



24 19

EVIDENCIA DE MEZCLA DE MAGMAS EN LA IGNIMBRITA
ZARAGOZA, LOS HUMEROS, PUE.

TESIS PROFESIONAL

LAURA LESLIE MARTINEZ DELAMAIN

México, D. F.

1984



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

INDICE

	PAG.
RESUMEN	
CAPITULO I INTRODUCCION	1
CAPITULO II CONSIDERACIONES ACERCA DE LA MEZCLA DE MAGMAS	4
Comportamiento interrelacionado entre magmas básicos y ácidos	4
Mezcla de magmas provocada por la erupción de una cámara magmática zonada	23
Magmas dacíticos y andesíticos-formados por la mezcla de magmas	35
Argumentos a favor y en contra de la mezcla de magmas	42
CAPITULO III LA IGNIMBRITA ZARAGOZA, LOS HUMEROS, PUE.	49
Geología del Centro Volcánico de Los Humeros, Pue.	49
La Ignimbrita Zaragoza, Los Humeros, Pue.	53
Estudio Petrográfico	58
CAPITULO IV CONCLUSIONES	83
BIBLIOGRAFIA	85

RESUMEN

En el presente trabajo se hace una recopilación de información de la hipótesis de mezcla de magmas. Se plantean diversos argumentos a favor y en contra de la hipótesis mencionada.

Del análisis de la bibliografía se obtuvo un criterio favorable para la explicación de ciertas anomalías encontradas en la zona de Los Humeros, Pue.

Por lo que respecta a datos de campo en el centro volcánico de Los Humeros, específicamente en la Ignimbrita Zaragoza, se observaron evidencias de este proceso.

La composición de la ignimbrita va de andesítica a riodacítica habiendo muestras de pómez de una sola composición y bandeadas. Al microscopio estas muestras reflejan signos de desequilibrio como son plagioclasas con inclusiones de vidrio intermedio bordeados por una matriz ácida, una textura bandeada señalada por la presencia de dos tipos de vidrio intercalados, plagioclasas con bordes difusos por reacción y cúmulos de cristales englobados en una matriz intermedia y contenidos en vidrio ácido.

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

Se han suscitado innumerables controversias desde que -- Bunsen (1851) formuló la idea de la existencia del fenómeno de mezcla de magmas para explicar las variaciones -- en composición de las rocas ígneas. A pesar de ello, -- Bowen no tomó en cuenta esa idea en sus discusiones so -- bre la asimilación. No obstante, la mezcla de magmas es otro tipo de contaminación que a veces resulta tan impor -- tante como la asimilación de material cristalino (Yoder, 1979).

Es notorio que aún cuando todavía no se tenía una expli -- cación clara sobre el origen de las composiciones extre -- mas, ácida y básica, de las rocas ígneas, ya se estaba -- pensando en la influencia de la mezcla de magmas sobre -- la transición entre los extremos mencionados (Walker, et al., 1979).

La posibilidad de la mezcla de magmas fue marginada cuan -- do se hizo patente que las variaciones tanto en composi -- ción como en mineralogía, en sucesiones continuas, (por -- ejemplo la del basalto-riolita) eran muy complejas como -- para ser explicadas en términos de mezclas de un número -- determinado de componentes magmáticos finales. El recha -- zo del concepto de la mezcla de magmas trajo como conse -- cuencia el auge de la cristalización fraccionada para ex -- plicar las complejidades de la evolución magmática (Walker, et al., op. cit.). Sin embargo, con el desarrollo actual de la Petrología, sobre todo en su relación con la tectó -- nica de placas, ha vuelto a surgir la hipótesis de la --

mezcla de magmas como proceso viable para explicar lo que por medio de la cristalización fraccionada no ha sido posible resolver.

Para ello, se han propuesto varios modelos que contribuyen al esclarecimiento de estas dudas y que son los propuestos por: Eichelberger (1978) que dice que la fusión en el manto produce magma basáltico y la fusión en la corteza, magma riolítico, los cuales, dependiendo del ambiente tectónico imperante en la región, producirán magma basáltico, riolítico e intermedio. Este último formado a partir de la mezcla de los dos primeros.

Eichelberger y Gooley (1977), también remarcan la importancia del magma basáltico en el inicio y desarrollo de un magma silíceo de grandes proporciones, relacionando el tipo de magma final a la actividad tectónica.

Huppert y Sparks (1980), basándose en sistemas con densidades diferentes, proponen la convección como medio generador de magmas intermedios.

Smith (1979), apoyándose en observaciones de campo afirma la existencia de mezcla de magmas.

Hildreth (1981), dice que el magma basáltico es la fuente esencial para la generación de cualquier sistema subvolcánico ya que proporcionará la masa y energía que fundirán la corteza, la cual a su vez generará magma riolítico.

Hay otro tipo de contribuciones que son los modelos propuestos por Sparks et al. (1977) y Blake (1981) en los que los autores se aventuran a proponer modelos de cámaras magmáticas en las que se genera la mezcla de magmas ya sea por una fuerte convección en el primer caso o provocada por una erupción en el segundo.

La hipótesis de la mezcla de magmas, como generadora de rocas de composiciones intermedias, sigue causando controversias por lo que existen argumentos válidos tanto a favor como en contra de ella.

En el presente trabajo se toma como válida la existencia de la mezcla de magmas y se ha utilizado para explicar rasgos encontrados en la Ignimbrita Zaragoza, tales como inclusiones de vidrio básico en cristales rodeados por una matriz ácida, el "bandeamiento" en pómez de diferentes composiciones, zoneamiento concéntrico de material criptocristalino (materiales pesados y vidrio) en cristales de plagioclasas, etc.

CAPITULO II

CONSIDERACIONES ACERCA DE LA MEZCLA DE MAGMAS

COMPORTAMIENTO INTERRELACIONADO ENTRE MAGMAS BASICOS Y ACIDOS

Se han formulado varias hipótesis para explicar la evolución del magma, desde su ascenso a partir del manto hasta su concentración final, en donde se llevarán a cabo los diferentes procesos inherentes a su nueva condición.

Según Hildreth (1981) casi todos los sistemas magmáticos son "fundamentalmente basálticos" ya que como ese autor supone, los magmas basálticos derivados del manto aportan calor y masa a los sistemas de la corteza (cuya composición es muy variada) afectando su estado y composición originales. Se tiene así que la interacción, entre la fusión de la corteza y las intrusiones basálticas provenientes del manto, concentra y amplifica las anomalías magmáticas, modifica el vulcanismo basáltico, genera y alimenta cámaras magmáticas de la corteza y algunas veces culmina en diapirismo de gran magnitud.

Hay varios modelos propuestos para explicar la relación entre magmas básicos y ácidos. Uno de los más sencillos es el sugerido por Eichelberger (1978) el cual explica la génesis de la asociación basalto-andesita-dacita-riolita tanto en dorsales oceánicas como en las zonas de subducción (Fig. 1). Según este modelo un magma basáltico, proveniente del manto, asciende a través de la corteza para emplazarse a diferentes niveles de la misma, ya sea en forma de diques o diquestratos que causan la fusión parcial -

de esa corteza. El líquido riolítico generado por este -- proceso se concentrará a diferentes niveles en la corteza -- involucrada para formar cuerpos plutónicos que ascenderán -- lentamente.

Lo anterior da lugar a una mezcla por medio de una convec -- ción rápida antes de que culmine la cristalización o de -- que alcancen la superficie. De este modelo se deduce que -- el vulcanismo basáltico es el causante del desarrollo del -- magma riolítico, el cual impide la continuación del movi -- miento ascendente de aquél. Asimismo el modelo explica la -- generación de rocas intermedias, a partir de la mezcla, en -- diversas proporciones, de los magmas primarios, proporción -- que dependerá del régimen tectónico presente (Fig. 1).

Por otra parte, Yoder (1973), propuso que la riolita y el -- basalto pueden ser generados por un aumento gradual de la -- temperatura pero con fusión parcial discontinua de un do -- minio del manto y "sin formación de líquidos intermedios". -- No obstante, los estudios realizados en centros volcánicos -- demuestran lo contrario, ya que las riolitas son siempre -- un producto subordinado y sucesor del magma máfico y nunca -- su predecesor. No es posible dar una explicación congruen -- te para justificar que cualquier magma riolítico pueda as -- cender a la superficie desde el manto sin sufrir cristali -- zación o severa hibridización. En otras palabras, cual -- quier líquido segregado de una fuente peridotítica debería -- estar en equilibrio con el olivino forsterítico residual y -- hasta los tiempos actuales no se ha encontrado esta rela -- ción. Esta conclusión invalida así la posible derivación -- de la riolita a partir del manto (Hildreth, op. cit.).

Por su lado, Eichelberger y Gooley (1977) sostienen que el -- magma basáltico desempeña un papel muy importante tanto --

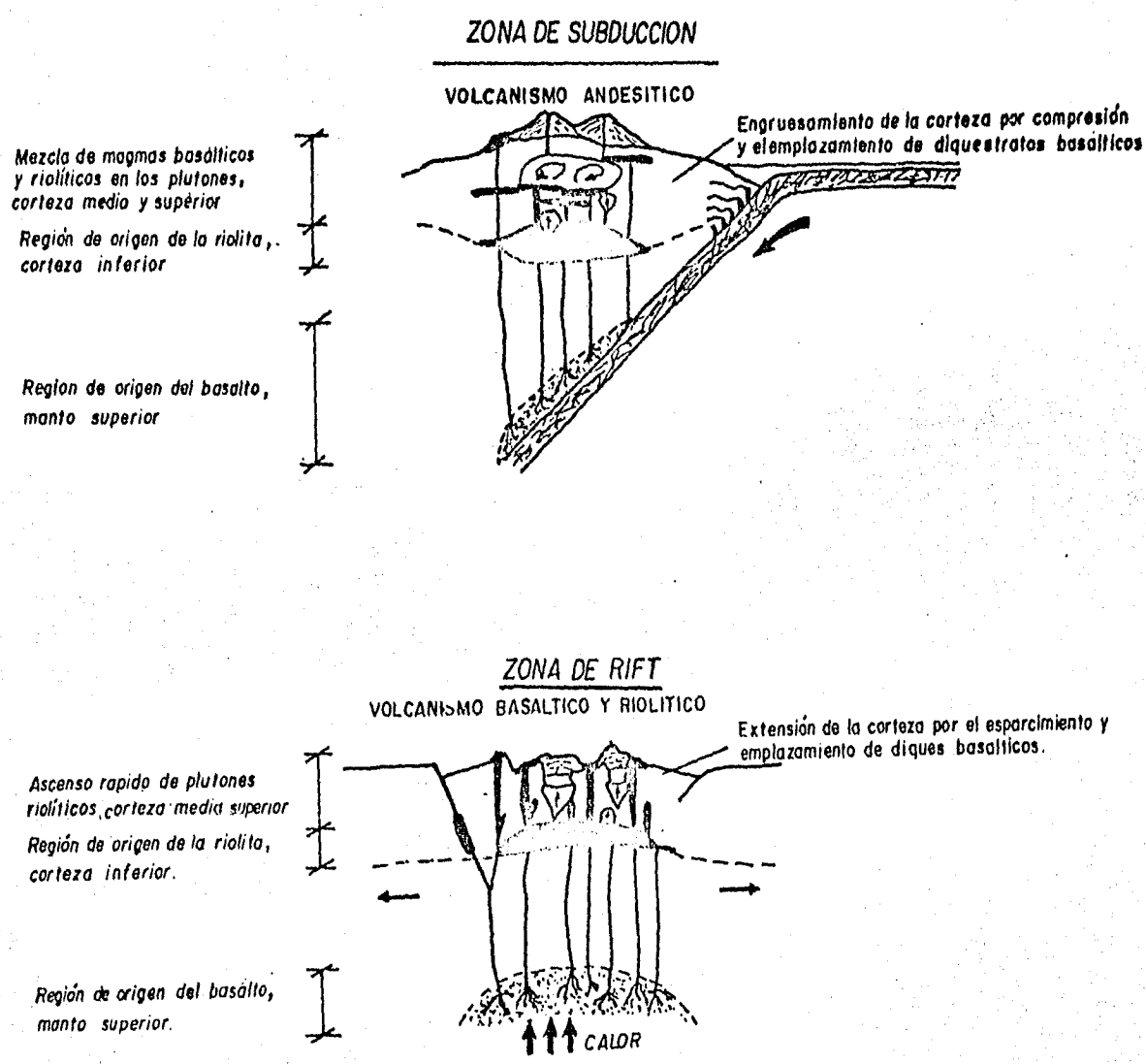


Fig. 1 Modelo que explica la génesis de la asociación basalto-andesita-riolita, aplicado a vulcanismo en zonas de subducción y dorsales oceánicas. En ambos casos, la fusión en el manto produce magma basáltico y la fusión en la corteza genera magma riolítico. En las zonas de subducción y en la superficie predominan las lavas intermedias, debido a la mezcla de magmas basáltico y riolítico en la corteza media a superior. En dorsales oceánicas, un medio ambiente de extensión permite el ascenso rápido de los plutones riolíticos; tanto el magma basáltico como el riolítico llegan a la superficie habiendo experimentado poca mezcla.

Los dos casos representan un proceso similar de la corteza debido al calor recibido del manto, excepto por las diferencias en cantidades.

El componente riolítico involucrado es mayor si la corteza tiene un carácter más continental.
 FUENTE: Eichelberger, 1978.

en el inicio como en el desarrollo de un sistema magmático silíceo de grandes proporciones y apoya su modelo lo siguiente:

- Existen conductos basálticos contemporáneos que bordean los centros volcánicos silíceos.
- Se tienen modelos térmicos que explican la formación de los cuerpos magmáticos silíceos, mismos que sugieren -- que debe haber un aporte continuo de calor para mantenerse en la parte superior de la corteza.
- La presencia de bordes de enfriamiento súbito en los cúmulos ("clots") máficos connatos y en los xenolitos, comunes en las granodioritas y andesitas. Esos bordes representan magma basáltico enfriado rápidamente dentro de cámaras magmáticas silíceas activas.

De acuerdo con lo anterior, dichos autores proponen que el magma basáltico del manto superior es el que proporciona el calor necesario para la generación del material riolítico en la corteza inferior y que el cuerpo magmático riolítico resultante seguirá recibiendo inyecciones de magma basáltico ascendente a través de la corteza. Este modelo implica que el desarrollo de un sistema silíceo depende de la intensidad del volcanismo basáltico. Asimismo, la propensión que tenga la corteza inferior para generar los productos finales intermedios, va a depender de la proporción de la mezcla entre los magmas basálticos y riolíticos. Por otro lado, la influencia del ambiente tectónico es un factor importante en la determinación del tiempo que permanecerán las cámaras silíceas en la corteza, ya que a mayor tiempo de permanencia se logrará un mayor grado de homogeneización (Fig. 2).

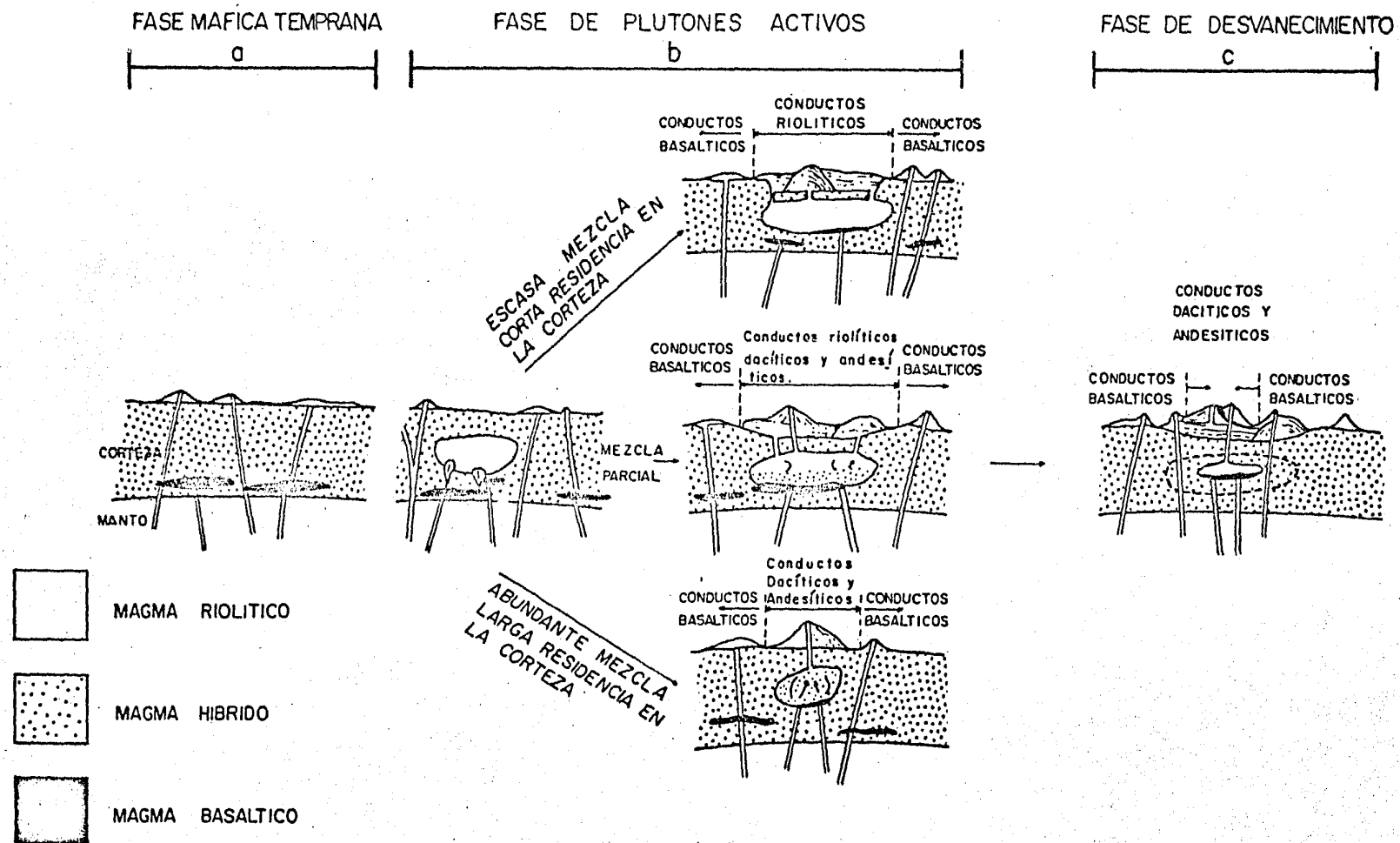


Fig. 2 Modelo que explica la evolución de complejos ígneos silícicos.

a) El basalto del manto superior calienta la corteza. b) Fusión parcial en la corteza inferior produce líquido riolítico que se une para formar diapiros y ascender. En una región extremadamente fallada en bloques (arriba) los diapiros alcanzan rápidamente la corteza superior, produciéndose escasa mezcla de magmas. En áreas donde no hay un régimen tectónico de tensión (abajo), la mezcla de magmas es abundante. El caso del centro es intermedio, es decir, donde la mezcla de magmas se presenta, pero también riolita sin mezclar llega a la superficie. En centros volcánicos las cámaras magmáticas de gran tamaño están composicionalmente zonadas. La actividad puede cesar con la erupción o con el emplazamiento de cuerpos silícicos si el flujo basáltico decrece. c) Si la riolita no es reabastecida debido al vaciado de la cámara de la corteza inferior, pero la actividad basáltica continúa, el magma que quede en la cámara se volverá más máfico y conductos basálticos bordearán el centro silícico.

FUENTE: Eichelberger y Gooley, 1977.

Huppert y Sparks (1980) también proponen un modelo que se apoya en un sistema de dos capas, una ultrabásica en la base y una basáltica que la sobreyace y que tiene las siguientes características: el líquido ultrabásico no se mezcla inmediatamente con el líquido basáltico*, sino que se extiende en el piso de la cámara, formando una capa independiente (Fig. 3). Entre esta capa y el magma suprayacente se formará una zona colindante, en principio no turbulenta, a través de la cual habrá una transferencia de masa por medio del proceso de difusión molecular. De este modo se --

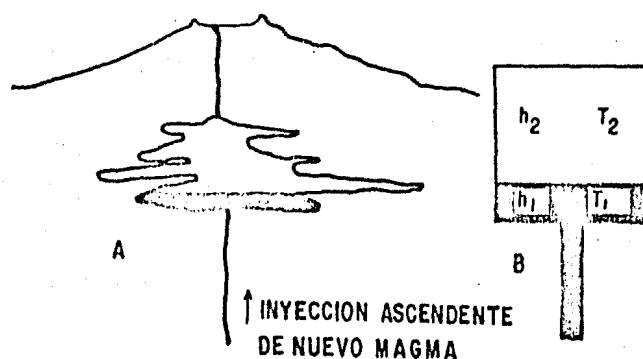


Fig. 3 a) Cámara magmática bajo un volcán. b) Modelo simplificado de la cámara.

h_n = Profundidad de la capa n

T_n = Temperatura de la capa n

FUENTE: Huppert y Sparks, 1980.

iniciará un importante movimiento de convección entre ambas capas, el cual será más rápido que la velocidad de pérdida de calor en dirección de la roca encajonante. La convección continuará pero su composición seguirá siendo diferente debido a la baja propagación de masa comparada con la propagación de la energía. Las temperaturas de las capas,

* También esto sucede siempre y cuando haya dos magmas con densidades contrastantes.

como funciones del tiempo y de sus velocidades de enfriamiento, dependen de sus viscosidades, sus propiedades térmicas, la diferencia de densidades entre capas y sus espesores. Por ejemplo, las capas de líquido ultrabásico, -- con un contenido de 18% de MgO y de unas decenas de metros de espesor, en la base de una cámara magmática basáltica, -- que contenga 10% de MgO y varios kilómetros de espesor, -- tendrán una temperatura casi idéntica cuando transcurra un período variable de meses a unos cuantos años. Durante este tiempo las velocidades de las corrientes de convección, en la capa ultrabásica, son mucho mayores que las velocidades de asentamiento de los cristales de olivino, formados durante el enfriamiento de esa capa. Este asentamiento -- tendrá lugar después de que las dos capas antes mencionadas alcancen su equilibrio térmico. En esta etapa el líquido basáltico residual se segrega mientras que los olivinos se sedimentan en la capa inferior. Dependiendo de su densidad, el líquido liberado se puede mezclar por convección con el basalto suprayacente o puede continuar como -- otra capa separada.

La inyección ascendente de nuevo magma ultrabásico proporciona energía térmica adicional a la cámara, prolongando sustancialmente su vida (Usselman y Hodge, 1978); además, puede modificar notablemente el fraccionamiento químico de una cámara magmática (O'Hara, 1977) y constituir un mecanismo para que la erupción tenga lugar en la superficie -- (Brown, 1956; Sparks, et al., 1977; Smith, 1979).

Con el modelo antes descrito se sugiere que el nuevo magma no se mezcla inmediatamente con el magma preexistente, sino que forma un "estrato" en la base de la cámara, constituyendo un sistema de dos capas. Al detenerse este magma-

ascendente en cámaras magmáticas someras tienen lugar procesos normales de cristalización fraccionada, los cuales - son interrumpidos periódicamente por la introducción en la cámara de ciertas cantidades del magma primitivo (Walker - et al., 1979) dando como resultado alternancias en la composición de los magmas que hacen erupción (Luhr y Carmichael, 1980).

Otra hipótesis sugerida es la que Smith (1979) estableció, basándose en el estudio de numerosos centros volcánicos -- productores de flujos piroclásticos en los que observó -- ciertas características que se cumplen en todos ellos y -- que son las siguientes:

- Las cámaras tienden a presentar un zoneamiento en composición, volviéndose más máficos a profundidad.
- Las porciones de la cámara magmática que han hecho erupción varían en composición desde uniformemente riolíticas - hasta riolitas con desequilibrios mineralógicos muy notables.
- Los sistemas volcánicos de volúmenes pequeños, tienden a mostrar contrastes en composición, más marcados que los sistemas de volúmenes mayores.
- La presencia de pómez bandeada o abigarrada indica la mezcla de magmas de diferente composición.
- Los ciclos sucesivos de flujos piroclásticos de la misma fuente tienden a volverse más máficos, en composición promedio, que los flujos que los precedieron.
- Independientemente de la composición inicial, el volumen de una cámara magmática debe controlar la profundidad de localización de los magmas máficos sucesivos en el trans -

curso de, y posteriormente a, la diferenciación.

Estas características en conjunto constituyen un modelo de comportamiento de una cámara magmática, el cual queda explicado de manera sencilla en la Fig. 4, en donde se tiene una cámara magmática zonada en la que se forma en la porción superior del sistema un cuerpo de magma derivado*. Este magma derivado en su parte superior estará más fraccionado y en su porción inferior se mezclará con el magma primitivo formando magmas de composiciones intermedias entre-ambos:

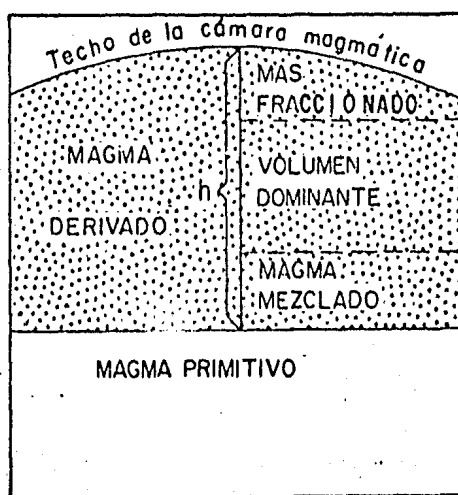


Fig. 4 Modelo de una cámara magmática
FUENTE: Smith, 1979

El mismo autor señala que su modelo resulta simplista, ya que es sumamente difícil crear un patrón al que se ajusten todas las situaciones, pero como él mismo asegura: "Si acaso hubiera un esquema general al que se ajustara la mayo--

*A partir de la fusión de la corteza a causa de pulsaciones de magma primitivo.

ría de los sistemas, tendría que ser uno en el que se siguieran los conceptos expresados en la Fig. 4".

Hildreth (op. cit.) propone cinco mecanismos para la generación del magma riolítico, los cuales pueden actuar en forma independiente o combinada, y que son los siguientes:

1. Cristalización y diferenciación a partir de un magma menos silíceo.
2. Ascenso de capas limítrofes flotantes ("Buoyant boundary-layers").
3. Refusión de precursores ígneos ("Igneous forerunners").
4. Extracción de material riolítico por fusión parcial de rocas corticales más antiguas.
5. Separación de un líquido silíceo a partir de diapíros parcialmente fundidos.

El primero de esos mecanismos se refiere a la existencia de riolitas provenientes de magmas dacíticos asociados con los que formaban una secuencia, composicional y físicamente, continua. Tal evolución se realizó en parte por cristalización fraccionada previa a la erupción.

Hildreth se apoya en estudios de cristalización y diferenciación realizados por Wrigth y Okamura (1977) en lagos de lava toleítica de los volcanes de Hawaii en donde, aunque se determinó que el líquido residual final era extraordinariamente rico en K y Ti, daba como resultado una riolita rica en sílice. El autor concluye que si determinados mecanismos como los fracturamientos por tensión o de otro tipo son capaces de permitir la salida y/o reunión de tales líquidos en las fases postreras de la consolidación de los cuerpos magmáticos basálticos en la corteza superficial, -

dichos procesos pueden contribuir a la producción de algunas asociaciones volcánicas bimodales en las que la riolita sería un miembro bastante subordinado.

El segundo mecanismo denominado "ascenso de capas límite-fes flotantes" se refiere a que el ascenso por convección, de un magma intermedio a lo largo de las paredes de las cámaras magmáticas, puede generar algunas riolitas en su parte superior y promover su diferenciación interna subsecuente (Fig. 5). De este modo se obtendrían magmas dacíticos-que más tarde se fraccionarían a riolitas, en parte por el mecanismo No. 1. Los mejores ejemplos son las dacitas que presentan discontinuidades en composición con andesitas -- asociadas con las que existen evidencias de que hicieron erupción al mismo tiempo.

El tercer mecanismo señala que el incremento en las velocidades de intrusión, acompañadas o no, por el almacenamiento de magma máfico pueden promover la refusión de rocas ígneas anteriores, ya sean intrusivas o extrusivas, dentro de una columna volcánica de gran espesor. Este mecanismo puede tener una importancia especial en aquellas partes de las columnas volcánicas con mayor susceptibilidad a la refusión parcial debido a la hidratación y alteración hidrotermal. Sin embargo, la mayoría de las rocas ígneas y meta-ígneas máficas o intermedias son bastante cálcicas para que este mecanismo funcione, por lo que sería difícil que se formaran líquidos típicamente riolíticos exclusivamente por fusión parcial de dichas rocas, debido a su alto contenido en calcio (Helz, 1976). Por tanto, para que se generen verdaderas riolitas por este proceso (o por el siguiente) sería necesario tal vez que la fusión parcial silícica se reforzara por el fraccionamiento de las plagioclasas o-

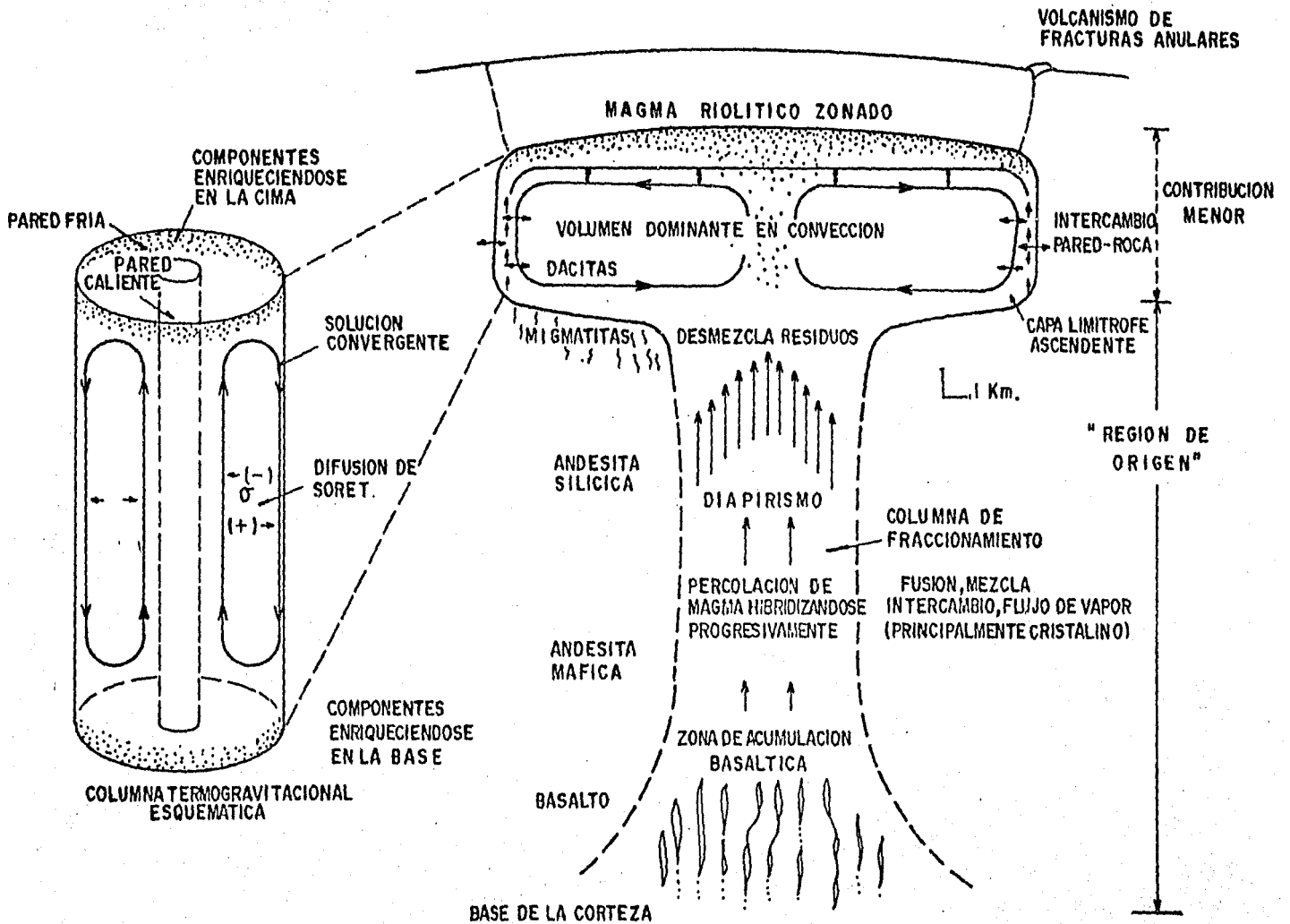


Fig. 5 Modelo dinámico de un sistema magmático maduro y de gran magnitud,

Las fases tempranas del vulcanismo intermedio a básico no están descritas en la figura (ver Fig.6). En donde la corteza se calienta progresivamente culmina con un diapirismo cortical a gran escala y con la segregación, hacia arriba, del líquido que produjo una cámara magmática silícica somera. Después de que la mitad de la cámara se vuelve líquida, debe sufrir convección incrementando la acción del fraccionamiento por la difusión de Soret cuando convergen las capas limitrofes (flechas de dos puntas) en una analogía parcial con el principio de cascada de las columnas termogravitacionales. La zona casi estancada del techo de la cámara se estabiliza por medio de un gradiente de concentración de volátiles; éste crece progresivamente en volumen a expensas de un magma en convección mejor mezclado, y se somete a un transporte difusor interno así como a un intercambio continuo en su alrededor. Las zonas punteadas representan zonas enriquecidas en el techo de la cámara y a ambos extremos de la columna termogravitacional, en donde el enriquecimiento por experimentos puede ser enorme. Los volúmenes y composiciones tanto de los precursores máficos como de

alguna fase cálcica.

Este mecanismo bien puede ser parte de un proceso múltiple en donde cada inyección basáltica provoca la refusión parcial progresiva de miembros más evolucionados de una asociación mineralógica compleja y profunda. El proceso múltiple alterna posiblemente con intervalos de reposo; durante estos intervalos, la cristalización parcial o completa puede dar productos de diferenciación que varían de intermedios a silícicos. En sistemas de mayor duración, abastecidos por cantidades variables y moderadas de magmas basálticos, puede llevarse a cabo un fraccionamiento dentro de una red de diques y productos irregulares sin necesidad de

los plutones silícicos a intermedios se cree pueden ser determinados por medio del flujo basáltico de las zonas de fusión en el manto y -- por el espesor, la composición del estado de esfuerzo de la litósfera (Shaw, 1980). Estos deben ser los factores más importantes que -- controlan las velocidades de percolación ascendente de magma primitivo, las relaciones de intrusión/extrusión y la distribución a profundidad del emplazamiento de magma máfico en la litósfera. Estas variables a su debido tiempo deben influir en: (1) la escala, el grado y la velocidad de calentamiento y fusión parcial de la corteza; (2) el grado hasta el cual la respuesta de la corteza está dominada por el diapirismo o por la propagación en extensión de los diques y; (3) el área de contacto integrado al tiempo de residencia disponible para la reacción de fusión, hibridismo y fraccionamiento de vapor-cristales--líquido, para modificar los magmas primitivos que intrusionan la corteza. La compleja y prolongada interacción contemplada dura más que la historia eruptiva de cualquier centro volcánico; aproximadamente -- de 10^6 a 10^7 años para un sistema grande. El tipo de magma silícico--que hasta lo último puede unirse (o separarse) para formar un plutón--grande en la parte superior de la corteza, dependerá de una manera -- crítica de la historia térmica y del estado de esfuerzo de la "columna de fraccionamiento" en la litósfera debajo de él. La influencia de la corteza superior debe generalmente ser pequeña, aunque a veces influye cuando su composición es extrema. Obsérvese que la "fuente" de magma que forma al final cualquier cámara de alto nivel, consiste en contribuciones desde el manto y desde muchos niveles de la corteza, -- en proporciones desconocidas pero variables.

FUENTE: Hildreth, 1981.

hacer intervenir grandes cámaras magmáticas. Los productos de la erupción de tal sistema pueden evolucionar con el tiempo desde máficos o intermedios hasta una serie predominantemente bimodal que incluye porciones silíceas de partes del sistema que han sido emplazadas, fraccionadas y además solidificadas previamente.

La mayoría de las observaciones anteriores se aplican también a los dos mecanismos subsecuentes para la separación de las riolitas, aquí la diferencia entre fusión parcial de los antecesores ígneos y de las rocas corticales antiguas es sólo cuestión de semántica, y puede haber muy pocas dudas de que ambos procesos estén involucrados en la generación de magmas silíceos en sistemas corticales de larga duración. La refusión parcial de las rocas intrusivas anteriores es común, quizá, a todos los grandes sistemas cuyo crecimiento puede aumentar aún más debido a la aportación de líquidos riolíticos provenientes de cuerpos más máficos de mayor profundidad.

En el cuarto mecanismo, referente a la extracción de material riolítico por fusión parcial de rocas corticales más antiguas, se estipula que en las zonas sujetas a esfuerzos de tensión se favorece el fracturamiento de las rocas de la corteza, fundidas parcialmente por la intrusión de magma basáltico, lo que podría permitir la salida de líquidos riolíticos en cuerpos tabulares. Al mismo tiempo, dichos esfuerzos de tensión suprimirán la hibridización, el transporte de los residuos y la fusión a gran escala. La propagación de diques hacia la superficie produciría grupos de domos silíceos, cuya unión antes de alcanzar ésta pudiera producir cámaras magmáticas predominantemente riolíticas de cualquier tamaño (inclusive tan grandes como la de Yellowstone). De cualquier modo, la mayor parte de

los sistemas magmáticos sometidos a esfuerzos de tensión - aparentemente son bimodales, ya sea que produzcan o no magmas de composición intermedia. Se piensa que este es uno de los mecanismos principales en la formación de riolitas continentales a cualquier escala y, en principio, se le puede comparar con el quinto mecanismo (Fig. 6).

El mecanismo considerado en quinto lugar, se basa en lo siguiente: La segregación progresiva de la fracción líquida durante su ascenso, proveniente de diapiros corticales parcialmente fundidos, de composición cercana a la intermedia, puede dar lugar a un espectro completo de magmas (ejemplificados por los batolitos cordilleranos). También se piensa que la causa fundamental del diapirismo es la inyección basáltica proveniente del manto en la corteza, pero se diferencia del mecanismo anterior en que el basalto no asciende sino que se acumula por lo general a mayor profundidad. Parece ser que se requiere un intervalo amplio de precalentamiento de la corteza (típicamente de más de 10^6 años) para producir suficiente fusión parcial para que comience la movilización a escala batolítica. La expresión superficial de este precalentamiento es un campo volcánico andesítico-dacítico (productos prematuros intermedios) y el emplazamiento de troncos restringidos de gabro y diorita (predecesores máficos). En la última etapa, la zona de la corteza sujeta a inyección se vuelve diapírica (Fig. 6) y durante su lento ascenso, se segregan progresivamente líquidos que van desde granodioríticos hasta alaskíticos, a partir de los residuos refractarios (éste es el modelo restítico modificado).

En el modelo "restítico" original de White y Chappell (1977) se genera un magma cada vez más silíceo por separación del líquido de su residuo cristalino durante el ascenso --

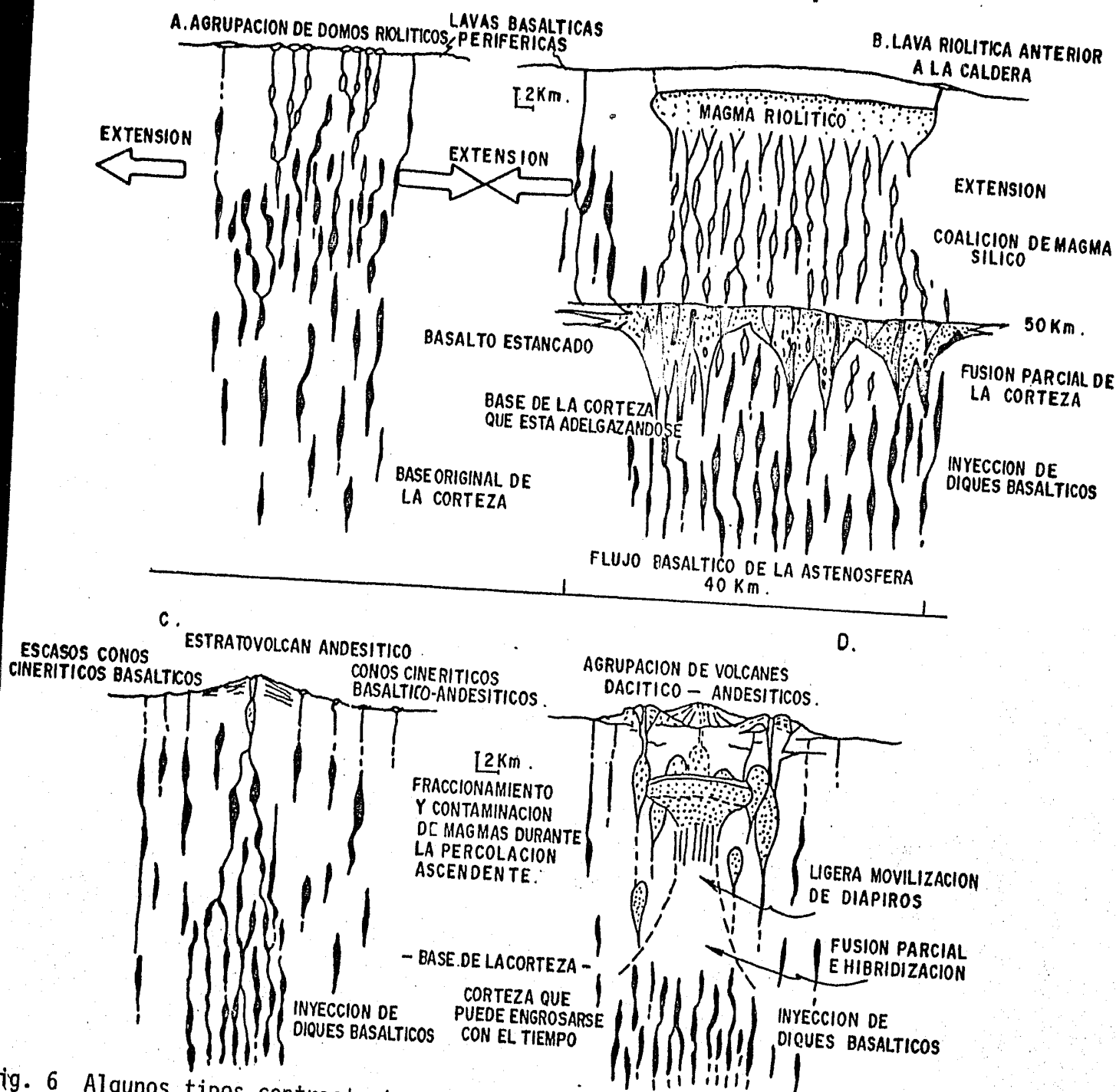


Fig. 6 Algunos tipos contrastantes de magmatismo litosférico

El par de dibujos en la parte superior representa magmatismo riolítico basáltico bajo condiciones de tensión favorecidas por una extensión -- cortical. (A) Poco aporte de energía; (B) Gran aporte de energía, en una etapa avanzada. Las regiones sombreadas indican suficiente fusión parcial de las rocas de la corteza, como para permitir la separación -- de magmas riolíticos en forma de cuerpos abombados en la parte superior y angostos en su parte inferior (gash veins) y diques. Los dibujos

diapirítico; Hildreth (1981) añade que las temperaturas de fusión en la corteza se alcanzan y mantienen exclusivamente por la intrusión y cristalización de magma máfico.

Los cinco mecanismos anteriores no necesitan ser exclusivos. De hecho, los magmas silícicos mencionados proporcionan amplias evidencias de que la unión de cámaras magmáticas silícicas voluminosas, ya sea afectadas principalmente por el cuarto mecanismo (esfuerzos tensionales) o por el quinto (basado en el ascenso de diapiros), por lo general se ve continuada por una cristalización fraccionada a altos niveles, acompañada o no, por un fraccionamiento termodifusor en las capas limítrofes.

Como se ha visto a lo largo de la presentación de los modelos anteriores, en cada uno de ellos está implícita la importancia del régimen tectónico para favorecer o inhibir el desarrollo de magmas riolíticos y la hibridización. Por ejemplo, los centros volcánicos bimodales (sin mezclar) - tienden a localizarse en terrenos muy fallados. Aquellos centros en los que se presenta todo el espectro de composi

jos en la parte inferior representan dos etapas posibles en el desarrollo de sistemas volcánicos en donde la tectónica de tensión, en caso de haberla, está subordinada y es somera; (C) Etapa temprana; (D) Etapa intermedia. La etapa avanzada corresponde a la Fig.5. Este modelo se aplica a arcos de islas, arcos de márgenes continentales y sistemas en el interior de los continentes que producen abundantes magmas intermedios. Los cuatro dibujos están idealizados y no se refieren a algún sistema en particular. Los modelos son independientes del modo o lugar de la generación del magma basáltico, pero se cree que el basalto provee la energía necesaria para, virtualmente, cualquier magmatismo. El espectro de energía, la velocidad de percolación de los magmas y el flujo de volátiles a partir del manto, todos de acuerdo con el estado de tensión, historia térmica y estructura en cuanto a composición de la litósfera, deben controlar la química del último magma en coalición de los depósitos someros.

FUENTE: Hildreth, 1981.

ciones se encuentran en áreas de fallamiento mayor, mientras que los centros intermedios se sitúan cerca de zonas en donde el fallamiento es escaso (Eichelberger y Gooley, op.cit.). Christiansen y Lipman (1972) han demostrado que el cambio de composiciones de intermedia a bimodal tiene lugar cuando empieza el fallamiento en bloques. Lo anterior sugiere que el régimen tectónico que produce fallamiento normal en cierta forma, inhibe la mezcla (Eichelberger y Gooley, op. cit.).

Eichelberger y Gooley (op.cit.) señalan además que la influencia del ambiente tectónico con respecto al tiempo de permanencia de las cámaras silícicas en la corteza controla el grado de homogeneización del sistema. Entre más larga sea la trayectoria del magma a través de la columna volcánica, mayor será la oportunidad de contaminación - - - (Eichelberger, 1974) por lo que hay una estrecha relación entre el espesor de la columna volcánica y la presencia de mezcla de magmas; por ejemplo en aquellas áreas como las del rift continental en donde el volcanismo migra (Elders y otros, 1972, en Eichelberger, 1974), la columna es delgada y los flujos de lava tienden a ser más bien bimodales.

En resumen, los parámetros ambientales, tanto en la corteza continental como en la oceánica y bajo regímenes tectónicos compresivos o de tensión tienen como resultado cuatro categorías en las que se determinan las principales características de la actividad ígnea silícica (Eichelberger, 1978):

- La corteza continental bajo un régimen tectónico compresivo produce un gran componente riolítico y una gran cantidad de mezcla de magmas (P. ej. Los Andes).
- La corteza continental bajo un régimen tectónico de ten

sión produce un componente riolítico muy grande y poca mezcla. (Esto se debe a que en esos ambientes los diapiros de riolita ascienden más rápidamente hacia la corteza superior o hacia la superficie en donde cristalizan o hacen erupción, antes de que pueda llevarse a cabo -- una mezcla completa con el magma basáltico (Eichelberger y Gooley, op. cit.). (P. ej. el rift del este de África)

- La corteza oceánica y un régimen tectónico de tensión producen un componente riolítico pequeño y poca mezcla de magmas. (P. ej. Islandia).
- La corteza oceánica y un régimen tectónico compresivo dan lugar a un componente riolítico pequeño y un gran volumen de mezcla. (P. ej. Tonga).

De esta breve recopilación se puede concluir que el magma-riolítico y el desarrollo de las cámaras magmáticas dependen completamente del flujo ascendente del magma basáltico aparte de la masa y energía del mismo y que en función del tiempo que los sistemas residan en la corteza (régimen tectónico) habrá posibilidades de que la cámara evolucione -- llegando a ser un sistema bimodal o hasta polimodal, es decir, convirtiéndose en cámaras magmáticas zonadas.

MEZCLA DE MAGMAS PROVOCADA POR LA ERUPCIÓN DE UNA CÁMARA MAGMÁTICA ZONADA

La naturaleza físico-química de los mecanismos que operan dentro de una cámara magmática se refleja en el magma generado. La petrografía realizada en las rocas enfriadas rápidamente expone evidencias muy importantes de las condiciones prevalecientes antes de la erupción (Blake, 1981).-- Asimismo, las rocas producidas heredan, hasta cierto punto, gradientes químico o mineralógicos que prevalecen en la cámara (Smith, 1979).

De acuerdo con Hildreth (op. cit.), todas las cámaras magmáticas, al menos cuando son capaces de hacer erupción, -- presentan un zoneamiento en su composición y, de este modo, todos los procesos que desencadena la diferenciación o mezcla se relacionan a cámaras magmáticas zonadas durante la vida volcánica del sistema, siendo por lo general el -- magma más fraccionado el primero en hacer erupción, mientras que el más máfico es el último (Smith, op. cit.).

Las erupciones que producen flujos de ceniza, sobre todo -- aquellas formadoras de calderas, constituyen la muestra -- instantánea más amplia en un sistema magmático (Smith, op. cit), lo cual es una evidencia muy valiosa que apoya a diferentes ideas y modelos.

Sparks et al. (op. cit.) sugirieron un modelo para explicar cómo la mezcla de magmas podría provocar una erupción -- y se resume a continuación. Después se explicará el modelo de Blake (op. cit.) que propone lo contrario, es decir -- que la mezcla se llevará a cabo cuando haya erupción.

El primer autor y sus colaboradores basan su modelo en que

un magma ácido, emplazado en la corteza superior, es un cuerpo de movimiento y enfriamiento lentos, cuyas condiciones físicas, tales como la temperatura y presión de gas, cambiarán gradualmente conforme prosiguen la cristalización y la pérdida de calor por conducción. Esto sucede durante períodos de hasta 10^3 y 10^5 años. Los cambios en las propiedades físicas serán pequeños y los gradientes de temperatura también, así como las velocidades de cambio lentas. Las intrusiones de magma básico hacia la base de una cámara ácida alterarán drásticamente esta situación y producirán un sistema inestable y en desequilibrio.

Diversos estudios han mostrado que el magma básico al introducirse en el magma a menudo da lugar a acumulaciones en forma de almohada de varios decímetros a metros de diámetro. El contraste de temperaturas entre ambos magmas es muy notable por lo que la generación de esas acumulaciones conduce a un aumento en la velocidad de transferencia de calor.

Un magma básico que se fragmenta en unidades de varios decímetros a metros de diámetro, se equilibra térmicamente con su alrededor en períodos medibles en horas o días. De este modo, el magma ácido sería supercalentado en forma substancial, con extrema rapidez.

En consecuencia, la mezcla de magmas conduce a una convección vigorosa en el magma ácido, el cual, al sobrecalentarse en la base de la cámara se vuelve menos denso que el magma más frío que se encuentra encima. De acuerdo con cálculos realizados por Blake y colaboradores (1956) las velocidades de ascenso varían entre 3.5 m/día a 3000 m/día. Estos cálculos sugieren que la mezcla de mag

mas produciría una agitación vigorosa y rápida del magma ácido en períodos de unos cuantos días a semanas, agitación que sería aún más rápida si la convección es turbulenta.

La probabilidad que se provoque una erupción aumenta en gran medida por la mezcla y la convección magmática, ya que el magma ácido se moviliza y asciende desde la base de la cámara.

Los cálculos realizados por Sparks et al. (op. cit.) indican que esto tiene lugar en una forma tan rápida que el magma se encuentra completamente fuera de equilibrio con respecto a su alrededor. Rice y Eichelberger (1976) calculan que un cuerpo de magma riolítico necesita estar sólo a 10 m de profundidad para que sufra convección con velocidades del orden de 1 cm/seg para masas riolíticas de 1 Km. Si el magma está saturado con volátiles, en la base de la cámara, se sobresaturará a medida que va ascendiendo, provocando un incremento rápido de la presión del gas. Un aumento de la temperatura en el magma ácido reduce la solubilidad de gases tales como el vapor de agua, constituyendo de este modo otro mecanismo independiente para la sobresaturación del magma. El incremento de volumen debido a la intrusión del magma básico provocará el aumento de la presión del magma ácido en las paredes de la cámara, pudiéndose formar fracturas susceptibles de constituir un camino de ascenso para el magma ácido.

Al mismo tiempo que el magma ácido sufre un sobrecalentamiento, el magma básico se enfría rápidamente pudiendo presentarse algo de cristalización, que provoca la exsolución y transferencia de volátiles del magma básico al ácido. El calentamiento del magma ácido reduce su viscosi-

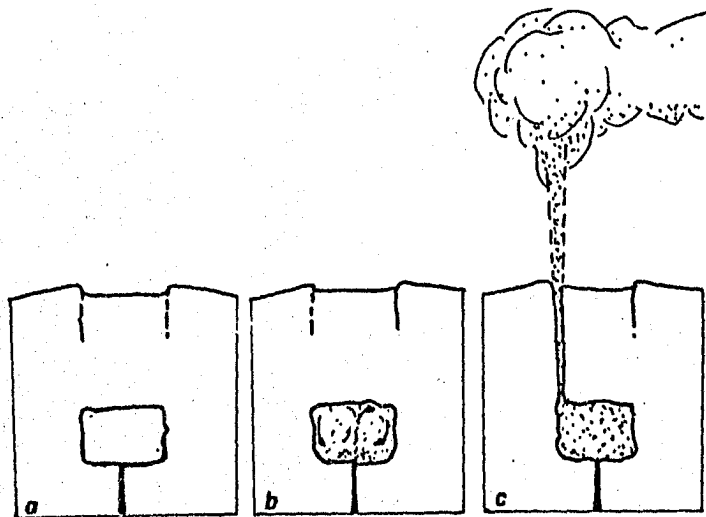
dad y su ascenso a través de las fracturas, bajo cierto -- gradiente de presión constante, se volverá más rápido y -- la convección más intensa conforme la viscosidad baja -- (Fig. 7).

La convección provocada por la mezcla hace que haya inclusiones pequeñas de magma básico en el magma ácido, distribuyéndose muy bien en toda la cámara, lo que explica la -- erupción simultánea de tefra riolítica con cantidades menores de tefra basáltica, que se supone están mezcladas -- desde el comienzo hasta el fin de la erupción (Fig. 7b).-- En este último caso el nivel del magma remanente habrá -- descendido hasta la base de la cámara en donde el tamaño de las unidades basálticas es mayor. Es posible que gran cantidad del magma basáltico nunca haga erupción debido a su alta densidad.

La inyección de magma básico y la vesiculación del magma-ácido provocarán un incremento notable en la presión que -- ejerce este último en las paredes de la cámara, Sparks et al (op. cit.) creen que este incremento de presión, con -- frecuencia, es suficiente para fracturar el edificio vol--cánico provocando una erupción explosiva. Además, los -- productos del volcanismo basáltico no presentan una variación significativa en composición durante la erupción, lo cual indica que provienen de una cámara magmática bien diferenciada, posiblemente debido a fuertes corrientes convectivas. Sin embargo, en el volcanismo silíceo explosivo existen cambios químicos y mineralógicos continuos y--sistemáticos dentro de secciones verticales en capas de--flujos piroclásticos, los cuales son un fuerte argumento--para asegurar que la erupción provino de una sola cámara--magnética zonada (Blake, op. cit.) lo que hace parecer ló

gico que la mezcla de magmas, evidente en muchos de estos sistemas, tenga lugar en una sola cámara y no sea el resultado de un complejo sistema de cámaras interconectadas (Smith, op. cit.).

Mucho se ha dicho acerca de la posición superficial de los productos volcánicos, inversa a su correspondiente en la cámara magmática, estableciendo así una posición de los productos magmáticos antes de haber hecho erupción. Sin embargo, para obtener una mejor apreciación sobre la evolución de las cámaras magmáticas silíceas en función de su variación en composición y de sus productos de erupción debe hacerse una relación entre las muestras de mag-



7 Modelo esquemático que representa el mecanismo del disparo explosivo de erupciones por mezcla de magmas.

a) El magma básico se introduce en la base del magma ácido. (b) Se forman almohadillas y el sobrecalentamiento del magma ácido provoca una fuerte convección y vesiculación. (c) La combinación de la intrusión del material básico y la vesiculación dan como resultado un incremento en la presión del sistema magmático sobre las paredes confinantes. Se forman fracturas en la parte superior del magma y se dispara una erupción.

FUENTE: Sparks et al., 1977.

ma arrojadas y su posición dentro de la cámara antes de -- hacer erupción, (Blake, op. cit.) teniendo en cuenta que -- se pueden alcanzar al mismo tiempo diferentes zonas de la -- cámara (Smith, op. cit.). Por consiguiente, hay que com -- prender el patrón de remoción del magma. Los flujos de -- convección ascendente seguidos de un fluido que se escapa -- de una cámara, cuya parte superior es más o menos plana, -- hacia un conducto cilíndrico, da lugar a que hagan erup -- ción simultánea los magmas de localidades muy separadas, -- tanto vertical como horizontalmente, de dicha cámara - - - (Blake, op. cit.).

Para saber de que parte de la cámara procede el magma du -- rante una erupción, hay que conocer la trayectoria seguida -- por el magma cuando éste fluyó desde la cámara hacia el -- conducto volcánico alimentador (Blake, op. cit.). Para -- ello Weissberg (1962) propone que el líquido se aproxima -- hacia el orificio en todas direcciones y no sólo por deba --ajo de él, comportándose así, como un líquido newtoniano. -- El campo de flujo estará compuesto por líneas de corriente -- hiperbólicas a lo largo de las cuales el magma fluirá ha --cia la salida. (Fig. 8).

Para distancias que resultan grandes con respecto al radio -- del conducto de salida, el flujo tendrá sólo una componen --te radial de velocidad, representada por la siguiente - - -- ecuación:

$$r = \sqrt[3]{\frac{9Q}{2}} t \cos^{2/3} \theta \quad (1)$$

en donde:

- r y θ : Coordenadas radial y angular (Fig.8b)
- Q: Relación de flujo-volumen
- t: Tiempo

Esta ecuación sirve para definir la posición original del último magma que hizo erupción, para un volumen conocido de magma extravasado.

Si se considera una cámara magmática de techo plano, que consta de N capas o zonas, cada una con espesor R_n (Fig.9), se tiene que el magma se removería conforme avanza la erupción a través de un conducto de sección circular, siguiendo un patrón en forma de envolventes (Fig. 9). Cada envolvente contendrá magma de muy variadas composiciones tanto vertical como horizontalmente, de acuerdo con el número de

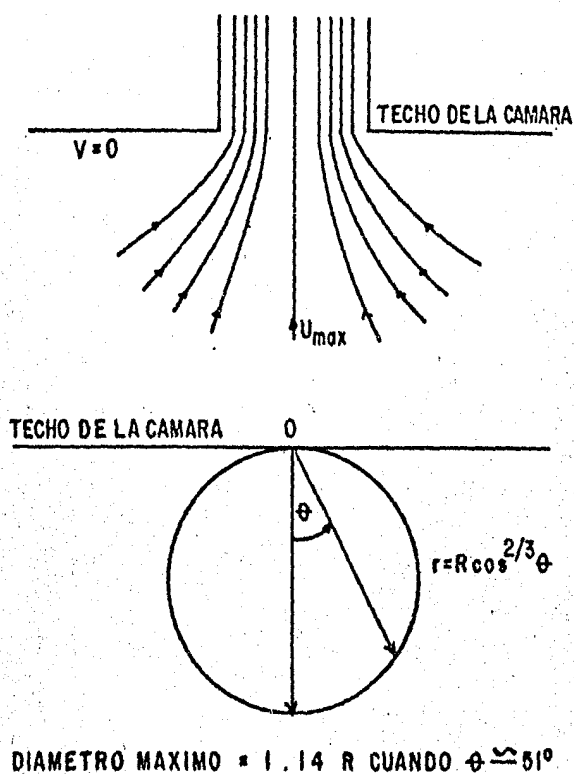


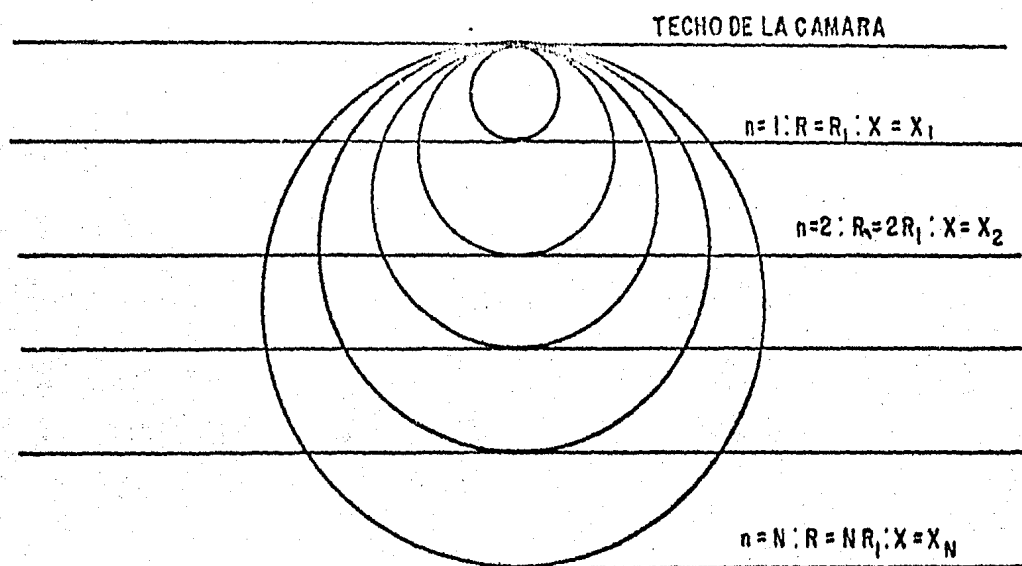
Fig. 8 (a) Patrón de líneas de corriente convergentes desarrollado en un depósito de techo plano para un fluido que drena a través de un tubo o de una ranura. (b) Localización de puntos en el sistema coordenado polar cilíndrico (r, θ) descrito por la ecuación (1) con velocidades radiales tales que por medio del patrón del flujo convergente es establece que todos los puntos llegan al orificio concurrentemente.

FUENTE: Blake (1981)

zonas existentes, ya que abarcará varias zonas a la vez. Obviamente la composición global de una envolvente en particular dependerá de la cantidad de magma que reciba de cada zona y además de la composición de cada una de las mismas.

Blake (op. cit.) establece que el espesor R debe ser mayor que el radio del conducto (P. ej. 100 m para conductos silícicos) para evitar que domine la velocidad angular en la región de entrada de material, ya que se invalidaría la suposición de la existencia de flujo sólo a lo largo de líneas radiales.

Este autor reconoce que su método tiene limitaciones, ya que existen muchos problemas en la obtención de datos. Si sólo se pudiera recopilar suficiente información confia-



Cámara magmática zonada hipotética

Cada zona se representa por una capa horizontal de espesor R , y se caracteriza por un parámetro composicional X dependiente de la profundidad. Una familia de líneas se superpone definiendo las posiciones originales de las porciones que serán removidas simultáneamente de la cámara. Las líneas dibujadas (que representan superficies simétricas en tres dimensiones) sólo señalan un cierto número de zonas, facilitando el cálculo de la proporción volumétrica de una capa en particular en una envolvente limitada por dos de las líneas ilustradas (superficies).

FUENTE: Blake (1981)

ble que relacionara los cambios de volumen de magma acumulado proveniente de la erupción, entonces sería posible - atreverse a reconstruir la relación de composición-profundidad en la cámara antes de la erupción.

Por otra parte, la suposición de un cuerpo magmático de techo plano, es justificable porque se apoya tanto en relaciones de campo de muchos plutones expuestos y de la relación de éstos con las rocas encajonantes como también - en determinaciones geofísicas (Blake, op. cit.).

Otra limitante es el no haber tomado en cuenta las variaciones en la viscosidad, parámetro que se espera varíe -- conforme varían las zonas en cuanto a composición y temperatura dentro de la cámara magmática, razón por la cual - se vería cuestionada la confiabilidad del método cuando - se tratara de ejemplos geológicos reales. Una limitante más es que el patrón de flujo no funciona si la cámara es estrecha.

Cuando se presentan situaciones como la asociada al colapso de una caldera, donde varios conductos se alimentan de la misma cámara magmática, entonces es más simple el patrón de flujo que el del modelo propuesto, como ya lo había sugerido Smith (op. cit.).

Blake (op.cit.) concluye que la facilidad con que un magma ascendente, formado por una combinación de muestras de magma tomadas de diferentes zonas dentro de la cámara, - llevará al mismo, a una condición homogénea (o de hibridación) lo cual será el resultado del comportamiento del flujo a través del conducto volcánico.

El flujo laminar suprimirá la mezcla mecánica mientras -- que el flujo turbulento la promovería tendiendo a produ -

cir un magma de composición híbrida que generalmente no se rã representativo del magma original, debido a lo explicado anteriormente. Según Blake (op. cit.) no es factible - la posibilidad de que la convección turbulenta genere mezclas de magmas por la inyección de magma basáltico caliente en la base de la cámara inmediatamente antes de la erupción como lo sugieren Sparks et al. (op. cit.).

La variación vertical continua y constante de la composición es un argumento en contra de la eficacia de un modelo de emplazamiento turbulento o de una importante clasificación mecánica, implicando que las asociaciones con pómez - mezcladas son una consecuencia de la extrusión simultánea de magmas fraccionados de composiciones diferentes.

A medida que la erupción va alcanzando zonas cada vez más profundas de una cámara magmática con zoneamiento vertical, se llevaron a cabo extrusiones simultáneas de un número cada vez mayor de magmas de diferentes composiciones, dando lugar a una mayor complejidad y riqueza de las asociaciones de fenocristales presentes en el producto obtenido.

La evidencia de que durante los intervalos de actividad la mayoría de las cámaras magmáticas cercanas a la superficie reciben magma nuevo de modo intermitente es muy amplia; la mayoría de este nuevo magma es probablemente máfico o cuando menos más máfico que el extraído de la parte superior del sistema. Por tanto, muchas cámaras tienen zonas ricas en fenocristales en su porción superior que están cubiertas por magma pobre en fenocristales. La zona superior de magma pobre en fenocristales es de baja temperatura y rica en volátiles, mientras que la zona inferior de magma pobre en fenocristales es un líquido primitivo de alta temperatura, un magma mezclado, una capa recalentada de magma anti-

guo o las tres posibilidades a la vez (Smith, op. cit.).

Las cámaras riolíticas estratificadas estables que no permiten la convección libre no dejan que se lleve a cabo la mezcla o hibridización, propiciando que una capa de magma basáltico se acumule en la base de la cámara. La aparición repentina de pómez con líneas basálticas en las últimas etapas de ciertas erupciones piroclásticas y la igualmente repentina aparición de dos tipos de magma (McDonald y Katsura, 1965, Smith, 1979) es la consecuencia del alcance de una capa de magma máfico situada a profundidad dentro de la cámara magmática durante la erupción. Los grandes volúmenes de estas capas indican que la capa basal estaba cubierta por varios kilómetros de magma silícico. Por otro lado, los grandes volúmenes de capas de flujo piroclástico, carentes de encape de pómez mezclada, sugieren a su vez la ausencia de una capa basal de magma basáltico o de un espesor considerable de material riolítico que evitaría que se alcanzaran las zonas inferiores de la cámara. Tanto las mediciones geotérmicas como las evidencias geológicas señalan la existencia de sólo una capa tal de magma basáltico caliente atrapado por su alta densidad en la base de cuerpos riolíticos, lo que se ha interpretado como una parte integral de sistemas magmáticos silícicos activos residentes en la corteza superior (Anderson, 1976; Eichelberger y Gooley, 1977; Smith, 1979; Hildreth, 1981).

Una vez que la erupción haya empezado a alcanzar dicha capa basal, es de esperarse que ocurra un cambio importante en el patrón de flujo dentro de la cámara debido a la viscosidad bastante más baja del magma basáltico o andesítico. El magma máfico fluirá más rápido que el silícico, destruyendo la forma plana descrita en la Fig. 8b y no cumpliendo la ecuación (1). Como resultado, el material de la ca-

pa inferior se verá expuesto un período mayor a lo esperado en un sistema estrictamente de dos capas. De hecho, se puede pensar en una secuencia de productos de erupción que se inicia con un magma silícico (posiblemente zonado) que cambia respectivamente a un magma mezclado al cual se incorpora más magma básico inicialmente con cantidades aproximadamente iguales, y que se vuelve cada vez más rico en el componente básico hasta que sólo se produce magma basáltico. Wright y Walker (1977) describieron un excelente -- ejemplo de este patrón en la Ignimbrita Acatlán en el cerro El Chino, Mex., en donde hacia la parte superior de la secuencia la pómez riolítica se abre paso hacia una estrecha zona de pómez de composición riolítica/andesítica mezclada que a su vez pasa a un horizonte superior de pómez andesíticas exclusivamente.

Existen grandes evidencias de que se ha llevado a cabo una mezcla mecánica de magmas distintos (ya sea de modo químico, físico o ambos) durante la erupción de magmas silícicos (Blake, op. cit.). Esto apoya el argumento de que dentro de un depósito de magmas, a medida que tiene lugar la erupción es inevitable que se acarreen muestras de magma -- en un intervalo de posiciones verticales y horizontales -- más amplio (hacia 5 Km en las erupciones más voluminosas). Por tanto, es necesario muestrear químicamente las erupciones zonadas a una escala lo más pequeña posible (pómez individuales) para estar seguros de que las composiciones -- examinadas no han sido modificadas por la incorporación de magma de otros sitios de la secuencia anterior a la erupción (Blake, op. cit.).

MAGMAS DACITICOS Y ANDESITICOS FORMADOS POR LA MEZCLA DE MAGMAS

El origen de las dacitas y andesitas como producto de la mezcla de magmas es motivo de controversia, ya que por medio de esta teoría no se han podido explicar todos los rasgos que en ellas aparecen, sin embargo, a veces parece ser la hipótesis más factible. Uno de los defensores más vehementes de esta teoría, aunque con frecuencia peca de extremista, es Eichelberger, por lo que se iniciará el tema con la explicación que ese autor propone desde 1974. Los argumentos de Eichelberger están basados en las siguientes observaciones:

- La abundancia de flujos de lava bandeados y abigarrados.
- La variación continua de la composición global dentro de los centros volcánicos individuales.
- La similitud de los valores de las relaciones Sr^{87}/Sr^{86} en lavas diferentes dentro de los centros volcánicos individuales.
- La existencia de la asociación bimodal de las rocas ígneas.
- La asociación universal de andesitas con basaltos, dacitas y algunas veces riolitas y la tendencia de los conos andesíticos a mostrar vulcanismo basáltico en sus flancos.
- La abundancia relativa de lavas intermedias correlacionables con el espesor de la columna volcánica, en centros volcánicos en donde se presentan lavas silíceas.
- La frecuencia de lavas intermedias con fenocristales en desequilibrio consigo mismos y con el líquido y que son-

incoherentes con la composición global de la roca, pero semejantes a los fenocristales de los basaltos y riolitas asociados.

- La omnipresencia de abundantes fragmentos basálticos de grano fino incluidos en dacitas y rocas plutónicas de composición equivalente. El contenido de inclusiones se correlaciona con la abundancia de fases máficas.

Para establecer su modelo, Eichelberger supone que, debido a la existencia de la asociación basalto-riolita y a la distribución bimodal en las composiciones de las rocas ígneas (Turner y Verhoogen, 1960), tanto el basalto como la riolita se derivan de magmas primarios procedentes del manto, apoyándose sobre todo en los valores de Sr^{87}/Sr^{86} de muchos de estos materiales (Peterman y otros, 1970). Como producto de la variación continua en composición de la asociación basalto-andesita-dacita-riolita, los magmas primarios postulados serían las únicas inyecciones, provenientes del manto, en rocas de la corteza relacionadas a este volcanismo y las rocas intermedias se formarían por la mezcla de los miembros extremos. Sin embargo, Millhollen (1975) opina que no todas las rocas intermedias son formadas por el proceso ya mencionado como se explicará más adelante. La mezcla debe involucrar la contaminación del magma con rocas previamente formadas a partir de dicho magma. Ya que las rocas volcánicas contienen fenocristales y matriz y el magma fenocristales y líquido, los híbridos resultantes, son una mezcla compleja de cristales, líquido y matriz provenientes de los magmas primarios.

Al iniciarse el volcanismo, los magmas riolíticos y basálticos ascienden a través de la corteza sin contaminación y hacen erupción en la superficie constituyendo el principio

de la columna volcánica. Conforme la columna se engruesa, se incrementa la oportunidad para que haya contaminación y aparezcan las lavas intermedias. El magma basáltico se encuentra con el riolítico en la columna, disuelve el vidrio de la lava y reacciona con los fenocristales. El resultado es una andesita basáltica o una andesita. Si tanto el magma como el contaminante son ricos en fenocristales y no se llega al equilibrio, el híbrido contendrá fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa cálcica a partir del basalto junto con plagioclasa sódica, sanidino y cuarzo de la riolita. Durante la contaminación se pueden presentar nuevas fases, tales como la augita o plagioclasas intermedias con anillos o bordes de reacción o pueden presentarse como fenocristales reabsorbidos o también como cristales separados. Cuando no hay una erupción violenta, el magma híbrido da lugar a flujos que varían en viscosidad e inclusive constituyen domos, dependiendo de la cantidad asimilada de riolita. Cuando el magma riolítico ascendente se encuentra con la lava basáltica, el resultado es más bien una mezcla mecánica que una asimilación química. En respuesta al calor, el vidrio del basalto se reblandece y empieza un proceso de fusión parcial y cristalización. Cuando los fragmentos de basalto son englobados por un magma riolítico y empiezan a girar debido a los gradientes de velocidad (la relación de cambio de la velocidad con respecto a la distancia normal a la dirección de flujo) la matriz se desintegra, esparciendo -- bandas de estos fragmentos a través del magma. Los fenocristales del basalto se convierten en fenocristales del híbrido y la matriz del basalto contribuye a la matriz -- del híbrido. El líquido riolítico se satura rápidamente con los componentes del vidrio basáltico y se empiezan a

formar los nuevos fenocristales. Estos pueden ser plagioclasas intermedias, hiperstena, hornblenda o biotita y pueden mostrar zoneamiento inverso a medida que progresa la contaminación. Ya que el proceso es mecánico, muchos fragmentos de basalto permanecen intactos. El resultado es una dacita o andesita silícica con fragmentos incluidos. Si ambos magmas originales son ricos en fenocristales, la asociación de fenocristales asociados será similar a la del basalto contaminado con riolita. Los fenocristales del basalto tienden a agruparse constituyendo pequeños xenolitos con la mayor parte de la matriz reemplazada. Cuando dichos híbridos hacen erupción sin violencia forman flujos muy gruesos o domos, ya que están constituidos por cristales suspendidos en el líquido riolítico.

Conforme la columna continúa engrosándose, los magmas ascendentes riolítico y basáltico ya no se encontrarán sólo con lavas riolíticas y basálticas sino también con andesitas y dacitas. Entonces la mezcla será múltiple, involucrando híbridos ya formados y residentes en la columna volcánica.

La concentración de la actividad riolítica expresada a través de domos, flujos y cenizas dentro de un campo de volcanismo basáltico, constituye un sitio propicio para la generación de andesitas y desarrollo de un cono importante. El magma basáltico que asciende por el conducto central de dicho cono tiene el tiempo suficiente para contaminarse y hacer erupción en el cráter como andesita. El basalto que se desvía del cono principal y hace erupción en su cono parásito a una elevación menor, permanecerá sin contaminarse formando erupciones basálticas en los flancos. El resultado por lo común es un cono ande-

sítico en desarrollo, intrusionado por domos dacíticos -- (riolita contaminada) vecinos y flanqueado por corrientes de basalto.

La evidencia de hibridización desaparece en un magma andesítico contaminado que se enfría lentamente bajo la superficie o que no hace erupción inmediatamente después de la contaminación.

Para terminar, Eichelberger (1974) señala que los grandes conos andesíticos de las zonas de subducción pueden deberse a la actividad intracortical prolongada, que da lugar a una columna volcánica gruesa con el desarrollo consiguiente de andesitas.

Millhollen (1975) comenta, critica y rebate el modelo de Eichelberger afirmando que no siempre las andesitas están asociadas a basaltos, dacitas y riolitas, sino que pueden hacer erupción en forma independiente. Por otro lado, la uniformidad de composición en muchas rocas no sería posible si su magma generador fuera contaminado antes de cada ciclo eruptivo y cabría esperar un mayor intervalo de composiciones en las lavas provenientes de la contaminación de magmas primarios riolíticos o basálticos.

Finalmente, las variaciones en composición de las andesitas pueden deberse al grado de fusión parcial, al contenido de agua involucrada en la fusión parcial y al grado de fraccionamiento (relacionado con el tiempo transcurrido entre el origen y la extrusión de los magmas).

Kushiro (1973) sugiere que el magma andesítico proviene de una fusión parcial, bajo condiciones anhidras, del manto peridotítico que descansa sobre la corteza basáltica en subducción, pero Wyllie (1982) señala que la andesita no es un magma primario a partir de la corteza oceánica, -

pues es improbable que líquidos de la corteza oceánica - en subducción produzcan andesitas por fraccionamiento, - excepto por fusión de anfibolitas en una corteza en subducción especialmente caliente; los magmas andesíticos - pueden ser generados en las peridotitas sólo bajo cir -- cunstancias excepcionales; sólo los magmas básicos subsaturados en agua, a partir de la peridotita modificada -- por fluidos acuosos o magma hidratado, podrían producir andesitas por fraccionamiento y los magmas andesíticos - podrían generarse en la corteza continental sólo por un calentamiento extremo debido a la subducción de la corteza basáltica al mezclarse ésta con riolita derivada de la corteza (Wyllie, op. cit.). Gill (1981) por su parte (ver el siguiente inciso) valora objetivamente los argumentos a favor y en contra de la mezcla de magmas como mecanismo generador de las andesitas.

Otro de los autores que incluyen la mezcla de magmas entre las diversas teorías propuestas para explicar la génesis de las rocas intermedias es Hildreth (op. cit.). Este autor señala que ni la existencia de un hiatus en composición entre las riolitas y el magma intermedio zonado, ni la abundancia de pómez muy bandeada (que demuestra la extracción del magma a partir de diferentes niveles durante el proceso eruptivo), ni la formación de dacitas por mezcla de andesitas con riolitas, apoyan el concepto de una erupción provocada por la llegada de un nuevo magma máfico (Sparks et al., 1977).

Hildreth (op. cit.) también dice que el magma intermedio zonado ha coexistido con la riolita durante largo tiempo y se mezcló con él sólo durante la erupción misma. Esto se apoya en observaciones tales como la complejidad composicional, continuidad térmica, continuidad en fenocrist

tales y composición global de los magmas andesíticos y dacíticos ricos en cristales, la ausencia de cualquier transición real de bandeamiento en la pómez y la ausencia de contaminación mutua entre riolita y dacita por el contraste de sus fenocristales respectivos.

Para concluir, y basándose en lo anterior, Hildreth expresa que las unidades eruptivas individuales que son drásticamente bimodales sugieren que los escasos magmas intermedios provenientes de erupciones de riolita y basalto son -cuando menos en parte- híbridos, aceptando en algunos casos la mezcla de magmas como generadora de rocas intermedias.

ARGUMENTOS A FAVOR Y EN CONTRA DE LA MEZCLA DE MAGMAS

A continuación se presentan de manera resumida las evidencias que diversos autores han encontrado para apoyar la hipótesis de mezcla de magmas y que son las siguientes:

- Presencia abundante de flujos de lava bandeados y abigarrados (Eichelberger, 1974; Smith, op.cit.). En cámaras magmáticas zonadas de pequeñas dimensiones es inevitable que se produzcan mezclas de magmas durante la erupción y tal vez también en regímenes sujetos a fluctuaciones en la convección (Smith, op.cit.).
- Variación continua de la composición global en un sólo centro volcánico individual (Eichelberger, op.cit.).
- Valores de Sr^{87}/Sr^{86} similares para lavas de composición diferente dentro de un mismo centro volcánico -- (Eichelberger, op. cit.).
- Presencia de la asociación bimodal riolita-basalto en el mismo centro volcánico (Eichelberger, op. cit.).
- Asociación Universal de las andesitas con basaltos, dacitas y algunas veces riolitas y tendencia de los conos andesíticos a tener erupciones basálticas en sus flancos (Eichelberger, op.cit.).
- Abundancia relativa, de las lavas intermedias, correlacionable con el espesor de la columna volcánica en los centros volcánicos silíceos (Eichelberger, op. cit.). La efectividad de la contaminación entre riolita y basalto primarios está determinada por el espesor de la columna, la distribución superficial de la-

lava y la trayectoria del flujo (Eichelberger, 1975).

- Frecuencia, en lavas intermedias, de fenocristales -- con desequilibrio con los demás cristales así como -- con la matriz, mismos fenocristales que son inconsis-
tentes con la composición global de dichas lavas in-
termedias (Eichelberger, 1974). Gill (op. cit.) afir-
ma que si no hay otro proceso que cause desequilibrio
mineralógico entonces la mayoría de las andesitas son
resultado de la mezcla de magmas.
- Abundancia frecuente de fragmentos basálticos de gra-
no fino en dacitas y rocas plutónica equivalentes y -
contenido de fragmentos correlacionable con la abun-
dancia de fases máficas (Eichelberger, 1974). Gill --
(op.cit.) especifica que la presencia de xenolitos --
únicamente será válida como evidencia de mezcla de --
magmas cuando éstos muestren bordes vítreos de grano-
fino o morfologías aciculares.
- Gran cantidad de xenolitos muestran bordes de enfria-
miento, así como una disminución en el tamaño prome-
dio del grano a medida que se aproxima a la roca hués-
ped (Eichelberger y Gooley, op. cit.).
- Desarrollo de zoneamiento inverso en los cristales de
plagioclasas, piroxenos, anfíboles y algunas micas, -
por contaminación progresiva, conforme el líquido se-
enriquece en calcio y magnesio. (Eichelberger, 1974;-
Smith, op. cit.; Gill, op. cit.).
- Los fenocristales originados en el basalto tienden a-
estar dispuestos en cúmulos (clots) que son, de hecho,

pequeños xenolitos con vestigios de la matriz original (Eichelberger, 1974). Los datos petrológicos indican que los cúmulos (clots) máficos congénitos y -- los xenolitos comunes a las granodioritas y andesitas provendrían de un magma basáltico enfriado rápidamente dentro de cámaras magmáticas silícicas activas -- (Eichelberger y Gooley, op. cit.).

- La influencia del magma basáltico primario se demuestra por las asociaciones de fenocristales en las andesitas como son plagioclasas (An₂₅₋₃₅) y cuarzo con -- golfos de corrosión de la riolita contaminante en conjunto con plagioclasa (An₆₅₋₈₀) y olivino forsterítico del basalto original. Dicha influencia también se comprueba por la asociación de plagioclasa euedral -- (An₄₅₋₆₂), olivino con bordes de augita, así como bordes de labradorita en plagioclasa sódica como resultado de la contaminación (Eichelberger, 1975; Walker, et al., op. cit.; Luhr y Carmichael, 1980; Gill, op. cit., Sigurdsson y Sparks, 1981).
- La mayoría de los xenolitos contienen vidrio intersticial vesicular. Debido a que los cristales varían de subedrales a cuedrales la textura muestra claramente que está relacionada a una cristalización avanzada y no al comienzo de la fusión (Eichelberger y Gooley, op. cit.).
- Los fenocristales presentes en andesitas pero derivados de riolitas muestran núcleos sin fundir en donde se observan inclusiones de vidrio riolítico. Estos -- vidrios constatan la presencia de mezcla de magmas -- (Eichelberger y Gooley, op. cit.). La gran variedad de composiciones en las inclusiones de vidrio en feno

crisales de tefra, comparada con la composici3n de la roca total y del vidrio residual, indica que los fenocristales se derivaron a partir de sistemas separados que se mezclaron entre s3 antes o durante la erupci3n (Anderson, op. cit.).

- Presencia de una zona difusa compuesta de plagioclasa c3lcica, vidrio, piroxeno y minerales opacos rodeando un n3cleo s3dico intacto. Esta anomal3a puede explicarse por la inyecci3n de basalto en una c3mara magm3tica riol3tica, provocando que las plagioclasas s3dicas se disuelvan parcialmente dejando una estructura en forma de esqueleto de plagioclasa m3s c3lcica (Eichelberger y Gooley, op. cit.; Hibbard, 1981).
- Los an3lisis qu3micos efectuados en rocas volc3nicas intermedias han mostrado comunmente fases de disequilibrio en tendencia a contener caracter3sticas tanto riol3ticas como bas3lticas (Eichelberger, 1978).
- Tambi3n a favor de la mezcla est3 la tendencia hacia la basicidad de la composici3n de las rocas durante la evoluci3n de algunos estratovolcanes (Smith, op. cit.; Gill, op. cit.).
- En los centros volc3nicos se observa que la diversidad en composici3n de rocas intermedias est3 controlada por el magma primario, es decir, la mezcla de magmas y un mecanismo que reduce el intervalo de composiciones de los derivados de un tipo 3nico de magma primario (Eichelberger, 1978).
- El enriquecimiento anormal de elementos traza compatibles en algunas andesitas reflejan posible mezcla de-

magmas dentro de un sistema subvolcánico (Luhr y Carmichael, op. cit.). La cristalización fraccionada -- simple no puede enriquecer suficientemente los magmas derivados en los elementos traza compatibles Cr, Ni y Zn. Estas observaciones implican que algunas andesitas son también el producto de un sistema magmático -- dinámico, alimentado desde abajo por pulsaciones de -- magma relativamente básico (Luhr y Carmichael, op. -- cit.; Smith, op. cit.).

- Los bordes difusos e irregulares entre andesitas y -- riolitas vítreas, las andesitas y fenocristales ande-- síticos dentro de un vidrio riolítico y los vidrios -- riolíticos y fenocristales de cuarzo en andesitas -- constituyen otra prueba básica del alcance de la mez-- cla de dos magmas (Metz y Bacon, 1980),
- Presencia de vidrios de muy distinta composición en -- un mismo flujo piroclástico (Ehlers y Blatt, 1982).

Por otra parte existen condiciones que si bien no apoyan abiertamente la mezcla de magmas sugieren la factibili-- dad de este proceso. y son los siguientes:

- La escasez o ausencia de lava riolítica o basáltica -- no anula necesariamente la posibilidad de la presen-- cia de mezcla (Eichelberger, 1975).
- Desaparición de las evidencia de contaminación en un magma basáltico (andesítico) que se enfría lentamente cerca de la superficie y que tarda en hacer erupción, después de la contaminación (Eichelberger, 1974).
- La mezcla entre dos líquidos puede ser efectiva des--

pués de que la cristalización está muy avanzada (Barker, 1983).

Se han estipulado una serie de evidencias claras que apoyan la hipótesis de la mezcla de magmas, sin embargo, se tienen hechos aislados que ponen en duda esta hipótesis. Tales elementos de juicio se exponen a continuación:

- No siempre es cierto que las composiciones de las rocas ígneas son bimodales y que la andesita está universalmente asociada con basalto, dacita y algunas veces riolita. Existen sistemas predominantemente andesíticos que no presentan evidencias de mezcla de magmas (Millhollen, 1975).
- La uniformidad de composición que presentan algunas rocas no sería posible si antes de cada ciclo eruptivo cada porción de magma fuera contaminada (Millhollen, op. cit.).
- Cabría esperar un mayor intervalo de composiciones para la lava formada por la contaminación de magmas -- primarios basáltico y riolítico. (Millhollen, op. -- cit.).
- La existencia de anomalías en composición y cualquier tipo de desequilibrio no implica necesariamente mezcla de magmas sino que ésto puede ser debido también a: (a) el grado de fusión parcial, (b) la cantidad de agua involucrada en la fusión parcial y (c) el grado de fraccionamiento relacionado a diferencias en -- tiempo entre el origen y la intrusión de magmas - - - (Millhollen, op. cit.).
- Es imposible la homogeneización de dos líquidos de --

gran volumen y que tienen una gran diferencia en temperatura, densidad y viscosidad. Estas variables pueden limitar también la mezcla de magmas consanguíneos inicialmente similares entre sí en cuanto a mineralogía y composición (Gill, op. cit.).

- El enriquecimiento en magnesio en los bordes de los piroxenos (zoneamiento inverso) no implica necesariamente una mezcla de magmas, ya que este fenómeno puede darse también por un incremento en la fugacidad -- del oxígeno, o bien a que dicha fugacidad permanezca constante durante la cristalización sin que conlleve necesariamente un incremento de la temperatura con el tiempo (Luhr y Carmichael, op. cit.).
- No se pueden explicar todas las variaciones de composición en algunos centros volcánicos ni por cristalización fraccionada ni por mezcla de magmas (Luhr y -- Carmichael, op. cit.).

CAPITULO III

LA IGNIMBRITA ZARAGOZA, LOS HUMEROS, PUE.

GEOLOGÍA DEL CENTRO VOLCÁNICO DE LOS HUMEROS

El centro volcánico de Los Humeros se encuentra localizado dentro del Eje Neovolcánico Mexicano en su porción -- más oriental, comprendida entre los estados de Puebla y Veracruz.

La geología de este centro volcánico, ha sido estudiada por Pérez Reynoso (1978), Yáñez y Casique (1980), Demant (1981) y Ferriz (1982). Este último autor, apoyado en los anteriores y en aportaciones propias, resume la geología del área de la siguiente manera:

Las rocas más antiguas expuestas en Los Humeros son flujos densos de andesitas y basaltos, porfídicos a escasamente porfídicos, de la Formación Teziutlán cuyas edades (empleando el método K-Ar) oscilan entre los intervalos comprendidos entre 3.5 ± 0.3 m.a. y 1.5 ± 0.07 m. a. -- (Ferriz, op.cit.). Estos flujos afloran en la parte norte -- del centro volcánico, pero también se han encontrado rocas parecidas en las perforaciones llevadas a cabo en -- las partes central y sur. Es común encontrar fragmentos de rocas semejantes en las unidades piroclásticas más jóvenes, lo que indica que esas corrientes cubrieron la mayor parte del área ahora ocupada por el centro volcánico de Los Humeros. La cartografía de las direcciones de -- flujo, chimeneas brechoideas y zonas fósiles de altera -- ción hidrotermal sugiere que los conductos para estos --

flujos se localizaron igualmente en dicha área. Esta inferencia se apoya además en el incremento del espesor de la Formación Teziutlán que varía de 60 m en los afloramientos al N a más de 1000 m en el pozo perforado en la porción central del centro volcánico. El inicio del volcanismo silícico está representado por la intrusión de dos domos riolíticos ricos en sílice, uno de los cuales ha sido datado por K-Ar en 0.46 ± 0.03 m.a. (Ferriz, op. cit.). La erupción posterior de la Ignimbrita Xáltipan, cuya composición varía entre riolítica (76% de SiO₂) y riodacítica (71% de SiO₂), provocó el colapso de la Caldera de Los Humeros. El borde de la caldera, cuyo diámetro varía (entre 15 y 21 Km) está cubierto por rocas volcánicas más jóvenes, por lo que su configuración ha sido determinada por la localización del volcanismo de las -- fracturas anulares y por la topografía. Con el volumen ($\approx 115 \text{ Km}^3$) de magma equivalente a la Ignimbrita Xáltipan y con el área de la caldera, se estimó un colapso de 350 m.

Después del colapso, se emplazaron varios domos riolíticos ricos en sílice a lo largo de la porción N y, posiblemente en la S, de la zona de fractura anular. Su emplazamiento fue seguido por la erupción de más de 10 Km^3 de tobas riodacíticas (72-60% de SiO₂). La erupción de 12 Km^3 de la Ignimbrita Zaragoza, de composición riodacítica a andesítica (71-54% de SiO₂) provocó la formación de la Caldera de Los Potreros, de 10 Km de diámetro, cuyas paredes E y O aún pueden ser reconocidas en el campo, pero cuyas porciones N y S han sido enmascaradas por un volcanismo más joven que produjo fracturas anulares. Se ha calculado un colapso mínimo de 200 m para esta caldera. Los flujos de la Ignimbrita Zaragoza tienen una pen

diente de hasta 12° y las lavas posteriores, que fluyeron radialmente desde la Caldera de Los Potreros, indican un abombamiento de la caldera y sus alrededores poco tiempo después del colapso.

A pesar de que las relaciones estratigráficas son poco claras parece ser que, después del colapso de la Caldera de Los Potreros, su porción central fue ocupada por un pequeño edificio volcánico basáltico y andesítico que más tarde fue afectado por un domo riodacítico de biotita.

Después del emplazamiento de la Ignimbrita Zaragoza se desarrolló un arco de conos escoriáceos de andesita basáltica a lo largo de la zona de fractura anular de la Caldera de Los Humeros. Estos conos dieron lugar a un volumen de 4 Km^3 de flujos de andesita (56-59% SiO_2) que siguieron una dirección hacia el S del centro volcánico. Lavas semejantes fluyeron de 2 pequeños volcanes, en escudo, localizados entre los bordes E y N de las dos calderas superpuestas (nested). Las lavas de estos volcanes fluyeron radialmente hacia el exterior de la Caldera de Los Potreros y tienen un volumen aproximado de 2 Km^3 .

La actividad continuó con la erupción de 10 Km^3 de flujos dacíticos (68-69% de SiO_2) a partir de los centros localizados a lo largo de las porciones N, E y S de la zona de fracturas anulares de la Caldera de Los Potreros. La erupción simultánea de tefra dacítica y andesítica más o menos contemporánea a la erupción de los primeros flujos dacíticos, dio como resultado el colapso de la Caldera El Xalapazco (de 1.7 Km de diámetro) a lo largo de la zona de fractura anular S-SE de la Caldera de Los Potreros. Esta erupción fue seguida por un falla --

miento menor que causó el levantamiento del cuadrante SE de la Caldera de Los Potreros, tal vez por un movimiento ascendente de magma. La etapa final de la actividad volcánica en el centro volcánico de Los Humeros está marcada por la erupción de basaltos de olivino (49% de SiO_2) sobre el piso de las calderas Los Potreros y El Xalapazco y a lo largo de la zona S0 de fracturas anulares de la Caldera de Los Humeros. El volumen total de estos basaltos es de 0.25 Km^3 . La composición aparentemente errática de los productos del centro volcánico de Los Humero representaría el grado de influencia, a diferentes niveles, de una cámara magmática zonada cuya composición varía de riolítica a andesítica basáltica, debajo de la cual quizá se encuentren basaltos de olivino. Este fenómeno ("tapping") sólo pudo ser posible por la existencia de dos estructuras de colapso superpuestas (nested) y de tamaños considerablemente diferentes, siendo la zona de fracturas anulares de la estructura mayor la que alcanza niveles más profundos de la cámara magmática.

Según Ferriz (op. cit.) tal vez lo más importante para el desarrollo del sistema geotérmico del área es que: --

- 1) La simple existencia de las estructuras de colapso sugiere que la cámara magmática estaba localizada a poca profundidad;
- 2) el volumen de los productos de la erupción indica que la cámara era más grande;
- 3) la larga historia magmática indica un período prolongado de calentamiento de las rocas que hospedaban la cámara magmática;
- 4) las zonas de fracturas anulares de ambas calderas han persistido como zonas de debilidad estructural o como discontinuidad durante un largo período, generando así condiciones estructurales favorables para el desarrollo de dicho sistema.

LA IGNIMBRITA ZARAGOZA, LOS HUMEROS, PUE.

La generación de la Ignimbrita Zaragoza tuvo lugar después de la erupción de 12 Km^3 de magma que a su vez formó la Caldera de Los Potreros. Los depósitos formados a partir de esta erupción son una toba en la base, una ignimbrita no soldada y una toba lítica en la parte superior.

El eje de dispersión de la toba basal de caída libre no está bien definido, pero posiblemente estuvo orientado hacia el N; el espesor de la toba decrece desde 2.5 m en el borde E hasta 2 m, a 15 Km hacia el N del borde. El tamaño máximo de las pómez disminuye en esa misma dirección de 20 a 6 cm. Aproximadamente el 95% en volumen de la toba está formado por pómez dacítica y ceniza con fenocristales de ortopiroxenos, clinopiroxenos y plagioclasas formando cúmulos (clots) que constituyen aproximadamente un 6.5% en peso de la pómez. También se encuentran escoria y fragmentos de andesita en menor escala (Ferriz y Mahood, 1982).

Según Ferriz y Mahood (op. cit.) los cúmulos (clots) que aparecen en la toba también están presentes en la ignimbrita suprayacente, lo que junto con la falta de evidencias de erosión indican que la transición de la toba al emplazamiento del flujo piroclástico representa un cambio en los parámetros físicos de un solo evento eruptivo (Sparks y Wilson, 1976).

Los flujos de la Ignimbrita Zaragoza cubrieron un área de más de 1300 Km^2 , por lo general de planicies, exceptuando el "0" en donde fueron capaces de sobrepasar las-

barreras topográficas.

A pesar de que los flujos piroclásticos no tuvieron la suficiente energía para vencer las barreras topográficas sí la tuvieron para llevar fragmentos de pómez de hasta un metro de diámetro a distancias de más de 15 Km de los bordes de la Caldera de Los Potreros.

En la Ignimbrita Zaragoza, la cantidad de ceniza es de aproximadamente 60%. Los productos juveniles de su erupción tienen una composición que va de pómez dacítica a escoria andesítica con algunos fragmentos constituidos por mezcla física de dos magmas de composición contrastante, surgiendo para esta última situación la posibilidad de un hiatus en composición (Ferriz y Mahood, op. cit.). Los cúmulos de fenocristales de ortopiroxenos, clinopiroxenos y plagioclasas generalmente constituyen del 7.5 al 16% en peso de la pómez dacítica, pero hay pómez en donde los fenocristales no forman cúmulos y pueden llegar a tener excepcionalmente hasta el 40% de fenocristales; la escoria andesítica presenta del 30 al 39% en peso de ortopiroxenos, clinopiroxenos y plagioclasas.

En la porción E del borde de la caldera, la Ignimbrita-Zaragoza aflora en una secuencia de 6 m de espesor, con capas que varían desde 0.2 hasta 1.5 m, teniendo una base de grano fino y en la parte superior una concentración de pómez y fragmentos de escoria. Según Ferriz y Mahood (op.cit.) esta estructura en capas se debe a pequeñas fluctuaciones en los parámetros físicos de un proceso eruptivo continuo. Entre algunas de esas capas se encuentran ocasionalmente acumulaciones lenticulares formadas por grandes productos de erupción que según --

los mismos autores constituyen "Lag Deposits"* (Wright y Walker, 1977). Esta porción es predominantemente riodacítica, pero la escoria andesítica aumenta hacia la parte media. En otras localidades al E y S en donde el espesor de la Ignimbrita sobrepasa los 20 m, predominan la escoria y ceniza andesíticas en la parte inferior, mientras que la pómez y ceniza dacíticas constituyen casi toda la parte superior de la sección; el límite entre las dos zonas es transicional y abarca de 0.5 a 1 m y no se encuentra evidencia de la existencia de dos unidades de flujo, por lo que los autores mencionados suponen que la transición riodacita-andesita-dacita observada representa el desorden de un patrón regular de remoción de magma, semejante tal vez al propuesto por Blake (1981) para un evento eruptivo continuo.

En las zonas E y O de la Caldera de Los Potreros el contenido en líticos se incrementa drásticamente en la parte superior de la ignimbrita, de un volumen aproximado de 10% a más o menos el 60%. Encima de esta zona rica en líticos se encuentra un depósito de caída libre formado por un mínimo de 70% en volumen de fragmentos líticos. La pómez en este depósito tiene las mismas características texturales y vesiculación que la pómez de la ignimbrita, por lo que Ferriz y Mahood lo atribuyen a la etapa de rotura del techo de la cámara magmática que eventualmente provocó el colapso de la caldera. La naturaleza de los fragmentos líticos da una idea del tipo

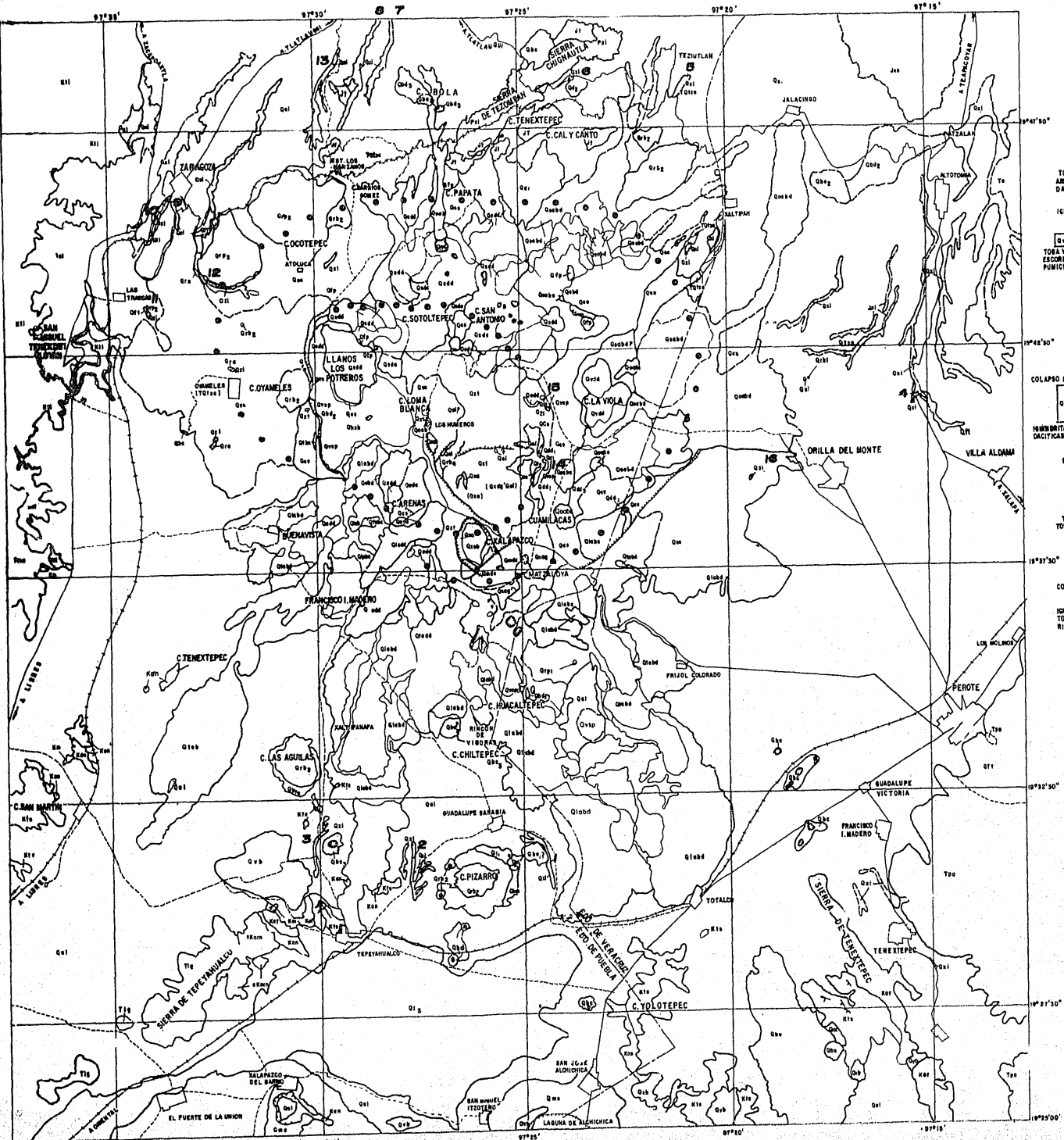
*Lag Deposit es aquel depósito que se forma cerca de, o en el sitio del colapso de la columna en erupción y consiste principalmente de piroclastos, generalmente de gran tamaño y muy pesados como para ser transportados por los flujos piroclásticos resultantes.

de roca encajonante en donde estaba la cámara; en orden de abundancia son los siguientes: andesita afírica y porfídica > ignimbrita soldada > diorita, monzonita > lutita, lutita carbonosa, pizarra > caliza.

Las paredes E y O de la caldera pueden todavía ser reconocidas en el campo. Al N se ha situado el borde junto al volcán San Antonio que es más joven, ya que ahí se localiza una fuerte anomalía telúrica detectada por Alvarez (1978), y al S, al lado del cono cinerítico Arenas y la Caldera El Xalapazco. En ninguno de estos lugares aflora la Ignimbrita Zaragoza.

Al O de la caldera se ha calculado un colapso de 200 m para el escarpe. Si se toma como radio 5 Km y 200 m como altura, el volumen de material extraído de la cámara sería de 17 Km^3 , lo que sugiere que el colapso de la caldera no fue uniforme o bien que se ha subestimado el volumen de la Ignimbrita Zaragoza.

En el Lado E de la Caldera de Los Potreros después del emplazamiento de la Toba Zaragoza hubo un ligero abombamiento que causó que la ignimbrita se inclinara 12° y que las andesitas basálticas que hicieron erupción en el área fluyeran radialmente hacia el exterior de la caldera. En su lado O no hay evidencia de abombamiento. Lo que no está claro es si este abombamiento está relacionado a una etapa de resurgencia (Smith y Bailey (1968) o a la entrada de magma andesítico-basáltico a niveles someros, porque las relaciones estructurales respecto a la Caldera de Los Potreros no están bien establecidas, ya que la porción central de la caldera está cubierta por unidades más jóvenes.



LEYENDA

<p>Q001 DEPOSITOS DE MAR</p> <p>Q002 BASALTO SAN ANTONIO</p> <p>Q003 TOSTA TIERRA ROSAS ANDÉSITICAS Y DACÍTICAS</p> <p>Q004 TOSTA VERDE TOSTAS ESCORRIDAS Y POMICÍTICAS</p> <p>Q005 TOSTAS FELICIAS (SIN DISCRIMINAR)</p> <p>Q006 SECUENCIA CUERNAHUMADA BASALTO ANDÉSITO, RIOLITA</p> <p>Q007 COLAPSO DE LA CALDERA DE LOS HUMEROS</p> <p>Q008 MEMBRITA ZARAGOZA TOSTAS RIO-DACÍTICAS Y ANDÉSITICAS</p> <p>Q009 BRECCIA LATTICIA BUENAVISTA</p> <p>Q010 TOSTA FERT TOSTAS RIODACÍTICAS</p> <p>Q011 COLAPSO DE LA CALDERA DE LOS HUMEROS</p> <p>Q012 MEMBRITA XALTIPAN TOSTAS RIODACÍTICAS Y RIODACÍTICAS</p> <p>Q013 ROCAS INTRUSIVAS (SIN DISCRIMINAR)</p> <p>Q014 FORMACION MENDOZA-MARGAS</p> <p>Q015 FORMACION SAN FELIPE-CALIZAS</p> <p>Q016 FORMACION AGUA NUEVA-MARGAS</p> <p>Q017 FORMACIONES TAMALIPAS SUPERIOR Y ORIZABA-CALIZAS</p> <p>Q018 FORMACION TAMALIPAS INFERIOR-CALIZAS</p> <p>Q019 FORMACION TAMAN-CALIZAS</p> <p>Q020 FORMACION CANHUASAS-ARENISCAS</p> <p>Q021 INTRUSIVOS GRANDIORITICOS</p> <p>Q022 CARRETERA BRECHA</p> <p>Q023 BORDE INFERIDO DE LA CALDERA DE LOS HUMEROS</p> <p>Q024 BORDE INFERIDO DE LA CALDERA DE LOS POTREROS</p> <p>Q025 BORDE DE LA CALDERA DEL XALAPAZCO</p> <p>Q026 CRATER</p> <p>ESCALA 0 1 2 Km</p> <p>F. F. C. C.</p>	<p>Q001a COLUJON O ALAYON SUELO</p> <p>Q002a BASALTOS DE OLIVINO LOS HUMEROS</p> <p>Q003a VICTAYAS (LATTITIAS) SAN ANTONIO</p> <p>Q004a TOSTA ZARAGOZA BASALTOS POST-ZARAGOZA</p> <p>Q005a ANDÉSITO XALAPAZCO</p> <p>Q006a DACITA OYAMELES</p> <p>Q007a TOSTAS LAS LINEAS</p> <p>Q008a ROCAS BASALTOCÁLCICAS (SIN DISCRIMINAR)</p> <p>Q009a DACITA ESCAPPE</p> <p>Q010a RIOLITA COATEPEC</p> <p>Q011a RIOLITA OYAMELES</p> <p>Q012a MEMBRITA XALTIPAN TOSTAS RIODACÍTICAS Y RIODACÍTICAS</p> <p>Q013a BASALTOS PRE-XALTIPAN</p> <p>Q014a BASALTOS PRE-XALTIPAN</p> <p>Q015a ANDÉSITO TETUTLAN</p> <p>Q016a ANDÉSITO PEROTE</p> <p>Q017a ANDÉSITO ALMECA</p> <p>Q018a ANDÉSITO (SIN DISCRIMINAR)</p> <p>Q019a FORMACION MENDOZA-MARGAS</p> <p>Q020a FORMACION SAN FELIPE-CALIZAS</p> <p>Q021a FORMACION AGUA NUEVA-MARGAS</p> <p>Q022a FORMACIONES TAMALIPAS SUPERIOR Y ORIZABA-CALIZAS</p> <p>Q023a FORMACION TAMALIPAS INFERIOR-CALIZAS</p> <p>Q024a FORMACION TAMAN-CALIZAS</p> <p>Q025a FORMACION CANHUASAS-ARENISCAS</p> <p>Q026a INTRUSIVOS GRANDIORITICOS</p> <p>Q027a CARRETERA BRECHA</p> <p>Q028a BORDE INFERIDO DE LA CALDERA DE LOS HUMEROS</p> <p>Q029a BORDE INFERIDO DE LA CALDERA DE LOS POTREROS</p> <p>Q030a BORDE DE LA CALDERA DEL XALAPAZCO</p> <p>Q031a CRATER</p> <p>ESCALA 0 1 2 Km</p> <p>F. F. C. C.</p>	<p>Q032 DEPOSITOS LACUSTRES TEMPESTIVOS</p> <p>Q033 DEPOSITOS LACUSTRES ESCAPE</p> <p>Q034 DEPOSITOS LACUSTRES PIZARRO</p> <p>CUATERNARIO</p> <p>TERCIARIO</p> <p>CRETACICO</p> <p>JURASICO</p> <p>PERMIANO</p> <p>LIMITE DE ESTADO</p> <p>DIFERENTES MIEMBROS DE LA MISMA UNIDAD</p> <p>CONTACTO GEOLOGICO DISCONTINUO</p> <p>CONTACTO INFERIDO, PUNTEADO DONDE CUBIERTO</p> <p>FALLA NORMAL, DISCONTINUO DONDE INFERIDA, PUNTEADO O DONDE CUBIERTO</p> <p>NUMRO Y ECHADO</p> <p>ANTICLINAL RECURRENTE</p> <p>SINCLINAL RECURRENTE</p> <p>NUMERO DE AFILIAMIENTO POBLADO</p> <p>ESQUEMA GEOLOGICO DEL CENTRO VOLCANICO DE LOS HUMEROS</p> <p>ESTADOS DE PUEBLA Y VERACRUZ, MEXICO</p> <p>TOMADO Y MODIFICADO DE FERRIZ Y TAÑEZ, 1981</p> <p>TESIS PROFESIONAL: LAURA LESLIE MARTINEZ DELAMAN, 1984</p>
---	---	---

ESTUDIO PETROGRAFICO

Se colectaron setenta muestras, aproximadamente, distribuidas irregularmente entre los diez y seis afloramientos señalados en el Plano No.1. En base a un estudio megascópico y a las características físicas observadas en el campo, se seleccionaron 27 muestras como las representativas, mismas a las que se les hizo un estudio petrográfico detallado.

A continuación se hará una descripción de las muestras de pómez de la Ignimbrita Zaragoza que fueron estudiadas. - Como se podrá apreciar la mineralogía es uniforme (Tabla No.1) y los rasgos bastante constantes, sólo con ligeras variantes en algunas de ellas.

La clasificación de cada muestra se basa sobretodo en el contenido de sílice calculado a partir del índice de refracción del vidrio (Tabla No.2), (Fig. 10) y como apoyo a los estudios de microscopía se hicieron estudios físicos de densidad de los cuatro tipos de vidrios encontrados (Tabla No.3). (Fotomicrografías 14, 15, 16 y 17).

MUESTRA "1"

La roca presenta una textura piroclástica, bandeada, por fídica y vesicular. Como minerales esenciales tiene plagioclasas y vidrio de dos tipos (Ver Tabla 2). Los minerales accesorios son ortopiroxenos y clinopiroxenos con apatita y minerales opacos.

Los fenocristales se encuentran únicamente en las porciones oscuras.

Las plagioclasas van de euedrales a anedrales (con bor-

des difusos por reacción) y están zonadas. Cuando presentan inclusiones de vidrio, éstas son oscuras y pueden -- ser tanto abundantes como escasas, estar concentradas en la parte interna del cristal o no presentar ordenamiento. Los piroxenos van de euedrales a anedrales algunos con - zoneamiento. Cuando presentan inclusiones son de vidrio y de minerales opacos.

Clasificación: Pómez bandeada "riodacítica y andesítica".

MUESTRA "1A"

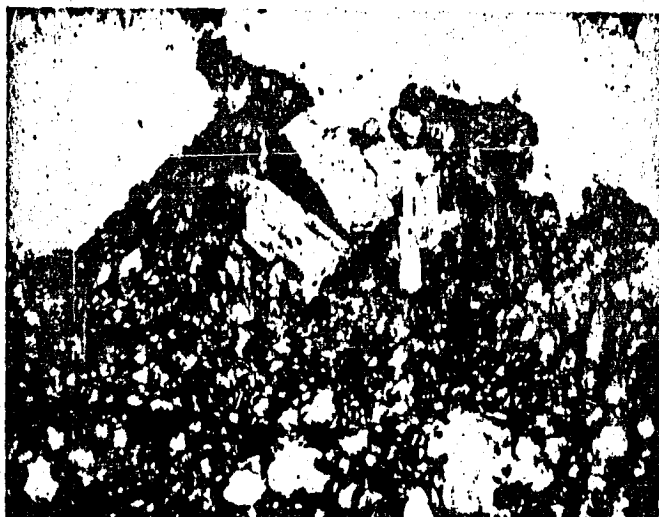
La roca presenta una textura piroclástica glomeroporfidica en matriz vesicular. Como minerales esenciales tiene plagioclasas intermedias y vidrio de dos tipos, uno en la matriz (ver Tabla No.2) y otro oscuro como inclusión en los cristales. Como accesorios presenta hiperstena y clinopiroxenos además de apatita y minerales opacos.

Las plagioclasas son subedrales y anedrales, contienen inclusiones de vidrio oscuro, apatita, piroxenos y minerales opacos; las inclusiones de vidrio aunque no siempre presentan ordenamiento a veces forman zonas vagas. Los bordes de los cristales están reaccionando con el vidrio y tienen golfos y entrantes.

Los piroxenos se presentan de euedrales a anedrales. Algunos de ellos están bordeados por cristales pequeños de plagioclasas. También contienen inclusiones de vidrio, minerales opacos y apatita sin ningún orden.

La muestra contiene cúmulos ("clots") de plagioclasas englobadas en un vidrio intermedio diferente al de la matriz (Fotomicrografía No.1).

Clasificación: Pómez "riodacítica"



Fotomicrografía 1.- Cúmulo ("clot") - de plagioclasas en vidrio intermedio-bordeado por vidrio ácido (12.5 X, Luz Natural).

MUESTRA "1B"

La roca presenta una textura piroclástica, porfídica con algunos glómeros y vesicular. Contiene plagioclasas intermedias y vidrio (ver Tabla 2). Como minerales accesorios presenta ortopiroxenos y clinopiroxenos, apatita y minerales opacos.

Las plagioclasas son subedrales y anedrales con bordes corroídos, y contienen inclusiones de vidrio, apatita, piroxenos y minerales opacos. Las inclusiones de vidrio a veces se encuentran ordenadas en zonas concéntricas y a veces siguen el patrón de las maclas.

Los piroxenos son anedrales y subedrales en la mayoría de los casos, aunque a veces hay pequeños cristales euedrales. Estos cristales presentan inclusiones de vidrio, minerales opacos y a veces apatita.

Clasificación: Pómez "dacítica".

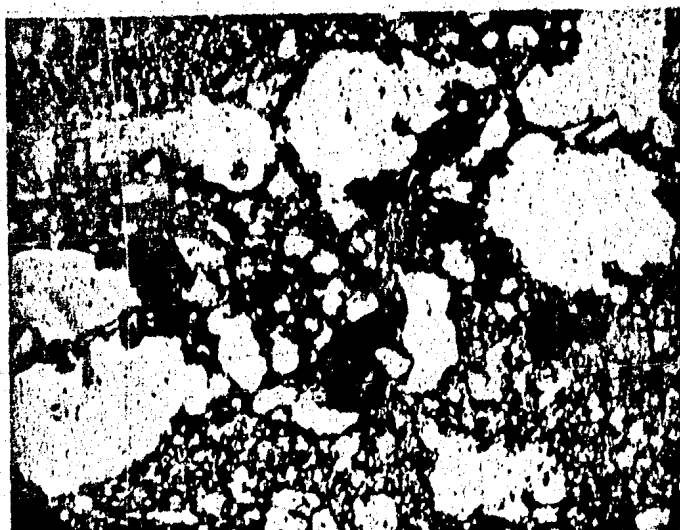
MUESTRA "2"

La roca tiene una textura piroclástica bandeada (Fotomicrografía 2), porfídica con escasos glómeros y vesicular. Contiene plagioclasas y vidrio de dos tipos (Ver Tabla No. 2). Como accesorios contiene hiperstena, apatita y opacos.

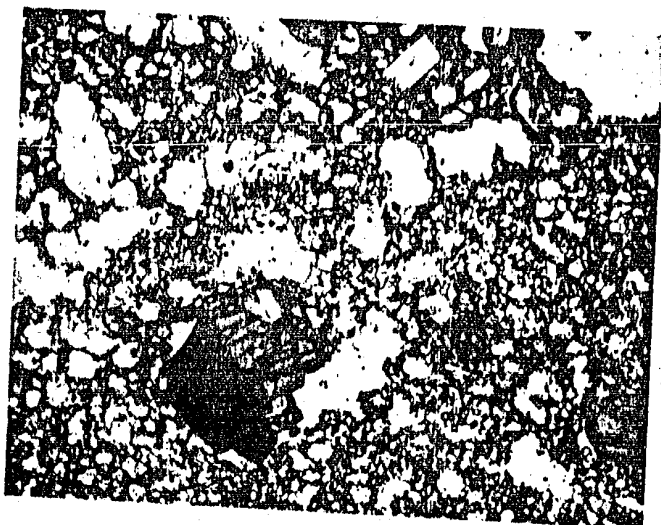
Los fenocristales se encuentran sobre todo en la porción más oscura y cuando se encuentran en la porción clara es porque se desprendieron de la primera (Fotomicrografía 3). Las plagioclasas van de euedrales a anedrales con bordes difusos y en ocasiones están zonadas. Tienen inclusiones de vidrio y apatita. Cuando las plagioclasas están en el vidrio claro, las inclusiones que presentan son de vidrio oscuro, que pueden o no ser muy abundantes, no estar orientadas o estar en el centro del cristal (Fotomicrografía 4).

Los piroxenos van de euedrales a anedrales y presentan un ligero zoneamiento; las inclusiones que presentan son de vidrio y minerales opacos.

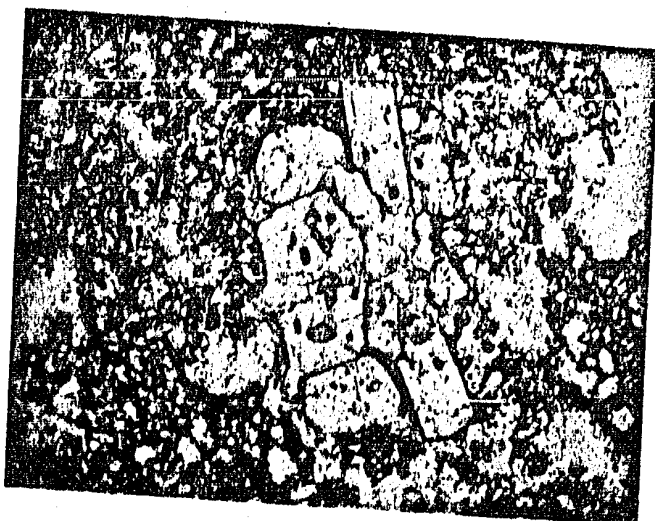
Clasificación: Pómez bandeada "dacítica y andesítica"



Fotomicrografía 2. ↓ Bandas oscuras ricas en fenocristales y bandas claras ricas en vidrios (12.5 X, Luz Natural).



Fotomicrografía 3.- Cristales bordeados - por vidrio andesítico en matriz dacítica- (12.5 X, Luz Natural).



Fotomicrografía 4. Plagioclasas con bordes difusos e inclusiones de vidrio andesítico (12.5 X, Luz Natural).

MUESTRA "2A"

La roca tiene una textura piroclástica, porfídica con algunos glomeros y vesicular. Contiene plagioclasas y vidrio de dos tipos (Ver Tabla No. 2) como componentes esenciales y como accesorios piroxenos, apatita y minerales opacos.

Las plagioclasas están macladas y zonadas, van de euedrales a anedrales reaccionando con el vidrio. Contienen en general inclusiones que son de vidrio, apatita, piroxenos y minerales opacos. Las inclusiones de vidrio, cuando están presentes, pueden ser muy abundantes hasta el grado de cubrir por completo los cristales y además - de que son de un vidrio diferente al de la matriz (más oscuro) (Fotomicrografía 5). Hay escasas plagioclasas con inclusiones de vidrio claro.

Los piroxenos son subedrales y anedrales, algunos con zoneamiento; presentan inclusiones de apatita y minerales opacos.

Clasificación: Pómez "riodacítica"



Fotomicrografía 5.- Plagioclasa con inclusión de vidrio intermedio en matriz ácida - (50 X, Luz Natural).

MUESTRA "3"

La muestra presenta una textura piroclástica, bandeada, porfídica, vesicular. Contiene plagioclasas y vidrio de dos tipos (Ver Tabla No.2). Como constituyentes accesorios presenta hiperstena y clinopiroxenos, apatita y minerales opacos.

Los fenocristales están, casi en su totalidad, en las porciones oscuras.

Las plagioclasas están zonadas y van de euedrales a anedrales con bordes difusos por reacción. Presentan inclusiones de vidrio, apatita y piroxenos. Las inclusiones

nes de vidrio pueden o no presentar un ordenamiento. Las plagioclasas que se encuentran en la porción clara, casi no presentan inclusiones y sus bordes generalmente están bien preservados.

Los piroxenos se presentan desde euedrales hasta anedrales y a veces tienen un ligero zoneamiento. Las inclusiones que contienen son de vidrio y minerales opacos.

La muestra contiene un xenolito básico de plagioclasas - con agujas de piroxenos en los bordes, lo cual pudo ser debido a un enfriamiento brusco.

Clasificación: Pómez bandeada "dacítica y andesítica".

MUESTRA "3A"

La roca presenta una textura piroclástica, porfídica con escasos glómeros y vesicular. Como constituyentes esenciales tiene plagioclasas y vidrio. Como accesorios contiene clinopiroxenos, apatita y minerales opacos.

Las plagioclasas están zonadas, van de subedrales a anedrales con bordes difusos y contienen inclusiones de vidrio, apatita, piroxenos y minerales opacos. Las inclusiones de vidrio parece que están formando zonas concéntricas y no hay una diferencia aparente entre el vidrio de dichas inclusiones y el de la matriz.

Los piroxenos son anedrales y subedrales y tienen inclusiones de minerales opacos. A veces parece que están zonados.

Clasificación: Pómez "riodacítica"

MUESTRA "3B"

La roca tiene una textura piroclástica, porfídica, vesicular. Como constituyentes esenciales tiene plagioclasas y vidrio. Los accesorios son ortopiroxenos y clinopiroxenos, apatita y minerales opacos.

Las plagioclasas están zonadas y son anedrales y subedrales, contienen inclusiones de vidrio, apatita, minerales opacos y piroxenos. Cuando tienen inclusiones de vidrio éstas no siguen un orden.

Los piroxenos son euedrales y subedrales, algunos con zomeamiento y tienen inclusiones de vidrio y minerales opacos.

Clasificación: Pómez "andesítica"

MUESTRA "4A"

La roca tiene una textura piroclástica, porfídica con escasos glómeros, vesicular. Como constituyentes esenciales tiene plagioclasas y vidrio. Como accesorios presenta hiperstena y clinopiroxenos, apatita y minerales opacos.

Las plagioclasas están zonadas, son anedrales y subedrales con muy escasos cristales euedrales. Son pocas las que tienen bordes difusos por reacción. Contienen inclusiones de vidrio, apatita, minerales opacos y piroxenos. Las inclusiones de vidrio con frecuencia están concentradas en el centro de las plagioclasas aunque a veces no presentan ningún orden y son de un vidrio diferente al de la matriz.

Los piroxenos están zonados y son subedrales y anedrales

con escasos cristales euedrales. Tienen inclusiones de minerales opacos y vidrio.

Clasificación: Pómez "dacítica"

MUESTRA "4B"

La roca tiene una textura piroclástica, porfídica con escasos glómeros, vesicular. Sus constituyentes esenciales son plagioclasas y vidrio. Como minerales accesorios tiene clinopiroxenos, hiperstena, apatita y minerales opacos.

Las plagioclasas están zonadas, son euedrales y subedrales sólo a veces con bordes difusos por reacción. Presentan inclusiones de vidrio, piroxenos, minerales opacos y apatita. Las inclusiones de vidrio cuando están presentes se encuentran ordenadas en el centro de los cristales.

Los piroxenos van de anedrales a euedrales y no presentan inclusiones.

Clasificación: Pómez "riodacítica"

MUESTRA "5A"

La roca tiene una textura piroclástica, porfídica con escasos glómeros, vesicular. Presenta como constituyentes esenciales plagioclasas y vidrio de dos tipos. Como accesorios presenta ortopiroxenos y clinopiroxenos, apatita y minerales opacos.

Las plagioclasas están zonadas, son anedrales y subedrales, la mayoría con bordes difusos por reacción. Contienen inclusiones de vidrio y minerales opacos, cuando tie

nen inclusiones de vidrio éste es diferente que el de la matriz.

Los piroxenos son euedrales y subedrales con inclusiones de minerales opacos y apatita.

Clasificación: Pómez "riodacítica"

MUESTRA "5B"

La roca tiene una textura piroclástica, vesicular con escasos fenocristales. Como constituyentes esenciales presenta plagioclasas y vidrio. Como minerales accesorios tiene clinopiroxenos e hiperstena, apatita y minerales opacos.

Las plagioclasas están zonadas, son subedrales y anedrales con bordes difusos por reacción y tienen inclusiones de piroxenos, vidrio, minerales opacos y apatita.

Los piroxenos van de euedrales a anedrales y tienen inclusiones de vidrio y minerales opacos.

Clasificación Pómez "riodacítica"

MUESTRA "7A"

La roca tiene una textura piroclástica, porfídica, vesicular. Como componentes esenciales presenta plagioclasas y vidrio de dos tipos, como accesorios tiene hiperstena y clinopiroxenos, apatita y minerales opacos.

Las plagioclasas están zonadas, son euedrales y subedrales. Hay algunos cristales pequeñísimos en sus bordes y otros tienen bordes difusos por reacción. Las plagioclasas en general muestran inclusiones de vidrio, apatita

ta y opacos. El vidrio de algunas inclusiones es dife -
rente al de la matriz,

Los piroxenos son euedrales y presentan inclusiones de -
opacos, vidrio y apatita.

Clasificación: Pómez "riodacítica"

MUESTRA "8A"

La roca tiene una textura piroclástica, porfídica, vesic -
ular. Como constituyentes esenciales presenta plagio -
clases y vidrio. Los minerales accesorios son hiperste -
na, apatita y opacos.

Las plagioclasas van de euedrales a anedrales, están zo -
nadas, algunas tienen bordes difusos por reacción. Con -
tienen inclusiones de vidrio, opacos, apatita y piroxe -
nos. Las inclusiones de vidrio son muy abundantes en al -
gunos cristales pero no presentan orientación.

Los piroxenos son euedrales y subedrales y presentan un -
ligero zoneamiento. Contienen inclusiones de vidrio y --
opacos, las primeras a veces son muy abundantes.

Clasificación: Pómez "dacítica"

MUESTRA "11A"

La roca tiene una textura piroclástica, vesicular, con -
muy escasos fenocristales. Como constituyentes esencia -
les tiene plagioclasas y vidrio con minerales accesorios,
presenta clinopiroxenos, apatita y minerales opacos.

Las plagioclasas están zonadas y por lo general son sub -
edrales. Presentan inclusiones de apatita y piroxenos -

y las de vidrio están prácticamente ausentes.

Los piroxenos van de anedrales a euedrales.

Clasificación: Pómez "dacítica"

MUESTRA "12"

La roca tiene una textura piroclástica, bandeada, porfídica con escasos glómeros, vesicular. Como constituyentes esenciales tiene plagioclasas y vidrio de dos tipos (Ver Tabla 2). Los minerales accesorios son hiperstena y clinopiroxenos, apatita y minerales opacos.

Aunque no hay bandeamiento nítido, se ve clara una mayor concentración de cristales en las porciones oscuras.

Las plagioclasas están zonadas, van de euedrales a anedrales con bordes difusos. Contienen inclusiones de vidrio, apatita, piroxenos y minerales opacos. Las inclusiones de vidrio cuando están presentes pueden estar concentradas en el centro de los cristales o no presentar ordenamiento. Las plagioclasas presentes en las porciones más claras con frecuencia tienen inclusiones de vidrio oscuro.

Los piroxenos van de euedrales a anedrales y presentan un ligero zoneamiento. Contienen inclusiones de vidrio y minerales opacos.

Clasificación: Pómez bandeada "dacítica y andesítica"

MUESTRA "12A"

La roca tiene una textura piroclástica, porfídica con glómeros, vesicular. Como constituyentes esenciales tiene -

plagioclasas y vidrio de dos tipos. Como accesorios presenta hiperstena y clinopiroxenos, apatita y minerales opacos.

Las plagioclasas están zonadas, van de anedrales a euedrales, algunas con bordes de reacción en forma de golfos y entrantes. Contienen inclusiones de vidrio, apatita y piroxenos. El vidrio de las inclusiones cuando está presente es diferente (más oscuro) que el de la matriz.

Los piroxenos presentan un ligero zoneamiento y contienen inclusiones de vidrio y minerales opacos.

Clasificación: Pómez "dacítica"

MUESTRA "12B"

La roca tiene una textura piroclástica, porfídica con glómeros, vesicular. Como constituyentes esenciales tiene plagioclasas y vidrio. Como accesorios presenta piroxenos, apatita y minerales opacos.

Las plagioclasas están zonadas, son anedrales y subedrales con bordes difusos. Contienen inclusiones de vidrio y apatita, las primeras por lo general no presentan ordenamiento, pero en algunos cristales están dispuestas en el centro.

Los piroxenos van de anedrales a euedrales y algunos tienen zoneamiento. Contienen inclusiones de vidrio y minerales opacos. Las inclusiones de vidrio en algunos cristales están concentradas en el centro.

Clasificación: Pómez "dacítica".

MUESTRA "13"

La roca tiene una textura piroclástica bandeada, glomeroporfídica, vesicular. Como constituyentes esenciales tiene plagioclasas y vidrio de dos tipos (Ver Tabla 2).- Como minerales accesorios presenta hiperstena, apatita y minerales opacos.

Las plagioclasas están zonadas, van de euedrales a anedrales con bordes difusos. A veces cuando están incluidas en el vidrio claro, están bordeadas por una película de vidrio oscuro. Contienen inclusiones de vidrio, apatita y piroxenos. Las inclusiones de vidrio cuando están presentes se pueden localizar en el centro del cristal o no presentar ordenamiento.

Los piroxenos van de euedrales a anedrales, hay escasos cristales con bordes difusos por reacción. Presentan inclusiones de vidrio y minerales opacos, siendo las primeras, en ocasiones, muy abundantes.

Clasificación: Pómez "dacítica y andesítica"

MUESTRA "13A"

La roca tiene una textura piroclástica, porfídica con algunos glómeros, vesicular. Como constituyentes esenciales presenta plagioclasas y vidrios de dos tipos. Como minerales accesorios tiene hiperstena, apatita y minerales opacos.

Las plagioclasas están zonadas y van de euedrales a anedrales con bordes de reacción. Contienen inclusiones de vidrio, apatita, piroxenos y minerales opacos. Las inclusiones de vidrio en algunos cristales son muy abundan

tes, mientras que en otros son muy escasas, pero por lo general están dispuestas en el centro de los mismos.

Hay algunas plagioclasas especiales que presentan zonas concéntricas independientes del zoneamiento o maclado del cristal (Fotomicrografías 6 y 7). El vidrio de las inclusiones es más oscuro que el de la matriz.

Los piroxenos van de anedrales a euedrales y tienen un ligero zoneamiento. Contienen inclusiones de vidrio y opacos. Las primeras a veces cubren totalmente al cristal.

Clasificación: Pómez "riodacítica"



Fotomicrografía 6.- Plagioclasa con inclusiones de vidrio dispuestas en zonas (12.5 X, Luz Natural).



Fotomicrografía 7.- Plagioclasa con inclusiones de vidrio dispuestas en zonas (12.5 X, Nícoles Cruzados).

MUESTRA "13B"

La roca tiene una textura piroclástica, porfídica con algunos glómeros, vesicular. Como constituyentes esenciales tiene plagioclasas y vidrio de dos tipos (Ver Tabla -

2). Como accesorios presenta ortopiroxenos y clinopiroxenos, apatita y minerales opacos.

Las plagioclasas están zonadas, van de anedrales a euedrales, algunas tienen bordes difusos por reacción. Contienen inclusiones de vidrio, apatita y minerales opacos. Las inclusiones de vidrio pueden ser muy abundantes o estar ausentes, a veces están dispuestas en el centro de los cristales. El vidrio de las inclusiones es diferente al de la matriz.

Los piroxenos van de anedrales a euedrales y tienen inclusiones de vidrio, opacos y apatita. Las inclusiones de vidrio pueden ser muy abundantes o estar ausentes.

La muestra contiene cúmulos ("clots") bordeados o envueltos en vidrio igual al de las inclusiones pero diferente al de la matriz (Fotomicrografía 8).

Clasificación: Pómez "dacítica y riódacítica"



Fotomicrografía 8.- Cúmulo ("clot") de vidrio andesítico englobado en vidrio dacítico (12,5 X, Luz Natural).

MUESTRA "14"

La roca tiene una textura piroclástica, bandeada, porfídica con escasos glómeros, vesicular. Como constituyentes esenciales tiene plagioclasas y vidrio de dos tipos (Ver Tabla No.2). Como accesorios presenta hiperstena, apatita y minerales opacos.

Las plagioclasas están zonadas, van de euedrales a anedrales, con bordes difusos por reacción, contienen inclusiones de vidrio, piroxenos, apatita y minerales opacos. Cuando están presentes las inclusiones de vidrio generalmente están concentradas en el núcleo de los cristales.

Los piroxenos van de euedrales a subedrales, algunos con zoneamiento ligero, contienen inclusiones de minerales opacos, vidrio y apatita.

Clasificación: Pómez bandeada. "dacítica y riódacítica".

MUESTRA "14A"

La roca tiene una textura piroclástica, vesicular, con muy escasos fenocristales. Como constituyentes esenciales tiene plagioclasas y vidrio de dos tipos. Como accesorios presenta ortopiroxenos y clinopiroxenos (?) y minerales opacos.

Las plagioclasas son anedrales y subedrales con bordes difusos por reacción; tienen inclusiones de vidrio, piroxenos y opacos. Las inclusiones de vidrio a veces son muy escasas y no presentan ningún ordenamiento y el vidrio que las compone es diferente que el del resto de la roca.

Los piroxenos son muy escasos y son euedrales con un ligero zoneamiento.

Clasificación: Pómez "riodacítica"

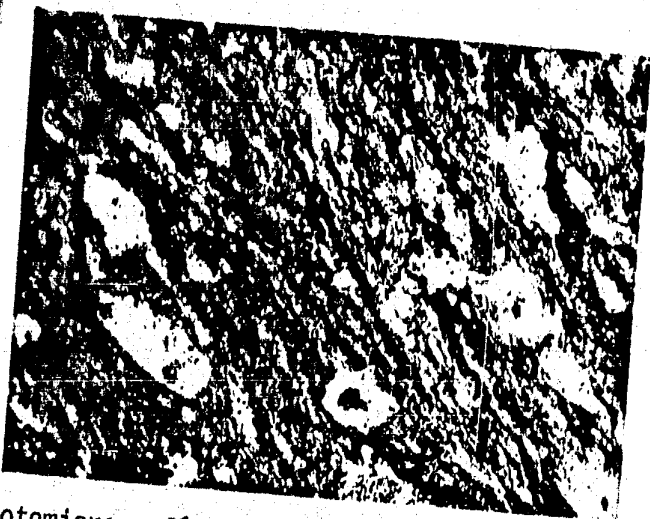
MUESTRA "14B"

La roca tiene una textura piroclástica, glomero-porfídica, vesicular. Presenta bandeamiento sólo observable al microscopio (Fotomicrografías 9 y 10). Como constituyentes esenciales contienen plagioclasas y vidrio de dos tipos. Los minerales accesorios son clinopiroxenos y ortopiroxenos, apatita y minerales opacos.

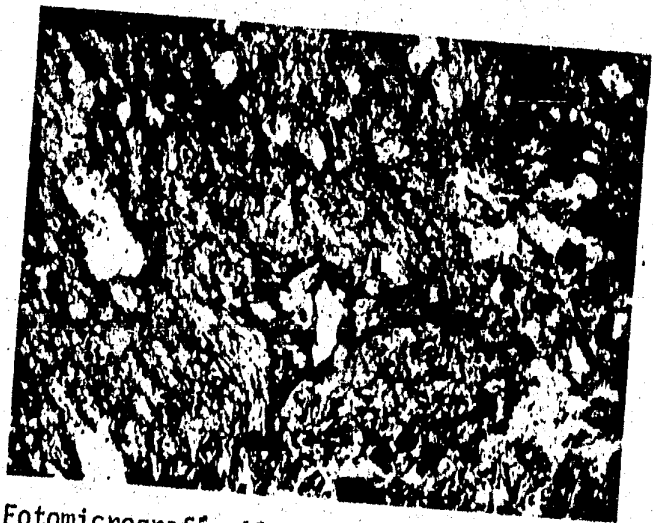
Las plagioclasas, están zonadas, son subedrales y anedrales con bordes difusos por reacción. Contienen inclusiones de vidrio, apatita y minerales opacos. El vidrio que forma las inclusiones es diferente al de la matriz.

Los piroxenos son euedrales y anedrales, algunos con zoneamiento. Contienen inclusiones de vidrio y opacos.

Clasificación: Pómez "dacítica".



Fotomicrografía 9. Microbandeamiento de vidrio dacítico y riodacítico (12.5 X, Luz Natural).



Fotomicrografía 10.- Microjaspeado de vidrio dacítico y riodacítico (12.5 X, Luz Natural).

MUESTRA "15A"

La roca tiene una textura piroclástica, porfídica, vesicular. Como constituyentes esenciales tiene plagioclasas y vidrio de dos tipos. Como accesorios presenta clinopiroxenos (pigeonita), apatita y minerales opacos.

Las plagioclasas están zonadas y son subedrales y anedrales con bordes difusos por reacción. Contienen inclusiones de vidrio, apatita y opacos. Las inclusiones de vidrio no presentan ordenamiento y son de un vidrio diferente al de la matriz.

Los piroxenos son euedrales y subedrales con zoneamiento. Presentan inclusiones de vidrio y apatita.

Clasificación: Pómez "riodacítica"

MUESTRA "15B"

La roca tiene una textura piroclástica, glomero-porfídica, vesicular. Como constituyentes esenciales contiene plagioclasas y vidrio de dos tipos. Los accesorios son clinopiroxenos y ortopiroxenos, apatita y minerales opacos.

Las plagioclasas están zonadas, son euedrales y subedrales con bordes difusos. Contienen inclusiones de vidrio, apatita y piroxenos. Las inclusiones de vidrio cuando están presentes suelen ser muy abundantes y parecen estar ordenadas a lo largo de las maclas y tendiendo al centro, habiendo algunas inclusiones de vidrio igual al de la matriz y otras de un vidrio más oscuro.

Los piroxenos van de euedrales a anedrales con un ligero-

zoneamiento. Contienen inclusiones de minerales opacos, apatita y vidrio.

La muestra presenta cúmulos ("clots") de dos tipos, uno de fenocristales bordeados por una película de vidrio -- más oscuro que el de la matriz y otro de fenocristales -- bordeado por numerosos minerales opacos y piroxenos aciculares (Fotomicrografías 11 y 12).

Clasificación: Pómez "andesítica"



Fotomicrografía 11.- Cúmulos("clot") -- (12.5 X, Luz Natural).



Fotomicrografía 12.- Cúmulo ("clot") -- (12.5 X, Luz Natural).

MUESTRA "16A"

La roca tiene una textura piroclástica, vesicular con escasos fenocristales. Como constituyentes esenciales presenta plagioclasas y vidrio. Como accesorios contiene -- ortopiroxenos, clinopiroxenos (?), apatita y minerales -- opacos.

Las plagioclasas están zonadas y van de euedrales a ane -

drales con bordes difusos por reacción. Contienen inclusiones de vidrio de la misma composición que la matriz y de apatita (Fotomicrografía 13). Las inclusiones de vidrio en algunos casos están concentrados en los bordes de los cristales formando zonas.

Los piroxenos van de euedrales a anedrales y presentan un ligero zoneamiento. Contienen inclusiones de minerales opacos.

Clasificación: Pómez "riodacítica".



Fotomicrografía 13.- Plagioclasa con-- inclusiones de vidrio de la misma composición de la matriz (12.5 X, Luz Natural).

TABLA 1

ANALISIS MODAL EN VOLUMEN %

NO. DE MUESTRA	P1	Px	Mt/I1	Ap	Qz	Bio	Vidrio
1 C,"0"	6.2	1.6	0.4	-	-	-	91.8
A	7.8	1.8	0.8	0.2	-	0.8	88.6
B	3.8	1.6	0.4	0.4	0.2	-	93.6
2 C,"0"	7.8	4.6	1.2	-	-	-	86.4
A	2.4	0.2	-	0.2	-	-	97.2
3 C,"0"	14.4	5.8	1.4	-	-	-	78.4
A	1.6	0.2	0.2	-	-	-	98.0
B	11.0	4.2	0.6	0.2	0.4	-	83.6
4 A	2.4	1.4	0.2	-	-	-	96.0
B	3.2	0.6	0.4	-	-	-	95.8
5 A	0.2	0.4	-	-	-	-	99.4
B	0.2	0.6	0.2	-	-	-	99.2
7 A	2.2	0.4	-	-	-	-	97.4
8 A	5.0	1.0	0.2	0.4	-	-	93.4
11 A	1.2	0.6	0.2	-	-	-	98.0
12 C,"0"	25.0	8.2	2.0	0.4	-	-	64.4
A	7.0	2.2	0.6	0.4	-	-	89.8
B	13.0	4.6	2.2	0.4	-	-	79.8
13 C,"0"	17.6	4.8	0.6	0.4	-	-	76.6
A	3.0	0.6	-	-	-	-	96.4
B	14.0	5.4	1.4	0.2	-	-	79.0
14 C,"0"	4.8	1.0	0.2	-	-	-	94.0
A	1.8	0.4	-	-	-	-	97.8
B	1.2	0.4	-	-	-	-	98.2
15 A	1.2	0.4	-	-	-	-	98.4
B	4.2	0.8	0.4	-	-	-	94.6
16 A	1.0	0.4	0.2	-	-	-	98.4

NOTA: A: Pómez Clara; B: Pómez oscura; C "0": Pómez bandeada con porciones clara y oscura.

TABLA 2
INDICES DE REFRACCION DEL VIDRIO
(+ 0.005)

NO. MUESTRA	1.505	1.515	1.525	1.535
1 A				
B				
C				
O				
2 A				
C				
O				
3 A				
B				
C				
O				
4 A				
B				
5 A				
B				
7 A				
8 A				
11 A				
12 A				
B				
C				
O				
13 A				
BC				
BO				
C				
O				
14 A				
B				
C				
O				
15 A				
B				
16 A				

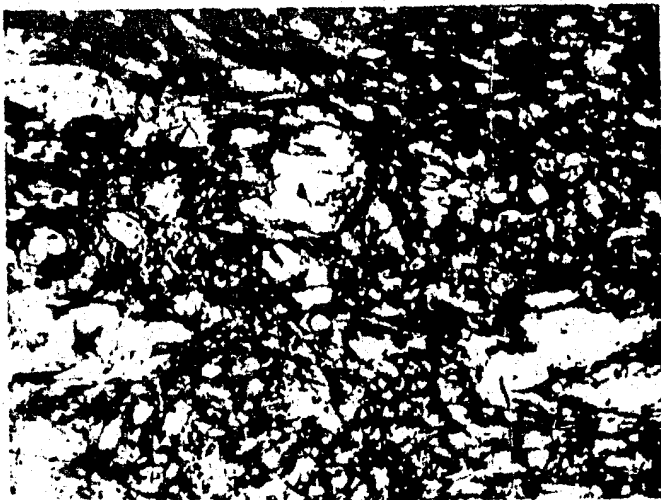
A: Pómez Clara; B: Pómez Oscura; C: Porción clara en pómez bandeada o abigarrada.

O: Porción oscura en pómez bandeada o abigarrada

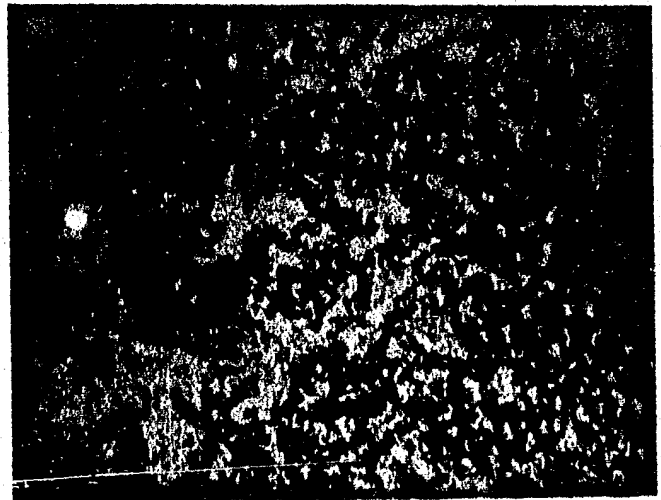
TABLA 3

DENSIDADES DE LOS VIDRIOS COMPARADA CON
EL INDICE DE REFRACCION DE LOS MISMOS

NO. DE MUESTRA	DENSIDAD DEL VIDRIO gr/cm ³	INDICE DE REFRACCION DEL VIDRIO
3C	1.76	1.515
4B	1.91	1.505
12B	2.25	1.520
30	2.75	1.535



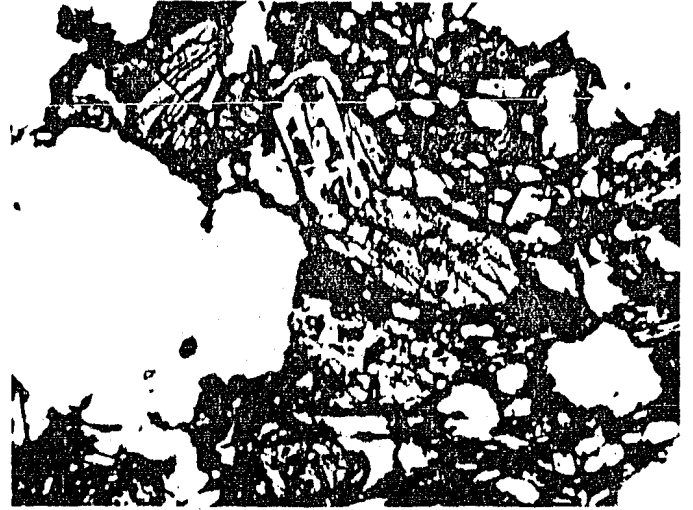
Fotomicrografía 14.- Muestra 4B; vidrio-
con índice de refracción 1,505 (12.5 X,
Luz Natural)



Fotomicrografía 15.- Muestra 3C, vidrio con
índice de refracción 1.515 (12.5 X, Luz Na-
tural).



Fotomicrografía 16.- Muestra 12B, vidrio - con índice de refracción 1,525 (12,5 X, -- Luz Natural).



Fotomicrografía 17. Muestra 3"0", vidrio-- con índice de refracción 1.535 (12.5 X, --- Luz Natural).

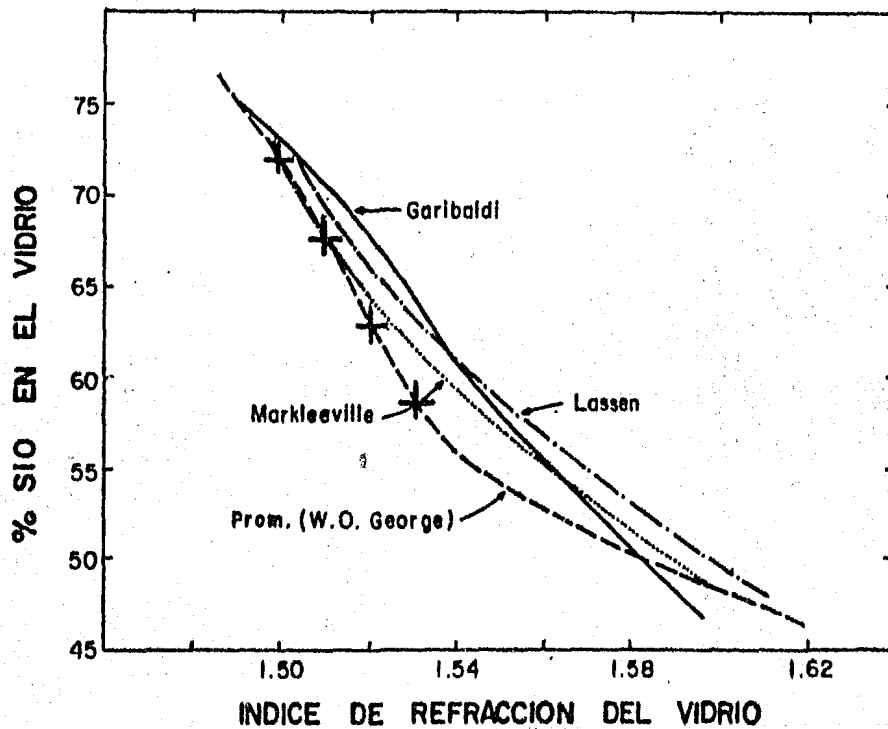


Fig. 10. Relación entre el contenido de sílice y el índice de refracción de vidrios volcánicos. Se muestran las diferentes curvas propuestas, pero tomando como punto de comparación la curva promedio propuesta por W.O. George (Williams, et al., 1982), para vidrios naturales y se marcan con una cruz los vidrios de la Ignimbrita Zaragoza.

CAPITULO IV

CONCLUSIONES

El factor más importante en el desarrollo del sistema magmático silícico de Los Humeros, Pue., es el aporte de calor proporcionado por un magma máfico ascendente, hacia el magma silícico en formación. La presencia del magma básico está representado por los flujos Tepeyahualco que son la última manifestación de actividad ígnea. Este aporte de calor está dado intermitentemente, lo que se observó en plagioclasas con inclusiones de vidrio dispuestas en forma de zonas concéntricas.

- La cámara magmática que dió origen a la Ignimbrita Zaragoza -en el centro volcánico de Los Humeros, Pue.,- era una cámara magmática zonada evidenciada por la existencia de una porción riodacítica y otra andesítica en esta unidad.

- Se observaron pómez bandeadas y abigarradas en la Ignimbrita Zaragoza lo que indica que hubo mezcla de magmas. Esto se aprecia tanto megascópicamente como microscópicamente.

- La presencia de vidrios de composiciones intermedias entre los extremos andesítico y riodacítico indican que la mezcla de magmas fue capaz de generar magmas de composiciones variantes aún entre las mencionadas.

- Se encontraron cuatro tipos diferentes de vidrio en el mismo flujo piroclástico lo cual constata la presencia de mezcla de magmas.

- Existen cúmulos ("clots") máficos en pómez más ácidos señalando la introducción de magmas máficos. Estos -- "clots" se presentan como grupos de cristales englobados en una matriz básica, bordeados por cristales aciculares señalando un enfriamiento brusco, o en su forma más simple, como cristales individuales con inclusiones de vidrio básico englobados por una matriz ácida.

En resumen, algunos de los rasgos encontrados en el centro volcánico de Los Humeros, Pue., solamente pueden ser explicados por la existencia del proceso de mezcla de magmas.

BIBLIOGRAFIA

- Alvarez, R., 1978. Telluric self potential and surface-temperature profile on Los Humeros caldera. *Geof. Internacional*, v.17, pp.445-460. Consultado en Ferriz y Mahood, 1982.
- Anderson, A.T., 1976. Magma mixing: petrological process and vulcanological tool. *Jour. Volcanol. -- Geotherm. Res.*, v.1., pp. 3-33.
- Barker, D.S., 1983. *Igneous Rocks*. Prentice Hall, Inc. - pp.140-141.
- Blake, D.M.; Elwell, R.W.D.; Gibson, I.L.; Shelhorn, R.R.; Walker, G.P.L., 1956. *Q.Jl. Geol. Soc.* - - London. 122, pp. 31-49. Consultado en Sparks, et al., 1977.
- Blake, S., 1981. Eruptions from zoned magma chambers, *J. Geol. Soc. London*, v. 138, pp.281-287.
- Brown, G.M., 1956. The Layered ultrabasic rocks of Rhum-Inner Hebrides. *Philos Trans. R.Soc.London-B240*, pp.1-53. Consultado en Huppert y - - Sparks, 1980.
- Bryan, W.B.; Moore, J.G., 1977. Compositional variations of young basalts in the Mid Atlantic Ridge-rift valley near lat 36°49'N. *Geol.Soc. Am. Bull.*, v.88, pp.556-570.
- Bunsen, R., 1851. *Über die prozesse der vulkanischen - - Gesteinbildungen Islands*. *Am. Phys. Chem.*, - v.83, pp. 197-272. Consultado en Hildreth, - 1981.
- Christiansen, R.L.; Lipman, P.W., 1972. Cenozoic - - - - - volcanism and plate-tectonic evolution of - the western United States-Part II, Late - - Cenozoic, *Phil. Trans. R.Soc.London (A)*, - - v. 271, pp. 249-284.
- Curtis, G.H. 1968. Stratigraphy of the ejecta from the - 1912 eruption of Mount Katmai and Novarupta, Alaska, *Mem. Geol. Soc. Am.*, v. 116, pp.153-210. Consultado en Blake, 1981.

- Demant, A., 1981. L'Axe Néovolcanique Transmexicain. -- Etude volcanologique et pétrographique, et signification géodynamique (Tesis doctoral). Univ. de Droit, D'Economie et des Sciences-D'Aix-Marseille, 259 p.
- Dickin, A.P.; Exley, R.A., 1981. Isotopic and geochemical evidence for magma mixing in the petrogenesis of the Coire Uaigneich Granophyre, Isle of Skye, N.W. Scotland. Contrib. Mineral. Petrol., v. 76, pp. 98-108.
- Ehlers, E.G.; Blatt, H., 1982. Petrology, Igneous, Sedimentary and Metamorphic. W. H. Freeman and Company, San Francisco, pp. 161-162.
- Eichelberger, John, C., 1974. Magma contamination within the volcanic pile: origin of andesite and dacite. Geology. v. 2, pp.29-33.
- Eichelberger, J.C., 1975. Origin of andesite and dacite: evidence of mixing at Glass Mountain in - - California and at other circum Pacific - - volcanoes. Geol.Soc.Am. Bull.,v.86 pp. 1381-1391.
- Eichelberger, John C., 1978. Andesitic volcanism and -- crustal evolution. Nature, v.275, pp.21-27.
- Eichelberger, John C.; Gooley, K., 1977. Evolution of - silicic magma chambers and their relation - ship to basaltic volcanism, en The Earth's Crust Geophys. Monogr. Ser., v.20, J. G. -- Heacock ed., pp. 57-77, A.G.U., Washington, D.C.
- Eiders, E.A.; Rex, R.W.; Meidov T.; Robinson, P. T.; - - - Biehler, S., 1972. Crustal spreading in -- California, Science, v.178. No.4056, pp. 15-24. Consultado en Eichelberger, 1974.
- Ferriz, H., 1982. Geologic and preliminary reservoir -- data on the Los Humeros geothermal system, - Puebla, Mexico. VIII Annual Workshop on -- Geothermal Reservoir Engineering, pp.19-24. - Stanford University, California.

- Ferriz, H., 1984. Zoneamiento composicional y mineralógico en los productos eruptivos del centro-volcánico de Los Humeros, Pue., México, - - Inéd., 79 p.
- Ferriz, H.; Mahood, G.A., 1982. Geology of the Los - - Humeros volcanic system, Puebla, México, -- Inéd. 43 p.
- Ferriz, H.; Yáñez, C., 1981. Mapa geológico del centro-volcánico de Los Humeros, estados de Puebla y Veracruz, México. Edición preliminar. Comisión Federal de Electricidad, México.
- Gill, J.B., 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag ed., pp. 286-290.
- Guest, I.E., 1968. Banded pumice in a Chilean ignimbrite. Geol. Mag., v. 105, pp.177-84. Consultado - en Sparks, et al., 1977.
- Heinrich, E. Wm., 1970. Identificación microscópica de los minerales. Ed. Urmo, Traduc. 456 p.
- Helz, K.F., 1976. Phase relations of basalts in their melting ranges at $P_{H_2O}=5Kb$; Part II, Melt compositions. J.Petról. v.19, pp.139-193. - Consultado en Hildreth, 1981.
- Hibbard, M.J., 1981. The magma mixing origin of mantled-feldspars. Contrib. Mineral.Petrol., v. 76, pp. 158-170.
- Hildreth, W., 1979. Summary and perspectives on the 1912 eruption in the Valley of Ten Thousand - - Smokes. Inédito, pp. 1-16.
- Hildreth W., 1981. Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. J.-Geophysical Research. v.86, N.B11, pp.10153-10192.
- Huppert, H.E.; Sparks, R.S.J., 1980. The fluid dynamics of a basaltic magma chamber replenished by influx of hot, dense ultrabasic magma. - - Contr. Mineral. Petrol., v. 75, pp.279-289.
- Kerr, P.F., 1977. Optical mineralogy: Mc Graw-Hill Book-Company, 4th Edition, 492 p.

- Kushiro, I., 1973. Origin of some magmas in oceanic and circumoceanic regions. *Tectonophysics*, v.17, pp.211-222. Consultado en Millhollen y - - - Eichelberger, 1975.
- Larsen, E.S.; Irving, J.; Gonyer, F.A. y Larsen III, E.S. -- 1938. Petrologic results of a study of the minerals from the Tertiary volcanic rocks of the San Juan region, Colorado. *Amer. Mineral.* v.23, pp. 227-257.
- Lighthill, M.J.Q., 1953. *Jl. mech appl. math.*, v.5, pp.- 398-439. Consultado en Sparks, et al., 1977.
- Luhr, J.F.; Carmichael, I.S.E., 1980. The Colima volcanic complex, Mexico, I, *Contrib. Mineral. Petrol.* v.71, pp. 343-372.
- MacDonald, G.A.; Katsura, K., 1965. Eruption of Lassen - Peak., Cascade Range, California in 1915: -- example of mixed magma. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v.76, pp.475-482. Consultado en Blake, 1981.
- McBirney, A.R., 1979. Effects of Assimilation, en Yoder, H.S. Jr. (Ed)., *The Evolution of the Igneous Rocks. 50th anniversary perspectives.* - - - Princeton, University Press, pp.328-329.
- Metz, J.; Bacon, C., 1980. Quenched blobs of mafic magma in high-silica rhyolite of the Coso volcanic field, California. *Geol. Soc. Am. Abstracts - with programs*, v.12 (III), p.120.
- Millhollen, G.L.; Eichelberger, J.C., 1975. Magma - - - contamination within the volcanic pile: - - origin of andesite and dacite: comment and - reply. *Geology*, v.3, pp.164-168.
- Nakamura, Y., 1973. Origin of sector-zoning of igneous - clinopyroxenes. *Am. Mineralogist*, v. 58, pp. 986-990.
- O'Hara, M.J., 1977. Geochemical evolution during fractional crystallization of periodically refilled -- magma chamber. *Nature*, v.266, pp.503-507. - Consultado en Huppert y Sparks, 1980.
- Pérez, J., 1978. *Geología y Petrografía de la Caldera - de Los Humeros. Geomimet*, No.91, pp.97-106.

- Peterman, Z.; Carmichael, I.; Smith, A., 1970. Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ ratios of Quaternary lavas of the Cascade Range, northern California. Geol. Soc. Am. Bull., v.81, pp.311-317. Consultado en Eichelberger, 1974.
- Rice, A.; Eichelberger, J.C., 1976. Convection in rhyolite magma, (abstract). EOS Trans. AGU. v.57, No.12, p.1024. Consultado en Eichelberger y Gooley, 1977.
- Sakuyama, M. 1978. Petrographic Evidence of magma mixing in Shirouma-Oike volcano, Japan. Bull. Volcanol., v.41, No.4, pp.501-512.
- Sakuyama, M., 1981. Petrological study of the Myoko and Kurohime volcanoes, Japan: Crystallization-sequence and evidence for magma mixing. J. Petrol., v.22 (IV), pp.553-583.
- Shaw, H.R., 1965. Am. J. Sci., v.263, pp.120-152. Consultado en Sparks, et al., 1977.
- Shaw, H.R., 1980. The fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface en Physics of Magmatic Processes. Hargraves R. B. (ed), pp.201-264, Princeton University Press, Princeton, N.J.
- Sigurdsson, H.; Sparks, R.S.J., 1980. Petrology of rhyolitic and mixed magma ejecta from the 1875 eruption of Askja, Iceland. J. Petrology. v. 22 (I), pp.41-84.
- Smith, R.L., 1979. Ash-flow magmatism. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 180, pp. 5-27.
- Smith, R.L.; Bailey, R.A., 1968. Resurgent cauldrons. Geol. Soc. Am. Mem. 116, pp.613-662.
- Sparks, R.S.J., Sigurdsson, H.; Wilson, L.; 1977. Magma-mixing: a mechanism of triggering acid explosive eruptions. Nature, v.267, pp.315-318.
- Sparks, R.S.J.; Wilson, L., 1976. A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse. J. Geol. Soc. London, v.132, pp.441-451. Consultado en Ferriz y Mahood, 1982.

- Turner, F.J.; Verhoogen, J., 1960. Igneous and metamorphic--
petrology: New York, Mc.Graw Hill Book Co., -
pp.272-288.
- Usselman, T.M.; Hodge, D.S., 1978. Thermal control of --
low-pressure fractionation processes. J. Volcan.
Geo.Res., v.4, pp.265-281. Consultado en --
Huppert y Sparks, 1980.
- Walker, D.; Shibata, T.; Delong, S.E., 1979. Abyssal - --
Tholeiites from the Ocenographer Fracture --
Zone, II. Contrib. Mineral.Petrol., v.70 pp.111-125.
- Weissberg, H.L., 1962. End correction for slow viscous --
flow through long tubes. Phys. Fluids, v.5, -
pp.1033-1036.
- White, A.J.R.; Chappell, B.W., 1977. Ultrametamorphism --
and granitoid genesis. Tectonophysics, v.43,
pp.7-22. Consultado en Hildreth, 1981.
- Williams, H.; Turner, F.J.; Gilbert, C.M., 1954. Petrography:
An Introduction to the Study of Rocks in - -
Thin Sections, San Francisco, W.H.Freeman --
and Company. Publishers, 406 p.
- Wright, J.V.; Walker, G.P.L., 1977. The ignimbrite source
problem: significance of a co-ignimbrite lag
fall deposit. Geology, v.5, pp.729-732.
- Wright, T.L.; Okamura, R.T., 1977. Cooling and crystal -
lization of tholeiitic basalt, 1965 Makaopuhi
Lava Lake, Hawaii, U.S. Geol. Surv. Prof. -
Pap.1004, 78 pp.Consultado en Hildreth, 1981.
- Willie, P.J., 1982. Subduction products according to - - --
experimental prediction. Geol. Soc. Am. Bull.
v. 93, p.468.
- Yáñez, C.; Casique, J., 1980. Informe geológico del pro-
yecto geotérmico Los Humeros-Derrumbadas, es-
tados de Puebla y Veracruz. Comisión Federal
de Electricidad, México, 59 p.
- Yoder, H.S., Jr., 1973. Contemporaneous basaltic and - -
rhyolitic magmas. Am. Mineral, v. 58, pp. --
153-171. Consultado en Hildreth, 1981.