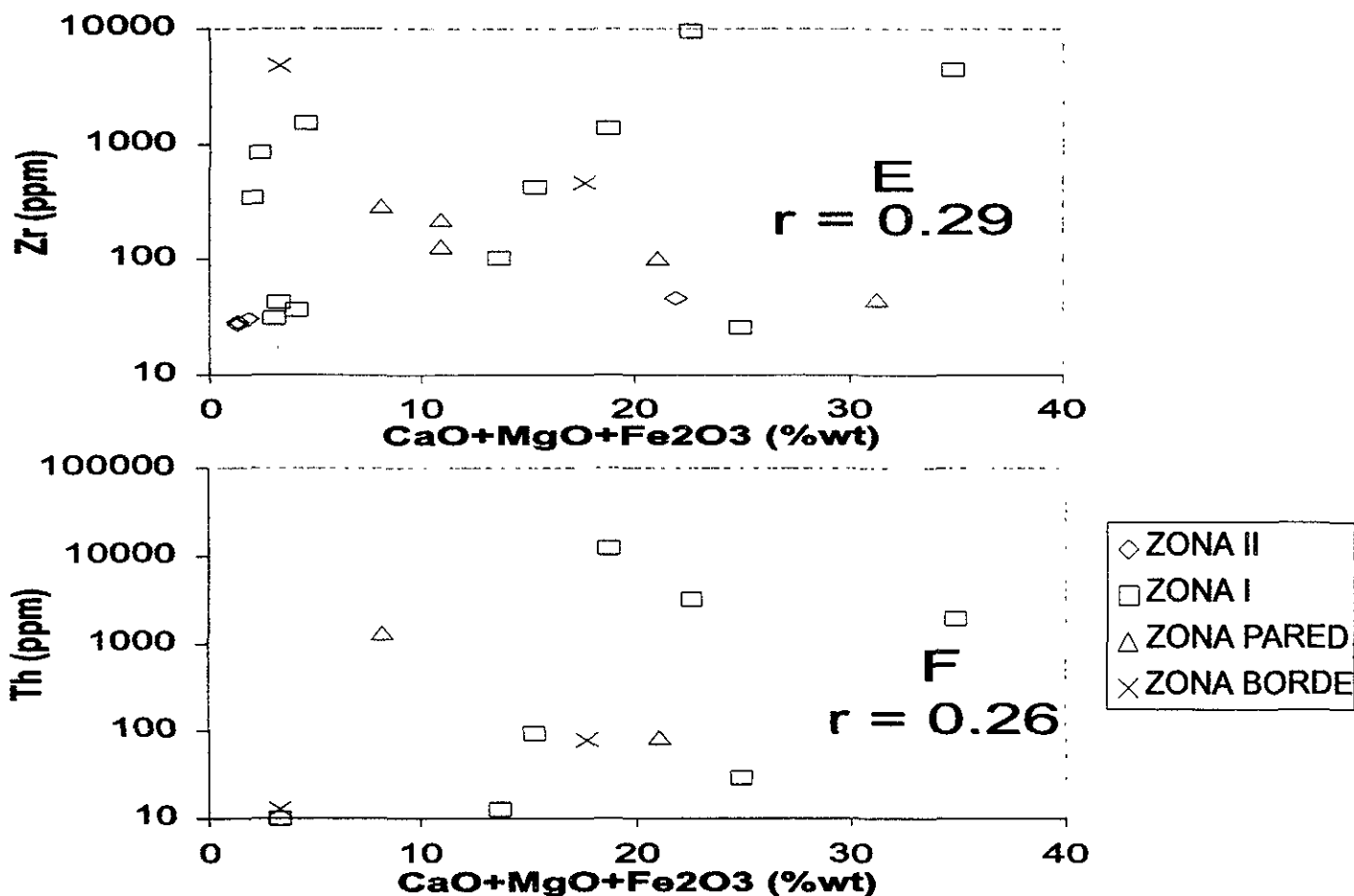


Figura 16. Índice de Hibridación (CaO+MgO+Fe₂O₃) vs TiO₂, MnO, P₂O₅, Nb, Zr y Th, de la matriz. Los diagramas bivariantes representan el efecto que tiene el proceso de hibridación sobre el enriquecimiento de esos elementos en la pegmatita El Muerto. El coeficiente de correlación (r) representa una prueba estadística no paramétrica y sirve para reafirmar las tendencias. La prueba es con un 95% de confiabilidad, el valor crítico de r es 0.35 para 23 muestras. Tanto el TiO₂ como el MnO son los que muestran un coeficiente de correlación más alto, lo que implica una relación estadísticamente significativa entre estos óxidos y el índice de hibridación. Al contrario, el bajo coeficiente de correlación del Nb, Zr y Th implica que hay muy poca relación estadística entre esos elementos y el índice.

En los procesos de hibridación, el papel de la fase fluida principalmente es que:

- (1) La fase fluida puede resaltar el intercambio de la difusión bimetasomática entre los constituyentes de la roca huésped (e.g., Ca, Fe, Mg, Ti, etc.) y las pegmatitas (Si, Al, K, Na, Fe, Ti, U, Th, TR, Nb, Zr, H₂O, F, Cl), así como sobre la difusividad normal sólidos-fusión (Hofman, 1980; Dunn, 1986). La infiltración de estos fluidos, a través de las porciones cristalizadas de la pegmatita e inevitablemente de la roca huésped, puede resultar en la predominancia de la transferencia metasomática de los constituyentes desde la fusión, así como de otros constituyentes, aunque esto dependerá del gradiente de potencial químico (Lentz, 1992).

Además, la abundancia de H₂O, F y Cl en los fluidos involucrados afectará el comportamiento de partición de los metales traza en la relación fluido-fundido.

- (2) La partición fluido-fundido puede enriquecer el fluido en ciertos constituyentes, lo que provoca una saturación durante la interacción difusiva e infiltrativa de las porciones más externas de la pegmatita, las cuales están bajo el proceso de hibridación o skarnificación.

Las fases de saturación controlan el enriquecimiento de U, Th, TR y Zr en las zonas híbridas, particularmente, si la sustitución dentro de los minerales empieza cuando estos se formaron. La saturación de allanita y titanita es común en las márgenes de esas pegmatitas, en donde el Ca y Fe son altos debido a la hibridación. La estabilización de esas fases cambia la compatibilidad de TR ligeras a medianas, en la fusión o en el fluido.

Se ha demostrado que a condiciones de saturación de vapor, el cloro juega un papel en el enriquecimiento de Fe, Mn, Zn, TR y U en la fusión (Holland, 1972; Flynn y Burnham, 1978; Whitney et. al., 1985; Parks y Pohl, 1988; Keppler y Wyllie, 1991).

Los complejos de hidróxidos, también son responsables de la hibridación por la movilización de la mayoría de elementos mayores (Si, Al, Ca, Mg, etc.) y elementos traza (Ti, Y, Zr, U, Th, TR, Mo) en algunos ambientes (Candela y Holland, 1984; Keppler y Wyllie, 1991).

El proceso de hibridación podría ser, particularmente, responsable de la incorporación del titanio dentro de la fusión, lo cual es provocado por el rompimiento de la ilmenita y/o el rutilo en la roca encajonante, lo que resulta en la saturación de betafita.

La saturación de fases de U-Th-TR-Zr, tales como el zircón, uraninita, uranothorita y thorita, es más problemática, ya que la hibridación no puede afectar la complejidad sistemática de la fusión y/o fluido, lo que implica que el sistema estaba enriquecido en aquellos elementos. Por otro lado, las solubilidades de U y Th, en un fluido o en una fusión, se reducirán si los enlaces de OH⁻, F⁻ y Cl⁻ son desestabilizados por reacciones de intercambio iónico simple con las rocas huésped.

5.4 ALTERACIÓN HIDROTERMAL

Los fluidos hidrotermales, generados por la pegmatita "El Muerto" durante su cristalización, circularon a través de ella e interactuaron con las diferentes fases minerales. Esto dió lugar a la alteración de allanita a epidota y titanita; de feldespato a sericita; biotita a clorita y también a la formación de calcita que ocupó espacios y rellenó algunas fracturas.

La presencia de un sistema acuoso también se manifiesta como una anomalía secundaria de Ce en la allanita (Fig. 17) de la pegmatita "El Muerto". Esto se debe a que los elementos de TR son móviles en ciertos sistemas geoquímicos que involucran un medio acuoso (Henderson, 1996), a pesar de la baja solubilidad de sus componentes, mientras que la inmovilidad está confinada (aún en distancias pequeñas) a sistemas metamórficos estrictamente secos (Muecke et al., 1979; Merriman et al., 1986).

La complejidad de las TR es importante en las mayorías de los sistemas acuosos con pH neutro a alcalino, ya que, en pH bajo los iones de tierras raras libres serán especies más estables. En contraste, el comportamiento del Ce con relación a otras TR, tiene un campo de estabilidad más reducido con un pH bajo, siendo significativamente más estable con valores de pH neutro a alcalino.

La existencia del Ce^{4+} en la mayoría de los sistemas acuosos genera un comportamiento geoquímico diferente comparado a otras TR. Las rocas ígneas que han interactuado con sistemas acuosos pueden adquirir una anomalía secundaria de Ce (Henderson, 1996). Por otro lado, la presencia de anomalías de Ce en rocas metamórficas o ígneas inalteradas puede ser un indicador de la fuente del material que incluiría a una componente supracortical.

Resumiendo, la interacción entre la pegmatita El Muerto y la roca huésped, resultó en una alteración bimetasomática o secuencial entre ellas, provocando un intercambio de constituyentes que originó ciertas fases mineralógicas, principalmente, en la zona de borde de la pegmatita, así como el influjo de metano hacia la misma. Mientras que en la roca huésped se puede observar una paragénesis característica de un proceso de metasomatismo y, también, un enriquecimiento de Nb en la titanita.

Dentro de la pegmatita "El Muerto", el enriquecimiento de Ca, Fe y Mg es evidenciado por la presencia de minerales primarios como son: allanita, perrierita, magnetita, biotita, apatita e ilmenita en la zona de borde. Estos minerales son el resultado, principalmente, del proceso de cristalización fraccionada del magma pegmatítico. Sin embargo el proceso de hibridación, probablemente, incrementó la actividad de dichos elementos durante el ascenso y emplazamiento final del magma pegmatítico. Esto último, implica que el intercambio de constituyentes, entre la fusión y la roca encajonante, se dió en condiciones de hipersolidus a subsolidus.

Finalmente, la expulsión de fluidos desde las zonas más internas de la pegmatita, durante sus últimas etapas de consolidación, resultó en la alteración de fases minerales cristalizadas inicialmente, por ejemplo, la allanita que presenta una anomalía de Ce.

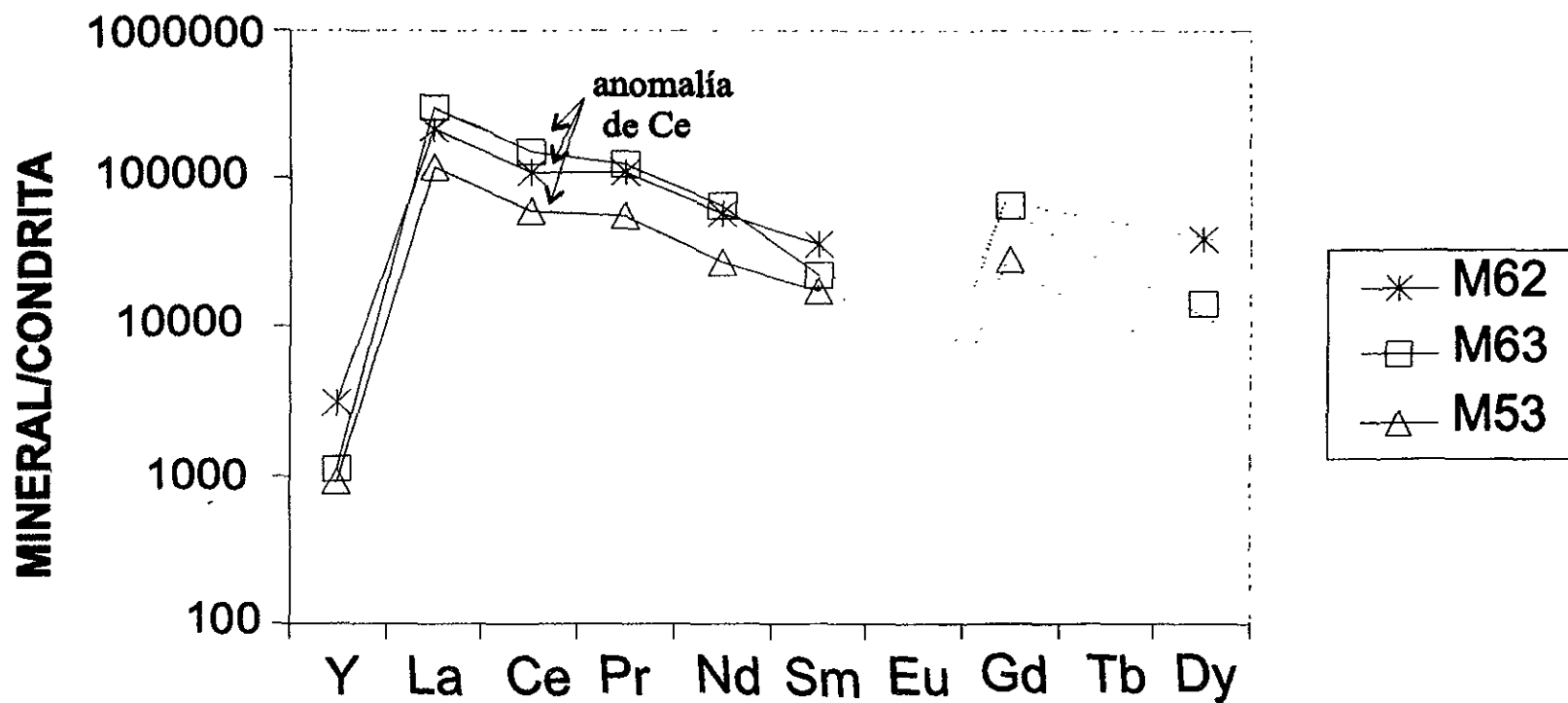


Figura 17. Distribución de TR en la allanita de la pegmatita El Muerto, la gráfica fue hecha con los resultados obtenidos por FRX. El Eu está por abajo del límite de detección del método analítico. Los valores fueron normalizados con la condrita de Wakita (1971). En estas muestras de allanita se puede observar una pequeña anomalía negativa de Ce. La anomalía es producto de la alteración hidrotermal que se origina en las últimas etapas de cristalización de la pegmatita.

CAPÍTULO 6. MODELO PETROGENÉTICO

En el complejo Oaxaqueño se encuentran afloramientos de migmatitas (ver pág. 4), lo que indica que ocurrieron ciertas etapas de fusión parcial, un ejemplo de ello es la migmatita El Catrín. Esta migmatita, se localiza aproximadamente a 5 km. al NW del área de estudio, fue fechada por el método U/Pb en zircón, obteniéndose edades de ~1,050 a ~1,170 Ma (Solari et al., 1998). Los resultados químicos de xenolitos en las migmatitas, de las unidades litotectónicas originales, dan proporciones altas de La/Nb de 11.17 para el paleosoma y 8.33 en el neosoma. La pegmatita El Muerto contenía altas concentraciones de Nb, U, Th, Zr y TR (Tabla, 1), además no se han encontrado evidencias de una posible migmatización o de un granitoide de edad similar, aunque éste podría estar a profundidad. Por otro lado, el marco tectónico en el área en la que se presenta la pegmatita implica que no fue sometida a grandes esfuerzos de deformación, además tomando en cuenta la naturaleza discordante con la roca encajonante sugieren una pegmatita posttectónica o tectónica tardía.

Hay dos hipótesis principales para explicar el origen de las pegmatitas graníticas tectónicas tardías, que incluyen la derivación de los granitos sintectónicos y tectónicos tardíos (Fowler, 1980; Fowler y Doig, 1983a; Cerny, 1990) o la fusión parcial in situ en el pico del metamorfismo (Allen, 1971; Tremblay 1974; Mason y Gordon, 1981; Storey, 1981a y b; Habib, 1982; Ford, 1982, 1983; Goad, 1990).

1. Pegmatitas graníticas: Son generadas por fusiones líquidas residuales que fueron fraccionadas de un gran cuerpo de magma durante su cristalización, esas fusiones están enriquecidas en agua (Hall, 1987). Jahns y Burnham (1969) describieron detalladamente como el contenido de agua en un magma granítico, que está cristalizando, se eleva gradualmente hasta que el contenido de agua alcanza el límite de inmiscibilidad, es decir, cuando una fase acuosa puede separarse y coexistir con el magma.
2. Pegmatitas derivadas por fusión parcial: Estas pegmatitas se originan en una zona de fusión parcial en donde se debe tener disponible una pequeña cantidad de agua, la cual es liberada como resultado de varias reacciones de deshidratación de un metamorfismo regional progresivo. Esa cantidad de agua es lo suficiente como para saturar y coexistir con la primera fracción de fusión que se formó. Un grado más alto de fusión parcial de lo necesario, podría producir demasiada fusión para el agua disponible y no dar lugar a la pegmatita, por lo que estas sólo se forman si el grado de fusión parcial permanece relativamente pequeño.

Con base en el marco geológico presente, se puede establecer, que la pegmatita El Muerto está probablemente más relacionada con una fracción líquida residual que con fusión parcial.

Muchas de las pegmatitas estudiadas a detalle son muy grandes, por lo que prácticamente es imposible obtener su composición de roca total y por lo tanto, no se puede interpretar el ambiente tectónico del cual fueron derivadas. London et al. (1990) usaron la concentración de P₂O₅ tanto en los feldespatos tanto potásicos como en las plagioclasas de las pegmatitas, con el fin de conocer el posible origen de los cuerpos magmáticos que dieron lugar a las mismas.

Ellos hicieron una clasificación de las pegmatitas sobre la base de la concentración de P_2O_5 (Tabla 5)

Tabla 5. Clasificación de las pegmatitas de acuerdo con la concentración de P_2O_5 presente en los feldespatos (London et al., 1990).

Tipo de Pegmatita	Concentración de P_2O_5		Características	Granito
	Feld. Potásico	Plagioclasa		
Gadolinita	nd-0.148	nd-0.126	Enriquecimiento en Nb, Y, F ó Cl, (Ti, TR, Zr, U y Th)	Tipo A, alcalino a metaluminoso, algunas veces peraluminoso
Berilo-Columbita	0.022-0.597	0.025-0.146	Etapas más avanzadas con la precipitación de trifilita como los primeros minerales que contienen litio.	Peraluminoso
Berilo-Columbita-Fosfato	0.304-1.203	0.24-0.51		Peraluminoso
Compleja-Espodumena	0.065-0.732	0.080-0.433	Subtipo formado a alta presión y baja temperatura. Unidades de ambligonita-montebrazita o enriquecidas en lepidolita.	Peraluminoso
Compleja-Petalita	0.264-0.610	0.220-0.370	Subtipo formado a baja presión y alta temperatura. Unidades de ambligonita-montebrazita o enriquecidas en lepidolita.	Peraluminoso
Compleja-Lepidolita	0.028-0.542	0.315-0.385	Este tipo de pegmatitas requiere alta actividad de LiF y KF de acidez relativamente baja. Enriquecido en lepidolita	Peraluminoso
Compleja-Ambligonita	0.327-0.677	0.256-0.320	Bajo condiciones de alta actividad de fósforo. Enriquecido en ambligonita.	Peraluminoso
Albita-Espodumena	0.063-0.445	--	Alta contenido de Li, pero usualmente pobre en Be, Nb, Ta y Sn.	Peraluminoso
Albita	--	0.240-0.470	Albita sacaroidal a tabular con felds. K y minerales de Li. Mineralización prominente de Be, Sn, Nb-Ta y Ti.	Peraluminoso

nd- Por abajo del límite de detección.

-- No hay análisis.

Estos modelos asumen que los magmas tipo-A son fusiones relativamente anhidras de alta temperatura (Clemens et al., 1986).

Geoquímicamente, los granitos tipo-A, se caracterizan por tener bajas concentraciones de CaO y Al₂O₃, altas proporciones de FeO_T/MgO y K₂O/Na₂O, altas abundancias de álcalis, TR (excepto Eu), Zr, Y, Nb y Ta y bajas en Sc, Cr, Co y Ni (Collins et al., 1982, Whalen et al., 1987). Los granitos tipo-A, por lo tanto están enriquecidos en elementos litófilos y empobrecidos en elementos refractarios, en comparación a los granitos tipo-S, I y M (interpretados como derivados de una fuente sedimentaria, de una corteza ígnea o del manto, respectivamente).

El enriquecimiento de elementos que forman parte del campo de HFSEs, como son: Zr, Y, Nb y TR, es explicado mediante una segunda fusión parcial que requirió una temperatura más alta que la del protolito original (Creaser et al., 1991). Bajo esas condiciones de temperatura más alta, la solubilidad de minerales accesorios tales como el zircón y apatita puede ser alta, por otra parte la solubilidad del zircón puede ser, también, elevada por la alta alcalinidad de los magmas graníticos tipo-A (Watson y Harris, 1984).

6.2 OTRA HIPÓTESIS

Una tercera hipótesis petrogenética es propuesta por Lentz (1996), para la formación de las pegmatitas grenvillianas enriquecidas en TR, U y Th.

Esta propuesta reconcilia algunas de las observaciones realizadas en las hipótesis previas, además resuelve algunos de los aspectos problemáticos tales como los altos contenidos de U, Th y TR que indican algún grado de cristalización fraccionada, la evidencia local de migmatización y la ausencia virtual de intrusiones graníticas de edad similar. Además es consistente con los marcos geocronológico, estructural y geológico presentes en las pegmatitas grenvillianas.

Este modelo involucra una fusión parcial profunda, subsaturada en H₂O, de intrusiones que están a niveles medios de la corteza (facies granulita?). La fusión parcial selectiva, de unidades de roca composicionalmente favorables, a cierta profundidad (i.e., 7 a 10 Kbars o 700 a 1000 MPa) podría ocurrir durante el levantamiento adiabático. La generación de fusión parcial con actividades de H₂O menores a la presión total, es la clave para la movilidad y la diferenciación subsecuente de fusiones parciales félsicas de baja temperatura (Burnham, 1979). Además es concebible que el levantamiento adiabático podría causar una fusión subsaturada en agua, dentro de los gneises Grenvillianos que son químicamente favorables, produciendo fusiones parciales graníticas (Wyllie, 1977).

En fusiones parciales subsaturadas, la cristalización fraccionada del cuarzo y feldespato es una asociación natural de la intrusión dentro de las rocas sobreyacentes (Jahns y Burnham, 1969; London, 1992b). Este proceso podría resultar en composiciones químicamente involucradas, alta concentración de elementos incompatibles y elementos de HFSE (U, Th y TR), así como en un descenso de la temperatura solidus de la fusión y un incremento en el contenido del H₂O.

Durante la descompresión adiabática, esas fusiones graníticas (pegmatíticas) podrían entonces intrusionar y cristalizar en la corteza a niveles estructurales más altos, en la corteza, comparados a las fusiones parciales tempranas.

Alternativamente, la introducción de volátiles (derivados metamórficamente en gneises félsicos de facies granulita y subsaturados en volátiles), asociada a un calentamiento por

fricción de esos gneises durante el episodio de fracturamiento extensional y transcurrente, también podría causar fusión parcial (Willy, 1977; Strong and Hanmer, 1981). La actividad de volátiles en la fusión parcial inicial es controlada por las características composicionales de la región fuente y es probablemente el factor más importante en el grado de fraccionación química de la pegmatita y su nivel de emplazamiento en la corteza.

La pegmatita El Muerto presenta características similares a las pegmatitas grenvillianas, por lo que sería factible aplicar el modelo propuesto por Lentz (1996), para un posible origen de la misma. Sin embargo, la relación temporal entre el pico del metamorfismo y el emplazamiento de la pegmatita, así como la falta de evidencia local de migmatización, implican que en el Complejo Oaxaqueño podría haberse presentado más de una etapa de fusión parcial de los gneises grenvillianos.

Estas fusiones debieron darse a mayor temperatura, ya que como se vió anteriormente, ésta es necesaria para que se produzca un enriquecimiento de Zr, Y, Nb y TR. Esas fusiones, posiblemente, dieron lugar a un magma granítico (tipo-A?) que se emplazó a cierta profundidad y del cual, posteriormente, se fraccionaría el magma pegmatítico.

CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES

La pegmatita "El Muerto", se conforma de seis zonas que fueron identificadas por sus relaciones texturales y mineralógicas:

1. Zona de Borde.- Esta zona de grano fino, se compone de allanita, plagioclasa y biotita. En menor cantidad magnetita, ilmenita, zircón, apatita, titanita y algunas fracturas se encuentran rellenas de cuarzo y moscovita.
2. Zona de Pared.- El tamaño del grano en esta zona es de fino a grueso. Se constituye de allanita, thorita, magnetita, titanita, zircón, apatita y perrierita.
3. Zona Intermedia I.- Consiste de allanita, microclina, cuarzo, plagioclasa, fergusonita, perrierita, cheralita, thorianita, thorita, monacita y samarskita. Algunos cristales de allanita, en esta zona, pueden medir hasta decímetros.
4. Zona Intermedia II.- Esta zona consiste de plagioclasa y biotita principalmente, como minerales accesorios están la allanita y magnetita, en menor cantidad microclina, cuarzo y moscovita. En algunas áreas de esta zona se desarrolla una textura pertítica.
5. Zona Intermedia III.- Compuesta por microclina y cuarzo, biotita y magnetita en nódulos. Esta zona presenta una textura gráfica, la cual se manifiesta principalmente hacia el contacto de la siguiente zona.
6. Zona de Núcleo.- Cuarzo masivo con inclusiones sólidas de zircón, apatita y allanita.

Geoquímicamente, la pegmatita, se caracteriza por:

1. El magma pegmatítico se compone de Ca, Al, K, Fe, Ti, P, Na, Si, Mg, U, Th, TR, Zr, Y, Nb, H₂O, Cl y CO₂.
2. La presencia de biotita y de corundo normativa implican que la composición de la pegmatita varía de metaluminosa a peraluminosa.
3. Las variaciones químicas, de elementos mayores y traza, indican que la pegmatita consolidó mediante el proceso de cristalización fraccionada.
4. La cristalización fraccionada se da en forma desequilibrada, lo que da origen a grandes variaciones en la composición de la fusión, durante su consolidación.
5. La cristalización fraccionada inicialmente fue controlada por las fases de minerales accesorios, posteriormente el desarrollo de la biotita y finalmente la formación de los tres minerales más abundantes de la pegmatita como son Q-Ab-Or.
6. La presencia de las texturas gráfica y pertítica indica que la cristalización, de la pegmatita, fue de subsolvus a hipersolvus.
7. La presencia de ciertas fases minerales como son: biotita, magnetita, zircón y minerales de Nb, así como la relativa abundancia de Rb, Ba y Sr indica que el magma pegmatítico fue de primitivo a poco diferenciado.

Inclusiones fluidas:

8. Con base a las inclusiones fluidas, el magma pegmatítico inicialmente fue rico en CO₂, NaCl y H₂O, durante el ascenso del mismo ocurre una inmiscibilidad entre el CO₂ y el agua. Posteriormente, se produce fracturamiento lo que da lugar a la pérdida de CO₂, el cual

posiblemente dió origen a la depositación de los carbonatos. En las etapas finales de cristalización hay pérdida de H₂O, lo que origina que el fluido se vuelva más salino.

9. La presencia de cloro es favorable para el enriquecimiento de U-Nb-Zr-TR.

Metasomatismo:

10. La alteración bimetasomática o secuencial, origina un intercambio de componentes entre la pegmatita y la roca encajonante, con un influjo inicial de componentes fluidos y solutos de la roca huésped a la pegmatita, y subsecuentemente un flujo lateral de fluidos derivados de la pegmatita en las etapas finales de la consolidación de la misma.

11. Los procesos de hibridación aportaron Mn y P, la presencia del fósforo provoca la formación de los minerales cheralita y monacita. Este proceso podría ser, particularmente, responsable de la incorporación del titanio dentro de la fusión, lo cual es provocado por la desestabilización de la ilmenita y/o el rutilo en la roca encajonante, lo que resulta en la saturación de betafita.

12. La hibridación no puede afectar la saturación de fases de U-Th-TR-Zr, lo que implica que el sistema magmático estaba enriquecido en aquellos elementos.

13. La hibridación se originó durante el ascenso y emplazamiento final del magma, esto implica que ese proceso ocurrió cuando el magma todavía estaba fundido.

14. Los fluidos hidrotermales, generados por las últimas etapas de cristalización, provocaron la alteración de las fases formadas tempranamente, así como la formación de vetillas de calcita, Si-Al y minerales de TR.

Petrogénesis:

15. El marco geológico y las evidencias de campo, en la pegmatita El Muerto, como son: la naturaleza discordante con la roca encajonante, las relaciones temporales entre la cima del metamorfismo y el emplazamiento de la pegmatita, la cual es derivada de la poca deformación que presenta la pegmatita, indican que ésta es postectónica o tectónica tardía.

16. Las altas abundancias de U, Th, TR y Zr indican que el magma pegmatítico debió originarse a altas temperaturas.

17. La abundancia de U-Nb-Zr-TR y la concentración de fosfato en los feldespatos implican que la pegmatita pudo ser generada por un granito tipo-A.

REFERENCIAS

- Allen, J.M., 1971, The genesis of Precambrian uranium deposits in eastern Canada, and the uraniferous pegmatites of Mont Laurier, Quebec. M.Sc. Thesis, Queen's University, Kingston, Ont., pp 83.
- Anderson, T.H. y Silver, L.T., 1971, Age of granulite metamorphism during Oaxacan orogeny, Mexico. Geol. Soc. American, Abstr. with Programs, Vol. 3, pp 492 (resumen).
- Antunez-Echagaray, F., 1958, Manual para la exploración del uranio. Comisión Nacional de Energía Nuclear, México, pp 357.
- Bailey, D.K., 1974, Continental rifting and alkaline magmatism. In H. Sorensen, The alkaline rocks, Ed. John Wiley, London, pp 148-159.
- Barker, f., Wonwa, D.R., Sharp, W.N., and Desborough, G.A., 1975, The Pikes Peak batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suite. Precambrian Research, Vol. 2, pp 97-160.
- Barth, T.F.W., 1945, Studies of the igneous rock complex of the Oslo region II. Systematic petrography of the plutonic rocks. Akrifter ardet Norske Videnskaps-Akademic, Oslo I Matematisk-Naturviden-skapelig Klasse, pp 1-104.
- Blank, et al., Stolper, E.M., and Carrol, M.R., 1993, Solubilities of carbon dioxide in rhyolitic melt at 850°C and 750 bars. Earth Planet Sci. Letter 119, pp 27-36.
- Bloomfield, K. y Ortega-Gutiérrez, F. 1975, Notas sobre la petrología del Complejo Oaxaqueño. Inst. Geol., UNAM, Bol. 95, pp 23-48.
- Burnham, C.W., 1979, Magmas and hydrothermal fluids. In: H.L. Barnes (Editor), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd, Ed. Wiley and Sons Ltd., New York, NY, pp 71-136.
- Butler, J.R. and Thompon, A.J., 1965, Zirconium-hafnium ratios in some igneous rocks. Geochim. Cosmochim. Acta 29, pp 167-175.
- Candela, P.A. and Holland, H.D., 1984, The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids. Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 48, pp 373-380.
- Cerny, P., Meintzer R.E. and Anderson, A.J., 1985, Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms. Canadian Mineralogist, Vol. 25, pp. 381-421.
- Cerny, P. and Ercit, T.S., 1985, Some recent advances in the mineralogy and geochemistry of Nb and Ta in rare-element granitic pegmatites. Bull. Mineral, Vol. 108.

Cerny, P., 1990, Distribution, affiliation, and derivation of rare-element granitic pegmatites in the Canadian Shield. *Geol Rundschau*, Vol. 79, pp 183-416.

Claisse, F., 1989, Automated samples preparation for analysis of geological materials. In: Ahmedali S.T. (ed.), *X-ray fluorescence analysis in the geological sciences: Advances in methodology*, Geol. Assn. Canada: Short course 7, 39-54.

Clemens, J.D., Holloway, J.r., and White, A.J.R., 1986 Origin of A-type granites: Experimental constraints. *American Mineralogist*, Vol. 71, pp 317-324.

Collins, W.J. Beams, S.D., White, A.J.R., and Chappell, B.W., 1982 Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 80, pp 189-200.

Creaser, R.A., Price, R.C., and Wormald, R.J., 1991, A-type granites revisited: Assessment of residual-source model. *Geology*, Vol. 19, pp 163-166.

De Albuquerque, C.A.R., 1975, Petrochemistry of a series of granitic rocks from northern Portugal. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 82, pp 2783-2798.

De Cserna, Z., 1967, Tectonic framework of southern Mexico and its bearing on the problem of continental drift: *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, Vol. 30, pp 159-168.

-----, 1970, The Precambrian of Mexico: in Rankama, K., Ed. *The Precambrian*, New York, John Wiley, Vol. 4, pp 253-270.

Dietrich, R.V., 1968, Behavior of zirconium in certain artificial magmas under diverse P-T conditions. *Lithos* 1, pp 20-29.

Duan, Z., Moller, N., and Weare, J.H., 1995, Equation of state for the H₂O-NaCl-CO₂ system: Prediction of phase equilibria and volumetric properties. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, pp 2869-2882.

Eby, G.N., 1979, Mount Johnson, Quebec: An example of silicate liquid immiscibility? *Geology*, Vol. 7, pp 491-494.

Eby, G.N., 1990, The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, Vol. 26, pp 115-134.

Eby, G.N., 1992, Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, Vol. 20, pp 641-644.

Ercit, T.S. and Cerny, P., 1982, The paragenesis of simpsonite. *Geol. Assoc. Can.- Mineral. Assoc. Can. Program Abstr.* 7, pp 48.

Fenn, P.M., 1986, On the origin of graphic granite. *Am. Mineral.*, Vol. 71, pp 325-330.

Fogel, R.A. and Rutherford, M.J., 1990, The solubility carbon dioxide in rhyolitic melts a quantitative FTIR study. *Am. Mineral.*, Vol. 75, pp 1311-1326.

Fowler, A.D., 1980, The age, origin and rare-earth element distributions of Grenville Province uraniferous granites and pegmatites. Ph.D. Thesis, McGill University, Montreal, Quebec, pp 138

Fowler, A.D. and Doig, R., 1983, The age and origin of Grenville Province uraniferous granites and pegmatites. *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 92-104.

Frantz, J.D., Popp, R.K., and Hoering, T.C., 1992, The compositional limits of fluid immiscibility in the system H₂O-NaCl-CO₂ as determined with the use of synthetic fluid inclusions in conjunction with mass spectrometry. *Chem. Geol.*, Vol. 98, pp 237-255.

Fries, C. Jr y Rincón-Orta, C., 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronología. *Inst. Geol., UNAM, Bol.* 73, pp 57-133.

Ford, K.L., 1982, Uraniferous pegmatites of the Sharbot Lake Area, Ontario. In: Y.T. Maurice (Editor), *Uranium in Granites*, *Geol. Surv. Can. Pap.*, Vol. 81-23, pp 125-138.

-----, 1983, Geology and geophysics of uraniferous pegmatites, Black Creek Area, Palmerston Twp., southeastern Ontario. M.Sc. Thesis, Carleton University, Ottawa, Ontario, pp 190.

Fries, C.Jr, Schmitter-Villada, E., Damon, P.E. y Livingston, D.E., 1962, Rocas precámbricas de edad granvilliana de la parte central de Oaxaca en el sur de México. *Inst. Geol., UNAM, Bo.* 64, pp 45-53.

Frezzotti, M.L., Di Vincenzo, G., Ghezzi, C., and Burke, E.A.J., 1994, Evidence of magmatic CO₂-rich fluids in peraluminous graphite-bearing leucogranites from Deep Freeze Range (northern Victoria Land, Antarctica). *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 117, pp 111-123.

Graney, P.C. and Kesler, S.E., 1995, Gas composition of fluid inclusions in ore deposits: is there a relation to magmas? *Mineralogy Association of Canada Short Course Series*, Vol. 23, pp 221-245.

Goad, B., 1990, Granites pegmatites of the Bancroft area southeastern Ontario. *Ontario Geol. Surv., Open File Rep.* 5717, pp 459.

Habib, M.K., 1982, Structural fabric and uranium distribution in shear zones near Cardiff. Ontario. M.Sc. Thesis, University of Ottawa, Ottawa, Ont., pp 108.

Hall, A., 1987, *Igneous Petrology*. Ed. Longman Scientific & Technical, pp 572.

Hegemann, F. and Albrechts, F., 1954, Zur geochemie oxydischer Eisenerze. *Chem. Erde* 17, pp 320-338.

Heier, K.S., 1962, Trace elements in feldspars - a review, *Norsk Geol. Tidsskr.* 42(2), pp 415-454.

Henderson, P., 1996, The rare earth elements: introduction and review. *Rare Earth Minerals Chemistry, origin and ore deposits*. Ed. Chapman & Hall, pp 372.

Hildreth, W., 1979, The Bishop Tuff: Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. *Geological Society of American Special Paper*, Vol. 180, pp 43-75.

Hildreth, W., 1981, Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *J. Geophys. Res.* 86, pp 10153-10192.

Holland, H.D., 1972, Granites, solutions and base metal deposits. *Econ. Geol.*, Vol 67, pp 281-301.

Khitarov, N.I. and Kadik, A.A., 1973, Water and carbon dioxide in magmatic melts and peculiarities of the melting process. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 41, pp 205-215.

Jahns, R.H. and Burnham, C.W., 1969, Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granite pegmatites. *Econ. Geol.*, Vol. 64, pp 843-864.

Jahns, R.H., 1982, Internal evolution of granitic pegmatites. In *Granitic Pegmatites in Science and Industry* (P. Cerny, ed). *Mineral. Assoc. Can., Short Course Handbook 8*, pp 293-346.

Joyce, D.B., and Hallaway, J.R., 1993, An experimental determination of the thermodynamic properties of H₂O-NaCl-CO₂ fluids at pressures and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, pp 733-746.

Keppler, H. and Wyllie, P.J., 1991, Partitioning of Cu, Sn, Mo, W, U and Th between melt and aqueous fluid in the systems haplogranite-H₂O-HCl and haplogranite-H₂O-HF. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 109, pp 139-150.

Leake, B.E., Hendry, G.L., Kemp, A., Plant, A.G., Harvey, P.K., Wilson, J.R., Coats, J.S., Aucott, J.W., Lunel, T. and Howarth, R.J., 1969, The chemical analysis of rock powders by automated X-ray fluorescence. *Chem. Geol.*, Vol. 5, pp 7-86.

Lentz, D.R. and Fowler, A.D., 1992, A dynamic model for graphic quartz-feldspar intergrowths in granitic pegmatites in the southwest Grenville Province. *Canadian Mineralogist*, Vol 30, pp 571-585.

Lentz, D.R., 1996, U, Mo, and REE mineralization in late-tectonic granitic pegmatites, southwestern Grenville Province, Canada. *Ore Geology Reviews*, Vol. 11, pp 197-227.

Leverenz, H.W., 1968, An introduction to luminescence of solids. New York: Dover.

- London, D., 1985, Origin and significance of inclusions in quartz: A cautionary example from the Tanco Pegmatite, Manitoba. *Econ. Geol.*, Vol.80, pp 1988-1995.
- London, D. 1986, Magmatic hydrothermal transition in the Tanco rare metal pegmatite: Evidence from fluid inclusions and phase equilibrium experiments. *Amer. Mineral.*, Vol. 71, pp 376-395.
- London, D., Cerny, P., Loomis, J.L., and Pan, J.J., 1990, Phosphorus in alkali feldspar of rare-element granitic pegmatites. *Canadian Mineralogist*, Vol. 28, pp 771-786.
- London, D., 1992a, The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. *Canadian Mineralogist*, Vol. 30, pp 499-540.
- London, D., 1992b, Phosphorus in S-type magmas in S-type magmas: The P₂O₅ content of feldspar from peraluminous granites pegmatites, and rhyolites. *Am. Mineral.*, Vol. 77, pp 126-145.
- Long, J.V.P., 1967, Electron probe microanalysis. In: Zussman J. (ed.), *Physical methods in determinative mineralogy*. Ed. Academic Press, New York, pp 215-260.
- Loiselle, M.C. and Wones, D.R., 1979, Characteristics of anorogenic granites. *Geological Society of American Abstracts with Programs*, Vol. 11, pp 468.
- Lopes Nunes, J.E., 1973, Contribution à l'étude minéralogique et géochimique des pegmatites du Mozambique. *Sci. de la Terre (Nancy), Mém.* 26.
- Luth, W.C., Jahns, R.H. and Tuttle, O.F., 1964, The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.* 69, pp 759-773.
- Luth, W.C., Martin, R.F., and Fenn, 1973, Peralkaline alkali feldspar solvi. En: Mackenzie, W.S., Zussman, J. (eds.): *Proc. NATO Advanced Study Institute on feldspar*, pp 1009-1015.
- Marshall, D.J., 1988, *Cathodoluminescence of geological materials*. Ed. UNWIN HYMAN. Boston, pp 146.
- Mason, S.L. and Gordon, J.B. 1981, Radioactive mineral deposits of the Pembroke-Renfrew area. *Ontario Geol. Surv., Miner. Deposits Circ.*, Vol. 23, pp 154.
- Melgarejo, J.C., 1998, *Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada*. Ed. Univ. De Barcelona, pp 1076.
- Melgarejo, J.C. y Prol-Ledesma, R.M., 1999, Th and REE deposits in the Oaxaca Complex in Southern Mexico. *Mineral Deposits: Processes to Processing*, A.A. Balkema, Rotterdam (aceptado), pp 4.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, Vol. 25, pp 956-983

Philpotts, A.R. 1976, Silicate liquid immiscibility: Its probable extent and petrogenetic significance. *American Journal of Science*, Vol. 276, pp 1147-1177

Potter, II, R.W., Clynne, M.A. and Brown, D.L., 1978, Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Econ. Geol.*, Vol. 73, pp 284-285.

Potts, P.J., Webb, P.C. and Watson, J.S., 1990, Exploring energy dispersive X-ray fluorescence spectrometry for the determination of trace elements in geological samples, *Anal. Proc.*, Vol. 27, pp 67-70.

Rollinson, H.R., 1992, *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical, New York, pp 352.

Rooder, E., 1976; Fluid inclusions evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks. In K.H. Wolf (ed.) *Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits*, vol. 2, Elsevier, Amsterdam, pp 67-110.

Roedder, E., 1979^a, Fluid inclusion evidence on the environments of sedimentary diagenesis, a review. Scholle, P.A. and Schlager, P.R., (eds.) *Aspects of diagenesis*, SEPM Spec. Pub., 26, Soc. Econ. Paleont. And Min., pp 89-107.

Roedder, E., 1984, Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*, Vol. 12, pp 644.

Roedder, E., 1990, Fluid inclusions analysis-prologue and epilogue. *Geochem and Cosmochim Acta* 54, pp 495-508.

Schulze, C.H., 1988, *Análisis estratigráfico y metalogenético del Estado de Oaxaca*, Tesis de Licenciatura, UNAM, México, 1988, pp 429.

Shaw, H.R., Smith, R.L., and Hildreth, 1976, Thermogravitational mechanisms for chemical variations in zones magma chambers. *Geological Society of American Abstracts with Programs*, Vol. 8, pp 1102.

Shmakin, B.M., 1979, Composition and structural state of K-feldspars from some U.S. pegmatites. *Am. Mineral.*, Vol. 64, pp 49-56.

Smith, J.V., 1974, *Feldspar Minerals. 2. Chemical and Textural Properties*. Springer-Verlag, New York.

Solari, L.A., Keppie, D., Ortega-Gutiérrez, F. y Lopez, R., 1998, Geology of the Grenvillian Oaxaca Complex, NW sector. *Field Guide Oaxaca City, Oaxaca Mexico*. Inst. Geol., UNAM, pp 20-31.

Sphepther, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985, A practical guide to fluid inclusions studies. Blackie, Glasgow and London, pp 239.

Spooner, E.T.C. 1981, Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits. In L.S. Hollister and M.L. Crowford (eds.) Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology, vol. 6, Min. Assoc. Can., pp 209-240.

Storey, C.C. and Vos, M. A., 1981, Industrial minerals of the Pembroke-Renfrew area Part 1: Marble Ontario Geol. Surv., Mineral Deposit Circ., Vol. 21, pp 132.

Strong, D.F. and Hanmer, S.K., 1981, The leucogranites of southern Brittany: Origin by faulting, frictional heating, fluid flux and frictional melting. Can. Mineral., Vol. 19, pp 163-176.

Taylor, S.R. and Heier, K.S., 1960, The petrological significance of trace element variations in alkali feldspar. Int. Geol. Congress 21st (Norden) 14, pp 47-61.

Taylor, S.R., 1963, The application of trace element data to problems in petrology. Phys. Chem. Earth 6, pp 133-213.

Thomas, A.V., Bray, C.J., and Spooner, E.T.C., 1988; A discussion of the Jahns-Burnham proposal for the formation of zoned granitic pegmatites using solid-liquid-vapour inclusions from the Tanco granitic pegmatite, S.E. Manitoba, Canada, Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Vol. 79, pp 299-315.

Thomas, A.V., and Spooner, E.T.C., 1992, The volatile geochemistry of magmatic H₂O-CO₂ fluid inclusions from the Tanco zoned granitic pegmatite, southeastern Manitoba, Canada. Geochim. Cosmochim. Acta pp 49-65.

Thompson, R.N. and Walsh, J.N., 1983, A handbook of inductively coupled plasma spectrometry. Blackie, Glasgow.

Tremblay, P., 1974, Mineralogy and geochemistry of the radioactive pegmatites of the Mont Laurier area, Quebec. M.Sc. Thesis, Queens University, Kingston, Ontario, pp 133.

Vlasov, K.A., ed. 1966, Geochemistry and Mineralogy of Rare Elements and Genetic Types of their Deposits. Y. Geochemistry of Rare Elements. Israel Progr. for Sci. Transl., Jerusalem.

Wakita, H., Rey, P., and Schmitt, R.A., 1971, Abundances of the 14 rare-earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils. Proc. 2nd Lunar Sci. Conf. Ed. Pergamon Press, Oxford, pp 1319-1329.

Walsh, J.N. and Howie, R.A., 1980, An evaluation of the performance of an inductively coupled plasma source spectrometer for the determination of major and trace constituents of silicate rocks and minerals. Mineral Mag., 47, pp 967-974.

Watson, E.B., 1979, Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contr. Mineral. Petrology* 70, pp 407-419.

Watson, E.B., and Harris, T.M., 1984, Accessory minerals and the geochemical evolution crustal magmatic systems: A summary and prospectus of experimental approaches. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, Vol. 35, pp 19-30.

Webstar, J.D. and Halloway, J.R., 1988, Experimental constraints on the partitioning of Cl between topaz rhyolite melt and H₂O and H₂O-CO₂ fluids: New implications for granitic differentiation and ore deposition. *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, pp 2091-2106,

Werre, R.W., Bodnar, R.J., Bethke, P.M. and Berton, P.B., 1979 A novel gas-flow fluid inclusion heating/freezing stage (abst). *Geol. Soc. Am. Abs with Program* 11, pp 539.

Windley, B.F., 1977, *The Evolving Continents*. Wiley, New York, pp 385.

Wyllie, P.J., 1977, Crustal anatexis: An experimental review. *Tectonophysics*, Vol. 43, pp 41-71.

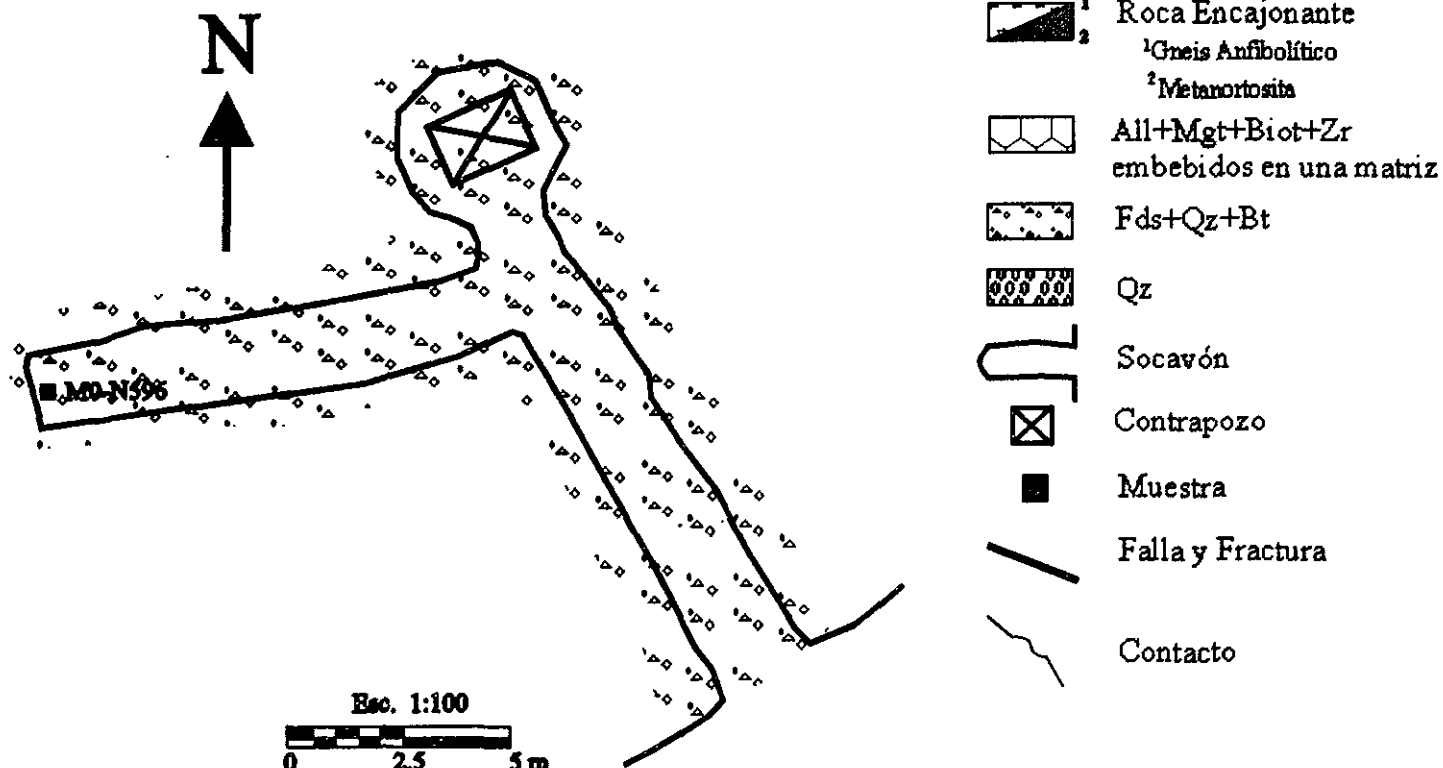
Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W., 1987, A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 95, pp 407-419.

White, A.J.R. and Chappell, B.W. 1983, Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Geol. Soc. Am. Mem.*, Vol. 159, pp 21-34.

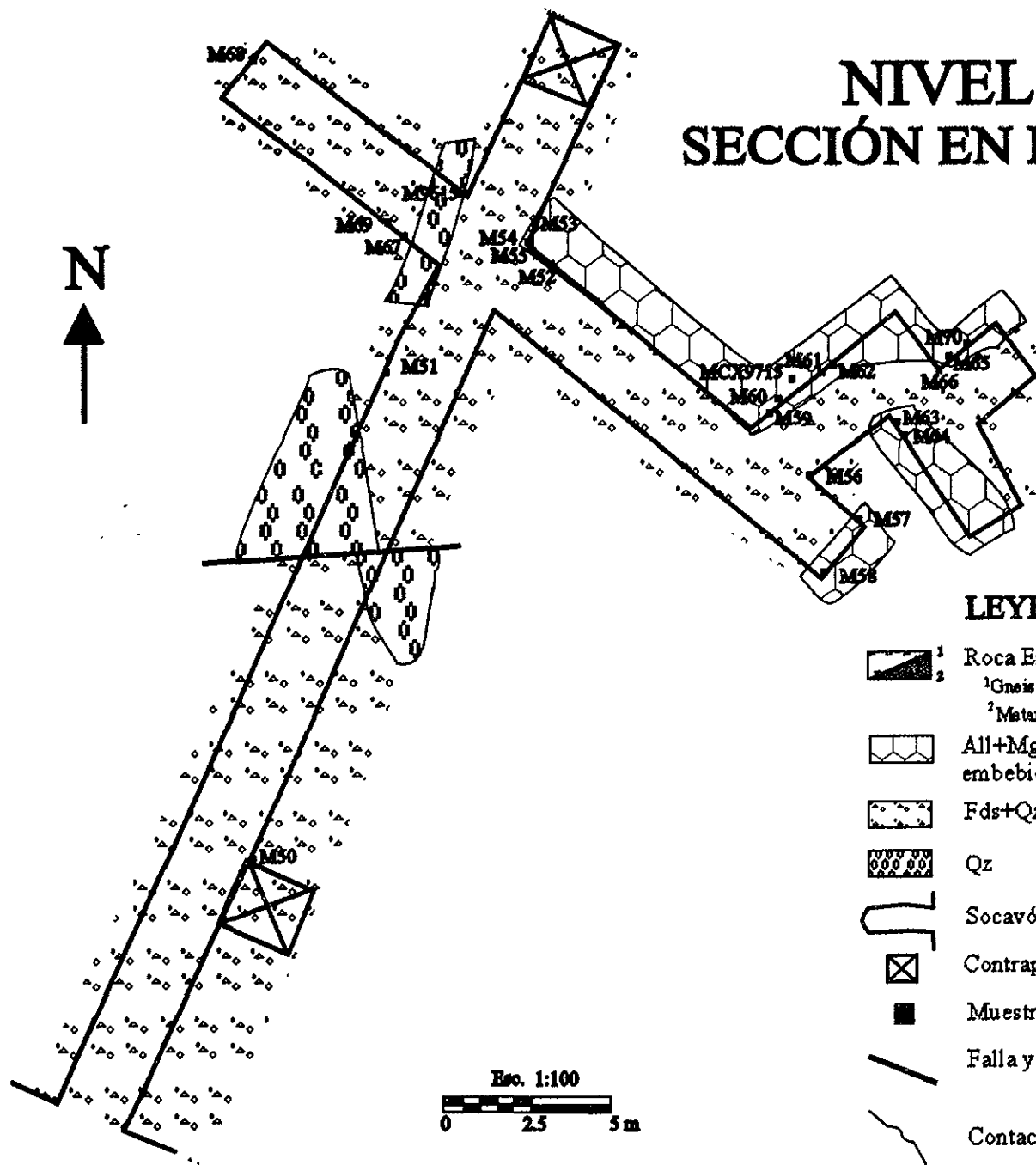
APÉNDICE A

NIVEL 5 SECCIÓN EN PLANTA












LEYENDA



NIVEL 4 SECCIÓN EN PLANTA

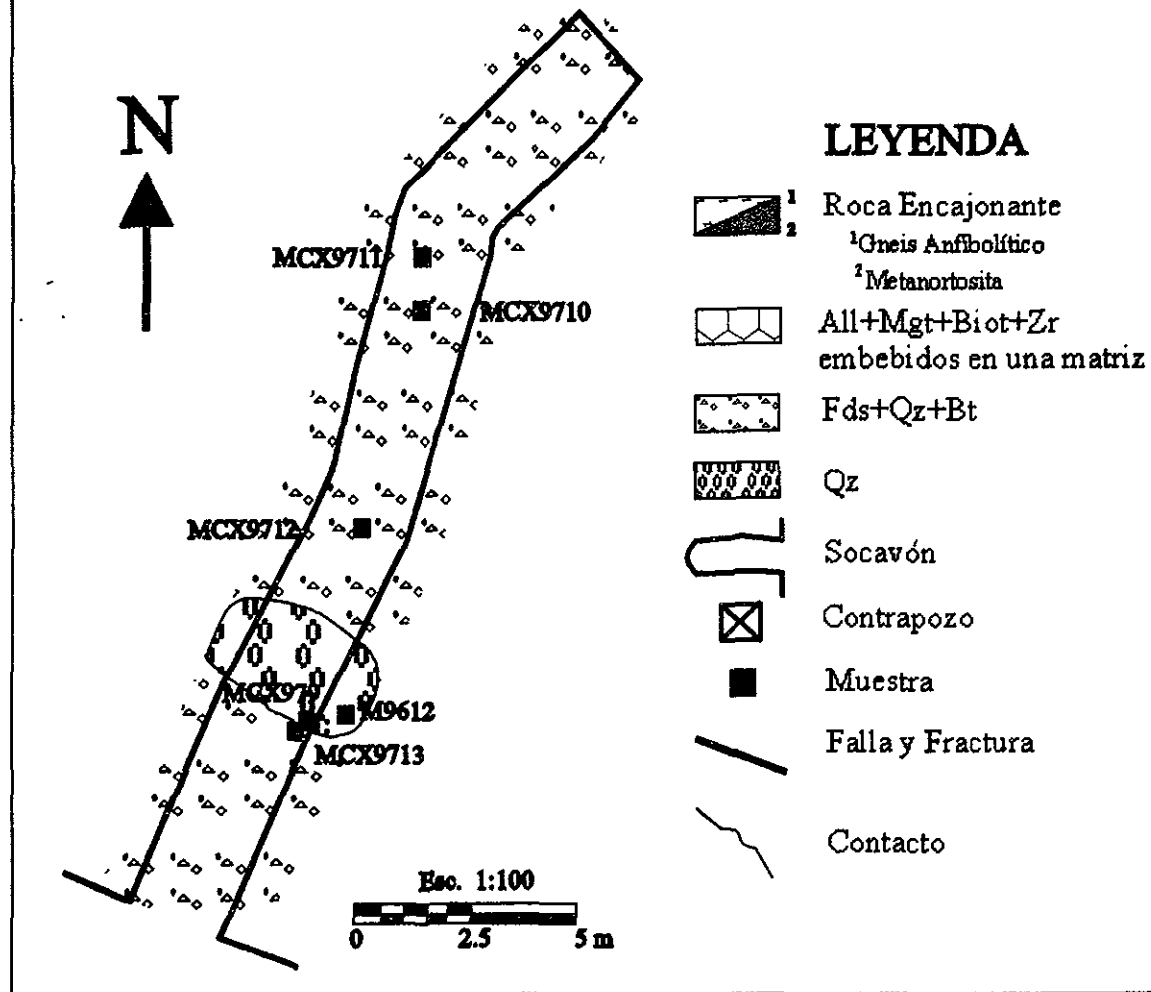


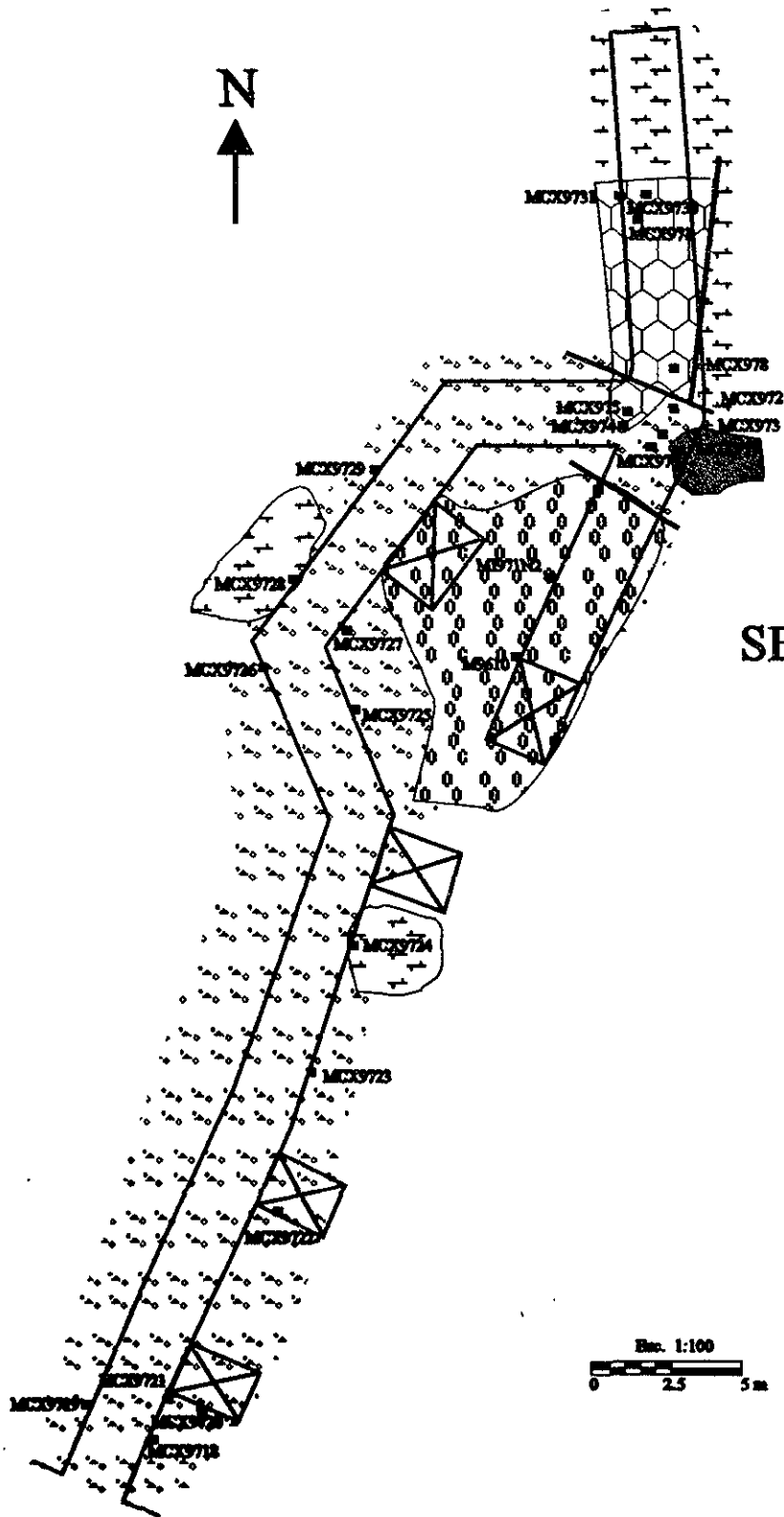
LEYENDA

-  1 Roca Encajonante
-  2 ¹Gneis Anfibólico
-  ²Matanortosita
-  All+Mgt+Biot+Zr embebidos en una matriz
-  Fds+Qz+Bt
-  Qz
-  Socavón
-  Contrapozo
-  Muestra
-  Falla y Fractura
-  Contacto

NIVEL 3










SECCIÓN EN PLANTA

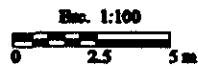




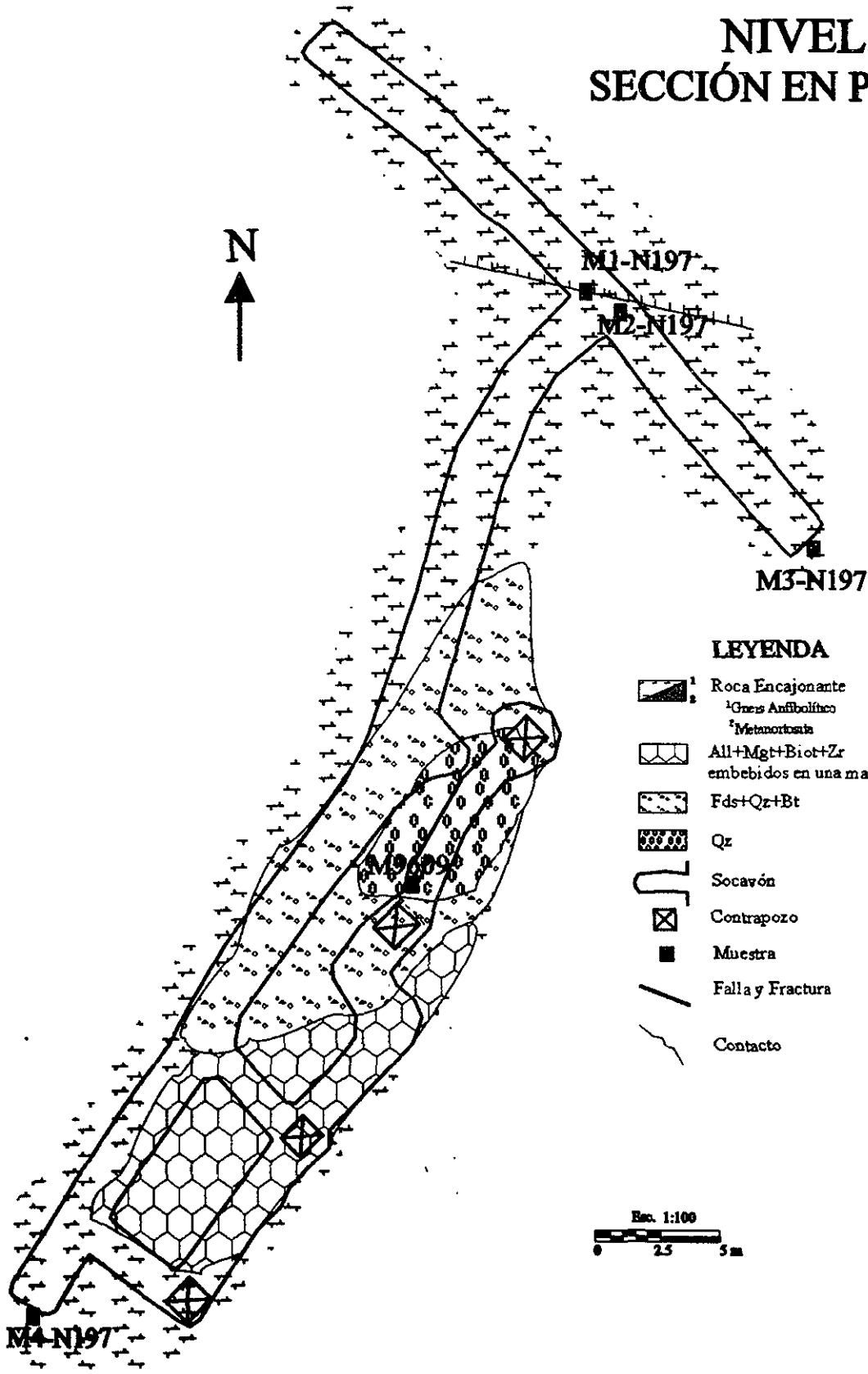
NIVEL 2 SECCIÓN EN PLANTA

LEYENDA












-  Roca Encajonante
 - ¹ Gneis Anfibólico
 - ² Metanortosta
-  All+Mgt+Biot+Zr embebidos en una matriz
-  Fds+Qz+Bt
-  Qz
-  Socavón
-  Contrapozo
-  Muestra
-  Falla y Fractura
-  Contacto



NIVEL 1 SECCIÓN EN PLANTA



LEYENDA

-  1 Roca Encajonante
-  2 Gres Anfibólico
-  3 Metanortosita
-  All+Mgt+Biot+Zr embebidos en una matriz
-  Fds+Qz+Bt
-  Qz
-  Socavón
-  Contrapozo
-  Muestra
-  Falla y Fractura
-  Contacto

Esc. 1:100



APÉNDICE B

PEGMATITA							
MUESTRA	TEXTURA	PRIMARIOS	SECUNDARIOS	ACCESORIOS	ALTERACIÓN	MEB	VETILLAS
M66		plagioclasa		allanita	sercita muscovita		
M65		plagioclasa			sercita		
M61		cuarzo plagioclasa					
M67		plagioclasa cuarzo			sercita		
M56		plagioclasa cuarzo microclina					
M51		cuarzo		magnetita			fracturas rellenas de hematita y óxidos de Fe
MCX9715		plagioclasa microclina					
M68	gráfica	microclina plagioclasa cuarzo		perrierita	sercita		
M57		plagioclasa cuarzo			sercita		
M50	gráfica	microclina pertítica cuarzo					fracturas rellenas de cuarzo y muscovita
M69		microclina pertítica cuarzo plagioclasa					fracturas rellenas de cuarzo
MCX9722		plagioclasa			sercita	vetillas de Si, Al, Ca cristales diseminados compuestos por Si, Ca, Mg, Al, Na	biotita, epidota muscovita
MCX9721	gráfica	microclina pertítica cuarzo					cuarzo y muscovita

ROCA ENCAJONANTE							
MUESTRA	TEXTURA	PRIMARIOS	SECUNDARIOS	ACCESORIOS	ALTERACIÓN	MEB	VETILLAS
MCX9724		plagioclasa hornblenda biotita		apatito	clorita		Roca Encajonante Anfibolita
MCX975	granítica	plagioclasa	biotita	magnetita ilmenita zircón	sericita clorita titanita		metanortosita
MCX9728		hornblenda plagioclasa	biotita	apatito zircón magnetita	clorita sericita	Si, Al, Ca, Fe, Mg, K, Mn (hornb) Si, Al, Mg, Fe (clor)	Anfibolita
MCX977	granítica	plagioclasa	biotita	magnetita ilmenita zircón	sericita clorita titanita		metanortosita

APÉNDICE C

Elementos Mayores (% wt)

	MCX971	MCX972A	MCX972B	MCX973	MCX974	MCX975	MCX976	MCX978	MCX9719	MCX9720	MCX9721	CMX9722	MCX9723A
SiO ₂	38.765	62.666	62.475	67.63	48.603	56.024	53.24	1.62	40.31	63.6	62.95	62.304	62
TiO ₂	3.561	0.024	0.02	0.024	7.829	0.548	0.71	1.26	1.08	0.03	0.02	0.041	0.32
Al ₂ O ₃	13.588	22.223	22.134	19.086	8.421	19.146	15.36	0.65	14.11	22.5	18.25	21.842	17.1
Fe ₂ O ₃	26.555	0.482	0.766	0.623	10.884	8.81	13.93	91.6	17.74	0.18	0.23	0.886	2.32
MnO	0.162	0.004	0.011	0.007	0.166	0.092	0.21	0.162	0.4	0.03	0	0.018	0.129
MgO	0.335	0.116	0.092	0.088	0.687	2.406	5.67	0.481	13.78	0.29	0	0.309	2.63
CaO	7.975	2.673	2.272	2.246	11.027	2.515	1.43	0.174	0.51	2.87	0.13	1.543	0.36
Na ₂ O	2.894	8.334	8.289	7.204	1.744	5.551	3.67	0	0.31	7.47	1.86	8.079	1.67
K ₂ O	0.827	1.068	1.286	0.784	0.296	1.54	2.68	0	7.71	1.55	12.65	1.681	12
P ₂ O ₅	1.022	0	0	0	0.968	0.346	0.27	0	0	0	0	0	0
PXC	1.19	0.76	0.97	0.75	1.74	1.73	3	2.8	2.7	1	1	1.15	0.8

Nb₂O₃

Y₂O₃

La₂O₃

1.17

CeO₂

1.67

PrO₂

Nd₂O₃

0.649

Sm₂O₃

0.197

Gd₂O₃

0.322

Dy₂O₃

ThO₂

0.92

Er₂O₃

Elementos Traza (ppm)

Rb	8	32	55	38	1644	221	533	3	1975	110	1222	123	1314
Sr	208	409	465	400	500	316	183	0	31	516	204	567	251
Ba	67	158	206	132	8	207	335	34	873	322	2168	33	4434
Y	1319	10	15	9	3233	121	93	14	0	3	0	14	0
Zr	4445	39	33	34	9568	103	103	15	5	46	17	0	20
Nb	350	4	8	6	7673	249	192	15	132	23	0	22	16
V	8	6	5	6	8	106	159	1825	170	2	3	8	19
Cr	8	18	16	52	0	48	224	266	55	29	30	26	41
Co	29	8	8	8	11	25	49	185	79	0	0	8	5
Ni	8	9	7	12	8	8	17	13	63	9	2	8	11
Cu	8	21	18	22	8	11	8	26	0	28	13	22	4
Zn	38	11	15	11	179	135	260	42	444	16	4	16	56
Th	1908	25	10	7 ?		13	85	3	0	2	0	8	0
Pb	59	15	22	18	369	16	12	0	9	21	32	14	19

APÉNDICE C

Elementos Mayores (% wt)

	MCX9723B	MCX9724	MCX9725	MCX9727	MCX9728	CMX9729	MCX9731	MCX9710	MCX9711	MCX9712	MCX9713	M50A	M50B	M51
SiO2	39.56	50.32	38.52	38.47	8.51	59.43	50.98	63.031	63.02	64.78	65.433	63.27	39.14	4.81
TiO2	1.4	0.49	1.28	1.12	2.42	1.14	3.8	0.022	0.023	0.02	0.023	0.09	1.82	1.14
Al2O3	13.8	16.09	13.61	14.35	2.12	15.26	17.75	22.128	22.452	18.45	18.66	19.36	14.4	1.95
Fe2O3	17.9	10.33	20.25	18.41	78.9	11.43	12.79	0.239	0.395	0.21	0.165	0.53	19.18	90.2
MnO	0.52	0.28	0.48	0.36	0.299	0.05	0.08	0.006	0.007	0.01	0.004	0.01	0.28	0.14
MgO	14.2	7.35	14.01	14.74	1.24	1.37	0.31	0.086	0.091	0	0	0.03	11.99	0.15
CaO	0.11	4.17	0.14	0.46	1.36	2.58	4.62	1.573	2.506	0.1	0	0.51	0.35	0.04
Na2O	0.1	3	0.36	0.11	0.287	4.28	5.84	8.608	8.013	1.77	2.039	2.34	0.28	0.1
K2O	8.91	3.35	8.65	7.46	0.105	0.9	1.54	1.484	1.155	13.27	13.149	10.95	6.61	0.31
P2O5	0	0.12	0	0	0.182	0.43	0.03	0	0	0	0	0	0	0.055
PXC	2.8	1.5	3	4.6	1.6	2.4	1.6	0.94	1.07	0.4	0.21	1	6.2	1.1

Nb2O3

Y2O3

La2O3

CeO2

PrO2

Nd2O3

Sm2O3

Gd2O3

Dy2O3

ThO2

Er2O3

Elementos Traza (ppm)

Rb	1919	687	1899	1247	16	69	185	78	55	1425	1533	978	1546	8
Sr	4	211	6	6	9	372	418	566	449	165	167	243	43	0
Ba	432	311	1056	1086	42	214	298	297	278	1013	920	1319	374	91
Y	0	13	0	0	120	337	1077	5	8	0	8	0	0	9
Zr	3	47	4	4	2259	429	465	39	32	13	14	68	9	2
Nb	80	42	83	143	192	907	1795	2	3	0	8	57	271	13
V	211	128	197	155	0.04	171	240	4	4	5	1	3	192	1613
Cr	70	152	39	60	198	173	29	18	17	22	4	34	32	209
Co	79	51	82	78	156	24	25	8	8	0	8	0	73	179
Ni	82	55	63	63	0	0	0	11	14	0	1	0	34	10
Cu	0	0	0	0	13	16	15	23	20	11	5	10	0	0
Zn	563	221	511	420	101	62	80	8	9	0	0	7	528	64
Th	0	0	0	0	30	94	223	4	6	0	8	0	0	0
Pb	7	4	5	4	8	52	43	11	20	33	36	35	21	2

APÉNDICE C

Elementos Mayores (% wt)

	M52	M53	M54	M55	M56B	M56A	M57	M58	M59	MCX9716	M60B	M60A	M61	M62	M63	M64B	M64A	M65B	M65A
SiO2	36.66	43.4	44.1	65.94	47.28	71.9	53.62	63.812	54.057	3.11	40.64	78.68	67.5	28.5	28.1	70.3	60.68	37.033	72.098
TiO2	0.479	2.51	4.45	0.537	1.64	0.04	0.71	0.778	0.459	6.09	1.93	0.11	0.29	0.88	0.95	0.03	0.02	0.634	0.079
Al2O3	14.64	8.44	12	15.25	13.58	16.4	14.8	16.868	11.062	1.43	13.76	9.8	12.8	9.05	8.28	17.3	22.32	13.083	15.828
Fe2O3	14.62	14.6	21	7.149	15.09	0.13	22.4	6.03	10.727	87.4	18.66	2.99	6.12	13	10.92	0.7	0.39	11.059	0.997
MnO	0.403	0.28	0.52	0.175	0.33	0.01	0.093	0.053	0.324	0.21	0.25	0.01	0.032	0.58	0.52	0.02	0.01	0.385	0.006
MgO	0.632	0.84	8.87	2.397	10.41	0.02	0.11	1.431	0.43	0.35	11.85	0.05	0.34	0.86	1.26	0.03	0	1.17	0.045
CaO	10.75	3.23	1.39	1.432	0.68	1.77	2.39	3.548	7.596	0.04	0.63	1.52	1.74	10.04	9.1	2.67	3.84	9.888	1.365
Na2O	0.01	1.55	0.67	3.734	0.37	4.24	4.63	4.575	0.091	0	1.17	2.9	2.95	0.09	0	5.96	7.43	0	4.752
K2O	0.037	0.69	0.93	1.104	5.57	3.26	0.63	1.802	0.038	0.09	5.28	0.9	3.13	0.02	0	0.91	0.71	0.024	3.589
P2O5	0.363	0.77	0.15	0.097	0.002	0	0.06	0.24	0.009	0.05	0.07	0.28	0.367	0	0	0.1	0	0.325	0.067
PXC	4.42	2.5	7.4	3.66	4.7	1.5	0.3	1.12	3.77	1.6	6.2	1.1	1	3.6	2.5	0.8	3.7	2.01	0.68

Nb2O3										0.11									
Y2O3		2.5												0.21	0.18				
La2O3	4.62	4.5	0.3					3.28					1.27	8.3	11.6	0.13		9.29	
CeO2	7.29	6.6						4.82					1.78	12	16.1	0.08		13.1	
PrO2	0.434	0.8						0.299					0	1.6	1.8	0		0.753	
Nd2O3	2.78	2	0.15					1.65					0.59	4.3	4.8	0.32		4.43	
Sm2O3	0.5	0.4											0	0.8	0.5	0		0.697	
Gd2O3	0.982	0.85						0.597					0		1.9	0			
Dy2O3														1.3	0.5				
ThO2	3.38	1.2						3.02					0.08	4.03	1.7	0		1.97	
Er2O3	0.433							0.331					0			0			

Elementos Traza (ppm)

Rb	8	0	122	136	1248	268	22	149	8	15	919	64	214	0	0	45	24	8	268
Sr	1568	166	133	248	51	370	161	625	1069	2	61	244	234	686	224	567	483	290	322
Ba	590	0	626	445	454	447	183	1586	574	104	226	127	762	534	231	207	128	2117	492
Y	5398	1528	362	342	45	10	30	17	4981	51	20	77	456	5300	1875	142	18	2130	64
Zr	1849	8538	45	132	14	30	26	223	1385	21	1563	1511	286	261	260	43	37	2323	842
Nb	88	0	58	39	373	8	35	6	38	649	206	41	6	73	0	4	1	8	33
V	688	0	187	89	167	0	319	97	477	1655	54	12	98	591	246	2	3	164	7
Cr	8	0	1186	342	106	158	164	68	8	209	19	351	47	0	0	153	47	8	68
Co	8	4	68	32	76	0	59	18	8	149	73	8	4	0	0	0	0	8	8
Ni	8	0	78	33	34	14	0	13	8	20	29	12	1	0	0	11	10	8	5
Cu	8	0	27	17	6	24	0	11	8	4	0	30	6	0	0	27	20	8	16
Zn	146	27	378	258	497	7	51	62	144	121	662	18	47	155	131	14	14	145	14
Th	13256	4583	4	2	0	0	29	8	12261	13	0	4	1303	12374	4767	10	7	5198	3
Pb	985	63	8	7	12	12	5	9	716	61	8	4	53	546	147	13	21	175	14

APÉNDICE C

Elementos Mayores (% wt)

	M66	M67	M68A	M68B	M69	M70	M78	M80	MCX9715B	MCX9715A
SiO2	60.817	71.522	65.03	16.7	65.3	78.21	63.92	68.88	41.81	75.1
TiO2	1.316	0.027	0.13	7.51	0.04	0.05	0.03	0.025	2.15	0.09
Al2O3	22.168	16.559	17.04	4.78	20.54	7.67	18.93	16.33	13.84	13.5
Fe2O3	1.175	0.608	2.99	53.5	0.204	1.97	0.33	0.229	19.26	0.76
MnO	0.022	0.007	0.02	0.178	0.01	0.03	0.01	0.009	0.23	0.07
MgO	0.079	0.106	0.01	0.855	0.22	0.03	0	0	10.75	0.26
CaO	3.227	0.615	0.19	2.29	0.95	1.38	0.09	0.187	0.78	1.07
Na2O	8.466	5.965	2.16	0.469	5.2	0.79	1.26	1.775	0.1	3.29
K2O	1.057	1.683	10.76	1.11	5.81	4.68	13.58	11.684	4.34	4.43
P2O5	0.04	0.001	0	0.602	0	1.04	0	0.001	0.003	0.14
PXC	0.97	1.14	0.6	0.5	1.1	0.7	0.8	0.26	6.9	0.6

Nb2O3

Y2O3

La2O3

CaO2

PrO2

Nd2O3

Sm2O3

Gd2O3

Dy2O3

ThO2

Er2O3

3.1

4

0.26

1.4

0.2

0.4

0.09

0

Elementos Traza (ppm)

Rb	97	100	727	176	508	306	1293	872	740	346
Sr	633	303	154	34	344	114	150	2	79	245
Ba	233	163	1127	194	826	0	1072	125	404	755
Y	434	17	0	155	0	497	0	8	45	78
Zr	56	29	31	872	27	4791	14	0	9	345
Nb	889	2	0	76	5	0	0	8	235	12
V	54	5	20	446	4	0	1	0	203	8
Cr	19	75	55	0	41	425	17	35	27	170
Co	8	8	4	81	0	4	0	8	74	0
Ni	4	11	0	0	7	0	0	1	35	11
Cu	26	25	9	0	17	28	8	11	0	23
Zn	22	14	8	70	14	13	3	4	622	16
Th	93	6	0	455	0	97	0	8	0	0
Pb	36	9	17	24	15	12	22	14	9	12

APÉNDICE C

Norma CIPW

	MCX971	MCX972A	MCX972B	MCX973	MCX974	MCX975	MCX976	MCX978	MCX9719	MCX9720	MCX9721
%AN	48	16	14	15	49	18	15	100	100	18	4
Q	0	4	4	18	25	6	3	0	0	8	48
or	5	6	8	5	2	9	16	0	18	9	18
ab	25	72	72	62	16	49	32	0	0	64	18
an	23	14	12	11	16	11	6	1	3	14	1
lc	0	0	0	0	0	0	0	0	24	0	0
ne	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0
kai	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
C	0	3	3	2	0	5	5	0	5	3	14
di	11	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0
hy	0	0	0	0	0	15	32	0	0	1	0
ol	18	0	0	0	0	0	0	5	43	0	0
wo	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0
mt	8	0	0	0	0	3	3	5	4	0	0
il	7	2	1	2	4	1	1	3	2	3	0
hem	0	2	2	2	10	0	0	0	0	2	2
ti	0	0	0	0	17	0	0	0	0	0	0
ap	3	0	0	0	2	1	1	0	0	0	0
wu	0	0	0	0	0	0	0	86	0	0	0
ru	0	1	1	1	0	0	0	0	0	1	2

	MCX9723B	MCX9724	MCX9725	MCX9727	MCX9728	CMX9729	MCX9731	MCX9710	MCX9711	MCX9712	MCX9713
%AN	100	44	100	100	100	22	26	10	15	3	0
Q	0	0	0	0	0	21	1	4	7	4	3
or	5	21	0	10	0	6	9	9	7	79	78
ab	0	27	0	0	0	38	51	75	69	15	17
an	1	21	1	2	5	10	18	8	13	1	0
lc	40	0	39	29	0	0	0	0	0	0	0
ne	0	0	2	1	1	0	0	0	0	9	0
kai	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0
C	4	0	4	6	0	4	0	4	4	1	1
di	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0
hy	0	13	0	0	0	15	0	0	0	0	0
ol	43	14	46	46	22	0	0	0	0	0	0
wo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
mt	4	3	4	4	6	4	8	0	0	0	0
il	3	1	3	2	5	2	7	2	2	2	3
hem	0	0	0	0	0	0	0	2	2	2	2
ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ap	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
wu	0	0	0	0	58	0	0	0	0	0	0
ru	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1

APÉNDICE C

Norma CIPW

	CMX9722	MCX9723A	M51	M52	M53	M54	M55	M56B	M56A	M57	M58	M59	MCX9716	M60B	M60A	M61	M63
%AN	10	11	0	100	46	51	0	52	20	23	29	97	0	25	19	20	100
Q	5	2	0	9	28	11	34	0	32	5	20	39	0	0	57	35	11
or	10	72	0	0	5	6	7	35	20	4	11	0	0	34	5	20	0
ab	71	14	0	0	17	6	32	3	37	40	39	1	0	9	25	26	0
an	8	2	0	51	15	6	0	4	9	12	16	35	0	3	6	7	39
lc	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ne	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
kal	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
C	4	1	2	0	1	8	8	6	3	2	2	0	2	6	2	2	0
dl	0	0	0	13	0	0	0	0	0	0	0	8	0	0	0	0	33
hy	1	7	0	20	17	46	12	43	0	32	7	12	0	0	1	6	8
ol	0	0	16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	11	39	0	0	0
wo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
mt	0	1	4	4	8	9	3	5	0	3	3	3	12	5	2	3	6
il	1	1	2	1	6	9	1	3	3	1	1	1	13	4	0	1	3
hem	2	1	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0
ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ap	0	0	0	1	2	0	3	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0
wu	0	0	74	0	0	0	0	0	0	0	0	0	62	0	0	0	0
ru	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0

	M64B	M64A	M65B	M65A	M66	M67	M68A	M68B	M69	M70	M78	M80	MCX9715B	MCX9715A	M50A	M50B	M62
%AN	20	23	100	14	18	6	5	100	10	1	4	6	82	14	11	100	97
Q	27	7	16	28	1	30	11	0	11	58	4	14	0	37	7	0	6
or	5	4	0	21	6	10	65	0	35	29	82	70	28	27	67	36	0
ab	51	66	0	41	73	52	19	0	45	7	11	15	1	28	20	0	1
an	13	20	49	6	16	3	1	9	5	0	0	1	4	4	3	2	39
lc	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0
ne	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	1	0
kal	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
C	2	2	0	2	1	4	2	0	4	1	2	0	8	2	3	7	0
dl	0	0	13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	36
hy	0	0	14	0	0	0	1	0	1	0	0	0	42	1	0	0	9
ol	0	0	0	0	0	0	0	45	0	0	0	0	6	0	0	40	0
wo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
mt	0	0	4	0	0	0	2	16	0	1	0	0	6	0	0	5	6
il	2	2	2	1	3	2	0	17	3	0	2	2	4	1	2	4	3
hem	2	2	0	2	3	2	0	0	2	1	2	2	0	2	2	0	0
ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ap	0	0	1	0	0	0	0	2	0	3	0	0	0	0	0	0	0
wu	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ru	1	1	0	1	3	1	0	0	1	0	1	1	0	1	1	0	0

APÉNDICE D. Mediciones Microtermométricas

M9600

	H2O-NaCl	H2O-NaCl-CO2	CO2	Th (°C)	Tm (-°C)	Tm (+°C)	Clathratos	Ts NaCl	TCL	SALINIDAD	VL	VL	F	Te (°C)
Slice A		1		Decrep	56.6	0.7			29					
		2		Decrep	56.6	0.6			28					
		1		Decrep	56.6	0.6			29					
		1		Decrep	56.6	3			27					
		1		Decrep	56.6	3			28					
	1			149	23.9					25.288007				
	1			143	23.9					25.288007				
	1			138	23.9					25.288007				
	2			156	23.9					25.288007				
	2			190	15.2					18.958679				
	1			207	11.8					15.846655				
Slice C		1		Decrep	56.6		3		29					
		1		Decrep	56.6		3		28					
		1		Decrep	56.6		3		29					
		1		Decrep	56.6		5.8		28					

MCX979

	H2O-NaCl	H2O-NaCl-CO2	CO2	Th (°C)	Tm (-°C)	Tm (+°C)		Ts NaCl	TCL	SALINIDAD	VL	VV	F	Te (°C)
Slice A	4			320	22					24.036705				
	2			320	22.7					24.502901				
Slice B		1		320	56.6				23					
		1		320	56.6				22					
		1		320	56.6				28					
	1			310	22					24.036705	55	45	1	
	1			243	22.3					24.237346				

M79

	H2O-NaCl	H2O-NaCl-CO2	CO2	Th (°C)	Tm (-°C)	Tm (+°C)		Ts NaCl	TCL	SALINIDAD	VL	VV	F	Te (°C)
Slice B		1		DECREP	56.6				30					
		1		DECREP	56.6				19					
		1		DECREP	56.6				18					
		1		320	56.6				24		83	17	1	
			1	-35	56.6					71	29	1		
			1	-35	56.6					61	39	1		
			1	-29	56.6					78	22	1		

M9615

	H2O-NaCl	H2O-NaCl-CO2	CO2	Th (°C)	Tm (-°C)	Tm (-°C)-Clathratos	Ts NaCl	TCL	SALINIDAD	VL	VV	F	Te (°C)
Slice B			2	11.1	56.6								
			1	9.3	56.6								
			1	-10	56.6								
			1	-8	56.6								
			1	-1.8	56.6								
Slice C	1			228	18.6				21.647208				
		2		240	56.5								
		2		272	56.5	5.2			8.1299627				
		1		297	56.5	5.2		29	8.1299627				
		1		179	23.1				24.766394				
Slice D	1			201	23.1				24.766394				
	3			204	11.1				15.142014				
	1			208	11.1				15.142014				
	1			214	11.1				15.142014				
	1			224	11.1				15.142014				
	1			200	11.1				15.142014				
	1			202	11.1				15.142014				
	1			222	11.1				15.142014				
	1			236	11.1				15.142014				
	1			206	11.1				15.142014				
	1			228	11.1				15.142014				
	1			230	14.5				18.356677				
	1			234	11.1				15.142014				
	1			240	13.1				17.094477				
	1			243	14.5				18.356677				
	3			215	11.1				15.142014				
	1			216	11.1				15.142014				
	1			218	11.1				15.142014				
2			225	11.1				15.142014					
Slice F	1			203	22.6				24.436714				
	1			209	22.6				24.436714				
	1			199	22.6				24.436714				
	1			228	22.1				24.103733				
	2			230	22.1				24.103733				
	1			241	22.1				24.103733				

M9610

	H2O-NaCl	H2O-NaCl-CO2	CO2	Th (°C)	Tm (-°C)	Tm (+°C)	Ts NaCl	TCL	SALINIDAD	VL	VV	F	Te (°C)
Slice A	1			171	20.8				23.219696				H2O+NaCl
		1		240	0.5				0.87426				
	1			227	18.6				21.647208				
	1			208	21.8				23.902195				H ₂ O+NaCl+NaHCO ₃
	3			181	20.8				23.219696				H ₂ O+NaCl
	1			185	20.8				23.219696				H ₂ O+NaCl
	1			199	15.2				18.958679				
	1			228	22.3				24.237346				
	1			190	21.8				23.902195				H ₂ O+NaCl+NaHCO ₃
	1			212	22.9				24.634893				H ₂ O+NaCl+KCl
Slice B	1			200	15.4				19.127334				
	1			204	15.4				19.127334				
	1			218	15.4				19.127334				
	1			140	11.2				15.24414				
	1			161	11.2				15.24414				
Slice C	3			233	9.2				13.10373				
	1			235	9.2				13.10373				
	2			239	9.2				13.10373				
	1			241	7.9				11.594713				

MI971N2

	H2O-NaCl	H2O-NaCl-CO2	CO2	Th (°C)	Tm (-°C)	Tm (+°C)	Ts NaCl	TCL	SALINIDAD	VL	VV	F	Te (°C)	
Slice A	1			160	22.3				24.237346	83	17	1		
	1			165	22.4				24.303939	83	17	1		
	1			165	22.4				24.303939	84	16	1		
		1		274	56.6	29					74	26	1	
		1		320	56.6	28.5								
		1		320	56.6									
	1			212	22.1				24.103733	86	14	1		
	1			DECREI	22.1				24.103733					

M9609

	H2O-NaCl	H2O-NaCl-CO2	CO2	Th (°C)	Tm (-°C)	Tm (+°C)	Ts NaCl	TCL	SALINIDAD	VL	VV	F	Te (°C)
Slice A	1			244	22.2				24.378701				
Slice E	1			263	16.8				21.192578				

M9701

	H2O-NaCl	H2O-NaCl-CO2	CO2	Th (°C)	Tm (-°C)	Tm (+°C)	Ts NaCl	TCL	SALINIDAD	VL	VV	F	Te (°C)
Slice B	1			292						75	25	1	
	1			297						63	37	1	
	1			287									
	3			305						73	27	1	
	1			234	24.9				25.932037				
	1			246	24.4				25.61096				
	1			248	23.2				24.831969	80	20	1	
	1			251	20.1				22.730889	71	29	1	
	1			250	24.4				25.61096				
	1			239	23.5				25.028029				H ₂ O+NaCl+KCl
	1			253	20.2				22.801327				
	1			238	36.5				33.78801	74	26	1	
	1			273	23.2				24.831969				
	1			220	27				27.269018				
	1			250	26.4				26.887976				
	1			250	18.4				21.498553				
	1			265	23.3				24.897431				
	1			260	33.6				31.628356				H ₂ O+MgCl ₂
	1			260	19.8				22.518296	64	36	1	
	1			227									
	1			231									
	1			221			194		31.578618				
	1			221			163		30.182717				
	1			206			157		29.936939				
	1			186			198		31.77462				
	1			224	16.5				20.02988	44	56	0	
	1			225	18.6				21.647208	75	25	1	
	1			231	17.5				20.816121				
	1			241	24.2				25.482026				
	1			235	22.3				24.237346	78	22	1	
	2			188			220		32.920839				
	1			168			222		33.030915				
	1			301	24.3				25.546532	60	40	1	
	1			297	19.7				22.446994				
	1			287	19.7				22.446994				
Slice C	1			199			170		30.479284				
	1			195			170		30.479284				
	1			206			170		30.479284				
	2			226	26.8				27.142008				
	3			241						65	35	1	
	1			241			153		29.77736				

M50N4

	H2O-NaCl	H2O-NaCl-CO2	CO2	Th (°C)	Tm (-°C)	Tm (+°C)	Ts NaCl	TCL	SALINIDAD	VL	VV	F	Te (°C)
Slice A	2			236	26.1				26.697341	67	33	1	
	1			229	22.1				24.103733	83	17	1	
		1		278	56.7			23					
		1		293	56.7			31					
		1	280	56.7									
Slice B	1			175									
	1			254	23.3				24.897431				
	3			256	23.3				24.897431				
	1			250	23.3				24.897431				
	1			248									
	1			203									
	1			237	23.3				24.897431				

M9612

	H2O-NaCl	H2O-NaCl-CO2	CO2	Th (°C)	Tm (-°C)	Tm (+°C)	Clathertos	TsNaCl	TCL	SALINIDAD	VL	VV	F	Te (°C)
Slice A	1			167	16.5					20.02988				
	2			164	16.5					20.02988				
Slice B		1		244		5.2			31.6					
	1			240	18.5					21.573011				
			1	-6	56.6									
			1	-8	56.6									
			1	6	56.6									
			2	-19	56.6									
			1	-19	56.6									
			1	-12	56.6									
			2	-12	56.6									
			1	-21	56.6									
		1		166		6.3								
		1		172		6.3								
		1		211		6.3								
	Slice D		1		222		6.3							
		1		219		3.2								
		1		230		3.2								
		1		216		3.2			27.0					
		1		210		3.2			29.7					
			1	-22.6	56.6									
			1	-6	56.6									
		2		244		4.5								
	1		244		1.6									