

23



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA  
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

DIVISION DE INGENIERIA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

EVALUACION DE CAMBIOS DE MASA Y MOVILIDAD  
DE ELEMENTOS PARA LOS BASALTOS ASOCIADOS  
A VENTILAS HIDROTERMALES SUBMARINAS EN  
PUNTA MITA, NAYARIT.

296686

**T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

**I N G E N I E R O G E O L O G O**

P R E S E N T A :

**ALBERTO SANTILLAN LADRON DE GUEVARA**



DIRECTOR: DRA. ROSA MARIA PROL LEDESMA

MEXICO, D.F.,

SEPTIEMBRE DEL 2001



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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.



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA  
DIRECCION  
60-1-917

**SR. ALBERTO SANTILLAN LADRON DE GUEVARA**  
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dra. Rosa María Prol Ledesma y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**EVALUACION DE CAMBIOS DE MASA Y MOVILIDAD DE ELEMENTOS PARA LOS  
BASALTOS ASOCIADOS A VENTILAS HIDROTERMALES SUBMARINAS EN PUNTA  
MITA, NAYARIT**

- RESUMEN
- I INTRODUCCION
- II GEOLOGIA Y TECTONICA DEL AREA DE ESTUDIO
- III CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS SISTEMAS  
HIDROTERMALES SUBMARINOS
- IV METODOS ANALITICOS Y DETERMINACION DE LA MOVILIDAD  
DE LOS ELEMENTOS EN LOS SISTEMAS HIDROTERMALES
- V CARACTERIZACION PETROGRAFICA Y GEOQUIMICA DE LOS  
BASALTOS DE PUNTA MITA (NAYARIT)
- VI MOVILIDAD DE LOS ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA EN LOS  
BASALTOS ALTERADOS DE PUNTA MITA (NAYARIT)
- VII DISCUSION DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES
- REFERENCIAS
- ANEXOS

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional

Atentamente  
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"  
Cd. Universitaria, D.F. a 10 de julio de 2001  
EL DIRECTOR

**ING. GERARDO FERRANDO BRAVO**  
GFB\*RLLR\*gtg

pp

## AGRADECIMIENTOS.

Quiero agradecer a todas las personas que de cualquier forma me brindaron su ayuda para la realización de este trabajo.

A mis padres Ernesto y Gloria por enseñarme todo lo necesario para llegar hasta donde estoy ahora.

A mis hermanas Jaqueline, Elizabeth y Diana por apoyarme siempre.

A la Dra. Rosa María Prol muchas gracias por permitirme trabajar con usted y por todo lo que me ha enseñado.

A todas las personas que revisaron este trabajo y que me ayudaron a mejorarlo:

Ing. Jorge Nieto O.

Ing. Enrique Gonzalez T.

Dr. Gustavo Tolson J.

Ing. Alfredo Victoria M.

Un agradecimiento especial para Quim. Rufino Lozano S. Por todo su apoyo para la realización de este trabajo.

## Índice.

<b>Resumen.</b>	
<b>Capítulo 1. Introducción.</b>	
1.1 Objetivos.	1.
1.2 Importancia del estudio de los sistemas hidrotermales submarinos.	1.
1.3 Importancia de la determinación de los cambios de masa y de la movilidad de los elementos mayores y traza.	3.
<b>Capítulo 2. Geología y tectónica del área de estudio.</b>	
2.1 Localización clima y vegetación de la región.	5.
2.2 Geología y tectónica regional.	5.
2.3 Geología de la localidad de Punta Mita Nayarit.	11.
<b>Capítulo 3. Características generales de los sistemas hidrotermales submarinos.</b>	
3.1 Características del sistema hidrotermal submarino del East Pacific Rise 21° N.	18.
3.2 Características del sistema hidrotermal submarino de la cuenca de Guaymas.	19.
3.3 Características del sistema de la Bahía de Monterey.	20.
3.4 Características del sistema de la zona de subducción de Perú.	21.
3.5 Sistema hidrotermal de Punta Banda, Baja California.	23.
3.6 Características generales del sistema de Punta Mita.	23.
<b>Capítulo 4. Métodos analíticos y determinación de la movilidad de los elementos en los sistemas hidrotermales.</b>	
4.1 Método de Gresens para evaluar las relaciones de composición y volumen durante los procesos Metasomáticos.	26.
4.2 Método de Grant para la evaluación de los cambios de masa y concentración durante la alteración metasomática (Método de las isoconas).	27.
4.3 Métodos analíticos.	29.
<b>Capítulo 5. Caracterización petrográfica y geoquímica de los basaltos de Punta Mita (Nayarit).</b>	
5.1 Descripción Macroscópica.	34.
5.2 Descripción Microscópica.	35.
5.3 Caracterización geoquímica de los basaltos de Punta Mita.	35.
5.4 Cálculo de la norma CIPW	40.
<b>Capítulo 6. Movilidad de los elementos mayores y traza en los basaltos alterados de Punta Mita (Nayarit).</b>	
6.1 Diagramas de Isoconas.	44.
6.2 Enriquecimientos relativos.	52.
<b>Capítulo 7. Discusión de Resultados y conclusiones.</b>	
7.1 Discusión de resultados	59.
7.2 Conclusiones	62.
<b>Referencias.</b>	
<b>Anexo I. Estudio petrográfico. Punta Mita, Nayarit.</b>	
<b>Anexo II. Fotomicrografías. Punta Mita, Nayarit.</b>	
<b>Anexo III. Norma CIPW</b>	

## RESUMEN.

Las ventilas submarinas son manifestaciones en el fondo marino generalmente relacionadas con actividad producto de un sistema hidrotermal, estos sistemas están relacionados con diversos ambientes tectónicos y pueden tener la capacidad de producir extensas alteraciones en la corteza cuando el fluido hidrotermal que se encuentra a altas temperaturas pasa a través de la roca encajonante. De esta manera el fluido hidrotermal tiene la capacidad de extraer grandes cantidades de metales y otros elementos de la roca y en algunos casos los sistemas hidrotermales submarinos son responsables de la formación de depósitos minerales.

La forma en que un sistema hidrotermal puede alterar la roca es a través de tres procesos diferentes, la deposición directa, la sustitución y la lixiviación los cuales producirán cambios en las características mineralógicas, físicas y químicas de la roca encajonante, la alteración que resulta de los diferentes procesos se medirá a través de dos parámetros, el grado de alteración y la intensidad de alteración que ayudarán a definir las interacciones que se desarrollan entre la roca y el fluido.

En la localidad de Punta Mita, Nayarit, en la parte norte de la Bahía de Banderas se localiza un sitio de actividad hidrotermal de baja temperatura y a baja profundidad (85° C y 11 metros) que se encuentra emplazada en basaltos. El área de estudio se encuentra en una zona que fue sujeta varios procesos tectónicos como son la convergencia de la placa Farallón y la Placa Norteamericana, la apertura del Golfo de California y la formación de la parte occidental de la faja volcánica Mexicana. Las rocas ígneas máficas que afloran hacia el oeste de Nayarit presentan una edad aproximada de 10 Ma y varían en composición de basaltos a andesitas basálticas, el estudio de los basaltos que se encuentran como roca encajonante de las ventilas y su comparación con los otros basaltos de la localidad nos permitirá conocer el tipo de alteración que presenta la zona y determinar las características que distinguen a la alteración producto del sistema hidrotermal de la alteración general que presenta la región estudiada.

Para evaluar la movilidad de los elementos mayores y traza producto de la actividad metasomática en la zona se eligió el método de las isoconas (Grant), el cual permite calcular la movilidad de los elementos tomando en cuenta el cambio de masa y sin determinar la densidad de la roca por métodos analíticos y sin realizar una gran cantidad de consideraciones ni resolver muchas ecuaciones simultáneas, este método debe estar apoyado en un buen análisis petrográfico con la finalidad de que los resultados sean

confiables. Los basaltos de esta localidad presentan características geoquímicas que los clasifican como basaltos calci-alcalinos y pertenecientes a un ambiente tectónico de intraplaca.

La movilidad de los elementos se determino tomando en cuenta las afinidades químicas y mineralógicas de las muestras, pero al mismo tiempo se tomaron en cuenta factores estadísticos para hacer más confiables los resultados de tal forma que algunos elementos no se tomaron en cuenta para realizar el análisis cuantitativo de su movilidad.

## CAPITULO 1. Introducción.

### 1.1 Objetivos.

- Establecer las características geoquímicas de los basaltos que afloran en Punta Mita, Nayarit.
- Determinar mediante estudios petrográficos y químicos el equivalente menos alterado que represente la composición inicial de los basaltos que fungen como roca encajonante del sistema hidrotermal submarino que se localiza en Punta Mita, Nayarit.
- Determinar cuantitativamente las pérdidas y las ganancias en la concentración de los elementos químicos mayores y trazas que forman los cuerpos de roca, que fueron necesarios para producir la alteración observada en la roca.
- Conocer el tipo de alteración que se desarrolló, durante el proceso de alteración hidrotermal, ya sea en el caso en que el volumen de la roca haya permanecido constante, o que la concentración de alúmina ( $Al_2O_3$ ) o de algún otro compuesto en la roca haya permanecido inmóvil o relativamente sin cambios.
- Determinar las condiciones de alteración de los basaltos de Punta Mita, indicando si la alteración fue el resultado de la interacción con el agua de mar o agua meteórica o bien una mezcla de las dos y si se llevó a cabo bajo condiciones en las que predominaba el agua en la relación agua/roca.
- Estimar que elementos traza fueron movilizados, así como su concentración relativa después de la alteración.

### 1.2 Importancia del estudio de los sistemas hidrotermales submarinos.

Los sistemas hidrotermales submarinos incluyen entre sus manifestaciones superficiales a zonas donde tiene lugar el flujo de agua marina a altas temperaturas a través de la roca encajonante. Cuando el agua marina se encuentra a altas temperaturas, esta tiene la capacidad de extraer grandes cantidades de metales y algunos otros elementos de la roca con la que interactúa. De esta manera los sistemas hidrotermales submarinos son responsables de producir una amplia alteración de la corteza y, en algunos casos, de la formación de depósitos minerales cuando se deposita en un área reducida una gran parte de los metales que porta el fluido en solución.



Los procesos hidrotermales submarinos se presentan generalmente en las cordilleras mesoceánicas, las cuales forman un cinturón casi continuo de 55,000 km de longitud (Scott, 1997) que rodea la tierra. Así mismo, los sistemas hidrotermales submarinos también se presentan en zonas de extensión de tras-arco y en los arcos de islas. Las ventilas submarinas fueron descubiertas a mediados de la década de los 60 en el Mar Rojo por el buque oceanográfico Atlantis II. En esta localidad se pueden observar salmueras de alta densidad a altas temperaturas que cubren lodos sin consolidar ricos en elementos metálicos. Posteriormente en 1976, se descubrió la presencia de fluidos a bajas temperatura que surgían de montículos de óxidos e hidróxidos de Fe y Mn cerca de las islas Galápagos. Otro descubrimiento importante relacionado con los sistemas hidrotermales submarinos se presentó en 1979, cuando se encontraron las chimeneas negras de la cordillera del Pacífico del este (East Pacific Rise), las cuales se localizan aproximadamente a 21° de latitud norte y producen sulfuros y sulfatos de metales básicos y preciosos. Desde entonces se conocen más de 100 localidades en donde existe actividad hidrotermal que produce la expulsión de fluidos ricos en minerales, con temperaturas que pueden llegar hasta los 405° C. Estas manifestaciones se presentan en ambientes tectónicos diversos, tanto en el océano Pacífico así como en el Atlántico, en el Índico y en el mar Mediterráneo. Los sistemas hidrotermales submarinos no son únicamente importantes por su abundancia, sino también por el gran volumen de material que expulsan, formando depósitos que pueden llegar a tener grandes volúmenes. En las localidades más importantes se han formado estructuras de cientos de metros de diámetro y hasta decenas de metros de altura. Por otra parte, las localidades donde se presentan las ventilas hidrotermales pueden llegar a tener varios kilómetros de longitud.

La posibilidad de explotación de los sistemas hidrotermales submarinos que existen en la actualidad no es inmediata, ya que generalmente se encuentran a grandes profundidades (2000-5000 m). Sin embargo, en el futuro tal vez se conviertan en recursos que sea posible explotar. Al estudiar estos sistemas en la actualidad es posible producir modelos que nos ayuden a comprender los procesos y las condiciones de formación de los yacimientos minerales que probablemente se originaron en sistemas similares.

### 1.3 Importancia de la determinación de los cambios de masa y de la movilidad de los elementos mayores y traza.

Dentro de los sistemas hidrotermales tenemos varias componentes, entre los cuales están la fuente de calor, una capa de roca permeable, una capa de roca impermeable, la roca encajonante y el fluido hidrotermal. En el caso específico de los sistemas submarinos, el fluido termal será el agua de mar principalmente. La interacción entre el fluido y la roca encajonante generalmente produce una reacción que cambia la composición química, tanto de la fase sólida como del fluido que pasa a través de esta formando nuevos minerales.

En el proceso de alteración que afecta a este componente del sistema hidrotermal se distinguen dos parámetros: la intensidad de alteración, que es una medida que indica la cantidad de roca que ha reaccionado para formar nuevos minerales y el grado de alteración, que es una medida más empírica, que nos indica las condiciones de temperatura y permeabilidad bajo las que se generó esa alteración.

La alteración hidrotermal de la roca se presenta de diferentes formas, dependiendo de la manera en que los nuevos minerales sean depositados. En primer lugar tenemos la depositación directa, en la cual los minerales de origen hidrotermal provienen directamente del fluido por fenómenos de sobresaturación y que se presentan en las fracturas, huecos, poros, uniones, fisuras, inconformidades; es decir, cualquier espacio hueco que presente la roca y que permita el movimiento del fluido a través de él. Los minerales más comunes que se depositan de esta forma son cuarzo, calcita, epidota, adularia, zeolitas, anhidrita, clorita, illita, hematita y fluorita entre otros (Browne, 1985). Otra forma de alteración que afecta a los minerales que constituyen la roca original es el remplazamiento, en el cual se forman nuevos minerales a partir de los minerales primarios de la roca. Este proceso depende de la permeabilidad. Por otra parte, está la alteración por lixiviación, que se presenta cuando el fluido disuelve los minerales sin reemplazarlos. Estas son las tres formas principales en que se manifiesta la alteración que experimenta la roca encajonante. Durante estos procesos se producen cambios en las propiedades de la misma, como son cambios de su densidad, porosidad, permeabilidad, propiedades magnéticas y resistividad. En algunos casos, junto con estos fenómenos se presentará la formación de fracturas o discontinuidades que afectarán la alteración.

Los tres procesos mediante los cuales actúa la alteración hidrotermal (reemplazamiento, depositación y lixiviación) producen cambios en las características químicas de las rocas, las cuales están en función de la mineralogía. De esta manera, los elementos químicos que

constituyen la roca se enriquecerán o se empobrecerán durante el proceso de alteración hidrotermal y esto se verá reflejado en un aumento o decremento en la concentración de los elementos mayores, traza, las tierras raras, etc.

Cuando se estudia una roca alterada por procesos hidrotermales es necesario conocer los cambios de masa que ha sufrido una roca después de ser sometida a condiciones de temperatura, presión y movilidad de fluidos diferentes a las que se presentaron durante su formación. Para conocer esto, se pueden hacer varias suposiciones referentes a la movilidad de los elementos dependiendo de la intensidad y el grado de alteración que presente la roca.

De esta manera podremos saber si algunos de los elementos que constituyen la roca encajonante pasan a ser parte del fluido hidrotermal, o si el fluido contribuye con algunos elementos a los minerales depositados. Esto reviste una gran importancia dentro del proceso de alteración hidrotermal, ya que una de las primeras preguntas que surgen durante estos procesos es la procedencia de los elementos presentes tanto en el fluido como en la roca encajonante.

## **CAPITULO 2. Geología y Tectónica del Área de Estudio.**

### **2.1 Localización clima y vegetación de la región.**

El estado de Nayarit se encuentra localizado en la porción centro occidental de la República Mexicana y limita al norte con los estados de Durango y Sinaloa, al este con el estado de Zacatecas al sureste con el estado de Jalisco y al oeste con el Océano Pacífico. Su extensión territorial total es de 27,951 de km<sup>2</sup>. Este estado se encuentra dividido en veinte municipios, de los cuales el cuarto en tamaño es el de Bahía de Banderas (Consejo de Recursos Minerales, 1994).

El municipio de la Bahía de Banderas se encuentra dividido por tres regiones hidrológicas principales. Por una parte está la "Huicicila" que presenta los ríos Huicicila, Ixtapa y San Blas. También está la región hidrológica Ameca, donde se presenta el río del mismo nombre y donde se localiza la presa de la Loma. Por último está la zona Pacífico centro (CRM, 1994).

En la entidad el clima predominante es el cálido caracterizado por tener una temperatura de 22° C y una precipitación media anual de entre 1200 y 1500 mm. Por esta razón, en la región se presenta una vegetación del tipo selvática (CRM, 1994).

### **2.2 Geología y tectónica regional.**

El área de estudio es la zona de Punta Mita, localizada en el estado de Nayarit al sur de Tepic, que es la capital del estado, y al norte de la bahía de Banderas y de Puerto Vallarta (Fig 2.1), cerca de la zona se encuentra el límite de la subducción de la placa Rivera con la placa Norteamericana.

Esta es una zona para la cual se han realizado estudios de tipo regional, así como diversos trabajos que involucran a las zonas circundantes, como son La Sierra Madre Occidental, el Golfo de baja California y la parte Oeste de la faja volcánica Mexicana. Esta zona debió de haber sido afectada al menos en parte por los procesos que conformaron estas regiones. A unos cuantos kilómetros de la costa podemos encontrar la presencia de ventilas hidrotermales localizadas a 20° 45.15' de latitud Norte y 105° 28.87' de longitud Oeste, emplazadas en basaltos y a una profundidad de aproximadamente 11 m (Núñez-Cornú et al., 2000). Esta es una de las pocas localidades conocidas donde se presenta este fenómeno tan cercano a la costa y a tan poca profundidad. Para conocer las características

que las originaron es necesario conocer el marco tectónico así como la geología regional, con la finalidad de tener más claros los procesos que podemos observar en el campo en este momento.

Punta Mita se encuentra en la parte norte de lo que se conoce como el bloque Jalisco (Fig 2.2). Algunos autores (Gastil et al., 1979; Helenes y Carreño 1999; Ferrari et al., 1999 y Ferrari et al., 2000) que es posible correlacionar esta localidad con la parte sur de la península de Baja California y por lo tanto con los procesos tectónicos que dieron origen a la apertura del Golfo de California. Los primeros indicios que se tienen del inicio de un proceso de extensión se presentan a partir del Oligoceno, hace aproximadamente 32 Ma (Wallace et al., 1992). Sin embargo, el proceso de extensión comenzó durante el Mioceno aproximadamente hace 12 Ma.

El Bloque Jalisco se encuentra delimitado hacia el Oeste por la trinchera Meso-Americana, hacia el Este por el rift de Colima, y hacia el norte por la zona de rift Tepic-Zacalco. Este rift incluye un arco volcánico calco-alcalino activo, el cual es el límite hacia el sur del vulcanismo silícico de la Sierra Madre Occidental (Wallace et al., 1992). Este bloque muestra las etapas iniciales del rompimiento que dió como resultado la separación de la península de Baja California del resto del continente. En la zona se presentan dos sistemas de fallas principales (de 35°-45°) que presentan un salto de aproximadamente 600 m (Ferrari et al, 1994), así como un complejo de cuerpos intrusivos conocido como el batolito de Puerto Vallarta. El batolito está formado por cuerpos de dioritas, granitos y tonalitas, los cuales presentan edades de 85 Ma (Schaaf et al., 1989). Estas estructuras nos definen lo que se conoce como el graben de Puerto Vallarta. Los estudios que se han realizado indican que es posible correlacionar a través de la edad y de las características isotópicas a los batolitos de Puerto Vallarta y el de los Cabos. Por lo anterior podemos inferir que la parte sur de Baja California se encontraba localizada a lo largo de la costa norte de Punta Mita antes del desprendimiento de la península y que las fallas que dieron origen al graben de Puerto Vallarta se habrían formado durante la de la separación de Baja California de la Placa Norte Americana, proceso que posiblemente se presentó entre el Mioceno tardío y el Plioceno temprano (Ferrari et al., 1994). De acuerdo con las provincias geológicas de México, esta área se encuentra en el Bloque Jalisco, tiene una edad Mesozoica y de origen plutónico, que se formó en un ambiente geotectónico de raiz de arco (Sedlock et. al., 1993)

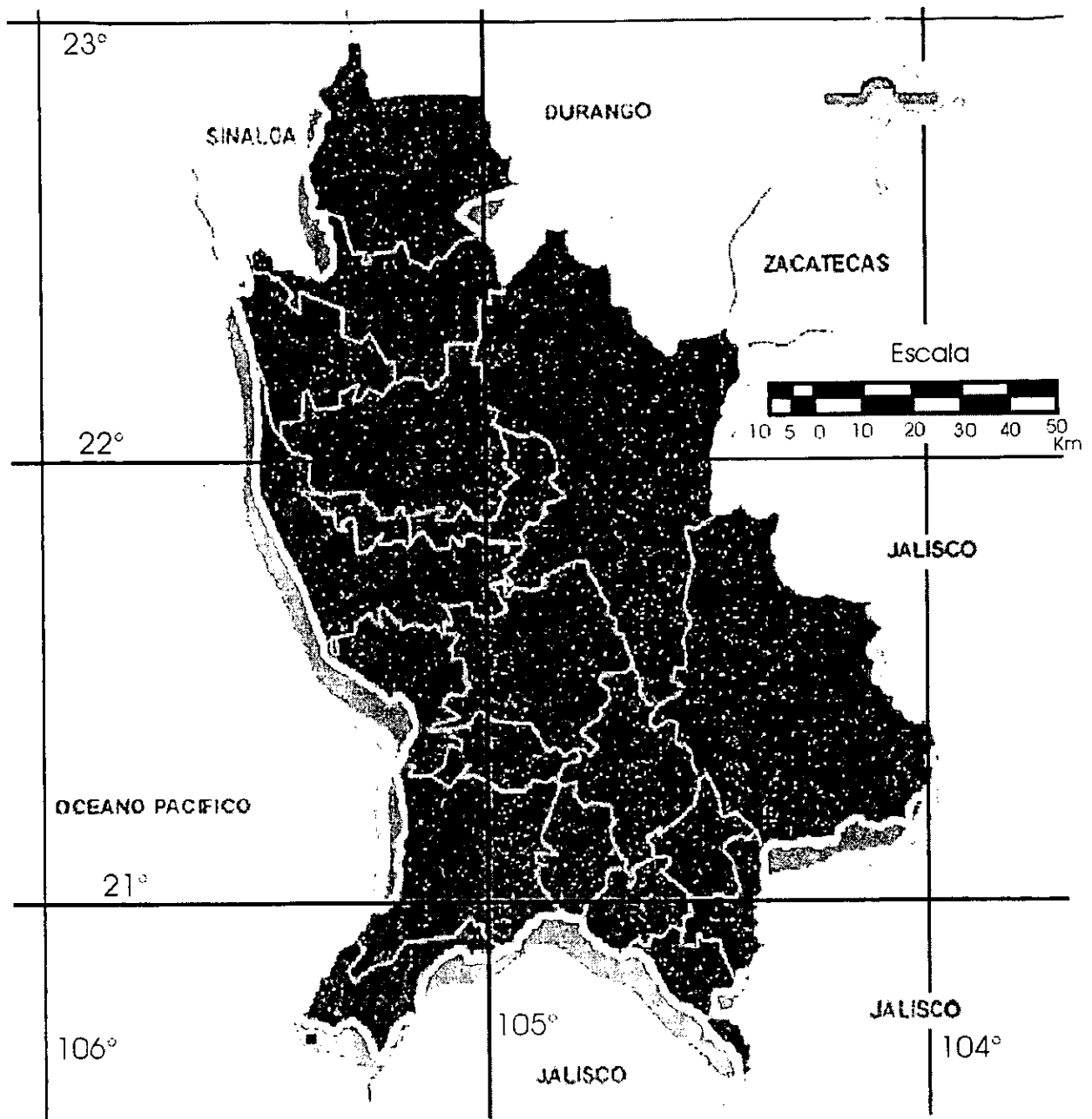


Figura 2.1 Imagen del estado de Nayarit que muestra la localización de la localidad de las ventilas hidrotermales en el pequeño cuadro. (modificada de [www.inegi.com](http://www.inegi.com), 2001).

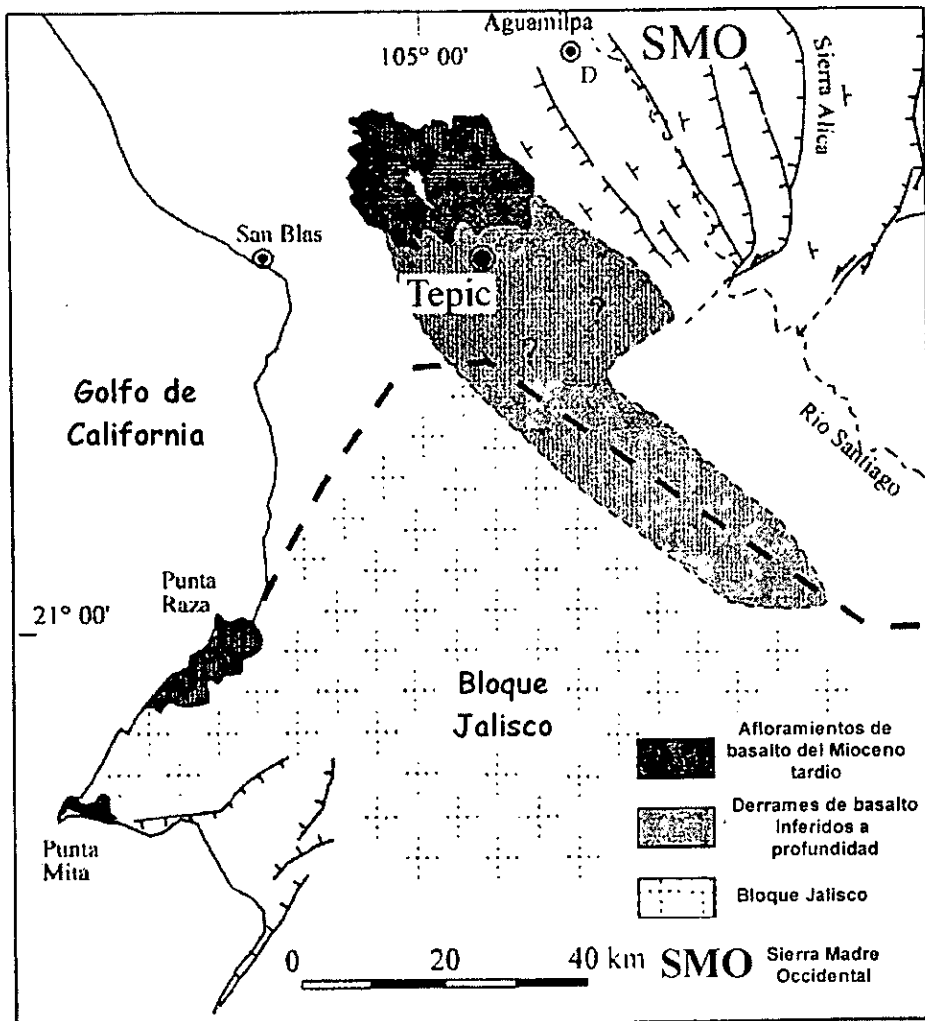


Fig 2.2. Mapa tectónico de la zona sureste de Nayarit que muestra el límite norte del bloque Jalisco así como los afloramientos de basaltos pertenecientes al distrito volcánico de este estado. (modificado de Ferrari et al 2000)

Se considera que el *rift* Tepic-Zacoalco es producto de un fallamiento dextral y normal de edad Cuaternaria localizado en la parte norte del bloque de Jalisco, el cual se produjo por un proceso de rift (Bandy y Pardo, 1994; Serpa *et al.*, 1991; Ferrari *et al.*, 1994). Según diversos autores, la presencia de este rift generó un proceso de separación lento de este bloque con respecto a la placa norte Americana. El bloque Jalisco y el bloque del sur de México son sub-placas que constituyen a la placa continental al sur del cinturón volcánico Mexicano (Ferrari *et al.*, 1994). Existen diferentes teorías con respecto al movimiento de este bloque, por una parte se piensa que presenta un movimiento lateral derecho relativo a la placa Norte Americana orientado hacia el NW con una velocidad de entre 1.0 y 2.0 mm/año

(Martín Barajas, 1999), mientras que los bloques del sur de México presentan un movimiento lateral izquierdo con respecto a la placa Norte Americana. Otras hipótesis nos indican que presenta un movimiento relativo con dirección al SW y también se piensa que este bloque presenta un movimiento muy pequeño o bien que no presenta movimiento en absoluto (Bandy y Pardo, 1994). Sin embargo, los métodos que se utilizan para evaluar el movimiento relativo no son suficientemente claros para determinar el tipo de movimiento al que está sujeto el bloque Jalisco en la actualidad.

La relación de la geología del oeste de Nayarit y el noroeste de Jalisco está determinada por varios afloramientos. Al noreste del estado de Nayarit se encuentra expuesta la Sierra Madre Occidental, presentando una intercalación de rocas volcánicas de carácter silícico con depósitos fluviales. Estos últimos pueden ser correlacionados con otros similares que afloran entre Mazatlán y Durango (Gastil *et al.*, 1979). Al oeste del río Santiago, las secuencias que pertenecen a la Sierra Madre Occidental se encuentran basculadas y cortadas por cuerpos intrusivos de carácter hipoabisal y hacia el suroeste las rocas que pertenecen a la Sierra Madre Occidental se encuentran casi completamente cubiertas por las secuencias de Cinturón Volcánico Mexicano. En esta zona, el Cinturón Volcánico Mexicano se presenta en afloramientos al norte de Tepic (Ferrari *et al.*, 2000), los cuales están alineados aproximadamente con una dirección N 45° W y se encuentran descansando sobre un terreno volcánico más amplio. A este terreno le han determinado edades de 21 a 8 Ma y representa una actividad anterior a la del Cinturón Volcánico.

Este terreno puede dividirse litológicamente en dos secuencias, algunos basaltos y riolitas con edades de 8 a 10 Ma (Gastil *et al.*, 1979) que se localizan en la parte noroeste y a lo largo de la costa de Nayarit, la cual se puede correlacionar con la litología presente en el área de Punta Mita. Existen otras rocas volcánicas con edades de 21 a 14 Ma (Gastil *et al.*, 1979) que pueden ser correlacionadas con algunas rocas de edades similares en Baja California y Sonora. Los basaltos que presentan edades de 10 Ma se presentan al noroeste de Tepic y a lo largo de la costa en Punta Raza y Punta Mita. Estos basaltos se encuentran intercalados con depósitos de areniscas de origen volcánico, las cuales presentan foraminíferos (Gastil *et al.*, 1979). Se piensa que estas rocas fueron depositadas en un embalse localizado al sur del proto-Golfo de California. Estas rocas sedimentarias pueden ser correlacionadas con otros depósitos en las Islas Mariás (Helenes y Carreño, 1999), lo cual indica que en esta área se presentó un ciclo de transgresiones y regresiones marinas que comenzó en el Mioceno culminando en el Plioceno, de tal forma que la parte sur del Golfo de California empezó a abrirse hace 10 Ma aproximadamente y culminó el proceso de



apertura hace 5 Ma con la separación del bloque de los Cabos del resto del continente (Helenes y Carreño, 1999).

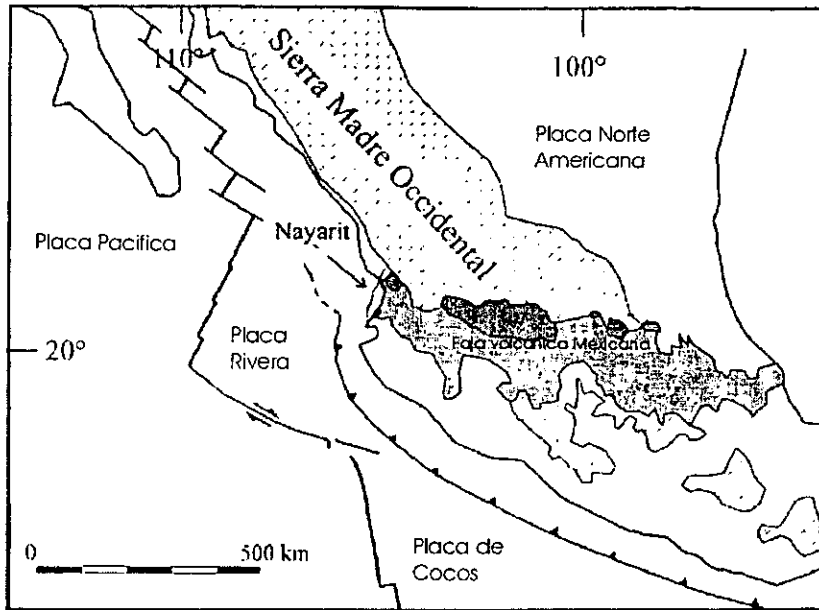


Fig 2.3 Mapa geológico y tectónico regional que presenta la localización de los principales eventos volcánicos del Cenozoico. (modificada de Ferrari et al., 2000)

Se considera que las rocas volcánicas del este de Nayarit representan una etapa temprana del vulcanismo que posteriormente daría lugar a la formación del Cinturón Volcánico Mexicano (Ferrari *et al.*, 2000). Las estructuras más comunes que se encuentran en esta región son mesetas, flujos de lava en fisuras y volcanes monogenéticos. Todas estas estructuras presentan edades de entre 11.2 y 8.7 Ma y se concentran al noreste del cinturón volcánico más reciente que presenta edades un poco menores de 11 a 8.5 Ma y de 9.6 a 8.1 Ma (Ferrari *et al.*, 2000). Esto puede indicar la migración de la actividad volcánica hacia el sureste, lo cual es una característica del Cinturón Volcánico Mexicano y por lo tanto se supone que existe cierta influencia de este en la zona a estudiar que se encuentra hacia el sur de estas estructuras.

Los procesos que originaron al Cinturón Volcánico Mexicano están relacionados con el proceso de encuentro entre la dorsal Pacífico-Farallón con la trinchera de Norteamérica y por otra parte el cambio en límite de placas hacia el Golfo de California que dio como resultado la separación de la península de Baja California del resto de México (Martín-Barajas, 1999). La evolución tectónica de la costa del Pacífico Mexicano, que dio como

resultado este evento que comenzó hace 28 Ma debido a la reorganización de las placas Norte Americana, Pacífica y Farallón. Estas placas constituían un punto triple que comenzó su migración hacia el sur a partir de ese momento y hasta aproximadamente los 10 Ma, que fue el momento en que se presenta la formación de una nueva zona de rift a lo largo de la parte norte de Punta Mita y la formación del Graben de Puerto Vallarta (Ferrari *et al.*, 1994). Esto provocó que se creara un nuevo límite de placas en el Golfo de California y posteriormente se diera la transferencia de la Península de Baja California a la Placa Pacífica, hace aproximadamente 4 Ma (Martín Barajas, 1999).

De acuerdo con algunos estudios, las rocas ígneas máficas que afloran hacia el Oeste de Nayarit (con una edad aproximada de 10 Ma) varían en composición de basaltos a andesitas basálticas. Las lavas de la planicie de Nayarit pertenecen a la serie calci-alcalina, lo cual parece ser común en las rocas máficas que se encuentran en esta zona (Ferrari *et al.*, 2000). Después de este episodio, se han depositado conglomerados que se encuentran afectados por fallas y esto indica que la zona presenta una tectónica activa.

### 2.3 Geología de la localidad de Punta Mita Nayarit.

En la zona de punta Mita se encontró una relación geológica compleja que refleja los procesos que se han desarrollado aquí, los cuales están vinculados con los procesos de apertura del Golfo de California y con las primeras etapas de formación del Cinturón Volcánico Mexicano (Ferrari *et al.*, 1994). Sin embargo, también se encontraron aflorando en superficie muchas unidades que no han sido descritas en trabajos anteriores o bien que su descripción es muy pobre. Por esta razón, se elaboró un mapa geológico de la zona de estudio (Fig 2.5), así como una columna estratigráfica preliminar (Fig 2.4). El basamento está formado de rocas metamórficas, principalmente un gneiss cuarzo-feldespático y un gneiss calcáreo, los cuales se interpretan como pertenecientes al Paleozoico debido a su relación con el batolito de Puerto Vallarta (Schaaf *et al.*, 1993). Las relaciones geológicas que presenta éste con respecto a las demás rocas de la localidad no son muy claras, debido a los procesos tectónicos a los cuales fue sometido.

Por encima de este basamento encontramos por una parte mármol y un intrusivo de composición granodiorítica, el cual puede estar afectando al cuerpo de mármol. Se considera que estas unidades son de la parte baja del Cretácico debido a su posición estratigráfica y el intrusivo puede relacionarse con la actividad del norte del batolito de Puerto Vallarta con una edad de  $99 \pm 4$  Ma (Schaaf *et al.*, 1993). La edad inferida para el batolito coincide con la edad

del Cretácico tardío. Hacia el noreste de la localidad se encontró un cuerpo milonítico que puede estar atravesando a todas las secuencias anteriormente mencionadas. Este cuerpo de milonita, localizado por medio del trabajo a una campo latitud de 20° 48' 52.0" N y longitud 105° 27' 19.1" W, presenta porfidoclastos que nos indican que se originó debido a una falla de tipo inversa y está relacionado con los procesos genéticos a los cuales ha estado sujeta la zona.

Después de este periodo de actividad, que se interpreta duró del Paleozoico superior hasta el final del Cretácico, se presentó el depósito de cuerpos delgados de areniscas y limolitas, las cuales pertenecen al Terciario tardío. Posteriormente comenzó el proceso de actividad magmática que observamos en la actualidad. Es durante la parte inferior del Terciario que se presentan flujos de lava de composición basáltica, así como una ignimbrita de composición riolítica.

En la actualidad, los basaltos se presentan en forma de terrazas de erosión por oleaje que tienen un origen marino. Esto indica que se ha presentado una regresión en el nivel del mar o bien que el bloque de la corteza donde se encuentran ha sufrido un proceso de levantamiento, el cual se debe haber desarrollado rápidamente. Algunos flujos de lava presentan estructuras de lavas almohadilladas. También podemos encontrar algunos diques de composición basáltica con dirección hacia el NE e inclinados hacia el NW y depósitos piroclásticos de composición basáltica con una matriz compuesta de microcristales de plagioclasa. Estos cuerpos se encuentran inter-estratificados con areniscas y limolitas calcáreas, las cuales contienen microfósiles pertenecientes al Mioceno superior (Helenes y Carreño, 1999). Esto nos indica que el proceso de sedimentación y la actividad ígnea que se presentó en la zona hace aproximadamente 10 Ma fueron contemporáneas en algún periodo. También nos indica que se presentó un cambio en el tipo de sedimentación y por lo tanto en las condiciones de la cuenca de depósito.

Al concluir este periodo de actividad, se registra el depósito de conglomerados que presentan fragmentos de basalto, riolita y granito, lo cual indica que su formación es posterior a este periodo de actividad. Por último, encontramos algunos sedimentos del tamaño de arenas no consolidados que se encuentran cubriendo a toda la secuencia anterior y que representan los depósitos más recientes del área de estudio.

Las características estructurales y los indicadores de movimiento en la localidad son principalmente dos familias de fracturas, las cuales tienen dirección hacia el noreste, se cortan entre sí y presentan una apertura muy pequeña de aproximadamente un centímetro. Algunas de estas fracturas están rellenas de zeolitas producto de la depositación directa de

algún fluido hidrotermal. Por otra parte, tenemos los diques, que nos indican en algunos casos la presencia de una falla a través de la cual se presentó el flujo del magma. Los desplazamientos de estas fallas son generalmente pequeños y se encuentran cortando los depósitos piroclásticos, de tal manera que no es posible caracterizarlas; sin embargo, su importancia radica en que aumentan localmente la permeabilidad de las rocas. En general tenemos fallas con dirección NE y echado hacia el NW y otras con dirección NW y echado hacia el NE. Las rocas del periodo de actividad ígnea descansan sobre los estratos de areniscas y limolitas que presentan rumbos aproximadamente paralelos a la costa actual y se inclinan en dirección hacia el mar, lo cual indica que aunque no han sido afectados en su posición, sí han sufrido un proceso de basculamiento.

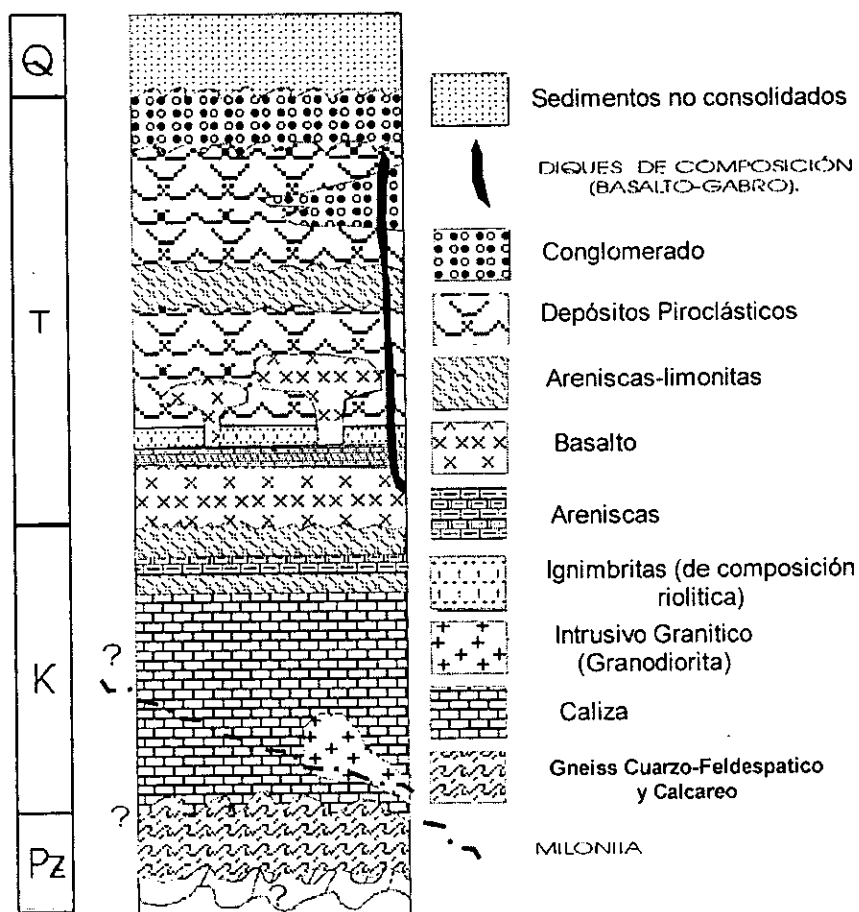


Figura 2.4. Columna Geológica preliminar de la localidad de Punta Mita, (modificada de Prol - Ledesma, et al., 2001).

# Mapa Geológico de Punta Mita Nay.

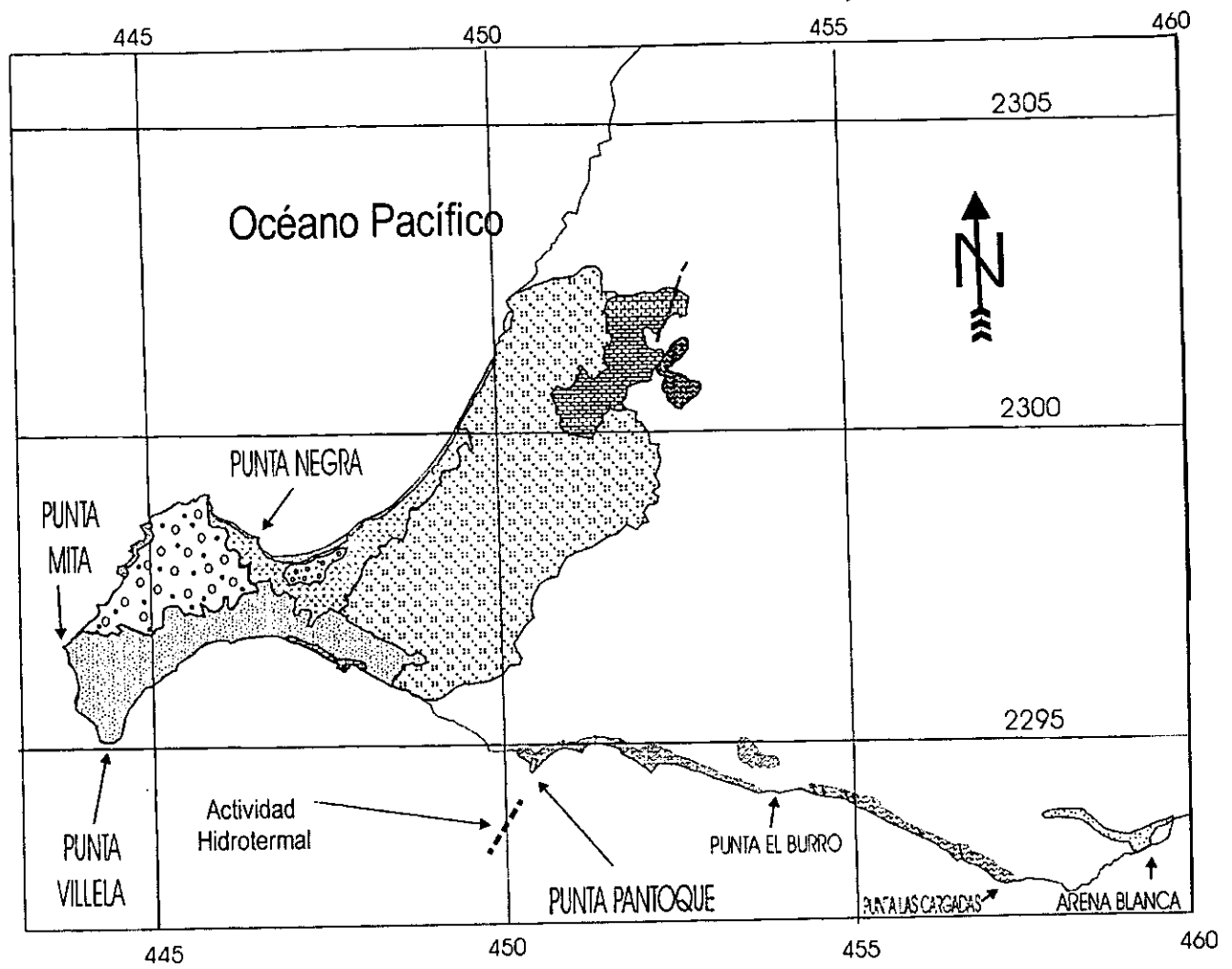


Figura 2.5. Mapa geológico de la localidad de Punta Mita donde se muestra la zona de actividad hidrotermal, (modificada de Prol-Ledesma et al., 2001).

### CAPITULO 3. Características Generales de los Sistemas Hidrotermales Submarinos.

Para que un manantial se considere con temperatura por lo general debe elevarse por encima de los 350°C. La localización de estos manantiales puede ser en cualquier tipo de roca. También se puede encontrar fluido se calienta por algún mecanismo que aumenta la temperatura. Los factores que contribuyen a esto sea mayor la temperatura de la roca en la que se encuentra el fluido y el volumen de fluido que resulta la salida.

En algunos casos que actúa como una fuente de otras discontinuidades que el fluido cargado con gases y el agua de mar que contiene hierro y manganeso.

En la mayoría de los casos alimenta la actividad hidrotermal que se debe a la actividad que esencialmente un fluido que se enfriado el fluido que se encuentra en condiciones físicas que se comparación con los fluidos que se encuentran en elementos con actividad hidrotermal que contiene elementos traza. La actividad hidrotermal que tiene una gran concentración de elementos volcánica, los elementos

encontrarse a una temperatura por lo general debe elevarse por encima de los 350°C. La localización de estos manantiales puede ser en cualquier tipo de roca. También se puede encontrar fluido se calienta por algún mecanismo que aumenta la temperatura. Los factores que contribuyen a esto sea mayor la temperatura de la roca en la que se encuentra el fluido y el volumen de fluido que resulta la salida.

que

presentan una baja concentración de azufre disuelto, en estos casos los elementos se precipitarán en forma de óxidos o como elementos nativos. La salinidad en los fluidos también es importante, ya que influirá en su capacidad para transportar los elementos, generalmente se tienen niveles de salinidad similares a los que posee el agua de mar (aproximadamente 3.2% peso de NaCl), pero se pueden alcanzar valores de 60 a 170% mayores que el agua de mar (Scott y Barnes, 1997).

La roca volcánica encajonante y los sedimentos que la rodean son de primordial importancia, pues proporcionarán algunos de los elementos químicos que al ser lixiviados por un proceso de metasomatismo producirán posteriormente la depositación de algunos minerales hidrotermales.

El último de los componentes de los sistemas hidrotermales submarinos es la capa de roca impermeable que se encuentra por encima de la roca encajonante. Esta capa se caracteriza por tener una permeabilidad muy baja, mantiene el fluido a altas temperaturas y lo conserva circulando dentro de la zona de reacción. Cuando esta capa impermeable se encuentra fracturada o afectada por discontinuidades, proporcionará un camino para que el fluido escape y se depositen los elementos contenidos en el fluido hidrotermal. La capa de roca impermeable también evita que el fluido se disperse, lo cual impediría la formación de un yacimiento mineral. Generalmente, la capa impermeable de roca está conformada por grandes espesores de sedimentos, coladas de lava masivas o cuerpos vesiculares de origen ígneo, cuyos poros han sido obstruidos por la precipitación de minerales. La capa de roca impermeable debería ser un componente indispensable que debe presentarse en un sistema hidrotermal submarino, de acuerdo con esta definición. Sin embargo, esto no es necesariamente cierto, se piensa que un sistema que carezca de la capa de roca impermeable es capaz de mantener un sistema de ventilas hidrotermales como resultado de variaciones en la permeabilidad (Scott y Barnes, 1997), las cuales pueden ocurrir dentro de la zona de reacción de alta temperatura.

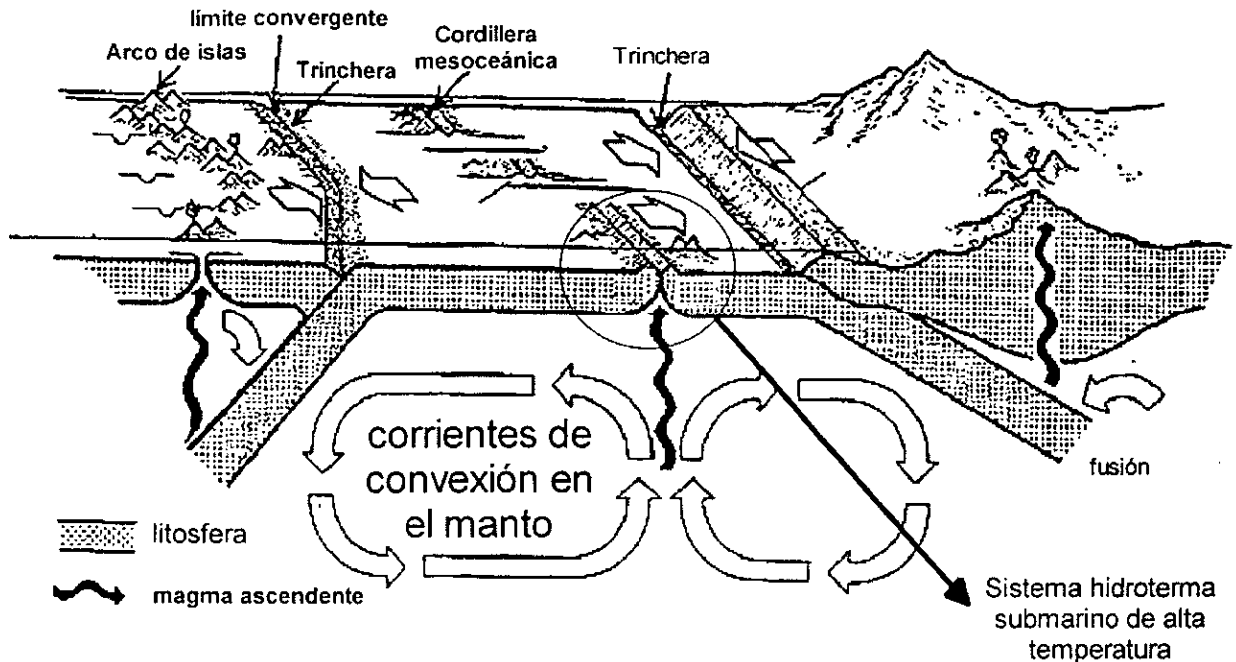


Figura 3.1. Diagrama de ambientes tectónicos propicios para la formación de sistemas hidrotermales submarinos, modificado de [www.neic.cr.usgs.gov/neis/plate\\_tectonics/plates.html](http://www.neic.cr.usgs.gov/neis/plate_tectonics/plates.html)

Podemos clasificar a los sistemas hidrotermales submarinos de acuerdo a la temperatura con que son expulsados los fluidos. En primer lugar tenemos los de alta temperatura en los cuales el fluido es descargado a temperaturas de 150 a 350 °C. Estos sistemas se presentan en zonas donde el ambiente tectónico es extensional (Figura 3.1). Relativamente cerca de la localidad estudiada en este trabajo se localizan dos sistemas que se agrupan dentro de esta clasificación, el primero de estos es el del East Pacific Rise a 21° N y el segundo es el de la cuenca de Guaymas. Por otra parte, se tienen los sistemas hidrotermales submarinos de baja temperatura, llamados también "Seeps", que se presentan como resultado de la penetración profunda de aguas meteóricas. El agua que penetra puede ser calentada como resultado del gradiente geotérmico natural de la tierra y pueden descargar a temperaturas menores a 150° C. Como ejemplo tenemos a los que se encuentran en la Bahía de Monterey en las costas de California (Stakes *et al.*, 1999), los manantiales submarinos de Punta Banda en Baja California (Vidal *et al.*, 1978) y también las manifestaciones de la costa de Perú (Torres *et al.*, 1996; Aquilina L. *et al.*, 1997) (Figura 3.2).



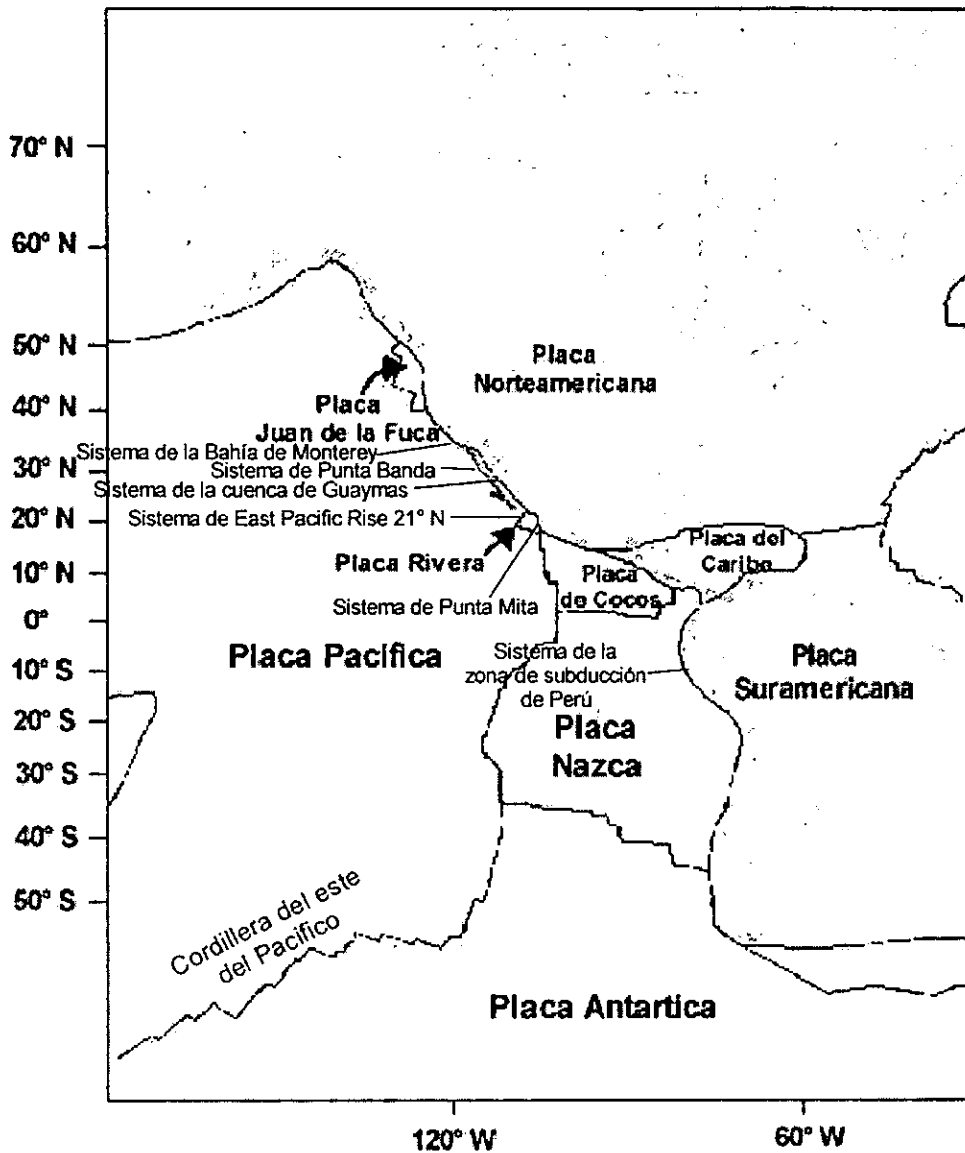


Figura 3.2. Donde se muestra la localización de los sistemas hidrotermales submarinos mencionados en este trabajo, modificado de [www.ucmp.berkeley.edu/fosrec/Meetzger3.html](http://www.ucmp.berkeley.edu/fosrec/Meetzger3.html)

### 3.1 Características del sistema hidrotermal submarino del East Pacific Rise 21° N.

La zona que se encuentra en el East Pacific Rise a 21° N de latitud fue objeto de estudio por parte de un proyecto conjunto entre los EUA y Francia, hasta que en 1979 la expedición del sumergible ALVIN observó por primera vez la expulsión de fluido a través de las chimeneas negras. Esta fue la primera observación de ventilas hidrotermales de alta temperatura en la cresta de la cordillera mesoceánica, la temperatura promedio que se logró

medir en la localidad es de 380° C y se observaron fluidos ricos en elementos metálicos. La formación de nueva corteza oceánica se presenta con una velocidad de aproximadamente 60 mm/año (Fornari y Embley, 1995). La localidad se encuentra en un graben de aproximadamente 3 km de ancho y 100 m de profundidad, en cuyo extremo occidental se encuentra un escarpe volcánico que ha sido identificado como la zona de actividad volcánica más reciente. Las ventilas hidrotermales se localizan en la cima de este graben, tanto las de baja (aproximadamente 20° C) como las de alta temperatura (aproximadamente 350° C). Las ventilas se han formado a lo largo de lo que se piensa son fisuras primarias que sirven como canal de alimentación para las lavas almohadilladas y las coladas.

El sistema de fisuras que fue explorado tiene una longitud de por lo menos 16 km y se observó actividad hidrotermal en por lo menos 50% de éste. Al parecer existe una relación inversa entre la intensidad de la actividad en las ventilas y las fisuras de las lavas en capas dentro de esta localidad, puesto que la actividad se incrementa mientras que el fisuramiento disminuye hacia el suroeste. Alrededor de esta localidad se encontraron dos depósitos que no presentan actividad hidrotermal de alta temperatura en la actualidad, pero en los que se encuentran depósitos importantes de metales, los depósitos varían de sulfuros polimetálicos ricos en cobre a óxidos de baja temperatura (Fornari y Embley 1995).

### 3.2 Características del sistema hidrotermal submarino de la cuenca de Guaymas.

La Cuenca de Guaymas se localiza dentro de la porción central del Golfo de California, a los 27° N de latitud y 11.5° W de longitud. La cuenca es un rasgo topográfico producto de los procesos tectónicos que dieron como resultado la separación de la península de Baja California del resto del continente. En la cuenca de Guaymas se ha desarrollado una corteza oceánica de aproximadamente 125 Km de longitud en donde se presenta actividad hidrotermal. En el centro del Golfo de California es posible identificar dorsales que van desde la Isla Tortuga hasta la caldera La Reforma en la zona de Santa Rosalía (Bartolomé et al., 1998). Esta zona de dorsal se encuentra principalmente sobre corteza continental, la cual conforma aproximadamente el 80% del fondo. Se calcula que la velocidad de apertura del Golfo de California durante los últimos 6 Ma es de aproximadamente 6.3 cm/año (Lanza-Espino y Soto, 1999).

Las primeras evidencias que se encontraron con respecto a la actividad hidrotermal submarina en la zona provienen de mediciones del flujo de calor por parte de Lawver en 1975. Posteriormente, en 1982 se realizaron algunas perforaciones que mostraron

sedimentos metamorfozados en facies de esquisto verde y diquestratos a poca profundidad dentro de la columna sedimentaria. En 1984, el sumergible ALVIN descubrió ventilas activas durante los reconocimientos de la zona. Las ventilas hidrotermales que podemos encontrar en esta localidad se encuentran cubiertas por una capa de sedimento rico en materia orgánica con un espesor de 300 m aproximadamente. La expulsión de fluido hidrotermal de alta temperaturas de 270 a 300° C se produce a través de orificios de unos cuantos centímetros de diámetro en esta capa de sedimento, generando depósitos ricos en sulfuros masivos de cobre del tipo Chipre, con sílice y calcita. En algunos casos se tienen humeros negros (*black smokers*), los cuales tienen una altura promedio de 5 m y se encuentran encima de montículos de material de cientos de metros de longitud y decenas de metros de altura. La temperatura promedio del agua de mar al rededor de las ventilas es de aproximadamente 2° C.

La actividad volcánica que se presenta en esta localidad es del tipo toleítica. La cuenca se encuentra limitada hacia el noroeste por la Isla tortuga la cual presenta actividad volcánica similar a la que encontramos en el sistema hidrotermal. La región más antigua de la cuenca está representada por la zona del noreste con una edad de 1.7 Ma. Los sedimentos de la cuenca de Guaymas son una mezcla entre material detrítico inmaduro que proviene de la Sierra Madre Occidental, anterior al periodo de rift, cuando esta área era una margen activa. Debido a la intensa actividad biológica que se presenta en la zona, se encuentra también una gran cantidad de sedimento de origen orgánico. Esto provoca que los sedimentos de esta cuenca se encuentren muy enriquecidos en carbono y al ser cubiertos rápidamente por los sedimentos detríticos se presenta un ambiente propicio para la diagénesis de la materia orgánica. Una característica especial que presenta el sistema de la cuenca de Guaymas, es la existencia de petróleo generado por la actividad hidrotermal en los sedimentos que rodean a las ventilas (Carranza et al., 1990).

### 3.3 Características del sistema de la Bahía de Monterey.

La Bahía de Monterey se localiza hacia el Oeste de varias zonas de fallas activas en el centro de California, EE. UU., en un ambiente tectónico de margen continental. Las zonas de fallas más importantes que cortan a esta bahía son las de San Gregorio y la Zona de fallas de la Bahía de Monterey. Estas fallas forman un cañón submarino, en el cual se pueden observar secciones terciarias de origen marino ricas en materia orgánica. La formación Monterey del Mioceno y sus equivalentes, areniscas permeables del Mioceno y

Plioceno pertenecientes a la formación la Purísima, presentan como basamento a la granodiorita Salinian. Es a lo largo de las paredes de este cañón submarino que encontramos la actividad de expulsión de fluidos, es decir los "Seeps". Estos presentan una gran cantidad de organismos asociados con volcanes de lodo activos. En la bahía de Monterey podemos encontrar carbonato autigénico que se encuentra asociado espacialmente con todos los "Seeps" activos que han sido identificados en la bahía. Las variaciones sistemáticas en la composición química de los fluidos reflejan los cambios entre los sitios donde se precipitan carbonatos y la presencia de ácido sulfhídrico H<sub>2</sub>S que indica la presencia de los "Seeps".

En la actualidad no se presenta descarga de hidrocarburos directamente en el mar ni anomalías térmicas que puedan indicar la presencia de un sistema de flujo; sin embargo, los fluidos de poro contienen metano, lo cual indica que esta zona presenta una velocidad de flujo muy baja para que este pueda ser expulsado a través de ventilas. Los sitios donde se depositan los carbonatos son puntos donde aumenta la alcalinidad de los fluidos de poro y donde se presenta un flujo lateral lento o bien vertical hacia la superficie del fondo. Estas localidades representan tres ambientes estructurales: en primer lugar, puntos profundos en el Cañón de Monterey en los que se exponen sedimentos del Mioceno, acumulaciones de sedimentos movilizados o secciones del basamento afectadas por fallas; en segundo lugar, encontramos localidades en el "Ridge Smooth" que se encuentra sedimentado y se localiza al oeste del cañón; y por último encontramos terrazas de carbonato al norte de la zona de fallas de San Gregorio.

Las muestras de la Bahía de Monterey son areniscas cementadas con carbonatos, así como también lutitas y limolitas que tienen desde 40 hasta el 90% de cementante. Los constituyentes terrígenos más importantes son cuarzo y feldespatos que tienden a ser remplazados por carbonato de calcio. También se pueden observar constituyentes biogénicos, entre los cuales encontramos foraminíferos, diatomeas, espículas de esponjas, gasterópodos y fragmentos de conchas de bivalvos. El único sulfuro que se encontró distribuido en la micrita autigénica es la pirita que presenta una textura framboidal variando su concentración del 2 al 10% (Stakes et al., 1999).

#### 3.4 Características del sistema de la zona de subducción de Perú.

Frente a las costas de Perú, se localizan grandes depósitos de barita asociados a comunidades biológicas muy grandes, entre los 5 y 7° de latitud Sur y de los 2500 a los 4500

m bajo la superficie del mar, tanto en la pendiente media de Paita como en el Cañón de Chincalayo, los cuales fueron descubiertos en 1991 por la expedición NAUTIPERC. Además, se reportaron las comunidades de organismos, los depósitos de barita en forma de capas, concreciones y chimeneas así como expulsión de fluidos. La barita se descubrió a lo largo del escarpe de falla en la pendiente media de Patia, también se encontró barita en las paredes del Cañón submarino Cincalayo, donde se presenta en forma de concreciones amarillo claro u ocres o bien en forma de chimeneas de hasta 15 cm de altura o capas blancas de unos cuantos mm de espesor compuestas de sulfato de bario puro (Torres et al., 1996).

La margen continental de Perú esta caracterizada de Este a Oeste por tres dominios estructurales y morfológicos que se conocen como la pendiente superior, media e inferior. Un escarpe paralelo al echado de la pendiente separa la parte superior de la parte media en el área de Chimbote; la altura del escarpe es de aproximadamente 1000 m mientras que en Paita varía de 400 a 700 m. En ambos casos, se relaciona el escarpe a una gran falla y se pudo identificar expulsión de fluidos asociada al escarpe de la pendiente superior, tanto en Chimbote como en Paita; sin embargo, no se reportó la existencia de depósitos de barita asociados con ninguna de estas localidades. La pendiente media de Chimbote se caracteriza por una terraza relativamente plana que contrasta con el mismo dominio de la región de Paita, en la cual se encuentra un segundo escarpe de 1000 a 1200 m localizado aproximadamente 10 km mar adentro. Este escarpe se atribuye a una avalancha y ha dejado al descubierto secuencias del Mioceno superior al Pleistoceno, así como grandes comunidades de organismos y capas de barita y chimeneas. Por otra parte, se han observado descargas de fluidos en un escarpe de 300 a 500 m localizado en la pendiente inferior de Paita, que al igual que en la pendiente superior no presenta depósitos de barita. También se observaron ventilas de fluidos en el cañón de Chincalayo que es una estructura con una dirección este-noreste a 100 km al sur de Paita. En este cañón submarino se encontraron afloramientos de basamento metamórfico de origen continental, así como chimeneas de barita de la localidad de las ventilas (Torres et al., 1996).

El régimen tectónico de la costa de Perú se relaciona con una densa red de fallas con una orientación preferencial este-oeste. Esta red de fallas propicia el drenaje de los fluidos del continente y los lleva hasta el borde de la trinchera. Los depósitos de barita indican que los fluidos presentan enriquecimiento de Cl, Na y Ba con respecto al agua meteórica y por lo tanto tienen una componente de origen profundo. Se ha interpretado que los depósitos de barita indican un periodo de flujo intenso y de corta duración que presentaba una

temperatura de aproximadamente 80 °C. Esto ha sido inferido de acuerdo a las características termodinámicas de la barita (Aquilina et al., 1997).

### 3.5 Sistema hidrotermal de Punta Banda, Baja California.

En el norte de Baja California en la Bahía de Papalote, cerca de la localidad de Punta Banda, se ha reportado actividad hidrotermal. Esta actividad fue descubierta por buzos locales y las primeras exploraciones fueron realizadas hacia finales de la década de los 60. Las ventilas hidrotermales se encuentran a una profundidad de 25 a 30 m, a 400 m de la costa y presentan emanaciones de gas en las que predomina el metano con 51.4%, el nitrógeno con 44.3% y el CO<sub>2</sub> con 2.0%. La temperatura de los fluidos es de 102° C. La actividad hidrotermal se asocia a riocitas y dacitas, así como a sedimentos que tienen un origen lejano a la localidad donde se presenta esta actividad hidrotermal y se asocia con la actividad de la falla Agua Blanca. Los minerales que se han depositado en esta localidad son principalmente yeso y pirita de acuerdo con análisis de difracción de rayos X y se ha medido un enriquecimiento de los siguientes elementos Fe, Mn, Ba, Hg, As, Sb y Ti, en análisis de roca total. Mientras que los elementos que sufrieron un decremento en su concentración fueron el Si, Al, Na y K (Vidal et al., 1978). Debido a la alta concentración de N<sub>2</sub> y CH<sub>4</sub> y a sus características isotópicas, se concluye que en esta localidad no se presenta una fuente de calor de origen magmático (Vidal et al., 1978).

### 3.6 Características generales del sistema de Punta Mita.

La zona de las ventilas en Punta Mita se extiende por una distancia de aproximadamente 100 m de longitud localizada a 400 m de la línea costera dentro de una fisura alineada con una dirección de NE 70°, a la cual se le ha denominado con el nombre de Fisura de las Coronas (Núñez-Cornú et al., 2000). La roca encajonante de las ventilas en esta área son basaltos y en algunos casos sedimentos. En esta se pueden observar emanaciones de fluido hidrotermal de temperatura media aproximadamente 85° C y expulsión de gases ricos en CH<sub>4</sub> (metano).

La actividad hidrotermal ha producido la construcción de pequeños montículos de aproximadamente 1 m de altura, los cuales debido a su escasa profundidad probablemente son regularmente destruidos por corrientes fuertes o en la época de tormentas. Los minerales que se encuentran depositándose en el área son algunos sulfuros como pirita y

también calcita, barita, zeolitas y óxidos de hierro en la zona de precipitación hidrotermal. La actividad en la localidad es reciente y esta relacionada con el régimen tectónico de la región ya que este favorece la formación de fracturas.

Hace aproximadamente 15 Ma se presentaron en la región los primeros indicios de la distensión que llevaría a la apertura del Golfo de California en la cercanías de Punta Mita (Martín Barajas, 1999). Anteriormente a este periodo se había presentado un proceso de subducción de la placa Farallón bajo la placa Norte Americana y después de que esta fue consumida en esta zona, la península de Baja California se integró a la placa Pacífica.

Al parecer, las ventilas de la Fisura de las Coronas se localizan en la corteza continental; sin embargo, es importante conocer bien las propiedades geoquímicas de la roca encajonante y caracterizar las propiedades específicas del sistema hidrotermal submarino de la localidad de Punta Mita y de esta manera establecer las diferencias en el ambiente de formación de este con respecto a los otros sistemas reportados en la costa Pacífica de México.

Las concentraciones de gases que expulsan las ventilas son de N<sub>2</sub> aproximadamente 88%, CH<sub>4</sub> de aproximadamente 11% así como valores muy bajos de O<sub>2</sub>, y de CO<sub>2</sub> aproximadamente 0.1%. El agua de las ventilas presenta menores concentraciones de iones y sales disueltas que el agua de mar local y es más parecida a la que presentan los manantiales fríos de la zona, por lo tanto el sistema está dominado por agua meteórica y tiene poca capacidad para transportar metales.

Tabla 3.1

Sistema Hidrotermal	Geometría	Temperatura	Minerales depositados
East Pacific Rise 21°	Graben de 16 km de largo y 3 km de ancho en la cresta de la cordillera mesoceánica.	20 a 380° C	sulfuros polimetálicos ricos en cobre y óxidos de baja temperatura
Cuenca de Guaymas	Corteza oceánica de 125 km de largo a lo largo de una dorsal.	270 a 300° C	sulfuros de cobre (tipo Chipre), sílice y calcita, presencia de hidrocarburos
Bahía de Monterey	Cañon submarino en un ambiente tectónico de margen continental	No presenta anomalías termicas	carbonato autigénico, se asocian con la salida de H <sub>2</sub> S
Zona de subducción de Perú	Localizados entre 2.5 y 4.5 km bajo el nivel del mar en un escarpe de falla	80° C en promedio	barita en capas.
Punta Banda, Baja California	Ventilas a 400 m de la costa y a una profundidad de 25 a 30 m	102° C	yeso y pirita
Punta Mita, Nayarit	Fisura de 100 m de longitud a 400 m de la línea de costa	85° C	Calcita, barita y cinabrio

Tabla 3.1. Cuadro comparativo de las características generales de los sistemas hidrotermales mencionados.

## **CAPITULO 4. Métodos Analíticos y Determinación de la Movilidad de los Elementos en los sistemas hidrotermales.**

Los elementos más importantes que constituyen la corteza terrestre, de acuerdo con su abundancia son el O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K e H y se les conoce con el nombre de elementos mayores ya que conforman el 98% en peso de la misma. A los siguientes en abundancia se les conoce con el nombre de elementos menores y son el Ti, P y Mn. Si sumáramos la concentración de los elementos mayores y menores, en porcentaje constituirían aproximadamente el 100%. Los elementos restantes que se encuentran en la corteza en concentraciones muy pequeñas (mucho menores a 1%) y se conocen como elementos traza. La combinación de todos estos elementos conforma todas las rocas que podemos encontrar en la corteza terrestre.

Cuando exponemos a un cuerpo rocoso a condiciones de temperatura diferentes a aquellas a las que existían cuando se originó, los constituyentes de ésta (los minerales) se transformarán para adaptarse a las nuevas condiciones y los elementos sufrirán de una movilización; es decir, las concentraciones de estos aumentarán o disminuirán dependiendo de las características de movilidad de cada uno de los elementos.

En el caso del sistema hidrotermal de Punta Mita, la roca encajonante es sometida a temperaturas un poco superiores a los 80 °C y presiones de aproximadamente 2 bares y por lo tanto, el fluido hidrotermal puede movilizar algunos elementos con mayor facilidad, o bien depositarlos. El fluido juega un papel muy importante, ya que el sistema se comportará como abierto y la composición sufrirá ciertos cambios. A este proceso se conoce como metasomatismo.

Existen diversas metodologías para medir los cambios en la concentración de los elementos en una roca. En todas las metodologías se busca conocer si en una reacción de alteración metasomática los elementos constituyentes que se añaden o se quitan en este tipo de reacciones realmente entran o salen del sistema, o bien si los cambios en el volumen disfrazan o exageran los cambios en las concentraciones.



4.1 Método de Gresens para evaluar las relaciones de composición y volumen durante los procesos Metasomáticos.

Gresens (1967) propuso un método para evaluar estas relaciones a través de la solución de n ecuaciones simultáneas. Para el caso de la alteración de un elemento A a un elemento B con un posible cambio de volumen la formula básica de Gresens es:

$$X_n = [f_v(g^B/g^A)C_n^B - C_n^A]a \quad (1)$$

Para la cual:

Superíndice para muestra inalterada	A
Superíndice para muestra alterada	B
Superíndice para componente	n
Gravedad específica o densidad	g
Volumen de la muestra	V
Factor de volumen	$f_v$
Masa de referencia de la muestra sin alteración	a
Ganancia o pérdida de masa relativa de los componentes con respecto a la masa de referencia	X
Concentración	C

Para obtener el cambio de volumen se deberán resolver n ecuaciones simultáneas de este tipo. Si tomamos la masa de referencia como  $a=100$  g, lo cual es común en los análisis químicos, las ecuaciones serán de este tipo.

$$X_n = [f_v(g^B/g^A)C_n^B - C_n^A]100 \quad (2)$$

Por otra parte, es necesario explicar el termino  $f_v$  que Gresens definió como el valor por el que se necesita multiplicar el volumen de sólidos de la muestra inalterada para obtener el volumen de sólido alterado, es decir.

$$f_v V_A = V_B \quad (3)$$

El factor de volumen de esta forma indicará los cambios de masa que sufrieron los componentes; es decir, si  $f_v = 1$  el reemplazamiento se desarrolló sin variación de volumen, si  $f_v > 1$  se presentó una ganancia de volumen en la muestra alterada y si  $f_v < 1$  se presentó una pérdida de volumen de la muestra alterada con respecto a la muestra inalterada.

Este método tiene el inconveniente de que para muestras de rocas en donde se llevan a cabo  $n$  reacciones con  $n$  componentes, la fórmula (3) se hará más complicada. Así mismo aumentará el número de variables, mientras que tendremos un número  $n$  de ecuaciones del tipo (2) y para resolverlas como ecuaciones simultáneas se deberán hacer  $n-1$  consideraciones.

#### 4.2 Método de Grant para la evaluación de los cambios de masa y concentración durante la alteración metasomática (Método de las isoconas).

Un método sencillo para la solución de las ecuaciones de Gresens, sin la necesidad de realizar  $n-1$  consideraciones para resolver  $n$  ecuaciones fue propuesto en 1986 por Grant. Mediante este método se pueden evaluar los cambios de masa y de concentración para muestras de roca sin conocer previamente los cambios de volumen generados por la alteración.

	Simbología Grant
Superíndice para muestra sin alterar	O
Superíndice para muestra alterada	A
Subíndice para componente	i
Gravedad específica o densidad	$\rho$

Volumen de la muestra	V
Masa de la muestra	M
Masa del componente i	M <sub>i</sub>
Masa de referencia de la muestra original	M <sup>0</sup>
Ganancia o pérdida de masa relativa de los componentes con respecto a la masa de referencia	ΔM <sub>i</sub>
Concentración	C

Para el método de Grant, la ecuación (1) se transforma en la siguiente.

$$\Delta M_i = [(M^A/M^0)C_i^A - C_i^0]M^0 \quad (4)$$

Esta última ecuación no es más que la ecuación de Grensens con nueva simbología y puede simplificarse para quedar de la forma.

$$C_i^A = M^A/M^0 (C_i^0 + \Delta C_i) \quad (5)$$

Esta será la ecuación básica del método de Grant, también conocido como el método de las Isoconas. Si se toma como base un proceso de alteración metasomática, cada componente del sistema tendrá una ecuación de este tipo. La relación  $M^A/M^0$  será constante y la base del método es identificar los componentes para los cuales  $\Delta C_i=0$ , para de esta manera obtener la relación de  $(M^A/M^0)$  para todas las muestras resolviendo unas ecuaciones simultáneas del tipo.

$$C_i^A = (M^A/M^0)C_i^0 \quad (6)$$

Los componentes inmóviles se identifican fácilmente al graficar los datos analíticos obtenidos de cada uno de los componentes antes y después de la alteración. De esta manera, los componentes inmóviles generarán una línea recta llamada isocona que pasa por el origen y con una pendiente  $(M^A/M^0)$  que es la relación fundamental de las masas

antes y después de la alteración. Para determinar la movilidad para todos los demás elementos que conforman la muestra se deberá utilizar una ecuación de la forma (5). En esta ecuación se utiliza el valor obtenido de la relación de masas, lo cual genera una línea paralela a la isocona. Para evaluar la movilidad de todos los demás elementos se utilizará la fórmula (6), pero el resultado que se obtenga será la movilidad calculada de dicho elemento.

$$C_i^{A^*} = (M^A / M^O) C_i^O \quad (7)$$

Mediante esta ecuación se podrá obtener el cambio de concentración de cada elemento, relativo a la concentración de éste antes del proceso de alteración y tomando en cuenta los cambios de masa mediante la fórmula:

$$\Delta C_i / C_i^O = C_i^A - C_i^{A^*} / C_i^{A^*} \quad (8)$$

Esto simplifica en gran medida el método de Gresens, por lo que únicamente es necesario trabajar con los datos analíticos apoyados de un análisis petrográfico para hacer las consideraciones adecuadas con respecto a los elementos que permanecieron inmóviles durante la alteración metasomática. Este método también permite simplificar las operaciones matemáticas que implican el resolver  $n$  ecuaciones simultáneas del método original. Sin embargo, se debe tener cuidado en las consideraciones iniciales; es decir, al escoger el protolito o el equivalente menos alterado de la muestra y al escoger la isocona que más se ajuste al proceso real que se está presentando, esto se logra primero mediante una cuidadosa comparación de la mineralogía de roca alterada y la roca fresca y en segundo lugar realizando análisis estadísticos de los estudios químicos para garantizar que se cumplan adecuadamente con las consideraciones iniciales.

#### 4.3 Métodos analíticos.

Para evaluar las relaciones de composición y masa, así como la movilidad relativa de los elementos para la zona de Punta Mita, se seleccionaron 15 muestras de basaltos que han sido identificados como la roca encajonante en las ventilas. A estas se les realizaron análisis de fluorescencia de rayos X con la finalidad de conocer las

concentraciones de los elementos mayores y trazas. Así mismo, se utilizó el método de titulación con la finalidad de obtener la concentración de FeO y de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de las muestras.

Los análisis se realizaron en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología UNAM por el Quím. Rufino Lozano Santacruz, dentro de las instalaciones del. El sistema de fluorescencia con que se cuenta en dicho laboratorio es del tipo secuencial de marca Siemens modelo SRS 3000 (Fig. 4.1). Este método se utiliza generalmente para determinar la concentración química de los elementos mayores y traza de muestras de roca.

Los rayos X fueron descubiertos por Roentgen a finales de del siglo diecinueve, por otra parte Moseley hizo grandes contribuciones para la comprensión de la estructura de los átomos mediante dos trabajos sobre los espectros de alta frecuencia de los elementos publicados en 1913 y en 1914. Sin embargo, fue hasta la década de los sesentas, cuando se logró construir la instrumentación adecuada, lo cual permitió la elaboración de métodos de análisis para los elementos mayores y trazas en las muestras. En 1969 Norrish y Hutton desarrollaron un método estándar para la preparación de muestras como discos de vidrio, al fundir polvo de roca con meta/tetraborato de litio. Esto fue un gran avance, ya que terminó con las dificultades para calcular las correcciones producidas por la matriz de la roca y las incertidumbres relacionadas con los parámetros de los rayos X (Potts, 1999). La base del método es la excitación de la muestra por rayos X, se hace incidir un haz primario de rayos que excita los átomos de los elementos presentes en dicha muestra y provoca que los citados elementos emitan rayos X secundarios; es decir, una fluorescencia que es detectada en diferentes frecuencias mediante un detector que mide tanto la intensidad como la energía de los rayos X emitidos. Los datos obtenidos de esta forma se comparan con parámetros estándar y se obtiene la concentración de los elementos expresados en forma de óxidos. Las muestras de roca para analizar mediante la Fluorescencia de rayos X se preparan de dos formas, para análisis de los elementos traza como pastillas prensadas y como pastillas fundidas para el análisis de elementos mayores.

Las quince muestras de la localidad que se analizaron para este trabajo fueron preparadas y analizadas en el LUGIS dentro del Instituto de Geología de la UNAM. Por medio de láminas delgadas se seleccionó petrográficamente la sección de la muestra a ser analizada. Las porciones seleccionadas fueron lavadas con agua destilada para librarlas de sal que pudiera aumentar el contenido de Na<sub>2</sub>O en los resultados. Así mismo, las muestras PM00-03 vent. 3 y la PM00-04 vent. 4 fueron limpiadas de CaCO<sub>3</sub> mediante

limpieza con HCl diluido al 10% para controlar los minerales que fueron depositados de manera secundaria. Una vez que se secaron las muestras fueron trituradas mediante un molino HERZOG hasta tener un tamaño de partícula de aproximadamente 200 mallas. Después de esto se pesan aproximadamente 10 g de la muestra previamente triturada, se muelen nuevamente y se homogenizan en un mortero de ágata.

Para la preparación de pastillas prensadas se toman 4 gr de la muestra y se le agregan 0.4 gr de cera o polvo WGX-C que sirven como aglutinante y ayudan a evitar la pérdida de líneas características de cada elemento. Posteriormente, se vacía esta mezcla en un cilindro de acero de 10 cm de diámetro y 4 cm de espesor, en el cual se coloca un émbolo de acero del mismo tamaño del recipiente en una prensa hidráulica marca Graseby/Specac. Se somete la mezcla de la muestra y el aglutinante a 30 toneladas de presión durante 30 seg. De esta manera, se obtiene una pastilla de 3.5 cm de diámetro y 3 mm de espesor aproximadamente y se etiqueta para medir la concentración de los elementos traza.

Para la preparación de las muestras fundidas se toman 0.8 gr de muestra con 7.2 gr de fundente que puede ser metaborato de litio  $\text{LiBO}_2$  o tetraborato de litio  $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$  granular de grado ultrapuro. Esta mezcla se vacía en un crisol constituido de una aleación de oro y platino en donde se funde durante un periodo controlado automáticamente por aproximadamente 15 min. Al final de este procedimiento se obtienen pastillas de vidrio aproximadamente del mismo tamaño que las prensadas, entonces son etiquetadas para medir los elementos mayores.

Los resultados de los análisis por fluorescencia de rayos X nos proporcionan la concentración de hierro total de la muestra expresado como  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  Total. Sin embargo, para elaborar algunos diagramas de discriminación es necesario conocer el contenido de hierro ferroso  $\text{FeO}$  y de hierro férrico  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  de manera separada. Con esta finalidad se utilizó el método de titulación con  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ . Este método consiste en tomar 0.5 gr de muestra previamente molida a 200 mallas que se colocan dentro de un crisol de platino y se ataca con una mezcla de ácidos y agua  $\text{HF-H}_2\text{SO}_4\text{-H}_2\text{O}$  calentándose hasta que se disuelva completamente. La solución se vacía en un vaso de precipitados saturado en ácido bórico y la titulación se realiza con una solución de  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ , como indicador se utiliza el sulfato amino difenil de bario y se obtiene la concentración de hierro ferroso  $\text{FeO}$ . Una vez que se tiene este valor se puede calcular el valor de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  mediante la siguiente fórmula  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{Fe}_2\text{O}_3\text{T} - \text{FeO}$ .

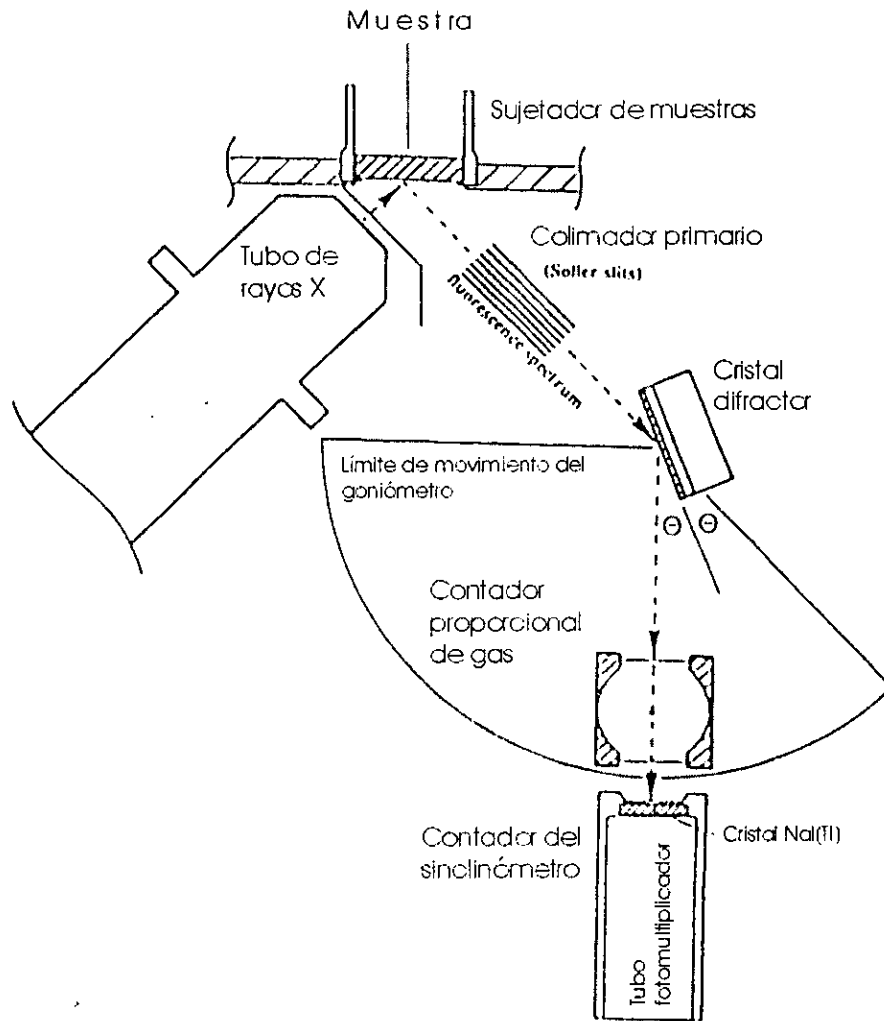


Figura 4.1. Esquema de un equipo de fluorescencia de rayos X, (modificada de Potts, 1999).

## CAPITULO 5. Caracterización Petrográfica y Geoquímica de los Basaltos de Punta Mita (Nayarit).

La roca encajonante del sistema hidrotermal submarino de baja temperatura que encontramos en Punta Mita está constituida principalmente por basaltos cubiertos en algunas secciones de sedimento del tamaño de arena no consolidada. Como las ventilas hidrotermales se encuentran emplazadas en estos basaltos es necesario realizar los estudios petrográficos, así como los análisis geoquímicos y los de clasificación para conocer sus características.

Con la finalidad de representar todos los basaltos que encontramos en la localidad, se seleccionaron 15 muestras con las siguientes claves:

Clasificación	Clave
- PM00-06	PM-01
- PM006 Diques A	PM-02
- PM00-06 Dique B	PM-03
- PM00-06 Destiladora dique C B	PM-04
- PM00-06 Destiladora dique C A	PM-05
- PM00-06 Dique 4A	PM-06
- PM00-06 Dique 4B	PM-07
- PM 00-06 Destileras	PM-08
- PM00-04 Punta Negra B	PM-09
- PM00-14	PM-10
- PM 00-07 Depósito B	PM-11
- PM00-07	PM-12
- PM00-03	PM-13
- PM00-03 vent. 03	PM-14
- PM00-04 vent. 04	PM-15



## Mapa de Ubicación de las Muestras.

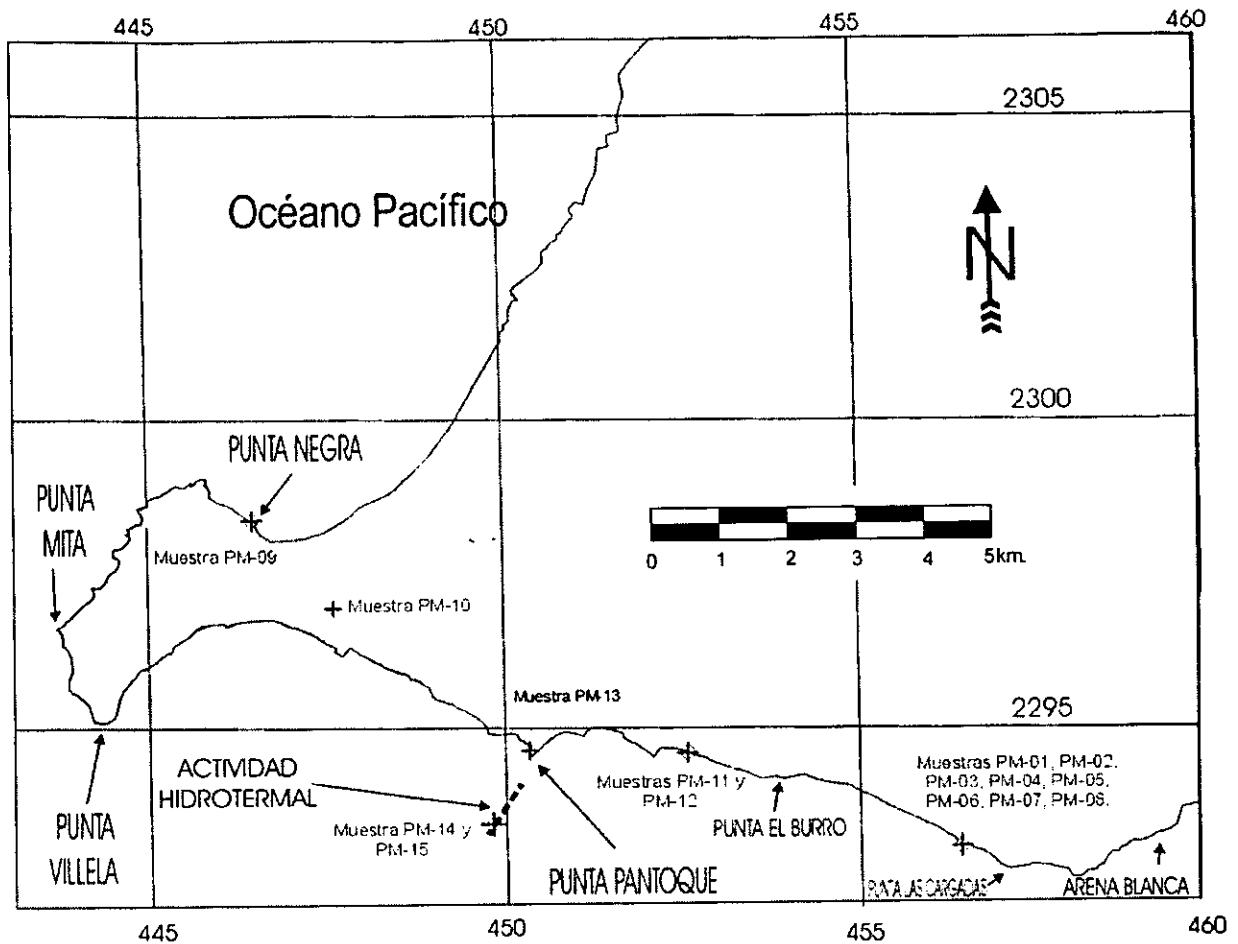


Figura 5.1. Mapa de localización de las muestras de basalto utilizadas en este estudio, (modificado de Prof Ledesma et al., 2001)

### 5.1 Descripción Macroscópica.

A nivel de muestra de mano todas las muestras presentan colores que van desde el pardo rojizo en la parte intemperizada, a colores negros, grises y pardos oscuros en la parte fresca. Las texturas van de afanítica a porfídica, donde podemos observar cristales de plagioclasa de color blanco y algunos cristales oscuros de piroxenos. Los basaltos de Punta Mita están fuertemente alterados, principalmente por sericita y óxidos de Fe, probablemente por la acción del agua de mar y presentan vesículas de 1 mm a 5 cm, la mayoría de las cuales se encuentran rellenas de zeolitas y de calcita. Las rocas de la localidad se encuentran muy intemperizadas; por lo tanto, uno de los objetivos del estudio

petrográfico fue encontrar las afinidades mineralógicas entre las rocas de diferentes afloramientos y encontrar el equivalente menos alterado de los basaltos que actúan como roca encajonante del sistema hidrotermal submarino de Punta Mita.

## 5.2 Descripción Microscópica.

A nivel microscópico, los basaltos de esta zona presentan una matriz de plagioclasa en forma de microcristales (microlitos) que constituyen del 35 al 40% de la roca y su composición varía de labradorita a andesina. También encontramos cristales de piroxenos que constituyen del 15 al 25% en promedio de la roca, principalmente diopsida y augita. También encontramos minerales como olivino, pirita, clorita y sericita dentro de las muestras que presentan la más baja intensidad de alteración. La cual va de 0.01 para la muestra PM-04 hasta 0.04 en la muestra PM-08 y PM-02. Estas muestras se encuentran en la localidad de Destileras (con la clave PM-01 a PM-08).

El volumen de roca alterada indica la intensidad de la alteración que presenta cada muestra, de tal manera que la muestra PM-13 presenta una intensidad de alteración  $IA = 0.59$ , para PM-09  $IA = 0.602$ , PM-12  $IA = 0.504$ , PM-11  $IA = 0.484$ , PM-10  $IA = 0.638$ , PM-14  $IA = 0.423$ , PM-15  $IA = 0.595$  respectivamente. Las muestras PM-09, PM-10, PM-11, PM-12, PM-13, PM-14, PM-15, se caracterizan por presentar del 42 al 63 % de su área alterada y predominan los óxidos e hidróxidos de Fe como la goetita-limonita, así como otros minerales secundarios como son la calcita, sericita, clorita, barita y celadonita, la Intensidad de Alteración se obtuvo mediante el programa analizador de imágenes KS 300 con el cual se midió cuantitativamente el área alterada de las muestras en varios puntos y posteriormente se tomó el promedio del área para obtener la IA de la roca.

En los basaltos de Punta Mita el grado de alteración es bajo, presentando únicamente minerales que se forman a baja temperatura, como por ejemplo la barita, que es estable desde aproximadamente 80 °C (Aquilina et al., 1997).

## 5.3 Caracterización geoquímica de los basaltos de Punta Mita.

Para determinar el origen tectónico, así como las características de los basaltos de la localidad se utilizaron diversos diagramas de variación los cuales fueron elaborados a través del programa MINPET versión 2.02 con base en los datos de fluorescencia de rayos X. Se utilizó el diagrama AFM para determinar la tendencia de la cristalización de

las rocas, mediante el cual es posible observar que siguen la tendencia de Bowen durante la cristalización y son por lo tanto rocas calci-alcálicas (Fig. 5.2). Además, se graficaron los datos geoquímicos en un diagrama de Cox (1979), en el que podemos observar que las muestras PM-01, PM-02, PM-05, PM-06, PM-07, PM-08, PM-10, PM-13, PM-14, PM-15 corresponden a basaltos, las muestras PM-03, PM-11 y PM-12 corresponden a hawaiitas y las muestras PM-04 y PM-09 corresponden a una traquiandesita y una mugearita respectivamente (Fig. 5.3).

Se utilizaron los diagramas de  $(Zr/TiO_2) \cdot 0.0001$  contra  $Nb/Y$  para comparar los resultados (Fig. 5.4). En este diagrama únicamente la muestra PM-05 aparece como andesita/basalto-andesita, mientras que todas las demás se encuentran dentro de los basaltos. La diferencia se debe probablemente a que los alcalis, es decir  $Na_2O$  y  $K_2O$  tienden a ser movilizadas con facilidad durante los procesos de alteración hidrotermal, no así los elementos como el Zr, Ti, Nb e Y que son los utilizados en este diagrama.

■	PM-01
■	PM-02
■	PM-03
■	PM-04
■	PM-05
□	PM-06
■	PM-07
■	PM-08
▲	PM-09
▲	PM-10
▲	PM-11
▲	PM-12
▲	PM-13
▼	PM-14
▼	PM-15

Simbología:  
 Las muestras frescas se representan mediante cuadrados (8 muestras), mientras que las muestras alteradas se muestran mediante figuras triangulares (7 muestras).

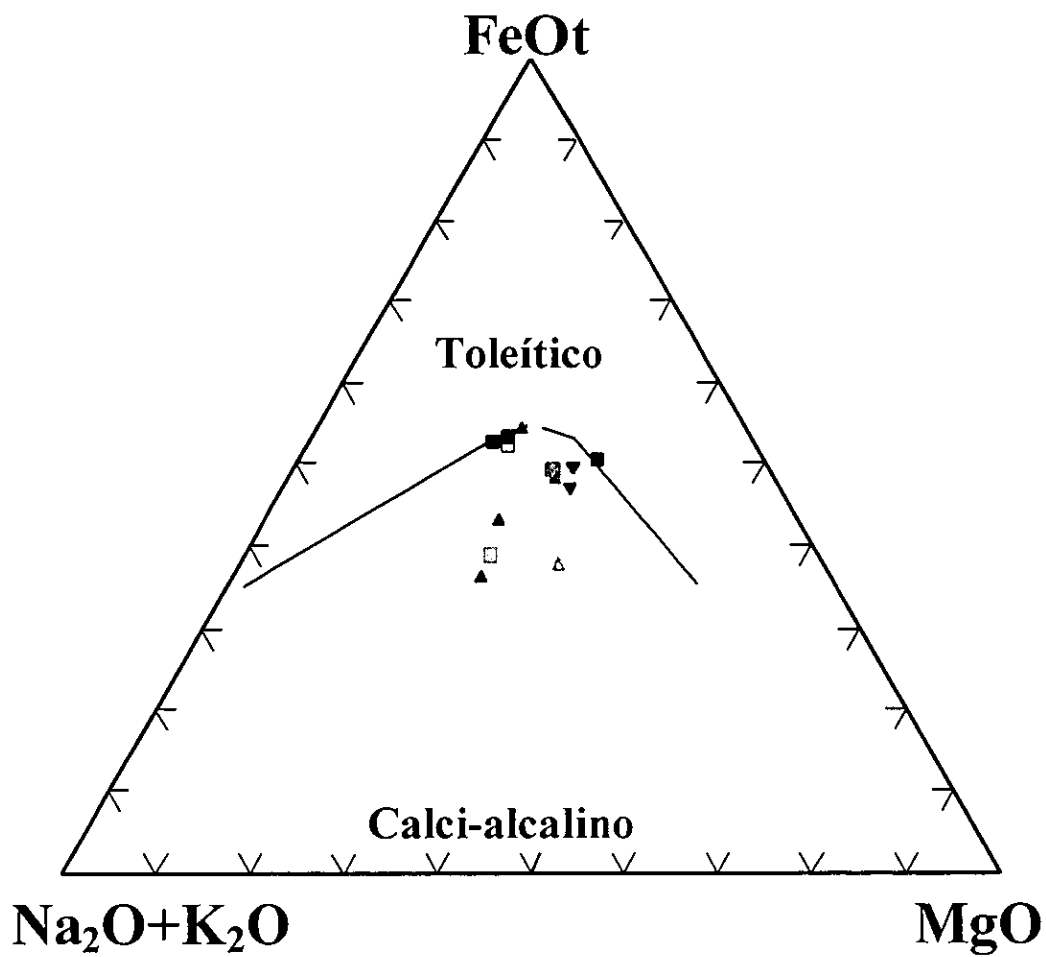


Figura 5.2 Diagrama AFM para las muestras de la localidad con base en los datos de la Fluorescencia de rayos X (realizado con el programa Minpet 2.02.)

<b>UNAM</b>
<b>Facultad de Ingeniería</b>
Figura No. 5.1
Elaborada Por: Alberto Santillán Ladrón de Guevara

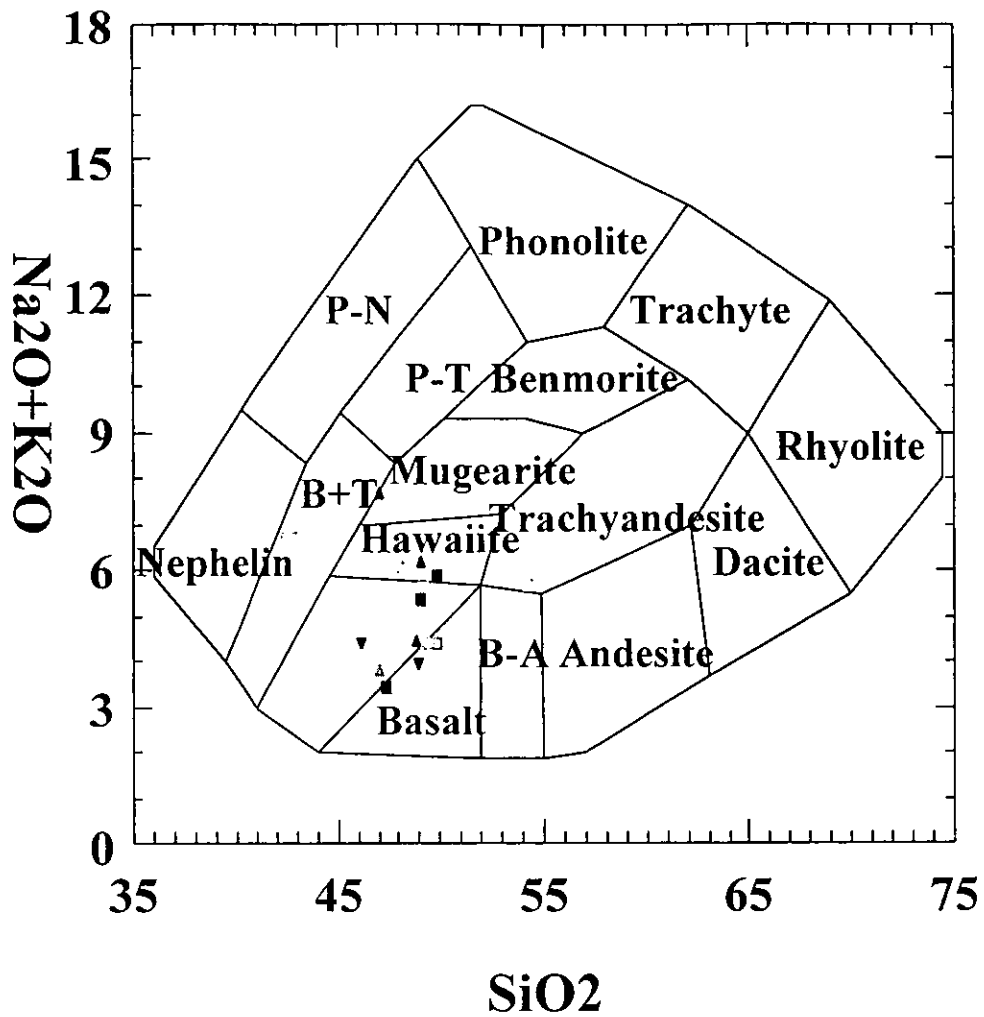


Figura 5.3 Diagrama de Cox et. Al. 1979 para la clasificación de rocas, (realizado con el programa Minpet 2.02)

<b>UNAM</b>
<b>Facultad de Ingeniería</b>
Figura No. 5.2
Elaborada POR: Alberto Santillán Ladrón de Guevara

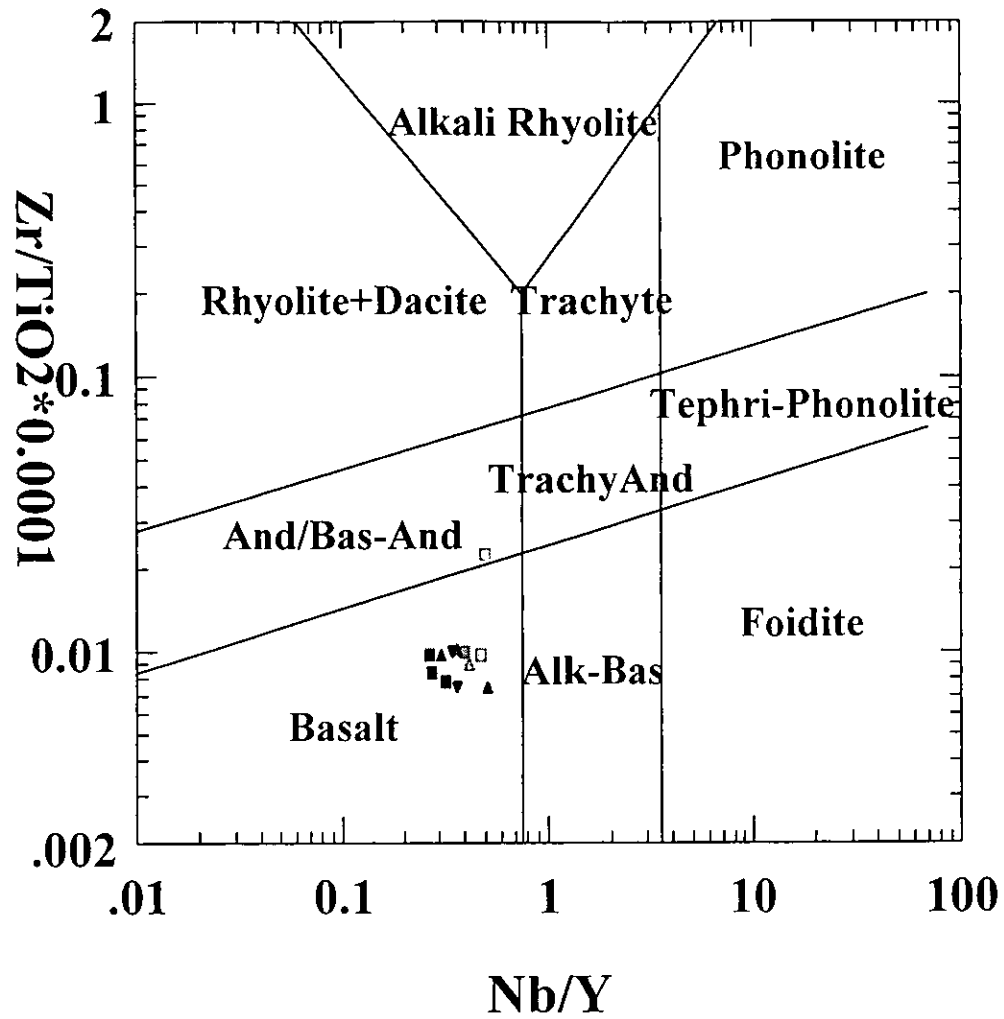


Figura 5.4. Diagrama de clasificación de rocas ígneas, (realizado mediante el programa Minpet 2.02)

<b>UNAM</b>
<b>Facultad de Ingeniería</b>
Figura No. 5.3
Elaborada Por: Alberto Santillán Ladrón de Guevara

Además de elaborar los diagramas de clasificación de las rocas de Punta Mita, también se identificó su ambiente tectónico de formación. Las rocas ígneas no se encuentran distribuidas al azar en la superficie de la tierra, y mediante algunos diagramas es posible identificar el ambiente tectónico en el cual se originó el magmatismo que produjo estas rocas. Esto está relacionado con las series magmáticas, ya que se ha demostrado que existe una relación entre la naturaleza de las rocas y su ambiente de formación estructural. Se utilizaron los diagramas de Zr contra Zr/Y, los cuales nos indican que estos basaltos pertenecen a los basaltos intra-placa (Fig. 5.5). Para comparar los resultados del diagrama Zr/Y, se utilizó el diagrama de discriminación de ambientes tectónicos de Pearce y Cann, (1973) y se observa que la clasificación coincide en ambos diagramas como basaltos de tipo intra-placa (Fig. 5.6).

#### 5.4 Cálculo de la norma CIPW

Dentro de la clasificación de las rocas ígneas existe una herramienta, la norma CIPW, que nos permite obtener la composición mineralógica potencial de la roca a partir de su análisis químico. La norma de una roca puede tener una composición mineralógica sustancialmente diferente a su mineralogía real; sin embargo, la clasificación de la roca debe ser la misma que si se utilizan métodos tradicionales. El procedimiento para el cálculo de la norma sigue una serie de pasos que son análogos a la secuencia de cristalización de los minerales a partir de una magma anhidro como se presentaría en la naturaleza. Para las muestras de Punta Mita se realizó el cálculo de la norma mediante el programa Minpet 2.02. Dentro de los minerales normativos que encontramos en estas muestras están la albita, que predomina sobre la anortita, también encontramos ortoclasa, diopsida, hyperstena, olivino, ilmenita y apatito. Cabe hacer notar que en las muestras frescas encontramos magnetita normativa sin hematita, mientras que en las muestras que se consideraron como alteradas se invierte esta proporción encontrando hematita normativa sin magnetita (ver anexo III para los análisis normativos de las muestras).

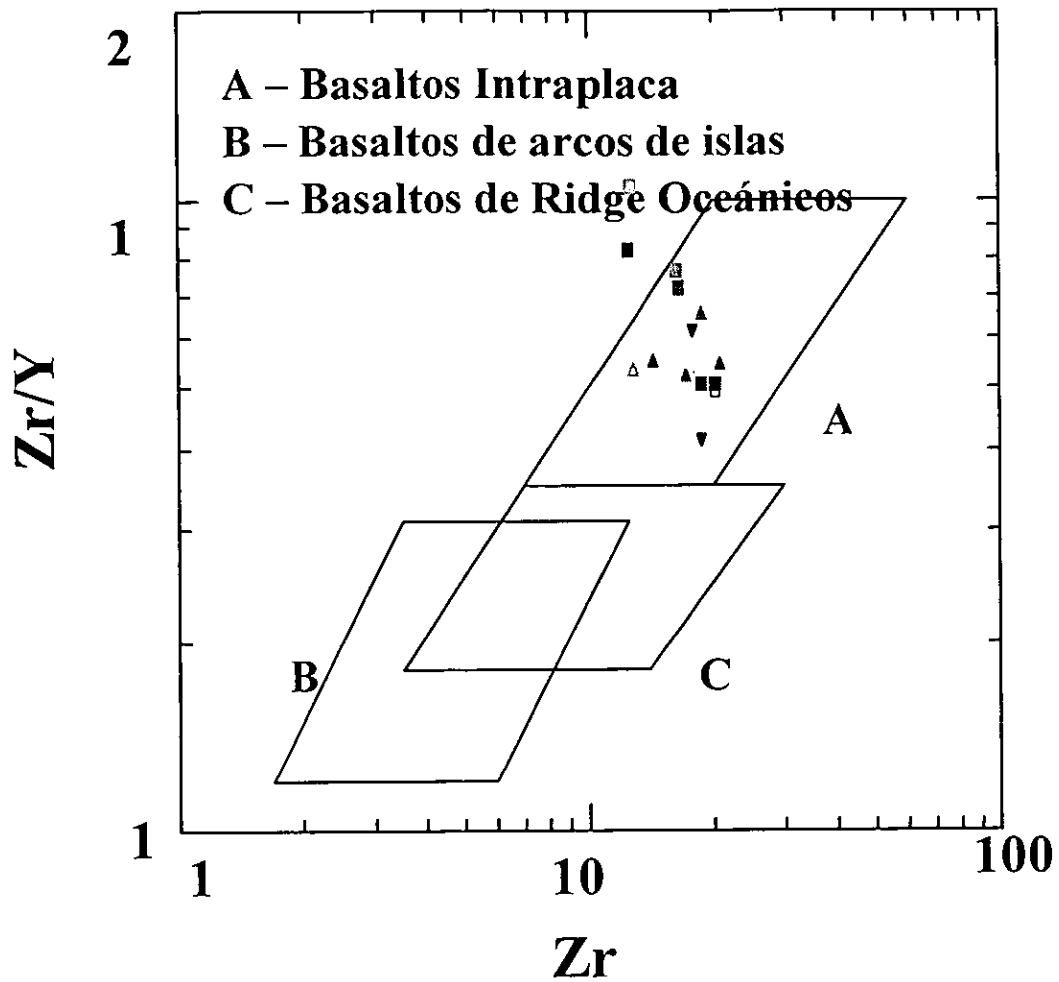


Figura 5.5. Diagrama bivalente de clasificación de ambientes tectónicos en donde:  
 A- Basaltos intraplacas.  
 B- Basaltos de arcos de Islas  
 C- Basaltos de cordilleras meso oceánicas  
 (realizado mediante el programa Minpet 2.02)

<b>UNAM</b>
<b>Facultad de Ingeniería</b>
Figura No. 5.4
Elaborada Por: Alberto Santillán Ladrón de Guevara



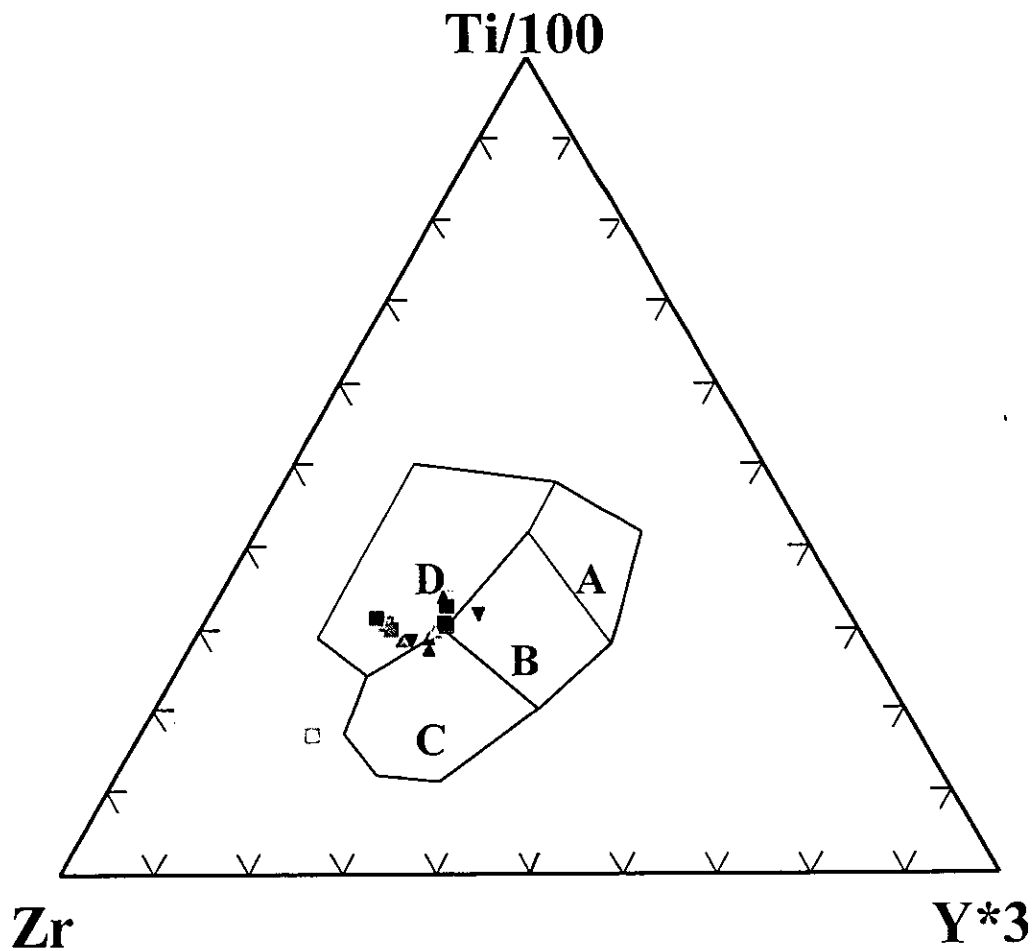


Figura 5.6. Diagrama de Pearce y Cann (1973) para la clasificación del ambiente tectónico, para el cual:  
 A+B Arcos de Islas o toleitas pobres en K  
 B Piso Oceánico o MORB  
 B+C basaltos calci-alcinos  
 D basaltos intra-placa  
 (realizado mediante el programa Minpet 2.02)

<b>UNAM</b>
<b>Facultad de Ingeniería</b>
Figura No. 5.5
Elaborada Por: Alberto Santillán Ladrón de Guevara

Tabla 5.1

Clave	Minerales Primarios	Minerales Secundarios	Clasificación de la roca	Intensidad de Alteración (IA)
PM-01	labradorita, andesina, pirita, augita, olivino.	clorita	basalto de olivino	0.02
PM-02	labradorita, andesina, augita, pirita.	sericita, clorita	basalto de augita	0.04
PM-03	labradorita, andesina, diopsida, magnetita, biotita	colrita, calcita	basalto de diopsida	0.02
PM-04	bytownita, hornblenda, tremolita-actinolita, olivino	calcita, sericita	basalto de hornblenda	0.01
PM-05	labradorita, andesina, hornblenda, augita, pirita	sericita	basalto de hornblenda	0.03
PM-06	labradorita, olivino, augita, pirita	clorita, sericita	basalto de olivino	0.02
PM-07	labradorita, pirita, augita	clorita, sericita	basalto de augita	0.01
PM-08	labradorita, pirita, olivino, magnetita	sericita	basalto de olivino	0.04
PM-09	labradorita, andesina, augita, pirita	calcita, celadonita, zeolitas	basalto de augita	0.60
PM-10	labradorita, diopsida, olivino	calcita, hematita, sericita	basalto de olivino	0.64
PM-11	labradorita, oligoclasa, olivino, augita	sericita, goetita, zeolitas	basalto de olivino	0.48
PM-12	labradorita, andesina, diopsida	sericita, calcita, barita	basalto de diopsida	0.50
PM-13	andesina, oligoclasa, labradorita, augita, olivino, pirita	sericita, hematita, barita, zeolitas, celadonita	basalto de augita	0.59
PM-14	plagioclasa (sin determinar su clasificación)	sericita, goetita, calcita	basalto de olivino	0.42
PM-15	andesina, oligoclasa, olivino, augita	sericita, barita, hematita, goetita, celadonita	basalto de olivino	0.59

Tabla 5.1. minerales primarios, minerales secundarios relacionados con la intensidad de alteración (IA) que presentan los basaltos de Punta Mita, (elaborada mediante el estudio petrográfico)

## Capítulo 6. Movilidad de los Elementos mayores y traza en los basaltos alterados de Punta Mita (Nayarit).

Las muestras obtenidas en la localidad fueron sometidas a un análisis petrográfico (ver anexo I) con la finalidad de evaluar la intensidad de alteración que presentan y establecer el equivalente menos alterado de los basaltos de la zona. De este estudio se concluyó que las rocas que conservaban de manera más completa los constituyentes mineralógicos originales son las de la localidad PM00-06 conocida como Destileras. También se tomaron varias muestras de otras localidades para evaluar los cambios químicos y mineralógicos para diferentes intensidades de alteración, incluyendo dos muestras tomadas de ventilas activas (PM-14, PM-15).

La evaluación de la movilidad de los elementos se realizó con el método de las isoconas (Grant, 1986), aplicado a los análisis de fluorescencia de rayos X para las quince muestras. Para la identificación del equivalente menos alterado se tomaron en consideración también estos análisis. Una de las bases del método utilizado es la identificación del equivalente menos alterado o roca fresca mediante el cual se podrá evaluar la movilidad de los elementos tomando en cuenta el cambio de masa. De las ocho muestras que tienen una intensidad de alteración  $IA < 10\%$ , las muestras PM-04 y PM-05 no se tomaron en cuenta para realizar el promedio debido a que, a pesar de tener una mineralogía similar a las demás muestras su composición química es muy diferente a la de las otras rocas de la misma localidad. Esto queda de manifiesto en los diagramas de clasificación de ambientes tectónicos, principalmente en el diagrama bivalente de clasificación de Zr contra Zr/Y, en donde estas rocas caen fuera de los campos de clasificación del resto de las muestras. Posteriormente, a las muestras PM-01, PM-02, PM-03, PM-06, PM-07 y PM-08 se les realizó un análisis estadístico. Como resultado de éste, las muestras PM-01 y PM-08 no se incluyeron en el análisis, debido a que la desviación estándar de los elementos que las constituyen es muy grande. Con las muestras restantes se realizó el promedio que representa la composición original de los basaltos de la localidad, es decir, la muestra fresca.

### 6.1 Diagramas de Isoconas.

Después de que se determinó la composición de la roca fresca, se graficaron las concentraciones de los elementos mayores y traza de las rocas que presentan una intensidad de alteración  $IA > 10\%$  contra la composición de la roca fresca. En estas gráficas

se intento identificar una línea que pasa por el origen y que indica el cambio de masa que presenta la roca, con esta finalidad, podemos hacer algunas consideraciones teóricas que nos ayuden a definirla línea. Por ejemplo, se ha observado en experimentos de laboratorio que el titanio y el aluminio únicamente se movilizan en condiciones de temperaturas muy altas (mayores a 300 °C) y/o pH muy bajo (Seyfried y Mottl. 1982) y como en los basaltos alterados no se han encontrado minerales que indiquen esas condiciones (por ejemplo epidota, alunita o pirofilita) y las ventilas presentan temperaturas de aproximadamente 85 °C en su salida, podemos asumir que bajo las condiciones de alteración presentes, estos elementos no se movilizaron. También debemos considerar que el promedio únicamente será representativo si los valores medios utilizados para cada uno de los elementos tienen una desviación estándar pequeña. Es por esta razón que se obtuvo la desviación estándar de cada uno de los elementos y se eliminaron aquellos que tienen una desviación estándar  $\sigma > 5\%$ , puesto que para estos elementos no se puede evaluar la movilidad debido a que las variaciones dentro de las muestras frescas son demasiado grandes. Los iones para los que no se realizaron los análisis cuantitativos de las isoconas son el  $K_2O$ , Rb, Sr y Cu. De esta manera se trazaron las siguientes gráficas.

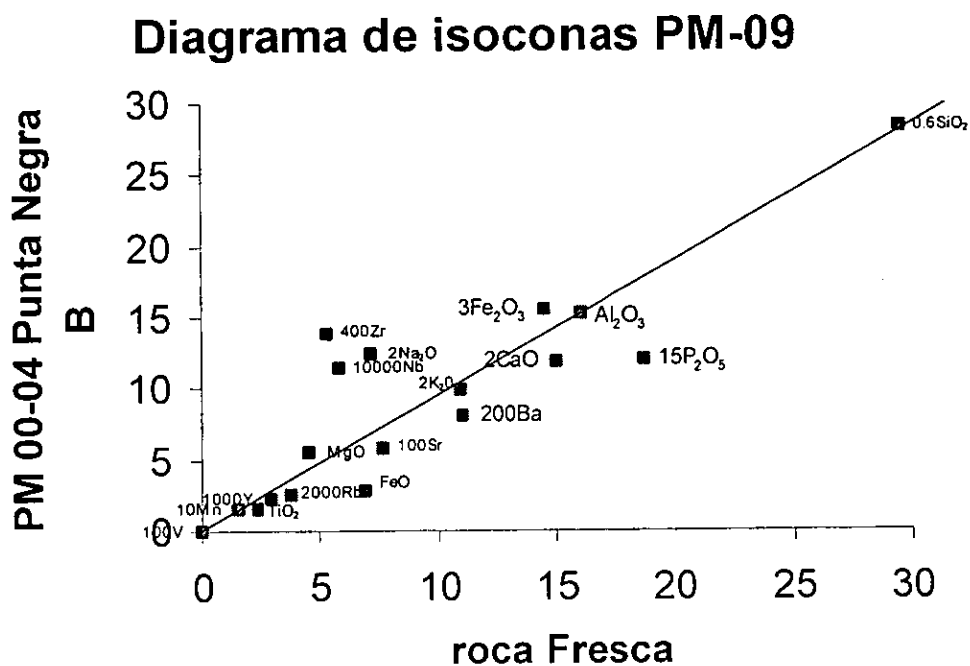


Figura 6.1. Diagrama de isoconas donde se grafica la concentración de los elementos seleccionados de la roca fresca, en el eje de las ordenadas, contra la concentración de los mismos elementos de la muestra PM-09, en las abscisas.

## Diagrama de isoconas PM-10

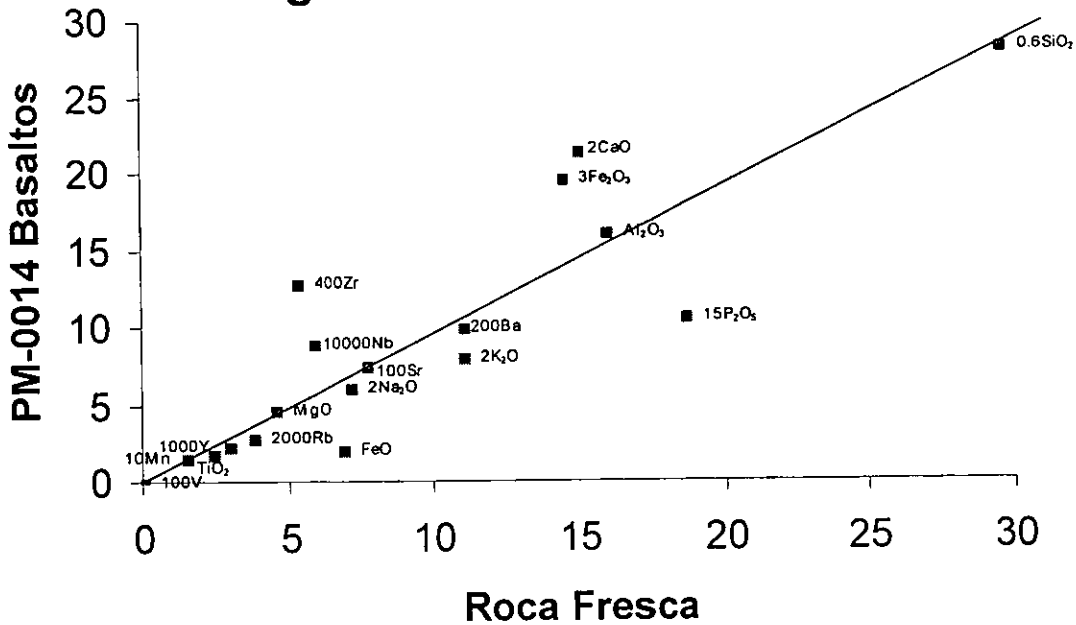


Figura 6.2. Diagrama de isoconas donde se grafica la concentración de los elementos seleccionados de la roca fresca, en el eje de las ordenadas, contra la concentración de los mismos elementos de la muestra PM-10. en las abcisas.

## Diagrama de Isoconas PM-11

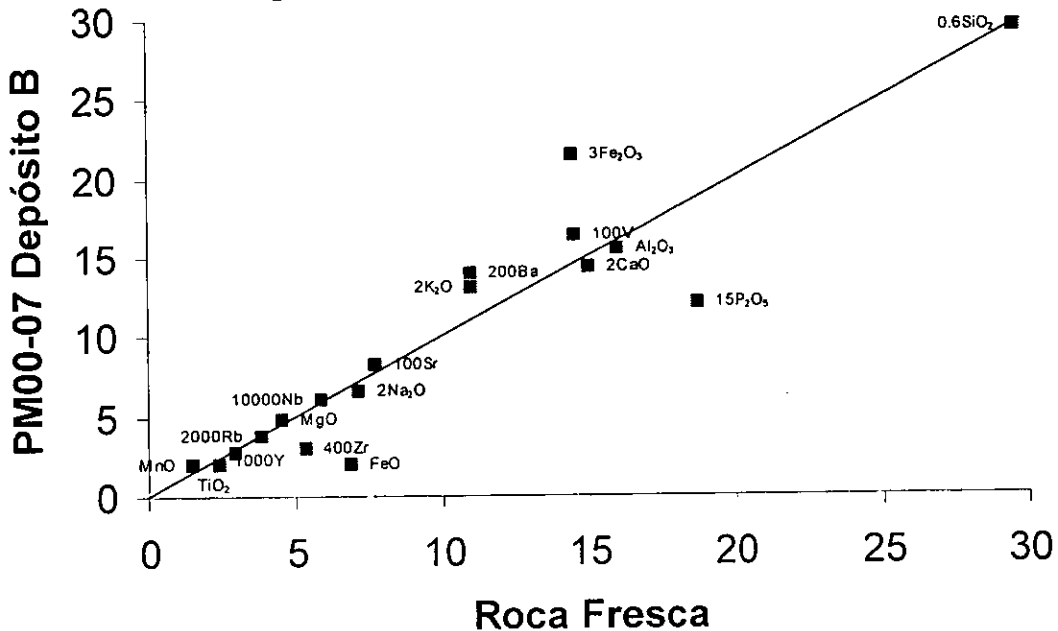


Figura 6.3. Diagrama de isoconas donde se grafica la concentración de los elementos seleccionados de la roca fresca, en el eje de las ordenadas, contra la concentración de los mismos elementos de la muestra PM-11. en las abcisas.

## Diagrama de Isoconas PM-12

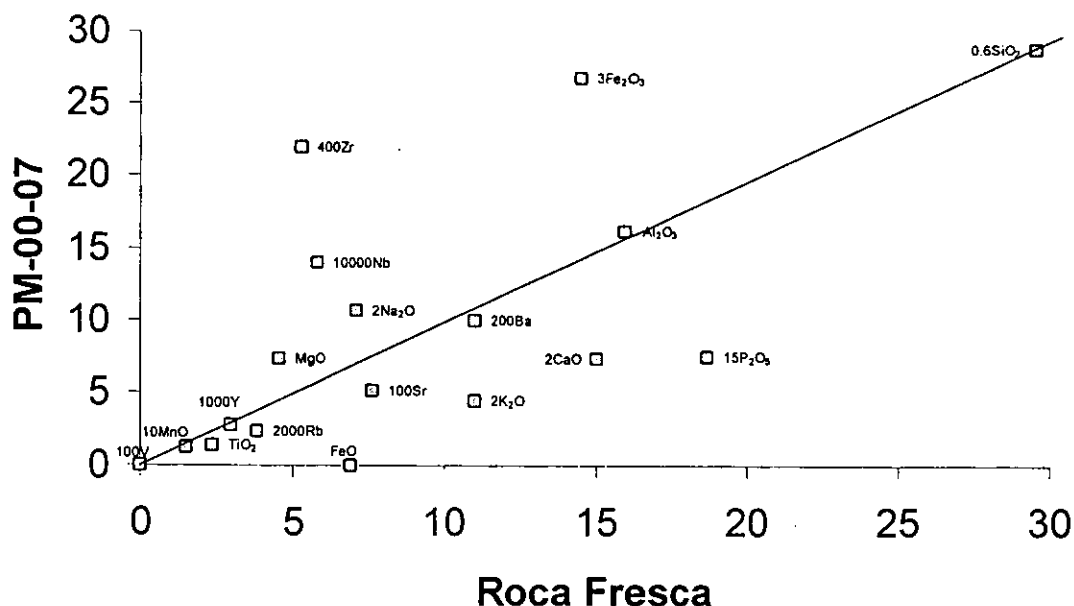


Figura 6.4. Diagrama de isoconas donde se grafica la concentración de los elementos seleccionados de la roca fresca, en el eje de las ordenadas, contra la concentración de los mismos elementos de la muestra PM-12, en las abscisas.

## Diagrama de isoconas PM-13

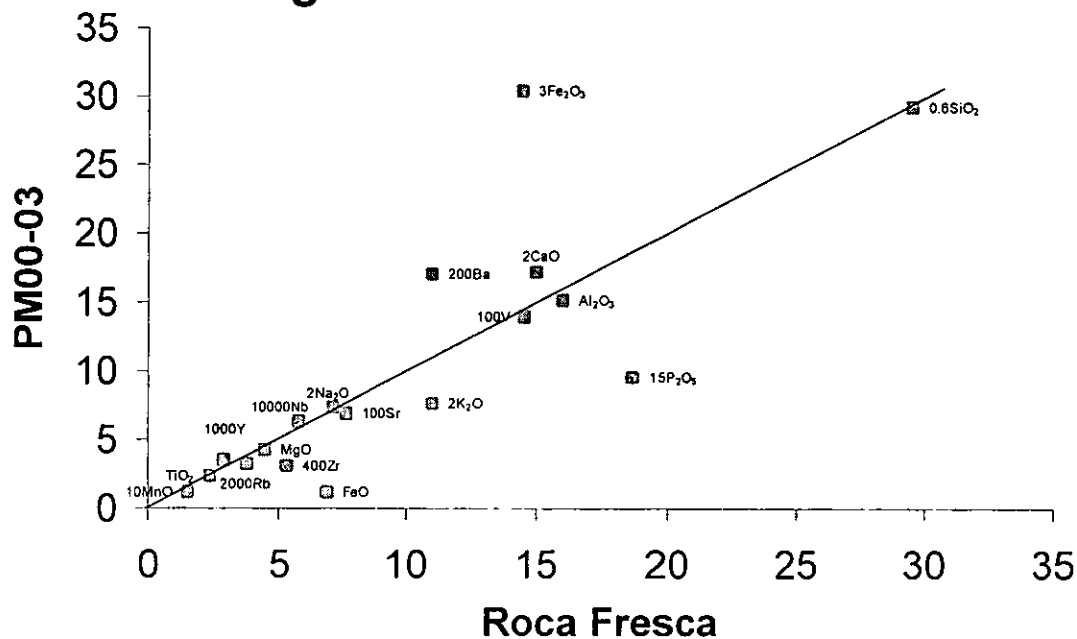


Figura 6.5. Diagrama de isoconas donde se grafica la concentración de los elementos seleccionados de la roca fresca, en el eje de las ordenadas, contra la concentración de los mismos elementos de la muestra PM-13, en las abscisas.

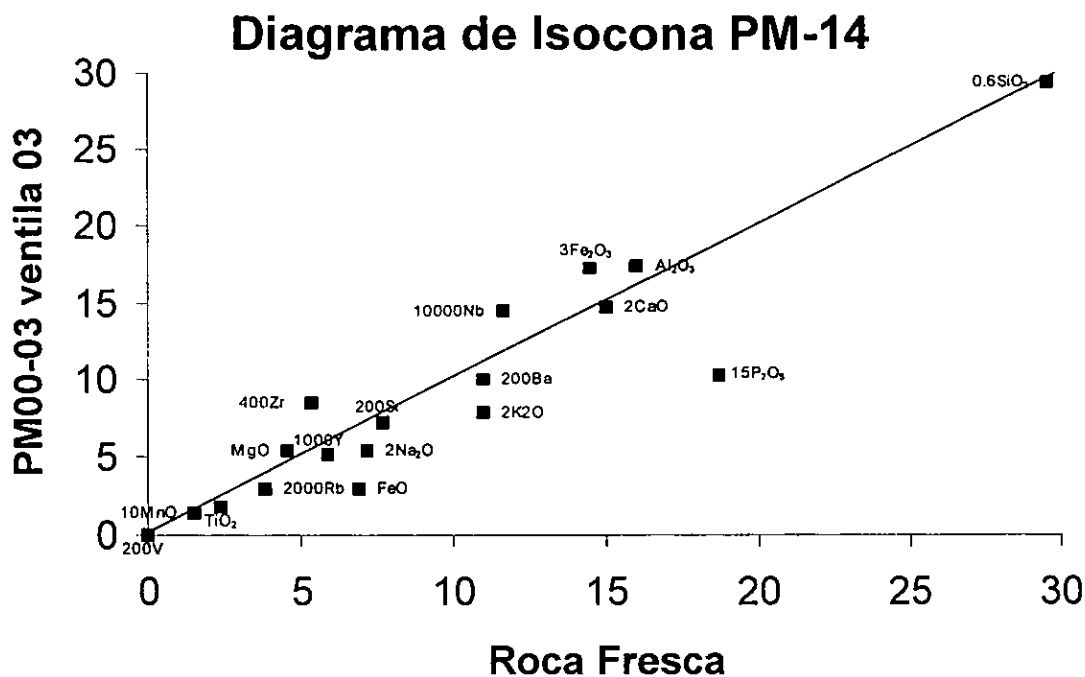


Figura 6.6. Diagrama de isoconas donde se grafica la concentración de los elementos seleccionados de la roca fresca, en el eje de las ordenadas, contra la concentración de los mismos elementos de la muestra PM-14. en las abcisas.

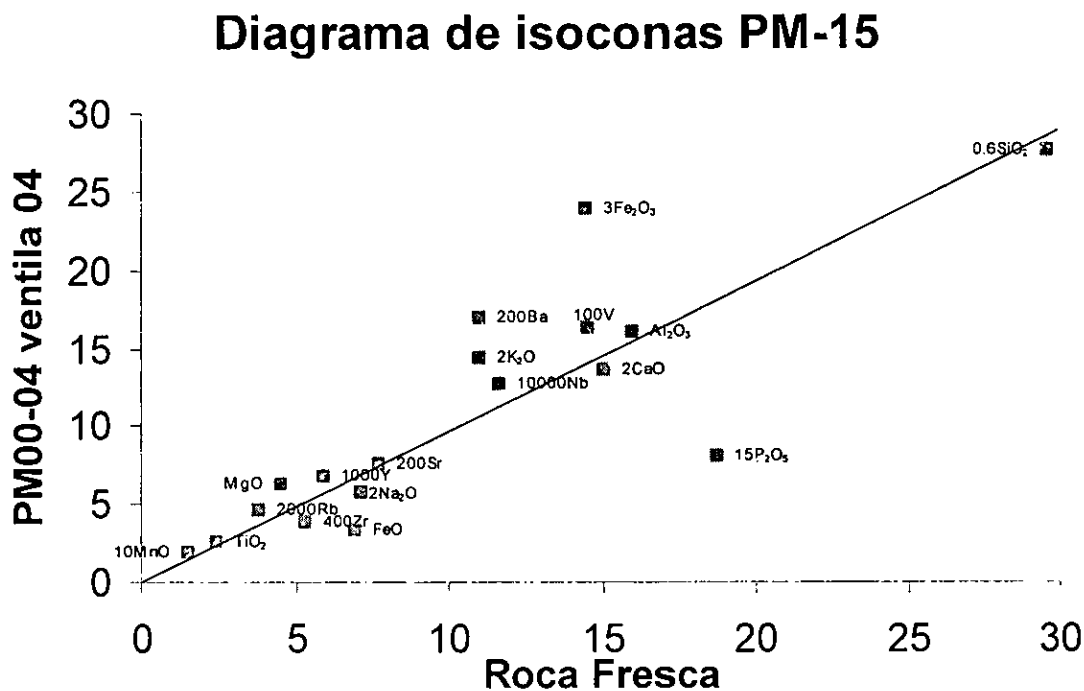


Figura 6.7. Diagrama de isoconas donde se grafica la concentración de los elementos seleccionados de la roca fresca, en el eje de las ordenadas, contra la concentración de los mismos elementos de la muestra PM-15. en las abcisas.

Las concentraciones medidas en las muestras frescas se grafican contra las determinadas en las muestras alteradas. La pendiente de la recta calculada por regresión de los valores de los elementos que se comportan como inmóviles y el punto (0,0) define la relación  $M_O/M_A$ . En la regresión lineal, el coeficiente de correlación nos indicará si realmente la recta determinada con esos elementos representa una correlación válida. En las gráficas se observa que efectivamente el  $TiO_2$  y el  $Al_2O_3$  se comportan como elementos inmóviles así como el Zn en algunos de los casos, por lo tanto estos fueron utilizados para obtener el valor de la relación principal de masas  $M_O/M_A$ .

	Mo/Ma	r
PM00-04 Punta Negra	0.956	0.9978
PM0014 Basaltos	0.961	0.9989
PM00-07 Depósito B	0.995	1.000
PM00-07	0.982	0.9968
PM00-03	0.988	1.000
PM00-03 Ventila03	1.003	0.9981
PM00-04 Ventila 04	0.944	1.000

Esta relación representa el cambio de masa. Tomando en cuenta que si el  $M_O/M_A > 1$  la masa de la roca alterada es menor que la de la roca original y si  $M_O/M_A < 1$  la masa de la roca alterada es mayor que la de la roca original; si  $M_O/M_A = 1$  implicaría que la alteración se presentó sin cambio de masa.



Tabla 6.1

Número de muestra	Clasificación	SiO <sub>2</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total) %	FeO %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	MnO %	MgO %	CaO %	Na <sub>2</sub> O %	K <sub>2</sub> O %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	PXC %	SUMA %
PM-01	PM00-06	49.29	1.66	17.82	9.72	5.40	4.32	0.14	5.25	8.96	3.45	0.96	0.39	1.20	98.81
PM-02	PM006 Diques A	48.77	2.39	15.98	11.90	6.58	5.32	0.14	4.86	8.19	3.18	1.48	0.71	1.40	98.99
PM-03	PM00-06 Dique B	49.85	2.43	16.11	11.68	6.58	5.10	0.17	4.21	7.13	4.18	1.70	0.74	1.30	99.49
PM-04	PM00-06 Destiladora Dique C A	54.20	0.55	17.90	6.62	4.72	1.90	0.10	4.33	7.96	4.77	0.94	0.34	1.20	98.91
PM-05	PM00-06 Destiladora Dique C-B	47.38	1.29	19.06	10.19	6.58	3.61	0.15	6.21	8.82	2.66	0.80	0.29	2.30	99.15
PM-06	PM006 Dique 4A	49.15	2.37	15.86	11.63	7.37	4.26	0.15	4.59	7.39	3.50	2.10	0.74	1.90	99.36
PM-07	PM006 Dique 4B	49.10	2.38	15.94	11.70	7.07	4.63	0.15	4.42	7.33	3.43	1.96	0.74	1.80	98.96
PM-08	PM00-06 Destileras	49.88	1.66	17.64	9.95	5.51	4.44	0.14	5.30	8.77	3.46	0.95	0.42	1.20	99.36
PM-09	PM00-04 Punta Negra	47.11	1.49	15.22	8.08	2.90	5.18	0.15	5.55	5.92	6.22	1.47	0.66	7.50	99.38
PM-10	PM0014 Basaltos	47.07	1.83	16.04	8.58	2.06	6.52	0.15	4.68	10.70	3.07	0.77	0.54	4.60	98.03
PM-11	PM00-07 Depósito B	49.10	2.04	15.48	9.24	2.06	7.18	0.21	4.88	7.21	3.33	2.89	0.87	4.80	100.05
PM-12	PM00-07	48.22	1.40	16.13	9.00	0.06	8.94	0.12	7.34	3.67	5.29	0.75	0.29	7.80	100.01
PM-13	PM00-03	48.82	2.31	15.20	11.36	1.23	10.13	0.11	4.19	8.60	3.67	0.80	0.51	3.40	98.97
PM-14	PM00-03 Ventilación 03	48.96	1.77	17.32	8.71	2.95	5.76	0.14	5.33	7.35	2.70	1.22	0.52	4.80	98.80
PM-15	PM00-04 Ventilación 04	46.12	2.55	16.16	11.32	3.34	7.98	0.19	6.31	6.83	2.92	1.46	0.96	4.30	99.11
	Roca Fresca	49.22	2.39	15.97	11.73	6.90	4.83	0.15	4.52	7.51	3.57	1.81	0.73		

Tabla 6.1. Composición química de las muestras de Punta Mita donde se presentan la concentración de los elementos mayores, obtenidos mediante el análisis de fluorescencia de rayos X. También se muestra la composición de la roca fresca.

Continuación Tabla 6.1

Número de muestra	Clasificación	Rb ppm	Sr ppm	Ba ppm	Y ppm	Zr ppm	Nb ppm	V ppm	Cr ppm	Co ppm	Ni ppm	Cu ppm	Zn ppm	Th ppm	Pb ppm
PM-01	PM00-06	21	657	526	21	162	10	249	110	57	74	52	80	<3	<5
PM-02	PM006 Diques A	37	642	839	34	175	11	300	60	42	61	32	115	<3	<5
PM-03	PM00-06 Dique B	43	642	1005	37	188	12	292	49	54	59	34	119	<3	<5
PM-04	PM00-06 Destiladora Dique C A	32	759	234	12	126	6	120	11	34	54	<4	67	<3	8
PM-05	PM00-06 Destiladora dique C-B	25	746	347	15	125	4	258	41	34	54	<4	107	4	6
PM-06	PM006 Dique 4A	66	851	970	41	203	11	291	50	38	57	8	161	<3	<5
PM-07	PM006 Dique 4B	65	842	936	40	203	11	294	53	39	56	26	134	<3	<5
PM-08	PM00-06 Destileras	21	641	555	23	166	9	253	108	43	71	51	88	<3	<5
PM-09	PM00-04 Punta Negra	21	240	601	26	144	8	228	139	48	114	45	96	<3	<5
PM-10	PM0014 Basaltos	11	569	534	29	189	10	239	129	38	90	45	107	<3	<5
PM-11	PM00-07 Depósito B	42	573	601	38	208	14	286	31	44	61	55	149	<3	<5
PM-12	PM00-07	15	196	376	24	128	10	271	220	52	139	54	107	<3	<5
PM-13	PM00-03	13	533	477	33	172	17	346	31	76	63	56	127	4	<5
PM-14	PM00-03 Ventilador 03	36	730	509	29	179	10	258	84	29	72	64	118	4	<5
PM-15	PM00-04 Ventilador 04	32	597	403	46	189	17	342	39	40	64	58	149	10	<5
	Roca Fresca	53	744	938	38	192	11	294	53	43	58	25	132	S.V.	S.V.

Tabla 6.1. Composición química de las muestras de Punta Mita donde se presentan la concentración de los elementos traza, obtenidos mediante el análisis de fluorescencia de rayos X. También se muestra la composición de la roca fresca.

S.V. = sin valor.

ppm = partes por millón

En las gráficas de isoconas podemos observar esquemáticamente el enriquecimiento y empobrecimiento de los elementos considerando el cambio de masa representado por la línea recta. Los puntos que se encuentran por arriba de dicha línea se enriquecen y los que se encuentran por debajo de esta se empobrecen.

## 6.2 Enriquecimientos relativos.

Para calcular cuantitativamente el valor de la movilidad real que presentan los elementos en relación con el cambio de masa que sufrieron las rocas, se realizó el siguiente procedimiento. Se utilizó la fórmula  $C_i^{A^*} = (M^A/M^O) C_i^O$  en donde  $C_i^O$  es la concentración del equivalente menos alterado (roca fresca) para cada elemento y la pendiente calculada por medio de una regresión lineal. Con los valores obtenidos es posible resolver la siguiente fórmula  $\Delta C_i / C_i^O = (C_i^A - C_i^{A^*}) / C_i^{A^*}$  que indica la movilidad que presentó cada elemento en relación con el equivalente menos alterado y considerando el cambio de masa. Se debe mencionar que este tratamiento de los datos solo se realizó con los elementos que, mediante las gráficas de isoconas, se pudo identificar que sufrieron una movilización así como con los elementos que estadísticamente fue posible calcular su valor real, este no fue el caso de los elementos utilizados para calcular el cambio de masa. En todos los casos se utilizaron como óxidos inmóviles el  $Al_2O_3$  y el  $TiO_2$ , en algunos casos también se utilizó el Zn. Los datos de movilidad obtenidos se presentan en las Figuras 6.8, 6.9, 6.10, 6.11, 6.12, 6.13 y 6.14 y en la tabla 6.2 las muestras están ordenadas de forma creciente respecto a su intensidad de alteración.

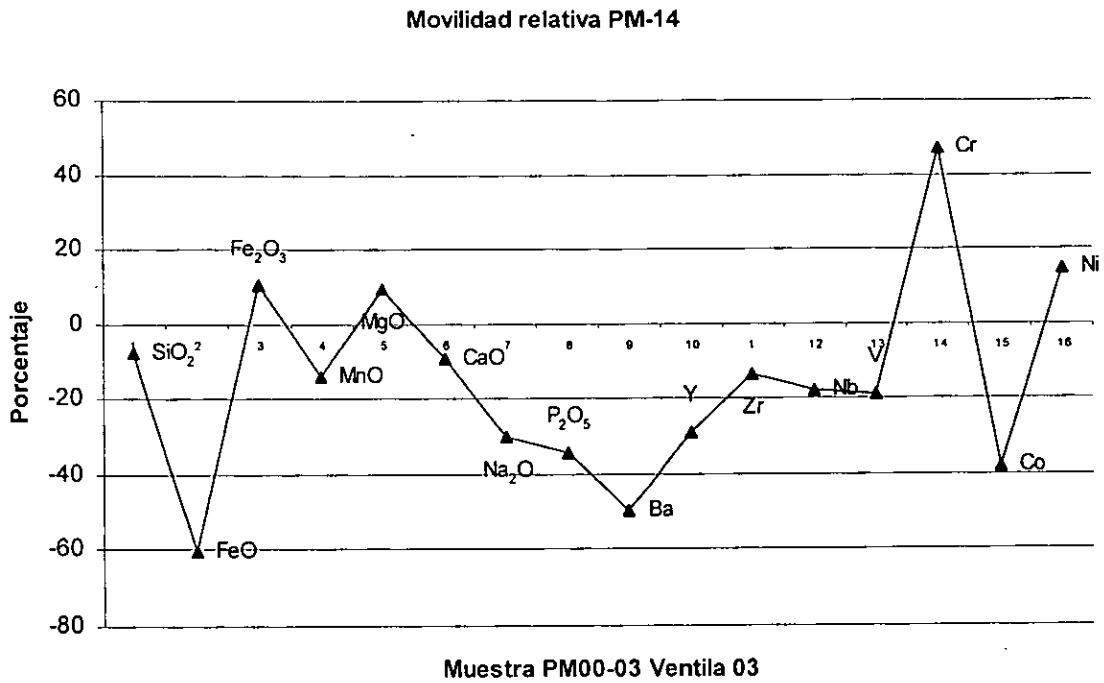


Figura 6.8. Gráfica de la movilidad relativa de los elementos seleccionados para la muestra PM-14 expresada en porcentaje, esta muestra presenta una IA= 0.42.

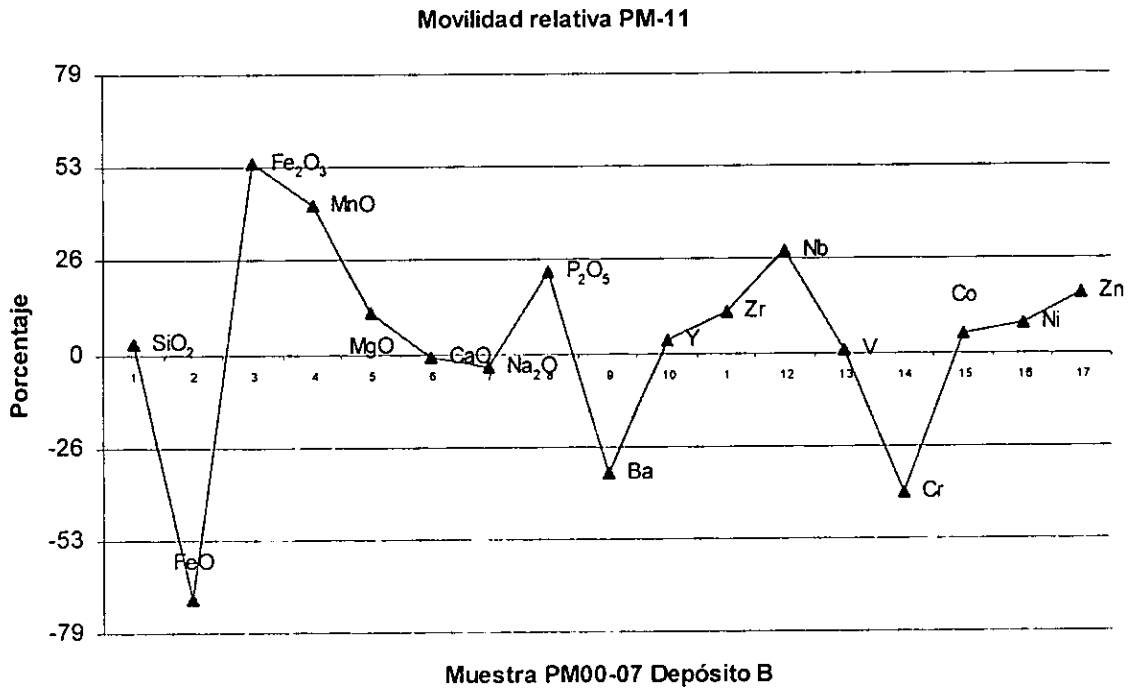


Figura 6.9. Gráfica de la movilidad relativa de los elementos seleccionados para la muestra PM-11 expresada en porcentaje, esta muestra presenta una IA= 0.48.

### Movilidad Relativa PM-12

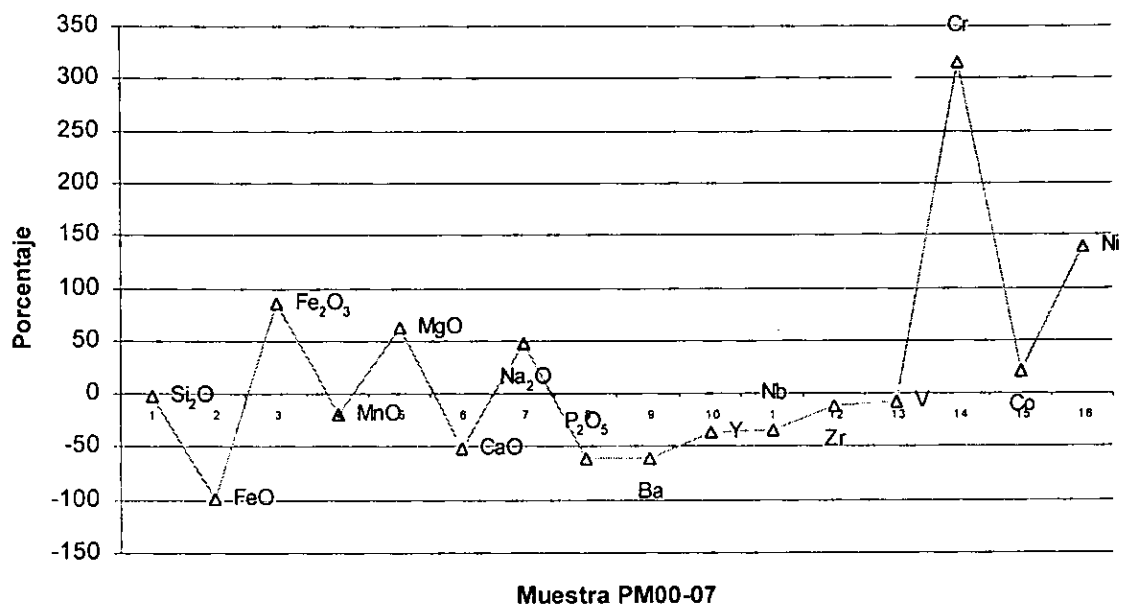


Figura 6.10. Gráfica de la movilidad relativa de los elementos seleccionados para la muestra PM-12 expresada en porcentaje, esta muestra presenta una IA= 0.50.

### Movilidad relativa PM-13

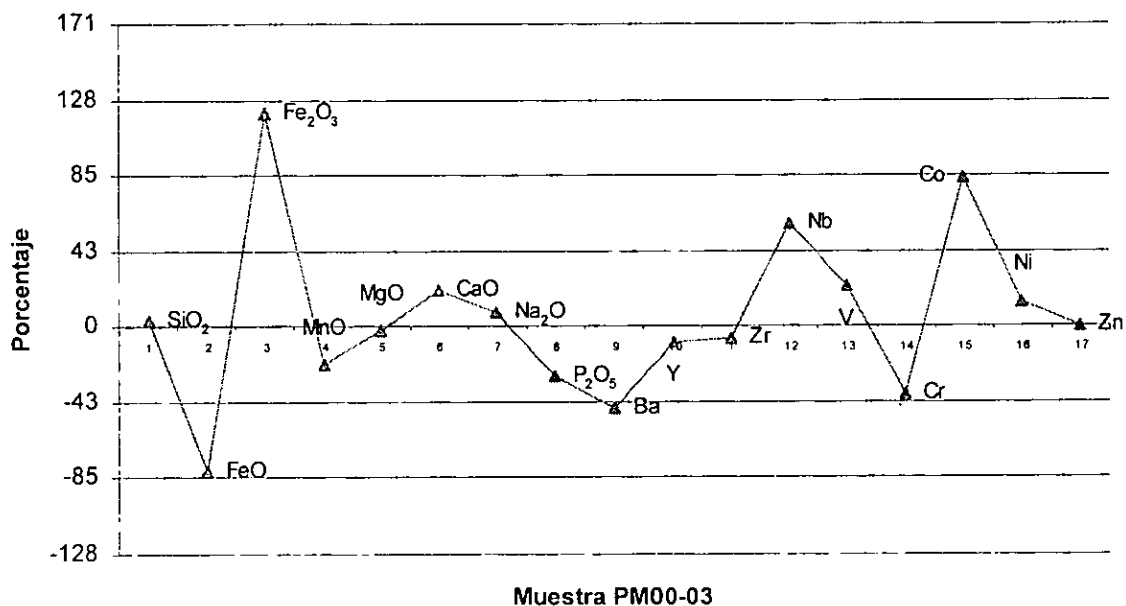


Figura 6.11. Gráfica de la movilidad relativa de los elementos seleccionados para la muestra PM-13 expresada en porcentaje, esta muestra presenta una IA= 0.59.

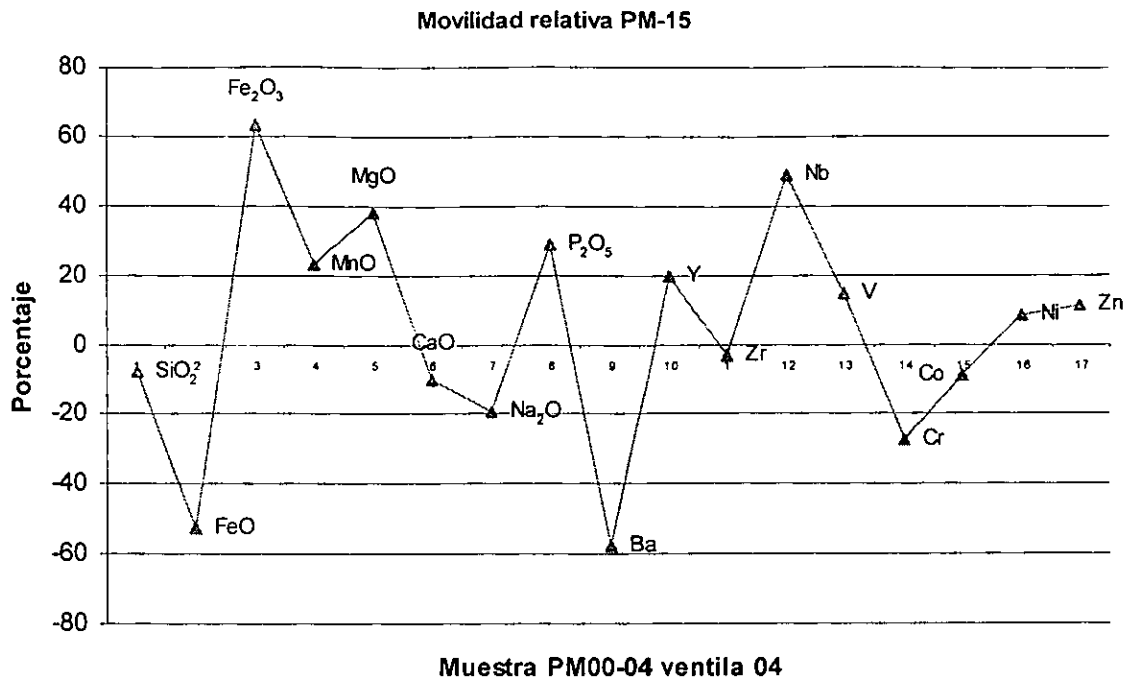


Figura 6.12. Gráfica de la movilidad relativa de los elementos seleccionados para la muestra PM-15 expresada en porcentaje, esta muestra presenta una IA= 0.59.

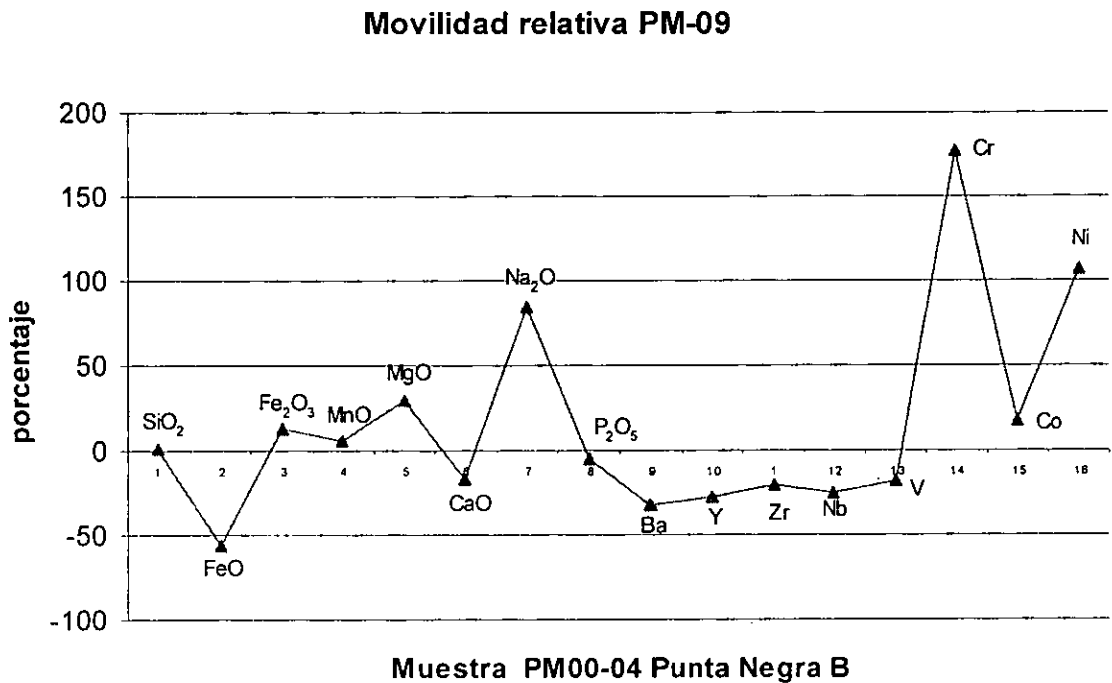


Figura 6.13. Gráfica de la movilidad relativa de los elementos seleccionados para la muestra PM-09 expresada en porcentaje, esta muestra presenta una IA= 0.60.

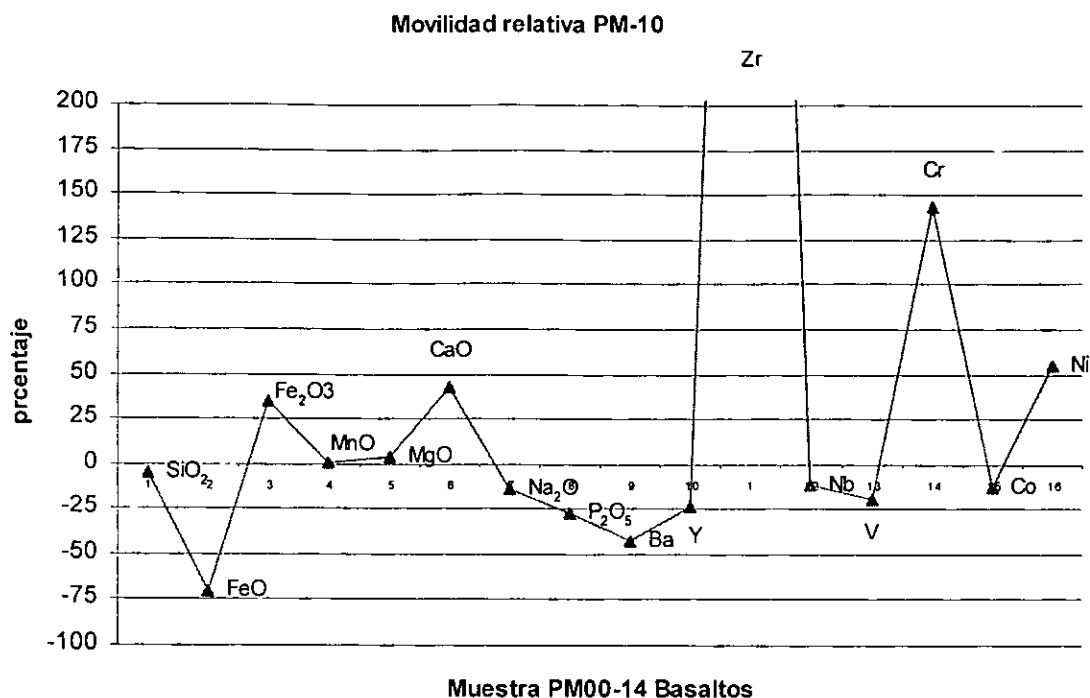


Figura 6.14. Gráfica de la movilidad relativa de los elementos seleccionados para la muestra PM-10 expresada en porcentaje, esta muestra presenta una IA= 0.64.

Estas gráficas se realizaron para las muestras que presentan una intensidad de alteración relativamente alta de IA = 0.4239 en la primera gráfica, hasta IA = 0.6384 en la última. Los elementos mayores presentan una movilidad que varía de 5 a 99 % y se puede observar que en general las rocas alteradas se empobrecen en FeO, Na<sub>2</sub>O, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Ba, Y, Zr, Nb, V y Zn, mientras que se enriquecen en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, Cr, Co, Ni y Cu. Algunas muestras presentan algunas variaciones respecto a este patrón.

De acuerdo con los experimentos de laboratorio de la movilidad de elementos en la interacción de roca con agua de mar en condiciones de alta temperatura (Seyfried y Mottl, 1982; Seyfried, et al, 1998), las rocas deben mostrar un empobrecimiento muy grande de Na, Ca, Cu, Zn, K, Ba, Sr y Mn. También se deben encontrar un poco empobrecidas en Co. Por otra parte el V y Cr deben permanecer inmóviles, con estos datos podemos comparar el proceso de alteración que sufrieron las rocas en esta localidad. El MnO presenta enriquecimiento. El CaO y el Na<sub>2</sub>O se comportan de acuerdo a lo esperado, presentando un empobrecimiento. Estos datos nos indican la diferencia que existe entre los sistemas hidrotermales submarinos de alta temperatura y el sistema de Punta Mita que es de baja temperatura.

Comparando los datos obtenidos mediante este procedimiento con los análisis del agua termal, podemos observar que mientras que en los basaltos observamos empobrecimiento en Ca, y se tiene que en el fluido este elemento se encuentra enriquecido. Este mismo comportamiento se presenta en las concentraciones de Ba en las rocas y en el fluido. por otro lado se observa un enriquecimiento en Mg en los basaltos y empobrecimiento en el mismo elemento para el fluido. Un caso especial es el Mn y el Na que al parecer se enriquece tanto en las rocas como en el fluido.



Tabla 6.2

Número de muestra	Clasificación	Si2O	FEO	FE2O3	MNO	MGO	CAO	NA2O	P2O5	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Zn
		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
RMP09	PM00-04 Punta Negra	1.19	-55.57	13.38	6.07	29.95	-16.68	84.18	-4.23	-32.23	-27.67	-20.81	-24.82	-18.08	177.26	17.33	106.90	S.V.
RMP10	PM0014 Basaltos	-4.28	-70.12	35.30	1.08	3.65	42.53	-13.96	-26.67	-42.99	-23.62	883.98	-11.03	-18.70	143.62	-12.06	54.65	S.V.
RMP11	PM00-07 Depósito B	3.22	-69.11	53.97	42.07	11.80	-0.65	-3.52	22.96	-33.66	3.48	11.95	28.77	0.58	-39.48	5.27	8.36	16.58
RMP12	PM00-07	-2.09	-99.13	85.20	-19.52	62.27	-51.18	47.96	-60.32	-59.92	-36.88	-33.46	-11.16	-7.96	314.85	20.16	138.48	S.V.
RMP13	PM00-03	4.22	-81.27	120.45	-20.94	-2.51	20.28	7.78	-27.62	-46.54	-8.76	-6.00	58.76	23.54	-38.55	84.62	13.63	0.89
RMP14	PM00-03 Ventila03	-7.64	-60.30	10.74	-14.20	9.53	-9.18	-29.90	-34.13	-49.59	-29.14	-13.55	-17.47	-18.59	47.16	-37.74	14.77	S.V.
RMP15	PM00-04 Ventila 04	-7.48	-52.21	63.28	23.18	37.96	-10.27	-19.33	29.04	-57.56	19.52	-2.93	49.20	14.76	-27.35	-8.68	8.48	11.24

Tabla 6.2. Concentración porcentual relativa a la roca fresca de elementos mayores y traza para las muestras de Punta Mita, Nayarit. Las gráficas que se elaboraron con base en estos datos ya fueron presentadas.

S.V. = sin valor

## Capítulo 7. Discusión de Resultados y Conclusiones.

A partir de los análisis químicos y las gráficas podemos hacer algunas inferencias con respecto a las características del sistema hidrotermal de Punta Mita. Por otra parte, también es necesario revisar de manera cualitativa la movilidad de los elementos que no se incluyeron en el promedio para tener un estudio completo de la alteración que sufrieron los basaltos.

### 7.1 Discusión de resultados

- Los elementos que fueron eliminados del promedio de roca fresca debido a que su desviación estándar  $\sigma > 5\%$  son  $K_2O$ , Rb, Sr y Cu. Por esta razón no es posible conocer el valor real de la concentración de estos elementos en la roca fresca. Sin embargo, para el  $K_2O$  podemos suponer que se presenta un empobrecimiento en la roca alterada, lo cual coincide con el enriquecimiento que presenta el fluido expulsado de las ventilas. Por otra parte el Rb y el Sr presentan un ligero empobrecimiento mientras el Cu parece enriquecerse en la roca alterada. Todas estas consideraciones son cualitativas y no se toma en cuenta el cambio de masa de las rocas sin embargo, este es lo suficientemente pequeño para que nos permita pensar que la movilidad que presentan estos elementos coincide con lo que se puede observar.
- Dentro de los elementos que no se incluyeron en este estudio se deben mencionar el torio y el plomo ya que su concentración en la roca se encuentra por debajo del límite de detección del sistema de fluorescencia de rayos X, es decir concentraciones  $< 0.0003\%$  para el torio y  $< 0.0005\%$  para el plomo. En el caso de estos dos elementos se debería utilizar algún otro método analítico con un límite de detección más bajo, a pesar de esto podemos observar un pequeño enriquecimiento cualitativo de torio en las rocas alteradas.
- En cuanto a los diagramas de movilidad relativa podemos observar que coinciden de forma general en sus tendencias, esto se debe probablemente a que las rocas sufrieron un proceso de alteración similar, al ordenar las gráficas con respecto a la intensidad de alteración podemos observar que la movilidad de los elementos aumenta con respecto a la intensidad de alteración hasta llegar a tener una  $IA \cong 0.5900$ . En este punto la movilización de los elementos, es decir, su enriquecimiento y

empobrecimiento, parece disminuir de ritmo hasta llegar a una IA  $\cong$  0.6000 en donde encontramos los valores más altos de movilidad de los elementos.

- Es posible observar claramente que las rocas alteradas presentan un empobrecimiento de FeO, mientras que el Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se encuentra enriquecido. Así mismo, la concentración de FeO total es aproximadamente la misma en todas las rocas, lo cual indica que la roca pasó por un proceso de oxidación en donde el FeO convierte en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y por lo tanto el ambiente en el que estas rocas fueron alteradas es oxidante.
- El magnesio se encuentra enriquecido en las muestras alteradas por lo que es probable que el fluido que las afectó incluya una componente importante de agua de mar, pero al mismo tiempo encontramos que el sodio está empobrecido, lo que indica que este elemento es lixiviado de la roca y no pasa a formar parte de los minerales secundarios. El sodio debe ser extraído de la matriz de los basaltos, que esta principalmente constituida de plagioclasas.
- A pesar de que la calcita es un mineral secundario abundante en estas rocas y se encuentra relleno de cavidades o sustituyendo plagioclasas, el calcio en la roca alterada se encuentra empobrecido así como el fósforo. En el caso del calcio es probable que el empobrecimiento se deba al mismo caso que el sodio por la sustitución de la matriz de los basaltos y a pesar de que este elemento se deposita en forma de calcita este se volatiliza debido al método de análisis al ser calcinados los carbonatos.
- La muestra PM-09 que fue recolectada en la zona de Punta Negra, su composición química y sus características petrográficas nos demuestran que es muy parecida a las de las otras localidades y coincide con la composición química de una muestra recolectada en la misma localidad y fechada por Gastil (1979) en  $10.2 \pm 0.8$  M a., por lo tanto es posible que las otras muestras presenten una edad similar. Sin embargo se recomienda hacer un fechamiento de las rocas que se localizan en la bahía de Banderas para saber si proceden de un mismo magma.
- Las muestras PM-14 y PM-15 se tomaron de la zona de ventilas y sus resultados coinciden en general con los de las otras muestras. En ambas podemos observar un ligero aumento de masa con respecto a la roca fresca. En estas muestras así como en la muestra PM-13 son las únicas en donde se presenta un ligero decremento de masa con respecto a la de la roca fresca y por lo tanto se está presentando un proceso de depositación de los minerales en estos puntos. Al mismo tiempo, en todas

las demás muestras se presenta un ligero aumento de masa de la roca alterada con respecto al equivalente menos alterado. No es posible relacionar estos cambios de masa con una pérdida de volumen, ya que esta no se observa en el estudio petrográfico, al contrario encontramos que algunas fracturas se encuentran rellenas de calcita o zeolitas por lo cual podemos suponer que el volumen de la roca se conserva estable o incluso aumenta un poco, entonces el factor que debe cambiar es la presencia de volátiles, ya que la abundancia de calcita causa que una parte importante de la masa en forma de carbonatos no esté representada en los elementos que se estudian en forma de óxidos.

- El  $\text{Si}_2\text{O}$  presenta en este caso una movilidad muy baja en todas las rocas, sin embargo este es uno de los iones más móviles, en las rocas de no encontramos cuarzo y por otra parte si encontramos olivino y piroxenos por lo que este elemento no se encuentra en su forma más estable para las condiciones de las ventilas y por lo tanto sus concentraciones deberían cambiar con facilidad. La relativa inmovilidad del  $\text{Si}_2\text{O}$  se puede explicar debido a que a pesar de que bajo las condiciones de temperatura y presión que presentan las ventilas este óxido es móvil no sale completamente del sistema y es utilizado para formar otros minerales como la celadonita, la clorita o las zeolitas que se depositan en las fracturas o rellenan algunas vesículas conservando estable la concentración de este elemento.
- Para conocer con mayor precisión la movilidad que presentan los elementos en los basaltos debido a la actividad hidrotermal, es necesario realizar un estudio que incluya muestras tomadas a diferentes profundidades con la finalidad de definir si las condiciones del sistema cambian con respecto a ésta, así como determinar el componente orgánico involucrado en el sistema y que puede estar relacionado con los cambios de concentración de algunos elementos importantes como son el oxígeno o con la depositación de algunos minerales como son la calcita que producirá un empobrecimiento del calcio en la roca.

## 7.2 Conclusiones.

- La clasificación de los cuerpos roca que se estudiaron en la localidad de Punta Mita es la siguiente. Basaltos intra placa de tipo calci-alcalino, lo cual indica que se formaron en el dominio de un límite convergente de placas en la plataforma continental.

- Petrográficamente las rocas que conservan a sus minerales primarios así como sus características texturales completas son las muestras PM-01, PM-02, PM-03, PM-04, PM-05, PM-06, PM-07 y PM-08. A partir del análisis químico se realizó un estudio estadístico y la composición del equivalente menos alterado se obtuvo a partir de dicho estudio mediante un promedio de las muestras PM-02, PM-03, PM-06 y PM-07.
- Las rocas alteradas sufrieron pérdidas principalmente de FeO, Na<sub>2</sub>O, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Ba, Y, Zr, Nb, V, y Zn. El enriquecimiento que presentan las muestras es en MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, Cr, Co, Ni y Cu.
- Durante el proceso de alteración se presentó un pequeño cambio de masa, los elementos que no presentaron un cambio considerable en su concentración son el TiO<sub>2</sub> y el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> debido a que la temperatura del sistema no son mayores a 300 °C es muy alta y el pH no es muy bajo.
- La alteración de los basaltos de Punta Mita fue resultado de la interacción de una mezcla de agua meteórica con agua de mar, esto queda evidenciado por la movilidad del magnesio y del sodio así como por el enriquecimiento que se observa de MgO.
- La concentración de los elementos traza presentes en la roca fresca es difícil de calcular debido a que la concentración inicial de los elementos traza es afectada por el tipo de roca encajonante por lo que en la mayoría de los casos el análisis de la movilidad de estos se debió realizar de forma cualitativa.

## Referencias.

- Aquilina, L., Dia, A. N., Boulègue, J., Bourgois, J., Fouillac, A. M., 1997, Masive barite deposits in the convergent margin off Peru: Implications for fluid circulation within subduction zones., *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**, 6, 1233-1245 pp.
- Bandy, W., Pardo, M., 1994, Statistical examination of the existence and relative motion of the Jalisco and Southern Mexico Blocks., *Tectonics*, **13**, 4, 755-768 pp.
- Bartolomé, R., Danobeitia, J. J., Cordoba, D., 1998, Architecture and crustal evolution across the EPR at 22N from the southern tip of Baja California to Puerto Vallarta., *European Geophysical Society*, **16**, 283.
- Browne, P., 1985, Lectures on geothermal geology and petrology, UNU Geothermal Training Programme, 10-92 pp.
- Carranza-Edwards, A., Rosales-Hoz, L., Aguayo-Camargo, J. E., Lozano-Santa Cruz, R., Hornelas-Orozco, Y., 1990, Geochemical study of hydrothermal core sediments and rocks from the Guaymas Basin, Gulf of California., *Applied Geochemistry*, **5**, 77-82 pp.
- CRM (Consejo de Recursos Minerales), 1994, Monografía Geológico – Minera del Estado de Nayarit. Primera Edicion 1994. Editada por el Consejo Recursos Minerales. Pachuca Hgo., México. 1-32 pp.
- Ferrari, L., Pasquarè, G., Venegas, S., Castillo, D. y Romero, F., 1994, Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco block., *Geofísica Internacional*, **33**, 1, 139-151 pp.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Nuñez, G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt., *Geology*, **27**, 4, 303-306 pp.
- Ferrari, L., Conticelli, S., Vagelli, G., Petrone, C. M., Manneti, P., 2000, Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt., *Tectonophysics*, **318**, 161-185 pp.
- Fornari, D. J., Embley, R. W., 1995, tectonic and Volcanic Controls on Hydrothermal Processes at the Mid-Ocean Ridge: An Overview Based on Near-Bottom and Sumersible Studies., *Seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological, and Geological Interactions.*, *Geophysical Monograph*, 91, 1-46 pp.
- Gastil, G., Krummenacher, D., Minch, J., 1979, The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California., *Geological Society of America Bulletin*, **90**, 839-857 pp.

- Grant, J. A., 1986, The isocon diagram – A simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration., *Economic Geology*, **81**, 1976-1982 pp.
- Gresens, R. L., 1967, Composition-Volume relationships of Metasomatism., *Chem. Geology.*, **2**, 47-65 pp.
- Helenes, J., Carreño, A. L., 1999, Neogene sedimentary evolution of Baja California in relation to regional tectonics., *Journal of South American Earth Sciences*, **12**, 589-605 pp.
- Lanza-Espino, G., Soto, L. A., 1999, Sedimentary geochemistry of hydrothermal vents in Guaymas Basin, Gulf of California, Mexico., *Applied Geochemistry*, **14**, 499-510 pp.
- Martín Barajas, A., 1999, Volcanismo y extensión en la provincia extensional del golfo de California, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **11**, 1, 1-11 pp.
- Nuñez-Cornú, F., Prol-Ledesma, R. M., Cupul-Magaña, A., Suárez-Palencia, C., 2000, Near-shore submarine hydrothermal activity in Bahía de Banderas, western México., *Geofísica Internacional*, **39**, 171-178 pp.
- Prol-Ledesma, R. M., Canet, C., Melgarejo, J. C., Tolson, G., Cruz-Ocampo, J.C., Rubio Ramos, M. A., Ortega-Osorio, A., Torres-Vera, M. A., Reyes, A. and Solis, G., 2001, Hot seeps in the Pacific Margin of central Mexico., *Geology*, (enviado).
- Potts, P. J., 1999, The development of geanalytical techniques., *Geological Survey of Canada Bulletin*, 3-9 pp.
- Schaaf, P., Köhler, H., Müller-Sohnius, D. y von Drach, V., 1993, Puerto Vallarta Batholith – its anatomy displayed by isotopic fine structure., *Instituto de Geología, Proceedings of the First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, 133-135 pp.
- Scott, S. D., Barnes, L. H., 1997, *Submarine Hydrothermal Systems and Deposits., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits., Third Edition.*, 797-962 pp.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutierrez, F., Speed, R. C., 1993, Tectono-stratigraphic terranes and tectonic evolution of México., *GSA Special Paper*, 278.
- Serpa, L., Smith, S., Katz, C., Skidmore, C., Sloan, R. y Pavlis, T., 1992, A geophysical investigation of the southern Jalisco block in the State of Colima, Mexico., *Geofísica Internacional*, **31**, 4, 475-492 pp.
- Seyfried, W. E. Jr., Mottl, M. J., 1982, Hydrothermal alteration of basalt by seawater under seawater-dominated conditions., *Geochemica et Cosmochimica Acta*, **46**, 985-1002 pp.

- Seyfried, W. E. Jr., Chen, X., Chan, L. H., 1998, Trace element mobility and lithium exchange during hydrothermal alteration of seafloor weathered basalt; an experimental study at 350 degrees C, 500 bars., *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**, 6, 949-960 pp.
- Stakes, D. S., Orange, D., Paduan, J. B., Salamy, K. A., Maher, N., 1999, Cold-seeps and authigenic carbonate formation in Monterey Bay, California., *Marine Geology*, **159**, 93-109 pp.
- Torres, M. E., Bohrmann, G., Suess, E., 1996, Authigenic barites and fluxes of barium associated with fluid seeps in the Peru subduction zone., *Earth and Planetary Science Letters*, **144**, 146-481 pp.
- Vidal, M. V. V., Vidal, F. V., Isaacs, J. D. y Young, D. R., 1978, Coastal Submarine Hydrothermal Activity off Northern Baja California, *Journal of Geophysical Research*, **83**, B4, 1757-1774 pp.
- Wallace, P., Charnichael, I. S. E., Ritghter, K., Becker, T. A., 1992, Volcanism and tectonism in western Mexico: A contrast of style and substance., *Geology*, **20**, 625-628 pp.
- [www.inegi.com.gob.mx](http://www.inegi.com.gob.mx), pagina web del Instituto Nacional de Geografía Estadística e Informática (INEGI), 26 de Abril 2001.
- [http://wwwneic.cr.usgs.gov/neis/plate\\_tectonics/plates.html](http://wwwneic.cr.usgs.gov/neis/plate_tectonics/plates.html), 3 de Septiembre 2001.
- <http://www.ucmp.berkley.edu/fosrec/Metzger3.html>, 5 de Septiembre 2001.



# Anexo I

Estudio Petrográfico  
Punta Mita, Nayarit.

Clave de la muestra: PM-01

Localidad: PM00-06

1. Descripción megascópica.

Roca de color gris oscuro en la parte fresca y pardo rojizo en la parte alterada. Textura afanítica, microcristalina, no se observan vesículas y la parte alterada se encuentra en la parte exterior y se tomó de un dique cercano a la costa.

2. Descripción microscópica.

La roca presenta una intensidad de alteración baja de aproximadamente 2% con una textura microcristalina y matriz de microlitos de plagioclasas que rodea a algunos fenocristales euhedrales más grandes (1 a 3mm) también de plagioclasa principalmente labradorita y andesina así como a algunos fenocristales de olivino con forma anhedral y piroxeno (augita) que se presenta de forma subhedral, también encontramos pirita como mineral opaco y como producto de alteración podemos encontrar clorita que se encuentra entre la matriz.

3. Clasificación. Basalto de olivino.

Clave de la muestra: PM-02.

Localidad: PM006 Diques A.

1. Descripción Macroscópica.

Color pardo rojizo en la parte expuesta a la intemperie y negro a gris oscuro en la parte fresca, textura afanítica, microcristalina, se recolectó de un dique presenta una gran superficie donde podemos observar algunos cristales de 2 a 3 mm de plagioclasa.

2. Descripción Microscópica.

Principalmente constituida de plagioclasa labradorita y andesina 40 % que se presentan tanto en forma de matriz como en fenocristales con forma euhedral de hasta 3 mm y que presentan una ligera alteración de sericita, también encontramos pirita en forma de cristales euhedrales de 15  $\mu$  constituyendo aproximadamente el 15 % del área. Algunas plagioclasas parcialmente remplazadas por sericita que es el único mineral secundario que observamos en esta roca, textura microcristalina.

3. Clasificación. Basalto.

Clave de la muestra: PM-03

Localidad: PM00-06 Dique B.

1. Descripción Macroscópica.

Color pardo en la superficie expuesta, en la superficie sin alterar presenta un color gris claro y blanco textura porfídica con cristales de plagioclasa de aproximadamente 4 mm, piroxeno, así como algunos cristales de biotita presenta textura porfídica.

2. Descripción Microscópica.

Los minerales que conforman esta roca son principalmente fenocristales de labradorita y andesina de 250 a 400  $\mu$  así como algunos feno cristales de diopsida de 150 a 200  $\mu$ , también encontramos algunos minerales accesorios como son piritita, magnetita y biotita, algunas de las plagioclasas se encuentran sericitizadas, sin embargo la intensidad de alteración que presenta esta roca es de 2%.

3. Clasificación: Basalto de piroxeno.

Clave de la muestra: PM-04

Localidad: PM00-06 Destiladora dique C A

1. Descripción Macroscópica.

Color en la parte expuesta a la intemperie pardo rojizo, en la parte fresca pardo claro, textura porfídica microcristalina, se observan algunas bandas de colores oscuros y claros producto de la alteración, el área fresca aparenta ser muy pequeña.

2. Descripción Microscópica.

Predomina la Bytownita formando el 50 % de la roca en fenocristales de 1 a 1.5 mm, así mismo encontramos algunos cristales de tremolita – actinolita en fenocristales subhedrales de 800 a 900  $\mu$  constituyendo el 35% de la roca y hornblenda que constituye el 15% con cristales subhedrales de 850 $\mu$  a 1 mm, encontramos algunas fracturas rellenas de calcita y algunas plagioclasas parcialmente sustituidas por sericita, la intensidad de alteración que presenta es de 6%.

3. Clasificación: Basalto de hornblenda.

Clave de la muestra: PM-05

Localidad: PM00-06 Dique CB

1. Descripción Macroscópica.

Color en la superficie alterada pardo rojizo, en la superficie fresca gris oscuro, textura microcristalina, con cristales de plagioclasa de aprox 2 mm y algunas fracturas pequeñas de 1mm de apertura rellenas de material arcilloso.

2. Descripción Microscópica.

Textura afanítica no presenta matriz y los cristales van de 200 a 300 $\mu$  el 55% esta constituida de labradorita y andesina en forma de cristales euhedrales, también encontramos hornblenda en cristales subhedrales y olivino de forma anhedral, las plagioclasas se encuentran sericitizadas parcialmente y su intensidad de alteración es de 5% en donde predomina la labradorita sobre la andesina.

3. Clasificación: Basalto de hornblenda.

Clave de la muestra: PM-06

Localidad: PM00-06 Dique 4ª

1. Descripción Macroscópica.

Color en la superficie alterada rojizo, en la superficie fresca se observa un color gris oscuro a negro textura afanítica microcristalina, forma parte de un dique y no se encuentra muy alterada.

2. Descripción Microscópica.

Encontramos principalmente cristales de labradorita que constituyen aproximadamente el 40% de la roca en forma de cristales euhedrales así como en forma de matriz como microlitos, también podemos observar algunos cristales de augita de 50 a 100 $\mu$  que representan el 10 % y olivino en cristales anhedral de 150 a 600 $\mu$  que representa el 20% de la roca, como minerales secundarios encontramos clorita relleno algunas cavidades y sericita que se encuentra reemplazando parcialmente algunas plagioclasas, la roca presenta una intensidad de alteración de 2%.

3. Clasificación: Basalto de olivino.

Clave de la muestra: PM-07

Localidad: PM00-06 Dique 4B

1. Descripción Macroscópica.

La roca presenta una coloración rojiza en la superficie expuesta a la intemperie y en el área fresca presenta una coloración gris oscura a negra, con una textura afanítica microcristalina.

2. Descripción Microscópica.

Principalmente encontramos labradorita como constituyente principal de la roca que aproximadamente se encuentra en un 50% en forma de cristales euhedrales que van de 100 a 400  $\mu$  así como formando parte de la matriz, también encontramos cristales subhedrales de augita de 80 a 100  $\mu$  que ocupan el 10% del área, encontramos pirita y como minerales secundarios podemos encontrar sericita y clorita. Esta muestra presenta una intensidad de alteración de 1%.

3. Clasificación: basalto de augita.

Clave de la muestra: PM-08

Localidad: PM00-06 Destileras

1. Descripción Macroscópica.

Color en la superficie alterada gris claro, en el área fresca presenta color gris oscuro, textura porfídica con cristales de aproximadamente 2mm de plagioclasa, al parecer se encuentra bastante fresca.

2. Descripción Microscópica.

Encontramos principalmente labradorita 40% en fenocristales euhedrales así como en la matriz, así como algunos cristales de olivino anhedrales de 100  $\mu$  aproximadamente 35%, también encontramos algunos cristales de pirita y magnetita, como mineral secundario esta la sericita sustituyendo a algunas plagioclasas.

3. Clasificación: Basalto de olivino.

Clave de la muestra: PM-09

Localidad: PM00-03 Punta Negra B

1. Descripción Macroscópica.

Color en la superficie expuesta a la intemperie gris verdoso, en la superficie fresca color gris claro, presenta algunas vesículas de aproximadamente 1mm rellenas de un mineral de origen secundario color blanco, esta fue tomada de un derrame de basalto textura afanítica.

2. Descripción Microscópica.

Encontramos que la matriz a sido bastante sustituida por sericita principalmente, pero también podemos encontrar algunos cristales de barita de  $50\mu$  así como zeolitas y calcita que se encuentran relleno cavidades y en algunos casos sustituyendo a las plagioclasas, tambien podemos observar un poco de hematita. Dentro de los minerales primarios podemos encontrar algunos cristales euhedrales de labradorita y andesina, así mismo se pueden observar cristales anhedrales de olivino muy pequeños  $100\mu$  y pirita. La intensidad de alteración que presenta esta roca es de 60%.

3. Clasificación: Basalto.

Clave de la muestra: PM-10

Localidad: PM00-14 Basaltos

1. Descripción Macroscópica.

Presenta color rojizo y pardo en la superficie expuesta a la intemperie, en la superficie fresca se observa un color gris oscuro a pardo, con muchas vesículas de 2 a 5 mm de diámetro algunas de las cuales se encuentran rellenas de minerales de color blanco, de textura afanítica.

2. Descripción Microscópica.

Podemos observar labradorita en forma de cristales subhedrales de  $80\mu$  así como algunos cristales de olivino y diopsida. Sin embargo principalmente encontramos calcita relleno cavidades, por otra parte vemos sericita y hematita sustituyendo a la matriz. Esta muestra presenta una intensidad de alteración de 63% aproximadamente.

3. Clasificación: Basalto

Clave de la muestra: PM-11

Localidad: PM00-07 Depósito B

1. Descripción Macroscópica.

Esta muestra presenta tanto en la superficie expuesta a la intemperie como en la que no lo esta un color pardo rojizo con textura porfídica, en donde podemos encontrar algunos cristales color blanco lechoso de 1 a 3cm de zeolitas, esta muestra se tomo de un depósito piroclásticos.

2. Descripción Microscópica.

Esta muestra presenta cristales subhedrales de labradorita y oligoclasa de  $100\mu$  que se encuentran rodeados por una matriz compuesta de minerales secundarios en donde

podemos observar sericita, goetita, tambien encontramos zeolitas que se encuentran relleno de cavidades, su composición es muy parecida a la de los basaltos y su intensidad de alteración es de aproximadamente 40 %.

3. Clasificación: Toba cristalina de afinidad basáltica

Clave de la Muestra: PM-12

Localidad: PM00-07

1. Descripción Macroscópica.

Color en la superficie fresca gris claro, en la superficie expuesta a la intemperie, pardo claro, textura afanítica, microcristalina, encontramos algunas vesículas de aproximadamente 2 mm de diámetro algunas de las cuales se encuentran rellenas de un mineral color blanco.

2. Descripción Microscópica.

Encontramos fenocristales de labradorita y andesina como minerales primarios así como algunos fenocristales de diopsida rodeados de una matriz arcillosa de sericita que se encuentra sustituyendo a la matriz original. También encontramos como minerales secundarios calcita y barita relleno de cavidades Intensidad de alteración 40%.

3. Clasificación: Basalto.

Clave de la muestra: PM-13

Localidad: PM00-003

1. Descripción Macroscópica.

Color tanto en la superficie expuesta a la intemperie como en la que no fue expuesta es pardo claro con algunas líneas rojo oscuro, presenta una textura afanítica microcristalina, esta fue extraída de un derrame que presenta lavas almoadilladas.

2. Descripción Microscópica.

Encontramos que esta muestra presenta fenocristales euhedrales de andesina, oligoclasa y labradorita que predominan como los minerales primarios, sin embargo también encontramos algunos cristales anhedrales de augita, olivino y pirita, dentro de los minerales secundarios encontramos sericita y hematita sustituyendo a la matriz, y fenocristales de celadonita, barita y zeolitas relleno de cavidades.

3. Clasificación: Basalto.

Clave de la muestra: PM-14

Localidad: Ventila 03

1. Descripción Macroscópica.

Color en la superficie expuesta a la intemperie gris verdoso con calcita en la superficie depositada por algunos organismos, en la parte que no fue expuesta a la intemperie presenta un color gris oscuro y se observan muchas vesículas de 3 a 5 mm de diámetro algunas de las cuales están rellenas de calcita, textura afanítica.

2. Descripción Microscópica.

Podemos observar cristales de plagioclasa anhedrales que han sido alterados y algunos de ellas están parcialmente sustituidas por calcita o han sido parcialmente sustituidas lo que dificulta conocer su clasificación, así mismo podemos encontrar que la matriz ha sido sustituida por goetita, calcita y sericita. La calcita también la encontramos relleno de algunas cavidades. Presenta una intensidad de alteración de 42%.

3. Clasificación: Basalto.

Clave de la muestra: PM-15

Localidad: Ventila 04

1. Descripción Macroscópica.

Color tanto en la superficie expuesta a la intemperie como en la que no fue directamente expuesta gris verdoso, podemos observar calcita que se depositó en la superficie de la roca producto de la deposición orgánica. Podemos observar vesículas de 2 mm de diámetro aproximadamente que no se encuentran rellenas de ningún mineral.

2. Descripción Microscópica.

Observamos fenocristales euhedrales de oligoclasa y andesina así como algunos cristales anhedrales de diópsida y augita que se encuentran dentro de una matriz de sericita y goetita, en donde también podemos encontrar hematita como producto de alteración de la matriz, relleno de cavidades podemos observar celadonita y barita. La intensidad de alteración que presenta es de 59%.



**ANEXO II**  
Fotomicrografías.  
Punta Mita, Nayarit.



En esta lámina podemos observar hacia las orillas cristales de augita, mientras que en el centro se observan algunos cristales de diopsida que presentan forma anhedral y se encuentran rodeados de cristales de andesina y labradorita que presentan forma ehedral. Muestra PM-01.

Cristal ehedral de andesina que se encuentra rodeado por algunos cristales anhedrales de augita en la parte superior derecha de lamicrofotografía. Muestra PM-01



Se observa un cristal subhedral de piroxeno al centro rodeado de cristales de plagioclasa en la parte superior derecha y con un cristal subhedral de pirita en la parte inferior. Muestra PM-01



Cristales subhedrales de augita al centro con algunos cristales ehedrales de labradorita y andesina rodeados por una matriz de microlitos de plagioclasa. Muestra PM-02.



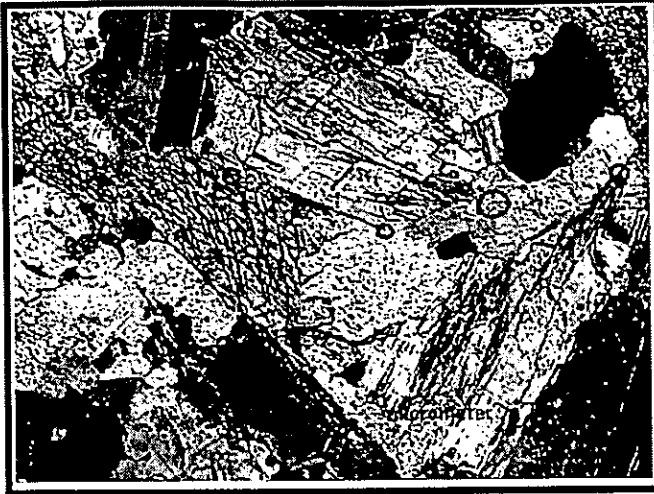
Cristal subhedral de andesina en donde podemos observar la macla de la albita, tambien se pueden observar algunas fracturas que cortan al cristal de forma más o menos perpendicular a la dirección de la macla, la matriz se encuentra un poco sericitizada y como se observa en la fotografía anterior tambien presenta clorita. Muestra PM-02.



Se observa un cristal de plagioclasa que se encuentra parcialmente sustituido por calcita rodeado por cristales subhedrales de biotita en la parte izquierda así como algunos cristales anhedrales de clorita y cristales subhedrales de pirita. Muestra PM-03.

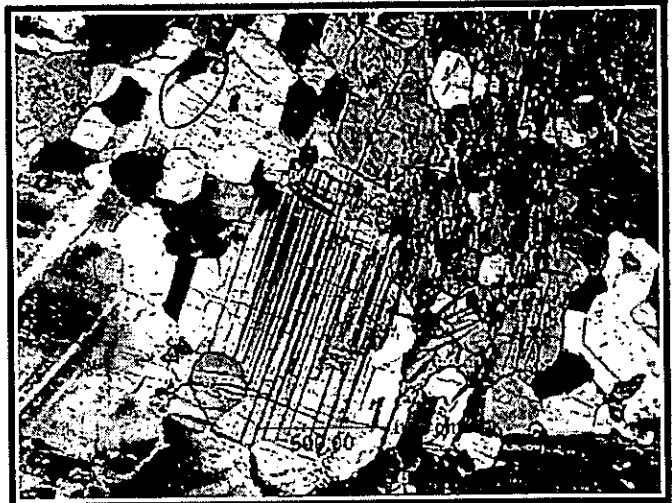


Aqui podemos encontrar algunos cristales subhedrales de labradorita y andesina, así como algunos cristales de diopsida, aquí los cristales de plagioclasa también se encuentran un poco sericitizados. Muestra PM-03.



En esta fotografia podemos observar cristales euhedrales de hornblenda rodeados de cristales anhedral de bytownita. Muestra PM-03.

Cristales anhedral de bytownita que se presentan en la parte izquierda, en la parte derecha aparece olivino anhedral, así como hornblenda y tremolita-actinolita de forma anhedral. Muestra PM-04.



Cristales subhedrales de hornblenda que se encuentran rodeados por cristales anhedral de bytownita y cortados por una fractura que se encuentra rellena de calcita. Muestra PM-04.



Cristales de augita subhedral con un cristal subhedral de hornblenda en la parte central, en la esquina superior derecha podemos observar cristales anhedral de labradorita y andesina. Muestra PM-05.

Se observan cristales anhedral de plagioclasas así como algunos cristales de anhedral augita. Muestra PM-05



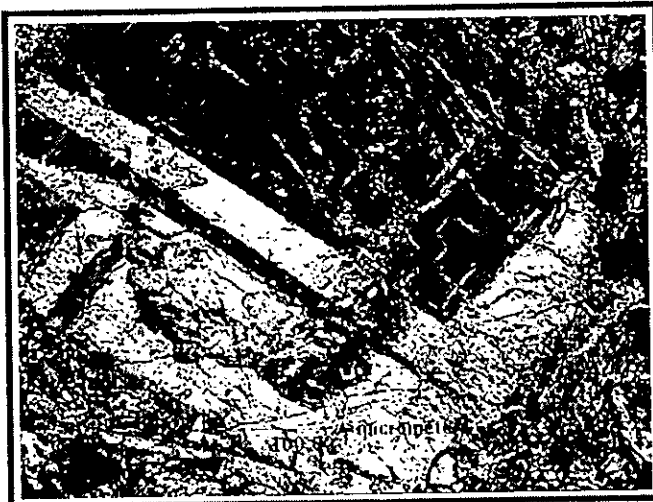
Cristales anhedral de augita y hornblenda donde podemos apreciar el cruceo en algunas secciones. Muestra PM-05.



Cristal subhedral de olivino en la parte superior derecha, con algunos cristales subhedrales de augita, rodeados por cristales subhedrales de plagioclasa y cristales subhedrales de pirita. Muestra PM-06.



Cristales subhedrales de augita rodeados por algunos cristales subhedrales de labradorita. Muestra PM-06.



Cristal subhedral de andesina rodeado de una matriz de microlitos de plagioclasa que se encuentra parcialmente sericitizada, también encontramos clorita en la matriz. Muestra PM-06



Cristal subhedral de labradorita que presenta la macla de la albita al centro rodeado por una matriz de plagioclasa de menor tamaño y se encuentra parcialmente sericitizada. Muestra PM-07.

Crosta subhedral de augita, rodeado por cristales de plagioclasa parcialmente sericitizada. Muestra PM-07.



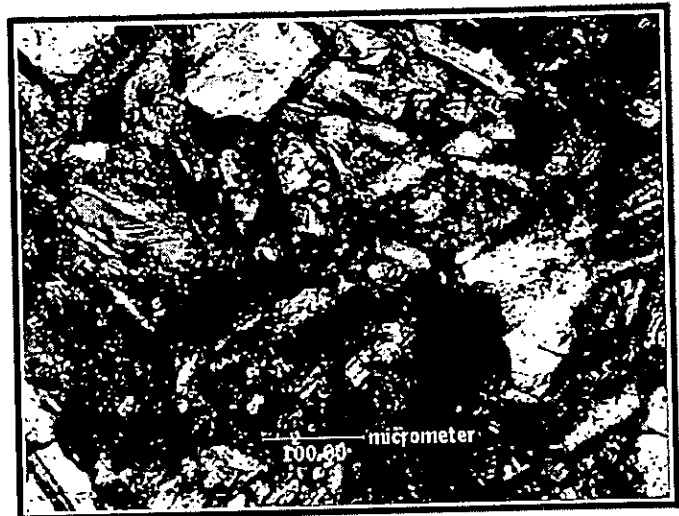
Cristal de labradorita cortado por algunas fracturas. Muestra PM-07





Cristal ehuedral de labradorita que presenta la macla de la albita que se encuentra junto a un cristal anhedral de olivino. Muestra PM-08

Se observan algunos cristales anhedrales de olivino al centro, rodeados de cristales subhedrales de labradorita. Muestra PM-08.

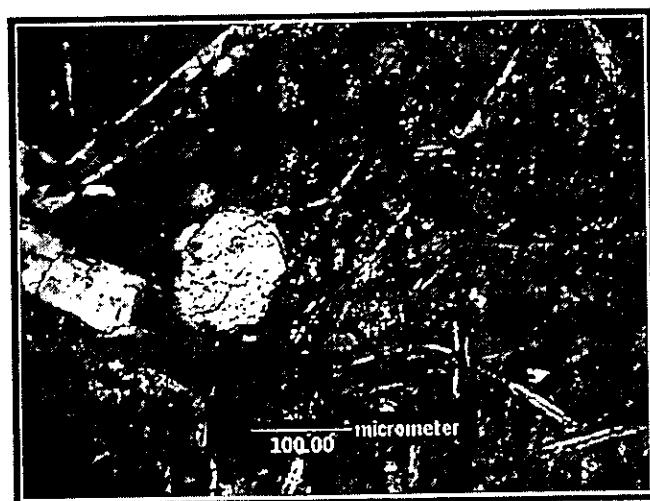
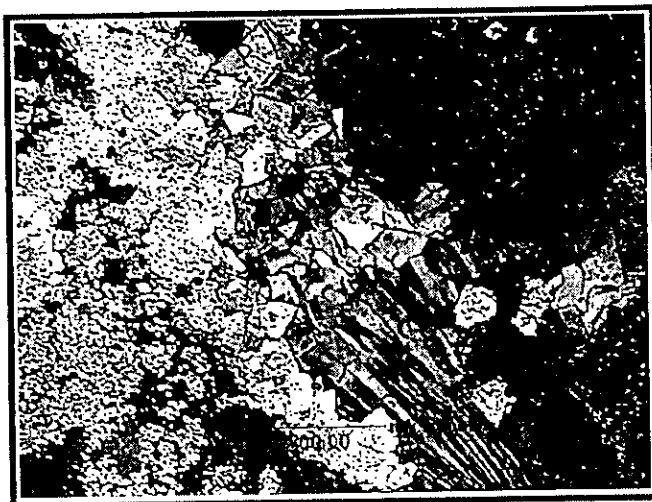


Cristal de plagioclasa en el que podemos observar algunos cristales de pirita subhedral. Muestra PM-08.



Se pueden observar algunos cristales ehuedrales de labradorita y andesina así mismo se observa un cristal subhedral de augita en una matriz de sericita y goetita-limonita. Muestra PM-09.

De derecha a izquierda encontramos primero la matriz de sericita y goetita-limonita, despues una zeolita y por último calcita que en primer lugar se encuentra de forma ehuedral sustituyendo plagioclasas y despues de forma masiva. Muestra PM-09.



Se observan algunas trazas de plagioclasas ehuedrales que han sido sustituidas hacia la derecha, en la izquierda observamos algunos cristales ehuedrales de labradorita y un cristal de celadonita que se encuentra relleno una vesicula. Muestra PM-09.

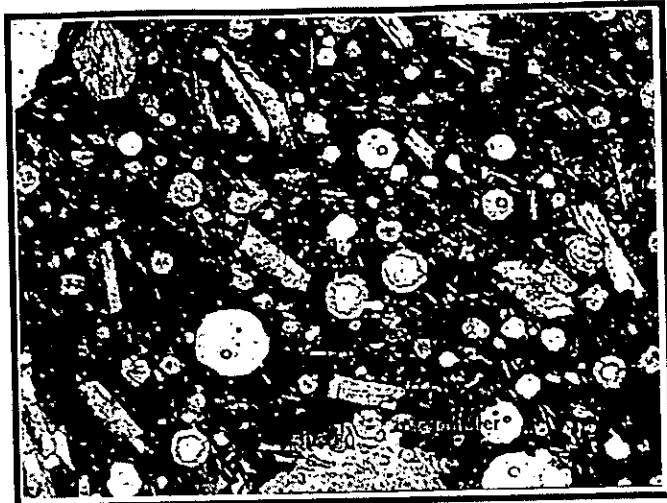


Cristales ehuedrales de labradorita rodeados por una matris de sericita y goetita-limonita. Muestra PM-10.

A la izquierda podemos observar un cristal de calcita que pasa de cristalina a presentarse en forma de bandas. se encuentra rodeada de hematita. Muestra Pm-10.

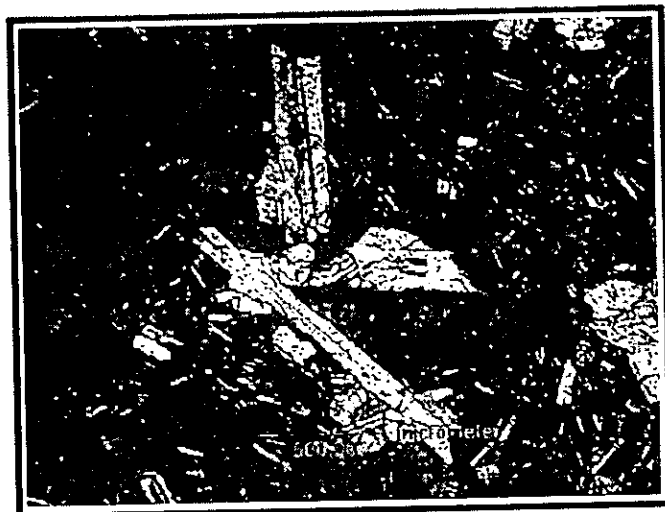


Cristales de andesina y labradorira que presentan la macla combinada de Carsbad, en una matriz de sericita, goetita-limolita y hematita en bandas. Muestra PM-10.



En esta fotografía podemos observar algunos cristales de labradorita y oligoclasa rodeados por una matriz de sericita y goetita, así mismo podemos observar vesículas que se encuentran rellenas de zeolitas. Muestra PM-11.

Cristal anhedral de olivino que se encuentra rodeado de la matriz. Muestra PM-11.

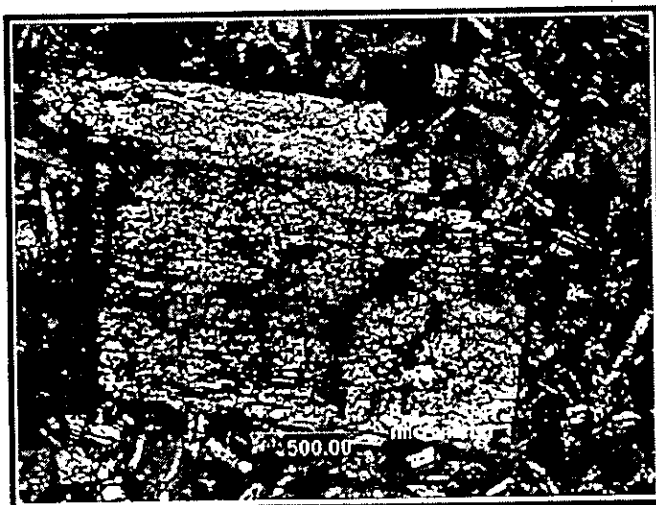


En el centro se observan cristales ehuedrales oligoclasa y labradorita, que se encuentran junto a algunos cristales subhedrales de augita y en la parte derecha el cristal de olivino. Muestra PM-11.



Cristales ehuedrales de andesina y labradorita sustituidos por sericita y hematita. Muestra PM-12.

Cristal ehuedral de calcita relleno una vesicula rodeado por hematita y una cristales de labradorita y andesina. Muestra PM-12.



Cristal ehuedral de plagioclasa parcialmente sustituido por sericita también encontramos algunos cristales ehuedrales de barita. Muestra PM-12.



Se alcanzan a observar algunos cristales de plagioclasa que han sobrevivido a el proceso de alteración que afecto a la roca, pero en general predomina la matriz de arcillas y oxidos de Fe y Mn. Muestra PM-13.

Cristal de olivino anhedral rodeado de cristales ehedrales de plagioclasa fracturados así como algunos cristales anhedrales de barita. Muestra PM-13.



Se puede observar la sustitución de los cristales ehedrales de plagioclasa por la sericita, hematita y goetita-limolita. Muestra PM-13.



Cristal ehedral de plagioclasa sustituido por calcita, a la izquierda podemos observar la matriz de sericita y goetita-limonita. Muestra PM-14

Cristal anhedral de olivino. Muestra PM- 14.

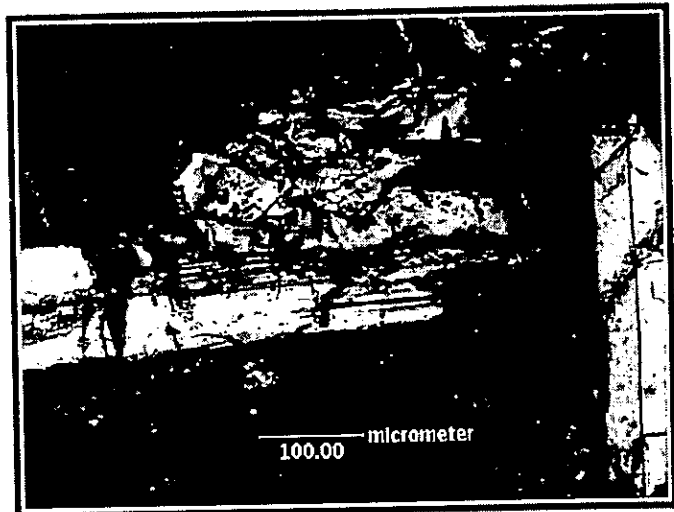


Microlito de plagioclasa de forma ehedral parcialmente sustituido por la sericita y los oxidos. Muestra PM-14.



Se observan algunos microlitos de plagioclasa sustituidos por sericita y goetita, así mismo se observan algunas vesículas. Muestra PM-15.

Cristal ehedral de andesina junto a un cristal anhedral de olivino. Muestra PM-15.



Matriz de goetita que esta afectando a los microlitos de plagioclasa, en la parte inferior izquierda de la fotografia se observa un cristal subhedral de augita. Muestra PM-15.



Sample	RMP01												Note values are rounded for display				
Oxides	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5						
wt%	49.29	1.66	17.82	4.32	5.40	0.14	5.25	8.96	3.45	0.96	0.39						
recast Fe	49.29	1.66	17.82	4.32	5.40	0.14	5.25	8.96	3.45	0.96	0.39						
recast 100	50.49	1.70	18.25	4.42	5.53	0.14	5.37	9.18	3.53	0.98	0.40						
mol.wt.	60	80	102	160	72	71	40	56	62	94	142						
mol.prop.	0.842	0.021	0.179	0.028	0.077	0.002	0.134	0.164	0.057	0.010	0.003						
Feo:Mno	0.842	0.021	0.179	0.028	0.079	0.000	0.134	0.164	0.057	0.010	0.003	Mol.Wt	Norm				
Q (S)	0.006											60	0.35	Q (S)			
or (KAS6)	0.063		0.010							0.010		556	5.79	or (KAS6)			
ab (NAS6)	0.342		0.057						0.057			524	29.85	ab (NAS6)			
an (CAS2)	0.223		0.112					0.112				278	31.02	an (CAS2)			
lc(KAS4)	0.000		0.000							0.000		436	0.00	lc(KAS4)			
ne(NAS2)	0.000		0.000						0.000			284	0.00	ne(NAS2)			
C(A)			0.000									102	0.00	C(A)			
ac(NFS4)	0.000			0.000					0.000			462	0.00	ac(NFS4)			
ns(NS)	0.000								0.000			122	0.00	ns(NS)			
Di wo(CS)	0.044							0.044				116	5.09	Di wo(CS)			
Di en(MS)	0.036						0.036					100	3.58	Di en(MS)			
Di fs(FS)	0.008				0.008							132	1.06	Di fs(FS)			
Hy en(MS)	0.099						0.099					100	9.85	Hy en(MS)			
Hy fs(FS)	0.022				0.022							132	2.90	Hy fs(FS)			
Ol fo(M2S)	0.000						0.000					140	0.00	Ol fo(M2S)			
Ol fa(F2S)	0.000				0.000							204	0.00	Ol fa(F2S)			
mt(FF)				0.028	0.028							232	6.41	mt(FF)			
he(F)				0.000								160	0.00	he(F)			
il(FT)		0.021			0.021							152	3.22	il(FT)			
ap(CP)								0.008			0.003	310	0.87	ap(CP)			
Totals	0.842	0.021	0.179	0.028	0.079		0.134	0.164	0.057	0.010	0.003		100.00				

Sample	RMP02												Note values are rounded for display				
Oxides	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5						
wt%	48.77	2.39	15.98	5.32	6.58	0.14	4.86	8.19	3.18	1.48	0.71						
recast Fe	48.77	2.39	15.98	5.32	6.58	0.14	4.86	8.19	3.18	1.48	0.71						
recast 100	49.97	2.44	16.37	5.45	6.74	0.14	4.97	8.39	3.26	1.52	0.73						
mol.wt.	60	80	102	160	72	71	40	56	62	94	142						
mol.prop.	0.833	0.031	0.161	0.034	0.094	0.002	0.124	0.150	0.053	0.016	0.005						
Feo:Mno	0.833	0.031	0.161	0.034	0.096	0.000	0.124	0.150	0.053	0.016	0.005	Mol.Wt	Norm				
Q (S)	0.038											60	2.31	Q (S)			
or (KAS6)	0.097		0.016							0.016		556	8.98	or (KAS6)			
ab (NAS6)	0.316		0.053						0.053			524	27.57	ab (NAS6)			
an (CAS2)	0.184		0.092					0.092				278	25.51	an (CAS2)			
lc(KAS4)	0.000		0.000							0.000		436	0.00	lc(KAS4)			
ne(NAS2)	0.000		0.000						0.000			284	0.00	ne(NAS2)			
C(A)			0.000									102	0.00	C(A)			
ac(NFS4)	0.000			0.000					0.000			462	0.00	ac(NFS4)			
ns(NS)	0.000								0.000			122	0.00	ns(NS)			
Di wo(CS)	0.043							0.043				116	4.95	Di wo(CS)			
Di en(MS)	0.034						0.034					100	3.42	Di en(MS)			
Di fs(FS)	0.009				0.009							132	1.13	Di fs(FS)			
Hy en(MS)	0.090						0.090					100	9.02	Hy en(MS)			
Hy fs(FS)	0.023				0.023							132	2.97	Hy fs(FS)			
Ol fo(M2S)	0.000						0.000					140	0.00	Ol fo(M2S)			
Ol fa(F2S)	0.000				0.000							204	0.00	Ol fa(F2S)			
mt(FF)				0.034	0.034							232	7.90	mt(FF)			
he(F)				0.000								160	0.00	he(F)			
il(FT)		0.031			0.031							152	4.64	il(FT)			
ap(CP)								0.015			0.005	310	1.59	ap(CP)			
Totals	0.833	0.031	0.161	0.034	0.096		0.124	0.150	0.053	0.016	0.005		100.00				

Sample	RMP03												Note values are rounded for display				
Oxides	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5						
wt%	49.85	2.43	16.11	5.10	6.58	0.17	4.21	7.13	4.18	1.70	0.74						
recast Fe	49.85	2.43	16.11	5.10	6.58	0.17	4.21	7.13	4.18	1.70	0.74						
recast 100	50.77	2.47	16.40	5.20	6.70	0.17	4.29	7.26	4.26	1.73	0.76						
mol.wt.	60	80	102	160	72	71	40	56	62	94	142						
mol.prop.	0.846	0.031	0.161	0.032	0.093	0.002	0.107	0.130	0.069	0.018	0.005						
Feo:Mno	0.846	0.031	0.161	0.032	0.095	0.000	0.107	0.130	0.069	0.018	0.005	Mol.Wt	Norm				
Q (S)	0.000											60	0.00	Q (S)			
or (KAS6)	0.110		0.018								0.018	556	10.22	or (KAS6)			
ab (NAS6)	0.412		0.069						0.069			524	35.99	ab (NAS6)			
an (CAS2)	0.147		0.074					0.074				278	20.50	an (CAS2)			
lc(KAS4)	0.000		0.000							0.000		436	0.00	lc(KAS4)			
ne(NAS2)	0.000		0.000						0.000			284	0.00	ne(NAS2)			
C(A)			0.000									102	0.00	C(A)			
ac(NFS4)	0.000			0.000					0.000			462	0.00	ac(NFS4)			
ns(NS)	0.000								0.000			122	0.00	ns(NS)			
Di wo(CS)	0.040							0.040				116	4.64	Di wo(CS)			
Di en(MS)	0.031						0.031					100	3.08	Di en(MS)			
Di fs(FS)	0.009				0.009							132	1.22	Di fs(FS)			
Hy en(MS)	0.072						0.072					100	7.19	Hy en(MS)			
Hy fs(FS)	0.022				0.022							132	2.84	Hy fs(FS)			
Ol fo(M2S)	0.002						0.004					140	0.31	Ol fo(M2S)			
Ol fa(F2S)	0.001				0.001							204	0.14	Ol fa(F2S)			
mt(FF)				0.032	0.032							232	7.54	mt(FF)			
he(F)				0.000								160	0.00	he(F)			
il(FT)		0.031			0.031							152	4.69	il(FT)			
ap(CP)								0.016			0.005	310	1.65	ap(CP)			
Totals	0.846	0.031	0.161	0.032	0.095		0.107	0.130	0.069	0.018	0.005		100.00				

Sample	RMP04												Note values are rounded for display				
Oxides	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5						
wt%	54.20	0.55	17.90	1.90	4.72	0.10	4.33	7.96	4.77	0.94	0.34						
recast Fe	54.20	0.55	17.90	1.90	4.72	0.10	4.33	7.96	4.77	0.94	0.34						
recast 100	55.47	0.56	18.31	1.94	4.83	0.10	4.43	8.14	4.88	0.97	0.35						
mol.wt.	60	80	102	160	72	71	40	56	62	94	142						
mol.prop.	0.925	0.007	0.180	0.012	0.067	0.001	0.111	0.145	0.079	0.010	0.002						
Feo:Mno	0.925	0.007	0.180	0.012	0.069	0.000	0.111	0.145	0.079	0.010	0.002	Mol.Wt	Norm				
Q (S)	0.002											60	0.11	Q (S)			
or (KAS6)	0.062		0.010							0.010		556	5.71	or (KAS6)			
ab (NAS6)	0.472		0.079						0.079			524	41.24	ab (NAS6)			
an (CAS2)	0.181		0.091					0.091				278	25.18	an (CAS2)			
lc(KAS4)	0.000		0.000							0.000		436	0.00	lc(KAS4)			
ne(NAS2)	0.000		0.000						0.000			284	0.00	ne(NAS2)			
C(A)			0.000									102	0.00	C(A)			
ac(NFS4)	0.000			0.000					0.000			462	0.00	ac(NFS4)			
ns(NS)	0.000								0.000			122	0.00	ns(NS)			
Di wo(CS)	0.047							0.047				116	5.51	Di wo(CS)			
Di en(MS)	0.033						0.033					100	3.29	Di en(MS)			
Di fs(FS)	0.015				0.015							132	1.93	Di fs(FS)			
Hy en(MS)	0.078						0.078					100	7.80	Hy en(MS)			
Hy fs(FS)	0.035				0.035							132	4.58	Hy fs(FS)			
Ol fo(M2S)	0.000						0.000					140	0.00	Ol fo(M2S)			
Ol fa(F2S)	0.000				0.000							204	0.00	Ol fa(F2S)			
mt(FF)				0.012	0.012							232	2.82	mt(FF)			
he(F)				0.000								160	0.00	he(F)			
il(FT)		0.007			0.007							152	1.07	il(FT)			
ap(CP)								0.007			0.002	310	0.76	ap(CP)			
Totals	0.925	0.007	0.180	0.012	0.069		0.111	0.145	0.079	0.010	0.002		100.00				

Sample	RMP05												Note values are rounded for display				
Oxides	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5						
wt%	47.38	1.29	19.06	3.61	6.58	0.15	6.21	8.82	2.66	0.80	0.29						
recast Fe	47.38	1.29	19.06	3.61	6.58	0.15	6.21	8.82	2.66	0.80	0.29						
recast 100	48.92	1.33	19.68	3.73	6.79	0.16	6.41	9.10	2.75	0.82	0.30						
mol.wt.	60	80	102	160	72	71	40	56	62	94	142						
mol.prop.	0.815	0.017	0.193	0.023	0.094	0.002	0.160	0.163	0.044	0.009	0.002						
Feo:Mno	0.815	0.017	0.193	0.023	0.097	0.000	0.160	0.163	0.044	0.009	0.002	Mol.Wt	Norm				
Q (S)	0.000											60	0.00	Q (S)			
or (KAS6)	0.053		0.009							0.009		556	4.87	or (KAS6)			
ab (NAS6)	0.266		0.044						0.044			524	23.23	ab (NAS6)			
an (CAS2)	0.280		0.140					0.140				278	38.88	an (CAS2)			
lc(KAS4)	0.000		0.000							0.000		436	0.00	lc(KAS4)			
ne(NAS2)	0.000		0.000							0.000		284	0.00	ne(NAS2)			
C(A)			0.000									102	0.00	C(A)			
ac(NFS4)	0.000			0.000						0.000		462	0.00	ac(NFS4)			
ns(NS)	0.000									0.000		122	0.00	ns(NS)			
Di wo(CS)	0.016							0.016				116	1.89	Di wo(CS)			
Di en(MS)	0.012						0.012					100	1.20	Di en(MS)			
Di fs(FS)	0.004				0.004							132	0.56	Di fs(FS)			
Hy en(MS)	0.124						0.124					100	12.43	Hy en(MS)			
Hy fs(FS)	0.044				0.044							132	5.79	Hy fs(FS)			
Ol fo(M2S)	0.012						0.024					140	1.68	Ol fo(M2S)			
Ol fa(F2S)	0.004				0.008							204	0.86	Ol fa(F2S)			
mt(FF)				0.023	0.023							232	5.40	mt(FF)			
he(F)				0.000								160	0.00	he(F)			
il(FT)		0.017			0.017							152	2.53	il(FT)			
ap(CP)								0.006			0.002	310	0.66	ap(CP)			
Totals	0.815	0.017	0.193	0.023	0.097		0.160	0.163	0.044	0.009	0.002		100.00				

Sample	RMP06												Note values are rounded for display				
Oxides	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5						
wt%	49.15	2.37	15.86	4.26	7.37	0.15	4.59	7.39	3.50	2.10	0.74						
recast Fe	49.15	2.37	15.86	4.26	7.37	0.15	4.59	7.39	3.50	2.10	0.74						
recast 100	50.43	2.43	16.27	4.37	7.56	0.15	4.70	7.58	3.59	2.16	0.75						
mol.wt.	60	80	102	160	72	71	40	56	62	94	142						
mol.prop.	0.841	0.030	0.160	0.027	0.105	0.002	0.118	0.135	0.058	0.023	0.005						
Feo:Mno	0.841	0.030	0.160	0.027	0.107	0.000	0.118	0.135	0.058	0.023	0.005	Mol.Wt	Norm				
Q (S)	0.000											60	0.00	Q (S)			
or (KAS6)	0.138		0.023							0.023		556	12.75	or (KAS6)			
ab (NAS6)	0.347		0.058						0.058			524	30.32	ab (NAS6)			
an (CAS2)	0.157		0.079					0.079				278	21.89	an (CAS2)			
lc(KAS4)	0.000		0.000							0.000		436	0.00	lc(KAS4)			
ne(NAS2)	0.000		0.000							0.000		284	0.00	ne(NAS2)			
C(A)			0.000									102	0.00	C(A)			
ac(NFS4)	0.000			0.000						0.000		462	0.00	ac(NFS4)			
ns(NS)	0.000									0.000		122	0.00	ns(NS)			
Di wo(CS)	0.041							0.041				116	4.71	Di wo(CS)			
Di en(MS)	0.029						0.029					100	2.86	Di en(MS)			
Di fs(FS)	0.012				0.012							132	1.59	Di fs(FS)			
Hy en(MS)	0.076						0.076					100	7.57	Hy en(MS)			
Hy fs(FS)	0.032				0.032							132	4.21	Hy fs(FS)			
Ol fo(M2S)	0.007						0.013					140	0.93	Ol fo(M2S)			
Ol fa(F2S)	0.003				0.006							204	0.57	Ol fa(F2S)			
mt(FF)				0.027	0.027							232	6.33	mt(FF)			
he(F)				0.000								160	0.00	he(F)			
il(FT)		0.030			0.030							152	4.62	il(FT)			
ap(CP)								0.016			0.005	310	1.65	ap(CP)			
Totals	0.841	0.030	0.160	0.027	0.107		0.118	0.135	0.058	0.023	0.005		100.00				

Sample	RMP07												Note values are rounded for display				
Oxides	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5						
wt%	49.10	2.38	15.94	4.63	7.07	0.15	4.42	7.33	3.43	1.96	0.74						
recast Fe	49.10	2.38	15.94	4.63	7.07	0.15	4.42	7.33	3.43	1.96	0.74						
recast 100	50.54	2.45	16.41	4.76	7.28	0.15	4.55	7.55	3.53	2.02	0.76						
mol.wt.	60	80	102	160	72	71	40	56	62	94	142						
mol.prop.	0.842	0.031	0.161	0.030	0.101	0.002	0.114	0.135	0.057	0.021	0.005						
Feo:Mno	0.842	0.031	0.161	0.030	0.103	0.000	0.114	0.135	0.057	0.021	0.005	Mol.Wt	Norm				
Q (S)	0.014											60	0.84	Q (S)			
or (KAS6)	0.129		0.021							0.021		556	11.95	or (KAS6)			
ab (NAS6)	0.342		0.057						0.057			524	29.83	ab (NAS6)			
an (CAS2)	0.165		0.082					0.082				278	22.92	an (CAS2)			
lc(KAS4)	0.000		0.000							0.000		436	0.00	lc(KAS4)			
ne(NAS2)	0.000		0.000						0.000			284	0.00	ne(NAS2)			
C(A)			0.000									102	0.00	C(A)			
ac(NFS4)	0.000			0.000					0.000			462	0.00	ac(NFS4)			
ns(NS)	0.000								0.000			122	0.00	ns(NS)			
Di wo(CS)	0.036							0.036				116	4.20	Di wo(CS)			
Di en(MS)	0.026						0.026					100	2.63	Di en(MS)			
Di fs(FS)	0.010				0.010							132	1.31	Di fs(FS)			
Hy en(MS)	0.087						0.087					100	8.75	Hy en(MS)			
Hy fs(FS)	0.033				0.033							132	4.35	Hy fs(FS)			
Ol fo(M2S)	0.000						0.000					140	0.00	Ol fo(M2S)			
Ol fa(F2S)	0.000				0.000							204	0.00	Ol fa(F2S)			
mt(FF)				0.030	0.030							232	6.90	mt(FF)			
he(F)				0.000								160	0.00	he(F)			
il(FT)		0.031			0.031							152	4.65	il(FT)			
ap(CP)								0.016			0.005	310	1.67	ap(CP)			
Totals	0.842	0.031	0.161	0.030	0.103		0.114	0.135	0.057	0.021	0.005		100.00				

Sample	RMP08												Note values are rounded for display				
Oxides	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5						
wt%	49.88	1.66	17.64	4.44	5.51	0.14	5.30	8.77	3.46	0.95	0.42						
recast Fe	49.88	1.66	17.64	4.44	5.51	0.14	5.30	8.77	3.46	0.95	0.42						
recast 100	50.81	1.69	17.97	4.53	5.61	0.14	5.40	8.94	3.52	0.96	0.42						
mol.wt.	60	80	102	160	72	71	40	56	62	94	142						
mol.prop.	0.847	0.021	0.176	0.028	0.078	0.002	0.135	0.160	0.057	0.010	0.003						
Feo:Mno	0.847	0.021	0.176	0.028	0.080	0.000	0.135	0.160	0.057	0.010	0.003	Mol.Wt	Norm				
Q (S)	0.020											60	1.17	Q (S)			
or (KAS6)	0.061		0.010							0.010		556	5.69	or (KAS6)			
ab (NAS6)	0.341		0.057						0.057			524	29.75	ab (NAS6)			
an (CAS2)	0.218		0.109					0.109				278	30.35	an (CAS2)			
lc(KAS4)	0.000		0.000							0.000		436	0.00	lc(KAS4)			
ne(NAS2)	0.000		0.000						0.000			284	0.00	ne(NAS2)			
C(A)			0.000									102	0.00	C(A)			
ac(NFS4)	0.000			0.000					0.000			462	0.00	ac(NFS4)			
ns(NS)	0.000								0.000			122	0.00	ns(NS)			
Di wo(CS)	0.041							0.041				116	4.81	Di wo(CS)			
Di en(MS)	0.034						0.034					100	3.38	Di en(MS)			
Di fs(FS)	0.008				0.008							132	1.01	Di fs(FS)			
Hy en(MS)	0.101						0.101					100	10.11	Hy en(MS)			
Hy fs(FS)	0.023				0.023							132	3.02	Hy fs(FS)			
Ol fo(M2S)	0.000						0.000					140	0.00	Ol fo(M2S)			
Ol fa(F2S)	0.000				0.000							204	0.00	Ol fa(F2S)			
mt(FF)				0.028	0.028							232	6.56	mt(FF)			
he(F)				0.000								160	0.00	he(F)			
il(FT)		0.021			0.021							152	3.22	il(FT)			
ap(CP)								0.009			0.003	310	0.92	ap(CP)			
Totals	0.847	0.021	0.176	0.028	0.080		0.135	0.160	0.057	0.010	0.003		100.00				

Sample	RMP09											Note values are rounded for display		
Oxides	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5			
wt%	47.11	1.49	15.22	5.18	2.90	0.15	5.55	5.92	6.22	1.47	0.66			
recast Fe	47.11	1.49	15.22	5.18	2.90	0.15	5.55	5.92	6.22	1.47	0.66			
recast 100	51.27	1.62	16.57	5.63	3.16	0.17	6.04	6.44	6.77	1.60	0.72			
mol.wt.	60	80	102	160	72	71	40	56	62	94	142			
mol.prop.	0.855	0.020	0.162	0.035	0.044	0.002	0.151	0.115	0.109	0.017	0.005			
Feo:Mno	0.855	0.020	0.162	0.035	0.046	0.000	0.151	0.115	0.109	0.017	0.005	Mol.Wt	Norm	
Q (S)	0.000											60	0.00	Q (S)
or (KAS6)	0.102		0.017							0.017		556	9.48	or (KAS6)
ab (NAS6)	0.436		0.073						0.073			524	38.05	ab (NAS6)
an (CAS2)	0.072		0.036					0.036				278	10.05	an (CAS2)
lc(KAS4)	0.000		0.000							0.000		436	0.00	lc(KAS4)
ne(NAS2)	0.073		0.037						0.037			284	10.41	ne(NAS2)
C(A)			0.000									102	0.00	C(A)
ac(NFS4)	0.000			0.000						0.000		462	0.00	ac(NFS4)
ns(NS)	0.000									0.000		122	0.00	ns(NS)
Di wo(CS)	0.064							0.064				116	7.38	Di wo(CS)
Di en(MS)	0.064						0.064					100	6.36	Di en(MS)
Di fs(FS)	0.000				0.000							132	0.00	Di fs(FS)
Hy en(MS)	0.000						0.000					100	0.00	Hy en(MS)
Hy fs(FS)	0.000				0.000							132	0.00	Hy fs(FS)
Ol fo(M2S)	0.044						0.087					140	6.12	Ol fo(M2S)
Ol fa(F2S)	0.000				0.000							204	0.00	Ol fa(F2S)
mt(FF)				0.026	0.026							232	6.01	mt(FF)
he(F)				0.009								160	1.48	he(F)
il(FT)		0.020			0.020							152	3.08	il(FT)
ap(CP)								0.015			0.005	310	1.58	ap(CP)
Totals	0.855	0.020	0.162	0.035	0.046		0.151	0.115	0.109	0.017	0.005		100.00	

Sample	RMP10											Note values are rounded for display		
Oxides	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5			
wt%	47.07	1.83	16.04	6.52	2.06	0.15	4.68	10.70	3.07	0.77	0.54			
recast Fe	47.07	1.83	16.04	6.52	2.06	0.15	4.68	10.70	3.07	0.77	0.54			
recast 100	50.38	1.96	17.17	6.98	2.20	0.16	5.01	11.45	3.29	0.82	0.57			
mol.wt.	60	80	102	160	72	71	40	56	62	94	142			
mol.prop.	0.840	0.025	0.168	0.044	0.031	0.002	0.125	0.204	0.053	0.009	0.004			
Feo:Mno	0.840	0.025	0.168	0.044	0.033	0.000	0.125	0.204	0.053	0.009	0.004	Mol.Wt	Norm	
Q (S)	0.045											60	2.70	Q (S)
or (KAS6)	0.053		0.009							0.009		556	4.87	or (KAS6)
ab (NAS6)	0.318		0.053						0.053			524	27.78	ab (NAS6)
an (CAS2)	0.213		0.107					0.107				278	29.62	an (CAS2)
lc(KAS4)	0.000		0.000							0.000		436	0.00	lc(KAS4)
ne(NAS2)	0.000		0.000						0.000			284	0.00	ne(NAS2)
C(A)			0.000									102	0.00	C(A)
ac(NFS4)	0.000			0.000						0.000		462	0.00	ac(NFS4)
ns(NS)	0.000									0.000		122	0.00	ns(NS)
Di wo(CS)	0.086							0.086				116	9.94	Di wo(CS)
Di en(MS)	0.086						0.086					100	8.57	Di en(MS)
Di fs(FS)	0.000				0.000							132	0.00	Di fs(FS)
Hy en(MS)	0.039						0.039					100	3.94	Hy en(MS)
Hy fs(FS)	0.000				0.000							132	0.00	Hy fs(FS)
Ol fo(M2S)	0.000						0.000					140	0.00	Ol fo(M2S)
Ol fa(F2S)	0.000				0.000							204	0.00	Ol fa(F2S)
mt(FF)				0.008	0.008							232	1.95	mt(FF)
he(F)				0.035								160	5.63	he(F)
il(FT)		0.025			0.025							152	3.73	il(FT)
ap(CP)								0.012			0.004	310	1.25	ap(CP)
Totals	0.840	0.025	0.168	0.044	0.033		0.125	0.204	0.053	0.009	0.004		100.00	

Sample	RMP11											Note values are rounded for display					
Oxides	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5				Mol. Wt	Norm	
wt%	49.10	2.04	15.48	7.18	2.06	0.21	4.88	7.21	3.33	2.89	0.87						
recast Fe	49.10	2.04	15.48	7.18	2.06	0.21	4.88	7.21	3.33	2.89	0.87						
recast 100	51.55	2.14	16.25	7.54	2.16	0.22	5.12	7.57	3.50	3.04	0.91						
mol.wt.	60	80	102	160	72	71	40	56	62	94	142						
mol.prop.	0.859	0.027	0.159	0.047	0.030	0.003	0.128	0.135	0.056	0.032	0.006						
Feo:Mno	0.859	0.027	0.159	0.047	0.033	0.000	0.128	0.135	0.056	0.032	0.006						
Q (S)	0.012											60	0.73	Q (S)			
or (KAS6)	0.194		0.032							0.032		556	17.97	or (KAS6)			
ab (NAS6)	0.338		0.056						0.056			524	29.56	ab (NAS6)			
an (CAS2)	0.141		0.071					0.071				278	19.62	an (CAS2)			
lc(KAS4)	0.000		0.000							0.000		436	0.00	lc(KAS4)			
ne(NAS2)	0.000		0.000							0.000		284	0.00	ne(NAS2)			
C(A)			0.000									102	0.00	C(A)			
ac(NFS4)	0.000			0.000						0.000		462	0.00	ac(NFS4)			
ns(NS)	0.000									0.000		122	0.00	ns(NS)			
Di wo(CS)	0.045							0.045				116	5.25	Di wo(CS)			
Di en(MS)	0.045							0.045				100	4.53	Di en(MS)			
Di fs(FS)	0.000				0.000							132	0.00	Di fs(FS)			
Hy en(MS)	0.083							0.083				100	8.28	Hy en(MS)			
Hy fs(FS)	0.000				0.000							132	0.00	Hy fs(FS)			
Ol fo(M2S)	0.000							0.000				140	0.00	Ol fo(M2S)			
Ol fa(F2S)	0.000				0.000							204	0.00	Ol fa(F2S)			
mt(FF)				0.006	0.006							232	1.48	mt(FF)			
he(F)				0.041								160	6.52	he(F)			
il(FT)		0.027			0.027							152	4.06	il(FT)			
ap(CP)								0.019			0.006	310	2.00	ap(CP)			
Totals	0.859	0.027	0.159	0.047	0.033		0.128	0.135	0.056	0.032	0.006		100.00				

Sample	RMP12											Note values are rounded for display					
Oxides	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5				Mol. Wt	Norm	
wt%	48.22	1.40	16.13	8.40	0.60	0.12	7.34	3.67	5.29	0.75	0.29						
recast Fe	48.22	1.40	16.13	8.40	0.60	0.12	7.34	3.67	5.29	0.75	0.29						
recast 100	52.29	1.52	17.49	9.11	0.65	0.13	7.95	3.98	5.74	0.82	0.32						
mol.wt.	60	80	102	160	72	71	40	56	62	94	142						
mol.prop.	0.872	0.019	0.171	0.057	0.009	0.002	0.199	0.071	0.093	0.009	0.002						
Feo:Mno	0.872	0.019	0.171	0.057	0.011	0.000	0.199	0.071	0.093	0.009	0.002						
Q (S)	0.000											60	0.00	Q (S)			
or (KAS6)	0.052		0.009							0.009		556	4.84	or (KAS6)			
ab (NAS6)	0.555		0.093						0.093			524	48.48	ab (NAS6)			
an (CAS2)	0.129		0.064					0.064				278	17.90	an (CAS2)			
lc(KAS4)	0.000		0.000							0.000		436	0.00	lc(KAS4)			
ne(NAS2)	0.000		0.000							0.000		284	0.00	ne(NAS2)			
C(A)			0.006									102	0.60	C(A)			
ac(NFS4)	0.000			0.000						0.000		462	0.00	ac(NFS4)			
ns(NS)	0.000									0.000		122	0.00	ns(NS)			
Di wo(CS)	0.000							0.000				116	0.00	Di wo(CS)			
Di en(MS)	0.000							0.000				100	0.00	Di en(MS)			
Di fs(FS)	0.000				0.000							132	0.00	Di fs(FS)			
Hy en(MS)	0.072							0.072				100	7.21	Hy en(MS)			
Hy fs(FS)	0.000				0.000							132	0.00	Hy fs(FS)			
Ol fo(M2S)	0.063							0.127				140	8.87	Ol fo(M2S)			
Ol fa(F2S)	0.000				0.000							204	0.00	Ol fa(F2S)			
mt(FF)				0.011	0.011							232	2.53	mt(FF)			
he(F)				0.046								160	7.37	he(F)			
il(FT)		0.027			0.027							152	0.00	il(FT)			
ap(CP)								0.007			0.002	310	0.69	ap(CP)			
Totals	0.872	0.027	0.171	0.057	0.038		0.199	0.071	0.093	0.009	0.002		98.49				

Sample	RMP13												Note values are rounded for display				
Oxides	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5						
wt%	48.82	2.31	15.20	10.13	1.23	0.11	4.19	8.60	3.67	0.80	0.51						
recast Fe	48.82	2.31	15.20	10.13	1.23	0.11	4.19	8.60	3.67	0.80	0.51						
recast 100	51.09	2.42	15.90	10.59	1.29	0.12	4.39	9.00	3.84	0.84	0.53						
mol.wt.	60	80	102	160	72	71	40	56	62	94	142						
mol.prop.	0.851	0.030	0.156	0.066	0.018	0.002	0.110	0.161	0.062	0.009	0.004						
Feo:Mno	0.851	0.030	0.156	0.066	0.020	0.000	0.110	0.161	0.062	0.009	0.004	Mol.Wt	Norm				
Q (S)	0.082											60	4.95	Q (S)			
or (KAS6)	0.054		0.009							0.009		556	4.96	or (KAS6)			
ab (NAS6)	0.371		0.062						0.062			524	32.41	ab (NAS6)			
an (CAS2)	0.170		0.085					0.085				278	23.66	an (CAS2)			
lc(KAS4)	0.000		0.000							0.000		436	0.00	lc(KAS4)			
ne(NAS2)	0.000		0.000						0.000			284	0.00	ne(NAS2)			
C(A)			0.000									102	0.00	C(A)			
ac(NFS4)	0.000			0.000					0.000			462	0.00	ac(NFS4)			
ns(NS)	0.000								0.000			122	0.00	ns(NS)			
Di wo(CS)	0.064							0.064				116	7.47	Di wo(CS)			
Di en(MS)	0.064						0.064					100	6.44	Di en(MS)			
Di fs(FS)	0.000				0.000							132	0.00	Di fs(FS)			
Hy en(MS)	0.045						0.045					100	4.53	Hy en(MS)			
Hy fs(FS)	0.000				0.000							132	0.00	Hy fs(FS)			
Ol fo(M2S)	0.000						0.000					140	0.00	Ol fo(M2S)			
Ol fa(F2S)	0.000				0.000							204	0.00	Ol fa(F2S)			
mt(FF)				0.020	0.020							232	4.54	mt(FF)			
he(F)				0.047								160	7.47	he(F)			
il(FT)		0.027			0.027							152	0.00	il(FT)			
ap(CP)								0.011		0.004		310	1.15	ap(CP)			
Totals	0.851	0.027	0.156	0.066	0.046		0.110	0.161	0.062	0.009	0.004		97.58				

Sample	RMP14												Note values are rounded for display				
Oxides	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5						
wt%	48.96	1.77	17.32	5.76	2.95	0.14	5.33	7.35	2.70	1.22	0.52						
recast Fe	48.96	1.77	17.32	5.76	2.95	0.14	5.33	7.35	2.70	1.22	0.52						
recast 100	52.08	1.88	18.43	6.12	3.14	0.15	5.67	7.81	2.87	1.29	0.55						
mol.wt.	60	80	102	160	72	71	40	56	62	94	142						
mol.prop.	0.868	0.023	0.181	0.038	0.044	0.002	0.142	0.140	0.046	0.014	0.004						
Feo:Mno	0.868	0.023	0.181	0.038	0.046	0.000	0.142	0.140	0.046	0.014	0.004	Mol.Wt	Norm				
Q (S)	0.118											60	7.06	Q (S)			
or (KAS6)	0.083		0.014							0.014		556	7.65	or (KAS6)			
ab (NAS6)	0.278		0.046						0.046			524	24.25	ab (NAS6)			
an (CAS2)	0.241		0.121					0.121				278	33.54	an (CAS2)			
lc(KAS4)	0.000		0.000							0.000		436	0.00	lc(KAS4)			
ne(NAS2)	0.000		0.000						0.000			284	0.00	ne(NAS2)			
C(A)			0.000									102	0.00	C(A)			
ac(NFS4)	0.000			0.000					0.000			462	0.00	ac(NFS4)			
ns(NS)	0.000								0.000			122	0.00	ns(NS)			
Di wo(CS)	0.007							0.007				116	0.84	Di wo(CS)			
Di en(MS)	0.007						0.007					100	0.72	Di en(MS)			
Di fs(FS)	0.000				0.000							132	0.00	Di fs(FS)			
Hy en(MS)	0.134						0.134					100	13.45	Hy en(MS)			
Hy fs(FS)	0.000				0.000							132	0.00	Hy fs(FS)			
Ol fo(M2S)	0.000						0.000					140	0.00	Ol fo(M2S)			
Ol fa(F2S)	0.000				0.000							204	0.00	Ol fa(F2S)			
mt(FF)				0.022	0.022							232	5.15	mt(FF)			
he(F)				0.016								160	2.57	he(F)			
il(FT)		0.023			0.023							152	3.57	il(FT)			
ap(CP)								0.012		0.004		310	1.21	ap(CP)			
Totals	0.868	0.023	0.181	0.038	0.046		0.142	0.140	0.046	0.014	0.004		100.00				

Sample	RMP15											Note values are rounded for display		
Oxides	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5			
wt%	46.12	2.55	16.16	7.98	3.34	0.19	6.31	6.83	2.92	1.46	0.96			
recast Fe	46.12	2.55	16.16	7.98	3.34	0.19	6.31	6.83	2.92	1.46	0.96			
recast 100	48.64	2.69	17.04	8.42	3.52	0.20	6.66	7.20	3.08	1.54	1.01			
mol.wt.	60	80	102	160	72	71	40	56	62	94	142			
mol.prop.	0.811	0.034	0.167	0.053	0.049	0.003	0.166	0.129	0.050	0.016	0.007			
Feo:Mno	0.811	0.034	0.167	0.053	0.052	0.000	0.166	0.129	0.050	0.016	0.007			
										Mol.Wt	Norm			
Q (S)	0.040									60	2.38	Q (S)		
or (KAS6)	0.098		0.016							556	9.13	or (KAS6)		
ab (NAS6)	0.298		0.050						0.050	524	26.02	ab (NAS6)		
an (CAS2)	0.202		0.101					0.101		278	28.08	an (CAS2)		
lc(KAS4)	0.000		0.000							436	0.00	lc(KAS4)		
ne(NAS2)	0.000		0.000							284	0.00	ne(NAS2)		
C(A)			0.000							102	0.00	C(A)		
ac(NFS4)	0.000			0.000						462	0.00	ac(NFS4)		
ns(NS)	0.000									122	0.00	ns(NS)		
Di wo(CS)	0.006							0.006		116	0.72	Di wo(CS)		
Di en(MS)	0.006							0.006		100	0.62	Di en(MS)		
Di fs(FS)	0.000				0.000					132	0.00	Di fs(FS)		
Hy en(MS)	0.160							0.160		100	16.02	Hy en(MS)		
Hy fs(FS)	0.000				0.000					132	0.00	Hy fs(FS)		
Ol fo(M2S)	0.000							0.000		140	0.00	Ol fo(M2S)		
Ol fa(F2S)	0.000				0.000					204	0.00	Ol fa(F2S)		
mt(FF)				0.018	0.018					232	4.21	mt(FF)		
he(F)				0.034						160	5.51	he(F)		
il(FT)		0.034			0.034					152	5.10	il(FT)		
ap(CP)								0.021		310	2.21	ap(CP)		
Totals	0.811	0.034	0.167	0.053	0.052		0.166	0.129	0.050	0.016	0.007	100.00		

Mineral	Simbolo
cuarzo	Q
ortoclasa	or
albita	ab
anortita	an
leucita	lc
nefelina	ne
corindón	C
acmita	ac
metasilicato de sodio	ns
diópsido wollastonita	Di wo
diópsido enstatita	Di en
diópsido ferrosilita	Di fs
hiperstena enstatita	Hy en
hiperstena ferrosilita	Hy fs
olivino forsterita	Ol fo
olivino fayalita	Ol fa
magnetita	mt
hematita	he
ilmenita	il
apatito	ap