

UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA

FACULTAD DE INGENIERÍA



ALGUNAS CONSIDERACIONES SOBRE EL  
VULCANISMO EN GUATEMALA Y PREVENCIÓN DE RIESGO

TESIS

LA JUNTA DIRECTIVA DE LA  
FACULTAD DE INGENIERÍA

POR

EDGAR ROLANDO MUÑOZ RAMÍREZ  
AL CONFERIRSELE EL TÍTULO DE

INGENIERO CIVIL

GUATEMALA, MAYO DE 1,996

08  
T(3723)  
C.4

HONORABLE TRIBUNAL EXAMINADOR

Cumpliendo con los preceptos que establece la ley de la Universidad de San Carlos de Guatemala, presento a su consideración mi trabajo de tesis titulado:

Algunas consideraciones sobre el Vulcanismo en Guatemala y prevención de riesgo.

tema que me fuera asignado por la Dirección de la Escuela de Ingeniería Civil.

con fecha 5 de septiembre de 1,995



(f) Edgar Rolando Muñoz Ramírez



UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA

FACULTAD DE INGENIERÍA

MIEMBROS DE JUNTA DIRECTIVA

DECANO:	ING. JULIO ISMAEL GONZÁLEZ PODSZUECK
VOCAL 1o.:	ING. MIGUEL ÁNGEL SÁNCHEZ GUERRA
VOCAL 2o.:	ING. JACK DOUGLAS IBARRA SOLÓRZANO
VOCAL 3o.:	ING. JUAN ADOLFO ECHEVERRÍA MÉNDEZ
VOCAL 4o.:	BR. FERNANDO WALDEMAR DE LEÓN CONTRERAS
VOCAL 5o.:	BR. PEDRO IGNACIO ESCALANTE PASTOR
SECRETARIO:	ING. FRANCISCO JAVIER GONZÁLEZ LÓPEZ

TRIBUNAL QUE PRACTICO EL EXAMEN

GENERAL PRIVADO

DECANO:	ING. ROBERTO MAYORGA ROUGE
EXAMINADOR:	ING. REYNOLD OSBELÍ WALTER PADILLA
EXAMINADOR:	ING. PEDRO AGUILAR POLANCO
EXAMINADOR:	DR. ALBERTO SOLÓRZANO NÚNEZ
SECRETARIO:	ING. RENE ANDRINO GUZMÁN

Guatemala, 16 de Octubre de 1995

Ingeniero  
Carlos Hermosilla E.  
Director Del Centro de  
Estudios Superiores  
de Energía y Minas  
Facultad de Ingeniería  
USAC

---

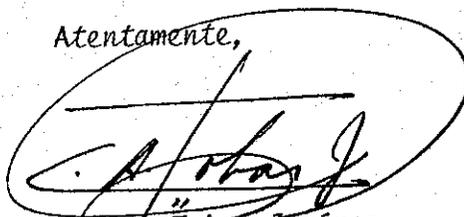
Estimado Ingeniero Hermosilla:

Por este medio hago de su conocimiento que he revisado el estudio de tesis titulado "ALGUNAS CONSIDERACIONES SOBRE EL VULCANISMO EN GUATEMALA Y PREVENCIÓN DE RIESGO", el cual fue desarrollado por el estudiante universitario Edgar Rolando Muñoz Ramírez.

La investigación fue bien realizada dentro del plan propuesto.

Considero que el tema tratado es de gran importancia para nuestro país, por lo que recomiendo su aprobación.

Atentamente,



Carlos Alberto Tobías Jiménez  
Ingeniero/Civil - Geólogo  
ASESOR



FACULTAD DE INGENIERIA

Escuelas de Ingeniería Civil, Ingeniería  
Mecánica Industrial, Ingeniería Química,  
Ingeniería Mecánica Eléctrica, Técnica  
y Regional de Post-grado de Ingeniería  
Sanitaria.

Ciudad Universitaria, zona 12  
Guatemala, Centroamérica

CESEM-039-95  
Guatemala,  
26 de febrero de 1996

Ingeniero  
Jack Douglas Ibarra  
Director  
Escuela de Ingeniería  
Civil  
Facultad de Ingeniería  
Presente

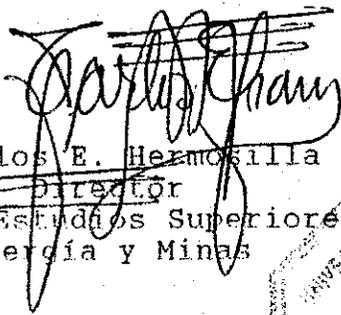
Ingeniero Ibarra:

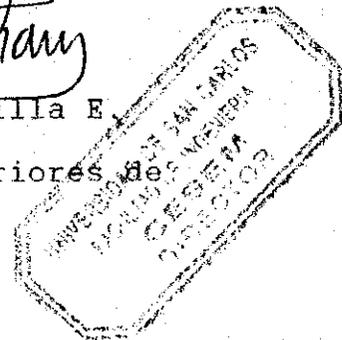
Por medio de la presente me permito informarle que se concluyó la asesoría y revisión del trabajo de tesis del estudiante universitario Edgar Rolando Muñoz Ramírez, titulado: "Algunas consideraciones sobre el vulcanismo en Guatemala y prevención de riesgo".

El trabajo en mención satisface los objetivos del proyecto y los requisitos necesarios para ser considerado como trabajo de graduación, por lo que esta Dirección recomienda se sigan los trámites necesarios previos a optar al título y grado académico correspondientes.

Atentamente.

ID Y ENSEÑAD A TODOS

  
Ing. Carlos E. Hermosilla E.  
Director  
Centro de Estudios Superiores de  
Energía y Minas



cc: archivo  
CEHE/id.



**FACULTAD DE INGENIERIA**

Escuelas de Ingeniería Civil, Ingeniería  
Mecánica Industrial, Ingeniería Química,  
Ingeniería Mecánica Eléctrica, Técnica  
y Regional de Post-grado de Ingeniería  
Sanitaria.

Ciudad Universitaria, zona 12  
Guatemala, Centroamérica

El Director de la Escuela de Ingeniería Civil, después de conocer el dictamen del Asesor Ing. Carlos Alberto Tobar Jiménez y del Director del Centro de Estudios Superiores de Energía y Minas, CESEM, Ing. Carlos E. Hermosilla E., sobre el trabajo de tesis del estudiante Edgar Rolando Muñoz Ramírez, titulado **ALGUNAS CONSIDERACIONES SOBRE EL VULCANISMO EN GUATEMALA Y PREVENCION DE RIESGO**, da por este medio su aprobación a dicha tesis.

  
Ing. Jack Douglas Ibarra Solórzano



Guatemala, abril de 1,996.

JDIS/bbdeb.



**FACULTAD DE INGENIERIA**

Escuelas de Ingeniería Civil, Ingeniería  
Mecánica Industrial, Ingeniería Química,  
Ingeniería Mecánica Eléctrica, Técnica  
y Regional de Post-grado de Ingeniería  
Sanitaria.

Ciudad Universitaria, zona 12  
Guatemala, Centroamérica

El Decano de la Facultad de Ingeniería, luego de conocer la autorización por parte del Director de la Escuela de Ingeniería Civil, Ing. Jack Douglas Ibarra Solórzano, al trabajo de tesis **ALGUNAS CONSIDERACIONES SOBRE EL VULCANISMO EN GUATEMALA Y PREVENCIÓN DE RIESGO**, del estudiante Edgar Rolando Muñóz Ramírez, procede a la autorización para la impresión de la misma.

IMPRIMASE:

Ing. Julio Ismael González Podszueck



Guatemala, abril de 1,996

/bbdeb.

**AGRADECIMIENTO A:**

DIOS

**ACTO QUE DEDICO A:**

MIS PADRES:

SANTIAGO MUÑOZ DÁVILA  
SOFÍA RAMÍREZ ALVAREZ

MIS HERMANOS:

OLGA MARINA  
SANDRA ELIZABETH  
VILMA LUCRECIA  
LUIS GUSTAVO

MIS HIJAS:

VIDA CELESTE  
MAYRA AZUCENA

MIS SOBRINOS:

MARINA ALEJANDRA  
EDGAR GUSTAVO  
LUIS GUSTAVO  
SOFÍA ELIZABETH

TODOS MIS FAMILIARES Y AMIGOS

LA FACULTAD DE INGENIERÍA DE LA UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE  
GUATEMALA.

## RECONOCIMIENTO

AL INGENIERO CARLOS A. TOBAR J. CREADOR Y GUÍA DEL PRESENTE TRABAJO. ASESOR SIN EL CUAL EL MISMO NO SE HUBIERA REALIZADO.

AL PERSONAL DEL CESEM POR SU COLABORACIÓN Y APOYO.

A LOS PROFESIONALES, AMIGOS E INSTITUCIONES QUE AYUDARON A LA REALIZACIÓN DE ESTA TESIS.

ÍNDICE	PÁG.
GLOSARIO	01
1. INTRODUCCIÓN	03
2. SITUACIÓN TECTÓNICA DE GUATEMALA	05
3. ORIGEN DE LA CADENA VOLCÁNICA EN GUATEMALA	10
3.1 RELACIÓN DE LA INTERACCIÓN DE PLACAS TECTÓNICAS Y EL VULCANISMO	10
4. CLASIFICACIÓN DE LOS VOLCANES EN GUATEMALA	24
4.1 TIPOS PRINCIPALES DE APARATOS VOLCÁNICOS	24
4.1.1 CONOS CINERÍTICOS	25
4.1.2 VOLCANES COMPUESTOS	25
4.1.3 VOLCANES ESCUDO	27
4.1.4 DOMOS DE LAVA	29
4.1.5 CALDERAS	33
4.1.6 CRÁTERES DE EXPLOSIÓN	36
4.2 TIPOS DE ERUPCIONES VOLCÁNICAS:	38
4.2.1 PRODUCTOS VOLCÁNICOS	40
4.2.1.1 MECANISMO DE TRANSPORTE	45
4.2.1.2 TIPOS DE DEPÓSITOS	46
4.2.2 HAWAIANO	51
4.2.3 ESTROMBOLIANO	53
4.2.4 VULCANIANO	53
4.2.5 PELEANO	55
4.2.6 FREÁTICO	57
4.2.7 VESUBIANO (PLINIANO)	57
5. LA COLUMNA ERUPTIVA:	60
5.1 ZONA DE EMPUJE DE GASES	60

5.2	ZONA CONVECTIVA	62
6.	ERUPCIONES HISTÓRICAS Y PRESENTES EN GUATEMALA	64
6.1	ERUPCIÓN DEL VOLCÁN DE AGUA	64
6.2	ERUPCIÓN DEL VOLCÁN DE ATITLÁN	67
6.3	ERUPCIÓN DEL VOLCÁN ACATENANGO	69
6.4	ERUPCIÓN DEL VOLCÁN CALDERA DE AMATITLÁN	70
6.5	ERUPCIÓN DEL VOLCÁN CALDERA DE AYARZA	72
6.6	ERUPCIÓN DEL VOLCÁN DE FUEGO	76
6.7	ERUPCIÓN DEL VOLCÁN DE PACAYA	79
6.8	ERUPCIÓN DEL VOLCÁN SANTIAGUITO	81
6.9	ERUPCIÓN DEL VOLCÁN SAN PEDRO	87
6.10	ERUPCIÓN DEL VOLCÁN SANTA MARÍA	89
6.11	ERUPCIÓN DEL VOLCÁN TACANÁ	90
6.12	ERUPCIÓN DEL VOLCÁN TOLIMÁN	94
7.	PREVENCIÓN DE RIESGO EN GUATEMALA	96
7.1	CONTROL SISMOLÓGICO	96
7.2	CONTROL GEODÉSICO	98
7.3	CONTROL DE TEMPERATURA	104
7.4	CONTROL DE MANIFESTACIONES GEOTERMALES	108
7.5	ESTUDIO DE LA EVOLUCIÓN VOLCÁNICA	108
8.	CONCLUSIONES	114
9.	RECOMENDACIONES	115
10.	REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA	116

## GLOSARIO

**Andesita** Roca ígnea félsica de grano fino y de composición intermedia. Las variedades porfiríticas tienen fenocristales de feldespatos pero no de cuarzo y tienen además matriz afanítica. Andesita es el equivalente de grano fino de la diorita.

**Astenósfera** Zona de roca dúctil en el manto de la tierra, situada por debajo de la litosfera.

**Augita** Mineral perteneciente al grupo de los clinopiroxenos en el cual el sodio sustituye al calcio, parte de aluminio sustituye el magnesio o hierro y silice y en el cual los contenidos de hierro y magnesio son mayores que en el diópsido y la hedenbergita.

**Basalto** Roca ígnea de grano fino en la que predominan los minerales de color oscuro. Los basaltos y las andesitas representan aproximadamente el 98 % de todas las rocas extrusivas.

**Diorita** Roca ígnea félsica de grano grueso que carece de cuarzo y en la cual el principal feldespato es plagioclasa, presentando también minerales ferromagnesianos, que constituyen menos del 50 por ciento.

**Felsita o Félsico** Término general para designar a las rocas

ígneas de grano fino de color claro.

**Granito** Roca ígnea de grano grueso, que consiste en su mayor parte de feldespato potásico, alguna plagioclasa sódica y cuarzo, con menores cantidades de minerales ferromagnesianos.

**Granodiorita** Roca ígnea félsica de grano grueso, con composición intermedia entre el granito y la diorita, que contienen cuarzo y en la cual la plagioclasa es el feldespato predominante.

**Hornblenda** Cristal monoclinico, de cristales prismáticos. Posee un color verde oscuro a negruzco. De exfoliación perfecta, transmite la luz en los bordes delgados.

**Ignimbrita** Roca volcánica de grano fino cuyas partículas estaban tan calientes cuando fueron depositados, que se soldaron.

**Magma** Materiales de silicato fundidos por debajo de la superficie terrestre incluyendo los cristales derivados de éstos y los gases disueltos.

**Nube Ardiente** Nube incandescente que consiste de gases sobrecalentados y de tefra caliente de grano fino.

**Peridotita** Roca ígnea ultramáfica formada de piroxeno y de abundante olivino; si se encuentra plagioclasa; es solamente un

constituyente menor.

**Pómez** Roca piroclástica llena de cavidades formadas por burbujas de gas. Siendo de textura celular, con muchos espacios abiertos no interconectados.

**Reología** Ciencia que se dedica al estudio de la deformación y el flujo de los materiales.

**Tefra** Término colectivo que designa a todas las partículas expelidas por los volcanes, sin tener en cuenta el tamaño, la forma o la composición.

**Zona de Benioff** En esta zona ocurren la mayoría de eventos sísmicos intermedios y profundos asociados a la destrucción de márgenes de placas.

## INTRODUCCIÓN

El presente es un trabajo teórico, investigativo de material bibliográfico disperso, normalmente difícil de ubicar. Reúne gran parte del material disponible de trabajos de campo, a fin de proveer en forma sencilla la información necesaria para comprender la situación tectónico-volcánica del país.

El material consultado representa aproximadamente un siglo de investigaciones de campo, realizado por científicos, que en su momento aprovecharon las técnicas disponibles.

Para comprender el por qué de la actividad volcánica en Guatemala, se ubica tectónicamente al país, entonces, se hace una clasificación de los diferentes tipos de aparatos volcánicos y su forma de manifestarse, la huella que dejan sobre la superficie terrestre. Se procede luego a la descripción de la manifestación volcánica más espectacular como lo es la columna eruptiva.

Comprendido lo anterior se hace un resumen de las erupciones históricas y presentes de Guatemala. Se finaliza con la descripción de algunas técnicas de vigilancia de volcanes, controles que en determinado momento pueden ayudar a evitar una catástrofe si se hace la adecuada interpretación de las mismas.

Como se verá, Guatemala forma parte de un continente relativamente joven como lo es Centro América, de reciente formación con volcanes activos que han dado y seguirán teniendo actividad diversa; algunos quedarán inactivos y otros nuevos habrán de surgir pues la historia volcánica del país aún no ha terminado.

A pesar de las dificultades para la obtención de información, la realización de este tema ha sido apasionante y muy didáctico.

## CAPÍTULO II

### SITUACIÓN TECTÓNICA DE GUATEMALA

#### 2.1 TECTÓNICA DE PLACAS

Se ha observado que las montañas, los volcanes y los terremotos no están distribuidos de una manera casual sobre la superficie del planeta, sino que se encuentran en zonas concretas y generalmente, además, muy limitadas. La consideración de estos hechos referentes a la inestabilidad de la corteza terrestre ha hecho promover algunas hipótesis referentes a estos temas. Estos abarcan diversas nociones sobre la expansión global, la contracción global, los efectos de las fuerzas periódicas debida a la atracción lunar y al conjunto de levantamientos y hundimientos de grandes segmentos de la corteza terrestre.

Durante los últimos 30 años, la deriva continental ha alcanzado una gran consideración por el desarrollo que ha tenido el concepto de expansión del fondo oceánico, propuesto inicialmente por Harry H. Hess, de la Universidad de Princeton. La expansión del suelo oceánico se refiere al concepto de que el fondo de los océanos se está separando continuamente a partir y a lo largo de estrechas grietas que están centradas sobre cordilleras que se extienden a través de las grandes cuencas oceánicas del mundo. Materiales volcánicos (basaltos líquidos) ascienden desde el manto terrestre a través de estas grietas y están dando lugar, continuamente, a una nueva corteza oceánica.

Está claro que, prácticamente, toda la superficie ocupada en la actualidad por los océanos se ha formado por la expansión

del suelo oceánico a lo largo de los últimos 200 millones de años, es decir, durante el último 5% de toda la historia geológica conocida de la tierra. La formación de nuevo material cortical significa, que la tierra se ha expandido o bien, que las áreas corticales están siendo destruidas en alguna parte con la misma proporción con que están siendo originadas. Existe evidencia de que la tierra no ha aumentado su tamaño más que en un 2% durante los últimos 200 millones de años.

El concepto de la expansión del suelo oceánico se ha relacionado con la antigua idea de la deriva continental y se han unificado para constituir la teoría de la tectónica de placas. La parte geométrica de esta teoría hace ver a la litosfera como constituida por un número de placas rígidas. La parte cinemática de la teoría sostiene que las placas están en un continuo movimiento relativo que puede conseguirse porque las dos placas se deslicen una junto a la otra o bien, que ambas pueden llegar a converger, en cuyo caso una de las dos se destruye. La figura 2.1 muestra las principales placas tectónicas antes de su separación hace 440 millones de años.

## 2.2 SITUACIÓN TECTÓNICA DE GUATEMALA

La república de Guatemala se encuentra asentada básicamente, sobre dos placas tectónicas. La parte Norte sobre la placa de Norte América y la parte Sur sobre la placa del Caribe. La costa Sur constituye el margen Sur de la placa del Caribe la que en esta zona y a lo largo de la costa pacífica de Centro América, subduce a la placa de Cocos.

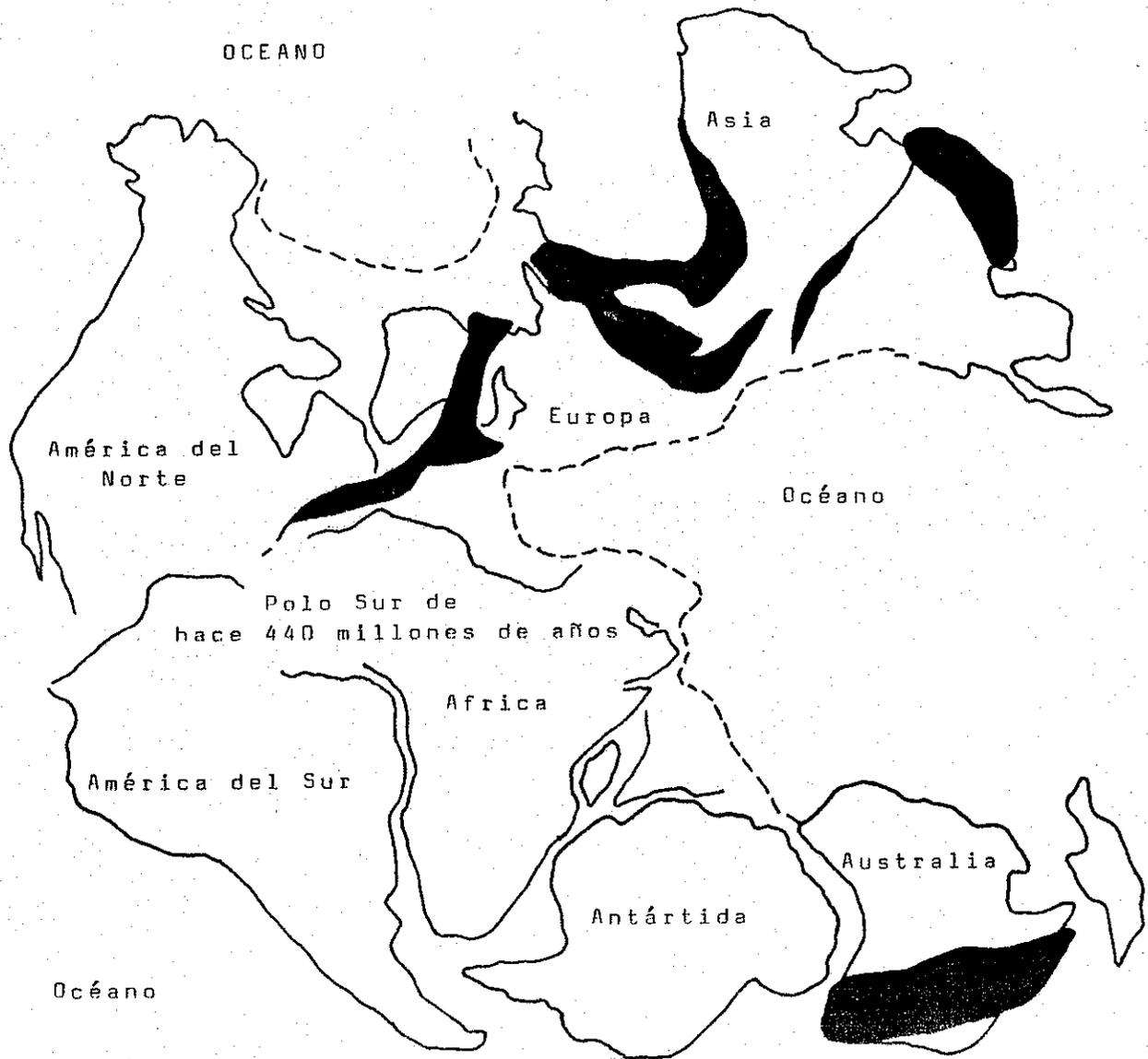


Figura 2.1. Antiguo continente de Pangea, se puede reconstruir por la unión de todas las grandes masas continentales. La Pangea comenzó a romperse hace unos 200 millones de años. Las áreas oscuras indican cadenas orogénicas de más de 260 millones de años.

El límite entre las placas de Norte América y del Caribe lo constituye la falla del Motagua, también conocida como fosa del Caimán en su prolongación en el océano Atlántico.

La figura 2.2 muestra las placas de Norte América, la de Cocos, la del Caribe, la de Nazca (subdivisión de la de Cocos) y la placa de Sur América. Las flechas grandes y en negro indican la dirección del movimiento de las placas. Se observa que la placa del Caribe subduce a las placas vecinas en sus márgenes Sur, Sureste y Suroeste, no así en la parte Norte donde sólo existe un deslizamiento entre márgenes de placas, siendo estas placas la de Cocos y la de Norte América.

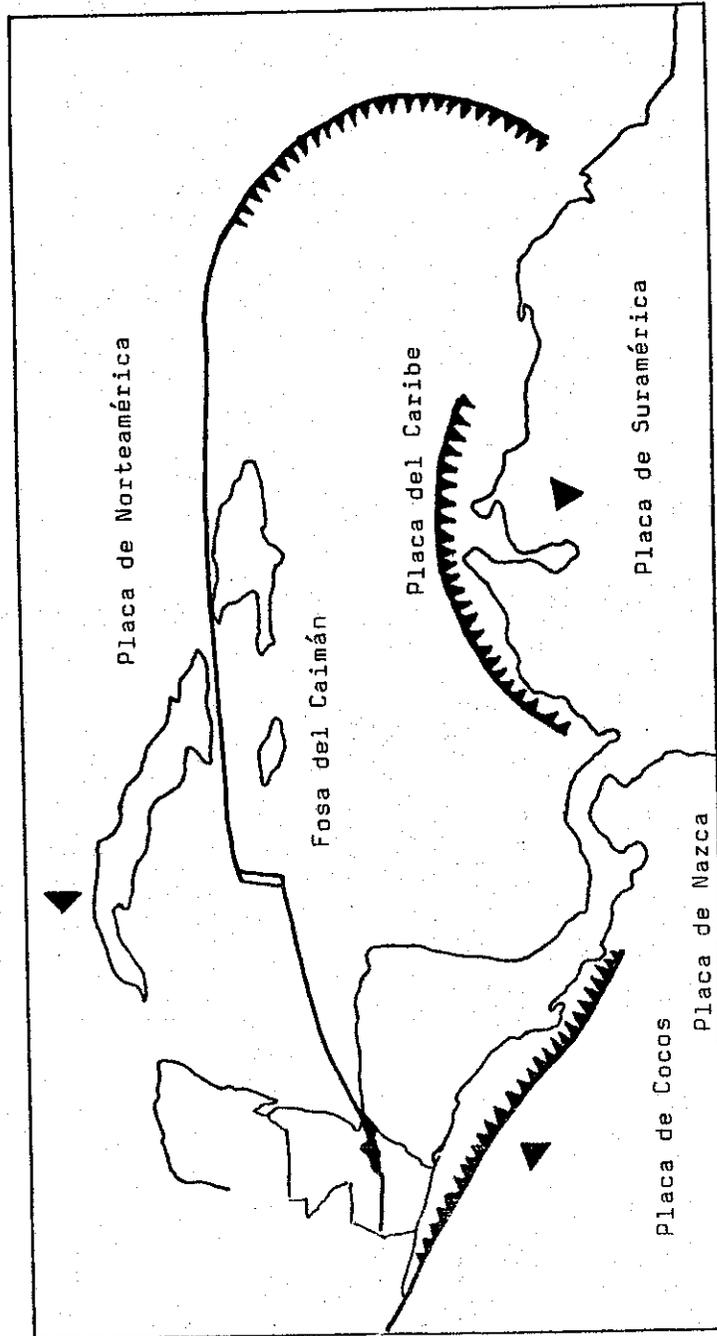
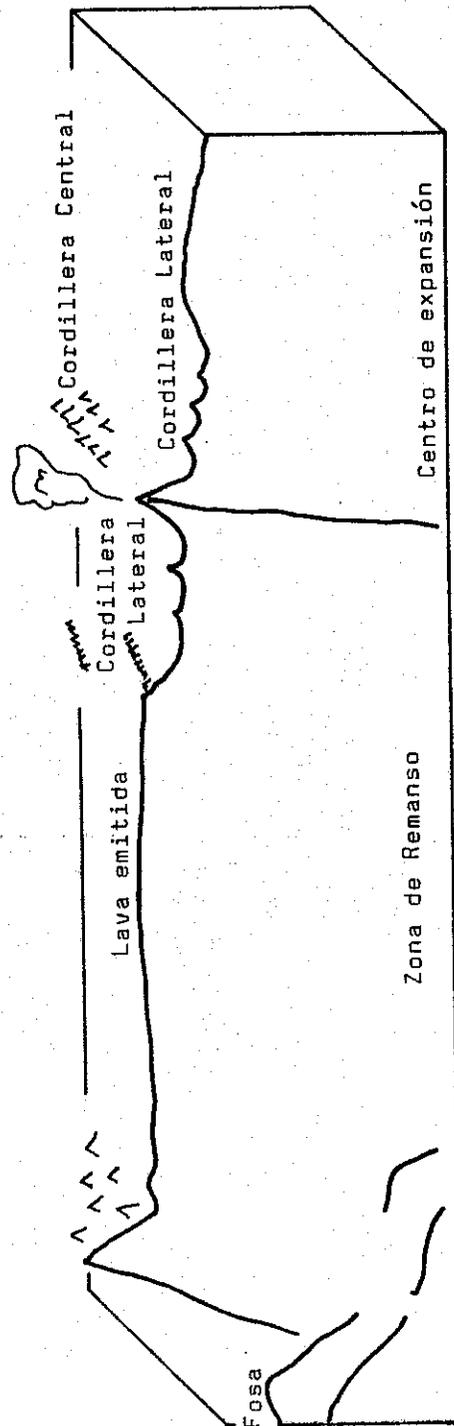
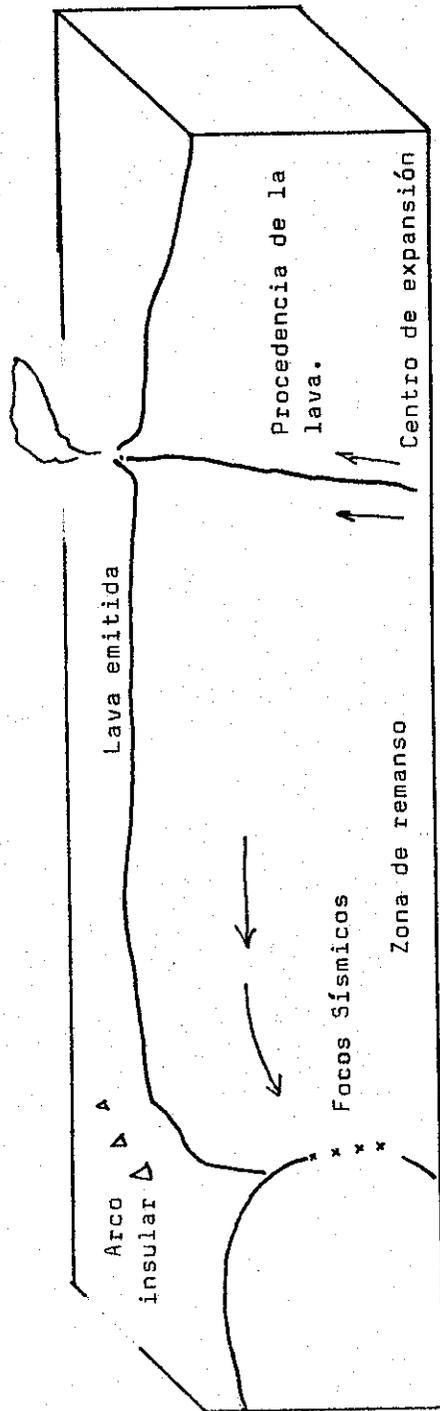


Figura 2.2. Situación tectónica de la placa del Caribe.



Figuras 2.3.a. y 2.3.b.

## CAPÍTULO III

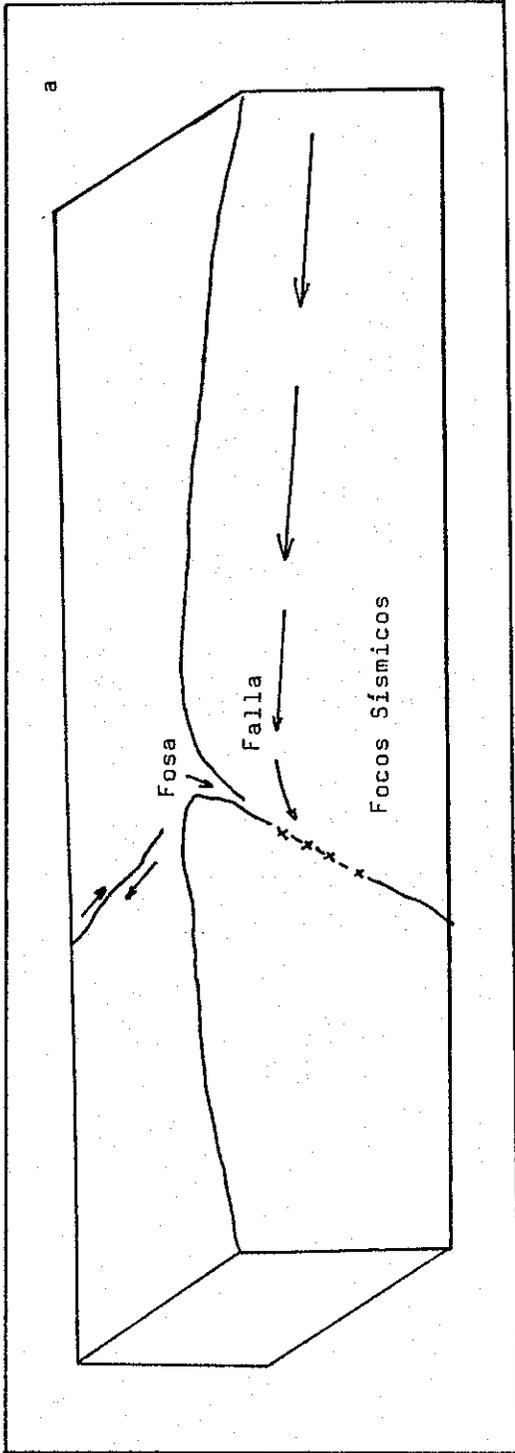
### ORIGEN DE LA CADENA VOLCÁNICA EN GUATEMALA

#### 3.1 RELACIÓN DE LA INTERACCIÓN DE PLACAS TECTÓNICAS Y EL VULCANISMO.

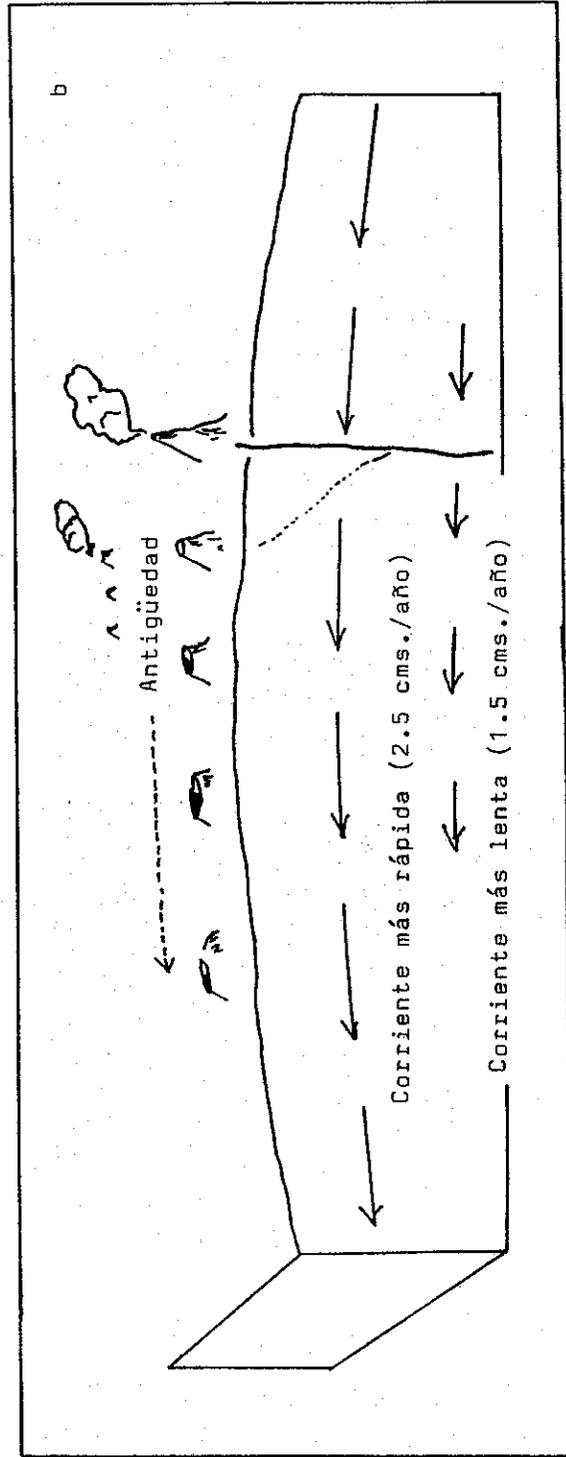
Estudios y análisis sismológicos han puesto de manifiesto que hay tres tipos de límite de placas: límites a lo largo de los cuales las placas se separan una de otra, límites a través de los cuales las placas se deslizan una respecto a la otra y límites en los cuales las placas convergen.

En un eje de cordillera oceánica, cuyas placas se separan, se genera nuevo material cortical por una continua acreción de corteza oceánica en los bordes posteriores de las placas. En las fallas de transformación, las placas se deslizan una respecto a la otra y en ellas no se crea ni se destruye material alguno. En las zonas de convergencia de placas, también llamadas zonas de subducción, una de las placas va desapareciendo y va gradualmente consumiéndose conforme se va deslizando hacia el interior del manto superior, bajo y frente al borde de la otra placa.

Los límites de las placas no siempre coinciden con los márgenes de los continentes; así, ocurre que hay algunos bordes continentales en los que no se da sismo alguno y existen regiones en las que no se dan fenómenos volcánicos. Es decir, que una placa pueden estar constituida en parte por una cuenca oceánica y el resto por un área continental o bien, puede darse el caso de coincidir exactamente con un océano o bien, corresponderse con



Figuras 3.1.a. y b.



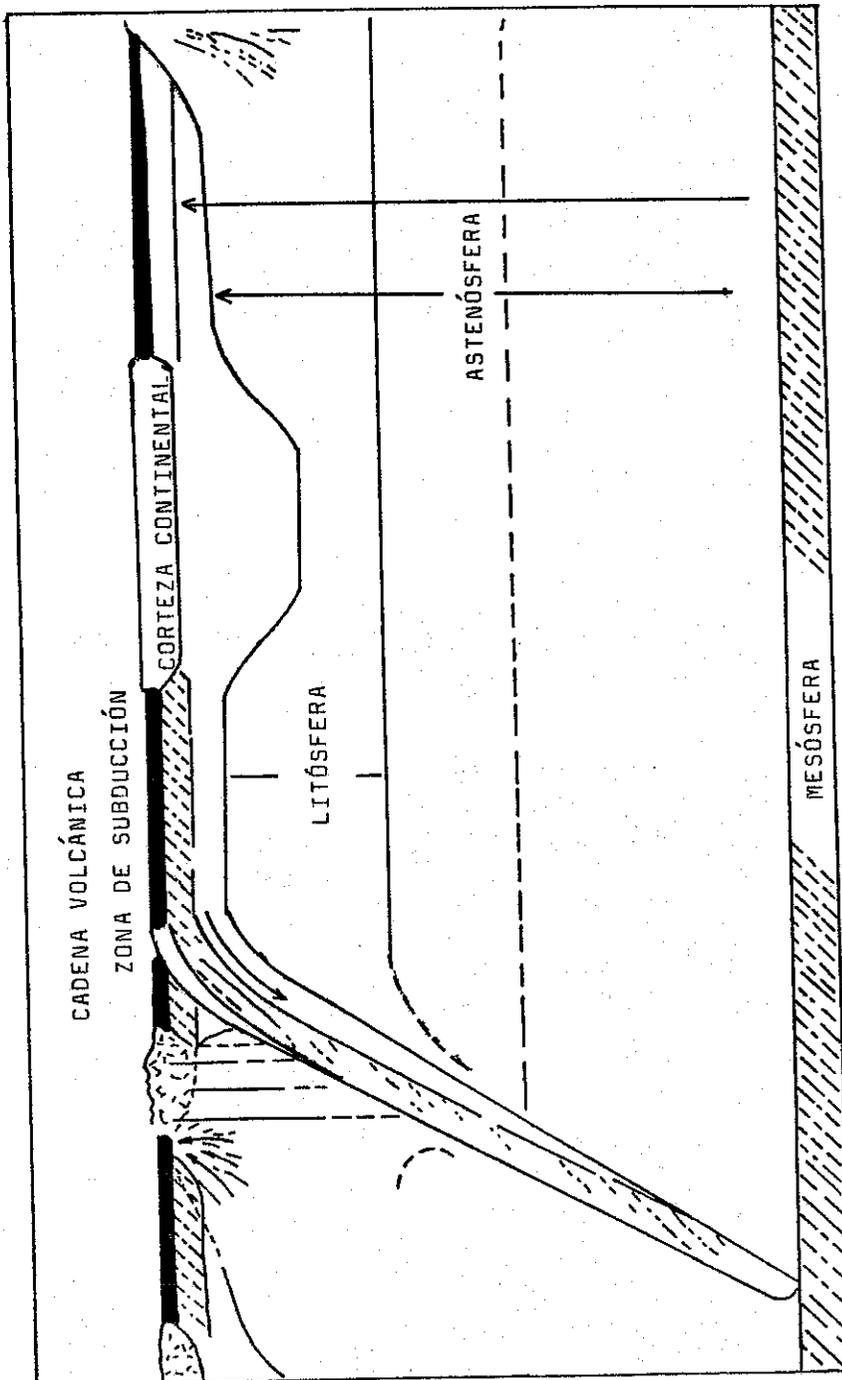


Figura 3.2

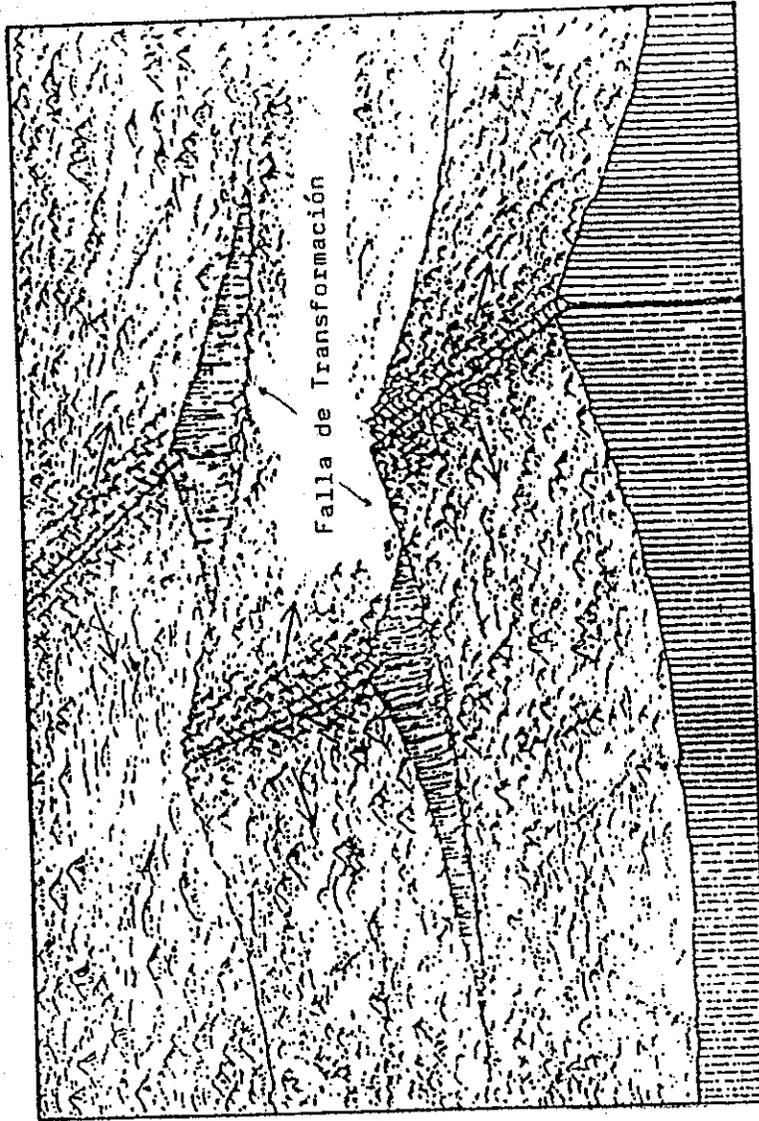


Figura 3.3. Las fallas de transformación aparecen entre dos segmentos de cordillera desplazados. Mientras la cordillera continúa creciendo se producen terremotos y erupciones volcánicas en los bordes de las placas.

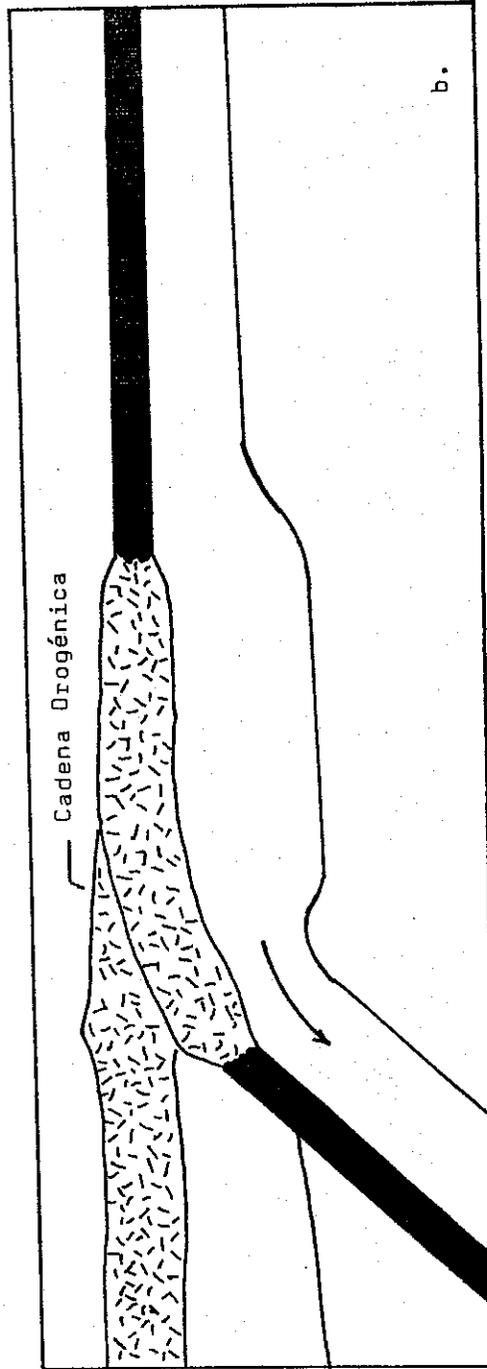
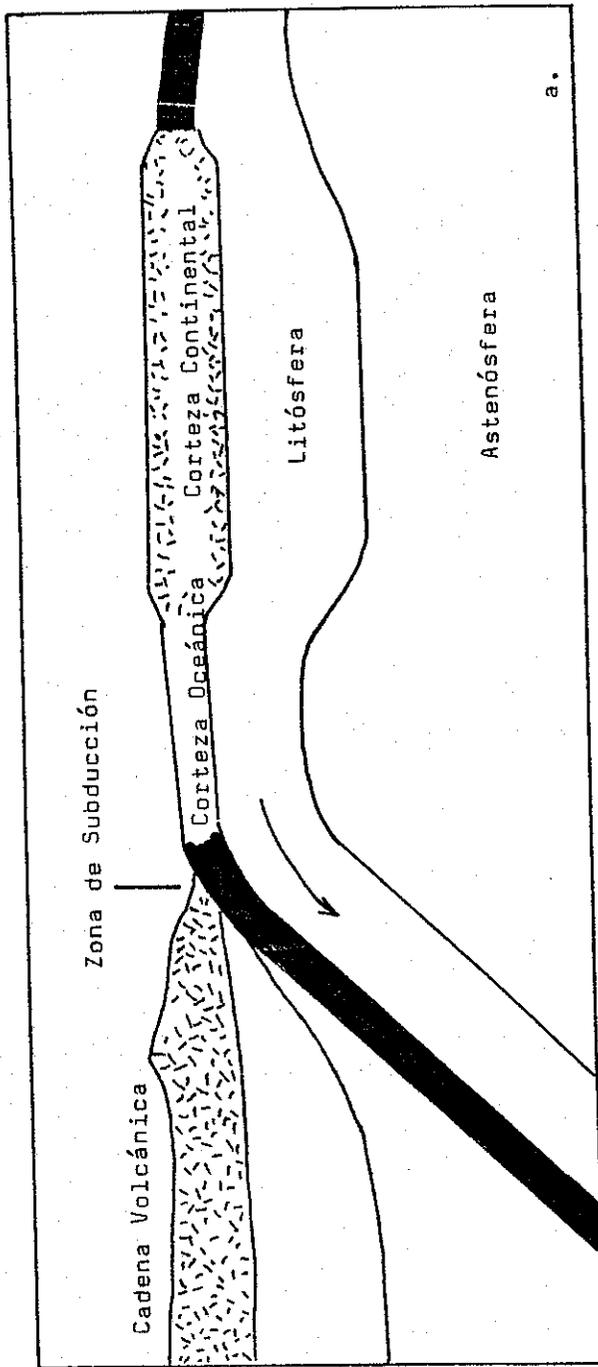


Figura 3.4.a,b. a) La colisión de los continentes tiene lugar cuando una placa que transporta un continente subduce en el borde delantero con una placa que transporta a su vez, otro continente. b) Dado que la corteza continental es demasiado ligera para ser hundida hacia la astenósfera, la colisión da lugar a cadenas de montañas.

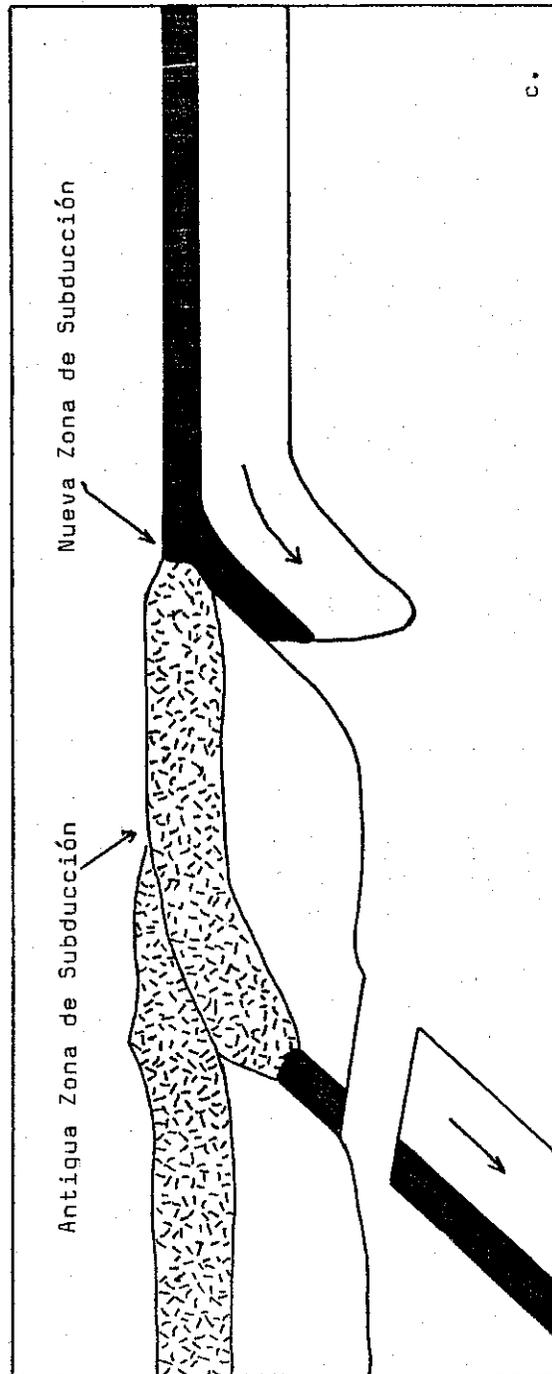


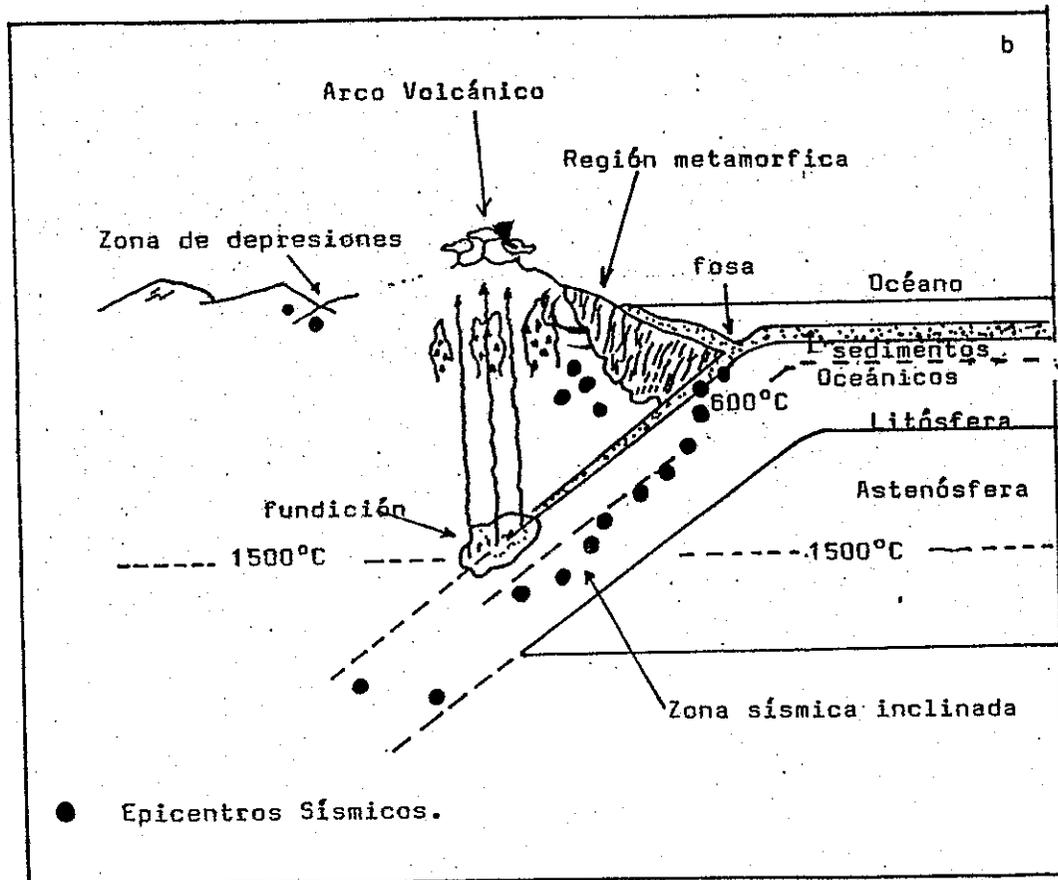
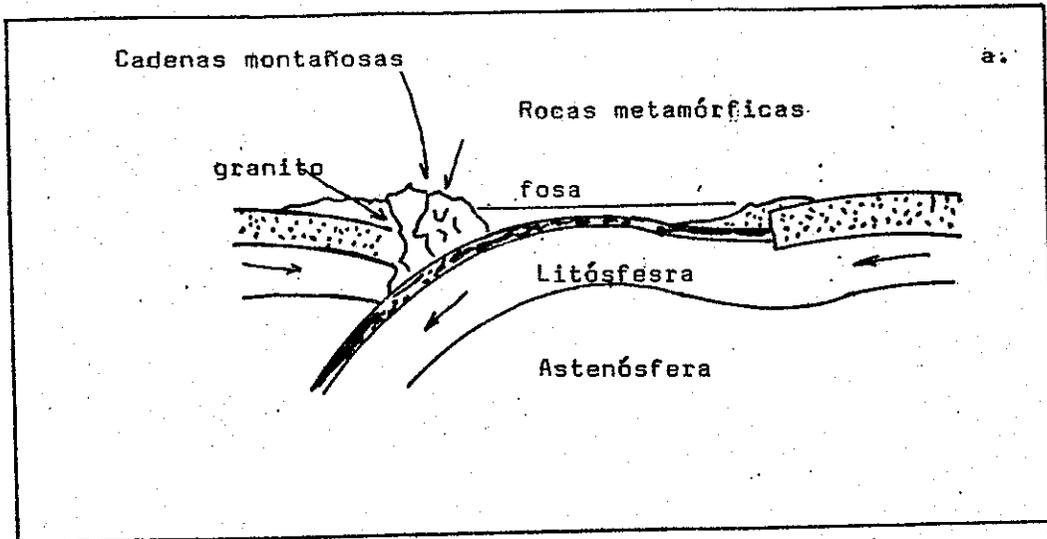
Figura 3.4.c La placa descendente puede, a su vez, romperse, sumerqiéndose en la astenósfera y una nueva zona de subducción empieza a funcionar en otra parte.

un continente.

Las corrientes de convección del manto, provocan que dos placas se muevan en dirección opuesta, esto provoca que se abra una fisura entre ellas llamada centro de expansión, ver fig. 2.3. A través de estas fisuras se eleva el material del manto plástico y con temperatura elevada, que solidifica y une al borde posterior de cada placa, dándose el volcanismo submarino. Mientras tanto, el borde de la placa más alejado del centro de expansión, el borde delantero, empuja contra otra placa, llegando a desviarse hacia abajo, de manera que se hunde, en una zona de material llamado la astenósfera, cien kilómetros o más bajo la superficie, en este caso se dice que la placa es subducida en una zona de subducción.

Puede observarse en la figura 3.5, que las zonas de subducción se distinguen por las siguientes características.

- a. La presencia de fosas profundas que marcan el sitio de consumición de la placa, punto en el que la subducción se refleja por la deformación de sedimentos que descansan sobre el fondo oceánico.
- b. Cadenas o cinturones volcánicos alineados en forma paralela a la fosa. Esto sucede donde la placa alcanza una profundidad suficiente para empezar a fundirse, debido a esto, esta región es propensa no sólo al volcanismo sino también a intrusiones.
- c. Una zona sísmica que se profundiza desde la vecindad de la fosa, hasta penetrar dentro del manto debajo de los volcanes.



Figuras 3.5.a. y b. Actividad y características geológicas asociadas con la subducción, fosas, cinturón magmático, terremotos, volcanismo, etc.

Esta zona sísmica marca el curso descendente de la placa y su mayor y más importante actividad se localiza en la región delimitada por la fosa y el arco debajo de la cadena volcánica; más allá de este punto, la actividad sísmica decrece y resulta de poca importancia por cuanto que se produce a grandes profundidades y sus efectos en la superficie son mínimos.

d. Una serie de estructuras geológicas paralelas a la cadena volcánica y localizadas detrás de ella. Estas estructuras paralelas son generalmente zonas de depresión que originan fallas normales.

e. Algunas estructuras geológicas transversales a la cadena volcánica; generalmente, estas estructuras lo constituyen alineamientos de chimeneas volcánicas.

### 3.2 ORIGEN DE LA CADENA VOLCÁNICA EN GUATEMALA

Malfait y Dinkelman en 1,972 diseñaron un modelo para la evolución de la placa del Caribe, la cual se inicia en el Cretácico tardío; esto se puede apreciar en la figura 3.6. En la figura 3.6 A se observa la fosa de Cuba, luego, la fosa de Puerto Rico, separadas ambas por una falla transversal denominada falla Beata, las flechas indican el movimiento Nor-Este de la placa de Cocos y Nor-Oeste para la placa de Sur América. En la parte Sur de México, la placa de Cocos es subducida por la placa de Norte América en la denominada fosa del Sur de México, ésta se une con la fosa de Cuba a través de una falla transcurrente que como lo indican las flechas pequeñas, en negro, muestran un desplazamiento encontrado entre la placa de Cocos y la de Norte

América. Al lado derecho y con sentido Norte Sur, está la fosa Bolívar en donde la placa de Cocos es subducida por la placa de Sur América.

Para el Paleoceno, (figura 3.6 B) la fosa del Sur de México en un principio cóncava hacia el Norte, se torna más recta con dirección Sureste; la fosa de Cuba se acorta y la falla que une estas dos fosas se reorienta con dirección Noreste, constituyendo la falla del Motagua en el continente y la fosa del Caimán en el océano. La falla Beata se ha alargado separando aún más las fosas de Puerto Rico y Cuba. La fosa Bolívar tiende a desaparecer hacia el Norte. La actividad volcánica ha desaparecido en el Sur de México y parte de la isla de Cuba.

Desde principios del Oligoceno la fosa del Sur de México continúa expandiéndose hacia el Sureste hasta unirse a la fosa Bolívar, cortando completamente la placa de Cocos o pacífica, el área cortada pasa a constituir la placa del Caribe. Aparece un arco volcánico alineado a la fosa del Sur de México, ahora denominada fosa de Centro América en la parte recién formada. La subducción y volcanismo desaparecen en la fosa de Cuba acortándose también en la fosa de Puerto Rico; las fosas de Puerto Rico, Cuba y del Caimán se unen formando una única línea. La falla Beata desaparece quedando una fisura que recibe el mismo nombre. La recién formada placa del Caribe cambia su desplazamiento hacia el Este ocurriendo subducción únicamente en el arco insular Este y Sur de dicha placa.

A mediados del Mioceno (figura 3.6 D) la fosa de Centro

Figura 3.6

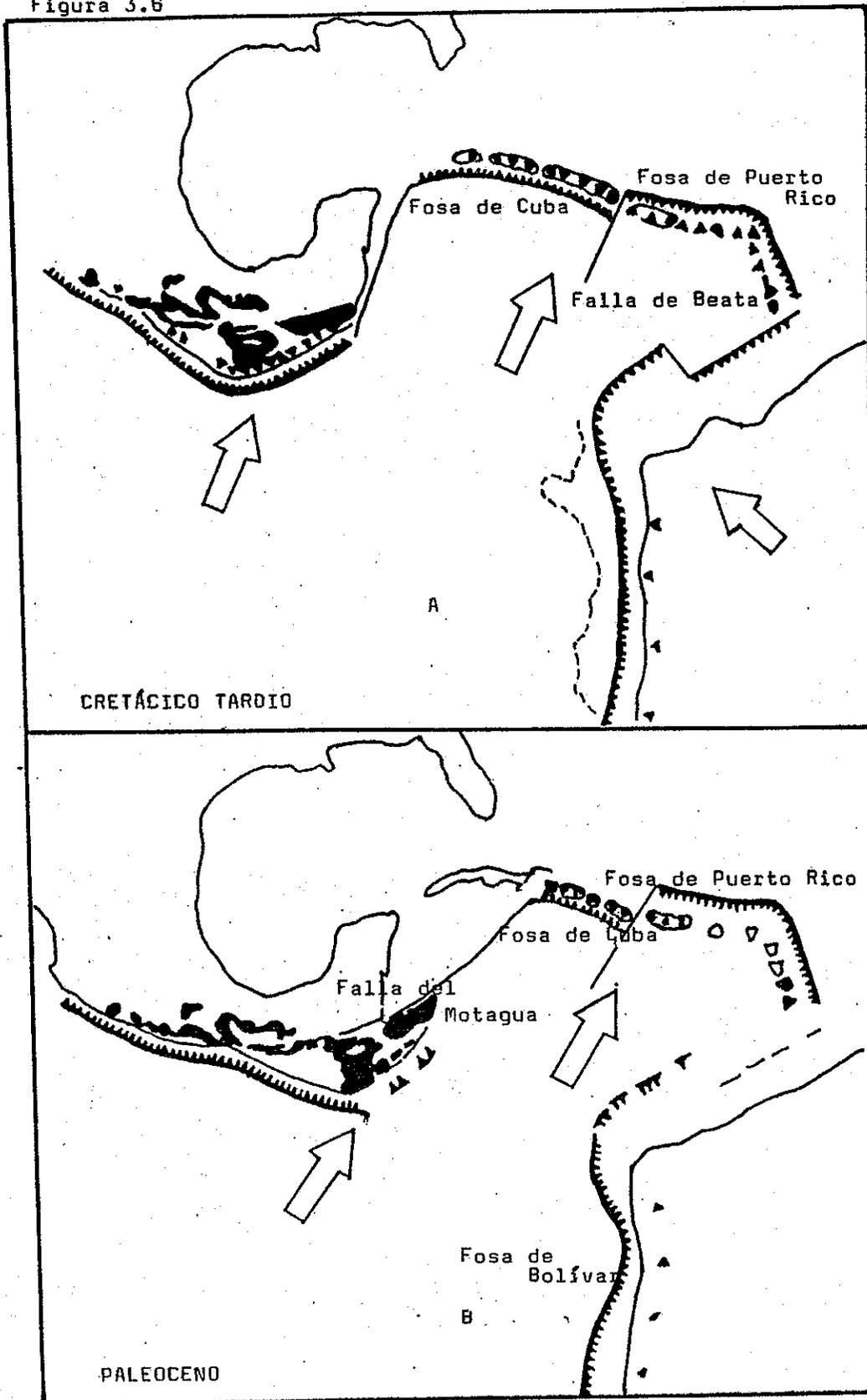
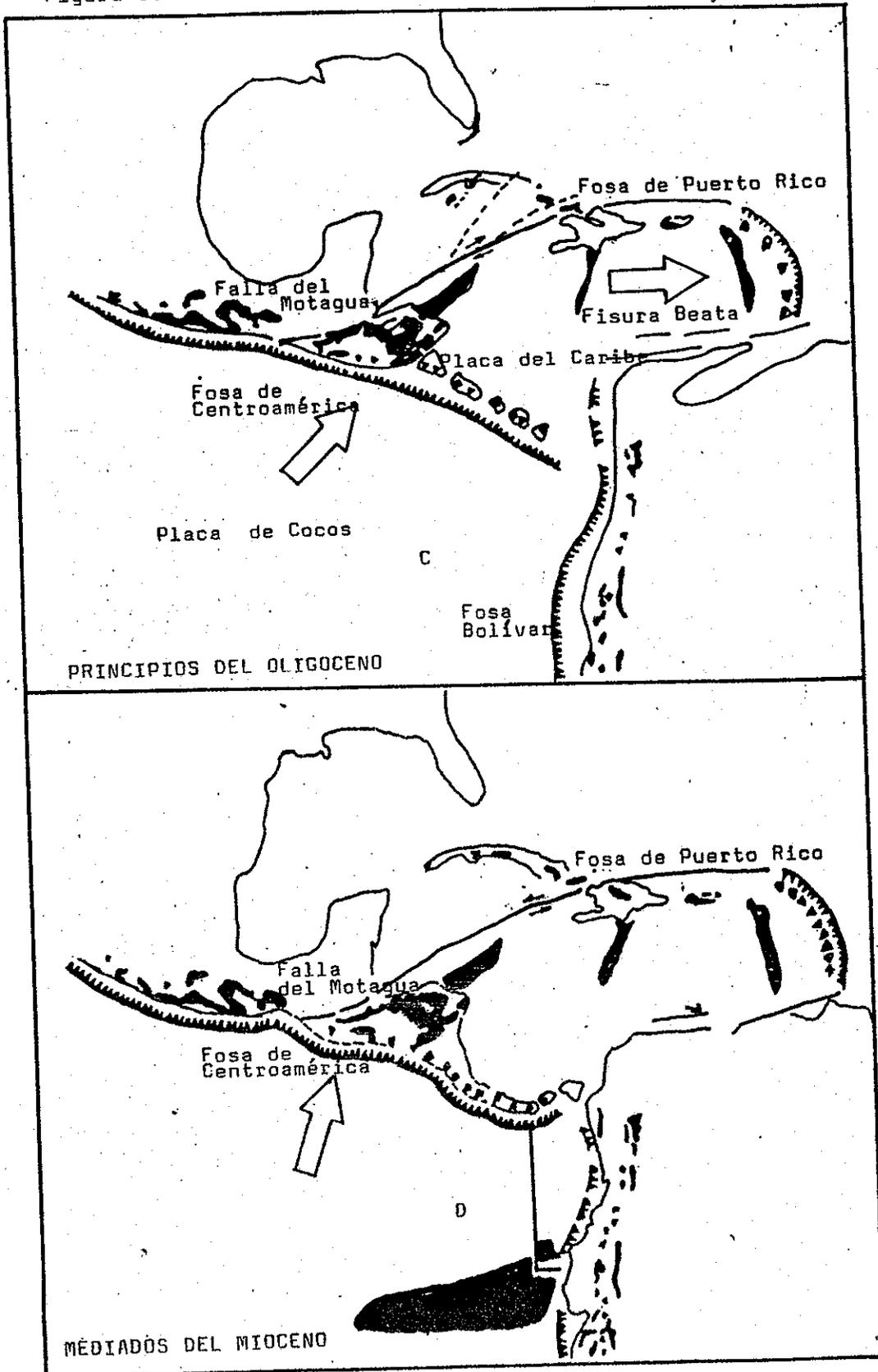


Figura 3.6.



América une completamente la del Sur de México con la fosa Bolívar, la subducción de la placa pacífica continúa, la fosa se arquea en varios puntos; el arco insular en este punto se incrementa junto a la actividad volcánica, lo que da origen a la formación del continente centroamericano, en parte, por acumulación de material volcánico y en otras, por levantamiento de la capa litostática para compensar la presión de la capa interior semi líquida del globo terrestre.

Siguiendo este modelo, la figura 3.7 muestra la posible apariencia de la triple junta de las placas de Norte América-Cocos y Caribe y los límites de sus márgenes dentro de 50 millones de años, asumiendo que no habrán cambios en el movimiento principal de las placas. La tendencia geométrica de desarrollo de estas placas puede explicar la actual elongación Este Oeste de esta triple junta de placas.

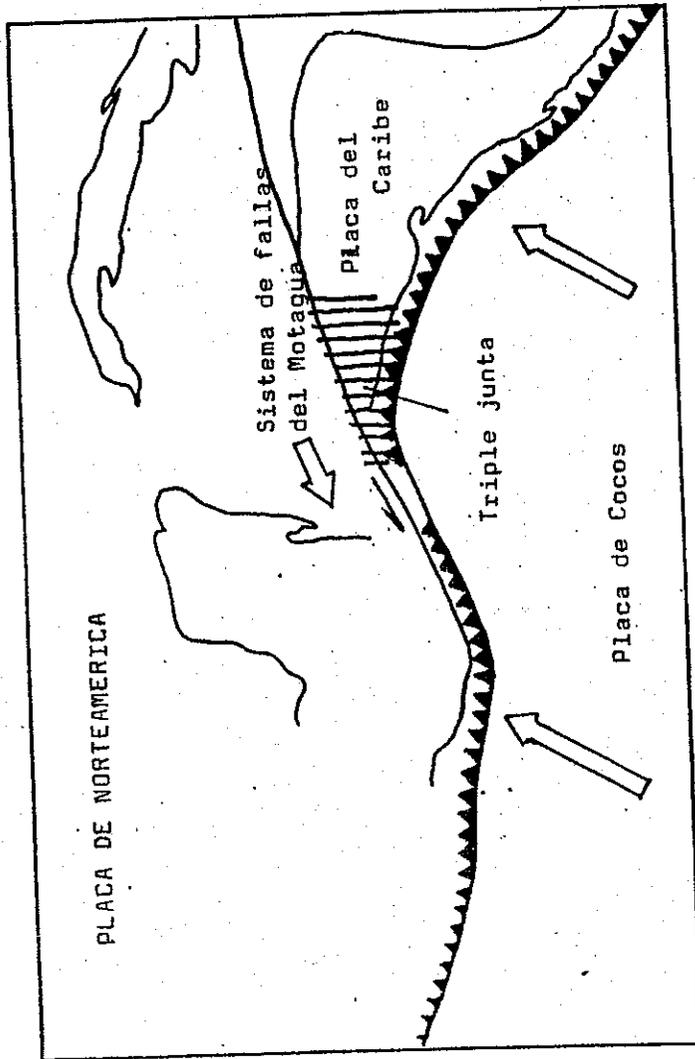


Figura 3.7 Situación tectónica de las placas, dentro de 50 millones de años

## CAPÍTULO IV

### CLASIFICACIÓN DE LOS VOLCANES DE GUATEMALA

Comúnmente, se llama volcán a una montaña cónica con una abertura en la parte superior, por la que salen ríos de lava, ceniza, humo y rocas que son lanzados con gran fuerza al espacio. Básicamente, un volcán está compuesto de una cámara magmática o depósito, un conducto hacia el exterior y una abertura o boca eruptiva; (ver figura 4.3 b). La cámara magmática recibe alimentación de material desde el interior de la tierra, material que en el capítulo anterior, se vio cómo se genera; es aquí, en la cámara donde el material o magma, cuando no asciende a la superficie, por encontrarse tapada su abertura o carecer de ella, sufre un proceso de diferenciación que no es más que la separación de gases del fluido, situándose éstos en la parte superior, donde empujan el tapón de la abertura hacia afuera, o bien, licúan la roca o manto superior confinante, en busca de la superficie hasta alcanzarla, es entonces, cuando se produce una erupción.

#### 4.1 TIPOS PRINCIPALES DE APARATOS VOLCÁNICOS

La clasificación de los volcanes se hace en base a ciertas características cualitativas comunes, tales como viscosidad del magma, contenido de volátiles. Estas influyen en el tipo de erupción y además, en la forma y estructura del volcán resultante. Otras características son la forma en que el magma aflora a la superficie que puede ser a través de un conducto que finaliza en una abertura o cráter, volcanes centrales, o a través

de una fisura de varios kilómetros de longitud, volcán fisura. El número de erupciones que tienen lugar a través de la misma abertura, también influye en la forma resultante.

Antes de entrar a una clasificación más específica y amplia, es bueno tener otras definiciones tales como: Volcanes Monogenéticos, que son producto de una sola erupción y sólo deja la estructura formada. Volcanes Poligenéticos, se forman por la superposición del producto de numerosas erupciones.

#### 4.1.1 CONOS CINERÍTICOS.

Son volcanes simples que están constituidos por partículas y burbujas de lava congelada, expulsada a través de una simple abertura. Con la presión del gas la lava es lanzada violentamente al espacio donde solidifica y precipita como ceniza alrededor del cráter para formar un cono circular u oval como si fuera un montículo de arena o grava. Casi todos los conos cineríticos tienen forma de tazón en la cúspide o cráter y raras veces se elevan más de 1,000 pies de sus alrededores. Ver figura 4.1.

#### 4.1.2 VOLCANES COMPUESTOS

También llamados Estrato Volcanes, son típicamente de laderas empinadas y escarpadas, conos simétricos y de gran dimensión, constituidos de estratos alternos de lava fluida, ceniza volcánica, bloques y bombas; pueden tener alturas hasta de 8,000 pies (2,400 mts.) medidos desde su base.

Todos tienen un cráter en la cima, el cual tiene una abertura central o un grupo de ellas. La lava fluye a través de

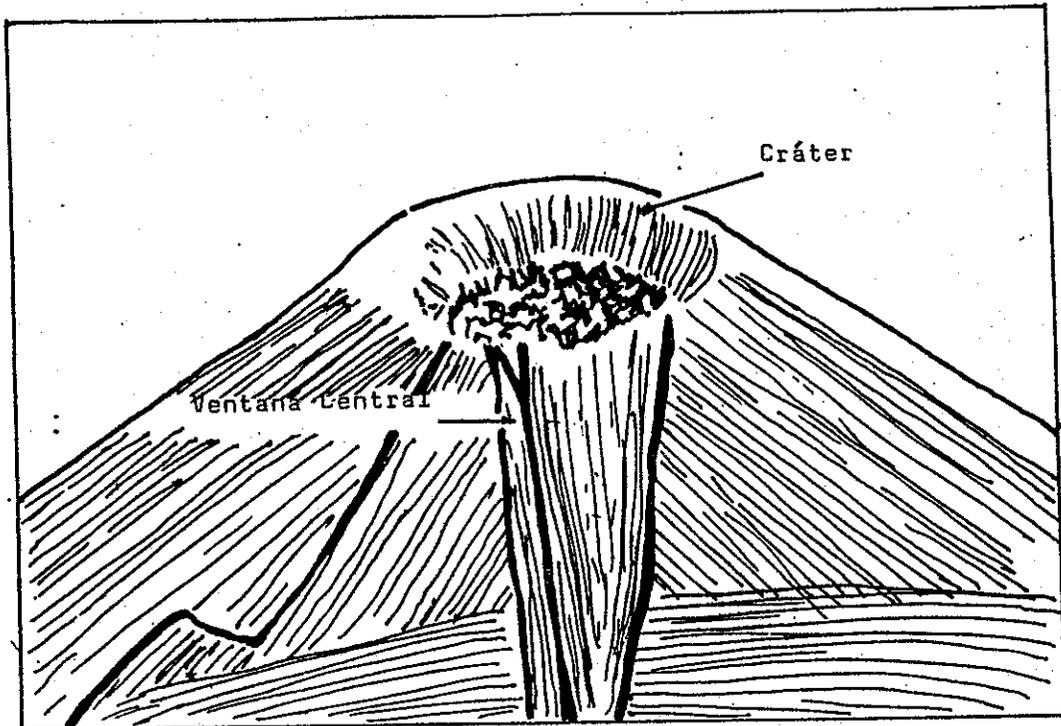


Figura 4.1. Cono Cinerítico típico

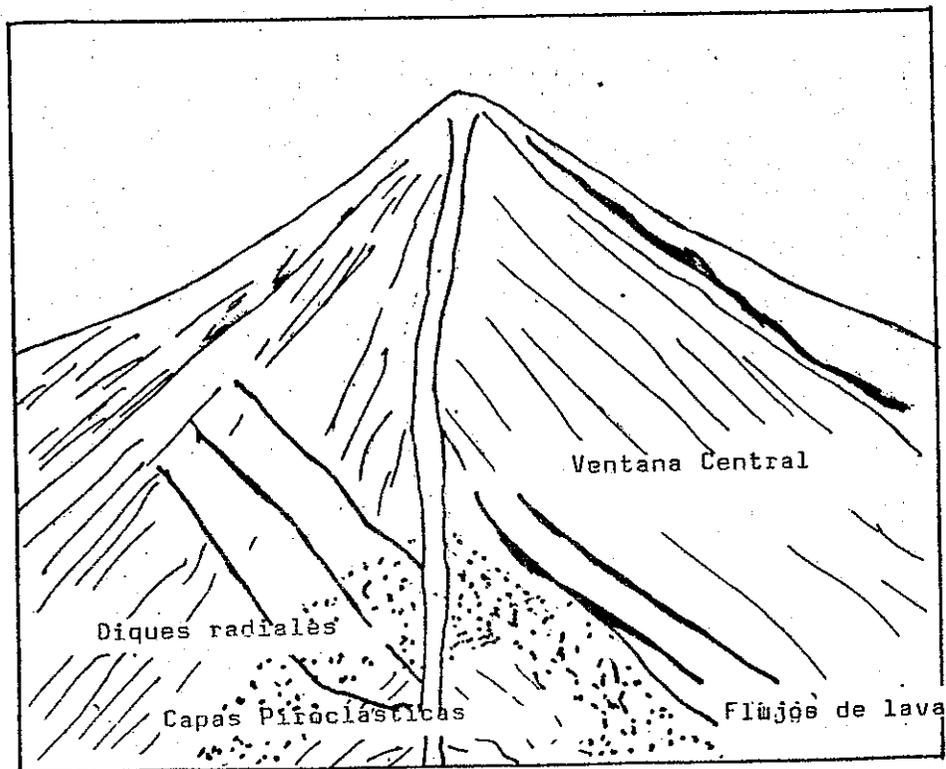


Figura 4.2. Volcán compuesto.

aberturas en las paredes del cráter o fisuras laterales del cono. La lava solidificada en las fisuras, forma diques que dan soporte al cono.

El rasgo esencial de un volcán compuesto es un conducto a través del cual el magma del reservorio en las profundidades de la tierra sube a la superficie. El volcán está formado por la acumulación del material eruptado a través del conducto e incrementa su tamaño con la acumulación de lava, y piroclastos en sus faldas.

Cuando un volcán compuesto cesa toda su actividad, la erosión comienza a destruir el cono, el magma solidificado en el conducto y en las fisuras es expuesto a la superficie y lentamente reducido por la erosión hasta que finalmente queda un complejo de diques y el conducto central, sobre la superficie. Ver figura 4.2.

#### 4.1.3 VOLCANES ESCUDO

Están constituidos por flujos de lava que fluyen en todas direcciones a través de una ventana inferior o un grupo de éstas, ocupando una gran extensión. Estos crecen levemente tras el fluir de grandes cantidades de lava basáltica que se expande a grandes distancias y enfría despacio, constituyendo delgadas capas al solidificar. Las lavas comúnmente son eruptadas a través de aberturas colocadas a lo largo y en los flancos del cono. Algunos de los volcanes de mayor diámetro en el mundo, son volcanes Escudo. Las islas de Hawai son una cadena de este tipo de volcanes, incluidos el Kilauea y el Mauna Loa que son los

Figura 4.3.A



Figura 4.3.A Volcán Escudo. a) Volcán Mauna Loa, Hawaii, representa el volcán activo más grande de la tierra.  
b) Volcán Escudo típico.

volcanes más activos del mundo. La profundidad del océano es de 15,000 pies a la base de las islas y el Mauna Loa se proyecta 13,677 pies sobre el nivel del mar. Ver figura 4.3 a y 4.3 b.

En algunas erupciones de volcanes Escudo, la lava aflora a través de largas fisuras, en vez de hacerlo por la abertura central, inundando los alrededores y formando anchos valles.

Volcanes de lava monogenéticos, son bastante raros como estructuras volcánicas independientes. Es más frecuente encontrarlos como pequeños volcanes parásitos formados durante una erupción excéntrica al pie de otro volcán de lava y son considerados como elementos de la estructura volcánica que les dio origen. En cada caso, consisten en una corriente de lava usualmente de basalto y un pequeño cono de cenizas o muro, alrededor del orificio de erupción. La forma asumida por el flujo de lava depende de la topografía que sobreyace.

#### 4.1.4 DOMOS DE LAVA

Los domos de lava son formaciones relativamente pequeñas, bulbos de masa de lava viscosa que fluye a pequeñas distancias. Un domo se desarrolla por una expansión interna. Conforme se desarrolla hacia el exterior se enfría y endurece, desmoronándose. Algunos domos adquieren forma de peñascos o columnas sobre el cráter del volcán, mientras que otros son pequeños. Los domos comúnmente ocurren dentro del cráter o en los lados de volcanes compuestos.

Domos de lava exógenos. En estos domos la lava viscosa, aflora a la superficie y solidifica, posteriormente, es rota para

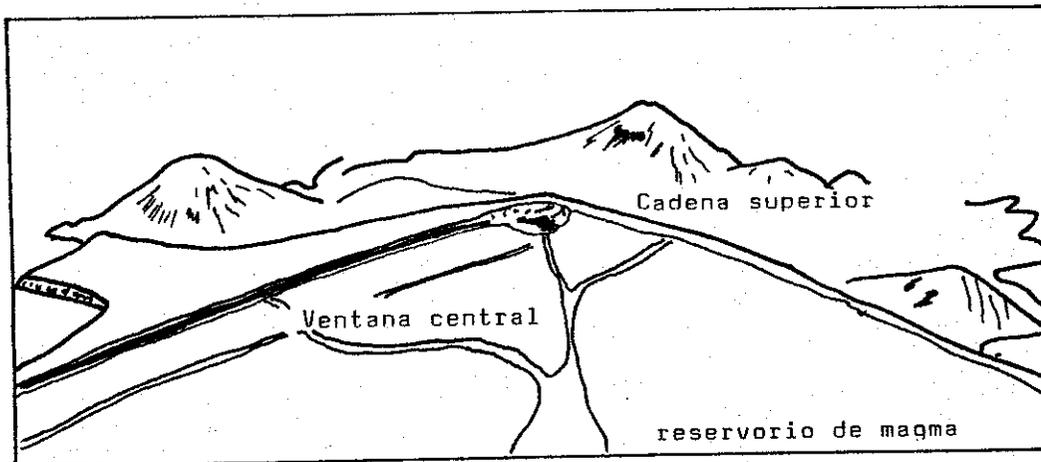


Figura 4.3.b. Volcán Escudo Típico.

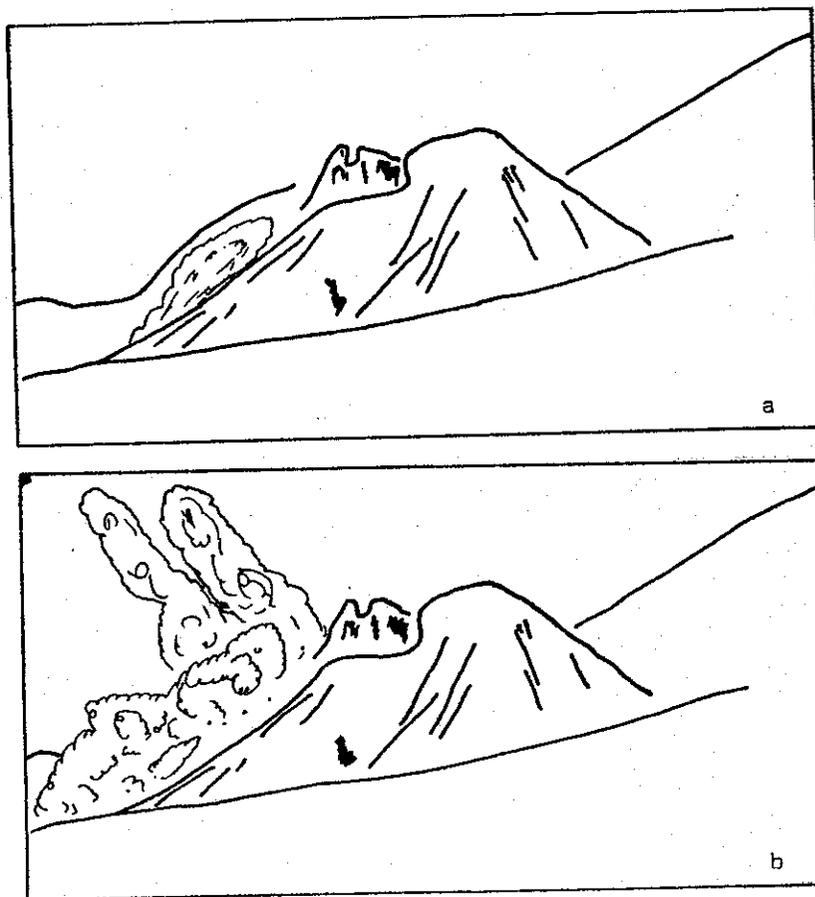


Figura 4.4.a y 4.4.b. Formación de un domo endógeno en el volcán Santa María, Guatemala, visto desde Merced, Patzulín, el 21 de diciembre de 1924. a) Se observa una nube ardiente que sale al pie del domo. b) La nube se precipita hacia abajo por la falda del volcán. Esquema de foto.

permitir una nueva emisión de lava. De esta manera el domo crece permanentemente ganando altura tan lejos como la presión hidrostática de la lava y la fuerza de las paredes del túnel permiten que el proceso continúe. La alta viscosidad del magma impide el escape de gases, la lava se apila sobre el cráter y debido a la presión los gases escapan, de tiempo en tiempo, con una violenta explosión, formando nubes ardientes. De este tipo fue la actividad del volcán Santiaguito, Guatemala, en los años 1,922 a 1,925 (figura 4.4).

A consecuencia de la alta viscosidad y relativa baja temperatura de la lava de estos volcanes, el cráter no está permanente abierto y debe ser abierto de nuevo por una erupción. Alguna actividad previa y persistente que antecede al lanzamiento de escoria o fragmentos de lava es desconocida, todo lo que ha podido ser observado es una difusa fumarola o actividad de solfataras a través de las fisuras de domo y la ventana taponada. La transición a una extrusión de lava es gradual. El magma se abre camino hacia la superficie sin ser notado y con la ayuda de los gases, calienta el material a su paso. La fusión del material de la ventana causa una reducción de la fuerza mecánica. La erupción comienza con una débil a moderada explosión que limpia el camino para el material que precede, el cráter es clarificado paso a paso, un proceso que puede tomar semanas o meses. La lava extruida lentamente es apilada sobre el cráter, creciendo el domo lenta e intermitentemente tanto en altura como en diámetro. El fenómeno eruptivo varía de acuerdo a la

viscosidad de la lava y a la forma del cráter.

Domos Endógenos. Estos crecen por dentro, la superficie solidifica y se fisura como resultado de la contracción por enfriamiento y también debido a la presión de la lava. Una y otra vez, la masa de magma se encuentra con una presión reducida, debido a las fisuras y pierden sus gases en forma explosiva. Bloques enteros estallan, astillan y son lanzados a un lado, el agujero es llenado con la lava en ascenso. Si la viscosidad no es muy alta, flujos de lava pueden ser emitidos por las fisuras y contribuir el crecimiento del domo, de esta forma existe una transición entre el flujo del domo y el movimiento de lavas.

El intermitente crecimiento del domo, generalmente, dura meses o años. Durante su crecimiento la estructura puede frecuentemente ser destruida en parte, esto debido a que la parte solidificada no está capacitada para resistir el incremento de la presión. Las lavas menos viscosas rompen un lado y destruyen parte del domo, aflorando y acarreando los fragmentos.

Si el flujo posee una viscosidad extremadamente alta, una columna de lava puede ser forzada a través del cráter del domo endógeno. Al principio, tiene la forma poligonal del cráter, poco tiempo después se redondea al igual que el orificio.

Cuando un domo de lava endógeno aparece independientemente como producto de una perforación inicial, generalmente, son rodeados por una muralla delgada de pómez, la parte más baja es incorporada al cráter formando brecha. Cuando la primera parte de la erupción es altamente explosiva, solamente se forma una

delgada capa que se hace más delgada a medida que se aleja del punto de la erupción. Los domos pueden tomar varias formas, siendo la más simple la de un pastel o torta de lava. Las formas más complicadas se suceden cuando la corteza se rompe en varios puntos en las partes bajas, entonces, delgadas corrientes de lava emergen y contribuyen a modificar la estructura del domo.

La extrusión de estos cuerpos nunca es un proceso continuo, el colapso de la parte superior reduce su altura y rodea su base con los pedazos caídos. En el interior, estas protuberancias se encuentran en estado incandescente y viscoso.

Conos de pómez con domo de lava Endógeno. Son estructuras que asemejan domos y que han solidificado a la par de una cubierta de toba. Cuando un domo de lava endógeno aparece, generalmente, es rodeado por una capa delgada de pómez. Si la primera fase de la erupción es altamente explosiva, solamente se forma una delgada capa que se hace más delgada a medida que se aleja del punto de la erupción. algunas veces son borradas o quedan ocultas debajo de los escombros del domo que está creciendo.

#### 4.1.5 CALDERAS

Se llama así a la depresión originada, por el colapso de un volcán compuesto. Ellas son casi siempre enormes, con un diámetro superior a 1.5 km pero, solamente la parte inferior de lo que fuera aquel enorme volcán permanece, bajo y de paredes circulares, en su interior pequeños y numerosos anillos de tobas o conos volcánicos se pueden formar. De acuerdo a su forma y

origen, se distinguen varios tipos de calderas. Calderas de cumbre o cima, se le denomina así a un gigantesco cráter en la cima. Calderas reales o verdaderas, generalmente, son las más grandes; el cono volcánico de donde se origina ha sido completamente destruido. Calderas monogenéticas simples, son las formadas por el colapso subsecuente a una enorme explosión, usualmente son circulares o elípticas. Cuando se originan de una serie de erupciones que se suceden en intervalos cortos o largos, pero que ocasionan el colapso, entonces se les llama calderas poligenéticas.

Para que se produzca una caldera es necesario que ocurra una explosión fuerte y violenta, lo cual se presenta después de un largo período de calma. La formación de muchas calderas, parece suceder después de la emisión de grandes volúmenes de ignimbritas, en cuyo mecanismo eruptivo interviene decisivamente la elevada concentración de volátiles en los últimos procesos de evolución magmática. Las fases explosivas que desencadenan estos volátiles, facilitan también el resquebrajamiento de los materiales situados sobre la cámara, lo que hace más sencillo el colapso al vaciarse ésta. Los grandes edificios, cuyo hundimiento sumital forma la depresión calderiforme, suelen encontrarse sobre zonas tectónicamente favorables a la generación y emplazamiento de magmas, por lo que no es de extrañar que se reproduzca el volcanismo en la región y que las nuevas bocas eruptivas se localicen preferentemente en el interior y bordes de la caldera, en cuyo sustrato recientemente movilizado, los

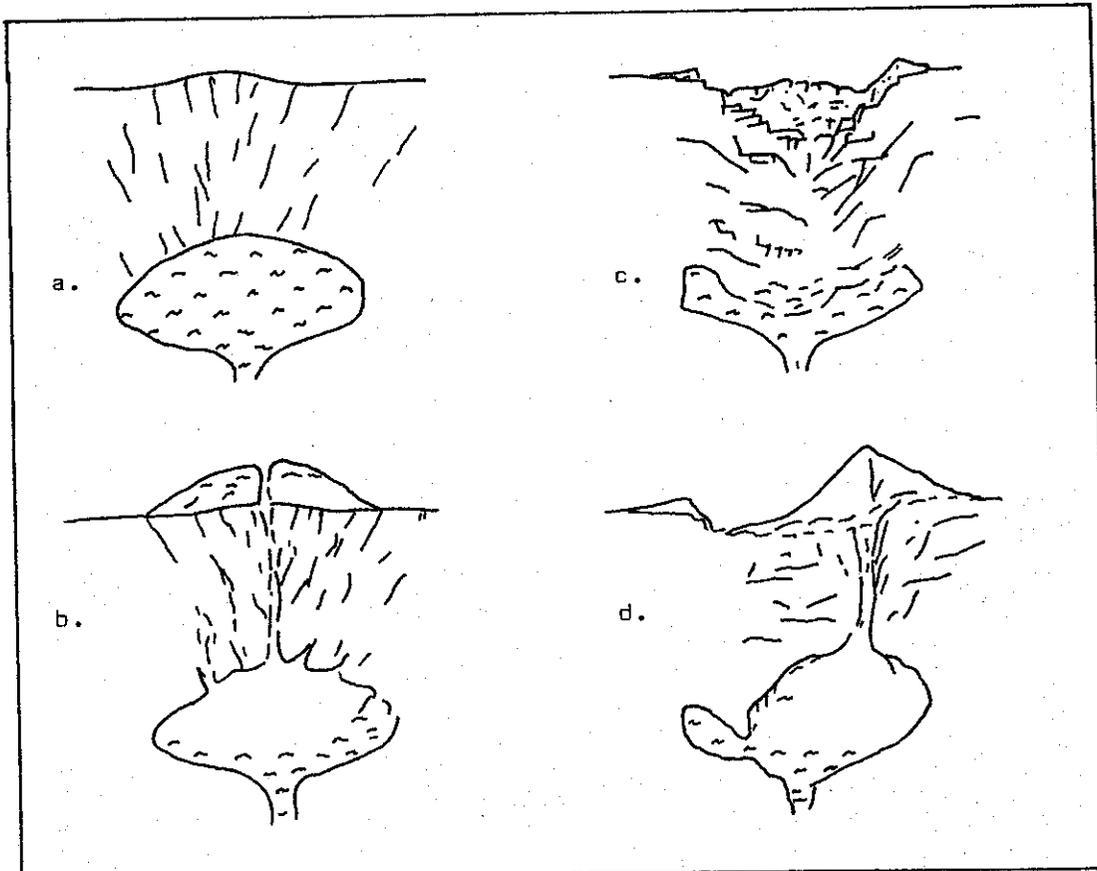


Figura 4.5 Formación de una caldera de hundimiento.  
 a) La intrusión magmática configura una cámara somera que provoca el abombamiento y fracturación cortical.  
 b) Se produce la erupción que culmina con la extrusión de voluminoso material y vaciado de la cámara.  
 c) El peso de las lavas acumuladas, sobre un sustrato debilitado por intrusiones domáticas y grandes explosiones, provoca el desplome brusco (colapso), lento (subsistencia) del techo de la cámara, formándose la caldera.  
 d) Las calderas coinciden con volcanes poliquenéticos, por lo que en un nuevo episodio de ascenso magmático, suele levantarse otro edificio volcánico en el centro o bordes de la depresión.

nuevos magmas encontrarán menos dificultades para su ascenso y extrusión. Como ejemplo de calderas en Guatemala tenemos los lagos de Atitlán, Amatitlán y la laguna de Ayarza.

#### 4.1.6 CRÁTERES DE EXPLOSIÓN

Se entiende por cráter, el orificio por el cual un volcán emite magma, ceniza, gas, etc. En estado de reposo, este orificio se encuentra sellado por material solidificado; para que una nueva erupción ocurra, dicho material deber ser removido, ya sea diluido por el magma en ascenso o por un proceso violento, como sería una explosión. Una explosión es un acto que afecta a todo el material de un cono volcánico, cuyo vértice se encuentra en el punto de la explosión, ver figura 4.6. La acción de una explosión viene determinada por el volumen de material que afecta, por la energía liberada y por las propiedades del medio (densidad de los materiales).

La explosiones volcánicas más violentas están siempre relacionadas con la interacción del magma con una cierta cantidad de agua externa, ya que el contenido en volátiles de origen magmático difícilmente alcanza el 5%.

La transferencia de energía del magma al agua se puede realizar meramente por conducción, cuando una intrusión magmática calienta por conducción el agua contenida en un acuífero confinado; en este caso, el incremento de presión en el acuífero es suficiente para producir una violenta explosión. Este tipo de explosiones requiere un tiempo considerable de preparación, dado que la transferencia de calor por conducción es muy lenta,

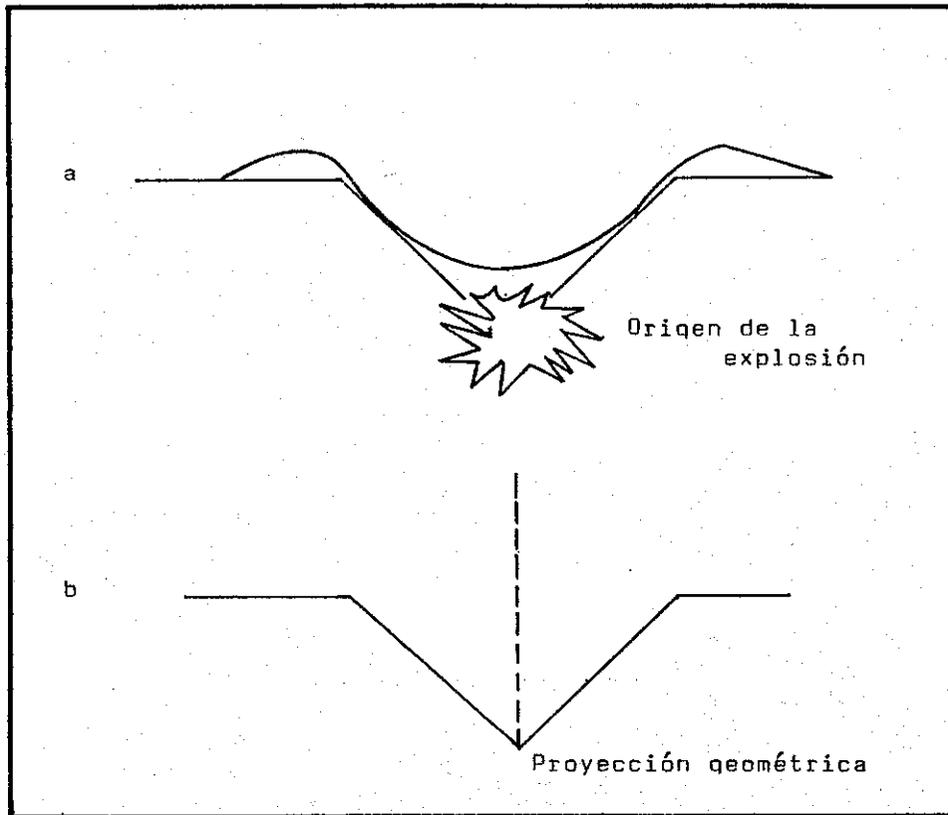


Figura 4.6. En a) se ubica el origen de la explosión; en figura b) se hace una proyección geométrica que ubica el vértice del cono en el punto de origen de la explosión.

debido a las bajas conductividades térmicas de los materiales de la corteza.

Las más gigantescas explosiones volcánicas se desarrollan por la interacción de un magma con un acuífero, en el curso de una erupción, ya con el conducto abierto. La violencia de la explosión se debe a la velocidad con que se transfiere la energía térmica del magma al agua del acuífero que en su transformación a vapor y posterior expansión; ya casi a presión atmosférica es capaz de desarrollar el máximo trabajo mecánico. La interacción agua-magma se debe realizar por encima del nivel de fragmentación para que ambos igualen sus temperaturas todavía dentro del conducto de emisión, donde la posterior expansión isotérmica del sistema alcanza altos niveles de energía cinética y térmica que son característicos de la erupciones plinianas como se verá más adelante.

#### 4.2 TIPOS DE ERUPCIONES VOLCÁNICAS

Las diferentes formas de aparatos volcánicos se dan o permanecen de acuerdo al tipo de erupción, material eruptado, topografía del terreno y de alguna manera contribuyen las condiciones climatológicas prevalecientes al momento de la erupción.

El estilo de actividad y tipos de productos pueden cambiar en minutos u horas, dependiendo de cambios en la composición de magma, volátiles, u otras condiciones de la cámara y ventana magmáticas. Algunos tipos de erupciones se caracterizan esencialmente por una fase eruptiva simple, mientras en otras los

periodos de calma pueden ocurrir sobre pequeños intervalos de tiempo como en varios días, varias semanas, varios meses o en algunos volcanes basálticos arriba de dos o más años.

Una actividad volcánica que se podría llamar tranquila se da cuando magma con poco contenido de volátiles aflora a la superficie, regularmente magmas basálticos, a través de fisuras o conductos abiertos. Si un magma encuentra obstáculos en su camino hacia la superficie entonces queda confinado en lo que se conoce como cámara magmática, pudiendo entonces suceder dos casos: **Erupciones freáticas.** Estas se suceden cuando masas de agua son calentadas al acercarse a una cámara magmática, también puede ocurrir que el contacto agua-magma sea directo, entonces se tendría una erupción de tipo Freatomagmática; en ambos casos se tendrá un proceso eruptivo violento de vapor de agua para el primer caso y de vapor-sólidos para el segundo si el camino hacia la superficie se encontrara libre, de otra forma, podría ocurrir una explosión del cráter si la ventana se encontrara bloqueada para cualquiera de las dos situaciones.

**Erupciones explosivas de gas.** Estas erupciones pueden perforar a través o lanzar hacia afuera el conducto bloqueado de una ventana volcánica, sin que lava fresca alcance la superficie.

Erupciones de esta clase ocurren en volcanes dormidos con su abertura bloqueada. Ellos no generan productos magmáticos frescos, solamente gases y rocas volcánicas antiguas pulverizadas; el vapor de agua juega invariablemente un papel principal. Lavas extremadamente viscosas y con abundantes

cristales son características de este tipo de forma volcánica y normalmente, ésta no aflora a la superficie, únicamente por diferenciación magmática produce la cantidad de gas y presión necesarias para una ventana nueva o la bloqueada al lanzar el gas, provocando la falla de las paredes del volcán o una subsidencia de la estructura volcánica. En Centro América se considera que el 99% de actividad volcánica es explosiva.

#### 4.2.1 PRODUCTOS VOLCÁNICOS

Básicamente, el magma es el producto emanado de todo aparato volcánico, cualquiera que sea su forma, éste aflora a la superficie ya sea en estado sólido o semilíquido. Se puede definir el magma como un grupo de silicatos disueltos dentro y debajo de la corteza terrestre, en ellos hay algunos constituyentes volátiles. Se distinguen varias condiciones del magma:

- a) Hipomagma: magma con poco contenido de gases y puede existir solamente bajo presiones tan altas como la presión del vapor de los gases en él disueltos,
- b) Pyromagma: es un magma sobresaturado de gases y es por consiguiente vesicular y espumoso,
- c) Epimagma: es un magma pobre en gases y esencialmente se identifica con la lava, que aún no ha sido eruptada.

Origen de los magmas. Por simplicidad se dividen los magmas en dos grupos principales: 1) magmas parentales, formados por fusión parcial de una parte superior del manto 2) magmas

derivados, formados por diferenciación de magmas madre o por mezcla de magmas.

**Magmas Basálticos.** Las variables que controlan la composición de los magmas basálticos son complejas. Estas incluyen : 1) composición química y mineralógica de las rocas fuente, tipo y relativa abundancia de volátiles, y 2) procesos de fundición, grado parcial de fundición (como una fusión de la presión, temperatura y contenido de volátiles) y profundidad de generación.

A los magmas basálticos se les denomina primarios, cuando llegan a la superficie de la tierra en forma directa a lo largo de fisuras y eruptados prácticamente sin cambios químicos durante su tránsito. La mayoría de los magmas se enfrían, fraccionan y mezclan en variados grados en su ruta hacia la superficie.

**Magmas Andesíticos.** La vasta mayoría de las series de magmas andesíticos o calco-alcalinos ocurren por encima de la zona de Benioff, sugiere un fuerte eslabón genético con el proceso de la zona de subducción. Debido a la deshidratación se considera como un resultado de la elevación de la temperatura en la corteza subducida, rica en agua y metamorfosis de sedimentos. Hay dos opiniones respecto al origen de los magmas andesíticos, ya sea que son formados directamente por fundición parcial de peridotita o por fraccionamiento de magmas hidro-basaltos, generados a lo largo y sobre la zona de Benioff. Existe un amplio espectro de magmas de tipo andesítico, los que se deben haber formado por la correspondiente larga variedad de procesos

petrogénicos. El último consenso es que los magmas andesíticos se forman por la diferenciación de magmas basálticos, modificados por fluidos desde la subducción de las capas y localmente, por corteza parcialmente fundida.

**Gases Volcánicos.** Enormes cantidades de gases son normalmente lanzados hacia afuera con gran fuerza, durante una erupción volcánica. Los gases son emitidos a altas temperaturas lo que hace imposible la toma de muestras. La presencia de llamas amarillas o azules, observadas en varias ocasiones, indican la presencia de componentes inflamables, mientras que otros gases pueden ser reconocidos por su olor.

Los más importantes gases eruptivos son los siguientes: agua, hidrógeno, cloruro de hidrógeno, sulfato de hidrógeno, monóxido de carbono, dióxido de carbono, fluoruro de hidrógeno. En adición se encuentran pequeñas cantidades de metano, amonio, triocyanate de hidrógeno, nitrógeno, argón y otros gases nobles.

**Formación de fluidos y sólidos.** Durante una erupción, el magma se separa bajo presión en un fluido de lava incandescente y una fase gaseosa. Esta separación es acompañada por un fenómeno explosivo más o menos violento, dependiendo de la viscosidad del magma; pérdida de volátiles en forma relativamente calmada, es posible solamente en magmas muy fluidos.

La forma en que los gases volcánicos evolucionan depende en primer lugar, de la viscosidad del fluido. Si la pérdida de gas es mediante una explosión violenta, el fluido se rompe en fragmentos, mientras que los bloques y astillas de las rocas

entonces se les denomina lavas acordonadas.

En el caso de lavas de moderada viscosidad, con la formación de fragmentos de escoria alrededor de la superficie se describen con el término "lavas aa".

Los gases no pueden escapar fácilmente de lavas viscosas y el fluido permanece relativamente rico en gases hasta solidificar; en tales condiciones las estructuras superficiales originadas se les refiere con el término de lavas en bloques.

Se denomina como material fragmentario a todos aquellos productos eruptados en forma sólida o fundida durante una erupción de gases. A todo este grupo de materiales se les conoce comúnmente como tefra y tobas a los secundarios materiales fragmentarios compactados. El término piroclásticos o sedimentos piroclásticos incluye a ambos. De acuerdo a su origen, los materiales fragmentarios se dividen en aquellos que consisten exclusivamente de fragmentos de lava eruptada y aquellos que constituyen fragmentos de la roca que forma el conducto o ventana, los cuales pueden ser de origen magmático o no magmático.

Cenizas, son polvos o fragmentos de materiales de roca pulverizada del conducto o paredes del mismo o de magma cristalizado, o una mezcla de ambos.

En condiciones frescas, las cenizas casi siempre tienden a formar agregados, así, estas esferas coherentes pueden caer, denominándoseles pisolitas o gotas de lluvia petrificada. Estos son indicativos de una erupción subaérea.

Los fragmentos de lava solidificada altamente vesiculares, porosos y vítreos, lanzados por una violenta explosión, son conocidos como poma o pómez. Pómez se forma únicamente cuando magmas viscosos sufren una liberación repentina de presiones, como sucede inmediatamente después de la eyección del tapón del cráter, o en una perforación inicial. La vesiculación y solidificación toma lugar durante el vuelo en el aire de los fragmentos de lava, la que se quiebra en piezas angulares.

Escorias, son por lo regular, fragmentos de lava aproximadamente de las mismas características que el pómez, que han solidificado durante su vuelo, pero se han vesiculado en forma moderada y por eso son más pesados. Regularmente no son erupcionados en la misma cantidad que las pómez.

Bombas, se denomina así a los fragmentos de lava que adquieren su forma definitiva por rotación, durante su vuelo en el aire, donde solidifican antes de caer al suelo; su forma es determinada por la viscosidad del magma.

Lapilli, son pequeñas eyecciones de material con diámetros entre 2 mm. y 2 cm.; usualmente consisten en fragmentos de lavas viejas y escorias y más raramente de piezas rotas de algún otro tipo de rocas presentes en el cráter.

#### 4.2.1.1 MECANISMOS DE TRANSPORTE

Una explosión volcánica provoca la formación de columnas eruptivas de altura variable; menos de 1 km en hawaianas y estrombolianas, a decenas de kms en plinianas. Los vientos de la tropósfera o estratósfera, que pueden alcanzar velocidades de

hasta 100 km/h, desplazan la columna eruptiva configurando plumas de variadas dimensiones y recorridos en los que son transportados los lapilli más finos, las cenizas, los polvos y los gases, Ver figura 4.7.

Los piroclastos más gruesos, en general, mayores de 10 cm integran parcialmente la columna eruptiva, ya que a consecuencia de sus altas velocidades de caída, se desplazan con trayectorias denominadas balísticas. Estos fragmentos se encuentran por lo tanto confinados a las inmediaciones del aparato volcánico y sólo excepcionalmente, más allá de los 5 km. El alcance depende de su tamaño y de la velocidad inicial del fragmento oscilante entre los 500 y 600 metros por segundo y en menor grado de la forma, densidad y rugosidad del fragmento. Los depósitos originados por este mecanismo son del tipo proximal y están representados por brechas, aglomerados, lapillitas y mezclas de estos tipos litológicos, con estratificaciones variadas y textura de grano soportado. ver figuras 4.8 y 4.9.

Las partículas más pequeñas cuyas velocidades de caída van cobrando importancia a medida que decrece la turbulencia de la nube y de la columna eruptiva, decantan gradualmente en función de sus decrecientes velocidades de sedimentación. De esta forma van originando los depósitos de lapilli, de cenizas, y de polvos a lo largo de la trayectoria de la pluma eruptiva. Ver figura 4.9.

#### 4.2.1.2 TIPOS DE DEPÓSITOS

Depósitos Piroclásticos. Los depósitos de piroclásticos son

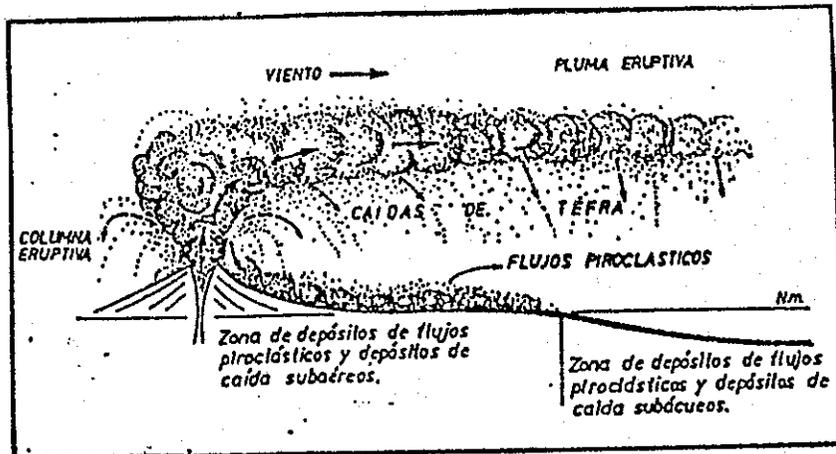


Figura 4.7 Diagrama esquemático sobre mecanismos básicos de transporte. Acumulación continental, sub aérea y marina, sub ácuo. Nm= nivel del mar

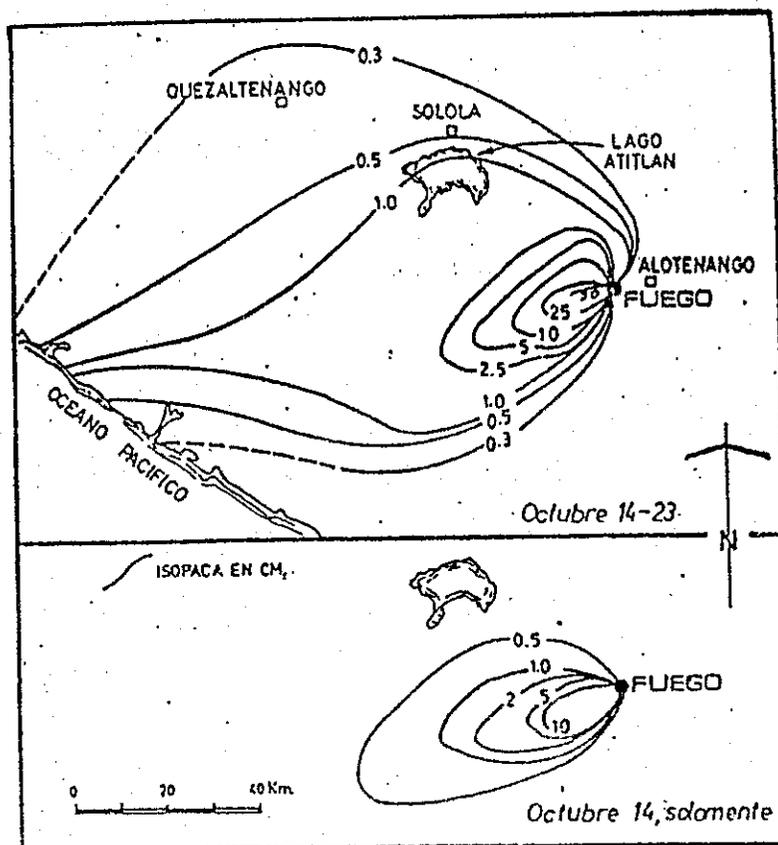


Figura 4.8. Mapas isópacos que muestran la dispersión de las caídas de tefra de la erupción del volcán de Fuego, Guatemala, - erupción de 1,974.

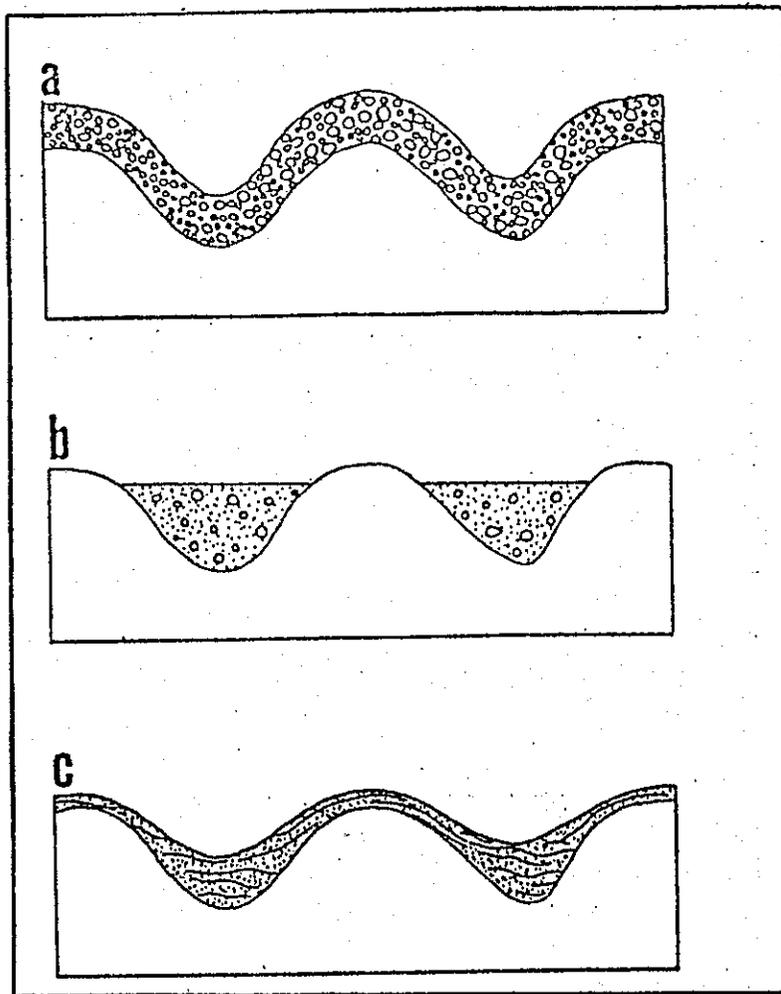


Figura 4.9. Disposición de depósitos piroclásticos primarios en relación con la topografía  
 a) Depósito de caída, manteo de la topografía; b) De flujos piroclásticos densos; relleno de bajos topográficos y eventualmente formación de superficies chatas; c) de flujos inflados, manteo - con el engrosamiento del depósito en - valles y depresiones.

diversos y reflejan diferentes tipos de erupciones y regímenes de deposición. Visto desde la perspectiva del mecanismo del flujo, hay esencialmente dos tipos de depósitos: 1) depósitos de flujo piroclástico, los cuales comúnmente están pobremente ordenados y son masivos, y 2) depósitos de caída de piroclastos, los cuales están mejor ordenados, de grano fino, delgados y mejor estratificados que los anteriores. Estas dos clases de depósitos ocurren solos o asociados.

Los flujos piroclásticos, se originan en diferentes ambientes tectónicos y volcánicos y tienen vastos y diferentes volúmenes. Erupciones que producen depósitos de flujo piroclástico en el orden de 0.001 a 1.00 km<sup>3</sup>, provienen de pequeños volcanes típicos de cráter central, pero no confinados a sistemas de arco magmático. Flujos más voluminosos de 1 a 100 km<sup>3</sup> se originan de grandes estrato volcanes. Volúmenes de 100 a 1,000 km<sup>3</sup> están asociados con la formación de grandes calderas.

Los diferentes tipos de fragmentos piroclásticos comprenden depósitos de flujos piroclásticos que son relacionados con los flujos originales. Volúmenes pequeños de flujo producidos por el colapso de un domo o asociado con la explosión de un domo en formación, comúnmente contiene abundancia de productos pobremente vesiculados del domo, a la vez, ocurren volúmenes pequeños de flujo, consistentes predominantemente de pómez.

Relación con la topografía. Los flujos piroclásticos pueden ser completamente drenados de la parte superior de la falda del

volcán y solamente ser preservados en las partes bajas del valle. En áreas de topografía irregular, pequeños volúmenes de flujo piroclástico pueden ser confinados en los valles.

Amplias láminas como estratos de ignimbritas asociados con grandes calderas y otras depresiones volcano-tectónicas, comúnmente tienen suficiente volumen y espesor para emparejar el terreno subyacente.

Depósitos de Fragmentos Compactados. Toda clase de material fragmentario mezclados con cenizas son consolidados por la acción del agua convirtiéndolos en tobas. De acuerdo al material, se puede distinguir entre tobas de ceniza, tobas de pómez y tobas brechosas, las cuales están todas, generalmente, bien estratificadas y frecuentemente se encuentran alternadas unas con otras. Los depósitos correspondientes a una erupción particular pueden regularmente ser delimitados por capas de suelo fósil y superficies antiguas de erosión.

Tobas caóticas son formados por la depositación de nubes ardientes y flujos de lodo. El descenso de nubes ardientes deja atrás tobas caóticas en las cuales se hayan bloques de todas dimensiones, junto con cenizas finas. Los flujos de lodo pueden depositar tobas caóticas similares, en las cuales, sin embargo, lenguas de brecha, pómez y arena, se encuentran localmente, indicando un arreglo incompleto del material durante el flujo; ésto prácticamente, nunca se observa en los depósitos de nubes incandescentes aunque ellos, también, han estado bajo algún arreglo secundario a través del agente agua.

Depósitos Marinos o Acuáticos. En este tipo de depósito, la depositación de piroclásticos puede ser inversa a la aérea. Si el material es más liviano que el agua, tiende a flotar; para poder precipitar, primero deberá saturarse de agua, como en el caso de una pómez. Los materiales finos se saturan más rápidamente por lo que precipitan primero, los otros permanecerán en suspensión hasta saturarse, entonces precipitarán. Mientras se saturan, pueden ser arrastrados por las corrientes lejos de la orilla, así, los granos gruesos depositarán lejos de las costas o riberas del lago cercana al aparato volcánico.

#### 4.2.2 ERUPCIÓN TIPO HAWAIANO

También conocido como lago de lava, es una actividad volcánica de intensa actividad en las islas de Hawai, de donde toma su nombre.

Consiste en una depresión de varios cientos de metros de diámetro, regularmente, circundada de paredes verticales en donde existe una superficie de lava en estado fluido. En varios puntos puede observarse como escapan los gases que se inflaman; la lava es lanzada a varios metros de altura, burbujas de gas irrumpen en la superficie salpicando lava que solidifica en el aire en forma de delgados hilos cristalinos que une el viento y que son conocidos en Hawai como Pele's Hair. La figura 4.10 da un ejemplo de este tipo de actividad.

En una erupción tipo fisura, chorros de lava son emitidos desde las fisuras del volcán, ríos de lava corren por las faldas del mismo o bien, son colectados en un agujero para formar un

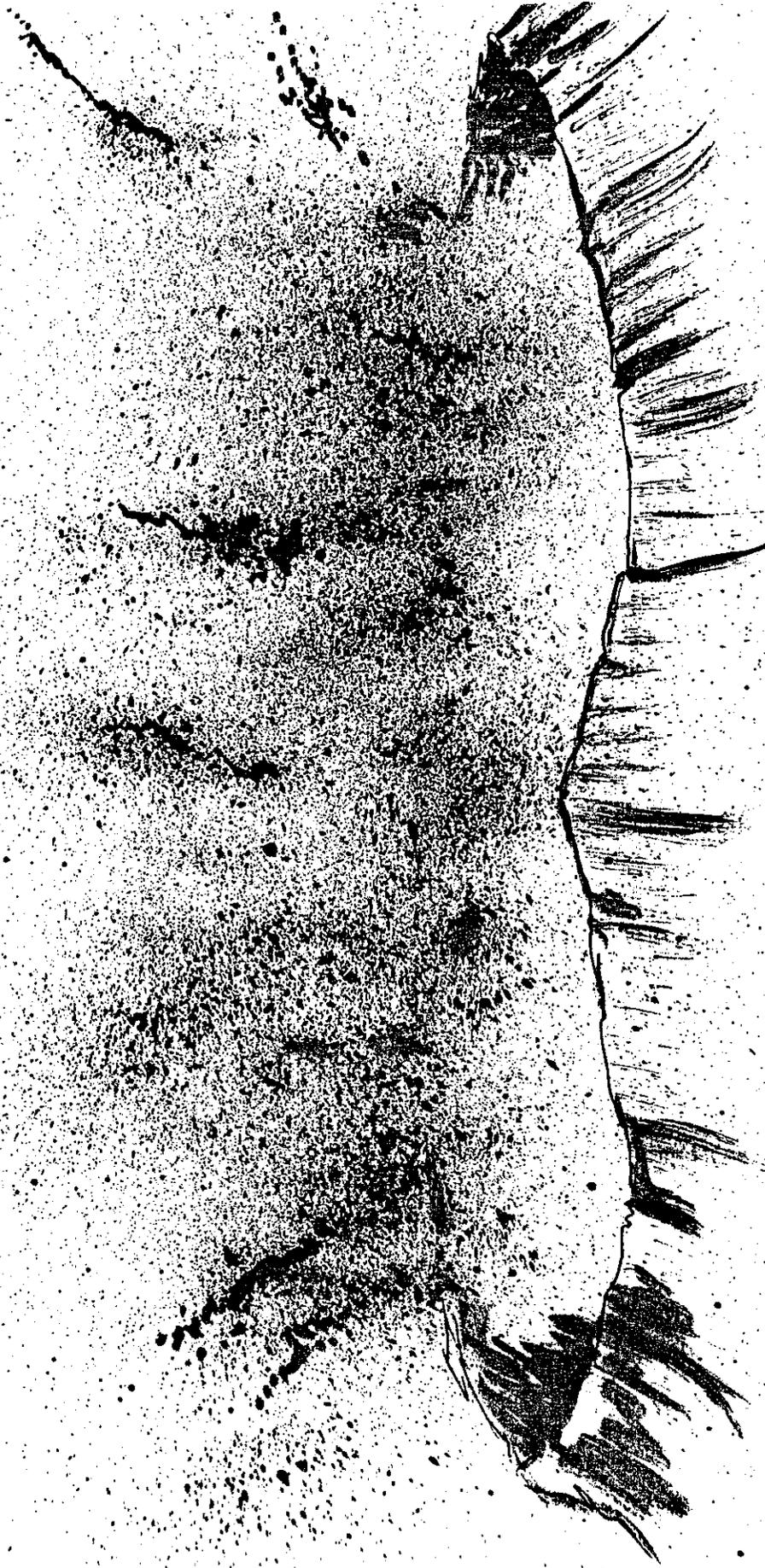


Figura 4.10 Erupción tipo Hawaiano.



Figura 4.11

La lava descorre por las faldas del Volcán fisurado.

lago de lava. La figura 4.11 ilustra este tipo de actividad.

#### 4.2.3 ERUPCIÓN TIPO ESTROMBOLIANO

Es un tipo de actividad caracterizada por el lanzamiento de fragmentos de lava y escoria. Algunas veces predomina una emisión rítmica de vapor, mientras que en otras se dan erupciones violentas, cuando en la erupción se dan condiciones propias de una solfatara. Este término, estromboliano se usa para definir un tipo de persistente actividad volcánica, y no para erupciones de corto tiempo de duración.

El proceso es como sigue: primero se escucha un fuerte silbido que se va incrementando, ceniza, arena y piedras pequeñas comienzan a salir del cráter junto a los gases que comienzan a escapar, haciéndose cada vez más fuerte la emisión de gases hasta que todas las cenizas y material que cubrían el cráter han sido eruptados, entonces, se pasa a la emisión de escoria; si no hay un descenso en la fuerza de la erupción, la lava en el conducto sigue ascendiendo hasta alcanzar la boca del cráter, iniciándose entonces la emisión de material fundido que solidifica al contacto con el aire y al caer, uniéndose unos a otros. En determinado momento el nivel del flujo puede descender, entonces la lava solidifica antes de alcanzar la superficie siendo lanzada como escoria; al volver a ascender el proceso se repite. Ver figura 4.12.

#### 4.2.4 ERUPCIÓN TIPO VULCANIANO

Se caracteriza también por actividad explosiva e intermitente, generalmente instantánea, cuyo resultado es la

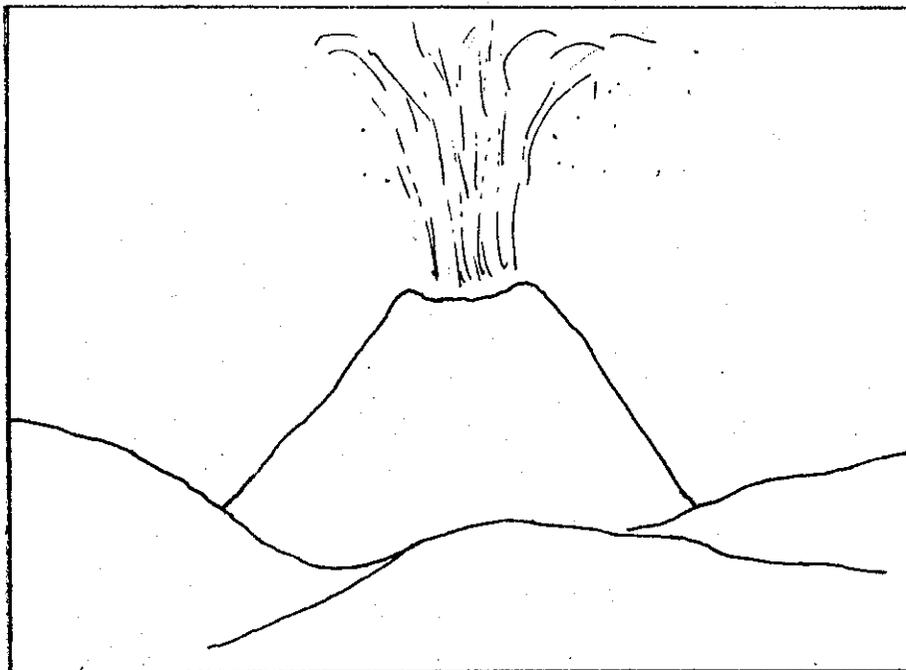


Figura 4.12. Esquema tipo Estromboliano. *Revista de Geología de México, 1947.*

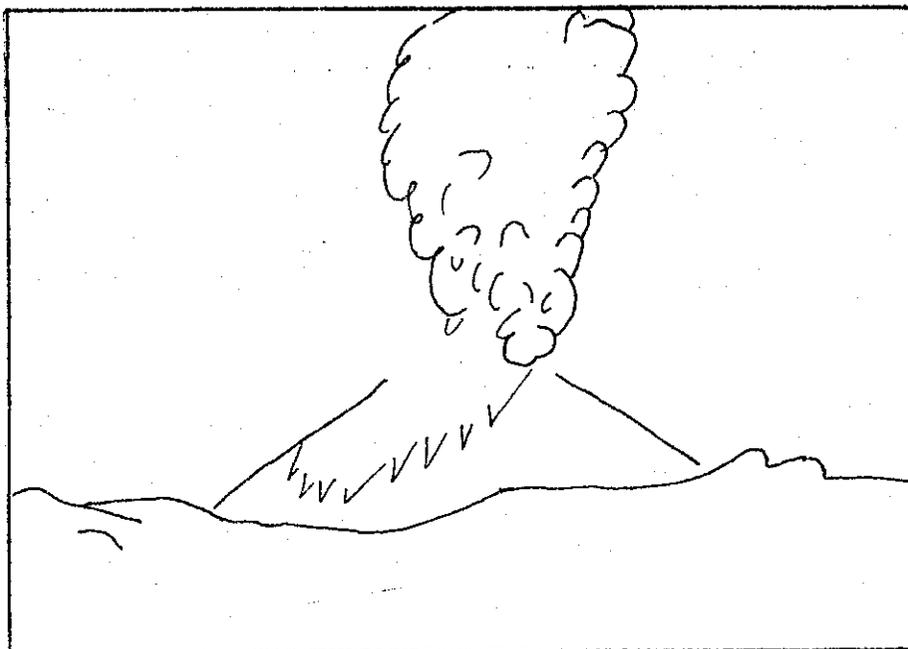


Figura 4.13. Erupción tipo Vulcaniano. Esquema de erupción del volcán Parícutín, México, 1947.

configuración típica de estratovolcanes. Tienen lugar en el conducto central de altos y empinados conos volcánicos, cuya morfología juega un papel determinante en la generación y sucesión de eventos tales como avalanchas, nubes peleanas, etc.

La composición magmática es diferente al hawaiano y estromboliano, si bien, puede variar desde básico a ácida es frecuentemente intermedia o félsica. Generalmente, las efusiones comienzan con la formación de una nube eruptiva oscura de cenizas mezcladas con lapilli y bombas, y muchas veces con explosiones hidromagmáticas. Un ejemplo típico de este tipo de actividad lo constituye la erupción del volcán Parícutín, figura 4.13.

#### 4.2.5 ERUPCIÓN TIPO PELEANO

Es desarrollada por magmas viscosos, mayormente intermedios y ácidos. Grandes cantidades de gas, tierra, ceniza y fragmentos de lava son lanzados hacia afuera del cráter central, desciende formando lenguas de avalancha que pueden alcanzar velocidades tan grandes como 100 millas/hora. Este tipo de actividad puede ser altamente destructivo causando grandes pérdidas, como ocurrió con la erupción del Monte Pelé, en Martinica en 1,902.

Si el material eruptado no es voluminoso, alcanza solo una distribución local, consistente en cascajos y brechas líticas. En la fase final de la erupción se produce la eyección de magma viscoso que forma domos empinados o espinas, cuyo ulterior derrumbe parcial o total desencadena una nueva erupción. La distribución de ceniza es mucho más reducida que en los tipos vulcaniano y pliniano. Ilustra este tipo de actividad la

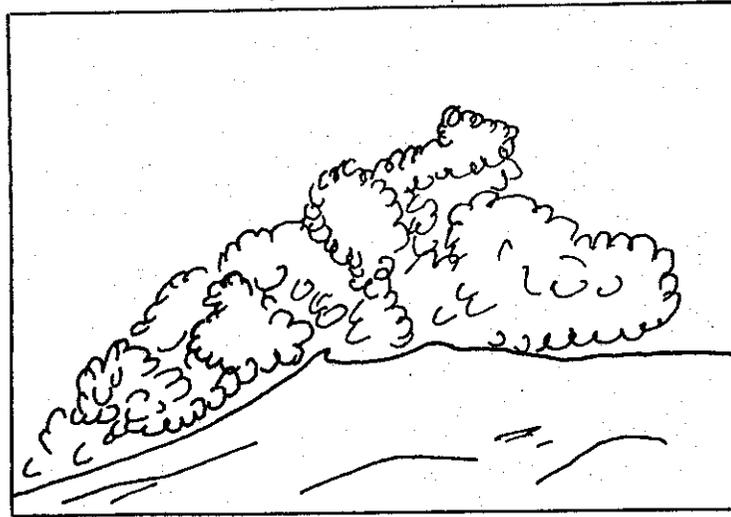


Figura 4.14. Esquema erupción volcán  
Mayón, Filipinas 1,968.

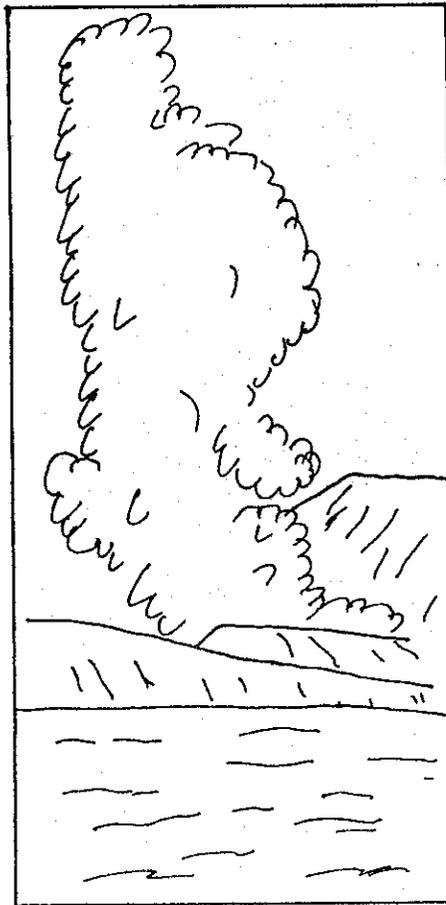


Figura 4.15. Erupción Fréatica.  
Esquema erupción  
Volcán Taal,  
Filipinas 1,965.

erupción del volcán Mayón, figura 4.14.

#### 4.2.6 ERUPCIÓN TIPO FREÁTICO

También denominado ráfaga de vapor. Aquí una gran columna de vapor, tierra, escoria y ceniza es levantada a varios cientos de pies de altura. Este tipo de erupción violenta ocurre, cuando una gran masa o superficie de agua entra en contacto con roca caliente o magma en una ventana volcánica e instantáneamente, explota como vapor, después de la explosión freática normalmente se verifica una emisión de lodo caliente y luego una actividad de geyser acompañada por emisión de CO<sub>2</sub> y otros gases. Como ejemplo tenemos las figuras 4.15 y 4.16.

#### 4.2.7 ERUPCIÓN TIPO VESUBIANO (PLINIANO)

También llamada pliniana, toma su nombre de la famosa erupción del volcán Vesubio en el año 79 antes de Cristo.

Este tipo de erupción se caracteriza por su extrema violencia y poder, en ella se produce la efusión continua de un potente chorro gaseoso, que puede durar desde una hora hasta más de un día, que inyecta grandes volúmenes de materiales félsicos y muy vesiculados en la alta atmósfera y en la estratósfera. Constituyen las eyecciones más espectaculares, con grados superlativos de intensidad y magnitud. El tope de la columna eruptiva suele alcanzar entre los 20 y 60 km de altura, los materiales son dispersados a cientos o miles de kilómetros por los vientos predominantes.

Muchas veces el espectacular vaciamiento de la cámara magmática que conlleva este tipo de efusión, desencadena el



Figura 4.16. Erupción tipo Freática.  
Esquema erupción volcán  
Kilauea 1,924.

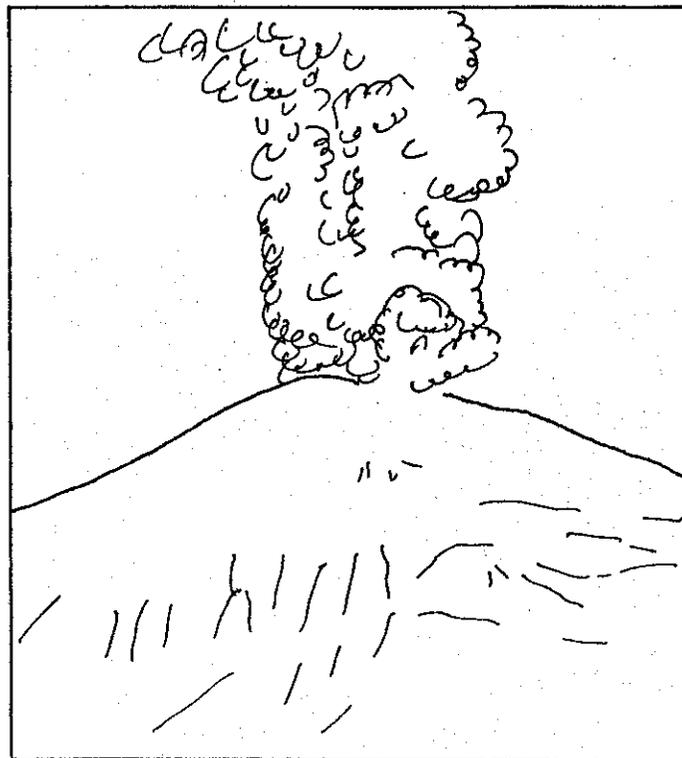


Figura 4.17. Erupción tipo Vesubiano. Esquema  
erupción volcán Vesubio, Italia  
1,944.

colapso o hundimiento del terreno y la formación de una caldera. A la vez, la abundancia y densidad de eyectos de la columna eruptiva, conduce a su caída masiva y provoca la generación de flujos piroclásticos de gran vastedad. La figura 4.17 ejemplifica este tipo de actividad.

## CAPÍTULO V

### LA COLUMNA ERUPTIVA

Erupciones piroclásticas, así como erupciones hidroclásticas, hacen ascender columnas eruptivas, las que transportan partículas clásticas volcánicas desde la parte inferior de la tierra a la atmósfera. La columna eruptiva puede ser definida como una dispersión de sólidos y gases con forma de columna y parte de un sistema eruptivo que se extiende dentro de la atmósfera desde la superficie de la ventana de dispersión lateral. Las propiedades físicas y el proceso dinámico dentro de la columna eruptiva, afecta algunos atributos físicos de los depósitos piroclásticos. Además, las diferentes propiedades de la columna eruptiva definen los diferentes estilos de clasificación de erupciones piroclásticas definidas.

Una columna eruptiva puede ser dividida en dos componentes significativos: la zona inferior o de empuje de gases y la parte alta o zona convectiva.

#### 5.1 ZONA DE EMPUJE DE GASES

La expansión de gases volcánicos y la presión desde el chorro de expansión en las erupciones vulcanianas, constituyen la fuerza de empuje de la parte gaseosa. La velocidad inicial de empuje de gases posee un rango que va de 100 a 600 m/s. Al abandonar la ventana, la densidad de la columna eruptiva es tan grande como la del aire y proporcional a la relación gas-sólidos. La caída de clastos grandes o la mezcla del aire con la columna reduce su densidad. Se ha demostrado teóricamente que un volumen

de gas expulsado puede absorber arriba de cuatro veces su peso de aire, dependiendo sobre todo del radio del cráter, reduciendo así significativamente la densidad de la columna.

La columna eruptiva tiene dos niveles críticos de presión en la columna de magma, de la cual se alimenta una erupción pliniana o vulcaniana: 1) una zona de baja presión en la raíz de la columna en la cual todos los volátiles permanecen disueltos, separados por una superficie de exsolución 2) una zona media consistente de magma y burbujas de gas separadas a lo largo de una superficie de fragmentación 3) una zona superior consistente de una dispersión de piroclastos que van del estado líquido a plástico y gases sueltos. La figura 5.1 da una representación esquemática.

La baja resistencia de las rocas superficiales y la alta presión inicial de salida, comúnmente, resultan erosionando la ventana. La forma resultante del cráter, arrancado como una llamarada, realza la velocidad de la mezcla gas-tefra, permitiendo una transición de flujo subsónico a supersónico desde las profundidades donde el conducto tiene un menor diámetro. Si la ventana no es destapada tan violentamente, la mezcla gas-tefra ganará la superficie con una velocidad acústica y una presión tan alta como la atmosférica.

Wilson y otros en 1,980, demostraron que si la velocidad decrece drásticamente con el decremento de contenido de gas, entonces, la altura de la columna depende mayormente del radio de abertura del cráter. El colapso de la columna, en condiciones

de una ventana constante igual a 200 metros, solamente ocurre cuando el contenido de agua es menor del 2.4%.

## 5.2 ZONA CONVECTIVA

Cuando la densidad del gas empujado se torna menor que la de la atmósfera, aparece la zona convectiva como parte de la columna eruptiva. En ella se hace notorio, la pequeñez de los fragmentos, la pérdida más rápida de calor y la altura de la columna. La zona convectiva comúnmente se sucede arriba del total del 90% de la altura de la columna.

La inversión de la temperatura especialmente en la frontera de la tropósfera-estratósfera, la tropopausa, causa plumas convectivas u hongos. El desplazamiento lateral es especialmente pronunciado a este nivel, el cual se caracteriza por la fuerza del viento. Si el porcentaje de masa descargado es suficientemente alto, como en el caso de una erupción pliniana, la pluma penetra este nivel, la tropopausa y ascenderá a grandes alturas.

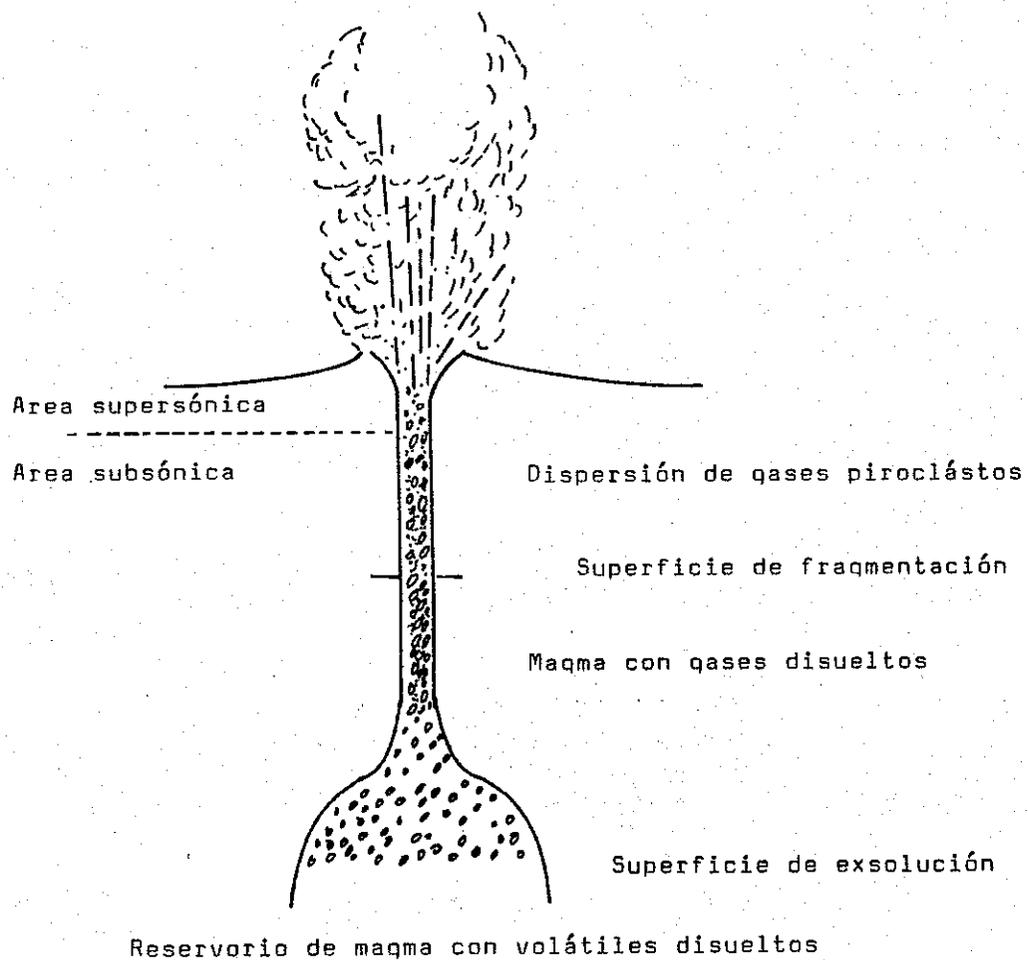


Figura 5.1. Diagrama esquemático de un sistema volcánico mostrando las diferentes regiones y régimen reológico provenientes de un magma no vesiculado a la pluma eruptiva.

## CAPÍTULO VI

### ERUPCIONES HISTÓRICAS Y PRESENTES EN GUATEMALA

Al hablar de volcanismo en Guatemala, nuestra atención se centra en los conos actualmente activos. Muchos focos eruptivos han quedado ocultos por los bosques, la topografía accidentada y sólo un estudio cuidadoso los descubre. Otto H. Bohnenberg resume los trabajos de otros científicos e instituciones, logrando contar 324 focos eruptivos en toda la república, la mayoría de ellos corresponde a pequeños conos cineríticos y de lava en la parte Sur-Oriente del país. La figura 6.1 representa una sección del Sur de Guatemala, que muestra la localización de los focos eruptivos.

#### 6.1 VOLCÁN DE AGUA

Clasificado como un estrato-volcán, se encuentra situado aproximadamente a 30 km al Sur-Oeste de la ciudad de Guatemala. Su situación geográfica se ha establecido a  $14^{\circ}28.0'$  de latitud Norte y  $90^{\circ}44.5'$  de longitud Oeste. Constituye un bello cono, de forma regular, aislado y boscoso pero fuertemente erosionado al pie del cono. Su pico asciende a una elevación de 3,766 metros sobre el nivel del mar; sin embargo, su basamento sobre el cual yace, varía en elevación de cerca de 1,100 metros en el Sur, a 1,900 metros en el lado Norte, cerca de Santa María de Jesús.

La cima del cráter del volcán es aproximadamente circular, midiendo alrededor de 200 metros de diámetro y 130 metros de profundidad. Meyer y Abich, en 1,958, reconocieron seis cráteres

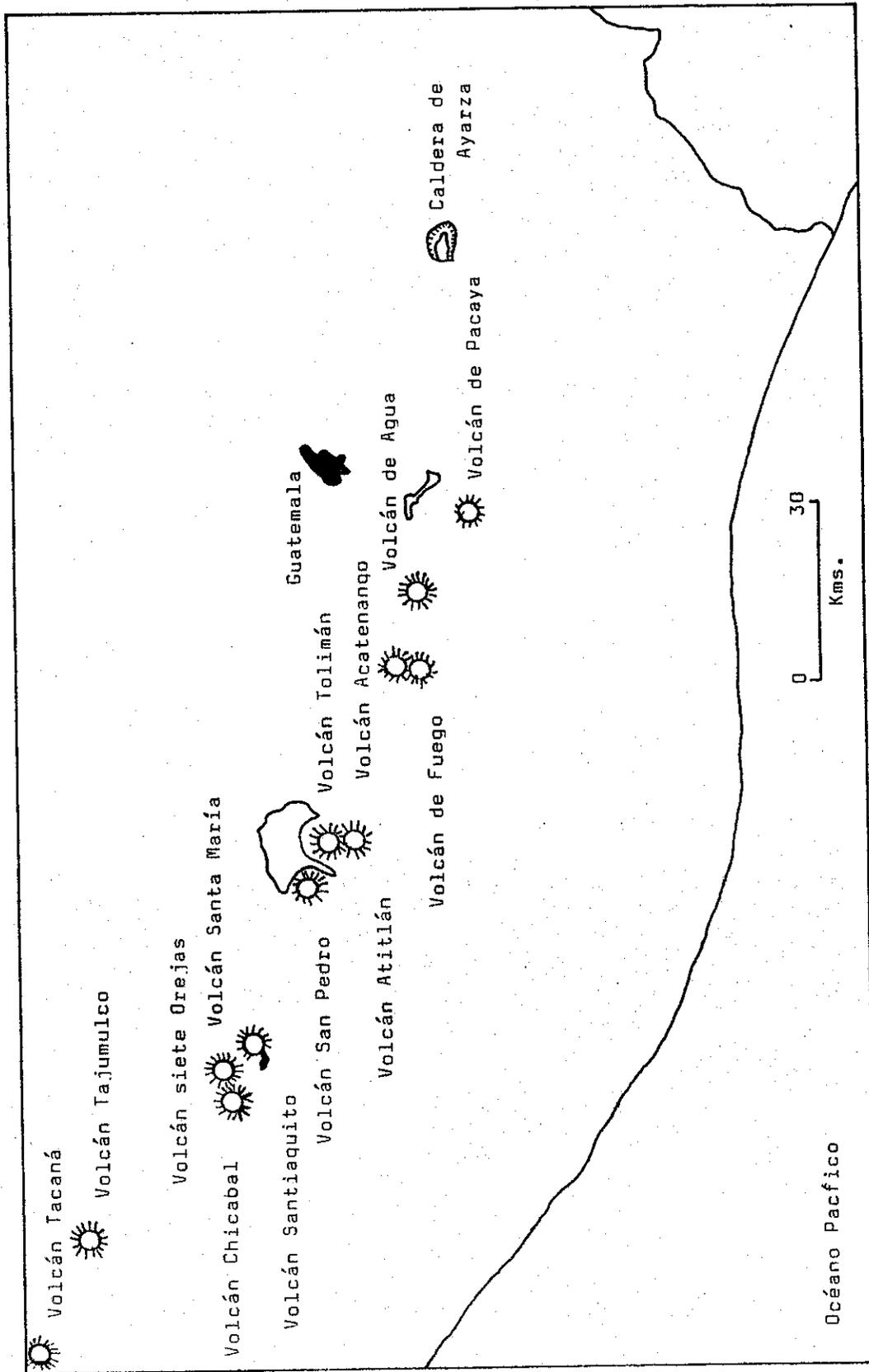


Figura 6.1. Principales focos eruptivos cuaternarios de Guatemala.



Figura 6.2. Vista hacia el oeste a lo largo de la cadena de conos Cuaternarios. Al frente, el volcán de Agua y el valle de Panchoy, conteniendo la villa de Antigua. Atrás los conos gemelos de Fuego, izquierda, y Acatenango, derecha, junto al lago de Atitlán, Iolimán y San Pedro, de izquierda a derecha, junto al lago de Atitlán. La forma del pico en el horizonte es el Santa María; más lejos a la derecha el Tajumulco. Esquema de fotografía aérea.

sobre una fisura de tendencia Norte-Noroeste a través de la parte más baja del lado Noroeste del cono. Cerca de la base opuesta del volcán, cerca de la villa de Palín y aproximadamente en línea con los pequeños cráteres ya mencionados, existe un pequeño cono parásito de cínider o ceniza. Excepto por esto, el volcán de Agua se parece a la mayoría de los volcanes de Guatemala, que no tienen conos parásitos. Los volcanes parásitos, se considera que se desarrollan durante los estados decadentes de actividad de los conos compuestos, sin embargo, en Guatemala los principales volcanes sólo han alcanzado el estado maduro de desarrollo.

No existen registros auténticos de erupciones del volcán de Agua. En 1,541, flujos de lodo, bajaron desde la cima del cráter para destruir la capital de esa época, Ciudad Vieja. Algunos escritos atribuyeron estos flujos de lodo a actividad explosiva, pero la evidencia presentada por Meyer y Abich hace que parezca mucho más probable que la causa fue la súbita descarga de un lago cuando una parte del borde del cráter colapsó después de fuertes lluvias. Todas las lavas y piroclastos eyectados del volcán en erupciones anteriores parecen ser andesitas con augita e hiperstena.

## 6.2 VOLCÁN ATITLÁN

También llamado Suchiltepéquez y Zapotitlán, es un estrato volcán de cono regular y perfecto, situado al Sur del lago de Atitlán y al Sur del volcán Tolimán, ver figura 6.2, la falda norte es boscosa hasta cerca de la cima. El lado sur de la cima es árido desde una altura aproximada de 2,500 metros, la parte

baja de la falda en este lado es boscosa cambiando al pie del lado oeste donde está fuertemente disectado.

El cráter es un plano hundido en la cima, con un diámetro de 250 metros y una profundidad de 50 metros, con brechas hacia el sur; fracturas concéntricas que rodean el cráter muestran actividad de gases y solfataras. Una depresión de dimensiones similares se encuentra al noreste del cráter principal.

El origen del volcán está asociado con el origen del lago; esta depresión es una subsidencia tectónica formada antes del origen de los volcanes Atitlán, Tolimán y San Pedro. En otras palabras, el lago no se originó por el crecimiento de los volcanes al sur, que dieran origen a la formación de una represa.

Actividad volcánica. La primera erupción de la que se tiene dato seguro, sucedió en el siglo XIX. Von Seebach (1892 página 245) es de la opinión que la erupción, que los historiadores de 1,469 denominan como erupción del volcán Suchitepéquez, corresponde al volcán Atitlán, lo anterior, también es afirmado por Sapper. En el año de 1,852 ó 53, mostró actividad explosiva; desde entonces se ha observado actividad fumarólica en las fisuras concéntricas de la cima. Se le atribuyen algunas otras erupciones pero los datos no son consistentes; sin embargo, ningún registro menciona o le atribuye emisiones de lava.

El principal conducto del volcán Atitlán, yace sobre el límite de falla que circunda la cuenca de Atitlán; en otras palabras, yace sobre su fractura anular.

### 6.3 VOLCÁN ACATENANGO

Junto con el volcán de Fuego, son volcanes gemelos; yacen sobre fracturas que tienen unos pocos grados al noreste. Ambos son conos bien preservados que probablemente comenzaron a desarrollarse al mismo tiempo y ambos han continuado eruptando intermitentemente en el presente siglo.

El Acatenango se encuentra situado al norte de los dos y posee dos picos. El pico principal conocido como Pico Mayor o Pico Central, asciende a una elevación de 3,960 metros s.n.m. a una distancia corta al sur se encuentra el pico más pequeño conocido como Yepocapa, Tres Hermanos o Tres Marías, los cuales suben a una elevación de 3,880 metros s.n.m.. Meyer y Abich, 1,956, concluyeron de un estudio de zonas de vegetación y grados de erosión de las pendientes de los volcanes de Fuego y Acatenango, que después de los conos ancestrales donde se desarrolló el desaparecido Acatenango, encontraron restos de una gran caldera en su lugar. Todavía mientras el volcán Fuego continuó su desarrollo, los conos de Pico Mayor y Yepocapa se desarrollaron dentro de la caldera, destruyendo finalmente su borde. El Pico Mayor y el Yepocapa tienen cráteres en la cima, uno en el pico principal que mide 150 metros de diámetro. No existen registros de erupciones del Acatenango antes de 1,924, aunque fumarolas son conocidas por haber sido activas dentro del cráter de Pico Mayor desde finales del siglo XIX. Una pequeña explosión de cinders tomó lugar en 1,924 desde la ladera norte del Pico Mayor a través de una fisura y a la vez, una fisura se

abrió entre ambos picos. La descarga intermitente de ceniza y bombas continuó hasta 1,927 y las fumarolas aún persisten sobre el Pico Mayor y la fisura adyacente.

#### 6.4 VOLCÁN CALDERA DE AMATITLÁN

Amatitlán y algunos otros centros silicios en Centro-américa constituyen la parte norte del frente volcánico. Recientemente, datos geofísicos importantes tales como gravedad, sísmica y resistividad eléctrica y otra buena parte de datos, fueron recogidos en el área de Amatitlán por Muñoz y otros científicos, 1,970. Basados en estos estudios y una variedad de observaciones propias, hechas por Richard Wunderman y William Rose, determinaron la evidencia que Amatitlán es una caldera de tamaño moderado, debido a las siguientes causas:

a. La depresión arqueada alrededor del lago de Amatitlán está estructural y morfológicamente sugiriendo una caldera. Un arco escalonado en la margen topográfica es fácilmente visible en fotos de satélite, así como numerosos arcos concéntricos normales a las fallas alrededor del margen estructural de la caldera. Fallas ocultas de caldera en el sub-suelo del valle de la ciudad de Guatemala, fueron revelados por estudios geofísicos y gravedades menores de lo normal entre 5 y 10 mgal.

b. La presencia de una caldera en la región es consistente con los grandes volúmenes de rocas piroclásticas recientes. Reconociendo que el origen de estos piroclastos se encuentra al sur, pero no lejos de la ciudad de Guatemala, algunos trabajos recientes sugieren que algunos de los flujos de piroclastos y

depósitos de caída se originaron del volcán Pacaya. Esto es improbable, puesto que ahora se sabe que repetidas erupciones voluminosas de este tipo son causantes de una consecuente zona de colapsos. Ninguna otra depresión de tamaño adecuado está presente en las cercanías. De esto se concluye que la mayoría de los voluminosos piroclastos silicios y domos fueron eruptados de un centro de emisión dentro de la caldera.

c. Una variedad de estas formas geológicas comúnmente observados en las calderas están presentes. Esto incluye nacimientos de agua caliente y actividad fumarólica, surgimiento de depósitos dentro de la caldera; el seguimiento de los sedimentos del lago que siguen las proximidades de la caldera, muestra que se extienden al norte, una brecha en el anillo de la caldera al Sur, evidencia el resurgimiento y posible indicación de continua actividad sísmica dentro de la caldera.

La figura 6.3 muestra las fallas que rodean la caldera, la petrografía de la zona y algunos otros datos importantes del área.

El volcanismo de la caldera incluye unidades laháricas y flujos andesíticos, sumergidos hacia el oeste al lado oeste de la caldera. En el lado este de la caldera las unidades terciarias se sumergen hacia el este. Ambos datos sugieren que un volcán terciario debe haber estado centrado en la región de la caldera antes del colapso.

Todos los depósitos son no soldados o someramente soldados. Fuera de la cuenca topográfica las unidades de flujo

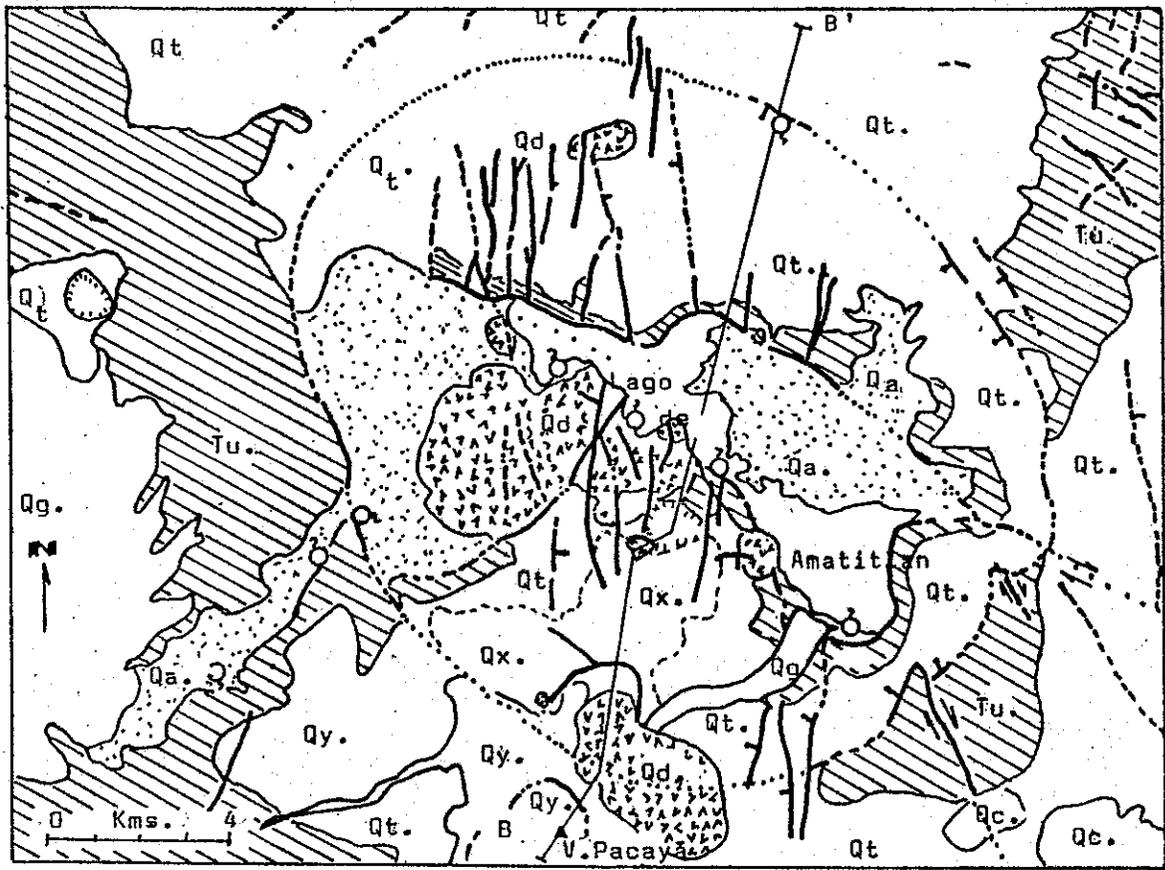
piroclástico, están generalmente ausentes. En el interior de la depresión los depósitos son algunas veces mayores de 100 metros de espesor.

#### 6.5 VOLCÁN CALDERA DE AYARZA

El lago de Ayarza yace dentro de la cima destruida de un gran volcán 20 millas al norte del principal cinturón de volcanes cuaternarios que cruza Guatemala, en el departamento de Santa Rosa. Su forma parece un número ocho, sugiere que yace dentro de una cuenca volcánica formada no hace mucho.

Dozy, en 1,949, reconoció que la laguna Ayarza ocupa una doble caldera. La laguna ocupa dos agujeros escarpados, aproximadamente circulares, ver figura 6.4. El escarpe que encierra la cuenca más pequeña, la cuenca este, y la mayoría del escarpe que encierra la más grande, la cuenca oeste, consiste en rocas volcánicas terciarias. Las rocas terciarias han sido deformadas y profundamente erosionadas dando un aspecto de terreno áspero. Dos conos carbonizados llamados los gemelos Ayarza, aún crecieron en el lugar del lago actual.

Antes que los volcanes gemelos empezaran a formarse no existía la laguna de Ayarza. El río Vados, fluyó directo al sur como en el presente, por muchos kilómetros desde el cerro Soledad, siguiendo una zona de falla. De súbito corrió al oeste, una corta distancia al norte del lago, como lo hace ahora, el río continuó hacia el sur a lo largo de la zona de falla por otros tres km, aproximadamente en la unión de las actuales cuencas de la laguna. Aún dobló agudamente al oeste, cruzando lo que es



- Qa. Aluvi6n y Coluvi6n
- Qc. Conos Ciner6ticos
- Qd. Domos
- Qg. Flujos andes6ticos del volc6n de Agua.
- Qt. Pirocl6stos silicios
- Qx. Pacaya ancestral.
- Qy. Flujos Bas6lticos del Pacaya
- Tu. Unidades pre-caldera
- Cr6ter Volc6nico
- Nacimiento de agua caliente

Unidades Cuaternarias

Unidades Terciarias

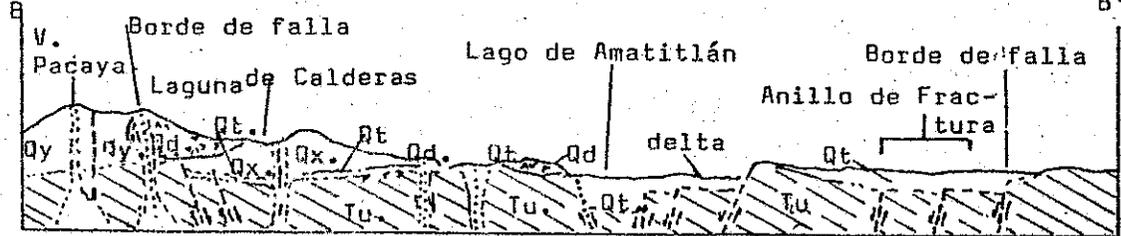


Figura 6.3. Mapa geol6gico generalizado de la caldera de Amatitl6n. Se incluye un corte, B - B'. El mapa se basa al mapa escala 1: 50,000 realizado por Wunderm6n en 1,983.

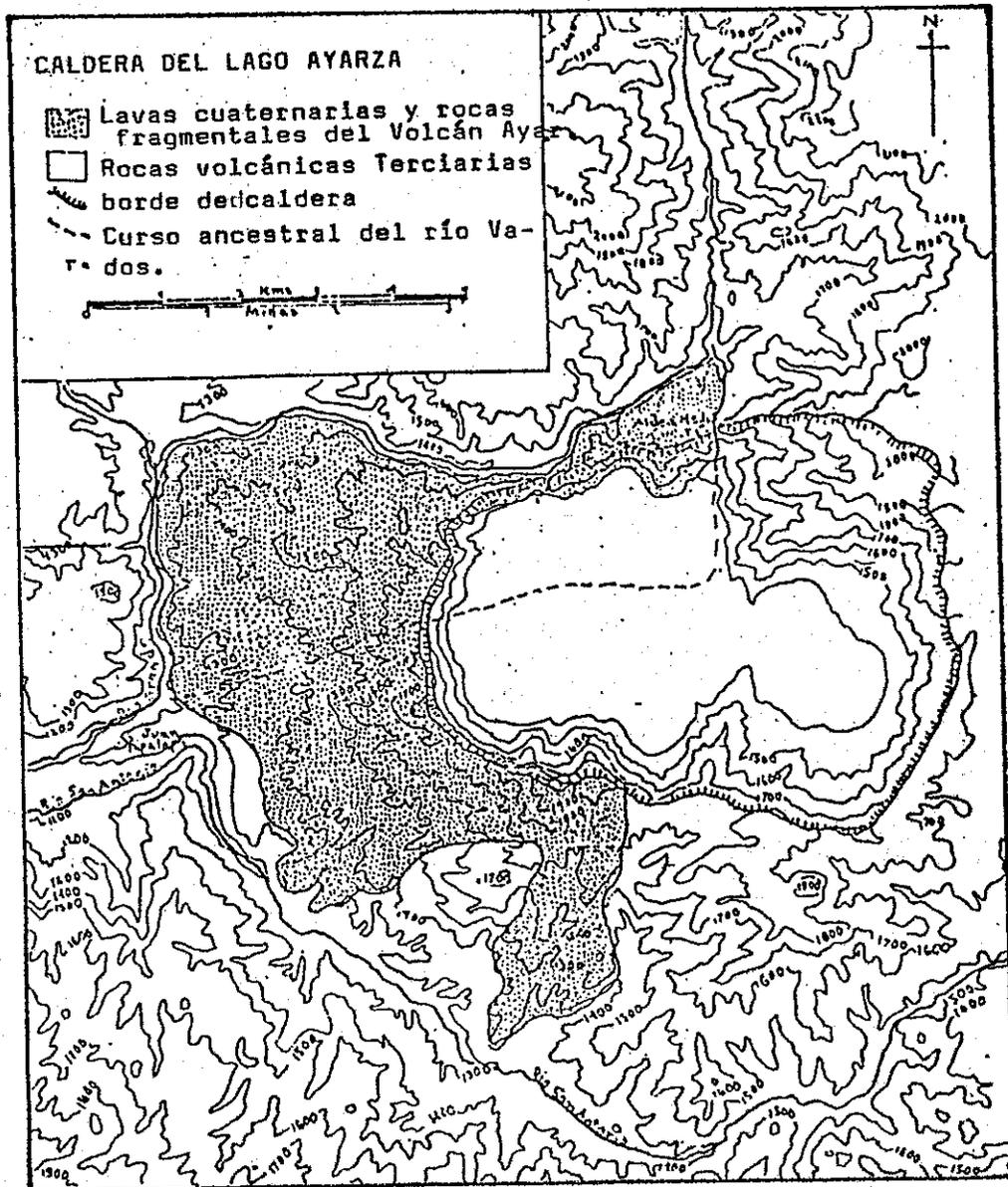


Figura 6.4. Volcán Caldera del Lago de Ayarza.

ahora el muro oeste de la laguna Ayarza donde algo cerca está el punto medio y continuó en la misma dirección para unir el cañón del río Grande cerca de la aldea de San Juan Tapalapa. Fue el desarrollo de los gemelos Ayarza que deflectaron el río Vados a su actual cauce peculiar. Nada se encuentra de los restos del volcán Ayarza más pequeño que una vez ascendió sobre la parte este de la laguna, pero restos del volcán más grande están bien preservados en las paredes de la cuenca oeste de la laguna y sobre las pendientes circundantes. Del mapa de contorno, borde de la caldera, se puede ver que las extensas pendientes circundantes que descienden desde los bordes oeste y sur de la caldera, coinciden aproximadamente con los flancos originales del volcán Ayarza principal.

Antes del colapso, las principales erupciones, si no las únicas, fueron desde el volcán Ayarza más grande. Cuando éstas tomaron lugar, el viento estuvo soplando desde el norte; de aquí que el manto de pómez eruptado es mucho más espeso y el tamaño promedio de los fragmentos de pómez es mucho más grande en el sur de la laguna Ayarza que en cualquier otro lado.

Las erupciones evidentemente, fueron ráfagas vulcanianas de alta presión, porque el pómez fue lanzado alrededor del cráter y esparcido por el viento, cayó en forma de lluvia sobre colinas y valles. Una vez iniciadas las erupciones parecen haber continuado sin interrupción hasta que cesaron.

Cuando las erupciones llegaron a su final, el volcán Ayarza más pequeño y la mayoría del grande desaparecieron. Las cimas

de los volcanes colapsaron debido a que el soporte magmático fue expulsado. Alrededor de dos millas cúbicas de roca sólida fueron engolfadas para formar la caldera. Posiblemente una cantidad igual de magma fue vaciada de los reservorios bajo los volcanes como un resultado de las erupciones, pero más probablemente, este drenaje estaba unido por migración subterránea de magma y así proveyó el espacio requerido para el colapso.

#### 6.6 VOLCÁN DE FUEGO

El volcán de Fuego es un estrato volcán compuesto, situado aproximadamente 45 km al sur-oeste de la ciudad de Guatemala; su situación geográfica es 14°28' latitud norte y 90°52' longitud oeste con una altura máxima de 3,835 metros sobre el nivel del mar.

Este volcán es ampliamente conocido como uno de los volcanes más activos de Centro América. Bajo una cota de alrededor de 3,000 metros, las laderas del volcán están densamente cubiertas por vegetación; más arriba, están casi descubiertas. El pico de la cima aloja un cráter elongado el cual está abierto en su lado noreste. Abundantes fumarolas están distribuidas dentro y alrededor del cráter. Una cordillera estrecha que corre hacia el norte por una corta distancia desde el pico de la cima, puede ser el resto de una delgada cima del cono más viejo, así lo sugieren Meyer y Abich. Cerca de la base sur-este del volcán, en las proximidades de la villa Sabana Grande, existen dos conos de escoria carbonizada, compuestos de basalto con olivino. Estos parecen ser sólo conos parásitos en las laderas del Fuego o

Acatenango.

Actividad volcánica. El volcán de Fuego es el volcán más activo desde tiempos de la conquista. Erupciones de lava son conocidas, algunas veces destruyendo poblaciones como en 1,582.

En 1,765 y 1,773 probablemente no hubo erupciones, sino solamente fuertes temblores que destruyeron la ciudad de Antigua, en 1,773 provocaron el traslado de la capital. En 1,917 varios derrumbes en la falda sureste se debieron a severos temblores.

En 1,932 hubo erupción de cenizas, éstas llegaron a depositarse a lugares tan lejanos como El Salvador y Honduras. En la ciudad de Guatemala se depositaron 138 kg en un área de un metro cuadrado durante una hora. La parte superior, entre 50 y 80 metros, del volcán fue destruida y un nuevo cráter y una zanja profunda en dirección nor-este fueron formados. No hubo flujo de lavas, sólo se vieron descender avalanchas de material ardiente.

En 1,953 la lava llegó a la parte superior del cráter y corrió a través de un zanjón en dirección nor-este. En julio de 1,955 y febrero de 1,957 erupciones adicionales se sucedieron; según Pough, lavas extremadamente viscosas, en parte casi sólidas, subieron por el conducto y fueron fragmentadas inmediatamente por efervescencia explosiva de gas; avalanchas ardientes fueron así precipitadas a través de hendiduras en el borde del cráter hacia los flancos del volcán.

Erupción de 1,971. Tuvo una duración aproximada de 10 horas y se inició la tarde del 14 de septiembre; consistió en una

fuerte explosión vulcaniana y de nubes ardientes las cuales fluyeron hacia abajo por varios barrancos en los flancos del cono.

La erupción más reciente se sucedió en octubre de 1,974 teniendo una secuencia cronológica como sigue: día 10 la erupción se inicio a las 4:00 de la mañana con pequeños lanzamientos de ceniza y flujos de ceniza. Día 14, un período de intensa actividad se inicia a las 2:00 de la mañana persistiendo hasta las 7:00 P.M. Una delgada nube de ceniza sube 7.5 km sobre el cráter, a la vez, numerosas cascadas de ceniza fluyen a los lados del cono. Día 17 se reinicia la actividad a las 9:45 P.M. para finalizar el 18 a las 12:30 meridiano. Día 19 se sucede un corto período de actividad por un tiempo indeterminado. Día 23 por la tarde y por la noche se inicia nuevamente la actividad violenta durante por lo menos 4 a 6 horas, nubes de gas suben 3 o más km por sobre la cima, este episodio marca el fin de este período de actividad.

En esta última erupción, durante los intervalos entre episodios de actividad violenta, se caracterizaron por la emisión de gas y cenizas en nubes que alcanzaron alturas de 1 a 2 km sobre la cima del volcán. Desde el 23 de octubre las nubes de gas y cenizas no han excedido 1.5 km de altura. Los vientos predominantes durante la erupción acarrearón las cenizas en dirección oeste. El mayor volumen estimado de cenizas producido por el cuarto episodio, es de  $185 \times 10^6$  metros cúbicos, cerca de tres veces el volumen calculado para la erupción de 1,971.

## 6.7 VOLCÁN PACAYA

Constituye un complejo de montañas volcánicas fuertemente falladas, de estructura bastante complicada, con dos conos jóvenes en su pico sur-oeste y un complejo de domos al nor-oeste de su base. Se localiza 40 km al sur de la ciudad de Guatemala, con una posición geográfica de 14°23' latitud norte y 90°36.2' longitud oeste; su altura sobre el nivel del mar es de 2,544 metros.

Meyer y Abich asumen la existencia de una caldera prehistórica de forma elíptica y alargada con eje longitudinal de dirección sur-oeste. Un sector cónico al sur-oeste de esta caldera colapsó y dos jóvenes conos se originaron al final del escarpe de falla. De acuerdo con Dozy, sus nombres son Cerro Chino el de pico más alto y Volcancito. Varios flujos de lava se pueden observar aquí; de los cuales, los últimos vienen de la boca en la base de la antigua caldera y fluyeron entre ambos conos. Al sur de la falda del Cerro Chino se encuentran cuatro bocas a mitad del camino que baja de la falda, ellas debieron haber eruptado lava en tiempos históricos.

El lado este de la caldera ancestral está ocupado ahora por tres domos redondos, el del lado este, Cerro Grande se ve tan alto como el cráter activo; los otros dos son llamados Cerro Chiquito. Al este de las calderas, Sapper encontró fumarolas con una temperatura máxima de 93°C cerca de Los Humitos en 1,891 y 1,902.

La villa de San Vicente Pacaya se encuentra situada al noroeste y al pie de la antigua caldera. Otro cráter se encuentra entre esta depresión y el lago de Amatitlán. Dos pequeños cráteres de explosión se encuentran situados 1 km al noreste de San Vicente Pacaya cercanos a un escarpe de falla semicircular, la que posiblemente sea la pared de otra caldera y al oeste de la villa de Barillas, tres escarpes de falla norte-sur, son bastante notables. Debajo del anillo norte está la laguna de Calderas con dos cráteres de 250 y 450 metros de diámetro.

En 1,866 débiles fumarolas, 59 a 63°C, se encontraron al sur del borde de las Calderas. Al noreste del antiguo cráter y al sureste de la ciudad de Amatitlán existen complejos de domos de lava. Aquí se encuentra una fila de nacimientos de aguas termales.

Actividad volcánica. Varias erupciones del Pacaya se reportan en el siglo XVII; una en 1,775 y otra en 1,846. Después de más de 100 años de inactividad, emite un flujo de lavas por el flanco sur del cono en marzo y abril de 1,961. Lava basáltica fue eruptada, 1.5 millones de metros cúbicos, alcanzando el flujo una longitud de 5 km. En junio de 1,962, un cráter de hundimiento se forma en el lado oeste del cono mayor del Pacaya. En 1,962 y 1,963 el cráter se alarga. Nueva actividad se inicia en este cráter en julio de 1,965. En los meses siguientes la actividad consiste en lanzamientos suaves de ceniza, y al menos otras tres ventanas se activan. Un fuerte período eruptivo en los últimos días del mes de octubre y diciembre de 1,965 cubre

de cenizas las villas adyacentes. Existe un fuerte período de actividad a mediados de junio de 1,966, depositándose cenizas en lugares situados a varios kilómetros de distancia del cráter.

En las últimas décadas, el Pacaya ha mantenido una actividad constante, año con año erupciones de diferente tipo se suceden, es normal que una pequeña columna de humo o ceniza se observe salir del cráter. Sus fumarolas provocan una deposición de minerales metálicos compuestos provenientes de gases magmáticos; estos se suceden cuando las concentraciones de sulfato son grandes, justamente precediendo un período eruptivo. La figura 6.5 muestra el complejo de montañas volcánicas del Pacaya.

#### 6.8 VOLCÁN SANTIAGUITO

El Santiaguito es un domo volcánico situado al sur oeste de Guatemala y a 12 km al sur sur-este de la ciudad de Quetzaltenango; se localiza en las coordenadas de  $14^{\circ}44.5'$  latitud norte y  $91^{\circ}34'$  longitud oeste. El Santiaguito es un múltiple domo endógeno que se empezó a formar en 1,922 dentro de la gran explosión del cráter del volcán Santa María. Este cráter, de un diámetro mayor de 1 km se formó por la catastrófica erupción de octubre de 1,902, sobre la falda sur-oeste del Santa María.

En 1,972, 14 cuerpos extrusivos habían sido ubicados, cinco de éstos se identificaron como domos volcánicos, los restantes nueve como flujos de lava que generalmente se adhieren a los lados del domo. El volumen de material eruptado por el Santiaguito entre los años de 1,922 a 1,972, es de  $0.7 \text{ km}^3$ , es



una pequeña fracción de volumen de escombros piroclásticos de la erupción de 1,902 del volcán Santa María, 5.5 km<sup>3</sup>. La formación del domo comienza en el centro de la explosión del cráter creado por la actividad del Santa María en 1,902. Este cráter era volumétricamente más pequeño, 0.5 km<sup>3</sup>, derrumbes locales han ocurrido y continúan a lo largo de las fallas de tendencia este. El crecimiento general del complejo dómico al oeste y varias de las formas estructurales del Santiaguito están controladas por las cercanías de estas fallas verticales.

La comparación con la actividad histórica de los volcanes de Centro América, muestra al Santiaguito como uno de los cinco volcanes más activos en los últimos 150 años y si solamente se consideran los últimos 50 años, es el más activo.

Muchos volcanes activos en Guatemala yacen sobre la línea de fractura transversal a la tendencia dominante volcánica oeste-nor-este. El Santiaguito, Santa María y Cerro Quemado yacen a lo largo de una estructura de tendencia nor-este. Esta dirección es paralela al escarpe de falla sobre el lado sureste del Cerro Quemado y a lo largo del fondo del cañón del río Samalá, Williams 1,960. La falla más larga en el cañón, es la falla Zunil, la cual ha sido trazada en la superficie a 25 km de Totonicapán. El alineamiento de los volcanes Chicaval y Siete Orejas, al nor-este del Santiaguito, es también nor-este. Desde el lago de Atitlán hacia el este, las fracturas transversales del cinturón volcánico son más cercanas a la tendencia norte. Dolfus y De Monserrat, 1,868, observaron que la mayoría de ventanas abiertas

hacia el océano, muestran mayor actividad reciente. Otros pares de volcanes asentados a lo largo de esta aparente tendencia transversal son el Atitlán y el Tolimán, Fuego y Acatenango.

Actividad volcánica. El volcán Santiaguito ha mostrado una continua y lenta extrusión de lava dacítica desde 1,922. En los años de actividad han habido períodos de anormalidad, de elevadas cantidades de expulsión de material, entremezclados con períodos de poca producción de magma. El tipo de actividad mostrada por el volcán ha sido variada y bastante cíclica. Los períodos de expulsión del domo son acompañados por actividad piroclástica y seguidamente por flujos de lava. La ventana activa al este del Volcán, Ventana Caliente, ha sido la principal desde su formación por la explosión del cráter del Santa María en 1,902. Después del período inicial de extrusión del domo, 1,922-25, la Ventana Caliente ha producido mayormente erupciones piroclásticas, al menos el 95% de la actividad del domo ha sido fumarólica, mientras que las ventanas laterales han continuado creciendo con las lavas. Durante la extrusión del domo, las lavas pierden sus volátiles a través de la actividad piroclástica antes de llegar a la superficie. Los flujos de lava del Santiaguito ocurren cuando la lava aflora a la superficie con alto contenido de volátiles.

Nubes ardientes se sucedieron en el Santiaguito en noviembre de 1,929, abril de 1,973 y a mediados de 1,990.

En 1,973 las nubes ardientes descendieron al valle del río Nimá II por una distancia aproximada de 4 km. El flujo de lava

se redujo al lecho del río, pero los gases calientes pudieron devastar un área mayor de 3 km de diámetro extendiéndose a cientos de metros de ambos lados del río. Debido a que las cenizas pudieron detenerse aproximadamente a 2 km de los poblados más cercanos, no fueron fatales.

Fumarolas. El Santiaguito es notable por sus prominentes fumarolas. Las emisiones desde las fracturas del domo fluyen hacia el sur y al oeste. Sus fumarolas pueden ser descritas como de tres tipos. Fumarolas de baja temperatura situadas todas sobre la parte superior del domo. Un examen de condensados mostró la existencia de agua comparable al agua de lluvia. Esto y el obvio incremento de la actividad de estas fumarolas durante la estación lluviosa demuestran que, al igual que las fumarolas del Pacaya, son reciclamientos de agua de lluvia calentada por las rocas subyacentes.

El segundo tipo de fumarolas se encuentran en los viejos cráteres. Observaciones en todas ellas indican temperaturas desde 132 a 789°C. Las más calientes se encuentran en un pequeño cráter situado al nor-este. Algunas son frías pero hay algunas con temperaturas mayores de 500°C. En las fumarolas más calientes, donde se midieron temperaturas de 789°C, las rocas dentro del agujero se encuentran incandescentes.

El cráter central contiene una gran fumarola, la cual deposita cloruro de hierro amorfo y anhídrido de sodio con sulfato de aluminio entre otros.

El tercer grupo de fumarolas contiene una que es bastante

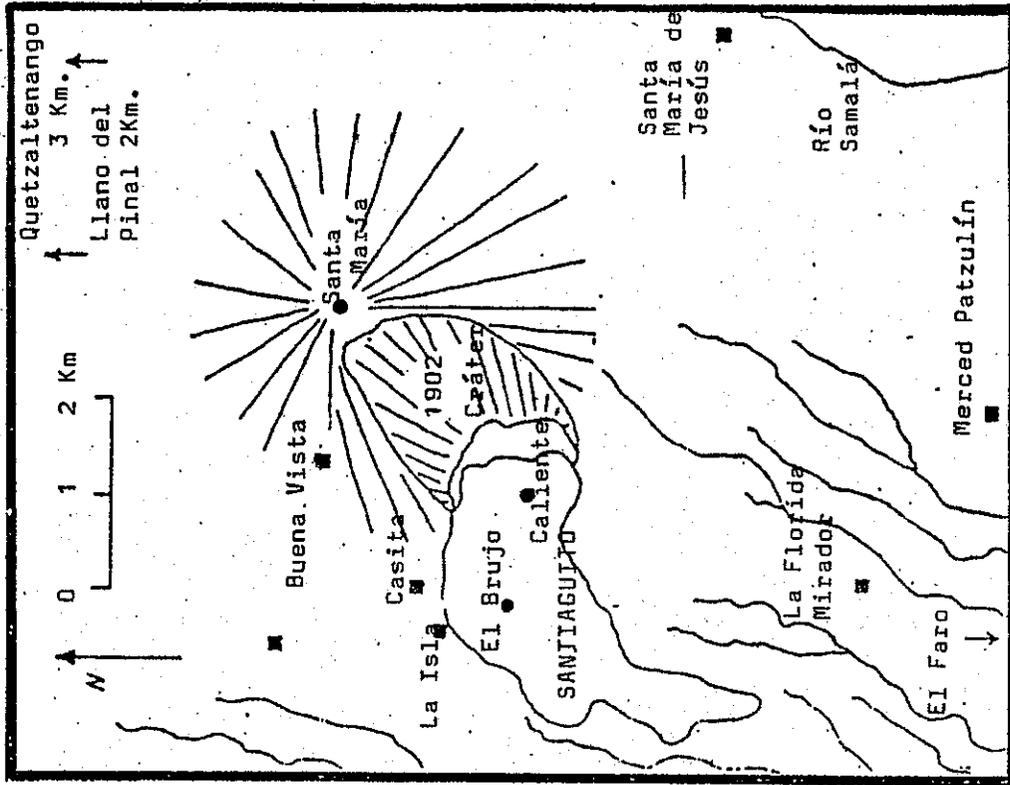


Figura 6.7. Mapa esquemático del área alrededor del volcán Santiaguito.

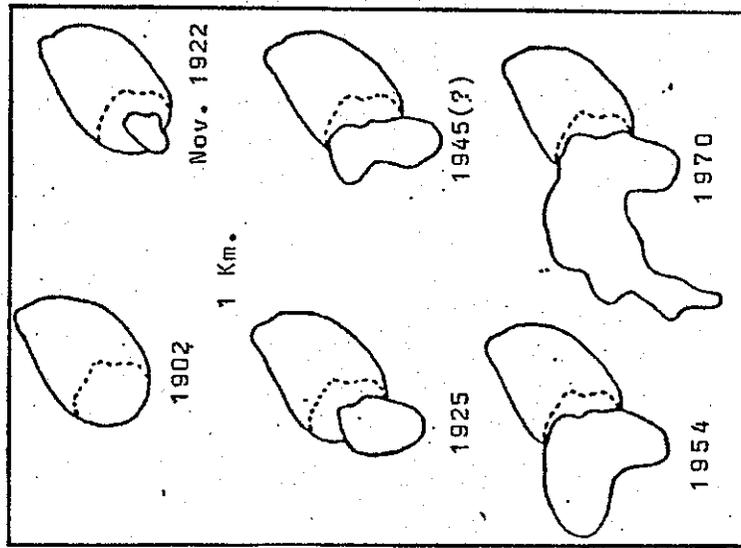


Figura 6.6. Crecimiento del Volcán Santiaguito

caliente, las temperaturas son entre 500 y 560°C y otras tan frías como 135°C. Este grupo se encuentra al oeste de la montaña. Sin embargo, las fumarolas de este grupo se encuentran cerca de unas protuberancias en forma de espina y no son emitidas de algún flujo reconocible, ellas se encuentran al oeste del domo original encajadas en la parte de la montaña de más reciente formación.

**CERRO EL BRUJO:** El Brujo es un domo que pertenece al complejo Santiaguito, de una edad no mayor de 40 años, su actividad más temprana probablemente fue una erupción de ceniza de abril de 1,956. Desde esa fecha ha tomado principalmente la forma de un extenso bloque de flujo de lava y hasta 1,972 había proveído más de 1/4 del volumen total del Santiaguito de cerca de  $700 \times 10^8$  metros cúbicos. Desde febrero de 1,967 la falda norte del Santiaguito arriba de la ventana del Brujo, ha sido el lugar de desarrollo de un domo extrusivo caracterizado por planchas como espinas, pequeñas nubes ardientes y numerosas avalanchas de rocas calientes. La figura 6.8 esquematiza el desarrollo del domo visto desde tres puntos diferentes, el esquema se basa en fotografías tomadas desde puntos fijos.

#### 6.9 VOLCÁN SAN PEDRO

Volcán situado al sur del lago de Atitlán, su altitud es de aproximadamente 3,000 metros sobre el nivel del mar y cerca de 1,425 sobre las aguas del lago; su volumen aproximado es de 17 kilómetros cúbicos. Posee un cráter en la cima el cual es poco profundo y está abierto en el lado noroeste y casi relleno por un montículo de lava.

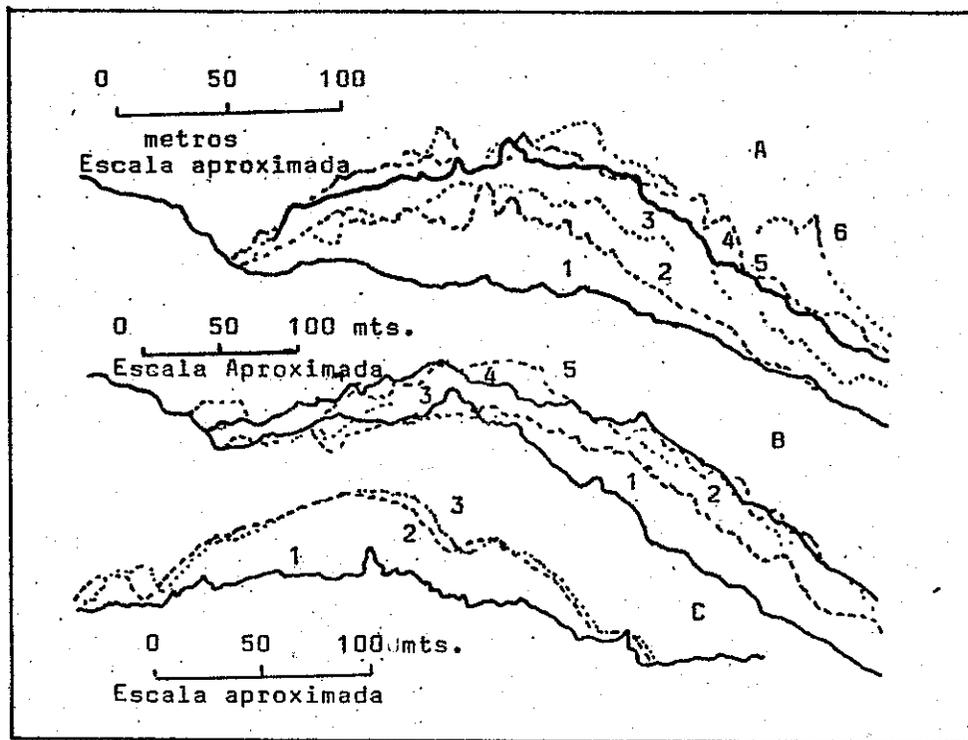


Figura 6.8. Perfil de crecimiento del domo abajo de la ventana EL Brujo, basado en el registro de fotografías tomadas desde un punto de control, en diferentes fechas.

A) Vista desde el norte, La Isla; 1) febrero 2 de 1967; 2) agosto 23 de 1967; 3) febrero 9 de 1968; 4) julio 13 de 1968; 5) diciembre de 1968; 6) julio 19 de 1969.

B) Vista desde el norte, La Casita. 1) agosto 23 de 1967; 2) febrero 9 de 1968; 3) junio 28 de 1968; 4) diciembre 28 de 1968; 5) julio 19 de 1969.

C) Vista desde el este, cerca de la fumarola Bonis. 1) julio 13 de 1968; 2) abril 23 de 1969; 3) julio 19 de 1969.

Las erupciones de este volcán no se encuentran registradas y no hay signos de actividad fumarólica dentro del cráter o en los flancos. Cerca de la base oeste, sobre una falla arqueada que corre paralela al borde de falla de la cuenca Atitlán, hay dos conos parásitos carbonizados de lava y escoria, cada uno de los cuales tiene un pequeño cráter en la cima.

#### 6.10 VOLCÁN SANTA MARÍA

El Santa María es un estrato volcán situado al oeste de la ciudad de Guatemala y al sur de la ciudad de Quetzaltenango. Se localiza en las coordenadas  $14^{\circ}45.4'$  latitud norte y  $91^{\circ}33.1'$  longitud oeste. Análisis de 26 muestras de lavas sucesivas del Santa María con estudios de inclinación y declinación magnética sobre las mismas se correlacionaron con muestras del centro del golfo de México sugiriendo una edad aproximada de 30,000 años.

Actividad volcánica. La primera y única actividad histórica del Santa María de que existen datos, constituye una de las diez grandes erupciones históricas de la tierra, produciendo  $5.5 \text{ km}^3$  de escombros. Como aviso, los seis meses anteriores al período eruptivo de octubre de 1,902, existió una extrema sismicidad anormal en toda la región oeste de Guatemala. Los piroclásticos de la erupción fueron ampliamente esparcidos sobre la región oeste de Guatemala y sur de México, a la vez, causó efectos atmosféricos en toda la tierra. Existió un cambio químico en las cenizas durante los días de erupción, el primero, de cenizas voluminosas pumíceas y blancas; las cenizas finales fueron finas, densas, oscuras y notablemente menos silíceas. La explosión del

cráter salió por el flanco suroeste erupcionando un volumen aproximado de 0.5 km<sup>3</sup>. Los dos días de gran actividad oscurecieron el cielo en una amplia región. La secuencia del proceso eruptivo fue como sigue: temblores de tierra precedieron la emisión de magma, entonces, acompañado por un intenso relampagueó y truenos, una nube cargada de cenizas fue lanzada desde la ventana a una altura de 10,000 metros. Seguidamente, material pumíceo; al siguiente día la erupción alcanzó su clímax. Gases cargados de pómez y ceniza fueron erupcionados durante 18 horas, mientras que al romperse las paredes de la ventana, una enorme cantidad de fragmentos de roca rodaron hacia abajo sobre los poblados adyacentes hasta una distancia de 14 km. El 26 de octubre la erupción terminó. Un cráter de aproximadamente 1 km de diámetro y 600 metros de profundidad quedó en la falda suroeste del volcán, desde el cual, eyecciones menores de ceniza y vapor se sucedieron ocasionalmente. Al final del año, el cráter comenzó a llenarse de agua. Emisiones de vapor y gas, se sucedieron de tiempo en tiempo hasta 1,906 y sirvieron para arrojar el agua del cráter.

#### 6.11 VOLCÁN TACANÁ

El volcán Tacaná es un estrato volcán localizado en la línea fronteriza entre Guatemala y México, a una latitud norte de 15°05' y longitud oeste de 92°09', ver figura 6.9. Análisis de carbono 14 en muestras tomadas del volcán, han determinado una edad aproximada de 42,000 años según científicos mexicanos.

La estructura volcánica se eleva 2,200 metros sobre su base

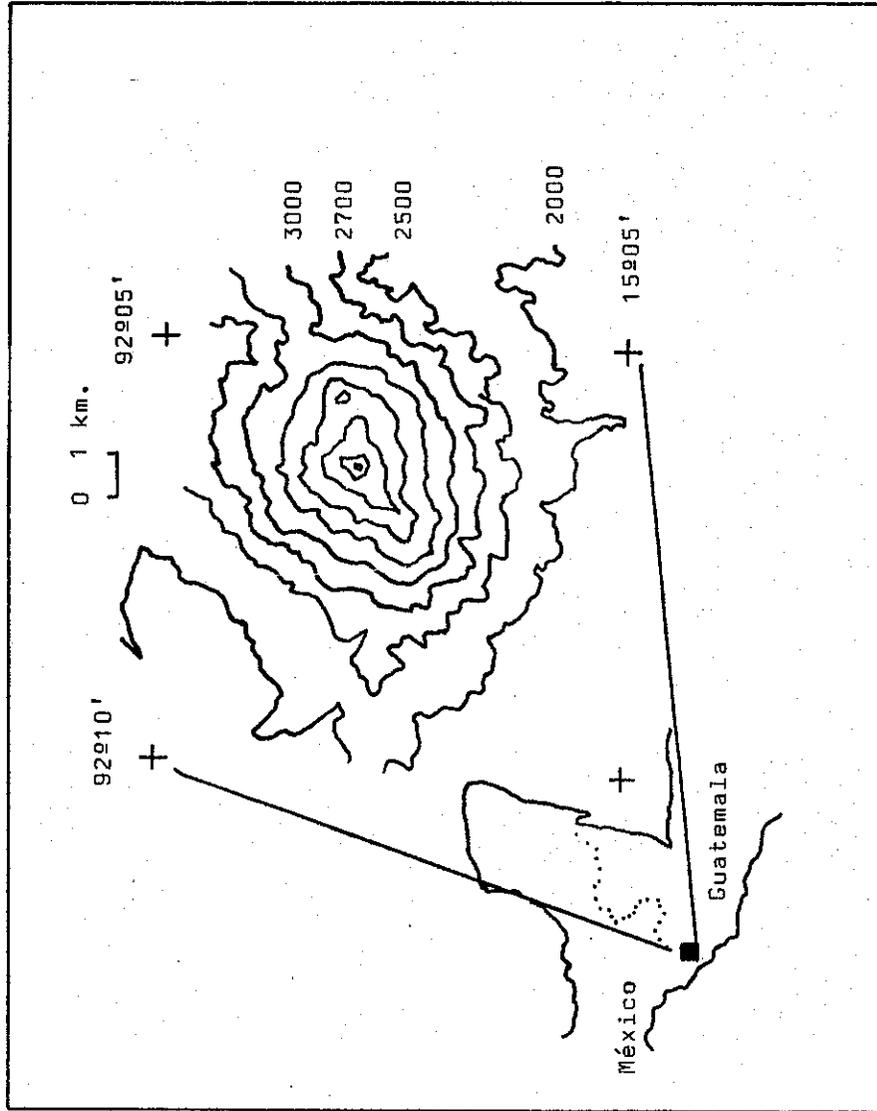


Figura 6.9. Localización del Volcán Tacaná

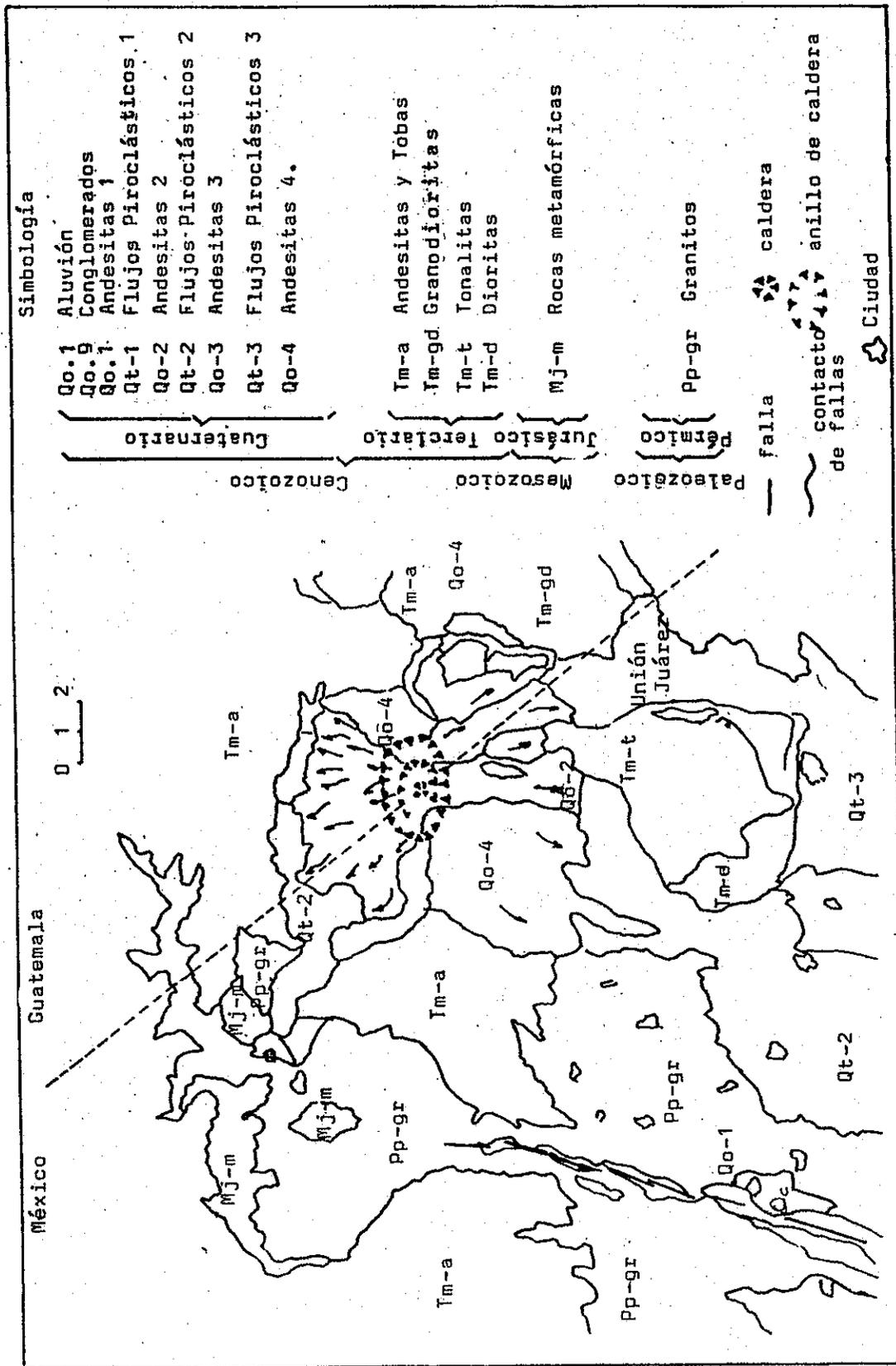


Figura 6.10. Mapa geol3gico del 3rea alrededor del volc3n Tacan3. Se observa f3cilmente las tres calderas descritas.

y 4,110 metros sobre el nivel del mar. Asentado sobre basamento granítico del Paleozoico, está coronado por tres pequeñas calderas, estructuras que representan diferentes estados de actividad eruptiva, ver figura 6.10. La primera caldera es un anillo de forma oval de ejes de 2 por 3 km aproximadamente situada a una altura de 3,600 metros sobre el nivel del mar.

La segunda caldera, está dentro de la primera, de forma oval similar a la primera con ejes de 1.5 por 1.0 km aproximadamente. El actual cráter, con un domo andesítico y un radio de 0.5 km., emerge de esta estructura. El edificio volcánico muestra un pequeño cráter que asoma hacia el oeste-suroeste de la cima con un diámetro entre 150 y 40 metros.

Actividad volcánica. De acuerdo con de la Cruz y Hernández, 1,985, tres flujos principales de piroclastos se pueden distinguir en el área. Estos están relacionados con la formación de las tres calderas y el actual cráter. Una primera emisión de lavas con hornblenda y augita formó el primer edificio volcánico. Este primer edificio fue destruido dando origen al primer flujo piroclástico y a la primera caldera. Un nuevo edificio de material similar se formó dentro de ésta. Un segundo período explosivo destruyó la estructura, formando la segunda caldera y originó el segundo depósito piroclástico. Seguidamente, un mismo modelo de edificios fue formado con el mismo tipo de roca y destruido nuevamente durante la formación del tercer flujo piroclástico, dejando un cráter de 0.5 km de diámetro el que fue finalmente taponado. ver figura 6.9.

Poca información existe sobre la actividad histórica de este volcán. Bose (1,903) reporta relatos de habitantes de la región según los cuales hubo emisiones de gas en 1,855 y 1,878. En 1,949 y 1,950 el volcán presentó actividad fumarólica y sísmica. Una amplia área al sur-oeste de la cima, mostró fumarolas y solfataras en dicha ocasión.

Durante los meses de diciembre en 1,985, enero y febrero de 1,986, una serie de temblores se sucedieron al nor-este del volcán Tacaná. Seguido a esta actividad, el área alrededor del volcán continuó mostrando actividad acompañada de signos acústicos. El 7 de mayo de 1,986, un enjambre de temblores con epicentro en el flanco sur-oeste del volcán fueron seguidos de una explosión freática que abrió un cráter de 10 metros en el flanco nor-oeste del volcán a una altura de 3,100 metros sobre el nivel del mar surgiendo una fumarola.

#### 6.12 VOLCÁN TOLIMÁN

También llamado Atitlán Norte, es un estrato volcán gemelo constituido principalmente por flujos de lava viscosa, se desarrolló en las cercanías de la orilla sur del lago. Geográficamente se localiza a una latitud norte de  $14^{\circ}36.85'$  y longitud oeste de  $91^{\circ}10.6'$ . Posee dos conos, uno norte, el principal a 3,153 metros sobre el nivel del mar y el cono sur a 3,130 metros; su altura promedio sobre el nivel del lago es de 1,650 metros.

Después del colapso de la cuenca del lago de Atitlán se originaron tres volcanes, Atitlán, San Pedro y Tolimán, éste

último, probablemente, el más joven de los tres. La falda norte del volcán está cubierta con flujos de lava, mostrando perfectas estructuras de flujo, colapso de canales, diques, etc. El espesor de los flujos de lava, formando delgadas terrazas sobre la falda noroeste fueron producidas principalmente, por erupciones laterales. El domo de lava "Cerrito de Oro" se debió haber originado en tiempos recientes cercano a la playa del lago; se encuentra situado en la prolongación de la línea que conecta las cimas de los volcanes Atitlán y Tolimán.

Actividad volcánica. No se le conocen erupciones en los tiempos históricos. En 1,892 Sapper encontró fuertes fumarolas sobre la falda oeste del cono a una altura de 3,030 metros. Fumarolas blancas y ruidosas con altura de 20 y 25 metros, desde agujeros de un metro de largo, cubiertos de cristales sulfurosos. No se registran datos de actividad fumarólica reciente.

## CAPÍTULO VII

### PREVENCIÓN DE RIESGO EN GUATEMALA

La actividad magmática del interior de la tierra se manifiesta exteriormente por cambios o fenómenos susceptibles a simple vista en ciertos momentos y en algunos casos.

La sismicidad es un fenómeno bastante sensitivo aunque cuando se inicia no se advierte tan fácilmente. Cambios de pendiente y de temperatura son fenómenos que no son tan sensitivos al sentido humano.

Un adecuado seguimiento de estos fenómenos permite conocer lo que sucede en el interior de la tierra y preveer el tipo de actividad que pueda ocurrir.

#### 7.1 CONTROL SISMOLÓGICO

Ondas sísmicas. Existen dos clases de ondas mecánicas que penetran dentro de la corteza terrestre desde el foco de un temblor. Las primeras son las ondas de compresión longitudinal, cuya velocidad de propagación depende de la resistencia a la compresión, deformación por corte y densidad del material penetrado. Las segundas son las ondas de corte transversal cuya velocidad de propagación depende solamente de la rapidez y densidad del material penetrado.

Las ondas longitudinales viajan más rápidamente que las ondas transversales y son las primeras en ser recogidas por los sismógrafos.

Solo depósitos relativamente superficiales y cámaras de magma caliente, pueden ser detectados por su comportamiento

sísmico.

El temblor volcánico se define como una vibración continua de la tierra, la cual es generada por un proceso magmático. En general, los temblores volcánicos se observan más comúnmente en volcanes basálticos que en volcanes andesíticos: algunos volcanes andesíticos generan temblores, mientras que otros generan esporádicamente un temblor de corta duración, de algunas décimas de segundo a varias décimas de minuto.

El observatorio vulcanológico de Hawai clasifica los temblores en dos categorías: temblores armónicos y temblores espasmódicos o bruscos. Un temblor armónico es continuo y más o menos sinusoidal, mientras que un temblor espasmódico se caracteriza por un período corto y parece ser de origen profundo.

K. Sassa clasificó los temblores volcánicos generados por el volcán Aso Japón, en cuatro clases: a) períodos de 1.0 segundos, por apareamiento de una explosión interna de gases volcánicos; b) períodos de 3.5 a 7.0 segundos, debidos a una oscilación del magma en el reservorio; c) períodos de 0.5 segundos y d) períodos de 0.2 segundos; causados estos dos últimos por una erupción en la superficie.

En general, un temblor de período corto se genera en la parte superficial de un sitio eruptivo y es asociado con erupciones o actividad fumarólica, por otro lado, el origen de temblores de período largo se consideran localizados en las profundidades del volcán.

Se entiende hasta aquí que los temblores de origen volcánico

son una manifestación pre-eruptiva, de fase eruptiva y post-eruptiva, y aún se pueden suceder sin que ocurra erupción alguna. Un control sismológico adecuado y debidamente interpretado puede prevenir una catástrofe. Es necesaria la instalación de una red sismológica completa, que incluya sismógrafos en las cercanías del cráter, en las faldas y en un radio de varios kilómetros alrededor del cono; todos los aparatos se conectan a una central computarizada, la que analiza los datos obtenidos por la red, ubicando profundidad y localización de ocurrencia, así como tiempo de duración del fenómeno para que el científico interprete los datos obtenidos. Aunque existe poca experiencia en la interpretación de los datos para la prevención del fenómeno, es de tomar en cuenta que los volcanes aunque no presentan comportamientos similares entre sí, si es posible que su comportamiento se repita, por lo que una previa información histórica del mismo puede ser de gran ayuda en la interpretación de los datos.

En Guatemala, el control sismológico de los volcanes se realiza a través de las estaciones sismológicas instaladas y que en sí, constituyen la red nacional. Esto implica que los sismógrafos instalados, a la vez de registrar los sismos volcánicos, registran los de tipo tectónico, ubicándose según la figura 7.1.

## 7.2 CONTROL GEODÉSICO

Cambios topográficos ocurren regularmente en las áreas volcánicas debido a nuevos flujos de lava o destrucción explosiva

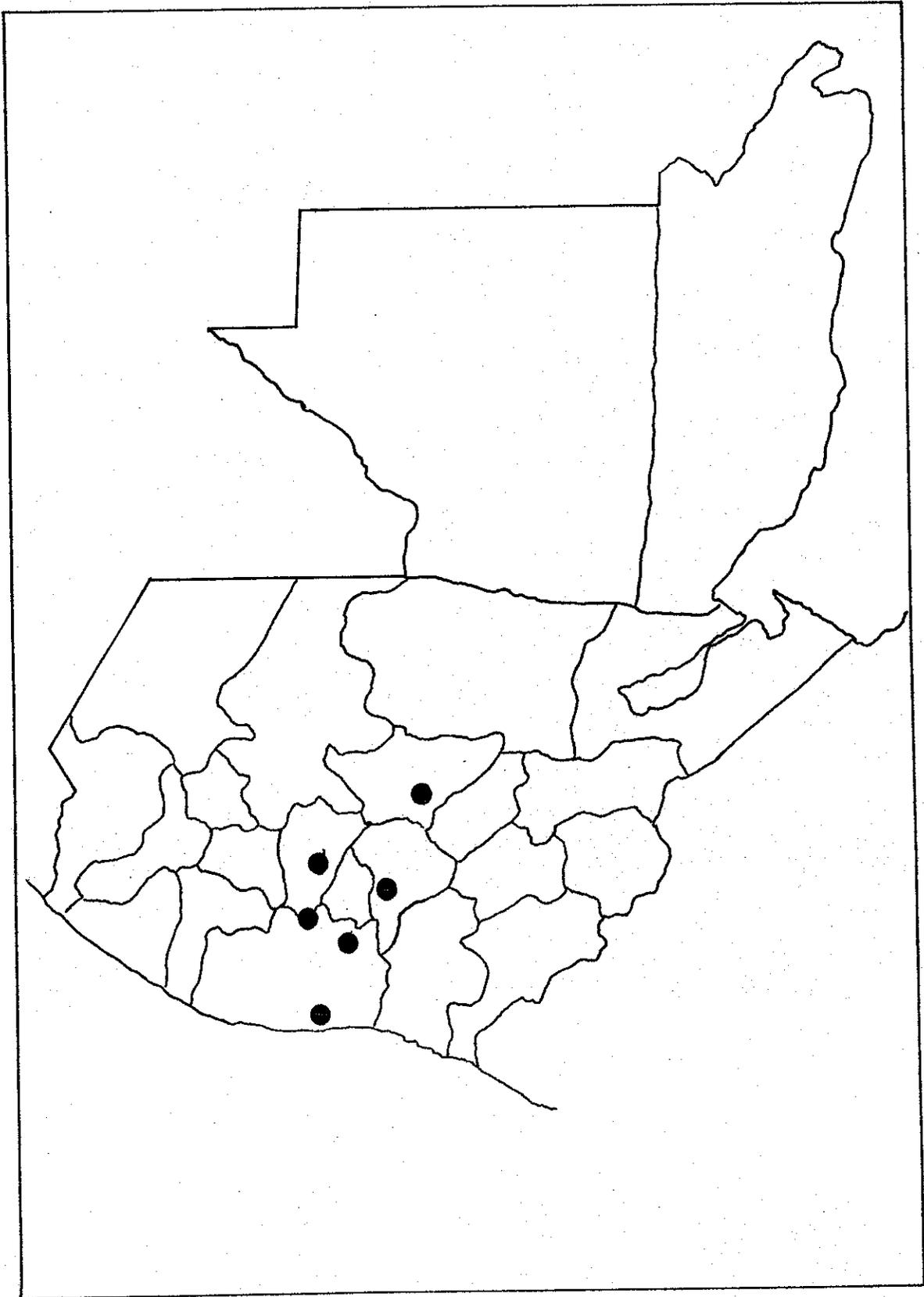


Figura 7.1 Red sísmológica nacional.

de la ventana. Existe una adición o remoción de material superficial. Aparentemente, los cambios también ocurren en el subsuelo por la adición o remoción de magma y esto causa deformaciones en la superficie de la tierra sin una remoción o adición de material superficial. Algunas deformaciones superficiales relacionadas con la actividad volcánica, se dan en varias escalas, desde la expansión del suelo oceánico al movimiento individual de bloques. Experiencias en Hawai y Japón han mostrado cambios sistemáticos en esfuerzos superficiales de la tierra, verticales y horizontales que son relacionados a los procesos volcánicos y un cuidadoso monitoreo de estos cambios puede dar importantes datos del interior de la estructura y mecanismo del volcán activo.

Varias son las medidas geodésicas a tomar en consideración como inclinación, cambios de elevación y medidas horizontales entre otras.

Inclinación. Cambios en la inclinación en la superficie de la tierra son el resultado de cambios diferenciales en la elevación. Aunque los inclinómetros pueden dar la cantidad y dirección de la inclinación en un lugar particular, ellos no dan un gráfico completo de varios cambios de elevación que se presentan debido a una intrusión o movimiento de magma. Sin embargo, los inclinómetros tienen la ventaja de proporcionar un continuo o al menos, una observación más frecuente que repetidos reconocimientos de nivel, nivelaciones.

Tipos de inclinómetros. Inclinómetros de péndulo o período

horizontal largo, son sismómetros de largo período horizontal, bastante sensitivos a pequeños cambios de inclinación perpendicular a la dirección del péndulo, ver figura 7.2.

En teoría, dos de estos péndulos colocados en ángulo recto uno con otro, pueden registrar continuamente la cantidad y dirección de pequeños cambios de inclinación.

Inclinómetro de tubo de agua. Operan sobre el principio del propio nivel de una superficie líquida; con él se pueden salvar las dificultades causadas por el efecto local de una corta base del inclinómetro de péndulo.

Inclinómetro de Mercurio. El principio de líquidos que mantienen su nivel usado en los inclinómetros de tubo de agua, se puede extender para usar mercurio en el recipiente y medir pequeños desplazamientos en la superficie. Bases de longitudes superiores a 5 m entre recipientes de mercurio han sido probadas con excelentes resultados en instalaciones a lo largo de la falla de San Andrés en California, Estados Unidos.

Medidas ópticas de inclinación. Problemas de acceso y grandes cambios de temperatura hacen difícil el uso de inclinómetros de tubo y líquido cerca de la cima de los volcanes altos. Para superar este problema, se precisa una nivelación triangular con lados de aproximadamente dos kilómetros de longitud.

Inclinómetros dentro de un agujero. En teoría, un inclinómetro operando dentro de un agujero, debe estar libre de errores presentes por deformaciones en la superficie asociadas

a lluvias, cambios de temperatura y en general, superficies inestables.

**Cambios de Elevación.** La formación de calderas incluye explosivas remociones de material, o el colapso dentro de un vacío formado por la remoción de magma, o la combinación de ambos procesos. El colapso será otro tipo de ejemplo extremo de cambios en la superficie por deformación.

**Nivelaciones ópticas.** Pequeñas deformaciones en la superficie, no obvias al ojo, son fácilmente detectadas por nivelaciones ópticas. Las técnicas son familiares a la mayoría de los agrimensores. Se utilizan líneas de nivelación corrida en ambas direcciones o a lo largo una línea, la cual retorna el origen.

La figura 7.3 muestra la subsidencia del Norte de la bahía de Kagoshima relacionada con la erupción de 1,914 del volcán Sakura Zima, Japón.

**Calibración de mareas.** Los cambios de nivel del mar pueden ser eustáticos y tectónicos, pero la pequeña y generalmente consistente naturaleza del nivel del mar, a lo amplio del globo sube, 2 mm por año.

La elevación de la superficie de los lagos ofrece la posibilidad de mostrar deformaciones relativas verticales en la línea de la ribera sin algunos de los nocivos problemas de las medidas de inclinación.

Los niveles de los Cirrópodos pueden ser usados para estimar el nivel del mar previo, dentro de pocos centímetros por meses

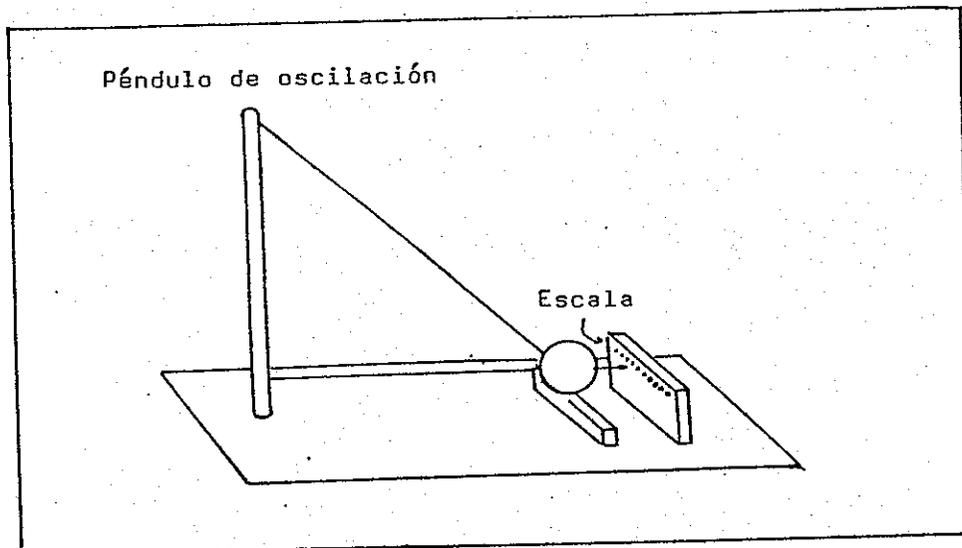


Figura 7.2. Sismómetro horizontal, también usado para medir inclinaciones perpendiculares al eje del péndulo,

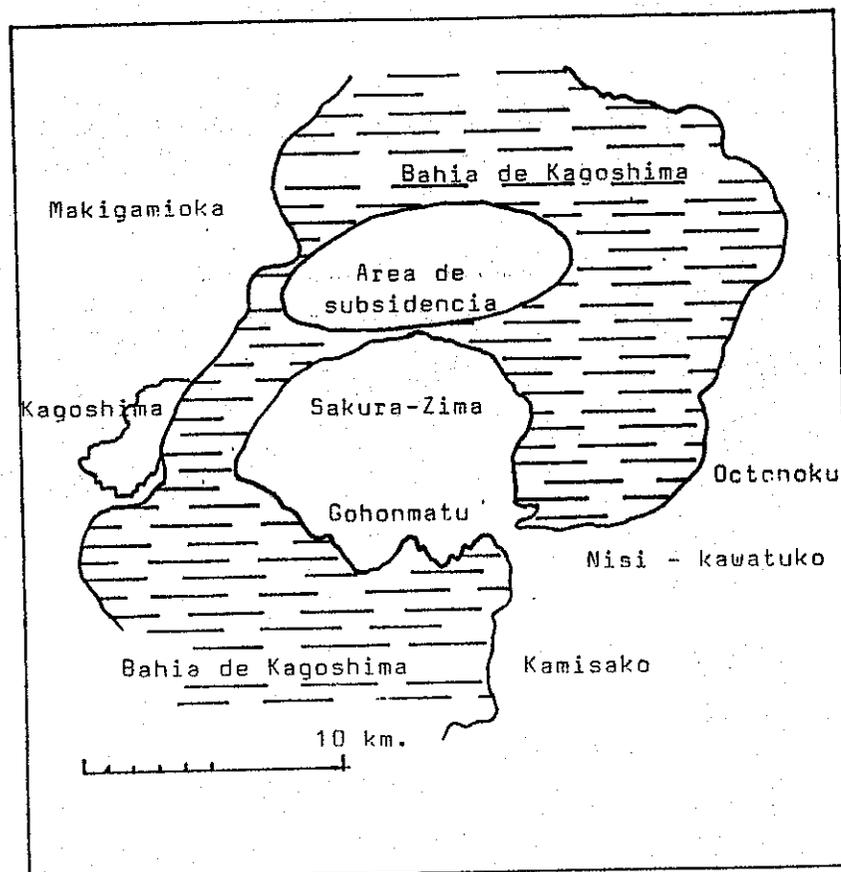


Figura 7.3 Desplazamiento vertical de la superficie adyacente al Volcán Sakura - Zima durante la erupción de 1,914.

o años después de que ellos han sido elevados.

Otros datos geomórficos pueden ser usados, tales como cortes de ola en las playas y otros criterios especiales.

Gravimetría. Observaciones gravimétricas valúan cambios de aproximadamente 0.2 mgal por metro de elevación. Actualmente los gravímetros tienen sensibilidades de 0.001 mgal, en teoría pueden medir cambios de elevación de 5.0 mm.

Medidas Horizontales. Deformaciones horizontales en la superficie de la tierra, son muy difíciles de detectar visualmente, como lo son los movimientos verticales, excepto cuando se manifiestan por medio de fracturas. A la vez, grandes desplazamientos son fácilmente detectados por varias técnicas superficiales, el problema reside en determinar qué punto se ha movido y respecto a qué referencia. La realidad del problema reside en la falta de una referencia horizontal como lo es el nivel del mar para las variaciones verticales.

Triangulación. La triangulación usada con propósitos cartográficos existe en la mayoría de las regiones y siempre incluye cimas volcánicas debido a su preponderancia en el área. Las bases de las superficies triangulares son por lo regular suficientemente largas para permitir la observación de desplazamientos horizontales cercanos al volcán.

Medidas electrónicas de distancia. Recientes adelantos en electrónica, permiten medir distancias mediante la transmisión y reflexión de ondas de radio de alta frecuencia o pulsos de alta frecuencia de luz polarizada. La medición de distancia por

métodos eléctricos tiene la ventaja de líneas base largas, alta precisión ( 5 mm/km ) y conveniencia.

Medición de grietas. Cambios en la amplitud de las grietas proporcionan ciertos indicios. Mediciones en las grietas del Kilauea en Hawai muestran cambios de amplitud de varios centímetros, se abren durante una inflación y luego se cierran durante una subsidencia.

### 7.3 CONTROL DE TEMPERATURA

Es una actividad que se realiza en lagos cratéricos, manantiales y fumarolas, así como en pequeños pozos construidos para tal efecto. Normalmente se utilizan como termómetro los termopares de Ni-Cr-Ni dado el amplio margen de temperaturas a las que trabajan. En períodos eruptivos la obtención de estos datos se intensifica hasta donde es posible, ya que las condiciones de medida se hacen muy difíciles, obligando a la utilización de sensores remotos, como pirómetros ópticos, para medir en coladas de lava o bocas eruptivas.

Las anomalías térmicas, zonas con temperaturas muy superiores a las ambientales, están siempre asociadas a fenómenos convectivos que constituyen el único mecanismo de transferencia de calor capaz de provocar la aparición en superficie de altas temperaturas, que contrastan tanto más con el entorno cuanto menos conductor sea el material de las rocas que las rodean.

El empleo de infrarrojo térmico con base en la superficie, permite el estudio local de las anomalías térmicas, así como el análisis de muchos procesos que tienen lugar durante las fases

eruptivas y que significan el acoplamiento de distintos fenómenos. Ver figura 7.4.

El estudio mediante sensores remotos en el infrarrojo térmico de las áreas volcánicas activas puede ser eficaz para el seguimiento de las anomalías térmicas.

El uso de sensores infrarrojos se ha perfeccionado, al grado que actualmente se cuenta con pistolas portátiles de medición de temperaturas. Estas poseen una lente que colecta la energía infrarroja radiada, la computa e indica la temperatura superficial del cuerpo. Son muy útiles para chequeos periódicos de campo siempre que las condiciones lo permitan. La figura 7.4 ilustra el empleo de este aparato.

Hasta ahora la utilización de las técnicas termométricas citadas, han sido de poca ayuda en la predicción del comienzo o evolución de un fenómeno eruptivo. Su escasa eficacia se debe a la poca representatividad de medidas superficiales como al hecho de que el calentamiento producido en las rocas encajantes por la subida de magma hacia la superficie se manifieste mucho más lentamente que otros precursores y que el propio ascenso magmático, debido a la baja conductividad térmica de las rocas. Si el ascenso del magma es muy lento formando domos viscosos o se estabiliza a niveles someros, los datos termométricos pueden resultar significativos con cierta antelación, en fumarolas y fuentes termales. Un ejemplo práctico lo representa la figura 7.6.

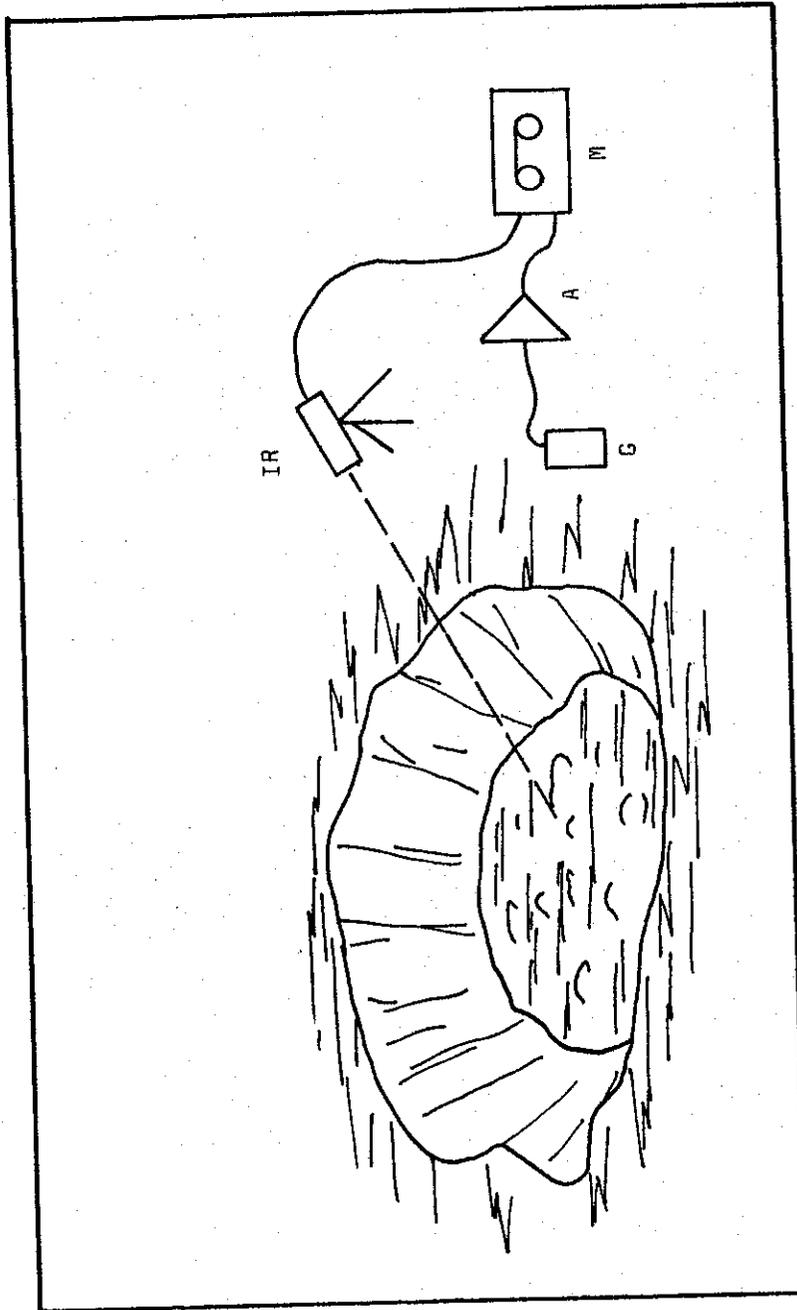


Figura 7.4. El mecanismo de una erupción estromboliana se analiza en la figura mediante un registrador sísmico y un radiómetro de infrarrojo térmico. En el esquema se presenta el dispositivo consistente en un radiómetro infrarrojo (IR) enfocado al fondo del cráter, y cuya salida se registra en una cinta magnética (M) conjuntamente con la señal recogida con un geófono (G) y amplificada por un amplificador modular (A).

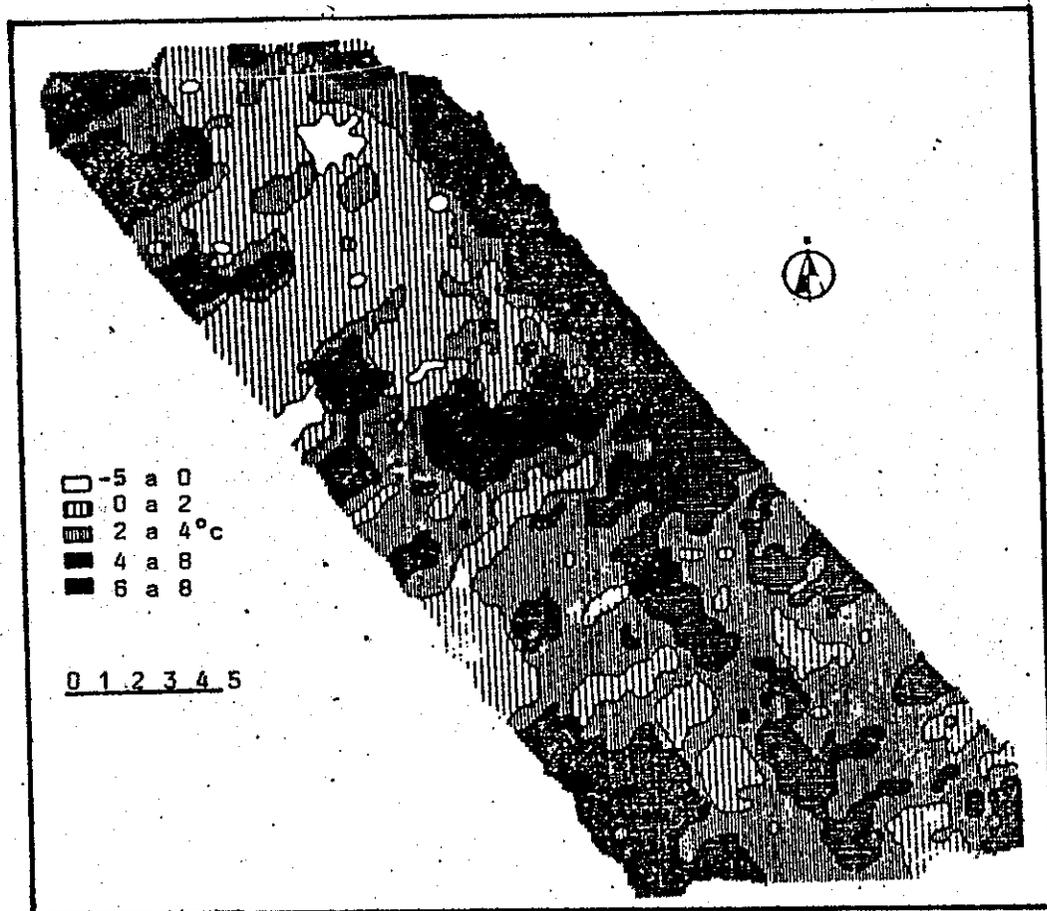


Figura 7.5. Las técnicas de sensores remotos en infrarrojo térmico (I.R.T.) tiene aplicación muy inmediata al estudio de zonas volcánicas. La figura corresponde a la termografía resultante del vuelo nocturno en infrarrojo sobre la fosa de Olot, realizado en octubre de 1,978. Esta termografía fue obtenida por reducción de datos del radiómetro aerotransportado, mediante un modelo numérico y corregido de efectos topográficos. Se observa una gran anomalía central (6-8°C) y otras dos más extensas (4-6°C) ligadas a los bordes de la fosa. En el extremo SO, asociado al mismo borde, se destacan las únicas anomalías medibles directamente y que corresponde a surgencias de aguas termales.

#### 7.4 CONTROL DE MANIFESTACIONES GEOTERMALES

Nacimientos de agua caliente sulfurosa y emanaciones de vapor de agua, tienden a incrementarse debido a las intrusiones magmáticas.

En Guatemala, en las áreas aledañas a los volcanes existe este tipo de manifestaciones, las que como se vió en el capítulo anterior, son muy comunes en nuestras áreas volcánicas, tanto en el proceso pre-eruptivo, eruptivo y post-eruptivo; a la vez, estos indicativos tienen la ventaja de no necesitar un equipo sofisticado para su detección.

La figura 7.7 esquematiza este tipo de comportamiento, un acuífero que circula por las cercanías de una cámara magmática se verá afectado por la transferencia de calor, el agua se calentará pudiendo llegar al punto de ebullición, transportándose por las fracturas existentes hacia la superficie aflorando en ésta, ya sea como vapor de agua, o simplemente como agua caliente. En sí este comportamiento podría decirse que es un proceso de erupción freática en pequeña escala. Las emanaciones serán intermitentes según sea la capacidad de alimentación de agua del acuífero, incrementándose en época lluviosa debido a la mayor filtración de agua, sin que esto sea un indicativo de incremento de la actividad volcánica.

#### 7.5 ESTUDIO DE LA EVOLUCIÓN VOLCÁNICA

Todos los controles anteriores deben analizarse en conjunto para poder dar una interpretación adecuada al comportamiento de los volcanes. Debe analizarse no sólo el cono volcánico sino

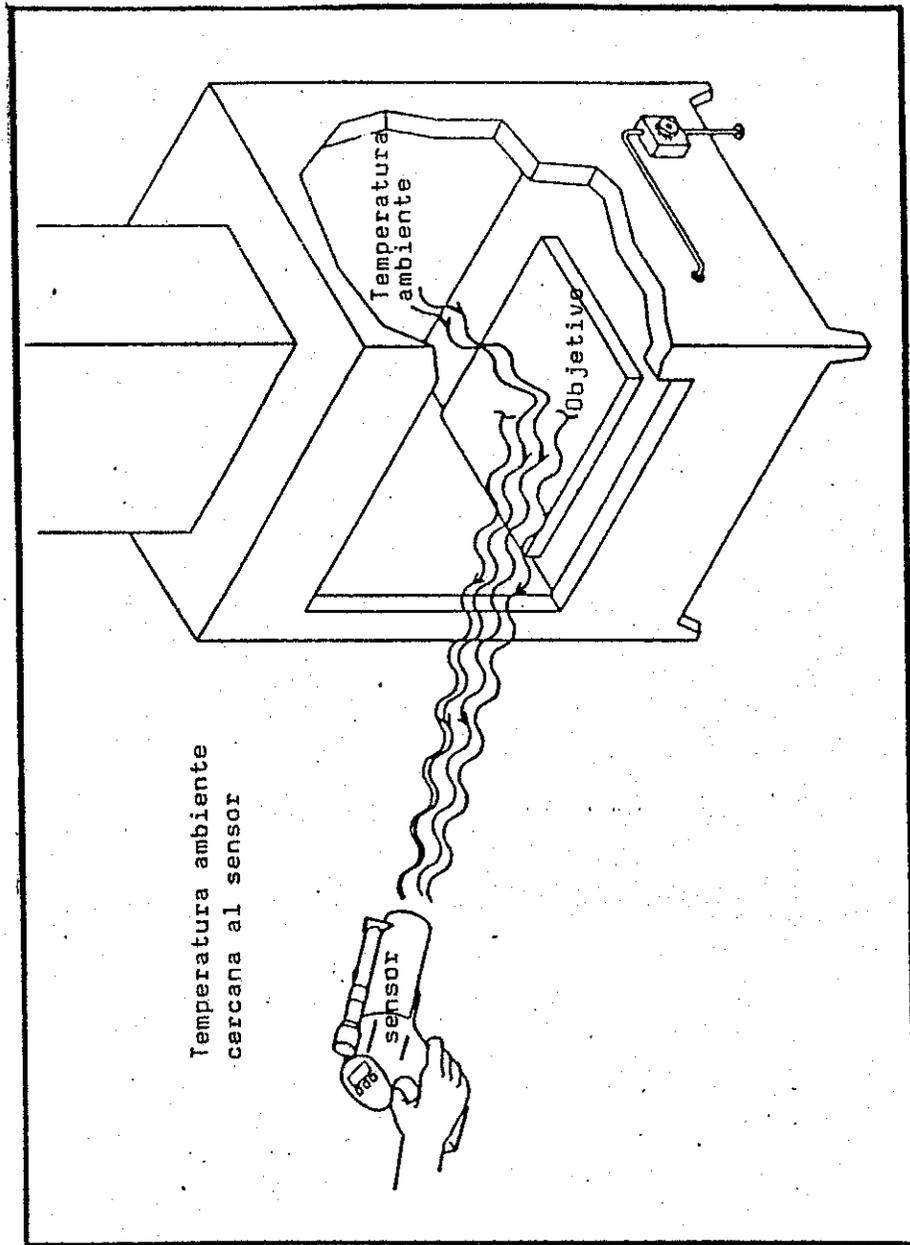


Figura 7.6. Empleo de la pistola medidora de temperaturas por reflexión de ondas infrarrojas.

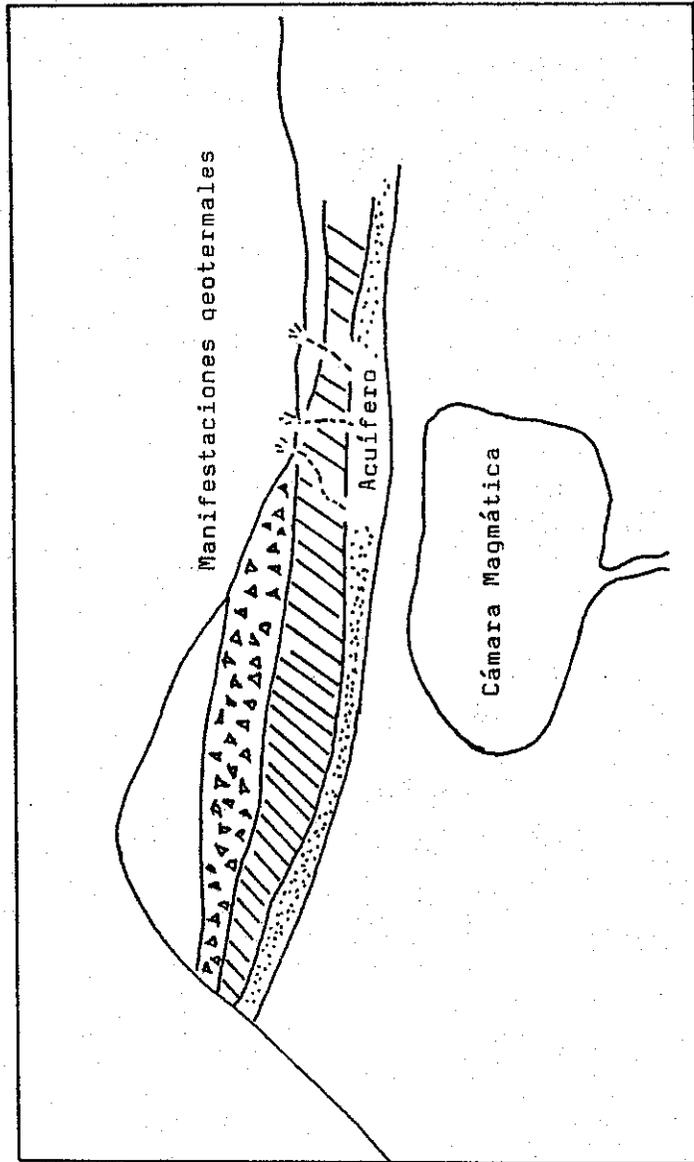


Figura 7.7. Esquema de las causas que pueden dar origen al geotermalismo.

también un área adyacente que se considere necesaria. Un hundimiento puede indicar el retiro de la cámara magmática por haber vaciado gases o material sólido-líquido o bien un simple transporte de material hacia otro reservorio, por lo que es necesario estar atento a nuevos abombamientos del terreno, cambios de inclinación, aparecimiento de otras fuentes geotermales o incremento de las existentes.

Si se hubiesen sucedido erupciones, es importante ver su periodicidad, volumen emanado y fuerza de las emanaciones, tipos de material eruptado y dirección de la erupción la que normalmente ya se encuentra orientada según la abertura del cráter, viéndose afectada únicamente por la dirección de los vientos predominantes.

Si el cono no ha eruptado, las observaciones geodésicas pueden indicar hacia qué punto es probable que se suceda la erupción, la ubicación de los sismos indica el desplazamiento interno del magma o gases; observaciones visuales de grietas son muy importantes para determinar hinchamientos o deflexiones.

En algunas ocasiones la emanación de gases es suficiente para que desaparezca el riesgo de una erupción. Puede decirse que la emanación constante de material en forma gradual es beneficiosa, pues esto normalmente ocurre sin la existencia de manifestaciones violentas. La emanación de gases o lava libera energía en forma gradual y en esta forma puede llegarse a agotar una cámara magmática.

En Guatemala es común el aparecimiento de fuentes termales,

sismos volcánicos o hinchamiento de conos volcánicos como ocurrió con el volcán Tacaná en la década anterior.

La elaboración de mapas de riesgo volcánico es una actividad que puede realizarse de acuerdo a cómo evoluciona la actividad anterior del volcán. Normalmente el cráter se encuentra orientado hacia el flanco usual eruptivo, la sismología, gravimetría, manifestaciones geotermales podrían indicarnos el tipo de material eruptivo en camino, el que puede ser gaseoso exclusivamente, gas-sólidos o incluir correntadas de lava.

#### 7.5 Prevención de riesgo

En Guatemala el INSTITUTO DE SISMOLOGÍA VULCANOLOGIA METEREPILOGIA HIDROLOGIA y el COMITE NACIONAL DE EMERGENCIA son las entidades encargadas de prever las catástrofes de tipo volcánico. El CONE moviliza e informa a la población civil, en tanto que el INSIVUMEH vigila y prevé la actividad volcánica. Para ello cuenta con la red sismográfica, figura 7.1.

Mapas de riesgo volcánico han sido elaborados por organismos internacionales a través de programas de cooperación, quienes también donaron el sistema computarizado que correlaciona los datos de la red sismográfica.

Personal de la Universidad Tecnológica de Michigan, adiestraron personal del INSIVUMEN en el uso del COSPEC V, un espectrometro de correlación y medición remota de bióxido de azufre ( SO<sub>2</sub> ), para mantener un monitoreo constante de emanaciones de dicho gas.

Mantiene el INSIVUMEH una constante comunicación

organismos internacionales a fin de ampliar la cooperación existente para tener un mejor monitoreo de nuestros volcanes.

## CONCLUSIONES

- 1) Dado el actual movimiento de las placas tectónicas que afectan a Guatemala se espera que la actividad volcánica se mantenga y difícilmente disminuya en varios millones de años.
- 2) Los volcanes de Guatemala se desarrollan debido a la subducción de la placa de cocos en la parte sur. El material absorbido en esa área ha hecho de los volcanes su puerta de retorno a la superficie.
- 3) Los diversos tipos de actividad volcánica han dado a Guatemala la topografía accidentada que posee, nutriéndola de cambios a través del tiempo.
- 4) La historia volcánica nos indica que debemos estar conscientes que una actividad destructiva puede darse en un futuro, por lo que es necesario estar atentos a las diferentes manifestaciones alrededor de los conos volcánicos.

## RECOMENDACIONES

1. Incrementar el numero de estaciones sismológicas, pues con cuatro unidades funcionando para todo el país, no es posible obtener suficientes datos.
2. Mantener un control constante sobre los principales volcanes pues se sabe que aún después de mas de cien años de inactividad, se activan nuevamente y por lo regular con resultados catastróficos.
3. Ubicar todo tipo de manifestación volcánica para su control y posible explotación.
4. Implementar un curso de vulcanología, para que el estudiante de ingeniería conozca en términos generales la situación volcánico-tectónica del país.
5. Informar a la población del país de riesgos sísmicos y posibles consecuencias de acuerdo a su ubicación geográfica e indicarle qué hacer al sucederse un sismo.

115

Washington.

MATIAS, Otoniel y Morales Rodolfo. Emisión Dioxido de Sulfuros en Volcanes Pacaya, Fuego, Santiaguito. INSIVUMEH, marzo de 1,990. 24 pp.

116

RITTMAN A. Volcanoes and Their Activity. Londres Nueva York:  
Jhon Wiley and Sons, 1,962. 305 pp.

ROBINSON, Edwin Simons. Geología Física Básica. México:  
Limusa Noriega, 1,990. 700 pp.

STOIBER, R. E. y Eberl, D. Fumarolas de Guatemala. New York:  
Darmonth College, Hanover. pp 39 - 42.

TILLING, Roberto y Raymundo S. Punongbayan. Los Peligros  
Volcánicos. Publicado por la Organización Mundial de  
Observatorios Vulcanológicos. Julio 1,981, Santa Fe,  
Nuevo México, U.S.A. Impreso por el Gobierno de  
U.S.A. 1,993.

TOBAR, Carlos. Apuntes de Geología primera parte. Guatemala:  
Facultad de Ingeniería USAC. 1,985. 84 pp.