

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICA
ESCUELA DE QUÍMICA



**CARACTERIZACIÓN DE LA FRACCIÓN LÍQUIDA DE CONDENSADOS DE
EMISIONES FUMARÓLICAS Y SEDIMENTOS EN VARIOS PUNTOS DE LA
CADENA VOLCÁNICA ACTIVA DE EL SALVADOR**

**TRABAJO DE GRADUACIÓN PRESENTADO POR:
FRANCISCO JOSÉ AGUIRRE TURCIOS**

**PARA OPTAR AL GRADO DE:
LICENCIADO EN CIENCIAS QUÍMICAS**

CIUDAD UNIVERSITARIA, SAN SALVADOR, ENERO DEL 2005

**UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICA
ESCUELA DE QUÍMICA**



**CARACTERIZACIÓN DE LA FRACCIÓN LÍQUIDA DE CONDENSADOS DE
EMISIONES FUMARÓLICAS Y SEDIMENTOS EN VARIOS PUNTOS DE LA
CADENA VOLCÁNICA ACTIVA DE EL SALVADOR**

**TRABAJO DE GRADUACIÓN PRESENTADO POR:
FRANCISCO JOSÉ AGUIRRE TURCIOS**

**ASESORES:
DR. NÉSTOR GUILLERMO ORELLANA VELADO
DRA. DINA LARIOS DE LÓPEZ**

CIUDAD UNIVERSITARIA, SAN SALVADOR, ENERO DEL 2005

**UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICA
ESCUELA DE QUÍMICA**

**CARACTERIZACIÓN DE LA FRACCIÓN LÍQUIDA DE CONDENSADOS DE
EMISIONES FUMARÓLICAS Y SEDIMENTOS EN VARIOS PUNTOS DE LA
CADENA VOLCÁNICA ACTIVA DE EL SALVADOR**

**TRABAJO DE GRADUACIÓN PRESENTADO POR:
FRANCISCO JOSÉ AGUIRRE TURCIOS**

**PARA OPTAR AL GRADO DE:
LICENCIADO EN CIENCIAS QUÍMICAS**

ASESORES:

DR. NÉSTOR GUILLERMO ORELLANA VELADO

DRA. DINA LARIOS DE LÓPEZ

CIUDAD UNIVERSITARIA, SAN SALVADOR, ENERO DEL 2005

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR

RECTORA

Dra. MARÍA ISABEL RODRÍGUEZ

SECRETARIA GENERAL

Licda. MARGARITA MUÑOZ

FISCAL

Lic. PEDRO ROSALÍO ESCOBAR

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICA

DECANO

Lic. JOSÉ HÉCTOR ELÍAS DÍAZ

DIRECTORA DE LA ESCUELA DE QUÍMICA

MSc. ROSARIO AMANDA RIVAS DE ZEPEDA

AGRADECIMIENTOS

A la que es la razón más esencial e insondable, la fuerza más poderosa, que hace posible la existencia del universo y todo lo que contiene, que nos ha permitido la maravillosa aventura de la vida, a la cual, a falta de una palabra que la defina mejor, llamo **DIOS**.

A mis padres, **Gladis Turcios de Aguirre** y **José Francisco Aguirre Gonzáles**, por todo su apoyo, paciencia y cariño, sin ellos, no sería lo que soy ni hubiera llegado a donde estoy.

A mis pocos pero buenos amigos, que siempre me brindaron su apoyo, que no me dejaron caer, a pesar de que no supe estar todo el tiempo a su altura, especialmente a **Velia, Elsi, Angélica** y **Carlos**.

A los todos mis docentes por los conocimientos impartidos, muy especialmente al **Licenciado Carlos Rolando Velásquez Vidal**, quien me ayudó de manera fundamental a escoger el rumbo dentro del mundo de la investigación.

A mis asesores, **Doctora Dina Larios de López** y **Doctor Néstor Guillermo Orellana Velado**, por su orientación, su tiempo y su disposición en la elaboración de este trabajo.

Al **Licenciado Francisco Antonio Barahona Escoto**, por su paciente apoyo y fundamental ayuda en el trabajo de campo, sin la cual hubiera sido imposible la realización de este proyecto.

Deseo expresar mi agradecimiento al **Dr. Kenji Notsu**, del Laboratorio de Química de Terremotos de la Universidad de Tokio, Japón, quién donó el equipo empleado para realizar los muestreos que sirvieron de base para la presente tesis. También agradezco al **Dr. Francesco Fagioli** de la Universidad de Ferrara por las facilidades otorgadas en el análisis de las muestras.

Asimismo quiero agradecer al personal de **Sistemas de Información Geográfica**, Facultad de Ciencias Naturales y Matemática de la Universidad de El Salvador por la ayuda en la preparación de los mapas que aparecen en este documento.

Finalmente, agradezco a las autoridades de esta Alma Máter, en particular a su Rectora, **Doctora María Isabel Rodríguez**, y a su Vicerrector Académico, **Ingeniero Agrónomo Joaquín Orlando Machuca** por fomentar la investigación científica en el país, especialmente en el campo de ciencias de la tierra, sin el cual no se habría podido llevar a cabo este estudio.

DEDICATORIA

*Para el Grupo de Investigaciones Vulcanológicas de la Universidad de
El Salvador, con la esperanza de que este trabajo sea un aporte,
siquiera pequeño, en la importantísima tarea que realizan en favor de
la ciencia y la sociedad*

ÍNDICE

	Página
ÍNDICE DE TABLAS	I
ÍNDICE DE FIGURAS	IV
RESUMEN	VI
INTRODUCCIÓN	VII
OBJETIVOS	IX
Objetivo General	IX
Objetivos Específicos	IX
1. ANTECEDENTES	1
1.1 GEOLOGÍA DE EL SALVADOR	1
1.1.1 Antigüedad	1
1.1.2 Formaciones Geológicas	2
1.1.3 Litología	3
1.1.4 Geomorfología	3
1.1.5 Tectónica	4
1.2 VULCANISMO EN EL SALVADOR	6
1.3 VOLCANES ACTIVOS DE EL SALVADOR	9
1.3.1 Lago de Coatepeque	9
1.3.2 Volcán de San Salvador	10
1.3.3 Volcán de San Vicente	12
1.3.4 Volcán Tecapa	14
1.3.5 Volcán de San Miguel	15
1.4 INVESTIGACIONES PREVIAS	16
1.5 INVESTIGACIONES VULCANOLÓGICAS EN EL SALVADOR	17
2. FUNDAMENTO TEÓRICO	20
2.1 SISTEMAS HIDROTERMALES VOLCÁNICOS	20

2.1.1 Origen de los Fluidos Hidrotermales	20
2.1.2 Fumarolas y Composición Química de las Emisiones Fumarólicas	21
2.1.3 Evolución Química de los Sistemas Hidrotermales	22
2.2 ESPECIES QUÍMICAS Y PARÁMETROS FISICOQUÍMICOS EN CONDENSADOS DE EMISIONES FUMARÓLICAS	24
2.3 MINERALES DE ALTERACIÓN HIDROTERMAL	30
3. METODOLOGÍA	34
3.1 SELECCIÓN DEL ÁREA A INVESTIGAR	34
3.2 SELECCIÓN DE PUNTOS DE MUESTREO	35
3.3 TOMA DE MUESTRAS DE CONDENSADO Y MATERIAL SÓLIDO	40
3.4 MEDICIONES EN EL LABORATORIO	42
4. RESULTADOS	43
4.1 CONDENSADOS DE EMISIONES FUMARÓLICAS	43
4.1.1 Muestras Recolectadas	43
4.1.2 pH y Conductividad	44
4.1.3 Iones (Aniones)	46
4.1.4 Metales alcalinos y alcalinotérreos	48
4.1.5 Otros elementos	50
4.2 MUESTRAS DE MATERIAL SÓLIDO	53
4.3 DISCUSIÓN DE RESULTADOS POR PUNTO DE MUESTREO	55
4.3.1 Lago de Coatepeque	55
4.3.2 Volcán de San Salvador	56
4.3.3 Volcán de San Vicente	56
4.3.4 Volcán Tecapa	57
4.3.5 Volcán de San Miguel	57
CONCLUSIONES	59
RECOMENDACIONES	62

APÉNDICE: FUNDAMENTOS DE VULCANOLOGÍA	65
A.1 ESTRUCTURA DE LA TIERRA	65
A.2 DINÁMICA DE LA TIERRA	69
A.3 TECTÓNICA DE PLACAS LITOSFÉRICAS	69
A.4 MAGMA	72
A.4.1 Fusión de Rocas en la Corteza Terrestre	72
A.4.2 Procesos que Influyen en la Composición Química del Magma	75
A.4.3 Ascenso Magmático	77
A.4.4 Clasificación Química de los Magmas	78
A.4.5 Rocas Ígneas	80
A.5 VULCANISMO	82
A.5.1 Clasificación	82
A.5.2 Erupciones y Productos Volcánicos	83
A.5.3 Clasificación de Erupciones y Edificios Volcánicos	85
A.5.4 Duración de las Erupciones Volcánicas	90
A.5.5 Fenómenos Asociados y Precursores de Actividad Volcánica	90
A.5.6 Volcanes Activos y Extintos	91
A.5.7 Recapitulación	91
A.6 HIDROGEOLOGÍA DE LOS VOLCANES	92
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	94

ÍNDICE DE TABLAS

	Página
Tabla 4.1: Distribución de muestras por sitio	43
Tabla 4.2: Valores de pH y conductividad para condensados en el Cerro Pacho, Coatepeque	44
Tabla 4.3: Valores de pH y conductividad para condensados en el Cerro La Hoya, San Salvador	44
Tabla 4.4: Valores de pH y conductividad para condensados en los Infiernillos. San Vicente	45
Tabla 4.5: Valores de pH y conductividad para condensados en Laguna de Alegría, Tecapa	45
Tabla 4.6: Valores de pH y conductividad para condensados en Las Placitas, San Miguel	46
Tabla 4.7: Concentraciones de aniones para condensados en el Cerro Pacho, Lago de Coatepeque	47
Tabla 4.8: Concentraciones de aniones para condensados en el Cerro La Hoya, San Salvador	47
Tabla 4.9: Concentraciones de aniones para condensados en los Infiernillos, San Vicente	47
Tabla 4.10: Concentraciones de aniones para condensados en Laguna de Alegría, Tecapa	48

Tabla 4.11: Concentraciones de aniones para condensados en Las Placitas, San Miguel	48
Tabla 4.12: Contenido de metales alcalinos y alcalinotérreos para condensados en el Cerro Pacho, Coatepeque	49
Tabla 4.13: Contenido de metales alcalinos y alcalinotérreos para condensados en el Cerro La Hoya, San Salvador	49
Tabla 4.14: Contenido de metales alcalinos y alcalinotérreos para condensados en los Infiernillos, San Vicente	49
Tabla 4.15: Contenidos de metales alcalinos y alcalinotérreos para Laguna de Alegría, Tecapa	49
Tabla 4.16: Contenidos de metales alcalinos y alcalinotérreos para condensados en Las Placitas, San Miguel	50
Tabla 4.17: Concentraciones de aluminio, boro, hierro y manganeso para condensados en el Cerro Pacho, Coatepeque	50
Tabla 4.18: Concentraciones promedio de cromo, cobre, selenio y zinc para condensados en el Cerro Pacho, Coatepeque	51
Tabla 4.19: Concentraciones de aluminio, boro, hierro y manganeso para condensados en el Cerro La Hoya, San Salvador	51
Tabla 4.20: Concentraciones de cromo, cobre, selenio y zinc para condensados en el Cerro La Hoya, San Salvador	51
Tabla 4.21: Concentraciones de aluminio, boro, hierro y manganeso para condensados en los Infiernillos, San Vicente	51
Tabla 4.22: Concentraciones de cromo, cobre, selenio y zinc para condensados en los Infiernillos, San Vicente	52

Tabla 4.23: Concentraciones de aluminio, boro, hierro y manganeso para condensados en Laguna de Alegría, Tecapa	52
Tabla 4.24: Concentraciones de cromo, cobre, selenio y zinc para condensados en Laguna de Alegría, Tecapa	52
Tabla 4.25: Concentraciones de aluminio, boro, hierro y manganeso para condensados en Las Placitas, San Miguel	52
Tabla 4.26: Concentraciones de cromo, cobre, selenio y zinc para condensados en Las Placitas, San Miguel	53
Tabla 4.27: Concentraciones de calcio, magnesio, aluminio, boro, zinc y cobalto en material sólido para todos los puntos de muestreo	54
Tabla 4.28: Concentraciones de calcio, cromo, cobre, hierro, plomo y manganeso en material sólido para todos los puntos de muestreo	54
Tabla 4.29: pH de muestras sólidas para todos los puntos de muestreo	55
Tabla A.1: Relación entre el IEV y el tipo de actividad volcánica	90

ÍNDICE DE FIGURAS

	Página
Figura 1.1: Ejes tectónicos del sistema WNW	5
Figura 1.2: Mapa de distribución del vulcanismo en El Salvador	8
Figura 2.1: Orígenes de los fluidos hidrotermales	21
Figura 2.2: Evolución (maduración) de los sistemas geotermiales	24
Figura 2.3: Diagrama de Giggenbach	28
Figura 2.4: Ejemplo del diagrama Li-Rb-Cs	29
Figura 2.5: Ejemplo de diagrama Li-Cl-B	29
Figura 2.6: Ejemplo del diagrama Na-K-Mg	30
Figura 3.1: Cadena volcánica activa (los sitios de muestreo en rojo)	35
Figura 3.2: Mapa de ubicación del Cerro Pacho, Coatepeque	36
Figura 3.3: Mapa de ubicación del Cerro La Hoya, San salvador	37
Figura 3.4: Mapa de ubicación de los Infiernillos de San Vicente	38
Figura 3.5: Mapa de ubicación de la Laguna de Alegría, Tecapa	39
Figura 3.6: Mapa de ubicación de Las Placitas, San Miguel	40
Figura 3.7: Aparato utilizado en la condensación del vapor de las fumarolas	41
Figura A.1: Corte esquemático de la tierra	68
Figura A.2: Principales placas litosféricas	70
Figura A.3: Límites convergentes de placas litosféricas	71
Figura A.4: Límites transformantes de placas litosféricas	71
Figura A.5: Esquema de diagrama de fases para las rocas de la litosfera y su relación con el gradiente geotérmico	73

Figura A.6: Alteración del gradiente geotérmico por fricción en zonas de subducción	74
Figura A.7: Efecto de la adición de volátiles y mecanismo de adición de agua en zonas de subducción	74
Figura A.8: Diferenciación magmática	75
Figura A.9: Asimilación de roca encajante por el magma	76
Figura A.10: Mezcla de magmas	77
Figura A.12: estructuras de los silicatos	79
Figura A.13: Principales procesos en las zonas de subducción continentales	82
Figura A.14: Esquema de un volcán hawaiano	86
Figura A.15: Esquema de un estratovolcán	87
Figura A.16: Etapas de desarrollo de un domo	88
Figura A.17: Tipos de permeabilidad	92

RESUMEN

El Salvador posee una cadena volcánica activa conformada por una serie de edificios volcánicos a lo largo de todo el país, los cuales poseen fumarolas en zonas de anomalía hidrotermal asociadas con fallas activas, por lo que variaciones en el comportamiento químico de las emisiones fumarólicas, podrían indicar cambios en las cámaras magmáticas respectivas, incluso ascenso de nuevo magma.

El propósito de este trabajo es determinar las características químicas de la fracción condensable de las antedichas emisiones fumarólicas con el fin de establecer los criterios sobre los cuales se debe llevar a cabo un monitoreo sistemático y permanente de ellas.

Se realizaron muestreos en cinco puntos de anomalía hidrotermal detectados previamente en los volcanes de Coatepeque, San Salvador, San Vicente, Tecapa y San Miguel. Se hizo pasar el vapor de agua de las fumarolas a través de un condensador. Posteriormente, en el laboratorio se les determinó a estos condensados pH, conductividad, sulfato, sulfuro, cloruro, fluoruro, sodio, potasio, calcio, magnesio, aluminio, boro, cadmio, selenio, zinc, cobalto, cromo, cobre, hierro, manganeso, níquel, arsénico y plomo. Se recolectaron además muestras del material sólido alterado que rodea a la salida de las fumarolas con el propósito de detectar varios elementos, algunos de los cuales son metales pesados, y también se les determinó el pH.

El análisis de los resultados obtenidos muestra que efectivamente todos los puntos muestreados están en mayor o menor medida directamente relacionados con sus respectivas cámaras magmáticas, por lo que un monitoreo sistemático de condensados de emisiones fumarólicas es una herramienta válida en la vigilancia volcánica. Además, no se detectaron ni en condensados ni en sólidos metales pesados, a excepción de Coatepeque y San Salvador, en los que sí se detectó plomo en el sólido, lo cual podría sugerir que la contaminación antropogénica en las zonas de muestreo es leve.

INTRODUCCIÓN

El Salvador es un país cuyo territorio es casi en su totalidad de origen volcánico, además, en términos geológicos, es bastante reciente, por lo que la actividad ígnea es aún pronunciada⁽¹⁾.

Debido a la pequeña extensión territorial del país, su geomorfología y elevada densidad poblacional (la más alta de Centroamérica)⁽²⁾, cerca de las dos terceras partes de salvadoreños viven concentradas en una serie de ciudades que constituyen los principales centros urbanos, industriales y comerciales del país; y que tienen la particularidad de estar bastante cerca de los centros eruptivos que conforman la cadena volcánica activa salvadoreña⁽¹⁾⁽²⁾. Por ello, la vulnerabilidad de estas ciudades es bastante alta, ya que incluso un evento eruptivo de magnitud relativamente pequeña podría acarrear serias consecuencias, puesto que paralizaría la actividad de estos centros urbanos y esto afectaría al aparato productivo de todo el país⁽³⁾. Además, otros fenómenos volcánicos tales como lahares, derrumbes, caída de ceniza y emisión de sustancias tóxicas ponen en serio peligro la vida de seres humanos y animales, así como la infraestructura y la propiedad tanto pública como privada⁽⁴⁾. Es en este punto que la continua vigilancia de los edificios volcánicos activos se torna imprescindible, ya que un monitoreo constante puede permitir prever los eventos antes citados, para que se puedan tomar las medidas necesarias y así minimizar el impacto de estos sobre personas y bienes.

En ese sentido, es que a partir el año 1999⁽⁵⁾ se vienen realizando esfuerzos por parte de varios investigadores de la Universidad de El Salvador que integran el Grupo de Investigaciones Vulcanológicas (GIV-UES) con el fin de conocer y monitorear el comportamiento de los diferentes volcanes activos del país, esfuerzos que han contado con el apoyo institucional tanto interno como externo, y que han dado como fruto una serie de estudios tendientes a la comprensión del comportamiento de los sistemas volcánicos mediante el estudio de la desgasificación difusa de estos, así como la instalación de cuatro

estaciones de monitoreo en modo continuo para gases volcánicos. Además, en estos mismos puntos se están trabajando otras áreas tales como flujo de calor y potencial espontáneo para tener una visión más completa de la mecánica de estos sistemas.

Enmarcado en la labor de este colectivo es que se ha realizado el presente trabajo, en el cual se caracteriza la composición química de la fracción líquida de condensados de emisiones fumarólicas en varios puntos de la cadena volcánica activa, con el fin de sentar las bases de un monitoreo permanente en dichos puntos, y conocer su evolución con el tiempo y detectar cambios en su comportamiento, los cuales podrían ser indicativos de una actividad eruptiva próxima. Además, se realizó el análisis elemental del material sólido de las fumarolas, con el propósito de detectar, aparte de los esperados en una zona con tales características, elementos que pudieran indicar una posible contaminación de origen antropogénico, para estimar su efecto en los sistemas hidrotermales, y considerar las medidas pertinentes para su tratamiento adecuado.

OBJETIVOS

Objetivo General

Determinar la composición química y las propiedades fisicoquímicas de la fracción líquida de condensados de emisiones fumarólicas en zonas de la cadena volcánica activa del país que presentan anomalías hidrotermales, para que, con base en los resultados obtenidos, se establezcan los criterios en los cuales debe fundamentarse un monitoreo geoquímico sistemático de las mismas.

Objetivos Específicos

- 1) Sistematizar una metodología de muestreo en todas las fumarolas estudiadas.
- 2) Realizar muestreos periódicos en cada uno de los puntos considerados a fin de establecer una línea base de comparación para el monitoreo de los volcanes.
- 3) Determinar, mediante el análisis elemental del material sólido de las fumarolas, los elementos presentes en las rocas para cada punto de muestreo, incluyendo metales pesados que podrían indicar una posible contaminación de origen antropogénico
- 4) Conocer las relaciones existentes entre los contenidos de metales de los condensados y el material sólido.

1. ANTECEDENTES

1.1 GEOLOGÍA DE EL SALVADOR

1.1.1 Antigüedad

El territorio de El Salvador ($20,935 \text{ km}^2$)⁽⁶⁾ es, desde el punto de vista geológico, relativamente joven teniendo en cuenta que la edad de la Tierra se estima en 4,550 millones de años (Ma)⁽⁷⁾, ya que las rocas más antiguas que en él se encuentran datan del período **Cretácico Superior** de la **Era Secundaria**, es decir, hace aproximadamente 80 Ma; sin embargo, en su mayoría se formó en la **Era Terciaria**, especialmente durante los períodos **Oligocénico** y **Miocénico**, esto es, entre 36 y 13 Ma atrás, y, en menor medida durante la **Era Cuaternaria**, sobre todo en el **Plioceno** (entre 1 Ma y 10,000 años atrás)⁽¹⁾⁽⁸⁾.

1.1.2 Formaciones Geológicas

Las diferentes **formaciones geológicas**, es decir, las etapas en que se ha constituido el territorio nacional reciben el nombre del lugar donde se han encontrado mejor representados⁽⁹⁾ y son, en orden de antigüedad las siguientes:

- **Formación Metapán:** constituido básicamente por **calizas** y **areniscas** del **Cretácico Superior-Terciario Inferior**⁽¹⁾⁽⁸⁾.
- **Formación Chalatenango:** rocas **volcánicas** cuya composición va desde ácidas a básicas, se formaron durante el **Oligoceno** y **Mioceno**⁽¹⁾⁽⁸⁾.
- **Formación Morazán:** se conforma de rocas **ígneas intrusivas** (plutónicas) de carácter intermedio (**dioritas**) que datan del **Terciario Superior**, en los períodos **Mioceno** y **Plioceno** (13-1 Ma)⁽¹⁾⁽⁸⁾.
- **Formación Bálsamo:** abarca los períodos **Mioceno** y **Plioceno**, y está conformada por rocas **volcánicas** de intermedias a básicas. Corresponde a la **Cadena Costera**⁽¹⁾⁽⁸⁾.
- **Formación Cuscatlán:** se constituye de **rocas volcánicas** de carácter ácido hasta intermedio, períodos **Plioceno** y **Pleistoceno** (13 Ma-10,000 años). Comprende al **vulcanismo antiguo**⁽¹⁾⁽⁸⁾.
- **Formación San Salvador:** está formado por **rocas volcánicas** de composiciones que varían desde ácidas a básicas. Abarca los últimos 100,000 años hasta la actualidad (períodos **Pleistoceno** y **Holoceno**) y corresponde al **vulcanismo reciente**⁽¹⁾⁽⁸⁾.

1.1.3 Litología

Desde el punto de vista litológico, más del 90% de las rocas que conforman el territorio salvadoreño son rocas **ígneas extrusivas** (volcánicas) cuyas composiciones químicas y mineralógicas corresponden en su mayoría con **basaltos** y **andesitas**, estando presentes en menor proporción **dacitas** y **riolitas**. El resto son rocas sedimentarias marinas, principalmente **calizas**, **conglomerados de cuarzo** y **areniscas**, y se encuentran al norte de los departamentos de Santa Ana y Chalatenango. Finalmente, también existen en menor medida rocas **sedimentarias orgánicas** (lignitos y diatomitas) en depósitos dispersos por todo el país y rocas **ígneas intrusivas** (monzonitas, granitos, granodioritas y dioritas) en el norte del departamento de Morazán⁽¹⁾.

1.1.4 Geomorfología

Geomorfológicamente se han considerado las siguientes unidades geológico-tectónicas, ordenadas de sur a norte:

- **Planicie Costera:** abarca aproximadamente un 12% del territorio nacional y está constituida básicamente por **depósitos aluviales cuaternarios**⁽¹⁾.
- **Cadena Costera:** comprende a la **Formación Bálsamo** y constituye también un 12% del país⁽¹⁾.
- **Fosa Central:** también recibe el nombre de **Graben Central**, abarca un 20% del territorio y su importancia estriba en que sobre esta yace la **Formación San Salvador**, en la cual están asentadas las **principales ciudades** del país y además también están ubicados los **edificios volcánicos** que aún presentan **actividad**⁽¹⁾⁽¹⁰⁾.

- **Cadena Interior:** también abarca un 20% del país, y comprende los **volcanes** considerados **inactivos**. También recibe el nombre de **Montaña Interior** y corresponde a la **Formación Cuscatlán**⁽¹⁾.
- **Fosa Interior:** comprende un 5% del territorio y está constituida por **sedimentos fluviales y lacustres**⁽¹⁾.
- **Montaña Fronteriza:** abarca un 25% del país y comprende a las **Formaciones Morazán, Chalatenango y Metapán**⁽¹⁾.

1.1.5 Tectónica

El Salvador posee una tectónica muy compleja, debido que se encuentra en la zona donde la **Placa Litosférica de Cocos** subduce (es decir, desliza por debajo) a la **Placa del Caribe**, lo cual produce toda una serie de esfuerzos en la corteza continental del país⁽¹⁾⁽¹¹⁾, haciendo que prácticamente la totalidad del territorio nacional se encuentre atravesada por varios sistemas de fallas que se sobreponen; el primero de los cuales tiene dirección **WNW** (oeste-noroeste), es el más importante de todos ya que se extiende por todo el país, conformando **cinco ejes tectónicos**⁽¹⁾, los cuales se detallan a continuación:

- 1º) Se encuentra al sur de la Montaña Fronteriza y no presenta **ninguna clase de sismicidad ni vulcanismo**.
- 2º) Sobre este se encuentra la Cadena Interior. Actualmente **no presenta ni sismicidad ni vulcanismo**.
- 3º) Se trata del eje tectónico más importante, ya que la Fosa Central fue originada por las dislocaciones de este hace aproximadamente 2 Ma; además, sobre el mismo se encuentra la **Cadena Volcánica Activa**. La **actividad sísmica es continua** con hipocentros cuya profundidad promedio es de aproximadamente 10 km.

4°) Este se encuentra a unos 25 km de la costa. Presenta una **actividad sísmica muy marcada** (de hecho, la mayoría de sismos registrados en el país se originan en esta región) con hipocentros a una profundidad promedio aproximada de 100 km.

5°) Este eje tectónico constituye la llamada “**Fosa de Mesoamérica**” (“**Middle American Trench**”), la cual está ubicada a una distancia entre 100 y 200 km de la costa. Corresponde a la zona de subducción entre las arriba anotadas Placas litosféricas de Cocos y Del Caribe. Presenta **poca actividad sísmica**⁽¹⁾⁽⁷⁾.

A partir de esta información se puede deducir que tanto la actividad sísmica como la volcánica han ido sufriendo con el tiempo un gradual **desplazamiento hacia el sur**. A continuación, en la Figura 1.1 se presenta el mapa simplificado de estos ejes⁽¹⁾:

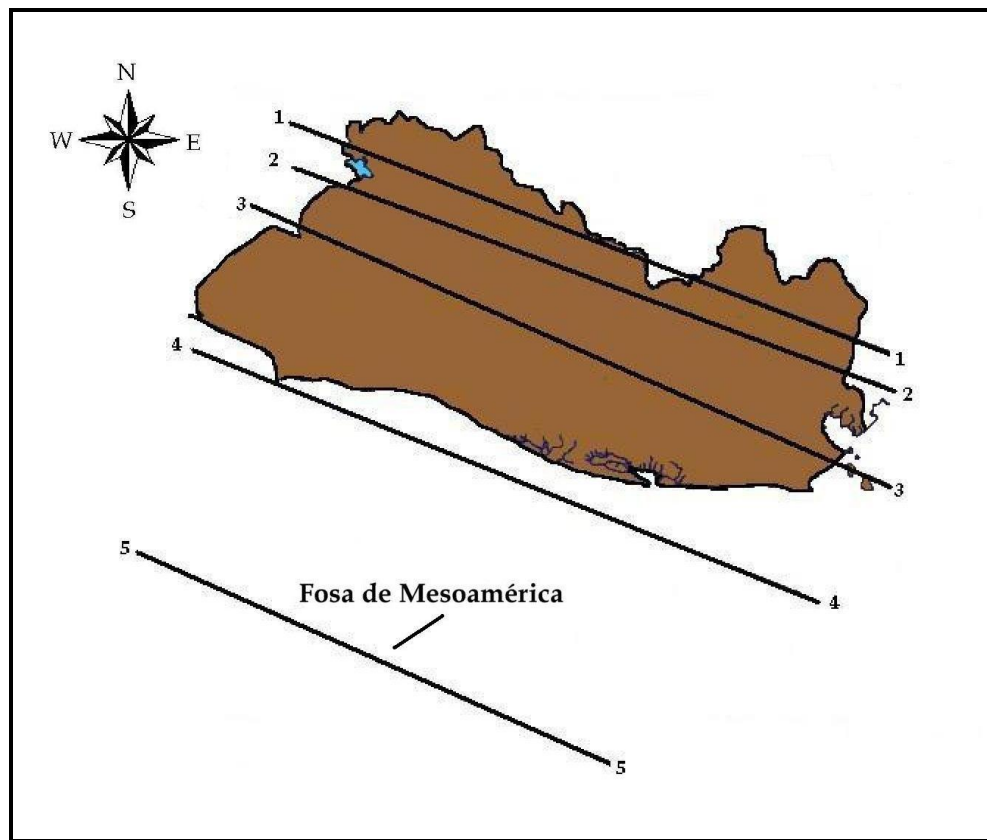


Figura 1.1: Ejes tectónicos del sistema WNW⁽¹⁾

El segundo sistema de fallas tiene una dirección **NNW**⁽¹⁾ (norte-noroeste), y se encuentra superpuesto al tercer eje del sistema **WNW** en el cual, como se indica arriba, se encuentra la Cadena Volcánica Activa, y su importancia radica en que todas las **erupciones volcánicas** registradas en tiempos históricos (S. XVI en adelante) han presentado **efusión de lava** por fallas pertenecientes a este sistema, como ejemplo se puede citar la erupción del Volcán de San Salvador en 1917, en donde la lava tuvo salida por una falla con orientación **NWN** con rumbo a Quezaltepeque⁽¹⁾. La **actividad sísmica** de este sistema es **muy notable**, ya que varios de los sismos de alcance local que han sido registrados obedecen a **movimientos de las fallas** del sistema, ejemplo de esto son los terremotos que ocurrieron en Jucuapa y Chinameca en 1951⁽¹⁾ y en San Salvador en 1986⁽¹¹⁾.

Existe un tercer sistema de fallas con orientación **NNE** (norte-noreste), el cual **no es muy evidente**, ya que se encuentra cubierto por diversos materiales y fallas de los otros sistemas, y, al menos actualmente, no presenta **ninguna actividad ni sísmica ni volcánica**⁽¹⁾.

1.2 VULCANISMO EN EL SALVADOR

En la sección precedente se señalaba que la naturaleza del territorio salvadoreño es eminentemente volcánica. Esto se debe a que, tal como se indica arriba, se encuentra ubicado en la **zona de subducción** entre las Placas Litosféricas de Cocos (placa subducente) y del Caribe (placa subducida), situación que propicia la formación y evolución de magmas en un amplio rango de composiciones químicas, así como su salida en forma de lava para dar origen a los diversos tipos de edificios volcánicos presentes en el territorio nacional⁽⁸⁾.

Básicamente, el vulcanismo en el país se puede clasificar en dos grandes grupos:

A) **Vulcanismo Antiguo o Extinguido**: está constituido por una cadena de edificios volcánicos de **composición generalmente andesítica** y cuyas

elevaciones oscilan entre los 700 y 1000 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.), se encuentran hacia el norte del país conformando la unidad geomorfológica conocida como **Cadena Interior**, arriba descrita. Se trata de **edificios muy antiguos** (aproximadamente 1-2 Ma) que no presentan actualmente ninguna actividad y que en varios casos están muy erosionados y sus materiales con un grado de descomposición alto, a tal grado que no son reconocidos como volcanes por la población. Ejemplo de estos son el **Cerro de Guazapa** en el Departamento de San Salvador y el **Volcán de Cacahuatique** en el Departamento de Morazán⁽¹⁾.

B) **Vulcanismo Joven o Activo**: está conformado por una cadena de edificios volcánicos que se encuentran ubicados en la unidad geológico-tectónica de la Fosa Central, sobre el tercer eje tectónico del sistema de fallas WNW. Las características generales de estos edificios se detallan a continuación⁽¹⁾:

- a. Se trata de edificios **estrato-volcánicos** cuya elevación está entre 1900 y 2350 m.s.n.m.⁽¹⁾.
- b. Presentan **erupciones de tipo estromboliano** (y a veces vulcaniano) con lava cuya composición va desde básica hasta ácida (basaltos hasta riolitas)⁽¹⁾
(4).
- c. En su mayoría, son volcanes activos que han presentado **períodos eruptivos** en tiempos históricamente recientes (siglo XVI hasta la fecha); dichas erupciones han emergido por fisuras con dirección noroeste-sureste⁽¹⁾⁽¹²⁾.
- d. Hidrogeológicamente, constituyen las zonas con la permeabilidad más alta, lo que las convierte en las principales **zonas de recarga** de acuíferos del país⁽⁹⁾.
- e. Varios presentan zonas de **anomalías hidrotermales** (fumarolas)⁽¹⁾.

- f. En sus cercanías se encuentran los **principales centros urbanos** del país⁽¹³⁾.

En la Figura 1.2 se muestra la distribución de ambos tipos de vulcanismo

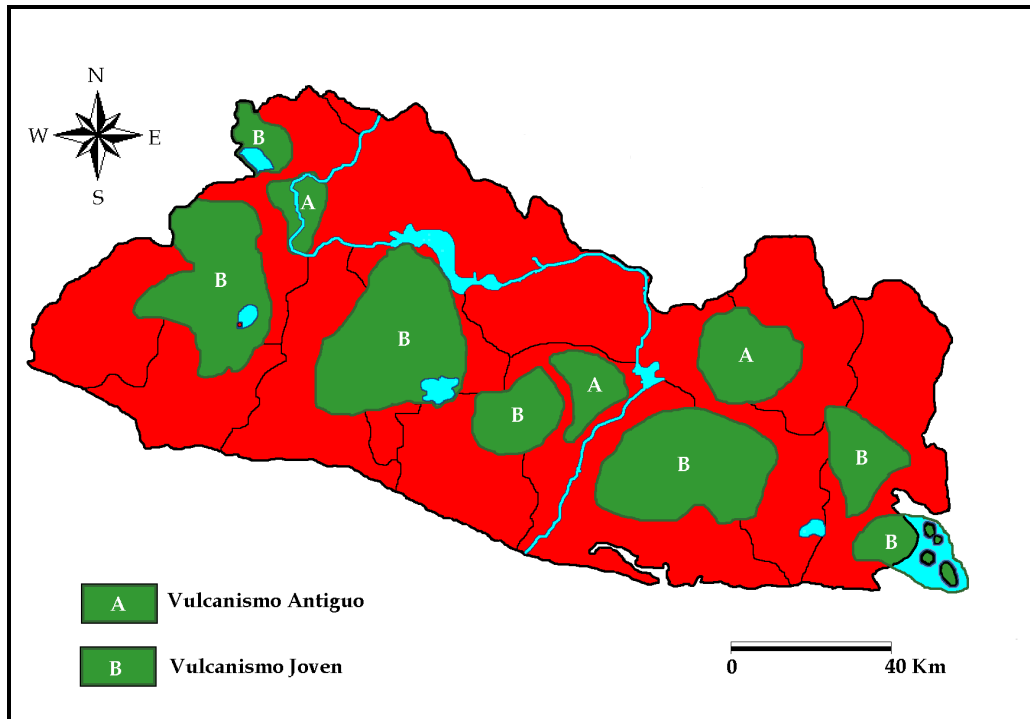


Figura 1.2: Mapa de distribución del vulcanismo en El Salvador⁽¹⁾

En resumen, la Cadena Volcánica Activa de El Salvador está conformada por 23 edificios volcánicos (incluyendo depresiones volcánicas que son ocupadas por lagos) que han presentado períodos eruptivos en tiempos históricos, o bien, con evidencias de estar activos (microsismicidad o fumarolas); además se han identificado 5 zonas vulcano-tectónicas que poseen alta microsismicidad y estructuras asociadas al vulcanismo, tales como lagos cratéricos⁽¹⁴⁾.

Es necesario señalar que la Cadena Volcánica Activa forma parte del **Frente Volcánico Centroamericano**, conformado por una serie de volcanes activos que conforman una franja de unos 20 km de ancho por 1100 km de largo que va desde Guatemala hasta Panamá. A su vez, este frente volcánico forma parte de una cadena mayor de volcanes que se extiende por todo el continente americano, y que es paralela a la costa

del Océano Pacífico. Finalmente, esta cadena es una parte del denominado **Cinturón de Fuego del Pacífico**, el cual consiste en una serie de volcanes que se extiende desde Nueva Zelanda en el Pacífico Sur, hasta las islas de la Antártida Argentina, circundado casi en su totalidad al Océano Pacífico⁽⁸⁾⁽¹⁵⁾.

El segmento del Frente Volcánico Centroamericano donde se encuentran los volcanes activos tiene una orientación de N 74° W. En dicho segmento la corteza continental tiene un grosor estimado entre 32 y 40 km y el ángulo con que la Placa de Cocos subduce a la del Caribe oscila entre los 45 y 55°⁽¹⁶⁾.

1.3 VOLCANES ACTIVOS DE EL SALVADOR

En las siguientes secciones se describen con mayor detalle aquellos edificios volcánicos que presentan actividad marcada, y que forman parte de este estudio.

1.3.1 Lago de Coatepeque

Se ubica justo al este del Volcán de Santa Ana, en el departamento del mismo nombre, a 13.87° latitud norte y 89.55° longitud oeste. Tiene una elevación de 745 m.s.n.m., su área es de aproximadamente 30 km², y ocupa una depresión vulcano-tectónica que mide aproximadamente 11 km hacia el noreste y 7 km hacia el noroeste⁽¹⁰⁾⁽¹⁷⁾. Dicha depresión se formó por el hundimiento de una serie de volcanes preexistentes que se supone fue debido al **vaciamiento de la cámara magmática** en parte por la **migración del magma** hacia el Volcán de Santa Ana, pero la razón principal fue una serie de **fuertes erupciones**⁽¹⁰⁾. Se cree que dicho hundimiento sucedió en un período corto, hace aproximadamente 72,000 años, durante el evento conocido como **Erupción Arce**, en el cual se calcula que el volumen de lava eruptada fue de unos 40 km³, cuya composición era principalmente pómez dacítico. En resumen, se trata de una **caldera de hundimiento**⁽¹⁰⁾⁽¹⁸⁾.

Aparte de la erupción citada arriba, los principales eventos que han tenido lugar en Coatepeque son las erupciones denominadas **Bellavista** y **Congo**, los cuales tuvieron lugar hace aproximadamente 77,000 y 57,000 años respectivamente⁽¹⁸⁾.

Con respecto a los volcanes preexistentes en la zona que hoy ocupa la caldera, las evidencias encontradas en los depósitos de los alrededores indican que se trataba de **estratovolcanes** cuyos productos eruptivos (tanto lavas como piroclastos) eran de **composición química intermedia** (andesitas) hasta **ácida** (dacitas y pómez)⁽¹⁰⁾.

Posteriormente al hundimiento han continuado las manifestaciones de actividad, principalmente por la formación de una serie de pequeños conos de escorias basálticas (por ejemplo el **Cerro Guacamayero**) y posteriormente cúpulas de lava (domos) de composición ácida (principalmente dacitas y riolitas) también pequeños. Entre estos últimos cabe mencionar **Los Anteojos**, **Cerro La Isla** (también llamada Cerro Grande e Isla de la Cebra), **Cerro Afate** (o Apale) y **Cerro Pacho** (o Cerro El Pedregal)⁽¹⁰⁾. Todos estos edificios se encuentran en el borde de la caldera, especialmente en el sector suroeste, donde también existe actividad termal en la orilla del lago y en el arriba anotado Cerro Pacho. La ubicación de estas anomalías hidrotermales está en concordancia con las **fallas curvadas** que actuaron como **planos de corte** durante el hundimiento de los volcanes para dar origen a la caldera⁽¹⁰⁾⁽¹⁹⁾.

1.3.2 Volcán de San Salvador

El Volcán de San Salvador (llamado apócrifamente Quezaltepeque⁽¹²⁾) se encuentra al noreste de la ciudad capital San Salvador, a 13.736° latitud norte y 89.286° longitud oeste⁽¹⁷⁾. Se trata de un **estratovolcán** con una morfología compleja en la cual se destacan tres elevaciones prominentes: **El Picacho**, que es la parte más elevada con 1967 m.s.n.m y se encuentra en el sector sureste del complejo, **El Boquerón** (1880 m.s.n.m.) que es donde se encuentra el cráter central del volcán, y el **Cerro El Jabalí** (o Amatepec) con 1397 m.s.n.m.⁽¹⁾⁽¹⁵⁾.

Aparte de estos rasgos estructurales principales existen otros conos y cráteres accesorios o adventicios entre los cuales están el cono **El Playón** y el **Cerro La Hoya**. Además, asociados a este volcán se encuentran cráteres de explosión como el **Plan de la Laguna** en Antiguo Cuscatlán y la **Laguna de Chanmico**, la cual se cree que se originó por una explosión freatomagmática (maar)⁽¹⁵⁾.

La estructura compleja de este volcán es el resultado de su historia geológica, la cual presenta las siguientes etapas:

- a) **Antiguo edificio volcánico:** este recibe la denominación de **San Salvador**, el cual se estima que empezó a formarse hace más de 70,000 años, se calcula que tenía una elevación aproximada de 3,000 m.s.n.m., poseía un cráter central cuyo diámetro era de 27 km². Este antiguo edificio colapsó en un evento muy explosivo (el volumen calculado de material eruptado es de entre 2 y 8 km³ sobre un área de más de 905 km²) ocurrido hace unos 40,000 años, quedando como remanentes del cono original El Picacho y El Jabalí. Las rocas predominantes eran basaltos y andesitas⁽¹⁵⁾.

- b) **Edificio volcánico actual:** compuesto de flujos de lava y depósitos de tefra, se trata de el ya citado edificio de **El Boquerón**. Su período de formación comienza hace aproximadamente 40,000 años y culmina hace unos 1,600 años. El cráter actual se originó por una violenta erupción acompañada de caída de tefra y flujos piroclásticos (volumen aproximado 0.3-0.5 km³) hace unos 800 años, evento que recibe la denominación de **San Andrés**. La composición de este edificio es similar a la del antiguo edificio San Salvador⁽¹⁵⁾.

Desde hace por lo menos 1,600 años el volcán ha atravesado por varios episodios eruptivos en los flancos, algunos explosivos (incluyendo explosiones freatomagmáticas), principalmente al norte del edificio⁽¹⁵⁾. Hasta ahora se han identificado de estos 24 eventos⁽¹⁵⁾, varios de los cuales han originado flujos de lava y conos de escorias, y tres de

estos han ocurrido en tiempos históricos: en 1575; 1658, evento en el que se formó el cono de escorias conocido como El Playón, y además un flujo de lava forzó la reubicación de la ciudad de Nejapa a su sitio actual⁽¹²⁾; y 1917, que produjo el ya mencionado flujo de lava (tipo aa) con dirección hacia Quezaltepeque y además provocó la evaporación de una laguneta cratérica existente en El Boquerón, formándose en su fondo el pequeño (30 m) cono de escorias conocido como **Boqueroncito**⁽¹⁾⁽¹²⁾.

Todo este sistema se encuentra atravesado por varias fallas, siendo las principales:

1. Una falla que corre con rumbo **WNW-ESE** que comienza en El Picacho y termina en la Laguna de Chanmico, sobre esta se encuentran varios cráteres de explosión⁽¹⁾.
2. Falla con rumbo **NW-SE** la cual dio origen a El Playón en la erupción ocurrida en 1658. En la actualidad se encuentra sepultada por la lava eruptada en 1917⁽¹⁾.
3. Finalmente, una falla con rumbo **NNW-SSE** por la cual tuvo salida la lava de la erupción acontecida en 1917 y que se extiende desde esta región hasta el Plan de la Laguna pasando por el Boquerón y el Cerro La Hoya. Es la más importante ya que aún se encuentra activa⁽¹⁾⁽²⁰⁾.

1.3.3 Volcán de San Vicente

Llamado en la antigüedad **Volcán de Istepeque** y **Volcán de Zacatecoluca** (el nombre de Volcán Chichontepec o Chinchontepec es apócrifo)⁽¹²⁾, se encuentra al oeste de la ciudad de **San Vicente**, cabecera del departamento del mismo nombre, con una elevación de 2181 m.s.n.m., con latitud 13.595° N y longitud 88.838° W⁽¹⁷⁾, y su principal rasgo estructural es que presenta dos cúspides, ninguna de las cuales posee cráter (aunque se cree que en el cono ubicado más al este se encuentran remanentes mal conservados de un antiguo cráter)⁽²¹⁾.

Es relativamente poco lo que se conoce con respecto a su historia geológica, sin embargo, es posible identificar las siguientes etapas en su evolución:

- a) **Antiguo complejo volcánico de La Carbonera:** se formó entre 1 y 2 Ma atrás, se trataba de una serie de volcanes cuyos principales productos eran basaltos y andesitas. Después de un tiempo no determinado sobrevino una etapa con actividad muy explosiva que destruyó al complejo (hubo flujos piroclásticos y explosiones freatomagmáticas). Los productos mayoritarios de este período fueron tefras de pómez dacítico. Se presume que esta etapa se extendió por decenas o incluso cientos de miles de años⁽³⁾.
- b) **Volcán moderno:** se formó después de la fase explosiva, consistiendo el edificio en dos conos unidos de composición principalmente andesítica, siendo el que se encuentra al este el más joven de los dos, lo que podría indicar una posible migración de magma⁽³⁾.

La prueba más palpable que confirma que se trata de un volcán aún activo se encuentra en el flanco NNW del edificio. Se trata de los Infiernillos o Ausoles de San Vicente, un pequeño campo en el que se encuentran numerosas fumarolas de intensidad variable, con temperaturas cercanas a los 100 °C (en la fumarola principal esta temperatura es rebasada por un amplio margen)⁽³⁾.

Aunque este volcán no ha presentado actividad eruptiva comprobada en tiempos históricos (se han señalado erupciones en los años 1643 y 1835, pero se consideran falsas, ya que no existe ninguna evidencia de ellas⁽²¹⁾) las poblaciones aledañas han venido sufriendo desde el siglo XVIII una serie de deslizamientos de tierra y lahares provocados por terremotos e intensas lluvias, siendo de los más notables el lahar que en el año 1934 destruyó la población de Tepetitán, y el más reciente deslizamiento de tierra provocado por el terremoto del 13 de febrero del año 2001 que dañó parte de la ciudad de Guadalupe⁽³⁾.

1.3.4 Volcán Tecapa

Se localiza en el departamento de Usulután, a 13.494° N y 88.502° W, su elevación es de 1594 m.s.n.m. y en sus flancos se encuentran las poblaciones de Alegría, Berlín y Santiago de María⁽¹⁷⁾. En su cráter se encuentra la Laguna de Alegría, y en su flanco norte, un campo fumarólico que es actualmente explotado para la generación de energía eléctrica⁽¹⁾.

Otros rasgos característicos de este volcán son los conos de escorias que posee (Cerro Oromontique, Cerro Pelón⁽²¹⁾), así como una profunda hendidura en el borde sureste del cráter. Se trata de un cono desgastado por la erosión que se encuentra atravesado por varias fallas, la principal posee orientación NNW-SSE⁽¹⁾.

Este edificio forma parte de un conglomerado de volcanes que se encuentran entre el volcán de San Vicente y el Volcán de San Miguel y que se conoce como sierra Tecapa-Chinameca. Entre estos se cuentan además el Volcán de Usulután, Cerro el Tigre y Cerro el Taburete⁽²¹⁾.

La historia geológica de este volcán comienza con la formación de un antiguo edificio conocido como **Volcán de Berlín**, la cual tuvo lugar entre 1.4 y 0.9 Ma atrás. Posteriormente, hace aproximadamente 100,000 años tuvo lugar una erupción pliniana (cuyos principales productos fueron depósitos de ignimbritas), seguida de la formación de la denominada **Caldera Graben de Berlín**. El edificio volcánico actual se formó después del evento conocido como **Blanca-Rosa** que consistió en una erupción explosiva (pliniana), que sucedió aproximadamente hace 75,000 años, y cuyo producto principal fue pómez dacítico. El crecimiento del volcán ocurrió a lo largo de la falla mencionada arriba junto con los conos de escoria que la rodean⁽²²⁾. La roca predominante es el basalto⁽¹⁾.

No se tienen registros confiables de erupciones en tiempos históricos⁽²¹⁾.

1.3.5 Volcán de San Miguel

Este volcán (que antiguamente recibió el nombre de **Popocatépet**, también llamado en la actualidad Chaparrastique, aunque este último nombre es apócrifo⁽¹²⁾) está a 2130 m.s.n.m., sus coordenadas son 13.431° N y 88.272° W, a 10 km al oriente de la ciudad de San Miguel⁽²³⁾, se considera que posee el cono más simétrico de los volcanes salvadoreños⁽¹⁾. Hacia el noroeste se encuentran los volcanes **Ojo de Agua** y el **Volcán de Chinameca** (o Cerro El Pacayal)⁽¹⁶⁾.

Este volcán es uno de los más activos del país, pues ha presentado varias erupciones en tiempos históricos, que básicamente han consistido en flujos de lava que han salido por los flancos del edificio, entre los 400 y 1200 m de altura, la mayoría con rumbo SE. Se han reportado 12 de estos flujos entre 1699 y 1867, y desde ese año hasta la actualidad la actividad se ha limitado al cráter, consistiendo esta en pequeñas erupciones de ceniza y flujos de lava, lo cual hace que la morfología de este cambie rápidamente. La mayor parte de la desgasificación del volcán ocurre por este punto, en forma de una columna de gases (pluma) que incluso llegó a ser visible a inicios del S. XXI⁽¹⁶⁾.

La historia geológica del volcán se puede resumir en dos etapas:

1. **Crecimiento del cono** a partir de una serie de erupciones que tuvieron salida por una chimenea central. Se han identificado por lo menos 22 eventos de este tipo⁽¹⁶⁾.
2. **Flujos de lava por los flancos** que tuvieron lugar una vez terminado el crecimiento del cono. Se trata de los eventos más numerosos, ya que aparte de los que se han registrado históricamente existe evidencia de varios más, aunque no se ha podido precisar con exactitud ni la cantidad ni la extensión total que estos cubren⁽¹⁶⁾.

Aún no se han determinado las épocas en que cada una de estas etapas ha tenido inicio⁽¹⁶⁾.

1.4 INVESTIGACIONES PREVIAS

Desde mediados del siglo XIX se ha venido observando la relación entre manifestaciones hidrotermales y vulcanismo. Ya en el año 1846 el químico alemán **Robert Bunsen** se dedicó a estudiar las fuentes termales y rocas volcánicas en Islandia⁽²⁴⁾⁽²⁵⁾.

Sin embargo, es a partir del siglo XX cuando se desarrollaron las técnicas que permitieron un estudio sistemático de estos fenómenos desde un enfoque geoquímico y geofísico. En este sentido, **Shiple**y realizó en 1917 el primer muestreo de condensados en el Valle de las 10,000 Fumarolas, en Alaska⁽²⁵⁾. Estudios sistemáticos de gases en volcanes fueron llevados a cabo por los estadounidenses **Shepherd** (1938) y **Jagg**ar (1940) en el volcán **Kilauea** en Hawai⁽²⁶⁾; y **White** (1957) proporcionó una descripción de los principales tipos de aguas de origen volcánico. Desde entonces, estudios similares se han llevado a cabo en todos los continentes, los cuales han arrojado una gran cantidad de información, permitiendo la proposición de modelos que traten de explicar de una manera satisfactoria el origen y evolución de los sistemas hidrotermales, así como las características fisicoquímicas y su relación con las diferentes clases de vulcanismo, con el fin de poder ser utilizadas como herramientas en el estudio y monitoreo del comportamiento de los volcanes⁽²⁴⁾.

El científico japonés **Tajekiro Ozawa** desarrolló en 1966 un método de muestreo de gases volcánicos mediante su condensación en una jeringa de doble boca, la cual contiene KOH 5N. Este método fue retomado en 1982 por **Junishi Hirabayashi** para hacer un muestreo de las fumarolas en Vulcano, Italia⁽²⁷⁾.

Fue el químico de origen alemán **Werner Giggenbach** quien, basándose en los resultados obtenidos por investigadores japoneses (Oki, Matsuo y Kiyoshu entre otros) y de

otras partes del mundo, así como en sus propias observaciones, en 1988 propuso que la composición de las descargas fumarólicas está determinada básicamente por que tan cerca el sistema estaba de alcanzar el equilibrio termodinámico y químico (lo que llamó “madurez del sistema”)⁽²⁴⁾. De igual manera, el mismo Giggenbach desarrolló la clasificación de los orígenes de las aguas de acuerdo a las especies en disolución presentes y su representación gráfica en un diagrama de fases (diagrama de Giggenbach)⁽²⁸⁾. Finalmente, diseñó una metodología de muestreo de gases volcánicos mediante la recolección en frascos especiales (frascos de Giggenbach) conteniendo una solución 5N de NaOH⁽²⁸⁾.

1.5 INVESTIGACIONES VULCANOLÓGICAS EN EL SALVADOR

Las diversas manifestaciones del vulcanismo en El Salvador han sido documentadas desde el siglo XVI⁽¹²⁾; no obstante, es a partir de las últimas décadas del siglo XIX cuando comienzan las observaciones científicas de los volcanes, siendo el primer estudio el realizado por el alemán **Goodyear** en su libro “**Temblores de tierra y fenómenos volcánicos**” (1880) sobre la erupción que en ese mismo año dio origen a los **Cerros Quemados** en el Lago de Ilopango, así como de la crisis sísmica que le precedió⁽¹⁴⁾. En 1884, el francés **Montessus de Ballore** publicó el primer recuento sísmico y volcánico de la región en su obra “**Temblores y Erupciones Volcánicas en Centro-América**”⁽¹²⁾.

Ya en el siglo XX, el alemán **Karl Sapper** publica su libro “**Los Volcanes de América Central**” en 1925, en el cual recopila las observaciones que venía haciendo desde el año 1888⁽¹²⁾⁽¹⁴⁾.

Uno de los primeros salvadoreños en hacer investigaciones en este campo fue **Jorge Lardé y Arthés**, quien desde el año 1915 hasta 1924 realiza estudios en varios de los volcanes salvadoreños, llegando incluso a la proposición de teorías sobre los orígenes de estos. Su labor fue continuada por su hijo **Jorge Lardé y Larín** quien en 1952 publicó “**Geología Salvadoreña**”, aparte de varios artículos de divulgación científica⁽¹²⁾⁽¹⁴⁾.

En la década de los 50 del mismo siglo el alemán **Helmut Meyer-Habich** junto con un grupo de investigadores salvadoreños y alemanes funda la **Revista Comunicaciones**, editada por el **Instituto Tropical de Investigaciones Científicas (ITIC)**, adscrita a la **Universidad de El Salvador**, en la cual se publican, además de otros, estudios sobre varios de los volcanes activos de la región, figurando entre ellos “**Aspecto químico de la actividad de fumarolas en Nicaragua y El Salvador**” el primero sobre este tópico, realizado por el estadounidense **McBirney** en 1954. Dicha revista se editó intermitentemente hasta el año 1977. En 1956, Meyer-Habich publica una recopilación de los trabajos en vulcanología realizados por él y otros en el libro “**Los volcanes activos de Guatemala y El Salvador**”⁽¹⁰⁾⁽¹⁴⁾⁽²⁹⁾.

En las décadas de los 60 y 70, los principales estudios en el área fueron realizados por la **Misión Geológica Alemana**, la cual elaboró los mapas geológicos del país (escalas 1:500,000 y 1:100,000), en los cuales se registran, entre activos y extintos, más de 700 centros eruptivos⁽¹⁴⁾⁽²⁹⁾. Los estadounidenses **Richard Stoiber** y **William Rose** realizan entre los años 1964-1969 un estudio sobre los condensados de fumarolas de varios volcanes de la región centroamericana, entre ellos el Volcán de Izalco, al cual se presta especial atención, publicando sus resultados en 1970, proponiendo al mismo tiempo un modelo que explicaría las diferencias en la concentración de las diversas especies químicas en las fumarolas como función de la distancia con la fuente de emisión de lava, así como con su cercanía en el tiempo a períodos eruptivos pasados o futuros⁽²⁵⁾.

Durante las décadas del 70, 80 y 90, la empresa estatal de energía (**CEL**) ha realizado a través de su división de energía geotérmica (**Geocel**, después llamada **Gesal** y más recientemente **LaGeo**) estudios en varios puntos del país con miras a su explotación para la generación de energía eléctrica⁽¹⁾⁽¹⁹⁾. Durante el mismo lapso se realizaron algunas investigaciones aisladas (por ejemplo **Fairbrothers** junto con otros realizó estudios de petrología en el volcán de San Salvador⁽¹⁵⁾). Después del terremoto del 10 de octubre de 1986, una misión geológica italiana hizo estudios sobre los peligros de los volcanes de San Salvador, Ilopango y el Cerro de San Jacinto⁽¹⁴⁾. También es necesario señalar que ya durante la década del 90 se hicieron estudios sistemáticos tendientes a conocer la historia

geológica de los complejos de los volcanes de Santa Ana (**Pullinger**) y San Salvador (**Sofield**), así como de otros volcanes⁽¹⁴⁾.

En el siglo XXI se han continuado los estudios tendientes a comprender la evolución geológica y química de los diferentes volcanes del país; y, desde finales de la última década del siglo XX se han realizado por parte de los miembros del **Grupo de Investigaciones Vulcanológicas** de la **Universidad de El Salvador** con el apoyo de instituciones extranjeras diversos estudios sobre la desgasificación difusa en los volcanes de San Salvador⁽⁵⁾ y San Miguel⁽²³⁾, así como en el complejo de Santa Ana-Izalco-Coatepeque⁽¹⁹⁾, lo que ha permitido la instalación de estaciones para el monitoreo geoquímico de gases en zonas de flujo anómalo en los volcanes de San Salvador⁽⁵⁾, San Vicente⁽³⁰⁾ y San Miguel⁽²²⁾, así como en el Lago de Coatepeque⁽¹⁹⁾, continuando con dicho monitoreo hasta la actualidad.

2. FUNDAMENTO TEÓRICO

2.1 SISTEMAS HIDROTERMALES VOLCÁNICOS

2.1.1 Origen de los Fluidos Hidrotermales

Al ascender el magma hacia la superficie, su temperatura y presión gradualmente van disminuyendo, con lo cual también lo hace la solubilidad de los volátiles, particularmente el vapor de agua, el cual se libera junto con otros gases, proceso que recibe el nombre de **primera ebullición**; sin embargo, la liberación más importante de volátiles ocurre al solidificarse el magma, en la llamada **segunda ebullición**. Dependiendo que tan rápida sea la cristalización del magma, así será la violencia y rapidez de esta segunda ebullición. Si esta ocurre lentamente, los metales presentes se incorporan a la fase cristalina generalmente formando trazas de sus respectivos sulfuros; sin embargo, si el proceso ocurre violentamente, estos quedarán incorporados a la fase volátil separada (denominada **fase hidrotermal**). Además, otra fuente importante de agua en estos sistemas es el agua meteórica, ya que en un volcán esta se puede infiltrar hasta grandes profundidades (incluso

a más de 3000 m) en donde puede interactuar con los volátiles de la cámara magmática liberados por cualquiera de los procesos arriba descritos incorporándose así a la fase hidrotermal⁽⁴⁾⁽³⁷⁾. En la Figura 2.1 se muestran esquematizados dichos procesos.

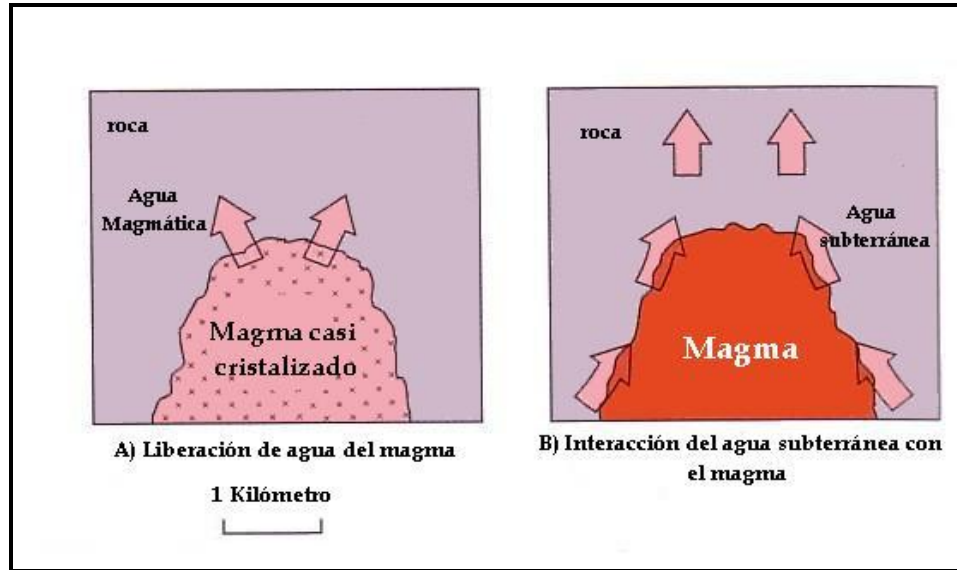


Figura 2.1: Orígenes de los fluidos hidrotermales⁽⁸⁾

2.1.2 Fumarolas y Composición Química de las Emisiones Fumarólicas

La fase hidrotermal asciende hasta la superficie a través de **fumarolas**, que son los conductos de desgasificación no explosivos de los edificios volcánicos⁽³⁸⁾. La composición de estas **emisiones fumarólicas** es similar a la de los gases emitidos en una erupción, es decir, que básicamente están formadas por vapor de agua, dióxido de carbono y sulfuro de hidrógeno, aunque también pueden contener otros gases como helio, argón, cloruro de hidrógeno⁽²⁸⁾, fluoruro de hidrógeno, óxidos de azufre y azufre sublimado, aunque en realidad su composición exacta viene dada por que tan cerca se encuentra el sistema de alcanzar el equilibrio termodinámico⁽²⁴⁾.

Los principales gases magmáticos involucrados en este proceso son el HCl y el SO₂, los cuales originalmente se separan del magma, para posteriormente volver a interactuar con el mismo a temperaturas más bajas (a veces cuando este ya se ha solidificado

parcialmente), en zonas específicas del sistema. Por su naturaleza ácida y oxidante, estos gases propician la oxidación de los minerales de la roca que está en contacto con ellos, favoreciéndose al disminuir la temperatura la precipitación de minerales correspondientes a los estados de oxidación más altos. Esto sucede por ejemplo con el hierro, donde dependiendo de la intensidad y duración del contacto con los gases, al disminuir la temperatura se formarán minerales que corresponderán a un mayor o menor estado de oxidación: así, si los gases son ricos en SO_2 , a medida que la temperatura del sistema vaya disminuyendo (~ 400 °C o menos) se verá favorecida la precipitación de **hematita** (Fe_2O_3) y la presencia de sulfato en las aguas asociadas; caso contrario (gases pobres en SO_2), lo que precipitará será preferentemente **magnetita** (que es una mezcla de óxidos de Fe (II) y Fe (III) con fórmula empírica Fe_3O_4)⁽²⁴⁾⁽³⁹⁾⁽⁴⁰⁾.

2.1.3 Evolución Química de los Sistemas Hidrotermales

Si los gases están en contacto con la roca el suficiente tiempo, entonces el potencial oxidante de estos se agotará, dando lugar a la formación de especies gaseosas reducidas tal como H_2S . En este sentido el proceso de evolución en la composición química de los fluidos en interacción con las rocas del medio en los sistemas volcánicos puede ser explicado en términos de la reducción de los primeros y la oxidación parcial de estas últimas. De manera somera se puede plantear como la transición de especies que corresponden a formas ácidas oxidantes (HCl , SO_2) a sus respectivas formas neutras (NaCl) y reducidas (H_2S). A esta evolución se le denomina **maduración** y se puede plantear en función de que tan cerca se encuentre el sistema de alcanzar el equilibrio arriba descrito con respecto a dos momentos bien definidos, que hipotéticamente marcan el inicio y el fin del proceso⁽²⁴⁾⁽²⁸⁾:

1. La disolución inicial de las rocas primarias de la corteza en aguas subterráneas profundas, las cuales son ácidas debido a la absorción de gases magmáticos. Se tiene entonces un **sistema inmaduro**, cuyas descargas de agua asociadas se caracterizan por ser **ácidas-sulfatadas**, y la composición de las rocas es deficiente en aquellos componentes que son más fácilmente

arrastrables. Se considera una etapa “dominada por los fluidos” ya que será la composición química de estos la que determine químicamente al sistema⁽²⁴⁾.

2. El alcance del equilibrio final entre las rocas y las fases fluidas, con la configuración mineral termodinámicamente estable alcanzada por la recristalización de la roca primaria original, la cual es termodinámicamente inestable, configuración que tendrá una composición química similar a la de las rocas originales (es decir, serán “**isoquímicas**”). En este caso se tiene un **sistema maduro**, cuyas aguas asociadas son característicamente **neutras cloruradas**. Es una etapa “dominada por rocas”⁽²⁴⁾.

Básicamente el grado de maduración del sistema está en función de que tan grande y profunda sea la fuente de magma y que tan en contacto estén las aguas subterráneas de esta; a su vez, es la edad misma del sistema la que determina a estas últimas. Así los sistemas inmaduros se corresponden con sistemas volcánicos y los maduros, con los sistemas geotermales⁽⁴⁾. En la Figura 2.2 se muestra un esquema de la maduración de los sistemas hidrotermales (siguiente página):

Así, la composición de las aguas, gases y rocas en sistemas de alteración hidrotermal activos corresponde a algún punto entre el inicio y final del proceso. Por comparación entre valores teóricos y experimentales de esta composición, es posible estimar en que etapa del proceso se está en un momento dado⁽²⁴⁾.

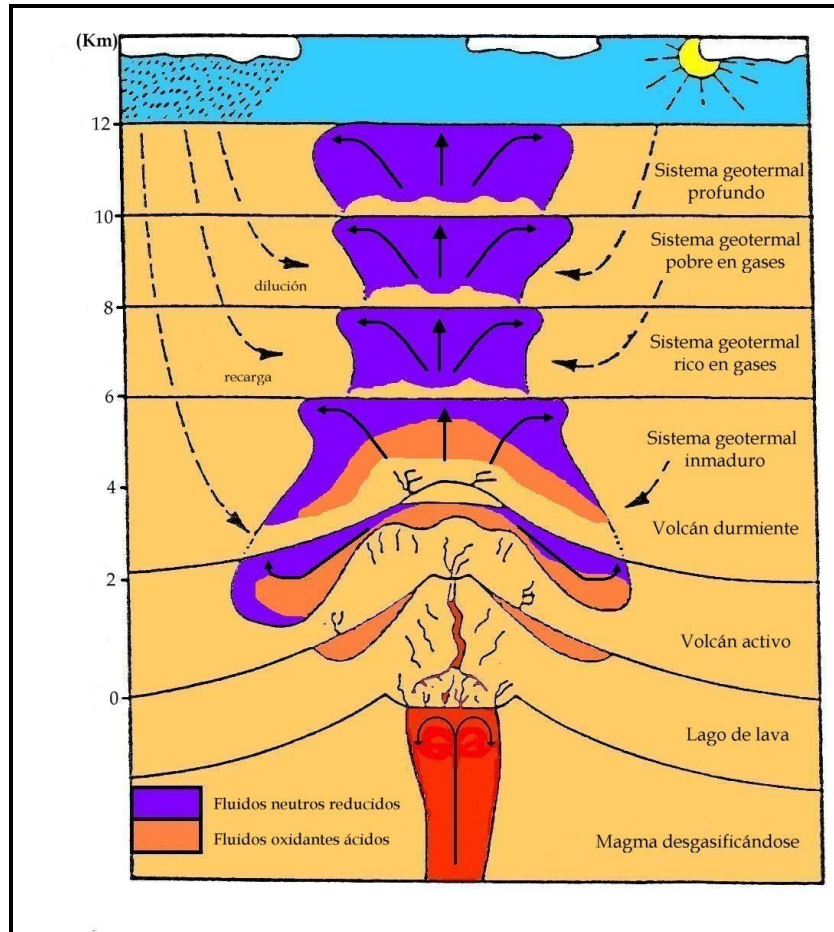


Figura 2.2: Evolución (maduración) de los sistemas geotermales⁽²⁴⁾

2.2 ESPECIES QUÍMICAS Y PARÁMETROS FISICOQUÍMICOS EN CONDENSADOS DE EMISIONES FUMARÓLICAS

En el apartado anterior se apuntaba que el principal constituyente de las emisiones fumarólicas es el vapor de agua, el cual al condensar puede retener algunos gases solubles, lo que le confiere características fisicoquímicas específicas, además de volver a estos últimos susceptibles de ser analizados (así, el H_2S puede ser determinado como S^{2-})⁽²⁴⁾. En este sentido, los parámetros fisicoquímicos principales son:

- **pH:** permite estimar la presencia de especies ácidas en disolución, siendo un indicador del grado de madurez del sistema. Mientras más inmaduro sea un sistema

(es decir, sus características se acerquen a las de un sistema volcánico) su pH será más bajo, y a medida se acerque a la madurez, tenderá a la neutralidad⁽²⁴⁾.

- **Potencial REDOX:** permite conocer si en el sistema predominan especies químicas oxidantes o reductoras, ya que las primeras son características de los sistemas inmaduros (volcánicos), y las segundas propias de sistemas ya maduros⁽²⁴⁾⁽³⁹⁾.
- **Conductividad eléctrica:** da una impresión de la cantidad de las sustancias disueltas en el condensado⁽⁴¹⁾.

En cuanto a las especies químicas disueltas, las principales son:

- **Sulfuro (S^{2-}):** proviene de la disolución del H_2S , que se forma por la reducción del SO_2 y su predominancia sobre el sulfato es característica de sistemas maduros⁽²⁴⁾⁽²⁸⁾.
- **Sulfato (SO_4^{2-}):** se origina por la hidrólisis del SO_2 , gas predominante en los sistemas volcánicos inmaduros por lo que su presencia es indicativa de este estado⁽²⁴⁾⁽²⁸⁾.
- **Cloruro (Cl^-):** este proviene principalmente de la dilución del HCl contenido en el magma, pero debido a su poca movilidad, es propio de sistemas maduros⁽²⁴⁾⁽²⁸⁾.
- **Fluoruro (F^-):** su presencia es prueba directa de la interacción del agua con el sistema magmático, ya que viene de la dilución del HF del magma, por lo cual su presencia podría indirectamente usarse en la estimación de la madurez del sistema⁽²⁸⁾.
- **Bicarbonato (HCO_3^-):** su importancia estriba en que se origina de la hidrólisis del CO_2 , que es el segundo gas más importante en las emisiones fumarólicas, además brinda información sobre el origen de las aguas⁽²⁸⁾.

Hay que tomar en cuenta no solamente las concentraciones de estas especies, sino también las proporciones entre estas, principalmente la razón S^{2-}/SO_4^{2-} y la razón SO_4^{2-}/Cl^- , que permiten evaluar el grado de maduración del sistema⁽¹³⁾.

Además, existen otras especies químicas derivadas de la disolución o hidrólisis de gases fumarólicos, por ejemplo el amonio (NH_4^+), proveniente de la hidrólisis del amoníaco (NH_3) magmático⁽²⁸⁾.

Aparte de estas especies químicas, también se pueden encontrar otras cuya presencia, concentración y relaciones entre estas brindan información sobre el origen e interacción de las emisiones fumarólicas con las rocas del medio. A continuación se enumeran las más importantes:

- **Litio (Li^+):** es la especie que presenta menor interacción con el medio en su ascenso a la superficie, por lo que su presencia es una prueba de la interacción directa de los fluidos con la cámara magmática, lo que es propio de los sistemas volcánicos, en los cuales se encuentra típicamente en concentraciones arriba de 25mg/l⁽²⁸⁾.
- **Sodio (Na^+):** generalmente se trata del catión mayoritario en aguas de origen volcánico, donde su concentración está dentro del rango de 400 a 2000 mg/l. Puede provenir de las rocas de la corteza terrestre fundidas en la formación del magma o bien de la disolución de los minerales en contacto con el sistema⁽²⁸⁾.
- **Potasio (K^+):** se origina de la misma manera que el sodio, y al igual que este es una de las especies más abundantes en fluidos de sistemas volcánicos. Su concentración puede ir desde menos de 1 hasta 250 mg/l⁽²⁸⁾.
- **Calcio (Ca^{2+}):** generalmente su contenido es menor a 1 mg/l en sistemas neutros, y aumenta con la acidez, la cual es mayor en sistemas volcánicos, por lo que su presencia puede utilizarse para clasificar al sistema⁽²⁸⁾.

- **Magnesio (Mg^{2+}):** es un componente importante en las rocas, que al igual que el calcio, aumenta su contenido en sistemas inmaduros. También su concentración aumenta en sistemas de baja temperatura. Su concentración en sistemas característicamente maduros no excede de $0.5 \text{ mg/l}^{(28)}$.
- **Aluminio (Al^{3+}):** proviene de la disolución de minerales, especialmente aluminosilicatos, la cual se favorece en un medio ácido. Para aguas neutras su concentración generalmente es $<2 \text{ mg/l}$, pero si el medio es ácido puede sobrepasar los $2000 \text{ mg/l}^{(28)(7)}$.
- **Hierro (Fe^{2+} , Fe^{3+}):** su contenido es bajo en sistemas neutros (generalmente menor a 5 mg/l) y aumenta con la acidez ($>200 \text{ mg/l}$). El Fe^{2+} es inestable y rápidamente pasa a Fe^{3+} en condiciones oxidantes⁽²⁸⁾.
- **Boro(B):** usualmente está presente en cantidades superiores a los 50 mg/l en sistemas inmaduros, y en sistemas volcánicos esta puede ser mucho más alta (hasta $1200 \text{ mg/l}^{(28)}$).
- **Manganeso (Mn^{2+} , Mn^{3+} , Mn^{4+}):** su presencia denota la existencia de especies químicas de naturaleza oxidante en el fluido, propias de sistemas volcánicos⁽²⁸⁾.

Para varias de las especies químicas detalladas, existen una serie de relaciones entre estas (y entre otras no reseñadas aquí) que permiten estimar mejor la naturaleza del origen de las aguas (algunas de las cuales pueden funcionar como geotermómetros, es decir, que proporcionan información sobre las condiciones de temperatura en el interior del sistema). Las más importantes son:

- **Cl^- - SO_4^{2-} - HCO_3^{2-} :** esta relación permite estimar el origen de las aguas de acuerdo con su quimismo, para representarla se usa un diagrama ternario (conocido como **diagrama de Giggenbach**) en el cual hay “zonas” de acuerdo a la especie predominante. Así, las aguas de origen meteórico se ubican en la zona del

bicarbonato (“aguas bicarbonatadas”); las aguas de sistemas volcánicos (inmaduros), en la zona del sulfato; finalmente en la zona del cloruro se ubican las aguas correspondientes a los sistemas maduros⁽²⁸⁾. En la Figura 2.3 se muestra este diagrama.

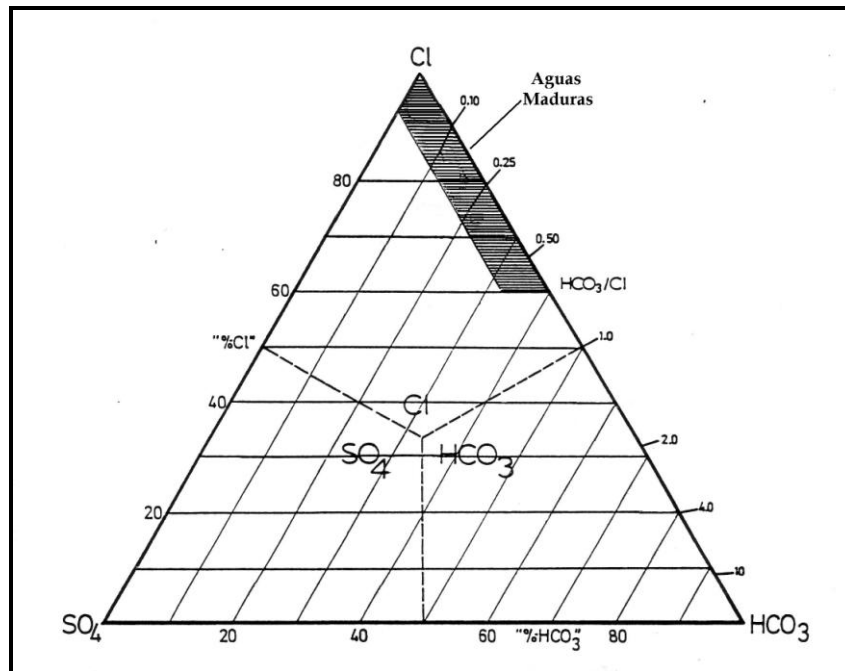


Figura 2.3: Diagrama de Giffenbach⁽²⁸⁾

- **Li-Rb-Cs:** esta relación permite estimar si varias fuentes de emisión poseen un mismo origen, ya que los elementos que la conforman son los que menos modificaciones sufren durante el trayecto de las mismas hasta la superficie; también permite saber si una determinada emisión sufre modificaciones importantes desde su origen hasta su descarga por comparación entre los valores hipotéticos y los reales con respecto al equilibrio con las rocas. Se representa con un diagrama similar al de Giffenbach, en la Figura 2.4 se muestra un ejemplo⁽²⁸⁾.

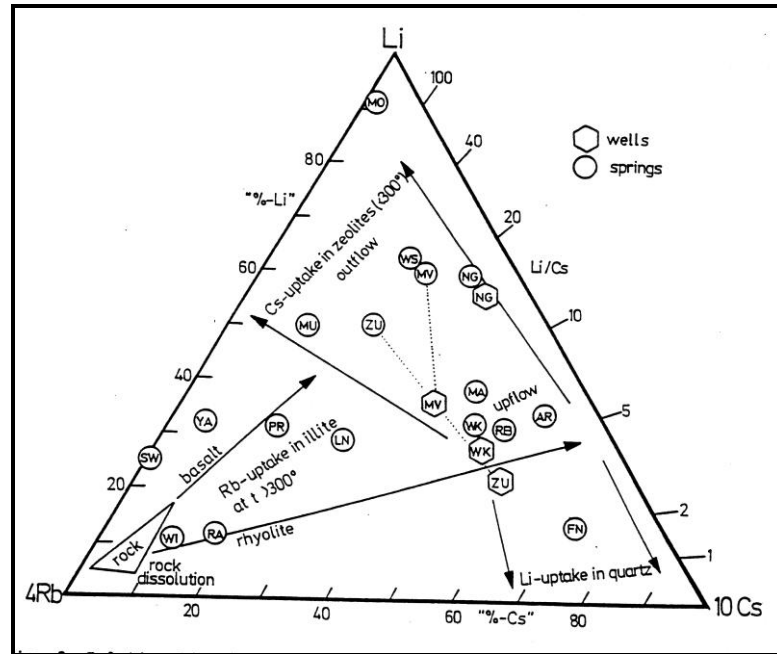


Figura 2.4: Ejemplo del diagrama Li-Rb-Cs⁽²⁸⁾

- Cl-Li-B:** los contenidos relativos de estos elementos permiten estimar que tan reciente e intensa es la relación agua-roca por comparación con los contenidos relativos de los mismos en las rocas. También se representa en un diagrama ternario cuyo ejemplo se muestra en la Figura 2.5⁽²⁸⁾.

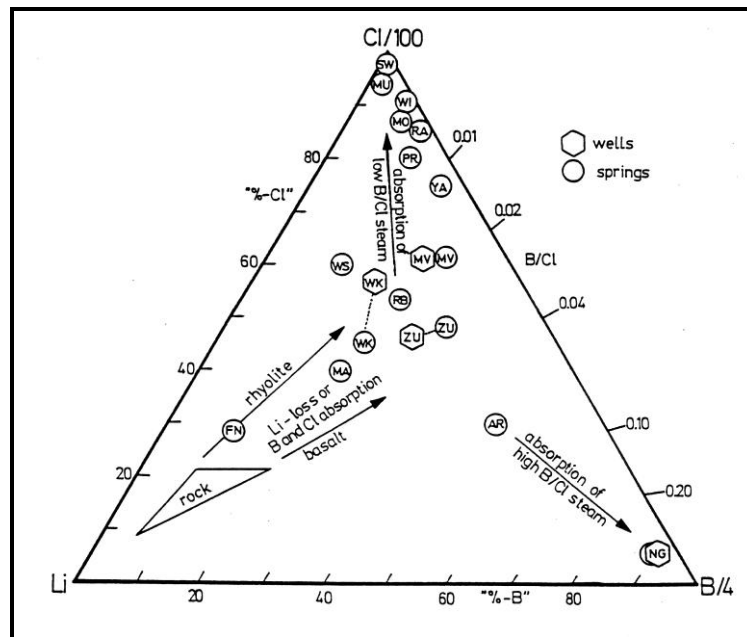


Figura 2.5: Ejemplo de diagrama Li-Cl-B⁽²⁸⁾

- **Na-K-Mg**: permite estimar las condiciones en el interior de los sistemas ya que proporciona una idea acerca de que tan próximos se encuentran los minerales de las rocas de alcanzar el equilibrio. Se representa en un diagrama ternario adaptado (la Figura 2.6 muestra un ejemplo). Otra relación similar es la razón **K-Mg-Ca** ⁽²⁸⁾.

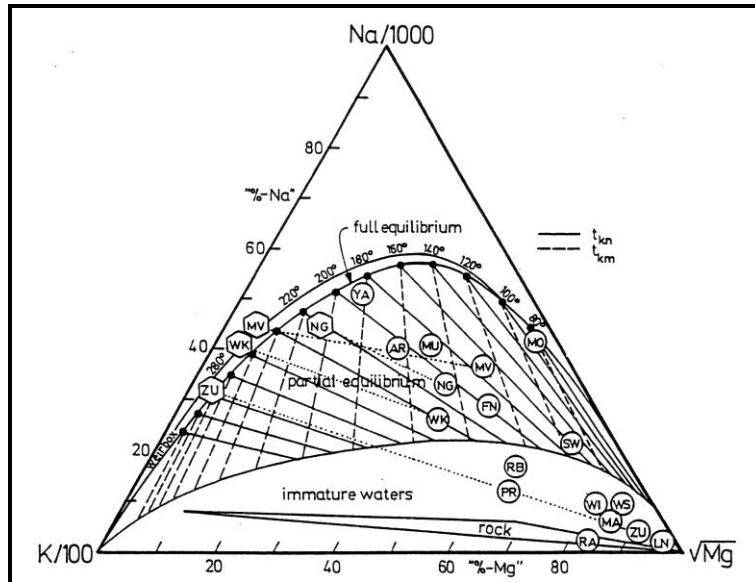


Figura 2.6: Ejemplo del diagrama Na-K-Mg ⁽²⁸⁾

Por último, es necesario señalar que además de las características arriba descritas, en la composición química de las emisiones fumarólicas también influye el hecho de si están directamente vinculadas con las cámaras magmáticas o pertenecen a acumulaciones (flujos de lava). En el primer caso, las especies azufradas (SO_2 , H_2S) tenderán a predominar sobre los halógenos (Cl_2 , F_2); mientras que en el segundo caso, será lo contrario, todo esto debido a la diferencia de solubilidad de los gases en las rocas: los halógenos son más solubles que las especies azufradas y por lo tanto, persisten más tiempo en el fluido ⁽¹³⁾.

2.3 MINERALES DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

En las zonas de emisiones fumarólicas y debido a la alta temperatura y constituyentes de la misma las rocas presentan **alteración hidrotermal**, es decir, que se

presenta un intercambio químico por la interacción entre el fluido hidrotermal y estas. Dicha alteración implica un cambio en la composición química (y por lo tanto, mineralógica) de la roca, debido a que ambas fases (fluidos y rocas) están en desequilibrio termodinámico⁽²⁴⁾⁽³⁷⁾. A este cambio en la composición de la roca se le considera un **metasomatismo**, es decir, un **metamorfismo** (alteración en la naturaleza de la roca que originalmente es sedimentaria, o, como en este caso, ígnea) en el cual existe intercambio de iones con una fuente externa (el fluido), lo que conlleva a una nueva configuración de minerales. Debido a esto, las características de las rocas con alteración hidrotermal (composición y configuración) brindan información acerca de las condiciones termodinámicas del fluido hidrotermal que interactuó con estas⁽²⁴⁾⁽³⁷⁾.

Existen varios tipos de alteración hidrotermal, que se caracterizan por presentar asociaciones de minerales específicos, y que dependen de varios factores tales como las composiciones iniciales del fluido y de la roca encajante, la temperatura, pH y tiempo de interacción entre otros. Algunos de estos son la **alteración potásica**, **alteración propilítica**, **albitización**, **alteración cuarzo-silicatada**, **alteración argílica media** o **avanzada**, **greissen** y varios otros⁽³⁷⁾.

Los principales procesos químicos que se dan en una alteración hidrotermal son:

- **Hidrólisis:** es el ataque ácido del fluido hidrotermal sobre una roca, por lo que también recibe el nombre de **metasomatismo H⁺**. Los productos de alteración obtenidos dependen de la temperatura. Ejemplo de esto es el ataque ácido sobre el feldespato potásico para generar muscovita (una mica)⁽³⁷⁾.
- **Intercambio iónico:** se produce en minerales que aceptan iones en solución sólida, por ejemplo intercambio de Na⁺ y K⁺ en el equilibrio paragonita-muscovita (mica sódica y mica potásica respectivamente). También recibe el nombre de **intercambio metasomático**⁽³⁷⁾.
- **Deshidratación:** se da en condiciones de alta presión (>3 kb) y temperatura (>300 °C). Un ejemplo es la descomposición de la muscovita asociada con cuarzo que da como productos feldespato potásico asociado con andalucita y agua⁽³⁸⁾.

- **Oxidación:** depende del potencial oxidante del fluido hidrotermal. Los elementos más susceptibles a esta son el Fe, Mn, S y C, por lo que la presencia de minerales que los contengan brindan información sobre la naturaleza del fluido en que se formaron⁽³⁸⁾.
- **Skarn:** es un intercambio iónico que involucra Ca, Mg, Fe y Mn. Se da en condiciones de elevada presión y temperatura⁽³⁸⁾.

Para que en un fluido hidrotermal que contenga cantidades significativas de metales pueda darse la precipitación de estos en forma de varios minerales, es necesario que este llegue a un punto en donde las condiciones estructurales, termodinámicas y químicas sean adecuadas para que esta se produzca. Estos puntos reciben el nombre de **trampas de mena**. En ellos se dan procesos como enfriamiento, mezcla con otros fluidos de menor temperatura o ebullición del fluido (por disminución de la presión)⁽³⁸⁾.

En general, las zonas de alteración hidrotermal presentan áreas definidas con mayor o menor alteración dependiendo de su distancia con la fuente del fluido hidrotermal⁽³⁸⁾.

Cuando un fluido hidrotermal ácido interactúa con rocas ígneas, será neutralizado en mayor o menor medida dependiendo de la acidez de la roca (un basalto neutralizará la acidez más efectivamente que una andesita, y a su vez esta última lo hará más efectivamente que una dacita). Así por ejemplo, si una andesita interactúa con un fluido con un pH de 0.8 a una temperatura de 300 °C, se obtendrán una serie de minerales que van desde cuarzo hasta esfalerita pasando por varios minerales intermediarios a medida que se va neutralizando el pH, el cual al final será de 6.7. Algunos de estos intermediarios son: baritina, anhidrita, pirita, azufre nativo, clorita, muscovita, epidota, albita, microclina, magnetita, actinolita, calcita, calcopirita y esfalerita⁽²⁴⁾⁽³⁸⁾.

Para conocer con detalle los procesos de alteración hidrotermal (y por lo tanto, las condiciones termodinámicas y químicas del fluido hidrotermal) es necesario realizar un análisis tanto químico (determinación de los elementos presentes) como mineralógico. En el análisis químico se consideran por una parte los elementos que son más abundantes, tal como sodio, potasio, calcio, magnesio, boro, hierro, aluminio y manganeso; y también otros

que pueden estar presentes en menores cantidades, esto incluye a metales pesados ya que también forman trazas minerales, como el plomo que puede estar presente en forma de galena⁽⁴⁰⁾, aunque la presencia de estos también pudiera obedecer a contaminación de origen antropogénico en la zona. Entre estos figuran arsénico, mercurio, cinc, cobre, cadmio, selenio, cobalto, plomo y cromo.

3. METODOLOGÍA

3.1 SELECCIÓN DEL ÁREA A INVESTIGAR

La zona que comprende el vulcanismo actual en El Salvador consiste en una cadena de edificios volcánicos, que atraviesa la totalidad del territorio en un eje con dirección oeste-noroeste que va desde la sierra de Apaneca-Santa Ana hasta las islas del Golfo de Fonseca⁽¹⁾.

De dicha cadena activa se seleccionaron aquellos miembros que presentan mayor actividad, y que además se encuentran cerca de las principales ciudades del país⁽¹⁾. Dichos miembros son:

- **Complejo Santa Ana-Izalco-Coatepeque**, en los departamentos de Santa Ana y Sonsonate

- **Volcán de San Salvador**

- **Volcán de San Vicente**
- **Volcán Tecapa**, en Usulután
- **Volcán de San Miguel**

A continuación, en la Figura 3.1, se muestra el mapa esquemático de ubicación de estos volcanes.

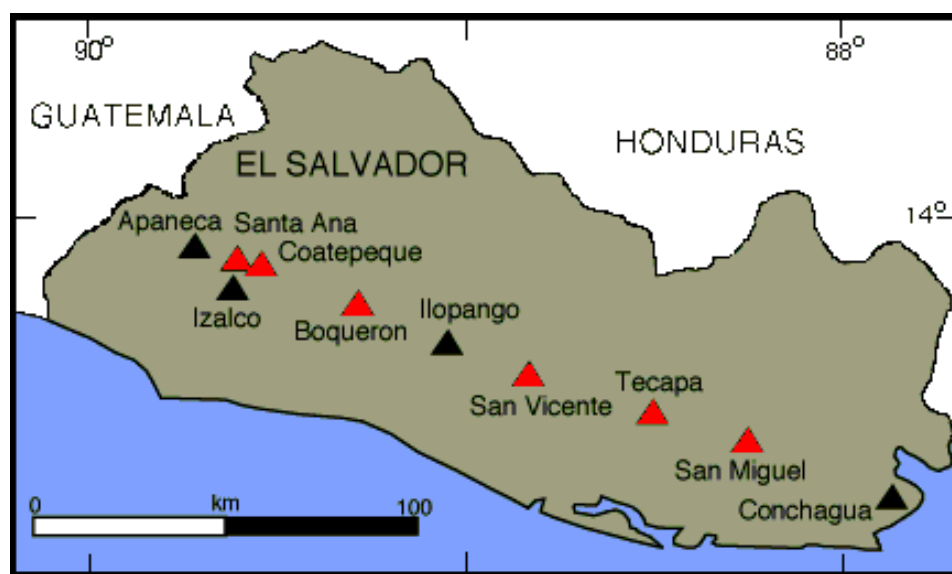


Figura 3.1: Cadena volcánica activa (los sitios de muestreo en rojo)⁽²¹⁾

3.2 SELECCIÓN DE PUNTOS DE MUESTREO

Los volcanes arriba especificados se encuentran atravesados por un sistema de fallas que corren con dirección noroeste-sureste, a través de los cuales se han dado las efusiones de lava registradas históricamente y en los que generalmente se encuentran manifestaciones de actividad hidrotermal⁽¹⁾.

Se escogieron cinco puntos, uno por cada edificio volcánico, en los que se han detectado dichas anomalías, las cuales han sido objeto de estudios llevados a cabo por parte del Grupo de Investigaciones Vulcanológicas de la Universidad de El Salvador (GIVUES)⁽¹⁹⁾.

Dichos puntos son:

- **Cerro Pacho:** se encuentra ubicado en la sección suroeste de la depresión que ocupa el Lago de Coatepeque. En el primer estudio de reconocimiento de desgasificación difusa de CO₂ del complejo Santa Ana-Izalco-Coatepeque, llevado a cabo en marzo del año 2001, se determinó que este punto presenta los segundos valores más altos de flujo (>73.6 g/m² por día de CO₂, es decir, más de 8 veces el valor del flujo normal para la zona), debido a que dicho cerro (domo) se encuentra sobre una zona de fallamiento con dirección NW-SE. Posteriormente a este reconocimiento, se instaló allí una estación automatizada para el monitoreo en modo continuo del flujo de CO₂⁽¹⁹⁾. La fumarola del lugar es bastante débil, con una temperatura que oscila alrededor de los 70 °C. A continuación se muestra el mapa geológico de la zona (Figura 3.2).

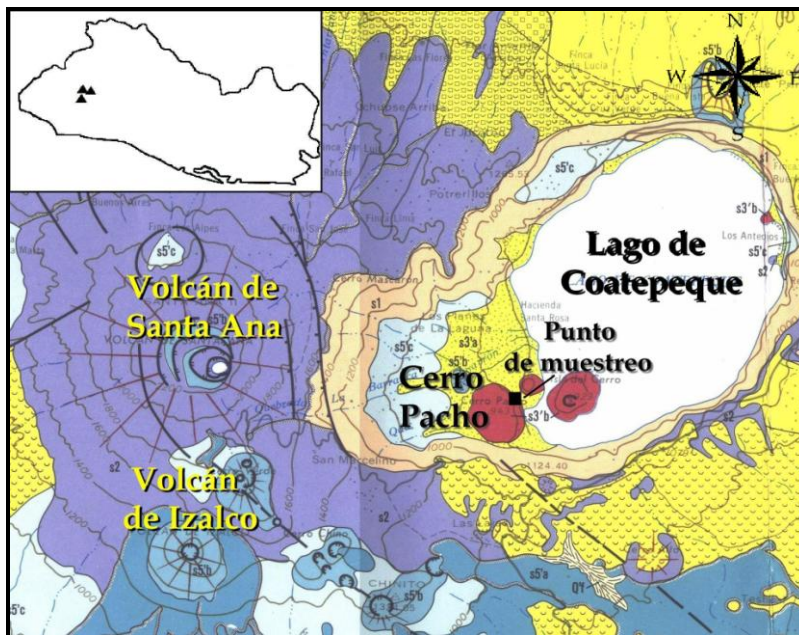


Figura 3.2: Mapa de ubicación del Cerro Pacho, Coatepeque⁽²⁰⁾

- **Cerro La Hoya:** este se encuentra en el flanco sur del edificio del Volcán de San Salvador, a unos 6 km del cráter principal, cerca del límite entre el antiguo edificio San Salvador y el más moderno de El Boquerón, sobre una falla con dirección NW-SE. El estudio de desgasificación difusa de CO_2 y ^{222}Rn realizado en febrero de 1999 demuestra que los mayores flujos de CO_2 ($>600 \text{ g/m}^2$ por día) se encuentran en este punto, por lo que en el año 2001 se instaló en ese lugar una estación automatizada similar a la del Cerro Pacho⁽⁵⁾. La temperatura en dicho sitio varía entre 73 y 76 °C, y las débiles emisiones están compuestas en su mayoría por gases no condensables. El mapa geológico de la zona es mostrado en la Figura 3.3.

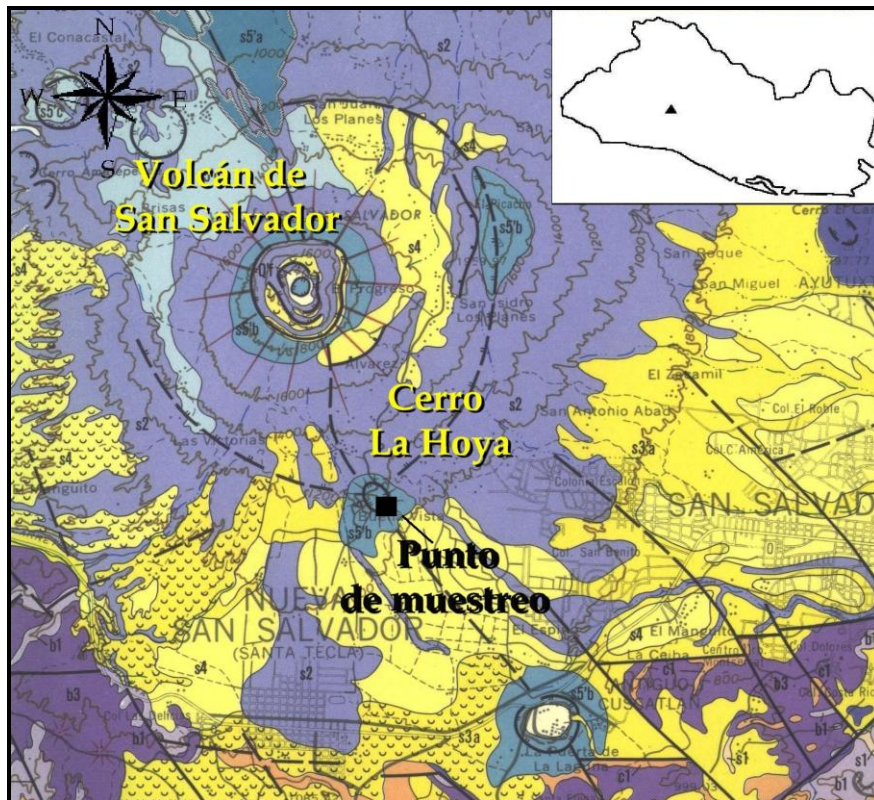


Figura 3.3: Mapa de ubicación del Cerro La Hoya, San Salvador⁽²⁰⁾

- **Infiernillos o ausoles de San Vicente:** se encuentra en el flanco noroeste del Volcán de San Vicente, es un sitio con actividad muy intensa. También en este punto está instalada una estación de monitoreo para el flujo de CO_2 con el propósito de establecer si existe correlación entre este y la actividad sísmica,

muy marcada en la zona⁽³⁰⁾. La temperatura en este punto se mantiene aproximadamente en 97 °C, y se trata del sitio de muestreo con mayor presión de vapor, es decir que se trata de la fumarola más fuerte La Figura 3.4 muestra el mapa geológico de este punto.

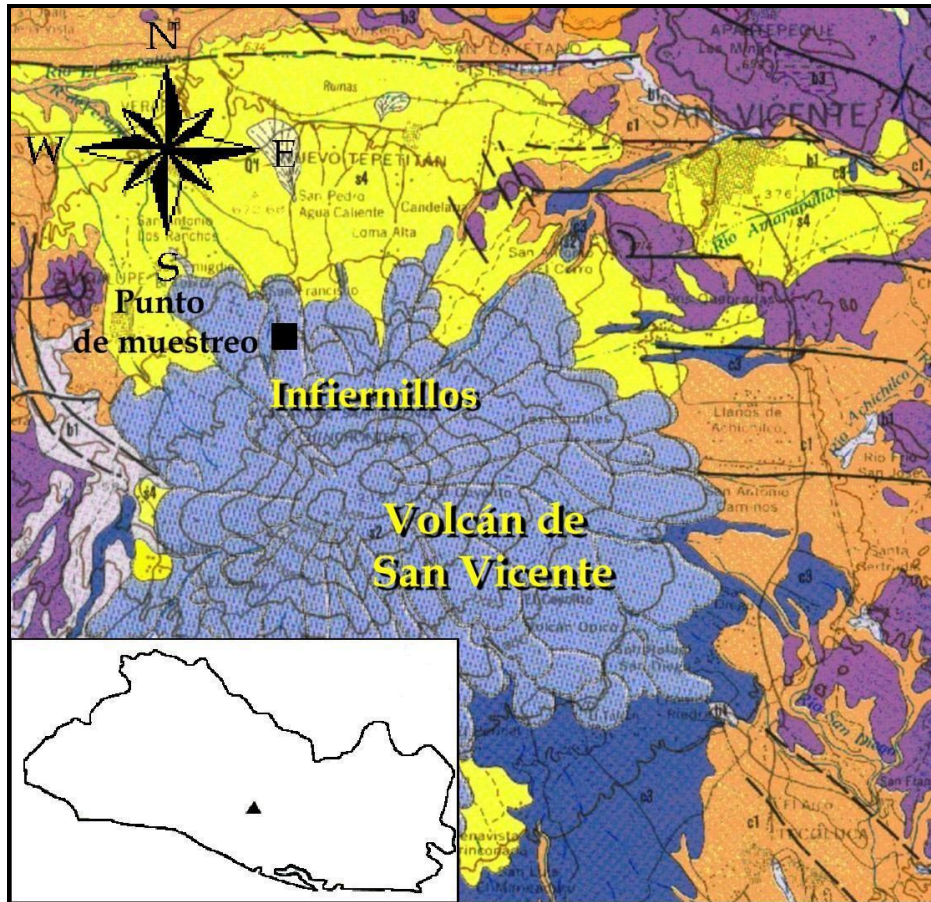


Figura 3.4: Mapa de ubicación de los Infiernillos de San Vicente⁽²⁰⁾

- **Laguna de Alegría:** ocupa el cráter del Volcán Tecapa. En su flanco noroeste existe una pequeña zona que muestra una actividad fumarólica poco intensa, en la cual también se han encontrado valores anómalos de ^{222}Rn (Barahona, comunicación verbal). La temperatura del sitio muestreado ronda los 95 °C y el vapor emitido es poco. El mapa geológico de este sitio se muestra en la Figura 3.5.

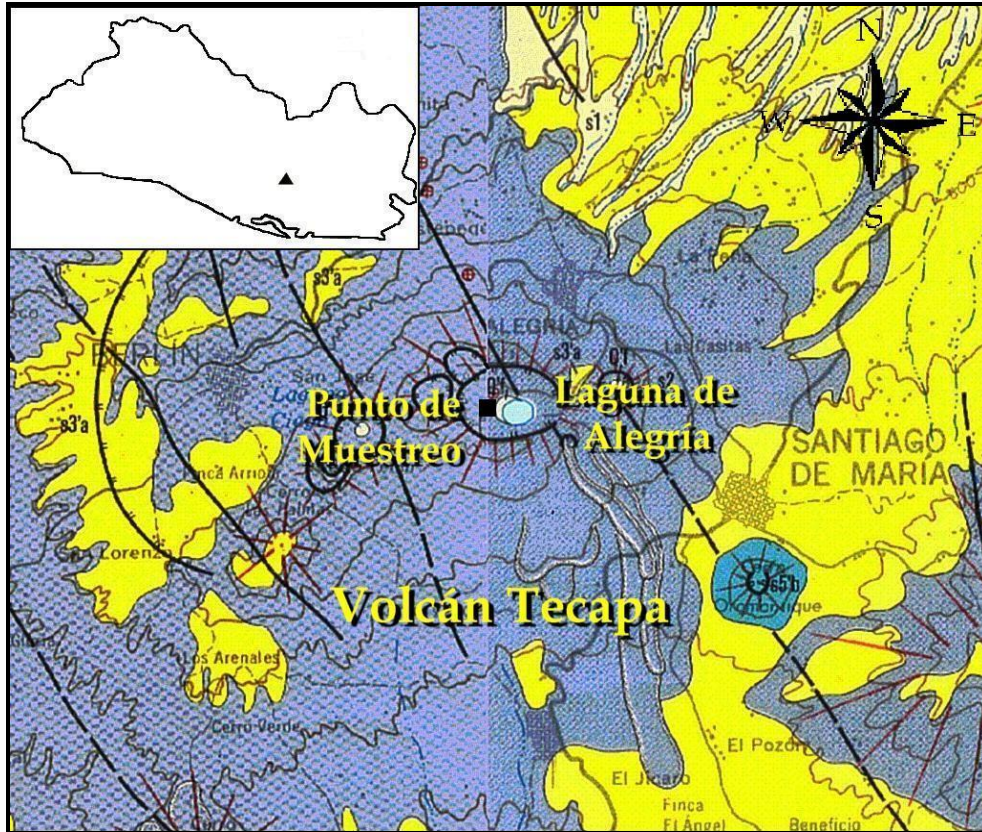


Figura 3.5: Mapa de ubicación de la Laguna de Alegría, Tecapa⁽²⁰⁾

- **Las Placitas:** este sitio se halla en la base del Volcán de San Miguel, en su flanco noroeste. Se trata de una fumarola con una actividad poco intensa, la cual, en realidad, no se sabe con certeza si pertenece a este edificio volcánico o al vecino Volcán de Chinameca (también llamado Cerro El Pacayal, 1200 m.s.n.m.), ya que se encuentra ubicada entre los dos. El estudio realizado entre los años 1999 y 2000 sobre la desgasificación del volcán demostró que la mayoría de esta ocurre por el cráter central del edificio, sin embargo, para este punto en particular se encontraron valores anómalos de flujo de radón⁽²³⁾. En este sitio la temperatura está entre 98 y 101 °C, se trata de una fumarola débil pero con gran contenido de vapor. La Figura 3.6 muestra el mapa geológico de la zona.

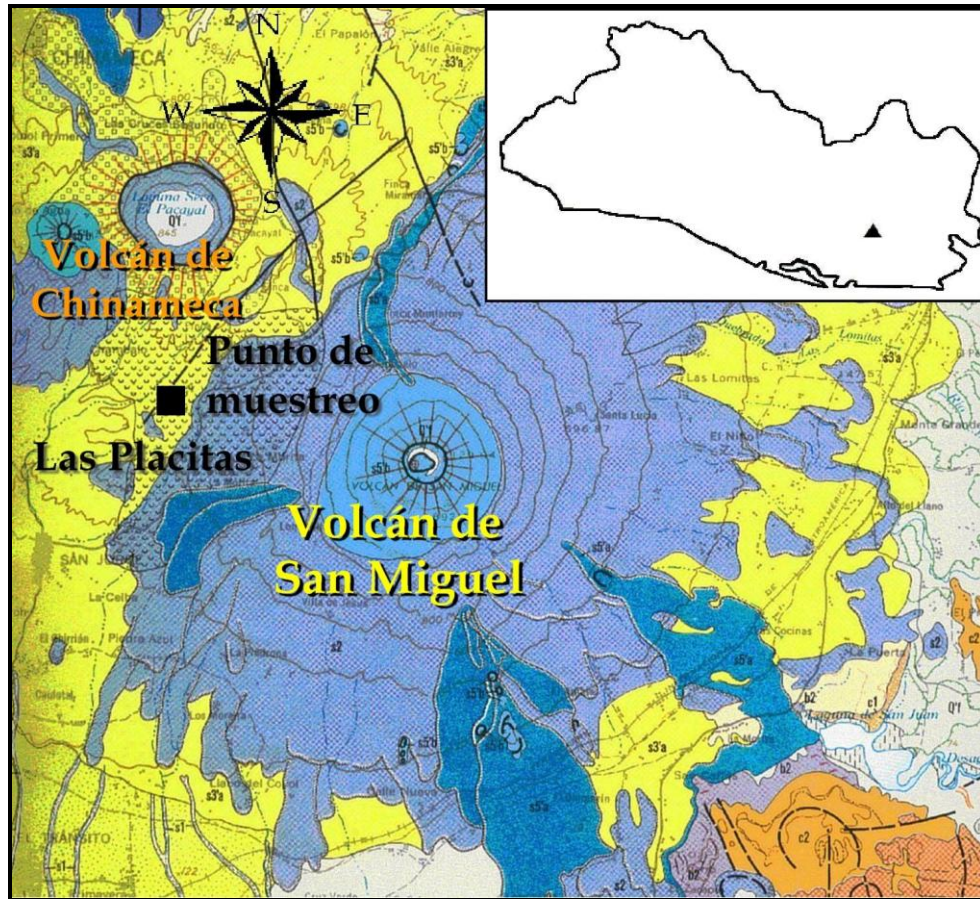


Figura 3.6: Mapa de ubicación de Las Placitas, San Miguel⁽²⁰⁾

3.3 TOMA DE MUESTRAS DE CONDENSADO Y MATERIAL SÓLIDO

Para obtener las muestras de condensado se hizo pasar el vapor de la fumarola a través de un condensador, previa toma de temperatura de esta siempre que fue posible. Dicho condensador consta de una embudo metálico, el cual hace las veces de campana colocándolo de forma invertida sobre salida de la fumarola; mediante una manguera conectada al embudo, el vapor llega al condensador propiamente dicho, que consiste en tubo de vidrio cerrado que está introducido en un recipiente que contiene una mezcla de agua y hielo; a su vez el condensador esta conectado a un jeringa de vidrio de doble boca, la cual sirve como bomba de vacío para forzar al vapor a pasar por el sistema. Después de

purgar el condensador dos o tres veces, se procedió a hacer lo mismo para el recipiente que contendría la muestra. En la Figura 3.7 se muestra este aparato.

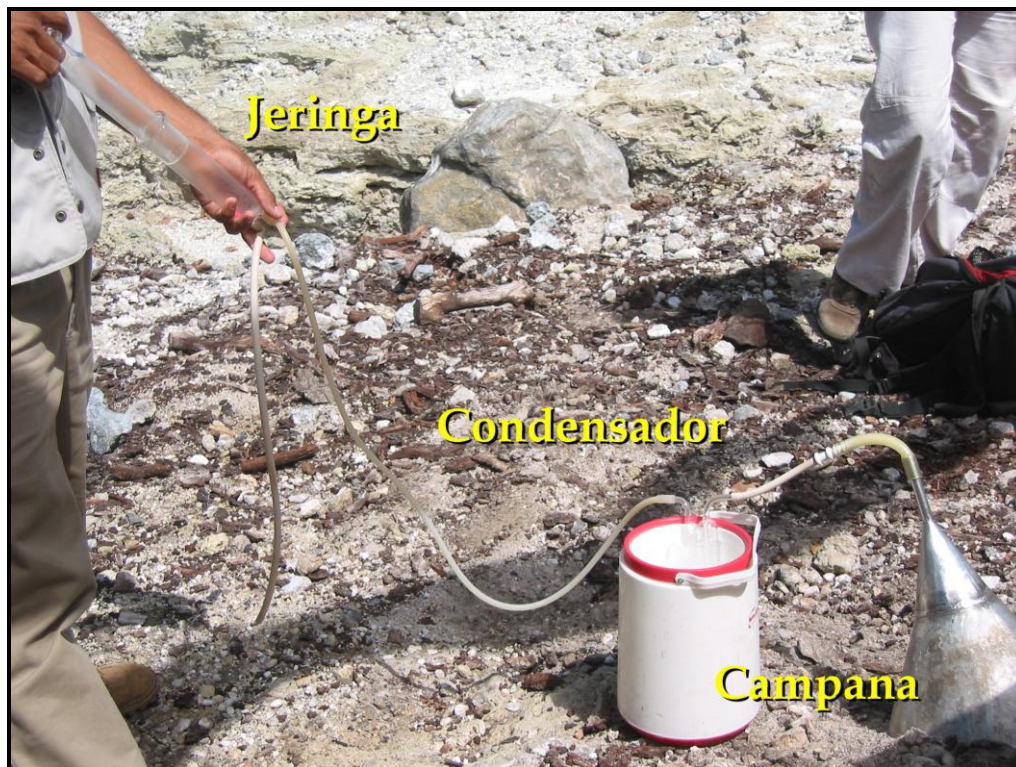


Figura 3.7: Aparato utilizado en la condensación del vapor de las fumarolas

Una vez purgado, se trató en cada caso de obtener suficiente condensado, unos 500 ml, para realizar los análisis de laboratorio que se describen más abajo. Para evitar en la medida de lo posible cambios en especies percederas, se procuró que cada frasco estuviera libre de aire, y además, sellado con cinta aislante.

Las muestras se transportaron hasta la Escuela de Química y se almacenaron en refrigeración (alrededor de 4° C) hasta el momento de realizar los análisis correspondientes.

En cada punto de muestreo se recolectó además una muestra del material sólido del borde de la fumarola, esto se hizo con una espátula de aproximadamente 30 cm y las muestras se almacenaron en un frasco de HDEP. La cantidad de muestra recolectada en cada caso no excedió los 20 g.

3.4 MEDICIONES EN EL LABORATORIO

Con las muestras de condensado ya una vez en el laboratorio, se procedió en primer lugar a medir los parámetros que sufren cambios más rápidamente, siempre que fue posible, dentro de las 24 horas posteriores a su recolección. Dichos parámetros son la **conductividad eléctrica, pH, sulfuro y sulfato**.

Después de determinar las especies detalladas, se procedió a analizar las especies restantes, **cloruro y fluoruro**. La muestra remanente se utilizó para las determinaciones de los elementos siguientes: **sodio, potasio, calcio, magnesio, aluminio, boro, hierro, manganeso, cadmio, selenio, zinc, cobalto, cromo, cobre, níquel, arsénico, plomo**.

La conductividad eléctrica y el pH se determinaron por los métodos convencionales, es decir mediante un conductivímetro (método 2510B de la USEPA)⁽⁴²⁾ y un pH-metro (método 4500-H⁺B de la USEPA)⁽⁴²⁾ respectivamente; el sulfuro se analizó espectrofotométricamente mediante el método del azul de metileno y el sulfato por turbidimetría. Los aniones cloruro y fluoruro fueron analizados mediante electrodo selectivo de iones (potenciometría directa). Los elementos químicos se determinaron mediante espectroscopía de absorción atómica con horno de grafito y emisión atómica con plasma de acoplamiento inductivo (métodos 3111B, 3111C, 3111D y 3120B de la USEPA)⁽⁴²⁾

En el caso de las muestras sólidas, la determinación del pH se hizo a dilución con agua en proporción 1:2.5. Los elementos se analizaron de manera similar que con los condensados, previa digestión en un horno de microondas.

4. RESULTADOS

4.1 CONDENSADOS DE EMISIONES FUMARÓLICAS

4.1.1 Muestras Recolectadas

Se recolectaron en total 49 muestras de condensado durante el período comprendido entre el 27 de marzo del año 2003 y el 3 de junio del año 2004 distribuidas entre los diferentes puntos de muestreo de la siguiente manera:

Sitio	Muestras de Condensado	Inicio	Conclusión
<i>Lago de Coatepeque</i>	9	15-May-03	22-Abr-04
<i>Volcán de San Salvador</i>	7	27-May-03	03-Jun-04
<i>Volcán de San Vicente</i>	14	27-Mar-03	29-Abr-04
<i>Volcán Tecapa</i>	11	08-May-03	30-Abr-04
<i>Volcán de San Miguel</i>	8	31-Jul-03	30-Abr-04
Total	49	27-Mar-03	3-Jun-04

Tabla 4.1: Distribución de muestras por sitio

4.1.2 pH y Conductividad

A continuación (Tablas 4.2 a 4.6) se muestran los resultados para los dos parámetros fisicoquímicos considerados, el pH y la conductividad:

Fecha de Recolección	pH	Cond. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
15-May-2003		17
16-Jun-2003	5.9	10
17-Jul-2003	7.1	25
21-Ago-2003	6.9	12
11-Sep-2003	4.9	20
19-Sep-2003		19
12-Feb-2004	7.3	30
24-Mar-2004	6.8	48
22-Abr-2004	5.9	23
Promedio	6.4	22.67
D. estándar	0.8	11.34

Tabla 4.2: Valores de pH y conductividad para condensados en el Cerro Pacho, Coatepeque

Fecha de Recolección	pH	Cond. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
27-May-2003	7.3	25
26-Jun-2003	5.0	8
18-Jul-2003	6.6	10
30-Ago-2003	7.0	6
3-Sep-2003	6.9	5
15-Sep-2003	6.0	8
3-Jun-2004	4.9	15
Promedio	6.3	11.00
D. estándar	1.0	6.98

Tabla 4.3: Valores de pH y conductividad para condensados en el Cerro La Hoya, San Salvador

Fecha de Recolección	pH	Cond. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
27-Mar-2003	4.8	26
10-Abr-2003	6.1	16
25-Abr-2003	5.6	19
17-May-2003		15.4
9-Jul-2003	4.7	38
14-Ago-2003	5.4	16
5-Sep-2003	4.2	35
24-Oct-2003	5.2	12
26-Nov-2003	4.9	18
20-Dic-2003	5.5	20
16-Ene-2004	5.5	15
11-Feb-2004	6.0	20
11-Mar-2004	5.9	28
29-Abr-2004	5.2	37
Promedio	5.3	22.53
D. estándar	0.5	8.75

Tabla 4.4: Valores de pH y conductividad para condensados en los Infiernillos. San Vicente

Fecha de Recolección	pH	Cond. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
8-May-2003	2.9	462
25-Jun-2003	4.0	25
29-Jul-2003	3.4	176
27-Ago-2003	3.0	520
24-Sep-2003	3.3	250
22-Oct-2003	3.0	390
25-Nov-2003	3.1	407
21-Dic-2003	2.9	474
25-Feb-2004	3.0	506
23-Mar-2004	3.3	219
30-Abr-2004	3.3	187
Promedio	3.2	328.73
D. estándar	0.3	164.52

Tabla 4.5: Valores de pH y conductividad para condensados en Laguna de Alegría, Tecapa

Fecha de Recolección	pH	Cond. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
31-Jul-2003	7.3	17
26-Ago-2003	7.0	20
21-Oct-2003	7.0	13
26-Nov-2003	7.3	21
20-Dic-2003	7.1	25
14-Ene-2004	6.4	21
24-Feb-2004	7.3	29
30-Abr-2004	6.7	22
Promedio	7.0	21.00
D. estándar	0.3	4.81

Tabla 4.6: Valores de pH y conductividad para condensados en Las Placitas, San Miguel

Como se puede observar, en la mayoría de los puntos de muestreo, el pH tiende a ser ácido, siendo el Volcán de San Vicente y el Volcán Tecapa los puntos que presentan el pH promedio más bajo, mientras que el Volcán de San Miguel presenta valores que rondan la neutralidad. El Lago de Coatepeque y el Volcán de San Salvador Muestran un pH ligeramente ácido.

Para la conductividad existe una mayor variación entre los diferentes puntos de muestreo, encontrándose los valores mayores en el Volcán Tecapa y los menores en el Volcán de San Salvador.

Las variaciones observadas de las mediciones por punto de muestreo, tanto para estos como para los otros parámetros, podrían obedecer a factores tales como cambios estacionales o a errores experimentales durante el muestreo, si bien con los datos disponibles no es posible estimar con precisión el grado de influencia de estos.

4.1.3 Iones (Aniones)

Para los aniones cloruro, fluoruro, sulfuro y sulfato, los resultados obtenidos se Muestran en las Tablas 4.7 a 4.11:

Fecha de Recolección	Cloruro(mg/l)	Fluoruro(mg/l)	Sulfato(mg/l)	Sulfuro(mg/l)
15-May-2003	D.L.D*	0.11∇0.002	1∇0.01	0.011∇0.0002
16-Jun-2003	D.L.D	D.L.D	1∇0.01	0.005∇0.0001
19-Sep-2003	D.L.D	0.13∇0.003	D.L.D	0.006∇0.0001
12-Feb-2004	0.87∇0.004	0.15∇0.003	D.L.D	0.012∇0.0002
24-Mar-2004	0.47∇0.002	0.14∇0.003	9∇0.09	0.020∇0.0002
22-Abr-2004	0.20∇0.001	0.19∇0.004	D.L.D	D.L.D
Promedio	0.51	0.15	5.00	0.01
D. Estándar	0.34	0.03	5.66	0.01

D.L.D.= por debajo del límite de detección

Tabla 4.7: Concentraciones de aniones para condensados en el Cerro Pacho, Lago de Coatepeque

Fecha de Recolección	Cloruro(mg/l)	Fluoruro(mg/l)	Sulfato(mg/l)	Sulfuro(mg/l)
27-May-2003	0.26∇0.001	D.L.D	3∇0.03	0.009∇0.0001
26-Jun-2003	0.58∇0.002	0.10∇0.002	1∇0.01	0.005∇0.0000
18-Jul-2003	0.16∇0.001	D.L.D	D.L.D	0.002∇0.0000
30-Ago-2003	0.05∇0.000	0.10∇0.002	D.L.D	D.L.D
3-Sep-2003	D.L.D	0.09∇0.002	D.L.D	0.005∇0.0000
15-Sep-2003	0.03∇0.000	0.09∇0.002	2∇0.02	0.001∇0.0000
3-Jun-2004	D.L.D	0.18∇0.004	D.L.D	D.L.D
Promedio	0.22	0.11	2.00	0.004
D. Estándar	0.22	0.04	1.00	0.004

Tabla 4.8: Concentraciones de aniones para condensados en el Cerro La Hoya, San Salvador

Fecha de Recolección	Cloruro(mg/l)	Fluoruro(mg/l)	Sulfato(mg/l)	Sulfuro(mg/l)
27-Mar-2003	0.84∇0.004	0.11∇0.002	4∇0.04	3.460∇0.0346
10-Abr-2003	1.42∇0.007	0.11∇0.002	1∇0.01	6.110∇0.0611
25-Abr-2003	2.67∇0.013	0.10∇0.002	D.L.D	1.160∇0.0116
17-May-2003	0.26∇0.001	D.L.D	1∇0.01	4.740∇0.0474
9-Jul-2003	2.67∇0.013	0.11∇0.002	D.L.D	5.740∇0.0574
14-Ago-2003	D.L.D	0.09∇0.002	9∇0.09	
5-Sep-2003	D.L.D	0.09∇0.002	3∇0.03	
24-Oct-2003	D.L.D	0.13∇0.003	D.L.D	
26-Nov-2003	D.L.D	0.09∇0.002	9∇0.09	1.260∇0.0126
20-Dic-2003	2.85∇0.014	0.09∇0.002	D.L.D	2.710∇0.0271
16-Ene-2004	5.41∇0.027	0.09∇0.002	D.L.D	4.133∇0.0413
11-Feb-2004	4.20∇0.021	0.09∇0.002	1∇0.01	3.750∇0.0375
11-Mar-2004	D.L.D	0.09∇0.002	D.L.D	1.445∇0.0144
29-Abr-2004	1.25∇0.006	0.09∇0.002	D.L.D	2.100∇0.0210
Promedio	2.40	0.10	3.20	3.33
D. Estándar	1.66	0.01	3.49	1.76

Tabla 4.9: Concentraciones de aniones para condensados en los Infiernillos, San Vicente

Fecha de Recolección	Cloruro(mg/l)	Fluoruro(mg/l)	Sulfato(mg/l)	Sulfuro(mg/l)
8-May-2003	23.72 ∇ 0.116	0.11 ∇ 0.002	24 ∇ 0.24	0.005 ∇ 0.0000
25-Jun-2003	2.30 ∇ 0.011	0.10 ∇ 0.002		0.011 ∇ 0.0001
29-Jul-2003	5.62 ∇ 0.028	0.10 ∇ 0.002		0.033 ∇ 0.0003
27-Ago-2003	17.17 ∇ 0.086	0.10 ∇ 0.002	8 ∇ 0.08	0.200 ∇ 0.0020
24-Sep-2003	9.48 ∇ 0.047	0.10 ∇ 0.002		0.062 ∇ 0.0006
22-Oct-2003	12.52 ∇ 0.062	0.13 ∇ 0.003		0.167 ∇ 0.0002
25-Nov-2003	13.79 ∇ 0.079	0.14 ∇ 0.003	1 ∇ 0.01	0.137 ∇ 0.0001
21-Dic-2003	9.43 ∇ 0.047	0.14 ∇ 0.003	7 ∇ 0.07	0.135 ∇ 0.0001
25-Feb-2004	11.26 ∇ 0.056	0.10 ∇ 0.002	12 ∇ 0.12	0.182 ∇ 0.0002
23-Mar-2004	7.38 ∇ 0.037	0.09 ∇ 0.002		0.060 ∇ 0.0001
30-Abr-2004	2.21 ∇ 0.011	0.13 ∇ 0.003	15 ∇ 0.15	0.070 ∇ 0.0001
Promedio	10.44	0.11	11.17	0.10
D. Estándar	6.37	0.02	7.88	0.07

Tabla 4.10: Concentraciones de aniones para condensados en Laguna de Alegría, Tecapa

Fecha de Recolección	Cloruro(mg/l)	Fluoruro(mg/l)	Sulfato(mg/l)	Sulfuro(mg/l)
31-Jul-2003	0.37 ∇ 0.002	0.10 ∇ 0.002	17 ∇ 0.17	D.L.D
26-Ago-2003	0.05 ∇ 0.000	0.09 ∇ 0.002	9 ∇ 0.09	D.L.D
21-Oct-2003	D.L.D	0.13 ∇ 0.003	D.L.D	D.L.D
26-Nov-2003	D.L.D	0.18 ∇ 0.004	D.L.D	D.L.D
20-Dic-2003	0.05 ∇ 0.000	0.09 ∇ 0.002	D.L.D	0.029 ∇ 0.0003
14-Ene-2004	0.24 ∇ 0.001	0.09 ∇ 0.002	1 ∇ 0.001	D.L.D
24-Feb-2004	0.12 ∇ 0.001	0.09 ∇ 0.002	D.L.D	0.036 ∇ 0.004
30-Abr-2004	0.21 ∇ 0.001	0.09 ∇ 0.002	D.L.D	D.L.D
Promedio	0.17	0.11	9.00	0.03
D. Estándar	0.12	0.03	8.00	

Tabla 4.11: Concentraciones de aniones para condensados en Las Placitas, San Miguel

De los diferentes aniones, el que muestra una menor variación en todos los puntos es el ión fluoruro, seguido del ión sulfato, mientras que el contenido de cloruro, y especialmente el de sulfuro, presentan un amplio rango de concentraciones.

4.1.4 Metales alcalinos y alcalinotérreos

Los contenidos medios de metales alcalinos y alcalinotérreos (sodio, potasio, calcio y magnesio) son detallados en las Tablas 4.12 a 4.16:

Fecha de Recolección	Na (mg/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)
12-Feb-2004	0.7 ∇ 0.007	0.28 ∇ 0.003	0.487 ∇ 0.005	0.035 ∇ 0.0003
24-Mar-2004	0.79 ∇ 0.008	0.31 ∇ 0.003	1.53 ∇ 0.015	<0.0009
22-Abr-2004	0.41 ∇ 0.004	0.14 ∇ 0.001	<0.007*	<0.0009
Promedio	0.63	0.24	1.01	
D. Estándar	0.20	0.09		

*por debajo del límite de detección

Tabla 4.12: Contenido de metales alcalinos y alcalinotérreos para condensados en el Cerro Pacho, Coatepeque

Fecha de Recolección	Na (mg/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)
26-Jun-2003	<0.002	<0.028	0.98 ∇ 0.001	<0.0009
3-Sep-2003	0.05 ∇ 0.000	<0.028	0.266 ∇ 0.003	<0.0009
Promedio			0.62	

Tabla 4.13: Contenido de metales alcalinos y alcalinotérreos para condensados en el Cerro La Hoya, San Salvador

Fecha de Recolección	Na (mg/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)
16-Ene-2004	0.10 ∇ 0.001	<0.028	0.136 ∇ 0.001	<0.0009
11-Feb-2004	0.39 ∇ 0.004	0.02 ∇ 0.000	0.795 ∇ 0.008	<0.0009
11-Mar-2004	0.17 ∇ 0.002	<0.028	0.79 ∇ 0.008	<0.0009
29-Abr-2004	0.04 ∇ 0.000	<0.028	<0.0071	<0.0009
Promedio	0.18		0.57	
D. Estándar	0.18		0.00	

Tabla 4.14: Contenido de metales alcalinos y alcalinotérreos para condensados en los Infiernillos, San Vicente

Fecha de Recolección	Na (mg/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)
25-Feb-2004	0.30 ∇ 0.003	<0.028	0.355 ∇ 0.003	<0.0009
23-Mar-2004	0.12 ∇ 0.001	0.43 ∇ 0.004	0.52 ∇ 0.005	<0.0009
30-Abr-2004	0.15 ∇ 0.001	<0.028	0.022 ∇ 0.000	<0.0009
Promedio	0.19		0.30	
D. Estándar	0.10		0.25	

Tabla 4.15: Contenidos de metales alcalinos y alcalinotérreos para Laguna de Alegría, Tecapa

Fecha de Recolección	Na (mg/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)
14-Ene-2004	0.18 \forall 0.002	<0.028	0.192 \forall 0.002	0.047 \forall 0.0005
24-Feb-2004	0.22 \forall 0.002	<0.028	0.2 \forall 0.002	<0.0009
30-Abr-2004	<0.002	<0.028	<0.007	<0.0009
Promedio	0.20		0.20	

Tabla 4.16: Contenidos de metales alcalinos y alcalinotérreos para condensados en Las Placitas, San Miguel

De estos metales, únicamente sodio y calcio se encuentran presentes en todos los sitios investigados; no se detectó presencia de potasio en el Volcán de San Salvador ni en el Volcán de San Miguel; y sólo se encontró magnesio en el Lago de Coatepeque y el Volcán de San Miguel.

4.1.5 Otros elementos

Aparte de los parámetros detallados anteriormente, también se determinaron los siguientes elementos: aluminio, boro, hierro, manganeso, cromo, cobre, selenio y zinc, cuyos resultados se detallan en las siguientes tablas (4.17 a 4.22):

Fecha de Recolección	Al (μ g/l)	B (μ g/l)	Fe (μ g/l)	Mn (μ g/l)
12-Feb-2004	<8.7	<21	6.87 \forall	<0.17
24-Mar-2004	25.8 \forall 0.258	25.5 \forall 0.255	4.26 \forall 0.043	<0.17
22-Abr-2004	<8.7	<21	<0.39	0.566 \forall 0.0057
Promedio			4.26	

Tabla 4.17: Concentraciones de aluminio, boro, hierro y manganeso para condensados en el Cerro Pacho, Coatepeque

Fecha de Recolección	Cr (µg/l)	Cu (µg/l)	Se (µg/l)	Zn (µg/l)
12-Feb-04	3.73∓0.004	<2.4	<14	4.74∓0.047
24-Mar-04	4.35∓0.043	2.40∓0.024	<14	6.54∓0.064
22-Abr-04	4.79∓0.048	<2.4	<14	<1.78
Promedio	4.29			5.64
D. Estándar	0.53			

Tabla 4.18: Concentraciones promedio de cromo, cobre, selenio y zinc para condensados en el Cerro Pacho, Coatepeque

Fecha de Recolección	Al (µg/l)	B (µg/l)	Fe (µg/l)	Mn (µg/l)
26-Jun-2003	<8.7	<21	<0.39	<0.17
3-Sep-2003	<8.7	38.8∓0.388	<0.39	<0.17

Tabla 4.19: Concentraciones de aluminio, boro, hierro y manganeso para condensados en el Cerro La Hoya, San Salvador

Fecha de Recolección	Cr (µg/l)	Cu (µg/l)	Se (µg/l)	Zn (µg/l)
26-Jun-03	3.51∓0.035	<2.4	<14	12.30∓0.123
3-Sep-03	3.33∓0.033	<2.4	<14	5.29∓0.053
Promedio	3.42			8.80

Tabla 4.20: Concentraciones de cromo, cobre, selenio y zinc para condensados en el Cerro La Hoya, San Salvador

Fecha de Recolección	Al (µg/l)	B (µg/l)	Fe (µg/l)	Mn (µg/l)
16-Ene-2004	<8.7	<21	4.08∓0.041	<0.17
11-Feb-2004	13.3∓0.133	86.9∓0.869	19∓0.190	<0.17
11-Mar-2004	<8.7	<21	<0.39	<0.17
29-Abr-2004	<8.7	<21	<0.39	<0.17
Promedio			11.54	
D. Estándar			10.55	

Tabla 4.21: Concentraciones de aluminio, boro, hierro y manganeso para condensados en los Infiernillos, San Vicente

Fecha de Recolección	Cr ($\mu\text{g/l}$)	Cu ($\mu\text{g/l}$)	Se ($\mu\text{g/l}$)	Zn ($\mu\text{g/l}$)
16-Ene-04	3.30 ∇ 0.033	<2.4	<14	<1.78
11-Feb-04	2.71 ∇ 0.027	<2.4	<14	16.60 ∇ 0.166
11-Mar-04	3.22 ∇ 0.032	<2.4	<14	<1.78
29-Abr-04	3.93 ∇ 0.039	<2.4	<14	<1.78
Promedio	3.29			
D. Estándar	0.61			

Tabla 4.22: Concentraciones de cromo, cobre, selenio y zinc para condensados en los Infiernillos, San Vicente

Fecha de Recolección	Al ($\mu\text{g/l}$)	B ($\mu\text{g/l}$)	Fe ($\mu\text{g/l}$)	Mn ($\mu\text{g/l}$)
25-Feb-2004	91 ∇ 0.910	<21	74.2 ∇ 0.742	<0.17
23-Mar-2004	<8.7	<21	5.14 ∇ 0.051	<0.17
30-Abr-2004	11.2 ∇ 0.112	<21	8.51 ∇ 0.085	<0.17
Promedio	51.10		29.28	
D. Estándar			38.94	

Tabla 4.23: Concentraciones de aluminio, boro, hierro y manganeso para condensados en Laguna de Alegría, Tecapa

Fecha de Recolección	Cr ($\mu\text{g/l}$)	Cu ($\mu\text{g/l}$)	Se ($\mu\text{g/l}$)	Zn ($\mu\text{g/l}$)
25-Feb-04	7.15 ∇ 0.071	<2.4	30.30 ∇ 0.303	5.44 ∇ 0.054
23-Mar-04	<2.4	<2.4	<14	8.65 ∇ 0.086
30-Abr-04	5.59 ∇ 0.056	<2.4	<14	4.28 ∇ 0.042
Promedio	6.37			6.12
D. Estándar	1.10			2.26

Tabla 4.24: Concentraciones de cromo, cobre, selenio y zinc para condensados en Laguna de Alegría, Tecapa

Fecha de Recolección	Al ($\mu\text{g/l}$)	B ($\mu\text{g/l}$)	Fe ($\mu\text{g/l}$)	Mn ($\mu\text{g/l}$)
14-Ene-2004	9.23 ∇ 0.092	29.6 ∇ 0.296	<0.39	<0.17
24-Feb-2004	<8.7	<21	<0.39	<0.17
30-Abr-2004	<8.7	<21	<0.39	<0.17

Tabla 4.25: Concentraciones de aluminio, boro, hierro y manganeso para condensados en Las Placitas, San Miguel

Fecha de Recolección	Cr ($\mu\text{g/l}$)	Cu ($\mu\text{g/l}$)	Se ($\mu\text{g/l}$)	Zn ($\mu\text{g/l}$)
14-Ene-04	3.47 \pm 0.035	<2.4	<14	<1.78
24-Feb-04	3.89 \pm 0.039	<2.4	<14	<1.78
30-Abr-04	4.13 \pm 0.041	<2.4	<14	<1.78
Promedio	3.83			
D. Estándar	0.33			

Tabla 4.26: Concentraciones de cromo, cobre, selenio y zinc para condensados en Las Placitas, San Miguel

Tal como se puede observar, el sitio que tiene la mayor presencia de estos elementos es el Lago de Coatepeque, ya que el único que no se detectó fue selenio, mientras que, por el contrario, San Salvador y San Miguel poseen la menor cantidad de elementos detectables ya que en cada uno sólo tres elementos están presentes. De los elementos considerados, únicamente el cromo se encuentra en todos los sitios a niveles detectables.

Se debe señalar, que aparte de estos elementos, también se realizaron análisis de **níquel**, **cobalto** y los metales pesados **cadmio**, **plomo** y **arsénico**, no detectándose la presencia de ninguno de ellos en ningún sitio.

4.2 MUESTRAS DE MATERIAL SÓLIDO

En cada punto estudiado se recolectó por lo menos una muestra del material sólido de alrededor de la fumarola para posteriormente hacer un análisis de los mismos elementos buscados en condensados. En total se recolectaron 7 muestras, los resultados de los análisis realizados en estas, así como los promedios para los puntos en que se haya recolectado mas de una muestra, se presentan en las Tablas 4.27 y 4.28:

Lugar	Fecha de Recolección	Ca (mg/gr)	Mg (mg/gr)	Al (μ g/gr)	B (μ g/gr)	Zn (μ g/gr)	Co (μ g/gr)
Cerro Pacho	22-Abr-2004	6.02 \forall 0.060	2.81 \forall 0.028	182.3 \forall 1.823	16 \forall 0.160	47.15 \forall 0.471	0.8 \forall 0.008
La Hoya	20-Abr-2004	8.56 \forall 0.086	7.74 \forall 0.077	86.5 \forall 0.865	9.1 \forall 0.091	94.54 \forall 0.945	6.9 \forall 0.069
La Hoya	3-Jun-2004	8.14 \forall 0.081	7.78 \forall 0.078	77.2 \forall 0.772	6.81 \forall 0.068	65 \forall 0.650	8.22 \forall 0.082
La Hoya	Promedio	8.35	7.76	81.85	7.96	79.77	7.56
Laguna de Alegría	23-Mar-2004	0.026 \forall 0.000	<0.0009	0.076 \forall 0.001	13.7 \forall 0.137	7.6 \forall 0.076	1.85 \forall 0.018
Laguna de Alegría	30-Abr-2004	0.114 \forall 0.001	<0.0009	0.152 \forall 0.001	17.8 \forall 0.178	6.9 \forall 0.069	2.81 \forall 0.028
Laguna de Alegría	Promedio	0.07		0.11	15.75	7.25	2.33
Las Placitas	30-Abr-2004	37.51 \forall 0.375	12.05 \forall 0.120	100.1 \forall 1.001	9.2 \forall 0.092	71.74 \forall 0.7174	28.6 \forall 0.286

Tabla 4.27: Concentraciones de calcio, magnesio, aluminio, boro, zinc y cobalto en material sólido para todos los puntos de muestreo

Lugar	Fecha de Recolección	Cr (μ g/gr)	Cu (μ g/gr)	Fe (mg/gr)	Pb (μ g/gr)	Mn (μ g/gr)
Cerro Pacho	22-Abr-2004	<2.4	54.9 \forall 0.549	14.9 \forall 0.149	19.11 \forall 0.191	412 \forall 0.412
La Hoya	20-Abr-2004	<2.4	23.8 \forall 0.238	28.2 \forall 0.282	4.62 \forall 0.046	1262 \forall 12.620
La Hoya	3-Jun-2004	2.01 \forall 0.020	26.3 \forall 0.263	23.9 \forall 0.239	5.32 \forall 0.053	1173 \forall 0.1173
La Hoya	Promedio		25.05	26.05	4.97	1217.50
Infiernillos	29-Abr-2004	<2.4	66.5 \forall 0.665	24.0 \forall 0.240	<2.4	142 \forall 1.420
Laguna de Alegría	23-Mar-2004	1.97 \forall 0.019	20.9 \forall 0.209	0.88 \forall 0.009	<2.4	<0.17
Laguna de Alegría	30-Abr-2004	<2.4	24.1 \forall 0.241	0.96 \forall 0.009	<2.4	<0.17
Laguna de Alegría	Promedio		25.05	26.05		
Las Placitas	30-Abr-2004	5.03 \forall 0.050	172.6 \forall 1.726	67.4 \forall 0.674	<2.4	1100 \forall 11.000

Tabla 4.28: Concentraciones de calcio, cromo, cobre, hierro, plomo y manganeso en material sólido para todos los puntos de muestreo

Al comparar los datos obtenidos para los sólidos con aquellos para condensados, las principales diferencias en cuanto a la presencia de elementos es que en ninguna muestra se detectó la presencia de metales alcalinos (sodio y potasio); en cambio sí se detectaron cobalto y plomo en los sólidos. Al igual que en los condensados, no se registraron niveles detectables de cadmio ni arsénico.

Se determinó, además, el pH para todas las muestras, a una proporción de 2.5:1 con agua. Los resultados se muestran en la Tabla 4.29.

Lugar	Fecha de Recolección	pH
Cerro Pacho	22-Abr-2004	6.9
La Hoya	20-Abr-2004	6.2
La Hoya	3-Jun-2004	7.1
La Hoya	Promedio	6.7
Infiernillos	29-Abr-2004	2.4
Laguna de Alegría	23-Mar-2004	2.2
Laguna de Alegría	30-Abr-2004	2.0
Laguna de Alegría	Promedio	1.9
Las Placitas	30-Abr-2004	8.8

Tabla 4.29: pH de muestras sólidas para todos los puntos de muestreo

4.3 DISCUSIÓN DE RESULTADOS POR PUNTO DE MUESTREO

Con base en todos los resultados anteriormente expuestos, a continuación se presenta un resumen de las características de cada sitio de muestreo.

4.3.1 Lago de Coatepeque

Este lugar es el que presenta mayor cantidad de especies químicas en el condensado, siendo el único sitio en el cual se detectó manganeso y cobre en el mismo.

Los valores medios de pH cercanos a la neutralidad, baja conductividad, así como las concentraciones medias relativamente bajas de aniones, y metales en condensado, indican que la fracción condensable de las emisiones fumarólicas del Cerro Pacho están compuestas casi totalmente por vapor de agua.

Por otra parte, la ausencia de metales alcalinos, el bajo contenido de metales alcalinotérreos y la relativa abundancia de aluminio, sugieren que el material de la zona ha sufrido el arrastre de buena parte de su carga metálica, encontrándose en un estado de

avanzada alteración. No es posible determinar si el plomo detectado es de origen natural o antropogénico.

4.3.2 Volcán de San Salvador

De todos los sitios muestreados, es este el que, al contrario del Lago de Coatepeque, muestra la menor cantidad de especies químicas presentes en condensado, ya que no se pudo detectar la presencia de potasio ni de magnesio, y de los restantes elementos, sólo boro, zinc y cromo pudieron ser determinados. Además, presenta los contenidos medios más bajos de sodio y de aniones con excepción del fluoruro.

Considerando lo anterior y teniendo, además, en cuenta que el valor medio de pH se encuentra cercano a la neutralidad y que es el punto que exhibe el valor medio de conductividad más bajo de todos, se deduce que las emisiones para este punto están, al igual que las del Cerro Pacho en Coatepeque, compuestas casi exclusivamente de vapor de agua.

Al comparar el material sólido de este punto con el del Lago de Coatepeque, muestra en general mayores contenidos de metales y una proporción un poco menor de aluminio, lo que sugiere un grado de alteración menor de los minerales presentes. Es necesario hacer hincapié en que para este sitio tampoco puede determinarse el origen exacto del plomo detectado con la información disponible.

4.3.3 Volcán de San Vicente

Las principales características de los condensados obtenidos en este punto son un pH ácido, poca conductividad, contenidos relativamente pequeños en los metales alcalinos y alcalinotérreos (ausencia de magnesio), y las concentraciones más altas de sulfuro y boro. En cuanto al material sólido, en general las concentraciones de todos los elementos tienden a ser más bajas que las de otros puntos (no se detectó plomo ni cromo), lo que indicaría un arrastre de la mayoría de los metales presentes, y por lo tanto, un alto grado de alteración.

Teniendo en cuenta lo anterior, se puede colegir que se trata de un punto en el cual la actividad ha sido intensa y prolongada, continuando esta en la actualidad, ya que las fumarolas de la zona son bastante activas. Además, es el punto que presenta las temperaturas más altas (97.1° C), y las mayores presiones de salida de las emisiones.

4.3.4 Volcán Tecapa

Los condensados de este punto presentan el pH medio más bajo de todos, y la conductividad más alta; bajos contenidos de metales alcalinos y alcalinotérreos, no detectándose magnesio; asimismo, posee los niveles más altos de cloruro, sulfato, aluminio, cromo y hierro, siendo, además, el único sitio donde se detectó la presencia de selenio, y también el único punto donde no se encontró boro. De estas características, se ven reflejadas en el material sólido su pH y los contenidos de metales alcalinotérreos, pero difiere en cuanto al contenido de aluminio, el cual fue el más bajo; presentando también los más bajos contenidos de zinc, cobalto, hierro y cobre.

Las características tanto de condensados como del sólido, apuntan a que este sitio ha soportado una actividad muy intensa que ha permitido el arrastre de buena parte de los metales presentes; y la acidez del medio, así como los elevados contenidos de sulfato y cloruro podrían indicar que esta actividad prosigue, aunque más moderada.

4.3.5 Volcán de San Miguel

Las características más notables para los condensados de este punto son su baja conductividad y pH prácticamente neutro; aparte de poseer las concentraciones más bajas de metales alcalinos y cloruro, y las más altas de metales alcalinotérreos; no se detectan metales pesados a excepción del cromo. El material sólido también posee los contenidos más altos, no sólo de calcio y magnesio, sino además de cobalto, hierro y cobre; además, es el único punto en el cual el pH es alcalino.

Teniendo en cuenta los datos anteriores, se puede inferir que en este punto la actividad es, al menos en la actualidad, poco intensa y tan antigua que ya llegó al punto en el cual su intensidad y acidez han descendido hasta casi desaparecer, dando así oportunidad a la deposición de nuevos minerales.

CONCLUSIONES

Con base tanto en los antecedentes como en la información teórica y los resultados obtenidos, se presentan las conclusiones siguientes:

1. Todos los puntos investigados, independientemente de su grado de madurez o de la intensidad de su actividad, corresponden a sistemas que están vinculados en mayor o menor grado a sus respectivas cámaras magmáticas, por lo que cambios en esta última, por ejemplo ascenso de magma nuevo, se verán reflejados en variaciones de la composición química y otras características físicas de las fumarolas, por ejemplo la presión de salida del flujo o su temperatura.
2. Debido a lo arriba expuesto, el monitoreo químico de las emisiones fumarólicas de estos volcanes sí constituye una herramienta útil y válida en la vigilancia de la actividad volcánica de los puntos estudiados.

3. Las especies químicas que reflejarían mejor los cambios de comportamiento arriba señalados con variaciones en sus concentraciones serían principalmente los aniones sulfato y sulfuro, y también los halógenos cloruro y fluoruro. Asimismo variaciones en los parámetros fisicoquímicos pH y conductividad serían un indicativo de que dichos cambios tienen lugar.
4. Las emisiones fumarólicas del Cerro Pacho en el Lago de Coatepeque tienden a ser más consistentes con las de un sistema hidrotermal maduro, es decir, cercano al equilibrio químico y termodinámico.
5. En el caso del Cerro La Hoya en el Volcán de San Salvador, las emisiones fumarólicas también tienen una composición química que se aproxima al punto de equilibrio termodinámico; pero su asociación con la cámara magmática es más indirecta, ya que las emisiones de la zona son más difusas, y en consecuencia, la intensidad de la actividad es poca; sin embargo, también cambios en la cámara magmática se verían reflejados en la composición de dichas emisiones. De los puntos muestreados, es el que presenta menor actividad.
6. Para los Infiernillos del Volcán de San Vicente, las características químicas de sus emisiones fumarólicas están en concordancia con las de un sistema muy activo que está estrechamente vinculado con la cámara magmática y que se encuentra en una situación intermedia de madurez. Es el sitio con actividad más intensa.
7. En el caso de la Laguna de Alegría en el cráter del Volcán Tecapa, las particularidades de este punto son propias de un sistema joven y activo que no ha alcanzado el equilibrio termodinámico aún. A pesar de la poca intensidad en su actividad, es el sistema más inmaduro de todos los investigados en este estudio.

8. Para la fumarola ubicada en Las Placitas, al pie del Volcán de San Miguel, la composición química del condensado concuerda con la de un sistema hidrotermal ya maduro, lo cual se vería reflejado en la relativamente poca actividad de la zona, y grado de acidez, tanto de los condensados, como del material sólido.

9. La ausencia metales pesados en todos los puntos de muestreo, con excepción del plomo encontrado en el Lago de Coatepeque y el Volcán de San Salvador, indica que el grado de contaminación ambiental de origen antropogénico en dichos puntos, al menos considerando solamente este aspecto, es mínimo, no alterando la dinámica de la geoquímica de estos.

RECOMENDACIONES

Tomando en consideración los antecedentes, así como los resultados y conclusiones obtenidas en la presente investigación, se plantean a continuación las recomendaciones siguientes:

1. Implementar un muestreo rutinario, sistemático y permanente de condensados en todas las anomalías estudiadas a fin de conocer con mayor exactitud el comportamiento y evolución de los sistemas hidrotermales involucrados; prestando especial atención a los parámetros pH, conductividad eléctrica y temperatura de fumarolas, así como a las concentraciones de las diversas especies químicas, sobre todo los aniones sulfato, sulfuro, cloruro y fluoruro (incluyendo las razones sulfato-sulfuro y sulfato-cloruro), ya que variaciones en estas podrían indicar cambios importantes en la dinámica de las cámaras magmáticas. Se considera que la frecuencia adecuada inicialmente es de un muestreo cada mes por punto, pero esta puede variar de acuerdo a factores tales como la accesibilidad, seguridad, disponibilidad de recursos humanos y técnicos.

2. Aparte de los arriba señalados, otros parámetros, que se deberán considerar en el análisis de cada muestra son los siguientes: sodio, potasio, calcio, magnesio, aluminio, boro, hierro y manganeso. Para estimar el grado de contaminación de origen antropogénico, también es recomendable darle seguimiento a los metales pesados cromo, cadmio, plomo y arsénico. Estos últimos pueden determinarse una vez al mes durante el primer año, y dependiendo de los resultados obtenidos, se puede reducir la frecuencia de análisis hasta inclusive una vez por año, en cuyo caso, este deberá llevarse a cabo de preferencia en la temporada seca, especialmente entre febrero y abril.
3. En los análisis de las muestras se deberían, además, incluir otros parámetros no contemplados dentro de este estudio, pero cuyo seguimiento permitiría una comprensión aún más completa del comportamiento de los sistemas hidrotermales estudiados. Dichos parámetros son: amonio, litio, metano, bicarbonato, azufre total, sílice total, alcalinidad, y potencial REDOX. También puede incluirse mercurio como otro metal pesado.
4. Realizar estudios que permitan conocer con precisión la composición mineralógica de las muestras sólidas que se recolecten en los puntos de muestreo para determinar que tipo específico de metasomatismo ha tenido lugar en cada uno de dichos puntos, dado que esto aportaría información sobre la evolución de los sistemas hidrotermales, lo cual a su vez permitiría poder inferir los cambios que el sistema podría tener en un futuro.
5. Otros estudios complementarios que se recomiendan para tener una visión global de la química de los sistemas hidrotermales en todos los puntos estudiados serían: determinación de la composición química de la fracción gaseosa (no condensable) de las emisiones fumarólicas; y análisis de isótopos de carbono, azufre, oxígeno, hidrógeno y otros, tanto en la fracción

condensable como en la no condensable de las emisiones fumarólicas. Dichos estudios deben estar aunados con técnicas de geología y geofísica, tal como medición de flujo de calor o medidas de microsismicidad y otras como sondeos eléctricos del terreno para poder contextualizar mejor la información geoquímica. Esto es especialmente importante para Las Placitas en San Miguel, ya que es necesario determinar con precisión si esta zona de anomalía hidrotermal pertenece al Volcán de San Miguel o al Volcán de Chinameca, para poder tomar las consideraciones pertinentes.

6. Con los datos obtenidos tanto en el muestreo recomendado, como con los que ya se tienen, realizar análisis estadísticos lo más completos que sea posible con el fin de encontrar correlaciones entre los diferentes parámetros, y tratar de encontrar explicaciones que sean consistentes con la naturaleza de los sistemas.
7. Implementar en el análisis de los datos metodologías ya establecidas (por ejemplo, la de Giggenbach) para obtener resultados que puedan ser comparables con otros obtenidos en todo el mundo, lo cual permitiría una comprensión más cabal de los fenómenos estudiados
8. Contar con las herramientas necesarias para poder disponer de información meteorológica, ya que esta es de gran utilidad para estimar la influencia de factores como, entre otros, precipitación pluvial, velocidad y dirección del viento sobre la variación de la composición química de las muestras recolectadas.

APÉNDICE: FUNDAMENTOS DE VULCANOLOGÍA

A.1 ESTRUCTURA DE LA TIERRA

Para poder tener un entendimiento claro de los fenómenos propios de la dinámica interna de la Tierra, es necesario conocer la estructura de esta con precisión, para lo cual se ha recurrido al estudio de las velocidades de propagación de los diferentes tipos de ondas sísmicas (tanto naturales como artificiales)⁽⁷⁾, así como a perforaciones de pozos de reconocimiento; sin embargo, estos últimos no brindan mayor información ya que son de escasa profundidad (el más profundo realizado hasta la fecha es de aproximadamente 12 km⁽⁸⁾) en comparación con el radio medio de la tierra que es de unos 6371 km⁽³¹⁾. Igualmente, se han utilizado otros métodos geofísicos, tales como geomagnetismo, gravimetría, conductividad eléctrica y flujo de calor entre otros⁽³¹⁾⁽³²⁾.

Estos estudios han permitido determinar con bastante claridad las diferentes partes del globo terráqueo, tanto en su composición química y mineralógica media, así como en su comportamiento mecánico. Dichas partes son:

- **Corteza:** corresponde a la capa más externa y superficial de la parte sólida de la tierra, y se divide en dos secciones:
 - **Corteza continental:** corresponde a la superficie de todos los continentes, la cual es aproximadamente un 35% de la superficie total de la tierra y su espesor medio es de 30-35 km, aunque en zonas de subducción se han llegado a medir espesores de hasta 70-80 km. Está constituida por rocas sedimentarias, tanto continentales como marinas, rocas metamórficas y principalmente rocas ígneas, siendo su composición media correspondiente con el **granito**, que es una roca ígnea ácida (o félsica). Su densidad media es de 2700 a 2800 kg/m³⁽⁷⁾⁽³¹⁾.
 - **Corteza oceánica:** constituye el fondo de todos los océanos y abarca más o menos el 65% de la superficie de la tierra, su espesor medio es de unos 8 km y sobre ella hay en promedio 4 km de agua. Está conformada por rocas sedimentarias marinas y sobre todo, rocas ígneas básicas (o máficas) tales como **basalto** y **gabro**, correspondiendo su composición media con la de este último. La densidad media se ha estimado en 3000 kg/m³⁽⁷⁾⁽³¹⁾.
- **Manto:** es la parte intermedia y tiene un espesor de 2890 km, está constituido de rocas ígneas básicas y ultrabásicas ($\text{SiO}_4 < 45\%$), específicamente **peridotita** (compuesta de **olivino** y **piroxenos**), la cual corresponde a su composición media, aparte de **anfíboles** y **granates**. El valor de densidad media es de 3300-3400 kg/m³⁽³¹⁾. Basándose en su comportamiento mecánico y composición química, se han considerado las siguientes regiones:
 - **Manto superior:** comprende los primeros 660 km de profundidad y a su vez se divide en dos zonas⁽³¹⁾:

- **Manto litosférico:** está justo debajo de la corteza y se extiende hacia abajo unos 100 km en promedio. Está conformado por rocas sólidas y junto con la corteza forma la llamada **litosfera**. Es en esta zona (litosfera) donde se desarrolla la totalidad de los procesos geológicos, incluyendo al vulcanismo. Su comportamiento mecánico es relativamente rígido e inelástico en comparación con el resto del manto⁽⁷⁾⁽³¹⁾.
- **Manto astenosférico:** también llamado **astenosfera**, constituye el resto del manto superior y aunque no difiere substancialmente del manto litosférico en lo que a composición se refiere, su comportamiento mecánico es distinto, ya que del 1 al 10% de la roca está fundida debido a que el límite entre esta región y la litosfera está a una temperatura de 1280° C (que corresponde al solidus de las rocas ultrabásicas), lo que le confiere un comportamiento más fluido⁽⁷⁾⁽³¹⁾.
 - **Manto inferior:** comprende el resto del manto y aunque está formado por roca sólida, presenta un comportamiento relativamente muy fluido debido a las enormes presiones (del orden de los GPa) y temperaturas (del orden de 10³ °C) a que se encuentra sometido. Debido a estas condiciones, la composición mineralógica (no la composición química) cambia a formas con empaquetamientos más densos: espinela, ilmenita, perovskita y magnesiowüstita entre otros⁽³¹⁾.
- **Núcleo:** constituye la parte más interna de la tierra, se encuentra sometido a enormes presiones y temperaturas. Su radio se ha estimado en 3485 km. Básicamente está constituido por aleaciones de hierro y níquel. Cabe señalar que posee su propia rotación, que es más rápida que la del planeta y cuyo eje difiere del de la tierra en unos 10 grados⁽³¹⁾. Se divide en dos regiones con comportamiento mecánico diferente, aunque de idéntica composición química:

- **Núcleo exterior:** mide aproximadamente 2265 km, su densidad media es de 9600 kg/m^3 . Se cree que es líquido debido a que no transmite ciertas ondas sísmicas (ondas S). Además, se supone que posee celdas convectivas que al interactuar con el manto son las responsables de la existencia del campo magnético de la tierra⁽³¹⁾.
- **Núcleo interior:** es sólido, su radio es de 1220 km, y su densidad media se ha calculado en 13000 kg/m^3 ⁽³¹⁾.

Aparte de estas grandes zonas, existen una serie de discontinuidades que en varios casos señalan el límite entre una región y otra⁽³²⁾. El término “discontinuidad” se refiere a que marcan cambios súbitos en las velocidades de propagación de las diferentes ondas sísmicas. De estos límites, aquí sólo se reseña la **discontinuidad de Mohorovičić**, o simplemente **Moho**, que marca el límite entre la corteza y el manto litosférico⁽⁷⁾.

En la Figura A.1 se observa un corte esquemático de la tierra con sus secciones.

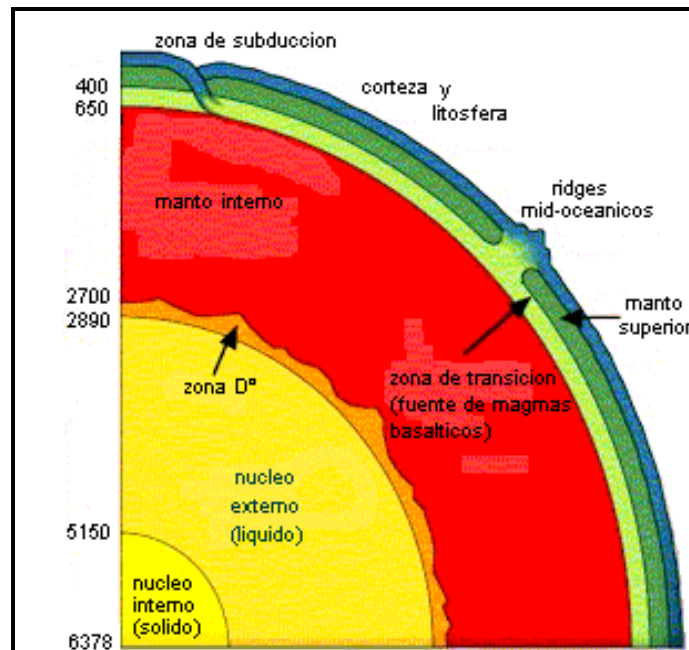


Figura A.1: Corte esquemático de la tierra⁽⁴⁴⁾

A.2 DINÁMICA DE LA TIERRA

Debido a las diferencias en el comportamiento mecánico de las diferentes capas de la tierra y, sobre todo, al gradiente térmico y de presión, la tierra tiene una dinámica interna cuyo conocimiento ha permitido interpretar varios fenómenos tales como la **sismicidad** y el **vulcanismo**.

El gradiente térmico de la tierra, que se ha estimado en unos 30 °C/km para las capas superficiales, va disminuyendo con la profundidad de manera que en el límite entre el manto y el núcleo la temperatura es de 3300 a 4300 °C, y en el centro de la tierra se ha estimado entre 4800 y 5800 °C. Por el contrario, el gradiente de presión se comporta de manera más uniforme hasta alcanzar en el centro de la tierra un valor de presión calculado en 365 GPa⁽⁸⁾⁽³¹⁾.

Se cree que el origen del calor interno de la tierra tiene dos fuentes principales: el calor residual de la formación del planeta y la desintegración de elementos radiactivos (uranio, torio, potasio)⁽³¹⁾.

Todos estos factores hacen posible la existencia dentro del manto de corrientes convectivas (si son ascendientes se denominan **plumas**). Estas corrientes serían el principal motor del movimiento de las placas litosféricas⁽⁷⁾.

A.3 TECTÓNICA DE PLACAS LITOSFÉRICAS

La litosfera se encuentra dividida en varias secciones o placas, las cuales se muestran en la Figura A.2.

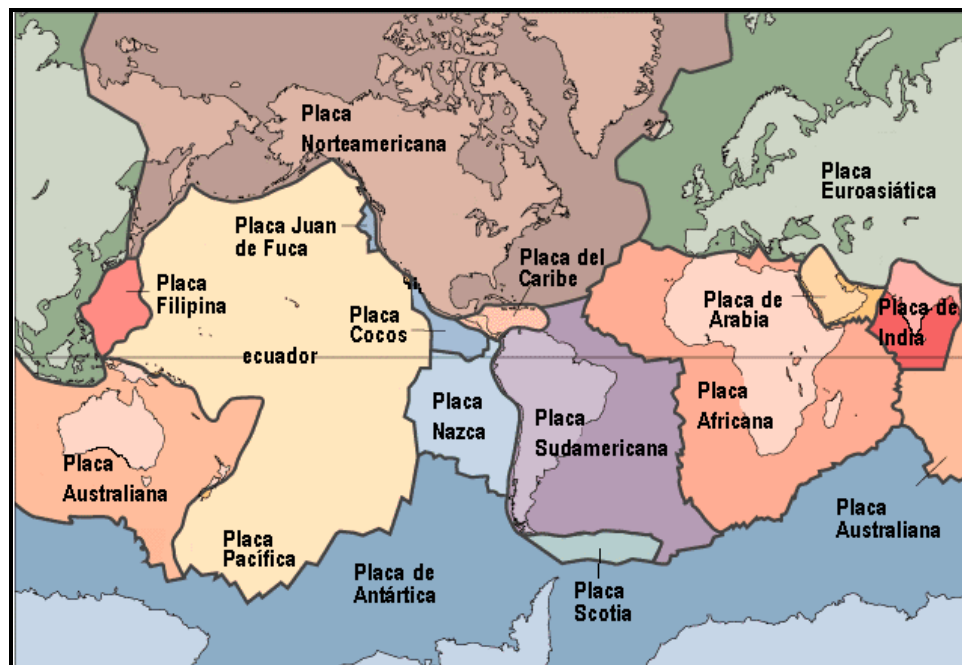


Figura A.2: Principales placas litosféricas⁽¹¹⁾

Debido al movimiento de convección del manto, estas **placas litosféricas** (a veces mal llamadas placas tectónicas) están en movimiento continuo, provocando una serie de interacciones entre estas, ya que cada placa se mueve en diferente dirección, sentido y velocidad, lo que da lugar a los varios tipos de límites⁽⁷⁾ que a continuación se detallan:

- **Límites divergentes o constructivos:** en ellos las placas litosféricas se mueven en dirección contraria una con respecto a la otra, que es lo que sucede en las **dorsales oceánicas** (grandes cadenas montañosas que atraviesan el fondo de todos los océanos)⁽⁷⁾⁽⁸⁾.
- **Límites convergentes o destructivos:** las placas se aproximan una a la otra. Si son de igual densidad, las placas chocan entre sí (por ejemplo en los Himalaya), caso contrario, una desliza por debajo de la otra, en lo que se conoce como **subducción**⁽⁷⁾⁽⁸⁾. En la Figura A.3 se ilustran estos dos casos (las flechas rojas señalan la dirección de movimiento y las estrellas, los puntos donde se originan los sismos).

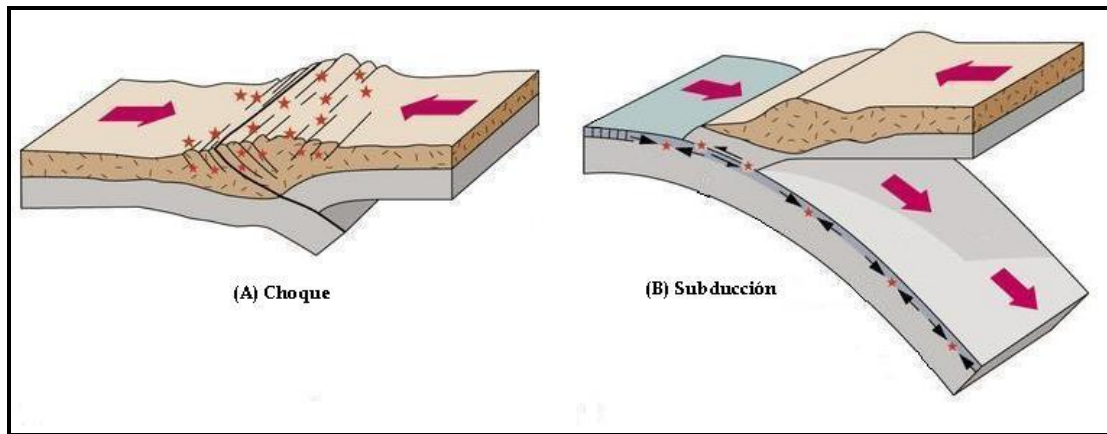


Figura A.3: Límites convergentes de placas litosféricas⁽⁸⁾

- **Límites transformantes:** las placas se deslizan paralelamente, aunque en sentido contrario, formando ya sea fallas simples o sistemas de fallas, tal como en la famosa falla de San Andrés en California⁽⁷⁾⁽⁸⁾. La Figura A.4 ilustra este caso.

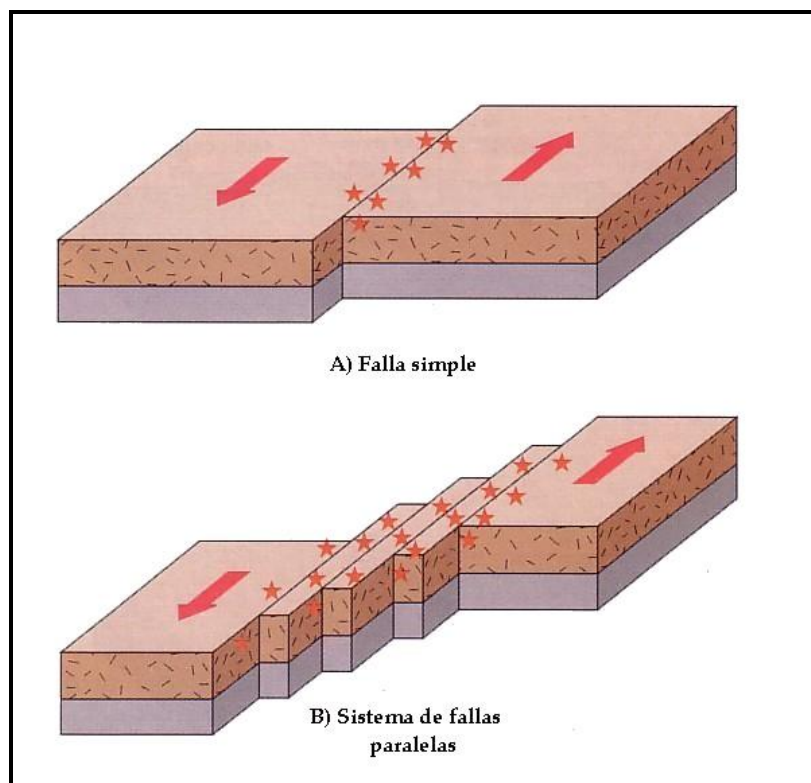


Figura A.4: Límites transformantes de placas litosféricas⁽⁸⁾

También cabe señalar que existen otras posibilidades de interacción entre placas, por ejemplo en puntos donde convergen más de dos placas⁽⁷⁾.

La dinámica de la tectónica de placas es responsable de la llamada “**deriva continental**”, es decir, el continuo movimiento de los continentes (por ejemplo Europa y América del norte se están separando a razón de 15 mm/año)⁽⁷⁾.

Por estas razones se considera a la tectónica de placas como la teoría unificadora, explicativa de los fenómenos geológicos⁽⁷⁾.

A.4 MAGMA

A.4.1 Fusión de Rocas en la Corteza Terrestre

Las rocas de la corteza y litosfera se mantienen sólidas dentro de un margen de presión y temperatura determinado, más allá del cual empiezan a fundir. Esta fusión no es uniforme, puesto que las rocas están conformadas por varios minerales, cada uno de los cuales representa una fase distinta con su propio punto de fusión, así que se tiene una mezcla de fases sólidas y líquidas, en algunos casos, por un amplio rango de presiones y temperaturas. Si las condiciones de presión y temperatura se modificaran lo suficiente, finalmente todas las fases de la roca fundirán, mezclándose entre sí⁽⁴⁾. Se denomina **solidus** al límite en el cual la roca comienza a fundir y **liquidus** al límite entre la roca total y parcialmente fundida⁽⁴⁾⁽³³⁾. En Figura A.5 se muestra el esquema de un diagrama de fases para las rocas de la litosfera, en el cual se aprecia que la temperatura tanto de solidus como de liquidus aumenta a medida que lo hace la profundidad (y por lo tanto, la presión).

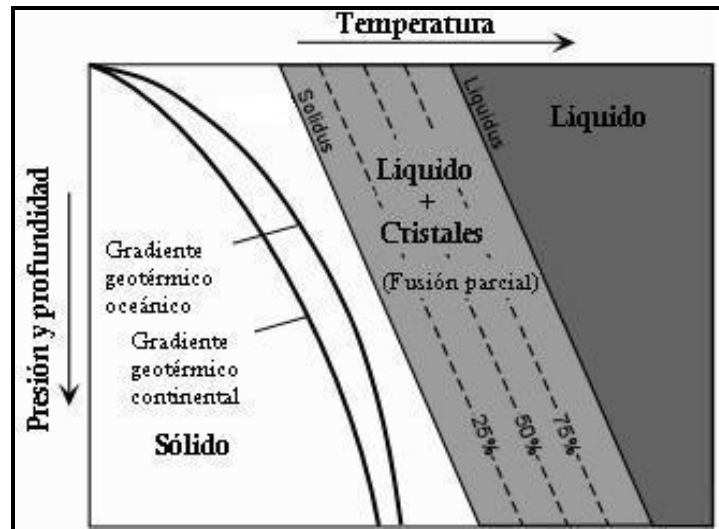


Figura A.5: Esquema de diagrama de fases para las rocas de la litosfera y su relación con el gradiente geotérmico⁽³³⁾

Tal como se puede observar en la figura precedente, normalmente el gradiente geotérmico se mantiene por debajo del solidus, es decir, como se señalaba más arriba, que las rocas de la litosfera son sólidas; sin embargo, esta condición puede variar: si se alteran las condiciones normales en la litosfera (ya sea solidus o el gradiente geotérmico) dichas rocas pueden sufrir un cambio de fase, es decir, fundir⁽⁴⁾.

La roca así fundida recibe el nombre de **magma**⁽⁴⁾, y los procesos mediante los cuales se producen las alteraciones en la litosfera arriba mencionadas que lo originan son:

1. **Disminución de la presión:** ocurre al ascender material muy caliente (menos denso) desde la astenosfera hasta puntos donde la corteza (particularmente la corteza oceánica) es muy delgada (5 a 10 km). Esto sucede principalmente en las dorsales oceánicas, aunque también puede ocurrir en los puntos por donde ascienden las plumas del manto (puntos calientes)⁽⁴⁾⁽³³⁾.
2. **Aumento de temperatura:** aunque ocurre también en puntos calientes, se da principalmente en zonas de subducción, debido a la fricción entre las placas litosféricas. Esto hace que en algunas regiones el gradiente geotérmico se eleve hasta sobrepasar el solidus de las rocas⁽⁴⁾⁽³³⁾. En la Figura A.6 se ilustra este caso.

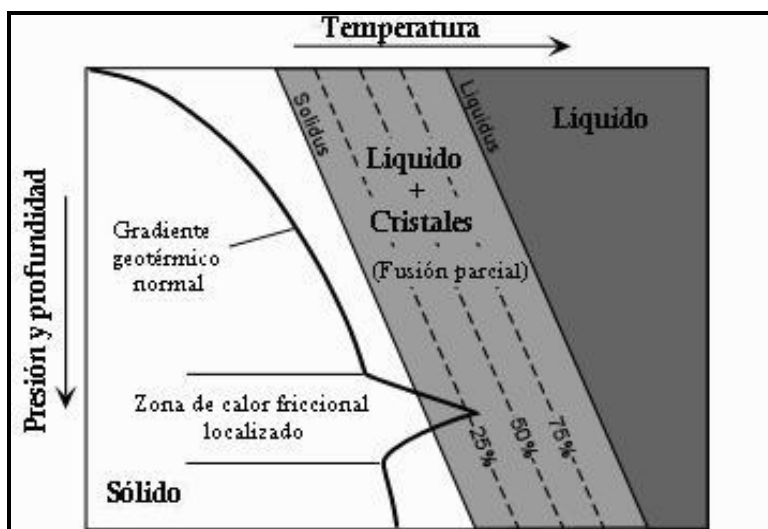


Figura A.6: Alteración del gradiente geotérmico por fricción en zonas de subducción⁽³³⁾

3. **Adición de volátiles:** al disolverse gases (particularmente vapor de agua) a altas presiones y temperaturas en las rocas de la litosfera que se encuentran en zonas de subducción, la temperatura del solidus y del liquidus desciende hasta por debajo del gradiente geotérmico, provocando la fusión de las rocas. El origen de esta agua puede deberse al arrastre de rocas del lecho oceánico que la contienen hasta la zona de subducción⁽⁴⁾⁽³³⁾. En la Figura A.7 se aprecia esta alteración.

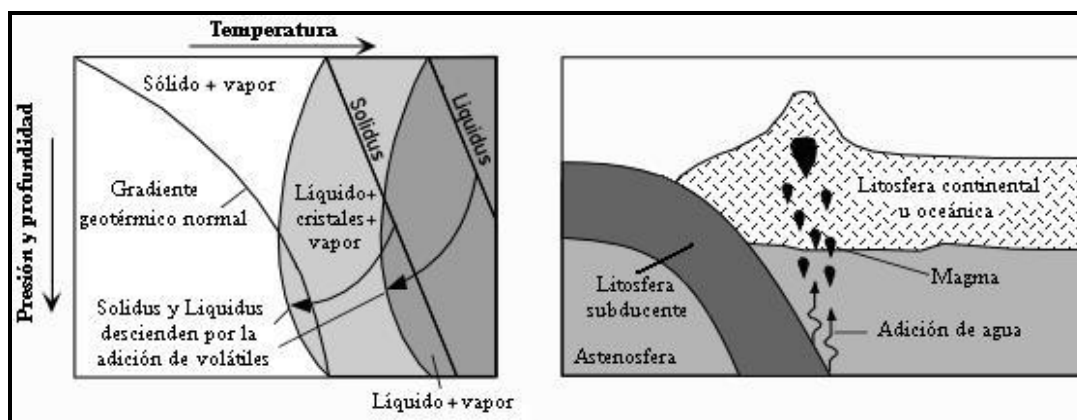


Figura A.7: Efecto de la adición de volátiles y mecanismo de adición de agua en zonas de subducción⁽³³⁾

A.4.2 Procesos que Influyen en la Composición Química del Magma

Como se observa en el apartado anterior, las rocas al fundirse no llegan al liquidus, por lo que la composición del magma corresponde a la fusión parcial de la roca⁽⁴⁾. Además, aparte de los arriba descritos, en la composición final del magma intervienen otros procesos, siendo los principales:

- **Diferenciación magmática:** es la cristalización fraccionada del magma al descender la temperatura. Primero cristalizarán los minerales con punto de fusión más alto (menor contenido de sílice, minerales máficos), y a medida que descienda la temperatura, lo harán los que tengan menor punto de fusión (mayor contenido de sílice)⁽⁴⁾⁽⁸⁾. Los minerales que van solidificando, se separan del sistema por precipitación, tal como se muestra en la Figura A.8 .

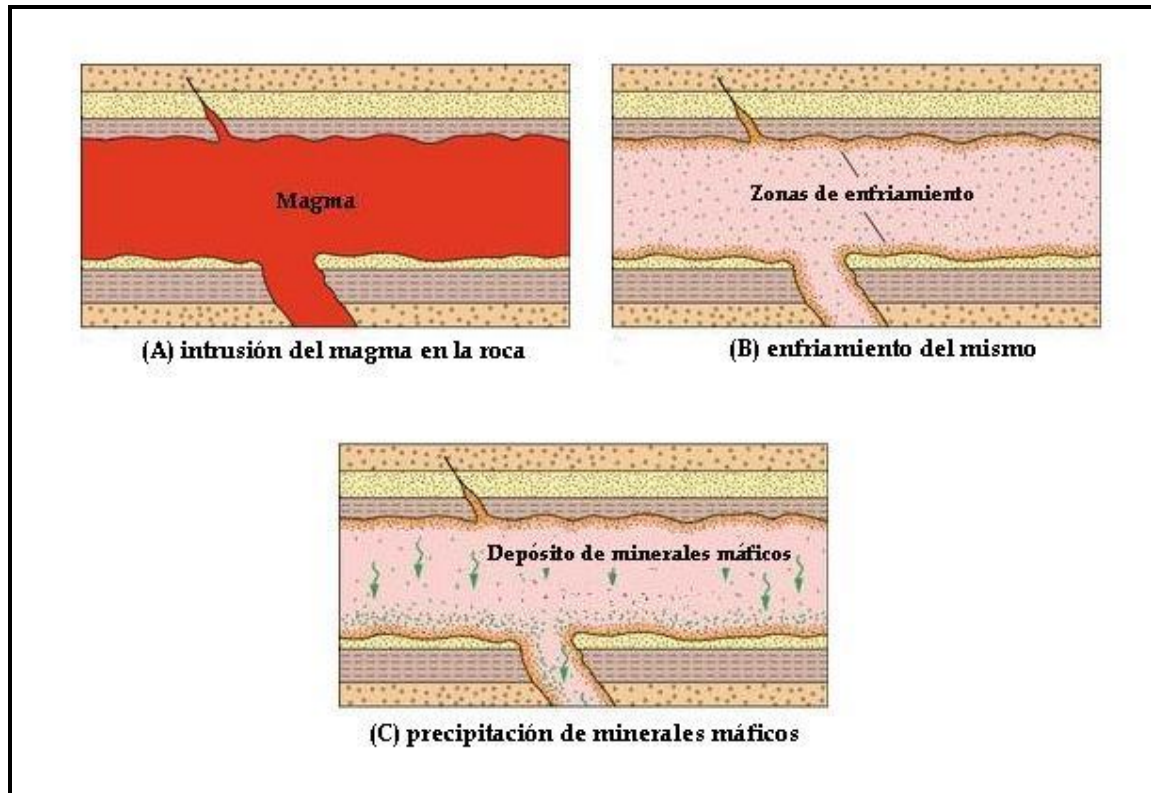


Figura A.8: Diferenciación magmática⁽⁸⁾

- **Asimilación:** el magma funde los minerales de la **roca continente** (o **encajante**, también denominada “**país**”) de menor punto de fusión que la temperatura de este, disolviéndolos y dejando los que tienen punto de fusión más alto (**xenolitos**)⁽⁴⁾⁽⁸⁾. La Figura A.9 ilustra este caso.

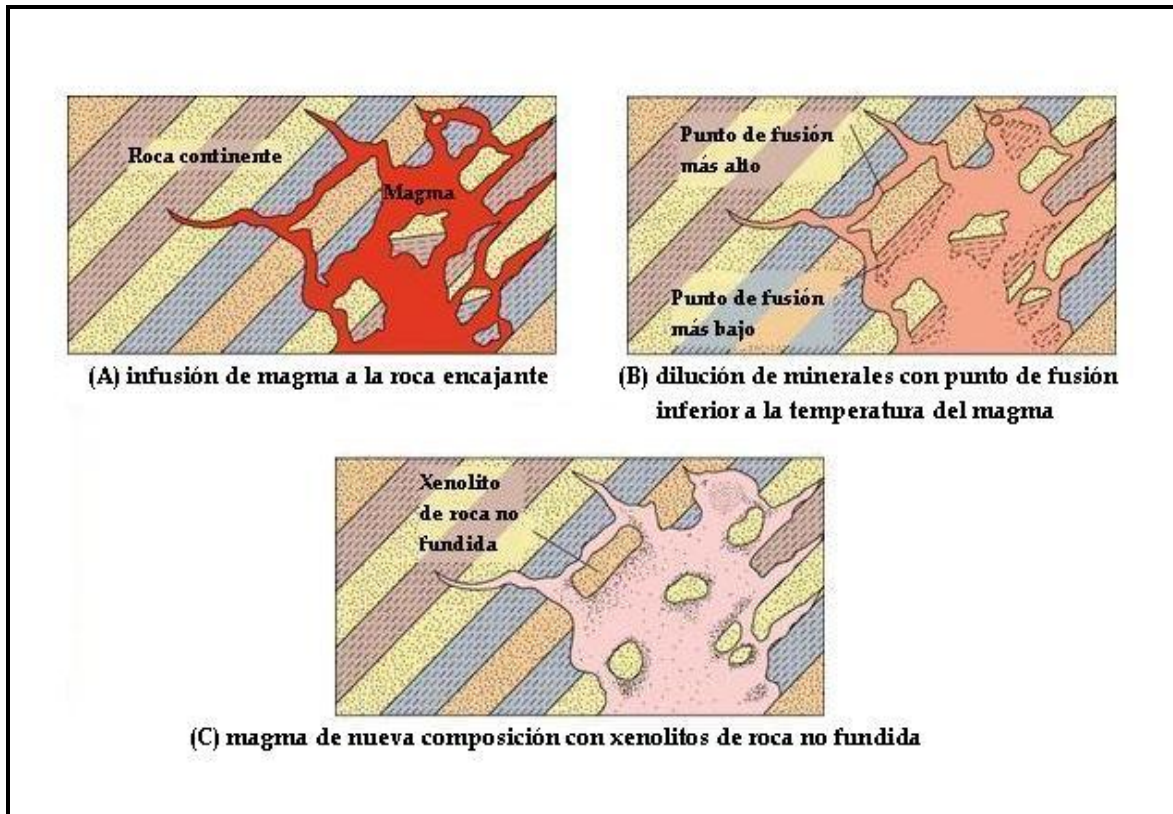


Figura A.9: Asimilación de roca encajante por el magma⁽⁸⁾

- **Mezcla de magmas:** se produce cuando un magma de una composición se mezcla con otro de composición diferente para dar un nuevo magma de composición intermedia entre ambos ⁽⁴⁾⁽⁸⁾. El caso ilustrado en la Figura A.10 muestra la mezcla de un magma silíceo (más lento) con otro de composición máfica (pobre en sílice, más rápido) para dar un magma con un contenido intermedio de sílice .

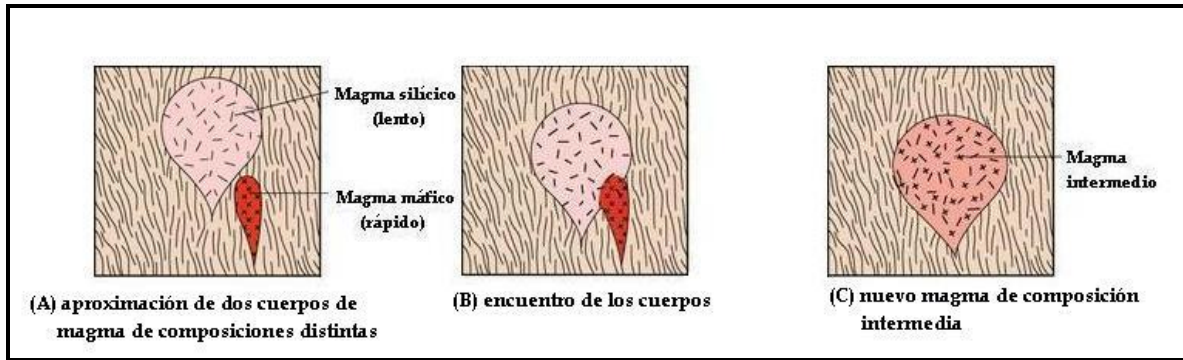


Figura A.10: Mezcla de magmas⁽⁸⁾

A.4.3 Ascenso Magmático

El magma puede ascender a través de fisuras en la corteza acumulándose en las llamadas **cámaras magmáticas**; o bien debido a la diferencia de densidad entre este y la roca que lo rodea. Este último proceso recibe el nombre de **ascenso diapírico** debido a que el cuerpo de magma que asciende es llamado **diapiro**⁽⁴⁾⁽⁸⁾. Los cuerpos de magma esquematizados en la Figura A.10 son diapiros. En la Figura A.11 se muestran estos casos .

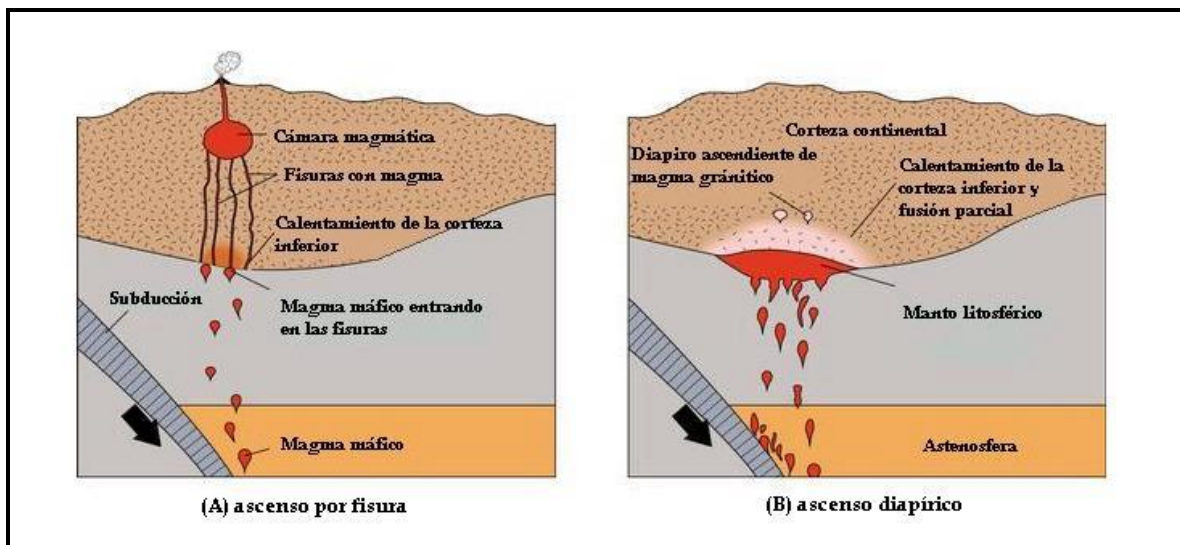


Figura A.11: Ascenso de magmas⁽⁸⁾

A.4.4 Clasificación Química de los Magmas

Los magmas se clasifican atendiendo a su composición, en:

- **Básicos o máficos:** poseen un bajo contenido de sílice, del 45-52% en peso; un elevado contenido de hierro, calcio y magnesio de aproximadamente el 25% en peso, entre los tres; y escaso contenido de sodio y potasio (~3% en peso), aunque estos últimos pueden variar. Su temperatura está entre los 1050 y los 1200 °C. Debido a estas razones este magma es el más fluido de todos. La palabra máfico viene de **magnesium** (magnesio) y **ferrum** (hierro)⁽⁴⁾⁽³⁴⁾.
- **Ácidos o félsicos:** el contenido de sílice es alto, del 58-65% en peso, mientras que el de calcio, magnesio y hierro es bajo, del 5% aproximadamente. El contenido de sodio y potasio es de alrededor del 9%. La temperatura de este se encuentra entre los 750 y 1000 °C. Félsico deriva de **feldespato** (que se encuentra en abundancia en este magma) y **silicato**⁽⁴⁾⁽³⁴⁾.
- **Intermedio:** su contenido de sílice está ente el 52 y el 58% en peso, mientras que el de hierro, calcio y magnesio está alrededor de un 15%. Sodio y potasio están presentes en un 6%. Se ha determinado que su temperatura está alrededor de los 1000 °C⁽⁴⁾⁽³⁴⁾.

El papel que la proporción de sílice desempeña en el comportamiento del magma es crucial. Esto se debe a que la sílice (SiO_2) empieza a polimerizarse a medida que baja la temperatura en cadenas de diversa constitución (formadas por unidades tetraédricas de SiO_4^{4-})⁽⁴⁾⁽⁷⁾⁽⁸⁾. A la temperatura de ~750 °C la sílice forma grandes láminas (como en las micas) y redes cristalinas de configuración similar a la del diamante (red tridimensional infinita), que corresponde a minerales como el cuarzo y los feldespatos. Estas estructuras tan grandes fluyen con una dificultad considerable⁽⁴⁾⁽⁷⁾⁽⁸⁾. Por el contrario, a elevadas temperaturas (>1000 °C) la sílice está presente en forma de tetraedros simples de SiO_4^{4-} (como por ejemplo, en el olivino), o formando cadenas sencillas tal como en los piroxenos,

las cuales son en todo caso estructuras pequeñas que fluyen con mucha facilidad. La Figura A.12 muestra las estructuras de estos silicatos.

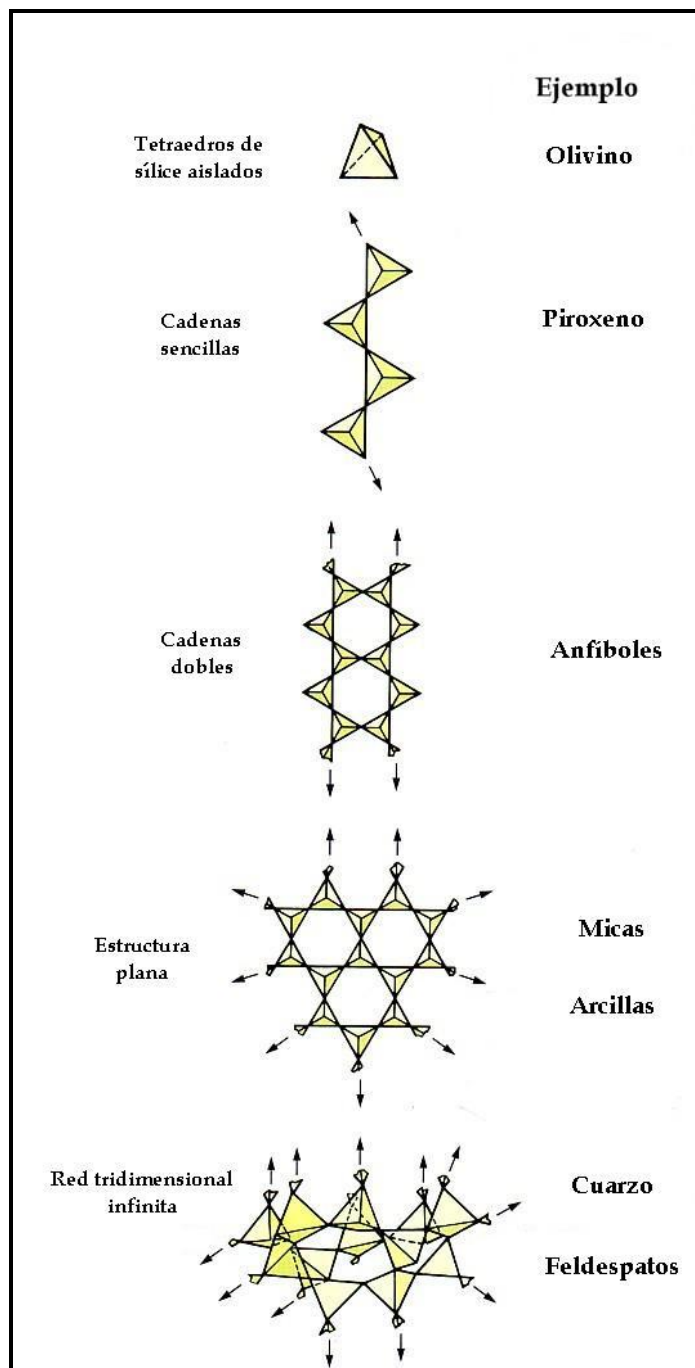


Figura A.12: estructuras de los silicatos⁽⁸⁾

También la proporción de volátiles (especialmente vapor de agua) juega un papel en la viscosidad del magma, ya que mientras mayor sea el porcentaje de ellos, más disminuirá esta última⁽⁴⁾.

Por lo tanto, la proporción de sílice, la temperatura y la proporción de volátiles son los factores de los cuales depende la **viscosidad**: mientras mayor sea la proporción de sílice (mayor acidez), mayor será la viscosidad y viceversa. A su vez, será la viscosidad la que determine la velocidad con la cual el magma se moverá por la litosfera, si este llegará finalmente a la superficie y del grado de violencia con que lo hará⁽⁴⁾. Además, también es importante tener en cuenta en esta dinámica que las rocas ácidas son menos densas que las básicas⁽⁴⁾.

Se debe señalar que estas denominaciones de ácido y básico no obedecen a las definiciones químicas convencionales, sino que son nombres que se han venido dando a estas rocas desde el siglo XIX⁽⁴⁾, cuando no estaban claramente definidos estos conceptos; sin embargo, las rocas que poseen una alta proporción de sílice si se pueden considerar ácidas, ya que el silicio es un no metal, y por lo tanto la sílice (que es óxido de silicio, SiO₂), podría considerarse como un óxido ácido⁽³⁵⁾.

A.4.5 Rocas Ígneas

El enfriamiento y cristalización del magma da origen a las denominadas **rocas ígneas**⁽⁷⁾, en este proceso se pueden dar dos situaciones: o bien el magma cristaliza dentro de la litosfera, sin aflorar a la superficie; o bien, puede alcanzar la superficie y salir para posteriormente cristalizar. En el primer caso a la roca resultante se le denomina **roca ígnea intrusiva o plutónica**; y en el segundo caso, **roca ígnea extrusiva o efusiva**, o también **volcánica**⁽⁷⁾⁽⁸⁾.

Las rocas ígneas intrusivas, se caracterizan por ser de una textura granuda (tamaño de los cristales relativamente grande, se distinguen a simple vista) debido a que el magma se enfrió muy lentamente⁽⁷⁾⁽⁸⁾. En general, estas rocas provienen de magmas ácidos e

intermedios, por lo que tienden a ser claras debido a la gran cantidad de cuarzo presente (SiO_2)⁽⁷⁾. Ejemplos característicos serían el granito (ácido) y la diorita (de composición intermedia)⁽⁷⁾.

Por el contrario, las rocas ígneas extrusivas, por la rapidez con que cristaliza el magma, poseen una textura muy fina (los cristales a veces sólo pueden verse con microscopio). Tienden a tener colores de grisáceos a oscuros (a veces rojizos), debido a la alta proporción de minerales hierro y magnesio presente. Suelen provenir de magmas básicos e intermedios. Son ejemplos característicos el basalto (básico) y la andesita (intermedia). También reciben el nombre de **rocas volcánicas**, ya que afloran durante las erupciones⁽⁷⁾.

Es importante señalar que las distinciones arriba anotadas no son tajantes, ya que existen rocas ígneas intrusivas que son básicas (de hecho todas las rocas ultrabásicas son intrusivas) y por el contrario, rocas ígneas extrusivas que son ácidas, aunque ambas son menos comunes; además, para cada roca ígnea intrusiva existe su correspondiente roca ígnea extrusiva (química y mineralógicamente igual) y viceversa, por ejemplo, para el granito su contraparte extrusiva es la riolita, el equivalente intrusivo del basalto es el gabro, y la diorita se corresponde con la andesita⁽⁷⁾.

A continuación, en la Figura A.13 se resumen los principales procesos que se dan en una zona de subducción continental en relación con los procesos magmáticos⁽⁸⁾.

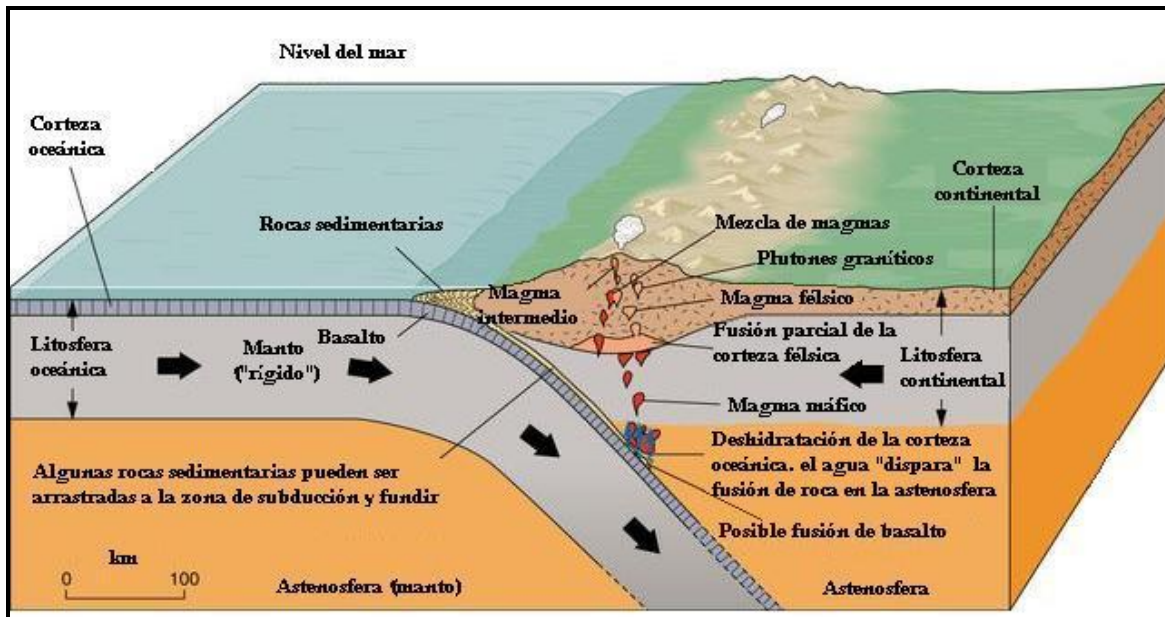


Figura A.13: Principales procesos en las zonas de subducción continentales⁽⁸⁾

A.5 VULCANISMO

A.5.1 Clasificación

Como se apuntaba en el apartado anterior, el magma puede salir a la superficie, en donde recibe el nombre de **lava**, produciéndose el fenómeno del **vulcanismo**. Esta salida puede darse a través de fracturas preexistentes en la corteza terrestre o producidas por la presión del magma en puntos de debilidad de la misma⁽⁴⁾.

El vulcanismo se origina como una continuación de los procesos de formación del magma en la litosfera⁽⁴⁾, considerando esto el vulcanismo se puede clasificar en:

- Vulcanismo por **dorsales oceánicas**: se da en zonas de separación de placas litosféricas, debido a la elevación de temperatura causada por la ascensión de corrientes convectivas del manto y la disminución de la presión en la litosfera. El magma que se libera por este mecanismo es básico (basalto)⁽⁴⁾.

- Vulcanismo por **subducción**: parte de la roca de la placa litosférica que subduce puede fundirse debido a la fricción originada por el movimiento de las placas, al mismo tiempo, roca de la astenosfera puede fundir por la agregación de agua de la corteza oceánica. El magma así formado tiende a ser de composición básica o intermedia, aunque puede evolucionar hasta tener una composición ácida debido a los mecanismos arriba explicados (diferenciación, asimilación y mezcla). A esta clase pertenece el 80% de los volcanes del mundo⁽⁴⁾.
- Vulcanismo por **punto caliente**: a diferencia de los dos anteriores que se dan en límites de placas litosféricas, este es intraplaca, y se debe a la presencia de corrientes convectivas en el manto que llegan a la litosfera (generalmente oceánica). Los magmas que se producen en este vulcanismo son básicos (basaltos)⁽⁴⁾.

A.5.2 Erupciones y Productos Volcánicos

Al proceso de salida de lava se le denomina **erupción volcánica**, y al punto de la corteza terrestre por donde sale, **volcán** o edificio volcánico⁽⁴⁾.

A los materiales que emergen durante una erupción volcánica son denominados **productos volcánicos**⁽⁴⁾. Dichos productos pueden ser sólidos, líquidos o gaseosos y se clasifican en las siguientes categorías:

- **Productos efusivos**: se refiere básicamente a la lava que fluye por la superficie terrestre, y cuya viscosidad puede variar. Esta lava puede tener cualquiera de las composiciones de magma descritas más arriba, así puede haber lava ácida, básica e intermedia. Debido a que al cristalizar origina rocas ígneas extrusivas, también se le puede denominar de acuerdo a la roca que origina, como por ejemplo lava basáltica o riolítica, entre otras. A los flujos de lava se les conoce también como **coladas**, y dependiendo de la composición su altura oscila desde unos pocos hasta los centenares de metros⁽⁴⁾. Básicamente existen tres tipos:

1. **Pahoehoe:** corresponde al tipo de lava menos viscosa, que es la basáltica (10^3 - 10^4 poises), y por lo tanto tiene mayor velocidad de desplazamiento (m/min). Su espesor típico es de 1 m. Debido a su elevada temperatura (>1000 °C) puede recorrer enormes distancias⁽⁴⁾.
2. **Aa:** la presentan lavas básicas e intermedias, su viscosidad es mayor (10^5 - 10^7 poises), su velocidad de desplazamiento típica está en el orden de los m/hora, y su espesor típico medio es de 10 m. Debido a su temperatura más baja (750-1000 °C) las partes superficiales pueden solidificarse y desprenderse⁽⁴⁾.
3. **Bloques:** es la colada que corresponde a lavas intermedias y ácidas. Es muy viscosa (10^7 - 10^9 poises), por consiguiente, es la más lenta (m/día), en promedio, su espesor típico es de 100 m. Por su baja temperatura (600-750 °C) es la colada que más fácilmente solidifica, pudiendo producir acumulaciones y taponamientos de los conductos de lava⁽⁴⁾.

Las palabras **pahoehoe** y **aa** provienen del idioma hawaiano y son reconocidas y aceptadas en vulcanología⁽⁴⁾⁽⁸⁾.

- **Productos piroclásticos:** son fragmentos de roca que durante la erupción son arrojados a la atmósfera y posteriormente caen al suelo, generalmente con trayectoria balística. Dichos fragmentos pueden ser arrojados ya sea como roca sólida, o bien como lava aún líquida que se solidifica en la atmósfera. Estos productos piroclásticos o simplemente **piroclastos** al acumularse en el suelo forman los depósitos piroclásticos, que a su vez reciben el nombre de **tefra** si no están consolidados y el de **roca piroclástica** si lo están⁽⁴⁾. Dependiendo de su tamaño, los productos piroclásticos a su vez se dividen en:
 - **Bombas y bloques:** son fragmentos de diámetro mayor a 64 mm y la diferencia entre ellos es que mientras que los primeros son arrojados como

fragmentos de lava que cristalizan en el aire, los segundos son expulsados ya como fragmentos sólidos. Debido a esta razón las bombas son redondeadas (debido a su rotación durante su caída y enfriamiento) y los bloques poseen formas irregulares⁽⁴⁾⁽⁸⁾.

- **Lapilli:** son fragmentos de un diámetro entre 64 y 2 mm, en singular su nombre es **lapillus**⁽⁴⁾.
- **Ceniza:** si su diámetro oscila entre 2mm y 1/16mm, se denomina **ceniza gruesa**, y si es menor de 1/16mm, **ceniza fina**⁽⁴⁾.

Los piroclastos pueden también formar flujos denominados **coladas piroclásticas** o **ignimbritas**⁽⁴⁾.

- **Gases:** los principales son vapor de agua, hidrógeno, cloruro de hidrógeno, fluoruro de hidrógeno, el dióxido de azufre y dióxido de carbono, aunque también hay otros menos comunes como amoníaco y metano entre otros⁽⁴⁾⁽³⁶⁾.

A.5.3 Clasificación de Erupciones y Edificios Volcánicos

Básicamente la viscosidad de la lava (que está ligada a la temperatura) y contenido de gases, es la que determina que clase de erupción volcánica se presenta, que tipo de productos se liberan durante la misma y en qué proporción, cuan violenta es, que características tendrá el edificio volcánico, que tipo de fenómenos paralelos se presentarán, y finalmente, que clase de riesgos entraña para la población⁽⁴⁾. Teniendo todo esto en cuenta, las erupciones volcánicas se clasifican así:

- **Hawaiana:** es una erupción totalmente efusiva (prácticamente sólo se emite lava), las coladas son de tipo pahoehoe y aa. La lava es basáltica, el tipo de edificio que forma se conoce como **volcán hawaiano** o **de escudo**, el cual consiste precisamente en una serie de capas de basalto. La frecuencia de erupción es muy alta (años), por

lo que no son violentas. Representan el menor riesgo para la población. Es vulcanismo de punto caliente⁽⁴⁾⁽⁸⁾. Pertenece a este tipo el volcán **Kilauea** en Hawai. La Figura A.14 muestra el esquema de un volcán hawaiano.

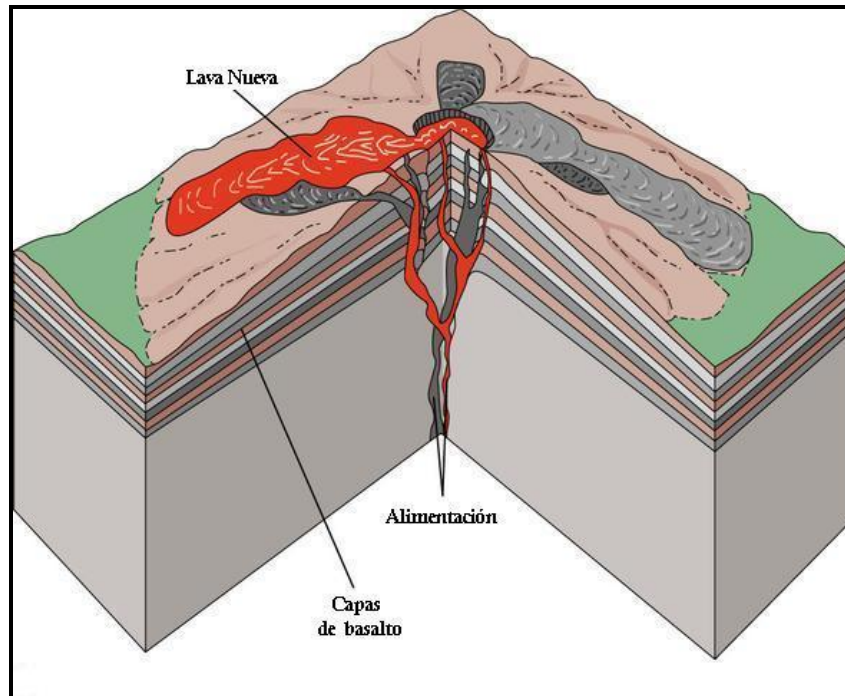


Figura A.14: Esquema de un volcán hawaiano⁽⁸⁾

- **Estromboliana:** en esta se presentan coladas de tipo aa y piroclastos (bombas, bloques y lapilli). Es propia de lavas básicas e intermedias con cierto contenido de gas, y se origina en zonas de subducción. Debido al contenido de gas, algunos piroclastos pueden contener “burbujas”o vesículas como por ejemplo el basalto vesicular. El edificio volcánico está formado por acumulaciones de piroclastos y coladas de lava, por lo que recibe el nombre de **volcán compuesto** y también **estratovolcán**. La frecuencia entre las erupciones es de décadas a siglos, incluso milenios⁽⁴⁾⁽⁸⁾. Debido a esto presentan una mayor liberación de energía por evento eruptivo, lo que implica un mayor riesgo para la población. Debe su nombre al volcán **Strómboli**, en las islas Eolias. La Figura A.15 muestra el corte esquemático de este tipo de volcanes⁽⁸⁾.

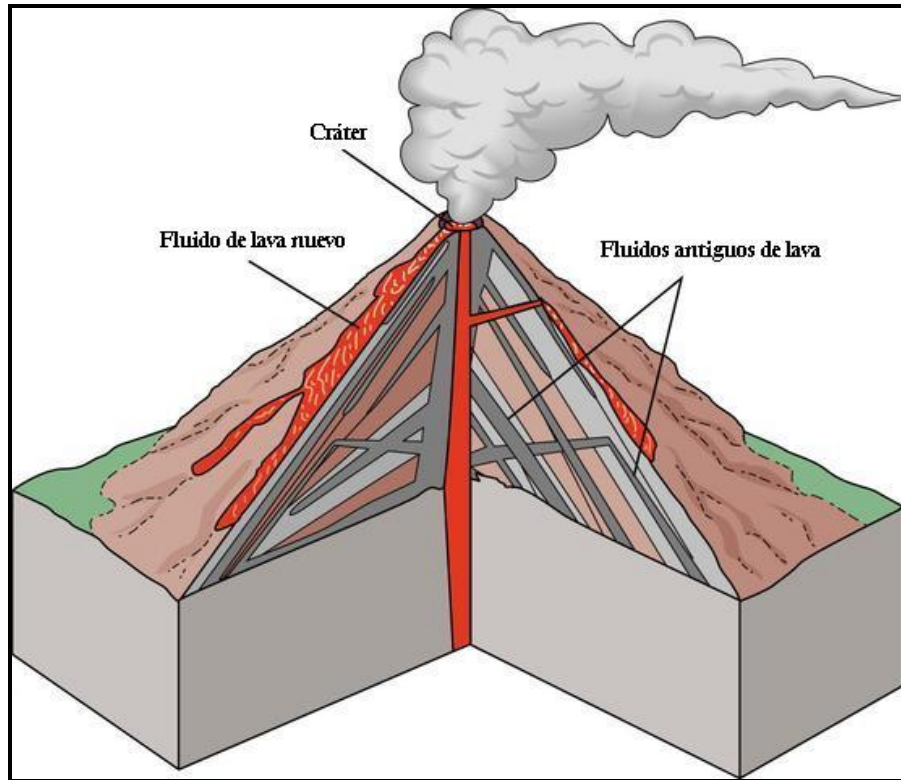


Figura A.15: Esquema de un estratovolcán⁽⁸⁾

- **Vulcaniana:** se da en magmas básicos e intermedios pero con un contenido de gas mayor. En este caso, prácticamente no hay coladas, únicamente piroclastos (bombas, bloques, lapilli y cenizas), los cuales pueden tener una consistencia esponjosa debido a la gran cantidad de vesículas, en cuyo caso reciben el nombre de **escorias** (por ejemplo escoria basáltica). Los edificios típicos producidos por estas erupciones son los **conos de escoria**, los cuales generalmente son **monogenéticos**, es decir, que se forman en una sola erupción, y no vuelven a tener actividad nunca. Esta clase de erupción toma su nombre de la isla de **Vulcano** (llamada así por el dios griego del fuego, palabra de la cual también se deriva volcán), que también se encuentra en las islas Eolias en el Mar Mediterráneo⁽⁴⁾.
- **Domática:** ocurre cuando el magma es de intermedio hasta ácido y tiene poco contenido de gas, por lo tanto básicamente sólo hay productos efusivos, específicamente coladas de bloques. Esto se da porque la lava es muy viscosa y cristaliza muy rápido, así que no ocupa una gran extensión. El edificio volcánico

característico de estas erupciones recibe el nombre **domo** y consiste en la acumulación de lava en un punto, su crecimiento es de adentro hacia fuera, lo que le da una estructura interna similar a las capas de una cebolla, por lo que los riesgos para la población se minimizan, además de tratarse también de eventos monogenéticos⁽⁴⁾. La Figura A.16 muestra las etapas de desarrollo de un **domo**.

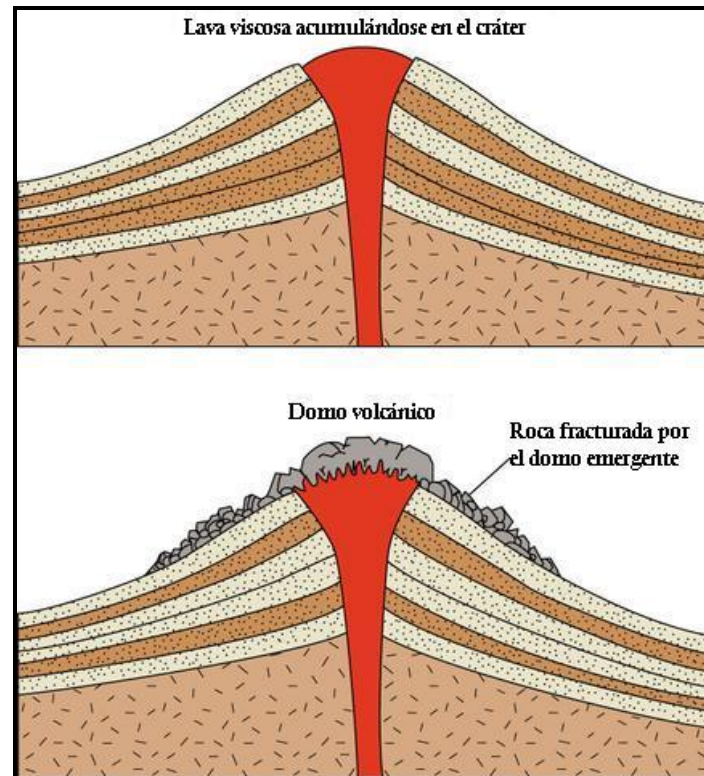


Figura A.16: Etapas de desarrollo de un domo⁽⁸⁾

- **Pliniana:** se produce cuando el magma es ácido y tiene gran contenido de gases. Prácticamente no hay productos efusivos, sólo piroclastos (desde bloques hasta ceniza fina, también se expulsan **pedras pómez** o **pumitas**, las cuales están constituidas básicamente por sílice) y gases. Es la más explosiva de todas y la que más material expulsa a la atmósfera. El intervalo entre erupciones va de los miles a las decenas de miles de años. Debido a su alta explosividad y productos, es la más peligrosa de todas. Los materiales que son más finos pueden ser transportados grandes distancias. Esta clase de erupción puede, según su intensidad subdividirse en erupciones **subplinianas**, **plinianas** propiamente dichas y **ultraplinianas**. Para

estas erupciones el edificio característico es una caldera, que se puede originar del colapso de un edificio preexistente (por ejemplo, un estratovolcán), y consiste en una depresión en el terreno a veces muy grande (km de diámetro), en ocasiones rodeada por los restos del edificio original⁽⁴⁾. Ejemplo de esta clase de edificio es el volcán **Anak Krakatau** (también conocido como **Krakatoa**) en Indonesia⁽⁴⁾⁽¹⁷⁾. El nombre de pliniana proviene de Cayo Cecilio Secundo, conocido como **Plinio el Joven** (62-114 DC), historiador romano que documentó la erupción del Vesuvio en el año 79 DC (en la cual murió su tío, **Plinio el Viejo**)⁽⁴⁾.

Conviene señalar que la clasificación aquí presentada es bastante general, y que en realidad en varias ocasiones se presenten casos intermedios en los que se podría aplicar más de una de las categorías arriba señaladas, por ejemplo en un estratovolcán aparte de las erupciones estrombolianas, no es infrecuente que se presenten erupciones vulcanianas, o incluso plinianas, que puedan convertirlo en una caldera, debido a la evolución de la composición del magma. Además, existen otros subtipos de erupciones atendiendo a las particularidades de cada una, por ejemplo erupciones **freatoplinianas** (que implican interacción con agua subterránea) y **surtseyanas** entre otras⁽⁴⁾.

En cuanto a la explosividad de las erupciones, esta se clasifica mediante el **Índice de Explosividad Volcánica** (IEV), que tiene una escala que va del 0 al 8; mientras mayor sea este número, más explosiva es la erupción. Para determinarlo, se toma en cuenta la cantidad de material expulsado, la altura de la columna eruptiva (que puede estar entre los metros y las decenas de kilómetros), duración de la erupción, violencia de la misma y área que abarca entre otras. Así por ejemplo, para las erupciones hawaianas el IEV está entre 0 y 1, y para las ultraplinianas, entre 6 y 8⁽⁴⁾⁽³⁶⁾. La siguiente tabla muestra un resumen de los principales tipos de actividad volcánica.

Tipos de actividad volcánica				
IEV	% de piroclastos o coladas piroclásticas	Denominación	Materiales emitidos	Tipo de edificio construido
0-1	0-3	Hawaiana	Coladas de lava	Volcán hawaiano o de escudo
1-2	40	Estromboliana	Piroclastos y coladas de lava	Volcán compuesto o estratovolcán
2-4	60	Vulcaniana	Coladas y piroclastos	Cono de escorias
4-8	99	Pliniana y Ultrapliniana	Coladas y oleadas piroclásticas	Caldera

Tabla A.1: Relación entre el IEV y el tipo de actividad volcánica⁽³⁶⁾

A.5.4 Duración de las Erupciones Volcánicas

En lo concerniente a la duración de los eventos eruptivos, se consideran varias categorías: **pulsos** eruptivos, que duran de segundos a minutos; **fase** eruptiva, formada de varios pulsos (pueden durar desde minutos hasta días); varias fases forman una **erupción** (desde días hasta años); a su vez una serie de erupciones integran una **época** eruptiva (decenas a miles de años); finalmente, las épocas eruptivas conforman un **período** eruptivo (miles a millones de años)⁽⁴⁾.

En general, el criterio para definir a que categoría pertenecerá un determinado suceso viene dado por los intervalos entre los mismos, por ejemplo aunque una fase y una erupción puedan tener una duración similar (días), se distinguen porque el intervalo entre fases es insignificante (segundos a minutos) mientras que entre erupciones puede ser, como ya se anotó, de cientos o incluso miles de años⁽⁴⁾.

A.5.5 Fenómenos Asociados y Precursores de Actividad Volcánica

Los riesgos para las poblaciones humanas derivados de todas las clases de erupciones descritas provienen tanto de los fenómenos eruptivos mismos (coladas, caídas de piroclastos, ignimbritas, emisión de gases tóxicos, explosiones), como de otros

fenómenos asociados, por ejemplo derrumbes, avalanchas de lodo conocidas como **lahares** (lahar en singular), sismicidad asociada a explosiones internas y ascenso de magmas (llamado “**tremor volcánico**”) y finalmente, tormentas eléctricas debido la condensación de agua atmosférica provocada por el ascenso a esta de material particulado fino. Hay que aclarar que algunos de estos últimos fenómenos no necesariamente se dan durante las erupciones sino que también pueden presentarse en períodos ínter eruptivos (por ejemplo lahares y derrumbes)⁽⁴⁾⁽¹¹⁾.

Antes de un evento eruptivo, se presentan ciertos precursores de la misma, en algunos casos, meses antes de que suceda. Los principales son: aumento de la sismicidad asociada al tremor volcánico, deformaciones del terreno, emisión de gases y aumento del potencial eléctrico del suelo, este último debido al roce entre el magma y la roca encajante⁽⁴⁾⁽³⁶⁾.

A.5.6 Volcanes Activos y Extintos

Para clasificar a un determinado volcán como **activo** no existe un criterio uniforme, pero se puede considerar como tal a aquel que presenta algún tipo de actividad eruptiva, o bien presenta otras manifestaciones como fumarolas o sismicidad. Si no presenta ninguna de estas clases de actividad, aún se considera activo si ha tenido al menos una erupción en los últimos diez mil años (en algunos casos se consideran lapsos de hasta treinta mil años). Si un volcán no cumple con ninguno de estos requisitos se le puede considerar como **extinto**. El término **volcán dormido** o **durmiente** se aplica a aquellos volcanes activos que no están en erupción⁽⁴⁾.

A.5.7 Recapitulación

De todo lo anterior se concluye que el factor más determinante del vulcanismo es el **mecanismo de formación y evolución del magma**, ya que en esencia es este el que

determinará su composición (y temperatura); la cual a su vez, como se describe arriba será la que determine el tipo de vulcanismo que tendrá lugar .

A.6 HIDROGEOLOGÍA DE LOS VOLCANES

En la naturaleza el comportamiento del agua está regido por el **ciclo hidrológico** que a grandes rasgos consiste en la **evaporación** del agua (ya sea de los cuerpos de agua como océanos, lagos y ríos o bien del suelo), su posterior **precipitación** (principalmente en forma de lluvia), su **infiltración** en el subsuelo, su **transpiración** por parte de los seres vivos y finalmente el resto forma la **escorrentía** (por ejemplo en ríos)⁽⁸⁾⁽⁹⁾.

Para que el agua pueda infiltrarse es necesario que los constituyentes del suelo permitan el paso de esta hacia capas más profundas, a esta característica se le denomina **permeabilidad**. Un suelo puede ser permeable porque los materiales que lo constituyen poseen suficientes espacios y del tamaño adecuado (**poros e intersticios**) para permitir que el agua los atraviese, en este caso se tiene **permeabilidad por porosidad**. También un suelo cuyos materiales no posean porosidad suficiente puede permitir el paso del agua a través de fisuras, con lo que se presenta **permeabilidad por fisuración**. La Figura A.17 muestra ambos tipos de permeabilidad⁽⁹⁾.

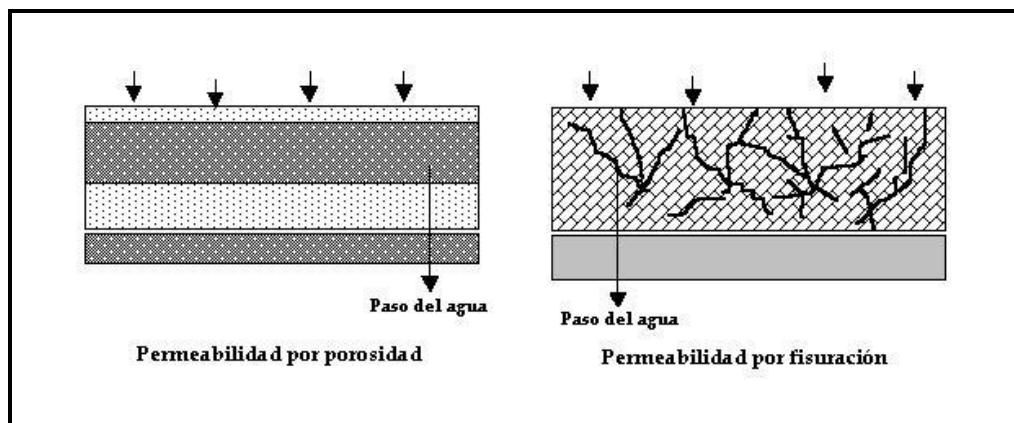


Figura A.17: Tipos de permeabilidad⁽⁹⁾

El subsuelo está constituido por capas o unidades de diversa composición, algunas de las cuales presentan permeabilidad de cualquiera de los tipos arriba descritos, mientras que otras no la presentan. Así se puede establecer la distinción entre unidades permeables e impermeables⁽⁹⁾.

A medida se profundiza en el subsuelo las unidades que son permeables se van saturando (es decir, que los espacios que permiten el paso del agua se van llenando con esta) cada vez más hasta llegar a una situación de saturación total. Si una unidad que está saturada, además, es capaz de transmitir el agua si se somete a un gradiente de presión (**gradiente hidráulico**) recibe el nombre de **manto acuífero** o simplemente **acuífero**, el cual atendiendo a la naturaleza de la unidad puede ser acuífero por porosidad o fisuración. Si en el límite entre un acuífero y la superficie no hay ninguna unidad que impida el paso del agua, entonces este se denomina **acuífero libre** y su presión hidrostática es igual a la presión atmosférica; si el acuífero está limitado por unidades impermeables (llamadas **acuífugos**) es un **acuífero confinado** o **artesiano** (pozo artesiano es aquél que se alimenta de un acuífero de este tipo, no necesariamente un pozo “artesanal”) y su presión hidrostática puede ser bastante más elevada que la presión atmosférica⁽⁸⁾⁽⁹⁾.

Los diversos tipos de volcanes están constituidos por materiales que pueden presentar alguno de los dos tipos de permeabilidad arriba descritos, o ambos, así por ejemplo un estratovolcán está constituido tanto por coladas que pueden presentar fisuración como por piroclastos que tienen una elevada porosidad, en ambos casos se tiene una alta permeabilidad; o bien, un domo de riolita puede tener un grado de fisuración suficiente como para también tener gran permeabilidad⁽⁴⁾⁽⁹⁾. De hecho, en muchos casos los volcanes constituyen los puntos de recarga más importantes para los acuíferos de una región y es uno de los grandes factores que determinan la presencia de población humana en zonas volcánicas (el otro es la fertilidad de los suelos, producto de la descomposición de los minerales de las rocas volcánicas)⁽⁴⁾⁽⁹⁾.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Ministerio de Cultura y Comunicaciones. **Geografía de El Salvador, Primer Tomo**. Dirección de Publicaciones e Impresos, San Salvador, 1986.
2. Organización de las Naciones Unidas (ONU), Comisión Económica Para América Latina (CEPAL). **INDICADORES SOCIALES BÁSICOS DE LOS PAISES DE LA SUBREGIÓN NORTE DE AMÉRICA LATINA Y EL CARIBE, EDICIÓN DEL BIENIO 2000-2001**. CEPAL-México, México, 2001.
3. Major, J.J.; Schilling, S.P; Pullinger, C.R; Escobar, C.D.; Howell, M.M.. **Volcano-Hazard Zonation for San Vicente Volcano, El Salvador**. United States Geologic Survey, Open-File Report 01-367, Vancouver, 2001.
4. Ancochea Soto, E.; Barrera Morate, J.L.. **Módulo de Vulcanología, III Curso de Especialización en Geología**, Facultad de Ingeniería y Arquitectura, Universidad de El Salvador, Ciudad Universitaria, 2002.
5. Pérez, N.M.; Salazar, J.M.L.; Hernández, P.A.; Soriano, T.; López, D.L.; Notsu, K.. **Diffuse CO₂ and ²²²Rn degassing from San Salvador volcano, El Salvador, Central America**. Geological Society of America Special Paper 375, Boulder, 2004.

6. Bouille, D.; Gallo Mendoza, G.. **Análisis de la contribución forestal a la producción de energía en América Latina - Tomo 2 de 2**. Depósito de documentos, FAO (documento HTML).
http://www.fao.org/documents/show_cdr.asp?url_file=/docrep/X5332s/x5332s00.htm
8 de septiembre del 2004
7. Guimerà, J.. **Módulo de Geología General, III Curso de Especialización en Geología**, Facultad de Ingeniería y Arquitectura, Universidad de El Salvador, Ciudad Universitaria, 2002.
8. Plummer, C.C.; McGeary, D.; Carlson, D.H.. **Physical Geology**. McGraw-Hill Higher Education, New York, 2001.
9. Duarte Saldaña, J.R.. **Curso de Introducción a la Hidrogeología**, III Curso de Especialización en Geología, Facultad de Ingeniería y Arquitectura, Universidad de El Salvador, Ciudad Universitaria, 2002.
10. Williams, H; Meyer-Abich, H.. **HISTORIA VOLCÁNICA DEL LAGO DE COATEPEQUE (EL SALVADOR) Y SUS ALREDEDORES**. Revista Comunicaciones, año III, abril-septiembre, Instituto Tropical de Investigaciones Científicas, San Salvador, 1954.
11. Herraíz Sarachaga, M. **Módulo de Sismología, III Curso de Especialización en Geología**, Facultad de Ingeniería y Arquitectura, Universidad de El Salvador, Ciudad Universitaria, 2002.
12. Lardé y Larín, J. **El Salvador: Erupciones e Incendios, Inundaciones y Terremotos, Biblioteca de Historia Salvadoreña, Volumen N° 5**. Dirección de Publicaciones e Impresos, Consejo Nacional para la Cultura y el Arte, CONCULTURA, San Salvador, 2000.

13. Rose, W.I.; Bommer, J.J.; Sandoval, C.A.. **Natural hazards and risk migration in El Salvador: An introduction**. Geological Society of America Special Paper 375, Boulder, 2004.
14. Escobar, C.D.. **VOLCANES ACTIVOS DE EL SALVADOR**. Servicio Geológico de El Salvador, Área Vulcanología 2002 (documento HTML)
<http://www.snet.gob.sv/Geologia/Vulcanologia/paginas/volcanesactivos.htm>
27 de agosto del 2004
15. Sofield, D.. **Eruptive history and volcanic hazards of Volcán San Salvador**. Geological Society of America Special Paper 375, Boulder, 2004.
16. Chesner, C.A.; Pullinger, C.R.; Escobar, C.D.. **Physical and chemical evolution of San Miguel Volcano, El Salvador**. Geological Society of America Special Paper 375, Boulder, 2004.
17. Smithsonian Institution. **Volcanoes of México and Central America**. Global Volcanism Program, (varios documentos HTML)
<http://www.volcano.si.edu/world/list.cfm>
28 de febrero del 2003
18. Sheets, P.. **Apocalypse then: Social science approaches to volcanism, people, and cultures in the Zapotitán Valley, El Salvador**. Geological Society of America Special Paper 375, Boulder, 2004.
19. Salazar, J.M.L.; Hernández, P.A.; Pérez, N.M.; Olmos, R.; Barahona, F.; Cartagena, R.; Soriano, T.; López, D.L.; Sumino, H.; Notsu, K.. **Spatial and temporal variations of diffuse CO₂ degassing at the Santa Ana-Izalco-Coatepeque volcanic complex, El Salvador, Central America**. Geological Society of America Special Paper 375, Boulder, 2004.

20. Weber, H.S.; Wieseemann, G.. **Mapa Geológico de la República de El Salvador/ América Central. Mapa geológico a escala 1:100,000 en 6 pliegos.** Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 1978.
21. Keweenaw Volcano Observatory, Michigan Technological University. **Volcanic Hazards --Northern Central America.** MTU Volcanoes Page (varios documentos HTML)
<http://www.geo.mtu.edu/volcanoes/hazards.html>
3 de marzo del 2003
22. C.E.L.. **EVOLUCIÓN GEOLÓGICA CAMPO GEOTÉRMICO BERLÍN.** Departamento de Investigaciones Geocientíficas, Gerencia de Recursos Geotérmicos, 1996.
23. Cartagena, R.; Olmos, R.; López, D.L.; Soriano, T.; Barahona, F.; Hernández, P.A.; Pérez, N.M.. **Diffuse soil degassing of carbon dioxide, radon, and mercury at San Miguel volcano, El Salvador.** Geological Society of America Special Paper 375, Boulder, 2004.
24. Giggenbach, W.. **THE INTERPLAY OF MAGMATIC AND HIDROTHERMAL PROCESSES IN THE FORMATION OF VOLCANIC AND GEOTHERMAL FLUID DISCHARGES.** Kagoshima international conference on Volcanoes, Kagoshima, 1988.
25. Stoiber, R.E.; Rose, W.I., Jr.. **The Geochemistry of Central American Gas Condensates.** Geological Society of America Bulletin, Vol. 81, 1970.
26. Giggenbach, W.; Le Guern, F.. **The Chemistry of magmatic gases from Erta´Ale, Ethiopia.** Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 40, 1976.

27. Hirabayashi, J.. **SAMPLING OF FUMAROLIC GASES AT VULCANO (ITALY) AND ANALYTICAL RESULTS**. Geothermics, Vol. 15. N° 2, 1986.
28. Giggenbach, W.; Rogel, R.. **Collection and Analysis of Geothermal and Volcanic Water and Gas Discharge**. Chemistry Division, Department of Scientific and Industrial Research, Petone, 1989.
29. Castillo, L.; Campos, N.. **DESASTRES POR ACTIVIDAD SÍSMICA Y VULCANOLÓGICA**, VOLUMEN I de la serie LOS DESASTRES EN EL SALVADOR: UNA VISIÓN HISTORICO SOCIAL. Centro de Protección para Desastres (CEPRODE), San Salvador, 1991.
30. Salazar, J.M.L.; Pérez, N.M.; Hernández, P.A.; Soriano, T.; Barahona, F.; Olmos, R.; Cartagena, R; López, D.L.; Lima. R.N.; Melián, G.; Galindo, I.; Padrón, E.; Sumino, H.; Notsu, K.. **Precursory diffuse carbon dioxide degassing signature related to a 5.1 magnitude earthquake in El Salvador, America Central**. Earth and Planetary Science Letters 205 (2002) 81-89, 2002.
31. Llambías, E.J.. **Geología de los cuerpos ígneos**. INSTITUTO SUPERIOR DE CORRELACIÓN GEOLÓGICA (INSUGEO), Universidad Nacional de Tucumán (documento HTML)
http://www.unt.edu.ar/fcsnat/INSUGEO/Libro_geologia/capitulo_4.htm
15 de agosto del 2004
32. Departamento de Ciencias, IES Joan Coromines, Benicarló. **ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA. MÉTODOS DE ESTUDIO DEL INTERIOR TERRESTRE**. Apuntes de Geología (documento PDF)
http://www.pakosimarro.com/Dto_Ciencias/GEO2BACH/Geo2bach_arch/TEMA%203%20GEOLOGÍA.pdf
15 de agosto del 2004

33. Nelson, S.A.. **Structure of the Earth and the Origin of Magmas**. Geology 212 Petrology course 2003, Department of Earth & Environmental Sciences, Tulane University (documento HTML)
http://www.tulane.edu/~sanelson/geol212/earths_interior.htm
28 de agosto del 2004
34. Introductory Earth Science. **Magmas and Melting**. James Cook University (documento HTML)
<http://tesla.jcu.edu.au/schools/earth/EA1001/Igneous/1.%20Magmas%2BMelting.html>
19 de agosto del 2004
35. Witten, K.W.; Gailey, K.D.; Davis, R.E.. **Química General**. McGraw Hill Interamericana de México, México, 1992.
36. Mata Leonart, R.. **Módulo de Geología Ambiental, III Curso de Especialización en Geología**, Facultad de Ingeniería y Arquitectura, Universidad de El Salvador, Ciudad Universitaria, 2002.
37. Townley, B.K.. **Hidrotermalismo**. Revista electrónica Ciencia Abierta, Universidad de Chile, diciembre del 2001 (documento HTML)
<http://cabierta.uchile.cl/revista/11/biblioteca/1-31/>
20 de agosto del 2004
38. Gonzáles Cárdenas, E.. **Glosario**. Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Área de Geografía Física, Universidad de Castilla La Mancha (documento HTML)
<http://www.uclm.es/dep/geot/glosario.htm>
31 de agosto del 2004

39. Giggenbach, W.. **Mass transfer in hydrothermal alteration systems-A conceptual approach**. Geochimica et Cosmochimica Acta Vol. 48, United States, 1984.
40. **Gran Enciclopedia de MINERALES y FÓSILES**. Servilibro Ediciones, Madrid, 1990.
41. Zora, J.. **Apuntes de Hidrogeología**. Área de Geología de la Universidad de Atacama (varios documentos HTML)
<http://plata.uda.cl/minas/apuntes/Geologia/hidrogeol/01000cont.htm>
12 de agosto del 2002
42. APHA, AWWA,WPCF. **Métodos Normalizados para el Análisis de Aguas Potables y Residuales**. Editorial Díaz de Santos, Madrid, 1992.
43. **Tectónica de placas**, Tierra (documento HTML)
<http://www.sonrullan.com/alumne/trabajos/tectonica/tectonica.htm>
12 de agosto del 2004